UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005185

**CONTRIBUIÇÃO À GEOLOGIA ESTRUTURAL DA
UNIDADE PORONGOS NA SUA LOCALIDADE
TIPO: REGIÃO DE PINHEIRO MACHADO,
RIO GRANDE DO SUL**

Fernando Machado de Mello

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	nome	ass.
Presidente:	<u>Dr. R. Machado</u>	<u> </u>
Examinadores:	<u>Dr. P.C. Hackspacher</u>	<u> </u>
	<u>Dr. A.R.S. Fragoso Cesar</u>	<u> </u>

SÃO PAULO
1993

SUMARIO

ABREVIACOES.....	III
INDICE DE ILUSTRAÇÕES.....	IV
RESUMO.....	X
ABSTRACT.....	XII
AGRADECIMENTOS.....	XIII
 I- INTRODUÇÃO.....	 1
1.1- OBJETIVOS.....	2
1.2- LOCALIZACAO DA AREA.....	2
1.3- METODOS.....	4
1.3.1- TRABALHOS DE CAMPO.....	4
1.3.2- ESTUDOS PETROGRAFICOS E DE MICROTECTONICA.....	5
1.3.3- TRABALHOS DE LABORATORIO E ESCRITORIO.....	7
1.4- CONCEITOS BASICOS E TERMINOLOGIA UTILIZADA.....	8
1.4.1- NAPPES E CAVALGAMENTOS.....	8
1.4.2- ESTRUTURAS PLANARES E LINEARES.....	10
1.4.3- MICROTECTONICA.....	13
 II - HISTORICO DOS TRABALHOS ANTERIORES NA REGIAO DO CERRO DOS PORONGOS E GEOLOGIA REGIONAL.....	 14
2.1- HISTORICO DOS TRABALHOS ANTERIORES.....	14
2.2- GEOLOGIA REGIONAL.....	23
 III- ASPECTOS GEOLOGICOS DA AREA.....	 32
3.1- CONSIDERAÇÕES GEOGRAFICAS E GEOMORFOLOGICAS.....	32
3.2- UNIDADES DE MAPEAMENTO.....	34
3.2.1- UNIDADE INFERIOR.....	34
3.2.2- UNIDADE SUPERIOR.....	44

3.2.3-OUTRAS LITOLOGIAS ASSOCIADAS.....	51
3.3- ANALISE DO MAGMATISMO.....	51
3.3.1- INTRODUÇÃO.....	51
3.3.2- ANFIBOLITOS E METAULTRAMAFICAS.....	51
3.3.3- GRANITOIDES FOLIADOS.....	52
3.3.4- LEUCOGRANITOS.....	53
3.4- ANALISES DO METAMORFISMO E DA DEFORMAÇÃO.....	53
3.4.1- O EVENTO METAMORFICO M1.....	57
3.4.2- O EVENTO METAMORFICO M2.....	60
3.4.3- O EVENTO METAMORFICO M3.....	60
3.4.4- INDICADORES CINEMATICO.....	61
IV- ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL.....	64
4.1- INTRODUÇÃO.....	64
4.2- MACROESTRUTURAS.....	65
4.2.1- ANALISE GEOMETRICA.....	66
4.3- MESOESTRUTURAS.....	74
4.3.1- ANALISE GEOMETRICA.....	74
4.4- MICROESTRUTURAS.....	86
4.5- CORRELAÇÃO DAS ESTRUTURAS NAS DIFERENTES ESCALAS...	94
V- MODELAGEM TECTONICA DA UNIDADE PORONGOS.....	98
5.1- POSSIVEIS PROCESSOS ENVOLVIDOS NA DEFORMAÇÃO.....	98
5.2- MODELOS.....	104
VI- CONCLUSÃO.....	107
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS.....	110
ANEXOS	

ABREVIACOES UTILIZADAS

Instituições

IG-USP - Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo
USAF - United States Air Force
FAPESP - Fundação de Apoio à Pesquisa do Estado de São Paulo
CNPq - Conselho Nacional de Pesquisa
CPRM - Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais

Minerais

Qz - Quartzo
Ms - Muscovita
Bt - Biotita
Sil- Sillimanita
Gr - Granada
St - Estauroлита
Cl - Clorita
Tr - Tremolita
Ep - Epidoto

Outros

CAD - "Computer Aided Design" (desenho auxiliado por computador)
P - Pressão
T - Temperatura
M1 - Evento metamórfico 1
M2 - Evento metamórfico 2
M3 - Evento metamórfico 3
Fn, Fn+1 e Fn+2 - Fases deformacionais
Sn, Sn+1 e Sn+2 - Superfície geradas nas fases Fn, Fn+1 e Fn+2
Dn, Dn+1 e Dn+2 - Dobras geradas nas fases Fn, Fn+1 e Fn+2
SAn, SAn+1 e SAn+2 - Superfícies Axiais e respectivas fases
TSAn, TSAn+1 e TSAn+2 - Traços das superfícies axiais
"S" e "C" - Superfícies geradas em milonitos
Lm - Lineação de estiramento mineral
n - Número de medidas

INDICE DAS ILUSTRAÇÕES

FIGURAS

Fig. 1.1	3
Mapa de localização da área com vias de acesso e situação no Escudo Uruguaio-Sulriograndense.	
Fig. 1.2	6
Procedimento na preparação das lâminas	
Fig. 1.3	8
Diagrama logarítmico da razão de autovalores. Extraído de Woodcock (1977).	
Fig. 1.4	9
Esboços de falhas tipo "décollement" e "detachment", modificado de Ramsay & Huber (1987).	
Fig. 1.5	11
Classificação de sistemas de cavalgamentos, extraído de MacClay, 1992.	
Fig. 2.1	19
Mapa geológico da folha de Piratini-RS e perfis geológicos esquemáticos, extraídos de Remus et al. (1987).	
Fig. 2.2	21
Esboço preliminar da estruturação em nappes do Cinturão Dom Feliciano, no Rio Grande Sul e Uruguai, Extraído de Fragoso Cesar et al. (1990).	
Fig. 2.3	22
Perfis relativos à figura anterior.	
Fig. 2.4	24
Mapa de compartimentação do Escudo Uruguaio-Sulriograndense (Fragoso César et al. 1985).	
Fig. 2.5	25
Mapa com as principais unidades graníticas no Rio Grande do Sul, extraído de Figueiredo et al. (1990).	
Fig. 2.6	30
Evolução do Cinturão Xistoso Central do Rio Grande do Sul, extraído de Jost (1981).	

Fig. 2.7	31
Evolução brasileira do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul, extraído de Fragoso Cesar (1991).	
Fig. 3.1	33
Fotografia de aspectos geomorfológicos da região estudada.	
Fig. 3.2	36
(a) Fotografia de afloramento de gnaisses miloníticos.	
(b) Fotomicrografia, relativa a um detalhe da fig. (a). Gnaisse com bandas quartzosas segregadas de bandas feldspáticas. Charneira de dobra cerrada preenchida por quartzo (pt.222).	
Fig. 3.3	39
Fotografia de afloramento de granito protomilonítico (pt. 402).	
Fig. 3.4	40
Fotomicrografia. Granodiorito protomilonítico (pt. 35).	
Fig. 3.5	40
Fotomicrografia. Biotita-granito com porfiroclasto rotacionado (pt. 67).	
Fig. 3.6	43
Fotomicrografia. Granitóide milonítico com porfiroclastos de feldspato alcalino (pt.155).	
Fig. 3.7	43
Fotomicrografia. Granito róseo milonítico (pt. 89).	
Fig. 3.8	44
Afloramento de leucogranito milonítico com cristais orientados de turmalina (pt.402).	
Fig. 3.9	45
Fotomicrografia. Sillimanita-biotita-xisto (pt. 515).	
Fig. 3.10	45
Fotomicrografia. Dobras isoclinais em meta-vulcânica (pt. 132).	
Fig. 3.11	49
(a) Fotografia de afloramento de quartzo-milonito.	
(b) Fotomicrografia. Quartzo-milonito com muscovita em forma de "mica-fish" (pt. 61).	

Fig. 3.12	50
Fotografia de afloramento de meta calcáreo com dobras de diferentes estilos (pt. 437).	
Fig. 3.13	50
Fotomicrografia. Rocha metaultramáfica (pt. 321).	
Fig. 3.14	55
Fotomicrografia. Biotitas e muscovitas deformadas (amostra pt. 79).	
Fig. 3.15	56
Fotomicrografia. Biotita, quartzo e muscovitas deformadas e crescimento estático de clorita (fase tardia) (amostra pt. 72).	
Fig. 3.16	58
Fotomicrografia. Muscovita substituindo feldspato potássico em granito milonítico (pt. 74).	
Fig. 3.17	59
"Grid" petrogenético com as condições de P e T para rochas metapelíticas (Extraído de Yardley, 1989).	
Fig. 3.18	61
Fotomicrografia. Estruturas do tipo "mica fish" em granito milonítico (pt. 59).	
Fig. 3.19	62
Fotomicrografia. Estruturas deformacionais em granito milonítico (pt. 155).	
Fig. 3.20	63
Mapa cinemático simplificado da região.	
Fig. 4.1	68
Diagrama de isofrequência de lineações e foliações (domínio norte da área mapeada).	
Fig. 4.2	69
Diagrama de isofrequência de lineações e foliações (domínio central da área de mapeamento).	
Fig. 4.3	71
(a) Diagrama de isofrequência de foliações (domínio sul da área de mapeamento).	
(b) Diagrama de Woodcock relativo a este domínio.	

Fig. 4.4	72
(a) Diagrama de isofrequência de lineações, domínio sul da área de mapeamento.	
(b) Diagrama de Woodcock relativo a este domínio.	
Fig. 4.5	72
(a) Diagrama de isofrequência de foliações, para toda área de mapeamento.	
(b) Diagrama de Woodcock relativo a esta distribuição.	
Fig. 4.6	73
(a) Diagrama de isofrequência de lineações (para toda área de mapeamento).	
(b) Diagrama de Woodcock relativo a esta distribuição.	
Fig. 4.7	73
Projeção dos pólos de foliações Sn, média geral e média das Lm, para toda área.	
Fig. 4.8	75
Padrão de interferência do tipo 3 de Ramsay (1967) em gnaisses (pt 155).	
Fig. 4.9	76
Croquis de dobras associadas à fase Fn.	
Fig. 4.10	77
Diagramas de isofrequência de lineações e foliações: desenho auxiliado por computador e estereograma com elementos estruturais relativos ao pt. 169.	
Fig. 4.11	78
Afloramento de meta-margas com dobras isoclinais transpostas (pt. 436).	
Fig. 4.12	79
Estereograma de lineações, foliações e diagramas polares de estruturas relacionadas à fase Fn, em granitos e quartzo milonitos.	
Fig. 4.13	80
Fotografia de dobras reclinadas em granitos miloníticos a sul da área (pt. 169)	
Fig. 4.14	81
Estrutura do tipo "horse" em Quartzo milonitos.	

Fig. 4.15	82
Esboço de dobra cerrada com diagrama de isofrequencia (pt. 394).	
Fig. 4.16	83
Fotografia e croqui de afloramento de rochas metassedimentares com dobras relacionadas à fase Fn+1 (pt. 41).	
Fig. 4.17	84
Estereograma com diagrama polar de dobra relacionada à fase Fn+1 (pt.41).	
Fig. 4.18	84
Esboço de dobras abertas relacionadas à fase Fn+2 (pt. 490).	
Fig. 4.19	85
Esboços de estruturas de juntas, falhas e "tension gashes" relacionadas às fases tardias (pts. 352 e 354).	
Fig. 4.20	86
Bloco diagrama confeccionado através de ACAD e diagrama de frequência de sistema de juntas (pt. 406).	
Fig. 4.21	87
Fotomicrografia. Clivagem e estruturas microtectônicas em biotita-xistos (pt. 81).	
Fig. 4.22	88
Fotomicrografia. Dobra isoclinal em muscovita-xisto (amostra rt-74).	
Fig. 4.23	88
Fotomicrografia. Porfiroblasto rotacionado de cristal de granada (pt. 360).	
Fig. 4.24	89
Fotomicrografia. Bandas diferenciadas de quartzo e feldspato em granito (amostra ab20-c).	
Fig. 4.25	90
Fotomicrografia. Bandas diferenciadas de quartzo e feldspatos, em amostra submetida à colorimetria se- letiva (pt. 155).	
Fig. 4.26	91
Fotomicrografia. Cristal de plagioclásio deformado, em granito milonítico (pt. 369).	

Fig. 4.27	92
Fotomicrografia. Clivagem de crenulação em muscovita-xistos (pt. 510).	
Fig. 4.28	92
Fotomicrografia. Dobra isoclinal e clivagem de crenulação em granada-muscovita-xisto (pt.393).	
Fig. 4.29	93
Fotomicrografia. Dobra apertada em leito granadífero, granada-xistos (pt. 393).	
Fig. 4.30	93
Fotomicrografia. Dobras diversas em muscovita-xisto (amostra rt42).	
Fig. 4.31	94
Fotomicrografia. Foliação milonítica em granito com estruturas rúpteis tardias.	
Fig. 4.32	97
Modelo esquemático, em blocos-diagrama, da evolução estrutural da área.	
Fig. 5.1	101
Evolução de uma futura zona de "detachment", segundo Hatcher Jr. (1991).	
Fig. 5.2	102
Equações químicas relativas à transformações de rochas graníticas em zonas de cisalhamento, segundo Simpson (1985) e Silverstone et al. (1991).	
Fig. 5.3	106
Modelo esquemático dos elementos estruturais principais.	

QUADROS E TABELAS

Quadro com as principais contribuições da estratigrafia da unidade Porongos.	15
Tabela com análise modal estimada	38
Quadro de evolução metamórfico-deformacional	96

RESUMO

São aqui discutidos os resultados de uma investigação geológica realizada numa área de rochas metamórficas afetadas pela deformação brasileira, situada na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. O trabalho compreendeu a cartografia geológica básica em escala de semi-detálhe de uma área de aproximadamente 500 km², que engloba diferentes litologias definidas como Série Porongos, por Carvalho (1932).

A investigação esteve centrada nos granitos deformados e suas relações com uma cobertura metassedimentar. Na área de mapeamento foi identificado um evento de cavalgamento de um "lençol" cristalino (aqui denominado de unidade Granito-Gnáissica) sobre uma sequência miogeoclinal, interpretada neste trabalho como a extensão brasileira do Grupo Lavalleya (Bossi et al., 1967) do Uruguai. No curso da deformação as rochas graníticas sofreram um processo de cominuição e transformação mineral, sob um regime de deformação não coaxial, em condições dúcteis, em que ocorreu uma expressiva segregação de sílica, que gerou em alguns casos dezenas de metros de espessura de quartzo-milonitos.

O estudo é fundamentado nos aspectos mineralógicos, petrográficos, estratigráficos, estruturais e, especialmente, na microtectônica. Atenção especial foi dedicada à caracterização dos diferentes tipos de lineações e foliações, assim como nas análises geométrica e cinemática com base no conceito de domínios homogêneos.

