UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA DO
BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE DO SUL**

Ruy Paulo Philipp

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

(Vol. I)

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA DO BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE DO SUL

RUY PAULO PHILIPP

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Rômulo Machado

Examinadores: Prof. Dr. Antonio Romalino S. F. Cesar

Prof. Dr. Herbet Conceição

Prof. Dr. Lauro Valentim Stoll Nardi

Prof. Dr. Umberto Giuseppe Cordani

SÃO PAULO
1998

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA DO
BATÓLITO PELOTAS NO RIO GRANDE DO SUL**

Ruy Paulo Philipp

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

(Vol. I)

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005407

SÃO PAULO
1998

A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E TECTÔNICA DO BATÓLITO PELOTAS NO RS

SUMÁRIO

Resumo	vii
Abstract.....	ix
Agradecimentos.....	xi

Capítulo I - INTRODUÇÃO

1. Histórico dos Estudos	1
2. Metodologia e Trabalhos de Campo	3
2.1. Levantamentos Geológicos	3
2.2. Estudos Petrográficos	5
3. Análise das Estruturas Magmáticas e Tectônicas	6
4. Métodos Analíticos e Determinativos	
4.1. Análises Litogeoquímicas	7
4.2. Análises de Isótopos Radiogênicos	7
5. Síntese Geológica das Seções Estudadas	
5.1. Seção Norte (Porto Alegre-Passo do Vigário)	8
5.2. Seção Central (Pelotas-Canguçu-Pinheiro Machado)	9
5.3. Seção Sul (Arroio Grande-Erval-Pedras Altas)	12

Capítulo II - CONTEXTO GEOLÓGICO / GEOTECTÔNICO REGIONAL

1. Introdução	15
2. Evolução do Pensamento Geológico sobre o Setor Oriental do Escudo Sul rio-grandense	16
3. Modelos Geotectônicos Propostos e Problemas Vinentes	24

Capítulo III - ESTRATIGRAFIA DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução	29
2. Septos do Embasamento.....	33
3. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	35
4. Suíte Intrusiva Erval	37
5. Suíte Intrusiva Viamão	38
6. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul	39
7. Suíte Granítica Cordilheira	42
8. Suíte Granítica Dom Feliciano	43

Capítulo IV - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS SUÍTES GRANÍTICAS E DOS SEPTOS DO EMBASAMENTO

1 - Septos do Embasamento	45
1.1. Septos na Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	
a. Gnaisses Piratini	46
b. Gnaisses Arroio da Solidão	47
c. Anfibolitos da Br-392	48
d. Gnaisses São Lourenço	49
e. Gnaisses Calci-silicáticos	50
f. Bt-hb anfibolitos finos	51
g. Bt gnaisses bandados	53
h. Ortognaisses migmatíticos	53
i. Gnaisses quartzo-feldspáticos	55
1.2. Septos na Suíte Intrusiva Erval	
a. Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras	57
b. Quartzitos e Xistos Erval	59
c. Gnaisses Arroio Pedrado	60
d. Anfibolitos Alto Alegre	62
e. Gnaisses granodioríticos-tonalíticos	64
f. Ortognaisses migmatíticos	65

1.3. Septos na Suíte Intrusiva Viamão	
a. Gnaisses Arroio Lajeado	65
b. Gnaisses Porto Alegre	67
2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	72
2.1. Granitóides	73
2.2. Enclaves Máficos	78
3. Suíte Intrusiva Erval	79
3.1. Rochas Graníticas	80
4. Suíte Intrusiva Viamão	84
4.1. Granito Viamão	85
4.2. Granito Monte Bonito	89
4.3. Granito Arroio Moinho	96
4.4. Granito Coxilha do Fogo	100
4.5. Granito Chasqueiro	103
4.6. Granito Independência	106
4.7. Granito Arroio dos Kaster	108
5. Suíte Granítica Cordilheira	110
5.1. Granito Três Figueiras	110
6. Suíte Granítica Dom Feliciano	111
6.1. Granito Canta Galo	112
6.2. Granito Ponta Grossa	112
6.3. Granito Santana	114
6.4. Granito Cerro do Sandi	116
6.5. Granito Passo do Coutinho	119
6.6. Granito Capão do Leão	122

7. Rochas Alcalinas e Peralcalinas

7.1. Diques Riolíticos Porto Alegre	123
7.2. Diques Riolíticos Asperesas	126
7.3. Tufos e Ignibritos Ana Dias	127
7.4. Granito Bela Vista	128

Capítulo V - EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução	131
2. Contatos do Batólito Pelotas	132
3. Estruturação: encaminhamento da discussão	134
4. Segmentação do Batólito (Domínios Lito-estruturais)	136
5. Geologia Estrutural dos Granitóides Estudados	139
5.1. Septos do Embasamento.....	139
5.2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	141
5.3. Suíte Intrusiva Erval	144
5.4. Suíte Intrusiva Viamão	147
5.5. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul	148
5.6. Suíte Granítica Cordilheira.....	149
5.7. Suíte Granítica Dom Feliciano	151
6. Considerações Finais	152

Capítulo VI - GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

1. Introdução	155
1.1. Generalidades	155
1.2. Apresentação dos Dados	156
2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	157
3. Suíte Intrusiva Viamão	162
4. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul	167
5. Suíte Granítica Cordilheira	169
6. Suíte Granítica Dom Feliciano	173

7. Granito Bela Vista	178
8. Considerações Finais	179

Capítulo VII - ESTUDOS ISOTÓPICOS NO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução	183
2. Histórico	184
3. Geocronologia	185
3.1. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	185
3.2. Suíte Intrusiva Viamão	188
3.3. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul	189
3.4. Suíte Granítica Cordilheira	189
3.5. Suíte Granítica Dom Feliciano	190
3.6. Rochas Miloníticas	191
4. Isótopos Radiogênicos	191
4.1. Geoquímica dos Isótopos de Sr	192
4.1.1 - Razões Iniciais	192
4.1.2 - Valores de ϵ_{Sr}	193
4.2. Geoquímica dos Isótopos de Nd	194
4.2.1 - Idades Modelo (Nd)	194
4.2.2 - Valores de ϵ_{Nd}	195
4.2.3 - Estudos Combinados de Sr e Nd	196
5. Considerações Finais	197

Capítulo VIII - CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

1. Introdução	199
2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado	200
3. Suíte Intrusiva Erval	203
4. Suíte Intrusiva Viamão	204
5. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul	208
6. Suíte Granítica Cordilheira	211

7. Suíte Granítica Dom Feliciano	214
--	-----

Capítulo IX - ARCABOUÇO E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução	217
2. Arcabouço Geológico do Batólito	218
3. Considerações Finais	221

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	227
---	------------

Anexo I - Fórmulas de Cálculos Isotópicos

Anexo II - Descrição das Amostras Analisadas

Resumo

O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, apresenta um arcabouço definido por um expressivo complexo plutônico multintrusivo e polifásico. Possui uma extensão de cerca de 400 km e uma largura entre 80 e 120 km. O batólito é composto quase totalmente por suítes e plútons de rochas granitóides, sendo reconhecidas ainda exposições de rochas básicas e septos dos metamorfitos encaixantes. Sua evolução temporal de aproximadamente 70 Ma (620-550) é resultante da adição de distintos processos tectônicos. Com base na constituição interna e na subdivisão estratigráfica do batólito, foram individualizadas seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF). Associados às rochas graníticas da SIV, SIES e SGDF, ocorrem pequenos corpos de rochas ígneas intermediárias a básicas (Diorito Capim Branco, Gabros Passo da Fabiana e outros corpos não denominados). Destaca-se, ainda, a ocorrência de rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas constituindo pequenos platôs de rochas piroclásticas e enxames de diques. A construção definitiva do Batólito Pelotas é o resultado do desenvolvimento de três ciclos magmáticos principais. Esta evolução iniciou com o magmatismo cálcio-alcálico médio a alto-K da SIPM, com a cristalização de uma associação expandida de dioritos a monzogranitos, relacionada ao Neoproterozóico (620 a 605 Ma). Um segundo ciclo magmático, com evolução temporal vinculada ao fim do Neoproterozóico (595-580 Ma), é definido pela formação dos granitos sin a tardi-transcorrência (D_2), representados pela SIE, SIV, SIES e SGC. A contemporaneidade da SIV e SIES contrasta com a natureza geoquímica dos seus magmas, que caracterizam uma zonação definida por granitos de afinidade alcalina (SIES), situados mais a oeste, com uma suíte cálcio-alcálica alto-K (SIV) localizada mais a leste. A SGC, de afinidade cálcio-alcálica e natureza peraluminosa, é constituída por leucogranitos a duas micas, gerados por fusão crustal. Um terceiro ciclo magmático é definido pelos maciços graníticos da SGDF e por manifestações subvulcânicas e vulcânicas tardias. Esta última associação, de idade cambriana (570-550 Ma) representa a evolução final do batólito, e se caracteriza por granitos de afinidade cálcio-alcálica alto-K, com proporção reduzida de granitos alcalinos. Manifestações de natureza alcalina e peralcalina são representadas por diques riolíticos e pelo Granito Bela Vista. Os dados isotópicos, caracterizados por razões Sr^{87}/Sr^{86} elevadas e valores de ϵ_{Nd} negativos, indicam que as suítes que constituem o batólito foram geradas predominantemente por retrabalhamento crustal, com participação reduzida de material mantélico juvenil. A justaposição

destas associações graníticas, em grande parte, mantêm relações com a formação de extensas zonas de cisalhamento dúctil e rúptil-dúctil. As unidades que compõem o batólito foram afetadas, até sua construção definitiva, por três eventos deformacionais - dois de deformação dúctil (D_1 e D_2) e um de deformação dúctil-rúptil a rúptil (D_3). A SIPM é afetada pela deformação mais antiga (D_1), caracterizada por zonas de cisalhamento subhorizontais, com lineação de estiramento oblíqua indicando movimento de topo para E-SE. As demais suítes foram afetadas somente pelos eventos D_2 e D_3 , caracterizados pela formação de zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com rejeito direcional e deslocamento lateral esquerdo dominante. A evolução estrutural desta região é compatível com um modelo tectônico transpressivo relacionado à convergência oblíqua de placas, ocorrendo um forte encurtamento horizontal, com estiramento vertical no plano de cisalhamento, que propiciou o desenvolvimento de estruturas em flor, positivas (transpressão) ou negativas (transtensão). O modelo transpressivo proposto pode ser dividido em 2 estágios: o primeiro, em que predominaram movimentos subhorizontais, e o segundo, onde a movimentação foi direcional. A passagem de um estágio para o outro pode ser explicada através da partição da deformação, implicando a mudança do quadro cinemático regional, onde a ascensão dos magmas graníticos seria favorecida pela componente vertical induzida pela transpressão. Neste sentido, os magmas graníticos ascendem na crosta e são simultânea ou posteriormente deformados num regime com predominância de movimentação transcorrente.

Abstract

The Pelotas Batholith, situated in the eastern part of the Sul-rio-grandese shield, is a 400 km-long, 80-120 km-wide framework of multi-intrusive, poliphasic plutonic rocks. It is mostly constituted by granitic plutons and suites, with minor occurrence of basic rocks and remnants of metamorphic host rocks. The time span of 70 Ma (620-550 Ma) involved in its evolution results from successive and distinct tectonic processes. Based on its internal constitution and stratigraphy, six intrusive suites have been described, namely the Pinheiro Machado Intrusive Suite (PMIS), the Viamão Intrusive Suite (VIS), the Encruzilhada do Sul Intrusive Suite (ESIS), the Cordilheira Granitic Suite (CGS) and the Dom Feliciano Granitic Suite (DFGS). Associated with granitic rocks from the Viamão, Encruzilhada do Sul and Dom Feliciano suites, small intrusions of basic to intermediate rocks have been described (the Capim Branco Diorite, Passo da Fabiana Gabbros and other non-denominated intrusions). Additionally, acid volcanic and subvolcanic rocks are found as small, pyroclastic rock plateaus and dike swarms. The final assembly of the Pelotas Batholith results from three main magmatic cycles. The first one is related to the Neoproterozoic (620 to 605 Ma), represented by the medium to high-K, calc-alkaline magmatism which formed the PMIS through the crystallization of an expanded association of diorites to monzogranites. During the second magmatic cycle, referred to late Neoproterozoic (595-580 Ma), syn- to late-transcurrence (D_2) granites have formed, which are represented by the Erval, Viamão, Encruzilhada and Cordilheira suites. The contemporary character of the Viamão and Encruzilhada suites, as opposed to the contrasting geochemical nature of their magmas, establishes a zonation from calc-alkaline affinity granitoids (ESIS) in the west to a high-K, calc-alkaline magmatism (VIS) in the eastern part of the batholith. The Cordilheira Granitic Suite, of calc-alkaline affinity and peraluminous nature, is constituted two-mica leucogranites attributed to crustal-melting processes. The third magmatic cycle is represented in the granite massives of the Dom Feliciano Granitic Suite and late volcanic to subvolcanic episodes. This association, of cambrian age (570-550 Ma), reflects the final evolution period of the batholith, and is composed of high-K, calc-alkaline rocks, with minor amounts of alkaline granitoids. Alkaline and peralkaline terms are represented by the Bela Vista Granite and rhyolite dikes. Isotopic data, namely high Sr^{87}/Sr^{86} ratios and negative ϵ_{Nd} values, indicate that the granitic suites which constitute the Pelotas Batholith have originated mainly through crustal reworking, with minor participation of mantelic sources. The successive

emplacement of granitic rock associations is largely related to the activity of extensive, ductile to brittle-ductile shear zones. The constituent suites within the batholith have been affected by three successive deformational events, from which the first two are ductile (D_1 and D_2) and one is ductile-brittle to brittle (D_3). Granitoids from the Pinheiro Machado Intrusive Suite register the oldest deformation event (D_1), which is characterized by flat-lying shear zones with oblique stretching lineations indicating top-to-ESE movement. The remaining suites have been subjected only to D_2 and D_3 , with the formation of steeply-dipping, left-lateral strike-slip shear zones. The structural evolution determined for this region is compatible with a transpressive tectonic model related to oblique plate convergence, giving rise to horizontal crustal shortening and vertical stretching within the main shear plane, thus developing positive (transpressive) and negative (transtensive) flower structures. The proposed transpressive model may be further dismembered in two stages, the first being dominated by subhorizontal movements and the last by directional ones. The transition from one stage to another may be attributed to deformation partitioning, implying a change in the regional kinematic picture, where the ascension of granitic magmas would be favoured by the vertical component induced by transpression. The granitic magmas would then ascend through the crust and be simultaneous or subsequently deformed in a dominantly transcurrent regime.

Agradecimentos

Aos professores e alunos da UNISINOS e da UFRGS, com quem tive a oportunidade de aprender e ensinar, em especial, aos geólogos Rene Luzardo, Marco Antonio Tedesco, Fernando Mello, José A. Pinheiro (Xirú), Arnaldo Barba e, aos professores Dr. Romulo Machado, Dra. Maria de Fátima Bitencourt, Dr. Lauro Nardi, Dr. Léo Afraneo Hartmann, Dr. José Carlos Frantz, Dr. Antonio Romalino do Santos Fragoso Cesar, Dra. Marcia Gomes, Marcus Vinicius Dorneles Remus, Heinrich Frank, Dr. Emanuel Jardim de Sá, Dr. Angel Fernandez e Dr. Michel Demange, pelas discussões, conselhos e amizade.

Para o André dos granulitos, que apesar de convivermos num mundo tão distante, tão seco e hidratado ao mesmo tempo, nossa amizade une nossas curiosidades geológicas por trilhas de grande fraternidade.

Aos bolsistas de iniciação científica Wanderlei Bica Jr. e Luciano Korzenovski (Espeto) pela força nas diversas etapas deste projeto, principalmente, na preparação das amostras para as análises químicas.

Ao colega André Araújo por sua disponibilidade sem fim e pela confecção do mapa geológico.

À FAPESP e ao CNPq por oportunizarem a realização deste projeto.

A todos os funcionários do Instituto de Geociências da UFRGS pela atenção e paciência nos quase sempre apressados procedimentos, em especial ao Jorge Fernando Ramos da Rosa.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP, em especial a Liliane, do Laboratório de Geocronologia e a Ana Paula, da Secretaria do Pós-Graduação, pela compreensão e ajuda em diversas etapas de evolução deste trabalho.

Aos colegas e professores do IG-UFRGS, em especial a Dra. Maria de Fátima Bitencourt e Dr. Farid Chemale Jr., pelas incansáveis discussões, pela disposição, paciência e pela ajuda na parte de edição gráfica de inumeráveis figuras.

Aos meus orientadores Dr. Mario Cesar Heredia Figueiredo (in memoriam) e Dr. Romulo Machado, pelas grandes lições de vida, pelo inestimável apoio e estímulo científico, pela amizade e receptividade com que acolheram e ajudaram a desenvolver este projeto.

A minha família, Jacira, Vinicius e Felipe, pelo carinho, compreensão, paciência e pelo adorável prazer da nossa convivência.

Capítulo I

INTRODUÇÃO

1. Histórico dos Estudos

O presente trabalho representa uma síntese do aprendizado geológico do autor, desenvolvido essencialmente na região central e leste do Escudo Sul-rio-grandense, com ênfase na petrologia estrutural das rochas granitóides ocorrentes na porção Oriental do referido escudo, denominada Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al, 1986) (fig.1). Estes estudos iniciaram com o trabalho de conclusão do autor no curso de Geologia da Unisinos (Benedetti, Figueiró, Konrath & Philipp, 1985), evoluindo no decorrer da década de 80 e início de 90, com as atividades docentes e de pesquisa desempenhadas junto ao Departamento de Geologia da Unisinos e ao Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Neste período intensificaram-se os trabalhos de mapeamento geológico e estrutural, bem como o reconhecimento geoquímico das rochas graníticas da região de Canguçu, Pelotas, Piratini e Pinheiro Machado. Nos projetos de pesquisa foram estudadas as séries de rochas granitóides e seus xenólitos, representados por diversas associações de rochas metamórficas orto e para-derivadas, bem como as relações estruturais e cronológicas identificadas entre as rochas granitóides e as zonas de cisalhamento dúcteis que cortam esta região (Philipp, 1990a; Philipp, 1990b; Almeida et al., 1990; Gomes et al., 1991; Philipp et al, 1991; Philipp et al. 1993). Neste mesmo período, as atividades docentes do autor, concentradas na orientação de alunos em projetos de mapeamento geológico (trabalho de conclusão, curso de Geologia da UNISINOS), estavam direcionadas ao estudo das associações de rochas metamórficas localizadas de modo adjacente, à oeste dos granitóides anteriormente citados, na região de Santana da Boa Vista, Campinas, Torrinhas e Pinheiro Machado. Esta oportunidade permitiu o conhecimento de uma parte dos terrenos gnáissicos do embasamento Transamazônico (Remus, Philipp & Junges, 1990) e também dos restos da supraestrutura encontrada nesta porção central do escudo, representada por um complexo meta-vulcano-sedimentar de baixo a médio grau metamórfico (Remus, Faccini, Tedesco & Philipp, 1987). Este fato foi importante por possibilitar uma correlação entre as unidades da porção central do escudo com os xenólitos de rochas metamórficas encontrados no interior do domínio das rochas granitóides.

Mais recentemente, o desenvolvimento da presente tese, com a ampliação da área de trabalho, englobando uma nova seção detalhada de estudos petrográficos, geoquímicos e estruturais no extremo norte do Batólito Pelotas, mais precisamente, na região de Porto Alegre (Philipp et al., 1994; Philipp, 1995; Philipp & Viero, 1995a) e, uma outra seção comparativa de

estudos petrográficos e estruturais no extremo sul do referido batólito, englobando a região de Pedras Altas, Erval e Arroio Grande (Machado, Philipp & Melo, 1995). Devido a presença de exposições significativas, foram feitas seções específicas nas regiões de São Lourenço, Basílio, Pedro Osório, Vila Conde Matarazzo e Pinheiro Machado. Do mesmo modo, continuava o mapeamento e os estudos estruturais e geoquímicos da região central do batólito e suas adjacências (Philipp, Machado & Demange, 1994; Philipp & Viero, 1995b; Philipp et al. 1995).

As premissas básicas deste trabalho é a integração do mapeamento geológico e estrutural com a petrografia e geoquímica. Desta maneira, procurou-se inicialmente esclarecer a estruturação tectônica das seções estudadas com base no levantamento regional de perfis geológico-estruturais, seguindo com a caracterização e individualização das principais unidades litológicas e estruturais. Tais unidades serão focalizadas em seus aspectos petrográficos, geoquímicos, estruturais, estratigráficos e petrológicos. Esta longa etapa de mapeamento geológico e coleta de dados lito-estruturais e geoquímicos resultou na base estratigráfica determinada a partir da integração deste conjunto de informações geológicas.

O objetivo principal desta tese é caracterizar as principais associações de rochas plutônicas do Batólito Pelotas encontradas nas seções propostas, através de estudos de petrologia estrutural, envolvendo investigações sobre a composição geoquímica, condições de cristalização, processos de diferenciação atuantes nas associações plutônicas e condições de posicionamento de seus corpos. Na colocação dos corpos graníticos, além das informações contidas nas estruturas primárias, reveste-se de grande importância compreender o papel exercido pelas zonas de cisalhamento dúcteis no posicionamento dos granitóides e na sua cronologia relativa. A reunião destas informações, adicionadas aquelas disponíveis na literatura, servirá para estabelecer num contexto evolutivo, o quadro estratigráfico e tectônico do batólito.

O Batólito Pelotas é constituído por seis suítes granitóides, com alguns corpos básicos de significado geológico ainda não esclarecido. No interior das rochas graníticas são encontradas diversas associações de septos metamórficos. O arcabouço litoestratigráfico observado resultou de uma longa evolução temporal, consequente da adição de distintos processos geotectônicos. A justaposição de algumas suítes graníticas, em grande parte, mantém relações diretas com a formação de zonas de cisalhamento subverticais dúcteis e rúptil-dúcteis. Estas zonas podem ser subdivididas pelo menos em três grupos principais, gerados em três eventos denominados D_1 , D_2 e D_3 , definidos pela distinta disposição espacial das foliações miloníticas e das lineações de estiramento, tipos de rochas geradas, indicadores cinemáticos e relações de superposição milonítica e/ou cataclástica. A identificação e caracterização destas estruturas tectônicas é

fundamental, principalmente, por que a evolução das zonas de cisalhamento causa a transformação parcial ou total do protólito, com o desaparecimento de estruturas primárias.

Os xenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos, anfibolitos, rochas calci-silicáticas, quartzitos e xistos, encontrados no interior dos granitóides, contém informações sobre uma antiga crosta paleo a meso-proterozóica, guardando registros de eventos tectônicos e orogenéticos do passado. A investigação dos tipos de protólitos encontrados e as informações acerca das estruturas e condições de metamorfismo passam a ser fundamentais para a correlação dos xenólitos com as associações metamórficas dispostas de modo adjacente, à oeste e, a leste do Batólito Pelotas.

Finalmente, gostaria de salientar que para a realização plena deste trabalho, foi muito importantes a pesquisa na base da história da geologia do escudo do RS, os trabalhos anteriores. Estes relatos tem, além da visão pessoal dos autores, o poder de remeter-nos a antigos afloramentos, contendo preciosas descrições de locais que hoje estão desgastados pelo avançar dos tempos. A estes antigos geólogos, tão recentes, seja oferecido o devido reconhecimento pela dedicação e vontade de aprender.

2 - Metodologia e Trabalhos de Campo

2.1. Levantamentos Geológicos

Como base para os levantamentos geológicos foram utilizadas as cartas topográficas plani-altimétricas do Serviço Geográfico do Exército Brasileiro em escala 1:50.000, e também fotografias aéreas de escala 1:60.000. Os dados reunidos e coligidos são apresentados em croquis de afloramentos e no mapa geológico integrado 1:600.000, os quais mostram as principais unidades lito-estruturais identificadas e seus traços estruturais mais importantes.

Os perfis geológicos regionais executados nas etapas iniciais excediam a área de estudos e tinham como premissa básica a busca de um delineamento do arcabouço tectônico principal da região e sua correlação em diferentes escalas. Os trabalhos de campo foram precedidos por uma análise de imagens de satélite, imagens de radar e por fotointerpretação preliminar em escalas 1:110.000 e 1:60.000. A análise de fotografias aéreas procurou extrair as melhores informações sobre os contatos geológicos, feições estruturais e litológicas, com a separação de domínios fotogeológicos distintos, para posterior investigação nos trabalhos de campo.

As informações litológicas, estruturais e estratigráficas foram geradas a partir de

mapeamento geológico em escala 1:50.000 realizado pelo autor, com a grata colaboração de diversos colegas geólogos, professores e alunos, em especial, geólogos Rene Luzardo, Marco Antonio Tedesco, Fernando Mello e, os professores Dr. Romulo Machado, Dra. Maria de Fátima Bitencourt, Dr. Lauro Nardi, Dr. José Carlos Frantz, Dr. Antonio Romalino do Santos Fragoso Cesar, Dra. Marcia Gomes, Marcus Vinicius Dorneles Remus, Dr. Emanuel Jardim de Sá, Dr. Angel Fernandez e Dr. Michel Demange.

Os estudos desta tese apresentarão a integração de três seções geológicas de direção NW-SE, dispostas de maneira transversal ao alongamento e as principais estruturas do Batólito Pelotas (fig. 2). Estas seções estão localizadas no extremo norte, na região central e no extremo sul do batólito, sendo dispostas de maneira a possibilitar a representação das principais associações petroectônicas e a análise da correlação lateral de suas unidades e estruturas. Nestas seções foi realizado mapeamento geológico e estrutural, acompanhados por uma petrografia detalhada, análises litogeoquímicas e geocronológicas. Em seções localizadas nas regiões de Pinheiro Machado, Pedro Osório, Basílio e São Lourenço, o autor preocupou-se em reunir elementos geológicos, estruturais e petrográficos que permitissem a correlação com as áreas adjacentes.

Os dados reunidos nesta tese remontam aos trabalhos geológicos da dissertação de mestrado do autor, com estudos petrológicos e estruturais relativos aos granitóides da Suíte Pinheiro Machado e seus xenólitos e do Granito Monte Bonito (Philipp, 1990a, 1990b). Estes primeiros trabalhos foram reavaliados e reunidos nos estudos sobre a porção central do Batólito Pelotas, abrangendo de leste para oeste, a região de Pelotas, Monte Bonito, Canguçu, Morro Redondo, Coxília do Fogo e Santana da Boa Vista. Nesta seção foram escolhidas áreas chaves para a execução de mapeamento geológico e estrutural em escala 1:50.000, envolvendo inicialmente as cartas topográficas de Monte Bonito, Passo das Pedras de Cima, Canguçu e Piratini, sendo posteriormente incorporadas parte das folhas Arroio da Solidão, Arroio da Bica, Figueiras, São Lourenço e Capão do Leão. Nesta área foram descritos aproximadamente 750 afloramentos, incluindo 22 pedreiras, com descrição detalhada de 294 lâminas delgadas. Os principais afloramentos estão localizados na BR-392 e BR-290, nas inúmeras pedreiras da região de Monte Bonito e também ao longo dos principais arroios da região.

A segunda área de estudos geológicos, está localizada no extremo norte do batólito, incluindo a região metropolitana de Porto Alegre e adjacências. Nesta seção foi realizado o mapeamento geológico e estrutural em escala 1:50.000 das folhas Porto Alegre, Passo do Vigário e Gravataí, com a descrição de 160 afloramentos, incluindo 28 pedreiras e culminando com a descrição de aproximadamente 110 lâminas delgadas.

A última área estudada, localizada no extremo sul do batólito, abrange a região de Jaguarão, Pedras Altas, Erval, Arroio Grande, Basílio e Pedro Osório. Estas investigações culminaram com o mapeamento geológico e estrutural em escala 1:50.000 das folhas Arroio Grande, Erval e parte das folhas Basílio, Pinheiro Machado, Passo do Coutinho e Pedras Altas. Este trabalho resultou na descrição de 199 afloramentos, sendo 12 pedreiras e 15 cortadores de pedra, com um total de 122 lâminas delgadas descritas.

Nas demais áreas não abrangidas por estes estudos, o autor reuniu informações recompiladas dos mapeamentos realizados por Ramgrab, Wildner & Camozzato (1996), UFRGS (1995), Santos et al. (1988), Trainini (1987) e UNISINOS (1984, 1985).

2.2. Estudos Petrográficos

As análises petrográficas foram conduzidas por métodos tradicionais com o uso do microscópio petrográfico monocular e binocular de luz polarizada das marcas Zeiss e Leitz. Os estudos petrográficos incluem a identificação e descrição pormenorizada dos minerais constituintes, sua caracterização textural, sua representividade e significado na trama, o estabelecimento das paragêneses minerais, bem como as relações e transformações texturais provocadas nos granitóides pelo metamorfismo e deformação gerado nas zonas de cisalhamento e também por processos hidrotermais. A descrição da forma e dos limites dos grãos das rochas ígneas seguiu a terminologia exposta por Williams, Turner & Gilbert (1981) e a das rochas metamórficas de acordo com Spry (1969), Bard (1988), Barker (1991), Shelley (1993) e Hibbard (1995).

A determinação de feldspato potássico e plagioclásio para a classificação das rochas ígneas foi realizada pelo teste colorimétrico com Cobaltinitrito de Sódio. Neste teste, inicialmente a amostra é colocada num recipiente, em contato com HF durante 60 segundos. Posteriormente é retirada e colocada em contato com uma solução alcoólica de Cobaltinitrito de Sódio por aproximadamente 40 segundos, obtendo como produto final a cor amarela no Feldspato Potássico e branca no plagioclásio.

Para a classificação dos granitos seguiu-se as recomendações da IUGS através dos trabalhos de Streckeisen (1976) e Le Bas & Streckeisen (1991).

As rochas metamórficas encontradas como xenólitos nas associações granitóides foram classificadas de acordo com a nomenclatura utilizada por Yardley (1989), Shelley (1993) e

Hibbard (1995).

Para as rochas encontradas nas zonas de cisalhamento, utilizou-se a terminologia de Sibson (1977), que apesar da existência de classificações mais recentes, ainda preenche todos os requisitos necessários para a descrição destas litologias. A classificação de Sibson (op.cit.) leva em conta, principalmente, a relação entre porfiroclastos e a matriz, bem como a textura e o grau de recristalização da matriz. O termo textura é utilizado como sinônimo de estrutura para definir uma feição produzida por milonitização e/ou cataclase.

3. Análise das Estruturas Magmáticas e Tectônicas

Embora não seja um dos objetivos principais deste trabalho, o estudo das condições de posicionamento dos corpos granitóides é fundamental para a compreensão dos eventos de deformação regional frente a colocação das séries graníticas.

As áreas selecionadas para estudo foram analisadas inicialmente em imagens de satélite, nas escalas 1:1.000.000 e 1:250.000. Em uma fase seguinte, prosseguiram as interpretações de fotografias aéreas nas escalas 1:110.000 e 1:60.000. Esta etapa possibilitou a criação de um arcabouço de estruturas de escala megascópica, que formaram os elementos principais a serem investigados nos trabalhos de campo.

Os estudos de geologia estrutural das rochas granitóides tiveram como objetivo retirar as informações contidas nas estruturas primárias, bem como caracterizar a cronologia dos eventos deformacionais responsáveis pela geração das zonas de cisalhamento observadas no batólito. Para entender a evolução das zonas de cisalhamento, estabelecemos uma metodologia marcada inicialmente pela observação e análise das imagens de satélite e fotografias aéreas. Posteriormente, foram realizados no batólito, cinco perfis regionais transversais as estruturas, com análise geométrica das estruturas principalmente na escala mesoscópica, a nível de afloramento e a nível de amostra orientada. Os perfis permitiram a correlação das zonas de cisalhamento, dos seus elementos geométricos e petrográficos e das condições de cristalização da trama metamórfica.

O mapeamento geológico e estrutural foi desenvolvido de maneira sistemática, procurando primeiro identificar os tipos de contatos entre as unidades graníticas, com os enclaves de rochas metamórficas, bem como a disposição espacial dos elementos planares e lineares, sejam os mesmos, de origem magmática ou tectônica.

Os dados foram obtidos com um mesmo procedimento metodológico, qual seja a descrição

das estruturas mediante esquematização em croquis gerais e específicos na caderneta de campo, com coleta sistemática de elementos planares e lineares associados a cristalização magmática e/ou a deformação posterior das rochas. Esta coleta envolveu elementos de trama como foliações, lineações, indicadores cinemáticos, relações de superposição entre foliações miloníticas, elementos de dobras, sistemas de fraturas principais, disposição de diques e apófises, veios de quartzo. Em alguns casos, principalmente, para o estudo de porfiroclastos como indicadores cinemáticos, foi necessária a coleta de amostras orientadas.

4. Métodos Analíticos e Determinativos

4.1. Análises Litogeoquímicas

O conjunto de dados utilizados provêm predominantemente das amostras coletadas pelo autor. Entretanto, para a definição de um quadro completo foram utilizados também os resultados obtidos por May (1990), Koester (1994) e Vasquez (1997).

As análises realizadas pelo autor foram obtidas através de análises de rocha total por ICP-MS (Inductively Coupled Plasma-Emission Spectrography), Ativação Neutrônica (INAA) e Fluorescência de Raios-X, junto ao Activations Laboratories Ltd. (Canadá). Os elementos maiores foram obtidos por ICP-MS juntamente com Ni, os elementos traços do tipo Cr, U, Hf, Rb, Ta, Co, Th, ETR foram obtidas por INAA e o Nb por Fluorescência de Raios-X. Os limites de detecção para os mais variados elementos oscila no intervalo de 0,05 a 1 ppm.

Em cada ponto amostrado para litogeoquímica, as amostras foram inicialmente laminadas e descritas petrograficamente, para análise do grau de transformação metamórfica, hidrotermal e/ou intempérica. Após esta etapa de seleção, as amostras representativas selecionadas para cada maciço granítico estudado foram britadas, quarteadas, moídas e remetidas para as análises químicas.

4.2. Análises de Isótopos Radiogênicos

a. Rb-Sr e Sm/Nd

As análises de isótopos de Rb-Sr foram processadas nos laboratórios do Centro de Pesquisa Geocronológica da Universidade de São Paulo (USP). Neste laboratório utilizou-se um

espectômetro de massas da VARIANMAT, modelo TH-5. O erro analítico foi estimado em 2 %, sendo utilizada para a normalização dos dados isotópicos de $\text{Sr}^{86} / \text{Sr}^{88} = 0.1194$ (padrão NBS 987) e para $\lambda\text{Rb}^{87} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ ano}^{-1}$.

b. Ar-Ar

As análises isotópicas de Ar-Ar sobre 3 amostras de milonitos da Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (2) e da Suíte Intrusiva Viamão (Granito Arroio Moinho), foram obtidas a partir dos trabalhos do Dr. James Douglas Walker, do Laboratório de Geoquímica Isotópica da Universidade de Kansas (USA). As amostras das três populações de micas (3 biotita) pertencem a milonitos das zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais.

5. Síntese Geológica das Seções Estudadas

Os estudos desta tese tiveram como base os trabalhos de campo realizados em três áreas localizadas respectivamente, na parte norte, central e sul do Batólito de Pelotas (fig.2). A seguir serão abordados os aspectos relevantes a localização e as particularidades de cada seção estudada.

5.1. Seção Norte (Porto Alegre / Passo do Vigário)

A região de Porto Alegre, situada no extremo nordeste do batólito, limita os afloramentos do mesmo no RS. Nesta região estão incluídas a geologia das folhas Porto Alegre, Passo do Vigário e Gravataí, estando delimitada, respectivamente, pelos paralelos $30^{\circ}00'$ e $29^{\circ}45'$ e pelos meridianos $51^{\circ}15''$ e $50^{\circ}45'$ (fig.3).

As informações coletadas pelo autor foram correlacionadas com os resultados do mapeamento apresentado por Ramgrab, Wildner & Camozzato (1996).

Embora a expansão urbana esteja em um processo acelerado, já inclusive acendendo os principais morros da cidade, a exposição geológica encontrada foi extremamente favorável. Existem quase duas dezenas de pedreiras, de grande porte até cortadores de pedra, espalhados ao longo do tempo e da geografia urbana. Excelentes cortes podem ser observados em algumas avenidas da cidade e, além de pedreiras, morros e arroios.

Muitos afloramentos foram efêmeros, associados a detonação de blocos e matações de

rochas em áreas de construção civil e/ou estradas, além de inúmeros dados de subsuperfície, remetidos por amostras de sondagem e por perfis de perfuração de poços artesianos.

Na região de Porto Alegre, o embasamento cristalino foi subdividido em cinco unidades litológicas distintas. A unidade mais antiga é caracterizada por uma área de relevo mais arrasado, dominada por um megaxenólito de ortognaisses polideformados (Gnaiss Porto Alegre). Estes gnaisses representam a transformação extrema de granitóides em uma zona de cisalhamento dúctil subhorizontal, ocorrendo como um “roof pendant” no interior dos Granito Independência e Viamão, corpos graníticos pertencentes a Suíte Intrusiva Viamão. O Granito Viamão é o corpo granítico mais representativo desta região, apresentando uma textura porfirítica definida por megacristais tabulares de feldspato potássico com 1 a 5 cm. Mostra uma estrutura de fluxo magmático representada pela orientação de megacristais e pelo estiramento de enclaves microdioríticos.

A SIV é intrudida por vários corpos de leucogranitos pertencentes a Suíte Granítica Dom Feliciano, definidos como Granitos Ponta Grossa, Canta Galo e Santana (Schneider et al. 1974). Estes corpos possuem em sua maioria uma composição sienogranítica, com estrutura isótropa e baixo percentual de minerais máficos (<3%). Caracterizam-se pelas texturas equigranulares e por uma elevada concentração de feldspato potássico e quartzo. O Granito Santana mostra uma composição ainda mais diferenciada do tipo pertita granitos. Associados a uma parte destes corpos graníticos tardios, ocorre uma série de diques de rochas subvulcânicas, dominado por riolitos com dacitos e diabásios associados.

5.2 - Seção Central (Pelotas / Canguçu / Pinheiro Machado)

Esta seção de estudos compreende a geologia da região abrangida entre a localidade de Coxilha do Fogo, a oeste da cidade de Canguçu, e a cidade de Pelotas. Situa-se na porção central do Batólito Pelotas e apresenta a melhor das exposições estudadas (fig.3). Ocorrem excelentes afloramentos situados nos cortes de estrada ao longo da BR-392 e BR-290, nas inúmeras pedreiras localizadas, principalmente, no distrito de Monte Bonito e, nos lajeados encontrados no leito do Arroio Pelotas, Arroio da Solidão e do Rio Piratini.

A importância dos trabalhos desta seção está associada a ocorrência da Suíte Pinheiro Machado, os granitóides mais deformados e menos diferenciados de todo o Batólito Pelotas, talvez precursores da evolução desta unidade geotectônica, talvez apenas uma coincidência promovendo o transporte e a instalação de um “terreno suspeito”.

O envolvimento do autor com a geologia desta região remonta aos trabalhos desenvolvidos e sintetizados em Philipp (1990a, 1990b), Philipp et al. (1991), Almeida et al. (1990a, b), Gomes (1991), Philipp et al. (1993) e Philipp et al. (1994). Ainda em 1995, o autor teve a oportunidade de acompanhar o mapeamento geológico em escala 1:25.000, realizado pelos alunos do curso de Geologia da UFRGS na região da Coxilha do Fogo, no limite oeste do Batólito Pelotas. Os trabalhos efetuados nesta região mostraram a importância do magmatismo básico na petrogênese dos granitóides da Suíte Intrusiva Viamão, com exposições de estruturas e texturas indicativas da mistura física e química de magmas de composição ácida e intermediários-básicos. Ainda é notável as evidências do processo de assimilação parcial dos xenólitos de rochas gnáissicas encaixantes.

Na região de Canguçu-Pelotas, o embasamento cristalino foi subdividido em quatro suítes granitóides caracterizadas por conjuntos de unidades litológicas distintas. A Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (Fragoso Cesar et. al., 1986) é a unidade mais antiga, sendo composta por uma ampla associação de granitóides, com composição expandida desde termos dioríticos até monzograníticos, com ampla dominância de granodioritos. Apesar de localmente deformados ainda preservam grande parte de suas estruturas primárias, principalmente um bandamento irregular e descontínuo dado por "schlierens" de minerais máficos.

Os granitóides da SIPM apresentam em seu interior, fragmentos de uma antiga crosta continental, com presença de xenólitos de rochas gnáissicas orto e para-derivadas. A ocorrência das litologias metamórficas, pela importância do registro que contém, foram reunidas e denominadas de Septos do Embasamento. As principais exposições, passíveis de cartografia em escala 1:50.000, foram denominadas especificamente a partir da reunião de atributos litológicos associados a uma feição geográfica de fácil reconhecimento. Este procedimento possibilita a correlação destas exposições com outras ocorrências em investigações futuras. Além de rochas metamórficas, os granitóides da SIPM mostram também uma ocorrência significativa de enclaves máficos de composição microdiorítica a microtonalítica. Os enclaves máficos mostram dimensões centimétricas e formas arredondadas, com uma composição mineral rica em biotita e hornblenda e texturas equigranulares finas a médias. Estes enclaves representam "bolhas" parcialmente hibridizadas e "congeladas" de um magma mais máfico (intermediário a básico).

Este conjunto de rochas encontra-se afetado por dois grandes eventos de cisalhamento dúctil relacionados a processos de deformação regional. Caracteristicamente, é somente nas rochas da SIPM que se encontram registros de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo (D_1 de Philipp, 1990). Um segundo evento de deformação regional é definido pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil subverticais (D_2 de Philipp, op.cit.). Uma terceira grande fase de

cisalhamento dúctil-rúptil (D_3) reativa as zonas subverticais do evento D_2 , indicando uma idade Cambriana, como determinado a partir das datações Ar-Ar de micas pertencentes a rochas miloníticas estudadas nesta tese. Como grande parte dos dados de campo e petrográficos já está descrita nos trabalhos anteriormente desenvolvidos pelo autor, nesta tese pretendemos fazer uma síntese das principais informações recolhidas e amadurecidas ao longo destes últimos anos.

Os granitóides e xenólitos gnáissicos da SIPM estão cortados por corpos graníticos pertencentes a outras suítes, caracterizados por suas formas alongadas e com relação de posicionamento diretamente vinculada aos estágios principais e tardios de desenvolvimento das zonas de cisalhamento de alto ângulo (D_2). Estes granitóides pertencem a três suítes: Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF).

Os corpos graníticos da Suíte Intrusiva Viamão, constituem grandes unidades graníticas (15-25 km X 30-55 km), com textura porfirítica definida pela presença de megacristais tabulares de feldspato potássico. Tais granitóides mostram formas alongadas segundo a direção NE, apresentando ainda o desenvolvimento de uma foliação magmática, concordante e transicional na região dos bordos, para uma foliação tectônica associada a formação de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. Os corpos desta suíte apresentam uma ocorrência significativa de enclaves máficos e rochas dioríticas, com estruturas de mistura física de magmas e também de hibridização parcial. Os granitóides pertencentes a esta suíte se caracterizam pelo posicionamento sin- a tardi-cinemático de seus corpos com relação a atividade das zonas de cisalhamento do evento D_2 , destacando-se os Granitos Monte Bonito (Philipp, 1990a) e Arroio Moinho (Gomes, 1990), Coxilha do Fogo (UFRGS, 1995), Quitéria (Fernandes et al. 1990) e Viamão, entre outros ainda não denominados, como os corpos ocorrentes na Serra do Passarinho em Pinheiro Machado.

O Granito Monte Bonito caracteriza-se por um corpo circunscrito de composição monzogranítica e textura porfirítica, ocorrente na localidade homônima. Mostra em seu interior, a presença de xenólitos de granitóides pertencentes a SIPM, além de enclaves de rochas dioríticas. A presença de enclaves máficos de composição microdiorítica também é comum, ocorrendo também diques disruptos e ainda preservados de rochas dioríticas finas. Da mesma maneira, o Granito Arroio Moinho, aflora a leste da cidade de Canguçu, com um posicionamento intimamente relacionado a formação das zonas de cisalhamento de alto ângulo. O Granito Coxilha do Fogo é constituído por vários tipos de rochas graníticas porfiríticas apresentando as mais significativas exposições de rochas dioríticas, com distintas relações de hibridização e mistura física entre magmas básicos e ácidos.

No extremo oeste desta seção, os granitóides das SIPM e SIV estão cortados por corpos de leucogranitos a muscovita pertencentes a Suíte Granítica Cordilheira. Os corpos desta suíte possuem formas extremamente alongadas segundo a direção NE-SW, possuindo dimensões da ordem de 5 a 20 km de extensão por 0.5 a 5 km de largura. O posicionamento dos corpos graníticos desta suíte é sin-tectônico a tardio com relação a movimentação das zonas de cisalhamento subverticais do evento D_2 , mostrando além de formas concordantes a zonas, o desenvolvimento pronunciado de foliações miloníticas nas porções de bordo dos corpos.

As unidades anteriores estão cortadas por vários corpos de leucogranitos pertencentes a Suíte Granítica Dom Feliciano. Estes corpos possuem formas alongadas segundo a direção NE-SW e pequenas dimensões, da ordem de 5 a 25 km de extensão por 1 a 5 km de largura, constituindo os morros mais acentuados da geomorfologia regional. O posicionamento dos corpos graníticos é tardio a posterior com relação a movimentação das zonas de cisalhamento do evento D_2 , mostrando ainda formas concordantes a zonas, mas sem o desenvolvimento de foliações miloníticas ou mesmo magmáticas relacionadas as zonas de cisalhamento dúcteis. Em alguns corpos, como o Granito Canguçu (Carraro et al. 1974), ainda é notável o desenvolvimento de zonas discretas de milonitos com espessuras métricas nas suas zonas marginais.

Entre os corpos desta suíte, na sua grande maioria sem denominação específica, destacam-se os Granitos Canguçu, Cerro Frio, Capão do Leão, Cerro do Sandi, Passo do Coutinho, Serra das Asprezas, Cerro dos Cachorros, entre outros. Associados a uma parte destes granitos tardios, ocorrem séries de diques de rochas subvulcânicas, dominados por termos riolíticos, com dacitos e diabásios associados. Grandes enxames de diques riolíticos ocorrem a oeste da cidade de Piratini, na Serra das Asprezas em Pinheiro Machado e a leste do Arroio da Solidão, com presença subordinada de diques riolíticos nos arredores da cidade de Canguçu.

5.3. Seção Sul (Arroio Grande / Erval / Pedras Altas)

A última seção de estudos, localizada no extremo sul do Batólito Pelotas, compreende a geologia da região abrangida entre as cidades de Pedras Altas, Erval, Arroio Grande, Pedro Osório e Jaguarão. Os limites aproximados da área estudada são definidos a norte pelo rio Piratini, a oeste pela ocorrência das rochas metamórficas, a sul pelos limites territoriais como o Uruguai e a leste pelos sedimentos da Província Costeira (fig.3).

Os dados levantados pelo autor ainda foram correlacionados com as informações geológicas contidas nos trabalhos de conclusão da UNISINOS (1983) e também na Carta Metalogenética Jaguarão-Aroio Grande (Trainini, 1987).

A presença de afloramentos de rochas nesta região é relativamente restrita, ocorrendo boas exposições ao longo de cortes da BR-116, entre o acesso para a Vila Matarazzo e a cidade de Arroio Grande, e ao longo dos diversos cortes de estrada da rodovia estadual RST-473, entre as cidades de Arroio Grande, Erval e Pedras Altas. Ao redor da cidade de Arroio Grande, e no sentido norte em direção a localidade de Basílio são constantes os campos de matacões e os lajeados de rochas graníticas. Também são notáveis as exposições encontradas ao longo do arroio Basílio ou em alguns cortes da antiga ferrovia localizada nesta localidade.

Na região de Arroio Grande, destaca-se a pedreira e os cortadores de pedra encontrados nos Granitos Chasqueiro e Quilombo. A pedreira está situada a noroeste da cidade de Arroio Grande, ocorrendo também uma área de extração de blocos para exploração do granito como pedra ornamental. A leste da cidade de Arroio Grande ocorre uma pedreira na BR-116, sobre as litologias do Granito Três Figueiras. A sudoeste da cidade de Pedro Osório estão localizadas as antigas pedreiras de mármore da Vila Matarazzo e da Vila Pedreiras.

A individualização e identificação dos corpos graníticos reunidos nesta região é tema para um mapeamento geológico e estrutural detalhado, não sendo um dos objetivos estabelecido neste trabalho. Na realidade, esta terceira seção evoluiu com o decorrer do desenvolvimento da tese, como uma necessidade estimulada de evolução dos estudos, sendo a mesma uma sugestão do orientador e colega Prof. Dr. Rômulo Machado.

Foram individualizadas nesta região uma nova unidade granítica denominada Suíte Intrusiva Erval. Os granitos desta suíte mostram uma composição predominantemente monzogranítica, com uma composição e estrutura homogênea, marcada por uma foliação irregular de fluxo magmático, interrompida somente pela passagem das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. No interior desta suíte ocorrem xenólitos de rochas metamórficas, orto e para-derivadas, destacando-se os mármore da Vila Matarazzo e Pedreiras, os xistos e quartzitos na cidade de Erval e os ortognaisses das nascentes do arroio Pedrado, próximo a Vila Matarazzo. Também ocorrem xenólitos de granitóides correlacionáveis com aqueles pertencentes a SIPM. Os granitóides da Suíte Intrusiva Erval afloram ao longo de uma imensa área, entre as cidades de Pedro Osório, Arroio Grande, Erval, Pedras Altas e Pinheiro Machado.

Cortando as unidades anteriores, os granitóides da Suíte Intrusiva Viamão estão representados pelos Granitos Chasqueiro e Quilombo (Trainini, 1987) e pelo Granito Basílio.

Ambos possuem textura porfirítica e trama sintectônica marcada por forte orientação de megacristais de feldspato potássico. Estes corpos mostram formas elípticas, fortemente alongadas segundo a direção NE-SW, apresentando um posicionamento intimamente relacionado com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento ducteis subverticais (D_2). Associado ao Granito Chasqueiro, ocorre um corpo de leucogranito a duas micas constituído por termos do tipo muscovita-biotita sienogranito e turmalina-granada-muscovita sienogranito. Esta unidade foi denominada Granito Três Figueiras, sendo correlacionável com os corpos da Suíte Granítica Cordilheira.

Os corpos graníticos da Suíte Granítica Dom Feliciano são caracterizados por leucogranitos equigranulares de cores rosadas. Estes granitos possuem estrutura maciça e mostram formas alongadas segundo a direção NE-SW. Apresentam relações de contato intrusivas, contendo xenólitos de rochas granitóides da SIE. Ainda são identificados enxames de diques riolíticos, espacialmente associados a estas unidades leucograníticas.

Capítulo II

CONTEXTO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICO REGIONAL

1. Introdução

O Escudo Sul-rio-grandense compõe a porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida et al. 1977), sendo composto na sua porção ocidental por associações gnáissicas e sequências supracrustais de idade Paleo a Mesoproterozóicas, justapostas tectonicamente com associações de arco intra-oceânicos Neoproterozóicas. O Setor Oriental deste escudo é constituído por uma extensa associação de rochas granitóides com ocorrências localizadas de fragmentos de rochas metamórficas de alto e baixo grau. Esta região do escudo tem sido objeto de estudos recentes de diversos pesquisadores, que indicam uma ampla variedade de processos genéticos e distintas condições de posicionamento para estas associações petroectônicas. As evidências geológicas encontradas na bibliografia ao longo dos últimos anos apontam uma evolução complexa, com a ocorrência de vários ciclos magmáticos e eventos de metamorfismo, sucedidos por episódios polifásicos de deformação dúctil, dúctil-rúptil e rúptil.

A insuficiência de mapeamentos geológicos de semi-detálhe, associada aos escassos levantamentos geoquímicos, geocronológicos e estruturais, tem como consequência direta, um variado leque de hipóteses acerca da evolução e do significado geotectônico desta parte do escudo. Assim, as idéias iniciais sobre a região leste, indicavam que a mesma era representada por uma associação de rochas cristalinas, compondo uma área cratônica com evolução geológica ligada ao Pré-Cambriano (Carvalho, 1932; Leinz, 1945; Goni et al. 1962; Picada, 1965; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Picada, 1971; Issler, 1982, 1983).

Na descrição das províncias estruturais da Plataforma Sul-Americana por Almeida et al. (1981), o setor oriental do escudo também foi interpretado como uma antiga área de embasamento do Pré-Cambriano, denominada Maciço Pelotas, designação esta originalmente proposta por Hasui et al (1975). Para estes autores, esta unidade foi apenas retrabalhada durante o Ciclo Brasileiro.

Uma outra linha conceptiva admite para esta mesma região do escudo, uma evolução vinculada a tectônica de placas, com o desenvolvimento de um cinturão orogênico durante o Ciclo Brasileiro. Entre diversos autores destacam-se os trabalhos de Ribeiro & Fantinel (1978), Fragozo Cesar (1980), Jost (1984), Soliani Jr. (1986), Fragozo Cesar et al. (1986, 1991), Figueiredo et al. 1990; Fernandes et al. (1992, 1995), Chemale Jr. et al. (1995).

Os mapeamentos regionais realizados por Tessari & Picada (1966), Tessari & Giffoni (1970), Ribeiro (1977) e a recompilação de Ribeiro & Fantinel (1978) acentuaram o caráter essencialmente magmático do setor oriental do escudo, bem como a presença fragmentada de um embasamento constituído por gnaisses de composições para e ortoderivadas.

Trabalhos mais recentes caracterizam a região leste do escudo como um batólito (Batólito Pelotas, Fragoso Cesar et al. 1986), constituído por múltiplas injeções magmáticas com evolução e posicionamento relacionado ao Ciclo Brasileiro. Entre estes estudos destacam-se os Frantz & Remus (1986), Soliani Jr. (1986), Figueiredo et al (1990), Philipp (1990), Fernandes et al. (1992a, 1992b) Levantamentos geoquímicos e/ou estruturais preliminares dos granitóides da porção oriental do escudo, mais precisamente na região de Pelotas, Canguçu, Pinheiro Machado e Piratini, surgiram a partir dos trabalhos de Figueiredo et al. (1990), Almeida et al. (1990), Philipp (1990a, 1991), Gomes (1990), Mesquita (1991), Gomes et al. (1991), Frantz & Nardi (1992), Fernandes et al. (1992b), Philipp et al. (1993) e Fernandes et al. (1995). Na porção norte-noroeste do Batólito Pelotas, os levantamentos mais significativos estiveram associados aos trabalhos de Koester (1995), Bitencourt et al. (1995), Frantz & Nardi (1995), Ramgrab et al. (1996) e Vasquez (1997).

2. Evolução do Pensamento Geológico: o Setor Oriental do escudo

O conhecimento sobre a geologia do Escudo Sul-rio-grandense surgiu de maneira escassa e com notas irregularmente distribuídas ao longo do século passado, restritas a descrições pouco detalhadas de áreas mineralizadas. As primeiras impressões geológicas surgiram com o Weiss (1830). Sellow (1828) descreveu brevemente as rochas da região sul do Brasil e Uruguai. Posteriormente, os trabalhos de Gorceix (1875) e Groddeck (1879) divulgaram alguns dos aspectos econômicos sobre a denominada Província do Rio Grande do Sul. Durante os anos de 1890 a 1914, ocorreu uma fase de grande extração mineral no estado, com a exploração das minas de cobre do Camaquã e Seival, de wolfrâmio do Cerro da Árvore e Sanga Negra, de estanho na região da Campinas, das jazidas de ouro de Lavras, São Sepé e São Gabriel, entre outras. Muito pouco desta fase ficou preservado na forma de pequenos relatos de alguns prospectores, geólogos e engenheiros da época. Entre estes, destacam-se os relatórios e o "Mapa Geológico da Zona Mineral do Rio Grande do Sul" feitos por E. Dahne (1903) e as notas sobre ocorrências de minério de Cobre e Prata do Seival (Walter, 1912). Durante a década de vinte

ainda registram-se os estudos de Guimarães (1926) e Targa (1922, 1923), quase todos vinculados as descrições da extração mineral da época.

Os estudos pioneiros sobre a geologia do RS ocorreram na década de *trinta e quarenta*. Estes trabalhos descreveram os principais grupos de rochas aflorantes no escudo, principalmente a existência de extensas áreas de rochas metamórficas no setor oeste e de rochas graníticas na região leste, nas cercanias de Encruzilhada do Sul, na região de Pelotas, Canguçu e outras áreas. A subdivisão básica do Escudo Sul-rio-grandense derivou do trabalho de Carvalho (1932), que separou as rochas cristalinas do setor oeste em duas unidades principais, uma composta por rochas metamórficas de alto grau, referida ao Arqueano, e outra formada por litologias metamórficas de baixo grau, supostamente Algonqueana, denominada Série Porongos. Para as rochas da região leste do escudo, referiu-as como geradas no arqueano agrupando as mesmas no Complexo Cristalino. A presença de atividades prospectivas norteou os trabalhos de Franco (1944), Leinz & Pinagel (1945), que contribuíram com descrições geológicas das principais unidades da região de Encruzilhada do Sul e Santana da Boa Vista.

As atividades de prospecção tiveram seu apogeu na década de *cincoenta*, ficando registrada nos estudos de engenheiros e geólogos do Departamento Nacional da Produção Mineral e da Secretaria de Agricultura do estado do RS, com parte destas atividades descritas nos trabalhos de Barbosa (1957), Melcher, (1957), Sena (1958) e Martinelli et al. (1959).

A década de *sessenta* se caracterizou pela realização dos primeiros mapeamentos integrados de algumas porções do escudo e, conseqüentemente, pelas grandes discussões estratigráficas. Estes mapeamentos foram feitos em regiões distintas do escudo, originando colunas estratigráficas próprias para cada área de trabalho. A estratigrafia obtida para cada área acabou sendo indevidamente estendida por seus autores para os demais setores do escudo, resultando numa grande variedade de significado e importância para as mesmas associações petrotectônicas. Neste período foram apresentadas as bases estratigráficas para algumas porções do escudo do RS, com destaque para os trabalhos de Goni et al. (1962), Jost & Villwoock (1966), Ribeiro et al. (1966) e Tessari & Picada (1966).

Na década de *setenta* surgiram as primeiras concepções geotectônicas de compartimentação do escudo, caracterizando unidades geotectônicas com evolução própria e separadas por grandes zonas de falhas, que definiam os principais lineamentos do escudo. Picada (1971) como resultado do estudo da tectônica impressa nas rochas do escudo Sul-rio-grandense, identifica a regionalização de diferenciados padrões de falhamentos destacando duas províncias tectônicas com histórias geológicas distintas definidas respectivamente, pela porção leste-sudeste,

composta por um complexo granítico-migmatítico de idades muito antigas e, a porção centro-oeste, com desenvolvimento associado a formação do Grupo Porongos. A primeira província tectônica denominou de Cráton Dom Feliciano, composto predominantemente por rochas graníticas, migmatitos e ectinitos subordinados, correlacionáveis à Formação Cambaí. A delimitação desta região cratônica estaria definida por uma zona intensamente falhada, de idade muito antiga, definida como Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu.

Uma integração geológica regional foi proposta por Hasui et al. (1975), que designaram de Sistema de Dobramentos Tijucas, a unidade composta pelas rochas metamórficas de baixo grau ocorrentes na porção central do escudo e, de Maciço Pelotas, para o cinturão de rochas gnáissicas, migmatitos e granitos ocorrente adjacientemente a leste. Este trabalho projetou a continuidade destas unidades para os estados de Santa Catarina e Paraná, gerando uma das bases geotectônicas fundamentais da Província Mantiqueira.

As primeiras propostas de subdivisão tectônica do Escudo Sul-rio-grandense surgiu com Ribeiro & Fantinel (1978) e Ribeiro & Lichtenberg (1978), indicando a impossibilidade de utilização de uma mesma coluna estratigráfica para toda a área abrangida pelo mesmo. Estes autores sugeriram a compartimentação do escudo a partir da delimitação de associações petrotectônicas em três unidades principais: Zona Oeste, Zona Mediana e Zona Leste. Em cada uma destas zonas foi encontrado uma estruturação estratigráfica própria. Para a região leste, utilizaram a designação de Complexo Granítico do Leste para descrever as sequências de gnaisses de alto grau, parcial ou totalmente migmatizados e as rochas granitóides associadas.

Na década de *oitenta*, observa-se a tendência em subdividir o escudo em porções que parecem revelar, pela associação de rochas presente, diferentes ambientes geotectônicos. A ausência de levantamentos geológicos de semi-detulhe, dificulta a correlação deste variado e fragmentado conjunto de unidades lito-tectônicas. Durante este período foi realizada a primeira grande coleta regional de dados litogeoquímicos, geocronológicos e estruturais. Surgem as primeiras caracterizações regionais embasadas em levantamentos geoquímicos, na caracterização geométrica dos complexos metamórficos e suítes graníticas, no levantamento de suas relações de contato e sua estratigrafia interna.

Fragoso Cesar (1980), em trabalho de revisão e síntese, reinterpretou os dados disponíveis sobre a geologia do escudo Sul-Rio-grandense e da parte sudeste da Plataforma Sul-Americana, definindo a porção leste do escudo como um cinturão orogênico denominado Cinturão Dom Feliciano. Este cinturão representaria uma faixa móvel Brasileira e marginava um antigo núcleo cratônico situado a oeste, chamado anteriormente de Cráton Rio de La Plata (Almeida et al.

1973). O Cinturão Dom Feliciano foi subdividido em uma zona marginal, composta pelas associações de rochas metamórficas do antigo Sistema de Dobramentos Tijucas, por uma zona central de rochas graníticas (porção leste do escudo do RS) e por uma zona frontal com rochas supracrustais metamórficas, situadas no extremo leste do Uruguai.

Uma grande parte dos modelos subsequentes são variações desta proposta inicial, diferindo com relação ao significado e número de associações graníticas que representavam o arco magmático da porção central do cinturão (Jost, 1981; Fragoso Cesar et al., 1982a, 1982b, 1986; Soliani Jr. 1986; Tommasi, 1991; Fernandes et al. 1992a; Philipp et al. 1993).

A introdução de um modelo colisional para a evolução do escudo é discutida por Issler (1982, 1983), que propõe a existência de uma zona de sutura separando o Cráton Rio de La Plata à oeste e o Cráton Dom Feliciano a leste. Esta sutura estaria marcada por fragmentos de ofiolitos alinhados e granitos a duas micas (Granito Cordilheira, Picada, 1963), caracterizando o fechamento oceânico que culminou com esta colisão continental de idade Brasileira.

A introdução do conceito de blocos tectônicos foi utilizada por Jost & Hartmann (1984) na descrição do setor meridional da Província Mantiqueira, mantendo para a região leste do escudo a denominação Maciço Pelotas, subdividindo-o em dois blocos: Encruzilhada e Dom Feliciano. Estes blocos seriam constituídos por uma associação de gnaisses quartzo-feldspáticos de fácies anfibolito, migmatitos e batólitos graníticos. As rochas graníticas teriam sido geradas durante o Ciclo Brasileiro.

A zona central do Cinturão Dom Feliciano foi designada Batólito Pelotas por Fragoso Cesar et al. (1986), atribuindo para o mesmo uma gênese vinculada ao desenvolvimento de uma orogênese durante o ciclo Brasileiro. O batólito seria composto por septos metamórficos denominados Gnaisses Piratini, por corpos graníticos pertencentes as Suítes Pinheiro Machado, Encruzilhada do Sul, Cordilheira e Dom Feliciano, contendo ainda plutons individualizados e rochas básicas associadas.

Uma significativa contribuição para a geologia do escudo surgiu com os estudos de Soliani Jr. (1986), que realizou uma extensa coleta de dados geocronológicos pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Para a região leste, obteve idades ao redor de 850 Ma. para as rochas gnáissicas, em torno de 750 Ma. para os granitóides deformados e 630-550 Ma. para os granitos indeformados. Considerou as rochas gnáissicas como possíveis porções retrabalhadas do embasamento cratônico situado a oeste, enquanto os granitóides deformados e indeformados representariam a idade de desenvolvimento do Ciclo Brasileiro para esta região.

Durante este mesmo ano, a integração de dados resultantes do mapeamento geológico realizado por alunos da Unisinos (UNISINOS, 1984, 1985) por Frantz & Remus (1986), resultou na subdivisão de parte da porção Oriental do escudo em três grandes fases de geração de granitóides denominadas F₁, F₂ e F₃. Estas fases foram subdivididas em base a critérios composicionais, texturais, estruturais e relações de intrusão/inclusão. Destacaram também, estes autores, a importância das zonas de cisalhamento dúcteis no controle do posicionamento dos granitóides da Fase 2 e Fase 3.

Nos últimos anos, já na década de *noventa*, surgem os trabalhos resultantes da coleta sistemática de dados acompanhados por mapeamento geológico, executados durante o final dos anos oitenta. Juntamente, algumas dissertações de mestrado colaboram com adição de dados geoquímicos de elementos maiores, traços e terras raras, análises químico-minerais, e datações geocronológicas por métodos como Rb-Sr, U/Pb, e Sm/Nd. Vinculados aos mapeamentos de semi-detalle, temos a descrição da geometria das principais unidades estratigráficas acompanhadas, por vezes, pela análise cinemática dos blocos crustais ao longo dos principais lineamentos.

Um dos primeiros levantamentos geoquímicos para o Batólito Pelotas surgiu com o trabalho de Figueiredo, Fragoso Cesar & Kronberg (1990), que admitem uma composição cálcio-alcalina alto potássio para os granitóides deformados da Suíte Pinheiro Machado e alcalina para os granitóides mais jovens e indeformados da Suíte Dom Feliciano.

A realização de mapeamento geológico e estrutural de semi-detalle na região de Canguçu-Pelotas por Philipp (1990) permitiu a identificação nos granitóides da Suíte Pinheiro Machado, da presença de dois eventos de deformação regional, com a geração respectivamente de dois sistemas distintos de zonas de cisalhamento, denominadas de Zonas de Cisalhamento Subhorizontais (D₁) e Zonas de Cisalhamento Subverticais (D₂). Para a distinção entre estas zonas caracteriza a existência de duas lineações de estiramento mineral, marcando para o primeiro sistema um transporte para N-NW com deslocamento dextral e, para as zonas subverticais um deslocamento latera esquerdo, com direção de transporte segundo NE-SW. Identifica também para a Suíte Pinheiro Machado uma composição cálcio-alcalina, denominando de Granito Monte Bonito, um monzo a granodiorito porfirítico ocorrente na localidade homônima.

Os estudos estruturais e geoquímicos realizados por Gomes (1990) definem o Granito Arroio Moinho próximo a cidade de Canguçu, caracterizando um quimismo cálcio-alcalino alto potássio e uma evolução e posicionamento caracterizada como sin-cinemática com relação a Zona

de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, sugerindo que o metamorfismo identificado no granito seja contemporâneo com a formação da zona de cisalhamento e com o posicionamento do mesmo.

Nos levantamentos das rochas graníticas da Suíte Dom Feliciano na região de Torrinhas, Almeida et al. (1990) caracterizam para os corpos graníticos mapeados uma composição alcalina e um posicionamento pós-orogênico. Para os granitóides da Suíte Pinheiro Machado destacam a composição cálcio-alcalina alto potássio e um posicionamento tardi-orogênico. Ressaltam os autores a importância de zonas de cisalhamento transcorrentes na colocação do magmatismo granítico brasileiro.

A reunião dos trabalhos de mapeamento geológico integrado dos alunos da UFRGS, permitiu a Fernandes et al. (1990), o estabelecimento de um esboço estrutural para a região de Quitéria-Capivarita, caracterizando a existência de dois importantes eventos deformacionais regionais afetando as litologias gnáissicas e parte dos granitóides deformados desta porção do Batólito Pelotas. As rochas gnáissicas de alto grau separadas nesta área foram subdivididas em duas unidades: o Complexo Várzea do Capivarita, representado por uma sequência de metapelitos, mármore e rochas cálcio-silicatadas e, o Complexo Arroio dos Ratos, composto por uma sequência de ortognaisses polideformados.

A caracterização dos granitóides da região de Piratini, a partir de um amplo trabalho de coleta de dados estruturais e micro-estruturais por Mesquita (1991), determinou a importância da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu na transformação metamórfica e deformacional das suítes graníticas que compõem a região leste. Os estudos de indicadores cinemáticos, determinam para esta zona de cisalhamento um deslocamento sinistral.

Uma nova concepção do escudo, surge a partir da proposição de Fragozo Cesar (1991), que supõe a existência de duas faixas móveis brasileiras no Escudo Sul-rio-grandense, tectonicamente justapostas e com orientação geral NE-SW: (1) o Cinturão Dom Feliciano, no setor leste e (2) o Cinturão Ribeira, no setor oeste. Sugere ainda que esta justaposição ocorreu em torno de 530 Ma., tendo anteriormente estes cinturões evoluídos com histórias geológicas distintas. Para o autor, o Cinturão Dom Feliciano resulta da superposição de três orogenias: (a) a Orogenia Piratini (885-775 Ma.), representada por um sistema andino de metagranitóides calcialcalinos de raiz de arco magmático e por meta-sequências vulcano-sedimentares de bacia de retro-arco; (b) a Orogenia Porongos (650-620 Ma.), caracterizada pela colisão do sistema anterior contra a margem oriental do Continente Rio de La Plata, afetando o embasamento e a cobertura miogeoclinal com o empilhamento de nappes de unidades pré-colisionais em condições metamórficas de fácies xistos verdes a anfibolito com a geração de "sheets" de leucogranitos sin

a tardi-tectônicos; e (c) a Orogenia Serra do Herval (550 Ma.), um evento tardi-colisional transpressional relacionado com a instalação de grandes zonas de cisalhamento subverticais sinistrais, padrões de dobramento tipo "domo e bacia" e intensa formação de granitos subalcalinos associados a enxames de diques e platôs riolíticos, e ainda pequenos corpos básico-ultrabásicos relacionados a fusões crustais profundas e mantélicas vinculadas, em superfície, à espessa (~ 6000 m) sedimentação "flysch & molasse" na Antefossa Camaquã.

A identificação de um magmatismo peralcalino no setor Oriental, foi descrita por Philipp et al. (1991), que definem o Granito Bela Vista nas proximidades da cidade de Piratini, como um pertita granito, caracterizado pela ocorrência de arfvedsonita e aegerina. Associam seu posicionamento anorogênico a reativação, sob condições frágeis e níveis crustais rasos, de antigas zonas de cisalhamento transcorrentes verticais.

Fernandes et al. (1992a) a partir da reunião de trabalhos anteriores e do mapeamento estrutural reconhecem a importância das zonas de cisalhamento de escala crustal na estruturação da porção sul-brasileira do Cinturão Dom Feliciano. Atribuem a formação das zonas de cisalhamento subhorizontais a colisão oblíqua do Cráton do Kalahari e a denominada Associação de Arco Magmático I (AAMI), sugerindo que a porção leste do escudo representava uma associação de rochas graníticas e gnáissicas brasileiras, com os gnaisses representando o magmatismo brasileiro pré-orogênese. A estas zonas vincula um transporte tectônico segundo NW-SE. A colisão subsequente deste bloco composto e o Cráton do Rio de La Plata produziu um regime transpressivo, marcado por zonas de cisalhamento verticais com transporte segundo NE-SW.

Tommasi et al. (1991, 1992) reconhecem para a região de Piratini a existência de dois episódios cinemáticos afetando as rochas da associação de arco magmático precoce (AAMI de Fernandes et al. 1992). Sugerem para o evento cinemático mais antigo a existência de um fluxo tangencial, transversal ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano.

Uma revisão das principais características geoquímicas dos granitóides cálcio-alcálicos precoces do Cinturão Dom Feliciano é apresentada por Fernandes et al. (1992b), que ressaltam a importância do magmatismo cálcio-alcálico precoce, acentuando o seu caráter potássico e as relações destas composições com um modelo de margem continental ativa com consumo de placa oceânica ocorrido durante o Brasileiro.

Os levantamentos geoquímicos sugerem a Frantz & Nardi (1992a), que parte dos granitóides do Batólito Pelotas, apresentam uma afinidade com a série cálcico-alcálica com médio a alto potássio, admitindo ainda que a evolução magmática desta série pode ser explicada pelo

fracionamento, a partir de magmas andesíticos, de assembléias dominadas por plagioclásio, hornblenda ou clinopiroxênio, óxidos de ferro e titânio, e apatita. Através dos dados radiométricos existentes, entendem os autores haver uma correlação entre esta granitogênese com a ocorrida no Cinturão Damara do Ciclo Pan-Africano.

Neste mesmo ano, Frantz & Nardi (1992b) salientam a presença de dois eventos principais de deformação afetando quase todas as fases graníticas do setor Oriental do escudo. Sugerem que a evolução litoquímica encontrada é compatível com um modelo de arco magmático em margem continental com similaridades ao Batólito de Sierra Nevada (USA). Para a gênese do magmatismo indicam uma provável derivação mantélica, dominada por mecanismos de fracionamento mineral e contaminação por líquidos ou rochas crustais.

Uma nova concepção de evolução do quadro geotectônico no escudo Sul-rio-grandense é proposta por Fragoso Cesar (1993), que sugere uma nova subdivisão de unidades petrotectônicas na forma de placas tectônicas. O autor discute as principais placas da porção sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana, debatendo as dificuldades encontradas no estabelecimento dos limites entre as mesmas e sintetizando a evolução de cada uma destas unidades durante o Ciclo Brasileiro. Para o estabelecimento da disposição das unidades geotectônicas, o autor sugere a colisão entre as placas Rio de La Plata, Pampeana, Rio Vacacaí e Piratini.

Fragoso Cesar et al. (1994) sugerem que o escudo do RS resultou da amalgamação de fragmentos litosféricos delimitados por suturas colisionais durante a destruição de corpos oceânicos. Com este enfoque, o escudo é descrito como sendo constituído por uma placa central, com uma cobertura siliciclástica-carbonática (Placa Rio de La Plata), cavalgada por dois terrenos alóctones (Terrenos Piratini e Rio Vacacaí), exóticos em relação a esta placa e interpretados como frações expostas de duas microplacas. A utilização do conceito de terrenos suspeitos (Coney, 1980) para o Escudo Sul-rio-grandense, justifica-se pela ausência de um referencial cratônico com margens passivas preservadas, bem como, pela magnitude da tectônica transcorrente, a qual, provocou a obliteração das relações estratigráficas originais. Desta maneira, os autores sugerem o abandono do uso do termo Cinturão Dom Feliciano.

Fragoso Cesar et al. (1998) analisam a porção sudeste da Plataforma Sul-Americana tendo como referencial a Placa Sanfranciscana, uma antiga área cratônica com margens passivas preservadas. Postulam os autores, que as faixas marginais a este referencial, resultaram da complexidade da tectônica pré-cambriana, que interdigitou através de zonas de cisalhamento transpressivas, importantes fragmentos crustais de procedências incertas e com distintas evoluções paleogeográficas e tectônicas. Nesta concepção o Batólito Pelotas é descrito como Placa Pelotas,

um terreno essencialmente granítico que representa um fragmento exótico oriundo de um arco andinotipo neoproterozóico, transportado e imbricado entre outros terrenos.

3. Modelos Geotectônicos Propostos e Problemas Pendentes

Os modelos geotectônicos existentes sobre a região leste do Escudo Sul-rio-grandense podem ser divididos em quatro tipos principais: (1) modelo geossinclinal, (2) modelo de subducção de crosta oceânica, (3) modelo de evolução ensialica e (4) modelo colisional.

3.1. - Modelo Geossinclinal

O modelo proposto por Tessari & Picada (1966), embora com levantamentos geológicos restritos a região de Encruzilhada do Sul, compartimentou o escudo em base aos conceitos geossinclinais, considerando a região leste e oeste do mesmo, como um núcleo ensialico estável e, as rochas metamórficas da porção central, como representando o domínio geossinclinal.

3.2. - Modelo de Subducção Oceânica

Este modelo foi inicialmente proposto por Porada (1979) e Fragoso Cesar (1980), sendo retomados posteriormente por diversos autores. Neste modelo, ao contrário dos anteriores, ocorre um estágio inicial de *rift*, envolvendo a separação continental e abertura de um oceano.

Os trabalhos subsequentes apresentados por Fragoso Cesar et al. (1982b) Jost et al. (1984), Fragoso Cesar et al. (1986), Figueiredo et al. (1990), Philipp (1990), Tommasi & Fernandes (1990), Fragoso Cesar (1991), Fernandes et al. (1992a, 1992b), Frantz & Nardi (1992a, 1992b), Philipp et al. (1993), Fernandes et al. (1995) e Chemale et al. (1997), retomam a mesma concepção original, diferindo apenas com relação as suítes graníticas geradas e seu significado geotectônico. De maneira geral, estes autores reconhecem a presença de um magmatismo precoce de idade brasileira associado ao consumo de crosta oceânica, seguido pela geração de suítes graníticas sin-, tardi- e pós-colisionais, em decorrência da colisão entre os Crátons do Rio de La Plata e Kalahari.

Um modelo distinto é discutido por Issler (1982, 1983), que propõe a existência de uma zona de sutura separando o Cráton Rio de La Plata à oeste e o Cráton Dom Feliciano a leste. Esta sutura estaria marcada por fragmentos de ofiolitos alinhados e granitos a duas micas (Granito

Cordilheira, Picada, 1963), caracterizando o fechamento oceânico que culminou com esta colisão continental de idade Brasileira.

Segundo os modelos de Fragoso Cesar et al. (1986) e Figueiredo et al. (1990), os granitos de porção central do Cinturão Dom Feliciano (Batólito Pelotas) representam a evolução de um arco magmático de margem continental, que é posteriormente envolvido numa colisão com os Crátons Rio de La Plata e Kalahari. Após o evento de subducção (Gnaisses Piratini), ocorre a formação das associações colisionais ou tardi-colisionais (Suíte Pinheiro Machado e Suíte Granítica Cordilheira) e pós-colisionais (Suítes Encruzilhada do Sul e Dom Feliciano).

Fernandes et al. (1992a, 1992b) apresentam um modelo semelhante aos anteriores para as rochas graníticas do batólito, diferenciando-se apenas com relação as placas envolvidas na colisão. O magmatismo associado a subducção, representado pela Associação de Arco Mágmatco I (AAM I), possui características estruturais que indicariam uma colisão oblíqua do arco com o Cráton do Kalahari. Após o evento colisional entre o Cráton Rio de La Plata e o AAM I com Cráton do Kalahari, teria ocorrido a formação de extensas zonas de cisalhamento transcorrentes com um magmatismo tardi-colisional associado (Suíte Granítica Cordilheira e Suíte Dom Feliciano). O magmatismo pós-colisional seria indicado pelos leucogranitos de afinidade alcalina (Suíte Dom Feliciano). Em trabalhos subsequentes, Fernandes et al. (1993, 1995) modificaram o modelo tectônico anterior, passando a considerar o modelo de escape tectônico (*tectonic escape*), que prevê uma colisão frontal com base no modelo de indentação proposto por Tapponnier & Molnar (1976). Neste tipo de colisão, um continente pode indentar outro, produzindo a expulsão lateral de blocos litosféricos, com uma direção de transporte paralela as margens dos continentes.

3.3. - Modelo Ensiático

Os modelos ensiáticos existentes consideraram a porção leste do Escudo Sul-rio-grandense como uma região cratônica onde teria ocorrido uma refusão crustal associada a deformação Brasileira. Os modelos propostos por Issler (1965, in: Picada, 1971) e Picada (1971) visualizavam o domínio do batólito como uma área cratônica (Cráton Dom Feliciano) com evolução orogênica em um ambiente ensiático, considerando a porção leste do escudo como uma área cratônica antiga de comportamento passivo.

Uma opção aos modelos que envolvem a aplicação da tectônica de placas foi apresentada por Hartmann et al. (1994) e Silva et al. (1994), que sugeriram para o setor Oriental do escudo,

uma evolução associada a refusão crustal provocada por uma pluma do manto. Chemale Jr. et al. (1994, 1995b) salientam, com base em estudos isotópicos, que esta região do escudo mostra uma evolução ensialica associada a um intenso processo de refusão crustal de unidades mais antigas. Estes autores descartam a possibilidade das sequências meta-vulcano-sedimentares pertencerem ao Cinturão Dom Feliciano, as quais são interpretadas como remanescentes de terrenos Paleo- a Mesoproterozóicos retrabalhados durante o Evento Dom Feliciano (Ciclo Brasileiro).

A primeira proposição de um modelo ensialico, envolvendo a abertura de um pequeno "ritf" inicial, com a formação de uma bacia e sedimentação, foi feita por Frantz & Botelho (1997). Neste modelo, após a sedimentação de uma associação de margem passiva, teria ocorrido um evento de subducção intracontinental, seguida de espessamento crustal, metamorfismo e anatexia crustal.

3.4. - Modelo Colisional

Um modelo colisional para o domínio do Batólito Pelotas no RS e SC, foi inicialmente proposto por Bitencourt & Nardi (1993). Posteriormente, Bitencourt & Kruhl (1996) assinalam que esta extensa faixa de rochas graníticas representam manifestações graníticas de caráter sin-, tardi- ou pós-tectônicas, relacionadas a um evento de colisão continental de idade Brasileira. Contudo, não descartam, para as associações de metagranitóides e ortognaisses mais antigos, a existência de um magmatismo de arco pré-colisional, representado por associações relacionadas a subducção pré-colisional. Por este modelo, os metagranitóides da SIPM são interpretados como uma associação sin-colisional.

3.5. - Pontos Consensuais e Pendentes

Os modelos tectônicos apresentados não explicam de forma satisfatória o conjunto de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos disponíveis sobre o Batólito Pelotas. Contudo, há consenso entre os pesquisadores da existência de um evento colisional de idade Brasileira, que tem produzido uma colagem orogênica de diferentes associações petrotectônicas. Os efeitos da colisão acarretam diversas transformações nas estruturas e na disposição espacial das associações litológicas.

A utilização do modelo de subducção para a explicação do magmatismo associado ao Batólito Pelotas, esbarra em alguns problemas, dos quais destacam-se os seguintes:

1. Ausência de rochas vulcânicas relacionadas a parte superior do arco magmático, a exemplo do que ocorre em cadeias modernas do tipo andino associadas a subducção de litosfera oceânica (embora o Terreno Cerro da Árvore, de idade supostamente mais antiga, represente este tipo de associação);
2. Ausência de sequências sedimentares e vulcano-sedimentares associadas com a evolução da margem continental ativa (o prisma acrescionário poderia estar nas áreas cobertas pelo Oceano Atlântico);
3. Diferenças geoquímicas significativas das suítes graníticas que compõem o batólito com o magmatismo relacionado a zonas de subducção modernas (considerando-se que o manto desta época não era tão empobrecido como o atual);
3. Ausência de rochas metamórficas com paragêneses minerais de alta pressão que marquem o metamorfismo da zona de subducção (que comumente estão com preservação restrita ao Fanerozóico);
4. Ausência de complexos ofiolíticos representativos de uma crosta oceânica, bem como de sequências sedimentares de fundo oceânico (que podem estar representadas pelos serpentinitos e rochas metabásicas do Complexo Cerro da Árvore e localizadas no Arroio Irapuazinho).