A deformação iniciou-se por uma fase de tectônica compressiva, com a geração de um sistema de cavalgamentos, vergentes para NNW. Neste estágio, foram geradas estruturas do tipo "duplex", leques imbricados e dobras recumbentes, em zonas de cisalhamento de baixo ângulo, num contexto de uma rampa oblíqua, provavelmente associada à uma zona de "detachment". Neste primeiro grupo de estruturas a deformação foi predominantemente dúctil e não coaxial. Na sequência da

deformação houve, no mínimo, mais dois eventos, que promoveram o redobramento das estruturas anteriores, acompanhado de generalizado falhamento e fraturamento na área, em condições essencialmente rúpteis.

ABSTRACT

Research was carried out on the rocks affected by the brasiliano episode of deformation, in the Uruguaio-Sulriograndense shield, localized in state of Rio Grande do Sul, Brazil. An area about 500 km², situated in the lithologies defined as the Porongos Series was mapped.

The investigation was centered on the deformed granites and their relationship with a meta-sedimentary cover. In the map area there was one main event of thrusting of an crystalline sheet, in this work called the Granito-Gnáissico unit, over a miogeoclinal sequence, thought to be related to the Lavalleja Group, in Uruguai. On the course of the deformation the granite rocks suffered a large process of conminution and mineral transformations, under a ductile regime, with expressive segregation of silica, sometimes with generation of tens of meters of quartz-mylonites.

The study comprises mineralogical and petrographic aspects with particular emphases on microtectonic. In the field work, special attention was given to define the kinds of foliations and lineations, to characterize the kinematic pattern in the region.

The sucessive deformation was initiated by a period of compressive tectonics, with generation of a thrust system with a vergence to NNW, formed by duplex, imbricate fans and recumbent folds, within an oblique ramp, probably associated to an detachment zone. In this first group of structures the deformation was ductil and non-coaxial. In sequence, there were, at least two more events, wich caused refolding the older structures and generalized faulting and fracturing in the area, in brittle manner.

AGRADECIMENTOS

A realização desta dissertação só foi possível graças à colaboração de diversos colegas, destacando-se a orientação do prof. Dr. Rômulo Machado, que, em todos os momentos, adotou uma postura profissional impecável, indicando os caminhos para que o autor fizesse um trabalho científico de alto nível e acompanhando todas as etapas do trabalho.

As instituições, as quais destaco o IG-USP, a FAPESP, o CNPq e a CPRM, agradeço pelo apoio financeiro e logístico.

Aos amigos e amigas do Xerox e da gráfica, Sônia Maria da Silva, Valdir José Isaías, Dalton Machado da Silva, Jaime de Souza Marcos e Henrique Martins, meus sinceros agradecimentos pela paciência nas inúmeras oportunidades em que me auxiliaram fora de hora de trabalho.

A Maristela Prestes Severino, da biblioteca do IG-USP, que não mediu esforços em conferir a bibliografia desta dissertação. A Nícia Maria Brandão Zalaf e Sônia Gomes Costa Vieira, da secretaria do DGG, Maria Madalena Benzi Matazzo Ventura e Regina Célia Molinaro, da secretaria da pós-graduação, agradeço pelas oportunidades em que encaminharam prestimosamente meus pedidos.

Aos colegas Ismael dos Santos Oliveira e Rodrigo Juan Machaca Vascón, da seção de informática do IG-USP, que auxiliaram nos problemas com os programas de computador. Ao Cláudio Hopp e Luiz Cláudio Nogueira, da laminação, que sempre me atenderam com especial atenção na confecção de lâminas petrográficas.

Nas etapas de campo os alunos da graduação do IG-USP, José Luís (HE-GAY), Cristina (69), Gélson (Sapo), Marley (Trilô) e Fernando (Biss) tiveram um papel fundamental, agradeço pelas sugestões, muito trabalho, nenhum pagamento e infinito companheirismo. Aos colegas da pós, Edilton, Rosely, Arnaldo, Sandra, Alex e Luca pela companhia nos estudos e nas horas mais apertadas.

Aos professores doutores do IG-USP, Ian MacReath, Armando Márcio Coimbra, Miguel Basei, Marcos Egydio da Silva, Cláudio Ricomini pela forma atenciosa que encaminharam sugestões à esta dissertação.

Ao companheiro Heitor Sayeg, um agradecimento especial, pela colaboração, sugestões e companhia.

Ao professor do IG-USP, Dr. Antônio Romalino dos Santos Fragoso Cesar, pela paciência e camaradagem em todas as horas.

E, à companheira Kelly.

I- INTRODUÇÃO

Este trabalho contempla o estudo da unidade (Grupo) Porongos (redefinição da Série dos Porongos de Carvalho, 1932) na sua área tipo, compreendendo as regiões do Cerro dos Porongos, Torrinhas e Aberto dos Cerros, município de Pinheiro Machado, RS, onde o autor, valendo-se de estudos petrográficos e petroectônicos, análise de estruturas planares e lineares, mapeamento geológico em escala de semi-detalle, procura estabelecer um quadro de evolução estrutural e tectônica para a região.

O trabalho compreendeu várias etapas de campo, seguidas da análise e tratamento dos dados, bem como do levantamento bibliográfico na literatura especializada, tanto a nível nacional quanto estrangeira, culminando com a elaboração da presente dissertação.

Um dos problemas enfrentados inicialmente pelo autor na região foi a separação em campo de rochas de origem sedimentar daquelas de origem ígnea, pois a intensa deformação de natureza dúctil que afetou tais rochas dificulta, muitas vezes, a identificação protolito original. Além disso, a existência de uma tectônica de cavalgamentos, até então pouco conhecida no âmbito da unidade Porongos, no RS, trouxe problemas adicionais durante a cartografia geológica e, sobretudo, na interpretação da evolução tectônica da região.

Em consequência disso, houve a necessidade de uma melhor familiarização com tais problemas e a utilização de critérios adicionais, como petrográficos, por exemplo, além daqueles já tradicionalmente utilizados em campo, visando assim uma definição mais segura dos diferentes tipos litológicos e das unidades tectônicas diferenciadas no mapa geológico.

Enfase especial no trabalho é dedicada ao estudo dos mecanismos envolvidos durante os processos de deformação dúctil, pois sabe-se, atualmente, que o êxito no entendimento da deformação de rochas no contexto da evolução de cadeias dobradas, sobretudo àquelas de idades pré-cambrianas, depende, em grande parte, do conhecimento oriundo da mecânica da deformação.

Uma discussão da terminologia sobre o assunto, envolvendo descrição e entendimento destas estruturas, é feita no sentido de tentar esclarecer algumas questões, assim como de estabelecer o elo entre a análise estrutural clássica e as recentes conquistas no campo da análise da deformação, notadamente da cinemática. Sob este prisma são aqui discutidos os dados obtidos, incluindo as observações de campo e as informações oriundas da literatura.

1.1- OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho foi o de estabelecer a evolução estrutural e metamórfica de rochas metassedimentares e meta-ígneas da Unidade Porongos na sua área tipo.

Para atingir estes objetivos utilizou-se das seguintes ferramentas: (i) mapeamento geológico de semi-detalle, utilizando-se mapas digitalizados através do "software" ACAD; (ii) análise geométrica e cinemática das estruturas, utilizando-se do "software" QUICKPLOT, para procedimentos de análises estatísticas e de estereogramas e (iii) estudos microtectônicos, visando estabelecer as relações entre o metamorfismo, deformação e cinemática, através da análise de lâminas petrográficas orientadas.

1.2- LOCALIZAÇÃO DA AREA

A área de estudo localiza-se no Município de Pinheiro Machado, porção centro-meridional-sul do Rio Grande do Sul, compreendendo uma estreita faixa alongada de aproximadamente 10Km de largura por 40Km de comprimento de direção NE-SW, situando-se entre os paralelos 31°00' e 31°30' de latitude sul e os meridianos 53°15' e 53°35' de longitude oeste.

O mapeamento geológico envolveu parte das folhas de Aberto do Cerro (folha SH.22-Y-C-II-1), Torrinhas (folha SH.22-Y-C-II-3) e Seival (SH.22-Y-C-I-4), editadas pelo Ministério do Exército (Diretoria de Serviço Geográfico), em escala 1:50.000,

conforme ilustra o mapa da figura 1.1.

A região estudada conta com boas estradas vicinais, sendo que a maior delas tem direção NE-SW, ligando as cidades de Pinheiro Machado e Santana da Boa Vista-RS através da vila de Torrinhass. Esta estrada possui acesso, a sul, pela BR-293, que liga Bagé a Pelotas-RS, sendo que seu entroncamento está aproximadamente 20Km a oeste de Pinheiro Machado.

Figura 1.1- Mapa de localização da área (hachurado), com cidades, estradas principais e articulação das folhas .

1.3- METODOS

1.3.1- TRABALHOS DE CAMPO

Durante os trabalhos de campo realizados adotou-se inicialmente a estratégia de perfilar os locais de mais fácil acesso, percorrendo-se primeiramente as estradas da região, visando selecionar áreas chaves para o detalhamento posterior, assim como ter uma noção regional das principais unidades e estruturas a serem estudadas. Nesta etapa, o caminharmento foi realizado na medida do possível transversal às estruturas, de modo a se confeccionar perfis geológicos, visando definir a relação entre as unidades. Numa etapa posterior, a de cartografia geológica propriamente dita, procurou-se seguir contatos no campo, de níveis guias, sobretudo de unidades quartzíticas, as quais se destacam na topografia, definindo as principais cristas do relevo na região. Em função da escala de trabalho e de apresentação do mapa, alguns desses níveis não foram representados.

Esta fase foi precedida por uma fotointerpretação geológica, utilizando-se de fotos aéreas na escala aproximada 1:60.000, da USAF. Durante o mapeamento geológico foi utilizado como base mapas topográficos na escala 1:50.000, editado pelo Serviço Geográfico do Exército. Foram coletadas amostras (orientadas ou não) para caracterização petrográfica em lâminas delgadas e para estudos microtectônicos. Efetuou-se também uma amostragem para futuras análises geoquímicas e geocronológicas.

Investigações preliminares microestruturais foram conduzidas já em campo, incluindo seleção criteriosa de amostras para análise microscópica posterior.

Do ponto de vista estrutural, buscou-se, na escala mesoscópica, caracterizar os principais tipos de foliações, lineações, estruturas de rotação e indicadores cinemáticos, visando uma correlação com as estruturas vistas em escala de lâmina.

1.3.2- ESTUDOS PETROGRAFICOS E DE MICROTTECTONICA

Os estudos petrográficos foram realizados no laboratório de ótica do Instituto de Geociências da USP, onde recorreu-se ao auxílio de lupas binoculares e de microscópios petrográficos para caracterização petrográfica e textural, dos diferentes tipos litológicos e texturas. Aparelhos utilizados com o apoio de compêndios clássicos como as obras de Deer, Howie & Zussman (1966), Kerr (1959) e Tröger (1979), entre outros. A composição das rochas estudadas, sobretudo das rochas graníticas, foi efetuada com base apenas na estimativa visual, devido às dificuldades de caracterização dos minerais que compõem a matriz deformada.

O estudo da microtectônica foi conduzido sob dois aspectos: um no sentido de determinar a relação cronológica entre o metamorfismo e a deformação e o outro para definir, a nível de lâmina, o sentido de transporte tectônico a partir dos indicadores cinemáticos. Paralelamente procurou-se caracterizar os mecanismos envolvidos durante a deformação.

No primeiro caso utilizou-se critérios baseados na relação entre o crescimento de porfiroblastos (e suas inclusões) e a matriz circundante, conforme sugerido por diversos autores como Zwart (1962), Bell et al. (1986), Bell & Hayward (1991), Vernon (1988), Vernon (1989), dentre outros.

No segundo, seguiram-se os critérios descritos em White et al. (1980), Simpson & Schmid (1983), Ramsay & Huber (1987), Bell & Johnson (1992), Passchier et al. (1992), entre outros. Dentre estes critérios incluem-se vários indicadores cinemáticos, tais como assimetria de sombras de pressão, ângulo agudo entre as estruturas "S" e "C", estruturas helicíticas, trama e forma de grãos, deslocamento de cristais e forma de "mica fishes".

As amostras coletadas para análise microtectônica foram orientadas previamente em campo, sendo posteriormente laminadas em três cortes com planos perpendiculares entre si, com o objetivo de estudar a relação entre as diferentes foliações e caracterizar o sentido de transporte tectônico com base em indicadores cinemáticos. O corte mais importante para este estudo é o corte perpendicular à foliação milonítica que contém

a lineação de estiramento mineral, ou seja, o corte que contém o plano XZ. Esta orientação foi realizada seguindo-se o procedimento ilustrado na figura 1.2. Na amostra orientada em campo procedeu-se o corte desta, orientando-se segundo o plano XZ, resultando daí uma fatia onde uma nova medida de orientação foi efetuada e anotada no canto inferior esquerdo desta, na sua face superior. Para não se inverterem as feições esta fatia orientada é colada na lâmina na sua face inferior e as medidas foram anotadas na face superior (que contém os pontos A,B e C) e depois transferidas para a lâmina. Esta fatia é desgastada até atingir uma espessura ideal para, finalmente, efetuar-se a colagem da laminula.

Figura 1.2 - Procedimento durante a preparação das lâminas delgadas orientadas

Algumas amostras de rochas graníticas foram tratadas com Nitrato de Cobalto-II-hexahidratado, para a coloração seletiva dos feldspatos (ver Sartori, 1978). Esta técnica mostrou-se de grande utilidade na separação entre feldspatos alcalino e plagioclásio, mesmo para as rochas de granulometria mais fina.

1.3.3 - TRABALHOS DE LABORATORIO E DE ESCRITORIO

Inicialmente foi efetuado o levantamento bibliográfico dos trabalhos sobre a região investigada, seguido de uma análise minuciosa dos mesmos.

Foi confeccionado um mapa de fotointerpretação preliminar da área, no qual foram assinaladas os principais lineamentos e sistemas de juntas e de falhas, assim como de diferentes unidades fotogeológicas. Após cada etapa de campo, procedeu-se os devidos ajustes e aperfeiçoamentos do mapa anterior, até culminar com o mapa ora apresentado em anexo. A análise geométrica das estruturas foi conduzida em diagrams do tipo Schmidt-Lambert, em microcomputador, com a utilização do "software" QUICKPLOT, versão 1 (Everdingen & Gool, 1990) e AutoCAD, versão 11. O tratamento das estruturas planares (foliações e superfícies dobradas) e lineares (lineação de intersecção, lineação de estiramento mineral, eixos de dobras, estrias de falha) visou estabelecer a geometria das dobras e o comportamento das lineações, assim como fazer uma comparação geométrica das estruturas em escalas meso e macroscópica. Em alguns casos utilizou-se determinação por computador dos autovalores e distribuição espacial dos autovetores, das medidas de foliações e lineações, incluindo também a interpretação dos dados através do diagrama de Woodcock (1977)(fig 1.3). Neste diagrama também estão representados os valores do parâmetro K, que é o "gradiente" de tendência de distribuição sob forma de nuvens ou de guirlandas. O parâmetro C indica a medida de "alinhamento" dos dados onde,

$$K = \frac{\ln(S_1/S_2)}{\ln(S_2/S_3)} \quad \text{e} \quad C = \ln(S_1/S_3)$$

S_n são os autovalores normalizados

$n = 1, 2 \text{ e } 3$

Figura 1.3 - Diagrama logarítmico da razão de autovalores S_1 , S_2 , S_3 , com exemplos de tipos de distribuição nos diferentes setores do gráfico. (Extraído de Woodcock, 1977).

1.4- CONCEITOS BASICOS E TERMINOLOGIA UTILIZADA

E transparente nos vários trabalhos relativamente recentes em geologia estrutural que termos e conceitos utilizados por alguns autores não possuem exatamente o mesmo significado, quando vistos comparativamente. Neste sentido, será feita uma breve discussão sobre este assunto, buscando-se uma maior clareza no entendimento dos mesmos.

1.4.1- NAPPES E CAVALGAMENTOS

O termo francês "nappe" (manto, toalha ou lençol) designa um volume de rocha ("thrust sheet") que se moveu mais de 10Km relativamente ao muro, situado abaixo do plano de falha (Ramsay

& Huber, 1987, p. 251).

Numa revisão recente realizada por McClay (1992), com o intuito de definir falha de cavalgamento, este autor considera como uma falha contraccional que promove um encurtamento de uma superfície "datum", que é frequentemente um acamamento, num nível crustal superior, ou uma foliação em rochas metamorfasadas. Os complexos de cavalgamentos são algumas vezes limitados na sua porção inferior por uma falha basal, ou de sola ("floor thrust"), e acima por uma falha superior, ou de teto ("roof thrust"). Uma falha de sola é frequentemente controlada por uma litologia incompetente, a qual permite um descolamento geométrico entre o elemento superior e sua base. Ramsay & Huber (1987) chamam atenção para a utilização incorreta como sinônimos dos termos "décollement" (que é geralmente relacionado a um descolamento através de um controle estratal) e "detachment" (que não tem a conotação de descolamento estratal, como mostrado na fig. 1.4).

Trabalhos realizados nos anos 80 sobre o assunto apresentam proposições diferentes para os termos nappes e cavalgamentos, tanto na terminologia quanto na classificação. A classificação de sistemas de cavalgamentos proposta por Boyer & Elliot (1982) leva em consideração o arranjo de superfícies ("thrusts" ou "charriages") e não a variação de volume (nappes e "thrust sheets"), pois este último não é um elemento que diferencia o processo. Os sistemas de cavalgamentos incluem "duplexes", sistemas de cavalgamentos imbricados e zonas triangulares, segundo a terminologia de Dahlstrom (1970), Boyer & Elliot (1982), Mitra (1986) e Woodward et al. (1989), conforme ilustra a figura 1.5, de McClay (1992).

Figura 1.4 - Estruturas do tipo (A) "décollement" e (B) "detachment", segundo Ramsay & Huber (1987).

Dentre os principais mecanismos envolvidos na instalação de nappes e cavalgamentos, pode-se destacar os seguintes: a) deslizamento sob a ação da gravidade; b) processo de tectônica tangencial, com empurrão em direção ao antepaís; c) expansão gravitacional relacionada a processo de diapirismo e, d) encurtamento do embasamento em relação à cobertura. É importante salientar que vários destes mecanismos podem atuar em conjunto, ou separadamente, no tempo e no espaço.

Durante o processo de alçamento de uma rampa por "thrust sheets" pode ou não ocorrer uma deformação deste corpo como um todo (Coward & Potts, 1983), desenvolvendo muitas vezes uma moldura dúctil na parte frontal da zona deslizada ("slip zone") (ver Cooper et al., 1983).

Discute-se muito sobre que tipo de estrutura se desenvolve inicialmente, em níveis crustais entre o embasamento e a cobertura, se tais estruturas seriam originalmente dobras ou falhas. No modelo de Soper & Barber (1982), para a evolução dos cavalgamentos do Moine, as zonas de cisalhamento são bastante profundas, na altura da descontinuidade de Moho. Contudo, este modelo não é compartilhado por Ramsay & Huber (1987). O grande problema ainda não resolvido é sobre o comportamento do embasamento, pois as informações disponíveis são sobretudo superficiais. Os poucos dados oriundos de informações indiretas a partir de métodos geofísicos têm contribuído significativamente para a compreensão da estruturação do embasamento, apontando cada vez mais para a necessidade na utilização destes métodos para se investigar níveis mais profundos da crosta, sobretudo na interface cobertura/embasamento.

1.4.2 - ESTRUTURAS PLANARES E LINEARES

A classificação de estruturas planares evoluiu muito nos últimos anos, sobretudo a partir do momento que buscou-se separar as feições morfológicas dos processos genéticos e cinemáticos envolvidos. A falta de separação destes dois aspectos causou muita confusão no passado. Neste trabalho utiliza-se a classificação de Powell (1979), onde termos

Figura 1.5 - Classificação de estruturas do tipo "duplex"
(Extraído de McClay, (1992)).

difundidos na literatura como clivagem ardosiana, clivagem de fratura, dentre outros, são substituídos por outros ou então redefinidos. Quanto à foliação milonítica será aqui adotada a clássica classificação de Higgins (1971) para a descrição de rochas de falhas, acrescida pela classificação de Sibson (1977), que estabelece uma certa correspondência entre os tipos de rochas cataclásticas e os dos domínios principais de deformação, dúctil e rúptil. Trabalhos como os de Simpson (1983), Bell (1981) e Bell & Hammond (1984) também foram utilizados nestas classificações.

O estudo das lineações tem também se mostrado uma ferramenta importante para a discussão de problemas relacionados a processos de deformação em condições de fluxo. É o caso de lineações de estiramento mineral, geradas por agregados de grãos alongados numa direção, ou ainda de lineações de alongamento formadas por seixos ou fósseis, seja por processos de dobramentos ou por cisalhamento, dentre outros. A relação geométrica destas lineações com a linha de charneira da dobra pode ser paralela, oblíqua ou perpendicular.

Lineações de intersecção desenvolvem-se a partir da relação entre duas superfícies como, por exemplo, entre superfícies tectônicas (clivagens ou sistemas de clivagens) ou com superfícies primárias (acamamento). Uma lineação importante desenvolvida em rochas com um acamamento grosso e resistente é a estrutura do tipo "lápis" ("pencil cleavage") (ver McClay, 1987, p.77). São também observadas lineações devidas a intersecções de superfícies do tipo "S" e "C" (Berthé et al. 1979, Lister & Snoke, 1984) encontradas em rochas miloníticas. Das estruturas lineares originadas em regime rúptil, incluem-se as estrias de falha. Outros tipos de lineações referidas como "boudins", "mullions" e "rods" (v. McClay, 1987, p. 78), têm uma gênese complexa, e não serão abordadas neste trabalho, embora tenham sido extremamente úteis no desenvolvimento dos trabalhos de campo.

1.4.3- MICROTECTONICA

A análise dos processos metamórficos e das estruturas em escala microscópica é fundamental para o entendimento cinemático e dinâmico da evolução da deformação num cinturão dobrado. Ênfase especial será dada à descrição de estruturas como foliações e lineações associadas a rochas miloníticas. Feições de grãos e suas inter-relações, juntamente com a relação entre as foliações e crescimento de porfiroblastos, também serão abordados neste trabalho.

A deformação plástica é induzida geralmente num regime de alta temperatura e baixa taxa de deformação, através de defeitos existentes na estrutura cristalina, que registram as condições sob as quais estes cristais estiveram submetidos, sendo que os diferentes tipos de deformação são importantes indicadores das condições de P e T; os quais são basicamente de três tipos: (1) vacúolos ("vacancies", defeitos de ponto, ausência de um átomo na rede cristalina), (2) deslocamentos ("dislocations", deslizamentos, defeitos planares) e (3) limite entre os grãos. Sob regime de deformação dúctil a configuração interna e externa dos grãos pode mudar, devido a mecanismos como recristalização dinâmica e recuperação de grãos, entre outros.

Dois tipos de superfícies são comumente desenvolvidas em rochas miloníticas: (1) superfícies "S", relacionadas à acumulação finita de deformação, e (2) superfícies "C", as quais são relacionadas a descontinuidades devidas a deslocamentos ou a zonas de deformação cisalhante relativamente altas. Para Berthé et al. (1979), tais superfícies desenvolvem-se simultaneamente, ao contrário do que foi proposto por Lister & Snoke (1984), onde a superfície "C" seria na maioria dos casos tardia. No entanto, as feições mais importantes são aquelas indicativas de rotação, as quais marcam um processo de deformação não coaxial (White et al., 1980; White, 1982; Simpson & Schmid, 1983; Simpson, 1986).

II- HISTORICO DOS TRABALHOS ANTERIORES NA REGIAO DO CERRO DOS PORONGOS E GEOLOGIA REGIONAL.

2.1- HISTORICO DOS TRABALHOS ANTERIORES

Um dos primeiros trabalhos na região coube a Carvalho (1932), onde é descrito um conjunto de rochas metamórficas de baixo grau que ocorre numa faixa alongada de direção NE, constituída de quartzitos, xistos micáceos e calcáreos. Esta unidade foi por ele denominada de Série dos Porongos, cujo nome foi emprestado do cerro homônimo, situado nas imediações da Vila de Torrinhas. Ainda neste trabalho, foi definida uma estrutura em anticlinal, entre o Arroio Grande e o Arroio de Torrinhas, assim como outra série de rochas diferenciadas das anteriores, que constituiriam o algonquiano, referida como xistos magnesianos e mármore das cabeceiras do rio Vacacaí (camadas de Palmas) e os filitos cortados por veios de quartzo da estação Ibaré (filitos de Ibaré). Já naquela época foram observados sulcos de deslizamento, rochas miloníticas e um complexo padrão de deformação estrutural nas rochas da Série dos Porongos. No quadro 1 estão sintetizadas as principais divisões da unidade Porongos, incluindo as contribuições da década de 30 até o final da década 80.

A primeira reinterpretação a este trabalho pioneiro de Carvalho (1932) se deve a Goñi et al. (1962) que o redefiniram como Grupo Porongos, subdividindo-o em duas formações: Vacacaí e Cerro do Ouro, as quais, para os autores, são compostas de:

a) Formação Vacacaí - filitos, quartzitos, mármore calcíticos e dolomíticos, anfibolito-xistos, clorita-xistos com feldspatização ocasional, granada, escapolita, grafita, etc. Os autores destacam, nesta formação, a contribuição de rochas graníticas de natureza variada (especialmente potássica). Além disso, enfatizam a deformação imposta, referindo-se ao dobramento frequente com uma sucessão de anticlinais e sinclinais e deslocamento de blocos. Estas litologias aflorariam à oeste da cidade de Caçapava do Sul (RS);

b) Formação Cerro do Ouro - composta essencialmente por duas unidades: uma ectinítica, magnesiana silicatada,

		Carvalho (1932)	Gonç. Goso & Issler (1962)	Just & Wilcock (1960)	Ribeiro et al. (1966), Lessari & Picado (1960)	Knijnik (1974), Willig et al. (1974)	Szuberl et al. (1977)	Nardi & Hartman (1979)	JOST, 1981	MACNEADO et al. (1987)
ARQUEANO	ALGONQUIANO	Serie Parangos { Canaças de Palmas, Quartzitos, Filtros de Ibare }	Grupo Parangos { Fm. Cerro do Duro, Granitos Encruzilhada, Fm. Vacacaí }	Grupo Parangos { Fm. Cerro do Duro, Granitos Encruzilhada, Fm. Vacacaí }	Grupo Parangos { Granito Figueiras, Granito Encruzilhada, Fm. C. Mantiqueira, Fm. Vacacaí, Fm. Cambai }	Grupo Parangos { Fm. Cerro, Subgrupo Mantiqueira, Vacacaí, Sequencias Metassed. }	Subgrupo Parangos { Complexos terrigenos }		SUITE METAMORFICA PORONGOS { Grupo Cerro dos Madeiras, Complexo Cerro da Arvore }	SUPRACRUSTAIS PORONGOS { Granitoides Miloníticos de Santana da Boa Vista, Unidade Clasto-Química, Unidade Vulcano Sedimentar }
	PRE-CAMBRIANO	Gnaisses, Micaxistos, Dolomitos, Granitos	Formação Cerro Mantiqueira		Formação Encantadas	Formação Encantadas		Complexo granulítico Santa Maria Chico	Gnaisses, Encantados	Gnaisses, Encantados

QUADRO I - MODIFICADO DE JOST, 1981

concordante, e outra carbonática. A primeira delas sendo composta por clorita-xistos, quartzo, tremolita e actinolitos. A segunda por mármore e ankerita, entre outros litotipos. São descritos como exemplo desta formação afloramentos na localidade do Cerro do Ouro, em São Gabriel (RS).

As relações estratigráficas entre as duas formações eram na época desconhecidas, sendo então separadas pela presença (Fm. Vacacaí) ou ausência (Fm. Cerro do Ouro) de feldspatização, muscovitização e turmalinização. Tais formações eram interpretadas como rochas metamórficas de baixo grau, de composição básica, associadas à rochas de derivação detrítica contemporâneas.

Jost & Villwock (1966) propõem como divisão para o Grupo Porongos as Formações Cerro Mantiqueiras e Vacacaí, cuja idade foi atribuída ao Pré-Cambriano tardio. O embasamento destas formações seria constituído por rochas do Grupo Cambaí, com idade Pré-Cambriana precoce.

Na proposta de Ribeiro et al. (1966) e Tessari e Picada (1966) o Grupo Porongos foi dividido em três formações: Cambaí, Vacacaí e Cerro Mantiqueiras, as quais estariam sobrepostas à Fm. Encantadas, representante de um embasamento antigo sobre o qual se instalou um geossinclinal. Para Tessari & Giffoni (1970) o Grupo Porongos acha-se cortado por três tipos de granitos: os granitos Cordilheira, Prestes e o complexo granítico Encruzilhada. Ainda neste ano Ribeiro descreve no Grupo Porongos a "...repetida ocorrência de cunhas, lentes ou massas estratóides de rochas graníticas, com aspecto cataclástico ou gnáissico, entremeadas ou tectonicamente introduzidas entre xistos ou filitos..." interpretados como "...rochas de um antigo complexo de embasamento, o qual era aqui de composição predominantemente granítica."

Knijnik (1974) e Willig (1974) preservam o sentido de Ribeiro et al. (1966) e Tessari & Picada (1966) para o embasamento, com a Fm. Encantadas, mas subdividem o Grupo Porongos em dois sub-grupos: Cambaí e Vacacaí, este último sendo constituído, na base, por sequências metassedimentares e, no topo, pela Fm. Cerro Mantiqueiras. Szubert et al. 1977 (in Jost, 1981) propõem a designação de Sub-Grupo Porongos para complexos

de rochas ofiolíticas e migmatitos. .