Da mesma forma que os modelos anteriores, os modelos ensiânicos apresentam vários problemas, dos quais destacam-se os seguintes:

1. A existência nos terrenos adjacentes ao batólito, de um evento de metamorfismo regional de alta temperatura e baixa pressão (Complexo Várzea do Capivarita);
2. As evidências mantélicas encontradas na SIPM, considerada como sendo sin-colisional;
3. A ausência de uma associação magmática que marque o período pré-colisional;
4. A geração de um magmatismo básico contemporâneo ao magmatismo granítico de natureza sin-colisional.

Capítulo III

ESTRATIGRAFIA DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução

Estabelecer a estratigrafia interna de uma área constituída predominantemente por rochas ígneas plutônicas, com as dimensões do Batólito Pelotas, é uma tarefa a ser realizada pela soma do trabalho de muitos geólogos. Apesar dos anos de estudos desenvolvidos por vários pesquisadores, a base de dados litogeoquímicos e geocronológicos é muito pequena.

A estratigrafia discutida para o Batólito Pelotas foi estabelecida com base nas informações de campo obtidas durante a execução de mapeamentos geológicos, realizados em grande parte da porção centro-sul do batólito em escala 1:50.000 e na porção norte em escala 1:250.000 (Ramgrab et al. 1996). Os principais critérios utilizados para a elaboração da estratigrafia interna das rochas plutônicas foram: (1) relações de inclusão/intrusão, (2) relações temporais e significado genético das estruturas primárias e secundárias impressas nos granitóides, (3) presença de enclaves máficos e xenólitos de rochas metamórficas (4) geocronologia. Posteriormente, com os resultados das análises petrográficas, litogeoquímicas e isotópicas, foram feitas considerações sobre a sucessão das suítes e corpos graníticos estudados. A síntese destes resultados pode ser observada no mapa geológico da fig.3.

O Batólito Pelotas é composto quase totalmente por suítes granitóides, ocorrendo entretanto, uma grande variedade de xenólitos de rochas metamórficas de alto e baixo grau, alternando associações para e ortoderivadas. As informações contidas em cada fragmento de rocha metamórfica foram utilizadas para a comparação com as unidades encontradas, de modo adjacente, à oeste a à leste do batólito. A oportunidade de “rastrear” estes segmentos desmembrados foi facilitada pelo envolvimento do autor com as unidades metamórficas adjacentes. A correlação entre conjuntos composicionais de xenólitos e suas relações com as rochas encaixantes servem também como uma fonte básica para a diferenciação das Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF).

A presença de enclaves máficos é constatada em quase todos os tipos de granitóides encontrados no batólito. Nas SIPM, SIV e SGDF, além dos enclaves máficos, ocorrem também corpos básicos a intermediários de composição gabróica a diorítica.

Os granitóides da *Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)* ocupam a porção central do Batólito Pelotas, na forma de uma faixa alongada segundo a direção NE-SW, compondo aproximadamente 25 % da área desta unidade. Os granitóides desta suíte representam as litologias mais máficas da região leste do escudo, com registros de eventos deformacionais de baixo ângulo (D_1), que não são identificados em outros segmentos plutônicos do batólito. Possuem uma composição dominada por termos granodioríticos, com dioritos, tonalitos e monzogranitos associados. No interior dos granitos da SIPM, os enclaves máficos mostram estruturas e texturas indicativas da mistura com magmas de composição intermediária a básica ("commingling"). A grande maioria dos xenólitos de rochas ortognáissicas encontrados nesta suíte podem ser correlacionados com as litologias pertencentes ao Gnaiss Encantadas e aos anfibolitos associados (Ribeiro et al. 1966) e, de maneira subordinada, com os paragneisses do Complexo Várzea do Capivarita (Fernandes et al. 1990).

A *Suíte Intrusiva Erval (SIE)* ocorre no extremo sul do batólito, apresentando uma forma alongada segundo NE-SW, constituindo cerca de 20% da área do batólito. Se comparada com a SIPM, é composta por rochas graníticas mais potássicas, com composições predominantemente monzograníticas. Os granitóides desta suíte mostram uma forte impressão dos eventos deformacionais relacionados as zonas de cisalhamento de alto ângulo (D_2 e D_3). Nesta suíte encontra-se uma grande abundância de xenólitos de rochas metamórficas de baixo grau, como mármore, rochas calci-silicáticas, quartzitos e mica xistos, possivelmente correlacionáveis com as litologias encontradas a leste do batólito, em território uruguaio, e pertencentes ao Grupo Rocha. De maneira mais restrita são observados xenólitos de rochas anfibolíticas e ortognáisses.

Os corpos graníticos da *Suíte Intrusiva Viamão (SIV)* mostram formas alongadas segundo a direção NE-SW, mantendo relações concordantes com as zonas de cisalhamento transcorrentes subverticais do evento D_2 . As litologias graníticas da SIV ocorrem dispostas em toda a extensão do Batólito Pelotas, perazendo cerca de 15 % da área desta unidade. O posicionamento dos granitóides é sin a tardi-tectônico com relação a atividade principal das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais (D_2). Os corpos de rochas graníticas desta suíte ocorrem em toda a extensão do batólito, possuindo dimensões da ordem de 25 a 40 Km de extensão por 5 a 15 km de largura. As litologias desta unidade mostram uma variação composicional relativamente restrita, sendo dominada por termos monzograníticos, com raros granodioritos e sienogranitos subordinados. Nesta suíte, os granitóides se caracterizam por texturas porfíricas, subordinadamente inequigranulares de granulação grossa. Apresentam uma estrutura primária bem definida pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico acompanhado de biotita,

constituindo também estreitas faixas miloníticas nas zonas de alta deformação. A grande maioria dos corpos estudados apresenta uma ocorrência significativa de rochas dioríticas e enclaves máficos. Em alguns corpos graníticos da região de Canguçu, as rochas dioríticas adquirem volumes significativos constituindo corpos com dimensões decamétricas. O processo de mistura química parcial e física de magmas (“mixing” e “comingling”) básicos e ácidos está especialmente exposto na região da Coxilha do Fogo. É comum ocorrer nos granitos da SIV, a presença de xenólitos de rochas ortognáissicas, registrando diversos estágios de assimilação, resultando na formação de estruturas fantasmas e bandamentos irregulares e localizados definidos por “schlieren” de biotita.

Os granitóides da *Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES)* ocorrem na porção noroeste do Batólito Pelotas como uma grande massa de rochas graníticas alongadas segundo a direção nordeste, ocupando aproximadamente 15 % da área do batólito. A SIES é composta predominantemente por biotita granitos de textura porfirítica a inequigranular grossa, com cores acinzentadas, róseo acinzentadas e alaranjadas. A proporção de megacristais de feldspato potássico oscila entre 15 e 40 %, mostrando formas prismáticas idiomórficas com tamanhos entre 3 a 8 cm. Subordinadamente, ocorrem granitos com textura equigranular grossa e coloração rosada a cinzenta, cuja variação petrográfica apresenta desde monzogranitos até álcali-feldspato granitos. Estes granitos mostram ocorrência significativa de megacristais tabulares de feldspato potássico, presença de “ninhos” de biotita, quartzo com forma globular e anfibólio, zircão, apatita e opacos como minerais acessórios. No interior dos granitóides desta suíte ocorrem enclaves máficos constituindo grandes zonas com estruturas indicativas de mistura de magmas ácidos e básicos. Frequentemente, a matriz dos enclaves mostra texturas de resfriamento rápido, xenocristais com feições de desequilíbrio, tais como quartzo ocelar e feldspato potássico manteados com coroas de plagioclásio sódico, caracterizando a textura rapakivi (Vasquez, 1995). A SIES, conforme proposição de Vasquez (1997) inclui os Granitos Encruzilhada do Sul, Pinheiros e Pitangueiras, além do Qzo-Monzonito Campinas, Qzo-Sienitos e Qzo-monzonitos Arroio do Silva e o Sienito Piquiri.

De maneira muito específica, os granitóides da *Suíte Granítica Cordilheira (SGC)* estão restritos a extremidade oeste do Batólito Pelotas, ocupando cerca de 5 % da área exposta. Os corpos graníticos desta suíte mostram formas estratóides, alongadas segundo a direção NE-SW, concordantes com a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Mesquita & Fernandes, 1990) do evento D₂. Os granitos mostram composições monzo a sienograníticas com uma mineralogia aluminosa caracterizada por moscovita, acompanhada de biotita, granada e turmalina como

minerais acessórios. As investigações realizadas mostram a existência de um corpo granítico correlacionável a esta suíte no extremo sudeste do Batólito Pelotas (fig.3). Do mesmo modo que os granitos da SGC, o Granito Três Figueiras apresenta um caráter peraluminoso e um posicionamento sintectônico a Zona de Cisalhamento Arroio Grande (Machado et al. 1995), ressaltando a importância das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais (D_2) no controle e posicionamento deste magmatismo crustal. No interior dos granitóides desta suíte são encontrados xenólitos de paragneisses e de granitos da SIV.

Em base aos dados de campo, como relações de contato e estruturais, as rochas graníticas mais tardias foram enquadradas na *Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)*, como originalmente definido por Tessari & Picada (1966). Apesar das composições muito próximas, mostram relações de contato intrusivas com as outras suítes e o posicionamento tardio do seus corpos com relação as zonas de cisalhamento subverticais (D_2). Embora ocorra em toda a extensão do batólito, a SGDF concentra suas exposições na porção norte desta unidade geotectônica, chegando a ocupar 25 % do batólito.

A justaposição deste conjunto de associações graníticas, mantém em grande parte, relações íntimas com a formação de zonas de cisalhamento dúcteis e rúptil-dúcteis. Estas zonas podem ser subdivididas em três grupos principais, caracterizados por relações cronológicas, pela disposição espacial das foliações miloníticas e das lineações de estiramento, tipos de rochas geradas, indicadores cinemáticos e relações de superposição milonítica e/ou cataclástica. As unidades litológicas que compõem o Batólito Pelotas foram afetadas, ao longo das suas etapas evolutivas, até sua construção definitiva, por estes três grandes eventos de deformação dúctil e dúctil-rúptil (D_1 , D_2 , D_3), descritos parcialmente por Philipp (1990), Fernandes et. al (1990, 1992) e Philipp et al. (1993).

O evento deformacional D_1 está caracterizado de maneira restrita, pelo desenvolvimento nos granitóides da SIPM, de zonas de cisalhamento subhorizontais. Os eventos deformacionais D_2 e D_3 afetaram principalmente, as SIPM, SIE, SIV, SGC e, de maneira incipiente, a SGDF. Sobre as litologias destas suítes ocorrem extensas e quase contínuas zonas de cisalhamento transcorrentes de escala continental, direcionadas segundo a direção NE-SW, com extensões de dezenas de quilômetros por centenas de metros de espessuras. A atuação dos processos deformacionais dúcteis transforma as estruturas primárias, desenvolvendo nas zonas de alta deformação, “tipos gnáissicos” que podem ser confundidos com restos assimilados e/ou com xenólitos de rochas metamórficas. Estas modificações são observadas de maneira expressiva nos granitóides da SIPM, onde ocorrem significativas zonas de cisalhamento subhorizontais (D_1) e

subverticais (D_2, D_3), associadas a uma grande ocorrência de xenólitos de rochas metamórficas, em grande parte muito assimiladas.

Uma etapa tardia, associada ao posicionamento dos corpos graníticos da SGDF, reativa estas antigas zonas de cisalhamento em regime de deformação dúctil-rúptil. Movimentações posteriores, do Permiano ao Triássico, marcaram pela sua natureza frágil e estiveram vinculadas a instalação da Bacia do Paraná. (Holz & Philipp, 1995). O conjunto de eventos deformacionais, ativos do Proterozóico Superior até o Terciário, inicialmente com uma natureza dúctil e, posteriormente, de natureza dúctil-rúptil e rúptil, produziu modificações significativas nas relações originais entre as unidades graníticas que compõem o Batólito Pelotas.

Na tabela 1 podem ser encontradas as principais definições estratigráficas para as unidades que compõem o Batólito Pelotas.

2. Septos do Embasamento

A presença de xenólitos de rochas metamórficas nos granitóides do batólito, embora com poucas exposições cartografáveis, revela a existência de uma crosta continental pretérita, que pode ter participado inclusive como fonte do mgmatismo granítico (fig.3).

Estes fragmentos metamórficos, orto e paraderivados, gerados em ambientes supra e infracrustais, foram anteriormente reconhecidos como Septos Metamórficos (Fragoso Cesar et al. 1986), no sentido discutido por Stephansson (1975). A ocorrência de septos do embasamento é identificada em todas as suítes graníticas que compõem o Batólito Pelotas.

Nos granitóides da SIPM, os septos representam a unidade mais antiga encontrada no batólito. Uma grande variedade de xenólitos é identificada, variando de gnaisses granodioríticos a tonalíticos, "augen" gnaisses, anfibolitos, gnaisses calci-silicáticos, bt-hb anfibolitos (para-anfibolitos), biotita gnaisses (metapelitos) e ortognaisses migmatíticos (Philipp, 1990). Apesar das exposições decamétricas, raramente cartografáveis em escala adequada, as principais ocorrências foram definidas como unidades lito-estratigráficas devido a possibilidade de cartografia em escala 1:50.000.

As extensas exposições de gnaisses quartzo-feldspáticos (ortognaisses granodioríticos a tonalíticos) encontrados a leste da cidade de Piratini, já haviam sido denominados como Gnaisses Piratini (Fragoso Cesar et al., 1986). Nos arredores da cidade de Canguçu ocorrem as principais exposições de septos metamórficos. Os Gnaisses Arroio Lajeado (UFRGS, 1995) estão definidos por gnaisses granodioríticos a monzograníticos bandados, que afloram no leito do Arroio Lajeado,

na localidade de Coxilha do Fogo. Os Gnaisses-Migmatíticos Arroio da Solidão estão representados por ortognaisses bandados que ocorrem próximo a foz do arroio homônimo, a leste do Passo do Funil. Os Anfibolitos BR-392 (Philipp, 1990) são caracterizados por um conjunto extremamente segmentado de rochas anfibolíticas, com xenólitos de dimensões métricas a centimétricas. As melhores exposições estão situadas na BR-392, entre o trevo de acesso para a Vila Maciel e o Arroio Santa Eulália. Embora não possam ser cartografados adequadamente, pela sua ampla ocorrência, estes anfibolitos foram localizados no mapa, permitindo a correlação em estudos posteriores.

A exposição mais central de xenólitos de rochas ortognaissicas pode ser encontrada nas margens da Laguna dos Patos, na cidade de São Lourenço. Nesta localidade ocorrem os Gnaisses São Lourenço, uma associação de ortognaisses granodioríticos com bandamento de injeção e complexamente deformados.

Nos granitóides da SIE ocorrem xenólitos de rochas parametamórficas de baixo a médio grau, com presença subordinada de anfibolitos e ortognaisses. Nas proximidades da cidade de Erval afloram os Quartzitos e Xistos Erval (Fragoso Cesar et al. 1986), uma intercalação de camadas de quartzitos com filitos e xistos micáceos. As exposições de dimensões quilométricas a decamétricas ocorrem principalmente a N-NW da torre da Embratel. A nordeste da cidade de Arroio Grande ocorrem duas grandes lentes de calcáreos e margas metamorfizadas, definidas como Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras (modificado de Fragoso Cesar, 1991). A presença de rochas anfibolíticas ortoderivadas é caracterizada pelos Anfibolitos Alto Alegre (Philipp, 1997) com excelentes afloramentos na rodovia RST-473, na altura das nascentes do arroio Guarapepi, a leste da cidade de Erval. Ainda ocorrem no interior da SIE, raros xenólitos de metagranitóides e ortognaisses miloníticos. Próximo a Vila Pedreiras, no interior do município de Arroio Grande, são identificados os Ortognaisses Arroio Pedrado, correspondendo a um conjunto de gnaisses granodioríticos e tonalíticos conjuntamente com “augen” gnaisses bandados. Excelentes exposições desta unidade podem ser observadas em uma pedreira localizada no acesso a vila homônima e também nos cortes da BR-116.

O aparecimento de ortognaisses finaliza com a exposição dos mesmos no interior dos granitos da SIV. No extremo norte do Batólito Pelotas, na região de Porto Alegre, ocorre uma exposição quase contínua de metagranitóides miloníticos a ultramiloníticos com estrutura bandada e composições variáveis de monzogranitos, granodioritos, tonalitos até dioritos. Estas litologias mostram uma complexa evolução estrutural, sendo enquadradas estratigraficamente como Gnaisses Porto Alegre. Apresentam uma trama milonítica bem definida e mostram uma disposição

espacial bastante preservada. A situação geográfica desta unidade, associado as suas características petrográficas, estruturais e litogeoquímicas, possibilita a sua correlação com o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos definido por Fernandes et al. (1990). Desta maneira, os Gnaisses Porto Alegre representariam a continuação do referido complexo. Os estudos petrográficos, estruturais e geoquímicos aqui desenvolvidos tem sugerido a semelhança entre os Gnaisses Porto Alegre e os granitóides da SIPM.

3. Suite Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)

Os granitóides que constituem a SIPM estão caracterizados pela dominância de granodioritos, com monzogranitos, tonalitos, dioritos e quartzo-dioritos subordinados. Os granitos possuem coloração cinzenta e uma mineralogia essencial caracterizada pela presença de plagioclásio, biotita, quartzo e feldspato potássico. Os minerais acessórios incluem zircão, alanita, apatita, esfero e os opacos. A textura dominante é equigranular-hipidiomórfica média a grossa, ocorrendo áreas restritas de textura inequigranular com presença de 1 a 3 % de megacrístais de feldspato potássico.

A identificação de estruturas de mistura de magmas nos granitóides desta suíte é definida pela presença comum de enclaves máfico. Estes enclaves possuem composições dioríticas, com formas arredondadas a subarredondadas, dimensões centimétricas e textura equigranular-hipidiomórfica fina a média. Os contatos são bem definidos, com limites curvos a lobados. As características geológicas indicam que os enclaves máficos são cogenéticos, e desempenham um papel importante na evolução petrogenética dos granitóides desta suíte. No interior da SIPM são encontrados vários tipos de xenólitos, com destaque para os Gnaisses Piratini, Gnaisses Arroio Lajeado, Anfibolitos BR-392, Gnaisses-Migmatíticos Arroio da Solidão e Gnaisses São Lourenço.

Sobre esta associação de granitóides foi impresso um conjunto de estruturas tectônicas resultantes da atuação de três eventos deformacionais regionais de natureza dúctil e dúctil-rúptil. O primeiro evento, denominado D_1 , foi responsável pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais. Estas zonas estão caracterizadas por milonitos com orientação para NE e mergulhos para NW. A lineação de estiramento mineral contida nesta foliação está direcionadas para W, com sentido de movimento de topo para E (Philipp, 1990). Um segundo evento de deformação regional D_2 , foi responsável pela formação das zonas de cisalhamento de alto ângulo, constituídas por milonitos e ultramilonitos orientados também segundo a direção NE e mergulhos

para NW e SE. A lineação de estiramento mineral é subhorizontal, com os indicadores cinemáticos mostrando um sentido de movimento lateral esquerdo (Philipp, 1990; Mesquita e Fernandes, 1990; Mesquita, 1991) e lateral direito (Machado et al. 1995). Uma terceira fase de movimentação tectônica, definida como D_3 , é relacionada a um período tardio de reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes. Os efeitos da deformação e a assimilação das rochas metamórficas, juntamente com a ausência de exposições contínuas dificulta a individualização unidades nesta suíte.

Os granitóides da SIPM se diferenciam das suítes pela sua ampla variação composicional expandida e, principalmente, pelo conjunto de estruturas primárias e secundárias encontradas nas suas litologias. Quando expostos em áreas com baixa intensidade de deformação apresentam em geral, um bandamento de fluxo magmático marcado de maneira irregular e descontínua, por "schlierens" constituídos a base de biotita. A ocorrência de áreas bandadas está associada a presença de septos do embasamento, onde podem ser observadas vários estágios de assimilação deste material. Este bandamento possui uma disposição comumente subhorizontal e mostra um aumento da regularidade e definição das bandas, assumindo um aspecto gnáissico nas zonas de alta deformação do sistema de cisalhamento subhorizontal (D_1). As estruturas magmáticas e tectônicas registradas anteriormente, são ainda afetadas pelas zonas de cisalhamento (D_2), que ocasionam o dobramento da foliação de baixo ângulo e das lineações associadas (mineral e estiramento).

As litologias da SIPM são encontradas na forma de xenólitos no interior do granitos pertencentes a SIE e SIV. Os corpos graníticos pertencentes a SGC e a SGDF intrudem as litologias da SIPM, ocorrendo como unidades circunscritas.

Embora corresponda a uma série composicionalmente expandida de granitóides, associada de modo frequente com xenólitos de rochas metamórficas, a denominação Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado (Fragoso Cesar, 1991) foi abolida devido a ampla predominância de rochas ígneas plutônicas, com transformações texturais, estruturais e metamórficas, restritas as zonas de cisalhamento dúcteis.

As determinações geocronológicas pelo método Rb-Sr para os granitóides da SIPM obtiveram como resultado idades de 750 Ma (Teixeira, 1982), 775 $\pm$ 36 Ma (Soliani Jr., 1986) e 572 $\pm$ 54 Ma (May, 1990). Soliani Jr. (1986) ainda aponta uma idade de 830-800 Ma para os xenólitos de rochas gnáissicas e migmatíticas. Estes valores representam idades de referência, uma vez que as isócronas construídas incluíram rochas granitóides da SIPM e xenólitos de gnaisses do

embasamento. As determinações analíticas pelo método U/Pb indicaram idades entre 618 Ma e 610 Ma (Babinski et al. 1997).

4. Suite Intrusiva Erval (SIE)

A denominação SIE é proposta para agrupar um conjunto de granitóides que ocorrem a partir do limite definido aproximadamente pelas cidades de Capão do Leão, Pedro Osório, Basílio e Pedras Altas, estendendo-se para sul além dos limites do RS com o Uruguai (fig.3). Os granitóides desta suite apresentam uma variação composicional restrita, dominando termos monzograníticos sobre sienogranitos. Nas zonas de baixa deformação, mostram um amplo domínio de estruturas primárias como orientação mineral e textura equigranular-hipidiomórfica. Estes granitos possuem cor cinza clara, com mineralogia essencial constituída por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo e biotita.

Nas proximidades da Vila Pedreiras, a assimilação dos xenólitos de mármore gera o aparecimento nos granitos da SIE, de zonas métricas de rochas sieníticas e quartzo-sieníticas, caracteristicamente com anfibólio e clinopiroxênio. Do mesmo modo, a assimilação de anfibolitos é responsável pela presença de anfibólio nos granitos da SIE localizados a leste da cidade de Erval.

No interior dos granitóides desta suite encontram-se um variado grupo de xenólitos de rochas para e ortoderivadas, com destaque para os Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras, Quartzitos e Xistos Erval, Anfibolitos Alto Alegre e Ortognaisses Arroio Pedrado.

As litologias da SIE estão intensamente afetadas por zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (D_2 e D_3), ocorrendo registro de três grandes zonas de cisalhamento sobre as rochas deste complexo: Zona de Cisalhamento Erval (ZCE), Zona de Cisalhamento Vila Ayrosa Galvão (ZCVAG) e Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG) (Machado, Philipp & Melo, 1995). A principal estrutura é a ZCAG, que ocorre com uma largura de aproximadamente 6 km, desenvolvendo-se principalmente sobre as litologias da SIE e do Granito Três Figueiras. A ZCAG apresenta-se constituída por protomilonitos e milonitos orientados para NE (N65-75E), mostrando lineação de estiramento subhorizontais e com sentido de movimento lateral direito. A ZCVAG e a ZCE apresentam faixas de milonitos a ultramilonitos com orientação NE (N50-60E) e lineação de estiramento subhorizontal. Os indicadores cinemáticos sugerem uma movimentação lateral esquerda. As relações estruturais indicam que estas duas últimas zonas causam uma superposição nas foliações miloníticas anteriormente formadas pela ZCAG (Machado et al. op.cit.).

As litologias da SIE estão cortadas pelos maciços graníticos da SIV, SGC e SGDF. Os Granitos Chasqueiro e Quilombo, mais os corpos ocorrentes na localidade de Basílio e nas proximidades de Pedras Altas, possuem características correlacionáveis a SIV. Estas intrusões mostram textura porfírica a inequigranular grossa. As formas alongadas em mapa, no sentido NE-SW, e as estruturas primárias e secundárias indicam um posicionamento relacionado com a movimentação das zonas de cisalhamento (D_2). De modo geral, apresentam uma foliação de fluxo magmático definida pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico. O Granito Três Figueiras, que ocorre na cidade de Arroio Grande, pode ser correlacionado com os corpos da SGC. Constitui um corpo de leucogranito a duas micas com forma alongada segundo a direção NE com forte superposição milonítica. Os corpos dos Granitos Capão do Leão, Pedro Osório e Rincão da Pedreira pertencem a SGDF e são intrusivos nos granitos da SIE.

5. Suíte Intrusiva Viamão (SIV)

A reunião dos dados de campo, estruturais e geoquímicos permitiu a redefinição, com a subdivisão da antiga SGDF (Figueiredo et al., 1990) em duas suítes distintas: SIV e SGDF. Os granitóides de composição monzogranítica, com texturas porfíricas a inequigranulares foram enquadrados na SIV, definida pelas excelentes exposições destas litologias na região homônima. A denominação SGDF, como na proposição original de Tessari & Picada (1966), fica restrita apenas aos leucogranitos equigranulares, de coloração rosada, composições sienograníticas a álcali-feldspato graníticas, que apresentam relações intrusivas com as litologias da SIV. Podem ser reconhecidos como corpos típicos desta última suíte os Granitos Viamão, Quitéria, Coxilha do Fogo, Arroio Moinho, Monte Bonito, Chasqueiro, Quilombo, Independência, Cerro Grande, Barão do Triunfo e Arroio Carajá.

A relação cronológica dos granitos da SIV com a SGC foi descrita por Koester (1995) que observou na região de São Jerônimo, fragmentos subangulosos do Granito Quitéria englobados pelo Granito Cordilheira. Na região de Torrinhas, em Pinheiro Machado, os corpos pertencentes a SGC são intrusivos nas litologias graníticas da SIV, como descrito anteriormente por trabalhos de graduação da UNISINOS (1987). As mesmas relações intrusivas foram observadas na região do Passo do Marinheiro, em Encruzilhada do Sul durante mapeamento de trabalhos de graduação da UNISINOS (1990). Nestas exposições, granitos da SGC intrudem as litologias da SIE, gerando nestas amplas zonas de alteração hidrotermal.

Os corpos graníticos da SIV mostram formas alongadas segundo a direção NE-SW, mantendo relações concordantes com as zonas de cisalhamento transcorrentes do evento D₂. As litologias desta suíte mostram variação composicional relativamente restrita, dominada por termos monzograníticos, com granodioritos e sienogranitos subordinados. Nesta suíte, os granitos caracterizam-se por texturas porfíricas, subordinadamente inequigranulares. Apresentam estrutura de fluxo magmático definida por alinhamento de megacristais de feldspato potássico acompanhados de biotita. Em zonas de alta deformação apresentam estreitas faixas miloníticas. A maioria dos maciços estudados mostra ocorrência de rochas dioríticas e enclaves máficos. No Granito Coxília do Fogo, na região de Canguçu, as rochas dioríticas constituem corpos com dimensões decamétricas. Nas zona de contato desenvolvem faixas transicionais definidas por composições híbridas, gradando desde termos dioríticos, quartzo-dioríticos, tonalíticos a granodioríticos, passando então para os termos monzograníticos porfíricos encaixantes. Este processo de mistura química parcial e física de magmas (“comingling” e “mixing”) básicos e ácidos está especialmente exposto na região de Canguçu, sendo as mesmas descritas nos trabalhos de Philipp (1990), Gomes (1990) e UFRGS (1995).

É comum ocorrer nos granitos da SIV, a presença de xenólitos de rochas ortognáissicas, registrando diversos estágios de assimilação, resultando na formação de estruturas fantasmas e bandamentos irregulares e localizados definidos por “schlierens” de biotita.

As litologias da SIV apresentam poucas determinações analíticas, sendo reconhecida uma idade Rb-Sr de 572±22Ma, obtida por Koester (1995) para o Metagranito Quitéria. Idades geocronológicas por U/Pb obtida por Babinski et al. (1997) para o Granito Arroio Moinho, indica que a cristalização magmática ocorreu em torno de 595±1 Ma. Este granito apresenta forma alongada para NE-SW, mantendo relações sin-cinemáticas com as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (D₂) (Gomes, 1990).

6. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES)

A SIES ocorre como um conjunto de rochas graníticas, ocupando a porção NW do Batólito Pelotas, constituindo cerca de 10% do mesmo. Foi originalmente definida por Leinz et al. (1945), sendo redefinida como Complexo Granítico Encruzilhada por Tessari & Picada (1966). Trabalhos mais recentes de mapeamento geológico foram realizados por Frantz et al. (1984) e Bitencourt et al. (1993). Levantamentos integrados da estratigrafia, geoquímica e geocronologia dos granitos da SIES devem-se aos estudos de Vasquez (1995, 1997).

Os corpos graníticos desta suíte estão limitados a leste pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e a oeste com as rochas metamórficas do Complexo Cerro da Árvore. A SIES é composta predominantemente por biotita granitos de textura porfírica a inequigranular grossa, com cores acinzentadas, róseo acinzentadas e alaranjadas. A proporção de megacristais de feldspato potássico oscila entre 15 a 40 %, mostrando formas prismáticas idiomórficas de tamanhos entre 3 a 8 cm. Subordinadamente ocorrem leucogranitos com textura equigranular grossa e coloração rosada a cinzenta. Corpos tabulares de pegmatitos e aplitos são encontrados cortando as fácies principais da suíte, causando sobre estas transformações hidrotermais, sendo reportadas ocorrências de mineralizações associadas (Picada, 1966).

Petrograficamente variam de monzogranitos até álcali-feldspato granitos, caracterizando-se por uma mineralogia a base de feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita, com anfibólio, zircão, apatita e opacos como acessórios. Em campo os granitos da SIES mostram evidências de mistura física (commingling) com magmas mais máficos. Este magmatismo básico está preservado na forma de enclaves máficos, que exibem uma matriz com texturas de resfriamento rápido, xenocristais com feições de desequilíbrio, tais como quartzo ocelar e feldspato potássico manteado com coroas de plagioclásio sódico, definindo a textura rapakivi (Vasquez, 1995). Estas feições são encontradas no granitóide encaixante, nas zonas híbridas e nas zonas de margens resfriadas.

Na área de ocorrência da SIES são descritos grandes exposições de septos metamórficos, caracterizados como pendentes de teto ("roof pendants"). Estes septos do embasamento foram designadas inicialmente como Formação Cambaí por Tessari & Picada (1966), sendo posteriormente redefinidos como Gnaisses Chanã (Jost, 1984) e como Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (SMVC) (Frantz et al. 1984). Conforme estes últimos autores, a SMVC é constituída por paragneisses de composições aluminosas, cálcio-silicáticos e quartzo-feldspática, com lentes de mármore e intrusões de ortogneisses granodioríticos a monzograníticos. Mais recentemente, Fernandes et al. (1990) desmembrou as rochas ortogneissicas designando as mesmas como Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

Bitencourt et al. (1993) descrevem relações de contato intrusivas entre os granitóides da SIES e as rochas metamórficas de alto grau encaixantes, como sendo marcada pela diminuição do tamanho de grão em direção aos contatos, interpretadas como indicativas de um resfriamento rápido. Na porção nordeste da área ocupada pela SIES, o Granito Encruzilhada (fácies sienogranito equigranular) intrude o Metanortosito Capivarita (Fernandes et al. 1988). Na porção norte e sul (fácies monzogranito porfírico), este granito intrude os paragneisses (gneisses pelíticos e cálcio-silicáticos) da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita (Frantz et al. 1984) e os

ortognaisses (granodioritos e tonalitos) do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes et al. 1990). Vasquez (1997) evidencia as relações intrusão a partir da identificação de margens resfriadas dos corpos graníticos da SIES contra as rochas do embasamento, por xenólitos das rochas do embasamento no interior dos corpos graníticos e por diques graníticos cortando as associações metamórficas.

As relações de contato entre o Granito Encruzilhada (fácies sienogranito equigranular) e o Sienito Piquiri, foram descritas por Picada (1967), que identificou fragmentos de rochas sieníticas no interior dos granitos, bem como diques graníticos cortando o referido sienito. Estas mesmas relações foram descritas por Bitencourt et al. (1993) na borda leste do referido granito, propondo a correlação dos sienitos e quartzo-sienitos ocorrentes no Arroio do Silva com as litologias do Sienito Piquiri. A assimilação das fases minerais do sienito pelo magmatismo granítico, onde principalmente os anfibólios, representariam xenocristais foi descrita por Bitencourt et al. (1993) e Vasquez (1997).

As relações de contato entre os granitos da SIES e da SGDF são observáveis apenas na região do Passo do Marinheiro, a sul da cidade de Encruzilhada. Nesta localidade, durante os trabalhos de mapeamento da folha Figueiras, descritos por UNISINOS (1990), o contato entre estas suíte foi descrito como tectônico, sendo marcado por uma zona de cisalhamento rúptil de direção NS (Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros).

Na porção oeste do Granito Encruzilhada, a fácies porfírica deste maciço faz contato com os xistos pelíticos, quartzitos, metatufos e metavulcânicas pertencentes as sequências meta-vulcano-sedimentares de baixo a médio grau metamórfico do Complexo Cerro da Árvore (CCA) (Jost & Bitencourt, 1980). Este contato é caracterizado por faixas cataclásticas associadas a ZCPM (Vasquez, op.cit.). Na porção nordeste da folha Figueiras, entretanto, são descritos raros diques graníticos correlacionados a SIES pelos trabalhos de graduação da UNISINOS (1990). A presença de xenólitos de litologias metamórficas correlacionáveis ao CCA foi descrita por Picada (1967), entretanto, não confirmadas nos mapeamentos realizados por Bitencourt et al. (1993) e Vasquez (1997). Este último autor, ressalta a ausência de evidências que permitam caracterizar um contato intrusivo dos granitos da SIES com os metamorfitos do CCA.

O contato entre os granitóides da SGC com as rochas da SIES não é observado diretamente por nenhum pesquisador, entretanto, é sugerida a correlação entre pequenos corpos de muscovita-biotita granitos intrusivos no Granito Encruzilhada, encontrados na região do Passo do Marinheiro, com os corpos granítico da SGC (UNISINOS, 1990). Da mesma maneira, os

contatos entre os Granitos Figueiras (Picada, 1971) e Campinas (Leinz & Pinagel, 1945) com os granitos porfíricos da SIES estão definidos por zonas de cisalhamento rúpteis.

As relações entre o Granito Encruzilhada e o Granito Pitangueiras não são claras, em decorrência da pequena área de contato entre estas unidades e pela intensa superposição das faixas cataclásticas associadas a ZCPM. Entretanto, Vasquez (op.cit.) descreve na região de Delfino, a ocorrência de bolsões sigmoidais de um granito correlacionável ao Granito Encruzilhada, sugerindo uma relação de intrusão com pequena defasagem temporal entre ambos os corpos.

Os granitos da SIES apresentam uma idade isocrônica Rb-Sr de 559 ± 5 Ma (Soliani Jr., 1986). Dados mais recentes, apontam uma idade isocrônica Rb-Sr_{RT} de 581 ± 16.8 Ma. Uma idade U/Pb em zircão obtida por Babinski et al. (1997) apontou um valor de 594 ± 5 Ma.

7. Suíte Granítica Cordilheira (SGC)

Os leucogranitos da SGC, definidos por Picada (1965), variam petrograficamente de sienogranitos a granodioritos a muscovita, com biotita, turmalina e granada como minerais acessórios. Os corpos desta unidade apresentam formas estratóides alongadas segundo a direção NE-SW, demonstrando um posicionamento relacionado a evolução das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (D_2), ocorrendo desde a região de Quitéria-São Jerônimo até Pinheiro Machado. A vinculação dos granitóides da SGC com as “zonas de fraturas profundas” e sua caracterização sin-cinemática foram sintetizadas por Picada (1969, 1971).

Trabalhos de detalhamento da geologia estrutural e geoquímica vem sendo realizados por Fernandes et al (1990), Koester et al. (1994), Koester (1995) e Nardi & Frantz (1995). Estes autores defendem, através de estudos de geologia estrutural e geoquímica, o posicionamento sin-tectônico dos corpos da SGC com relação a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (D_2). Da mesma forma, sugerem uma possível evolução genética relacionada a fusão parcial de rochas ortognáissicas. Podem ser enquadrados nesta suíte os Granitos Cordilheira, Arroio Francisquinho (UFRGS, 1993) e Três Figueiras.

Os granitos da SGC apresentam estrutura foliada, marcada por orientação de muscovita e biotita. Nas zonas de baixa deformação é possível identificar duas foliações, uma magmática e a outra deformaçional. A primeira está marcada pela orientação subhorizontal de cristais placóides de muscovita. Nas zonas de alta deformação localizadas preferencialmente nos bordos dos corpos, esta foliação ígnea transiciona para uma foliação tectônica relacionada as zonas de cisalhamento dúcteis.

Um corpo granítico correlacionável a SGC é identificado na região de Arroio Grande, no extremo sudeste do batólito. O Granito Três Figueiras é definido por um corpo de forma alongada segundo a direção NE-SW, com posicionamento sin- a tardi-tectônico com relação a Zona de Cisalhamento Arroio Grande (D_2). Este granito apresenta composição sieno a monzogranítica com uma mineralogia caracterizada pela presença de muscovita, feldspato potássico e quartzo como minerais essenciais, acompanhada por acessórios como biotita, granada e turmalina. Em quase toda a sua extensão, este granito mostra textura protomilonítica, alternando para milonítica em zonas mais restritas.

Os granitos da SGC apresentam idades Rb-Sr que variam de 617 ± 48 Ma e 630 ± 22 Ma, resultados obtidos na região de Quitéria por Koester (1995) para os corpos do Granito Cordilheira e do Granito Arroio Francisquinho. O amplo intervalo de correção e os elevados valores de MSWD (>5) limitam a obtenção de idades mais precisas.

8. Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)

As leucogranitos da SGDF ocupam cerca de 30% da área do batólito, caracterizando-se por grande homogeneidade composicional, estrutural e petrográfica, além da quase total ausência de enclaves máficos e de xenólitos de rochas encaixantes. A principal ocorrência de granitos desta suíte está concentrada no extremo norte do batólito, quando o conjunto de suas unidades formam uma lente alongada segundo a direção NE-SW com cerca de 200 km de extensão por 10 a 45 km de largura. Apresentam exposições mais restritas no restante da área estudada, mostrando formas alongadas de 3 a 25 km por 2 a 8 km de largura. Os corpos graníticos da SGDF, apesar das formas concordantes, mantêm um posicionamento tardio a posterior com relação as zonas de cisalhamento transcorrentes do evento D_2 , registrando por vezes, restritos efeitos deste evento de deformação dúctil.

Os leucogranitos possuem coloração tipicamente rosada, com mineralogia essencial caracterizada pelo predomínio microclínio e quartzo. A presença de biotita é comum, ocorrendo em percentuais de 1 a 3 %. Os acessórios são alanita, zircão, esfeno, apatita e opacos. Em locais restritos foram identificadas ainda fluorita e molibdenita (Porto Alegre) e galena (Camaquã). Na região de Morrinhos, em São Jerônimo, ocorrem greisens e biotititos mineralizados a cassiterita, com molibdenita associados.

Na porção norte da cidade de Dom Feliciano, as rochas graníticas desta suíte estão em contato lobados com o Diorito Capim Branco (Wildner & Ramgrab, 1994) evidenciando a

contemporaneidade com um magmatismo de natureza intermediária. Os granitóides da SGDF são de difícil caracterização geoquímica, devido a sua composição extremamente diferenciada e ao pequeno intervalo composicional, podendo os mesmos representar a evolução final de diversos tipos de séries graníticas ou mesmo uma origem por fusão parcial..

A semelhança composicional e geoquímica entre os granitos mais diferenciados da SGDF e os enxames de diques e rochas tufáceas a piroclásticas de composição riolítica pode indicar a vinculação deste magmatismo com estas manifestações subvulcânicas e vulcânicas. As maiores expressões deste magmatismo de composição riolítica, estão representadas pelos Tufos e Ignimbritos Ana Dias (Fragoso Cesar, 1991) e pelos Diques Riolíticos Asperezas (Figueiredo et al. 1990). A ocorrência de enxames de diques riolíticos também é identificada em vários locais do batólito, como na região de Pedras Altas, Pinheiro Machado, Piratini, Coxília do Fogo (Canguçu), Mariana Pimentel, Barra do Ribeiro e Porto Alegre.

Os granitos da SGDF apresentam idades Rb-Sr de 572 ± 10 Ma (Cordani, 1974) e 550 Ma (Teixeira, 1980). Soliani Jr (1986) apresenta uma isócrona com idades de 547 ± 17 Ma para amostras de corpos tabulares de granitos e pegmatitos localizados na cidade de Cristal. Em diagrama isocrônico de referência, o mesmo autor indica duas idades para os granitos da SGDF, uma mais antiga de 571 ± 5 Ma e, uma mais jovem de 446 ± 69 . A idade Rb-Sr de 544 ± 5 Ma obtida para o Granito Arroio dos Ladrões inclui além das amostras deste granito, um ponto do Granito Capão do Leão. Destaca-se também a idade Rb-Sr de 560 ± 12 Ma obtida por Soliani Jr. (1986) referida para os riolitos encontrados na Serra das Asperezas, em Pinheiro Machado. May (1990) apresenta uma errócrona com idade Rb-Sr de 465 ± 65 Ma para um corpo granítico ocorrente próximo da cidade de Canguçu. Ainda é apontada por esta autora, uma idade de 500 Ma para o Granito Canguçu. Fragoso Cesar (1991) aponta uma idade Rb-Sr de 550 ± 06 Ma para os granitos equigranulares que ocorrem nas localidades de Cristal e Dom Feliciano.

Capítulo IV

GEOLOGIA E PETROGRAFIA DAS SUÍTES GRANÍTICAS E DOS SEPTOS DO EMBASAMENTO

Neste capítulo será apresentada uma síntese das observações de campo, as características mineralógicas e petrográficas dos granitóides estudados, enclaves máficos e diques associados, bem como, dos xenólitos de rochas metamórficas encontradas nas diversas unidades do Batólito Pelotas.

1 - Septos do Embasamento

Os Septos do Embasamento englobam uma ampla variedade de rochas metamórficas de baixo a alto grau, encontradas na forma de xenólitos de dimensões centimétricas a métricas no interior das SIPM, SIE, SIV, SIES, SGC e SGDF. As pequenas dimensões e a ausência total de continuidade física das rochas metamórficas dificulta sua cartografia em mapas geológico regionais ou de semi-detalle. Apenas a SIES apresenta extensas exposições de gnaisses pertencentes ao Complexo Várzea do Capivarita e do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos.

Os septos do embasamento descritos neste trabalho estão restritos as áreas estudadas pelo autor, não abrangendo portanto, as unidades encontradas nos granitos da SGC e SIES.

As principais exposições dos septos do embasamento afloram no interior dos metagranitóides da SIPM, onde foram descritos 72 afloramentos contendo xenólitos de rochas gnáissicas. AS melhores exposições ocorrem próximo as cidades de Piratini, Canguçu, Pinheiro Machado, São Lourenço, nas localidades de Vila Maciel, Basílio, Freire e ao longo do leito do Arroio da Solidão. A distribuição espacial dos xenólitos é marcada por uma concentração relativa destes em direção a porção centro-sul do batólito, com uma diminuição das ocorrências em direção a parte norte. De acordo com as suas composições e estruturas, os fragmentos de rochas metamórficas identificadas foram subdivididas em seis grupos principais: gnaisses quartzo-feldspáticos, gnaisses calci-silicáticos, anfibolitos nematoblásticos, bt-hb anfibolitos finos, bt gnaisses bandados e gnaisses migmatíticos. Pela importância que representam, as principais exposições foram denominadas formalmente. As pequenas exposições foram descritas conjuntamente e reunidas informalmente com uma denominação classificatória associada a natureza do tipo de protólito.

A presença de septos do embasamento no interior dos granitóides da Suíte Intrusiva Erval é caracterizada pela ocorrência dominante de rochas ortoderivadas de grau médio e, rochas paraderivadas de baixo grau metamórfico de maneira subordinada. As principais exposições estão definidas pelos Anfíbolitos Alto Alegre e Ortognaisses Arroio Pedrado, ocorrendo ainda os Xistos e Quartzitos Erval e os Mármore e Anfíbolitos das Vilas Matarazzo e Pedreiras. Outras exposições não estudadas estão indicadas no mapa, com destaque para os ortognaisses migmatíticos que ocorrem na localidade de Basílio e os anfíbolitos miloníticos que ocorrem a oeste da cidade de Jaguarão.

No interior dos granitóides da SIES, são reconhecidas amplas exposições de litologias pertencentes ao Complexo Várzea do Capivarita (CVC) e ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR). Estas associações ocorrem como pendentes de teto nas intrusões graníticas da SIES e, em menor escala na SGC. O Complexo Várzea do Capivarita (Fernandes et al. 1990) é caracterizado por rochas parametamórficas de alto grau, definida por gnaisses pelíticos, gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos, mármore, rochas calci-silicáticas e granulitos. O Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes et al., 1990) é constituído por ortognaisses e metagranitóides de grau médio de metamorfismo, os quais mostram relações intrusivas no CVC. As relações geológicas existentes entre estas associações metamórficas e os granitóides das SIES e da SGC podem ser encontradas nos trabalhos de Franz et al. (1984), Fernandes et al. (1990), Bitencourt et al. (1993), Koester (1995) e Vasquez (1997).

A ocorrência de xenólitos no interior das SIV e SGDF é restrita, ocorrendo o Gnaiss Arroio Lajeado na região da Coxília do Fogo e o Gnaiss Porto Alegre, na região homônima.

1.1 - Septos na Suíte Intrusiva Pinheiro Machado

1.1.a - Gnaisses Piratini

A denominação Gnaisses Piratini foi proposta originalmente por Frago Cesar et al. (1986) para designar as rochas ortognaissicas encontradas no interior dos metagranitóides da SIPM. As melhores exposições destes gnaisses podem ser observadas a leste da cidade de Piratini. As rochas gnáissicas ocorrem como xenólitos de dimensões centimétricas a métricas nas proximidades das cidades de Canguçu e Pinheiro Machado. O mapeamento e a descrição dos gnaisses encontrados a leste de Piratini foi realizado por Ribeiro (1977), que salientou o caráter gnáissico a migmatítico destas litologias. Os ortognaisses migmatíticos apresentam um

bandamento definido por uma estrutura estromática com bandas milimétricas a centimétricas e, subordinadamente, estruturas do tipo “schollen”, “schlieren”, nebulíticas a agmatíticas.

A composição petrográfica dos xenólitos é dominada por termos tonalíticos, com dioritos, trondjemitos e granodioritos subordinados. As transformações metamórficas descritas por Ribeiro (1977) indicam que o bandamento gnáissico foi gerado em condições da fácies anfibolito. O bandamento dos Gnaisses Piratini apresenta um complexo padrão deformacional definido pela presença de dobras intrafoliais (D_1) redobradas em estilo apertado a isoclinal, com eixos subhorizontais e forte foliação de superfície-axial (S_2). Todo este conjunto de foliações é ainda afetado por dobras normais e assimétricas com fraca clivagem de fratura plano-axial (S_3 de Fragoso Cesar et al. 1986).

O termo Gnaisses Piratini é aqui utilizado somente para as rochas localizadas a leste da cidade de Piratini, sendo que para as demais ocorrências são utilizados denominações locais, permitindo o acesso e comparação futuras.

1.1.b - Gnaisses Arroio da Solidão

Estes gnaisses afloram como pequenos lajeados, podendo constituir ocorrências de dimensões variáveis entre 150 e 450 m². Ocorrem concentrados ao longo do leito do arroio da Solidão, nas proximidades do Passo do Funil, mostrando contatos retos e bem definidos com os granodioritos da SIPM (fig.4). Em campo, os contatos são nítidos e, frequentemente, os xenólitos gnáissicos são envolvidos pela foliação magmática dos granodioritos encaixantes. Possuem formas irregulares, grosseiramente globulares, sendo observadas feições restritas de assimilação, marcadas pelo arredondamento dos xenólitos e pela presença de “schlierens” de biotita ao redor dos mesmos. Descrições desta unidade já haviam sido feitas previamente por Figueiró et al. (1985) em trabalho de graduação da UNISINOS.

Em amostra de mão apresentam cor escura, em tons de preto e cinza, com foliação metamórfica definida por um bandamento milimétrico a centimétrico marcado pela alternância composicional de níveis félsicos e máficos. As bandas possuem espessuras entre 0.2 mm a 1.5 cm. Os níveis félsicos são compostos por plagioclásio e quartzo com rara presença de feldspato potássico. As bandas máficas são constituídas por hornblenda e biotita, dimensionalmente orientadas. O plagioclásio é subidioblástico com formas equigranulares e cor esbranquiçada. O quartzo é incolor e mostra forma poligonal a alongada. O anfibólio mostra forma prismática pouco alongada e cor verde escuro. A biotita é preta com forma lamelar subédrica. As bandas são

contínuas e regulares, sendo comum a ocorrência de injeções graníticas tabulares com espessuras entre 2 e 10 cm, concordantes ao bandamento. Estes corpos tabulares mostram composições trondjemíticas, com plagioclásio e quartzo e rara presença de anfibólio.

A estrutura dos gnaisses caracteriza-se por um bandamento composto, onde além da diferenciação metamórfico-deformacional existe a contribuição de injeções graníticas definidas por corpos tabulares de trondjemitos. O bandamento está dobrado em um complexo padrão de dobras intrafoliais e ptigmáticas (fig.4).

A análise microscópica permite caracterizar a composição dos gnaisses como diorítica a tonalítica. As bandas claras apresentam textura granoblástica inequigranular lobada a poligonal média a grossa (0.5 a 1.2 mm) e são constituídas por plagioclásio e quartzo com pouca biotita. Os níveis máficos mostram textura lepidó-nematoblástica caracterizada pelo alinhamento de biotita e anfibólio. A análise modal de amostras dos Gnaisses Arroio da Solidão podem ser encontrados na tabela 2.

A presença de plagioclásio reliquiar esta marcada por raros cristais prismáticos subédricos, com 1.0 a 2.5 mm, contendo macla polissintética, inclusões de apatita e biotita e zonações ígneas bem definidas. O plagioclásio dominante é metamórfico apresentando forma poligonal, com limites retos e tamanhos entre 0.2 a 0.6 mm. O quartzo está quase totalmente recrystalizado, formando mosaicos de textura granoblástica equigranular poligonal. O anfibólio é uma hornblenda verde com forma prismática alongada concordante ao bandamento. A biotita é prismática idioblástica, de cor castanha e orientada segundo a direção do bandamento. Os principais minerais acessórios são a apatita, zircão, esfeno e alanita.

1.1.c - Anfibolitos da Br-392

Este grupo de xenólitos apresenta ampla ocorrência na região de Canguçu, sendo identificados em 11 afloramentos, concentrando-se nos arredores da Vila Maciel, ocorrendo também no Granito Monte Bonito e no Granito Coxília do Fogo. As melhores exposições estão nos cortes da BR-392 e também a sudeste de Morro Redondo. Os xenólitos apresentam formas subangulosas, com tamanhos em geral de 15 a 40 cm. Localizadamente, podem atingir até 3 a 5 m. Os contatos são bem definidos e os limites são retos.

Os anfibolitos possuem cor escura com tom verde, passando para tonalidades cinzentas a castanha quando alterados. A estrutura é predominantemente maciça, ocorrendo também com estrutura foliada, marcada por orientação de cristais prismáticos de hornblenda. Localmente

podem apresentar um bandamento milimétrico (2 a 8 mm), definido por níveis félsicos enriquecidos em plagioclásio e níveis máficos a base de anfibólio e/ou piroxênio. Os xenólitos mostram uma clara discordância entre as estruturas metamórficas e as estruturas de fluxo magmático encontrada nos granitóides encaixantes.

Ao microscópio as rochas maciças exibem textura granoblástica grossa (1-5 mm). Nas rochas com estrutura foliada a bandada, os níveis félsicos são marcados por um arranjo granoblástico inequigranular lobado a poligonal, definido por plagioclásio com pouco diopsídio. As bandas máficas exibem uma textura nematoblástica com prismas de hornblenda orientados e pouco diopsídio associado. As bandas são caracterizadas pela variação do conteúdo de hornblenda e diopsídio acompanhadas sempre por plagioclásio. O desenvolvimento de estruturas de metamorfismo regional progressivo é evidenciado pelo desenvolvimento de texturas com forte orientação mineral e pelo crescimento contínuo de diopsídio nos limites da hornblenda, culminando com o envolvimento completo do anfibólio, que resta como inclusões poiquiloblásticas no interior do clinopiroxênio.

A mineralogia essencial é composta por hornblenda e plagioclásio, com pouco diopsídio. Os minerais acessórios são esfeno, apatita, zircão e opacos. As proporções modais dos minerais constituintes desta unidade podem ser encontrados na tabela 3.

O aumento da deformação acompanhado pelo retrometamorfismo associado as zonas de cisalhamento dúcteis caracteriza-se pelo aparecimento de clorita, mica branca, epidoto, carbonato e opacos anédricos sobre a paragênese de alta temperatura. Progressivamente, nas zonas de cisalhamento, ocorre o aumento do conteúdo destes minerais, juntamente com o acréscimo de quartzo e a formação de uma matriz milonítica de grão fino a médio (0.1 a 0.2 mm).

A presença de paragêneses com Hb + Plag.Ca e Plag.Ca + Hb + Diops é indicativa da natureza básica do protólito e, associadas com as estruturas e texturas encontradas, indicam um evento de metamorfismo regional compatível com as condições da fácies anfibolito inferior a médio.

1.1.d - Gnaisses São Lourenço

Nas margens da Laguna dos Patos, na cidade de São Lourenço, ocorre os Gnaisses São Lourenço, uma associação de ortognaisses tonalíticos a granodioríticos com bandamento de injeção e complexamente deformados. As exposições, na forma de lajeados, não permitiram a

coleta de amostras para a confecção de lâminas delgadas. Desta maneira, as informações desta unidade estão relacionadas a descrição macroscópica de amostras pouco alteradas.

A relação de contato com as rochas encaixantes não foi observada, entretanto, a composição potássica e as estruturas magmáticas das rochas graníticas encaixantes ressaltam um grande contraste composicional e estrutural. As litologias gnáissicas apresentam um bandamento contínuo e irregular definido por bandas com espessura milimétrica a centimétrica constituídas por níveis félsicos compostos por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo e, níveis máficos com biotita e hornblenda subordinada. O bandamento mostra um complexo padrão de dobramentos caracterizado pela presença localizada de dobras intrafoliais (F_1). As dobras mais evidentes pertencem a uma segunda fase deformacional (F_2), mostrando formas apertadas a fechadas, com plano-axial normal e eixos dispostos em baixo ângulo, orientados segundo a direção nordeste-sudoeste. Este conjunto de foliações metamórficas ainda é afetado por uma fase tardia (F_3) gerando dobras abertas a suaves com plano-axial definido por uma fraca clivagem de fratura, por vezes, preenchidas por injeções tabulares de leucogranitos de coloração rosada e textura equigranular grossa a pegmatóide. As injeções possuem espessuras da ordem de 15 a 40 cm.

A composição mineral dos gnaisses é definida pela presença abundante de plagioclásio, que é o principal mineral félsico, com cor branca, formas equidimensionais e tamanhos entre 0.5 a 2.5 mm. O quartzo é incolor e mostra forma alongada a amebóide de 0.5 a 2 mm, intensamente microfraturado constitui agregados granoblásticos finos. A biotita ocorre como agregados lenticulares intersticiais de cristais idioblásticos fortemente orientados. A presença de feldspato potássico é restrita, ocorrendo como cristais anédricos de coloração rosa claro.

A identificação de cristais de plagioclásio com forma prismática e a relativa homogeneidade composicional e textural são sugestivas de um protólito de natureza ígnea e plutônica.

1.1.e - Gnaisses Calci-silicáticos

Os gnaisses calci-silicáticos estão amplamente distribuídos nos metagranitóides da SIPM, constituindo xenólitos de dimensões variadas, entre 15 a 30 cm, podendo chegar até 2-5 m. Possuem formas subarredondadas, com contatos nítidos e limites curvos. As principais exposições ocorrem a leste da cidade de Canguçu, ao redor da Vila Maciel e nas cercanias da localidade de Morro Redondo. Foram descritos 14 afloramentos contendo gnaisses calci-silicáticos no interior da SIPM. Na SIV, são encontrados gnaisses calci-silicáticos no Granito Monte Bonito e no

Granito Coxília do Fogo.

Os gnaisses calci-silicáticos possuem cor verde claro, com bandamento de espessura milimétrica (5-15 mm) de disposição regular e contínua. A definição de bandas é clara, com níveis félsicos a base de feldspato e quartzo e, níveis máficos de cor verde, enriquecidos em piroxênio e pouco anfibólio (fig.5). A orientação do bandamento é discordante das foliações de fluxo magmático encontradas nos granitos. Comumente, o bandamento está dobrado em variados estilos, acompanhados por uma foliação de superfície axial.

Ao microscópio, os minerais estão orientados ao longo do bandamento. Nas bandas félsicas a textura é granoblástica equigranular a inequigranular média a grossa, com limites lobados a retos, caracterizando neste último caso a textura granoblástica poligonal. As bandas máficas são compostas dominantemente por diopsídio, com pouco plagioclásio e tremolita associados. As vezes, o diopsídio está ausente, ocorrendo a hornblenda como mineral máfico predominante, acompanhada ainda por granada, clinozoizita e epidoto. Nas bandas máficas o arranjo interno alterna entre granoblástico inequigranular a seriado médio a grosso (0.4 a 1.2 mm) nas regiões onde domina o plagioclásio e diopsídio e, nematoblástico, nos níveis ricos em tremolita e/ou hornblenda.

A composição mineral essencial é constituída por plagioclásio (An_{27} a An_{36}), quartzo, diopsídio, hornblenda, microclínio, tremolita e granada. Os principais minerais acessórios são epidoto, clinozoizita, esfeno e opacos. A composição modal com os minerais das rochas calci-silicáticas podem ser observados na tabela 4.

Quando afetados pelas zonas de cisalhamento subverticais, os gnaisses desenvolvem uma nova foliação que transpassa aos limites dos próprios xenólitos. Esta foliação é marcada pela recristalização marginal de feldspatos para agregados finos (< 0.1 mm) com arranjo granoblástico e limites lobados a serrilhados. A transformação do feldspato está acompanhada por trilhas finas de tremolita, biotita fina, epidoto e esfeno. O aspecto textural mais destacado é definido pela presença de porfiroclastos estirados e rotados de plagioclásio e diopsídio, envolvidos por trilhas finas desta matriz milonítica.

A presença de paragêneses como Plagioclásio+Diopsídio+Quartzo+Microclínio+Esfeno e Plagioclásio+Hornblenda+Granada+Microclínio+Tremolita indicam a natureza calci-silicática do protólito e atestam, juntamente com as estruturas observadas, uma evolução relacionada a um evento metamórfico regional da fácies anfibolito inferior a médio.

1.1.f - Bt-Hb Anfibolitos finos

A divisão dos xenólitos máficos encontrados nos metagranitóides da SIPM em dois tipos de anfibolitos é devido as distintas estruturas e composições identificadas. Os anfibolitos finos são encontrados ao redor da Vila Maciel e no Granito Monte Bonito da SIV, ocorrendo ainda de maneira muito restrita nos granitos do SGDF. Nos metagranitóides da SIPM, foram descritos 8 afloramentos com este tipo de anfibolito, ocorrendo na região da Vila Maciel (5 pontos), nos arredores de Morro Redondo (2 pontos), a oeste da cidade de Canguçu (1 ponto). A melhor exposição pode ser observada no corte de estrada da BR-392, no acesso para a Vila Maciel.

Os anfibolitos possuem formas equidimensionais a alongadas com limites subangulosos a subarredondados, contatos bem definidos e limites retos a curvos. Os tamanhos variam de 10-25 cm até 1,5 m. O alinhamento de xenólitos, marcando trilhas ao longo do bandamento dos granitóides, é sugestiva da fragmentação de um corpo ou parte de um corpos com forma tabular.

Em amostra de mão mostram cor preta, adquirindo tons castanhos quando alterado. A estrutura é predominantemente foliada, com orientação de biotita e anfibólio. De maneira localizada, ocorre um bandamento milimétrico (1-3 mm) com disposição irregular e boa continuidade das bandas, alternando níveis enriquecidos em biotita e anfibólio e níveis com teores significativos de plagioclásio. O bandamento é irregular, entretanto, contínuo e bem definido, com alternância de bandas máficas e níveis milimétricos (1 a 3 mm) com teores mais elevados de plagioclásio com quartzo associado.

Ao microscópio exibe uma textura lepidó-nematoblástica fina a média (0.2 a 0.7mm), definida pela orientação de biotita e hornblenda. Localizadamente, a textura granoblástica equigranular interlobada a poligonal está marcada em níveis com elevado teor de plagioclásio. A presença localizada de textura granoblástica se deve ao elevado teor de minerais máficos que apresentam nestas rochas, valores entre 40 a 65 %.

A mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, biotita e hornblenda, com pouco quartzo. Os minerais acessórios são esfero, apatita e opacos. O plagioclásio mostra formas equidimensionais a poligonais, subidioblásticas, apresenta maclas pouco definidas e irregulares. A hornblenda apresenta forma prismática alongada, com 0.2 a 0.6 mm, pleocroísmo variando de castanho pálido a verde escuro, poiquiloblástica com inclusões de quartzo e opacos. A biotita é subidioblástica com forma lamelar e cor castanha, mostra tamanhos entre 0.2 a 0.5 mm.

A presença localizada de um bandamento fino e contínuo, a composição mineral e as texturas metamórficas finas e homogêneas são sugestivas de um protólito de origem calci-silicática. A paragenese definida por Plag.Ca+Hornblenda+Biotita+Opacos+-Quartzo, juntamente com as

estruturas e texturas encontradas, são indicativas da associação destas litologias com um evento metamórfico da fácies anfibolito inferior.

1.1.g - Bt Gnaisses bandados (Metapelitos)

Estas litologias são as mais restritas entre todos os tipos de xenólitos, sendo encontrados somente em três afloramentos no interior da SIPM. Ocorrem em um corte da BR-392, próximo ao Arroio do Ouro (ponto 10), no interior da localidade de Morro Redondo e também a noroeste da cidade de Canguçu. Não foi possível obter uma amostra sã desta unidade para a confecção de lâmina delgada, limitando-se as informações obtidas em afloramento.

Os xenólitos possuem formas irregulares com contornos subarredondados e contatos gradacionais a bem definidos com limites lobados a curvos. As dimensões variam de 30 cm até 3 m. Os gnaisses mostram cor escura, com nitido bandamento fino (3-15 mm), regular e contínuo, alternando níveis brancos enriquecidos em feldspatos e quartzo e, níveis máficos a base de biotita. O bandamento mostra-se complexamente dobrado em um variado estilo que alterna dobras apertadas e fechadas, afetadas por um redobramento com formas abertas. Ao redor dos xenólitos, ocorre uma coroa de sienogranito com textura grossa a pegmatóide, de cor rosada a esbranquiçada e espessuras da ordem de 2 a 10 cm. Frequentemente, estes pegmatóides constituem diques e veios irregulares transpassando o bandamento gnáissico.

O bandamento é composto por bandas contínuas de composição quartzo-feldspática com textura granoblástica grossa (1.0 mm) marcada por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, intercaladas com bandas máficas, em geral, mais espessas e de composição mineral dominada por biotita com pequenos teores de granada. A coloração castanha avermelhada indica uma granada almandina.

A presença nos bt gnaisses, de uma composição mineral muito rica em biotita (40 a 60%), acompanhada por quartzo e granada, associado a um bandamento milimétrico (1 a 4 mm) bem definido, com uma disposição regular e contínua, são indicativos da transformação de um protólito de origem pelítica em um evento de metamorfismo regional. A paragénese definida pela amostras macroscópicas pouco alteradas é Biotita+Quartzo+K-feldspato+Plagioclásio+Granada pode indicar condições mínimas de metamorfismo da fácies anfibolito.

1.1.h - Ortognaisses Migmatíticos

A denominação migmatito foi uma opção de campo para descrever rochas em que a designação "gnaiss" não é satisfatória, nas quais o complexo padrão de deformação dúctil e as variações composicionais, originaram relações de difícil esclarecimento. Estes casos envolvem situações onde porções paleossomáticas de rochas gnáissicas e anfibolíticas restam intensamente assimiladas, envolvidas por material ígneo com composição e texturas equigranulares muito variadas, demonstrando contatos quentes entre rochas distintas.

Deste modo, o nome migmatito é empregado para duas exposições, onde ocorrem em um mesmo afloramento, uma miscelânea de paleossomas, variando desde gnaisses tonalíticos, gnaisses dioríticos, anfibolitos até biotititos. A estrutura geral destas exposições é agmática, sendo caracterizada pela presença de "fragmentos" com formas subangulosas e dimensões entre 20 a 150 cm, podendo constituir cerca de 40 a 60 % do volume da rocha. Os fragmentos estão sustentados por um neossoma de composição granodiorítica, marcado pela ausência de deformação e por um variado teor de minerais máficos, entretanto, sempre mais félsica que os restos preservados.

A estrutura geral do principal afloramento (Pedreira da Construtora Pelotense, ponto 214) está caracterizada por fragmentos paleossomáticos de formas subangulosas a subarredondadas mostrando contatos gradacionais e limites curvos a lobados (fig.6). A matriz ígnea que envolve estes paleossomas mostra uma composição granodiorítica e possui cor cinza clara e teores entre 2 a 15 % de minerais máficos. O granodiorito apresenta uma textura equigranular média a grossa (4 - 7 mm) contendo plagioclásio branco e quadrático, quartzo amebóide incolor, pouco feldspato potássico de cor rosa e forma subédrica e, biotita, na forma de agregados intersticiais (ninhos). A distribuição da biotita é muito irregular, aumentando seus teores nos limites de fragmentos de gnaisses. Em vários locais ocorre uma preservação pseudomórfica de anfibolitos ou rochas mais máficas, restando corpos subangulosos de biotititos, contendo ainda porções reliquiares de hornblenda.

Em outra exposição, no interior da SIV, no Granito Coxília do Fogo, a denominação migmatito é utilizada para designar pequenos xenólitos de rochas gnáissicas com bandamento composicional muito pronunciado (fig.7). O bandamento é definido pela alternância de bandas cm (1-10 até 25 cm) compostas por metagranitos róseos de textura blastoequigranular média a grossa e, bandas mais espessas (10 a 30 cm) de um gnaiss tonalítico a granodiorítico de cor cinzenta e textura granoblástica grossa (1mm). Estes gnaisses apresentam um bandamento composicional regular e contínuo, indicando pelo menos que as injeções sienograníticas ocorreram em um ambiente profundo, com elevada taxa de deformação dúctil e sob um evento tectônico regional. Estas litologias com estrutura gnáissica descritas acima podem ser correlacionadas diretamente com as

litologias do Gnaiss Encantadas, encontradas mais a oeste, na localidade tipo do Passo do Valero, em Santana da Boa Vista.

A grande maioria das ocorrências apresentam uma composição essencialmente quartzo-feldspática do protólito, ressaltando a presença localizada de rochas anfibolíticas. As texturas metamórficas encontradas estão caracterizadas por um arranjo granoblástico inequigranular grosso a muito grosso (>1.5 até 8 mm). A reunião destas informações é indicativa da natureza ígnea e plutônica dos relictos paleossomáticos.

1.1.i - Gnaisses Quartzo-feldspáticos

Este tipo de xenólito é o mais representativo entre todos os grupos, ocorrendo de maneira abundante no interior dos metagranitóides da SIPM, sendo descritos em 18 exposições no interior desta unidade. Ainda foram identificados em dois afloramentos de litologias do Granito Monte Bonito. Afloramentos importantes de dimensões métricas podem ser encontrados na folha Arroio Solidão, Passo das Pedras de Cima, São Lourenço, Basílio e Arroio da Bica.

Uma grande variedade de rochas quartzo-feldspáticas é enquadrada nesta unidade, apresentando estruturas que variam desde um bandamento gnáissico regular e contínuo, com forte superposição milonítica, até rochas metagranitóides com uma foliação milonítica. Mais raramente, encontramos gnaisses com bandamento de injeção marcado pela intrusão de corpos tabulares de sienogranitos com espessuras mm a cm.

De maneira muito característica, os gnaisses quartzo-feldspáticos demonstram uma clara discordância espacial entre suas estruturas internas e as estruturas encontradas nos granitóides que os incluem. Deste modo, frequentemente, encontramos os xenólitos sendo envolvidos por foliações concêntricas, marcando a estrutura primária dos granitóides. Os xenólitos apresentam formas arredondadas a subangulosas, com dimensões variando de 20 cm a 1 a 3 m. Mostram contatos nítidos com limites retos a curvos, podendo também apresentar contatos gradacionais, marcados pela digestão parcial dos limites do xenólito.

Em amostra de mão, os gnaisses quartzo-feldspáticos mostram cores cinzentas, com teor de minerais máficos alternável entre 8 a 35 % e com pontuações brancas dadas por cristais de feldspato. A estrutura dominante é um bandamento irregular definido pela alternância de níveis félsicos com espessuras entre 3 a 10 mm, constituídos a base de feldspatos e quartzo e, níveis máficos enriquecidos em biotita e pouca hornblenda. Os minerais estão fortemente orientados ao longo das bandas, que frequentemente estão estiradas e rompidas, acentuando a importância da

deformação na geração do bandamento. Esta estrutura bandada está dobrada em estilos variados, com presença de dobras intrafoliais (D_1), do tipo isoclinais com raiz. Comumente, estes dobramentos complexos, estão redobrados com geração de uma nova fase de dobras (D_2) com formas fechadas, apertadas e abertas.

Em um grande número de ocorrências, os xenólitos de rochas quartzo-feldspáticas demonstram apenas uma estrutura foliada, com a rocha apresentando uma textura blastoequigranular, com forte orientação de biotita e/ou hornblenda. Muitos dos xenólitos estão cortados, dentro dos seus limites, por veios e corpos tabulares de composição sienogranítica e com texturas equigranulares.

Numa pequena parcela de exposições, os gnaisses quartzo-feldspáticos podem apresentar uma estrutura bandada definida pela injeção de outros corpos ígneos. Este bandamento composicional é caracterizado pela alternância de injeções de corpos tabulares de cor rosada de sienogranitos, com bandas de coloração cinzenta composta por rochas granodioríticas a tonalíticas. As bandas sienograníticas tem espessuras alternáveis entre 1 a 20 cm, contatos nítidos e bem definidos, e uma textura equigranular média a grossa (3 a 9 mm). As bandas cinzentas são predominantes, mostrando espessuras de 5 a 30 cm e texturas equigranulares, de granulação média a grossa (2-6 mm). Internamente as bandas estão fortemente foliadas, principalmente as de composição granodiorítica a tonalítica.

A composição mineral dos gnaisses quartzo-feldspáticos, na sua maioria, varia de granodiorítica a tonalítica, com pequena parcela de monzogranitos associados. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e hornblenda.

Ao microscópio, a estrutura gnáissica é definida por bandas félsicas contendo plagioclásio, quartzo e microclínio-ortoclásio com teores muito baixos de minerais máficos associados. A textura principal mostra termos gradacionais entre granoblástica-inequigranular com limites lobados a retos, até blastoequigranular-hipidiomórfica. As bandas máficas mostram texturas lepidó-nematoblásticas definidas pela orientação preferencial de biotita e hornblenda.

Os xenólitos de rochas metagranitóides apresentam textura blastoequigranular-hipidiomórfica, com cristais idiomórficos e quadráticos de plagioclásio, cristais subidiomórficos de biotita e hornblenda e ainda quartzo, com forma anédrica e amebóide. É comum a presença de texturas blastopoiquiliticas definidas por inclusões de quartzo hexagonal, apatita, esfeno, zircão, biotita e opacos em feldspatos; biotita, apatita e zircão em hornblenda; apatita, zircão e alanita em biotita e, biotita, apatita, zircão e esfeno em quartzo.

Os minerais essenciais encontrados nos gnaisses são plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, com microclínio subessencial e, apatita, zircão, esfeno, alanita e opacos como minerais acessórios.

O plagioclásio ocorre de dois modos distintos: como cristais ígneos reliquiais e como cristais metamórficos. Os cristais ígneos mostram formas prismáticas pouco alongadas de 0.5 a 2 mm, alguns indivíduos apresentam zonação e, frequentemente, macla polissintética e complexa. Os cristais metamórficos estão associados a formação ao longo dos limites dos feldspatos de uma matriz de cristais equidimensionais, constituindo agregados irregulares com textura granoblástica inequigranular lobada a polygonal fina a média (0.1 a 0.4 mm). O quartzo mostra forma amebóide a alongada, comumente intensamente subdividido em subgrãos mostrando uma gradação desde agregados granoblásticos irregulares, com limites lobados a ligeiramente serrilhados, até mosaicos polygonais. A biotita é idioblástica com forma lamelar e cor castanha. O anfibólio é uma hornblenda verde, com forma prismática alongada idioblástica com tamanho entre 0.4 a 1.5 mm, pleocróica de castanho claro a verde. Estas transformações ainda podem estar acompanhadas por epidoto, mica branca, biotita verde, esfero, carbonato e opacos anédricos representa as principais transformações retrometamórficas. As proporções modais e as principais características petrográficas destes minerais podem ser encontrados na tabela 2.

A presença de texturas reliquiais como blastoequigranular-hipidiomórfica média a grossa e texturas blastopoiquiliticas, associadas a ocorrência de acessórios como alanita e zircão prismático euédrico são fortes evidências petrográficas para a definição de um protólito de natureza ígnea e plutônica. O equilíbrio parcial atingido através do desenvolvimento da textura granoblástica e lepidonematoblástica definida por uma paragênese composta por Plagioclásio+Microclínio+Biotita+Hornblenda é indicativa de um metamorfismo regional com condições da fácies anfibolito inferior.

1.2 - Septos na Suíte Intrusiva Erval

1.2.a - Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras

As pedreiras das Vilas Matarazzo e Pedreiras possuem uma longa história de extração e beneficiamento de mármore para sua utilização na fabricação do cimento e como corretivo de solo. A extração na Vila Matarazzo foi feita em duas pedreiras principais com dimensões de aproximadamente 400m X 250m, com até 65 m de profundidade de cava. Na Vila Pedreiras, localizada algumas centenas de metros a oeste da anterior, a cava possui cerca de 750 metros de extensão por 100-150 metros de largura e uma profundidade de aproximadamente 40 a 65

metros. As exposições de ambas as pedreiras deveriam pertencer a uma mesma sequência de rochas calcáreas, uma vez estão muito próximas.

Nestas exposições ocorrem intercalações métricas de mármore puros, rochas calci-silicáticas e para-anfibolitos. A estrutura acamadada possui disposição subhorizontal e está parcialmente preservada, apesar da forte superposição tectônica gerada pelas zonas de cisalhamento ducteis que afetam esta região. É importante destacar o registro de um evento de metamorfismo termal, quando da captura dos mármore pelos magmas graníticos.

Os mármore possuem cores esbranquiçadas, com pontuações pretas a esverdeadas. A textura dominante é granoblástica grossa (1-4 mm). Possuem uma composição dominada por calcita de cor branca e cinzenta, ocorrendo ainda pontuações pretas marcadas por magnetita, manchas e cristais de cristais prismáticos de diopsídio de cor verde e pequenos cristais de esfeno marcando pontuações de cor castanho escuro. A estrutura é alternável entre maciça, foliada e bandada, esta última definida por uma alternância irregular de níveis máficos descontínuos (<1-2 mm) marcados por alinhamento de minerais máficos (anfibólio).

Os mármore impuros tem cores cinzentas a esbranquiçadas, comumente com bandamento milimétrico incipiente, marcado por níveis descontínuos e irregulares ricos em anfibólio (hornblenda) e diopsídio, com granada, esfeno e opacos. Este bandamento composicional mostra um mergulho em torno de 10 a 25° para sudeste.

Os para-anfibolitos aparecem como intercalações de 1 a 4 metros de espessura associados aos mármore puros e rochas calci-silicáticas. Estas litologias possuem duas variedades petrográficas distintas: anfibolitos nematoblásticos e anfibolitos finos com textura granoblástica. Os anfibolitos mostram cores negras a esverdeadas e uma estrutura foliada com uma forte orientação de prismas de anfibólio. A textura é nematoblástica grossa (1-2 mm), ocorrendo textura granoblástica de modo mais localizado e associado a presença de plagioclásio. A ausência de orientação em parte dos afloramentos reflete o aumento do teor de carbonato e piroxênio. A mineralogia desta rochas é constituída essencialmente por plagioclásio, diopsídio, hornblenda, grossulária, carbonato, quartzo, microclínio e esfeno.

Os anfibolitos finos possuem uma cor verde escura, com uma textura granoblástica fina (< 1mm) muito pronunciada, gerando na rocha um aspecto maciço. A presença de trilhas de anfibólios e micas orientados, confere a rocha uma textura nematoblástica e uma foliação fina e pouco penetrativa. São rochas homogêneas compostas por hornblenda e biotita, com pouco plagioclásio e quartzo. A composição mineral modal dos mármore e rochas calci-silicáticas das Vilas Matarazzo e Pedreiras pode ser observada na tabela 4.

Os mármore são invadidos por corpos tabulares e discordantes de granitos da SIE, de composições monzo a sienograníticas, texturas equigranulares e cores, respectivamente, rosadas a acinzentadas. Os corpos possuem espessuras da ordem de 2 a 15 metros e mostram contatos bem definidos com limites curvos a pouco retilíneos.

A presença de uma estrutura bandada associada a texturas nemato-lepidoblásticas marcadas pela orientação de anfibólio e micas é indicativa de um evento de metamorfismo regional. As paragêneses definidas por Plagioclásio+Diopsídio+Biotita+Quartzo+Esfeno; Plag.+Microclinio+Diopsídio+Esfeno+Quartzo; Diop.+Hornblenda+Grossulária+Zoizita+Carbonato+Esf. indicam condições metamórficas da fácies anfibolito.

O contato com o magma granítico, gera nestes mármore e anfibolitos, profundas modificações texturais e estruturais marcada pela transformação dos mármore e anfibolitos em “escarnitos”, rochas caracterizadas por uma estrutura maciça e por um pronunciado crescimento mineral, incluindo porfiroblastos de grossulária, diopsídio, zoizita, esfeno, carbonato e sulfetos. A paragênese definida por Plag.+Diop.+Gross.+Zoiz.+Epidoto+Carbonato+Quartzo+Esfeno sugere um metamorfismo termal em condições da fácies Hb hornfels.

1.2.b - Quartzitos e Xistos Erval

A presença de quartzitos e xistos no interior dos granitóides do Batólito Pelotas foi ressaltada por Fragozo Cesar et al. (1986), que utilizou esta designação para as rochas supracrustais de baixo grau encontradas nas proximidades da cidade de Erval. Nesta localidade ocorre uma exposição contínua de rochas metamórficas na forma de uma faixa alongada segundo a direção nordeste (N70E) com cerca de 5 quilômetros de extensão por 1 a 2 quilômetros de largura. O limite leste desta exposição é definido pela Zona de Cisalhamento Erval (ZCE), uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, de direção geral N65-75E. A ZCE envolve os metassedimentos pelíticos a pelito-arenosos, nos quais desenvolvem-se texturas ultramiloníticas.

Os metassedimentos estão constituídos por bancos espessos de quartzitos puros, micáceos e ferruginosos, intercalados com pacotes de xistos muito alterados (fig.8). A orientação geral da xistosidade está disposta segundo a direção nordeste, com mergulhos variáveis de 30 a 70° para noroeste. Internamente a foliação está afetada por uma fase de dobramentos suaves a abertos com uma clivagem de fratura de plano axial. Os quartzitos mostram cor esbranquiçada e composição mineral dominada por quartzo com pouca muscovita e minerais opacos associados. A presença de níveis milimétricos ricos em minerais opacos gera nos quartzitos um bandamento regular e

contínuo definido pela intercalação de bandas de quartzo com bandas avermelhadas a base de magnetita alterada. Os xistos apresentam cor cinza avermelhada e um elevado grau de alteração intempérica, sua composição é dominada por muscovita e quartzo.

A natureza metassedimentar desta unidade é determinada pelo bandamento composicional definido pela alternância de quartzitos e mica xistos, representando a transformação em condições de baixo grau metamórfico de uma sequência de sedimentos pelíticos a pelito-arenosos.

1.2.c - Gnaisses Arroio Pedrado

A denominação Gnaisses Arroio Pedrado é proposta neste trabalho para designar as exposições de gnaisses granodioríticos e tonalíticos e “augen” gnaisses bandados que ocorrem na nascentes do arroio homônimo. Excelentes exposições desta unidade podem ser observadas em uma pedreira localizada no acesso a Vila Matarazzo, no município de Pedro Osório e também nos cortes da BR-116 próximos ao acesso da localidade homônima.

Na pedreira são encontrados dois tipos petrográficos principais de rochas gnaissicas: gnaisses granodioríticos a tonalíticos bandados e augen gnaisses. O contato entre estas duas litologias é gradacional, com limites difusos a lobados. Estas unidades apresentam uma similaridade na disposição espacial e no conjunto de estruturas deformacionais (fig.9).

Os **gnaisses granodioríticos a tonalíticos** apresentam cor escura, em tons de preto e cinza, com uma foliação definida por um bandamento irregular e descontínuo de espessura milimétrica a centimétrica. A estrutura bandada é marcada pela alternância composicional de níveis félsicos constituídos por plagioclásio e quartzo e máficos e, níveis máficos compostos a base de biotita com pouco anfibólio. O plagioclásio é subidioblástico com formas equidimensionais e cor esbranquiçada. O quartzo é incolor e mostra forma poligonal a alongada. A biotita é preta com forma lamelar subédrica. O anfibólio mostra forma prismática pouco alongada e cor verde escuro. É comum a ocorrência de injeções graníticas tabulares com espessuras entre 2 e 10 cm, concordantes ao bandamento. Estes corpos tabulares mostram composições monzo a sienograníticas, com feldspato potássico, plagioclásio e quartzo e biotita.