No trabalho de Jost (1981) é proposta a redefinição do Grupo Porongos por Suite Metamórfica Porongos. Sugere também que o uso do "Grupo Cambaí" seja restrito a rochas do embasamento da parte ocidental, onde ele foi originalmente definido por Goñi et al. (1962), bem como restringe as rochas da Fm. Vacacaí ou Sub-Grupo Mantiqueira, consideradas como de baixo grau metamórfico ao bloco São Gabriel. Para o autor, a Suite Metamórfica Porongos designaria rochas exclusivamente de baixo grau metamórfico expostas entre a calha molássica Camaquã e o maciço de Pelotas, como proposto originamente por Carvalho (1932) e retomado por Fragoso Cesar (1980). A Suite Porongos foi subdividida em duas unidades maiores: (1) Grupo Cerro dos Madeiras, composto por três formações: Arroio dos Neves, Arroio Olaria e Irapuazinho; e (2) Complexo Cerro da Arvore, composto por muscovita-xistos, xistos grafitosos, metapelitos, quartzitos, margas, metavulcânicas félsicas, meta-andesitos, cloritóide-xistos e formação ferrífera.

Remus et al (1987) apresentam perfis esquemáticos para a região de Aberto do Cerro e Torrinhas que são diferentes daqueles propostos em Machado et al. (1987) (ver figs. 2.1a e 2.1b) . Na interpretação de Remus et al. (op. cit.) as fases de dobramentos superpostos seriam em número de cinco, com dobras recumbentes, em bainha e em "echelon", além de foliações miloníticas do tipo "S" e "C". Machado et al. (1987), para a região de Santana da Boa Vista, definem quatro fases de dobramentos, sendo duas fases precoces e duas fases tardias. Além disso, definem a geometria destas fases e atribuem idade brasileira para o desenvolvimento das mesmas. Neste trabalho definem a unidade dos Granitos Miloníticos de Santana da Boa Vista.

No esboço da estruturação em nappes do Cinturão Dom Feliciano (figs. 2.2 e 2.3), segundo a proposição de Fragoso Cesar et al (1990) é mostrada a relação entre as unidades do Complexo Porongos, complexamente imbricadas devido à um sistema de falhas, na região de Torrinhas, e em estrutura do tipo "fold nappes", na região de Santana da Boa Vista.

Vários autores têm atribuído um caráter metassedimentar para os litotipos em questão, principalmente relativos à sequência de meta-arcóseos (Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Ribeiro & Fantinel, 1978; Jost, 1981; Remus et al., 1987).

Somente a partir do trabalho de Machado et al. (1987), que reconsideraram a natureza do protolito destas rochas, é sugerido que os "meta-arcóseos" seriam na realidade constituídos por granitos milonitizados, denominando-os de Granitos Miloníticos de Santana da Boa Vista. Devido às dificuldades na definição das relações de base e topo entre as unidades, as quais acham-se mascaradas pela intensa deformação superposta, e sua real composição, estes autores citados sugerem modificações quanto à denominação da unidade Porongos, propondo uma designação informal de "Supracrustais Porongos".

Unidades Litoestratigráficas

	Fm. CANELEIRAS & ALCALINAS INTRUSIVAS
	Fm. QUARITAS - EÓLICO/PLUVIAL/ANDESITOS
	Fm. MARICÁ - RITMITOS/MUDITOS
	GRANITOS
	FASE III
	FASE II
	FASE I
	CERRO AGUDO
	PARAGNAISSES & XISTOS
	CALCÁRIOS PUROS & IMPUROS
	ORTOGNAISSES
	GRUPO PORONGOS
	QUARTZITOS PUROS & IMPUROS
	FELITOS PELÍTICOS & GRAFITOSOS

Convenções

	CONTATO LITOLÓGICO DEFINIDO & INFERIDO		DIQUE ÁCIDO & BÁSICO ALCALINO (ddo) & INTERMEDIÁRIO (di)
	FALHA c/ REJEITO DEFINIDA & INFERIDA		VERGÊNCIA de F_n+1
	ACAMADAMENTO		VERGÊNCIA de F_n+2
	POLIAÇÃO		VERGÊNCIA de F_n+3
	LINEAÇÃO de ESTIRAMENTO		A1 - A' SEÇÃO GEOLÓGICA
	EIXO de SINFORME & ANTIFORME (F_n+1)		DRENAGEM
	ANTIFORME INVERTIDO		ESTRADA
	ZONA de CIZALHAMENTO		

Figura 2.1a - Mapa geológico da folha de Piratini-RS. (Extraído de Remus et al (1987)).

Perfis geológicos esquemáticos C-C' e D-D' transversais às estruturas. Em C-C', observa-se F_n , F_n+1 e F_n+2 , a última c/ vergência p/ SE (d). Rede equidre de Schmidt - estrias de deslizamento (x) e B_n+1 (-). Em D-D', a lineação mineralógica rotaciona devido ao redobramento D_n+2 ; eixos B_n+1 (-) e lineação mineralógica (e). N° de medidas indicado no estereograma.

Perfis geológicos esquemáticos A-A' e B-B' transversais às estruturas e perfil SW-NE longitudinal; este último, indicando a variação de estilo de F_n+3 responsável pelo padrão "domo e bacia".

Figura 2.1b - Perfis geológicos relativos à figura anterior
Extraídas de Remus et al (1987).

Esboço preliminar da estruturação em nappes do Cinturão Dom Feliciano no RS e U. Legenda: A- Escama Tectônica do Vale do Piquiri e janelas estruturais de flysch sin-colisional: 1- Janela Cerro Chato, 2- Janela Francisco Vidal e 3- Janela Arroyo Azucarera; B- Nappes de Flysch pré-colisional; Nappes Cerro da Árvore (RS) e La Pedrera (U); C- Nappes de miogeoclíneo; D- Janela estrutural de Miogeoclíneo: 1- Janela Conde Matarazzo; E- Autóctones de Miogeoclíneo: 1- Autóctone Piedras de Afilar e 2- Autóctone Polanco; F- Nappes Graníticas: 1- Nappe Serra das Encantadas, 2- Nappe Pan de Azucar e 3- Nappe Sierra de Rocha; G- Batólitos com resíduos de nappes: 1- Batólito Encruzilhada do Sul e 2- Batólito Pelotas; H- possíveis nappes graníticas na área cratônica; I- outras unidades; J- capitais; K- cavalgamentos; L- principais zonas de cisalhamento verticais; e M- Falha Passo do Marinheiro.

Figura 2.2- Extraída de Fragoso César et al (1990)

Seções geológicas esquemáticas do Cinturão Dom Feliciano no RS (A, B e C) e no U (D, E e F): A- BR-392 entre o gráben do Mourão e a Baía do Camaquã (modificado de Machado et al., 1987); B- Estrada que liga Piratini a Torrinhas; C- BR-293 entre Pinheiro Machado e Capão do Leão; D- Ruta 12 de Minas em sentido a San Carlos; E- Estrada da Mina Oriental cortando a Ruta 60 em sentido a Ruta 12; F- Arroyo Azucarera em sentido a Ruta 12, cortando a Ruta 60. Legenda: 1- Cobertura fanerozoica; 2- molassas tardi- e pós-colisional; 3- Flysch sin- a tardi-colisional; 4- Flysch sin-colisional; 5- Flysch pré-colisional; 6- Autóctone de Miogeoclíneo; 7- Nappes de Miogeoclíneo; 8- Escamas tectônicas de miogeoclíneo; 9- Enxame de diques riolíticos; 10- granitos tardi-colisionais; 11- sienitos tardi-colisionais; 12- leucogranitos sin- e tardi-colisionais; 13- Nappes Graníticas; 14- Escamas tectônicas de embasamento; 15- cavalgamentos; 16- zonas de milonitização sub-vertical; 17- Falhas inversas; 18- Falhas normais.

Figura 2.3- Extraída de Fragoso César et al. (1990)

2.2 GEOLOGIA REGIONAL

A região estudada está situada na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana (Almeida et al., 1976), no denominado **Escudo Uruguaio-Sulriograndense**, incluída por Hasui et al. (1975) na Faixa de Dobramentos Ribeira, posteriormente dividida em duas unidades geotectônicas básicas (Fragoso Cesar, 1980): a unidade cratônica a oeste, estabilizada no Proterozóico Inferior, denominada de Cráton Rio de La Plata por Almeida et al. (1973), atualmente restringida por Fragoso Cesar (1991) às exposições do Uruguai e Santa Catarina (Blocos Florida e Luís Alves, respectivamente) e formada por terrenos "granito-greenstone", granulitos, coberturas brasileiras, limitadas por falhas transversais; e o Cinturão Dom Feliciano, a leste, como uma faixa brasileira composta por sequências supracrustais, rochas do embasamento intensamente deformadas e granitos diversos, deformados a isótopos (fig. 2.4).

O Cinturão Dom Feliciano, uma reinterpretação do "Cráton Dom Feliciano" de Issler et al. (1965), foi inicialmente identificado no Uruguai (Bossi et al., 1967; Ferrando & Fernandez, 1971) e definido como uma faixa de dobramentos do Pré-Cambriano Superior/Eo-Paleozóico, incluída por Almeida et al. (1973) e Hasui et al. (1975) no Cinturão Ribeira.

A organização interna do Cinturão Dom Feliciano (fig. 2.4) foi caracterizada pela ocorrência de três zonas tectono-estratigráficas, separadas por grandes lineamentos: (i) Zona Ocidental, (ii) Zona Central e (iii) Zona Oriental (Fragoso César et al., 1985), posteriormente (Fragoso Cesar, 1991) compartimentada em:

- (1) Batólito Pelotas;
- (2) Batólito Encruzilhada do Sul;
- (3) Faixa Tijucas e
- (4) Faixa Rocha (restrita ao Uruguai)

O Maciço Mediano de Pelotas de Hasui et al. (1975), redefinido como Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al., 1986 e 1990) é a mais expressiva entidade do Escudo Uruguaio-Sulriograndense e compreende um complexo plutônico, multi-

intrusivo e polifásico relacionado à evolução do Ciclo Brasileiro em suas fases terminais, cambrianas (fig. 2.5). Internamente, apresenta-se dividido em várias unidades (Fragoso César et al., 1986) com as seguintes idades segundo Figueiredo et al. (1990): Gnaisses Piratini (850 Ma), Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado (780 Ma); Leucogranitos Cordilheira (?); Suíte Granítica Dom Feliciano (570-540 Ma); Diques Riolíticos Asperesas (?); Tufos & Ignimbritos Ana Dias e Gabros Passo da Fabiana (572+-10 a 544+-5 Ma).

FIGURA 2.4 - O Cráton Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Sul do Brasil e Uruguai. (Extraído de Fragoso César et al. 1985)

Figura 2.5- Principais unidades graníticas do RS. 1-Cobertura Fanerozoica; 2- Outras unidades do Escudo; 3- Granitóides intrusivos nesta; 4- Batólito Encruzilhada do Sul; 5- Batólito Pelotas; 6- Principal zona de cisalhamento vertical; 7- Falhas diversas; 8- Limite ocidental aproximado do CDF; 9- Fronteira Brasil-Uruguai. Extraído de Figueiredo et al. (1990).

Os Gnaisses Piratini ocorrem como "roof pendants" de nappes graníticas, e seriam o resto do embasamento do Batólito Pelotas, sendo considerado como uma sequência cálcio-alcalina, interpretados como formados em ambiente pré-colisional, relacionado à subducção da placa oceânica sob a placa continental ativa (Figueiredo et al., 1991). No Complexo Granítico-Gnáissico Pinheiro Machado predominam rochas granitóides, variando de quartzo-dioritos a monzogranitos (Fragoso Cesar et al., 1986; Frantz & Remus, 1986) que seriam apenas representantes de maior maturidade do que a da sequência anterior, de mesma ambiência tetônica (Figueiredo et al. op. cit.). Para Fragoso Cesar, 1991 os Leucogranitos Cordilheira compreendem em essência sienogranitos e monzogranitos e seriam granitos tipo-S, sin-colisionais.

A Suíte Granítica Dom Feliciano reúne um conjunto multi-intrusivo de plútons graníticos, em mais de 70% do batólito, segundo a direção NE-SW, condicionados por zonas de cisalhamento sub-verticais. Compõem-se de termos variados, destacando-se notadamente os granitos róseos (Fragoso Cesar, 1991), de natureza tardi-orogênica e pertencente a série sub-alcalina monzonítica (Frantz & Remus, 1986). Os Diques Riolíticos Asperezas de Picada (1965), encontram-se praticamente por toda a extensão do Batólito Pelotas, e estão estruturados em enxames de diques alinhados segundo a direção NW-SE e NE-SW. Nas regiões de Quitéria e Erval, ainda no Batólito Pelotas, ocorrem rochas piroclásticas denominados Tufos & Ignimbritos Ana Dias (Fragoso Cesar, 1991). São também encontrados exposições de rochas básicas, exemplo do que ocorre nas imediações de Pinheiro Machado e na cidade de Dom Feliciano.

O Batólito Encruzilhada do Sul, inicialmente pertencente ao Sistema de Dobramentos Tijucas de Hasui et al. (1975) e, posteriormente, ao Batólito Pelotas (Fragoso Cesar et al. (1986) tem atualmente sua individualidade postulada (Fragoso Cesar et al., 1990), sendo formado por granitos sin-cinemáticos às zonas de cisalhamento transcorrentes, intrudidos por diversos "stocks" tardi-cinemáticos, predominantemente leucograníticos.

A Faixa Tijucas, equivalente do Sistema de Dobramentos Tijucas de Hasui et al. (1975), redimensionada por Fragoso Cesar

(1991), engloba a área enfocada neste trabalho. Esta faixa compreende uma série de rochas, incluindo: (1) nappes de várias paleogeografias (Miogeoclínio Lavalleya, Granitos Miloníticos de Santana da Boa Vista e sequências meta-vulcânicas de bacia de retro-arco) com vergência para NW; (2) escamas do embasamento pré-brasiliiano (Gnaisses Encantadas); (3) depósitos de "flysch" sin- napismo; (4) depósitos de "flysch e molasse" pós-napismo e (5) intrusões graníticas sin, tardi e pós-cinemáticas em relação ao avanço das nappes.

Jost (1981) correlaciona o Grupo Cerro dos Madeiras, Suíte Metamórfica Porongos, da Faixa Tijucas, ao Grupo Brusque, em Santa Catarina. A fusão parcial é observada somente na unidade de Santa Catarina, onde o cinturão estaria expondo suas secções mais profundas. A região dos cinturões dobrados do sudoeste africano seria em parte correlacionável à Faixa Tijucas. Basei (1985) também considera para o grupo Brusque em Santa Catarina uma tectônica envolvendo quatro fases de dobramentos com estilo muito semelhante ao que foi descrito para a unidade Porongos. além disso, considera o citado grupo como parte de uma subducção do tipo A.

As unidades do Cinturão Dom Feliciano, segundo Machado *et al* (1987), mostram vergência em direção ao cráton Rio de La Plata, situado à NW, com uma deformação tangencial, através de zonas de cisalhamento sub-horizontais, transversal ao alongamento do cinturão.

A instalação de diversas zonas de cisalhamento transpressionais, de altos estruturais, como o Batólito Pelotas, dentre outras estruturas relacionadas ao choque do continente Kalahari com o Oceano Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985), possibilitou a formação de bacias sedimentares, dentre as quais a Bacia do Camaquã (Carvalho, 1932; Robertson, 1966), a Bacia do Vale do Piquiri (Oliveira & Fernandes, 1991) e a Bacia do Vale do Arroio Boici (Sayeg, 1991; Sayeg *et al.*, 1992a,b), que formariam, reunidas, segundo Fragozo Cesar (1991; 1992), as bacias orogênicas relacionadas ao final da evolução do Ciclo Brasileiro, Antefossa Camaquã de Fragozo Cesar *et al.* (1985). Esta antefossa seria uma redefinição da Antefossa do Sudeste (Fragoso Cesar *et al.*, 1982 a,b; 1984).

2.2.1- MODELOS TECTONICOS

No modelo de Jost (1981), a evolução desse Cinturão (neste trabalho denominado de Faixa Tijuca) dar-se-ia como esquematicamente representado na figura (2.6). Estas rochas representariam supracrustais metamórficas originadas numa margem continental passiva do tipo Atlântica, de idade brasileira (450-650 M.a.), representada pelo grupo Cerro dos Madeiras, este sendo lateralmente recoberto por uma nappe vulcano-sedimentar, derivada de um arco magmático situado possivelmente à leste.

Na análise feita por Machado *et al* (1987) os dobramentos (E1), então descritos como fases precoces (D1 e D2), seriam cilíndricos com eixos NE-SW. As fases tardias (D3 e D4) foram reunidas pelos mesmos autores (Fragoso Cesar *et al*. (1989) como estruturas (E2). Na primeira fase teria se desenvolvido uma xistosidade de fluxo que passaria à uma foliação milonítica. As dobras desta fase apresentam um padrão cilíndrico, sendo do tipo isoclinais e recumbentes. Na segunda fase, orientada entre NE-SW à NNE-SSW, aparecem ainda dobras isoclinais, cerradas, anisópacas com charneiras espessadas, com os eixos medidos e construídos apresentando uma boa correlação geométrica. A esta fase estaria relacionada a estrutura do tipo "fold nappe" da Serra das Encantadas. Já no conjunto das estruturas tardias a terceira fase possui orientação NE-SW, enquanto a quarta fase é NW-SE, compondo padrões de interferência do tipo "domos e bacias".

Para Fragoso Cesar (1991) a Orogenia Porongos foi, na Faixa Tijuca no RS, responsável pela reestruturação do Cinturão Dom Feliciano como um cinturão colisional tipo alpino, um evento parcialmente contemporâneo à Orogenia Rio Vacacaí do Cinturão Ribeira, que marca o início da aglutinação dos continentes que viriam a formar o megacontinente Gondwana.

A evolução da zona ocidental do Cinturão Dom Feliciano, para este mesmo autor, se daria nos seguintes estágios: Abertura de um oceano à leste do cráton, com sedimentação desde 1,0 G.a. (1); formação do miogeoclinal Lavallega (2); instalação de um arco do tipo andinotipo (3); diferenciação paleogeográfica nesta margem (4); consumo de placa oceânica, incluso um arco

magmático e colisão (5); nappismo (6); espessamento crustal e consequente granitização (granitóides miloníticos porongos) (7); instalação de grandes zonas de transpressão (8) e deformações finais imprimindo o padrão domo e bacia (9) (fig 2.7).

Na proposição de Fernandes et al. (1992), o Cinturão Dom Feliciano seria formado em dois estágios principais: (i) colisão oblíqua entre blocos crustais (Cráton do kalahari e um arco magmático) e (ii) atuação de um regime transpressivo sinistral, que se distinguiria do modelo anterior, de Fragoso Cesar (1991), tanto no aspecto da composição como da deformação e cinemática. Neste trabalho o autor enfatiza a predominância de estruturas paralelas (tardias) ao alongamento do cinturão .

Figura 2.6- Representação esquemática da evolução do Cinturão Xistoso Central do Rio Grande do Sul, do estágio orogênico até o estágio tardio. (Extraído de Jost, 1981).

Figura 2.7- Evolução brasileira hipotética do escudo Gaúcho no RS com os principais eventos dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira. (Extraído de Fragoso Cesar, 1991)

Legenda: 1-Cobertura miogeoclinal; 2- crosta oceânica e ofiolitos; 3- plutonismo e vulcanismo; 4- flysch sin-orogênico autótone e alóctone; 5- molassa tardi- e pós-orogênicas; 6-raiz de arco de ilhas alóctone; 7- raiz de arco andinotipo alóctone.

III-ASPECTOS GEOLOGICOS DA AREA

3.1 - CONSIDERAÇÕES GEOGRAFICAS E GEOMORFOLOGICAS

A região estudada insere-se na unidade geomorfológica Planalto Rebaixado Marginal (Projeto Radam, 1986), onde encontra-se um relevo bastante dissecado em rochas Pré-Cambrianas, "...configurando colinas, interflúvios tabulares e secundariamente cristas". A drenagem, em geral, encontra-se encaixada em zonas de fratura, contatos litológicos ou zonas de cisalhamento, que condicionam em grande parte as formas de relevo da região. A topografia na área é caracterizada por dois compartimentos geomorfológicos distintos: o do domínio dos metamorfitos Porongos e o dos sedimentos do vale do Arroio Boici. O primeiro com altitudes médias em torno de 350m e o segundo ao redor de 250 metros.

Na região dos metamorfitos Porongos destaca-se um relevo estruturado com elevações alongadas de direção NE-SW, escalonado, tendo altitudes pouco mais elevadas na parte norte do que na parte sul, porém sendo nivelado pela mesma superfície de erosão.

As elevações da região são em geral de perfis assimétricos, com as encostas do lado norte sendo predominantemente mais abruptas do que as do lado sul, resultando deste modo formas de relevo do tipo "hog backs" (fig. 3.1)

As porções mais elevadas são sustentadas por unidades quartzíticas, enquanto as porções mais rebaixadas predominam unidades de xistos, gnaisses, cálcio-silicáticas e de granitos miloníticos.

A região do vale do Arroio Boici é caracterizada por um relevo suavizado, que acha-se rebaixado em relação ao compartimento anterior, sendo ainda pouco entalhado e dissecado pela erosão. Provavelmente, trata-se de uma região exumada após a remoção de uma cobertura mais nova, de idade, em parte paleozóica e, em parte, terciária.

A complexidade geomorfológica da região, a despeito da complexa estruturação geológica é, segundo o relatório do

Projeto Radam (1986), devido ao "...caráter policíclico do relevo do sul do Brasil tendo como consequência a dificuldade de identificação, correlação e determinação da gênese...agravada pelo caráter poligenético das grandes superfícies de aplainamento, em razão da superposição de sistemas morfoclimáticos". Além disso, salientam que "apesar das dificuldades, a convergência sistemática entre a degradação lateral e erosão linear relacionados a ambientes respectivamente, de baixa e alta energia, durante o Cenozóico (Condi, Passos & Costa, 1981) permitem a identificação de quatro superfícies de aplainamento, dois níveis de pedimentação e vários níveis de terraceamento."

A temperatura média anual está entre 16°-18° com a média máxima (Janeiro-Fevereiro) de 22°-24° e a média mínima (Julho) de 11°-13° (Galvão, 1966). Quanto à pluviosidade, observa-se o predomínio de isoetas de 1300 a 1500mm, sendo que nas regiões mais elevadas o total pluviométrico anual excede 1500mm anuais. A vegetação é do tipo Savana, caracterizada por apresentar dois estratos distintos: um herbáceo e outro arbóreo. A atividade econômica principal da região é a ovinocultura. O solo é pouco desenvolvido, raso, e possui o horizonte "A" diretamente posicionado sobre a rocha ou sobre um pequeno horizonte "C" (Projeto Radam, 1986).

Figura 3.1- Formas de relevo do tipo "hog backs", com cristas assimétricas de quartzitos mergulhando em média 45° para o quadrante SE (Foto tirada do ponto 58, em direção à SW).

3.2 - UNIDADES DE MAPEAMENTO

A partir do mapeamento geológico efetuado na região, foi possível separar 2 unidades litoestruturais principais, denominadas genericamente de unidade inferior GRANITO-GNAISSICA e unidade superior METASSEDIMENTAR. Estas denominações se devem ao conteúdo litológico próprio de cada uma das unidades e as implicações tectônicas e metamórficas que cada uma delas encerra. O contato entre estas unidades é tectônico, sendo feito em geral através de zonas de cisalhamento, com as suas subunidades mostrando-se lenticularizadas e complexamente imbricadas. Esta separação foi realizada com base no levantamento de seções geológicas, na cartografia de marcadores estratigráficos (nos níveis de quartzitos) e na análise microestrutural. Paralelamente, para esta divisão utilizou-se de critérios como associações litológicas, graus de deformação e de metamorfismo.

3.2.1 - UNIDADE INFERIOR

Esta unidade é composta essencialmente por rochas granitóides com graus variáveis de deformações, incluindo desde ultramilonitos, milonitos, gnaisses até granitos pouco deformados.

De uma forma genérica, esta unidade inferior engloba um conjunto de subunidades que reúne os gnaisses Encantadas e uma suíte granítica deformada, possivelmente mais antiga, em relação a uma sequência supracrustal (unidade superior).

Desta forma, com base em critérios estruturais e petrográficos, incluindo trama da rocha, coloração e textura, foram separados os seguintes tipos de rochas:

- 1- Gnaisses laminados cinza e xistos feldspáticos, granulometria média a grossa (A) e fina a média (B);
- 2- Granitóides de coloração cinza, granulometria grossa (A) e média a fina (B);
- 3- Granitóides de cor rósea, granulometria média a grossa (A) e fina a média (B) e,
- 4- Rochas granitóides, claras, hololeucocráticas com

turmalina.

Estes tipos de rochas podem fazer parte de uma mesma suíte granítica ou mesmo representar suítes graníticas distintas. A ausência de dados geoquímicos, juntamente com a complexa evolução cinemática do cinturão, impede no momento mais considerações sobre o assunto.

Gnaisses Laminados e Xistos Feldspáticos - Os gnaisses são em geral de cor cinza escuro, granulometria média/grossa, laminados, com bandas centimétricas a decimétricas, de composição quartzo-feldspáticas, claras, alternadas com bandas escuras, com predominância de minerais máficos, principalmente biotita. São frequentes intercalações decimétricas e métricas de granitóides rosados concordantes com a foliação milonítica.

Os Gnaisses laminados, em amostra de mão, apresentam-se como uma rocha cinza, de granulação média, rica em máficos, com a orientação marcada pela biotita. Destacam-se cristais de feldspatos alcalinos e cálcicos (plagioclásio), com tamanho em geral inferior a 0,5 cm, podendo localmente chegar a 1,0 cm. A foliação é realçada pelas bandas milimétricas a decimétricas de quartzo leitoso. Ao microscópio nota-se uma trama foliada, exibindo bandas dobradas isoclinalmente, com espessamento pronunciado da charneira (figura 3.2). Nota-se, por exemplo, que o quartzo migra para estas zonas de menor tensão, enquanto os feldspatos e os máficos permanecem como minerais intersticiais. Os feldspatos são microclínio pertítico e plagioclásio, com este último mostrando-se muitas vezes saussuritizado, fato este que dificulta a caracterização de sua composição. Mesmo assim, é possível observar zoneamento interno destes plagioclásios, onde destacam-se núcleos mais cálcicos, geralmente saussuritizados. O quartzo é fitado e apresenta extinção ondulante, com lamelas sub-paralelas que diferem de orientação das bandas mais espessas, exibindo entre elas uma relação angular que pode ser utilizada para avaliação da deformação. Sabe-se, por exemplo, que quanto menor for este ângulo, num mesmo protólito, maior será a deformação. Além disso, o ângulo agudo entre estas diferentes orientações aponta para a direção de transporte. Dos minerais máficos predomina a biotita (verde),

(a)

(b)

1 mm.

Figura 3.2- (a) Gnaiss laminado (amostra FAC 222) apresentando dobramento cerrado, com forte espessamento de charneira, constituída essencialmente por grãos recristalizados (deformação dúctil) de quartzo, vistos em fotomicrografia da mesma rocha em (b), juntamente com bandas menos deformadas de feldspatos, que comportaram-se de maneira diferenciada (rúptil) no curso da deformação.

parcialmente transformada em clorita. Epidoto e zoisita são menos comuns e juntamente com titanita e apatita compõem a mineralogia acessória (ver tabela I).

Xistos feldspáticos - A designação de Xistos feldspáticos deve-se a presença generalizada de feldspatos nestas rochas, aspecto este que os diferencia numa primeira análise de outro pacote de xistos que ocorre na unidade Superior.

Os **xistos feldspáticos**, mais abundantes do que os gnaisses laminados, possuem estrutura levemente bandada, com intercalações de lentes anfibolíticas e de leucogranitos, estes últimos com muscovita e turmalina. São rochas de granulação fina a média (grupo 1B) e podem ser interpretadas como gnaisses milonitizados, ricos em minerais micáceos com presença de segregação de leitos quartzo-feldspáticos, interpretados como relacionados ao início da migmatização.

Granitóides - Ocorrem na área uma grande diversidade de tipos graníticos, indo desde quartzo-dioritos, passando por tonalitos, quartzo-monzonitos, granodioritos, quartzo-sienitos até álcali-feldspato granitos. Em alguns locais são encontrados corpos pouco deformados (figura 3.3), preservando ainda textura porfirítica, os quais apresentam importantes indicadores cinemáticos. Estas variedades de granitos serão investigados geoquimicamente para uma melhor definição de seus diferentes tipos e das séries magmáticas correspondentes, e, consequentemente a discussão do ambiente geotectônico gerador destas rochas.

Granitóides Cinza- Estas rochas ocorrem em forma de lentes ou "pods", tendo maior expressão na porção sul e central da área mapeada. Possuem granulação média a grossa (fig. 3.4), com a biotita tenuamente orientada, numa foliação de natureza tectônica (< 10% de matriz recristalizada), com espaçamento milimétrico a centimétrico. Os feldspatos acham-se representados pelo microclínio peritítico e pelo plagioclásio (oligoclásio-andesina), com este último, sendo em geral saussuritizado. A biotita apresenta pleocroísmo de castanho escuro a castanho-avermelhado claro e mostra-se quase inteiramente alterada para clorita. Como acessórios aparecem zoisita, apatita e zircão. A composição

TABELA 1
Análise Modal Estimada

[illegible]

modal estimada é a seguinte:

Plagioclásio	43%
Quartzo	30%
Microclinio	20%
Biotita	5%

Composição: Granodiorito

Figura 3.3 - Granito protomilonítico, com megacristais alongados e alinhados. Parte sul da área (pt. 402)

Ocorre ainda uma outra faciologia de granitóides neste grupo, identificado como 2B. Em relação a anterior (2A), possui granulação mais fina (fina-média), foliação mais pronunciada, e mais alta porcentagem de matriz recrystalizada, a qual pode chegar a 50%. Este tipo de granitóide corresponde a uma faciologia mais deformada do que o do tipo 2A (fig. 3.5).

Figura 3.4 - Fotomicrografia mostrando textura protomilonítica em granodiorito pertencente ao grupo 2A (pt. FSV 35).