Os gnaisses apresentam um bandamento composto, onde além da diferenciação metamórfico-deformacional, que ocasiona uma difusa segregação de níveis mais félsicos e níveis mais máficos, existe uma contribuição de injeções tabulares de leucogranitos. O bandamento apresenta uma disposição subhorizontal direcionada segundo NE com mergulhos de 30 a 50° para

SE. Esta estrutura mostra-se com dobras intrafoliais (F_1), redobradas em uma fase mais tardia para formas apertadas a fechadas (F_2).

A análise microscópica permite caracterizar a composição dos gnaisses como granodiorítica. A estrutura foliada dos gnaisses está definida por bandas com espessuras entre 0.2 mm a 1.5 cm. Os níveis félsicos são compostos por plagioclásio e quartzo com rara presença de K-feldspato. As bandas máficas são constituídas por biotita e hornblenda, orientadas de modo concordante ao bandamento. A principal textura é granoblástica inequigranular poligonal média a grossa (0.3 a 1.0 mm), definida pelo arranjo de cristais subidioblásticos de plagioclásio e de quartzo. De maneira subordinada, os cristais orientados de biotita e hornblenda constituem, respectivamente, as texturas lepidoblástica e nematoblástica. A análise modal de amostras destas litologias podem ser encontrados na tabela 1.

A presença de plagioclásio reliquiar esta marcada por cristais prismáticos subédricos, com 1.0 a 2.5 mm, contendo macla polissintética e inclusões de apatita, biotita e zircão de forma prismática euédrica. O plagioclásio dominante é metamórfico, com forma equidimensional a poligonal, limites lobados e tamanhos entre 0.2 a 0.6 mm. O quartzo está quase totalmente recristalizado, constituindo um mosaico de textura granoblástica equigranular poligonal. O feldspato potássico mostra-se intensamente transformado para subgrãos de formas equidimensionais (0.3 a 0.6 mm) definidos por limites curvos a lobados, com porções restritas de arranjo granoblástico poligonal. A biotita mostra forma prismática idioblástica e cor castanha. O anfibólio é uma hornblenda verde com forma prismática alongada orientada de modo concordante com o bandamento. Os principais minerais acessórios são a apatita, zircão, esfeno e alanita.

Os *augen gnaisses* tem cor cinza clara, com tons de cinza mais escuro e uma foliação metamórfica definida pela forte orientação e estiramento de megacristais de feldspato potássico e biotita. A textura blastoporfirítica grossa é definida por porfiroclastos estirados de feldspato potássico de 0.5 a 3 cm, imersos em uma matriz grano-lepidoblástica grossa de cor cinzenta. Os megacristais mostram cor esbranquiçada e constituem cerca de 15 a 25 % do volume da rocha, com formas prismáticas tabulares de 2 a 6 cm. A deformação elevada gerou as texturas miloníticas onde a principal feição é caracterizada pela transformação dos cristais euédricos de feldspato em formas elípticas e alongadas (fig.10). O plagioclásio é subédrico com formas equigranulares e cor esbranquiçada. O quartzo é incolor e tem forma poligonal a alongada. A biotita é preta com forma lamelar subédrica.

A estrutura encontrada nos *augen gnaisses* pode ser definida por uma forte lineação mineral definida pelo estiramento dos megacristais de feldspato potássico e, secundariamente por uma

foliação definida pela orientação de biotita e por uma matriz fina a média gerada pela transformação metamórfica parcial desta rocha. A foliação apresenta uma disposição subvertical direcionada segundo nordeste com mergulhos de 65 a 80° para sudeste e noroeste.

A análise microscópica permite caracterizar a composição dos “augen” gnaisses como monzogranítica. A estrutura foliada é definida pelo alongamento de megacristais de feldspato potássico e pela orientação de biotita. A textura é blastoporfirítica é marcada por porfiroclastos de microclínio que restam localizadamente com formas ainda subédricas e zonação caracterizada por trilhas de inclusões de biotita, apatita e plagioclásio. De maneira subordinada, os cristais orientados de biotita constituem uma textura lepidoblástica. A matriz apresenta uma textura granoblástica inequigranular interlobada grossa (0.2 a 0.4 mm), definida pelo arranjo de cristais subidioblásticos de feldspato potássico e plagioclásio e idioblásticos de quartzo. O feldspato potássico é o principal mineral da matriz, mostrando intensa transformação para subgrãos de formas equidimensionais (0.2 a 0.6 mm) definidos por limites curvos a lobados, com porções restritas de arranjo granoblástico poligonal. O plagioclásio apresenta forma equidimensional, com limites lobados e tamanhos entre 0.2 a 0.6 mm. O quartzo está quase totalmente recristalizado, constituindo um mosaico de textura granoblástica equigranular poligonal. A biotita mostra forma prismática idioblástica e cor castanha. Os principais minerais acessórios são a apatita e zircão. A análise modal de amostras destas litologias podem ser encontrados na tabela 1.

1.2.d - Anfibolitos Alto Alegre

Os anfibolitos ocorrem como xenólitos isolados no interior dos granitos da SIE e também na SIV. Os principais afloramentos estão localizados na região do Alto Alegre, com boas exposições ao longo da rodovia RST-473, nas saídas de Erval em direção a cidade de Pedras Altas e também em direção a cidade de Arroio Grande. Em diversas exposições, como a oeste das cidades de Erval, Pedro Osório e Jaguarão, ocorrem exemplos de anfibolitos milonitizados pelas zonas de cisalhamento subverticais.

As formas dos anfibolitos são angulosas a subangulosas, com varias dimensões em um mesmo afloramento, desde tamanhos entre 10 a 30 centímetros até mesmo 2 a 5 metros (figs. 11 e 12). Esta variação brusca de dimensões dos fragmentos de anfibolitos é indicativa de que os mesmos mantiveram um comportamento frágil no momento de sua incorporação pelo magma granítico. Os contatos são nítidos e bem definidos, com limites retos. De maneira muito restrita, podemos

encontrar xenólitos de 10 a 20 cm com formas subarredondadas. Nestes casos, os contatos podem ser gradacionais e os limites difusos, com variado grau de assimilação.

As relações de contato indicam que os anfibolitos apresentam-se pouco assimilados pelo magma granítico (figs. 11 e 12). Em alguns locais, ocorrem anfibolitos com formas subangulosas a subarredondadas, principalmente quando aumenta o teor de plagioclásio. A presença de rochas máficas ricas em biotita é indicativa da desestabilização dos anfibolitos por reação com o magma granítico, sendo estas litologias denominadas de biotititos. Ainda é notável nos granitóides, a presença frequente nas áreas ricas em xenólitos, de "schlierens" e outros agregados máficos de formas irregulares, gerando um aspecto sujo ou manchado nos monzogranitos. Nos afloramentos onde ocorrem anfibolitos, o principal mineral máfico encontrado nos granitos é o anfibólio, sugerindo que os processos de assimilação podem ter causado uma modificação na composição química original do magma granítico. Este processo de assimilação está representado em uma escala local, estendendo-se alguns metros ao redor das áreas de xenólitos anfibolíticos.

Os anfibolitos são rochas de cor verde escura a verde claro quando alterados. Quando muito alterados mostram uma coloração escura em tom castanho avermelhado. Possuem na grande maioria das áreas aflorantes uma estrutura maciça e uma textura granoblástica grossa (5 a 25 mm). A composição mineral oscila em escala centimétrica, ocorrendo tipos petrográficos compostos a base de hornblenda, tipos com proporções semelhantes de hornblenda e plagioclásio e também anfibolitos ricos em plagioclásio (fig. 13). O anfibólio é o mineral dominante, possuindo cor verde escura e forma prismática pouco alongada, variando de 2 a 20 mm. O plagioclásio mostra cor branca, forma prismática subidioblástica e comumente ocorre na forma de lentes intersticiais. A presença de anfibolitos com estrutura foliada e textura nematoblástica está restrita às transformações estruturais e texturais impostas pelas zonas de cisalhamento ducteis. Neste caso apresentam uma forte orientação mineral e formação de biotita. A análise modal com as variações composicionais dos anfibolitos da região do Alto Alegre podem ser observadas na tabela 3.

A grande variação nas concentrações de anfibólio e plagioclásio em uma escala centimétrica, com ampla predominância de anfibólio, nos indica um protólito onde os minerais máficos podem também variar amplamente seus teores. Estas características associadas com o resultado das análises químicas são sugestivas de um protólito do tipo piroxenito ou melagabro. A paragênese Hornblenda+Plagioclásio+-Diopsídio e a ausência de estruturas e texturas orientadas é indicativa de uma transformação por um metamorfismo termal da fácies hb hornfels.

A ocorrência de anfibolitos petrograficamente semelhantes aos Anfibolitos Alto Alegre é descrita por Remus et al. (1990) a sul do rio Camaquã, na região de Santana da Boa Vista, associados as litologias quartzo-feldpáticas do Gnaiss Encantadas

1.2.e - Gnaisses Granodioríticos-Tonalíticos

Estes gnaisses ocorrem expostos com formas angulosas a subangulosas, alternando dimensões entre 30 cm até 1-3 metros, com tamanho médio entre 25 e 40 cm. Os contatos com os granitos da SIE são nítidos e bem definidos, apresentando limites retos a pouco curvos. Menos frequente, os contatos são gradacionais com limites lobados. Neste caso, é comum a presença de "schlierens" de biotita e outros agregados máficos de formas irregulares ao redor dos xenólitos, gerando por vezes, uma estrutura fantasma quando o grau de assimilação é mais pronunciado. A composição dos gnaisses varia de granodiorítica a tonalítica.

A principal estrutura dos gnaisses granodioríticos-tonalíticos é um bandamento fino (mm), contínuo e relativamente regular, alternando níveis félsicos de 1 a 15 mm compostos por quartzo e feldspatos em um arranjo granoblástico e, níveis máficos a base de biotita, com anfíbólio associado. Este bandamento apresenta-se comumente estirado, ocorrendo bandas félsicas disruptas e formação de porfiroclastos de 3-8 mm de feldspatos. O bandamento apresenta um complexo padrão de deformação marcado inicialmente pela presença localizada de dobras isoclinais intrafoliais sem raiz (F_1). Este dobramento de transposição causa a ruptura da continuidade das bandas félsicas, gerando ainda nestas rochas o aparecimento de uma forte lineação de estiramento mineral. Esta estrutura ainda está redobrada por um padrão mais tardio de dobras abertas a suaves (F_2).

A mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, quartzo e pouco feldspato potássico, com biotita de mineral máfico principal, com presença localizada de hornblenda nas bandas máficas. Os minerais máficos podem chegar a constituir até 25-35% do volume mineral modal da rocha.

A presença de texturas reliquias do tipo blastoequigranular-hipidiomórfica média a grossa e texturas blastopoiuiliticas, associadas a ocorrência de zircão prismático euédrico, apontam para a definição de um protólito de natureza ígnea e plutônica. O equilíbrio parcial de uma paragénesse composta por Plagioclásio+Microclínio+Biotita+Hornblenda é indicativa de um metamorfismo com condições da fácies anfibolito inferior.

1.2.f - Ortognaisses Migmatíticos

Este grupo de rochas gnáissicas foi separado dos demais devido a presença constante nestas rochas de injeções sienograníticas tabulares, predominantemente concordantes com a estrutura gnáissica principal.

A presença de xenólitos de ortognaisses migmatíticos está restrita a um afloramento na BR-116, na altura da barragem do Arroio Chasqueiro e a uma exposição localizada na entrada da localidade de Basílio, nos cortes de rocha da antiga viação férrea. Nestes locais, as relações de contato com os granitos da SIE não são observadas, entretanto, a estrutura e composição dos gnaisses são muito específicas e distintas das rochas encaixantes.

Em ambos afloramentos, os ortognaisses apresentam uma composição tonalítica a granodiorítica, possuindo uma estrutura fortemente bandada e muito regular, alternando bandas félsicas com textura granoblástica grossa e bandas máficas de texturas lepidó-nematoblástica grossa. As bandas félsicas são compostas quase predominantemente por plagioclásio e quartzo, com as bandas máficas apresentando uma composição a base de biotita e com pouca hornblenda.

O bandamento gnáissico é cortado por uma série de injeções tabulares de espessuras centimétricas constituídas por sienogranitos equigranulares de cores rosadas a esbranquiçadas. Os contatos são gradacionais e lobados, ocorrendo ainda uma forte superposição de eventos deformacionais, definindo um padrão complexo de dobramentos e redobramentos destas injeções. Em afloramento a associação das injeções confere a estes ortognaisses uma estrutura estromática.

1.3. - Septos na Suíte Intrusiva Viamão

1.3.a - Gnaisses Arroio Lajeado

Os Gnaisses Arroio Lajeado ocorrem como xenólitos de dimensões métricas a decamétricas no interior dos granitóides da SIV, com as melhores exposições associadas ao Granito Coxilha do Fogo. Os principais afloramentos estão localizados na porção centro-sul e sudeste da Folha Arroio da Bica, ocorrendo ao longo do leito dos arroios Lajeado e Passo do Canto. Nesta área são identificadas uma grande quantidade de xenólitos de rochas gnáissicas com dimensões centimétricas a métricas, com alguns fragmentos atingindo dimensões superiores a 35 metros. Esta exposição segmentada, se reunida, inclui uma significativa área aflorante.

Os estudos desenvolvidos por Ortiz & Andrade (1995) descrevem as litologias metamórficas como biotita gnaisses de cores cinzentas e composição granodiorítica a sienogranítica, com bandamento fino (mm), bem definido e contínuo. Esta estrutura intercala níveis máficos regulares e contínuos de até 3 cm de espessura, composto a base de biotita e, níveis félsicos de composição quartzo-feldpática com espessuras de poucos milímetros. As bandas félsicas estão frequentemente estiradas ocorrendo além do rompimento parcial o aparecimento de texturas miloníticas nos gnaisses.

As relações de contato entre os gnaisses e os granitóides encaixantes estão marcadas por limites retos e bem definidos naqueles fragmentos com dimensões métricas e pela intensa assimilação dos xenólitos de pequenas dimensões, quando os contatos evoluem para lobados e torna-se frequente a presença de “schlierens” de biotita nas áreas adjacentes a estas concentrações. Os “schlierens” podem estar alinhados de modo concordante as foliações magmáticas ou mesmos gerar estruturas fantasmas marcadas pela dispersão irregular de concentrações de biotita ao redor de xenólitos muito assimilados.

Em lâmina delgada os gnaisses apresentam uma textura granoblástica inequigranular lobada a localmente poligonal, com tamanhos de grão variando de 0,2 a 0,9mm, alternando níveis de cristais de plagioclásio e/ou feldspato potássico muito cominuídos, intercalados com níveis pronunciados de quartzo com textura “ribbon”. Ao longo deste níveis félsicos é comum o aparecimento de cristais de biotita, acompanhados por hornblenda, ambas variedades minerais fortemente orientadas e dispersas de modo intersticial. Os níveis máficos são dominados pela biotita com ocorrência mais restrita de hornblenda. Ambos os minerais estão fortemente orientados caracterizando a foliação da rocha e as texturas lepidoblástica e nematoblástica, respectivamente. A composição mineral e os resultados da análise modal desta litologias se encontra na tabela 1.

O quartzo possui forma xenoblástica e compreende 40 a 50% da rocha, com dimensões entre 0,2 a 1 mm. Comumente estão estirados segundo o bandamento constituindo agregados do tipo “ribbon”, ocorrendo também porções onde assume um hábito poligonal marcando zonas com desenvolvimento de textura granoblástica poligonal. O plagioclásio é o principal tipo de feldspato, ocorrendo com formas xenoblásticas de 0,1 a 1 mm, variando entre 5 a 25% da rocha. A fragmentação do plagioclásio gera o aparecimento de texturas granoblásticas inequigranulares interlobadas com o aparecimento localizado de textura granoblástica poligonal fina a média (0,1 a 0,4 mm). Apresentam ainda macla polissintética e alguns indivíduos zonados. O feldspato potássico mostra formas xenoblásticas e tamanhos entre 0,2 a 0,4 mm, ocorrendo em teores que

oscilam entre 10 e 15%. Comumente, o feldspato aparece como agregados com formas granoblásticas com limites interlobados a pouco retilíneos. A biotita ocorre como cristais com formas subidioblásticas fortemente orientadas e pleocroísmo em tons de castanho claro a castanho escuro. Apresenta tamanhos entre 0,3 a 0,5 mm, constituindo bandas com textura lepidoblástica ou como cristais intersticiais orientados nos níveis mais félsicos. Alternam teores entre 15 a 25 % da rocha. A hornblenda mostra formas prismáticas subidioblásticas com dimensões entre 0,2 a 0,5 mm. Mostra cor verde e ocorre associada a biotita nos gnaisses de composição granodiorítica a monzogranítica com teores variáveis entre 5 e 10 %.

A presença de relações de inclusão ígneas, como a presença de biotita, zircão e opacos ígneos em cristais de quartzo e plagioclásio e, inclusões de cristais euédricos de zircão prismático em feldspato potássico, indicam juntamente com as composições granodioríticas a monzograníticas, um provável precursor ígneo plutônico para estes gnaisses.

1.3.b - Gnaisses Porto Alegre

As litologias dos Gnaisses Porto Alegre estão representadas por composições granodioríticas, monzograníticas e por uma pequena porção de tonalitos e dioritos. Constituem uma área muito arrasada com relevo aproximadamente plano, localizando-se no extremo noroeste da folha Porto Alegre, estendendo-se com uma forma alongada segundo a direção nordeste até e a porção centro-sul da folha Gravataí.

Os gnaisses estão em contato com as litologias do Granito Viamão nos extremos oeste, leste e sul da folha Porto Alegre, sendo que a norte, mostra-se recoberto pelos sedimentos recentes da Bacia do Rio Gravataí (fig.3). As relações de contato desta unidade com os granitóides está quase totalmente encoberta pela civilização, sendo que a oeste, o contato com o Granito Independência está caracterizado pela presença de xenólitos angulosos dos gnaisses no interior deste granito. Os xenólitos possuem formas angulosas a subangulosas com dimensões variadas, desde 15 a 40 cm até 150-600 m ou até mesmo maiores.

Além desta relação, é abundante o número de corpos tabulares, apófises e outras formas irregulares de litologias pertencentes ao Granito Independência cortando as rochas gnáissicas. A leste, o contato com o Granito Santana é tectônico, definido pela ocorrência de uma zona de cisalhamento dúctil subvertical, que concentra grande parte do último evento deformacional que atingiu as rochas gnáissicas. No interior do Granito Viamão ocorrem xenólitos de rochas ortognáissicas com dimensões centimétricas e formas subangulosas a subarredondadas.

Comumente estes xenólitos apresentam um elevado grau de assimilação, originando ao seu redor "schlierens" compostos a base de biotita. Em Porto Alegre, apesar da extensão da ocorrência, os poucos afloramentos das rochas gnáissicas possuem alguns m².

Os gnaisses possuem cor cinza escura a preta e um bandamento fino marcado por níveis milimétricos de minerais félsicos (fig. 14). O bandamento é contínuo a relativamente contínuo, apresenta uma boa regularidade e está marcado, principalmente, por bandas félsicas de espessuras alternáveis entre 2 e 10 mm. Por vezes, em regiões muito deformadas, a espessura das bandas diminui, perde a continuidade e a rocha pode apresentar um aspecto maciço com uma textura granoblástica fina (< 0.1 mm) e uma cor notadamente preta.

Os níveis félsicos estão constituídos por quartzo e feldspatos com textura granoblástica irregular, variando de fina a média (0.1 a 0.5 mm). Estas bandas félsicas estão deformadas e mostram porfiroclastos de feldspatos com formas de "augen" de 1 a 10 mm. Do volume aflorante, estas bandas constituem aproximadamente 15 a 35 % da rocha. Cabe ressaltar que os níveis de cor escura não são compostos essencialmente por minerais máficos, bem pelo contrário, sua composição dominante é definida por quartzo e feldspato de grão muito pequeno (< 0.1 mm), que absorvem a quase totalidade dos raios de luz tornando a rocha escura.

Os níveis escuros mostram-se contínuos e mais espessos que os félsicos, variando de 5 a 40 mm ou mais, mostrando uma constituição a base de quartzo e feldspatos, mas com uma pronunciada proporção de biotita e biotita cloritizada (7-22%). Possuem textura lepidogranoblástica fina a média (0.1-0.5 mm) com forte orientação de biotita. Ainda ocorre pequenas proporções de anfibólio, sendo este o mineral máfico principal das bandas dioríticas. Especificamente nestas composições, o anfibólio pode chegar a constituir 35 a 40 % do volume da rocha. Comumente, nos gnaisses dioríticos o anfibólio está fortemente orientado constituindo uma textura nematoblástica.

O bandamento gnáissico é relativamente homogêneo em todos os locais observados, exceto na Vila Bom Jesus, onde é possível identificar um bandamento composicional marcado por corpos tabulares de composição diorítica. Estas injeções possuem espessuras de 10 a 35 cm, contatos bem definidos, com um acentuado contraste marcado pela textura grano-nematoblástica grossa definida pelo arranjo de plagioclásio e hornblenda em relação a textura grano-lepidoblástica fina dos gnaisses granodioríticos.

A evolução do bandamento passa, além da sua geração (S₁), por um complexo padrão deformacional, definido pela sua transposição (S₂), como indicado pelos dobramentos isoclinais (dobras F₂ intrafoliais com e sem raiz). Esta deformação é sucedida por uma clivagem grosseira

(S₃) com dobras F₃ abertas a apertadas com charneiras arredondadas e eixos mergulhantes predominantemente para sudoeste. Esta fase F₃ de dobramentos reorganiza espacialmente o bandamento transposto, estando vinculada a geração de zonas de cisalhamento dúcteis subverticais de baixa temperatura com orientação dominante para N70-85E. As foliações encontradas nestas rochas se caracterizam pela sua natureza milonítica.

A presença de intrusões tabulares de leucosienogranitos com texturas equigranulares a pegmatóides de cor rosada está restrita às proximidades do contato com o Granito Santana. As espessuras destas injeções variam de 5 a 30 centímetros até 1 a 2 metros. Estes corpos tabulares cortam o bandamento gnáissico, mantendo mesmo nas zonas mais deformadas, uma relação discordante de baixo valor angular (entre 10 a 20°). Os contatos são retilíneos a pouco curvos e nítidos. A grande maioria das intrusões está deformada, gerando dobras suaves e mostrando estiramento de quartzo e microfragmentação de feldspato potássico. As intrusões estão aproximadamente subparalelas ao bandamento, que mostra ainda um padrão assimétrico de dobras abertas (F₄) com superfície axial de disposição subvertical e orientada segundo a direção noroeste. Este paralelismo pode estar associado a elevada intensidade de deformação na zona de cisalhamento dúctil, ocasionando a modificação das relações angulares originais da intrusão e, conseqüentemente, o estiramento e a rotação dos corpos tabulares. Estes corpos tabulares de sienogranitos podem ser correlacionáveis com o Granito Santana, uma vez que este corpo granítico apresenta forma alongada e uma forte orientação primária e secundária dos minerais, concordantes a zona de cisalhamento dúctil que define o contato deste granito com as litologias do Gnaiss Porto Alegre.

Embora os afloramentos contendo relações de contato entre os gnaisses e o Granito Independência sejam os mais abundantes, também são observadas relações de contato entre os ortognaisses e o Granito Viamão (fig.15). Os gnaisses constituem xenólitos de dimensões centimétricas no interior do Granito Viamão, ocorrendo uma grande assimilação dos mesmos por parte dos magmas graníticos. As formas, originalmente angulosas, vão adquirindo contornos arredondados com a formação de "schlierens" de biotita ao seu redor, evoluindo para a manutenção de uma concentração irregular de biotita acompanhada por pouco feldspato.

As principais evidências de campo para a análise da sequência pré-metamórfica desta unidade são a sua homogeneidade composicional e textural por grandes extensões, a presença de porfiroclastos de 10-20 mm de feldspato potássico e, menos frequente, de plagioclásio ígneos com forma prismática subédrica. Apesar das rochas gnáissicas apresentarem um forte registro

deformacional vinculado a formação de zonas de cisalhamento duteis, as evidências de campo sugerem um protólito de natureza plutônica.

Ao microscópio, a mineralogia essencial é constituída por plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, com biotita e hornblenda como minerais máficos e, esfeno, zircão, apatita, alanita e opacos como minerais acessórios. A análise modal destas litologias indicou uma composição petrográfica predominantemente granodiorítica, com monzogranitos e raros dioritos subordinados. Os valores modais dos minerais desta unidade podem ser observados na tabela 4.

Ainda podem ser identificadas feições texturais remanescentes, como texturas blasto-equigranular média (1-2mm), marcada pela presença de feldspatos subédricos equidimensionais e pela textura blastopoiquilitica, definida pela presença comum de inclusões de euédricas de apatita e zircão em plagioclásio; biotita e zircão em feldspato potássico; zircão em quartzo; alanita, zircão, apatita e esfeno em biotita; esfeno em hornblenda e de biotita e apatita em esfeno. Ainda destaca-se a presença de geminações ígneas do tipo complexas em plagioclásio.

A estrutura gnáissica está marcada ao microscópio por bandas descontínuas e mal definidas, com a alternância de níveis enriquecidos em biotita e hornblenda com muito esfeno e epidoto associados e, níveis félsicos a base de plagioclásio e quartzo com pequenos teores de feldspato potássico e biotita.

As bandas félsicas possuem uma textura granoblástica marcada por cristais de plagioclásio subédricos e quartzo. Comumente, o quartzo está alongado e constitui grãos de 1 a 2 mm, intensamente fragmentados em subgrãos com limites serrilhados a lobados e forte extinção ondulante. Os níveis félsicos tendem a não apresentar orientação mineral dominante, sendo compostos principalmente por grãos equidimensionais de feldspatos em um arranjo granoblástico irregular com significativa variação de tamanho dos minerais. Dentro destes níveis há uma pronunciada variação do tamanho dos cristais de feldspatos, com textura granoblástica inequigranular interlobada grossa (0.5-2.0mm) em zonas de porfiroclastos de feldspato potássico deformados e, níveis mais abundantes de textura granoblástica fina (0.1-0.3mm) marcados por plagioclásio, quartzo e biotita. Os níveis félsicos apresentam em vários pontos um arranjo granoblástico homogêneo, localizadamente poligonal, sendo que o contato entre os grãos ainda é lobado a levemente retilíneo. Entretanto, a abundância de grãos equidimensionais é significativa e indica uma importante recuperação metamórfica da rocha.

As bandas escuras tem biotita e hornblenda fortemente orientadas, gerando texturas lepidonematoblásticas. Os minerais máficos dominam, ocorrendo intersticialmente grãos de plagioclásio e quartzo com finas trilhas de esfeno e opacos acompanhados por um pronunciado crescimento

de epidoto e clinozoizita ao longo dos limites externos de biotita e hornblenda. Nestas bandas destaca-se o marcado crescimento de cristais euédricos a subédricos de epidoto (0.1-0.7mm), por vezes, envolvendo na forma de coroas os núcleos arrasados de cristais de alanita de cor castanha. Também são comuns as trilhas finas de epidoto+esfeno+opacos anédricos ao longo dos bordos da biotita e hornblenda.

O estudo da petrografia da deformação é indicativo da geração de foliações com condições distintas de taxas deformacionais e grau metamórfico. A formação do bandamento gnáissico parece estar vinculada a ação da deformação, sendo gerado por uma forte orientação mineral de biotita e hornblenda e estiramento de quartzo e de parte dos feldspatos. A identificação de texturas granoblásticas irregulares (0.1 -0.6 mm) e localmente homogênea, com recristalização parcial de plagioclásio e feldspato potássico, sugere uma recuperação em condições metamórficas de grau médio, na fácies anfibolito inferior a médio.

A transposição deste bandamento está marcada pela transformação parcial da paragênese anterior e pelo estiramento e rompimento das bandas félsicas. Acompanham esta transformação o desequilíbrio dos minerais máficos, como da biotita que passa a ser transformada nos bordos e ao longo dos planos de clivagem para trilhas com agregados finos de clorita+epidoto+esfeno+opacos e também de epidoto+clinozoizita+esfeno+opacos anédricos. Os minerais félsicos sofrem uma microfragmentação com geração de trilhas irregulares de textura granoblástica fina (0.1-0.2 mm), com forte deformação nos microgrãos. Estas trilhas tendem a se dispor de modo subparalelo ao bandamento. Nos cristais de plagioclásio é comum o crescimento de epidoto granular e também de mirmequitos nos bordos e interior dos cristais. Estas transformações sugerem condições de fácies xistos verdes superior, sendo que o estiramento de quartzo com a intensa cominuição dos feldspatos, principalmente o feldspato potássico, indicam uma elevada intensidade de deformação vinculada a condições de baixo grau metamórfico e baixa pressão de fluídos.

A ordem de cristalização retirada a partir da análise petrográfica prevê um crescimento inicial dos minerais acessórios do tipo zircão, apatita e alanita, seguindo quase que contemporaneamente, pela formação de hornblenda, biotita e esfeno. Posteriormente, de modo quase concomitante com a solidificação dos minerais máficos ocorre a formação do plagioclásio. Por fim, cristalizam-se o feldspato potássico e o quartzo.

Em síntese, caracterizam-se por gnaisses granodioríticos a monzograníticos com raros termos dioríticos. Possuem uma mineralogia rica em plagioclásio, quartzo e biotita, com pouco feldspato potássico e hornblenda. Os acessórios principais são o esfeno (intersticial), o zircão (euédrico,

prismático, zonado) e a alanita (euédrica). As texturas remanescentes (blastoequi-granulares e blastopoiquiliticas) e a presença de megacristais subédricos nos termos mais monzograníticos, são feições indicativas de uma associação plutônica.

2. - Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)

As litologias desta suíte englobam uma grande variedade de granitóides, enclaves máficos e um amplo grupo de xenólitos de rochas gnaissicas e migmatíticas. As unidades da SIPM somente podem ser separadas em escala de semi-detalhe (1:25.000), tendo como base um mapeamento geológico e estrutural vinculado a uma petrografia controlada.

A seção central do Batólito Pelotas é constituída em quase a sua totalidade pelas rochas deste complexo, apresentando uma área aflorante com forma alongada segundo a direção NE-SW (fig.3). Os granitóides desta suíte são correlacionáveis com parte dos granitos de Fase 1 de Frantz & Remus (1986) e parte dos Gnaisses Piratini de Fragoso Cesar et al. (1986). A denominação deste conjunto de metagranitóides como Suíte Pinheiro Machado deve-se a proposição de Fragoso Cesar et al. (1986).

A SIPM é constituída por uma associação expandida de composição predominantemente granodiorítica, com monzogranitos, tonalitos, quartzo-dioritos e dioritos subordinados. Nesta unidade foram identificados dois principais conjuntos de estruturas magmáticas: estruturas de mistura de magmas, com presença distinta de rochas de composição básica (enclaves máficos) e, bandamentos irregulares gerados pela assimilação dos xenólitos de rochas metamórficas.

A ocorrência significativa de enclaves máficos de composição microdiorítica (bt-hb dioritos) no interior desta suíte, com estruturas e texturas de mistura física de magmas associadas a presença de dioritos e hb-dioritos equigranulares indicam a importância dos magmas intermediários a básicos na gênese desta suíte.

Um segundo conjunto de estruturas primárias é gerado pela assimilação parcial dos fragmentos de ortognaisses granodioríticos a dioríticos, gnaisses calci-silicáticos, biotita gnaisses bandados, anfíbolitos nematoblásticos e anfíbolitos finos bandados. A presença nesta suíte de um bandamento irregular e descontínuo marcado por "schlierens" de minerais máficos está relacionada diretamente com a digestão destes xenólitos (figs.16 e 17). Dentro das exposições da SIPM destacam-se extensas áreas, com grande quantidade de fragmentos de gnaisses em estágios variáveis de preservação, e outras áreas onde os mesmos mostram uma trama magmática homogênea, com

teores de máficos constantes e texturas magmáticas ainda bem preservadas. A ampla extensão desta suíte torna passível sua subdivisão em unidades, entretanto, a ausência de exposições contínuas e o elevado grau de deformação das zonas de cisalhamento dúcteis tornam necessários estudos em escala mais detalhada.

A SIPM apresenta uma ampla área de ocorrência estendendo-se desde a região oeste do batólito, a partir das cidades de Pinheiro Machado e Amaral Ferrador, até o leste, nas cidades de Pedro Osório, Pelotas e Tapes. Megaxenólitos de granitóides desta suíte são encontrados no interior da SIE, próximo as cidade de Erval e Arroio Grande e na localidade de Vila Ayrosa Galvão. Ocorrem ainda, de modo muito restrito, como xenólitos no interior dos granitóides das SIV e SGDF.

As transformações metamórficas registradas nestas litologias estão restritas as zonas de cisalhamento dúcteis, tão comuns nesta unidade. A designação ortognaisse não foi adotada, sendo preterida por metagranitóide, porque as rochas ainda preservam suas feições ígneas na maioria das áreas aflorantes.

2.1. Granitóides

Os granitóides constituem intrusões múltiplas, em que a forma dos corpos é de difícil avaliação em função da escala de mapeamento e das intensas transformações impostas pela formação de zonas de cisalhamento dúcteis. Estas zonas apresentam-se amplamente distribuídas, com uma complexa história evolutiva de superposições miloníticas. A separação de grupos composicionais restringe-se na prática, a individualização de corpos granodioríticos e monzograníticos, uma vez que os tonalitos, quartzo-dioritos e dioritos, devido a suas pequenas proporções e volumes, podem ser cartografados somente em escalas de maior detalhe (1:10.000 e 1:5000). Desta maneira, na descrição destas rochas será feita uma abordagem conjunta dos vários tipos composicionais dentro de uma mesma unidade estratigráfica.

Os afloramentos desta unidade são esparsos, com campos de matações e blocos de tamanhos da ordem de 30 cm até 1-2 m.. Este tipo de afloramento é comum nos arredores da Vila Maciel, nas adjacências da localidade de Morro Redondo e também a leste da localidade de Monte Bonito. Menos frequente, podem ser encontrados lajeados de até 300-500 m² em arroios e encostas de morros, principalmente, quando adjacentes as zonas de cisalhamento dúcteis. Excelentes afloramentos de drenagens podem ser obtidos ao longo do Arroio Pelotas e no leito do rio Piratini. As melhores exposições entretanto, são os cortes de estradas ao longo da BR-392,

entre o acesso a Vila Maciel e o Arroio Santa Eulália, no acesso a Morro Redondo e na BR-293, entre o trecho da cidade de Pinheiro Machado e a BR-116. Ainda podem ser observados em várias pedreiras da região de Monte Bonito, principalmente, nas pedreiras Silveira e Sultepa (abandonada).

Os granitóides estão frequentemente alterados, envolvidos por um solo pouco espesso, de cor castanho escuro a alaranjado e composição francamente argilo-arenosa. Em amostra de mão, os granitóides possuem cor cinzenta com índice de máficos em torno de 7 a 25% e pontuações esbranquiçadas dadas por raros fenocristais de plagioclásio e/ou feldspato potássico. Quando alteradas adquirem tons rosados a esbranquiçados.

A textura dominante é equigranular média a grossa (4-7 mm). Em algumas porções passam a um arranjo inequigranular a fracamente porfirítico, marcado por uma baixa densidade (1 a 4%) de fenocristais de feldspato potássico e também de plagioclásio. O plagioclásio é o principal mineral félsico, possuindo formas quadráticas e cor branca. O quartzo é amebóide e incolor, com feldspato potássico de cor branca a rosa quando alterado, e formas subédricas a anédricas. A biotita é euédrica a subédrica, ocorrendo como agregados (ninhos) e também de modo intersticial. Menos frequentemente pode aparecer hornblenda associada aos agregados de biotita.

As estruturas magmáticas estão representadas por foliações de fluxo das quais se destaca um bandamento ígneo, descontínuo e irregular, definido por "schlierens" máficos enriquecidos em biotita com pouca hornblenda associada (fig. 18). Os "schlierens" mostram forte alongamento apresentando formas muito lenticulares com espessura média de 1 a 4 cm e comprimentos da ordem de 1 a 3 m. O espaçamento e a intensidade destas bandas máficas é bastante variável, estando a presença desta estrutura associada diretamente a ocorrência de xenólitos gnáissicos e/ou rochas dioríticas (figs. 19 e 20). Internamente, os minerais das bandas máficas estão orientados, concordantes a trama da rocha. Além deste bandamento, apresenta em áreas com baixa densidade de "schlierens", uma foliação marcada pela orientação dos minerais máficos e, irregularmente, por feldspatos. O bandamento frequentemente envolve xenólitos gnáissicos, dioríticos e enclaves máficos, gerando em volta dos mesmos uma foliação concêntrica. Em locais com baixa densidade de xenólitos os metagranitóides adquirem um aspecto homogêneo, como é observado em Monte Bonito e nos arredores de Canguçu.

Além das estruturas magmáticas, os granitóides apresentam uma foliação tectônica que pode ser identificada em quase toda a extensão de área. Esta foliação disposta de modo subparalelo ao bandamento ígneo, causa a reorientação mecânica dos minerais máficos que constituem os "schlierens" acompanhados pelo aparecimento de uma nova paragênese mineral

vinculada a texturas e estruturas impostas pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis (figs. 21 e 22). Associado a formação desta foliação ocorre uma marcante lineação mineral definida pelo alongamento de quartzo, feldspatos e biotita.

Em zonas mais deformadas a lineação mineral fica mais definida devido ao estiramento do feldspato. Com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis, a foliação torna-se mais regular, podendo transpor o bandamento ígneo gerando dobramentos complexos preservados entre as bandas máficas, por dobras intrafoliais sem raiz.

Em toda a região estudada o bandamento mostra uma orientação nordeste e mergulhos subhorizontais para noroeste e sudeste. A formação de uma estrutura bandada regular e contínua ocorre somente nas zonas de alta intensidade de deformação, quando observa-se o aumento significativo da regularidade e continuidade das bandas associadas ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento de baixo ângulo (zonas subhorizontais de Philipp, 1990). Estas zonas sofrem uma superposição milonítica associado a formação de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (zonas subverticais de Philipp, op.cit.), causando o redobramento das estruturas anteriores e o aparecimento de dobras com formas abertas a fechadas e acompanhadas por uma foliação de superfície axial. Apesar desta relação, o bandamento ainda apresenta em quase toda a área uma disposição subhorizontal, sugerindo a ação de um evento deformacional de escala regional (D_1). As zonas de cisalhamento subverticais (D_2) mostram ampla distribuição ao longo de toda a região ocupada pela SIPM. Os milonitos e ultramilonitos encontrados nas zonas subverticais mostram uma direção em torno de N70-80E. Podem aparecer ainda zonas subverticais discretas com granulometria muito fina e espessuras da ordem de alguns cm (1 a 15cm).

A SIPM contém em seu interior grupos distintos de xenólitos e enclaves, ocorrendo gnaisses, anfibolitos, enclaves máficos e dioritos equigranulares. Próximo aos contatos apresenta enclaves arredondados do Granito Monte Bonito. Os xenólitos de gnaisses apresentam formas subangulosas a subarredondadas com tamanho médio entre 30 a 50 cm. Predominam as composições quartzo-feldspáticas, com ocorrências mais restritas de rochas calci-silicáticas e anfibolitos. Os xenólitos gnáissicos são bandados com uma nítida discordância estrutural entre esta estrutura interna e a foliação de fluxo desenvolvida nos metagranitóides.

As rochas dioríticas, de ocorrência bastante restrita, aparecem como enclaves de formas arredondadas a subangulosas com tamanhos de 30 cm até 5-60 m. Apresentam contatos difusos e/ou gradacionais e mostram efeitos de assimilação parcial com geração de estruturas fantasmas e "schlierens" máficos ao redor de seus limites (figs. 23 e 24). A estrutura das rochas dioríticas é maciça, entretanto podem apresentar um bandamento primário alternando camadas com teores

distintos de minerais máficos (hornblenda). A principal textura é equigranular-hipidiomórfica média a grossa (2 a 10 mm), podendo ainda mostrar texturas poiquilíticas. Os minerais principais são o plagioclásio e a hornblenda, como minerais acessórios ocorrem a biotita, zircão, apatita e alanita.

Em campo, os metagranitóides da SIPM, estão cortadas por zonas de cisalhamento dúcteis que se caracterizam por faixas estreitas e alongadas de rochas miloníticas direcionadas segundo nordeste. Estas faixas estão dispostas segundo um padrão anastomosado, separando entre si porções de rocha indeformadas, preservando as estruturas primárias registradas nos granitóides. A medida que nos aproximamos das zonas de cisalhamento, passam a exhibir inicialmente uma foliação penetrativa e espacialmente regular, passando gradativamente a um bandamento regular e relativamente contínuo onde os minerais estão fortemente orientados e deformados.

Comumente, a SIPM é cortada por corpos tabulares de leucogranitos com textura pegmatóide a aplítica. Estes granitos possuem cor rosada e mostram corpos com espessuras variáveis entre 40 cm até 2-3 m. Os contatos são nítidos e bem definidos, com limites retos a curvos. O aparecimento de corpos aplo-pegmatóides está restrito as circunvizinhanças dos corpos graníticos da SIV e SGDF. Na região de Morro Redondo, em um momento anterior ao posicionamento definitivo do Granito Arroio dos Kaster, desenvolveu-se sobre as rochas da SIPM, uma densa rede de fraturas com espacamento métrico e preenchidas por esta associação de corpos tardios. As rochas aplo-pegmatóides se caracterizam por apresentar uma estrutura interna bandada, alternando níveis aplíticos e pegmatóides, indicando que o preenchimento das fraturas ocorreu de maneira sucessiva e por diversos pulsos de magma. Outras estruturas tardias e de caráter frágil estão marcadas por fraturas subverticais preenchidas também por diques riolíticos e diabásios.

Em lâmina delgada, os granitóides desta suíte mostram uma textura equigranular-hipidiomórfica com plagioclásio e biotita euédricos a subédricos, acompanhados por microclínio e quartzo xenomórficos e intersticiais, com hornblenda, apatita, zircão, alanita e opacos como minerais acessórios e com forte tendência ao idiomorfismo. Localmente apresentam arranjo porfirítico marcado por baixos teores (2 a 5%) de megacristais tabulares de microclínio e, menos frequente, de plagioclásio. Relações poiquilíticas são evidenciadas pelas inclusões de biotita, quartzo hexagonal, apatita, zircão, alanita e opacos em plagioclásio; apatita, zircão, alanita e opacos em biotita; plagioclásio, biotita, quartzo hexagonal, apatita, zircão, esfeno e opacos em microclínio, plagioclásio, biotita, apatita, zircão e opacos em quartzo e, biotita, quartzo hexagonal, opacos e apatita em esfeno.

As composições desta unidade estão dominadas por granodioritos com significativa parcela de monzogranitos. Os dioritos, quartzo-dioritos e tonalitos estão ocorrendo na forma de enclaves de dimensões cm a m. A mineralogia essencial consiste em plagioclásio, microclínio e quartzo, com biotita e hornblenda como minerais máficos e, esfeno, apatita, alanita, zircão e opacos como minerais acessórios. A tabela 6 apresenta as proporções modais das amostras mais representativas desta unidade. Na figura 27 pode ser observada a disposição das análises modais de amostras da SIPM no diagrama QAP.

O bandamento encontrado nos granitóides está marcado por bandas descontínuas com elevados teores de minerais máficos. O principal mineral máfico que compõe estes "schlierens" é a biotita, ocorrendo também hornblenda de maneira muito localizada.

Ao longo de toda a região estudada, os metagranitóides da SIPM tem sido submetido a diferentes intensidades de taxas de deformação, resultando no desequilíbrio da mineralogia ígnea e no crescimento de uma novas paragêneses minerais associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis. Estas transformações modificam as texturas equigranulares gerando texturas miloníticas marcadas pela forte orientação e estiramento mineral.

As zonas subhorizontais (D_1) estão bem representadas com excelentes exposições ao longo do arroio do Ouro e Pelotas e, nos arredores da Vila Maciel. São identificadas como faixas de 50 a 300 m de milonitos de granulação média a grossa com forte bandamento regular e contínuo marcado pela alternância de níveis enriquecidos em quartzo e feldspatos com níveis à base de minerais micáceos, com predomínio de biotita e mica branca.

Os níveis félsicos estão definidos por porfiroclastos arredondados e alongados de plagioclásio entre 4 e 15 mm, com pouco microclínio de formas arredondadas e com forte recuperação marginal. Os porfiroclastos possuem tamanhos da ordem de 5-20 mm e perfazem entre 45-30 % da análise modal. O quartzo está normalmente na forma de fitas com intenso alongamento, sendo constituído por agregados granoblásticos irregulares e mosaicos poligonais. A matriz que envolve os porfiroclastos apresenta uma granulação fina a média (0.1-0.4 mm), demonstrando arranjo granoblástico inequigranular interlobado definido por cristais de microclínio + albita + quartzo. Os níveis máficos mostram uma lepidoblástica marcada pelo alinhamento de biotita, por vezes, acompanhada de mica branca. As micas constituem agregados onde os clastos de biotita estão intensamente desestabilizados para paragêneses a base de biotita verde fina + mica branca + epidoto + carbonato + esfeno + clorita + opacos anédricos.

As rochas miloníticas das zonas de cisalhamento subverticais (D_2) mostram um bandamento muito fino (1-5 mm) e regular. As bandas estão marcadas respectivamente, por níveis

enriquecidos em quartzo e feldspatos e, por níveis ricos em minerais micáceos, principalmente mica branca. Os porfiroclastos variam de 10 a 45 % apresentando formas arredondadas a elípticas com tamanhos entre 2 e 8 mm. De maneira dominante, os porfiroclastos são constituídos por plagioclásio e pouco microclínio. Comumente desenvolve sombras de pressão assimétricas com asas caracterizadas pela formação de arranjos granoblásticos com paragêneses a base de quartzo + epidoto + mica branca + biotita fina + microclínio + albita + carbonato. Os clastos estão envolvidos por uma matriz muito fina (0.1mm) formada por um arranjo granoblástico muito irregular, composto por quartzo+microclínio+albita+epidoto+carbonato. Os contatos entre os grãos são lobados a serrilhados. O quartzo está normalmente na matriz, mas pode estar como fitas fortemente estiradas e constituídas internamente por subgrãos de variados tamanhos e com formas alongadas. Os níveis lepidoblásticos estão compostos por mica branca + biotita verde + esfeno + opacos anédricos.

Os elementos descritos na petrografia da deformação destas zonas (Philipp, 1990a, 1990b), permitem concluir que as mesmas se desenvolveram sob condições metamórficas inferiores, dentro da fácies xistos verdes, se comparadas com as zonas de cisalhamento subhorizontais. As principais evidências devem-se ao baixo grau de recuperação da matriz, marcada pela irregularidade do arranjo granoblástico e pelos contatos serrilhados a lobados encontrados nos limites entre os grãos. A matriz comumente é extremamente fina (<0.1 mm) e a recuperação marginal do feldspato potássico não é significativa.

2.2. Enclaves Máficos

Os enclaves máficos são abundantes, possuindo formas arredondadas a subangulosas com cores escuras e tamanhos variáveis de 10 a 25 cm. Mostram textura equigranular fina a média (1 a 2mm) e, raramente, bordas resfriadas marcadas pela diminuição gradativa do tamanho de grão em direção aos limites dos enclaves. Os contatos comumente são nítidos, com formas lobadas a curvas. Por vezes, no interior dos enclaves são encontrados cristais subarredondados de quartzo e de feldspatos. A distribuição dos enclaves no interior dos metagranitóides da SIPM é aleatória, ocorrendo boas exposições na pedreira Silveira, em Monte Bonito, nos cortes da BR-392 e no interior da localidade de Morro Redondo.

A composição petrográfica dos enclaves é dominada por dioritos, quartzo-dioritos e raros tonalitos. A textura dominante ao microscópio é equigranular-hipidiomórfica fina a média. A composição mineral está caracterizada pela dominância de plagioclásio sobre biotita e anfibólio.

O plagioclásio apresenta forma prismática, euédrico a subédrico, frequentemente zonado e com macla polissintética. O amfibólio é uma hornblenda de cor verde, pleocróica em tons de verde e com formas prismáticas subédricas a euédricas. A biotita ocorre na forma de palhetas subédricas de cor castanha, ocorrendo de modo intersticial. Juntamente com a hornblenda compõem aproximadamente 50 % da rocha. Ocorrem ainda esfeno, opacos, zircão e apatita como minerais acessórios. O esfeno é subédrico a anédrico, ocorrendo de maneira intersticial. O zircão mostra forma prismática alongada bem definida. A apatita é acicular, euédrica. Os opacos são intersticiais, subédricos a euédricos. A análise modal destas litologias pode ser encontrada na tabela 7.

O conjunto de informações obtido nesta unidade, principalmente a presença de estruturas e texturas ígneas, é indicativa que as mesmas representam líquidos congelados de um magma mais básico incorporadas pelo magma granítico.

3 - Suíte Intrusiva Eral (SIE)

Os granitos da SIE ocupam a porção sul do batólito, apresentando uma composição predominantemente monzogranítica. Contém em seu interior uma ampla variedade de xenólitos de ortognaisses quartzo-feldspáticos, anfibolitos, mármore, rochas calci-silicáticas e também granitóides pertencentes a SIPM. A partir dos trabalhos de mapeamento regional e petrografia, embasado por critérios litológico-estruturais e pelas relações de contato foram separados da SIE as principais exposições de rochas metamórficas que compõe os septos do embasamento. A distinção entre os granitóides da SIE e da SIPM, está embasada nas relações de contato e nas significativas diferenças composicionais e estruturais entre estas suítes.

Os granitóides da SIE não mostram grande variação composicional, apresentando uma composição petrográfica, com aspectos texturais, mineralógicos e estruturais, muito homogêneos. Comumente se caracterizam por apresentar uma estrutura maciça e uma ampla variedade de xenólitos. Os xenólitos de rochas metamórficas encontrados no interior dos granitos da SIE possuem dimensões centimétricas a métricas e normalmente não tem condições de aparecer nos mapas geológicos regionais pela reduzida dimensão de suas áreas aflorantes e pela falta de continuidade física das mesmas.

As principais exposições das associações metamórficas ocorrem ao longo da RST-473, com destaque para os Anfibolitos Alto Alegre, Ortognaisses Arroio Pedrado e os Mármore e Anfibolitos Vilas Matarazzo e Pedreiras. A presença de xenólitos de rochas granodioríticas

pertencentes a SIPM pode ser detectada a sudoeste da cidade de Erval, na Vila Airosa Galvão, na localidade de Basílio e nas proximidades da cidade de Jaguarão. Na localidade de Basílio também podem ser observadas excelentes exposições de ortognaisses migmatíticos.

3.1. - Rochas Graníticas

As litologias graníticas da SIE afloram de maneira pouco significativa, como raros campos de matações e lajeados de drenagens. Excelentes exposições podem ser observadas ao redor da cidade de Erval, principalmente nos cortes de estrada da RST-473, entre a cidade de Erval e a Vila Airosa Galvão e, entre as cidades de Erval e Pedras Altas. Ainda podem ser encontradas excelentes exposições no arroio Basílio, entre esta mesma localidade e a cidade de Pedro Osório, e também a sul-sudoeste desta última cidade.

Os granitos desta suíte constituem uma região de relevo dominado por coxílias muito suaves, com afloramentos reduzidos e com significativa alteração intempérica. Os solos são desenvolvidos atingindo entre 20 a 40 cm de espessura nas áreas mais rebaixadas.

Composicionalmente, estão representados por uma série pouco expandida de granitóides com ampla dominância de termos monzograníticos, com sienogranitos subordinados (fig. 27). Os granitos mostram cores esbranquiçadas a cinza claro, adquirindo tons rosados quando alterados. Apresentam uma textura equigranular hipidiomórfica grossa a média (5-3 mm) definida pela presença de plagioclásio com formas quadráticas subédricas a euédricas, feldspato potássico subédrico a anédrico, com inclusões de biotita e plagioclásio, quartzo amebóide e intersticial e, biotita como principal mineral máfico, com formas subédricas a euédricas e distribuídas de modo intersticial, localizadamente em agregados. A presença de hornblenda como mineral máfico é localizada, estando intimamente relacionada com a presença de xenólitos de anfibolitos.

De maneira mais restrita, os monzogranitos exibem uma textura inequigranular média a grossa, caracterizada pela presença de cristais de feldspato potássico, com cores rosadas a cinzentas e dimensões em torno de 7-15 mm. Os megacristais possuem formas prismáticas e subédricas, com limites fortemente lobados e com uma fraca zonação definida pela presença de poucas trilhas de inclusões, principalmente de biotita.

Apresentam em geral uma estrutura maciça, menos frequentemente foliada, com orientação primária de cristais prismáticos de feldspatos e biotita. A forma ígnea preservada nos cristais de feldspatos, aliado a presença de maclas e de quartzo amebóide, indicam a ausência nestas áreas de feições tectônicas na trama cristalina deste granitóide.

Os monzogranitos estão cortados por injeções sienograníticas de cor rosada e com formas tabulares e espessuras entre 30 cm e 3-5 m. Estas injeções são constituídas de modo predominante por aplitos de textura equigranular fina a média (0.5 a 2.0 mm) a base de feldspato potássico e quartzo anédricos com pouca biotita (< 2%). Menos frequente, ocorrem corpos com textura pegmatóide a equigranular muito grossa (1 a 5 cm), com composições sienograníticas e mineralogia a base de feldspato potássico e quartzo com pouca muscovita, por vezes, acompanhada ainda por biotita. Os contatos são definidos a gradacionais com limites retilíneos a curvos.

Nas proximidades das principais zonas de cisalhamento ducéis que cortam esta região, Zona de Cisalhamento Erval, Z.C. Vila Airosa Galvão e Z.C. Arroio Grande, os granitos apresentam-se transformados para rochas miloníticas. O principal tipo textural encontrado são protomilonitos. Estes possuem uma forte orientação de feldspato e biotita, quartzo estirado e pouca formação de uma matriz granoblástica fina (0.1mm). Associada a desestabilização da biotita ocorre o crescimento de agregados de muscovita fina, acompanhados por clorita e mais raramente, agregados de biotita fina. Os feldspatos podem constituir porfiroclastos com formas tipo "augen" de 4 a 7 mm ou agregados lenticulares de grãos envoltos por uma fina matriz granoblástica. Os milonitos costumam mostrar uma estrutura bandada de escala megascópica marcada pela alternância métrica de litologias distintas. Esta tipologia em parte é controlada por diferenças composicionais definidas pelo estiramento e paralelização tectônica de corpos aplíticos, pegmatóides e xenólitos anfibolíticos intercalados com os granitos protomiloníticos dominantes. A presença constante da foliação milonítica em todos os tipos litológicos é indicativa do caráter posterior das zonas de cisalhamento ducéis com relação aos contatos ígneos. Esta estrutura bandada encontrada nas faixas protomiloníticas e miloníticas pode ser notadamente observada ao longo da Zona de Cisalhamento Erval (ZCE), disposta de maneira alongada a partir do norte da cidade homônima e com a continuidade da zona de cisalhamento passando a oeste da cidade de Pedro Osório. Também podem ser encontradas boas exposições na Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG), ocorrente a noroeste da mesma cidade (fig.28).

Os principais tipos de xenólitos que ocorrem nos granitóides da SIE são anfibolitos e gnaisses granodioríticos. Os anfibolitos ocorrem como xenólitos de dimensões entre 20 cm até 1-5 m, possuem formas angulosas a subangulosas, contatos nítidos e limites bem definidos e retilíneos. Mostram uma estrutura maciça e textura granoblástica grossa. Nos locais onde ocorrem xenólitos de anfibolitos o principal mineral máfico dos monzogranitos é a hornblenda, ocorrendo também "schlierens" e outras concentrações de minerais máficos com formas irregulares e constituídas a

base de hornblenda e biotita. Estas concentrações de xenólitos de anfibolitos também parecem estar associadas com o aparecimento nos monzogranitos da textura inequigranular, marcada pelo crescimento de megacristais de feldspato potássico.

Outro tipo frequente de xenólito encontrado nesta unidade granítica são os ortognaisses quartzo-feldspáticos. Estes gnaisses possuem formas subangulosas, alternando dimensões entre 30 cm até 1-50 metros. Apresentam um bandamento fino (mm), contínuo e relativamente regular, alternando níveis félsicos de 1 a 15 mm com textura granoblástica e níveis máficos a base de biotita com pouca muscovita associada. Composicionalmente variam entre monzogranitos, granodioritos a tonalitos.

A presença de xenólitos de mármore, rochas calci-silicáticas e para-anfibolitos está restrita às ocorrências da Vila Matarazzo e Pedreiras, a sudoeste da cidade de Pedro Osório. As lentes estão como xenólitos no interior dos monzogranitos, mostrando formas irregulares e dimensões da ordem de 600 m X 250 m, com 70 m de espessura. Os mármore e rochas calci-silicáticas apresentam uma forte transformação imposta por um metamorfismo de contato responsável pela formação de "skarnitos" e outros tipos de hornfelses.

Os afloramentos dos xenólitos de granitóides correlacionáveis com os da SIPM ocorrem principalmente na Vila Airosa Galvão, nas proximidades da cidade de Jaguarão e na localidade de Basílio. Possuem tamanhos que variam de 4-10 até 350 metros. Estes granitóides caracterizam-se pela sua coloração cinzenta, com ocorrência variável de 6 a 17% de minerais máficos e pontuações esbranquiçadas dadas por raros fenocristais de plagioclásio e/ou feldspato potássico. Quando alteradas adquirem tons esbranquiçados a alaranjados. A textura é equigranular média a grossa (4-7 mm), localizadamente inequigranular, com 1 a 4% de fenocristais de feldspato potássico e também de plagioclásio. O plagioclásio é o principal mineral félsico, possuindo formas quadráticas e cor branca. O quartzo é amebóide e incolor, com feldspato potássico de cor branca a alaranjado quando alterado, e formas subédricas a anédricas. A biotita é euédrica a subédrica, ocorrendo como agregados (ninhos) e também de modo intersticial. Menos frequentemente pode aparecer hornblenda associada a agregados de biotita.

A estrutura magmática encontrada nos xenólitos graníticos da SIPM está representada por uma foliação de fluxo das quais se destaca um bandamento ígneo, descontínuo e irregular, definido por "schlierens" máficos enriquecidos em biotita. Os "schlierens" mostram forte alongamento apresentando formas muito lenticulares com espessura média de 4 a 15 cm e comprimentos da ordem de 1 a 4 m. O espaçamento e a intensidade destas bandas máficas é bastante variável.

Internamente, os minerais das bandas máficas estão fortemente orientados, concordantes ao alongamento principal da trama da rocha.

Além de estruturas magmáticas, identifica-se neste granitóide, uma foliação tectônica disposta de modo subparalelo ao bandamento ígneo, causando a reorientação mecânica dos minerais máficos que constituem os “schlierens” acompanhados pelo aparecimento de uma nova paragênese mineral vinculada a texturas e estruturas impostas pelo desenvolvimento das zonas de cisalhamento ducteis. Intimamente associado a formação desta foliação tectônica é o aparecimento de uma marcante lineação mineral definida pelo estiramento de quartzo e alongamento de minerais máficos (biotita). Em zonas mais deformadas a lineação mineral fica mais definida devido ao estiramento do feldspato. O bandamento encontrado nestes está marcado por bandas descontínuas com elevados teores de minerais máficos. O principal mineral máfico que compõe estes “schlierens” é a biotita. Além de constituírem o bandamento, os minerais máficos estão fortemente orientados.

Ao longo de toda a extensão aflorante da Vila Airosa Galvão, os metagranitóides da SIPM tem sido submetido a diferentes intensidades de taxas de deformação, resultando no desequilíbrio da mineralogia ígnea e no crescimento de uma novas paragêneses minerais associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento ducteis subhorizontais. Estas transformações caracterizam-se por acentuar o bandamento primário dado por “schlierens”, além de modificar as texturas equigranulares das rochas metagranitóides, gerando texturas miloníticas marcadas pela forte orientação e estiramento mineral associado ao crescimento de uma matriz metamórfica com arranjo grano-lepidoblástico fino marcado por paragêneses a base de $Mc + Ab + \text{Mica Branca} + Ep + Biot + Esf + Op$. As zonas de cisalhamento estão impressas acentuadamente sobre estas litologias, com a formação de longas e estreitas faixas de milonitos direcionados para nordeste com baixo mergulho para noroeste. As zonas subhorizontais (D_1) estão bem representadas com excelentes exposições ao longo da RST-473 e nos arredores da Vila Ayrosa Galvão. São identificadas como faixas de 10 a 80 m de milonitos de granulação média a grossa com forte bandamento regular e contínuo marcado pela alternância de níveis enriquecidos em quartzo e feldspatos com níveis à base de minerais micáceos, com predomínio de biotita e mica branca.

Estes xenólitos estão cortados por corpos tabulares de granitos equigranulares pertencentes a SIE, mostrando uma textura média (2-3mm) e estrutura maciça. Os contatos são nítidos, com formas retilíneas a pouco curvas. Ainda estão cortados por aplitos e pegmatóides róseos de composição sienogranítica compostos por feldspato potássico, muito pouco plagioclásio e quartzo, acompanhados por teores de 1-3 % de biotita com muscovita associada.

Os xenólitos de ortognaisses ocorrem de maneira restrita, aflorando na BR-116, na altura da barragem do Arroio Chasqueiro e também na entrada da localidade de Basílio. Os ortognaisses possuem uma composição tonalítica e uma estrutura fortemente bandada alternando bandas félsicas com textura granoblástica grossa e bandas máficas de texturas lepidó-nematoblástica. Em afloramento os ortognaisses apresentam uma estrutura estromática.

Ao microscópio a principal textura dos granitos da SIE é equigranular-hipidiomórfica, definida pela presença comum de cristais com forma prismática curta e euédricos de plagioclásio, acompanhados por ortoclásio com formas prismáticas subédricas e limites lobados e, por quartzo anédrico e com forma amebóide. O principal mineral máfico é a biotita, que apresenta formas subédricas e cor castanha.

A proporção dos minerais constituintes dos granitos da SIE é apresentada na tabela 7.

4. Suite Intrusiva Viamão (SIV)

Os corpos graníticos da SIV ocorrem ao longo de todo o Batólito Pelotas, apresentando formas muito alongadas segundo a direção nordeste-sudoeste, concordantes com as zonas de cisalhamento subverticais (D_2), com as quais demonstram relações sin- a tardi-cinemáticas. No geral, apresentam uma foliação primária que transiciona para zonas de cisalhamento dúcteis subverticais com formação de faixas métricas de rochas miloníticas. Mostram uma variação composicional significativa, dominada por termos monzograníticos, com sienogranitos e granodioritos ocorrendo de modo subordinado (fig.27). Esta suite é constituída por dois tipos petrográficos principais: biotita granitos porfiríticos e leucogranitos equigranulares. A principal característica textural dos granitóides da SIV é definida por uma trama porfirítica marcada por megacristais prismáticos tabulares de feldspato potássico frequentemente orientados e imersos em uma matriz grossa de composição granodiorítica a monzogranítica. Além de tipos porfiríticos ocorrem também variedades inequigranulares.

A presença frequente de enclaves máficos e de rochas dioríticas a quartzo-dioríticas associadas indica a importância de um magmatismo básico na petrogênese desta suite. Em alguns corpos desta suite, ocorrem corpos básicos-intermediários de composição diorítica, mostrando estruturas de mistura parcial de magmas e formação de rochas híbridas.

A denominação desta suite está associada diretamente a facilidade de acesso e as boas exposições que ocorrem destes granitóides na região metropolitana do município de Viamão. O principal

granito desta suíte na região de Porto Alegre é o Granito Viamão. Os granitóides da SIV estudados foram os Granitos Monte Bonito (Philipp, 1990), Arroio Moinho (Gomes, 1990), Viamão, Coxília do Fogo (UFRGS, 1995), Chasqueiro (Trainini, 1987), Independência (Schneider et al. 1974) e Arroio dos Kaster.

A seguir serão descritos os principais corpos graníticos estudados pelo autor abordando aspectos como forma de ocorrência e localização, geomorfologia, alteração e tipos de solos, cor da rocha sã e alterada, texturas e estruturas macroscópicas principais e subordinadas com a mineralogia que as caracterizam, relações de contato, texturas e estruturas microscópicas, ordem de cristalização, características microscópicas gerais dos minerais essenciais, acessórios e de alteração e a petrografia da deformação.

4.1. Granito Viamão (gV)

As litologias deste corpo granítico estendem-se por grande parte das folhas Porto Alegre e Passo do Vigário, constituindo a mais extensa unidade plutônica aflorante desta suíte na porção norte do batólito. Esta recoberto a norte pelos sedimentitos paleozóicos da Bacia do Paraná e a leste-sudeste pelos sedimentos da planície costeira. A denominação Granito Viamão é proposta aqui para designar os granitos porfiríticos ocorrentes ao longo da região metropolitana desta cidade (fig. 3).

Manifestam-se na geomorfologia como um relevo de coxílias, sem grande alongamento de vales ou áreas soerguidas. Na extremidade leste e norte da área estudada, a presença de uma tectônica frágil de direção NE-SW, ocasiona através da ação de falhas normais o aparecimento de “grabens” e “horsts”, sendo que a leste, as escarpas de falha parcialmente erodidas limitam os terraços de sedimentos quaternários da planície costeira, marcando a transição para um relevo plano com saliências localizadas marcadas por pequenos morros graníticos.

Os principais afloramentos desta unidade são de pequenos campos de matações, que apresentam uma forma geral arredondada e diâmetros variando de 1 a 6 m, comumente menores que 2 metros. Excelentes exposições podem ser encontradas na estrada da Lomba dos Pinheiros, na avenida Bento Gonçalves, no Campus da UFRGS, na cidade de Viamão e no distrito de Águas Claras. Também ocorrem exposições em leitos de drenagem como a excelente seção no arroio a leste do Granito Santana, próximo a pedreira da Construtora Zocolloto.

Em geral estão alterados, modificando sua cor original cinzenta para cores mais claras com tons de amarelo a branco. Comumente apresentam uma pequena cobertura de 1-3 metros de um

solo arenoso de cor castanho claro a alaranjado, transicionando para um alterito feldspático tipicamente saibroso.

O granito mostra uma coloração cinzenta com fenocristais tabulares de feldspato potássico de cores rosa, laranja e, menos frequentemente, brancos. A principal estrutura encontrada é uma foliação de fluxo magmático definida por alinhamento de megacristais de feldspato potássico e de enclaves máficos (figs. 29 e 30). A textura é porfirítica marcada pela presença de 15 a 35 % de megacristais de feldspato potássico com 1 a 5 cm, por vezes, de até 10 cm, imersos em uma matriz equigranular grossa a média (4-8mm) de composição granodiorítica composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e raramente, hornblenda. Texturalmente podem ser individualizados duas faciologias distintas, definidas pela concentração e cor dos fenocristais de feldspato potássico.

Os megacristais de feldspato potássico são subédricos a euédricos, com limites retilíneos a lobados e com uma zonação marcada por trilhas concêntricas de inclusões de biotita, plagioclásio e opacos. A biotita ocorre de modo intersticial e também como agregados lenticulares milimétricos associados com alanita e opacos euédricos. O quartzo é incolor e está estirado ou mostra uma forma amebóide. O plagioclásio é euédrico com forma quadrática e de cor branca.

Ocorrem dois tipos principais de enclaves no interior das litologias graníticas que compõem o Granito Viamão: enclaves máficos (microdioríticos a microgranodioríticos) e xenólitos pertencentes aos Gnaisses Porto Alegre.

Os enclaves máficos de composição diorítica a granodiorítica mostram uma presença frequente neste granito. Possuem formas arredondadas a elípticas, raramente subangulosas, com textura equigranular fina (1mm) e dimensões entre 5 e 40 cm, com média de 15 cm. Por vezes, mostram xenocristais de plagioclásio branco euédrico. Os contatos dos enclaves com a rocha granítica são nítidos e com formas curvas. Quando estirados, estão concordantes com a orientação dos megacristais de feldspato potássico. Ocorrem de modo frequente por todo o corpo granítico, concentrando-se na porção oeste da unidade, quando em locais restritos chega a constituir 1 a 2 % da área aflorante.

Próximo da porção oeste do corpo, o granito é cortado por diques e veios aplíticos a pegmatóides de espessuras entre 15 e 40 cm, de composição sienogranítica e cor esbranquiçada. Os contatos são curvos a lobados e nítidos, embora contatos gradacionais ocorram em diversas exposições. Normalmente, dispõe uma elevada relação angular com a foliação magmática, alojando-se em um sistema de fraturas de cisalhamento (N40W - N30E). Estes corpos tabulares apresentam características petrográficas e composicionais correlacionáveis as do Granito Independência. Tais

corpos possuem uma espessura de 5 a 8 metros, estando posicionados em fraturas de direção nordeste. Composicionalmente, são monzoníticos a sienogranitos com cores cinzentas a rosadas quando alterado. A textura é equigranular média a grossa a inequigranular fina. Os contatos são pouco lobados e a presença de fragmentos de monzogranitos porfiríticos é comum. Os fragmentos possuem formas subangulosas e tamanhos entre 20 cm até 1 m. Os contatos são gradacionais e mostram formas curvas a pouco retilíneas, sugestivas da ocorrência de um pequeno grau de assimilação dos mesmos pelo magma intrusivo. Devido a pequena espessura das intrusões tabulares e do resfriamento relativamente rápido, é possível supor através das relações de contato observadas, que o Granito Viamão estava ainda em estado de resfriamento, quando ocorreu o posicionamento dos corpos correlacionáveis ao Granito Independência.

Em vários locais ocorrem zonas de cisalhamento dúcteis discretas, principalmente na extremidade leste do corpo e no oeste, próximo ao contato com o Granito Santana. As zonas de cisalhamento estão definidas pela presença de faixas de protomilonitos e, localmente milonitos, com espessuras de 15-30 cm até 5 metros. Nestas zonas o monzogranito mostra uma estrutura muito foliada com porfiroclastos de feldspato potássico na forma de "augen", envolvidos por uma matriz média a fina com tamanho de grão variado e forte orientação de biotita e estiramento de quartzo. Com o aumento da cominuição o monzogranito adquire uma textura grano-lepidoblástica fina a média (< 0.1 a 0.3mm) e uma cor escura, sem que isto represente um elevado teor de máficos. Estas zonas mostram direção nordeste e apresentam-se paralelas a subparalelas a orientação de fluxo marcada pelo alinhamento de megacristais e enclaves microdioríticos.

Ainda identificam-se neste granito, zonas de cisalhamento frágeis de direção noroeste ($\text{N}20\text{-}30\text{W}$), responsável pela formação de faixas centimétricas de 14-40 cm a 1-3 m de protocataclasitos, com menor ocorrência de cataclasitos e ultracataclasitos. A fragmentação progressiva do granito mascara sua textura porfirítica, transformando-o em uma rocha equigranular com minerais intensamente fraturados, com formas angulosas e dimensões variadas ($0.1\text{-}1.0\text{ mm}$) imersos em uma matriz fina de cor esbranquiçada a acinzentada.

Ao longo da área estudada, o Granito Viamão possui uma estrutura homogênea, sendo irregularmente perturbada pela presença de enclaves máficos. Na Lomba do Pinheiro ocorrem 2 xenólitos de 40cm a 1.5 m de um granodiorito equigranular médio a grosso com cor cinzenta e composto por plagioclásio (45%), feldspato potássico (10), quartzo (30) e biotita (10-15%). Este granito possui uma foliação interna marcada por "schlierens" irregulares de biotita e orientação de minerais máficos. Os contatos variam em um mesmo xenólito desde retos e bem definidos até lobados e gradacionais. Na saibreira da estrada de acesso, que liga Viamão a Gravataí, ocorrem

diversos xenólitos de rochas ortognáissicas de dimensões entre 15 a 80 cm, mostrando formas que variam, de angulosas a subangulosas nos fragmentos de dimensões mais acentuadas, gradando para contornos subarredondados a formas irregulares naqueles de menores dimensões. Os xenólitos gnáissicos de pequenas dimensões apresentam-se intensamente assimilados, mostrando inicialmente, o arredondamento de seus limites e a presença de concentrações irregulares de biotitas ao seu redor. Posteriormente, com a evolução da assimilação, as rochas gnáissicas vão perdendo seu bandamento e diminuindo de maneira brusca seus teores de quartzo e, em menor proporção, de feldspatos. No caso extremo, o produto final da assimilação são “schlierens” e outras formas ainda subangulosas ou subarredondadas, definidas por uma elevada concentração de biotita. Nestes locais, o monzogranito perde sua característica porfirítica, adquirindo um aspecto “manchado” e uma textura equigranular grossa (figs. 31 e 32).

Ao microscópio, o Granito Viamão apresenta fenocristais de Ortoclásio, comumente transformados parcial ou totalmente para Microclínio. As formas são subédricas a euédricas e estão zonadas, sendo esta estrutura marcada por trilhas de inclusões zircão, plagioclásio, opacos e biotita. A textura poiquilítica ainda é definida pela presença de inclusões de zircão, biotita, opacos e apatita em plagioclásio; biotita, esfeno, opacos, plagioclásio em quartzo e, zircão, apatita, opacos, esfeno e alanita em biotita.

A mineralogia essencial é composta por ortoclásio, plagioclásio e quartzo, com biotita como mineral máfico principal. Os minerais acessórios são zircão, apatita, alanita, esfeno e opacos. A alanita e o esfeno ocorrem como inclusões nos minerais essenciais e também de modo intersticial. A análise modal e as principais características dos minerais deste corpo granítico podem ser encontrados na tabela 9.

A partir do estudo da forma e grau de idiomorfismo, das relações de contato e das relações de inclusão, a ordem de cristalização estabelecida iniciou com a formação dos minerais acessórios como zircão, apatita e opacos, seguidos de alanita e esfeno, que cristalizam de maneira contemporânea com a biotita e o plagioclásio. Por fim, a formação do feldspato potássico e do quartzo.

A presença de uma foliação tectônica é definida nas áreas pouco deformadas pela reorientação mecânica de biotita, estiramento de quartzo com formação de subgrãos alongados e por trilhas de uma matriz granoblástica fina (<0.1 mm) disposta de maneira anastomosada, localizada principalmente, nos limites de cristais de feldspato potássico da matriz ígnea. A proporção modal desta matriz granoblástica fina varia de 1 a 6 %, gerando nestes locais a formação de microbrechas e brechas de esmagamento (Sibson, 1977). Estas trilhas são constituídas por grãos diminutos de

feldspato potássico com limites serrilhados a lobados, localmente retílineos, no geral com forte extinção ondulante, acompanhados ainda por clorita+sericita+epidoto. Próximo as trilhas, alguns grãos de plagioclásio estão totalmente sericitizados ou ainda, com formação de mirmequitos de quartzo quando em contato com o feldspato potássico. O plagioclásio pode ainda apresentar encurvamento de maclas e microfraturamento. Os megacristais de ortoclásio ainda permanecem pouco deformados ou apenas com fraturas preenchidas por quartzo+epidoto. Ao seu redor é comum a matriz registrar os efeitos da deformação com a formação de uma textura granoblástica irregular.

Em locais mais deformados, ocorre um aumento significativo da proporção desta matriz acompanhado pela transformação dos minerais máficos. Nos agregados de biotita de granulação grosseira ocorrem significativas mudanças, com a transformação parcial ou total para um agregado fino composto por biotita castanha a verde fina ($<0.1\text{ mm}$) + opacos anédricos + clorita + epidoto + apatita alongada. Em termos estruturais a textura é protomilonítica e pouco desenvolvida. O Granito Viamão apresenta-se pouco deformado, ocorrendo faixas restritas de 10-20 cm até 1-3 metros de rochas com texturas miloníticas.

4.2. Granito Monte Bonito (gMB)

Esta unidade, anteriormente definida por Philipp (1990), é caracterizada por um corpo granítico com forma alongada segundo a direção leste-oeste. Ocupa ao redor de 90 km² de área aflorante, ocorrendo a norte da localidade de Monte Bonito (fig.3). A sua composição é dominada por termos monzograníticos com textura porfirítica. Mostram contatos difusos e/ou gradacionais com a presença de xenólitos arredondados dos metagranitóides da SIPM. Excelentes exposições podem ser observadas nas proximidades de Monte Bonito, nas pedreiras dos pontos 203, 215 e 25.

Costumam aflorar como campos de matacões esparsos, localizados predominantemente nas porções mais elevadas de morros e coxílias. Comumente, os matacões e blocos são arredondados a subangulosos com dimensões variando entre 0.5 a 6 m. Encontram-se imersos em um solo pouco desenvolvido, de composição areno-argilosa com cores castanha alaranjada a castanha avermelhada. Frequentemente, em função do elevado teor de quartzo e feldspatos, ocorrem extensas saibreiras exploradas para aterramento.

Menos frequente, podem aparecer em lajeados de drenagens. Excelentes exposições de 50 a 500 m² de área aflorante podem ser encontrados no leito do arroio do Ouro II. Além destas exposições ainda existem vários cortes de estradas ao longo do corpo e na BR-392, entre o trecho

do arroio Santa Eulália e o acesso a Monte Bonito. Dentro do contexto geomorfológico regional o corpo granítico constitui uma área com relevo positivo, do tipo morros e coxílias com forte alongamento dos mesmos para nordeste.

Em afloramento, o granito possui cor cinzenta com pontuações salientes de cor esbranquiçada a alaranjada dadas por megacristas de feldspato potássico. Quando alterados mostram tonalidades esbranquiçadas a rosadas. A textura porfirítica está definida por uma densidade variável de 5 a 35 % de megacristais tabulares de feldspato potássico imersos numa matriz equigranular média a grossa (5-15 mm) composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo, biotita, pouca hornblenda e esfeno. Os megacristais são subédricos a euédricos com formas prismáticas tabulares variáveis entre 1 a 10 cm, com média de 1-2 cm. Frequentemente, o feldspato está com macla de Carlsbad. Alguns indivíduos mostram uma zonação concêntrica marcadas por linhas de crescimento definidas por trilhas de inclusões de biotita, plagioclásio, esfeno e opacos. A matriz é de composição granodiorítica com um índice de minerais máficos entre 5 e 15 %.

As estruturas magmáticas encontram-se distribuídas em todo o corpo, sendo que próximo as bordas do mesmo ocorrem zonas de cisalhamento dúcteis. Nas áreas pouco deformadas, o granito mostra uma foliação primária marcada pela orientação de minerais máficos e, mais irregularmente, pelo alinhamento de megacristais de feldspato potássico. Nesta foliação os minerais estão com formas subédricas a euédricas e não demonstram sinais de deformação dúctil. Quando o teor de minerais máficos é significativo, podem constituir um bandamento muito irregular e descontínuo definido por concentrações de biotita e pouca hornblenda. Distribuído de maneira irregular por toda a extensão do corpo, a presença deste bandamento incipiente, juntamente com a orientação dos minerais máficos e o entelhamento de megacristais de feldspato potássico, constituem as principais estruturas primárias deste granitóide.

O Granito Monte Bonito apresenta em seu interior os mesmos grupos de xenólitos detectados na SIPM, entretanto, com proporções significativamente menores. Os enclaves de rochas dioríticas são os mais comuns e mais volumosos, distribuindo-se de maneira pouco regular, concentrando-se principalmente ao longo do limite sul do corpo granítico. Os enclaves de dioritos mostram dimensões variáveis de 15-30 cm até 15-100 m, com formas arredondadas e contatos gradacionais e difusos (fig.33). Os dioritos mostram textura equigranular grossa a média (5-10 mm) e são compostos predominantemente por plagioclásio e hornblenda. Estes xenólitos mostram formas arredondadas com contatos difusos e gradacionais, com dimensões variando de 20 a 140 cm.

Os xenólitos gnáissicos são raros, mostrando formas subarredondadas com dimensões entre 20-35 cm. Dominam os gnaisses quartzo-feldspáticos, com menor ocorrência de anfibolitos e rochas calci-silicáticas. Os xenólitos demonstram uma forte discordância entre suas estruturas internas, seja esta um bandamento irregular ou uma forte orientação de minerais, e as foliações primárias encontradas nos metagranitóides. As foliações tectônicas associadas as zonas de cisalhamento cortam os xenólitos e os metagranitóides, sendo caracteristicamente posteriores.

A presença de enclaves máficos é pequena, ocorrendo poucas e raras exposições destes ao longo do corpo. Possuem formas circulares a elípticas com cores escuras e textura equigranular fina (1-2mm). Ocorre com tamanhos de 10 a 25 cm e apresentam composições dioríticas a quartzo-dioríticas. Na pedreira do ponto 17 (Pedreira Augusto dos Anjos), ocorre um dique microdiorítico com espessura de 15 a 150 cm, mostrando contatos nítidos e bem definidos (fig34).

Ainda apresentam xenólitos de granodioritos equigranulares com limites difusos e gradacionais. As dimensões variam de 20 a 45 cm e o aparecimento de xenólitos da SIPM está limitado as zonas de contato com o Granito Monte Bonito.

Em regiões com ocorrência de xenólitos, é comum o aparecimento de “schlierens” máficos a base de biotita e rara hornblenda, produtos da digestão parcial de xenólitos de rochas gnáissicas ou dioríticas. Estes “schlierens” são descontínuos e possuem formas lenticulares fortemente alongadas. Nestes locais, a presença de xenólitos gera o aparecimento de manchas com a formação de estruturas fantasmas ao redor dos mesmos. Este fenômeno é muito bem desenvolvido em regiões onde o Granito Monte Bonito apresenta a presença de enclaves de rochas dioríticas.

Em todo o corpo, as foliações magmáticas mostram-se orientadas para nordeste com mergulhos variáveis para noroeste e sudeste. Além das estruturas primárias planares, podemos encontrar nas regiões de bordo, uma lineação mineral irregular marcada pela orientação de feldspato potássico. Este alinhamento relativamente regular de feldspato se apresenta em vários pontos do corpo, juntamente com fenômenos de entelhamento com imbricações de megacristais de feldspato potássico.

Nas porções mais centrais do corpo pode apresentar uma foliação muito fraca e até mesmo adquirir uma estrutura maciça. Esta foliação é irregular e pouco penetrativa, definida pela orientação da biotita. A medida que nos deslocamos para as porções de bordo destes corpo aumenta a regularidade e a definição desta foliação. Desta maneira, em zonas mais deformadas dos bordos, a rocha tende a apresentar uma forte orientação mineral máficos e megacristais de feldspato potássico, juntamente com um aumento significativo de continuidade do bandamento

feldspato potássico, juntamente com um aumento significativo de continuidade do bandamento que pode estar marcado pelos "schlierens" máficos e/ou concentrações irregulares de minerais máficos ou megacristais alinhados.

Acompanhando as foliações primárias acima descritas, observa-se algumas modificações impostas de modo significativo por um evento tectônico regional. O aumento da regularidade das foliações está associado com a atuação de deformação no estado sólido. Além de reorientar mecanicamente as estruturas magmáticas, há a formação de uma foliação tectônica caracterizada pelo aparecimento de uma paragênese mineral definida por albita + quartzo + microclinio + biotita +- epidoto +- mica branca +- clorita + esfero +- carbonato + opacos. Ao longo de todo o corpo estas foliações, magmática e tectônica, estão aproximadamente paralelas com orientação para nordeste e mergulhos regionais com alto ângulo para noroeste e sudeste.

Em áreas com elevada intensidade de deformação apresenta significativas modificações texturais e estruturais, constituindo zonas de cisalhamento ducteis que se apresentam como faixas de alongadas para nordeste de milonitos com espessuras aflorantes da ordem de 4 a 30 m.

Embora não tenha sido detectadas as zonas de cisalhamento ducteis de baixo ângulo, por todo o corpo encontramos uma foliação subhorizontal, que parece estar definindo uma estrutura magmática, já que está marcada por orientação de minerais máficos e "schlierens" de biotita.

Uma excelente exposição encontrada nos pontos 08 e 09, adiciona alguns elementos importantes na análise do posicionamento deste corpo. Neste local, ocorre uma intrusão tabular de 100 m de espessura de litologias correlacionáveis ao Granito Monte Bonito cortando as rochas da SIPM. A intrusão está estruturalmente concordante com uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, sofrendo uma forte superposição milonítica desta zonas de cisalhamento e das zonas subverticais do evento D_2 , principalmente na porção sul da ocorrência. Este fato pode sugerir uma certa contemporaneidade entre o posicionamento do Granito Monte Bonito e as zonas de cisalhamento subhorizontais (D_1) (Philipp, 1990).

Tanto nesta intrusão tabular como em todo o corpo principal deste granitóide, as foliações subhorizontais, estão dobradas e transpostas pelas zonas de cisalhamento subverticais. Estas zonas subverticais estão caracterizadas por faixas alongadas de milonitos a ultramilonitos com disposição anastomosada, direcionadas para nordeste e com mergulhos elevados para noroeste e sudeste. Os milonitos possuem granulação fina e uma forte estrutura bandada, disposta com uma boa regularidade e continuidade. Alternam bandas finas de 1-3 mm enriquecidas em quartzo e feldspato potássico e níveis a base de biotita e mica branca. Na sua maioria, as faixas são compostas por milonitos e protomilonitos, com 20 a 50 % de porfiroclastos estirados e

média (0.1 a 0.5 mm) (fig.35). Esta matriz é caracterizada predominantemente pelo microfraturamento e estiramento dos feldspatos, formação de quartzo em fitas e agregados finos com diminuição gradativa do tamanho de grão da matriz (0.1 mm). Nestes casos geram estruturas tipo “augen” definidas pelo estiramento e arredondamento dos cristais de feldspato potássico, que passam a ser envolvidos por uma forte foliação milonítica. A principal modificação textural é o registro de uma forte lineação de estiramento mineral dada pelo alongamento de feldspatos, quartzo e micas. Nestas zonas, os xenólitos gnáissicos e enclaves máficos apresentam-se fortemente alongados. Estreitas faixas de ultramilonitos de cor esverdeada e composição mineral a base de mica branca ocorrem associadas. Comumente em zonas menos deformadas do corpo granítico, as zonas subverticais redobram as foliações magmáticas ou tectônicas de baixo ângulo, gerando uma foliação de superfície axial dada pela reorientação mecânica de biotitas e, menos significativamente, por orientação de feldspatos. Acompanhando esta foliação podem ocorrer zonas de cisalhamento discretas de 2 a 20 cm de espessura.

A presença de estruturas frágeis cortando as estruturas primárias do Granito Monte Bonito está amplamente representada por um fraturamento, em parte preenchido por rochas ígneas hipabissais. Próximo as zonas de bordo do corpo, encontra-se de maneira frequente, diques de leucosienogranitos com cores esbranquiçadas a cinzentas. A textura é equigranular média (2-5 mm) e a estrutura é maciça. Menos comumente, podem constituir diques de até 100 m de espessura e por vezes, estruturas com formas facolíticas. Estes corpos tabulares aumentam em frequência e tamanho, chegando a constituir três apófises de dimensões quilométricas na porção centro-sul do Granito Monte Bonito.

Os contatos entre o Granito Arroio dos Kaster e o Granito Monte Bonito é variável, passando de retos, curvos a lobados nos corpos de espessura reduzida até mesmo contatos extremamente lobados com presença de “bolhas” do metagranito no seu interior, principalmente, quando maiores volumes de magmas estão em contatos.

A íntima associação espacial entre o Granito Monte Bonito e o Granito Arroio dos Kaster, com relações de contato definida por limites lobados é sugestiva de uma provável relação contemporânea entre ambas rochas.

Um padrão de fraturamento ainda mais jovem pode ser identificado a partir da observação comum de diques aplo-pegmatóides, concentrados de maneira intensa ao redor das principais apófises do Granito Arroio dos Kaster. Próximo a estes corpos sienograníticos, as rochas porfíricas do Granito Monte Bonito encontram-se recortadas por um padrão conjugado de fraturas de cisalhamento com um espaçamento métrico (1 a 6 m) preenchidas por rochas aplo-

fraturas de cisalhamento com um espaçamento métrico (1 a 6 m) preenchidas por rochas aplo-pegmatóides. Os aplo-pegmatóides são corpos tabulares que apresentam uma estrutura bandada, alternando repetidamente níveis aplíticos e pegmatóides. Este bandamento primário é gerado pela abertura e preenchimento sucessivo de uma mesma fratura. Apresentam uma composição sienogranítica com destaque para um forte e contínuo bandamento marcado pela alternância de níveis texturalmente distintos de aplitos e pegmatóides. Podem apresentar mais de 8 bandas, sugerindo até mesmo 4 episódios de preenchimento. Excelentes exposições destas estruturas podem ser encontradas nas pedreiras dos Anjos (pontos 17, 18 e 19), Silveira (ponto 24), Abandonadas (pontos 25 e 30) e da Construtora Pelotense (ponto 215). Cortando ainda esta sequência de corpos plutônicos ocorrem esporadicamente diques de riolitos pórfiros e, menos frequentemente, de diabásio.

Ao microscópio o arranjo é porfirítico, dominado por megacristais tabulares de microclínio imersos em uma matriz equigranular-hipidiomórfica média a grosseira (4-10 mm) de composição granodiorítica e constituída por plagioclásio, quartzo, microclínio, biotita e rara hornblenda. Relações poiquilíticas são observadas pela presença frequente de inclusões de quartzo hexagonal, biotita, apatita, esfeno, zircão em plagioclásio; plagioclásio, biotita, quartzo hexagonal, apatita e opacos em microclínio; apatita, zircão, esfeno, biotita e opacos em quartzo.

A mineralogia essencial consiste em plagioclásio, microclínio e quartzo, com biotita e pouca hornblenda como minerais máficos. Os resultados da análise modal deste granito está indicado na tabela 10. Os acessórios mais frequentes são apatita, zircão, esfeno, alanita e opacos.

O comportamento dos mineralogia ígnea frente aos processos deformacionais e metamórficos impostos pelas zonas de cisalhamento, é variável de acordo com a posição espacial em análise, se mais próxima ou mais afastadas da zona de cisalhamento ductil. Esta associação mineral é parcialmente transformada pelos eventos regionais de metamorfismo e deformação vinculados a formação de zonas de cisalhamento dúcteis onde desenvolvem novas paragêneses a base de albita + microclínio + quartzo + biotita + epidoto + mica branca +-carbonato + esfeno + opacos.

Os megacristais de microclínio, em zonas pouco deformadas, passam a sofrer um incipiente fraturamento marginal, constituindo subgrãos irregulares. Começam a ser gerados agregados equidimensionais finos (< 0.1 mm) ao longo dos limites dos cristais. Inicialmente, estes pequenos grãos possuem limites serrilhados, forte extinção ondulante e ausência de maclas. Podem estar acompanhados pela formação de epidoto+biotita verde fina+mica branca. Com a progressão da intensidade da deformação, os agregados passam a apresentar uma recuperação marcada pela

formam mantos de grãos finos envolvendo porções residuais arredondadas a estiradas de porfiroclastos de microclínio. Juntamente desenvolvem sombras de pressão na forma de asas assimétricas em porfiroclastos alongados. Associado as sombras de pressão está uma paragênese a base de microclínio + albita + quartzo + mica branca + biotita fina + epidoto. No contato entre alguns porfiroclastos de microclínio e cristais de plagioclásio, pode ocorrer a formação de mirmequitos, marcados pela formação de quartzo com formas vermiformes de aproximadamente 0.1 mm. Esta transformação textural está sempre localizada nas faces mais alongadas dos cristais e concordantes com a foliação milonítica.

O plagioclásio reage a deformação com a formação de fraturas, muitas destas preenchidas por epidoto + quartzo + carbonato + mica branca. Ainda podem apresentar encurvamento de maclas (maclas em chama). A medida que aumenta a deformação passam a mostrar um intenso crescimento de agregados finos equigranulares (0.1 mm) de epidoto + mica branca + carbonato, predominantemente nas porções centrais e irregularmente ao longo dos limites dos cristais. As porções marginais apresentam um baixo grau de recuperação metamórfica, ocorrendo agregados granoblásticos finos de albita (0.1 a 0.3 mm), com limites retos a curvos e extinção normal. Em vários pontos, os novos grãos de albita formados apresentam geminação característica. Mesmos nas rochas miloníticas mais deformadas, os porfiroclastos de plagioclásio ainda preservam feições ígneas como as zonações e geminações complexas. O quartzo no granito possui formas amebóides a levemente alongadas. Quando deformado, o quartzo passa a mostrar um forte fraturamento com a formação de subgrãos de diversas dimensões e limites inicialmente serrilhados. Evoluem com a formação de agregados finos (0.1 mm) com arranjos granoblásticos com limites curvos a retos. Em estágios elevados de deformação, constituem mantos equigranulares finos (0.1 a 0.2 mm), envolvendo ainda clastos alongados de quartzo de diversos tamanhos com forte extinção ondulante. Estes mantos possuem textura granoblástica a granoblástica poligonal com limites retos e extinção normal.

A biotita passa a rotar mecanicamente, formando fraturas irregulares e mostrando encurvamento das clivagens. Em zonas mais deformadas adquire formas do tipo "fish". Em condições mais energéticas passa a formar "kinks", bem como, mostra uma cristalização marginal ou em planos de fraturas, de agregados granulares de epidoto acompanhados por trilhas de esfeno xenoblástico. A partir deste estágio, mostra intensa recuperação marginal com formação de agregados finos (0.1 mm) de biotita verde a castanha ao redor de clastos reliquias. Culminam com a transformação total ou parcial destes clastos formando agregados finos grano-lepidoblásticos compostos por epidoto + carbonato + esfeno + opacos + biotita fina + mica branca. A hornblenda com a

com a transformação total ou parcial destes clastos formando agregados finos grano-lepidoblásticos compostos por epidoto + carbonato + esfeno + opacos + biotita fina + mica branca. A hornblenda com a deformação passa a mostrar um significativo crescimento ao longo dos bordos e/ou em planos de fratura de epidoto + carbonato + esfeno + opacos. Com o aumento da intensidade de deformação é comum o aparecimento de palhetas de biotita dispostas nos bordos e, por vezes, cruzando os clastos de maneira concordantes a foliação milonítica. O esfeno e os opacos ainda ocorrem como cristais xenoblásticos, fortemente alongados e dispostos na forma de trilhas finas localizadas nas partes marginais de biotita e hornblenda.

4.3. Granito Arroio Moinho (gAM)

O Granito Arroio Moinho foi definido e delimitado a partir da realização de mapeamento geológico realizado por alunos do curso de geologia da UNISINOS (1984 a,b), sendo posteriormente estudado por Gomes (1990), que realizou trabalhos detalhados de petrografia, geoquímica e geologia estrutural. Constitui um corpo com área aflorante de aproximadamente 260 km², situado a leste da cidade de Canguçu (fig.3).

Em planta, apresenta forma elíptica, com alongamento segundo a direção NE-SW. Sua colocação é condicionada por zonas de cisalhamento dúcteis de direção N45-70E. Estas zonas estão concentradas nas porções de bordo do corpo granítico, ocorrendo também na sua porção central, na forma de faixas anastomosadas com 10 a 25 m de largura onde geram a formação de rochas miloníticas. Mostra contatos bruscos e intrusivos, contendo próximo as suas bordas, xenólitos subarredondados dos metagranitóides do SIPM. Na sua porção nordeste e sul, o Granito Arroio Moinho é cortado por corpos de leucogranitos de textura equigranular e cor rosada pertencentes a SGDF.

Este granito apresenta um relevo positivo, mostrando morros proeminentes próximos a cidade, gradando na porção leste do corpo para um relevo mais homogêneo, caracterizado por coxílias pouco arrasadas. Afloram como campos de blocos e matações subarredondados e concentrados nas porções mais superiores dos morros. Menos frequente, ocorrem como lajeados em drenagens e, de maneira rara, em topo de morros.

Em toda a região, o Granito Arroio Moinho mostra um elevado grau de alteração intempérica, ocorrendo comumente alterado e coberto por uma pequena camada de solo arenoso

O granito tem cor cinza clara com pontuações brancas a rosadas e pretas, dadas respectivamente, por feldspatos e por minerais máficos. Quando alteradas adquirem tonalidades rosadas a amareladas. A textura dominante é porfírica com megacristais tabulares de feldspato potássico, com média de 3 cm, imersos em uma matriz equigranular grossa (5-8 mm) composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita. A densidade de megacristais é elevada variando de 30 a 45 % do volume modal da rocha, podendo mostrar uma variação de tamanho que oscila entre 1 a 8 cm. Em algumas porções da região central do corpo, a pequena diferença do tamanho de grão da matriz e dos megacristais gera uma textura inequigranular.

A composição modal deste granito, como apontada por Gomes (1990), é dominada por termos monzograníticos com sienogranitos associados.

O feldspato potássico constitui o principal mineral da trama da rocha, apresentando formas subédricas e prismáticas, com cores brancas, cinzenta e muito raramente, rosa. O plagioclásio é branco e mostra forma quadráticas. O quartzo é amebóide. A biotita ocorre como agregados (ninhos) intersticiais e normalmente marca a foliação do granito. Os anfibólios do tipo hornblenda ocorrem associados a biotita na forma de agregados intersticiais. Os principais acessórios são o esfeno e a alanita, que aparecem com formas euédricas e dispersos de modo intersticial.

A principal estrutura deste granito é uma foliação planar e linear com ampla distribuição por todo o corpo, tornando-se mais acentuada nas proximidades das zonas de cisalhamento. Esta foliação mostra uma disposição espacial anastomosada com uma variação de direção em torno de N 30 a 80 E e mergulhos subverticais. Esta estrutura planar define uma foliação primária marcada na porção central do corpo pela orientação de biotita e anfibólio e, irregularmente de feldspato. Esta foliação transiciona lateralmente nas zonas de bordo, aumentando a sua regularidade, até o aparecimento de zonas de cisalhamento ducteis com formação de milonitos finos e fortemente bandados. A lineação de estiramento associada está marcada pelo estiramento de quartzo, de porfiroclastos de feldspatos e por mica "fish" de biotita. Apresenta um caimento subhorizontal, variando de 0 a 30° e mostra uma orientação NE a SW.

Ao longo de todo o corpo, mesmo nas áreas de baixa intensidade de deformação, é comum observar evidências de fraturamento e deformação dos minerais em intensidades variáveis. Estes processos se concentram nas zonas de cisalhamento, produzindo uma nova estrutura e texturas definidas pela alternância de níveis quartzo-feldspáticos com textura granoblástica e, níveis micáceos com textura lepidoblástica. Estes níveis possuem espessuras muito finas (2-15 mm) e mostram uma grande continuidade e regularidade dentro das zonas de cisalhamento.

micáceos com textura lepidoblástica. Estes níveis possuem espessuras muito finas (2-15 mm) e mostram uma grande continuidade e regularidade dentro das zonas de cisalhamento.

Ao microscópio a principal textura é porfírica, com uma matriz equigranular-hipidiomórfica definida por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. A textura poiquilítica é evidenciada pela presença de inclusões plagioclásio, quartzo hexagonal, biotita, zircão e esfeno em microclínio; biotita, zircão e opacos em plagioclásio; apatita, zircão e alanita em biotita e, plagioclásio, biotita, zircão e alanita em quartzo. A presença de texturas pertítica é definida pela presença de filmes e manchas de albita no interior do microclínio.

A mineralogia essencial é composta por microclínio, oligoclásio e quartzo, com biotita e pouca hornblenda ferro-edenítica como minerais máficos. Os principais acessórios são zircão, apatita, alanita, esfeno, opacos. A transformação dos minerais da rocha pela ação das zonas de cisalhamento gera o aparecimento de albita, microclínio, epidoto, mica branca, clorita, carbonato e opacos. A composição modal de amostras representativas deste granito podem ser observadas na tabela 11.

Feições de recuperação e recristalização como formação de subgrãos e novos grãos, são observadas em quartzo, feldspatos e biotita. A recristalização dos grãos é restrita as posições de concentração da deformação como limites de grãos e bandas de deformação, evidenciando o caráter da recristalização dinâmica (Gomes, 1989). Os minerais de comportamento mais rígido, como esfeno, alanita, anfíbólio e parte dos feldspatos, reagem a deformação com o desenvolvimento de um padrão irregular fraturamento. O anfíbólio se transforma em biotita, com a formação associada de clorita e epidoto. A recristalização do plagioclásio produz novos grãos de albita e epidoto. A biotita recristalizada é quimicamente diferente da primária, com menor conteúdo de Fe e Ti e, com uma maior concentração de alumínio (Gomes, op.cit.).

As rochas produzidas na zona de cisalhamento são dominadas por milonitos e protomilonitos com ocorrência localizada de níveis centimétricos de ultramiloníticos. De acordo com as observações mesoscópicas, estes três tipos texturais de rochas miloníticas representam uma sequência progressiva de deformação, marcada pela redução tectônica do tamanho dos grãos e estiramento dos minerais. Constituem portanto, uma foliação milonítica que progressivamente aumenta sua intensidade, até constituírem um bandamento regular e contínuo definido pela segregação dos minerais félsicos e máficos.

A formação das zonas de cisalhamento são caracterizados pela geração de diversos tipos de texturas miloníticas. Estes tipos litológicos são controlados pelas heterogeneidades mineralógicas, associadas a diversas taxas de deformação e de condições metamórficas. A seguir

Os protomilonitos marcam a transição do granito para as zonas de cisalhamento, ocorrendo uma diminuição da granulação da rocha, acentuando a diferença entre os megacristais e a matriz do granito. A rocha torna-se mais foliada, com orientação de minerais máficos e também de feldspatos. Os feldspatos mantêm sua forma original prismática, entretanto, passam a sofrer um processo de arredondamento com a perda da forma original sendo acentuada pela microfragmentação dos mesmos. A recrystalização dos feldspatos é restrita e esta intimamente associada as porções de bordo dos porfiroclastos. O quartzo adquire formas estiradas com forte extinção ondulante e bandas de deformação. A recrystalização do quartzo ocorre na forma de agregados de grãos finos (< 0.1 mm) nos limites dos cristais. A biotita demonstra uma instabilização parcial, gerando trilhas finas de biotita verde e mica branca recrystalizadas, acompanhadas ainda de epidoto e opacos anédricos. Apesar das modificações texturais e estruturais, os protomilonitos ainda mantêm o aspecto ígneo da rocha.

Os milonitos mostram uma trama planar mais homogênea e pervasiva, alternando bandas mm compostas por clastos de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo com níveis de biotita, mica branca, epidoto, ilmenita, e trilhas de esfeno paralelas a foliação milonítica. Ainda podem ocorrer bandas exclusivas de quartzo. A granulação da rocha é ainda mais fina, com um menor percentual de porfiroclastos de feldspato potássico. Estes últimos adquirem uma forma arredondadas a alongadas, com a formação de zonas de sombras de pressão marcadas por caudas de recrystalização assimétricas. O quartzo ocorre na forma de fitas, constituídas por agregados granoblásticos de grão muito fino (< 0.1 mm) com contatos lobados a retos, em locais de textura granoblástica poligonal. Há uma diminuição nos teores de feldspato potássico e biotita, aumentando os teores de albita, mica branca, epidoto e clorita.

As faixas de ultramilonitos possuem espessuras de 2-15 cm, cores escuras e uma acentuada orientação e estiramento mineral. Estão intercalados com as demais rochas miloníticas, sendo compostos por níveis de quartzo de granulação muito fina e arranjo granoblástico e, níveis lepidoblásticos compostos predominantemente por mica branca, com pouca biotita.

Gomes (1989) determinou através de estudos estruturais e microtectônicos que o Granito Arroio Moinho apresenta um caráter sincinemático, revelando uma história contínua entre o posicionamento do corpo, a deformação regional e o estabelecimento das zonas de cisalhamento do evento D_2 . Inicialmente, o Granito Arroio Moinho absorveu as tensões regionais gerando uma foliação primária de caráter precoce com distribuição por toda a extensão do corpo. Neste estágio, os minerais respondem a deformação de maneira dúctil, ocorrendo a recrystalização dinâmica do feldspato potássico e do plagioclásio através da formação de mantos de recrystalização marginais

os minerais respondem a deformação de maneira dúctil, ocorrendo a recrystalização dinâmica do feldspato potássico e do plagioclásio através da formação de mantos de recrystalização marginais ou em fraturas. Associados ocorre a recrystalização quartzo, biotita e hornblenda. As condições ambientais são de temperaturas elevadas, ao redor dos 500°C, tendo como principal fonte de energia o calor liberado pelo próprio granito recém cristalizado.

A modificação das condições de deformação dos feldspatos, que passam a ter um comportamento frágil, é associada por Gomes (op.cit.), ao desaparecimento do anfibólio e a a formação de uma paragênese metamórfica a base de albita+epidoto+biotita+mica branca. Este conjunto de modificações é indicada por esta autora como tendo se formado em condições de temperatura entre 350° C a 450° C, significando possivelmente que o granito posicionou-se em um nível crustal mais raso.

4.4. Granito Coxilha do Fogo (gCF)

O Granito Coxilha do Fogo ocorre a noroeste da cidade de Canguçu, consituindo um corpo com forma elíptica, alongado segundo a direção NE-SW e com dimensões de cerca de 12 km de extensão por 8 km de extensão lateral. É composto por litologias de composição monzogranítica, com termos sienograníticos e granodioríticos subordinados.

Os principais afloramentos desta unidade se caracterizam por campos de matacões, mostrando formas em geral arredondadas, com diâmetros variando de 1 a 4 m, comumente menores que 2 metros. Excelentes exposições podem ser encontradas na região da Coxilha do Fogo e nos cortes da BR-392. Em geral as exposições mostram ggranitos alterados, modificando sua cor original cinzenta para cores mais claras com tons de amarelo a branco. Comumente apresentam uma cobertura de 2-8 metros de um solo arenoso de cor castanho claro a alaranjado, transicionando para um alterito feldspático tipicamente saibroso.

As litologias graníticas mostram uma coloração cinzenta com fenocristais de feldspato potássico de cores rosa, laranja e, menos frequentemente, brancos. A textura é porfírica marcada pela presença de 15 a 35 % de megacristais de feldspato potássico com 1 a 5 cm, imersos em uma matriz equigranular grossa a média (4-8mm) de composição granodiorítica composta por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, biotita e raramente, hornblenda. Texturalmente podem ser individualizados duas faciologias distintas, definidas pela concentração e cor dos fenocristais de feldspato potássico: granodioritos porfíricos esbranquiçados e monzogranitos inequigranulares a porfíricos de cores cinzentas com pontuações rosadas a alaranjadas. A principal estrutura

T-2604

encontrada nestes metagranitóides está caracterizada por uma foliação de fluxo magmático definida pela orientação preferencial de megacristais tabulares.

Os megacristais de feldspato potássico são subédricos a euédricos, com limites retilíneos a lobados e com uma zonação marcada por trilhas concêntricas de inclusões de biotita, plagioclásio e opacos. O plagioclásio mostra cor branca e formas prismáticas equidimensionais euédricas. A biotita ocorre de modo intersticial, como agregados lenticulares milimétricos associados com alanita e opacos euédricos. O quartzo é incolor e está estirado ou mostra uma forma amebóide.

Ocorrem quatro tipos de enclaves no interior das litologias graníticas que compõe o Granito Coxilha do Fogo: (1) enclaves máficos (microdioríticos a microgranodioríticos), (2) dioritos equigranulares, (3) xenólitos pertencentes aos Gnaisses Arroio Lajeado e (4) metagranitóides da SIPM (fig.36).

A presença de enclaves máficos de composição diorítica a granodiorítica é frequente. Possuem formas arredondadas a elípticas, raramente subangulosas, com textura equigranular fina (1mm) e dimensões entre 5 e 40 cm, com média de 15 cm (figs. 37 e 38). Por vezes, mostram xenocristais de plagioclásio branco euédrico. Os contatos dos enclaves com a rocha granítica são nítidos e com formas curvas. Quando estirados, estão concordantes com a orientação dos megacristais de feldspato potássico (fig.39). Ocorrem de modo frequente por todo o corpo granítico, concentrando-se na porção leste da unidade, quando em locais restritos chega a constituir 1 a 2 % da área aflorante. Comumente apresenta-se na forma de corpos tabulares com contatos lobados e formas curvilíneas.

A ocorrência de rochas dioríticas equigranulares está associada a zonas externas de corpos máficos microdioríticos com dimensões decamétricas. Nas zona de contato ocorre o aparecimento de faixas transicionais definidas por rochas híbridas, gradando desde termos granulares grossos de composição diorítica, quartzo-diorítica, tonalítica a granodiorítica, passando então para os termos monzograníticos porfiríticos encaixantes. Este processo de mistura química parcial e física de magmas ("comingling" e "mixing") intermediários e ácidos está especialmente exposto na porção sudeste do corpo granítico.

Próximo dos limites leste e oeste do corpo, o granito é cortado por diques e veios aplíticos a pegmatóides de espessuras entre 40 cm e 3 m. Estes possuem composição sienogranítica e cor rosada. Os contatos são curvos a lobados e nítidos, embora contatos gradacionais ocorram em diversas exposições. Composicionalmente, são monzo a sienogranitos com cores cinzentas a rosadas quando alterado. A textura é equigranular média a grossa e inequigranular fina.

Em vários locais, ocorrem zonas de cisalhamento dúcteis discretas, principalmente na extremidade oeste do corpo, próximo ao contato com o Granito Cerro Frio. As zonas de cisalhamento estão definidas pela presença de faixas de protomilonitos e, localmente milonitos, com espessuras de 15-30 cm até 5 metros. Nestas zonas, o granito mostra uma estrutura foliada com porfiroclastos de feldspato potássico na forma de “augen”, envolvidos por uma matriz média a fina com tamanho de grão variado e forte orientação de biotita e estiramento de quartzo. Com o aumento da cominuição, o granito adquire uma textura grano-lepidoblástica fina a média (< 0.1 a 0.3mm) e uma cor escura. Estas zonas mostram direção nordeste.

Ainda identificam-se neste granito, zonas de cisalhamento frágeis de direção noroeste (N10E-N10W), responsável pela formação de faixas métricas de cataclasitos. A fragmentação progressiva do granito mascara sua textura porfirítica, transformando-o em uma rocha equigranular com minerais intensamente fraturados, com formas angulosas e dimensões variadas (0.1 - 1.0 mm) imersos em uma matriz fina de cor cinza esverdeada.

Ao longo da área estudada, o Granito Coxilha do Fogo possui uma estrutura homogênea, sendo irregularmente perturbada pela concentração de enclaves máficos. Xenólitos característicos aparecem no leito do arroio Lajeado, onde ocorrem diversos xenólitos de rochas ortognáissicas de dimensões entre 5 a 50 m, mostrando formas que variam, de angulosas a subangulosas nos fragmentos de dimensões mais acentuadas, gradando para contornos subarredondados a formas irregulares naqueles de menores dimensões. Os xenólitos gnáissicos de pequenas dimensões apresentam-se intensamente assimilados, mostrando inicialmente, o arredondamento de seus limites e a presença de concentrações irregulares de biotita ao seu redor. Posteriormente, com a evolução da assimilação, as rochas gnáissicas vão perdendo seu bandamento e diminuindo de maneira brusca seus teores de quartzo e, em menor proporção, de feldspatos. No caso extremo, o produto final da assimilação são “schlierens” e outras formas fantasmas marcadas por concentrações irregulares de biotita. Nestes locais, o monzogranito perde sua característica porfirítica, adquirindo um aspecto “manchado” e uma textura equigranular grossa.

Ao microscópio, o Granito Coxilha do Fogo apresenta fenocristais de Ortoclásio, comumente transformados parcial ou totalmente para Microclínio. As formas prismáticas são subédricas a euédricas e estão zonadas, sendo esta estrutura marcada por trilhas de inclusões zircão, plagioclásio, opacos e biotita. A textura poiquilítica ainda é definida pela presença de inclusões de zircão, biotita, opacos e apatita em plagioclásio; biotita, esfero, opacos, plagioclásio em quartzo e, zircão, apatita, opacos, esfero e alanita em biotita.

de modo intersticial. A análise modal e as principais características dos minerais deste corpo granítico podem ser encontrados na tabela 11.

A partir do estudo da forma e grau de idiomorfismo, das relações de contato e das relações de inclusão, a ordem de cristalização estabelecida iniciou com a formação dos minerais acessórios como zircão, apatita e opacos, seguidos de alanita e esfeno, que cristalizam de maneira contemporânea com a biotita e o plagioclásio e parte do k-feldspato. Por fim, a formação do feldspato potássico e do quartzo.

A presença de uma foliação tectônica está restrita às zonas de cisalhamento. Esta foliação é definida em áreas pouco deformadas, pela reorientação mecânica de biotita, estiramento de quartzo com formação de subgrãos alongados e por trilhas com arranjo granoblástico fino (<0.1 mm). Estas trilhas mostram uma disposição anastomosada, localizando-se principalmente, nos limites dos cristais de feldspato potássico da matriz ígnea. A proporção modal desta matriz granoblástica fina é variável, formando em geral texturas protomiloníticas. As trilhas são constituídas por grãos diminutos de feldspato potássico com limites serrilhados a lobados, localmente retilíneos, no geral com forte extinção ondulante, acompanhados ainda por clorita+sericita+epidoto. Próximo às trilhas, alguns grãos de plagioclásio estão totalmente sericitizados ou ainda, com formação de mirmequitos de quartzo quando em contato com o feldspato potássico. O plagioclásio pode ainda apresentar encurvamento de maclas e microfraturamento. Os megacristais de ortoclásio ainda permanecem pouco deformados ou apenas com fraturas preenchidas por quartzo+epidoto.

Em locais mais deformados, ocorre um aumento significativo da proporção da matriz acompanhado pela transformação dos minerais máficos. Nos agregados de biotita de granulação grosseira ocorrem significativas mudanças, com a transformação parcial ou total para um agregado fino composto por biotita castanha a verde fina (<0.1 mm) + opacos anédricos + clorita + epidoto + apatita alongada.

4.5. Granito Chasqueiro (gCh)

O Granito Chasqueiro ocorre a noroeste da cidade de Arroio Grande, apresentando-se em planta como um corpo de forma alongada segundo a direção NE-SW medindo cerca de 40 km de extensão por quase 10 km de largura (fig.3). A sul deste corpo granítico ocorre um “stock”

O Granito Chasqueiro ocorre a noroeste da cidade de Arroio Grande, apresentando-se em planta como um corpo de forma alongada segundo a direção NE-SW medindo cerca de 40 km de extensão por quase 10 km de largura (fig.3). A sul deste corpo granítico ocorre um "stock" correlato (Granito Quilombo), que representa a continuação para sudoeste do corpo principal do Granito Chasqueiro. Apófises graníticas relacionadas ao Granito Chasqueiro também podem ser observadas nas proximidades da cidade de Arroio Grande.

O Granito Chasqueiro apresenta um relevo positivo, mostrando morros proeminentes caracterizados por amplas exposições rochosas. Na porção sul do corpo, gradam para um relevo mais acidentado, caracterizado por coxílias muito dissecadas. Afloram como lajeados e campos de matações com formas subarredondadas, concentrados nas porções mais superiores dos morros.

Em toda a região, o Granito Chasqueiro ocorre comumente alterado e coberto por uma pequena camada de solo arenoso com cor castanha escura. Devido ao elevado teor de quartzo e feldspato potássico, são comuns diversas as ocorrências de saibro na região.

A colocação deste granito está relacionada com o desenvolvimento da Zona de Cisalhamento Arroio Grande, com direção N70E. As zonas de cisalhamento estão concentradas no bordo sul do referido maciço, ocorrendo de maneira subordinada na sua porção central. Constituem faixas anastomosadas com 10 a 25 m de largura compostas por rochas com texturas protomiloníticas e miloníticas. Os contatos do granito com as rochas encaixantes são bruscos e intrusivos, contendo próximo as suas bordas, xenólitos subarredondados de metagranitóides da SIPM e de rochas anfibolíticas (fig. 40). Nas áreas adjacentes ao corpo granítico, as rochas encaixantes do Granito Três Figueiras mostram-se intensamente invadidas por corpos tabulares de leucogranitos de textura inequigranular grossa a pegmatóide e cor rosada. As espessuras destas injeções varia de 1 a 8 m.

O granito tem cor cinza clara com pontuações brancas e pretas, caracterizadas respectivamente, por feldspatos e por biotita (fig. 41). Quando alterados adquire tonalidades rosadas a amareladas. A textura dominante é porfirítica a inequigranular grossa com megacristais tabulares de feldspato potássico, com média de 3 cm, imersos em uma matriz equigranular grossa (5-8 mm) composta por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e biotita (fig. 42). A densidade de megacristais é elevada variando de 35 a 50 % do volume modal da rocha, podendo mostrar uma variação de tamanho que oscila entre 2 a 6 cm. Na região central do corpo, a pequena diferença do tamanho de grão da matriz e dos megacristais gera uma textura inequigranular.

A composição modal deste granito é dominada por termos sienograníticos como monzogranitos associados. O feldspato potássico constitui o principal mineral da trama da rocha,

principais acessórios são o esfeno e a alanita, que aparecem com formas euédricas e dispersos de modo intersticial.

Neste granito ocorrem enclaves máficos de formas subarredondadas, com tamanhos entre 10 a 25 cm e cor cinza escuro. Os enclaves possuem estrutura maciça e textura equigranular fina (<1 mm) definida pela presença de cristais prismáticos de plagioclásio e biotita acompanhados por anfibólio. Os contatos são gradacionais com a matriz da rochas graníticas com os limites possuindo formas interlobadas (fig. 43.). No interior dos enclaves são observados cristais de feldspato potássico com forma prismática e quartzo, por vezes com forma subarredondadas. Estes contatos resultam da interação mecânica entre magmas coexistentes.

A principal estrutura deste granito é uma foliação planar e linear, do tipo S=L, com ampla distribuição por todo o corpo, tornando-se mais acentuada nas zonas de cisalhamento. Esta foliação mostra uma disposição espacial anastomosada com uma variação de direção em torno de N45-70E e mergulhos subverticais. Esta foliação de fluxo magmático está marcada na porção central do corpo pela orientação de biotita e feldspato, transicionando lateralmente para as zonas de bordo, aumentando a sua regularidade. A lineação mineral marcada pela orientação de megacristais de feldspato potássico apresenta um caimento subhorizontal, variando de 0 a 30° e mostra uma orientação NE a SW. Esta foliação está presente ao longo de todo o corpo, gradando para zonas de cisalhamento dúcteis, onde assume uma textura protomilonítica.

Ao microscópio a textura é porfirítica, com megacristais de microclínio envoltos por uma matriz equigranular-hipidiomórfica definida por microclínio, plagioclásio, quartzo, biotita e rara hornblenda. A textura poiquilítica é evidenciada pela presença de inclusões de plagioclásio, biotita, zircão e esfeno em microclínio; biotita, zircão e opacos em plagioclásio; apatita, zircão e alanita em biotita e, plagioclásio, biotita, zircão e alanita em quartzo. A presença de texturas pertítica é definida pela presença de filmes e manchas de albita no interior do microclínio.

A mineralogia essencial é composta por microclínio, oligoclásio e quartzo, com biotita e pouca hornblenda como minerais máficos. Os principais acessórios são zircão, apatita, alanita, esfeno, opacos. A transformação dos minerais da rocha pela ação das zonas de cisalhamento gera o aparecimento de albita, microclínio, epidoto, mica branca, clorita, carbonato e opacos. A composição modal de amostras representativas deste granito podem ser observadas na tabela 11.

4.6. Granito Independência (gI)

4.6. Granito Independência (gI)

Este granito ocorre no extremo oeste da folha Porto Alegre e sul da Folha Gravataí, com raros afloramentos na cidade (bairros Chácara das Pedras, Três Figueiras e Bela Vista e na antiga pedreira do Instituto Porto Alegre (IPA). Afloramentos efêmeros podem ser encontrados nas avenidas e casas dos bairros Petrópolis, Independência, Cristo Redentor e Vila Bom Jesus.

O Granito Independência constitui uma região elevada, em parte como um relevo de morros escalonados, sendo encoberto pelos sedimentos quaternários da Bacia do Rio Gravataí. O corpo, na sua porção aflorante, tem forma alongada para NE. A espessura do solo é variável de 2 a 15 metros, mostrando uma coloração castanho claro a amarelado, ocorrendo abaixo um alterito sempre com elevado teor de quartzo e micas.

O granito mostra uma cor cinza clara a esbranquiçada com pontuações pretas dadas por cristais de biotita. Quando alterado adquire tons amarelados. Apresenta em grande parte dos afloramentos, uma textura equigranular média a grossa (3-6mm) constituída por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo com pouca biotita (2-4%). Localmente pode apresentar uma textura inequigranular com um crescimento pronunciado de feldspato potássico, que pode atingir 10 a 30 mm. Em algumas áreas, como na parte alta do bairro Petrópolis, o granito tem uma textura equigranular fina a média (1-2mm). Nos afloramentos da avenida Protásio Alves, entretanto, é frequente a presença de corpos tabulares de leucosienogranitos com textura pegmatóide constituindo também, bolsões e outras formas irregulares de dimensões centimétricas. Esta enorme variação textural é característica mesmo na escala de afloramento, onde é comum ocorrer uma complexa rede de veios, diques e bandas, alternando porções mais tardias de natureza aplítica a pegmatóide. Os contatos são gradacionais e as formas são lobadas, irregulares a curvas. A espessura geral destas manifestações plutônicas são da ordem de 5-15 cm até 40-100 cm ou mais.

Composicionalmente, são sienogranitos com alguns termos monzograníticos. O feldspato potássico é subédrico e mostra uma cor cinza claro a branco. O plagioclásio é branco e comumente bem formado, com formas prismáticas. O quartzo é amebóide e intersticial. A biotita ocorre como cristais intersticiais euédricos e também, de maneira menos frequente, como agregados.

Não foram identificados enclaves máficos, entretanto, é comum a presença de xenólitos dos Gnaisses Porto Alegre. Os xenólitos mostram formas angulosas a subangulosas e os contatos são nítidos, com limites retos a curvos e bem definidos. As dimensões variam desde 15-40 cm até 100-600 m. Também é frequente encontramos este granito cortando de maneira discordante as rochas gnáissicas, na forma de diques e veios e também como cunhas concordantes ao bandamento. Uma enorme área de gnaisses permanece de modo adjacente ao limite sudeste-leste desta unidade granítica, mostrando uma forma alongada segundo a direção nordeste e extendendo-se desde a parte noroeste da cidade de Porto Alegre até o sul da cidade de Gravataí. Em toda esta extensão, os gnaisses são frequentemente cortados por corpos tabulares do Granito Independência. A manutenção da orientação das estruturas espaciais, indica que as litologias dos Gnaisses Porto Alegre constituem um "roof pendant", sendo em parte sustentado pelo Granito Independência.

São observadas ainda relações discordantes entre o Granito Independência e o Granito Viamão, ocorrendo corpos tabulares do primeiro cortando o segundo. Os corpos possuem espessuras métricas, contatos gradacionais e limites curvos a lobados. No Campus da UFRGS, cortam o Granito Viamão, contendo em seu interior enclaves subanguloso dos mesmos.

A mineralogia essencial do Granito Independência é composta por feldspato potássico subédrico do tipo Ortoclásio, com pouco Microclínio, plagioclásio quadrático de cor branca, quartzo amebóide e biotita em agregados intersticiais. Os principais minerais acessórios são esfeno, zircão, apatita, alanita, opacos e turmalina. Este último mineral está incluso em plagioclásio. As proporções modais dos minerais constituintes do Granito Independência são encontrados na tabela 12.

Ao microscópio a textura principal é equigranular-hipidiomórfica. A textura poiquilitica é evidenciada pela inclusão de biotita, plagioclásio, apatita, alanita, zircão e opacos em feldspato potássico; biotita, alanita, zircão e turmalina em plagioclásio; apatita em quartzo; apatita, zircão, esfeno e alanita em biotita, e ainda, biotita e opacos em esfeno. Os principais minerais acessórios, que ocorrem de modo intersticial, são a alanita e o esfeno. Localmente, a textura pode ser inequigranular a porfirítica com até 2 a 3 % de fenocristais de feldspato potássico com 1 a 2 cm de tamanho. A textura pertítica é pouco pronunciada com ocorrência de pertitas tipo filme fino, tanto nos fenocristais quanto na matriz.

A atuação de esforços deformacionais está marcada de modo constante em todas as lâminas delgadas analisadas, caracterizando uma fraca foliação definida pela orientação de biotita e feldspato potássico, alongamento de quartzo e microfraturamento de bordos dos feldspatos. No

de tamanho. A textura pertítica é pouco pronunciada com ocorrência de pertitas tipo filme fino, tanto nos fenocristais quanto na matriz.

A atuação de esforços deformacionais está marcada de modo constante em todas as lâminas delgadas analisadas, caracterizando uma fraca foliação definida pela orientação de biotita e feldspato potássico, alongamento de quartzo e microfraturamento de bordos dos feldspatos. No geral a foliação é marcada por trilhas finas de textura granoblástica irregular, definida por microfragmentos de feldspato potássico com contatos lobados a serrilhados, acompanhado pela transformação progressiva da biotita em um agregado fino de clorita+epidoto+opacos. Também é frequente, a formação de coroas de epidoto envolvendo núcleos castanhos e arrasados de alanita. O quartzo está alongado e constituído por subgrãos de variado tamanho e também por agregados granoblásticos irregulares a localmente poligonais e finos ($<0.1-0.2\text{mm}$). O plagioclásio apresenta pouco fraturamento, com algum encurvamento de maclas e sobrecrecimento de epidoto+mica branca. O feldspato potássico mostra um microfraturamento de bordos, gerando coroas de grãos equidimensionais finos ($<0.1-0.4\text{mm}$) com contatos serrilhados a lobados. Mostram-se também fraturados com preenchimento de quartzo; quartzo+epidoto e quartzo+biotita verde+clorita+carbonato.

As transformações da mineralogia ígnea são incipientes, gerando nas zonas mais deformadas tipos texturais como microbrechas de esmagamento e em apenas um ponto amostrado, protomilonito.

4.7. Granito Arroio dos Kaster (gAK)

A denominação Granito Arroio dos Kaster é utilizada para designar três pequenos “stocks” graníticos que ocorrem na região de Monte Bonito. O corpo principal apresenta forma alongada segundo a direção NE-SW, possuindo em planta, cerca de 5 quilômetros de comprimento por aproximadamente 1 quilômetro de largura.

O Granito Arroio dos Kaster constitui uma região elevada formando um relevo de morros alinhados para NE. Aflora na forma de matações de pequeno diâmetro (40 cm a 2 m), comumente alterados. A espessura do solo é variável de 1 a 8 metros, mostrando uma coloração castanho claro a amarelado, ocorrendo abaixo um alterito sempre com elevado teor de quartzo e micas.

Com o Granito Monte Bonito as relações de contato são definidas por limites lobados e presença de “bolhas” de um granito no interior do outro, caracterizando desta forma, estruturas de mistura física de magmas (“commingling”). Estes contatos indicam a contemporaneidade entre

sequencialmente, por corpos aplo-pegmatóides. Tais corpos tabulares possuem estrutura bandada, com alternância de níveis com texturas aplítica e pegmatóide marcando a abertura e injeção sucessiva de vários pulsos magmáticos (fig.47).

O granito mostra uma cor cinza clara a esbranquiçada com pontuações pretas dadas por cristais de biotita, acompanhada as vezes por muscovita. A principal textura é equigranular média a grossa (3 a 7 mm) constituída por cristais equidimensionais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo com pouca biotita (2-4%). Localmente pode apresentar uma textura inequigranular com um crescimento pronunciado de feldspato potássico, que pode atingir 10 a 20 mm. Composicionalmente, são leucosienogranitos com alguns termos monzograníticos. O feldspato potássico tem formas prismáticas subédricas e mostra uma cor cinza clara a branca. O plagioclásio é branco e comumente bem formado, com formas prismáticas. O quartzo é amebóide e intersticial. A biotita ocorre como cristais intersticiais euédricos e também, de maneira menos frequente, como agregados. Comumente, em corpos tabulares localizados nas porções marginais

Apresenta uma estrutura maciça e muito homogênea, sem ocorrência de xenólitos e/ou enclaves. Frequentemente ocorrem nas rochas encaixantes a presença de corpos tabulares de leucosienogranitos com textura pegmatóide a aplítica. Estes corpos tabulares estão preenchendo intensas redes de fratura nos metagranitóides encaixantes, ocorrendo a formação de corpos aplo-pegmatóides caracterizados pela alternância de bandas com textura aplítica e com textura pegmatóide. Os contatos são gradacionais e as formas são lobadas, irregulares a curvas. A espessura geral destas manifestações plutônicas tabulares são da ordem de 2 a 20 m. Comumente, os corpos tabulares localizados nas porções marginais do corpo granítico apresentam um feição petrográfica específica, definida pela presença de megacristais euédricos de magnetita, com formas hexagonais e dimensões entre 3 a 15 mm.

A mineralogia essencial do Granito Arroio dos Kaster é composta por feldspato potássico subédrico do tipo Microclínio, com plagioclásio prismático de cor branca, quartzo amebóide e biotita em agregados intersticiais. Os principais minerais acessórios são esfeno, zircão, apatita, alanita, opacos e turmalina. Este último mineral está incluso em plagioclásio. As proporções modais dos minerais constituintes do Granito Arroio dos Kaster são encontrados na tabela 12.

Ao microscópio a textura principal é equigranular-hipidiomórfica a xenomórfica, caracterizada pela presença de cristais de microclínio e quartzo com formas mais irregulares. A textura poiquilítica é evidenciada pela inclusão de biotita, plagioclásio, apatita, zircão e magnetita em feldspato potássico; biotita e zircão em plagioclásio; apatita em quartzo; apatita, zircão e esfeno em biotita. O principal mineral acessório que ocorre de modo intersticial é o esfeno.

Ao microscópio a textura principal é equigranular-hipidiomórfica a xenomórfica, caracterizada pela presença de cristais de microclínio e quartzo com formas mais irregulares. A textura poiquilitica é evidenciada pela inclusão de biotita, plagioclásio, apatita, zircão e magnetita em feldspato potássico; biotita e zircão em plagioclásio; apatita em quartzo; apatita, zircão e esfeno em biotita. O principal mineral acessório que ocorre de modo intersticial é o esfeno.

5. Suíte Granítica Cordilheira

Os granitos da SGC constituem corpos com formas alongadas segundo a direção NE-SW, possuindo extensões quilométricas por centenas de metros de dimensão lateral. Estudos de Picada (1965, 1969) caracterizaram a colocação do Granito Cordilheira como sendo sin-tectônica ao desenvolvimento de zonas de falhas. Trabalhos mais recentes tem caracterizado a composição geoquímica peraluminosa dos magmas graníticos, bem como determinado as condições de posicionamento dos corpos com relação a Zona de Cisalhamento Dúctil Dorsal de Canguçu (Koester et al. 1994; Koester, 1995).

Os leucogranitos da SGC tem cor branca, por vezes com pontuações pretas caracterizadas pela presença de biotita. Apresentam uma estrutura foliada, marcada nas zonas de baixa intensidade de deformação pela orientação de muscovita e biotita. Nestas zonas, comumente é possível identificar duas foliações regionais. A foliação magmática está marcada pela orientação subhorizontal de cristais placóides de muscovita. Nas zonas de alta deformação localizadas preferencialmente nos bordos dos corpos, esta foliação ígnea transiciona para uma foliação tectônica associada ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento ducteis subverticais.

5.1. Granito Três Figueiras

A presença de um corpo granítico correlacionável aos corpos da SGC é determinada na região de Arroio Grande, no extremo sudeste do batólito. O Granito Três Figueiras constitui um corpo de forma alongada segundo a direção N80E, com dimensões em torno de 20 km de extensão e cerca de 6 km de largura. Mantém um posicionamento sin-tectônico com relação a Zona de Cisalhamento Arroio Grande (D₂), mostrando-se alongado e com uma foliação tectônica concordante a da zona de cisalhamento.

Este leucogranito apresenta composição sienogranítica, com monzogranitos subordinados, ocorrendo uma mineralogia caracterizada pela presença de muscovita, feldspato potássico e

potássico com tamanhos entre 0.8 a 3.0 mm envolvidos por uma matriz equigranular média (0.2 a 0.5 mm) composta por feldspatos, muscovita, quartzo, granada e turmalina.

Nas proximidades dos limites externos do Granito Três Figueiras ocorrem corpos tabulares com espessuras métricas (1 a 5 m) de textura aplítica a pegmatóide. Possuem uma mineralogia semelhante a do leucogranito, ocorrendo entretanto, teores elevados de granada almandina, que pode chegar a constituir bandas em algumas zonas de contato dos corpos tabulares.

A análise microscópica destas litologias indica uma composição sienogranítica e uma textura equigranular-hipidiomórfica média a grossa (4 a 25 mm) definida por cristais subédricos de muscovita e k-feldspato. A muscovita é um dos principais minerais do granito, mostrando formas placóides subédricas com 0.5 a 3 mm, é intersticial e tem cor prateada. Nas zonas mais deformadas a muscovita adquire forma alongada ("fish"). O feldspato potássico mostra formas prismáticas subédricas em zonas pouco deformadas e constitui porfiroclastos elípticos em zonas protomiloníticas. Apresenta cor branca a cinza clara, com tamanhos entre 0.5 a 2 mm. O quartzo é incolor e ocorre com forma alongada, frequentemente transformado para agregados de grão fino. A granada é subédrica com forma equidimensionais de 0.3 a 1 mm, mostra cor rosa avermelhada e ocorre de maneira intersticial. A turmalina ocorre na forma de cristais euédricos de cor preta, intersticial e dimensões da ordem de 0.4 a 2 mm. A proporção modal dos minerais constituintes do Granitos Três Figueiras é apresentada na tabela 13.

6. Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)

A SGDF é constituída por maciços leucograníticos com texturas equigranulares e cores rosadas. Possuem composição muito restrita, dominada por termos sienograníticos, com álcali-feldspato granitos (fig. 27) subordinados. Os granitos desta suíte, embora ocorram em todo o batólito, estão concentrados na porção norte do mesmo, estendendo-se como uma faixa alongada segundo a direção NE-SW, desde a região do Passo do Marinheiro, a sul de Encruzilhada do Sul até Porto Alegre (fig.3). Os corpos possuem formas alongadas e concordantes com as zonas de cisalhamento, entretanto, registram presença incipiente de estruturas tectônicas dúcteis, com a ocorrência de pequenas faixas discretas de protomilonitos restrita aos limites de alguns corpos. Estas feições são comuns em corpos de grandes dimensões como o Granito Canguçu e o Granito Santana, entretanto, para a maioria dos corpos estudados, a estrutura é isótropa. Nos corpos menores, observa-se com frequência, a presença de apófises de microgranitos ou de enxames de

Estas feições são comuns em corpos de grandes dimensões como o Granito Canguçu e o Granito Santana, entretanto, para a maioria dos corpos estudados, a estrutura é isotropa. Nos corpos menores, observa-se com frequência, a presença de apófises de microgranitos ou de enxames de diques de riolitos. Os corpos estudados da SGDF foram os Granitos Canta Galo, Ponta Grossa, Santana, Cerro do Sandi, Passo do Coutinho, Capão do Leão, Canguçu, e Bela Vista.

6.1. Granito Canga Galo (gCG)

O Granito Canta Galo (Schneider et al., 1974) é definido como um corpo granítico de forma aproximadamente elíptica, com dimensões aflorantes de aproximadamente 8 x 4 km. Ocorre na porção sul-sudeste da folha Porto Alegre, constituindo o Morro do Canta Galo. Destaca-se na geomorfologia por um morro pouco alongado segundo a direção NE-SW. Os afloramentos são raros, ocorrendo somente blocos alterados envolvido por um espesso manto de alteração com cerca de 10 a 60 metros de profundidade. As descrições desta unidade foram obtidas a partir da observação de blocos soltos resultantes da exploração dos alteritos como saibro na construção civil.

A presença de xenólitos é rara, ocorrendo entretanto, fragmentos centimétricos de rochas gnáissicas pertencentes aos Gnaisses Porto Alegre. Os contatos com o Granito Viamão estão encobertos, entretanto, sua forma circunscrita é indicativa de um contato discordante e intrusivo.

O granito mostra uma coloração rosada com pontos pretos e brancos definidos, respectivamente, por biotita e plagioclásio. A textura é invariavelmente equigranular grossa (8-10 mm) a inequigranular, definida então pelo crescimento de cristais tabulares de feldspato potássico de 1.5 a 2 cm. O feldspato potássico é o principal mineral da rocha, mostrando cores rosadas a alaranjadas e formas quadráticas subédricas de 1 a 3 cm. O plagioclásio é branco com formas quadráticas subédricas a euédricas. O quartzo é incolor e mostra forma amebóide e intersticial. A biotita é preta e ocorre na forma de agregados intersticiais.

O Granito Canta Galo mostra uma estrutura maciça em quase todo a sua extensão. Em algumas exposições apresenta uma foliação magmática marcada pela orientação de cristais tabulares de feldspato potássico, biotita e por alongamento do quartzo.

6.2. Granito Ponta Grossa (gPG)

O Granito Ponta Grossa é composto por pequenos corpos, aflorantes desde o oeste da folha Porto Alegre, contornando a margem do Guaíba nos bairros Ipanema, Guarujá, Serraria e Lami, estendendo-se também mais a noroeste, nos bairros Assunção, Vila Nova, Belém Velho, Belém Novo, Restinga e Santo Antônio. Estes vários corpos graníticos apresentam as mesmas características composicionais, mineralógicas e petrográficas, mantendo ainda condições semelhantes de posicionamento. Estes fatores, aliado ao resultados obtidos nas análises químicas e a proximidade dos corpos, permitem o tratamento destes granitóides em uma mesma unidade lito-estratigráfica.

Os corpos graníticos possuem formas arredondadas a pouco alongadas para nordeste, apresentando diâmetros da ordem de 1 a 8 quilômetros. Os afloramentos ocorrem de modo abundante, uma vez que o Granito Ponta Grossa compõem alguns dos principais morros da cidade de Porto Alegre. Lajeados de dezenas a centenas de m², cortes de avenidas e leitos de drenagens expõe frequentemente esta unidade granítica.

O grau de alteração é pronunciado, ocorrendo normalmente alterado. O solo é arenoso, pouco desenvolvido e de cor castanho claro a alaranjado. As espessuras variam de 2 a 3 metros nos vales e menos de 30 cm a 1 metro nas encostas e topos de morro. Comumente ocorrem excelentes exposições de um alterito de coloração rosada que é muito utilizado como saibro.

Em afloramento é um leucogranito de cor rosada a avermelhada com textura equigranular grossa a média (5-10 mm). Apresenta uma estrutura maciça e uma grande homogeneidade estrutural. Contém muito poucos enclaves máficos, com formas arredondadas e dimensões da ordem de 2 a 15 cm. Os contatos são bem definidos e curvos. Os enclaves mostram uma textura equigranular fina (1mm) e uma composição tonalítica a granodiorítica, sendo compostos por por feldspato potássico, plagioclásio, biotita e quartzo.

A composição predominantemente sienogranítica, sendo constituído essencialmente por feldspato potássico de cor rosa e subédrico, pouco plagioclásio de cor branca e forma prismática, quartzo de forma amebóide e ainda rara biotita intersticial como mineral máfico. Os minerais acessórios são o esfeno, zircão, apatita, alanita e opacos. A alanita e o esfeno ocorrem também de maneira intersticial. A análise modal dos constituintes minerais do Granito Ponta Grossa podem ser observados na tabela 14.

Ao microscópio, a textura dominante é equigranular-hipidiomórfica média a grossa (3 a 7 mm). A textura poiquilitica é indicada pelas inclusões de alanita, plagioclásio e biotita em feldspato potássico; biotita, alanita, zircão, apatita, esfeno e opacos em plagioclásio; zircão, alanita, esfeno, biotita, plagioclásio e opacos em quartzo e, alanita, zircão, plagioclásio, esfeno,

apatita e opacos em biotita. Alanita e esfeno ocorrem com formas euédricas e preferencialmente de modo intersticial. A ordem de cristalização estabelecida a partir dos critérios texturais, da forma, do idiomorfismo e das relações de inclusão, começa com a formação dos minerais acessórios como zircão, apatita e opacos, seguindo com a formação de alanita e esfeno, quase concomitante a cristalização de biotita e plagioclásio. O feldspato potássico e o quartzo representam os principais minerais da rocha sustentando a trama cristalina do granito.

Em lâmina delgada, as evidências deformacionais estão restritas a fragmentação de quartzo e um pouco de feldspato potássico e também pela formação de extinção ondulante nestes minerais. O quartzo é amebóide e a biotita é intersticial. O plagioclásio apresenta-se zonado com o núcleo central alterado para epidoto granular e sericita. Estas transformações também podem estar acompanhadas por uma cataclase, gerando zonas de cisalhamento frágeis de espessuras mm a cm, marcadas por um preenchimento dos espaços interclastos por fluorita de cor violeta. A biotita está frequentemente com uma incipiente transformação para epidoto+opacos+mica branca+biotita verde fina+clorita+esfeno.

6.3. Granito Santana (gS)

O Granito Santana mostra uma forma de ampulheta, com seu posicionamento sendo controlado por uma zona de cisalhamento rúptil-dúctil subvertical de direção nordeste. Entre todas as unidades, este corpo granítico possui uma forma alongada constituindo a principal “muralla” de morros de Porto Alegre. Desta maneira, estão reunidos na forma de uma crista de direção NE-SW aproximadamente 18 km de extensão por 2 a 7 km de largura, os morros Santana, Pelado, da Polícia e da Embratel. Este relevo destaca a imponência geográfica deste granito no cenário geomorfológico da região metropolitana de Porto Alegre.

Os afloramentos são abundantes, principalmente nas encostas dos morros e também nas drenagens que margeiam ambos os lados do corpo. Destacam-se também a presença de inúmeras extrações irregulares de pedra para construção civil. Excelentes cortes de estrada podem ser encontrados no fim da avenida Bento Gonçalves, no topo da avenida Oscar Pereira e também nas proximidades das avenidas Nonoai, Cavallhada e Teresópolis. As pedreiras estão espalhadas ao longo dos limites do Granito Santana.

Comumente, o Granito Santana está pouco intemperizado com uma pequena cobertura de rocha alterada e níveis centimétricos de um solo arenoso, rico em grãos detritais de quartzo e feldspato potássico. O solo mostra uma coloração castanho alaranjado a avermelhado, com pouca

hidrotermal de MnO_2 nas fraturas, pode gerar manchas irregulares de cor escura, por vezes, parecendo uma concentração de minerais máficos. Pontos e manchas vermelhas também representam a deposição de óxidos e hidróxidos de ferro. Tipicamente, este processo pode ser muito bem observado na pedreira da Construtora Zocolloto (ponto 645).

Composicionalmente, o Granito Santana é constituído por Or-Mc granito com textura equigranular grossa a média (5-12 mm) composta por uma trama dominada por feldspato potássico de cor rosa e prismático, com raro plagioclásio de cor branca e forma quadrática, acompanhado por biotita intersticial. O quartzo é abundante, ocorrendo normalmente alongado. A textura mesopertítica também é de fácil observação.

A estrutura do granito está bem marcada por uma foliação definida pela orientação de feldspato potássico prismático e biotita e, em zonas mais deformadas pelo alongamento do quartzo. Esta foliação é bastante penetrativa ocorrendo praticamente em toda a extensão do corpo. Em porções mais deformadas a rocha adquire uma textura protomilonítica com quartzo estirado e uma lineação mineral subhorizontal. Nos bordos leste e oeste do corpo, o granito adquire uma textura protomilonítica e em alguns locais pode formar faixas de de 15 a 150 cm de milonitos. Estas litologias miloníticas possuem de 35 a 55 % de porfiroclastos (2-6 mm) de feldspato potássico envolvidos por uma matriz grano-lepidoblástica fina constituída predominantemente por quartzo. Em alguns locais, o granito está cortado por diques de riolito pórfito de cor rosada. Estes diques tem espessuras de 15 a 5 m e os contatos são retos a curvos.

A mineralogia essencial é constituída por feldspato potássico (Or e Mc) e quartzo, com muito pouco plagioclásio e rara biotita como mineral máfico principal. Os minerais acessórios são esfeno, zircão, apatita, alanita e opacos. Ainda ocorre uma paragênese metamórfica relacionada à zonas de cisalhamento ducteis com a formação de epidoto, clorita, opacos anédricos, mica branca, esfeno anédrico e carbonato. A análise modal dos minerais encontrados no Granito Santana pode ser encontrada na tabela 14.

Em lâmina delgada a principal textura é equigranular-hipidiomórfica com uma trama principal composta por feldspato potássico subédrico e prismático, com plagioclásio euédrico a subédrico e quartzo estirado. A biotita é intersticial e localmente pode formar agregados. As vezes, o feldspato potássico adquire uma dimensão mais pronunciada, com até 7-12 mm, gerando localmente uma textura inequigranular. A textura poiquilitica é evidenciada pela presença de inclusões de zircão, plagioclásio, opacos, esfeno e apatita em feldspato potássico; biotita, alanita, esfeno e opacos em plagioclásio; zircão, esfeno, plagioclásio, biotita e opacos em quartzo; apatita, zircão, alanita, esfeno e opacos em biotita e zircão em esfeno. A textura pertítica é pronunciada,

esfeno e opacos em plagioclásio; zircão, esfeno, plagioclásio, biotita e opacos em quartzo; apatita, zircão, alanita, esfeno e opacos em biotita e zircão em esfeno. A textura pertítica é pronunciada, com formas do tipo filmes grosseiros e manchas de albita. Na maioria das lâminas, a intensidade das pertitas é significativa, com um feldspato potássico do tipo pertita. Frequentemente, o feldspato potássico está envolvido por uma coroa de albita, com formas irregulares a muito lobadas.

Uma das feições mais características deste granito, entretanto, é o desenvolvimento de forte foliação primária marcada pela orientação de feldspato e biotita e pelo alongamento do quartzo. Disposta de modo paralelo, uma foliação tectônica é responsável pelo estiramento e formação de subgrãos em quartzo, acompanhados pela formação de finos mosaicos granoblásticos. No contato entre cristais de feldspato, é comum ocorrer uma incipiente microfragmentação de bordo com formação de um arranjo granoblástico irregular, com contatos lobados a serrilhados e forte extinção ondulante. Em zonas mais deformadas chegam a constituir porfiroclastos levemente arredondados de feldspato potássico, envolvidos por uma franja de grão fino com arranjo granoblástico e limites retilíneos (0.1-0.2 mm). Nestes locais a trama porfiroclástica de feldspatos chega a ordem de 50-60 %, envolvidos por uma matriz feldspática em vias de poligonização e por quartzo estirado como grãos finos e alongados. Os porfiroclastos são assimétricos e mostram de maneira localizada uma recuperação metamórfica, definidas por franjas de textura granoblástica poligonal fina. A biotita, que ocorre sozinha ou como agregados intersticiais juntamente com esfeno, está comumente transformada parcial ou totalmente para clorita+mica branca+epidoto+opacos. O plagioclásio neste processo, pode mostrar o crescimento granular de epidoto e mica branca e encurvamento de maclas. A alanita aparece muito alterada, frequentemente envolvida por uma coroa de epidoto granular. Esta foliação tectônica, embora de baixa temperatura e pouca intensidade de transformação, é penetrativa e contínua em todo o corpo, com disposição subparalela a foliação magmática, tornando-se mais acentuada em direção aos bordos do corpo granítico.

6.4. Granito Cerro do Sandi (gCS)

Este granito ocorre como um corpo de forma pouco regular, alongado segundo a direção N40E, com 15 quilômetro de extensão e 12 quilômetros de largura. Situa-se na porção sul da folha Piratini e norte da folha Passo do Coutinho, distando cerca de 3 km a sudoeste da cidade de

litológicos principais: leucogranitos, microleucogranitos e diques ácidos. Estas rochas apresentam uma mesma composição mineralógica e litogeoquímica, representando desta maneira apenas uma variedade textural indicativa das distintas condições de cristalização do magma granítico.

O corpo granítico constitui uma região de relevo destacado, compondo um corpo formado por coxílias pouco arrasadas. Os afloramentos são descontínuos, ocorrendo geralmente pequenos campos de matações de diâmetros da ordem de 30 cm a 1-1.5 m, dispostos nas encostas e topos de morros. Possui uma pequena camada de solo com 30 cm a 1 m, de cor castanha a castanha avermelhada e composição areno-argilosa. Comumente as rochas estão alteradas.

Os contatos do Granito Cerro do Sandi com os metagranitóides do SIPM são discordantes e demonstram um caráter intrusivo, marcados por falhas e zonas de intenso fraturamento. Seu posicionamento está relacionado a zonas de cisalhamento frágeis, de orientação geral nordeste e que determinaram a sua forma elíptica e alongada. Localizadamente são desenvolvidas estreitas faixas de rochas cataclásticas, com formação de brechas de esmagamento e protocataclasitos. Estas faixas podem estar relacionadas aos eventos finais de movimentação das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais ou a reativações posteriores, criando espaço para a colocação do corpo granítico.

Os leucogranitos possuem cor rosada e textura equigranular média a grossa (3-6 mm). A mineralogia essencial é composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e muito pouca biotita. A sua composição embora predominantemente sienogranítica, possui um pouco de monzogranitos. A estrutura é maciça.

Ao microscópio a textura é equigranular-hipidiomórfica, com feldspato potássico hipidiomórfico e prismático, plagioclásio euédrico e com formas quadráticas, quartzo amebóide e biotita intersticial. A textura poiquilítica é caracterizada pela presença de inclusões de plagioclásio e biotita em microclínio; zircão, apatita e alanita em biotita e, zircão, apatita, alanita e esfeno em quartzo. A composição modal dos minerais constituintes das diversas variedades texturais deste granito pode ser observada na tabela 15.

O feldspato potássico é o microclínio micropertítico, quase sempre com geminações do tipo Carlsbad e também Ab-Periclínio, esta última ocorrendo principalmente nas bordas dos cristais, sugerindo desta forma uma microclinização tardia de ortoclásio. Encontra-se intensamente pertitizado, estas do tipo filmes evoluindo para manchas e outras formas irregulares de albita, a qual está associada com a formação de quartzo secundário. O plagioclásio é o oligoclásio (An_{18-28}), ocorrendo com cristais idiomórficos de 4 a 8 mm, frequentemente zonados. Encontram-se com intensa transformação das suas porções centrais para sericita e pouco epidoto. Aqueles grãos

28), ocorrendo com cristais idiomórficos de 4 a 8 mm, frequentemente zonados. Encontram-se com intensa transformação das suas porções centrais para sericita e pouco epidoto. Aqueles grãos inclusos em feldspato potássico possuem coroa de alteração de albita e a textura mirmequítica é muito comum quando está em contato com o feldspato potássico. A biotita ocorre como finas palhetas de tamanhos entre 2 e 7 mm. Mostra formação de mica branca nos bordos dos grãos, sendo também alterada para clorita + opacos, principalmente junto aos planos de clivagens. O quartzo é amebóide e mostra-se intensamente fraturados e com forte extinção ondulante.

A atuação de processos hidrotermais está bem marcada neste granito pela formação pervasiva de clorita, epidoto, mica branca, albita e biotita verde.

Os microleucogranitos constituem apófises de dimensões da ordem de 300 m a 3 km, dispostas na porção norte-noroeste do corpo granítico principal. Seus contatos com os leucogranitos são intrusivos e bem definidos, com limites lobados a retos. Apresentam uma estrutura maciça. Em amostra de mão mostram cor rosada e textura porfírica com fenocristais de 5 a 10 mm de feldspato potássico, raramente acompanhado de quartzo, imersos em uma matriz equigranular fina (1mm) composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita. A composição varia de sieno a monzogranítica.

O feldspato potássico é do tipo microclínio, ocorrendo como fenocristais euédricos de forma prismática e cor rosada a branca. Também ocorre na matriz como cristais anédricos e intensamente pertitizados. Contém inclusão de plagioclásio e mostra distintamente um processo de albitização, com crescimento de coroas de albita ao redor do feldspato potássico. O plagioclásio aparece na matriz como grãos subédricos de oligoclásio (An_{15-24}), com macla complexa e alteração central para argilas e epidoto. O quartzo ocorre de maneira intersticial como grãos anédricos. Mostra sempre extinção ondulante que pode evoluir para a formação de subgrãos e também agregados granoblásticos finos e irregulares. A biotita é rara, aparecendo na forma de finas palhetas. Esta normalmente alterada nos bordos para clorita, com formação associada de mica branca e também biotita verde fina.

Os diques ácidos, de composição riolítica, ocorrem na forma de enxames, de 2 a 8 metros de espessura, direcionados para N10-30W. Apresentam contatos retos e bem definidos, mostrando relações intrusivas que inclusive ultrapassam a extensão do corpo granítico, prolongando-se para dentro das rochas encaixantes. São rochas de cor castanha avermelhada escura, adquirindo tons castanho esverdeados quando alterados. Mostram uma estrutura maciça e possuem uma textura porfírica definida por fenocristais de 5 a 10 mm de feldspato potássico, acompanhados por

O feldspato potássico é um microclínio pertítico, representando o fenocristal dominante da rocha, ocorrendo em até 2-5 % do volume modal. Mostra-se como cristais subédrico de forma prismática. O plagioclásio ocorre como cristais subédricos de oligoclásio (An_{15-23}) de tamanho inferior a 3 mm. No contato com o feldspato potássico da matriz desenvolve intercrescimentos mirmequíticos. O quartzo mostra formas arredondadas e frequentemente exhibe embainhamentos e limites difusos, reativos com a matriz. Localizadamente aparece um anfíbio de cor verde, por vezes, cloritizado e com formação de carbonato associado. Aparecem também turmalina e apatita acicular.

De uma maneira geral, a mineralogia formadora do Granito Cerro do Sandi apresenta feições de deformação frágil, principalmente, fraturamento em feldspatos. Entretanto, como ressaltou Gomes et al. (1991), são encontradas microestruturas que demonstram um caráter mais dúctil, evidenciando processos dominados por plasticidade intracristalina, como arqueamentos de maclas em plagioclásio, presença frequente de extinção ondulante, bandas de deformação e formação de subgrãos em quartzo. Este último mineral apresenta ainda feições de recuperação metamórfica, com formação de agregados finos com textura granoblástica irregular dispostos entre os subgrãos. Estas microestruturas indicam processos de recristalização em presença de fluidos.

6.5. Granito Passo do Coutinho

A denominação Granito Passo do Coutinho é proposta aqui para designar um conjunto de quatro corpos sienograníticos situados, aproximadamente 4 km, a oeste da cidade de Piratini (fig.3). Os corpos possuem formas arredondadas a elípticas, com maior alongamento direcionado para nordeste, com extensões variáveis de 3 a 6 km.

Dentro destes corpos é possível separar a partir de critérios petrográficos e estruturais três tipos litológicos principais: leucogranitos, microleucogranitos e diques ácidos. Estas rochas apresentam como demonstrado por Almeida et al. (1990b), uma mesma composição mineralógica e geoquímica, representando desta maneira variedades texturais indicativas das distintas condições de cristalização. Os corpos estão muito próximos e as semelhanças nas composições petrográficas e litogeoquímicas indicam que os mesmos são cogenéticos.

Os tipos leucograníticos são cortados por apófises tardias com formas circulares e diâmetros de 500 a 1000m, compostas por microleucogranitos de composição monzogranítica e textura porfírica. Ocorrem ainda enxames de diques ácidos com textura porfírica preenchendo fraturas com disposição marginal aos corpos graníticos. A proximidade geográfica e as profundas

textura porfirítica. Ocorrem ainda enxames de diques ácidos com textura porfirítica preenchendo fraturas com disposição marginal aos corpos graníticos. A proximidade geográfica e as profundas semelhanças geológicas entre os leucogranitos e os microleucogranitos, permitem a sua descrição conjunta. Especialmente ainda estão acompanhados por diques máficos de composição diorítica, com ocorrência marcante na porção norte da área.

O Granito Passo do Coutinho constitui uma região de relevo destacado, compondo um conjunto de morros formados por coxílias pouco arrasadas. Os afloramentos são descontínuos, ocorrendo geralmente pequenos campos de matações de diâmetros da ordem de 30 cm a 1-1.5 m, dispostos de maneira dominante nas encostas e topos de morros. De maneira muito localizada podem aparecer pequenos lajeados em drenagens. Estão cobertos por uma pequena camada de solo com 30 cm a 1 m, de cor castanha a castanha avermelhada e composição areno-argilosa. Comumente as rochas estão alteradas.

Os contatos dos corpos graníticos com as rochas encaixantes são discordantes e demonstram um caráter intrusivo, marcados por falhas e zonas de intenso fraturamento. A rocha encaixante é um monzogranito porfirítico ainda sem denominação formal. Nas rochas encaixantes são proeminentes os efeitos da deformação dúctil associada ao desenvolvimento de zonas de cisalhamento. Estas faixas miloníticas podem estar relacionadas aos eventos finais de movimentação das zonas de cisalhamento ducteis subverticais e/ou poderiam representar alguma fase de reativação. A formação das zonas poderia ter gerando o espaço para a colocação dos corpos de leucogranitos.

O posicionamento do Granito Passo do Coutinho está relacionado a zonas de cisalhamento frágeis, de orientação geral nordeste e que influenciaram de maneira incisiva a forma elíptica a arredondada dos corpos. Não é registrado nestes metagranitóides quaisquer efeitos de deformação dúctil, encontrando-se os mesmos isótopos e apenas fraturados.

Os leucogranitos possuem cor rosada e textura equigranular média a grossa (4-20 mm). A mineralogia essencial é composta por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, com muito pouca biotita e raramente anfibólio de minerais máficos. A sua composição varia de sienito a monzogranítica. A estrutura é maciça.

Ao microscópio a textura é equigranular-hipidiomórfica a porfirítica, com feldspato potássico do tipo pertita e microclínio pertítico. Os fenocristais constituem entre 5 -10 % do granito, mostram formas euédricas e incluem poiquiliticamente plagioclásio e biotita. Na matriz são subédricos e possuem dimensões de 4 a 8 mm. A tabela 16 apresenta a composição modal das diversas variedades texturais encontradas no Granito Passo do Coutinho.

para sericita e pouco epidoto. A textura mirmequítica é muito comum quando está em contato com o feldspato potássico. O quartzo é amebóide e mostra-se intensamente fraturados e com forte extinção ondulante. A biotita ocorre como finas palhetas subédricas de tamanhos entre 2 e 7 mm. Mostra formação de mica branca nos bordos dos grãos, sendo também alterada para clorita + opacos, principalmente junto aos planos de clivagens. O anfibólio está restrito a um corpo situado no extremo sudeste da área. Ocorre em pequenas proporções e mostra uma cor esverdeada. Encontra-se bastante transformado para carbonato e clorita. Os minerais acessórios são esfeno, zircão e opacos. Possuem formas euédricas e dimensões entre 0.3 a 2 mm.

A atuação de processos hidrotermais está bem marcada neste granito pela formação pervasiva de clorita, epidoto, mica branca, albita e biotita verde. Também são comuns veios de clorita, clorita+ biotita, quartzo e feldspato potássico.

Os microleucogranitos constituem apófises de dimensões da ordem de 0.5 a 1 km, dispostas nos corpos mais a norte. Nos corpos mais a sul, ocorrem na forma de diques de 1 a 2 metros de espessura. Seus contatos com os leucogranitos são intrusivos e bem definidos, com limites lobados a retos. Apresentam uma estrutura maciça. Em amostra de mão mostram cor rosada com pontuações brancas e pretas. Apresenta uma textura porfírica com fenocristais de 3 a 10 mm de feldspato potássico, acompanhado de quartzo, plagioclásio e muito raramente, biotita. A matriz é equigranular fina (1mm) composta por feldspato potássico, plagioclásio, quartzo e biotita.

Ao microscópio, os fenocristais de feldspato potássico são idiomórficos do tipo microclínio pertítico, com feições de corrosão e com bordos mirmequíticos.

O plagioclásio é um oligoclásio (An_{27-28}), e forma cristais euédricos com zonação normal. O quartzo está arredondado e corroído, com feições do tipo embainhamentos. A biotita mostra-se com transformação para clorita e/ou mica branca. Esta última mostra um pleocroísmo rosado que poderia indicar uma composição litínifera. A matriz é equigranular fina e está composta principalmente por feldspato potássico e quartzo, com teores extremamente baixos de plagioclásio e biotita.

Os diques ácidos ocorrem na forma de enxames, de 2 a 30 metros de espessura, direcionados predominantemente para NS, com alguns diques leste-oeste e nordeste. Apresentam contatos retos e bem definidos, mostrando relações intrusivas que inclusive ultrapassam a extensão do corpo granítico, prolongando-se para dentro das rochas encaixantes.

São rochas de cor castanha avermelhada a escura, adquirindo tons castanho esverdeados a cinza claro quando alterados. A composição varia de riolitos a FK-riolitos. Mostram uma

São rochas de cor castanha avermelhada escura, adquirindo tons castanho esverdeados a cinza claro quando alterados. A composição varia de riolitos a FK-riolitos. Mostram uma estrutura maciça e possuem uma textura porfírica definida por fenocristais de 5 a 20 mm de feldspato potássico, acompanhados por quartzo. A matriz é afanítica a equigranular muito fina e de composição quartzo-feldspática. Frequentemente, apresenta intercrescimento granofírico e textura esferulítica.

O feldspato potássico dominante é do tipo perita, ocorrendo microclínio nos diques da porção sudeste. Representam o fenocristal dominante da rocha, ocorrendo em até 2-5 % do volume modal. Mostra-se como cristais subédricos de forma prismática. O quartzo mostra formas arredondadas e frequentemente exibe embainhamentos e limites difusos, reativos com a matriz. Menos comum, o plagioclásio é subédrico do tipo oligoclásio (An_{26-29}). Localizadamente aparece um anfibólio de cor verde, por vezes, cloritizado e com formação de carbonato associado. Em um dos diques ocorre um anfibólio sódico do tipo arfvedsonita, marcado por um característico pleocroísmo em tons de azul intenso a castanho. De modo geral, a mineralogia formadora do Granito Passo do Coutinho apresenta feições de deformação frágil como fraturamento em feldspatos e extinção ondulante.

6.6. Granito Capão do Leão

O Granito Capão do Leão aflora a oeste da cidade de Pelotas, constituindo um corpo com forma subarredondada em planta e com cerca de 10 km de diâmetro (fig. 3).

Os afloramentos ocorrem de modo abundante, ocorrendo ainda um número muito elevado de pedreiras e frentes de extração. Lajeados de dezenas a centenas de m² e leitos de drenagens expõem frequentemente esta unidade granítica. O grau de alteração é pronunciado, ocorrendo normalmente alterado. O solo é arenoso, pouco desenvolvido e de cor castanho claro a alaranjado. As espessuras variam de 4 a 6 metros nos vales e menos de 1 metro nas encostas e topos de morro. Comumente ocorrem excelentes exposições de um alterito de coloração rosada que é muito utilizado como saibro.

Em afloramento é um leucogranito de cor rosada a avermelhada com textura equigranular grossa a média (5-10 mm). Apresenta uma estrutura maciça e uma grande homogeneidade estrutural. Localizadamente mostra uma foliação primária definida pela orientação de k-feldspato. Contém raros enclaves máficos, com formas arredondadas e dimensões da ordem de 2 a 15 cm. Os contatos são bem definidos e curvos. Os enclaves mostram uma textura equigranular fina

O granito tem uma composição sienogranítica, sendo constituído essencialmente por feldspato potássico de cor rosa e subédrico, pouco plagioclásio de cor branca e forma prismática, quartzo de forma amebóide e ainda rara biotita intersticial como mineral máfico. Os minerais acessórios são o esfeno, zircão, apatita, alanita, granada e opacos. A alanita e o esfeno ocorrem também de maneira intersticial. A análise modal dos constituintes minerais do Granito Capão do Leão pode ser observada na tabela 15.

Ao microscópio, a textura dominante é equigranular-hipidiomórfica média a grossa (3 a 7 mm) definida pelo domínio de cristais subédricos. A textura poiquilitica é indicada pelas inclusões de plagioclásio e biotita em feldspato potássico; biotita, zircão, apatita, esfeno e opacos em plagioclásio; zircão, esfeno, biotita e opacos em quartzo e, zircão, esfeno, apatita e opacos em biotita. A granada e o esfeno ocorrem com formas euédricas e preferencialmente de modo intersticial. O feldspato potássico dominante é do tipo pertita, ocorrendo com formas prismáticas subédricas de 0.5 a 2.5 mm. O quartzo mostra formas arredondadas a amebóides, com tamanhos da ordem de 0.8 a 3 mm. Menos comum, o plagioclásio é subédrico do tipo oligoclásio (An_{26-29}). Localizadamente aparece a granada do tipo almandina, com formas subédricas e disposição intersticial, consistem cristais de 0.3 a 0.7 mm. O esfeno é euédrico e mostra formas losangulares de 0.3 a 0.6 mm.

A ordem de cristalização estabelecida a partir dos critérios texturais, da forma, do idiomorfismo e das relações de inclusão, começa com a formação dos minerais acessórios como zircão, apatita e opacos, seguindo com a formação de esfeno e granada, quase concomitante a cristalização de biotita e plagioclásio. O feldspato potássico e o quartzo representam os principais minerais da rocha sustentando a trama cristalina do granito.

Em lâmina delgada, as evidências deformacionais estão restritas a fragmentação de quartzo e um pouco de feldspato potássico e também pela formação de extinção ondulante nestes minerais. O quartzo é amebóide e a biotita é intersticial. O plagioclásio apresenta-se zonado com o núcleo central alterado para epidoto granular e sericita.

7. Rochas Alcalinas e Peralcalinas

7.1. Diques Riolíticos Porto Alegre

Manifestações tardias do magmatismo do Batólito Pelotas, as rochas subvulcânicas estão representadas por enxames de diques riolíticos e dacíticos e corpos de micromonzogranitos com formas arredondadas. Estas litologias ocorrem em vários pontos do batólito como na região de Porto Alegre, Mariana Pimentel, Barra do Ribeiro, Canguçu, Coxilha do Fogo, Arroio da Solidão, Piratini, Pinheiro Machado e Pedras Altas. Os corpos tabulares estudados nesta tese, com petrografia e geoquímica, foram os da região de Porto Alegre. Outros dados geoquímicos sobre estas rochas vulcânicas a subvulcânicas podem ser encontrados nos trabalhos de Almeida et al. (1990) e Gomes et al. (1991).