Figura 3.5 - Porfiroclastos de feldspato alcalino e plagioclásio rotacionados (dextral) em biotita-granito. Observam-se ainda bandas do tipo "S" e "C" marcadas principalmente pela biotita. A matriz fina é constituída por quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e biotita cloritizada (amostra orientada, FT-67)

Granitóides Rosados- O primeiro grupo de granitóides rosados (3A), possui estrutura foliada (fig. 3.6), cor rósea, granulação média, onde destacam-se cristais maiores de feldspato rosado, que chegam a atingir 5mm ao longo de seu eixo maior. Estes feldspatos apresentam com frequência estruturas do tipo sigma. O quartzo ocorre em forma de fitas, com contatos suturados e em cristais óticamente alinhados. Seguem-se, em menor proporção, cristais de biotita. Ao microscópio apresentam bandas mais preservadas da deformação, constituídas de plagioclásio + microclínio + quartzo ao lado de bandas mais delgadas de quartzo fitado. Em alguns casos ocorrem cristais maiores com porfiroclastos rotacionados numa matriz mais fina (<0.2mm) de quartzo + feldspato + biotita + clorita, cuja proporção matriz recristalizada / porfiroclastos aponta já para um milonito. Como acessórios aparecem apatita, em cristais euédricos associados com titanita, zoisita e opacos. O plagioclásio (Oligoclásio), em bandas menores, ocorre frequentemente saussuritizado. Possui forma anastomosada e acha-se envolvido por filossilicatos e por agregados de quartzo + feldspato. A composição modal estimada é de:

Plagioclásio 45%

Quartzo 30%

Microclínio 15%

Composição: (Granodiorito)

Em amostras mais ricas em feldspato de potássio, ainda pertencente ao grupo (3A), as bandas de deformação têm características distintas das do grupo 2 (fig. 3.7). Aqui se observa a separação da deformação em bandas de 1,0 a 1,5mm, com deformação predominante rúptil, em contraste com bandas de 2,5 a 3,0 mm, onde predomina regime dúctil, mostrando a importância do comportamento reológico diferenciado entre rochas com pequena variação mineralógica. A composição modal estimada é:

Microclínio 60%

Quartzo 30%

Plagioclásio 10%

Composição: (Granito 3a)

No segundo grupo de granitóides rosados (grupo 3B), predominam amplamente microclínio em relação ao plagioclásio. São rochas leucocráticas onde se destaca a grande quantidade em quartzo, possuindo, em menor quantidade, biotita e muscovita de alteração. A foliação é pronunciada, com espaçamento milimétrico entre as bandas, anastomosadas, compostas essencialmente de quartzo, em contraste com bandas róseas, ricas em feldspato. A composição modal estimada é:

Microclínio 45%

Quartzo 25%

Plagioclásio 25%

Composição: (monzo/sieno-granito)

1 mm

Figura 3.6 - Fotomicrografia de granitóides com textura milonítica pertencente ao grupo (3A), onde destacam-se regiões com maior concentração de quartzo recristalizado e porfiroclastos de feldspato alcalino (amostra FAC 155).

Figura 3.7- Fotomicrografia de granito róseo pertencente ao grupo 3A (FAC 89) onde se observam porfiroclastos de feldspato alcalino intensamente fraturados em meio a uma matriz quartzo-feldspática orientada.

Granitóides Hololeucocráticos- O grupo 4 é representado por um granito hololeucocrático, de cor branca, com predomínio de feldspato (fig. 3.8), frequentemente greisenificado, com quantidades variáveis de turmalina preta, podendo em algumas amostras atingir 80% (turmalinitos) em volume da rocha. Ao microscópio observa-se que a deformação imposta separou, como em outros tipos graníticos, bandas (desde milimétrica à centimétrica) mais ricas em quartzo de bandas mais pobres neste mineral. Ocorrem ainda muscovita e opacos.

Figura 3.8- Afloramento de leucogranito milonítico com cristais centimétricos de turmalina orientados (pt. 402).

3.2.2 - UNIDADE SUPERIOR

Do ponto de vista litológico, predominam **muscovita-clorita-xistos**, seguidos de **biotita-xistos**, **xistos com granada**, **quartzo-milonitos** e **silimanita-xistos** (ver fig. 3.9). São rochas em geral de cores avermelhadas, lilás e amareladas, dependendo do grau de alteração. Frequentemente, estão injetados por **granitóides** e **pegmatitos**. Possuem intercalações de rochas **cálcio-silicáticas**, **mármore**s e, mais raramente, de **meta-ultramafitos** e rochas **metariolíticas(?)**, as quais podem ocorrer na unidade inferior. São rochas derivadas principalmente do metamorfismo de sequências pelíticas (xistos aluminosos), siliciclásticos (quartzitos), meta-margas (cálcio-silicáticas), carbonáticas (mármore)s, metavulcânicas (anfibolitos e meta-ultramáficas) e clasto-química (muscovita-clorita-xistos) (fig. 3.10).

Figura 3.9 - Fotomicrografia de sillimanita-biotita xisto, onde destacam-se cristais de fibrolita em forma de "peixe" (no centro), numa estrutura análoga à das "mica-fishes" (pt. FSV 515).

Figura 3.10- Fotomicrografia de dobras em metavulcânica onde se observa uma banda quartzo-feldspática em meio a uma matriz fina de clorita + sericita (pt. 132)

Os muscovita-clorita-xistos, em amostra de mão, são finamente foliados, com bandas ricas em quartzo (na forma de "rods") e crenulados. Ao microscópio, apresentam uma xistosidade bem marcada por lamelas de muscovita + sericita, afetados em pelo menos duas fases de gerações de dobras: uma mais antiga, com dobras intrafoliais, isoclinais, associadas a foliação milonítica e outra, mais jovem, com dobras de perfis abertos, que redobram as estruturas. Os cristais de quartzo (cerca de 35% da rocha) de até 0,5 mm, acham-se recristalizados, com extinção ondulante, ocorrendo na forma de bandas. A muscovita (60%) ocorre em cristais maiores (até 3,0 mm), sendo frequentes estruturas do tipo "mica fish", as quais foram geradas concomitantes à fase Fn. Os demais minerais são clorita, turmalina e opacos.

Sillimanita-xistos - São rochas com clivagem contínua a nível de amostra de mão. Ao microscópio notam-se bandas de quartzo fitados, recristalizados e com extinção ondulante, que se alternam com regiões mais deformadas, exibindo matriz mais fina, composta de biotita + muscovita + sericita + granada + sillimanita (fibrolita) (fig. 3.9).

Quartzo-milonitos- São rochas que condicionam as principais elevações da região, incluindo tipos puros, quartzitos micáceos, às vezes feldspáticos, de granulação fina, com estrutura invariavelmente laminada, apresentando ao microscópio feições evidentes de deformação plástica, com grãos de quartzo dispostos em forma de fitas, incluindo extinção ondulante e recuperação de grãos. A textura mostra forte achatamento de grãos (fig. 3.11). Entre as unidades superiores e inferiores encontra-se um quartzolito muito fino, com ausência de estrutura interna aparente, sendo puro, intensamente fraturado, sugerindo ter sido derivado pela deformação de antigos veios de quartzo ou por processos de segregação metamórfica.

A composição modal estimada é:

Quartzo 95%

Sericita 05%

Rocha: (Quartzo-ultramilonito)

Nos quartzo-milonitos não foram observadas estruturas sedimentares preservadas, assim como níveis de minerais pesados. Estes aspectos são sugestivos de uma gênese ligada à deformação de rochas granitóides e/ou de veios de quartzo, embora, conforme ressalta Barker (1990, p.18), a "mineralogia de rochas granitóides deformadas e/ou metamorfizadas é essencialmente a mesma de sedimentos quartzo-feldspáticos deformados e/ou metamorfizados.". Mais adiante, sugere que à medida que a temperatura aumenta "...é virtualmente impossível, somente com observações ao microscópio, distinguir rochas originalmente graníticas daquelas sedimentares quartzo-feldspáticas." A sugestão do autor é de que sejam observadas as relações de campo para uma definição mais adequada dos protólitos.

Nesta unidade, são ainda incluídos **mármore**s. São corpos em forma de lentes e de lentes-camadas, com espessura variável de decimétrica/métrica decamétrica e extensão de ordem quilométrica (1,0 - 1,5 Km). São mármore s dolomíticos brancos e acinzentados, com estrutura bandada e/ou laminada, muitas vezes lenticularizada, exibindo formas sigmoidais e dobras similares (fig. 3.12). Estas formas sigmoidais, embora numa primeira instância sejam interpretadas como de origem tectônica, não podendo-se descartar uma herança de estruturas primárias, geradas sob ação de ondas de tempestades ("tempestitos"), que poderiam já ter condicionado o desenvolvimento da foliação tectônica superposta, a exemplo do que ocorre numa pedreira próxima à Fazenda da Jaíba (pedreira do "Dudu", pt. 360). Os contatos destes mármore s, tanto na base quanto no topo, são tectônicos, ocorrendo em alguns locais imbricados em granitos, xistos e gnaisses milonitizados diversos. Em lâmina delgada observa-se estrutura do tipo rúptil-dúctil com frequente diminuição no tamanho de grãos.

Tipos subordinados - Além dos tipos descritos anteriormente, ocorrem ainda na região rochas **meta-ultramáficas**, que em amostras de mão destacam-se bandas milimétricas com predomínio de piroxênios, alternados com bandas com predomínio de anfibólios. Ao microscópio (fig. 3.13) observa-se textura nematoblástica, orientada, inequigranular, de granulação fina a média. Nota-se que o anfibólio circunda o piroxênio

(clinopiroxênio) e ocupa suas linhas de partição e de clivagem. Em algumas porções a textura é granoblástica de tendência equigranular, onde se observam limites de grãos poligonizados, destacando-se cristais menores de piroxênio (cerca de 1,5 mm), em meio a uma matriz mais fina (+- 0,7mm). Deste modo, nos domínios com piroxênio a textura é granoblástica, enquanto naqueles com anfibólios ela é nematoblástica. O Anfibólio é de cor verde-musgo, em cristais alongados, com extinção ondulante, algumas vezes fraturados, com tamanho máximo de 2,5 mm, ocorrendo como inclusões no plagioclásio. O piroxênio é fracamente pleocróico, indo de incolor a verde claro, em cristais sub-idiomórficos, com tamanho de 0,5 a 4,0 mm, sendo menos deformados que o anfibólio. O Plagioclásio é intersticial e está sericitizado (com algum carbonato associado), com seus cristais podendo alcançar 1,5 mm. Ocorrem como acessórios titanita e opacos. A composição modal estimada é a seguinte:

Anfibólio 70%

Piroxênio 30%

Rocha: (Meta-ultramáfica)

1 mm

Figura 3.11- (a) Vista de um afloramento (FAC 301) de quartzo-ultramilonito finamente laminado e intensamente fraturado, visto na direção NE . (b) Fotomicrografia de rocha semelhante (FT 61), exibindo forte achatamento dos grãos de quartzo, que se dispõem em lamelas oblíquas, formadas por processos de dissolução por pressão "pressure solution" e por segregação metamórfica. As estruturas do tipo "mica fish" indicam cisalhamento dextral.

Figura 3.12 - Meta calcáreo exibindo dobramento da classe 3 (ao centro) e da classe 2 (à esquerda). Parte sul da área. Foto perpendicular ao eixo da dobra (pt. 437).

1 mm

Figura 3.13 - Rocha metaultramáfica, com bandas de anfibólio (verde claro), piroxênios (cinza-claro) e plagioclásio (brancas) (amostra FT- 321).

3.2.3 - OUTRAS LITOLOGIAS ASSOCIADAS

Ocorrem também na região diversos tipos de rochas básicas, em forma de diques discordantes, subverticais, com espessura de dezenas de metros, relacionados ao cretácio. Aham-se frequentemente alteradas, conferindo ao solo uma cor vermelho-amarela, no qual pode ocorrer blocos esféricos, mais poupados pelo intemperismo.

São encontrados também greisens turmalínicos, derivados da alteração de rochas graníticas. Tais rochas, devido as suas restritas áreas de ocorrência, não puderam ser representadas na escala do mapeamento executado.

3.3 - ANALISE DO MAGMATISMO

3.3.1- INTRODUÇÃO

A caracterização geoquímica dos granitos juntamente a definição do possível ambiente geotectônico gerador de seus magmas, ficam prejudicados, em função das severas condições de deformação e metamorfismo impostas nas rochas da região do Cerro dos Porongos. Cabe, aqui, porém fazer algumas considerações, pois os avanços recentes sobre o assunto quanto à definição mais precisa de arcos magmáticos são, em grande parte, baseados no estudo de rochas graníticas.

3.3.2 - ANFIBOLITOS E METAULTRAMAFICAS

Estas rochas são encontradas como intercalações principalmente nos xistos, na forma de lentes ou de lentes-camadas, de espessura decimétrica a métrica e extensão métrica. São de granulação média/fina, foliadas, de cor escura e esverdeada, boudinadas ou não, em contatos bruscos com as encaixantes.

Ao microscópio os anfibolitos revelam como minerais essenciais anfibólios, os quais são oriundos da alteração de piroxênios. Ocorrem quantidades menores de plagioclásio. Os

acessórios comuns são zircão, apatita e titanita, ocorrendo ainda clinozoisita como produto de alteração do plagioclásio. São rochas ortoderivadas, dada a presença de minerais primários, de origem magmática, como piroxênios reliquiais no interior de cristais de anfibólios.

Ocorrências de rochas similares no Uruguai, no miogeoclíneo Lavalleya, foram relacionadas à atividade magmática contemporânea à sedimentação, consideradas, juntamente com pequenas ocorrências de metabasitos e serpentinitos, por Jost (1981), como possíveis diques e soleiras relacionados à fase de rifteamento durante expansão do proto-oceano Adamastor (Hartnady et al. 1985).

3.3.3 - GRANITOIDES FOLIADOS

A ocorrência conjunta de rochas de composição granodiorítica, monzogranítica e tonalítica com a mesma trama estrutural na área mapeada, juntamente com um contexto regional favorável, sugere tratar-se de uma série de diferenciação magmática afim, embora a definição do tipo de série magmática esteja ainda na dependência de estudos litogeoquímicos. Estas rochas, aparentemente relacionadas ao desenvolvimento de um arco magmático, poderiam corresponder a corpos alóctones de unidades granito-gnássicas do Complexo Pinheiro Machado do Batólito Pelotas (Fragoso Cesar, 1991)

As diferentes ocorrências observadas podem ser agrupadas em duas fácies principais, uma cinza e outra rosada. Na primeira predomina plagioclásio (até 50%) em relação ao feldspato alcalino, enquanto na segunda ele representa entre 20 a 30% em volume da rocha

Nota-se que enquanto na fácies cinza predomina deformação do tipo dúctil, na fácies rosada predomina deformação rúptil. Este fato pode ser atribuído às diferenças do comportamento reológico entre as duas faciologias durante a deformação ou durante a colocação em níveis crustais distintos. Outra hipótese que pode ser postulada é de que uma provável diferença temporal de colocação entre as duas faciologias.