Os diques encontrados na região de Porto Alegre apresentam composições ácidas, predominantemente riolíticas, com dacitos e diabásios subordinados. A tabela 16 apresenta o resultado das análises modais realizadas sobre as amostras das rochas subvulcânicas da região de Porto Alegre. Estas litologias ocorrem na forma de enxames de diques com vários corpos paralelos, direcionados segundo N10-20W e distribuídos preferencialmente nas adjacências do Granito Santana. As relações com as rochas graníticas são invariavelmente discordantes e os contatos são retos e bem definidos. As espessuras variam de 2 até 30 metros e as extensões, em geral, são da ordem de 2 a 6 quilômetros.

Os riolitos mostram coloração rosada e textura porfírica, definida pela presença de 2 a 7 % fenocristais de quartzo e sanidina euédricos de dimensões entre 1 e 3 mm. A matriz é afanítica e de composição quartzo-feldspática, com raros cristais de biotita (tabela 17).

Os dacitos possuem cor escura em tons esverdeados, apresentando textura porfírica com 2 a 15 % de fenocristais de quartzo, plagioclásio, sanidina e hornblenda. A matriz é afanítica, com textura granofírica, sendo constituída pelas mesmas fases que compõem a assembléia de fenocristais, por vezes, sem anfibólio. Os fenocristais de plagioclásio exibem formas prismáticas, euédricas a subédricas, com dimensões entre 1 a 3 mm, comumente com bordos corroídos e incipiente sobrecrecimento de epidoto e clorita, acompanhados por sericita e carbonato. O quartzo ocorre como cristais arredondados, por vezes com secções hexagonais, preservando parcialmente as faces prismáticas. Encontra-se fracamente dissolvido, com hábito amebóide e desenvolvimento de textura micrográfica nos bordos, naquelas rochas em que o anfibólio é ausente na matriz. A hornblenda apresenta cristais prismáticos, euédricos a subédricos, com inclusões de zircão, apatita e opacos. Possui pleocroísmo de castanho claro a verde e, comumente, um incipiente sobrecrecimento de epidoto e clorita. As rochas dacíticas, em especial, muitas vezes

Nestas rochas subvulcânicas são registrados, ainda, xenólitos graníticos e xenocristais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, exibindo nítidas feições de reação com o líquido magmático. Os xenocristais de feldspato alcalino (microclínio e ortoclásio) são subangulosos, de dimensões entre 3 e 6 mm, comumente com bordas de reação para plagioclásio, provavelmente, albita. Apresentam pertitas do tipo filme e inclusões de plagioclásio, biotita e opacos. Encontram-se intensamente alterados para sericita muito fina. O plagioclásio apresenta bordas reativas, feições de fusão parcial (textura em peneira) e uma intensa transformação hidrotermal para epidoto e sericita em agregados irregulares de granulação fina. Os xenocristais de quartzo exibem forte dissolução, com hábito amebóides e franjas muito finas de anfibólio e opacos.

Uma outra característica importante dos diques dacíticos é a presença de enclaves máficos de composição básica a diorítica. Os enclaves mostram dimensões entre 2 a 15 cm com formas arredondadas e contatos gradacionais. Apresentam uma textura equigranular muito fina (0.01 a 0.3 mm) com uma mineralogia a base de plagioclásio prismático e ripiforme, piroxênio (augita) e uma matriz afanítica contendo plagioclásio, opacos e óxidos de ferro. Comumente os contatos são retilíneos a curvos ocorrendo, entretanto, contatos gradacionais com limites lobados a irregulares.

Os corpos micrograníticos possuem formas arredondadas com diâmetro entre 1 a 2 km e estão cortando as rochas do Gnaiss Porto Alegre e do Granito Independência. Mostram uma composição em geral monzogranítica, com uma textura porfirítica definida por fenocristais de 1 a 2 mm de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo imersos em uma matriz equigranular fina (0.2 - 0.5 mm) de composição quartzo-feldspática. A proporção de fenocristais é de aproximadamente 15 a 35 % do volume da rocha. As rochas apresentam estrutura maciça. No interior destes micromonzogranitos, é comum a ocorrência de enclaves máficos de dimensões entre 1 a 10 cm. Possuem cor preta, formas arredondadas a amebóides e textura afanítica a fanerítica muito fina (0.1-0.2 mm). A composição é básica e apresenta uma forte transformação hidrotermal da paragênese ígnea, resultando em uma associação de albita+epidoto+clorita+actinolita+opacos.

Os diques básicos possuem estrutura maciça e espessuras entre 1 e 4 metros, sendo raros e intrusivos nos granitos, mostrando contatos retilíneos e discordantes. A orientação preferencial é N50-65E. Além de diques, as rochas básicas são registradas na forma de enclaves arredondados no interior dos dacitos e micromonzogranitos. Nestes enclaves, somando-se às formas arredondadas, se observam outras feições características de mistura de magmas (*mingling*), marcadas por abundantes xenocristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, provenientes

arredondadas, se observam outras feições características de mistura de magmas (*mingling*), marcadas por abundantes xenocristais de quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio, provenientes das encaixantes, e bordos resfriados naqueles enclaves de dimensões maiores. Halos de contaminação por difusão desenvolvem-se esporadicamente junto aos contatos que, de modo geral, são nítidos.

As rochas básicas possuem granulometria fina e são constituídas essencialmente por plagioclásio e clinopiroxênio, por vezes com arranjo ofítico, resíduos subvitreos e opacos subordinados. Processos hidrotermais afetam intensamente estas rochas, desenvolvendo uma assembléia mineral constituída por albita ripiforme com crescimento esferulítico, epidoto (pistacita), clorita e opacos. Nos limite dos enclaves é comum a cristalização de pirita.

Processos de contaminação, por assimilação de encaixantes e interação entre líquidos ácidos e básicos, modificaram a composição química original dos magmas. As feições mais proeminentes destes mecanismos estão marcadas nos xenocristais, pela dissolução do quartzo, fusão parcial do plagioclásio e transformação dos bordos de feldspato alcalino em albita, pela presença de halos de contaminação por difusão de íons em volta dos enclaves básicos.

7.2. Diques Riolíticos Asperezas

Os Diques Riolíticos Asperezas constituem grandes enxames de diques encontrados na região de Pinheiro Machado estendendo-se até a cidade de Piratini, Pedras Altas e a região do arroio Solidão. Foram denominados de Riolutos Asperezas por Figueiredo Filho & Salgado (1964, in Tessari & Giffoni, 1970), sendo citados em vários trabalhos posteriores (Picada, 1971; Ribeiro, 1977; Ribeiro & Fantinel, 1978, entre outros).

Os diques ocorrem na forma de enxames com vários corpos tabulares subparalelos de espessuras variáveis entre 5 a 150 metros e extensões quilométricas. Apresentam composições ácidas, predominantemente riolíticas. Os corpos estão direcionados preferencialmente segundo a direção N10-20W e distribuídos preferencialmente nas adjacências dos Granitos Serra das Asperezas, Cerro do Sandi, Passo do Coutinho e Pedras Altas. As relações com as rochas graníticas são invariavelmente discordantes e os contatos são retos e bem definidos.

Os riolutos mostram coloração rosada e textura porfirítica, definida pela presença de 2 a 7 % fenocristais de quartzo e sanidina euédricos de dimensões entre 1 e 3 mm. A matriz é afanítica e de composição quartzo-feldspática, com raros cristais de biotita. O quartzo ocorre como fenocristais arredondados, por vezes com secções hexagonais, preservando parcialmente as faces

possuem cor rosa e exibem formas prismáticas, euédricas a subédricas, com dimensões entre 1 a 4 mm, comumente com bordos corroídos e incipiente sobrecrecimento de sericita. A ocorrência de biotita é rara, mostrando fenocristais euédricos de 0.5 a 1.5 mm. A matriz é afanítica, com textura granofírica, sendo constituída pelas mesmas fases que compõem a assembléia de fenocristais. Riолitos de cor castanha escura com matriz vítrea e fenocristais vermelhos de k-feldspato tem ocorrência restrita. A tabela 17 apresenta o resultado das análises modais realizadas sobre as amostras das rochas subvulcânicas.

Nestas rochas subvulcânicas ocorrem raros xenólitos graníticos e xenocristais de feldspato alcalino, quartzo e plagioclásio, exibindo nítidas feições de reação com o líquido magmático. Os xenocristais de feldspato alcalino (microclínio e ortoclásio) são subangulosos, de dimensões entre 3 e 6 mm, comumente com bordas de reação para plagioclásio, provavelmente, albita. Apresentam pertitas do tipo filme e inclusões de plagioclásio, biotita e opacos. Encontram-se intensamente alterados para sericita muito fina. Os xenocristais de quartzo exibem forte dissolução, com hábito amebóides e franjas muito finas de biotita e opacos.

7.3. Tufos e Ignimbritos Ana Dias

A ocorrência de rochas piroclásticas no Batólito Pelotas é relativamente restrita, sendo reconhecidas exposições desta natureza nas localidades de Quitéria e a norte-noroeste da cidade de Erval. Foram designadas inicialmente como "Riolitos Ana Dias" por Pimentel & Paim (1978), sendo posteriormente redefinidas como "Suíte Vulcânica Ana Dias" por Fernandes et al. (1988). Fragoso Cesar (1991) separou a porção supracrustal das rochas hipabissais de natureza piroclástica dos diques riolíticos, designando as primeiras como "Tufos e Ignimbritos Ana Dias"

Esta sequência de rochas é constituída por tufos a cristal e ignimbritos de composição riolítica a riodacítica, caracterizados por cristais de feldspato potássico e quartzo imersos em uma matriz afanítica de composição quartzo-feldspática com teores variáveis de mica branca, epidoto e clorita. A ocorrência em campo destas litologias é caracterizada por uma disposição subhorizontal com poucas dezenas de metros de espessura. Associado a esta sequência piroclástica ocorrem inúmeros diques de riолitos que representam os condutos de alimentação deste vulcanismo explosivo.

A associação de campo com das rochas piroclásticas com os Diques Riолíticos Asprezas sugere que as mesmas representam, respectivamente, a atividade vulcânica e hipabissal vinculada a um evento deformacional tardi a pós-colisional (Fragoso Cesar, op.cit.).

sugere que as mesmas representam, respectivamente, a atividade vulcânica e hipabissal vinculada a um evento deformacional tardi a pós-colisional (Fragoso Cesar, op.cit.).

7.4. Granito Bela Vista

O Granito Bela Vista (Philipp et al. 1991) ocorre como um "stock" com forma elíptica, apresentando 5.5 km de extensão e 1.5 km de largura (fig.3). Está localizado na folha Piratini, distando cerca de 2.5 km a oeste da cidade homônima, próximo da sede da Fazenda Bela Vista.

Destaca-se no relevo da região por constituir um morro alinhado segundo a direção nordeste. Seu posicionamento, em condições epizonais, está intimamente relacionado a uma zona de cisalhamento frágil de orientação geral N40-50 E. Esta zona gera no granito o aparecimento de faixas centimétricas de brechas e microbrechas de esmagamento, além de protocataclasitos.

Mantém com as rochas graníticas encaixantes da SIV relações de contato bruscas e nitidamente intrusivas, destacando a presença de diques micrograníticos e riolíticos cortando as rochas encaixantes, preenchendo fraturas de direção NW.

A análise petrográfica do Granito Bela Vista permitiu a identificação de três fácies texturais distintas: granitos equigranular, granito porfirítico e microgranitos porfiríticos. As rochas possuem em geral uma coloração rosada com pontuações pretas dadas por minerais máficos, principalmente, anfibólio.

Na maior parte do corpo granítico, a textura é equigranular-hipidomórfica grossa (5 a 10 mm), definida pela abundância de feldspato potássico, predominantemente subédrico, com o quartzo e os minerais máficos com forte tendência ao xenomorfismo.

No extremo nordeste, o granito adquire uma textura porfirítica a inequigranular, marcada pela presença de 30 a 45 % de megacristais tabulares de feldspato potássico com 2 a 4 cm imersos em uma matriz equigranular grossa a base de quartzo e anfibólio.

Uma terceira variação faciológica esta definida pela ocorrência de diques micrograníticos. Os diques possuem textura porfirítica a equigranular fina (1.0 mm), salientando pequenas proporções de fenocristais de feldspato potássico e raro quartzo imersos em uma matriz fina a base de feldspato potássico, quartzo, clinopiroxênio sódico e anfibólio sódico. Comparativamente estes diques apresentam teores de minerais máficos significativamente maiores que os encontrados no granito. A presença de fenocristais em uma matriz fina e de minerais com hábito acicular, atestam as condições subvulcânicas da cristalização destes corpos tabulares.

Ao longo de todo o corpo a estrutura é maciça, sendo interrompida na porção sudoeste

identificados a ocorrência de diques básicos. É comum também a presença de quartzo de falha com espessuras cm a m. Pequenas e raras lentes de pegmatóides podem ser encontradas na porção central e sudoeste do corpo. Composicionalmente estão relacionados ao granito, destacando a presença de cristais de até 7 cm de anfibólio sódico e feldspato potássico.

Nesta mesma porção do corpo é frequente a ocorrência de enclaves de um microgranito com textura equigranular fina (<1.0 mm) com formas subarredondadas a arredondadas e tamanhos entre 15 a 40 cm. A íntima associação espacial demonstrada entre as ocorrências de enclaves e diques micrograníticos, indica de maneira incisiva que os primeiros representam fragmentos dos diques imersos no pertita granito. Esta afirmação é reforçada pela grande proximidade entre os diques e os fragmentos. Os diques básicos que cortam o corpo são compostos por plagioclásio e piroxênio, este último do tipo titano-augita.

A análise modal de 12 amostras representativas das diversas fácies pode ser encontrada na tabela 18. Em termos de composição petrográfica classificam-se como pertita granito, pertita quartzo sienito e pertita sienito. Os principais minerais encontrados no granito são o feldspato alcalino do tipo micropertita e o quartzo, contendo ainda anfibólio sódico, clinopiroxênio sódico e rara biotita como minerais máficos. O principal mineral acessório é o zircão, este em elevados teores, contendo ainda apatita e opacos.

O feldspato potássico é do tipo micropertita apresentando formas subédricas a euédricas com tamanhos variados normalmente entre 0.5 e 1 cm. A presença de um único feldspato caracteriza este granito como hipersolvus. A exsolução de lamelas de albita é acentuada, chegando a constituir, por vezes, pequenos filmes ao longo das bordas do feldspato ou até mesmo constituindo raros cristais individuais com 0.1 a 0.4 mm. A presença destes pequenos cristais de albita podem representar exsolução em estágio tardi-magmático. O quartzo é intersticial e mostra formas anédricas. Os minerais máficos ocorrem com proporções variadas, sendo predominantemente intersticiais e com formas anédricas. Destacam-se ainda a presença de cristais esqueléticos de anfibólio, com teores variando entre 2-3 % até 38 %, este último nos diques. O principal mineral máfico é um anfibólio sódico do tipo arfvedsonita. Em algumas porções do granito e, principalmente, em diques micrograníticos, é comum a presença de um clinopiroxênio sódico de cor verde designado como aegerina. As relações entre o clinopiroxênio e o anfibólio estão marcadas pela substituição parcial do anfibólio pelo piroxênio, começando pelos limites dos cristais. Em alguns diques, os elevados teores de clinopiroxênio associados a restos de anfibólio oxidados e raros cristais de biotita, sugere que a ordem de cristalização dos minerais máficos finaliza com a formação do piroxênio sódico. A biotita apresenta uma ocorrência localizada

oxidados e raros cristais de biotita, sugere que a ordem de cristalização dos minerais máficos finaliza com a formação do piroxênio sódico. A biotita apresenta uma ocorrência localizada encontrando-se no granito pequenos teores de até 1 %. Mostram formas subédricas com forte pleocroísmo castanho avermelhado.

Os minerais acessórios são zircão, apatita e opacos. Ainda observa-se sobre a mineralogia ígnea feições de deformação frágil, principalmente, fraturamento de feldspatos e quartzo, acompanhados de forte extinção ondulante.

Capítulo V

EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução

O Batólito Pelotas foi definido como um grande complexo plutônico aflorante na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, constituído por um conjunto de intrusões compostas, multi-intrusivas e polifásicas. A construção do batólito corresponde a evolução de três episódios principais de plutonismo, todos vinculados ao Ciclo Brasileiro. Nas concepções geotectônicas iniciais, o Batólito Pelotas foi interpretado como a parte plutônica de um arco magmático do tipo cordilheirano gerado em uma margem continental ativa. Este batólito compunha a Zona Central do Cinturão Dom Feliciano, uma faixa orogênica gerada no Ciclo Brasileiro e que circunda o Cráton Rio de La Plata, amplamente exposto em terras uruguaias (Fragoso Cesar et al. 1986).

Esta unidade plutônica possui no RS, extensão de cerca de 400 quilômetros e uma largura entre 80 a 120 km, constituindo uma área de aproximadamente 30.000 Km². Sua continuidade está bem representada em território uruguaio, conforme tem sido sugerido por vários autores (Goni et al., 1962; Hasui et al., 1975; Fragoso Cesar, 1980; Issler, 1982; Fragoso Cesar et al., 1987 e Hallinan et al., 1993).

O mapeamento geológico sistemático em escala 1:50.000, de extensas porções da região leste do escudo do RS, proporcionou os elementos básicos para uma subdivisão mais definida das suítes graníticas que constituem o batólito, bem como a caracterização de sua história evolutiva a partir da estrutura interna das unidades plutônicas. Desta maneira, as características composicionais, petrográficas, estruturais e as relações de intrusão/inclusão, foram os elementos básicos utilizados na separação feita nos trabalhos de UNISINOS (1984, 1985), Frantz & Remus, (1986); Philipp, (1990); Gomes (1990), Mesquita (1991), Philipp et al. (1993, 1994b) e UFRGS (1995).

A evolução e o papel das zonas de cisalhamento no controle da colocação dos granitóides nesta região do escudo do RS tem sido amplamente discutidas, sendo consenso a identificação de dois principais regimes de deformação dúctil, registrados em diversas regiões do batólito (Fragoso Cesar et al., 1990; Philipp, 1990 a,b; Mesquita, 1991; Fragoso Cesar, 1991; Fernandes et al. 1990, 1992; Philipp et al. 1993). No domínio do batólito são registradas zonas de cisalhamento dúcteis de extensões regionais, que são relacionadas a dois eventos de deformação regional denominados D₁ e D₂. Tentativas de sistematização regional do posicionamento dos granitóides em relação às

das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais têm sido sugeridas por Philipp et al. (1993), Fernandes et al. (1993) e Ramgrab et al. (1996).

2. Contatos do Batólito Pelotas

Os limites do Batólito Pelotas estão marcados por diversos tipos de contatos, preservando ainda em parte, as relações plutônicas originais entre as suítes de granitóides que o compõem. Os limites do batólito e os contatos entre as suítes, em sua grande maioria, foram modificados pelos eventos tectônicos ocorridos após a sua colocação.

2.1 - Limites Geológicos

Na porção oeste do batólito, o limite é tectônico, mostrando relações de superposição com as coberturas sedimentares a norte e a leste. Para sul, o limite do batólito também é tectônico, aflorando apenas no Uruguai, onde é balizado pela Zona de Cisalhamento Alferes-Cordillheira (fig.3).

No setor oeste, o batólito está limitado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis referidas originalmente como Sistema de Falhas Vigia-Roque (Picada, 1965) e, posteriormente, "Zonas de Fraturas Profundas Dorsal de Canguçu" (Picada, 1971). Mais recentemente, as zonas de cisalhamento dúcteis subverticais foram reunidas na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Mesquita e Fernandes, 1990). Uma parte do limite oeste do batólito está mascarado pela atuação de zonas de cisalhamento transcorrentes rúptil-dúctil de direção nordeste, associadas a implantação das bacias do Camaquã e Guaritas. Posteriormente, ocorre a instalação da Zona de Cisalhamento Rúptil Passo dos Marinheiros, de direção N05-20E, que produz deslocamentos dos contatos das próprias unidades graníticas que constituem o batólito, sobretudo as SIES, SIV, SGC e SGDF. Neste setor do batólito, Bitencourt et al. (1993) assinalam um contato intrusivo das unidades plutônicas da SIES nas rochas metamórficas encaixantes, com base na presença de texturas de resfriamento rápido na direção do contato. Além disso, sugerem que as zonas de cisalhamento rúpteis de direção NE e N-S representam reativação das estruturas mais antigas que controlaram o posicionamento dos granitos desta suíte.

Na porção norte, o contato encontra-se encoberto pelos sedimentos permo-triássicos da Bacia do Paraná. A leste, as unidades graníticas estão cobertas por sedimentos cenozóicos da Planície Costeira (Villwock & Tomazelli, 1995). Neste mesmo setor, os dados geofísicos indicam

a continuidade física da crosta continental por cerca de 130 km para leste, onde passa a ser recoberto por sedimentos marinhos da margem continental passiva.

Na sua extensão sul, o batólito adentra o território uruguaio, onde faz limite com metassedimentos de baixo grau e granitóides miloníticos da Faixa Rocha (Fragoso Cesar et al 1987; Fragoso Cesar, 1991).

2.2 - Limites Geofísicos

Os dados geofísicos sobre a região de ocorrência do batólito, no RS, SC e Uruguai, foram apresentados inicialmente por Shukowsky et al. (1991), onde a partir de gravimetria foi possível reconhecer importantes descontinuidades crustais nesta região. Uma delas, caracterizada por anomalias lineares, coincide com o limite oeste do Batólito Pelotas.

Uma avaliação mais detalhada destes dados geofísicos (gravimétricos e magnetométricos) efetuada por Hallinan et al. (1993a, b) e Shukowsky et al. (1993), permitiu caracterizar importantes descontinuidades crustais na porção sul da plataforma Sul-americana. No RS, assinalaram a presença de anomalias contínuas de direção NNE, como reflexo da tectônica brasileira nesta região. O limite oeste do Batólito Pelotas é definido por anomalias positivas associadas aos Gnaisses Encantadas, as quais coincidem com o limite tectônico do mesmo, representado pelas Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, no RS, e pela Zona de Cisalhamento Sierra Ballena, no Uruguai. Estas zonas, definidas por faixas miloníticas transcorrentes, estendem-se desde o Uruguai até a porção sul do escudo catarinense. No domínio do Batólito Pelotas, aparecem anomalias gravimétricas pouco negativas, que contrastam com uma anomalia positiva, discordante ao alongamento do mesmo e situada a sudoeste da Lagoa Mirim. São anomalias alinhadas na direção EW, podendo ser correlacionadas com o magmatismo de idade Mesozóica.

Costa & Ramgrab (1989) ao discutirem os dados aeromagnetométricos da porção leste do escudo, relacionam os alinhamentos magnéticos de direção N70-80E como Lineamento Jaguarão, representado por intrusões básicas associadas à Formação Serra Geral.

A análise dos padrões de campos magnéticos na região de Pinheiro Machado por Costa et al. (1994a), confirmou as observações estruturais disponíveis, pois os padrões magnetométricos apresentam formas anastomosadas, como reflexo das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulos NE-SW. Ainda neste mesmo ano, Costa et al. (1994b) fizeram um modelamento gravimétrico para a caracterização da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, concluindo que

a mesma possui perfil de uma estrutura em flor positiva, característica de zonas de movimentação transcorrente de alto ângulo.

A integração de dados gravimétricos e magnetométricos do escudo Sul-rio-grandense, interpretados a partir de levantamentos aerogeofísicos por Costa et al. (1995), permitiram a compartimentação tectônica do escudo em três domínios geofísicos principais: domínios leste, central e oeste. Estes domínios são limitados por significativas descontinuidades gravimétricas e aeromagnetométricas.

Fernandes et al (1995), ao fazer a relação entre os estudos geofísicos com os modelos tectônicos, sugeriu que estes três domínios geofísicos representam “associações de rochas com características petrogenéticas compatíveis e típicas de determinados ambientes geotectônicos”. Com base nestes estudos, os autores dividiram o escudo em Blocos Geofísicos Oeste, Central e Leste, delimitados, respectivamente, pelas suturas de São Gabriel, Caçapava e Porto Alegre. Segundo estes autores, o Batólito Pelotas corresponderia a um arco magmático mais antigo (Arco Magmático I), composto por trondjemitos e granodioritos que representariam uma associação plutônica do tipo “cordilheirano”, de natureza pré-colisional. A segunda associação (Arco Magmático II), situada a oeste, é caracterizada por granitos cálcico-alcálicos mais jovens, sendo limitados do arco mais antigo pela Sutura de Porto Alegre.

3. Estruturação: encaminhamento da discussão

As zonas de falhas sempre despertaram interesse aos pesquisadores, sobretudo pela importância destas estruturas com os limites entre os blocos tectônicos, setores, regiões e/ou zonas que constituem o Escudo Sul-rio-grandense (Carvalho, 1932; Tessari & Picada, 1966; Picada, 1971; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost & Hartmann, 1984; Jost et al., 1984c, entre outros).

A importância das “zonas de falhas e fraturas profundas” na colocação dos corpos graníticos, principalmente no limite oeste do Batólito Pelotas, ao longo da região da Dorsal do Canguçu, serviu como diretriz para a prospecção de minerais no escudo e, ao mesmo tempo, representou um dos trabalhos pioneiros no RS sobre o estudo de estruturas tectônicas de escala continental (Picada, 1965; Picada 1966; Picada & Pinto, 1966, Tessari & Picada, 1966; Picada, 1971).

Assim, a descoberta de expressivas faixas miloníticas, encontradas nos limites e no interior do Batólito Pelotas, se deve aos trabalhos de Leinz et al. (1941), Tessari & Picada (1966), Picada (1969), Picada (1971) e Braun (1975). Estes autores já indicavam para o Setor Oriental do

Escudo, o controle que as zonas de falhas exerciam no posicionamento de parte dos granitóides do batólito. Os trabalhos de Ribeiro (1980) e Jost et al. (1984) retomaram os estudos sobre as zonas de falhas com propostas de sistematização e cronologia relativa dos eventos deformacionais geradores das mesmas.

Mais recentemente, os estudos destas zonas de cisalhamento foram retomados com a utilização sistemática de petrografia da deformação, análise cinemática e também avaliações das relações espaciais e temporais entre as zonas de cisalhamento e as estruturas encontradas no interior dos corpos de rochas granitóides (Unisinos, 1982, 1983, 1984; Frantz & Remus, 1986; Gomes, 1990; Philipp, 1990a,b; Fernandes et al., 1990; Mesquita, 1991; Fernandes et al., 1992, 1993; Philipp et al. 1993; Koester, 1995; Machado et al., 1995; UFRGS, 1995; Ramgrab et al., 1996). A realização de trabalhos de mapeamento geológico sistemático, envolvendo a caracterização petrográfica e estrutural de diversas unidades do batólito, tem possibilitado a individualização destas unidades, bem como a caracterização das rochas granitóides.

As estruturas tectônicas mais significativas encontradas no Batólito Pelotas estão representadas por zonas de cisalhamento dúcteis, rúptil-dúcteis e rúpteis de escala continental. Estas zonas de cisalhamento possuem direção dominante nordeste, com variações entre N10-85E. São identificados três sistemas principais de zonas de cisalhamento associadas com a construção do batólito: (1) **Zonas de Cisalhamento Dúcteis** (N35-50E, dextrais, com lineação de estiramento mineral com caimento mineral entre 10° a 30° para W), (2) **Zonas de Cisalhamento Dúcteis a Dúctil-Rúpteis** (N60-85E, sinistrais e dextrais, com lineação de estiramento entre 5° a 18° para NE-SW) e (3) **Zonas de Cisalhamento Rúptil-Dúcteis a Rúpteis** (N-N20E e N50-75E, sinistrais e dextrais, com lineação de estiramento e estrias subhorizontais).

Estas zonas fazem parte do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CSA), uma extensa faixa constituída por zonas de cisalhamento dúcteis que afeta toda a Província Mantiqueira, alongando-se do sul do Cráton do São Francisco até o Uruguai (Machado & Endo, 1993) (fig.49). O CSA é subdividido em dois sistemas principais: Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano e Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul. No primeiro sistema, que ocorre no Batólito Pelotas, destacam-se a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, Sierra Ballena e Major Gercino.

O desenvolvimento destes diferentes sistemas de zonas de cisalhamento ocorreu durante um longo período de tempo, envolvendo reativações sucessivas em distintas condições, dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis, as quais se encontram registradas diferentes segmentos do Batólito Pelotas. A compreensão da evolução das principais estruturas tectônicas do batólito passa pela

análise das condições de formação das zonas de cisalhamento, do seu metamorfismo, cinemática e das relações cronológicas entre as diferentes suítes que o compõem.

No presente trabalho procurou-se fazer uma avaliação das condições de cristalização dos magmas graníticos, bem como de suas relações com as encaixantes. Desta maneira, foram observadas as estruturas e texturas que definem a trama principal da rocha e o significado das mesmas com relação as condições de posicionamento dos corpos graníticos. Ainda foram também avaliadas as relações estruturais existentes entre os diferentes tipos de granitóides e seus enclaves.

4. Segmentação do Batólito Pelotas: Domínios Lito-estruturais

A discussão da evolução estrutural do Batólito Pelotas é feita com base na caracterização das principais zonas de cisalhamentos encontrados nesta parte do escudo, juntamente com a análise do posicionamento do magmatismo granítico. Neste sentido, o Batólito Pelotas foi dividido em cinco domínios lito-estruturais distintos: (1) Domínio Pinheiro Machado (DPM), (2) Domínio Erval (DM), (3) Domínio Encruzilhada do Sul (DES), (4) Domínio Dorsal de Canguçu e (5) Domínio Dom Feliciano (fig.2) Estes domínios são caracterizados por porções homogêneas do batólito em termos de estruturas e composições, sendo apresentada anteriormente por Ramgrab et al. (1996).

Cada um destes segmentos possui um quadro evolutivo próprio, caracterizados por conjuntos distintos de rochas granitóides e associação com os septos do embasamento (tabela 3). Os cinco domínios definidos apresentam uma forma geográfica alongada segundo a direção nordeste, demonstrando que as zonas de cisalhamento ducteis e dúctil-rúpteis, encontradas em todo o Batólito Pelotas, tiveram um papel fundamental no controle do posicionamento das suítes graníticas.

O Domínio Pinheiro Machado (DPM), situado na porção central do Batólito Pelotas, é constituído pelos granitóides da SIPM, o mais antigo conjunto de granitóides do batólito. Este domínio constitui uma faixa alongada de direção nordeste (N50E), sendo delimitado a oeste, em parte, pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC), a qual se estende desde a localidade de Coxilha do Fogo, em Canguçu, até as proximidades da cidade de Pedras Altas. Parte deste limite é deslocado no sentido levógiro pela Zona de Cisalhamento Rúptil Passo dos Marinheiros. O limite leste do DPM é tectônico, sendo definido pela Zona de Cisalhamento Rúptil-Dúctil Basílio. Esta zona possui orientação nordeste (NE), passando próximo a cidade de

Erval em direção a Basílio, estendendo-se até a cidade de Capão do Leão, com extensão de cerca de 100 quilômetros.

As principais estruturas primárias identificadas na SIPM estão relacionadas a mistura mecânica entre magmas ácidos e intermediários-básicos. Observa-se também, evidências de assimilação dos xenólitos de rochas metamórficas. Nas zonas ricas em xenólitos do embasamento, os granitóides mostram um conteúdo variável de minerais máficos, como reflexo da digestão dos mesmos pelo magma granítico. O fluxo do magma granítico produz um bandamento descontínuo e irregular marcado por "schlieren" de espessuras milimétricas a centimétricas, compostos por biotita e pouco anfibólio. As zonas de cisalhamento dúcteis do evento D_1 produzem sobre estes granitóides, rochas com texturas protomiloníticas e miloníticas com estrutura gnáissica (Philipp, 1990a). A formação das zonas de cisalhamento subhorizontais ocasiona o desenvolvimento de uma penetrativa lineação de estiramento mineral orientada para NW-W. Os indicadores cinemáticos obtidos na região de Canguçu e Monte Bonito, demonstram um sentido de movimento destrógiro ou com topo para nordeste durante a geração das zonas de cisalhamento subhorizontais (D_1 de Philipp, 1990).

As Zonas de Cisalhamento Subverticais (D_2) deformam as estruturas dúcteis anteriores (D_1) desenvolvendo faixas espessas de rochas miloníticas a ultramiloníticas, com dezenas a centenas de metros. Estas zonas de cisalhamento mostram uma movimentação sinistral, com lineação de estiramento com baixa obliquidade.

As rochas granitóides que constituem este domínio são cortadas por corpos graníticos circunscritos pertencentes as SIV, SGC e SGDF. Os Granitos Monte Bonito, Coxilha do Fogo, Arroio Moinho, Barão do Triunfo, Viamão, dentre outros, apresentam formas alongadas para nordeste e são intrusivos nos granitóides da SIPM. A colocação da SIV mantém relações sin a tardi-cinemáticas com relação as zonas de cisalhamento D_2 (Gomes, 1990; Philipp, 1990; Mesquita, 1991; Fernandes et al. 1992; Philipp et al. 1993; Koester et al. 1994; Ramgrab et al. 1996).

O Domínio Erval (DE), situado no extremo sul do batólito, ocupa uma faixa alongada de direção NE-SW, limitada a norte pela Zona de Cisalhamento Basílio, de natureza rúptil-dúctil, estendendo-se desde a cidade de Pedras Altas até a cidade de Capão do Leão (fig.3) O contato leste deste domínio é com os sedimentos da Planície Costeira. Para sul, o Domínio Erval se estende para o interior do território uruguaio.

Este segmento é dominado pelos granitóides da SIE. A principal estrutura de fluxo magmático encontrada nestas litologias é o alinhamento de biotita e, menos frequentemente, de

cristais prismáticos de feldspato potássico. Os principais xenólitos de rochas metamórficas encontrados nesta suíte são de rochas supracrustais, com formas angulosas a subangulosas que indicam uma captura sob condições sólidas, como demonstrando pelo baixo grau de assimilação observável e pelo metamorfismo de contato provocado pelo magma granítico. A interação entre estes fragmentos de rochas e os magmas graníticos se deu em condições relativamente rasas e com uma história de cristalização relativamente rápida.

As estruturas tectônicas estão caracterizadas por extensas zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, com direção variando entre N50-80E. As zonas de cisalhamento identificadas nesta região apresentam-se em níveis erosionais distintos, como indicado pelas estruturas e texturas miloníticas encontradas nas rochas graníticas, caracterizadas por condições dúcteis de temperatura elevada (ZC Arroio Grande), dúcteis de temperaturas baixas (ZC Erval) e rúptil-dúcteis (ZC Airosa Galvão). Estas zonas mostram relações de superposição milonítica previamente descritas por Machado, Philipp & Mello (1995).

Diversas unidades graníticas mais tardias pertencentes a SIV, SGC e SGDF cortam de maneira discordante as litologias da SIE, destacando os Granito Chasqueiro e Granito Quilombo da SIV, além, dos granitos porfíricos que ocorrem na região de Pedras Altas e Basílio, todos pertencentes à SIV.

O Domínio Encruzilhada do Sul (DES) ocupa o extremo noroeste do Batólito Pelotas, mostrando em mapa uma forma de “ampulheta”, estendendo-se desde a região da Campinas em Santana da Boa Vista, passando por Encruzilhada do Sul, chegando até a cidade de Pântano Grande. Os limites do DES estão marcados por contatos tectônicos, definidos a oeste, pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro (ZCPM). Esta zona, de natureza rúptil a rúptil-dúctil e com orientação NS, coloca em contato os granitos da SIES com as rochas metamórficas do Complexo Cerro da Árvore. A leste, o contato entre este domínio e o Domínio Dorsal de Canguçu é definido pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu (ZCTDC). Os contatos sul e norte do DES são com os sedimentos da Bacia do Paraná. Os granitos que ocorrem neste domínio pertencem a SIES, apresentando grande variedade composicional. No interior destes granitos ocorrem exposições significativas de septos do embasamento, destacando-se as litologias da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e do Meta-anortosito Capivarita.

O Domínio Dorsal de Canguçu (DDC), compõe uma estreita faixa alongada para nordeste, situada na porção norte-noroeste do Batólito Pelotas, estendendo-se desde o Passo dos Marinheiros, passando pelas localidades de Quitéria, indo até a cidade de Arroio dos Ratos. Os

limites do DDC são marcados pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC). Este domínio é composto pelo Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos e por granitos mais jovens pertencentes a SIV, SGC e SGDF. A SIV está representada pelo Metagranito Quitéria, um granito cálcio-alcálico alto potássio, com posicionamento sintectônico ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (Fragoso Cesar et al. 1986; Koester et al. 1994). Os Granitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, ambos pertencentes a SGC, caracterizam-se por uma composição cálcio-alcálica alto potássio, de natureza peraluminosa e posicionamento tardi-tectônico a ZCDC. Os Granitos Cerro do Martinzinho, Vila Garcia e Passo do Barco, pertencentes a SGDF, ocorrem como corpos intrusivos de caráter pos-tectônico (Ramgrab et al, 1996).

O **Domínio Dom Feliciano (DDF)**, situado na porção norte, representa a formação, dentro do contexto evolutivo observado, do último grande segmento que compõe o Batólito Pelotas. Constitui uma faixa muito alongada segundo a direção NE-SW, com forma geral cuneiforme. O limite norte é tectônico, marcado por zonas de cisalhamento de alto ângulo, de caráter rúptil a rúptil-dúctil. A leste, o limite deste domínio é definido pela intrusão dos granitos da SIV e SGDF nos granitóides do Domínio Pinheiro Machado. Os corpos graníticos que compõem o DDF pertencem a SIV e, principalmente, a SGDF. Os biotita-granitos da SIV, como os Granitos Viamão, Passo da Mozinha, Barão do Triunfo, Arroio Carajá, Cerro Grande e Independência, mostram presença abundante de estruturas primárias como orientações de fluxo, entelhamento de feldspatos e mistura física com magmas intermediários. A forma dos corpos graníticos desta suíte é irregular, em decorrência da atividade de uma tectônica rúptil mais tardia. Os granitóides da SGDF mostram estruturas isótropas, possuindo formas alongadas segundo a direção NE-SW (Granito Morrinhos, Granito Serra do Herval, Granito Santana). A presença rara de rochas miloníticas é representada por estreitas faixas centimétricas de ultramilonitos localizadas nas porções de borda de alguns corpos. Os limites dos granitóides também podem estar definidos por zonas de cisalhamento rúpteis, com geração de faixas de rochas cataclásticas.

5. Geologia Estrutural das Suítes de Granitóides Estudadas e dos Septos do Embasamento

5.1. Septos Metamórficos

Os septos metamórficos registram através de estruturas primárias e secundárias, uma complexa história evolutiva de processos metamórficos e deformacionais. Algumas áreas apresentam grandes exposições, como aquelas apresentadas pela Suíte Metamórfica Várzea do

Capivarita. Neste caso, existem condições de correlação estrutural entre fases deformacionais como descrito por Frantz et al. (1984). Comumente, os septos do embasamento afloram em pequenas exposições e se caracterizam por apresentar mais de um evento de deformação regional, como indicado pelos estudos meso e microscópicos efetuados neste trabalho. A relação entre os xenólitos e os granitóides encaixantes é de discordância clara, definida pela falta de correlação genética e espacial entre as estruturas tectônicas encontradas no interior dos septos do embasamento e as estruturas primárias encontradas nos granitóides.

Os septos do embasamento registram um ou mais eventos de metamorfismo regional de médio a alto grau, variando desde a ocorrência abundante de rochas de fácies anfibolito, até a presença localizada de rochas da fácies granulito (Lima et al. 1997).

Na SIPM, a grande parte dos septos do embasamento estão representados por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica (Gnaisses Piratini, Gnaisses Migmatíticos Arroio da Solidão, Gnaisses São Lourenço, Gnaisses Quartzo-feldspáticos), que se caracterizam por apresentar texturas e paragêneses indicativas de condições metamórficas da fácies anfibolito, com presença frequente de estruturas e texturas indicativas de superposição milonítica (Ribeiro, 1983; Fragoso Cesar et al. 1986; Philipp, 1990 a, b). Também é significativo a ocorrência de xenólitos de anfibolitos, com estruturas foliadas e paragêneses da fácies anfibolito inferior a médio. Subordinadamente, ocorrem paragnaisses como granada-biotita gnaisses, gnaisses cálcio-silicáticos e biotita-hornblenda anfibolitos.

Os granitos da SIE apresentam duas sequências distintas de septos do embasamento, de rochas parametamórficas e outra de rochas ortoderivadas. Os Xistos e Quartzitos Erval e os Mármore e Anfibolitos das Vilas Matarazzo e Pedreiras estão localizados, respectivamente, na cidade de Erval e entre as cidades de Arroio Grande e Pedro Osório. Apesar das estruturas de deformação regional, as primeiras litologias não apresentam parageneses diagnósticas, enquanto as rochas de origem calcárea estão metamorfizadas em condições da fácies anfibolito inferior, com forte superposição de um evento termal de temperaturas variáveis entre as fácies albita-epidoto hornfels e hornblenda hornfels. As rochas ortoderivadas são representadas por anfibolitos, ortognaisses, augen gnaisses e metagranitóides.

No interior dos granitos da SIV ocorrem uma ampla variedade de xenólitos de ortognaisses e de metagranitóides com estruturas miloníticas e composições petrográficas correlacionáveis com as litologias do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Na região de Coxilha do Fogo, nas proximidades da cidade de Canguçu, os Gnaisses Arroio Lajeado mostram uma composição mineral e estruturas semelhantes aquelas encontradas nos Gnaisses Encantadas. Em ambos os

casos, os fragmentos gnáissicos mostram-se em vários estágios de assimilação, ocorrendo porções onde a quase totalidade do xenólito foi digerida, restando estruturas fantasmas marcadas pela presença de “schlieren”. Ainda no interior do Granito Coxilha do Fogo ocorrem xenólitos de biotita gnaisses e gnaisses calci-silicáticos. Na região de Quitéria, Koester (1995) indica a presença de fragmentos de paragneisses pertencentes ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita (CMVC) no interior do granito homônimo.

Na região de Porto Alegre, os Gnaisses Porto Alegre mostram uma complexa evolução estrutural e metamórfica marcada pela presença de dobras isoclinais intrafoliais com e sem raiz no interior do bandamento gnáissico principal. Este bandamento ainda está afetado pela formação de uma fase de dobras apertadas a fechadas com superfícies axiais orientadas para nordeste. Esta fase de dobramento é acompanhada por uma forte superposição milonítica, amplamente identificada pelo afinamento e desaparecimento das bandas félsicas, ocorrendo uma gradação do aspecto milonítico para uma estrutura foliada com uma textura grano-lepidoblástica muito fina.

As principais exposições de septos do embasamento, definidas pela ampla continuidade e extensão dos afloramentos são encontradas nos granitos da SIES. Na região de Encruzilhada do Sul, as litologias da CMVC caracterizam-se por uma sequência de rochas supracrustais metamorizadas em um evento regional polifásico na fácies anfibolito superior e com paragêneses indicativas de condições de baixa P/T.

5.2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)

Nos granitóides da SIPM as estruturas magmáticas estão representadas por foliações de fluxo, das quais se destaca um bandamento ígneo, descontínuo e irregular, definido por “schlieren” máficos enriquecidos em biotita com pouca hornblenda associada (fig. 50). Nas áreas com presença restrita de “schlieren”, ocorre uma foliação marcada pela orientação dos minerais máficos e, irregularmente, por feldspatos. O bandamento frequentemente envolve xenólitos gnáissicos, dioríticos e enclaves máficos, gerando em volta dos mesmos uma foliação concêntrica. A existência dos “schlieren” está associada com a presença de xenólitos, estando o bandamento mais evidente em regiões onde há uma ocorrência significativa dos mesmos. Em locais com baixa densidade de xenólitos os granitóides adquirem um aspecto homogêneo.

Nos granitóides da SIPM os enclaves máficos possuem formas arredondadas a subangulosas e tamanhos centimétricos. As rochas dioríticas, bastante restritas, aparecem como enclaves de formas arredondadas a subangulosas com tamanhos centimétricos a métricos. Os contatos difusos e gradacionais, são reflexos da assimilação parcial, gerando estruturas fantasmas e “schlierens” máficos ao redor dos limites dos enclaves.

Os xenólitos de gnaisses apresentam formas subangulosas a subarredondadas com tamanho médio entre 30 a 50 cm. Os xenólitos gnaissicos são bandados e apresentam nítida discordância estrutural entre o bandamento e a foliação de fluxo desenvolvida nos granitóides.

Além de estruturas magmáticas, os granitóides desta suíte apresentam estruturas tectônicas geradas em condições variadas de deformação: A foliação tectônica associada ao evento deformacional D_1 , está disposta de modo subparalelo ao bandamento ígneo, causando a reorientação mecânica dos minerais máficos que constituem os “schlieren” acompanhados pelo aparecimento de uma nova paragênese mineral vinculada a formação de texturas e estruturas miloníticas relacionadas as zonas de cisalhamento dúcteis subhorizontais. Internamente nas bandas máficas, os minerais estão orientados, concordantes ao alongamento principal da trama, que define uma das principais foliações tectônicas identificadas nesta área (figs. 51 e 52). A relação entre o bandamento de fluxo magmático e a foliação associada as zonas de cisalhamento dúcteis D_1 é subparalela, ocorrendo exposições onde verifica-se a discordância angular entre ambas as foliações (figs. 53 e 54). Esta foliação contém uma uma lineação de estiramento mineral definida, nas zonas de máxima deformação, pelo alongamento de feldspatos, quartzo e biotita.

A foliação tectônica D_1 apresenta um comportamento relativamente regular mostrando uma orientação média N45E, com mergulho de 35° para NW (fig. 55) Observa-se ainda nesta figura máximos secundários com mergulhos mais elevados (>70°), para NW e SE, respectivamente. A variação do comportamento desta estrutura no diagrama pode ser explicada pela superposição das estruturas D_2 . Os máximos definidos neste diagrama sugerem a existência de dobras assimétricas com superfície axial mergulhando para NW e eixos de caimento suave para SW. A lineação de estiramento mineral contida nesta foliação exibe um máximo estatístico entre N75-89W e caimento ao redor de 20° (fig. 56). A comparação entre os dois diagramas mostra tratarem-se de uma rampa onde a componente de mergulho é mais importante que a direcional.

O desenvolvimento de um bandamento mais regular e contínuo ocorre somente nas zonas de alta deformação das zonas de cisalhamento de baixo ângulo (Philipp, 1990) (fig. 57). Os

indicadores cinemáticos destas zonas de cisalhamento D_1 mostram uma assimetria sugestiva de movimentação geral de topo para leste (fig. 58)

Em zonas mais deformadas, a lineação de estiramento mineral é marcada pela orientação de cristais de feldspato. Neste caso, a foliação torna-se mais regular e pode transpor o bandamento ígneo gerando dobramentos apertados a isoclinais, delineados pelas lentes de máficos.

Em campo, as litologias da SIPM apresentam-se truncadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo mais novas relacionadas ao evento deformacional D_2 . Estas zonas de cisalhamento caracterizam-se em planta por faixas estreitas e muito alongadas, com padrão anastomosado, marcadas por rochas miloníticas com direção nordeste. As faixas miloníticas separam entre si porções menos deformadas na forma de "pods". Nas regiões mais afastadas das zonas de cisalhamento são preservadas as estruturas primárias dos granitóides da SIPM (fig. 59). Estas regiões mais deformadas são marcadas pela passagem de uma foliação penetrativa, de espaçamento regular, para um bandamento irregular, muito fino e relativamente contínuo. Neste bandamento, os minerais estão fortemente deformados, sendo acompanhados de intensa milonitização. A direção média das foliações miloníticas é $N80^\circ E$, com mergulhos de 80° para o quadrante SE (fig. 60). A lineação de estiramento mineral possui direção NE-SW com caimento ao redor de 10° (fig. 61). As dobras associadas a transcorrência mostram perfis abertos a apertados, com charneiras arredondadas de orientação coaxial NE-SW (fig. 62).

Em algumas exposições é possível observar a formação de estruturas em "flor positiva", indicando que o evento D_2 foi de natureza transpressiva, como indicado pelo deslocamento relativo das injeções tabulares do Granito Arroio dos Kaster (figs. 63 e 64).

A preservação, por toda área de um bandamento subhorizontal sugere que o evento deformacional D_1 teve expressão regional. As relações entre a foliação do evento D_1 e o bandamento de fluxo magmático mostram-se em parte discordantes e subparalelas, sugerindo uma colocação pré-deformacional para os granitos desta suíte.

As litologias da SIPM são truncadas por dois grupos distintos de granitos pertencentes às SIV e SGDF. A colocação de ambas as suítes está relacionada com as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo.

Corpos mais antigos, representados por monzogranitos a sienogranitos porfiríticos pertencentes à SIV (Granitos Monte Bonito, Arroio Moinho e Coxília do Fogo), são alongados na direção nordeste e apresentam uma foliação magmática concordante com a foliação milonítica das zonas de cisalhamento de alto ângulo. Nas bordas destes corpos graníticos aparecem faixas centimétricas a métricas de protomilonitos a ultramilonitos subverticais.

Corpos menores de leucogranitos da SGDF (Granitos Canguçu, Cerro do Sandi, Passo do Coutinho, Capão do Leão, Pedro Osório, entre outros) cortam a SIPM e as unidades porfiríticas da SIV. Estes leucogranitos mostram formas tabulares, muito alongadas, concordantes com as zonas de cisalhamento dúcteis subverticais e preservam textura equigranular-hipidiomórfica. A colocação destes granitos está associada a zonas de cisalhamento discretas localizadas nas porções de bordo dos corpos dos mesmos. Estes corpos possuem estrutura maciça, sendo ausentes no seu interior feições de deformação no estado sólido.

Nos arredores dos corpos graníticos da SGDF, os granitóides da SIPM apresentam-se recortados por uma densa rede de fraturas preenchidas por corpos graníticos tabulares e com espaçamento métrico de sienogranitos equigranulares, pegmatóides e aplitos pertencentes ao Granito Arroio dos Kaster (fig. 65). As rochas aplo-pegmatóides caracterizam-se por mostrar um bandamento textural, alternando bandas apliticas e pegmatóides, indicando que o preenchimento das fraturas ocorreu de maneira sucessiva e por diversos pulsos de magma. Outras estruturas tardias e de caráter frágil estão marcadas por fraturas subverticais preenchidas também por diques de riolitos e diabásios.

5.3. Suíte Intrusiva Erval (SIE)

Os estudos estruturais realizados na extremidade sul do Batólito Pelotas, entre Arroio Grande e Pedras Altas, têm demonstrado o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúcteis nos granitóides da SIE. Estas zonas representam, em parte, a continuidade do Sistema de Cisalhamento Alferes-Cordillera, de natureza sinistral, descrito na região sudeste do Uruguai (Masquelim, 1989).

Nestes estudos, foram reconhecidas três principais zonas de cisalhamento dúcteis, dispostas de leste para oeste na seguinte ordem: Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG), Zona de Cisalhamento Ayrosa Galvão (ZCAYG) e Zona de Cisalhamento Erval (ZCE). A primeira zona de cisalhamento apresenta cinemática dextral, e as duas últimas, sinistral (Machado et al. 1995). As zonas de cisalhamento que afetam a Suíte Intrusiva Erval exercem um papel importante no controle do posicionamento dos granitos da SIV, como os Granitos Chasqueiro e Quilombo e, também dos granitóides porfiríticos da região de Basílio e São Pedro (Pinheiro Machado) (fig. 66).

A ZCAG, com largura máxima de cerca de 8 Km, é a mais antiga de todas, constituindo uma importante zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo com direção próxima de N75°E, que

balisa, em território brasileiro, o contato SE do Batólito Pelotas. Para leste, a continuidade desta estrutura acha-se encoberta pelos sedimentos da Planície Costeira. A trama predominante é milonítica, com cinemática dextral definida por porfiroclastos de feldspatos assimétricos, pares S-C e foliação milonítica. A atitude média das foliações miloníticas da ZCAG é N70°E, com mergulhos acima de 70° (fig. 66). A lineação de estiramento mineral contida nesta foliação é de caimento suave de 20° para o setor NE e E, traduzindo assim, movimento essencialmente direcional destas zonas de cisalhamento (fig. 68).

Nota-se nestas rochas, a superposição de uma segunda trama milonítica (trama composta), em regime rúptil-dúctil, sinistral, com orientação ao redor de N30E e mergulho subvertical, podendo corresponder a deformação D₃ (fig. 69). São ainda registradas bandas de cisalhamento discretas (*shear bands*), decimétricas, com orientação próxima de E-W e mergulhos entre 40 e 70°. A cinemática destas bandas é também sinistral, gerada em condições dúctil/rúptil. A sua relação temporal não foi observada. A trama mais antiga é evidenciada pela assimetria dos feldspatos, onde são comuns franjas de recristalização nas suas bordas. A matriz é marcada pelo arranjo de agregados de biotita e de fitas de quartzo, juntamente com feldspatos dispostos segundo à foliação principal (foliação C). São comuns faixas de milonitos finos (ultramilonitos), ricos em biotita (20-30%), intercalados com milonitos quartzo-feldspáticos, injetados por pegmatitos e granitos (sieno a monzo) protomiloníticos. Os pegmatitos contêm muscovita e turmalina, enquanto os granitos são a biotita, com teores inferiores a 5 %. Nestas rochas, observa-se uma lineação de estiramento mineral de baixa obliquidade (5°-20°) direcionada segundo N65-80°E.

A ZCAYG é caracterizada por uma organização estrutural mais complexa. Possui direção ao redor de N45°E na zona de máxima deformação (com aproximadamente 1 Km de largura), onde predominam ultramilonitos e milonitos (a norte da localidade de Ayrosa Galvão), passando para direção N70E, na região de mais baixa deformação (com cerca de 4 Km de largura), aparecendo protomilonitos e milonitos (a sul desta localidade). A trama principal é cortada por zonas de cisalhamento discretas (*shear bands*) de alto ângulo, de natureza rúptil, com orientação ao redor de N55°E. Ainda com esta mesma direção, são registradas zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo extensionais, com relação temporal não determinada. No interior da ZCAYG, são encontrados granitóides gnaissificados correlacionáveis com os da SIPM. Possuem composição granodiorítica a tonalítica, sendo ricos em enclaves microgranulares (dioríticos a quartzo dioríticos) e com estruturação geral em torno de N80°W. Embora na ZCAYG predominem mergulhos de alto ângulo, são encontrados também mergulhos moderados, ao redor de 40° a 50°

A lineação de estiramento mineral é subhorizontal, com obliquidade de 5° a 15° para SW. Os indicadores cinemáticos apontam para uma cinemática sinistral, obtida a partir de estruturas assimétricas de feldspatos e pares S-C de foliações. A geometria desta zona de cisalhamento mostra, em perfil, configuração de uma estrutura-em-flor.

A ZCE é subparalela à ZCAYG, caracterizando-se por uma zona de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, de direção geral N65°E, com evidências de movimentação sinistral e dextral, sendo a primeira mais importante do que a última. A trama sinistral parece ser mais jovem, sendo, inclusive, a mais comum na ZCE. Em ambos os casos as tramas foram desenvolvidas em regime de deformação dúctil. A orientação das foliações miloníticas possui uma direção média de N70E, com mergulhos de 80° para sudeste. (fig. 70). A lineação de estiramento mineral é subhorizontal, com obliquidade ao redor de 10° para N84°E (fig. 71). Os indicadores cinemáticos são caracterizados por pares de foliações S-C, com ângulos em geral baixos, entre 10° e 20°. A zona de deformação principal é superior a dois quilômetros, sendo caracterizada por milonitos e ultramilonitos. Associam-se, a esta zona de cisalhamento, estruturas compressivas, incluindo falhas inversas e de empurrão, evidenciando, assim, um encurtamento perpendicular à esta estrutura, ocorrido num regime transpressivo. Próximo a cidade de Erval, no contato NW, entre a ZCE e as unidades graníticas do Batólito Pelotas, aparece uma faixa de metassedimentos pelíticos a psamíticos (Xistos e Quartzitos Erval), que transiciona na direção sul para ultramilonitos e milonitos. O contato SE da ZCAYG é com uma unidade de monzogranitos equigranulares, que incluem xenólitos de biotita gnaisses bandados finos e anfíbolitos, aflorando na saída da cidade de Erval em direção a localidade da Vila Ayrosa Galvão.

O reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis nas regiões de Arroio Grande e Erval, afetando tanto os septos do embasamento quanto as unidades intrusivas do Batólito Pelotas, mostra a importância deste tipo de estrutura no controle e na colocação do magmatismo granítico brasileiro na parte leste do Escudo Sul-rio-grandense, a exemplo do que tem sido proposto para outras regiões do batólito (Frantz & Remus, 1986; Philipp, 1990; Mesquita & Fernandes, 1990; Fernandes et al. 1990; 1992a e 1992b; Tommasi et al. 1992; Philipp et al. 1993).

Do acima exposto, fica sugerido a existência de uma superposição cinemática de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, direcionais, com a cinemática sinistral superpondo-se à dextral, de forma análoga ao descrito no Sistema Paraíba do Sul (Machado & Endo, 1994). Isto implicaria num modelo cinemático em dois estágios, de idade brasileira, para estas zonas de cisalhamento. Entre o primeiro e o segundo estágios, teria ocorrido a inversão cinemática, criando, assim, condições para instalação de um regime extensional, que explicaria não apenas as estruturas

extensivas encontradas na ZCAYG, como também propiciaria condições para ascensão e colocação dos magmas graníticos associados a fase final do plutonismo que compõe o Batólito Pelotas (Machado et al. 1996).

5.4. - Suíte Intrusiva Viamão (SIV)

A SIV é constituída por vários corpos graníticos que apresentam formas alongadas na direção N50-60E, destacando-se os Granitos Viamão, Quitéria, Coxilha do Fogo, Arroio Moinho, Monte Bonito, Chasqueiro, Quilombo, Cerro Grande, Barão do Triunfo, Independência, Arroio dos Kaster, entre outros.

Os granitos desta suíte apresentam, comumente, estruturas de fluxo magmático caracterizadas pela orientação preferencial de fenocristais de feldspato potássico e agregados de biotita, além de orientação e alongamento de enclaves microdioríticos centimétricos (fig. 72). Os granitos apresentam uma grande variação estrutural e textural com alternância de porções com estrutura maciça a localizadamente foliada e presença de xenólitos de rochas gnáissicas correlacionadas ao Complexo Arroio dos Ratos ou do Gnaisse Encantadas (fig. 73). Os xenólitos gnáissicos observados apresentam dimensões entre 20 a 50 cm e formas subangulosas, subarredondadas e arredondadas. Os xenólitos apresentam-se assimilados em intensidades variadas, alternando em escala mesoscópica desde fragmentos com formas angulosas bem preservados até porções residuais com formas irregulares constituídas essencialmente por biotita e feldspato (fig. 74).

Nos diversos maciços graníticos estudados, as estruturas primárias mostraram-se orientadas na direção NE, com o desenvolvimento restrito de uma foliação tectônica subparalela à foliação primária. Esta foliação, de natureza milonítica, é definida por recristalização de quartzo e feldspato potássico, formação de subgrãos, cristalização de epidoto sobre plagioclásio e biotita, cloritização de biotita e crescimento de mica branca sobre feldspato potássico. Com esta foliação tectônica, estão associadas faixas métricas de protomilonitos e milonitos com orientação média N60°E e mergulhos subverticais. Nas zonas de máxima deformação, os granitos podem mostrar uma estrutura "augen", caracterizada pelo estiramento dos porfiroclastos feldspato potássico, que são envolvidos por uma matriz gerada pela cominuição tectônica dos cristais originais. A preservação da foliação de fluxo magmático subparalela a foliação tectônica reflete o efeito de uma tectônica compressiva concomitante com o resfriamento e colocação final deste corpo.

A orientação das estruturas primárias do Granito Monte Bonito situa-se ao redor de N20E, com mergulhos variáveis, entre 40° e 80° para NW (fig.75). Para o Granito Chasqueiro, as estruturas de fluxo magmático estão orientadas segundo a direção N75E, com mergulhos subverticais (> 75 °) (fig.76). A foliação tectônica, como exemplificado pelo Granito Monte Bonito, mostra orientação ao redor de N55E, com mergulhos elevados (>80°) para os quadrantes NW e SE (fig.77). A comparação entre os estereogramas das estruturas primárias e secundárias sugere um comportamento sin- a tardi-tectônico para os corpos graníticos relacionados a esta suíte.

A ocorrência de faixas cataclásticas sobre os granitos da SIV é comum, ocorrendo principalmente na região da Coxilha do Fogo, onde o granito homônimo é seccionado pela Zona de Cisalhamento Rúptil Passo do Marinheiro (fig.78 e 79). A orientação dos cataclasitos é marcada pela concentração de dois pólos distintos, respectivamente, de direção N20E e N75E, com mergulhos subverticais (fig.80).

5.5 - Suíte Intrusiva Encruziada do Sul (SIES)

As unidades graníticas da SIES possuem uma forma alongada na direção nordeste, concordantes com a orientação das zonas de cisalhamento dúcteis subverticais do evento D₂. Contudo, internamente os corpos alternam porções com estrutura maciça, e áreas com estruturas de fluxo magmático caracterizadas pela orientação de megacristais de feldspato potássico e de biotita.

Os corpos graníticos desta suíte encontram-se intensamente afetados por zonas de cisalhamento rúpteis de alto ângulo (Zona de Cisalhamento Passo dos Marinheiros) de direção NS, subordinadamente N40-50E, que desenvolvem expressivas faixas de rochas cataclásticas. Estas zonas de cisalhamento produziram deslocamentos métricos a quilométricos com rejeitos direcionais e movimentação de natureza sinistral.

Bitencourt et al. (1993) descrevem relações de contato intrusivas entre os granitóides da SIES e as rochas metamórficas de alto grau encaixantes, sendo marcada pela diminuição gradativa do tamanho de grão em direção aos contatos, interpretadas como indicativas de um resfriamento rápido. Vasquez (1997) evidencia as relações intrusão a partir da identificação de margens resfriadas dos corpos graníticos da SIES contra as rochas do embasamento, pela ocorrência de xenólitos das rochas do embasamento no interior dos corpos graníticos e pela presença de diques graníticos cortando as associações metamórficas.

A estrutura das rochas granitóides da SIES é caracterizada pela presença de estruturas maciças, com ocorrência na fácies porfirítica do Granito Encruzilhada (Vasquez, op.cit.), de estruturas primárias relacionadas ao fluxo magmático, desenvolvidas nas zonas de contato e principalmente, ao redor de pendentes do teto das rochas metamórficas encaixantes foram escritas por Bitencourt et al. (op.cit.) e Vasquez (op.cit.). A principal estrutura gerada nos granitos porfiríticos está marcada por uma foliação primária definida pela orientação de megacristais de fedspato potássico, biotita e, incipiente alongamento de quartzo. Os corpos graníticos desta suíte não apresentam registros de desenvolvimento de foliações tectônicas geradas no estado sólido.

A existência de relações de mistura com magmas de composição básica é descrita por UFRGS (1992), Bitencourt et al. (1993), Vasques (1995, 1997), ressaltando a presença de estruturas e texturas indicativas da mistura mecânica e da homogeneização restrita entre os magmas básicos e os magmas graníticos desta suíte.

A presença de blocos subangulosos de rochas sieníticas associado a ocorrência significativa de pendentes de teto de orto e paragneisses são sugestivas que o mecanismo de posicionamento dos granitóides da SIES foi do tipo "stoping", onde grandes blocos abatidos das rochas encaixantes são englobados pelos magmas graníticos (Bitencourt et al. 1993). Estes mesmos autores ainda salientam, que a ausência de feições deformacionais no estado sólido nas porções de borda conhecidas, é indicativa de um mecanismo de intrusão passiva, posterior à deformação transcorrente da ZCDC. Vasquez (1997) entretanto, relaciona os granitos da SIES, espacial e temporalmente com os falhamentos profundos da ZCDC, indicando um estágio tardio de transcorrência ou mesmo a reativações associadas a componentes extensionais como responsáveis pela ascensão e colocação do respectivo magmatismo granítico. A presença de fragmentos dos septos do embasamento é colocada pelo autor como sendo relacionada a um processo de "magmatic stoping" ocorrido em níveis crustais rasos e localizados.

Com base nos dados geológicos e geocronológicos, os granitos da SIES foram interpretados como sin-cinemáticos a atividade das zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes (sin-transcorrência) por Chemale Jr. et al. (1995) e Babinski et al. (1996), que considerou o posicionamento dos granitóides desta suíte como estando associado a porções transtensivas da ZCDC.

5.6. - Suíte Granítica Cordilheira (SGC)

O posicionamento dos leucogranitos da SGC foram temas de estudos de Picada (1965), Tessari & Picada (1966) e Picada (1969, 1971), os quais caracterizaram as formas "estratóides" e o caráter sin-cinemático desta suíte, cujo posicionamento foi relacionado a formação de fraturas e falhas profundas de orientação NE, do então denominado Sistema de Falhas Dorsal de Canguçu.

Levantamentos geológicos posteriores realizados por Frantz & Remus (1986), Fragoso Cesar et al. (1986), Fernandes et al. (1989, 1990) e, mais recentemente, Tommasi (1991), Tommasi et al. (1994), Nardi & Frantz (1995), confirmaram o caráter sin a tardi-cinemático desta suíte, bem como assinalaram sua vinculação com as zonas de cisalhamento dúctil transcorrentes. Além disso, vincularam este magmatismo com a orogênese Brasileira, sugerindo a presença de processos de fusão crustal para a geração do mesmo.

Na SGC são assinalados xenólitos do Metagranito Quitéria, de biotita gnaisses e de ortognaisses de composição granodiorítica com texturas miloníticas correlacionáveis aos do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (Koester, 1995).

Os leucogranitos apresentam uma foliação tectônica do tipo S=L, marcada pelo alinhamento dos cristais de moscovita e/ou biotita e feldspato, com uma lineação de estiramento subhorizontal. A concordância entre a orientação das foliações primárias e secundárias com a forma dos corpos graníticos da SGC e, com a disposição espacial da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), caracterizam este magmatismo como sin-tectônico a atividade das zonas de cisalhamento transcorrentes.

Os estudos de petrografia e da microtectônica desta suíte, detalhadamente desenvolvidos por Koester (1995), permitem dividir a deformação em três estágios: magmático, tectônico precoce e tectônico tardio. O primeiro estágio, raramente marcado nos granitos da SGC, reflete a orientação ígnea de cristais de moscovita e/ou biotita, gerada em condições de alta viscosidade, em ambiente com predomínio de cristais imersos em pouco líquido magmático tardio. Este estágio também é reconhecido no Granito Figueiras (Picada, 1971), que apresenta uma foliação magmática com disposição subhorizontal, conforme assinalado por UNISINOS (1990).

O segundo estágio é responsável pelas estruturas no estado subsólidas, indicativas da consolidação completa do magma. Os esforços regionais são responsáveis pela formação de foliações subverticais direcionadas para NE, bem como por uma lineação de estiramento mineral de caimento baixo para NE e SW. No Granito Arroio Francisquinho é caracterizado por um bandamento milimétrico, irregular e descontínuo, rico em filossilicatos e material quartzo-feldspático (Koester, op.cit.).

A deformação tectônica tardia gera zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis, com formação de faixas de filonitos, milonitos e quartzo-milonitos contendo, no seu interior, lentes alongadas ("pods") de leucogranitos não deformados. Nestas faixas miloníticas são reconhecidos porfiroclastos com caudas assimétricas e dobras abertas (Fernandes et al., 1993; Tommasi et al., 1994 e Koester, op.cit.). Estas zonas de cisalhamento transcorrentes foram desenvolvidas em condições metamórficas da fácies xistos verdes (Koester, op.cit.). Os indicadores cinemáticos presentes nas rochas miloníticas desta suíte sugerem movimentação sinistral para a ZCDC (Koester et al., 1994)

Estas mesmas feições deformacionais foram também observadas nos corpos que compõem o Granito Três Figueiras na região de Arroio Grande. Este granito é constituído por dois corpos alongados segundo a direção N75E, concordantes com a Zona de Cisalhamento Arroio Grande (ZCAG). A direção média das foliações miloníticas neste granito é N75°E, com mergulhos de acima de 70° para o quadrante SE e NW (fig.67). A lineação de estiramento mineral possui direção N85E com caimento inferior a 10° (fig.68).

5.7. Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)

Os granitos da SGDF apresentam formas alongadas na direção NE-SW, concordantes com as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo. A maioria dos corpos da SGDF mostra estrutura maciça, ocorrendo de maneira restrita, foliação de fluxo magmático definida pela orientação de cristais prismáticos de feldspato potássico e biotita. A presença de xenólitos é rara, ocorrendo entretanto, fragmentos centimétricos de rochas gnáissicas pertencentes aos Gnaisses Porto Alegre.

Os granitos desta suíte mostram um comportamento distinto quanto ao posicionamento de seus corpos, alternando a presença de estruturas magmáticas e tectônicas, gerando um panorama cronológico definido pela variação das condições de colocação destas unidades. A colocação dos Granito Santana e Canguçu esta vinculada a condições deformacionais dúcteis. Além da forma alongada para NE, estes granitos contém uma foliação magmática homogênea que transiciona, nos bordos do corpo, para zonas de cisalhamento dúcteis. O resultado desta atuação de esforços é a geração de zonas de cisalhamento de alto ângulo, com lineação de estiramento com caimento da ordem de 6° a 11° para NE .

O Granito Santana apresenta uma forma alongada segundo a direção N50°E, sendo caracterizado por uma foliação de fluxo magmático definida pela orientação de cristais prismáticos de feldspato potássico e biotita, associado a um incipiente alongamento do quartzo. Esta estrutura

magmática, distribuída em todo o maciço granítico, transiciona nos bordos sul e norte, para uma foliação tectônica restrita a estreitas faixas centimétricas a métricas de protomilonitos e milonitos. Do mesmo modo, o Granito Canguçu apresenta nos bordos, a formação de zonas de cisalhamento dúcteis discretas caracterizadas por faixas métricas de milonitos e ultramilonitos. Texturalmente, observa-se a recristalização de quartzo e formação de subgrãos em feldspato potássico, indicando que estas zonas de cisalhamento transcorrentes foram desenvolvidas em condições metamórficas da fácies xistos verdes.

Em áreas adjacentes aos maciços graníticos da SGDF, o reflexo deste magmatismo está representado por enxames de diques riolíticos, que cortam as demais unidades do batólito. Os diques riolíticos estão encaixados em fraturas dispostas, preferencialmente, segundo as direções N10-30W, ocorrendo também orientados segundo as direções N20E e N80E. Os diques riolíticos apresentam estrutura isótropa, com espessuras entre 5 a 20 metros e extensões de centenas de metros.

Apesar das formas fortemente alongadas e concordantes com as zonas de cisalhamento transcorrentes, os granitos da SGDF, na sua grande maioria, não contém registros de foliações miloníticas. Esta característica é indicativa de um posicionamento tardio ou posterior a formação das zonas do evento D_2 .

6. Considerações Finais

Os dados aqui discutidos permitem separar, no âmbito do Batólito Pelotas, dois conjuntos lito-estruturais distintos: um deles representado pela SIPM e outro integrado pelas demais suítes (SIE, SIV, SIES, SGC e SGDF).

O primeiro conjunto, foi afetado pelas deformações mais antigas (D_1), é caracterizada por zonas de cisalhamento subhorizontais com lineação de estiramento mineral oblíqua, indicando movimentação de topo para E-SE. Este mesmo quadro cinemático é descrito para o Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR) (Fernandes et al., 1990), o qual é aqui correlacionado com a SIPM. O segundo conjunto registra somente os efeitos das deformações vinculadas com as zonas de cisalhamento transcorrentes do evento (D_2) e (D_3).

Os aspectos acima expostos são incompatíveis com o modelo de escape tectônico para a explicação do quadro cinemático descrito para estas rochas, conforme proposto por Tommasi & Fernandes (1990), Fernandes et al. (1992a, 1992b), pois este modelo envolve um transporte tectônico essencialmente direcional, ao contrário do é considerado para a SIPM e para o CGAR.

Neste tipo de modelo, um continente pode indentar outro, produzindo a expulsão lateral de blocos litosféricos, com direção de transporte paralela as margens continentais, a qual ocorre no final da convergência frontal, conforme definido por Tapponnier & Molnar (1976) para os Himalaias.

A relação entre a foliação e a lineação de estiramento é mais compatível com um modelo tectônico transpressivo, relacionado a convergência oblíqua de placas, de acordo com as concepções de Harland (1971), Sanderson & Marchini (1984) e Fossen & Tikoff (1993). Estes autores consideram a transpressão como o regime que envolve a combinação de cisalhamento puro e cisalhamento simples, acompanhada ou não pela variação de volume. Neste modelo, ocorre um forte encurtamento horizontal (ortogonal ao plano de cisalhamento) com estiramento vertical no próprio plano de cisalhamento, propiciando o desenvolvimento de estruturas em flor, positivas (transpressão) ou negativas (transtração). Esta variação pode ocorrer ao longo de uma mesma zona de cisalhamento ou em zonas adjacentes, podendo igualmente coexistir lateralmente no mesmo sistema de cisalhamento. Finalmente, cabe ainda salientar que a colisão frontal constitui-se, nos dias de hoje, mais uma exceção do que regra geral (Woodcock, 1986). O modelo tectônico aqui apresentado é consoante com o modelo transpressional proposto por Machado & Endo (1993) para o Cinturão de Cisalhamento Atlântico (Sistemas de Cisalhamento Dom Feliciano e Paraíba do Sul).

O modelo transpressivo proposto no presente trabalho pode ser dividido em dois estágios: o primeiro, em que predominou movimentos subhorizontais e, o segundo, onde a movimentação foi direcional. A passagem de um estágio para outro pode ser explicada através da partição da deformação, conforme postulado recentemente por diversos autores.

A passagem do primeiro para o segundo estágio, implica na mudança do quadro cinemático regional, onde a ascensão dos magmas graníticos é favorecida pela componente vertical induzida pelo modelo transpressivo. Neste sentido, os magmas graníticos ascendem na crosta, simultânea ou posteriormente deformados num regime com predominância de movimentos transcorrentes.

Capítulo VI

GEOQUÍMICA DOS GRANITÓIDES

1. Introdução

1.1. - Generalidades

Os estudos geoquímicos desenvolvidos nesta tese foram centralizados nas rochas metagranitóides da Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), nos granitóides da Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF). A esta base de estudos foram acrescentados os dados disponíveis nos trabalhos de May (1990), Koester (1995), Frantz & Nardi (1995) e Vasquez (1997), estabelecendo desta maneira, uma visão mais completa da caracterização geoquímica das suítes que compõem o Batólito Pelotas. Estes últimos trabalhos abordaram, respectivamente, as litologias da SGDF, SGC e SIES. Com o objetivo de adicionar mais uma variação composicional importante dentro do batólito, foram considerados nesta discussão os dados do Granito Bela Vista (Philipp et al. 1993), um representante plutônico do magmatismo peralcalino que ocorre nas proximidades da cidade de Piratini.

Neste capítulo serão apresentadas as tendências evolutivas gerais, seus possíveis controles e processos responsáveis pela variação geoquímica observada. A análise dos dados analíticos também abordará discussões relativas à tipologia dos granitóides e aos possíveis ambientes geotectônicos em que são encontrados rochas similares.

Na porção centro-sul do Batólito Pelotas, os estudos geoquímicos das unidades da SIPM foram desenvolvidos em duas áreas distintas: Canguçu e Pinheiro Machado. Para efeitos comparativos, foi analisada uma amostra da região de Erval (Vila Airosa Galvão), onde metagranodioritos correlatos aos da SIPM ocorrem como xenólitos no interior dos granitos da Suíte Intrusiva Erval. Do mesmo modo, os estudos químicos das rochas gnáissicas ocorrentes na região de Porto Alegre e correlatas ao Complexo Arroio dos Ratos (Fernandes et al. 1990), permitem uma abordagem comparativa das mesmas, com as unidades da SIPM.

Ainda na região central do Batólito Pelotas, foram analisados os Granitos Monte Bonito, Coxilha do Fogo e Arroio dos Kaster da SIV e o Granito Capão do Leão da SGDF. Para efeito comparativo foi feita uma análise isolada do Granito Arroio Moinho, pertencente a primeira suíte. Comparativamente foram utilizados os dados de May (1990) sobre o Granito Canguçu e outro granitóide não denominado pertencente também a SGDF.

Os granitóides aflorantes no extremo norte do Batólito Pelotas pertencem as SIV e SGDF, tendo como encaixante os metagranitóides milonitizados correlacionáveis aos do Complexo Arroio dos Ratos. Os estudos desenvolvidos na região de Porto Alegre permitiram a identificação do Granito Viamão e da caracterização geoquímica dos anteriormente descritos Granitos Independência, Ponta Grossa e Santana. Ainda nesta região foram analisadas amostras de rochas subvulcânicas ácidas que representam a parte final do magmatismo do batólito.

Na porção sul do batólito, os granitóides da SIE não foram analisados. Apenas o Granito Três Figueiras, um corpo correlato aos granitos da SGC, foi analisado com cinco amostras. Algumas análises pontuais foram feitas em rochas que servem apenas para termos comparativos, como metagranitóides da SIPM e uma amostra do Granito Chasqueiro da SIV.

1.2. -Apresentação dos Dados

Os dados químicos selecionados foram representados inicialmente em um conjunto de diagramas binários e ternários que definem um quadro geral de classificações químicas de rochas ígneas baseadas em relações de % peso entre óxidos de elementos maiores, relações entre cátions e químico-mineralógicas.

Para a representação da variabilidade geoquímica foram utilizados os diagramas binários de Harker, que relacionam % peso de óxidos de elementos maiores e traços contra o % peso de SiO_2 , representando o índice de diferenciação. Algumas desvantagens da utilização destes diagramas tem sido amplamente discutidas na literatura (*e.g.*, constância da soma do fechamento das análises, geração de tendências, conservação elemental, tipos de representação dos elementos, etc., Chayes, 1964; Pearce, 1968; Cox et al. 1979 e Rollinson, 1993). Por outro lado, os alinhamentos desenvolvidos nestes diagramas podem ser comparados, em certas condições, aos caminhos percorridos pelos líquidos magmáticos (Bowen, 1928). Para uma grande parte das rochas granitóides estudadas, a correlação entre diversos tipos de elementos maiores e traços permite constatar que as trajetórias observadas representam, a evolução do material fracionado e/ou acumulado-segregado, com contribuições variadas de líquidos intersticiais. A maioria das tendências em diagramas de variação de rochas ígneas resultam da mistura de dois magmas, da adição e/ou subtração de fases sólidas durante a cristalização fracionada ou contaminação, ou ainda, a misturas causadas pela adição de incrementos de líquidos durante a fusão parcial (Rollinson, 1993).

Os diagramas selecionados, além de apresentar os aspectos descritivos, servem também para fins comparativos entre as unidades estudadas e, com outras associações ou plútons graníticos. Ainda podem ser utilizados para avaliações semi-quantitativas de tendências e balanços de massas gerais, permitindo deste modo, a inferência de processos de diferenciação (*e.g.*, Cox et al., 1979).

Os resultados analíticos dos elementos terras raras (ETR) são apresentados em diagramas normalizados pelo padrão condritico (Sun, 1982) e, juntamente com outros elementos incompatíveis, também estão expostos na forma de aranhogramas ("spidergrams").

Para finalizar os estudos geoquímicos, as rochas granitóides são investigadas a partir da comparação relativa com unidades graníticas encontradas em ambientes geotectônicos tradicionalmente debatidos na literatura mundial. A base desta investigação está fundamentada nos estudos de relações entre elementos traços incompatíveis, como discutido por Pearce et al. (1984), Pearce (1996), Harris et al. (1986), Harris (1996) e Whalen et al. (1987). Apesar das generalizações que este tipo de comparação pode acarretar, sempre existirá ou não, uma relação entre as rochas estudadas e aquelas utilizadas na elaboração dos diagramas referidos. A seguir serão discutidos individualmente os dados litogeoquímicos de cada associação granitóide estudada.

2. Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)

Os granitóides da SIPM apresentam uma variação petrográfica definida por uma ampla dominância de termos granodioríticos, com monzogranitos, tonalitos e dioritos subordinados. A ampla variação composicional registrada nas análises químicas dos granitóides desta suíte, representam a composição das duas principais áreas amostradas: Canguçu e Pinheiro Machado. As litologias selecionadas representam amostras pouco ou não afetadas por contaminação ou por cisalhamento dúctil.

As variações registradas nos resultados analíticos podem estar em parte associadas, a natureza das estruturas primárias encontradas nesta unidade, definida por segregações minerais, mas refletem também a natureza da fonte magmática e dos seus processos geradores. Para efeitos de correlação, uma das amostras representa um megaxenólito de metagranitóide pertencente a SIPM que ocorre na região de Erval, enquanto outras pertencem aos Gnaisses Porto Alegre, considerados como correlatos aos Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Ainda são incluídas amostras de xenólitos granodioríticos encontrados no interior do Granito Viamão. Estas amostras

demonstraram durante todas as fases de análise, um perfeito enquadramento petrográfico, estrutural e geoquímico com os granitóides da SIPM.

A presença comum de um bandamento irregular e descontínuo definido por "schlieren" de biotita, a ampla ocorrência de xenólitos de rochas gnáissicas orto e parametamórficas, dificultam a coleta de amostras representativas desta suíte plutônica. Desta maneira, foi realizado um trabalho de mapeamento e petrografia, com vistas a obter um controle de campo que permitisse minimizar os efeitos dos processos de assimilação das rochas gnáissicas e da contaminação provocada pela mistura com magmas de composição intermediária a básica.

Os granitóides da SIPM apresentam uma ampla variação composicional, refletida na ampla presença de termos granodioríticos, com monzogranitos, tonalitos, dioritos e quartzomonzodioritos associados (figs. 81 e 82). O intervalo composicional amostrado apresenta uma variação no teor de SiO_2 definida por valores entre 51.01 a 71.29 %, com a maioria das amostras caindo no intervalo entre 68 e 71% (tabelas 19).

Nos diagramas de Harker, os granitóides da SIPM mostram uma relativa dispersão dos dados, entretanto, é possível observar a definição de alinhamentos entre os óxidos investigados. As litologias analisadas mostram um pronunciado empobrecimento em TiO_2 , FeOt , CaO e MgO , com decréscimos moderados de Al_2O_3 e P_2O_5 , em relação ao aumento do teor de SiO_2 (fig. 83 e 84). Os álcalis mostram uma tendência ao enriquecimento com o decorrer da diferenciação, embora apresentem uma distribuição muito irregular (fig. 84). O comportamento dos elementos maiores é condizente com o fracionamento de fases minerais acessórias como óxidos de ferro e titânio, apatita e esfero, além de minerais essenciais como plagioclásio e biotita.

Esta evolução pode ser correlacionada com aquela observada na petrografia, que estabelece uma mesma ordem de cristalização. Quando comparada com as outras suítes do Batólito Pelotas, a SIPM se caracteriza por teores mais elevados de TiO_2 , FeOt , CaO e MgO , além de valores mais baixos de K_2O .

Os granitóides da SIPM apresentam os menores teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) entre todas as suítes do batólito, mostrando um grande intervalo de valores, entre 4 a 8,5 % (fig. 82). Estes elementos apresentam uma tendência ao aumento com o decorrer da diferenciação, sendo que na SIPM os valores de $\text{Na}_2\text{O} > \text{K}_2\text{O}$, como indicado pela razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ que varia entre 0.4 a 1.6.

Os teores de alumina (Al_2O_3) diminuem com a diferenciação, com a relação álcalis/alumina definindo um índice agpático inferior a 0.8, entre 0.33 a 0.76 (tabela 19).

O FeOt e o MgO apresentam um acentuado empobrecimento com o aumento do teor de sílica, resultado da compatibilidade destes elementos. A razão Fe/Mg ($\text{FeOt}/\text{FeOt} + \text{MgO}$) para os

granitóides da SIPM mostra valores inferiores a 0.82, demonstrando ainda um enriquecimento do FeOt em relação ao MgO, como indicado pelo aumento desta razão com a diferenciação (fig. 85).

Os granitóides da SIPM mostram teores elevados de elementos litófilos de grande raio iônico (LILE) como Rb, Ba, Sr e Ce. Os teores de elementos de alto potencial iônico (HFSE) como o Nb, Zr e Y são bastante variáveis, embora comumente moderadamente elevados.

O comportamento do Rb se caracteriza por uma distribuição pouco distinta, apresentando uma leve tendência ao enriquecimento até atingir nos 67 % de SiO₂, quando então ocorre um significativo empobrecimento (fig. 86). O decréscimo de Rb pode ser indicativo do fracionamento de biotita, que é a fase mineral com Kd mais compatível (Hanson, 1978; Mahood & Hildreth, 1983; Watson & Harrison, 1983). As amostras 576 e 07, com teores muito baixos de Rb com relação a tendência geral, são rochas miloníticas, onde o elevado grau de recristalização da biotita ígnea pode ter afetado o teor original de Rb. A remobilização de LILE de alguns minerais é associada por alguns autores como relacionada a participação de fluidos tardios da cristalização de magmas graníticos (Hanson, 1978). Por outro lado, a remobilização destes elementos também pode ser atribuída a circulação de fluidos metamórficos (Yardley, 1989).

Nos granitóides da SIPM, o comportamento do Ba é caracterizado pelo aumento da concentração do mesmo com a diferenciação (fig. 87). Este fato pode estar sugerindo a ausência significativa de fracionamento de feldspato potássico e/ou biotita no período inicial de diferenciação dos magmas desta suíte. Os teores de Sr são na sua maioria elevados, mostrando uma forte dispersão dos dados, não definindo tendências (fig. 87). O empobrecimento em Zr com o aumento do teor de sílica é coerente com o fracionamento de zircão (fig. 88). O comportamento do Nb nos granitóides da SIPM é caracterizado por uma relativa regularidade, marcando um leve empobrecimento com o decorrer da diferenciação (fig. 88). Os teores de Nb da SIPM são menores que os valores encontrados nas litologias das SIV, SIES e SGDF, sendo comumente inferiores a 18 ppm. A presença de teores elevados nas amostras 589B e 613B coincidem com elevadas percentagens modais de biotita e esfeno encontradas nas mesmas.

Os valores de Y encontrados nas rochas da SIPM são relativamente baixos tendo em vista a média observada pelas demais suítes do batólito, com exceção da SIES, que apresenta valores anormalmente elevados para este elemento (fig. 89). O empobrecimento suave de Y associado ao de P₂O₅ é indicativo do fracionamento de apatita (fig. 89).

A análise químico-mineralógica das litologias da SIPM demonstra sua natureza metaluminosa a levemente peraluminosa (fig. 90). O índice de Shand, um parâmetro que analisa as relações alumina/cálcio-álcalis, apresenta um intervalo de valores de razões indicando a

natureza metaluminosa a levemente peraluminosa da SIPM (fig. 91).

No diagrama ACF, as litologias da SIPM mostram uma intensa superposição com os granitóides da SIV, mostrando elevados valores de FeOt e MgO, bem como teores significativos de CaO e Al_2O_3 (fig. 92). O diagrama ACF mostra que a SIPM apresenta valores proporcionais entre CaO, Al_2O_3 e FeO.

A relação entre os álcalis caracteriza esta suíte como sendo subalcalina (fig. 82). No diagrama AFM, os granitóides da SIPM se posicionam como uma série cálcico-alcalina (fig. 93). No diagrama de Brown (1982), as litologias desta suíte demonstram um empobrecimento em CaO com relação aos álcalis, superpondo os campos dos granitóides evoluídos em arcos magmáticos cálcico-alcálicos (fig. 94).

A proporção de K_2O em relação à SiO_2 , conforme definido por Le Maitre (1989) para os termos mais diferenciados da série cálcio alcalina, define o magmatismo representado pelos granitóides desta suíte como similar ao das séries médio a alto K (fig. 95). As proporções de Na, K e Ca demonstram o caráter cálcio da SIPM com relação as demais suítes do batólito (fig. 96).

A razão $FeOt/FeOt+MgO$ apresenta um intervalo de valores correlacionáveis com aqueles encontrados em granitóides cálcio-alcálicos, variando entre 0.70 a 0.82, mostrando um crescimento associado com o aumento do teor de SiO_2 (fig. 85). O caráter cálcico-alcálico desta suíte é reforçado pelos baixos valores do índice agpático (tabela 19).

As relações entre os HFSE foram comparadas com as razões álcalis/cálcio e FeO/MgO por Whalen et al. (1987) para definir parâmetros de caracterização entre granitos alcálicos e subalcálicos (cálcio-alcálicos). Os granitóides da SIPM, apesar de possuírem teores moderadamente elevados de HFSE, apresentam baixas razões álcali-cálcio e FeO/MgO , mostrando padrões semelhantes aos desenvolvidos em outros granitóides cálcio-alcálicos do mundo (figs. 97 e 98).

A disposição dos elementos maiores, com tendências bem definidas, como um empobrecimento acentuado em TiO_2 , FeOt, CaO e MgO, com decréscimos suaves de Al_2O_3 e P_2O_5 , em relação ao aumento do teor de SiO_2 , são coerentes com o fracionamento de óxidos de ferro e titânio, plagioclásio, biotita e apatita.

O comportamento do Rb e Ba marcado pelo enriquecimento relativo com o decorrer da diferenciação, é sugestivo do caráter tardio da cristalização da biotita e do feldspato potássico nesta suíte, fato este já observado na petrografia. Apesar da dispersão dos valores do Sr encontrados nas litologias da SIPM, a correlação definida pela relação $Sr \times CaO$ é indicativa do fracionamento de plagioclásio (fig. 99).

A comparação entre os teores de Rb, Ba e Sr, indica uma tendência de diferenciação definida pelos granitóides da SIPM, alternando termos composicionais que caem nos campos das rochas de composição dioríticas, granodioríticas e dos granitos anômalos de Bouseily & Sokkary (1975) (fig.100).

Os teores de elementos terras raras (ETR) dos granitóides da SIPM são moderados a baixos (entre 94 a 212 ppm), apesar da presença frequente de minerais acessórios concentradores de ETR, tais como esfeno, alanita, zircão e apatita. As litologias desta suíte apresentam padrões marcados por enriquecimento de terras raras leves e pelo empobrecimento em terras raras pesadas, predominando valores de La_N entre 80 e 300, com pequenas e raras anomalias negativas de Eu (fig.102). Os ETR leves mostram um acentuado fracionamento, contrastando com a disposição suave dos ETR pesados. O grau de fracionamento dos ETR é alto, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 10 a 200 (fig.101). A concentração geral das terras raras diminui seus teores com a diferenciação, apresentando valores mais elevados para as rochas dioríticas. O conteúdo das terras raras pesadas mostra um comportamento inverso, definido por valores de Yb_N em torno de 10, aumentando até aproximadamente 25 nos termos mais silicosos. Com o decorrer da diferenciação os granitóides da SIPM apresentam padrões semelhantes, entretanto, cada vez mais empobrecidos no conteúdo geral de ETR. Os granitóides da SIPM mostram padrões de elementos terras raras semelhantes aos dos granitos cálcio-alcálinos do tipo cordilheirano.

A análise dos padrões de elementos traços das litologias da SIPM normalizados pelos valores do manto primitivo, ressalta a presença de pequenas anomalias positivas de Cs, Th, U, La, Nd e Zn, com pequenas anomalias negativas relativas de Ba, Nb, Sr, Ti, V, e Ni (fig.103). Um comportamento pouco diferenciado para alguns elementos é encontrado nas rochas dioríticas (amostras 17-III12 e 24B), onde ocorrem anomalias positivas de U e Th, além de teores mais elevados em Nb, La, Ce, Nd, Zr, Sm, Eu, Y e Yb.

A presença de baixas razões La/Nb em todas as litologias da SIPM é uma feição sugestiva de magmatismo gerado em zonas de subducção como indicado por Thompson et al. (1984).

As relações entre Y, Yb e Nb contra SiO_2 , como indicado por Pearce et al. (1984), indicam a incidência entre as amostras dos granitóides da SIPM e os campos dos granitóides cálcico-alcálinos de arcos vulcânicos e/ou colisionais (figs.88 e 89). Quando o comportamento do Rb é analisado em diagrama sugerido pelos mesmos autores, a dominância das amostras mostra uma boa correlação com os granitóides de arcos vulcânicos (fig.86).

As relações entre os teores de elementos LILE e HFSE dos granitóides da SIPM podem

ser observadas através dos diagramas (Y+Nb) x Rb e Nb x Rb de Pearce et al. (1984), onde os autores separam os campos desenvolvidos pelas associações de granitóides selecionadas: de ambientes intra-placa (WPG), de cordilheiras meso-oceânicas (ORG), de arcos vulcânicos e/ou magmáticos (VAG) e de ambientes colisionais (Syn-COLG) (fig.104). Os granitóides da SIPM mostram um comportamento duplo, assemelhando-se em grande parte com os granitóides de arcos vulcânicos e de ambientes intra-placa. Esta característica é típica de granitóides associados a ambientes pós-orogênicos, conforme discutido por Pearce (1996). A presença de uma grande variação nos teores de Y, resulta na migração de alguns granitóides desta suíte para dentro do campo dos granitóides gerados em ambientes do tipo intraplaca.

A análise comparativa entre os teores de Rb-Hf-Ta dos granitóides da SIPM mostra a grande semelhança desta suíte, com os granitos pós-colisionais do Cinturão Hercíniano e Alpes e também com os granitos associados a margens continentais ativas (Península Antártica, Chile Central, Peru e Sierra Nevada), conforme discutido por Harris et al. (1986). No diagrama da figura 105a, sugerido por Harris et al (op.cit.), os granitóides da SIPM caem predominantemente no limites dos campos das rochas geradas em arcos magmáticos. Na figura 106b, o grande domínio das amostras desta suíte ocupa o campo dos granitóides de arcos vulcânicos.

3. Suíte Intrusiva Viamão (SIV)

Os corpos analisados desta suíte foram os Granitos Viamão e Independência na região de Porto Alegre, e os Granitos Monte Bonito, Arroio dos Kaster e Coxília do Fogo na região de Canguçu e Pelotas. Para fins comparativos foram analisados pontualmente os Granitos Arroio Moinho e Chasqueiro, localizados respectivamente, em Canguçu e Arroio Grande.

A SIV é constituída do ponto de vista geoquímico, por uma dominância de termos monzograníticos, com ocorrência subordinada de sienogranitos, granodioritos e quartzomonzonitos, com intervalo de SiO₂ definida por valores entre 62,78 a 73,84 % (figs.81 e 82). Os Granitos Monte Bonito e Viamão se caracterizam pela sua maior variação composicional e por teores de sílica mais baixos que os Granitos Independência e Arroio dos Kaster, que demonstram um conjunto de feições indicativas de uma evolução mais tardia (tabelas 20, 21, 22 e 23).

Na análise dos diagramas de Harker, os granitóides da SIV mostram um pronunciado empobrecimento de Al₂O₃, TiO₂, CaO, FeO_t e MgO, com decréscimos moderados de P₂O₅ com relação ao aumento do teor de SiO₂ (fig. 83 e 84). Os teores de K₂O e Na₂O indicam uma relativa

constância com o decorrer da diferenciação, embora os valores de potássio mostrem ampla dispersão (fig. 84). O comportamento dos elementos maiores é coerente com o fracionamento de minerais acessórios como óxidos de ferro, esfero e apatita, além de fases essenciais como plagioclásio e biotita. Estas observações condizem com aquelas obtidas na petrografia, caracterizando-se pela cristalização inicial dos minerais acessórios, seguidos por plagioclásio e biotita, com feldspato potássio e quartzo tardios.

Os teores de elementos maiores da SIV são relativamente semelhantes com os da SIPM, entretanto, mostram teores mais baixos de Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , $FeOt$ e MgO , com valores semelhantes de Na_2O e mais elevados de K_2O . Com relação as outras suítes do batólito, as mesmas apresentam teores mais baixos em todos os óxidos com exceção dos álcalis.

Os teores de álcalis (Na_2O+K_2O) são relativamente elevados (fig. 82), ocorrendo um duplo comportamento da razão K_2O/Na_2O , que cresce nos Granitos Monte Bonito e Viamão (0.7 a 1.7) e diminui para os Granitos Independência e Arroio dos Kaster (2.3 a 0.8). O Granito Arroio dos Kaster apresenta uma variação muito grande para um intervalo composicional tão restrito podendo estar sugerindo um processo de remobilização parcial de alguns elementos por ação de voláteis ou mesmo devido a transformações metamórfico-deformacionais impostas pelas zonas de cisalhamento subverticais.

Os teores de alumina diminuem com o aumento do teor de sílica, apresentando valores moderados de índice agpaítico, entre 0.52 a 0.86, com valores médios no intervalo 0.60 a 0.70 (tabela 20, 21, 22 e 23).

Os granitóides da SIV mostram enriquecimento em $FeOt$ com relação ao MgO , apresentando um amplo intervalo de valores da razão $FeOt/FeOt+MgO$, de 0.7 até 0.96, com a maioria dos resultados sendo inferiores a 0.85 (fig. 85). Os valores mais baixos estão relacionados aos Granitos Monte Bonito e Viamão, sendo correlacionáveis com aqueles encontrados em granitóides cálcico-alcálicos. Os Granitos Independência e Arroio dos Kaster apresentam valores mais elevados, variando entre 0.78 a 0.91, crescendo abruptamente com o aumento do teor de SiO_2 .

Os granitóides da SIV estão caracterizados por teores muito variados de LILE, com valores elevados para o Granito Monte Bonito, moderados para o Granito Viamão e baixos para os Granitos Independência e Arroio dos Kaster. O Granito Monte Bonito, assim como o Granito Coxilha do Fogo, mostra conteúdos muito elevados de Ba (750 a 1425 ppm), elevados de Sr (358 a 560 ppm), com teores moderados de Rb (126 a 280 ppm). Os teores destes elementos diminuem no Granito Viamão, que apresenta comparativamente, valores mais elevados de Rb (164 a 334

ppm). O Granito Independência apresenta teores baixos de Ba e Sr, entretanto, elevados de Rb (210 a 576 ppm). A presença de teores baixos de LILE é comum no Granito Arroio dos Kaster.

Quando comparados com as rochas granitóides da SIPM, os granitos da Suíte Intrusiva Viamão apresentam teores mais elevados de Rb e Ba, com grande semelhança nos valores de Sr. As SGC e a SIES mostram valores mais elevados de Rb e notadamente menores de Ba e Sr.

O comportamento do Rb é definido pela ampla irregularidade de sua distribuição, apresentando um amplo espectro composicional. Nos granitos Viamão, Monte Bonito e Independência ocorre uma tendência de empobrecimento para as fases mais diferenciadas, enquanto no Granito Arroio dos Kaster, os teores varia muito para um intervalo tão restrito de sílica. Associados ao comportamento do K_2O , a variação do Rb pode refletir o fracionamento de feldspato potássico e biotita nestes últimos granitos (fig. 86).

Nos Granitos Monte Bonito, Viamão e Independência, o decréscimo significativo de Ba e Sr, bem como a ampla correlação entre $FeOt-MgO$ e Ba-Sr é indicativa do fracionamento de plagioclásio e biotita (figs.87). A pronunciada correlação negativa do Sr, CaO e Al_2O_3 com a SiO_2 enfatiza o fracionamento de plagioclásio. O Granito Arroio dos Kaster, entretanto, mostra uma variação muito significativa de teores destes elementos para um intervalo composicional muito restrito (SiO_2 entre 71.93 e 73.76 %), não definindo tendências. A comparação entre os teores de Rb, Ba e Sr, posiciona o Granito Monte Bonito no campo dos granodioritos e nos granitos normais e, o Granito Viamão, no limite entre o campo dos granitos normais e anômalos de Bouseily & Sokkary (1975) (fig.100). Os Granitos Independência e Arroio dos Kaster posicionam-se no limite entre os granitos normais e os granitos fortemente diferenciados.

Os teores de elementos HFSE nos granitos da SIV são moderados, com excessão do Granito Monte Bonito, que apresenta concentrações elevadas, relativamente semelhantes aquelas encontradas em granitos alcalinos.

O decréscimo pronunciado do Zr nos Granitos Monte Bonito, Viamão e Independência com o aumento do grau de diferenciação indica a separação inicial deste elemento com a cristalização precoce de zircão (fig.88). Do mesmo modo, o empobrecimento de Nb apresentado pelos Granitos Monte Bonito, Viamão e Independência com relação ao aumento do teor de sílica, é coerente com o fracionamento de esfeno e biotita (fig.88).

Os teores de Y encontrados nos granitóides da SIV são muito baixos, os menores entre todas as suítes do batólito. O empobrecimento dos teores de Y com o decorrer da diferenciação são indicativos do fracionamento de apatita (fig.89).

A disposição dos granitos da SIV nos diagramas químico-mineralógicos indica a natureza levemente peraluminosa desta suíte (fig.90). No diagrama ACF, a SIV mostra uma forte superposição com os granitóides da SIPM, apresentando entretanto, algumas amostras mais ricas em alumina e pobres em cálcio (fig.92).

O caráter levemente peraluminoso das litologias desta suíte é reforçado pelos parâmetros de Shand, onde os Granitos Independência e Arroio dos Kaster se destacam pela sua maior peraluminosidade (fig.91).

Com relação aos álcalis esta suíte pode ser caracterizada como subalcalina (fig.82). As relações entre os teores de cálcio, ferro e magnésio indicam que as litologias da SIV são cálcio-alcalinas, como indicado no diagrama AFM (fig.93). A relação entre o K_2O e SiO_2 , conforme definido por Le Maitre (1989) para os termos mais diferenciados da série cálcio alcalina, define o magmatismo representado pelas litologias desta suíte como similar ao das séries médio a alto K (fig.95). No diagrama de Brown (1982), os granitóides da SIV demonstram uma superposição com relação aos granitóides evoluídos em arcos magmáticos cálcico-alcalinos (fig.94).

No diagrama $Na_2O : K_2O : CaO$, os granitos desta suíte mostram ampla variação nos teores de Na e K, com valores semelhantes aqueles encontrados nas SIES, SGDF e SGC (fig.96).

A natureza cálcio-alcalina também está definida pelos baixos valores do índice agpaítico, que varia entre 0.52 a 0.73 nos Granitos Monte Bonito, Viamão e Coxilha do Fogo, com valores um pouco mais elevados para os Granitos Independência e Arroio dos Kaster (0.69 a 0.86) (tabelas 20, 21, 22 e 23).

Quando considerados os teores de HFSE e LILE, os granitóides da SIV mostram nos diagramas de Whalen et al. (1987), um comportamento muito semelhante com o dos granitos cálcio-alcalinos (figs.97 e 98). O Granito Viamão superpõem o campo dos granitos cálcio-alcalinos estudados por estes autores, enquanto o Granito Monte Bonito caracteriza-se por elevados teores de HFSE, entretanto, mostra baixas razões Fe/Mg e álcalis/cálcio. Os Granitos Independência e Arroio dos Kaster ocorrem no campo definido pelos granitos diferenciados da série cálcio-alcalina, como já anteriormente indicado no diagrama de Bouiselly & Sokkari (1975).

O comportamento geral dos elementos maiores e menores dos granitóides da SIV é coerente com o fracionamento de minerais acessórios como óxidos de ferro, esfeno, apatita e zircão, bem como de minerais essenciais como plagioclásio, biotita e feldspato potássico. As observações petrográficas são indicativas da cristalização inicial dos minerais acessórios citados mais alanita, seguido por plagioclásio e biotita, finalizando com a cristalização do feldspato potássico e do quartzo.

Os granitóides da SIV mostram teores moderados a elevados de ETR, destacadamente mais elevados em ETR leves que os granitóides da SIPM (fig. 106). Os Granitos Monte Bonito, Viamão e Coxilha do Fogo mostram valores gerais elevados (103 a 473 ppm), enquanto o Granito Arroio dos Kaster apresenta teores muito baixos (65 a 173 ppm). Os padrões de ETR dos granitóides da SIV se caracterizam por um marcado fracionamento (razões Ce_N/Yb_N entre 19 e 120), com significativo enriquecimento em ETR leves e empobrecimento de ETR pesados, acompanhados por pronunciadas anomalias de Eu (fig. 101). Quando comparados com os padrões de ETR dos granitóides da SIPM, os granitos da SIV mostram-se mais enriquecidos em ETR leves, um maior fracionamento de ETR leves e ETR pesados e anomalias mais pronunciadas de Eu. Todos os padrões são marcados por enriquecimento de terras raras leves e pelo empobrecimento em terras raras pesadas, predominando valores de La_N entre 100 e 450 e anomalias negativas de Eu. A concentração geral das terras raras aumenta seus teores com a diferenciação.

A análise dos padrões de elementos traços da SIV normalizados pelos valores do manto primitivo, ressalta a presença de pequenas anomalias positivas relativas de Cs, Th, La, Nd, Sm, Tb e Zn, com anomalias negativas relativas de Ba, Nb, Sr, Zr, Eu, Ti, V, e Ni (fig.). Nesta suíte, as altas razões La/Nb podem estar refletindo uma provável vinculação com o magmatismo gerado em zonas de subducção conforme sugerido por Thompson et al. (1984).

A análise das relações entre Y, Yb, Nb e Rb versus SiO_2 , como indicado por Pearce et al. (1984), indicam a coincidência entre as amostras dos granitos da SIV e os campos dos granitóides cálcio-alcálicos de arcos vulcânicos e/ou colisionais (fig. 88 e 89). A análise do Rb demonstra, entretanto, a grande similaridade do Granito Viamão com aqueles gerados em ambiente tipicamente colisionais (fig. 86). A comparação dos teores de Nb, Y e Rb, ilustrada nos diagramas sugeridos por pelos mesmos autores, demonstra uma grande superposição dos campos, oscilando entre os granitóides cálcio-alcálico de arcos muito evoluídos ou de eventos colisionais (fig. 104). Esta característica é ressaltada por Pearce (1996) como sendo típica de granitos gerados em ambientes pós-orogênicos.

A comparação entre os teores de Rb-Hf-Ta dos granitóides colisionais do Cinturão Hercíniano e dos granitos associados a margens continentais ativas (Península Antártica, Chile Central, Peru e Sierra Nevada) com os valores obtidos para as litologias da SIV, indica que esta suíte se posiciona, conforme discutido por Harris et al. (1986), predominantemente no limite dos campos dos granitóides gerados em ambientes colisionais (fig. 105). A análise do comportamento geoquímico das relações Rb, Hf e Ta nos diagramas discutidos por Harris et al. (op.cit.), indicam

uma íntima relação composicional entre os Granito Independência e os granitóides sincolisionais dos cinturões Hercicínio, Himalaiano e Alpino, apresentados Harris et al (op.cit.).

4. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES)

A discussão sobre as características geoquímicas dos granitos da SIES está embasada no estudo realizado por Vasquez (1997), sendo que 16 análises representativas do Granito Encruzilhada (fácies porfíritico e equigranular) foram retiradas para esta discussão comparativa entre as suítes do Batólito Pelotas. Não foram abordadas as variações composicionais dos enclaves máficos, tão significativos na fácies porfíritica deste granito.

Os granitos da SIES apresentam uma composição dominada por termos sienograníticos, com monzogranitos e alcali-granitos subordinados (figs.81 e 82). Os teor de SiO_2 das litologias da SIES é variável para cada corpo e fácies, com um intervalo geral situado entre 68 e 77 %.

O comportamento dos granitos da SIES nos diagramas de Harker é caracterizado por um significativo empobrecimento em Al_2O_3 , FeOt , MgO , TiO_2 , CaO e P_2O_5 , acompanhado por uma suave decréscimo dos teores de K_2O e Na_2O com relação ao aumento do teor de SiO_2 (Vasquez, 1997). Comparativamente com as outras suítes do Batólito Pelotas, a SIES mostra teores mais baixos de Al_2O_3 , MgO e P_2O_5 que as SIPM, SIV e SGC, com teores mais elevados de Na_2O (figs.83 e 84). Os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) dos granitos da SIES são muito elevados, entre 8 e 10,4 %, mostrando um decréscimo com o aumento da diferenciação (fig.82).

Os teores de alumina diminuem com a diferenciação em todos os corpos graníticos da SIES, com as relações álcalis/alumina definindo um índice agpaítico em geral superior a 0.80 no Granito Encruzilhada, podendo atingir até 1.11 nos termos mais diferenciados do Granito Pitangueiras (Vasquez, op.cit.).

A razão $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ dos granitos da SIES é elevada, ocorrendo um aumento significativo dos valores desta razão com a diferenciação, entre 0.72 a 0.99 (fig.85).

Como indicado por Vasquez (1997), os granitos da SIES apresentam teores elevados de elementos LILE, como Rb e Ba e ETR leves. Os teores de elementos HFSE, como Zr, Nb e Y são menores, sendo que para este último elemento, as concentrações são muito elevadas. Com relação as demais suítes do batólito, a SIES possui elevados teores de Rb, Nb e Y.

O comportamento do Rb é marcado por um empobrecimento com o decorrer da diferenciação, podendo refletir em parte o fracionamento de biotita, embora Vasquez (op.cit.) ressalte a atuação de fluidos pós-magmáticos e soluções hidrotermais (fig.86). O mesmo autor

salienta que os teores de Ba e Sr mostram um forte empobrecimento com o decorrer da diferenciação (figs.87). O Zr apresenta um significativo empobrecimento com o aumento do teor de sílica (fig.88). O Nb mostra variações muito significativas de teores para um mesmo intervalo de sílica (fig.88).

As relações entre os elementos traços dos granitos da SIES evidenciam, com o aumento da diferenciação, um empobrecimento em Ba e um enriquecimento em Rb, em relação ao Sr e ao Zr (Vasquez, 1997).

Nos diagramas químico-mineralógicos, a disposição dos granitos da SIES caracteriza a natureza metaluminosa e a presença de anfibólio nas litologias desta suíte (fig.90). No diagrama ACF, os granitos da SIES se distinguem das demais suítes do Batólito Pelotas pelos baixos teores relativos de alumina, com relação aos teores de CaO e $\text{FeO}+\text{MgO}$ (fig.92).

A natureza metaluminosa a peralcalina desta suíte é confirmada quando analisados os parâmetros de Shand (fig. 91). Esta observação foi feita por Vasquez (1993), que ressaltou a inexistência de anfibólios ou piroxênios alcalinos nestes granitos. De acordo com os critérios estabelecidos por Nardi (1991), os granitos da SIES foram caracterizados como uma série metaluminosa alcalina.

O comportamento da relação $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ é definido pelo empobrecimento do cálcio em reação aos álcalis. Os granitos da SIES definem uma sobreposição com relação ao campo dos granitos alcalinos como proposto por Nardi (1991) (fig.94). Vasquez (1997) ainda denota que o caráter alcalino é reforçado pelo alto índice agpaítico, pela alta razão $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ e pelo enriquecimento de álcalis em relação ao cálcio.

No diagrama $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O} : \text{CaO}$ a SIES encontra-se sobreposta as SIV,SGC e SGDF, apresentando proporções muito baixas de CaO (fig. 96).

Contudo, quando são comparados os teores de HFSE com as razões $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ e Álcalis/Cálcio, conforme discutido por Whalen et al. (1987), os granitos da SIES são enquadrados no campo dos diferenciados cálcio-alcalinos (figs. 97 e 98).

A atuação de processos de fracionamento mineral nos granitos da SIES é indicada por Vasquez (1997) pelo comportamento geoquímico dos elementos maiores, onde o empobrecimento em Al_2O_3 , FeOt , MgO , TiO_2 , CaO e P_2O_5 , acompanhado por uma suave decréscimo dos teores de K_2O e Na_2O com relação ao aumento do teor de SiO_2 . Estas variações são interpretadas como sendo o resultado do fracionamento de minerais acessórios com óxidos de ferro e titânio, apatita, zircão, esfeno e epidoto (alanita), além do fracionamento (ou incorporação) de fases minerais como anfibólio cálcico (hastingsita), plagioclásio cálcico (labradorita e oligoclásio) passando para

mais sódico (albita), e de feldspato alcalino e biotita como fases minerais mais tardias (Vasquez, op.cit.). O decréscimo de Ba, Sr e Zr é indicado por este autor como sendo relacionado ao fracionamento de feldspatos, biotita e zircão.

Os teores de ETR dos granitos da SIES são relativamente elevados, destacando-se a fácies equigranular do Granito Encruzilhada (339 a 518 ppm). O comportamento e os padrões de ETR nos granitos da SIES, normalizados pelos valores condriticos de Haskins et al. (1968), se caracterizam por forma de “asa de gaivota” com fracionamento acentuado de ETR leves e suave para os ETR pesadas, com uma forte anomalia negativa de Eu (Vasquez, 1997) (fig.109). Este mesmo autor salienta que o comportamento variável dos ETR nos granitos da SIES, com enriquecimento e empobrecimento em ETR com a diferenciação, também é encontrado em outros corpos graníticos alcalinos pós-orogênicos relatados por Nardi (1991) e Pimentel & Charney (1991). Os significativo teores de ETR nos granitos da SIES refletem a abundância petrográfica de minerais acessórios como zircão, alanita, apatita, esfeno e fluorita.

A utilização das relações entre elementos HFSE e LILE por Perce et al. (1984) é indicada para a discriminação de associações plutônicas de ambientes geotectônicos distintos. Quando comparados, os granitos da SIES mostram um comportamento semelhante aquele encontrados em granitos intra-placa da associação alcalina (Vasquez, op.cit.). Os granitos da SIES assemelham-se com as associações graníticas de Skye e da Nigéria, para as quais é indicada uma origem mantélica com evolução associada a processos de fracionamento mineral e assimilação crustal.

5. Suíte Granítica Cordilheira (SGC)

Os dados relativos a Suíte Granítica Cordilheira foram retirados dos trabalhos de Koester (1995) e Frantz & Nardi (1995), sendo que o primeiro autor estudou os Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, na região de Encruzilhada do Sul. A estes dados foram acrescidos para uma discussão comparativa, os resultados de um limitado número de análises químicas (5 amostras) obtidos nesta tese para o Metagranito Três Figueiras. Este metagranito ocorre no extremo sudeste do Batólito Pelotas e pela comparação dos dados petrográficos e estruturais, é correlacionável com os granitos da SGC.

A composição dos granitos da SGC é dominada por termos sienograníticos e monzograníticos, com ocorrência subordinada de granodioritos (fig.81 e 82). Os teores de SiO_2 dos granitos da SGC mostram uma composição restrita, com um intervalo entre 70 a 75 %. No

Metagranito Três Figueiras, a presença de um granodiorito resultou em um intervalo de 67 a 75 % de SiO_2 (tabela 24).

O comportamento dos elementos maiores dos Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho nos diagramas de Harker é bastante randômico, não permitindo a individualização de tendências muito definidas (Koester, 1995), entretanto, é possível observar um empobrecimento acentuado de Al_2O_3 , acompanhado por decréscimos moderados de FeOt , MgO , TiO_2 , CaO , P_2O_5 e K_2O com o aumento do teor de SiO_2 (figs. 83 e 84). Os teores de Na_2O mostram um enriquecimento com o decorrer da diferenciação, principalmente no Metagranito Cordilheira. A presença de trends sem correlações é sugerida por Koester (op.cit.) como sendo indicativa da ausência de processos de fracionamento mineral.

O comportamento do Metagranito Três Figueiras apresenta um comportamento um pouco distinto, com empobrecimento moderados de Al_2O_3 , MgO e P_2O_5 , acompanhados por decréscimos significativos de FeOt , TiO_2 , CaO e enriquecimento dos teores de K_2O e Na_2O . Estas variações nos óxidos dos elementos maiores é indicativa do fracionamento de minerais acessórios como apatita e óxido de ferro-titânio, acompanhados por biotita e plagioclásio.

Quando comparadas com as outras suítes do Batóito Pelotas, a SGC mostra teores elevados de Al_2O_3 e P_2O_5 , com baixos teores de FeOt , TiO_2 e CaO . Os teores de álcalis da SGC são mais elevados que os da SIPM, com grande semelhança ao das demais suítes do batólito e inferiores aos da SIES.

A razão $\text{FeOt}/\text{FeOtMgO}$ nos Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho é muito baixa, com valores entre 0.52 a 0.64, com uma tendência de empobrecimento relativo de FeOt em relação ao MgO como sugerido pela diminuição desta razão com o aumento do teor de sílica (fig.85). O Metagranito Três Figueiras caracteriza-se por razões Fe/Mg mais elevadas, crescendo com a diferenciação desde 0.77 até 0.89, constituindo desta maneira, uma tendência distinta.

Os teores de elementos LILE dos granitóides da SGC são moderados, com baixos valores de Ba e Sr e concentrações elevadas de Rb. Koester (1995) salienta que o Metagranito Arroio Francisquinho mostra teores de Ba e Sr mais elevados, acompanhados por valores mais baixos de Rb, quando comparados com o Metagranito Cordilheira. O Metagranito Três Figueiras apresenta concentrações mais elevadas de Ba e Sr, com teores semelhantes de Rb que o Metagranito Arroio Francisquinho.

O comportamento dos LILE nas litologias da SGC não define tendências significativas, ocorrendo uma grande variação de valores para um intervalo muito restrito de SiO_2 . Os Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho mostram comportamentos muito regulares de

Ba, Sr e Rb, enquanto no Metagranito Três Figueiras, os teores de Rb mostram um enriquecimento significativo (fig.86). Neste último metagranito, o Ba mostra uma acentuado empobrecimento com o aumento do teor de SiO_2 (fig.87).

Nos granitóides da SGC, os elementos HFSE estão caracterizados pelas baixas concentrações de Zr, Nb, Y e V. O Metagranito Três Figueiras apresenta teores mais elevados de Zr e Nb, se comparado com os Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho.

O Zr e o Y mostram um empobrecimento moderado em todos os metagranitóides da SGC (fig.88 e 89). Quando considerado somente o Metagranito Três Figueiras, o comportamento dos elementos HFSE é marcado pelo acentuado empobrecimento de Nb, com decréscimos moderados de Zr, Y e V.

As análises químico-mineralógicas mostram o caráter peraluminoso dos granitos da SGC, sendo que as amostras dos Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho dispõem-se como os diferenciados graníticos da associação aluminosa de Debon & Le Fort (1983). O Metagranito Três Figueiras, como é menos aluminoso que as unidades anteriores, mostra um padrão mais parecido com o das associações alumino-cafêmicas (fig. 90). No diagrama ACF, as litologias da SGC se destacam das outras suítes por apresentar-se, proporcionalmente, mais aluminosa que as demais (fig.92).

Koester (1995) caracterizou, além das feições petrográficas, a natureza peraluminosa dos granitóides da SGC, salientando os elevados teores de Al_2O_3 , as razões A/CNK superiores a 1.5 (fig.91), a presença de coríndon normativo, com valores acima de 2.5 %, além do posicionamento no diagrama AFM (cf. Miller, 1985) no campo das rochas cálcio-alcálinas peraluminosas a fortemente peraluminosas (fig.93). A natureza cálcio-alcálica alto-K desta suíte é indicada pela disposição as amostras no diagrama de Le Maitre (1989) (fig.95).

No diagrama $\text{Na}_2\text{O}:\text{K}_2\text{O}:\text{CaO}$, mostram baixos teores de CaO e proporções aproximadamente iguais de Na_2O e K_2O (fig.96).

Quando comparadas as relações entre os elementos HFSE ($\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$) contra as razões $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ e Álcalis/Cálcio, os granitóides da SGC mostram padrões semelhantes aqueles encontrados em diferenciados cálcio-alcálinos, conforme discutido por Whalen et al. (1987) (figs. 97 e 98).

A disposição dos elementos maiores dos granitos da SGC apresentou tendências, principalmente no Metagranito Três Figueiras, definidas pelo empobrecimento moderado de Al_2O_3 , MgO e P_2O_5 , acompanhados por decréscimos significativos de FeOt , TiO_2 , CaO e enriquecimento dos teores de K_2O e Na_2O . Estas variações nos óxidos dos elementos maiores,

associadas ao empobrecimento de Ba é indicativa do fracionamento de minerais acessórios como apatita e óxido de ferro-titânio, acompanhados por biotita e plagioclásio. O aumento do teor de K_2O , associado ao enriquecimento em Rb permite prever que o fracionamento de biotita e/ou feldspato-K não é significativo com o decorrer da diferenciação. O empobrecimento significativo de Zr em todos os metagranitóides da SGC é coerente com o fracionamento de zircão. No Metagranito Três Figueiras, o decréscimo de Y e P_2O_5 é indicativo do fracionamento de apatita e, em parte, também de granada.

Como ressaltado por Koester (1995) os metagranitos da SGC mostram teores muito baixos de ETR (média de aproximadamente 50 ppm). O Metagranito Três Figueiras também mostra teores moderados, entretanto, com uma variação entre 49 a 193 ppm, com uma média mais elevada (90 ppm). Os padrões de ETR apresentados por estes leucogranitos se caracterizam por mostrar um enriquecimento em ETR leves e empobrecimento em ETR pesadas, com ausência ou presença de pequenas anomalias de Eu (fig.110). O fracionamento é pouco acentuado, com as razões La_N/Lu_N de 11.24 para o Metagranito Arroio Francisquinho e, 9.86 para o Metagranito Cordilheira (Koester, 1994).

No Metagranito Três Figueiras, observa-se uma grande semelhança entre os diversos padrões amostrados, ocorrendo um acentuado empobrecimento em ETR com o decorrer da diferenciação (fig.112). No diagrama multi-elementar dos Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, comparados com os do Metagranito Três Figueiras, ressaltam-se as anomalias positivas mais acentuadas de Rb e negativas de Ti dos primeiros (figs. 111 e 113).

Koester (1995) salienta que a presença de padrões de ETR variados e os baixos teores, como observados nos Metagranitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, são típicos de granitóides gerados por fusão crustal. Do mesmo modo, os padrões côncavos apresentados por algumas amostras, principalmente, no Metagranito Três Figueiras, pode sugerir uma origem a partir da fusão parcial de rochas quartzo-feldspáticas portadoras de anfibólio. Este mesmo autor ainda sugere, embasado em trabalho de Price (1983), que a presença de pequenas anomalias de Eu e o baixo fracionamento entre os ETR leves e pesados é indicativo da ausência de um protólito de natureza metassedimentar.

O posicionamento dos granitóides da SGC nos diagramas multi-elementares de Pearce et al. (1984), onde são correlacionadas as razões entre elementos LILE e HFSE, é caracterizado pela disposição dos mesmos predominantemente no campo dos granitóides gerados em ambientes sin-colisionais (fig104). As mais recentes considerações realizadas por Pearce (1996), entretanto, colocam os granitóides da SGC no campo dos granitos gerados em ambientes pós-orogênicos. As

definições sobre os ambientes geotectônicos permitem a comparação e a definição de campos com relação as amostras que foram selecionadas para a realização do estudo em questão. Desta maneira, os granitóides tipicamente sin-colisionais utilizados para a confecção dos diagramas de Pearce et al. (1984) foram os granitos do Cinturão Himalaiano, reconhecidamente como sendo gerados por fusão de metassedimentos.

6. Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)

Os corpos selecionados para análises geoquímicas desta suíte foram o Granito Capão do Leão, próximo a cidade de Pelotas e, na região de Porto Alegre, os Granitos Ponta Grossa, Santana e os Diques Riolíticos. Também foram utilizadas nesta discussão, as considerações composicionais disponíveis nos trabalhos de May (1990) e Frantz & Nardi (1992), principalmente, dados referentes ao Granito Canguçu.

Os granitos da SGDF analisados mostram uma grande homogeneidade composicional, apresentando uma variação no teor de SiO_2 entre 71,5 a 77,6 % (tabelas 25 e 26). Suas composições estão dominadas por termos sienograníticos com ocorrência subordinadas de monzogranitos e de álcali-feldspato granitos (granitos alcalinos) (figs. 81 e 82).

Apesar do pequeno intervalo de SiO_2 apresentado pelos granitos desta suíte, a disposição dos óxidos de elementos maiores nos diagramas de Harker mostra uma boa correlação entre alguns dos elementos analisados. O conjunto dos dados para elementos maiores indica um pronunciado decréscimo dos teores de Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , FeOt e MgO , com decréscimo moderado de Na_2O e P_2O_5 (figs. 83 e 84). Esta evolução dos elementos maiores é corente com o fracionamento de minerais acessórios como óxido de ferro, esfeno e apatita, além de minerais essenciais como plagioclásio e biotita. Esta evolução mostra boa correlação com as observações petrográficas que indicam a cristalização precoce de magnetita, esfeno e apatita, com cristalização posterior de plagioclásio e biotita.

Quando comparada com as outras suítes do batólito, a SGDF se caracteriza pelos altos teores de SiO_2 , Na_2O e K_2O , com baixos teores de Al_2O_3 , FeOt , MgO e CaO .

Os elevados teores de álcalis (Na_2O e K_2O) da SGDF, com valores em torno de 7,5 a 9,0, não são mais elevados que os encontrados na SIES e no Granito Bela Vista (peralcálico) (fig. 82). A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ cresce com a diferenciação assumindo valores entre 0,8 a 1,4 (tabelas 25 e 26). No Granito Santana, os teores de K_2O e Na_2O apresentam uma tendência definida pelo aumento de suas concentrações com a diferenciação. O Na_2O mostra um relativo empobrecimento com o

decorrer da diferenciação para os demais granitos da SGDF estudados.

Os teores de alumina estão entre os mais baixos de todas as suítes do Batólito Pelotas, com a relação álcalis/alumina apresentando um grande intervalo de valores de índices agpaíticos, entre 0.69 a 1.01. Os Granitos Ponta Grossa e Canguçu mostram valores mais baixos, entretanto, os Granitos Capão do Leão e, principalmente, o Granito Santana e os Diques Riolíticos, apresentam valores superiores a 0.90, semelhantes aos encontrados em granitóides da série alcalina (tabelas 25 e 26).

A razão $\text{FeO}t/\text{FeO}t+\text{MgO}$ assume para uma parte dos corpos graníticos da SGDF um intervalo de valores situado no campo dos diferenciados cálcico-alcalinos, variando entre 0.82 a 0.85. No Granito Santana e diques riolíticos, a razão aumenta assumindo valores típicos de granitóides alcalinos, variando entre 0.93 a 0.99 (fig.85).

Os teores de elementos LILE são relativamente baixos, sendo os valores de Ba moderados, com concentrações muito baixas de Sr.

O comportamento do Rb é marcado pelo seu empobrecimento com relação ao aumento do teor de sílica, apresentando um acentuado decréscimo nos Granitos Capão do Leão e Santana, com decréscimo moderados no Granito Ponta Grossa (Fig.86). Esta disposição do Rb, associada ao comportamento do K_2O e do Al_2O_3 refletem o fracionamento de biotita.

Nos granitóides da SGDF, os teores de Ba diminuem com a diferenciação, apresentando teores muito distintos nos Granitos Ponta Grossa, Canguçu e Capão do Leão, com valores muito baixos para o Granito Santana e os Diques Riolíticos (fig.87).

Os teores de Sr dos granitóides da SGDF são muito baixos, ocorrendo a formação de dois grupos distintos de valores, apresentando para o Granito Ponta Grossa valores um pouco mais elevados (fig.87c). Os Granitos Capão do Leão e Ponta Grossa, que apresentam valores um pouco mais acentuados de Sr, mostram um significativo empobrecimento deste elemento com relação ao aumento da diferenciação. No Granito Santana e nos Diques Riolíticos os teores são extremamente baixos e regulares, indicando a natureza mais diferenciada destas unidades. A comparação entre os teores de Rb, Ba e Sr, posiciona os granitos da SGDF nos campos dos granitos normais e fortemente diferenciados, segundo a classificação de Bouseily & Sokkary (1975) (fig.100).

Os elementos HFSE mostram teores muito variáveis, com baixos valores de Zr e V, e concentrações moderadas a altas de Nb e Y. A grande variação nos teores de Zr, Y e Nb para rochas com um pequeno intervalo de SiO_2 , pode estar relacionada a concentração aleatória de minerais acessórios como zircão, apatita e esfero.

Os granitóides da SGDF mostram um empobrecimento em Zr com o decorrer da diferenciação (fig.88). O Granito Ponta Grossa apresenta uma acentuado decréscimo dos teores de Zr com o decorrer da diferenciação, entretanto, os Granitos Capão do Leão, Santana e os Diques Riolíticos mostram uma ampla variação nas concentrações deste elemento para um intervalo muito restrito de variação do teor de sílica.

Do mesmo modo, os teores de Nb apresentados pelos granitóides da SGDF são extremamente variáveis, com valores moderadamente elevados para os Granitos Ponta Grossa, Santana e Canguçu, e muito elevados para os Diques Riolíticos (fig.88).

Os Granitos Santana e os Diques Riolíticos mostram teores elevados de Y, contrastando com os baixos valores apresentados pelos Granitos Canguçu, Ponta Grossa e Capão do Leão (fig.89). O comportamento do Y é marcado pelo acentuado empobrecimento no Granito Ponta Grossa, com grandes variações de teores demais granitos da SGDF. Os teores de V das litologias da SGDF são os mais baixos entre todos as suítes do batólito, revelando o caráter diferenciado e félsico deste granitos(fig.89).

Quando analisados em diagramas químico-normativos, os granitos da SGDF mostram uma natureza levemente peraluminosa (fig.90), mostrando no diagrama ACF uma certa superposição com os granitos da SIV e SIPM, entretanto, distinguem-se dos mesmos pelos teores mais baixos de alumina (fig.92).

O caráter levemente peraluminoso da SGDF é também indicado pelos parâmetros de Shand, onde a SGDF se distingue das SIPM e SIV pela baixa razão alumina/álcalis (fig. 91).

A comparação dos parâmetros de cálcio-alcalinidade com a diferenciação indica que as litologias da SGDF mostram um comportamento semelhante ao dos diferenciados cálcio alcalinos (fig.93). No diagrama de Brown et al. (1984) mostra semelhanças com os granitos alcalinos (fig. 94). As relações entre K_2O com relação à SiO_2 , como abordado por Le Maitre (1989) para os termos mais diferenciados da série cálcio alcalina, define o magmatismo representado pela SGDF como similar ao alto K (fig.95).

Os granitos da SGDF mostram teores muito baixos de cálcio e proporções aproximadas entre Na e K, como pode ser observado no diagrama $Na_2O : K_2O : CaO$ (fig.96).

A utilização da concentração dos elementos HFSE contra a razão Fe/Mg e álcalis/cálcio como discutido por Whalen et al. (1987) confirma, em parte, o caráter cálcio-alcálico dos granitos da SGDF. Entretanto, os Granitos Capão do Leão e Santana possuem um caráter distinto, onde os elevados valores da razão $FeOt/FeOt+MgO$ contrastam com os baixos teores do somatório $Zr+Nb+Ce+Y$, mas colocam as amostras analisadas no campo acima dos diferenciado graníticos

de composição cálcio-alkalina. Entretanto, a razão álcalis/cálcio demonstra que os granitos ainda mostram um comportamento semelhante aos diferenciados cálcio-alkalinos (figs. 97 e 98). Os Diques Riolíticos, ao contrário, apresentam um comportamento semelhante aquele observado em associações graníticas de afinidade alcalina.

Apesar do restrito intervalo de SiO_2 apresentado pela maioria dos granitos da SGDF, o Granito Ponta Grossa mostra uma boa correlação entre os óxidos de elementos maiores nos diagramas de Harker. Os elementos maiores mostram um pronunciado decréscimo dos teores de Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , FeO^t e MgO , com decréscimo moderado de Na_2O , MnO e P_2O_5 , um comportamento corente com um fracionamento de magnetita, esfeno, apatita, plagioclásio e biotita. O feldspato potássico, como indicado pelo aumento do teor de K_2O , apresenta um caráter tardio ao processo de diferenciação.

Os diagramas de correlação entre elementos traços e mesmo os diagramas de Harker, também sugerem a atuação de processos de fracionamento mineral. Os teores de Rb registram uma tendência bem definida de empobrecimento nas fases mais diferenciadas. Esta disposição do Rb associado ao aumento do teor de K_2O , refletem o fracionamento de biotita. O decréscimo acentuado de Sr, Ba, bem como a boa correlação apresentada entre FeO^t - MgO , Ba-Sr reforça a importância do fracionamento de plagioclásio e biotita. O forte empobrecimento do Zr com a diferenciação indica a separação inicial deste elemento com a cristalização precoce de zircão. A diminuição dos teores de Y e Nb são coerentes com o fracionamento de apatita, biotita e esfeno.

As concentrações de ETR na SGDF são moderadas, muito semelhantes aquelas encontradas na SIPM, sendo superiores a da SGC e inferiores aos concentrações encontradas na da SIES por Vasquez (1997). Os padrões normalizados de elementos terras raras dos granitos da SGDF, apresentam uma disposição muito ampla, evoluindo desde padrões muito semelhante aqueles encontrados em granitos cálcio-alkalinos alto-K, como no Granito Capão do Leão, até padrões mais típicos de associações plutônicas alcalinas, como os Granitos Santana e os Diques Riolíticos (fig. 114).

Os elementos terras raras do Granito Capão do Leão mostram padrões marcados por enriquecimento de terras raras leves, predominando valores de La_N entre 33 e 250 e anomalias negativas de Eu pouco pronunciadas. O grau de fracionamento dos ETRP é relativamente baixo, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 10 e 100 (fig. 101). A concentração geral das terras raras pesadas diminui muito pouco com a diferenciação, observando-se um padrão horizontal nos ETRP, com valores de Yb_N nas litologias em torno de 3 a 12. Este padrão pode estar relacionado a presença neste granito de granada, que concentra ETRP.

Os padrões de elementos terras raras do Granito Ponta Grossa apresentam uma disposição muito semelhante aquela encontrada em granitos cálcio-alcálicos alto-K e com os granitos da SIV, entretanto, são acentuadamente mais elevadas as concentrações de ETRP. Todos os padrões são marcados por enriquecimento de terras raras leves, predominando valores de La_N entre 100 e 200 e anomalias negativas de Eu. O grau de fracionamento dos ETRP é baixo, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 10,5 e 12,5 (fig.101). A concentração geral das terras raras diminui com a diferenciação. Os elementos terras raras pesadas apresentam um comportamento inverso, com valores de Yb_N em torno de 30 nos termos menos silicosos, diminuindo para 10 nos termos mais félsicos. Comparativamente, o padrão de ETR apresentado pelo Granito Ponta Grossa é muito semelhante ao dos granitos da SIV, entretanto, os últimos granitos mostram menor variação de teores de ETR e maior concentração de ETRP.

A análise dos elementos terras raras do Granito Santana mostra padrões semelhantes aqueles encontrados em granitóides de afinidade alcalina. Estes padrões estão definidos por enriquecimento de terras raras leves, predominando valores de La_N entre 23 e 175, com pronunciadas anomalias negativas de Eu. O grau de fracionamento dos ETRP é baixo a moderado, apresentando, entretanto um grande intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 4 e 35 (fig. 101). A concentração geral das terras raras pesadas diminui com a diferenciação. Os ETRP mostram valores de Yb_N em torno de 30 litologias mais máficas, diminuindo até aproximadamente 10 nos termos mais silicosos. Comparativamente, o padrão de ETR apresentado pelo Granito Santana é muito semelhante ao do Granito Ponta Grossa, apenas com maiores anomalias de Eu.

Os elementos terras raras dos Diques Riolíticos mostram padrões do tipo "asa de gaivota", que são característicos de associações de afinidade alcalina. Estes padrões estão marcados por um pequeno enriquecimento em elementos terras raras leves, predominando valores de La_N entre 50 e 175 e pronunciadas anomalias negativas de Eu. O grau de fracionamento dos ETRP é muito baixo, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 7 e 10, definindo um padrão horizontalizado. A concentração geral das terras raras pesadas diminui com a diferenciação, observando-se valores de Yb_N nas litologias mais máficas em torno de 45, atingindo até aproximadamente 30 nos termos mais silicosos. Comparativamente, o padrão de ETR apresentado pelos diques riolíticos é muito semelhante com o encontrado no Granito Santana, distinguindo-se deste pelos teores mais elevados de ETRP e pelas maiores anomalias negativas de Eu.

A análise dos padrões de elementos traços das litologias da SGDF, normalizados pelos valores do manto primitivo, ressalta uma grande semelhança com os padrões observados para os

granitos da SIV, entretanto, com uma acentuação na concentração de alguns elementos. Desta maneira, destacam-se a presença de anomalias positivas relativas de Rb, Th, U, La, Nd, Sm, Tb, Y e Zn, com anomalias negativas relativas pronunciadas de Nb, Sr, Ti, V, e Ni e pequenas anomalias negativas relativas de Ba, Zr e Eu. As anomalias negativas de Ba, Sr, Ti, Eu, V, e Ni e são muito mais pronunciadas no Granito Santana e nos Diques Riolíticos (fig. 115). A presença de teores muito baixos de Sr, Ba, Eu, Ti, V e Ni está diretamente relacionada ao elevado grau de fracionamento deste magma. A presença de altas razões La/Nb também é sugestiva da comparação deste magmatismo com aquele gerado em zonas de subducção como sugerido por Thompson et al. (1984).

Na análise das relações entre Y, Nb e Rb versus SiO_2 , como indicado por Pearce et al. (1984), as amostras dos granitos da SGDF situam-se no limite entre os campos dos granitóides cálcico-alcalinos de arcos vulcânicos e colisionais com o das rochas geradas em ambiente intraplaca, com uma leve dominância deste último (fig. 86, 88 e 89). Da mesma forma, o comportamento dos elementos Nb e Y ilustrado nos diagramas sugeridos pelos mesmos autores, sugerem a semelhança de teores entre alguns corpos da SGDF e o magmatismo alcalino de intraplaca, principalmente, o Granito Santana e os diques riolíticos (fig. 104). Ressalte-se que as amostras do Granito Santana mais deslocadas para o interior do campo intraplaca representam seus termos mais diferenciados, não excluindo-se a possibilidade da ação de voláteis como o flúor neste processo de enriquecimento. A presença de fluorita no Granito Santana poderia reforçar esta hipótese.

A disposição das amostras das litologias da SGDF nos diagramas sugeridos por Harris et al. (1986) mostra uma semelhança entre os teores de Rb, Hf e Ta dos granitos da SGDF com aqueles dos granitóides considerados tardi a pós-colisionais (fig. 105).

7. Granito Bela Vista

O Granito Bela Vista nular) apresenta uma composição de granito alcalino a álcali-granitos subordinados (figs. 81 e 82). Os teor de SiO_2 é variável de 65 a 73 % (tabela 27).

Nos diagramas de Harker, o Granito bela Vista mostra um significativo fracionamento de FeO, acompanhado por um suave decréscimo dos teores de MgO, e P_2O_5 e concentrações não definidas para Al_2O_3 , TiO_2 , CaO K_2O e Na_2O . SiO_2 . Comparativamente com as outras suítes do Batólito Pelotas, o Granito Bela Vista mostra teores mais baixos de MgO, CaO e P_2O_5 e mais elevados de Na_2O que as SIPM, SIV, SIES, SGC. Com relação a SGDF a única diferença está nos

teores mais elevados de Na_2O do Granito Bela Vista (figs. 83 e 84). Os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) dos granitos da SIES são muito elevados, entre 9 e 11,5 % (fig. 82).

A razão $\text{FeOt}/\text{FeOt} + \text{MgO}$ deste granito é elevada, com valores próximos de 1 (fig. 85).

Como indicado por Philipp et al. (1991), o Granito Bela Vista apresenta teores baixos de LILE, como Rb e Ba e Sr. Os teores de elementos HFSE, como Zr, são muito elevados (fig. 88).

Nos diagramas químico-mineralógicos, a disposição deste granito caracteriza a natureza metaluminosa e a presença de anfibólio nas suas litologias (fig. 90). No diagrama ACF, o Granito Bela Vista se distingue das demais suítes do Batólito Pelotas pelos baixos teores relativos de alumina e de cálcio, com relação aos teores de $\text{FeO} + \text{MgO}$ (fig. 92).

A natureza peralcalina deste granito é confirmada quando analisados os parâmetros de Shand (fig. 91). Esta observação foi feita por Philipp et al. (1991), que ressaltou a existência de anfibólios e piroxênios alcalinos neste granito.

O comportamento da relação $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ é definido pelo empobrecimento do cálcio em reação aos álcalis. O Granito Bela Vista define uma sobreposição com relação ao campo dos granitos alcalinos como proposto por Nardi (1991) (fig. 94). O caráter alcalino é reforçado pelo alto índice agpaítico, pela alta razão $\text{FeOt}/\text{FeOt} + \text{MgO}$ e pelo enriquecimento de álcalis em relação ao cálcio.

No diagrama $\text{K}_2\text{O}:\text{Na}_2\text{O}:\text{CaO}$, este granito mostra proporções muito baixas de cálcio, com teores muito semelhantes de Na e K (fig. 96).

Contudo, quando são comparados os teores de HFSE com as razões $\text{FeOt}/\text{FeOt} + \text{MgO}$ e Álcalis/Cálcio, conforme discutido por Whalen et al. (1987), os granitos da SIES são enquadrados no campo dos diferenciados peralcalinos, embora não hajam dados disponíveis sobre Ce, Nb e Y (figs. 97 e 98).

A falta da análise de elementos traços, como os HFSE e ETR não permitiu um avanço na caracterização geoquímica deste granito.

8. Considerações Finais

Do ponto de vista geoquímico, as associações de rochas granitóides analisadas quimicamente nesta tese indicam uma evolução marcada pela geração inicial dos magmas de composição cálcio-alcalina médio a alto potássio da SIPM, passando gradativamente para cálcio-alcalino alto potássio, chegando a apresentar nos termos mais diferenciados da SGDF, rochas graníticas com afinidade alcalina.

As litologias da SIPM encontradas na porção centro-sul do Batólito Pelotas, definem uma associação de granitóides com composição expandida, mostrando um caráter metaluminoso, que evolui para levemente peraluminoso nos termos mais diferenciados. As baixas razões $\text{FeOt}/\text{FeO}+\text{MgO}$ e os teores de álcalis indicam valores comparáveis aos dos granitóides cálcio-alcalinos, conforme discutido por Rogers et al. (1980), Brown et al. (1984), Whalen et al. (1987), Maniar & Piccoli (1989), Sylvester (1989) e Nardi (1992). A proporção $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ crescente assume valores aproximadamente entre 0.4 e 1.6, ressaltando o caráter potássico desta suíte. Os parâmetros R_1 - R_2 de De La Roche (1980) assinalam um decréscimo na aluminosidade com relação ao álcalis, também constatada com a aplicação dos parâmetros de Shand, dos termos petrograficamente mais máficos para os mais félsicos. A comparação dos parâmetros de cálcio-alcalinidade com a diferenciação mostra que os granitóides tem comportamento similar ao dos diferenciados cálcio alcalinos. O conjunto de dados envolvendo os elementos maiores das rochas graníticas, indica que o magmatismo da região estudada apresenta quimismo comparável em parte, ao dos granitos cordilheiranos e, também agranito tarid a pós-colisionais.

No extremo norte do batólito, o magmatismo granítico encontrado na região de Porto Alegre está representado pelos granitóides das SIV e SGDF. A comparação com corpos graníticos correlacionáveis a estas suítes e situados na porção central do batólito, como os Granitos Monte Bonito, Arroio Moinho, Coxilha do Fogo, Chasqueiro e Arroio dos Kašter da SIV e, o Granito Capão do Leão da SGDF tem demonstrado a ampla correlação existente entre o comportamento geoquímico, petrográfico e estrutural entre estas unidades plutônicas.

Quando comparadas geoquimicamente, as SIV e SIES, que representam magmatismo de idades contemporâneas, mostram significativas diferenças composicionais, com a primeira caracterizando um magmatismo da série cálcio-alcalina alto-K e, a segunda, uma série alcalina de natureza metaluminosa a peralcalina. Os teores de Al_2O_3 mais baixos, elevados de Rb, Nb e Y e a natureza intra-placa do magmatismo da SIES são as principais diferenças geoquímicas entre estas suítes. Estas diferenças entretanto, apontam para fontes distintas, com a SIES indicando uma fonte mantélica, com interação crustal menos pronunciada do que no caso da SIV.

As SIV e SGDF são caracterizadas do ponto de vista geoquímico por uma dominância de termos monzo e sienograníticos, com ocorrência subordinada de granodioritos e álcali-feldspato granitos. Mostram um caráter levemente peraluminoso, com a SiO_2 variando aproximadamente entre 68 e 78 %. A proporção $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ assume valores comparáveis aos dos granitóides cálcio-alcalinos no Granito Viamão, crescendo de bruscamente com o grau de diferenciação, atingindo no Granito Santana, Capão do Leão, granitos da SIES e nos riolitos, valores

comparáveis aos dos constituintes das associações alcalinas saturadas ou de produtos altamente diferenciados cálcio-alcalinos conforme discutido por Whalen et al. (1987), Maniar & Piccoli (1989), Sylvester (1989) e Nardi (1992), entre outros. A proporção K_2O/Na_2O assume valores aproximadamente entre 0.8 e 1.7, crescendo além destes limites em algumas amostras do Granito Independência. Os parâmetros R_1 - R_2 de De La Roche (1980) assinalam um decréscimo na aluminosidade, também constatada com a aplicação dos parâmetros de Shand, do Granito Viamão para o Granito Santana e diques riolíticos, constituindo um grupo intermediário o Granito Independência e o Granito Ponta Grossa. A comparação de parâmetros de cálcio-alcalinidade com a diferenciação mostra que a maior parte dos granitóides tem comportamento similar ao dos diferenciados cálcio alcalinos, observando-se que o Granito Santana e os diques riolíticos tendem para o campo das rochas relacionadas com as graníticas da associação alcalina (Nardi 1992). Esta mesma caracterização é obtida quando avaliado os teores de alcalis no diagrama TAS proposto por Middlemost (1994). Os teores de K_2O em relação à SiO_2 , conforme definido por Le Maitre (1989) para os termos mais diferenciados da série cálcio-alcalina, definem o magmatismo, o destas suítes como similar ao alto K. O conjunto de dados, envolvendo os elementos maiores das rochas graníticas da SGDF, indica que o magmatismo granítico caracterizado por estas suítes apresenta quimismo comparável ao dos granitos cálcio alcalinos alto K_2O evoluindo, no Granito Santana e nos diques riolíticos mais tardios, para líquidos metaluminosos alcalinos. A composição das rochas estudadas é muito próxima e seu elevado grau de diferenciação, principalmente, dos granitos Arroio dos Kaster, Independência, Capão do Leão, Ponta Grossa, Santana e diques riolíticos, dificulta sua identificação com uma das séries magmáticas ou com produtos de fusão parcial da crosta.

A crescente alcalinidade, expressa particularmente pelos parâmetros de Shand, R_1 , R_2 , e de cálcio alcalinidade distingue três grupos principais constituídos pelo Granito Viamão, pelos granitos Independência e Ponta Grossa e pelo Granito Santana e diques riolíticos. A variação dos referidos parâmetros em cada um desses grupos, constituindo *trends* paralelizados, sugere que os mesmos não são derivados do mesmo magma parental, seja por mecanismos de fracionamento mineral ou hibridização por líquidos mais básicos.

As razões Ce/Nb versus Y/Nb ilustradas em diagrama sugerido por Eby (1990), mostram coincidência entre os campos dos granitóides de arcos magmáticos e colisionais com as rochas estudadas, observando-se que os diques riolíticos se aproximam das composições tipicamente alcalinas de ilhas oceânicas. As razões Y/Nb também indicam a similaridade dos granitos estudados com os pós-colisionais ou relacionados com arcos magmáticos.

Os padrões de elementos terras raras mostra anomalias negativas de Eu crescentes a medida que aumenta a alcalinidade dos granitos, atingindo valores aproximados de Eu/Eu^* de 0,10 nos diques riolíticos. As terras raras pesadas também aumentam seus teores nos tipos mais alcalinos.

As características geoquímicas dos granitos da Suíte Intrusiva Viamão: Granitos Viamão, Independência, Monte Bonito, Arroio dos Kaster, Arroio Moinho e Chasqueiro), da Suíte Granítica Cordilheira e da Suíte Granítica Dom Feliciano (Granitos Ponta Grossa, Santana e Capão do Leão) apontam portanto para uma gênese relacionada com a evolução de magmas cálcio-alcalino alto K ou com a fusão de biotita gnaisses derivados de sequências graníticas ou grauváquicas. A fusão de sequências predominantemente pelíticas é descartada pelo caráter levemente peraluminoso a metaluminoso dos granitos (Miller 1985) e também pela ausência de cordierita na composição mineral (Barbarin, 1996).

As rochas gnáissicas encaixantes dos granitos na região de Porto Alegre, representam composições adequadas para gerar líquidos anatéticos coerentes com os dados obtidos. Destacam-se, neste sentido algumas das características químicas dos ortognaisses: (a) composição granodiorítica cálcio-alcalina médio a alto K; (b) conteúdos de elementos traços semelhantes ao do magmatismo granítico; (c) padrões de ETR normalizados similares aos dos granitos menos diferenciados.

Os diques riolíticos representam líquidos metaluminosos alcalinos e provavelmente representam a evolução de magmas basálticos moderadamente alcalinos, talvez envolvendo assimilação de materiais crustais como tem sido sugerido, com base em experimentos, por Patiño Douce (1995). O Granito Santana mostra uma composição muito próxima destes líquidos, deslocando-se no entanto para as composições menos alcalinas dos granitos mais precoces, o que pode ser entendido como reflexo de hibridização dos líquidos alcalinos por magmas predominantemente crustais.

A presença de um magmatismo de natureza alcalina a peralcalina desvinculado da SGDF, como indicado pelas características dos Granitos Santana e Bela Vista e ainda os diques riolíticos, pode ser confirmada com estudos geocronológicos e composicionais posteriores.

Os *trends* de diferenciação observados em cada corpo podem ser atribuídos predominantemente à segregação mineral durante o fluxo magmático.

Capítulo VII

ESTUDOS ISOTÓPICOS NO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução

Nos últimos anos, os estudos isotópicos passaram a representar uma importante fonte de informações, investigando os processos e a gênese das rochas ígneas e metamórficas geradas em qualquer ambiente litosférico (Rollinson, 1993). Os isótopos podem ser utilizados para investigar a natureza e a composição da fonte dos magmas, a extensão do envolvimento mantélico, o nível (inferior ou superior) e a idade da porção de crosta continental estudada e o ambiente geotectônico.

Os magmas graníticos podem ser utilizados como traçadores da fonte desde que não haja fracionamento isotópico durante a anatexia. No caso dos isótopos de Sr, esta premissa é favorecida pela mineralogia que contém o Sr, frequentemente, envolvida na fusão. No caso dos isótopos de Nd, a concentração dos elementos em cristais de zircão, apatita, monazita e granada, podem dificultar a análise em função de que os mesmos podem permanecer como resíduos da fusão. Da mesma maneira, a precipitação de minerais acessórios no início da cristalização magmática pode modificar a razão Sm/Nd do magma remanescente, que será maior que a da fonte, dando idades modelo muito elevadas (Vidal, 1987).

Os modelamentos geotectônicos tem demonstrado que os granitos gerados em um contexto de subducção, por fusão de rochas da crosta inferior a partir do influxo de magmas básicos e/ou pela fusão de uma crosta zonada em um contexto colisional, produzem padrões isotópicos de Sr e Nd que refletem a mistura, em variadas proporções, de componentes do manto e da crosta.

Este capítulo é subdividido em duas partes: uma de geocronologia e outra de geoquímica isotópica. Na primeira parte serão discutidos os estudos geocronológicos visando a determinação dos intervalos de idades das suítes que constituem o Batólito Pelotas. A Segunda parte visa, com base no comportamento geoquímico dos elementos radiogênicos, identificar as fontes e os processos petrogenéticos relacionados as várias séries de granitóides estudadas. Esta discussão terá como base os dados isotópicos dos sistemas Rb-Sr e Sm-Nd, idades modelo e valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} .

2. Histórico

Os dados isotópicos aqui discutidos são advindos de trabalhos executados por vários autores ao longo de mais de duas décadas. Inicialmente foram efetuados estudos regionais, com determinações geocronológicas efetuadas pelos métodos **K-Ar** e **Rb-Sr** (Dresch et al., 1973; Cordani et al., 1974 e Teixeira, 1982). Esta fase culmina com os primeiros levantamentos regionais sistemáticos conduzidos por Soliani Jr. (1986) em rochas do embasamento pré-cambriano e coberturas vulcano-sedimentares do escudo Sul-rio-grandense.

Os estudos realizados por Cordani et al. (1988) para o escudo brasileiro, com base nos dados isotópicos então disponíveis, colocou em evidência pela primeira vez, a relação entre a acreção juvenil e o retrabalhamento crustal associados ao crescimento da crosta continental sul-americana. A análise das relações isotópicas com base nos sistemas Rb/Sr, Sm/Nd, Pb/Pb e U/Pb indicou que os processos magmáticos e metamórficos relacionados à construção do Cinturão Dom Feliciano durante o Neoproterozóico, foi essencialmente de retrabalhamento crustal, com a acreção juvenil sendo muito subordinada. O período de acreção juvenil nesta região é caracterizado pelo magmatismo de idade Mesoproterozóica, representado pelos terrenos gnáissicos de idade Transamazônica.

May (1990) apresentou os resultados de análises isotópicas efetuadas pelos métodos Rb/Sr e Sm/Nd em rochas granitóides da porção central do Batólito Pelotas e nos gnaisses e metagranitóides de áreas metamórficas adjacentes, entre as cidades de Santana da Boa Vista e Pelotas. Além da obtenção de idades geocronológicas, estes estudos contém uma investigação sobre as fontes do magmatismo brasileiro na porção leste do escudo Sul-rio-grandense, bem como a comparação com resultados encontrados em granitóides da porção africana adjacente, no Cinturão Damara. Uma parte dos dados isotópicos obtidos neste trabalho foi retomada nesta tese, devido ao conhecimento do autor sobre a localização das amostras, as quais acham-se descritas e localizadas no trabalho de May (op.cit.).

Nos últimos anos surgiram os dados geocronológicos pelo método U/Pb, a partir de zircões pertencentes a granitóides da porção sul do batólito, principalmente para as rochas da região de Pinheiro Machado e Canguçu. Os estudos de U/Pb em zircão, acompanhados por resultados de análises de Sm/Nd, encontram-se sintetizados em Chemale et al. (1994), Chemale & Babinski (1995) e Babinski et al. (1995, 1997). Estes dados permitiram a primeira comparação

entre as várias metodologias determinativas, representando também resultados vinculados a uma metodologia analítica com maior potencialidade que os sistemas Rb-Sr e Sm-Nd.

A principal restrição sobre os resultados geocronológicos apresentados no escudo Sul-rio-grandense, em maior ou menor escala, relaciona-se a obtenção de idades em tipos litológicos pouco estudados geologicamente. Os últimos anos têm sido contemplados por determinações das relações U/Pb de cristais de zircão por evaporação ou por SHRIMP. Apesar dos avanços metodológicos, ainda é insuficiente o número de análises disponíveis sobre as suítes do Batólito Pelotas, bem como o controles de campo e petrográfico, indispensáveis para estudos desta natureza.

No presente trabalho, o volume principal de dados está associado a determinações geocronológicas pelos métodos Rb/Sr e Sm/Nd. As análises Rb/Sr contidas neste trabalho, foram obtidas nas mesmas amostras anteriormente analisadas pelo método Sm-Nd por Babinski et al. (1997). Novos dados Sm/Nd foram obtidos para os granitóides da SIPM, sendo apresentados ainda dados inéditos sobre rochas do Batólito Pelotas, envolvendo determinações geocronológicas pelo método Ar-Ar em frações de micas pertencentes a rochas miloníticas desenvolvidas nas zonas de cisalhamento dúcteis subverticais (D_3).

3. Geocronologia

Os estudos geocronológicos anteriores realizados no Batólito Pelotas envolveram sobretudo determinações obtidas pelos métodos K-Ar e Rb-Sr. Estes dados estão contidos nos trabalhos de Cordani et al. (1974), Teixeira (1982), Soliani Jr. (1986), May (1980) e Fragoso Cesar (1991), sendo que uma síntese destes resultados pode ser encontrada na tabela 28. Adicionalmente, são também discutidos os dados U/Pb e Sm-Nd apresentados por Chemale et al. (1994), Babinski et al. (1995), Chemale & Babinsky (1995), Babinski et al. (1997) e Silva et al. (1997a, 1997b). Os resultados obtidos por estes métodos apontam um predomínio de idades brasileiras para as rochas do Batólito Pelotas. No presente trabalho é feita uma análise mais cuidadosa dos parâmetros utilizados e na seleção das amostras analisadas.

3.1 - Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM)

Os trabalhos executados por Cordani et al. (1974) e Teixeira (1982) representam as principais sínteses regionais, fornecendo um quadro do conhecimento geocronológico disponível na ocasião,

definindo para esta suíte, um intervalo de tempo entre 750-572 Ma. Um dos aspectos a ser comentado em relação a estes trabalhos, é o reduzido conhecimento na época sobre as relações estratigráficas, representando desta maneira, idades de referência para o magmatismo granítico.

Os estudos desenvolvidos por Soliani Jr. (1986) representaram um significativo número de dados isotópicos novos sobre as unidades do batólito que, pela escala abrangida, apresenta pontos altamente positivos e, em algumas situações, devido a complexidades petrológicas e estruturais, por vezes ainda não suficientemente esclarecidas, limita a interpretação dos resultados analíticos obtidos. Assim, as idades Rb-Sr encontradas pelo autor no Batólito Pelotas apontam para um intervalo de tempo entre 830 a 550 Ma e, localmente, até 450Ma. Estas idades Rb-Sr representariam etapas de uma evolução geológica dividida em três períodos principais: (1) de 830 a 800 Ma, para rochas gnáissicas e migmatíticas, (2) de 780 a 770 Ma, para os granitóides foliados e, (3) entre 550 a 450 Ma, para os granitos isótropos. O significado destas idades para a interpretação geológica do batólito está diretamente relacionado ao conhecimento geológico disponível na época, refletindo assim a deficiência de levantamentos geológicos básicos, incluindo estudos petrográficos. A falta de conhecimento da estratigrafia interna do batólito, levou a generalização das rochas desta unidade em dois grupos principais: rochas foliadas e rochas isótroas. Esta generalização, embora válida para aquela época, é hoje inadequada em função do grau de conhecimento das unidades granitóides, incluindo processos petrogenéticos e identificação de xenólitos dos septos do embasamento.

Os dados obtidos por Soliani Jr. (1986) para as rochas gnáissicas, migmatíticas e granitóides representam na realidade, idades de referência, pois são incluídos num mesmo diagrama isocrônico, amostras não cogenéticas. Os resultados das isócronas de nº 5, 6 e 7, encontradas na tabela 28, reúnem ortognaisses, "migmatitos", "granulitos" e tonalitos, com os primeiros deles representando restos paleossomáticos de gnaisses tonalíticos e, os últimos, rochas tonalíticas não metamorfizadas. Os tonalitos utilizados, representam provavelmente, as rochas encaixantes, que, juntamente com granodioritos e monzogranitos equigranulares, perfazem os tipos petrográficos mais abundantes e característicos da SIPM. Apesar das limitações acima apontadas, cabe salientar que os dados Rb-Sr foram muito úteis, pois colocaram em evidência a presença de uma crosta continental mais antiga. A idade obtida para a isócrona 8, indicativa de um evento mais jovem de 775 ± 36 Ma, foi obtida pela mistura de "migmatitos", gnaisses e granitóides foliados. Este valor deve ser interpretado também como uma idade de referência..

As idades obtidas por May (1990) para as unidades gnáissicas e migmatíticas inclusas na SIPM, apresentam valores elevados de MSWD, entre 13 e 63, sendo consideradas errôneas. Isto

pode explicado por uma homogeneização isotópica parcial promovida por um evento mais jovem ou mesmo por problemas de amostragem. Um evento mais jovem é sugerido pela isócrona 15, com uma idade Rb-Sr de 508 ± 7 Ma, obtida em rochas miloníticas de uma zona de cisalhamento de alto ângulo.

Os resultados apresentados por Fragoso Cesar (1991) nas isócronas 11 e 12, envolvem também rochas geradas em eventos distintos, como xenólitos de ortoanfibolitos e parafibolitos, "migmatitos", ortognaisses e granitos porfíricos da SIV. A isócrona 13, embora contendo amostras do mesmo afloramento e com um baixo valor de MSWD, é de um granito porfírico da SIV, contendo diferentes tipos de xenólitos, com variados graus de assimilação, incluindo rochas calci-silicáticas, dioritos e ortognaisses granodioríticos. A idade de 790 ± 05 Ma, referida pelo mesmo autor na isócrona 14, foi obtida com amostras do granito porfírico anterior, localizado em Pinheiro Machado, juntamente com amostras do Granito Capão do Leão, pertencente a SGDF, as quais são unidades graníticas sem vinculação genética.

Pelo exposto, este padrão de idades Rb-Sr mais antigas obtido por Soliani Jr. (1986) e Fragoso Cesar (1991) para as rochas da SIPM deve representar um ponto importante para reflexão sobre os modelos petrogenéticos, pois aponta para a existência de uma crosta continental mais antiga, parcialmente preservada como xenólitos metamórficos nos granitóides. A fragilidade dos argumentos geológicos e as limitações analíticas, associados a ausência de relações estratigráficas adequadas, impossibilita avançar nas interpretações com base nestes dados.

As idades geocronológicas obtidas em zircões de rochas granitóides do Batólito Pelotas, bem como a metodologia utilizada, foram apresentados e discutidos por Babinski et al. (1995; 1997) e por Silva et al. (1997a, 1997b). Nos primeiros trabalhos, os autores apresentam os resultados obtidos para várias frações de zircões oriundos de dois afloramentos da SIPM e uma amostra do Granito Arroio Moinho, pertencente a SIV. Os últimos autores, com base em determinações realizadas por SHRIMP, analisaram um xenólito de ortogneisse encontrado nos granitóides da SIPM, na região de Pinheiro Machado e uma amostra de um metagranito do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos, na região de Encruzilhada do Sul

Os granitóides com foliação de baixo ângulo da SIPM apresentaram idades entre 610 ± 5 Ma e 616 ± 2 Ma (amostra 7B, tabela 1 de Babinski et al. 1997), tendo sido interpretadas como a idade da cristalização e do evento de deformação tangencial. Estes dados foram obtidos a partir da análise de duas amostras, descritas respectivamente, como um gnaiss migmatítico de composição granodiorítica com foliação de baixo ângulo (amostra 7B) e outra, como um gnaiss migmatítico rico em biotita (amostra 9A). Estes valores poderiam representar a idade de um

evento metamórfico regional com migmatização de uma crosta mais antiga e geração dos magmas graníticos da SIPM ou ainda, numa segunda hipótese, poderia corresponder a idade da cristalização dos magmas graníticos da SIPM.

Ao contrário do que é apresentado nos trabalhos de Babinski et al. (1995, 1997), os migmatitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, rochas calci-silicáticas e anfibolitos são encontrados como “xenólitos” de dimensões métricas no interior de granitóides de composição granodiorítica. Estes granitóides, de natureza cálcio-alcalina médio a alto potássio, representam o principal tipo litológico da SIPM, encontrando-se afetados por zonas de cisalhamento dúcteis de baixo ângulo, a exemplo do que foi descrito anteriormente na porção leste do RS por Philipp (1990a; 1990b). Estas zonas de cisalhamento subhorizontais atingem localizadamente os granitóides da SIPM, gerando rochas com aspecto gnáissico somente nas zonas de alta deformação, ocorrendo entre estes corredores de alta deformação, a preservação em grande escala, das estruturas primárias. Cabe ainda ressaltar, que a SIPM não apresenta evidências geocronológicas de correlação com o Complexo Camboriú conforme sugerido por Babinski et al. (1995; 1997). Pelos dados aqui avaliados, a idade da SIPM obtida por Babinski et al. (op.cit.) é de 610 ± 5 Ma a 616 ± 2 Ma., representando a cristalização dos granitóides desta suíte.

Resultados analíticos mais recentes, relacionados a determinações de idade U/Pb obtidas por SHRIMP, apontam uma idade de 609 ± 15 Ma, interpretada como a idade do pico deformacional e metamórfico e principal período de geração de magmas no batólito (Silva et al. 1997). Estes mesmos autores obtiveram uma idade de 631 ± 13 Ma em ortognaisses do Complexo Arroio dos Ratos, indicando o período de metamorfismo regional. Esta idade aproxima cronologicamente os ortognaisses e metagranitóides deste complexo com as litologias da SIPM. Neste mesmo trabalho, os autores determinam uma idade de 781 ± 5 Ma para os zircões de um xenólito de ortogneisse encontrado no interior dos granitóides da SIPM.

3.2 - Suíte Intrusiva Viamão

As litologias da SIV apresentam poucas determinações analíticas, sendo registrada apenas uma idade Rb-Sr de 572 ± 22 Ma para o Metagranito Quitéria, obtida por Koester (1995) (tabela 28).

A única idade U-Pb disponível sobre a SIV, de 595 ± 1 Ma foi obtida no Granito Arroio Moinho por Babinski et al. (1997), sendo interpretada como a idade de cristalização deste granito. Este maciço granítico, como definido por Gomes (1990), apresenta forma alongada para nordeste

e mostra relações sin- a tardi-cinemáticas com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes subverticais (D_2).

3.3 - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul

As primeiras determinações analíticas Rb-Sr de granitos da SIES foram realizadas por Cordani et al. (1974) no Granito Pitangueiras, obtendo uma idade de 622 ± 36 Ma, com $R_o = 0,7086$. Uma outra interpretação para estes dados foi publicada por Soliani Jr. (1986), que indicou para os termos foliados desta suíte, uma idade Rb-Sr de 617 ± 10 Ma, com $R_o = 0,7079$. Conforme assinalado por Vasquez (1997), a existência de processos de mistura de magmas, com a formação de tipos litológicos híbridos, pode resultar na dispersão de alguns pontos analíticos, ocasionando a mudança da idade e da razão inicial.