Dos tipos rosados, os álcali-feldspato-granitos são os

granitos mais abundantes da região. São formados por granitos róseos, de composição álcali-feldspato graníticas a sienogranitos. Estas rochas são interpretadas como mobilizados crustais de tendência alasquítica (granitos com albita e ortoclásio, hololeucocráticos), os quais poderiam estar relacionados à fusão dos gnaisses, por ocasião da tectônica de cavalgamentos que afetou as rochas da região. São encontradas também rochas sieníticas, porém de ocorrência restrita.

3.3.4- LEUCOGRANITOS

São rochas constituídas predominantemente por quartzo, feldspato alcalino, muscovita, biotita, aparecendo ainda turmalina e granada como minerais acessórios. Estas rochas são interpretadas como possíveis granitos perianatéticos, associados ao metamorfismo regional de metassedimentos, com geração de líquidos anatéticos, levando à formação de granitos tipo "S" de Chapell & White (1974). Podem corresponder a granitos peraluminosos (granitos a dois feldspatos, com ortoclásio e oligoclásio, hololeucocráticos) geneticamente relacionados à fase de deformação principal.

3.4 - ANALISES DO METAMORFISMO E DA DEFORMAÇÃO

A caracterização das relações entre metamorfismo e deformação foi efetuada com base na análise de mais de uma centena de lâminas petrográficas de diversos tipos de rochas em diferentes estágios de deformação. Das deformações observadas nas rochas da região, a que chama mais atenção é aquela relacionada com a fase Fn. Esta fase foi responsável pela geração da trama de maior penetratividade regional e apresenta as seguintes feições microestruturais: foliação anastomosada; lineação de estiramento mineral e microdobras associadas. Subordinadamente, ligada às fases tardias, observa-se o desenvolvimento de lineações de crenulação e de intersecção.

Como superfície principal é desenvolvida, na fase Fn, uma

foliação (S_n), de forma anastomosada, sendo composta de superfícies "S" e "C". Esta foliação é marcada pela disposição de fitas de quartzo alternadas com lentes micáceas (geralmente nos metassedimentos) e agregados quartzo-feldspáticos (nas rochas granito-gnáissicas milonitizadas), tendo sido desenvolvida principalmente em condições compatíveis com metamorfismo de grau médio/alto (Winkler, 1976).

A existência local de dobras intrafoliais redobradas pela fase F_n , (fig. 4.22), pode ser interpretada como uma fase mais antiga (F_{n-1}) ou mesmo relacionada a um processo de deformação progressiva ocorrido em condições de deformação dúctil, concomitante com a fase F_n . São estruturas desenvolvidas sob as mesmas condições metamórficas, com semelhantes paragêneses minerais e, conseqüentemente, no mesmo nível crustal.

Na foliação S_n são encontrados porfiroclastos de muscovita e de granada, os quais foram interpretados como sendo resultantes de um crescimento dinâmico ocorrido durante o evento metamórfico M_1 . Foram geradas estruturas helicíticas em granadas (fig. 4.23) e peixes de mica ("mica-fishes") em muscovitas e/ou biotitas (fig 3.18).

A deformação é retomada com a geração de novas estruturas durante o evento metamórfico M_2 , dobrando micas, como observado na fig. 3.14, assim como desenvolvendo uma clivagem de crenulação (S_{n+1}) do tipo discreta a zonal, sob condições de baixo grau metamórfico.

Finalmente superpõe-se um terceiro evento metamórfico-deformacional (M_3), com o desenvolvimento de uma nova estrutura planar (S_{n+2}), em condições rúpteis, sendo sucedida pelo crescimento estático de clorita, isenta de deformações posteriores (ver fig 3.15).

Figura 3.14 - Em (a) biotita (M1) desestabilizada em muscovita (M2); a muscovita acha-se orientada e deformada pelo evento (M2); em (b) muscovita (M3), evidenciando metamorfismo estático (amostra FT-79-b). Fotomicrografia com nicóis paralelos (acima), e cruzados (abaixo).

Figura 3.15 - Em (a) observa-se uma banda deformada (M1) de quartzo em meio a uma matriz composta predominantemente de muscovita. Em (b) a retomada da recrystalização (M2) de quartzo, em cristais maiores que os anteriores (mais baixo "strain") e, em (c) o crescimento estático (M3) de clorita (amostra FT-72-b). Fotomicrografia com nicóis paralelos (acima) e cruzados (abaixo).

3.4.1- O EVENTO METAMORFICO M1

O evento metamórfico aqui caracterizado como M1 foi responsável pelo desenvolvimento de duas assembléias metamórficas, uma em condições de T e P mais elevadas e outra em condições mais brandas, a qual mostra-se em geral retrogressiva (ver fig. 3.16).

Ocorrem exposições restritas de xistos com biotita em grau metamórfico pouco mais elevado com uma assembléia metamórfica com quartzo + muscovita + estauroлита + sillimanita + granada, a qual situa-se numa faixa de temperatura entre 540°-560°C, com intervalos de pressões intermediárias/baixas (3 e 4Kb).

Alguns xistos finos e filitos apresentam condições de metamorfismo mais brandas dentro do evento M1. São litotipos constituídos de uma assembléia metamórfica com muscovita + quartzo + plagioclásio + calcita. Aqui a caracterização do tipo de plagioclásio não foi possível, pois o mesmo acha-se invariavelmente saussuritizado. Esta assembléia é geralmente estável em uma ampla faixa de temperatura (entre 300°-400°C), assim como de pressão, podendo chegar, teoricamente, a valores entre 510°-525°C (Yardley, 1989).

São observados níveis de meta-calcáreos e meta-margas com assembléia metamórfica de quartzo+dolomita, e de muscovita + clorita como acessórios, indicando uma assembléia mineral estável na zona da clorita.

Como observado por Jost (1981, p.110), na região vizinha de Santana da Boa Vista, o "grid" metamórfico das unidades está situado principalmente em condições metamórficas de grau médio, segundo a concepção de Winkler (1967).

Em geral o grau metamórfico mais comum nas rochas estudadas chega à fácies anfibolito médio, em anfibolitos e granitos, devido à presença de hornblenda, biotita vermelha, plagioclásio antipertítico, feldspato alcalino e plagioclásio do tipo andesina, em alguns casos alcançando a zona da sillimanita. Ocorrem, localmente, gnaisses afetados por outro evento metamórfico de grau alto. As demais unidades (superiores e inferiores) foram sujeitas a condições metamórficas da fácies anfibolito, sendo seguidas por um evento em condições

metamórficas mais baixas (retrometamorfismo), ligado ainda à deformações relacionadas à foliação Sn.

Figura 3.16 - Fotomicrografia de muscovita substituindo feldspato potássico ao longo das direções cristalográficas. Rocha granítica milonitizada do evento M1 (amostra FT-74).

Figura 3.17- "Grid" petrogenético para metassedimentos pelíticos com $P=Ph_2O$ (exceto para curva (9)). As fontes dos dados para as curvas são as seguintes: (1) Kerrick (1968); (2) Holdaway (1971); (3) limites inferiores de P-T de Fe-estaurolita + quartzo fitado de dados de Richardson (1968) e Rao & Johannes (1979); (4) Yardley (1981b), compilado de Richardson (1968), Ganguly (1972) & Rao & Johannes (1979); (5) e (6) Holdaway & Lee (1977); (7) Chatterjee & Johannes (1974); (8) e (9) Thompson (1982) (calculado), note que a curva (9) é para condições sem H_2O ; (10) Luth, Jahns & Tuttle (1964); (11) Goldsmith (1980); (12) Bohlen, Wall & Boettcher (1983a); (13) limites para safirina + quartzo no membro final magnesiano, Grew (1980); (14) limites inferidos para a carpolita de Chopin & Schreyer (1983). Bandas pontilhadas são as condições aproximadas das isogradas da biotita e granada. Linhas pontilhadas são meta-estáveis. N.B. Incertezas experimentais são muito maiores do que as espessuras das linhas desenhadas. (Extraído de Yardley, 1989).

3.4.2- O EVENTO METAMORFICO M2

A assembléia metamórfica formada neste evento é caracterizada por quartzo+muscovita+clorita+granada+turmalina. Acha-se associada ao desenvolvimento da foliação S_{n+1} , a qual nestes metapelitos é materializada por uma clivagem e/ou xistosidade de crenulação (fig. 4.27).

Durante a formação da associação metamórfica relativa a esta fase houve, em parte, a recristalização de muscovita gerada no evento M1, em sua fase mais branda (retrometamórfica). Além disso, houve também a desestabilização de cristais de biotita em muscovita, processo este já iniciado no evento M1. Nota-se, ainda, a neoformação de cristais de turmalina, os quais não estão deformados.

Durante o evento M2 que representa um segundo pulso metamórfico, ocorreu a reorientação e deformação dos minerais do evento anterior (M1), incluindo o crescimento de muscovita nas superfícies de crenulação (S_{n+1}), com novas orientações óticas, evidenciando diferenças morfológicas e deformacionais das muscovitas M1, além de reorientações e recristalizações de fitas de quartzo, ao longo da superfície S_{n+1} (fig 3.15).

3.4.3 - O EVENTO METAMORFICO M3

Sob condições de temperatura mais baixa, em nível crustal mais raso, ocorreu um terceiro pulso metamórfico, onde as principais feições deformacionais registradas, associadas a este pulso, são de natureza rúptil. Esta deformação promoveu um fraturamento conspícuo das rochas, juntamente com a transformação da mineralogia original. Observa-se ainda que durante este evento houve o crescimento estático de muscovita, cloritização (prosseguimento) da biotita (M1), e neoformação de cloritas (não deformadas) dispostas ao longo de superfícies de falhas/fraturas (fig. 4.30).

3.4.4- INDICADORES CINEMATICOS

Os principais indicadores cinemáticos observados foram estruturas foliadas do tipo "S" e "C" (ver fig. 3.5), rotação de porfiroclastos, sombras assimétricas de pressão, que indicam sentido de transporte para NNW ; estruturas do tipo sigma, microdobras assimétricas, padrão de extinção de grãos de quartzo, arqueamento de micas e bandas de cisalhamento "shear bands", "mica fishes" (ver fig 3.18) e alongamentos de sub-grãos em lamelas de quartzo (fig.3.19). Foram tomadas as devidas precauções com estes indicadores cinemáticos, binários na maioria dos casos, antes de se definir a vergência das estruturas, pois eles podem indicar rotações contrárias, conforme sugerido por Simpson & Schmid (1983). Em certos casos, a forte componente de cisalhamento puro envolvida na deformação, pode levar à obliteração destes indicadores.

Figura 3.18 - Estruturas do tipo "mica-fish" em granitos ultramiloníticos. Observa-se também a foliação do tipo "S" e "C", indicando movimentação sinistral (amostra FT-59-c).

Figura 3.19 - Em (a) notam-se bandas de quartzo recrystalizado com lamelas oblíquas à foliação principal ("C"). O par de foliações "S" e "C" é marcado pela orientação de bandas de feldspato e quartzo e pelo alinhamento de cristais de biotita cloritizada (amostra FAC-155).

Indicadores mais confiáveis são aqueles que levam em consideração a relação entre os ângulos agudos das foliações "S" e "C", como apontado por Lister & Snoke (1984). Este tipo de relação foi muito utilizada na determinação do sentido de movimento, como no pt. 61 (movimento também no sentido NNW), juntamente com análise de rotação dos elementos lineares na escala de mapa. A caracterização cinemática baseada nestas feições, efetuada em dezenas de amostras orientadas, indica que as unidades mapeadas foram submetidas a um regime compressivo com o eixo X da elipse de deformação orientado paralelo a Lm.

O mapa da figura 3.20, obtido a partir de lâminas orientadas, mostra que o eixo X das elipses de deformação dispõe-se de forma mais ou menos homogênea na área como um todo, com orientação próxima de N-S, e sentido de transporte tectônico para N/NNW, tomando-se como base os indicadores cinemáticos.

Nota-se, ainda, no setor NE deste mapa, que os eixos destas mesmas elipses mostram uma pequena variação, indicando neste setor transporte para NNE. Este aspecto é melhor evidenciado no mapa estrutural (anexo), quando se observa as Lm.

Figura 3.20 - Mapa cinemático simplificado de orientação do eixo X das elipses de deformação deduzidas a partir das lineações de estiramento mineral (Lm).

IV - ORGANIZAÇÃO ESTRUTURAL

4.1- INTRODUÇÃO

Na área estudada predominam estruturas relacionadas à deformação não coaxial, embora sejam também encontradas estruturas atribuídas à deformação coaxial. Dentre estas estruturas, destaca-se uma foliação muito pronunciada de penetratividade regional que contém em geral uma lineação de estiramento mineral (Lm) predominantemente do tipo "dip". Em alguns casos, esta Lm é tão acentuada que a rocha adquire uma trama linear (tectonito tipo-L).

Foram distinguidas três tipos de foliações: xistosidade, bandamento gnáissico e uma foliação milonítica. Estas duas últimas foliações ocorrem como estruturas subparalelas.

As rochas da região mostram-se, em mapa, com estruturas lenticularizadas, delimitadas por zonas com foliação mais forte. Tais estruturas possuem uma disposição alongada NE-SW, descrevendo ao longo da área um arco suave com concavidade voltada para SE.

Falhas tardias presentes na área, principalmente segundo a orientação N130 e, subordinadamente, N30, subverticais, segmentam esta faixa metamórfica, sendo registrados rejeitos centimétricos a métricos. Tais falhas condicionam também as bacias sedimentares, pertencentes à Antefossa Camaquã (Fragoso Cesar, 1991), que delimitam à noroeste e sudeste a área mapeada.

A análise das relações estruturais de rochas metamórficas em cinturões orogênicos tem sido motivo de recentes debates, principalmente sobre o emprego de novos métodos no estudo destes cinturões e de suas relações com a história da deformação. No contexto da deformação dúctil, heterogênea, não coaxial, as transformações mineralógicas e volumétricas têm sido compreendidas apenas recentemente. Portanto, o estudo da deformação da forma como vinha sendo feito sofreu várias modificações, como por exemplo a influência da composição da rocha nas transformações físico-químicas, o papel do comportamento diferenciado dos minerais (e.g. quartzo e feldspatos) no curso da deformação, dentre outros.

Com relação à história deformacional de cinturões dobrados, muitos autores postulam, a exemplo do que assinala Roberts (1977, p.158), "... que a direção de estiramento (mineral) em um cinturão orogênico é muito uniforme em sua atitude, caindo suavemente dentro dos planos de clivagem e a alto ângulo em relação ao "trend" regional. A progressão da deformação leva a rotação de eixos das dobras...".

Entretanto, outros autores têm reconhecido que a lineação de estiramento mineral dispõe-se paralela à direção regional destes cinturões e, em consequência disso, propõem explicações alternativas (e.g. Ridley, 1986; Vauchez & Brunel, 1988; Fernandes et al., 1992).