A idade Rb-Sr obtida por Soliani Jr. (1986) para os "granitóides isótopos do Bloco Encruzilhada", resultou num valor de 559 ± 5 Ma e uma $R_o = 0,716$. Os pontos utilizados para esta isócrona não satisfazem uma distribuição representativa destes granitóides, como assinalado por Vasquez (1997). Uma nova amostragem de dados isotópicos realizada no Granito Encruzilhada por este autor, apontou uma idade isocrônica (Rb-Sr_{RT}) de $581 \pm 16,8$ Ma, com uma $R_o = 0,71152$.

A datação de zircões do Granito Encruzilhada do Sul aponta uma idade de 594 ± 5 Ma, interpretada por Babinski et al. (1997) como sendo a idade de cristalização magmática. Esta idade é compatível com a idade obtida por Vasquez (op.cit.).

3.4 - Suíte Granítica Cordilheira

Alguns granitos da SGC foram objeto de estudos detalhados desenvolvidos por Koester (1995), que apresentou os dados geocronológicos que se acham sintetizados na tabela 28. Este magmatismo cálcio-alcalino alto potássio mostra uma colocação sin- a tardi-tectônica, com a movimentação principal situada ao longo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Picada, 1969; Koester et al. 1994).

As idades Rb-Sr apresentadas por Koester (1995) indicam valores de 617 ± 48 Ma e 630 ± 22 Ma, para os granitos Cordilheira e Arroio Francisquinho, respectivamente, denotando um amplo intervalo de tempo entre eles. Entretanto, estes granitóides apresentam recristalização metamórfica nas zonas de alta deformação, que pode ter ocasionado a abertura parcial do sistema

Rb-Sr. Associam-se a estas rochas, corpos de pegmatitos, os quais sugerem a presença de soluções hidrotermais associadas a fase final do magmatismo peraluminoso capazes de produzir transformações minerais. Somam-se, a isto, aspectos como a dificuldade de amostragem, em razão do profundo nível de alteração intempérica dessas rochas e a própria natureza crustal deste magmatismo, que conjuntamente podem explicar as diferenças de idade encontradas.

3.5 - Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF)

Os granitos desta suíte foram relacionados como granitos não foliados ou isótipos por Cordani (1974), Soliani Jr. (1986) e May (1990). Cordani (op.cit.) apresentou uma errócrona de 572 ± 10 Ma, enquanto Teixeira (1980) sugeriu um valor de 550 Ma para a cristalização dos granitóides da SGDF.

Soliani Jr. (op.cit.) apresenta uma idade isocrônica de 547 ± 17 Ma para amostras de corpos tabulares de leucogranitos e pegmatitos localizados na cidade de Cristal (nº28, tab.28). Este mesmo autor apresenta diagrama isocrônico com duas idades de referência para os granitos da SGDF, uma mais antiga, com idade de 571 ± 5 Ma e, outra mais jovem, com idade de 446 ± 69 Ma. Esta idade mais antiga representaria o intervalo intermediário em que cristalizaram os leucogranitos tardios com textura equigranular a pegmatóide, encontrados nas localidades de Cristal, Canguçu e Guaíba. A idade mais jovem indicada neste diagrama isocrônico de referência é definida por corpos tabulares de quartzo sienito que cortam os mármore e paranfibolitos da Pedreira Matarazzo. Os estudos petrográficos aqui apresentados mostram que as rochas graníticas a sieníticas desta pedreira apresentam texturas definidas pelo crescimento localizado de anfibólio tardio (hornblenda), juntamente com um pronunciado crescimento de clinopiroxênio cálcico associado nas rochas graníticas, definindo assim texturas de assimilação (Hibbard, 1995). A ocorrência local de minerais cálcicos associados a diminuição modal de quartzo é indicativa de um importante processo de assimilação dos mármore pelos magmas granítico encaixante. Desta maneira, a idade mais jovem definida por estas litologias não deve ser utilizada para a determinação do intervalo de cristalização magmática. A idade Rb-Sr de 544 ± 5 Ma (29 na tabela 28), obtida para amostras do Granito Arroio dos Ladrões inclui adicionalmente uma amostra do Granito Capão do Leão. Cabe assinalar que o Granito Capão do Leão corresponde a um produto magmático extremamente diferenciado e peraluminoso. Destaca-se também, a idade Rb-Sr de 560 ± 12 Ma (30 na tabela 28) referida para as rochas vulcânicas ácidas oriundas da Serra das Asperezas, em Pinheiro Machado.

May (1990) apresenta uma errócrona com idade Rb-Sr de 465 ± 65 Ma para um corpo granítico das proximidades de Canguçu, proveniente de uma pedreira desativada na BR-392. A autora, menciona ainda, uma idade de 500 Ma para o Granito Canguçu, sem apresentar os dados analíticos.

Fragoso Cesar (1991) aponta uma idade Rb-Sr de 550 ± 06 Ma para os granitos equigranulares que ocorrem nas localidades de Cristal e Dom Feliciano.

As idades Rb-Sr obtidas a partir de amostras de diferentes maciços graníticos num mesmo diagrama isocrônico, devem ser interpretado com uma idade de referência, tendo portanto, o significado de uma isócrona regional. Os granitos desta suíte se enquadram em tipos composicionais e texturais que podem ser entendidos como produto final da cristalização de diferentes séries graníticas (cálcio-alcálica alto potássio metaluminosa, cálcio-alcálica alto-potássio peraluminosa, shonshonítica ou mesmo alcálica). Deste modo, os resultados aqui discutidos sugerem que a cristalização dos maciços da SGDF ocorreram no intervalo de 547 ± 17 a 560 ± 12 Ma, (referentes aos resultados 28 e 30 da tabela 28).

3.6. Rochas Miloníticas

A idade dos eventos de milonitização não são estabelecidas diretamente, com raros trabalhos abordando estas litologias. May (1990) obteve uma isócrona em rochas miloníticas da região de Canguçu, indicando idades de 507 ± 7 Ma.

A datação ^{39}Ar - ^{40}Ar de 3 grupos de biotitas pertencentes a zonas cisalhamento de alto ângulo da região de Canguçu e Pinheiro Machado, indicaram as seguintes idades:

- (a) Amostra 589 (SIPM, Pinheiro Machado): $535 \pm 2,7$ Ma
- (b) Amostra 252 (SIPM, Vila Airosa Galvão): $536.9 \pm 2,3$ Ma
- (c) Amostra 373 (SIV, Granito Arroio Moinho): $531 \pm 2,4$ Ma

Os resultados das leituras e os patamares podem ser encontrados no anexos geocronológicos.

4. Isótopos Radiogênicos

Os estudos de isótopos radiogênicos são fundamentais na compreensão dos processos petrogenéticos envolvidos na formação das rochas ígneas. As razões isotópicas em um magma refletem as características da área fonte de extração do mesmo, permanecendo constantes durante

os eventos de fracionamento (Rollinson, 1993). Os estudos isotópicos aqui apresentados visam avaliar o grau de participação da adição de material juvenil e de retrabalhamento crustal na geração do Batólito Pelotas, definindo relativamente o grau de interação entre o material crustal e mantélico. Neste caminho, procura-se investigar as fontes que contribuíram para a geração das suítes graníticas. Adicionalmente, os estudos isotópicos permitem também identificar a existência de processos de contaminação ou de mistura de magmas, os quais apresentam evidências de campo.

4.1 - Geoquímica dos Isótopos de Sr

A composição isotópica do Sr é um importante parâmetro disponível pela geoquímica moderna para a investigação da origem do material terrestre. Estas investigações envolvem a análise das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e o uso de valores de epsilon ϵSr .

4.1.1.- Razões Iniciais

A razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo da cristalização da rocha depende da história previa do Sr, particularmente, da razão Rb/Sr do sistema do qual o Sr foi retirado. A evolução isotópica da crosta e do manto superior são distintas, podendo caracterizar a derivação de uma rocha ígnea. Assim, as rochas crustais ricas em Rb com relação ao manto, possuem razões Rb/Sr elevadas.

A grande variação das razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nas rochas da crosta continental são geradas por diferenças nos tempos de residência crustal que tenham diferentes Rb/Sr ou que foram formadas ou modificadas em diferentes processos orogenéticos.

Desta maneira, valores de razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inferiores a 0,706 são indicativos de magmas derivados do manto superior ou com participação mantélica., enquanto que, valores superiores a 0,708 representam magmas de origem crustal.

As razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ medidas e calculadas para as amostras estudadas neste trabalho, juntamente com aquelas disponíveis na literatura, acham-se representadas na tabela 29. Para esta discussão não foram considerados os valores obtidos em isócronas com MSDW muito elevados, isócronas com MSDW desconhecidos e isócronas de referência obtidas a partir de litologias não cogenéticas. Na tabela em pauta, na última coluna encontra-se a fonte de referência utilizada na tabulação geral dos dados de Rb-Sr do batólito (tabela 28).

As amostras mais representativas dos granitóides da SIPM mostram razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

entre 0,7060 a 0,7068, ocorrendo amostras de valores mais elevados (0,7088). Apesar das restrições de alguns diagramas isocrônicos, conforme discutido neste trabalho, os valores das razões isotópicas de Sr encontrados para esta suíte sugerem a participação de material mantélico com contribuição crustal.

Os granitóides porfiríticos da SIV, a partir de uma única isócrona, mostram razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0,7052, sugestiva também de uma fonte mantélica com interação crustal. Contudo, este valor é questionável em função da presença de xenólitos de rochas calci-silicáticas e anfibólitos no afloramento analisado.

Para os granitos da SIES, as razões iniciais de 0,7079 e 0,7086 para o Granito Pitangueiras podem indicar uma participação mantélica, enquanto que, no Granito Encruzilhada, as razões são crustais, variando de 0,711 a 0,716.

Os valores elevados da razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, entre 0,7324 e 0,7406, encontrados para os os granitóides da SGC, são fortemente indicativos de uma fonte crustal.

Os granitóides equigranulares e tardios da SGDF, mostram razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,7083 a 0,7140, com o Granito Capão do Leão atingindo valores de 0,7490. Estes resultados apontam para uma fonte crustal.

4.1.2 – Valores de ϵSr

Os valores de ϵSr representam uma derivação relativa da média de um reservatório de Sr de composição uniforme (Sr_{UR}) do manto primitivo no tempo t . Esta notação foi utilizada por De Paolo & Wassenburg (1976) para comparar isotopicamente diferentes tipos de rochas com relação a média da terra, independente de sua idade. O cálculo desta notação é apresentado no apêndice. Um valor positivo para a mesma indica uma alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no tempo de formação e também um possível componente crustal. Valores situados próximos de zero ou mesmo negativos podem ser atribuídos a uma fonte mantélica.

Os valores de ϵSr para as suítes do Batólito Pelotas estão apresentados na tabela 31. Uma comparação não determinativa, sugere que a presença de valores próximos de zero para a SIPM é uma feição comparável com os granitos de arcos vulcânicos, como anteriormente ressaltado por May (1990). As demais suítes analisadas (SIV, SIES e SGDF) apresentam valores semelhantes aos encontrados em granitos pós-colisionais.

4.2 - Geoquímica dos Isótopos de Nd

As razões dos isótopos de Nd para os granitos selecionados se encontram na tabela 30. As rochas granitóides são, em geral, enriquecidas em ETR leves, mostrando pouca variação nas razões de Sm/Nd, o que dificulta a utilização deste método para magmas crustais. Apesar destas limitações, o uso conjunto das razões medidas entre $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e Sm/Nd possibilita o cálculo da idade modelo Nd.

4.2.1 - Idades Modelo (Nd)

A idade modelo Nd representa o tempo no qual uma rocha continental ou seu precursor foram retirados de um reservatório do manto. O cálculo da idade modelo foi baseado nos parâmetros discutidos por De Paolo & Wassenburg (1979) e Othman & Allegre (1984), supondo que o manto superior é empobrecido em ETR leves e que o processo responsável pelas principais modificações nas razões de Sm/Nd é a formação de uma crosta continental nova. Esta premissa não admite entretanto, que ocorra qualquer tipo de fracionamento da razão Sm/Nd desde que o magma foi extraído do manto para formar uma nova crosta.

As primeiras determinações isotópicas Sm-Nd disponíveis para os granitóides do Batólito Pelotas, foram efetuadas por May (1990), cujos resultados estão listados na tabela 30. A autora dividiu as rochas que compõem o batólito em três grupos com idades modelo distintas: (1) as rochas gnáissicas e metagranitóides da SIPM, com idade modelo ao redor de 1600 Ma, (2) os granitos mais jovens da SGDF, com idade de 1200 Ma e (3) o Granito Canguçu, com uma idade modelo de 2500 Ma. Esta última idade, foi destacada pela autora, como sugestiva de uma fonte ainda mais antiga.

Babinski et. al (1995; 1997) caracteriza dois grupos principais de idades modelo (T_{DM}) nas rochas do Batólito Pelotas e na sua continuação no estado de SC. Estes acham-se reunidos na tabela 30, onde é possível notar que os dois grupos de idades modelo obtidos pelos autores, com idades ao redor de 2000 Ma e 1600Ma para a SIPM e próximos de 1400 para os granitóides da SGDF. Do mesmo modo que o Granito Canguçu (Canguçu Red Granite; de May, op.cit.), o Granito Capão do Leão também apresentou idade modelo extremamente elevada. Para o modelamento de idades Nd (T_{DM}) assume-se que as rochas não foram sujeitas a alteração da razão Sm-Nd em função de processos de fracionamento após sua extração do manto. Além disso, admite-se que o todo o material saiu do manto em um único evento. Para os Granitos Capão do

Leão e Canguçu, como em diversos granitóides do batólito estas duas premissas não são inteiramente satisfeitas, pois os mesmos parecem representar magmas gerados por fusão parcial de protólitos ortognáissicos onde a relação Sm/Nd é muito baixa, além de que o fracionamento mineral (zircão e granada) no início da cristalização magmática podem modificar a razão Sm/Nd do magma remanescente (Vidal et al. 1984).

Do acima exposto, observa-se que as suítes graníticas do batólito possuem idades modelo entre 1700 e 2000 Ma, que representa a geração dos magmas fontes destas suítes, com grande contribuição de associações de idade Paleoproterozóicas. Apesar da existência de muitas idades modelo com valores entre 1200 e 1400 Ma, os dados geocronológicos de U-Pb não confirmam a existência, até o presente momento, de idades de cristalização do Greenville (Mesoproterozóico).

4.2.2 – Valores de ϵ_{Nd}

Os valores ϵ_{Nd} foram utilizados por De Paolo & Wassenburg (1976) para que diferentes tipos de rochas fossem comparados isotopicamente com a média da Terra, independentes da sua idade. O cálculo da notação ϵ_{Nd} é dado no apêndice e refere-se por definição, a valores vinculados ao tempo de cristalização da rocha (t). Deste modo, os valores de ϵ_{Nd} referem-se ao tempo de intrusão da rocha ígnea.

Como observado nas tabelas 30 e 31, os valores negativos encontrados para as suítes do batólito são indicativos da importância do retrabalhamento crustal nesta unidade geotectônica. A SIPM apresenta valores gerais entre -4,39 e -7,13 com valores mais elevados (-8 e -9) sendo encontrados em xenólitos gnáissicos.

Os granitos da SIV mostram valores entre 1,0 e -7,6., enquanto na SIES os valores são muito negativos, entre -11 e -15.

Na SGDF a variação é mais significativa, dominando valores -6,34 até 0,07.

4.2.3 - Estudos Combinados de Sr e Nd

A combinação dos dados isotópicos de Nd e Sr provou ser especialmente efetiva para a discriminação entre os magmas que foram derivados do manto com aqueles formados por fusão anatética da crosta ou então, que tenham sido contaminados por materiais crustais (Geyh & Scleicher, 1990). A bibliografia tem indicado que os granitóides gerados no Fanerozóico representam a reciclagem de grandes quantidades de materiais crustais, enquanto que os granitóides pré-cambrianos apresentam razões iniciais de Sr e Nd compatíveis com uma origem mantélica. Os materiais mantélicos apresentam razões de Sr baixas e valores positivos de ϵ_{Nd} , enquanto, os materiais crustais mostram valores elevados da razões de Sr e negativos de ϵ_{Nd} .

A variedade dos dados isotópicos encontrados nos diversos ambientes geotectônicos sugerem que após a separação dos magmas de suas fontes mantélicas ocorrem diversos tipos de interação com materiais crustais. Estas interações podem envolver a acumulação de magmas básicos na base da crosta, proporcionando aquecimento e fusão parcial da mesma, gerando magmas crustais. A interação entre os magmas máficos e félsicos pode ocorrer através de mistura ou mesmo por assimilação e digestão de fragmentos crustais por magmas de origem mantélica. A interação entre magmas mantélicos e materiais crustais é bem representada nos batólitos associados a margens de placas ativas, como nos Andes (Batólitos Costeiro do Peru e Chile), em Sierra Nevada e nos Apalaches

Os dados isotópicos das razões Rb-Sr e Sm-Nd e dos valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} , são apresentados na figura 116, possibilitando a comparação entre as SIPM, SIV, SIES e SGDF. Os valores de ϵ_{Sr} e ϵ_{Nd} para a SIPM caracterizam-se por apresentar um alinhamento com forma curva, evoluindo com o aumento progressivo da participação crustal. Como as análises isotópicas foram obtidas em tipos litológicos como granodiotritos e tonalitos, a análise futura de rochas dioríticas pertencentes a esta suíte, provavelmente completaria este alinhamento até atingir a origem ("bulk earth") Um comportamento semelhante a este da SIPM é caracterizado por diversos autores para granitos relacionados a arcos vulcânicos. Comparativamente, os dados da SIPM mostram uma disposição semelhante a encontrada nos granitos do tipo-I do Lachlan Fold Belt (Austrália) (Pitcher, 1993), dos Batólitos Costeiros (Peru e Chile) (Le Bel et al. 1985; Kay et al. 1990; Davidson et al., 1990) e do arco magmático Saliniano (Apalaches)(Mattinson, 1990). O

desenvolvimento de um *trend* com padrão côncavo voltado para baixo, como disposto pela SIPM, é indicativo que os granitóides foram produzidos por misturas de magmas derivados do manto com participação de materiais crustais (Pitcher, 1993). Uma das duas amostras que se afastou do grupo principal (7A) representa um xenólitos de gnaiss encontrado no interior dos granitóides da SIPM. Já a amostra 9A representa uma amostra dos granitóides da SIPM, entretanto, com concentração mais elevada de biotita

As SIV e SIES, embora apresentem idades semelhantes, mostram razões isotópicas distintas, com intensa participação crustal na SIES, como indicado pelos valores muito negativos de ϵ_{Nd} . A SGDF apresenta duas porpulações de dados, refletindo níveis de interação crustal distintas. Cabe salientar que alguns valores de ϵ_{Nd} encontrados na SGDF são indicativos de participação mantélica na geração desta suíte, fato este confirmado em campo pela presença de rochas básicas a intermediárias com relações de mistura com os magmas graníticos.

5. Considerações Finais

Os dados isotópicos disponíveis são ainda muito restritos perto da grande variedade de tipos graníticos encontrados no Batólito Pelotas. Além de não abrangerem a totalidade das suítes graníticas identificadas, internamente nas suítes amostradas, não há um número suficiente de análises que represente com segurança a variação composicional das mesmas. Apesar destas importantes limitações, aliadas a algumas restrições de amostragem, algumas considerações básicas podem ser levantadas.

As suítes de granitóides Brasileiros que ocorrem no Batólito Pelotas se caracterizam por apresentar razões isotópicas de Rb-Sr e Sm-Nd muito parecidas, apresentando um comportamento semelhante ao encontrado em granitos do tipo-I. A disposição dos dados é indicativa de importante contribuição crustal na gênese dos magmas graníticos, entretanto, há indícios de envolvimento de magmas mantélicos na formação das SIPM, SIV e SGDF.

De acordo com os valores de ϵ_{Nd} , as SIPM, SIV e SGDF mostram valores muito semelhantes, diferindo apenas a SIES, com valores muito negativos. A ampla participação crustal também é indicada pelos valores de ϵ_{Sr} , onde as suítes também mostram grandes similaridades, com destaque para os relativamente baixos valores da SGDF.

O conjunto de dados isotópicos são sugestivos de um importante evento de

retrabalhamento crustal com geração limitada de crosta juvenil, como anteriormente sugerido por Cordani et al. (1988), May (1990) Chemale et al. (1994) e Babinski et al. (1997). O retrabalhamento crustal observado no Batólito Pelotas foi gerado sobre protólitos caracterizados por dois grupos de idades modelo, entre 1.2 a 1.4 Ba e entre 1.7 e 2.0 Ba, representando um antigo evento orogênico de idade Paleoproterozóica, uma vez até o momento, o primeiro grupo de idades modelo não encontra respaldo nas datações U-Pb para as litologias do Escudo Sul-Rio-Grandense.

Capítulo VIII

CONSIDERAÇÕES PETROGENÉTICAS

1. - Introdução

Nas últimas duas décadas, a compreensão da gênese do magmatismo granítico tem tido um avanço significativo devido aos estudos experimentais, ao modelamento geoquímico e sobretudo baseado nas investigações sobre a fusão parcial, produzidas sob condições variadas em diversos tipos de protólitos. Historicamente, o estudo das rochas graníticas foi preterido, em relação ao magmatismo básico, em função das condições mais complexas que envolvem a geração e evolução dos magmas graníticos. A interpretação da composição química das rochas graníticas acarreta maiores restrições devido a fatores como a acumulação de cristais, assimilação crustal, redistribuição e perda de elementos por fluxo de voláteis e cristalização de fases acessórias ricas em elementos traços, entre outros (Pearce et al. 1984). A volta das grandes controvérsias, como registrado por Lameyre & Bonin (1991) parecem estar associada a dois fatores principais: (1) os magmas graníticos são produzidos por fusões em temperaturas baixas, que podem ser produzidas por uma série de processos magmáticos e (2) os diferentes contextos geodinâmicos em que os magmas graníticos podem ser gerados e posicionados.

A formação das rochas graníticas é um fenômeno geológico repetitivo, com o desenvolvimento da crosta continental podendo estar associado a contribuição de vários tipos de materiais. A principal dificuldade da investigação está relacionada ao fato de que os processos formadores do magmatismo granítico estão localizados na base da crosta, onde são controlados por regimes de alta energia. Nossas observações restringem-se aos corpos graníticos que aparecem na superfície terrestre, desvinculados de seu ambiente de geração, com registro de apenas alguns traços dos acontecimentos infracrustais. (Pitcher, 1993). Contudo, as associações graníticas exibem características que refletem o seu ambiente gerador (White & Chappell, 1992).

A discussão apresentada nesta tese tem como base os dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e geocronológicos disponíveis para associações graníticas que compõem o Batólito Pelotas. Para o enriquecimento desta discussão, são incluídas informações petrológicas oriundas de trabalhos experimentais e de estudos de casos existentes da literatura.

2. - SUÍTE INTRUSIVA PINHEIRO MACHADO (SIPM)

Os granitóides da SIPM representam a mais antiga unidade plutônica do Batólito Pelotas, sendo composta predominantemente por termos granodioríticos, com tonalitos e monzogranitos subordinados. Petrograficamente, a disposição das análises modais das litologias desta suíte no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982), apresenta uma superposição com os *trends* apontados para as séries graníticas cálcico-alcálicas encontradas nos Andes (Peru, Chile) e Sierra Nevada (USA).

A ocorrência de dioritos e a presença comum de enclaves máficos associados indicam a mistura entre os magmas desta suíte com magmas de composição intermediária a básica ("commingling"). As amostras de enclaves máficos avaliadas nos estudos geoquímicos realizados por Frantz & Nardi (1992), indicaram para as mesmas uma afinidade cálcico-alcálica. O conjunto de informações geológicas, petrográficas e geoquímicas permite supor que os enclaves constituam parte integrante do magmatismo desta suíte.

No interior dos granitóides da SIPM, os xenólitos de rochas metamórficas de alto a médio grau apresentam contatos que variam de difusos a gradacionais, desenvolvendo feições primárias como estruturas fantasmas e "schlierens", indicativas da assimilação pelo magma granítico. A digestão parcial dos xenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos, metapelíticos, calcisilicáticos e anfibolíticos, propicia o aparecimento nos granitóides de regiões enriquecidas em máficos, marcados por "schlierens", incluindo biotita com pouco de anfibólio. A presença expressiva de xenólitos de médio a alto grau metamórfico com elevada taxa de assimilação e fluxo ígneo acentuado, ao lado de paragêneses em fácies anfibolito relacionadas a recuperação metamórfica nas zonas de cisalhamento de baixo ângulo, são sugestivas de que o posicionamento e a evolução desta suíte ocorreu em condições infracrustais.

A ausência do metamorfismo regional é comprovada pelo caráter localizado das transformações impostas pelas zonas de cisalhamento dúcteis e, pela ampla preservação em todos os domínios desta suíte, de estruturas magmáticas como "schlierens", foliação primária, entelamento de feldspatos, texturas equigranulares hipidiomórficas, zonações minerais, relações de inclusão e o caráter euédrico entre fases minerais. A natureza restrita do metamorfismo imposto pelas zonas de cisalhamento inviabiliza a denominação das litologias desta suíte como ortognaisses, sendo mais apropriado a utilização do termo metagranitóides.

A transposição do bandamento ígneo e de outras estruturas primárias dos granitos da SIPM, por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, é indicativa de que o evento D_1 é posterior a colocação dos granitóides desta suíte. Nas áreas ricas em "schlierens" seccionadas por zonas de cisalhamento de baixo ângulo, os granitóides da SIPM adquirem um aspecto gnáissico, ocorrendo transformações mineralógicas, texturais e estruturais provocadas pelo metamorfismo de grau médio associado as zonas de cisalhamento do evento D_1 . As zonas de cisalhamento dúcteis (D_1) marcam, provavelmente, o período inicial do evento de colisão deste arco magmático de margem continental ativa com os terrenos e crátons adjacentes, a oeste (Terrenos Rio Vacacaí, Serra das Encantadas, Cerro da Árvore e Serra dos Pereira, e Cráton Rio de La Plata) e a leste (Cráton do Kalahari).

O magmatismo da SIPM apresenta características geoquímicas cálcio-alcálica alto-médio potássio, relativamente expandida e com caráter metaluminoso a levemente peraluminoso. Os processos de diferenciação responsáveis pela evolução das litologias da SIPM estão associados, principalmente, ao fracionamento de fases minerais como plagioclásio, biotita, óxidos de ferro, apatita e zircão, como indicado pelo comportamento dos elementos maiores e traços, juntamente com as informações petrográficas sobre a ordem de cristalização dos minerais desta suíte. A atuação da cristalização fracionada como um dos principais mecanismos de diferenciação composicional do magmatismo da SIPM foi inicialmente postulada por Figueiredo et al. (1990). Posteriormente, Frantz & Nardi (1992), indicam esta mesma possibilidade, com base nos resultados do modelamento geoquímico pelo programa de balanço de massas com redução aos mínimos quadrados, assumindo um fracionamento de 62% de andesina + 8,5% de magnetita + 4,5% de ilmenita + 25% de clinopiroxênio + apatita, com uma fração de líquido remanescente de 66% para gerar líquidos graníticos a partir de magmas andesíticos e/ou basálticos de afinidade cálcico-alcálica.

As composições geoquímicas dos granitóides da SIPM são semelhantes aquelas identificadas nos granitos encontrados em arcos magmáticos muito maduros ou em ambientes colisionais, com baixas razões FeO_t/FeO_t+MgO , acompanhados pelo crescimento da razão K_2O/Na_2O com a diferenciação. As concentrações de Rb, Ba e Zr dos granitos da SIPM são semelhantes aquelas encontradas em ambientes orogênicos de margem continental espessa ou arcos magmáticos de grande maturidade (Frantz & Nardi, 1992); sendo correlacionáveis com aqueles encontrados nos granitos do Batólito Costeiro do Perú (Atherton et al. 1989; Brown, 1991). Os ETR também mostram padrões semelhantes aos observados em granitóides cálcio-alcálicos, com um fracionamento acentuado de ETR leves, empobrecimento em ETR pesadas,

pequenas anomalias negativas de Eu e grande variação da razão Ce_N/Yb_N , entre 10 e 200. As altas razões La/Nb encontradas podem estar refletindo uma provável vinculação com o magmatismo gerado em zonas de subducção, conforme sugerido por Thompson et al. (1984) ou mesmo, refletir a natureza da composição da rocha fonte.

As principais características petrográficas e geoquímicas definem os granitóides da SIPM como granitos do tipo-I, no sentido de Chappell & White (1974, 1983) e White & Chappell (1977), apresentando em parte, semelhanças composicionais, com os granitos do tipo-Andino e, subordinadamente, do tipo-Caledoniano (Beckinsale, 1979; Pitcher, 1983, 1987).

Datações geocronológicas de zircões de granitóides da SIPM definem um curto intervalo de geração e cristalização para estas rochas, entre 616 $\pm$ 2 Ma a 610 $\pm$ 5 Ma (Babinski et al. 1996, Silva et al. 1997). Os valores relativamente baixos das razões iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$, entre 0,7060 a 0,7068 (Soliani Jr., 1986) ou até 0,7089 (May, 1990), são indicativos da presença de componentes mantélicos na formação dos magmas graníticos desta suíte. Por outro lado, os valores negativos de $\epsilon_{Nd}(600Ma)$ apresentados por May (1990) e Babinski et al. (op.cit.), variando entre -10 e -5,6, denotam a importância da participação crustal na gênese destes granitóides. Contudo, estes valores são comparáveis aos apresentados para os granitóides da Suíte Linga, do Batólito Costeiro do Peru, onde os valores de ϵ_{Nd} entre -2 a -5 (Le Bel et al., 1985). A disposição das amostras de granitóides da SIPM no diagrama $\epsilon_{Nd} \times \epsilon_{Sr}$, muito próximas da origem, também é indicativa da interação entre magmas mantélicos com componentes crustais.

O conjunto de evidências petrográficas, estruturais e geoquímicas encontradas na SIPM apontam para uma gênese relacionada ao consumo de crosta oceânica sob uma espessa crosta continental, caracterizando um arco magmático de margem continental ativa. Deste modo, os granitóides da SIPM constituem, em relação as demais suites do Batólito Pelotas, uma associação pré-colisional. A ampla correlação existente entre os xenólitos de septos do embasamento, identificados como pertencentes aos Gnaisses Encantadas e ao Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita, unidades encontradas adjacentes ao batólito, materializam a existência de uma crosta continental pretérita e estável, situada a oeste do batólito. O último registro de eventos nesta porção situada a oeste do Batólito Pelotas, é representado pelo magmatismo vulcânico e granítico da região de Vila Nova, marcando um evento orogenético principal entre 753 e 704 Ma (Chemale Jr. et al. 1995).

O Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos (CGAR), situado no extremo norte do batólito, apresenta os mesmos elementos composicionais, geoquímicos e estruturais dos granitóides da SIPM, sendo considerado, de modo preliminar, como uma extensão para norte desta suíte, intensamente afetada pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. A fragmentação e o estabelecimento da descontinuidade física existente entre a SIPM e o CGAR foi devido a um evento deformacional de natureza extensional de idade Cambriana, associado a geração e posicionamento dos corpos da SGDF.

Frantz & Nardi (1992) consideram a gênese dos granitóides da SIPM como sendo relacionada a um ambiente de margem continental espessa, inferindo grande similaridade deste granitóides com aqueles encontrados no Batólito Sierra Nevada, costa oeste americana. Salientam, entretanto, o caráter sin-tectônico deste magmatismo com relação ao evento compressivo regional de maior intensidade.

A evolução dos magmatismo encontrado nas zonas de margem continental ativa, como representado pelos Batólitos de Sierra Nevada (USA), Southern Califórnia (USA), Costeiro (Perú), Costeiro (Chile), é interpretada como relacionada a interação entre os magmas de origem mantélica e os componentes crustais, que poderiam ser retrabalhados de duas maneiras, por refusão crustal ou por assimilação (Atherton et al. 1979; Thorpe & Francis, 1979; Brown, 1991). O início deste processo é marcado pela fusão parcial de um manto enriquecido pela atuação dos fluídos e localizado acima de uma zona de subducção, seguido da cristalização fracionada em níveis mantélicos, evoluindo até atingir a base da crosta. O "underplating" de magmas básicos na base da crosta, relacionada a liberação de magmas e fluídos mantélicos, pode favorecer a fusão parcial das rochas infracrustais, gerando líquidos que evoluem por cristalização fracionada até seu posicionamento definitivo na crosta continental. As condições de interação entre os magmas mantélicos e a crosta também podem acarretar a captura e a assimilação de material crustal.

3. - SUÍTE INTRUSIVA ERVAL (SIE)

As litologias da SIE mostram uma composição mais homogênea, dominada por monzogranitos, com sienogranitos subordinados. As relações temporais indicam a ocorrência de xenólitos de granitóides da SIPM no interior das litologias da SIE. A existência de uma crosta continental mais antiga é definida pela presença comum de xenólitos de rochas parametamórficas de baixo grau, ortognaisses e metagranitos nos granitóides desta suíte. A grande extensão e a

continuidade estrutural dos xenólitos de rochas parametamórficas demonstra que a inclusão dos mesmos pelo magmatismo granítico da SIE ocorreu em condições epizonais, uma vez que a assimilação e a fragmentação dos septos do embasamento é mínima, ocorrendo transformações relacionadas ao metamorfismo de contato provocado pela intrusão dos corpos graníticos nos mármore e nas rochas calci-silicáticas. A forte superposição do evento D_2 nos granitos desta suíte foi responsável pela formação das Zonas de Cisalhamento Arroio Grande e Erval, as quais são caracterizadas por espessas faixas miloníticas com disposição anastomosada e orientação nordeste (N50-80E). Os dados de campo e a petrográficos obtidos neste trabalho indicam que esta suíte é posterior a SIPM e anterior ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento subverticais. A intrusão de corpos graníticos pertencentes as SIV, SGC e SGDF salienta o caráter precoce das litologias da SIE.

4. - SUÍTE INTRUSIVA VIAMÃO (SIV)

A SIV é constituída por granitos de uma série composicionalmente expandida, dominada por termos monzograníticos, com ocorrência subordinada de sienogranitos, granodioritos e dioritos. Os termos texturais dominantes possuem arranjos porfíricos ricos em megacristais de feldspato potássico, que ocorrem comumente alinhados, na forma de uma foliação e lineação magmática bem definidas. A disposição das análises modais no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982) define uma concentração de amostras no campo dos granitóides de fusão crustal, contudo, quando se considera as rochas máficas associadas, observa-se um "trend" semelhante ao encontrado em associações graníticas de margem continental ativa.

A presença de um magmatismo máfico associado a esta suíte granítica está registrado pela ampla ocorrência de enclaves microdioríticos no interior dos corpos estudados. Em alguns corpos, como nos Granitos Coxilha do Fogo e Monte Bonito, ocorre a formação de zonas híbridas, intercalando faixas transicionais marcadas a partir do magma máfico, por "bandas" pouco regulares de espessuras centimétricas a métricas de dioritos, tonalitos e granodioritos, até encontrar os monzogranitos porfíricos "encaixantes". Estas feições são indicativas da hibridização ou mistura química parcial entre o magmatismo básico-intermediário e o magmatismo granítico desta suíte. O volume significativo de enclaves máficos e de rochas dioríticas na SIV, apontam para uma contribuição mantélica, caracterizada pela incorporação física e química de um magmatismo básico na gênese das rochas graníticas desta suíte.

Os granitos da SIV mantêm relações intrusivas com as litologias da SIPM e SIE, apresentando uma colocação sin- a tardi-cinemática, com relação as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo direcionais do evento D_2 . Os corpos mostram formas alongadas e estão posicionados ao longo das Zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, Arroio da Solidão, Erval, Vila Ayrosa Galvão e Arroio Grande.

O comportamento geoquímico da SIV é similar ao dos diferenciados cálcio-alcálinos alto potássio, com caráter levemente peraluminoso, mostrando razão $FeOt/FeOt+MgO$ correlacionável ao de outros granitóides desta mesma composição, que crescem com o aumento do teor de SiO_2 . A razão K_2O/Na_2O também assume o mesmo tipo de comportamento, com valores entre 0.82 e 1.6. A análise conjunta dos dados geoquímicos (elementos maiores e traços), é indicativa da atuação de processos de diferenciação marcados pelo fracionamento de plagioclásio, biotita, óxidos de ferro, zircão e apatita. Estudos realizados por Frantz & Nardi (1992) mostram que a modelagem geoquímica por balanço de massas entre os elementos maiores dos granitos desta suíte, são indicativas de um fracionamento com cerca de 11% de biotita + 20% de hornblenda + 66% de oligoclásio + 2% de óxidos de ferro e titânio e de apatita, com uma fração residual de 53%, obtidas a partir da diferenciação de um magma andesítico ou basáltico de composição cálcio-alcálica.

Os ETR dos granitos da SIV mostram padrões semelhantes aos encontrados em outros granitos cálcio-alcálinos alto-K, com um fracionamento acentuado nas terras raras leves, empobrecimento em terras raras pesadas e anomalias negativas de Eu. O grau de fracionamento dos ETR pesadas é relativamente pequeno, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N , entre 28 a 70. A concentração geral das terras raras aumenta seus teores com a diferenciação.

Os padrões de elementos traços dos granitos da SIV normalizados pelos valores do manto primitivo, evidenciam a presença de acentuadas anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, Zr, Eu, e Ti. A presença de teores elevados de Zr, Y, Ce e Nb, em alguns corpos graníticos desta suíte, provavelmente relacionando-se a interação com magmas de composição básica através de processos de mistura. O caráter cálcio-alcálico deste magmatismo também é ressaltado pelas baixas razões $FeOt/FeOt+MgO$.

A análise conjunta dos dados geoquímicos indica uma grande similaridade dos granitos da SIV com aqueles gerados em ambiente tipicamente colisionais, mostrando grandes semelhanças com os granitos do tipo-I de Chappell & White (1974, 1987) e do tipo-Caledoniano de Pitcher (1983, 1987). A análise comparativa dos teores de Rb-Hf-Ta de granitóides colisionais do

Cinturão Hercíniano e de granitos de margem continental ativa (Península Antártica, Chile Central, Peru e Sierra Nevada), com os valores obtidos para as litologias da SIV, indica uma disposição entre os campos dos granitóides colisionais e de arcos vulcânicos.

Em comparação com as rochas granitóides da SIPM, os granitos da SIV mostram grande semelhança composicional, apresentando entretanto, teores mais elevados em Rb, Ba, Hf e Th. O comportamento dos elementos incompatíveis sugere o enquadramento das litologias da SIV com os granitos gerados em ambientes colisionais.

As relações estruturais entre os granitos desta suíte com a evolução das zonas de cisalhamento transcorrentes do evento D_2 são indicativas de uma colocação sin a tardi-cinemática. Estas condições definem a geração deste magmatismo em um ambiente colisional caracterizado pelo espessamento crustal e por fusões com interação manto/crosta associadas, provavelmente, as partes profundas das zonas de cisalhamento dúcteis encontradas em todo o batólito.

Os dados geocronológicos disponíveis para a SIV, obtidos a partir da determinação U/Pb em zircões do Granito Arroio Moinho, apontam para uma idade de cristalização em torno de 595 ± 1 Ma. Os poucos valores disponíveis de razão inicial de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para os granitos desta suíte apresentam uma variação entre 0,7052 (Fragoso Cesar, 1991) a 0,7164 (Koester, 1995), indicando uma fonte eminentemente crustal para os mesmos. Da mesma maneira, os valores predominantemente baixos de $\epsilon_{\text{Nd}} (600\text{Ma})$, com uma variação entre -1,31 (Babinski et al. 1997) a -7,6 May (1990), sugerem uma interação entre crosta continental e o manto. No diagrama $\epsilon_{\text{Nd}} \times \epsilon_{\text{Sr}}$, os granitos da SIV indicam uma natureza crustal, aproximando-se muito da média dos granitos do tipo-I, com superposição parcial sobre o campo ocupado pelos granitóides da SIPM.

A formação dos granitos da SIV por fusão crustal é descartada por Koester (1995) para o Metagranito Quitéria, em função da composição inadequada dos diversos tipos de protólitos testados, representados pelas rochas ortognáissicas encaixantes. A presença de *trends* curvos nos diagramas $\log_{\text{Sr}} \times \log_{\text{CaO}}$ e $\log_{\text{Na}_2\text{O}} \times \log_{\text{Ba}}$, associadas as altas concentrações de ETR, bem como os padrões cálcio-alcálinos demonstrados por estes elementos, são os argumentos levantados pelo autor para descartar uma gênese por fusão crustal.

A atuação dos processos de cristalização fracionada no magmatismo da SIV é evidenciada com base no comportamento entre elementos maiores e traços, principalmente Rb, Sr, Ba e Zr, conforme já assinalado por Frantz & Nardi (1992).

O processo de mistura de dois magmas de composição distinta pode se efetivar de maneira parcial ou completa, ocorrendo "magma mingling" quando há grande diferença de viscosidade e

“magma mixing” quando não há diferença de viscosidade. A presença de xenocristais de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio nos dos enclaves máficos da SIV pode ser interpretada como resultado da interação mecânica entre os dois magmas.

Entretanto, as modelagens experimentais tem demonstrado que não ocorrem processos de mistura entre magmas félsicos e máficos com formação de significativos volumes de magmas graníticos homogêneos (Sparks & Marshal, 1986; Frost & Mahood, 1987; Didier & Barbarin, 1991; Chappell, 1996). Os processos de hibridização gerados em condições crustais não conseguem produzir magmas com teores em SiO_2 superiores a 63 %, o que inviabiliza esta interpretação para os granitóides da SIV, que mostram sempre valores superiores.

Nos estudos sobre o Metagranito Quitéria, Koester (1995) ressalta que a presença de cristais de plagioclásio zonados, a abundância de diques máficos e enclaves microdioríticos e os dados isotópicos de Rb/Sr, apresentando dois pólos com razões discrepantes, atestam a existência da mistura de magmas neste granito. Entretanto, os testes de modelagem numérica de mistura de fases utilizando-se os enclaves microdioríticos e os termos graníticos mais diferenciados não apresentou resposta satisfatória.

Koester (op.cit.) encontrou evidências da participação efetiva do processo de mistura de fases, com a ocorrência simultânea de assimilação e cristalização fracionada (AFC) no Metagranito Quitéria. Os processos de AFC podem ser gerados por diversos tipos de mecanismos, destacando-se a fusão simultânea de rochas crustais por magmas mantélicos, a contaminação da câmara magmática por rochas encaixantes ou pela fusão total destas últimas pelo magma (Huppert & Sparks, 1985). No primeiro caso, o calor é gerado por uma fonte termal externa, enquanto nos dois últimos, o calor é fornecido pelo próprio magma parental, resultando no rebaixamento de temperatura do magma e talvez, no início precoce da cristalização.

A composição e quantidades da rocha assimilada são fundamentais para o desenvolvimento do processo, sendo possível isso ocorrer quando os protólitos encaixantes possuem composições quartzo-feldspáticas, carbonáticas ou pelíticas. A partir do início da assimilação, o magma passa a perder calor, podendo ocorrer a cristalização de fases precoces, que dificultará a continuidade do processo de assimilação. Neste caso, somente a recarga da câmara magmática com novos pulsos magmáticos poderá recompor as condições necessárias para a extensão do processo de AFC.

Os granitos da SIV se caracterizam pelo seu posicionamento intimamente associado ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis do evento D_2 , apresentando estruturas magmáticas indicativas de um fluxo magmático turbulento, como a variação acentuada na

concentração de megacristais, presença irregular de “schlierens” máficos e variações significativas na orientação de foliações magmáticas. Koester (op.cit.) salienta que nos bordos do Metagranito Quitéria, ocorre a inversão no sentido de fluxo magmático, indicando que a colocação deste magma se deu através de condutos com largura mínima de 2 km, propiciando desta forma um fluxo turbulento.

A presença de estruturas de assimilação, como a formação de “schlierens” máficos ao redor de xenólitos gnáissicos e o desenvolvimento de estruturas fantasmas, é indicativa da incorporação de fases sólidas de rochas encaixantes na câmara magmática. A caracterização de *trends* com correlações positivas entre a SiO_2 e as razões La/Ce , Yb/Lu e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ é indicada por Koester (op.cit.) como evidências de processos de AFC na diferenciação do metagranito Quitéria, conforme critérios elaborados por Wilson (1989).

A geração do magmatismo granítico da SIV, caracterizado por um quimismo cálcio-alcalino alto potássio, pode ser viabilizada por duas origens distintas: (1) uma origem puramente crustal (Robert & Clemens, 1993) e (2) uma origem mista, com interação crustal e mantélica (Barbarin, 1990; 1997).

Os principais processos magmáticos atuantes na diferenciação do magmatismo da SIV, inferidos com base nos dados de campo e geoquímicos, indicam a superposição de cristalização fracionada e mistura de magmas, com a assimilação de rochas continentais sendo subordinada. A preservação de enclaves microdioríticos e de zonas de intensa hibridização, indica a mistura de magmas graníticos da SIV, com predominância de componentes crustais, e um magma parental de composição básica, ressaltando a existência de um magmatismo de origem mantélica. Estas evidências são ainda reforçadas pela ampla variação composicional dos granitos desta suíte e pelos elevados teores de ETR, V e Zr. O magmatismo básico associado poderia ter atuado como uma fonte de calor, sendo o mesmo responsável pela fusão parcial das rochas crustais quartzo-feldspáticas que teriam gerado os líquidos graníticos da SIV.

Koester (1995) sugere que a colocação do magmatismo granítico da região de Quitéria foi favorecida pela existência de segmentos transtrativos associados à ZCDC, responsáveis pela formação de “tension gashes”. Estas estruturas geraram, por decompressão, as condições necessárias para uma fusão mantélica, proporcionando a ascensão de um magmatismo básico, que resulta num aquecimento regional com a fusão crustal seguida da mistura parcial entre os magmas básicos e o magma ácido, este último originando o Metagranito Quitéria. A interação entre os magmas básico e ácido gerou um magmatismo de características mistas, dominado por forte contribuição crustal, mas com traços mantélicos.

5. - SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL (SIES)

As litologias da SIES constituem uma ampla associação de rochas granitóides, perfazendo uma área com disposição alongada segundo a direção NE-SW. Composicionalmente, as litologias desta suíte mostram uma grande variação, ocorrendo desde rochas sieníticas, quartzo-sieníticas e graníticas, estas últimas dominantes (Vasquez, 1997). Os dados das análises modais destas rochas indicam no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982) uma forte semelhança com a tendência observada nos granitos alcalinos de Vosgues e da Córsega.

A natureza química do magmatismo da SIES permite defini-lo como de afinidade alcalina metaluminosa, caracterizando-se como granitos do tipo-A (Vasquez, 1995; *op.cit.*). O caráter alcalino desta suíte é identificado por altos valores do índice agpaitico (>0.88) e pelas elevadas razões $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$. Os elevados conteúdos de ETR e de HFSE como o Zr, Nb e Y, também reforçam a natureza alcalina desta suíte.

Com discutido por Vasquez (1997), os principais fatores que resultaram na ampla variação composicional dos granitóides da SIES foram a cristalização fracionada por mecanismos convectivos termais e, subordinadamente, a mistura com magmas básicos e a assimilação crustal das rochas gnáissicas encaixantes.

A gênese dos magmas das associações graníticas alcalinas é explicada por duas correntes principais: (a) processos de fusão parcial de rochas da crosta inferior e (b) diferenciação de magmas básicos de origem mantélica. A primeira hipótese defendida por Collins et al. (1982), Clemens et al. (1986), Whalen et al. (1987), Rogers & Greenberg (1990), Landerberger et al. (1996) e King et al. (1997), está baseada em dados geoquímicos, considerações petrogenéticas e trabalhos experimentais. A fusão parcial a altas temperaturas, com baixos conteúdos de água e elevados teores de flúor, de rochas da porção basal da crosta continental já anteriormente fundidas (restitos) é defendida por Clemens et al. (*op.cit.*). Sylvester (1989) também demonstrou, por modelamento geoquímico dos granitos cálcio-alcalinos e alcalinos do Cinturão de Dobramentos Lachlan (Austrália), a geração de magmas graníticos alcalinos a partir de um grau de fusão parcial de 15 % de uma crosta inferior de composição granulítica. A extração de granitos tipo-A por fusão parcial de um protólito meta-ígneo de composição tonalítica a granodiorítica é sustentada por Creaser et al. (1991).

A segunda hipótese é defendida por autores como Harris & Marriner (1980), Bonin (1982), Liégeois & Black (1987), Harris (1986), Bonin (1987, 1990), Nardi & Bonin (1991) e Eby

et al. (1992). O modelamento geoquímico e isotópico proposto por Liégeois & Black (1987) para o Cinturão Pan-Africano de Adras de Iforas envolve a fusão parcial de um manto litosférico afetado por processos de subducção de crosta oceânica e empobrecido em LILE. Estes autores concluem que a evolução do cinturão foi acompanhada por uma transição no tipo de regime tectônico, passando de um regime compressivo para distensivo. Neste modelo são requeridas duas fontes distintas para a evolução deste magmatismo: uma fonte relacionada ao manto litosférico para as rochas cálcico-alcalinas e outra, astenosférica para as rochas alcalinas. A ruptura da placa oceânica subductada possibilitou a ascensão do manto astenosférico até atingir níveis crustais litosféricos, gerando assim condições para um aquecimento regional e fusão parcial localizada.

Um modelo semelhante foi utilizado por Bonin (1987, 1990) para explicar a formação do magmatismo alcalino em vários cinturões orogênicos de idades distintas. Os magmas cálcio-alcalinos seriam produzidos em condições hidratadas por fusão parcial do manto e da crosta inferior, enquanto os magmas alcalinos seriam o resultado da fusão parcial de um manto afetado pela subducção e enriquecido em flúor e LILE. No continente africano, o magmatismo alcalino saturado está sempre posicionado nos cinturões orogênicos ou nas regiões cratônicas remobilizadas, enquanto as associações alcalinas subsaturadas são mais raras e ocorrem em áreas cratônicas (Black, 1984).

Os estudos realizados por Harris & Marriner (1980) e Harris (1986), nos granitóides do escudo Árabe, demonstra que a evolução dos granitos de afinidade alcalina foi relacionada a um período de estabilização tectônica posterior à subducção e acreção crustal associada à orogênese Pan-Africana. Estes granitóides apresentam uma assinatura geoquímica caracterizada pelo enriquecimento em álcalis e em HFSE (Nb, Ta, Zr, Hf, Y, ETR pesadas), compatíveis com uma evolução associada a fusões parciais de um manto afetado por subducção. Os magmas alcalinos encontrados no escudo Árabe resultam de fusões de fontes muito profundas relacionadas a atuação de sistemas de falhas transcorrentes em um ambiente de margem continental.

Em uma revisão sobre a gênese do magmatismo alcalino, Eby (1990, 1992) reafirma ambas as correntes petrogenéticas, bem como destaca com base em estudos geoquímicos e isotópicos duas associações distintas de rochas graníticas alcalinas: (1) uma associação com composição semelhante a basaltos de ilha oceânica (OIB), derivada por diferenciação de magma mantélico alcalinos intraplaca e (2) outra associação com composição semelhante a basaltos de arco de ilha (IAB), originado a partir da fusão da base da crosta continental ou do manto abaixo de margens continentais ativas.

Para os granitos da Suíte Intrusiva Saibro (SIS), localizados no setor ocidental do escudo Sul-rio-grandense, Nardi & Bonin (1991) sugeriram uma evolução a partir de um magmatismo de origem mantélica. Segundo estes autores, a fusão parcial de 15 a 20 % de um manto anômalo pode produzir magmas básicos que evoluíram para líquidos traquíticos moderadamente alcalinos e, subsequentemente, para líquidos graníticos alcalinos. Esta evolução estaria relacionada a cristalização fracionada de anfibólios, óxidos de Fe-Ti, plagioclásio e feldspato potássico.

A ampla variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, encontrada nos granitos da SIES, entre 0,703 a 0,711, associada a outras evidências geoquímicas, sugere uma gênese vinculada a fusão parcial de um manto enriquecido em HFSE e ETR LEVES, com variados graus de contaminação crustal e contribuição de fluidos aquosos ricos em flúor. Para Vasquez (1997), a presença de altos teores de LILE, juntamente com razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores a 0,710 e valores de ϵ_{Nd} fortemente negativos (-15,5), são indicativos de uma contribuição crustal na evolução do magmatismo da SIES, contudo, o autor salienta a inexistência de argumentos para indicar uma derivação diretamente crustal ou de uma contribuição crustal em magmas de proveniência mantélica. A presença de elevados teores de flúor e cloro nas fases máficas, aliada a afinidade alcalina dos granitos da SIES, bem como os teores moderados de HFSE indicam um importante papel dos halogênios no processo de fusão crustal, independente de ser uma fonte crustal ou mantélica anômala (Vasquez, op.cit.).

A caracterização de idades de cristalização semelhantes àquelas obtidas para os granitos da SIV (sin a tardi-transcorrência), ao lado da ausência de feições de deformação no estado sólido nos granitos da SIES, são sugestivas de que a colocação dos granitos desta suíte ocorreu em um segmento distensivo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

Os altos teores de LILE (Rb, Ba e Sr) sugerem a influência de eventos orogênicos na geração dos magmas graníticos. Bonin (1990) separou os granitos alcalinos pós-orogênicos dos anorogênicos pelos seus teores mais elevados de Ba e Sr. O elevado fracionamento de ETR pesadas, o empobrecimento em ETR leves com a diferenciação, juntamente, as pronunciadas anomalias negativas de Eu são consideradas por Nardi (1991) e Nardi & Bonin (1991) como sendo características de granitos alcalinos pós-orogênicos. Da mesma maneira, Pearce et al. (1984) atribuem os altos conteúdos de LILE como resultado de um maior envolvimento crustal, marcando nos granitos intraplaca de crosta atenuada, um enriquecimento destes elementos em relação aos HFSE.

A existência de um magmatismo mantélico associado aos granitos da SIES é comprovada a partir da caracterização de rochas básicas com estruturas de mistura de magmas (*comingling*)

e zonas de hibridização vinculadas a corpos de rochas dioríticas com texturas relacionadas a processos de mistura. Vasquez (1997) ressalta ainda que a íntima relação dos granitos e com o magmatismo sienítico, que deriva predominantemente de líquidos basálticos e traquíticos de afinidade alcalina, reforça também a existência de uma componente mantélica. Esta associação de granitos alcalinos com o magmatismo básico tem sido ressaltada por outros autores (Taylor et al., 1980; Bonin, 1990 e Nardi, 1991).

Em resumo, os granitos alcalinos são relacionados a dois tipos de ambientes geotectônicos: anorogênicos e pós-orogênicos. Os granitos anorogênicos ocorrem em áreas cratônicas ou mesmo oceânicas, sendo relacionados a eventos tectônicos distensivos com geração de magmas mantélicos (Loiselle & Wones, 1979; Bonin, 1982, 1990; Bowden et al., 1987; Rogers & Greenberg, 1990). Os granitos pós-orogênicos tem sido associados as fases finais de eventos orogênicos e/ou colisionais, posicionando-se em áreas recém estabilizadas e com a gênese do magmatismo sendo vinculada a fusão parcial da base da crosta ou mesmo de porções superiores do manto afetadas por processos de subducção (Collins et al., 1982; Liégeois & Black, 1987; Sylvester, 1989; Nardi & Bonin, 1990; Nardi, 1991; Vasquez, 1995 e 1997).

Os granitóides da SIES representam um magmatismo alcalino, gerado em uma porção mais interna de uma placa continental, representando assim um estágio tardi-colisional relacionado a colagem orogênica ocorrida no final do Ciclo Brasileiro. As características geoquímicas apontam para granitos do tipo-A, segundo as concepções estabelecidas por Loiselle & Wones (1979), Whalen et al. (1987) e Barbarin (1990).

6. - SUÍTE GRANÍTICA CORDILHEIRA (SGC)

Os leucogranitos da SGC ocorrem restritos às zonas de cisalhamento que balizam a extremidade oeste e sudeste do Batólito Pelotas. Constituem corpos "estratóides" dispostos em faixas alongadas na direção NE-SW, que ocupam os limites oeste da SIPM, e leste da SIE. Tais corpos apresentam contatos discordantes com as rochas das SIPM, SIE, SIV e SIES na forma de veios, apófises e plútons intrusivos nas mesmas. Além disso contém xenólitos destas unidades.

Esta suíte caracteriza-se por uma composição sienogranítica a granodiorítica, revelando assim, como reflexo sua natureza crustal, uma grande homogeneidade composicional, ausência de enclaves máficos e presença de muscovita e biotita como minerais essenciais, acompanhados de ilmenita, turmalina e granada como minerais acessórios. Quando as análises modais dos

granitos desta suíte (Koester, 1995; Mesquita, 1991; Philipp et al. 1993) são colocadas no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982), as mesmas dispõem-se no campo de granitóides gerados a partir de fusão crustal, evidenciando desta forma a natureza crustal deste magmatismo. A sua composição geoquímica é cálcio-alkalina alto potássio, de natureza peraluminosa, apresentando baixos valores de coríndon normativo e elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Koester, 1995). Este mesmo autor salienta que estas rochas mostram características de granitos tipo S, entretanto, apresentando evidências de uma origem associada à fusão parcial de rochas meta-ígneas de composição tonalítica.

A gradação de estruturas magmáticas com estruturas tectônicas tardias, caracterizam estes corpos como sendo sin-cinemáticos a movimentação da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Koester et al., 1994). Nota-se nestes granitóides a geração de uma trama planar subvertical com direção NE, sendo acompanhada por uma lineação de estiramento mineral com caimento subhorizontal. O posicionamento dos granitos da SGC, como corpos de formas tabulares, é indicativo de que sua ascensão ocorreu por fraturas ao longo de zonas de cisalhamento, que foram responsáveis pela formação das estruturas de fluxo magmático e tectônicas (Koester, op.cit.). Os estudos desenvolvidos por este autor indicam que a ZCDC representa o registro de uma movimentação transcorrente sinistral intraplaca, possivelmente relacionada à colisão dos blocos crustais representados pelos Crátons do Rio de la Plata e Kalahari.

Koester (op.cit.) apresenta também um modelo para a geração do magmatismo da região de Quitéria, onde a ativação da ZCDC teria favorecido a ascensão de magma basáltico mantélico, que contribuiu para um aquecimento crustal e fusão parcial consequente da crosta. Segundo este modelo, a evolução da associação magmática da SIV foi responsável pela liberação de calor para a fusão parcial das rochas crustais encaixantes e geração dos líquidos graníticos da SGC.

Na interpretação de Nardi & Frantz (1995), a geração dos granitos da SGC está relacionada a fusão parcial dos gnaisses quartzo-feldspáticos encaixantes promovida em porções profundas das zonas de cisalhamento dúcteis.

Esta mesma relação estrutural foi também observada nas proximidades da cidade de Arroio Grande, onde ocorre uma associação íntima com o magmatismo da SIV. Nesta região, os Granitos Chasqueiro, Quilombo e Três Figueiras, este último correlacionável aos granitos da SGC, mostrando também relações sin-cinemáticas com relação a Zona de Cisalhamento Arroio Grande.

A fusão de rochas crustais pode ocorrer a partir de dois modelos principais: (1) *batch melting* e (2) *Rayleigh melting*. No primeiro modelo, a fusão gerada está em equilíbrio com o restito até o momento em que ocorre a segregação do material fundido. No segundo, à medida

em que ocorre a fusão, o líquido produzido é extraído sem haver interação com as fases residuais. Deste modo, cada extração modifica a composição do sistema. Nas fusões de natureza crustal, devido as altas porcentagens de fusão envolvida, é mais provável que ocorra o primeiro processo. Uma variação destes modelos é apresentada por Wall et al (1987), onde a segregação do líquido gerado pela fusão ocorre juntamente com as fases residuais (*unmixing restite*).

Koester (1995) assinala que a dispersão apresentada nos diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Lu/Yb}$ e La/Ce é indicativa de que os processos de fusão por *batch melting* ou *Rayleigh melting* não foram dominantes, uma vez que estas razões permanecem inalteradas nestes mecanismos. Uma interpretação alternativa relacionada com a presença de fases residuais foi investigada pelo autor, que apesar das evidências de campo, como a presença de xenólitos gnáissicos, não encontrou feições texturais ou minerais que pudessem representar os restitos da fusão. A modelagem testada por Koester (1995) também se mostrou inadequada para a quantificação e qualificação deste processo. Apesar da ausência de modelos numéricos satisfatórios, este autor optou por uma interação entre dois ou mais processos e/ou fontes na geração dos granitos da SGC. O conteúdo dos elementos traços e o empobrecimento moderado de elementos compatíveis com a diferenciação são argumentos utilizados por Nardi & Frantz (1995) para uma gênese relacionada ao processo de fusão parcial.

A geração de extensas áreas de rochas graníticas peraluminosas tem sido vinculada a fusão parcial de rochas crustais (Chappell & White, 1977; Miller, 1985; Barbarin, 1990; 1996, 1997), cujo protólito corresponde a rochas metapelíticas ou quartzo-feldspáticas (granitóides, gnaisses graníticos e/ou grauvacas). A fusão de pelitos é caracterizada pelo empobrecimento em CaO e Na_2O em relação aos teores elevados de Al_2O_3 , baixos em Rb (< 100 ppm) e Sr (< 400 ppm), com razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ superiores a 0,710 e, valores de coríndon normativo acima de 5%. Por outro lado, a fusão de rochas quartzo-feldspáticas resulta em razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ elevadas e valores de coríndon normativo entre 2 a 5 % (Miller, 1985), como no caso dos granitos da SGC.

A ocorrência petrográfica de muscovita acompanhada por biotita aluminosa é indicada por Barbarin (1996; 1997), como no caso dos granitos da SGC, é típica de leucogranitos a duas micas, originados a partir de fontes crustais em zonas de colisão continental.

Koester (op.cit.) e Nardi & Frantz (op.cit.), baseados em critérios de campo, petrográficos, geoquímicos e isotópicos, indicam que os leucogranitos da SGC foram gerados a partir da fusão parcial dos gnaisses quartzo-feldspáticos pertencentes ao Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Koester (1995) salienta que a comparação composicional dos Metagranitos Arroio Francisquinho e Cordilheira no diagrama $\text{A}'\text{KF}$ indica uma ampla correlação com fusões experimentais de

granitos a baixa temperatura, não ocorrendo superposição com os típicos granitos tipo-S gerados por fusões de pelitos. Ainda ressalta este autor que as diferenças composicionais entre os dois granitos estudados é fruto de um processo genético a partir da interação de distintos protólitos crustais, com dominância das litologias do Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos. Nardi & Frantz (1995) indicam a grande semelhança composicional existente entre os leucogranitos da SGC com os granitos encontrados no Cinturões Hercinianos de Portugal e da França, bem como alguns leucogranitos peraluminosos do Cinturão Himalaiano.

Com base nos elementos apresentados, considera-se que a origem dos granitos da SGC está relacionada com a fusão parcial de rochas crustais. As principais evidências de sua natureza crustal estão relacionadas a sua mineralogia subessencial com muscovita primária, aos elevados teores de SiO_2 , natureza peraluminosa, os baixos teores de Zr e V, elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e aos padrões de ETR, de baixos teores gerais e a disposição aleatória. O magmatismo granítico desta suíte enquadra-se nos granitos do tipo-S de Chappell & White (1974, 1987) e do tipo-Herciniano de Pitcher (1983, 1987).

7. - SUÍTE GRANÍTICA DOM FELICIANO

Os leucogranitos da SGDF mostram uma grande homogeneidade composicional e mineralógica, sendo constituídos a base de quartzo e feldspato potássico, com plagioclásio e biotita subessencial. Predomina composições sienograníticas com presença subordinada de monzogranitos e álcali-feldspato-granitos. As análises modais de granitos desta suíte concentra-se no campo das rochas de fusão crustal no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982), confundindo-se com a porção final de evolução de outras séries graníticas.

Em parte, a restrita variação no teor de SiO_2 dos granitos da SGDF, entre 72 a 77,6%, está associada ao seu caráter levemente peraluminoso. A razão $\text{FeOt}/\text{FeOt}+\text{MgO}$ varia desde valores de granitóides cálcio-alcálicos, entre 0.82 a 0.85, aumentando nos Granitos Santana, Capão do Leão e nos Diques Riolíticos, até valores típicos de granitóides alcalinos, entre 0.93 a 0.99. A razão $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ cresce com a diferenciação, assumindo valores entre 0,8 a 1,4. A comparação dos parâmetros de cálcio-alcalinidade com a diferenciação indica, para as litologias da SGDF um comportamento semelhante aos diferenciados cálcio-alcálicos alto potássio.

Apesar do pequeno intervalo de SiO_2 , apresentado pelos granitos desta suíte, o

comportamento dos elementos maiores e os diagramas de correlação de elementos traços apontam para a atuação relativa de processo de diferenciação magmática definido pelo fracionamento de plagioclásio, biotita e óxido de ferro. A tendência bem definida de empobrecimento do Rb, associado ao comportamento do K_2O e do Al_2O_3 , reflete o fracionamento de biotita e de feldspato potássico.

Os padrões normalizados de ETR dos granitos da SGDF, apresentam uma disposição muito semelhante a encontrada em granitos cálcio-alcálicos alto potássio. Contudo, eles são mais elevados em ETR pesadas, com exceção dos Granitos Santana e Capão do Leão e dos diques riolíticos, que são semelhantes a rochas graníticas de afinidade alcalina, como sugerido pelo baixo fracionamento dos ETR e pelas significativas anomalias negativas de Eu. Todos os padrões são marcados por enriquecimento de terras raras leves, com anomalias negativas de Eu, que se tornam mais pronunciadas no Granito Santana e nos diques riolíticos. O grau de fracionamento dos ETR pesadas é baixo, apresentando um intervalo de valores das razões Ce_N/Yb_N entre 10,5 e 12,5. A sua concentração geral diminui com a diferenciação.

A análise dos padrões de elementos traços das litologias da SGDF, normalizados pelos valores do manto primitivo, ressalta uma grande semelhança com os padrões observados nos granitos da SIV, diferindo apenas nos teores de alguns elementos. Desta maneira, destacam-se as anomalias negativas relativamente pronunciadas em Nb, Sr, Ti, V, e Ni, juntamente com pequenas anomalias negativas em Ba, Zr e Eu.

O comportamento dos elementos traços destes granitos indica o caráter cálcio-alcálicos desta suíte, com suas amostras situando-se nos limites dos campos entre granitóides cálcio-alcálicos de ambiente colisional e daqueles gerados em ambiente intraplaca, ocorrendo uma dominância destes últimos. Da mesma forma, o comportamento do Nb e Y sugere a semelhança dos teores de alguns corpos da SGDF (Granito Santana e diques riolíticos) com o magmatismo alcálico de ambiente intraplaca. A disposição das litologias da SGDF nos diagramas de Harris et al. (1986) mostra semelhança dos teores de Rb, Hf e Ta com os granitóides tardi a pós-colisionais destes autores.

Capítulo IX

ARCABOUÇO E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DO BATÓLITO PELOTAS

1. Introdução

As interpretações acerca da porção leste do escudo tiveram início com Carvalho (1932) que considerou esta região como um Complexo Cristalino de idade Arqueana (Arcaica). Leinz & Pinagel (1945) já acentuavam o grau de complexidade da porção leste do escudo, descrevendo esta região em seu esboço geológico do RS, como sendo constituída por “...*grandes massas arqueanas de gnaisses...*” e “... *granitos parcialmente gnaissificados, em parte parecendo intrusivo em um gnaisse melanocrático rico em hornblenda (estrada Piratini-Canguçu). Este complexo do arqueano é atravessado por massas maiores de granitos mais modernos, semelhantes aos Granitos de Caçapava, Encruzilhada e Porto Alegre...*”. Salientaram ainda estes autores, que nesta porção do escudo, distintos níveis de erosão estavam expostos, ocorrendo a sul do rio Camaquã, as raízes de um complexo gnáissico, enquanto ao norte, a geologia tornava-se mais simplificada pela ampla dominância de rochas graníticas.

Em sua contribuição Goni et al. (1962) definiram a região do batólito como uma área do embasamento antigo (Formação Cambaí), descrevendo com grande antecedência, a ocorrência de rochas miloníticas nesta associação. A primeira subdivisão desta grande unidade “arqueana” ocorreu com Tessari & Picada (1966), que definiram além da Formação Cambaí, o Complexo Granítico Dom Feliciano e o Granito Cordilheira. Posteriormente, Tessari & Giffoni (1970) acrescentaram a esta última subdivisão, os enxames de diques denominados Riolutos Asperezas. Picada (1971) defendeu as antigas idéias difundidas por Issler (1965), que o complexo plutônico aflorante no setor leste do escudo constituiria uma região cratônica composta por rochas do Pré-Cambriano Médio a Inferior denominada Cráton Dom Feliciano.

As primeiras investigações geocronológicas realizadas por Cordani et al (1974), determinaram a presença de rochas graníticas do Pré-Cambriano Superior nesta suposta área cratônica. Desta maneira, Hasui et al (1975) redefiniram a região leste do escudo como Maciço Mediano Pelotas, considerando-no como um alto do embasamento antigo reativado pelos processos tectônicos e magmáticos desenvolvidos no Ciclo Brasileiro. As rochas metamórficas localizadas a oeste, de modo adjacente ao referido maciço foram denominadas de Sistema de

Dobramentos Tijucas. Estes autores ainda estendiam ambas unidades geotectônicas, abrangendo sua continuidade no estado de Santa Catarina e no território do Uruguai.

Ribeiro & Fantinel (1978) acentuaram as dimensões batolíticas das intrusões graníticas do então denominado Maciço Granítico do Leste, interpretando esta unidade como a raiz de um arco magmático, hipótese adotada, com pequenas modificações, em diversos trabalhos posteriores (Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar et al. 1982b; Jost et al, 1984 a,b; Soliani Jr, 1986; Fragoso Cesar et al. 1986; Wernick et al, 1987, Figueiredo et al. (1990), Philipp (1990), Tommasi (1991), Fernandes et al. (1992, 1995), Chemale et al. (1997).

Uma abordagem mais regional, embora já visualizada por Leinz & Pinagel (1945), Oliveira & Leonardos (1943), Picada (1971), Hasui et al (1975) e Almeida et al. (1976, 1981) está vinculada as tentativas preliminares de correlação geológica e estrutural entre as principais associações litológicas do sul do Brasil e da África. Destacadas propostas tem procurado correlacionar o escudo Sul-Rio-grandense com as unidades geotectônicas existentes nas suas imediações, tanto em território uruguaio como africano, como os trabalhos de Soliani Jr. (1986), Fragoso Cesar et al. (1987), Fragoso Cesar (1991), Brito Neves & Cordani (1991), Fernandes et al. (1992), Trompette et al. (1993), Fragoso Cesar et al. (1993, 1994, 1998), Chemale Jr. et al. (1994, 1995a, 1995b), Fernandes et al. (1995), Hartmann et al. (1998).

Em um momento mais recente, o desenvolvimento em várias partes do batólito, de mapeamentos geológicos sistemáticos associados a estudos de geologia estrutural, geoquímicos e geocronológicos, permitiu a individualização das principais séries de granitóides que compõe o Batólito Pelotas. Em parte, estas séries foram subdivididas inicialmente, como granitóides relacionados a subducção oceânica e gerados em um arco magmático de margem continental ativa e, as séries mais tardias, como derivados das condições sin, tardi e pós-colisionais entre os Crátons do Rio de La Plata e do Kalahari (Fragoso Cesar et al. 1986; Soliani Jr, 1986; Figueiredo et al. 1990; Fernandes et al, 1992a,1992b; Frantz & Nardi, 1992; Philipp et al., 1993, Koester et al. 1994; Koester, 1995; Fernandes et al. 1995; Chemale et al., 1995; Frantz & Narid, 1995; Frantz & Botelho, 1997).

2. Arcabouço Geológico do Batólito

O Batólito Pelotas, situado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, apresenta um arcabouço definido por um expressivo complexo plutônico, multi-intrusivo e polifásico, resultante de uma evolução temporal de aproximadamente 70 Ma (620-550 Ma), consequente da adição de

distintos processos tectônicos. O batólito é composto quase totalmente por suítes e plútons de rochas granitóides, sendo reconhecidas ainda exposições de rochas ígneas básicas e de septos metamórficos encaixantes. A construção definitiva do Batólito Pelotas resultou da evolução temporal de três ciclos magmáticos principais, ao longo dos quais foram geradas e posicionadas as suítes graníticas que o constituem. Esta evolução iniciou com os granitóides da SIPM, representando um magmatismo do final do Neoproterozóico, ocorrido no intervalo de 620 a 605 Ma. Um segundo ciclo magmático, com evolução temporal relacionada ao limite Neoproterozóico/Eo-Paleozóico, esteve vinculado com a formação dos granitóides sin a tardi-transcorrência (D_2), representados pelas SIE, SIV, SIES e SGC. Este magmatismo está intimamente associado com o desenvolvimento das zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulos. Um terceiro ciclo magmático é definido pelas intrusões graníticas da SGDF e pelas manifestações vulcânicas e subvulcânicas tardias. Esta última associação magmática, de idade cambriana, representa a evolução final do batólito, ocorrida ao redor de 570-550 Ma atrás. A natureza e a sucessão destes eventos magmáticos são questões que têm sido debatidas nos últimos anos, com vários modelos geotectônicos tendo sido propostos para a explicação dos mesmos.

Com base na constituição interna e na subdivisão estratigráfica do batólito, foi possível a individualização de seis suítes graníticas: Suíte Intrusiva Pinheiro Machado (SIPM), Suíte Intrusiva Erval (SIE), Suíte Intrusiva Viamão (SIV), Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), Suíte Granítica Cordilheira (SGC) e Suíte Granítica Dom Feliciano (SGDF). Associados as rochas graníticas das SIV, SIES e SGDF, ocorrem pequenos corpos de rochas ígneas intermediárias a básicas (Diorito Capim Branco, Gabros Passo da Fabiana e outros corpos não denominados). Destacam-se ainda, em várias áreas do batólito, a ocorrência de rochas vulcânicas e subvulcânicas ácidas, constituindo enxames de diques ou pequenos platôs de rochas piroclásticas, denominados, respectivamente, como Diques Riolíticos Asperezas e Tufos e Ignimbritos Ana Dias.

A justaposição deste conjunto de associações, em grande parte, mantém relações íntimas com a formação de extensas zonas de cisalhamento dúcteis e rúptil-dúcteis. As unidades litológicas que compõem o batólito foram afetadas, ao longo das suas etapas evolutivas, até sua construção definitiva, por três maiores eventos deformacionais: dois de deformação dúctil (D_1 e D_2) e, um de deformação dúctil-rúptil a rúptil (D_3).

O evento deformacional D_1 , de ocorrência mais restrita, é caracterizado pelo desenvolvimento nos granitóides da SIPM, de zonas de cisalhamento subhorizontais, com faixas de rochas miloníticas com orientação geral nordeste (N30-65E) e mergulhos moderados variáveis para norordeste. Esta foliação milonítica contém uma lineação de estiramento mineral com direção

entre N40W e S60W, exibindo caimento moderados para oeste. Os indicadores cinemáticos observados mostram uma movimentação de topo para leste. Os eventos deformacionais subsequentes, bem como a intrusão de unidades graníticas das outras suítes do batólito, produziram modificações na geometria desta foliação, obliterando muitas vezes a posição original das estruturas geradas em D_1 .

O evento deformacional D_2 afetou as SIPM, SIE, SIV e a SGC, desenvolvendo nas litologias destas suítes, extensas zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo e de natureza transcorrente. Estas zonas mostram, em mapa, um padrão anastomosado, com direção nordeste (N50-80E) e mergulhos subverticais. São zonas de cisalhamento muito expressivas, com extensões da ordem de dezenas de quilômetros e espessuras de centenas de metros, sendo caracterizadas por milonitos e ultramilonitos. A lineação de estiramento mineral é subhorizontal, o que caracteriza estas zonas de cisalhamento como de natureza direcional. Os indicadores cinemáticos das rochas miloníticas são compatíveis com o predomínio de uma movimentação lateral esquerda. Os corpos graníticos das SIV e SGC mostram um forte controle de posicionamento pelas zonas de cisalhamento de alto ângulo do evento D_2 . Além de formas alongadas e concordantes, a maioria dos corpos da SIV e SGC mostra uma foliação de fluxo magmático, que transiciona nas bordas, para uma foliação tectônica subparalela as zonas de cisalhamento transcorrentes. As feições primárias e secundárias observadas nestes corpos permitem caracteriza-los como de colocação sin-a tardi-tectônica a atividade das zonas de cisalhamento sinistrais do evento D_2 . A datação U-Pb de zircões do Granito Arroio Moinho, apontou uma idade de 595 ± 1 Ma.

Os granitos da SIES, com idades correlacionáveis aos granitos da SIV, não mostram feições tectônicas de deformação no estado sólido. Entretanto, os corpos de granitóides desta suíte apresentam em mapa, uma forma alongada para NE, concordante com as zonas de cisalhamento de alto ângulo. Esta feição é interpretada por Chemale Jr et al. (1995) como indicativa do posicionamento desta suíte em um segmento transtensivo da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, o que permitiu aos autores classificá-los como sin-transcorrência.

As relações entre as zonas do evento D_2 e D_3 , ainda pouco estudadas, são caracterizadas pela superposição de tramas miloníticas, com um sentido de movimento geral lateral esquerdo. Este evento deformacional tardio (D_3), que foi acompanhado pelo posicionamento dos corpos graníticos da SGDF, promoveu a reativação das zonas de cisalhamento transcorrentes D_2 em um regime de deformação dúctil-rúptil a rúptil. Estas zonas de cisalhamento tardias com desenvolvimento discreto, representam estruturas geradas em regime transpressivo, como sugerido pelas estruturas observadas em afloramentos da região de Canguçu. Datações radiométricas pelo

método Ar^{40}/Ar^{39} em micas de rochas miloníticas de zonas de cisalhamento D_3 das regiões de Canguçu, Pinheiro Machado e Erval, definiram uma idade Cambriana, entre 534-536 Ma, para a reativação final destas zonas.

Posteriormente, entre o Permiano e o Triássico, ocorreram reativações de natureza rúptil vinculadas à instalação da Bacia do Paraná e a abertura do Oceano Atlântico. Estas deformações, inicialmente de natureza dúctil e, posteriormente, dúctil-rúptil e rúptil, produziram modificações significativas nas relações originais das unidades graníticas do Batólito Pelotas.

Os contatos do Batólito Pelotas são tectônicos, sendo definidos por zonas de cisalhamento do evento D_2 e D_3 . Sua extensão para oeste é delimitada pela Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Mesquita & Fernandes, 1990) e pela Zona de Cisalhamento Passo do Marinheiro. Na porção centro-sul do batólito ocorrem também expressivas faixas miloníticas, marcadas pelas Zonas de Cisalhamento Erval, Ayrosa Galvão e Arroio Grande. O limite leste do batólito aflora somente em território uruguaio, sendo balizado pela Zona de Cisalhamento Alferes-Cordilheira (Masquelin, 1989), separa os granitóides das rochas gnáissicas e migmatíticas do embasamento e dos metassedimentos do Grupo Rocha.

Uma das dificuldades para o modelamento geotectônico da evolução do Batólito Pelotas resulta dos contatos tectônicos, responsáveis pela ausência de relações preservadas com as rochas encaixantes.

3 - Considerações Finais

A discussão aqui apresentada sugere para a SIPM uma evolução magmática relacionada a subducção de uma crosta oceânica sob uma margem continental espessa, com geração de um arco magmático pré-colisional do tipo cordilheirano, de idade em torno de 620 Ma. A presença de um outro arco magmático mais antigo, com idade ao redor de 770 Ma, na região leste do escudo, foi postulado inicialmente por Fragosó Cesar et al. (1986), Soliani Jr. (1986), Philipp (1990), Fragosó Cesar (1991), Fernandes et al. (1992) e Chemale Jr. et al. (1995). Para a maioria destes autores, os granitóides relacionados a este outro arco, também do tipo cordilheirano, estariam representados pelos xenólitos de gnaisses quartzo-feldspáticos encontrados no interior dos granitóides da SIPM. Contudo, estudos petrográficos e de campo comparativos mostram que estes xenólitos correspondem a litologias correlacionáveis aos Gnaisses Encantadas e a Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, situadas a oeste do batólito.

Os dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos dos granitos da SIPM são semelhantes ao de granitóides de ambiente de margem continental ativa, a exemplo dos Batólitos Sierra Nevada e Peninsular Ranges (USA), Costeiro do Peru e oeste da Antártida. Por outro lado, a SIPM é similar composicionalmente aos granitos pós-colisionais do cinturão orogênico Caledoniano, encontrados na França e Inglaterra, conforme já referido por Fragoso Cesar et al. (1986), Figueiredo et al. (1990) e Frantz & Nardi (1992).

Os principais argumentos para a origem desta suite estar relacionada a uma margem continental ativa são os seguintes: (1) composição petrográfica expandida, caracterizada pela predominância de granodioritos, com dioritos, tonalitos e monzogranitos subordinados, (2) composição geoquímica, (3) posicionamento temporal dos granitos, anterior as zonas de cisalhamento subhorizontais relacionadas ao evento D_1 , (4) razões isotópicas de Rb/Sr e Sm/Nd, com valores ao redor de 0,706 e entre -5,6 e -10, respectivamente, indicativas da participação mantélica na formação desta suite.

A ausência de uma seqüência correlativa ao prisma acrescionário e de rochas vulcânicas cálcio-alcalinas relacionadas a evolução do magmatismo da SIPM são apontadas por diversos pesquisadores, como fatores contrários a existência de um arco magmático cordilheirano. Contudo, isto pode ser explicado pela movimentação das zonas de cisalhamento de baixo ângulo do evento D_1 , que teriam provocado um encurtamento significativo da região do arco e, conseqüente, exposição e erosão da sua parte superior. Este mesmo tipo de situação pode ter ocorrido também com o prisma acrescionário, pois durante a colisão há um espessamento crustal do orógeno, que é acompanhado pelo soerguimento e erosão do edifício orogênico, expondo assim sua infraestrutura, agora representada pela SIPM.

Alternativamente, a geração do magmatismo da SIPM poderia ser relacionada a uma colisão continental, conforme anteriormente postulado por Nardi & Bitencourt (1993), Bitencourt (1996) e Frantz & Botelho (1997). A consideração da SIPM como sin-colisional (sin-tangencial), indicaria que a geração dos magmas graníticos estaria relacionada ao espessamento crustal ocorrido durante o evento deformacional de baixo ângulo (D_1). Neste contexto, a fusão parcial da porção basal da crosta espessada e do manto teria ocorrido em condições infracrustais, resultando assim em um magmatismo de natureza crustal, mas com participação mantélica. O contexto para a geração de um magmatismo básico, entretanto, é comumente relacionado a condições tardi- a pós-colisionais, onde a interposição e a acomodação dos fragmentos litosféricos é feita através da movimentação lateral por falhas transcorrentes e/ou a processos de delaminação crustal.

Cabe salientar que, a ocorrência de enclaves de paragnaisses contendo paragêneses metamórficas de médio-alto grau e baixa pressão, em granitóides equivalentes a SIPM na região de Encruzilhada (Complexo Gnáissico Arroio dos Ratos) é sugestiva da presença de um evento metamórfico regional anterior a colocação da citada suíte. Os cinturões metamórficos com trajetórias P-T-t anti-horária, caracterizados por paragêneses de baixa pressão, envolvem espessamento crustal e afinamento concomitante do manto litosférico, com a produção de magmas derivados do manto ainda no estágio precoce de evolução do orógeno (Brown, 1993). Nestes cinturões, são gerados expressivos volumes de plútons pré- ou sin-tectônicos na forma de "sheets" subhorizontais alimentadas por diques a partir de uma importante discontinuidade horizontal da crosta (Brown, op.cit., 1994). Este mesmo tipo de situação é correlacionável com aquela encontrada em cinturões orogênicos desenvolvidos em margens continentais com consumo de placa oceânica.

Em uma outra alternativa, os granitóides da SIPM podem ser interpretados como um terreno oriundo de oeste, e nesse sentido, poderia representar fragmentos alóctones de um arco magmático mais antigo situado a oeste (Terreno Rio Vacacaí).

Após a fase de consumo da crosta oceânica, ocorre uma fase de transição que culmina com a colisão de duas áreas continentais: uma de idade Paleo a Mesoproterozóica, situada a oeste e afetada pelo magmatismo da SIPM e, outra, localizada no lado africano, o Cráton do Kalahari. A placa de natureza continental, situada a oeste do batólito, é constituída pelas rochas de alto grau do Complexo Granulítico Santa Maria Chico (Nardi & Hartmann, 1979), tectonicamente imbricadas por uma complexa associação de paragnaisses, anfibolitos e metaultramáficas, gnaisses quartzo-feldspáticos, granitóides e rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas pertencentes ao Terreno Rio Vacacaí (Fragoso Cesar, 1990; 1991). Estas duas unidades estariam em contato, a leste, com os ortognaisses e anfibolitos do Terreno Serra das Encantadas e as associações metassedimentares e metavulcano-sedimentares representadas pelos Terrenos Serra dos Pereira e Cerro da Árvore (Fragoso Cesar et al. 1996). Este conjunto de associações petrotectônicas manteve-se estável desde o último registro orogenético, entre 753 a 704 Ma (Evento Vila Nova, Chemale et al. 1995).

O magmatismo subsequente a SIPM pode ser subdividido em sin-, tardi e pós-colisional. Os granitos sin-colisionais podem estar representados pela SIE, a qual caracteriza-se por uma composição bastante homogênea, não expandida (monzo a sienogranito) e com presença de xenólitos de metassedimentos. Além disso, esta suíte contém xenólitos da SIPM, não apresenta

as deformações tangenciais (D_1) desta última e acha-se intrudida pelas granitóides das demais suítes mais novas.

Os granitóides das SIV, SIES, SGC e SGDF, exibem características composicionais e estruturais compatíveis com um ambiente tardi- a pós-colisional, apresentando uma afinidade cálcio-alcálica alto potássio, localizadamente alcalina, como no caso da SIES. A ocorrência simultânea destes dois tipos de magmatismo (SIV e SIES) é indicativa da presença de fontes distintas para a geração dos mesmos. Estas suítes representam manifestações magmáticas ocorridas em um ambiente tectônico caracterizado por um significativo espessamento crustal, sendo intimamente associada com a geração e reativação de zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes de escala continental (D_2), a exemplo do que ocorre com o magmatismo das cadeias hercínicas do oeste da França (Maciço Armoricano) e da porção sudoeste da Espanha (Ossa-Morena). As SIV e SGC mostram um posicionamento sin- a tardi- tectônico à atividade principal das zonas de cisalhamento transcorrentes do evento D_2 , constituindo às estruturas que condicionaram a ascensão e colocação destas suítes juntamente com o magmatismo básico. A SIES mostra uma composição francamente alcalina, indicando a existência de falhamentos de natureza extensional que atingiram níveis profundos na base da crosta ou no topo do manto, provocando as fusões e geração deste magmatismo.

O magmatismo tardi a pós-colisional, é de natureza cálcio-alcálica alto potássio, que evolui para shoshonítica e alcalina, conforme descrito por Harris et al. (1986), nas cadeias dos Alpes e Hercíniano do sudoeste europeu, ou por Wickham et al. (1995), no Paleozóico da Ásia Central. Esta mesma evolução geoquímica foi descrita no Cinturão Granítico Dom Feliciano por Bitencourt e Nardi (1993) e Bitencourt (1996), vinculando-a principalmente ao evento transcorrente.

O padrão evolutivo do magmatismo tardi a pós-colisional assemelha-se ao de arcos magmáticos evoluídos, dificultando assim o reconhecimento de ambientes tectônicos antigos por critérios baseados apenas em parâmetros composicionais. Uma evolução geotectônica semelhante foi descrita para os cinturões orogênicos Pan-Africanos do Escudo Árabe (Harris et al. 1980) e da África (Liégeois & Black, 1987; Dermott, 1987) e Hercínianos (Bonin et al., 1990).

É consenso de que o magmatismo pós-colisional resulta da fusão parcial da crosta inferior ou manto superior, devido ao relaxamento termal que segue o evento colisional, propiciando a decompressão adiabática que acompanha o soerguimento e a erosão pós-colisional (Pearce et al. 1984). A composição deste magmatismo pode ser semelhante aos granitos de arco ou intra-placa. Apesar das várias tentativas que têm sido feitas com base em critérios geoquímicos, as evidências estruturais e de relações de campo são ainda fundamentais.

A ocorrência de magmatismo tardi a pós-colisional básico, de natureza cálcio-alcalina, associado a granitóides, indica a presença de fonte mantélica similar as do magmatismo de arcos magmáticos (Harris et al. 1986). Como considera-se que este magmatismo é alimentado por fontes do manto modificadas anteriormente pela subducção pré-colisional, que promove a adição de fusões crustais favorecidas tanto pelo espessamento colisional e pelo aporte de magmas básicos mantélicos.

O papel da hibridização do magmatismo basáltico por fusões crustais em um contexto pós-colisional no cinturão Paleozóico na Ásia Central é discutido e enfatizado por Wickham et al. (1995). Segundo os autores, ocorre um aumento progressivo da alcalinidade dos magmas básicos e ácidos neste cinturão em função de sua estabilização após a colisão Ordovicianiana.

Alternativamente, a delaminação da base da crosta relacionada ao espessamento crustal durante a colisão (Liégeois & Black, 1987; e.g. Kay e Malburgh-Kay, 1991), poderia promover uma contaminação do manto, produzindo materiais geoquimicamente comparáveis ao do consumo de crosta oceânica. As modificações composicionais produzidas pelas fusões do manto podem resultar em magmas similares à arcos evoluídos relacionados à zonas de subducção. Com relação a isto, Harris et al. (1986) ressaltam que quando ocorre espessamento sobre litosfera oceânica subductada, o magmatismo colisional apresenta características similares ao de arcos magmáticos, a exemplo do que ocorre também se houver delaminação.

Outros modelos envolvendo a participação do manto afetado por crosta subductada para geração deste tipo de magmatismo, têm sido denominados de *slab breakoff* (Davies & Von Blanckenburg, 1995) e *rift-drift-delamination* (Collins & Vernon, 1994). O primeiro modelo está associado ao fechamento de um oceano, resultando na fusão do manto litosférico e formação de magmas básicos, cuja a interação com a base da crosta geraria granitos sin-orogênicos com assinatura mantélica. O segundo modelo, mais complexo que o anterior, envolve a ruptura de uma antiga crosta continental, com formação restrita de crosta oceânica, geração de magmatismo cálcio-alcalino relacionado a subducção, que posteriormente é envolvido numa colagem tectônica de diferentes fragmentos de crustais, incluindo áreas cratônicas e cinturões de dobramento adjacentes.

A SGDF corresponde ao magmatismo do período de soerguimento pós-colisional, controlado no seu nível de colocação por zonas de cisalhamento rúpteis que, nas suas porções basais, parecem ter atingido o manto ou a porção inferior da crosta, produzindo decompressão adiabática e, conseqüente, fusão parcial. Estas zonas atuaram como condutos para a ascensão e colocação dos magmas graníticos desta suíte. Este magmatismo marca a transição do regime

colisional para um regime de estabilização da porção leste do escudo, ocorrendo a mudança do magmatismo cálcico-alcálico alto potássio para alcalinos nos termos finais.

Os dados geoquímicos, estruturais e isotópicos da SGDF apontam para um magmatismo cálcio-alcálico alto potássio com características pós-orogênicas e/ou pós-colisionais. Entretanto, as características composicionais desta suíte são semelhantes a dos granitóides gerados por fusão crustal. Alguns corpos graníticos desta mesma suíte, como os Granitos Santana, Capão do Leão, bem como, os diques riolíticos, mostrando forte semelhança composicional com os granitos da série alcalina. A ocorrência de um corpo granítico de natureza peralcalina na região de Piratini (Granito Bela Vista), sugere o caráter transicional do magmatismo cálcio-alcálico alto potássio para o alcalino, associado a estabilização tectônica da porção leste do escudo. Apesar destas considerações não descarta-se a hipótese de constituírem-se em duas suítes magmáticas distintas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLAN, B.D. & D.B. CLARKE. 1981. Occurrence and origin of garnets in the South Mountain Batholith, Nova Scotia. **Canadian Mineralogist**, 19: 19-24.
- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Geochronological division of the Precambrian of South America. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, (1): 13-21.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. & K. KAWASHITA. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazon river. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G (eds.) **The Ocean Basin and Margins**, New York, Plenum, p. 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & B.B.B. BRITO NEVES. 1976. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências**, USP, São Paulo, 7: 45-80.
- ALMEIDA, F.F.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. & R.A. FUCK. 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. **Earth Science Reviews**, 17: 1-29.
- ALMEIDA, D.P.M.; ROBAINA, L.E.S., PHILIPP, R.P. & M.V.D. REMUS. 1990. Granitos da região leste de Canguçu, RS: critérios para seu uso como pedra ornamental. **Acta Geológica Leopoldensia**, XIII, 31: 41-58.
- ALMEIDA, D.P.M.; GOMES, M.E.B.; PHILIPP, R.P.; ROBAINA, L.E.S. & D.A. PINTAUDE. 1990. Contribuição ao conhecimento dos granitóides alcalinos da Suíte Dom Feliciano do Batólito Pelotas - região de Torrinhas, RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, XIII, 31: 59-72.
- ANDRADE, M.S.; WAICHEL, B.L.; ORTIZ, L.S. & P. BARRETO. 1995. Feições estruturais e texturais de mistura de magmas em intrusões tardias do Complexo Granítico Dom Feliciano, Canguçu-RS. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, RS, Anais, 77-78.
- ARCHANJO, C.J.; BOUCHEZ, J.; CORSINI, M. & A. VAUCHEZ. 1994. The Pombal granite pluton, magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of the NE Brazil (Paraíba State). **Journal of Structural Geology**, 16(3): 323-335.
- ATHERTON, M.P. 1993. Granite magmatism. **Journal of the Geological Society**, London, 150: 1009-1023.
- ATHERTON, M.P.; McCOURT, W.J.; SANDERSON, L.M. & W.P. TAYLOR. 1979. The geochemical character of the segmented Peruvian Coastal Batholith and associated volcanics. in: **Origin of granite batholiths: geochemical evidence**, Ed. M.P. ATHERTON & J. TARNEY, Shiva Publishing Limited, Exeter, UK, p.45-64.
- ATHERTON, M.P. & L.M. SANDERSON. 1985. The chemical variation and evolution of superunits of the segmented Coastal Batholith. In: eds. Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J. and R.D. Beckinsale, **Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes**, Blackie, Halstead press, Glasgow, p.108-118.

- ATHERTON, M.P. & N. PETFORD. 1996. Plutonism and growth of Andean Crust at 9° from 100 to 3 Ma. **Journal of South American Earth Sciences**, 9(1/2): 1-9.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R. & L.C. SILVA. 1995. Acresção juvenil no bloco São Gabriel e retrabalhamento crustal no Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro: evidências isotópicas. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre, RS, Anais, 105-107.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; VAN SCHMUS, W.R.; HARTMANN, L.A.; & L.C. SILVA. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, 10(3-4): 263-274.
- BARBARIN, B. 1990 Granitoids: main petrogenetic classifications in the relations to origin and tectonic setting. **Geological Journal**, 25: 227-238.
- BARBARIN, B. 1996. Genesis of the two main types of peraluminous granitoids. **Geology**, 24(4): 295-298.
- BARBARIN, B. 1997. From the mineralogical composition of granitoids to their origins and tectonic settings. **II International Symposium on Granites and Associated Mineralizations**, Salvador, Bahia, p. 95-97.
- BARBOSA, A.F. 1957. A Série Maricá e sua posição na coluna geológica do Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, 6 (2): 13-29.
- BASEI, M.A.S. 1985. **O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina**. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, USP, 190p. (inédito).
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; MACHIAVELI, A. & F. MANCINI. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, SBG, 22(2): 216-221.
- BASEI, M.A.S. & C. HAWKESWORTH. 1993. O magmatismo do Cinturão Dom Feliciano (SC) e sua importância no estabelecimento das principais descontinuidades crustais da região Sul-brasileira. **Boletim de Resumos Expandidos, I Simpósio Internacional del Neoproterozóico-Cámbrico de La Cuenca del Plata**, Las Palomas-Minas, Uruguai, DINAMIGE, Boletim de Resumos Expandidos, Tomo : 2, nº41, 6p.
- BATCHELOR, R.A. & P. BOWDEN. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, 48: 43-55.
- BATEMAN, P.C. 1988. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies: discussion and reply. **Geological Society of America Bulletin**, 100: 995-997.
- BATEMAN, P.C. & F.C.W. DODGE. 1970. Variation of major chemical constituents across the Sierra Nevada Batholith. **Bulletin of the Geological Society of America**, 81: 409-420.
- BELLIENI, G.; CAVAZZINI, G.; FIORETTI, A.M.; PECCERILLO, A. & G.POLI. 1991. Geochemical and isotopic evidence for crystal fractionation, AFC and crustal anatexis in

- the genesis of the Rensen Plutonic Complex (Eastern Alps, Italy). **Chemical Geology**, **92**: 21-43.
- BERNASCONI, A. 1987. The major Precambrian Terranes of Eastern South America: A study of their regional and chronological evolution. **Precambrian Research**, **37**: 107-124.
- BETTUCCI, L.S. & A.M. BURGUEÑO. 1993. Análisis sedimentológico y faciológico de la Formación Rocha (ex Grupo Rocha). **Revista Brasileira de Geociências**, **23**(3): 323-329.
- BEURLIN, K. & E.A. MARTINS. 1956. O Escudo Sul-Rio-Grandense: Conceito Geológico e paleogeográfico. **Boletim do Museu Nacional**, RJ, **23**: 1-25.
- BITENCOURT, M.F. 1996. **Granitóides sintectônicos da região de Porto Belo, SC: uma abordagem petrológica e estrutural do magmatismo em zonas de cisalhamento**. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 255p (inédito).
- BITENCOURT, M.F. & L.S.V. NARDI. 1993. Late- to pos-collisional Brasileiro Magmatism in the Southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, **65**: 3-16.
- BITENCOURT, M.F., GASTAL, M.C.P.; KIRCHEIN, R.E.; COSTA, K.B. & F.A.L. TOLEDO. 1993. Reavaliação preliminar das relações estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. I **Simpósio Internacional del Neoproterozóico-Cámbrico de La Cuenca del Plata**, Boletim de Resumos Expandidos, Las Palomas-Minas, Montevideo, Uruguai, DINAMIGE, v.2, nº 34, 6p.
- BITENCOURT, M.F. & J. KRUEHL. 1996. Crustal-scale shearing and magmatism: an example from the Santa Catarina (Brazil). **International Conference on Syntectonic Crystallization of Igneous Rocks**, Waxenberg, Austria, Book of Abstracts, Frankfurt, German Science Foundation, p.14-18.
- BLACK, R. & J.P. LIÉGEOIS. 1993. Cratons, mobile belts, alkaline rocks and continental lithospheric mantle: the Pan-African testimony. **Journal Geological Society of London**, **150**: 89-98.
- BONIN, B. 1987. From orogenic to anorogenic magmatism: a petrological model for the transition calc-alkaline-alkaline complexes. **Revista Brasileira de Geociências**, **17**(4): 366-371.
- BORONKAY, K. & T. DOUTOS. 1994. Transpression and transtension within different structural levels in the central Aegean region. **Journal of Structural Geology**, **16** (11): 1555-1573.
- BOULLIER, A.M.; LIÉGEOIS, J.P.; BLACK, R.; FABRE, J.; SAUVAGE, M. & J.M. BERTRAND. 1986. Late Pan-African tectonics marking the transition from subduction-related calc-alkaline magmatism to within-plate alkaline granitoids (Adras des Iforas, Mali). **Tectonophysics**, **132**: 233-246.
- BOUSEILY, A.M.E. & A.A.E. SOKKARY. 1975. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. **Chemical Geology**, **16**: 207-219.

- BRANT, R. 1987. Granitic magmatism in the Damaran Orogenic Belt, Namibia. **Revista Brasileira de Geociências**, 17(4): 459-463.
- BRITO NEVES, B.B. 1992. O Proterozóico Médio no Brasil: ensaio do conhecimento e seus problemas. **Revista Brasileira de Geociências**, 22(4): 449-461.
- BRITO NEVES, B.B. & U.G. CORDANI. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. **Precambrian Research**, 53: 23-40.
- BROWN, M. 1973. The definition of metatexis, diatexis and migmatite. **Proceedings of the Geologic Association**, 84: 371-382.
- BROWN, M. 1991. Comparative geochemical interpretation of Permian-Triassic Plutonic Complexes of the Coastal Range and Altiplano (25°30' to 26°30'S) Northern Chile. In: **Andean Magmatism and its Tectonic Setting**, Ed: R.S. HARMON & C.W. RAPELA, Geological Society of America, Special Paper, 265: 157-178.
- BROWN, M. 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. **Earth-Science Reviews**, 36: 83-130.
- BROWN, M. & W.S. FYFE. 1970. The production of granitic melts during ultrametamorphism. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 28: 310-318.
- BROWN, M.; RUSHMER, T. & E.W. SAWYER. 1995. Introduction to special section: Mechanisms and consequences of melt segregation from crustal protoliths. **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15551-15563.
- BROWN, M.; AVERKIN, Y.A.; McLELLAN, E.L. & E.W. SAWYER. 1995. Melt segregation in migmatites. **Journal of Geophysical Research**, 100 (B8): 15655-15679.
- BRYON, D.N.; ATHERTON, M.P. & R.H. HUNTER. 1994. The description of the primary textures of "Cordilleran" granitic rocks. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 117: 66-75.
- CARRARO, C.C.; GAMERMANN, N.; EICK, N.C.; BORTOLUZZI, C.A.; JOST, H. & J.F. PINTO. 1974. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, escala 1:1.000.000.
- CARROLL, M.R. & P.J. WILLIE. 1990. The system tonalite-H₂O at 15 kbar and the genesis of calc-alkaline magmas. **American Mineralogist**, 75: 345-357.
- CARVALHO, P.F. de. 1932. Reconhecimento geológico do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, **Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira**, 66: 1-72.
- CARVALHO, P.F. de. 1937. Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, **Boletim do Instituto Geológico de Mineração Brasileira**, 72p.
- CARRERAS, J. & I. CAPELLA. 1994. Tectonic levels in the Paleozoic basement of the Pyrenees: a review and a new interpretation. **Journal of Structural Geology**, 16 (11): 1509-1524.

- CASTRO, A. 1987. On the granitoid emplacement and related structures: a review. **Geological Rundschau**, **76**: 101-124.
- CHAPPELL, B.W. 1996. Magma Mixing and the Production of Compositional Variation within Granite Suites: Evidence from the Granites of Southeastern Australia. **Journal of Petrology**, **37**(3): 449-470.
- CHAPPELL, B.W. & A.J.R. WHITE. 1974. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, **8**: 174-184.
- CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. & D. WYBORN. 1987. The importance of residual source material (restite) in the granite petrogenesis. **Journal of Petrology**, **28**: 1111-1138.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A. & L.C. SILVA. 1994. Tectonic evolution of Southern Brazil in the Brasiliano Cycle. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, 1: p.626.
- CHEMALE Jr., F. & M. BABINSKI. 1995. U-Pb zircon dating of deformational events from the Neoproterozoic rocks in the Eastern Brazil. **V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SGB, Gramado, RS, 377-378.
- CHEMALE Jr., F.; GRESSE, P.G.; SILVA, L.C.; HARTMANN, L.A. & F. WALRAVEN. 1995. Tectonic evolution of the Brasiliano-Pan-African cycle in the southern Brazil and South Africa. **V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS, p.14.
- CHEMALE Jr., F.; GRESSE, P.G.; SILVA, L.C.; HARTMANN, L.A. & F. WALRAVEN. 1995. Correlação geológica entre as unidades Brasilianas e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Porto Alegre, RS, Palestras, 13-16.
- CHEMALE Jr., F.; BABINSKI, M.; VAN SCHMUS, W.R., WILDNER, W. & E.F. LIMA. 1997. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Neoproterozoic to early Paleozoic belts in southern Brazil. **South-American Symposium on Isotope Geology**, SBG, São Paulo, p.71.
- CLEMENS, J.D. 1984. Water contents of silicic to intermediate magmas. **Lithos**, **17**: 273-287.
- CLEMENS, J.D. 1989. The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis: a comment. **Journal of Petrology**, **30**: 1313-1316.
- CLEMENS, J.D. 1996. The segregation, ascent and emplacement of granitic magmas. **International Conference on Syntectonic Crystallization of Igneous Rocks**, Waxenberg, Austria, Book of Abstracts, Frankfurt, German Science Foundation, p.25-27.
- CLEMENS, J.D. & C.K. MAWER. 1992. Granite magma transport by fracture propagation. **Tectonophysics**, **204**: 339-360.
- COBBING, E.J. & W.S. PITCHER. 1972. The Coastal Batholith of the Central Peru. **Journal of Geological Society of London**, **128**: 421-460.
- COBBING, E.J. 1996. Granites-an overview. **Episodes**, **19**(4): 103-106.

- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R. & B.W. CHAPPELL. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. **Contribution to Mineralogy and Petrology**, 80: 189-200.
- COLLINS, W.J. & E.W. SAWIER. 1996. Pervasive granitoid magma transfer through the lower-middle crust during non-coaxial compressional deformation. **Journal of Metamorphic Geology**, 14: 565-579.
- CORDANI, U.G.; HALPERN, M. & M. BERENHOLC. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da folha Porto Alegre, In: **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folha Porto Alegre (SH-22) e folha Lagoa Mirim (SI-22)**. DNPM, Ministério das Minas e Energia, Brasília, 70-84.
- CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K. & K. SATO. 1988. The growth of the Brazilian Shield. **Episodes**, 11(3): 163-167.
- CORREA NETO, A.V. & H. DAYAN. 1994. Justaposição tectônica de rochas de níveis crustais distintos em faixas transpressivas: o caso da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (RJ). **Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG, 38, Camboriú, 1**: 249-251.
- COSTA, A.F.U. & G.E. RAMGRAB. 1989. Lineamento Jaguarão: caracterização aeromagnética. **Revista Brasileira de Geofísica**, 7(1): 41-45.
- COSTA, A.F.U. & A.L.S. CALDASSO. 1994. Padrões do campo magnético aplicados à geologia estrutural na região de Pinheiro Machado, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 2**: 31-32.
- COSTA, A.F.U.; FERNANDES, L.A.D.; MAGRO, F.H.S.; NADAL, C.A. & L. FÉLIX. 1994. Modelo gravimétrico da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu. **Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 2**: 28-30.
- COSTA, A.F.U.; RAMGRAB, G.E.; FERNANDES, L.A.D.; CAMOZZATO, E. & M.L.V. AZEVEDO. 1995. Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-Cambrianas do Escudo Sul-Riograndense baseada em dados de magnetometria e gravimetria. **V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS**, 236-239.
- COWARD, M.P. 1980. Shear zones in the Pre-Cambrian crust of Southern Africa. **Journal of Structural Geology**, 2(1/2): 19-27.
- COWARD, M.P. 1983. The tectonic history of the Damara Belt. **Geological Society of South Africa, Special Publication**, 11: 409-421.
- COWARD, M.P. & M.C. DALY. 1984. Crustal lineaments and shear zones in Africa: their relationship to plate movements. **Precambrian Research**, 24(1): 27-45.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C. & R.J. WORMALD. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. **Geology, Boulder**, 19: 163-166.
- DAHNE, E. 1903. **Mapa Geológico da Zona Mineral do Rio Grande do Sul**. In: Leinz, Barbosa & Teixeira, 1945.

- DALY, M.C. 1986. Crustal shear zones and thrust belts: their geometry and continuity in Central Africa. **Philosophical Transaction of the Royal Society of London**, **A317**: 111-128.
- DALY, M.C. 1988. Crustal shear zones in the Central Africa: a kinematic approach to Proterozoic tectonics. **Episodes**, **11**(1): 5-11.
- DAVIDSON, J.P.; HARMON, R.S. & G. WÖRNER. 1991. The Source of Central Andean Magmas, some considerations, In: Andean Magmatism and its Tectonic Setting, **The Geological Society of America**, Special Paper, **265**: 113-138.
- DAVIES, C.J. & M.P. COWARD. 1982. The structural evolution of the Gariep arc in southern Namibia (SW Africa). **Precambrian Research**, **17**: 173-198.
- DAVIES, J.H. & F. VON BLANCKENBURG. 1995. Slab breakoff: a model lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. **Earth and Planetary Science Letters**, **129**: 85-102.
- DEBON, F. & P. LE FORT. 1982. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. **Transactions of Royal Society of Edinburg, Earth Sciences**, **73**: 135-149.
- DELANEY, P.J.V. 1965. The structural framework of Southeastern South America. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, **19**, Rio de Janeiro, **4**: 1-82.
- D'LEMOIS, R.S.; BROWN, M. & R.A. STRACHAN. 1992. Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. **Journal of Geological Society of London**, **149**: 487-490.
- DEMANGE, M.; ALVAREZ, J.O.; LOPEZ, L. & J. ZARCO. 1996. The Achala Batolith (Cordoba, Argentina): a composite intrusion made of five independent magmatic suites. Magmatic evolution and deuteritic alteration. **Journal of South American Earth Sciences**, **9** (1/2): 11-25.
- DE PAOLO, D.J. & G.J. WASSERBURG. 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. **Geophysical Research Letters**, **3**: 249-252.
- DE PAOLO, D.J. & G.J. WASSERBURG. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, **43**(4): 615-628.
- DERMOTT, F. 1987. **Granite petrogenesis and crustal evolution studies in the Damara Pan-African Orogenic Belt, Namibia**. PhD. Thesis, Open University, Milton Keynes, UK, 303p.
- DERMOTT, F.; HARRIS, N.B.W. & C.J. HAWKESWORTH. 1996. Geochemical constraints on crustal anatexis: a case of study from the Pan-African Damara granitoids of Namibia. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **123**(4): 406-423.
- De YOREO, J.J.; LUX, D.R. & C.V. GUIDOTTI. 1989. The role of crustal anatexis and magma migration in the thermal evolution of regions of thickened continental crust. in *Evolution of Metamorphic Belts*, ed. J.S. DALY, R.A. CLIFF & B.W.D. YARDLEY, **Geological Society Special Publication**, London, **43**: 187-202.

- DE WIT, M.J. & I.G.D. RANSONE. 1992. Regional inversion tectonics along the southern margin of Gondwana. In: ed. M.J. De Wit and I.G.D. Ransone, **Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, in Karoo and Cretaceous Basins of Southern Africa**, Balkema, Rotterdam, p. 15-21.
- DIDIER, J. & B.BARBARIN. 1991. **Enclaves and granite petrology**. Developments in Petrology 13, Elsevier, 625p.
- DÜRR, S.B. & D.P. DINGELDEY. 1996. The Kaoko belt (Namíbia): part of a late Neoproterozoic continental-scale strike-slip system. **Geology**, **24**: 503-506.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, **26**: 115-134.
- EBY, G.N., KRUEGER, H.W. & J.W. CREASY. 1992. Geology, Geochronology, and geochemistry of the White Mountain Batholith, New Hampshire. **Geological Society of America**, Special Paper, **268**: 379-397.
- ELLIS, M. & A.J. WATKINSON. 1987. Orogen-parallel extension and oblique tectonics: the relation between stretching lineations and relative plate motions. **Geology**, **15**: 1022-1026.
- ENDO, I. & R. MACHADO. 1993. Sistema de Cisalhamento Transatlântico: um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil Oriental. **IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, SGB, Belo Horizonte, **Boletim 12**: 356-359.
- ENDO, I. & R. MACHADO. 1995. Neoproterozoic continental scale transpressional megazone in eastern Brazil. **12th International Conference on Basement Tectonics '95**, Abstracts, Oklahoma, p.34-35.
- ENGLAND, P.C. & A.B. THOMPSON. 1986. Some thermal and tectonic models for the crustal melting in continental collision belts. in **Collision Tectonics**, ed. M.P. Coward & A.C. Ries, Geological Society Special Publication, London, **19**: 83-94.
- FASSBINDER, E. 1996. **A Unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da USP, 207p.
- FERNANDES, L.A.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; MARQUES-TOIGO, M. GUERRA-SOMMER, M. & A.M. PICCOLI. 1988. **Mapa geológico 1:50.000 de parte das folhas Quitéria e Várzea do Capivarita**, Instituto de Geociências.
- FERNANDES, L.A.; TOMMASI, A. & C.C. PORCHER. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas, região de Quitéria - Capivarita. **Acta Geológica Leopoldensia**, **30**: 117-138.
- FERNANDES, L.A.; TOMMASI, A. & C.C. PORCHER. 1992a. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal of South American Earth Science**, **5**(1): 77-96.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C.; KOESTER, E.; KRAEMER, G.; SCHERER, C.M.S. & R. MENEGAT. 1992b. Granitóides brasileiros precoces do

- Cinturão Dom Feliciano. Caracterização geoquímica e discussão estratigráfica. **Pesquisas**, 19(2): 197-218.
- FERNANDES, L.A.D.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; PORCHER, C.C.; MENEGAT, R. & E. KOESTER. 1993. Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. **Revista Brasileira de Geociências**, SBG, 23(3): 224-233.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E. & E. CAMOZZATO. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(4): 375-384.
- FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E. & E. CAMOZZATO. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Revista Brasileira de Geociências**, 25(4): 375-384.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. & B.L. KRONBERG. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 36, Natal, 4: 1623 - 1738.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & M.C.C. NETTO. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 65(1): 63-81.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & M.C.C. NETTO. 1994. O arco magmático cálcio-alcálico de alto-K da microplaca Apiaí-Guaxupé. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 1: 620-621.
- FIGUEIRÓ, J.E.P.; BENEDETTI, R.P.; PHILIPP, R.P. & R. KONRATH. 1985. **Projeto Arroio Solidão-Piratini**, RS. Trabalho de Graduação, UNISINOS, 227p. (inédito).
- FLOOD, R.H. & R.H. VERNON. 1988. Microstructural evidence for orders of crystallisation in granitoid rocks. **Lithos**, 21: 237-245.
- FOSSON, H. & B. TIKOFF. 1993. The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transstention tectonics. **Journal of Structural Geology**, 15(3/5): 413-422.
- FOWLER JR., T.K. & S.R. PATTERSON. 1997. Timing and nature of magmatic fabrics from structural relations around stopped blocks. **Journal of Structural Geology**, 2: 209-224.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2879 - 2891.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1990. Tectônica de placas no Bloco São Gabriel (RS) em base dos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. **Workshop Geoquímica Isotópica**,

- Geocronologia e Litogeoquímica das regiões Sul e Sudeste do Brasil**, Boletim de Resumos, SBGq, São Paulo, p.8-16.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1991. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP, 362p (inédito).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1993. As placas brasileiras do sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana. **IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Belo Horizonte, Bol. 12: 183-188.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & E. SOLIANI Jr., 1982a. Associações Petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 32, Salvador, 1: 1-12.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & E. SOLIANI Jr., 1982b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 32, Salvador, 1: 13-23.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI Jr., E. & U.F. FACCINI. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 34, Goiânia, 3: 1322-1343.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. & C. GOMES. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. **III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Atas, SBG, Curitiba, 2: 791-810.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO; SALLET, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense: uma introdução ao problema. **Acta Geológica Lepoldensia**, 30: 75-93.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MELLO, F.M.; SAYEG, H.S.; SILVA FILHO, W.F. & G.L. FAMBRINI. 1994. Acresção Neoproterozóica no sul do Brasil e Uruguai: a placa Rio de La Plata e os Terrenos Piratini e Rio Vacacaí. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 1: 206-207.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; WERNICK, E.; McREATH, I.; PHILIPP, R.P.; SALLET, R.; ENDO, I.; ALMEIDA, T.I.R.; SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L.; SILVA FILHO, W.F. da; DEHLER, N.M. & A.L. TEIXEIRA. 1995. The Brasiliana plate, the Western Paranaides and Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes: a new model for the Neoproterozoic tectonic collage of the southeastern South America. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, RS, Palestras, 20-27.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. & R. MACHADO. 1997. Neoproterozoic terranes of the Gaúcho shield (Southern Brazil and Uruguai). **South-American Symposium on Isotope Geology**, SBG, São Paulo, p.65-67.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; PHILIPP, R.P.; MELLO, F.M.; ENDO, I.; NUMMER, A.R.; PRECIOZZI, F.P.; FAMBRINI, G.L. & H. SAYEG. 1998. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-americana). **II Congresso Uruguaio de Geologia**, Atas, Sociedade Uruguaia de Geologia, Punta del Este, p.1-6.
- FRANCO, R.R. 1944. A faixa estanífera do Rio Grande do Sul. **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras**, USP, São Paulo, 44(6): 5-44.
- FRANTZ, J.C.; LIMA, E.F.; MACHADO, R.P. & M. NAUMANN. 1984. Contribuição a geologia de Encruzilhada do Sul - RS. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 33, Rio de Janeiro, 5: 2407-2416.
- FRANTZ, J.C. & M.V.D. REMUS. 1986. Geologia da região de Canguçu - Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 34, Goiânia, 2: 931-947.
- FRANTZ, J.C. & L.V.S. NARDI. 1992a. Litoquímica e evolução de Granitóides Cálcico-Alcalinos da região leste do Escudo Sul-rio-grandense. **Pesquisas**, 19(1): 13-25.
- FRANTZ, J.C. & L.V.S. NARDI. 1992b. O magmatismo granítico da região Oriental do Escudo Sul-rio-grandense. Uma revisão. **Pesquisas**, 19(2): 183-189.
- FRANTZ, J.C. & N.F. BOTELHO. 1997. Os granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Dom Feliciano no extremo sul do Brasil - implicações geotectônicas para a faixa leste. **VI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Brasília, p.45-47.
- FROST, T.P. & G.A. MAHOOD. 1987. Field, chemical and physical constraints on mafic-felsic interaction in the Lamark Granodiorite, Sierra Nevada, California. **Geological Society of America Bulletin**, 99: 272-291.
- FYFE, W.S. & O.H. LEONARDOS Jr. 1974. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, 4(4): 247-251.
- GAPAI, D. 1989. Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. **Geology**, 17: 1144-1147.
- GARDIEN, V.; THOMPSON, A.B.; GRUJIC, D. & P. ULMER. 1995. Experimental melting of biotite+ quartz+ muscovite assemblages and implication for the crustal melting. **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15581-15591.
- GASTAL, M.C.P. & L.V.S. NARDI. 1991. Os granitos metaluminosos da associação alcalina: o Granito Jaguari, Suíte Intrusiva Saibro. **Congresso Brasileiro de Geoquímica**, Anais, 3, São Paulo, Resumos Expandidos, SBGq, 1: 226-230.

- GEYH, M. A. & H. SCHLEICHER. 1990. **Absolute age determination**. Springer-Verlag, Berlin, 503p.
- GOMES, M.E.B. 1990. **Petrologia do Granito Arroio Moinho, Canguçu (RS): geoquímica e deformação**. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Dissertação de Mestrado, 199p, inédito.
- GOMES, M.E.B.; ALMEIDA, D.P.M.; PHILIPP, R.P. & D.A. PINTAÚDE. 1991. Caracterização mineralógica e geoquímica do Granito Cerro do Sandi., Piratini-RS. **Acta Geológica Leopoldensia**, 14: 123-144.
- GONI, J.C.; GOSO, H. & R.S. ISSLER. 1962. Estratigrafia e geologia econômica do Pré-Cambriano e do Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-riograndense. **Publicação Avulsa da Escola de Geologia**, Universidade Federal do RS, 3 : 1-105.
- GORCEIX, H. 1875. Notice sur le Gisement et l'exploration de l'or a Lavras, Province du Rio Grande do Sul. **Bull. Soc. de L'industrie Minéral Saint-Étienne**, Paris, 2, IV.
- GRESSE, P.G. & R. SCHEEPERS. 1993. Neoproterozoic to Cambrian (Namibian) rocks of the South Africa: a geochronological and geotectonic review. **Journal African Earth Science**, 16: 375-393.
- GRODDECK, E. 1879. Ueber das Vorkommen Von Gold-Kupfer und Bleierz in der Provinz Rio Grande do Sul, in Brasilien. **Zeitschrift für Kristallografie und Mineralogie**, Leipzig, III.
- GUIMARÃES, D. 1926. Wolframita e cassiterita no estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, 21: 65-70.
- GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J. & J. VIGNERESSE. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. **Geological Society of America Bulletin**, 99: 763-770.
- HALLINAN, S.E.; MANTOVANI, M.S.M. & W. SHUKOWSKI. 1993. Structural Framework of the Southern Brazilian Shield: the perspective from the Gravity Models. **3º Congresso Internacional de Geofísica**, Anais, SBGf, Rio de Janeiro, 2: 1078-1083.
- HALLINAN, S.E.; SHUKOWSKI, W. & M.S.M. MANTOVANI. 1993. Estruturação do embasamento Pré-cambriano da região sul do Brasil e Uruguai: novos modelos resultantes da densificação gravimétrica. **1º Simpósio Internacional Neoproterozóico-Cambriano de la Cuenca del Plata**, Boletim de Resumos Expandidos, 2: 32.
- HALLINAN, S.E.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKI, W. & I. BRAGGION Jr. 1993. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Revista Brasileira de Geociências**, 23(3): 201-214.
- HANMER, S. & C. PASSCHIER. 1991. Shear-sense indicators: a review. **Geological Survey of Canada**, 90(17): 1-72.
- HANSON, G.N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granite compositions. **Earth and Planetary Science Letters**, 38: 26-43.

- HANSON, R.B. & A.F. GLAZNER. 1995. Thermal requirements for extensional emplacement of granitoids. **Geology**, **23**: 213-216.
- HARMON, R.S. & C.W. RAPELA. 1991. Andean Magmatism and its Tectonic Setting. **Geological Society of America, Special Paper**, **265**: 1-308.
- HARRIS, N.B.W. 1996. Radiogenic isotopes and interpretation of granitic rocks. **Episodes**, **19**(4): 107-113.
- HARRIS, N.B.W. & G.F. MARRINER. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. **Lithos**, **13**: 325-337.
- HARRIS, N.B.W.; PEARCE, J.A. & A.G. TINDLE. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: **Collision Tectonics**, ed. M.P. Coward and A.C. Ries, Geological Society Special Paper, London, **19**: 67-82.
- HARRIS, N.B.W.; AYRES, M. & J. MASSEY. 1995. The geochemistry of granitic melts produced during the incongruent meltin of muscovite: implications for the extraction of Himalayan leucogranite magmas. **Journal of Geophysical Research**, **100**(B8): 15767-15777.
- HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F. & L.C. SILVA. 1994. Mantle plume tectonics in the Brasiliano Cycle of the Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, **1**: 623.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. da; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D. & R.P. PHILIPP. 1998. Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3.3 Ga e 470 Ma. **II Congresso Uruguaio de Geologia**, Atas, Sociedade Uruguaia de Geologia, Punta del Este, p.277-284.
- HARTNADY, C.; JOUBERT, P. & C. STOWE. 1985. Proterozoic crustal evolution in Southwestern Africa. **Episodes**, Ontário, **8**(4): 236-244.
- HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R. & A.M. COIMBRA. 1975. The Ribeira Folded Belt.. **Revista Brasileira de Geociências**, **5** (4): 257-266.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. & B.B.B. NEVES. 1978. As estruturas Brasileiras. **Congresso Brasileiro de Geologia**, SBG, **30**, Recife, **6**: 2423-2437.
- HEIBRON, M.; VALERIANO, C.M.; VALLADARES, C.S. & N. MACHADO. 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, **25** (4): 249-266.
- HENDERSON, J.B.; CALDWELL, W.G.E. & J.E. HARRISON. 1980. North American Comission on Stratigraphic Nomenclature, Report 8- Amendment of code concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. **Geological Society of America Bulletin**, **91**: 374-376.
- HIBBARD, M.J. 1995. **Petrography to petrogenesis**. Prentice Hall, New Jersey, USA, 587p.
- HILDRETH, W. & S. MOORBATH. 1988. Crustal contribution to arc magmatism in Andes of central Chile. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **98**: 455-489.

- HOGAN, J.P. & M.C. GILBERT. 1995. The A-type Mount Scott Granite Sheet: importance of crustal magma traps. **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15779-15792.
- HOLLISTER, L.S. 1993. The role of melt in the uplift and exhumation of orogenic belts. **Chemical Geology**, 108: 31-48.
- HOLZ, M. & R.P. PHILIPP. 1995. Estratigrafia de sequências e controle tectônico: um exemplo na borda leste da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. V **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Gramado, RS, 284-286.
- HORBACH, R.; MARIMON, R.G. & L. KUCK. 1984. Ocorrência de rochas granulíticas no Maciço Pelotas, Escudo Sul-Rio-Grandense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 33, Rio de Janeiro, 7: 3143-3150.
- 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. & W. TEIXEIRA. 1986. Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Geologia, IBGE, Levantamento de Recursos Naturais, 33: 29-312.
- HOWELL, D.G. 1995. **Principle of Terrane Analysis**. Topics in the Earth Sciences. Chapman & Hall, London, 237p.
- HUPPERT, H.E. & R.S. SPARKS. 1985. Cooling and contamination of mafic and ultramafic magmas during ascent through the continental crust. **Earth and Planetary Science Letters**, 74: 371-386.
- HUPPERT, H.E. & R.S. SPARKS. 1988. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. **Journal of Petrology**, 29: 599-624.
- HUPPERT, H.E. & R.S. SPARKS. 1988. The fluids dynamics of crustal melting by injection of basaltic sills. **Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences**, 79: 237-243.
- HUTTON, D.H.W.; DEMPSTER, T.J.; BROWN, P.E. & S.D. BECKER. 1990. A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. **Nature**, 343: 452-455.
- HUTTON, D.H.W. & R.J. REAVY. 1992. Strike-slip and granite petrogenesis. **Tectonics**, 11(5): 960-967.
- HUTTON, D.H.W. 1996. The 'space problem' in the emplacement of granite. **Episodes**, 19(4): 114-119.
- ISSLER, R.S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceano e colisão continental dos Crátos Rio de La Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. Anais, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 32, Salvador, 1: 24-38.
- ISSLER, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. **I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Atas, Porto Alegre, 1: 19-36.
- ISSLER, R.S. 1987. Granitos e granitóides da região Sul. **Pesquisas**, Porto Alegre, 20: 125-184.

- JACQUES, J.M. & R.J. REAVY. 1994. Caledonian plutonism and major lineaments in the SW Scottish Highlands. **Journal of Geological Society of London**, **151**: 955-969.
- JOST, H. 1981. **Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista region, South Brazil**. University of Athens, Georgia, PhD thesis, 208p.
- JOST, H. 1982. Condições de metamorfismo de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, **4**: 27-60.
- JOST, H. & J.A. VILWOOCK. 1966. Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas e Estudos da Escola de Geologia**, UFRGS, Porto Alegre, **1**(1): 13-26.
- JOST, H. & M.F. BITENCOURT. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, **7**: 27-60.
- JOST, H. & L.A. HARTMANN. 1984a. Província Mantiqueira. In: Almeida, F.F.M. & Y. Hasui ed., **O Pré-Cambriano do Brasil**, p. 345-368.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C. & E. WERNICK. 1984b. Implicações geotectônicas da variação composicional, temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-Riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, **33**, Rio de Janeiro, **6**: 2978-3000.
- JOST, H.; FRANTZ, J.C. & J.A. BROD. 1984c. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, **33**, Rio de Janeiro, **4**: 1707-1720.
- KAY, R.W.; MPODOZIS, C.; RAMOS, V.A. & F. MUNIZAGA. 1991. Magma source variations for Mid-Late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and thickening crust in the Cenral Andes (28° to 33° S). In: Andean Magmatism and its Tectonic Setting, **The Geological Society of America**, Special Paper, **265**: 113-138.
- KAY, R.W. & S. MAHLBURG-KAY. 1991. Creation and destruction of lower continental crust. **Geologische Rundschau**, **80/2**: 259-278.
- KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. & C.M. ALLEN. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. **Journal of Petrology**, **38**(3): 371-391.
- KOESTER, E. 1995. **Petrologia e geocronologia dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 240p (inédito).
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; TOMMASI, A.; SOLIANI Jr., E. & L.A.D. FERNANDES. 1994. Evolução geocronológica do magmatismo sintectônico à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (RS): dados Rb/Sr. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, **2**: 383-384.
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L.A.D. & L.V.S. NARDI. 1994. Magmatismo cálcico-alcalino e peraluminoso sintectônico à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal

- de Canguçu, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, 1: 166-167.
- LAMEYRE, J. & P. BOWDEN. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoids series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, **14**: 169-186.
- LANDENBERGER, B. & W.J. COLLINS. 1996. Derivation of A-type granites from a dehydrated charnockitic lower crust: evidence from the Chaelundi Complex, Eastern Australia. **Journal of Petrology**, **37**(1): 145-170.
- LE BAS, M.J. & A.L. STRECKEISEN. 1991. The IUGS systematics of igneous rocks. **Journal of Geological Society**, London, **148**: 825-833.
- LE BEL, L.; COCHERIE, A.; BAUBRON, J.C.; FOUILLAC, A.M. & C.J. HAWKESWORTH. 1985. A high-K mantle derived plutonic suite from 'Linga', near Arequipa (Peru). **Journal of Petrology**, **26**, Part 1, p. 124-148.
- LE FORT, P. 1981. Manaslu leucogranite: a collision signature of the Himalaya: a model for its genesis and emplacement. **Journal of Geophysical Research**, **86**: 10545-10568.
- LE FORT, P.; CUNEY, M.; DENIEL, C.; FRANCE-LANORD, C.; SHEPPARD, S.M.F.; UPRETI, B.N. & P. VIDAL. 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. **Tectonophysics**, **134**: 39-57.
- LEINZ, V., BARBOSA, A.F. & E.A. TEIXEIRA. 1941. **Mapa geológico de Caçapava-Lavras do Sul, RS**. Boletim da Secretaria da Agricultura, Indústria e Comércio do RS, Diretoria da Produção Mineral, **90**: 1-39.
- LEINZ, V. & H. PINAGEL. 1945. Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral, DNPM**, **70**: 1-80.
- LIMA, E.F.; HARTMANN, L.A.; KOPPE, J.; HUGO, J.A. & S.A. GREHS. 1983. Interpretação evolutiva dos migmatitos da região de Erval-Pedras Altas (RS). **Acta Geológica Leopoldensia**, **23**(15): 153-168.
- LIMA, E.F.; PORCHER, C.A. & W. WILDNER. 1997. Identificação de rochas granulíticas na porção leste do estado do Rio Grande do Sul, região da Várzea do Capivarita, Brasil. **Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa**, Actas, SBGq, **6**, Braga, Portugal, p.73-75.
- LIMA, E.F.; W. WILDNER & B.L. WAICHEL. 1996. Aspectos comparativos entre os Riólitos Asperezas e os vulcanitos ácidos da formação Acampamento Velho, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia**, **39**, Salvador, Boletim de Resumos Expandidos, 1: 40-42.
- LOISELLE, M.C. & D.R. WONES. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. **Geological Society of America Abstracts with Programs**, **11**: 468.
- LUCAS, S.B.; STERN, R.A.; SYME, E.C.; REILLY, B.A. & THOMAS D.J. 1996. Intraoceanic tectonics and development of the continental crust 1.92 - 1.84 Ga evolution of the Flin Flon Belt, Canada. **GSA Bulletin**, **108** (5): 602-629.

- LUCASSEN, F. & G. FRANZ. 1996. Magmatic arc metamorphism: petrology and temperature history of metabasic rocks in the Coastal Cordillera of northern Chile. **Journal of Metamorphic Geology**, 14: 249-265.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEIBRON, M. & C. VALERIANO. 1996. U-Pb geocronology of the central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, 79: 347-361.
- MACHADO, R. 1997. **Litogeoquímica e tectônica dos granitóides Neoproterozóico do Cinturão Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro**. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências da USP, 215p.
- MACHADO, R.; FRAGOSO CESAR, A.R.S. & U.F. FACCINI. 1987. O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência do tipo domo e bacia?. **III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Atas, Curitiba, 1: 167-182.
- MACHADO, R. & IENDO. 1993. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional Neoproterozóica. **IV Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, SBG, Belo Horizonte, **Boletim 12**: 189-191.
- MACHADO, R.; PHILIPP, R. & F. MELLO. 1995. Reconhecimento de zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo com cinemática superposta na extremidade sul do Batólito Pelotas, RS, **V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**. Boletim de Resumos Expandidos, Gramado, RS, 52-53.
- MANIAR, P.D. & P.M. PICCOLI. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society American Bulletin**, 101: 635-643.
- MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. & M.A.S. BASEI. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on crustal evolution of Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, 17(3): 263-268.
- MARTINELLI, J.A. & F. NOGUEIRA FILHO. 1959. Prospecção geoquímica de cobre no RS. **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, 8 (1).
- MASQUELIN, H. 1989. Analisis estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este, Uruguay. **IV Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, SGG, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, 35-37.
- MAY, G.E. 1990. **Pan-African magmatism and regional tectonics of South Brazil**, Ph.D. Thesis, Open University, Milton Keynes, UK, 343p.
- MCCARTHY, T.S. & R.A. HASTY. 1976. Trace element distribution patterns and their relationship to the crystallisation of granite melts. **Geochemical et Cosmochemical Acta**, 40: 1351-1358.
- MELCHER, G.C. 1957. **Prospecção geoquímica em Seival e Camaquã, RS**. Relatório anual do Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro.

- MELLO, F.M. 1993. **Contribuição à geologia estrutural da Unidade Porongos na sua localidade tipo: região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul.** Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 122p.
- MESQUITA, M.J.M. 1991. **Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu, (Piratini-Quitéria, RS).** Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, UFRGS, 242p, inédito.
- MESQUITA, M.J.M. & L.A.D. FERNANDES. 1990. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (região de Quitéria-Capivarita). **Acta Geológica Leopoldensia**, 30: 55-74.
- MIDDLEMOST, E. 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. **Earth-Science Reviews**, 37: 215-224.
- MILLER, C.F. 1985. Are strongly peraluminous magma derived from the pelitic sedimentary sources?. **Journal of Geology**, 93(4): 673-689.
- MILLER, J.S.; GLAZNER, A.F. & D.E. CROWE. 1996. Muscovite-garnet granites in the Mojave Desert: relation to crustal structure of the Cretaceous arc. **Geology**, 24 (4): 335-338.
- MILLER, R. M. G. 1983. The Pan-African Damara Orogen of South West Africa/Namibia. **Special Publication of Geological Society of South Africa**, 11: 431-515.
- MIYASHIRO, A. 1974. Volcanic rocks series in island arcs and active continental margins. **American Journal & Science**, New Haven, 4(274): 321-355.
- MONTEL, J.M.; MARIGNAC, C.; BARBEY, P. & M. PICHAVANT. 1992. Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatetic dome (French Massif Central). **Journal of Metamorphic Geology**, 10: 1-15.
- MOORES, E.M. & R.J. TWISS. 1995. **Tectonics**. W.H. Freeman and Company, New York, 415p.
- MOREIRA, M.L.O. & M.P.C. MARIMON. 1982. Estudo petrográfico e litoquímico das rochas graníticas do Escudo Sul-riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 32, Salvador, 2: 566-576.
- MOREIRA, M.L.D. & M.P.C. MARIMON. 1984. Petrografia dos granulitos do Leste do Escudo Sul-Riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 33, Rio de Janeiro, 9: 4463-4471.
- MUIR, R.J.; WEAVER, S.D.; BRADSHAW, J.D.; EBY, G.N.; EVANS, J.A. & T.R. IRELAND. 1996. Geochemistry of the Karamea Batholith, New Zeland and comparisons with the Lachan Fold Belt granites of SE Australia. **Lithos**, 39: 1-20.
- MYERS, J. 1978. Formation of banded gnaisses by deformation of igneous rocks. **Precambrian Research**, 6: 43-64.

- NARDI, L.V.S. 1989. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil, In: **Geoquímica dos elementos terras raras no Brasil**. Ed. Formoso, M.L.L.; Nardi, L.V.S. & L.A. Hartmann, Rio de Janeiro, CPRM/DNPM, Sociedade Brasileira de Geoquímica, 152p.
- NARDI, L.V.S. 1991. Caracterização petrográfica e geoquímica dos granitos metaumínicos da associação alcalina: uma revisão. **Pesquisas**, Porto Alegre, **18**(1): 44-57.
- NARDI, L.V.S. 1994. Evolução do magmatismo Neoproterozóico sintranscorrente no sul do Brasil: implicações geotectônicas. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, **38**, Camboriú, **1**: 137-138.
- NARDI, L.V.S. & L.A. HARTMANN. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico no escudo Sul-rio-grandense. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, **10**(6): 45-75.
- NARDI, L.V.S. & B. BONIN. 1990. Post-orogenic and Non-orogenic alkaline granite association: the Saibro Intrusive Suite, southern Brazil - A case study. **Chemical Geology**, **92**: 197-213.
- NARDI, L.V.S. & J.C. FRANTZ. 1995. The Cordilheira Intrusive Suite: Late Proterozoic peraluminous granitoids from the southern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, **8**(1): 55-63.
- NICOLAS, A. 1987. **Principles of rock deformation**. D.Reidel Dordrecht, Holland, 208p.
- OLIVEIRA, A.I. & O.H. LEONARDOS. 1943. **Geologia do Brasil**. 2a edição, Rio de Janeiro.
- ORTIZ, L.S. & M.S. ANDRADE. 1995. **Mapeamento Geológico 1:25.000 da Folha Arroio da Bica (MI-30120/1)-Faixa V**. Trabalho de Graduação, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, 181p, inédito.
- PASSCHIER, C.W.; MYERS, J.S. & A. KRÖNER. 1990. **Field geology of high-grade gneiss terrains**. Springer-Verlag, Berlin, 150p.
- PATERSON, S.R.; VERNON, R. & O.T. TOBISH. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, **11**: 349-363.
- PATERSON, S.R. & T.K. FOWLER Jr. 1993. Extensional pluton-emplacement models: Do they work for large plutonic complexes?. **Geology**, **21**: 781-784.
- PATERSON, S.R. & T.K. FOWLER Jr. 1993. Reexamining pluton emplacement processes. **Journal of Structural Geology**, **15**: 191-206.
- PATÍÑO-DOUCE, A.E. 1995. Experimental generation of hybrid silicic melts by reaction of high-Al basalt with metamorphic rocks. **Journal of Geophysical Research**, **100**(B8): 15623-15639.
- PATÍÑO-DOUCE, A.E.; HUMPHREYS, E.D. & A.D. JOHNSON. 1990. Anatexis and metamorphism in tectonically thickened continental crust exemplified by the Sevier hinterland, western North America. **Earth Planetary Science Letters**, **97**: 290-315.

- PATÍÑO-DOUCE, A.E. & A.D. JOHNSTON. 1991. Phase equilibria and melt productivity in the pelitic system: implications for the the origin of peraluminous granitoids and aluminous granulites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **107**: 202-218.
- PEACOCK, M.A. 1931. Classification of igneous rock series. **Journal of Geology**, **39**: 65-67.
- PEACOCK, S.M.; RUSHER, T. & A.B. THOMPSON. 1994. Partial melting of subducting oceanic crust. **Earth and Planetary Science Letters**, **121**: 227-244.
- PEARCE, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**, **19**(4): 120-125.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W. & A.G. TINDLE. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonics interpretations of granitic rocks. **Journal of Petrology**, **25**: 956-983.
- PETFORD, N. 1995. Segregation of tonalitic-trondhjemitic melts in the continental crust: the mantle connection. **Journal of Geophysical Research**, **100**(B8): 15735-15743.
- PETFORD, N; KERR, R.C. & J.R. LISTER. 1993. Dike transport of granitoids magmas. **Geology**, **21**: 845-848.
- PETFORD, N; ATHERTON, M.P. & A.N. HALLIDAY. 1996. Rapid magma production rates, underplating and remelting in the Andes: isotopic evidence from northern-central Peru (9-11° S). **Journal of South American Earth Sciences**, **9**(1/2): 69-78.
- PHILIPP, R.P. 1990. **Geologia e Petroquímica dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, , 231p, inédito.
- PHILIPP, R.P. 1990. Geologia dos granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas, RS: uma contribuição ao reconhecimento estratigráfico do Setor Oriental do Escudo Sul-Riograndense. **Acta Geológica Leopoldensia**, XIV, **33**: 71-128.
- PHILIPP, R.P. 1995. Condições de posicionamento do plutonismo da Suíte Dom Feliciano na região de Porto Alegre, RS. V **Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, Gramado, RS, p.207-209.
- PHILIPP, R.P.; ALMEIDA, D.P.M.; GOMES, M.E.B. & D.A. PINTAÚDE. 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. **Acta Geológica Leopoldensia**, XIV, **34**: 95-122.
- PHILIPP, R.P.; MESQUITA, M.J.; GOMES, M.E.B. & D.P.M. ALMEIDA. 1993. Reconhecimento estrutural e geoquímico dos Granitóides Brasileiros da região de Pelotas, RS. **Pesquisas**, **20** (1):3-13.
- PHILIPP, R.P.; DEMANGE, M. & R. MACHADO. 1994. Geologia dos Terrenos Gnáissicos de Canguçu-Pelotas, RS, Simpósio de Faixas Móveis Proterozóicas. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, SC, **2**: 244-245.
- PHILIPP, R.P.; REGO, I.T.S.F. & R. SIVIERO. 1994. Geologia das rochas granitóides da região de Porto Alegre, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, **38**, Camboriú, SC, **1**: 98-99.

- PHILIPP, R.P. & A.P. VIERO. 1995. Geologia dos anfibolitos associados aos Gnaisses Encantadas, Santana da Boa Vista, RS. **V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, Gramado, RS, p.67-68.
- PHILIPP, R.P.; MORAES, F.C.; GROSS, J.M. & A. JABLONSKI. 1995. Mármore e rochas calci-silicáticas do Escudo Sul-rio-grandense: sua importância no registro dos processos tectônicos. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, RS, p.133-135.
- PHILIPP, R.P. & A.P. VIERO. 1995. Interação entre o magmatismo ácido/básico nas rochas vulcânicas associadas aos granitóides da região de Porto Alegre, RS. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Boletim de Resumos Expandidos, Porto Alegre, RS, p.70-71.
- PICADA, R.S. 1965. Ocorrências de migmatitos, granitos e gnaisses controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Escola de Geologia**, UFRGS, Porto Alegre, 14 : 7-59.
- PICADA, R.S. 1966. Berilo em pegmatitos de Encruzilhada do Sul, RGS. **Notas e Estudos da Escola de Geologia**, UFRGS, Porto Alegre, 1(2): 9-13.
- PICADA, R.S. 1969. Faixa de granitos sincinemáticos no Escudo Sul-Riograndense. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Resumo de Comunicações, 23, SBG, Salvador, n.º 86.
- PICADA, R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-riograndense. **Anais, Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 25, São Paulo, 1: 167-191.
- PIMENTEL, A.M. & P.S.G. PAIM. 1978. Geologia da Faixa III, **Projeto Quitéria Serra do Herval**. Trabalho de Graduação, Instituto de Geociências, UFRGS (inédito).
- PIMENTEL, M.M & N. CHARNLEY. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic rocks: an example from the Central Brazil. **Chemical Geology**, 86: 123-138.
- PITCHER, W.S. 1978. The anatomy of a batholith. **Journal of Geological Society of London**, 135: 157-182.
- PITCHER, W.S. 1983. Granite: Typology, geological environment and melting relationships, In: **Migmatites, melting and metamorphism**. ed. M.P. Atherton and C.D. Gribble, Shiva Publishing Limited, Chechire, p.277-287.
- PITCHER, W.S. 1987. Granites and yet more granites forty years on. **Geologische Rundschau**, 76: 51-79.
- PITCHER, W.S. 1993. **The nature and origin of granite**. Blackie Academic & Professional, London, UK, 321p.
- PORADA, H. 1979. The Damara-Ribeira orogen of the Pan-African-Braziliano cycle in Namibia (Southern Africa) and Brazil as interpreted in term of continental collision. **Tectonophysics**, 57: 237-265.
- PORADA, H. 1989. Brasiliano rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brazil. **Precambrian Research**, 44: 103-136.

- PORCHER, C.C. & L.A.D. FERNANDES. 1990. Relações Embasamento/"Cobertura" na porção Ocidental do Cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. **Pesquisas**, 17(1-2): 72-84.
- PORTA, F.P.; PIOPOPO, J.S.; MARZIOTTO, W.H. & P.R. KEMPA. 1988. **Memoria explicativa de la Carta Geológica del Uruguay a la escala 1:500.000**. DINAMIGE, Montevideo, Uruguay, 93p.
- QUICK, J.E.; SINIGOI, S.; NEGRINI, L.; DEMARCHI, G. & A. MAYER. 1992. Syn-magmatic deformation in the underplate igneous complex of the Ivrea-Verbano zone. **Geology**, 20: 613-616.
- RAMGRAB, G.E.; WILDNER, W. & E. CAMOZZATO. 1996. **Mapa Geológico da Folha Porto Alegre SH.22-Y-B**. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos, CPRM, Brasília, 144p.
- RAMOS, V. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America- a Collisional History. **Episodes**, 11: 168-174.
- RAMSAY, J.G. 1989. Emplacement kinematics of a granite diapir. The Chindamora batholith, Zimbabwe. **Journal of Structural Geology**, 11: 191-210.
- RAPP, R.P.; WATSON, E.B. & MILLER, C.F. 1991. Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archean trondhjemites and tonalites. **Precambrian Research**, 51: 1-25.
- RAPP, R.P. 1995. The amphibole-out phase boundary in partially melted metabasalt, its control over melt fraction and composition, and source permeability. **Journal of Geophysical Research**, 100 (B8): 15601-15610.
- RAVAT, D.N.; HINZE, W.J. & R.B.B. von FRESE. 1992. Analysis of MAGSAT magnetic contrast across Africa and South America. **Tectonophysics**, 212: 59-76.
- REMUS, M.V.D.; FACCINI, U.F.; TEDESCO, M.A. & PHILIPP, R.P. 1987. Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã. **III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Atas, Curitiba, 1: 223-243.
- REMUS, M.V.D., PHILIPP, R.P. & S.L. JUNGES. 1990. Contribuição ao estudo Geológico-Estrutural do Gnaiss Encantadas e das relações com as Supracrustais Porongos na região de Santana da Boa Vista, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, 36, Natal, RN, 5: 2358-2370.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. & R.I. TESSARI. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, DNPM, 127: 1-232.
- RIBEIRO, M. 1970. Sobre um padrão orogênico evidenciado no Escudo Sul-riograndense. **Iheringia**, Série Geológica, Porto Alegre, 3: 101-108.
- RIBEIRO, M., 1977. Mapa geológico da quadrícula de Piratini, RS. **Fundação Zoobotânica do RS**, Publicação Especial nº2, escala 1:50.000, Porto Alegre.
- RIBEIRO, M. 1980. Geossuturas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, 31, Camboriú, 5: 2709-2718.

- RIBEIRO, M. 1983. Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé, RS: aspectos anatéticos e metassomáticos. **Iheringia**, Série Geológica, **8**: 51-100.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M. & R.I. TESSARI. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, **127**: 1-232.
- RIBEIRO, M. & L.M. FANTINEL. 1978a. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I - Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iheringia**, Série Geológica, Porto Alegre, **5**: 19-54.
- RIBEIRO, M. 1978. & E. LICHTENBERG. 1978b. Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. Anais, **Congresso Brasileiro de Geologia**, Anais, SBG, **30**, Recife, **6**: 2451 - 2464.
- ROBERTS, M.P. & J.D. CLEMENS. 1993. Origin of high-potassium, calc-alkaline, I-type granitoids. **Geology**, **21**: 825-828.
- ROGERS, J.J.W. & J.K. GREENBERG. 1990. Late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. **The Journal of Geology**, **98** (3): 291-308.
- ROGERS, J.J.W.; UNRUG, R. & M. SULTAN. 1994. Tectonic assembly of Gondwana. **Journal of Geodynamics**, **1**: 1-34.
- ROLLINSON, H. 1993. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Longman Scientific & Technical, Essex, England, 352p.
- RUBIN, A.M. 1995. Getting granite dikes out of the source region. **Journal of Geophysical Research**, **100**: 5911-5929.
- SALVADOR, A. 1987. Stratigraphic classification and nomenclature of igneous and metamorphic rock bodies, International Subcommission on Stratigraphic Classification. **Geological Society of America Bulletin**, **99**: 440-442.
- SANDERSON, D.J. & W.R.D. MARCHINI. 1984. Transpression. **Journal of Structural Geology**, **6**: 61-75.
- SANDERSON, D.J.; ROBERTS, S.; MCGOWAN, J.A. & P. GUMIEL. 1991. Hercynian transpressional tectonics at the southern margin of the Central Iberian Zone, west Spain. **Journal of the Geological Society, London**, **148**: 893-898.
- SANTOS, E.L.; RAMGRAB, G.E.; MACIEL, L.A. & R. MOSMANN. 1989. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul**. DNPM, 1º Distrito Regional, Porto Alegre, mapa.
- SAWYER, E.W. 1994. Melting segregation in the continental crust. **Geology**, **22**: 1019-1022.
- SCHNEIDER, A.W.; LOSS, E.L. & J.F. PINTO. 1974. **Mapa geológico da Folha Porto Alegre, RS**. escala 1:50.000, Porto Alegre, CNPq, mapa.
- SENA, M. S. 1958. Mapa Mineiro Geológico do Rio Grande do Sul. **Departamento da Produção Mineral**, Secretaria da Agricultura do Estado do RS, Porto Alegre.

- SENGÖR, A.M.C. 1990. Lithotectonic terranes and plate tectonic theory of orogeny: a critique of the principles of terrane analysis, Terrane analysis of China and the Pacific rim: Houston, Texas. **Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 13**: 1-46.
- SENGÖR, A.M.C. & J.F. DEWEY. 1990. Terranology: vice or virtue?. **Philosophical Transaction of Royal Society of London, A331**: 1-21.
- SENGÖR, A.M.C. 1991. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Tethyan perspective. **Tectonophysics, Amsterdam, 187**: 315-344.
- SHACKELTON, R.M. & C.A. RIES. 1984. The relationship between regionally consistent stretching lineations and plate motions. **Journal of Structural Geology, 6(1/2)**: 111-120.
- SHAND, S.J. 1951. **Eruptive rocks**, New York, John Wiley, 233p.
- SHAW, A. & J.M. GUILBERT. 1990. Geochemistry and metallogeny of Arizona peraluminous granitoids with reference to Appalachian and European occurrences. **Geological Society of America, Special Paper, 246**: 317-356.
- SHUKOWSKY, W.; MANTOVANI, M.S.M. & 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: um estudo por modelamento gravimétrico. **Revista Brasileira de Geofísica, 9(2)**: 275-287.
- SHUKOWSKY, W.; M.S.M. MANTOVANI. & S.E. HALLINAN. 1993. A espessura elástica do segmento litosférico Sul do Brasil-Uruguai: uma análise da coerência entre os sinais gravimétricos e topográfico, 1º **Simpósio Internacional Neoproterozóico-Cambriaco de la Cuenca del Plata**, Boletim de Resumos Expandidos, nº32.
- SIBSON, R.H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms, **Journal of Society of London, 133**: 191-213.
- SILVA, L.C.; SCHEEPERS, R.; HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr. F.; gresse, p. & f. walraven. 1994. Tectonic setting and granitic evolution in Pan-African/Brasiliano belts: the southern afro-brazilian connection, **Congresso Brasileiro de Geologia, 38**, SBG, Boletim de Resumos Expandidos, Camboriú, 1: 627-628.
- SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.R.; GRESSE, P. & R. SCHEEPERS. 1997. U-Pb (SHRIMP) isotopic constrains for the evolution of Southern Brazilian Granitic Province (SBGP), and some correlated South African, Pan-African Plutons, **II International Symposium of Granitic and Associated Mineralization**, 276-277.
- SILVA, L.C.; McNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A. & I.R. FLETCHER 1997. U-Pb (SHRIMP) geochronology in the Camboriu Complex and other gneisses from the basement of the Neoproterozoic southern Brazilian Granitic province, Brazil, **II International Symposium of Granitic and Associated Mineralization**, 278-279.
- SIMPSON, C. 1985. Deformations of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **Journal of Structural Geology, 7**: 503-511.

- SIMPSON, C. & S.M. SCHMID. 1983. An evaluation of criteria to the sense of movement in sheared rocks. **Bulletin of the Geological Society of America**, **94**: 1281-1288.
- SKJERLIE, K.P.; PATIÑO-DOUCE, A.E. & A.D. JOHNSTON. 1993. Fluid absent melting of a layered crustal protolith: Implications for the generation of anatectic granites. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **114**: 365-378.
- SOARES, P.C. 1995. Superciclos nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano: uma abordagem comparada. **VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, Porto Alegre, Palestras, 17-19.
- SOLIANI Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, 425p, inédito.
- SPARKS, R.S.J. & L.A. MARSHAL. 1986. Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silic magmas. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, **29**: 99-124.
- SPRY, A. 1969. **Metamorphic textures**. 3 ed., Oxford, Pergamon, 350p.
- STRACHAN, R.A.; HOLDSWORTH, R.E.; FRIDERICHSEN, J.D. & H.F. JEPSEN. 1992. Regional Caledonian structure within an oblique convergence zone, Dronning Louise Land, NE Greenland. **Journal of the Geological Society, London**, **149**: 359-371.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Review**, **12**: 1-33.
- SUN, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. **Geochemical et Cosmochemical Acta**, **46**: 179-192.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology**, **97**: 261-280.
- TARGA, F. 1924. Minas e Minérios do Rio Grande do Sul. **Revista da Escola Politécnica**, Porto Alegre, **2**: 11-18.
- TAKAHASHI, M. 1989. Neogene granitic magmatism in the South Fossa Magna Collision Zone, Central Japan. **Modern Geology**, **14**: 127-143.
- TAPONNIER, P.; PELTZER, G. & R. ARMIJO. 1986. On the mechanics of the collision between India and Asia. In: COWARD, M.P. & A.C. RIES, ed. **Collision Tectonics**, London, Blackwell, p.115-157.
- TEIXEIRA, E.A. 1937a. Cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, **22**: 1-29.
- TEIXEIRA, E.A. 1937b. Tungstênio no Rio Grande do Sul. **Mineração e Metalurgia**, **2**(4):255-257.
- TEIXEIRA, E.A. 1941a. Generalidades sobre o cobre no Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, **48**: 11-33.
- TEIXEIRA, E.A. 1941b. A mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, **49**: 1-47.

- TEIXEIRA, W. 1982. Folhas SH.22-Porto Alegre, SI.22 - Lagoa Mirim e SH.21 - Uruguiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis, Relatório Interno, inédito.
- TESSARI, R.I. & R.S. PICADA. 1966. Geologia da Quadricula de Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral**, DNPM, Rio de Janeiro, **124**: 1-147.
- TESSARI, R. & L.E. GIFFONI. 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, RS. **Boletim da Divisão de Fomento a Produção Mineral**, DNPM, Rio de Janeiro, **246**: 1-122.
- TINDLE, A.G. & J.A. PEARCE. 1983. Assimilation and partial melting of continental crust: evidence from the mineralogy and geochemistry of autoliths and xenoliths. **Lithos**, **16**: 185-202.
- THOMPSON, A.B. & J.R. RIDLEY. 1987. Pressure-temperature-time (P-T-t) histories of orogenic belts. **Philosophical Transaction of the Royal Society of London**, **A321**: 27-45.
- THOMPSON, A.B. & J.A.D. CONNOLLY. 1995. Melting of the continental crust: Some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings. **Journal of Geophysical Research**, **100** (B8): 15565-15579.
- THOMPSON, R.N.; MORRISON, M.A.; HENDRY, G.L. & S.J. PARRY. 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an element approach. **Philosophical Transactions of Royal Society of London**, **A310**: 549-590.
- THORPE, R.S. & P.W. FRANCIS. 1979. Petrogenetic relationships of volcanic and intrusive rocks of the Andes, in: **Origin of granite batholiths: geochemical evidence**. Ed. M.P. ATHERTON & J. TARNEY, Shiva Publishing Limited, Exeter, UK, p.65-75.
- TOBISCH, O.T.; BARTON, M.D.; VERNON, R.H. & PATERSON, S.R. 1991. Fluid-enhanced deformation: transformation of granitoids to banded mylonites, western Sierra Nevada, California and southeastern Australia. **Journal of Structural Geology**, **13**(10): 1137-1156.
- TOMMASI, A. 1991. **Evolução cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro**. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 207p., inédito.
- TOMMASI, A. & L.A. FERNANDES. 1990. O Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana: um novo modelo. **Anais, I Congresso Uruguio de Geologia**, Montevideo, **1**: 107-114.
- TOMMASI, A. & L.A. FERNANDES. 1991. Evolução cinemática na associação de arco magmático 1 do Cinturão Dom Feliciano, região de Piratini, RS. **III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos**, Boletim de Resumos Expandidos, SBG, Rio Claro, p.7-8.
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C. & A. VAUCHEZ. 1992. Evolução cinemática das porções internas do Cinturão Dom Feliciano na região de Piratini, RS. **Pesquisas**, **19**: 145-156.

- TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; FERNANDES, L.A.D. & C.C.PORCHER. 1994. Magma assisted strain localization in a orogen-parallel transcurrent shear zone of the southern Brazil. **Tectonics**, 13(2): 421-437.
- TRAININI, D.R. 1987. **Projeto Mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais, Folhas SI-22 Jaguarão-Rio Grande**. Escala 1:250.000, Brasil, Convênio DNPM/CPRM, 2v, inédito.
- TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M.; TOMMASI, A.; VAUCHEZ, A.; UHLEIN, A. 1993. Amalgamação do Gondwana Ocidental no Panafricano-Brasiliano e o papel da geometria do Cráton do São Francisco na arquitetura da Faixa Ribeira. **Revista Brasileira de Geociências**, 23(3): 187-193.
- UFRGS. 1995. **Mapeamento geológico 1:25.000 da Folha Arroio da Bica (MI-301011)**. RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, IG, UFRGS, (inédito).
- UNISINOS. 1984. **Mapeamento Geológico 1:50.000 da Folha Canguçu**, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, DG, UNISINOS (inédito).
- UNISINOS. 1985. **Mapeamento Geológico 1:50.000 das Folhas Arroio da Solidão e Piratini**, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, DG, UNISINOS (inédito).
- UNISINOS. 1987. **Mapeamento Geológico 1:50.000 da Folha Aberto dos Cerros**. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, DG, UNISINOS (inédito).
- UNISINOS. 1990. **Mapeamento Geológico 1:50.000 da Folha Figueiras (Oeste)**, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, DG, UNISINOS (inédito).
- UNISINOS. 1991. **Mapeamento Geológico 1:50.000 da Folha Figueiras (Leste)**, RS. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, DG, UNISINOS (inédito).
- VIDAL, P. 1987. Use and misuse of radiogenic isotopes in granite petrology. **Revista Brasileira de Geociências**, 17(4): 468-472.
- VERNON, R.H. 1983. Restite, xenoliths and microgranitoid enclaves in granites. **Journal Proceedings Royal Society New South Wales**, 116: 77-103.
- VERNON, R.H. 1990. Crystalization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: Microstructural evidence. **Journal of Geophysical Research**, 95: 17.849-17859.
- VIELZEUF, D. & J.M. MONTEL. 1994. Partial melting of metagreywackes, I, Fluid-absent experiments and phase relationship. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, 117: 375-393.
- VIGNERESSE, J.L. 1988. Forme et volume des plutons granitiques. **Bulletin Société Géologique Franceise**, 8(4): 897-906.
- VIGNERESSE, J.L. 1995. Crustal regime deformation and ascent of granitic magma. **Tectonophysics**, 249: 187-202.
- VIGNERESSE, J.L. 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. **Tectonophysics**, 249: 173-186.

- VIGNERESSE, J.L.; BARBEY, P. & M. CUNEY. 1996. Rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. **Journal of Petrology**, **37**(6): 1579-1600.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELOS, A.C.B.C. 1990. The Itu belt: associated calc-alkalic and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the State of São Paulo and Paraná, southern Brazil. **Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, SBG**, **36**, Natal, **4**: 1700-1711.
- WAGER, L.R.; BROWN, G.M. & W.J. WADSWORTH. 1960. Types of igneous cumulates. **Journal of Petrology**, **1**: 73-85.
- WALL, V.J.; CLEMENS, J.D. & D.B. CLARKE. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. **Journal of Geology**, **95**: 731-749.
- WALTER, K. 1912. Zur Geologie der Gegurd von Seival in State Rio Grande do Sul, und Ihrer Kuhfererzlagertatten. **No. Trans. Inst. Min. Eng.**, London, **44**.
- WATT, G.R. & S.L. HARLEY. 1993. Accessory phase controls on the geochemistry of crustal melts and restites produced during water-undersaturated partial melting. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **114**: 550-566.
- WEINBERG, R.F. 1994. Re-examing pluton emplacement processes: discussion. **Journal of Structural Geology**, **16**: 743-746.
- WERNICK, E. & F. PENALVA. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, **8**(2): 113-133.
- WERNICK, E. 1982. Caracterização e evolução da suíte granitóide rosa no sul do Brasil. **Geociências**, São Paulo, **1**: 99-111.
- WERNICK, E. 1983. Tipos de Complexos Granitóides Brasileiros do sul do Brasil. **Geociências**, São Paulo, **2**: 75-85.
- WERNICK, E.; HÖRMANN, P.K.; ARTUR, A.C.; FERREIRA, C.J.; GALEMBECK, T.M.B.; GODOY, A.M. & F.R.D. ANDRADE. 1993. Fases, impulsos e ciclos magmáticos em Complexos Granitóides associados com Falhas Transcorrentes, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, **23**(3): 248-259.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & B.W. CHAPPELL. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, **95**: 407-419.
- WHALEN, J.B. & K.L. CURRIE. 1990. The Topsails igneous suite, western Newfoundland: fractionation and magma mixing in a "orogenic" A-type granite suite. **Geological Society of America, Special Paper**, **246**: 287-299.
- WHALEN, J.B.; JENNER, G.A.; LONGSTAFFE, F.J.; ROBERT, F. & C. GARIÉPY. 1996. Geochemical and isotopic (O, Nd, Pb and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians. **Journal of Petrology**, **37**(6): 1463-1489.

- WHITE, A.J.R. 1992. Granite handbook: description, genesis, some associated ore deposits. **Congresso Brasileiro de Geologia**, 37, São Paulo, Short Course, 109p.
- WHITE, A.J.R. & B.W. CHAPPELL. 1977. Ultrametamorphism and granitoid genesis, **Tectonophysics**, 43: 7-22.
- WICKHAM, S.M. 1987. The segregation and emplacement of granitic magmas. **Journal of Geological Society of London**, 144: 281-297.
- WICKHAM, S.M., LITVINOVSKY, B.A., ZANVILEVICH, A.N & I.N. BINDEMAN. 1995. Geochemical evolution of Phanerozoic magmatism in Transbaikalia, East Asia: a key constrain on the origin of K-rich silicic magmas and the process of cratonization. **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15641-15654.
- WILDNER, W. & G.E. RAMGRAB. 1994. O Diorito Capim Branco, **Congresso Brasileiro de Geologia**. Boletim de Resumos Expandidos, SBG, 38, Camboriú, 3: 61-62.
- WILLIAMS, M.L.; HANMER, S.; KOPF, C. & M. DARRACH. 1995. Syntectonic generation and segregation of tonalitic melts from amphibolite dikes in the lower crust, Striding-Athabasca mylonite zone, northern Saskatchewan. **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15717-15734.
- WILLIAMS, P.F. 1985. Correlation in multiply deformed terrains. **Journal of Structural Geology**, 7: 269-280.
- WILLIG, C.D. 1974. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo - folha Porto Alegre (SH.22) e Lagoa Mirim (SI.22)**. Brasília, Departamento Nacional de Produção Mineral, 99p.
- WILSON, M. 1989. **Igneous Petrology**. London, Unwin and Hyman, 466p.
- WILSON, M. 1993. Magmatic differentiation. **Journal of the Geological Society**, London, 150: 611-624.
- WINKLER, H.G.F. 1976. **Petrogenesis of Metamorphic Rocks**. Springer Verlag, New York, NY, USA, 254p.
- WINKLER, H.G.F. 1983. A survey of granitic rocks of the Damara Orogen and considerations of their origin. In: **Intracontinental fold belts**, ed. H. Martin and P.W. Eder, Springer-Verlag, Berlin, p.817-837.
- WOLF, M. & P. WYLLIE. 1995. Liquid segregation parameters from amphibolite dehydration-melting experiments., **Journal of Geophysical Research**, 100(B8): 15611-15621.
- WOODCOCK. 1986. The role of strike-slip fault at plate boundaries. **Philosophical Transactions Royal Society of London**, A317: 13-29.
- YARDLEY, B. W.D. 1989. **An introduction to Metamorphic Petrology**. Longman Scientific and Technical, London, England, UK, 248p.
- ZEN, E. 1988. Thermal modelling of stepwise anatexis in a thrust-thickened sialic crust. **Transaction of Royal Society of Edinburgh Earth Sciences**, 79: 223-235.
- ZORPI, M.J.; COULON, C.; ORSINI, J.B. & C. COCIRTA. 1989. Magma mingling zoning and emplacement in calc-alkaline granitoids plutons. **Tectonophysics**, 157: 315-329.

Fig. 3 - MAPA GEOLÓGICO DO BATÓLITO PELOTAS