Por outro lado, sabe-se que quando a deformação não é muito intensa há uma certa independência entre os eixos do elipsóide de deformação e os eixos de simetria do dobramento. Contudo, como mostrado por Guitard (1970), esta independência tende a desaparecer com a profundidade nos cinturões mais deformados. Neste sentido, convém salientar que os modelos cinemáticos de cinturões dobrados foram desenvolvidos inicialmente, em grande parte, a partir de cadeias de montanhas modernas, onde predominam exposições ainda da supraestrutura, embora isto não seja exclusivo, e que os efeitos do metamorfismo são ainda brandos. Contudo, na medida em que se trabalha em cinturões onde as exposições são em grande parte da infraestrutura, as consequências das condições mais enérgicas de metamorfismo influenciam decisivamente nas mudanças físico-químicas em que se processa a deformação, sobretudo quando o mecanismo atuante é o da deformação dúctil.

4.2 - MACROESTRUTURAS

As feições macroestruturais foram analisadas inicialmente a partir de fotografias aéreas (escala aproximada de 1:60.000) com apoio de estereoscópio de espelho. Nesta escala, as litologias quartzosas se destacam na topografia, exibindo alinhamento de serras na direção NE-SW, concordante com a foliação principal, e com a estruturação geral da região, assim como os lineamentos

principais da área. Além disso, destacam-se nas fotos sistemas de juntas com direção NW.

Outra feição, em escala kilométrica, que também chama atenção na área são estruturas lineares curvadas, formando um arco em mapa. Nota-se, também, uma persistência da foliação, caindo sistematicamente para sul.

Observa-se que esta foliação principal apresenta-se com mergulho ligeiramente superior na porção norte da área, com valores ao redor de 50° , enquanto na porção sul estes valores são em torno de 40° , conforme pode ser ilustrado no mapa das estruturas em anexo. Neste mapa observa-se que a foliação, que é de natureza milonítica, permanece praticamente constante na sua direção, o que já não ocorre com a lineação. Esta última, mostra direção S-SE, na parte sul da área, SW na parte central e NE na parte norte. Nas figuras 4.1, 4.2, 4.3 e 4.4 são apresentados estereogramas relativos às foliações miloníticas e lineações, respectivamente, dos domínios norte, central e sul, enquanto nas figuras 4.5, 4.6 e 4.7 estão sintetizados os dados para toda a área mapeada.

4.2.1- ANÁLISE GEOMETRICA

A análise geométrica foi conduzida através da separação da área em domínios homogêneos, seguindo-se a conceituação de Turner & Weiss (1963) e Hobbs et al. (1976).

A área abrangida pelo trabalho foi subdividida em três domínios principais, referidos respectivamente como domínios norte, central e sul (ver mapa de estruturas anexo). A separação destes domínios foi efetuada com base nas mudanças das orientações das estruturas geradas principalmente pela fase Fn, representadas pela foliação principal (S_n) e pela lineação de estiramento mineral (L_m).

DOMINIO NORTE

Este domínio localiza-se na porção nordeste da área. A foliação principal possui direção geral em torno de NE e as lineações repartem-se nos quadrantes SW e NE (figs. 4.1a e 4.1b).

Na figura 4.1a o diagrama de frequência (gerado em programa QUICKPLOT) mostra que a distribuição das foliações miloníticas concentra-se principalmente no quadrante NW.

O máximo estatístico deste diagrama é compatível com uma orientação para foliação principal (S_n), neste domínio, de N35/50SE.

Além disso, a disposição das curvas de isofrequência neste diagrama permite traçar duas guirlandas, cujos pólos correspondem aos eixos geométricos tardios, B_{n+1} e B_{n+2} , cujas atitudes são respectivamente, S75W/35 e S/35.

A relação geométrica obtida neste diagrama para as fases tardias (D_{n+1} e D_{n+2}), mostra um valor angular (ALFA) entre os dois eixos em torno de 80° , o qual é compatível com o modelo de interferência do tipo 1, de domos e bacias, de Ramsay (1967).

No diagrama da figura 4.1b, acham-se representadas as medidas das L_m . Nota-se que elas se repartem nos setores NE e SW, com valores de caimento baixos. Esta repartição pode ser atribuída ao efeito da fase D_{n+2} , ou mesmo a variações anteriores da própria foliação S_n .

DOMINIO CENTRAL

O diagrama de frequência da figura 4.2a mostra a distribuição das foliações miloníticas para este domínio. Nota-se um predomínio da concentração dos pólos da S_n no quadrante NW, com valores de mergulho indo de baixos a moderados, até altos.

O máximo estatístico deste diagrama é compatível com uma orientação para foliação S_n , neste domínio, de N48/55.

A disposição das curvas de isofrequência permite traçar duas guirlandas, uma com orientação NW-SE e outra com orientação próxima de N-S. A primeira corresponde a fase D_{n+1} e a segunda a

fase Dn+2. Os eixos geométricos relativos a estas fases, Bn+1 e Bn+2, possuem, respectivamente as atitudes S35W/23° e S85E/42°.

A relação geométrica obtida neste diagrama para as fases tardias (Dn+1 e Dn+2) (fig. 4.2a), mostra que o valor angular (ALFA) entre os dois eixos é de aproximadamente 90°, o qual é igualmente compatível com o modelo de interferência do tipo 1, de domos e bacias, de Ramsay (op. cit.), discutido para o domínio norte.

Figura 4.1- (a) Diagrama de isofrequência relativo à foliação S_n (máx. em N35/50°SE)(contornos com 1,2,4 e 6%); (b) Diagrama de isofrequência de lineações de estiramento mineral, em litologias do domínio norte (contornos com 1,3,6,9 e 12%).

No diagrama da figura 4.2b acham-se representadas as medidas das Lm. Nota-se uma concentração das mesmas nos quadrantes SE e SW do diagrama, com os valores máximos em torno de S05E/40. A concentração no quadrante SW pode ser devida a rotação induzida pela fase Fn, enquanto a disposição destas lineações no quadrante NE pode ser atribuída ao efeito do redobramento da fase Dn+2.

Figura 4.2- (a) Diagrama de isofrequência de foliações Sn no domínio central (curvas com 1,2,4 e 8%, (b) diagrama de isofrequência relativo à lineações de estiramento mineral neste mesmo domínio (curvas com 1,4,8 e 16%).

(a)

Sn

n=121

• Bn+1

▼ Bn+2

(b)

Lm

n=42

DOMINIO SUL

Este domínio está localizado a sul da vila de Torrinhas e é caracterizado por um arranjo das foliações semelhante ao do domínio central e com as lineações concentradas principalmente no quadrante SE

Na figura 4.3a, o diagrama de frequência mostra que a distribuição das foliações miloníticas se concentra principalmente no quadrante NW.

O máximo estatístico deste diagrama é compatível com uma orientação para a foliação principal S_n , neste domínio, de N52/46. São utilizados os mesmos dados da figura anterior para situar esta distribuição no diagrama de Woodcock (1977). Este diagrama é usado para classificar a distribuição dos pólos das estruturas planares em categorias de concentrações, as quais podem ocorrer sob a forma de nuvens ou de guirlandas. Neste diagrama os dados plotam no domínio correspondente a categoria de nuvens, com o parâmetro $K=1,36$ e $C=2,14$. Estes parâmetros, embora traduzam uma distribuição na forma de nuvem, situam-se próximos ao limite do campo de guirlandas. Deste modo, a guirlanda construída contendo os autovetores é aproximada, visto que as análises no diagrama de Flinn modificado (Fig 4.3b) apontam para uma distribuição sob a forma de nuvem.

Neste domínio, a disposição das curvas de isofrequência permite traçar uma guirlanda, cujo pólo corresponde ao eixo geométrico tardio, E_{n+1} , de atitude S10W/35.

No diagrama da figura 4.4a acham-se representadas as medidas das L_m . Nota-se uma concentração destas lineações principalmente nos setores SE e SW do diagrama, com valores máximos ao redor de S05E/35.

CONJUNTO DOS DOMINIOS

A figura 4.5a contém a maior parte das foliações S_n da área mapeada. O diagrama de frequência mostra que os pólos destas foliações dispõem-se notadamente no quadrante NW.

O diagrama de Woodcock (1977) (fig. 4.5b), contendo os dados da figura anterior, definem mais uma vez a categoria de nuvem, com os seguintes parâmetros: $K=1,86$ e $C=1,94$. Os autovetores

calculados mostram a seguinte orientação: (a) 333/47; (b) 94/25 e (c) 201/32.

Na figura 4.6a estão representadas em diagrama de frequência as L_m para toda a área. Observa-se uma maior concentração das medidas na parte sul do diagrama, com a concentração máxima situada no setor SSE e mínima nos quadrantes SW e NE.

Na figura 4.6b nota-se que, da mesma forma que as foliações examinadas na figura anterior, as lineações caem no domínio correspondente a categoria de nuvens, com autovetores apresentando as seguintes orientações: (a) 182/31; (b) 73/29 e (c) 309/45. Os parâmetros K e C são, respectivamente, 1,41 e 2,36.

A figura 4.7 sintetiza os dados dos diagramas de isofrequência anteriores (figs. 4.5a e 4.6a). Nela o traçado de um plano normal ao máximo estatístico dos pólos das foliações passa muito próximo ao máximo estatístico (ver fig. 4.5a) das lineações (S05E/35), mostrando que elas, do ponto de vista estatístico são lineações do tipo "dip".

♣ B_{n+1} construído $n=238$

(a)

(b)

Figura 4.3- Diagrama de isofrequência, em (a) foliações miloníticas das litologias na região sul (contornos com 1,2,6 e 8%); em (b) diagrama de Woodcock para esta distribuição, com $K=1,36$ e $C=2,14$.

(a)

(b)

Figura 4.4 - (a) Diagrama de frequência de lineações de estiramento para o domínio sul, $n=156$, contornos de 1,3,6,9,12%. (b) Diagrama de Woodcock para esta distribuição, com $K=4,35$ e $C=2,58$.

(a)

(b)

Figura 4.5 - (a) Diagrama de frequência de foliações, de xistosidade e milonítica para toda área mapeada, $n=428$, contornos de 1,2,4 e 6%. (b) Diagrama de Woodcock para esta distribuição, com $K=1,86$ e $C=1,94$.

Figura 4.6 - (a) Diagrama de frequência de lineações de estiramento para toda área mapeada, $n=229$, contornos de 1,3,6,9,12%. (b) Diagrama de Woodcock para esta distribuição, com $K=1,41$ e $C=2,36$.

Figura 4.7 - Projeção de pólos de foliações principais, sua média geral (N63/37) e o plano relativo a esta. Média geral das lineações de estiramento mineral, S5E/35. Autovetores (1,2,e 3) relativos à distribuição das foliações.

4.3- MESOESTRUTURAS

As estruturas geradas nesta escala, podem ser reunidas em dois grupos principais: (1) grupo da fase F_n , que engloba estruturas geradas durante a fase principal de deformação e (2) o grupo posterior, que reúne as estruturas formadas durante as fases F_{n+1} e F_{n+2} . Estas estruturas afetam o grupo anterior e resultam por superposição ($F_{n+2} \times F_{n+1}$) um padrão de interferência do tipo 1, de domos e bacias, de Ramsay (1967), conforme já assinalado anteriormente na região de Santana da Boa Vista por Machado et al. (1987).

4.3.1- ANALISE GEOMETRICA

A análise geométrica das estruturas geradas nesta escala foi realizada tratando-se os dados de afloramento, em diagramas do tipo Schmidt-Lambert e também com a utilização de "softwares", onde procurou-se definir estatisticamente as distribuições de estruturas planares e lineares no diagrama de Woodcock (1977). São também apresentadas figuras e fotos, para uma melhor visualização das estruturas nesta escala.

Os gnaisses apresentam estruturas pré F_n , como um bandamento composicional diferenciado, padrões de redobramentos complexos, como mostrado na figura 4.8. Em alguns locais eles acham-se migmatizados, como a norte da área (pt. 155).

A fase F_n foi responsável pelo desenvolvimento de uma foliação milonítica muito pronunciada, juntamente com uma clivagem contínua grossa. Ainda durante esta fase foram geradas dobras de perfis cerrados a isoclinais, anisópacas, com espessamento de charneira, evoluindo, em regime de deformação progressiva, com a superposição de dobramento isoclinal recumbente (que aparece muito claramente em litologias menos competentes e é observado em escala métrica e centimétrica). As características de estilo estrutural extremamente semelhantes, na escala de afloramento, sugerem que estas duas gerações de estruturas ocorreram em nível estrutural e condições metamórficas idênticas, e provavelmente com intervalo de tempo

pequeno, razão pela qual foram aqui incluídas num esquema de deformação progressiva. Estas estruturas são passíveis de serem separadas em campo quando observadas superpostas num mesmo afloramento, tornando-se muito difícil esta separação quando ocorrem em afloramentos separados.

A morfologia das dobras desta fase caracteriza-se também pelo adelgaçamento frequente dos flancos inferiores, os quais são muitas vezes rompidos (figura 4.9A e 4.9B). Aparecem também dobras intrafoliais centimétricas (fig 4.9C) que, com frequência, apresentam rotação de eixos, como mostra a figura 4.10. São ainda registradas dobras transpostas (fig. 4.11).

Fig. 4.8 - Gnaisses da unidade inferior na porção norte da área (pt 155), mostrando padrão de interferência do tipo 3, de Ramsay (1967).

Fig. 4.9- (A) dobramento isoclinal recumbente com arqueamento da superfície axial e rompimento do flanco inferior, em quartzo-sericita filonitos. (B) dobra fechada/cerrada, com mudança de estilo no mesmo afloramento, em granitos róseos, próximo ao contato com a bacia do Arroio Boici, parte central da área (Pt. 354). (C) dobra isoclinal recumbente contida na foliação, em meta-margas da pedreira do "Dudu" (pt. 360). O pontilhado representa bandas quartzosas.

A disposição das curvas de isofrequência permite traçar uma guirlanda, onde os eixos construído e medido apresentam uma boa correlação geométrica (ver 4.12).

No diagrama da figura 4.10a, acham-se representadas as medidas de eixos de dobra da fase Fn. Nota-se uma dispersão dos eixos nos setores SE e SW do diagrama. Esta dispersão pode ser atribuída ao próprio efeito da fase Fn, com rotação simultânea dos eixos durante a mesma fase de deformação, levando-os a se paralelizar à direção do transporte tectônico. A superfície axial medida cai na extremidade W do plano AC de simetria da dobra, junto com a máxima concentração de pólos da superfície dobrada Sn, o que é consistente com a geometria de uma foliação plano-axial desta fase.

Figura 4.10- (A) Diagrama de isofrequência de eixos de dobra da fase Fn. (B) Flancos da mesma dobra. Rochas da unidade inferior, da porção sul da área. A figura (C) é uma representação da dobra, realizada em ACAD, com base em medidas de campo e com auxílio de fotografia. (D) estereograma da mesma dobra.

Figura 4.11 - Dobras isoclinais transpostas em meta-margas.
Porção sul da área.

O estereograma da fig. 4.12 exemplifica também a geometria da fase F_n . Nota-se neste estereograma, que embora os pólos da superfície dobrada exibam uma certa dispersão, é possível o ajuste de uma guirlanda que sugere um dobramento aproximadamente cilíndrico. O eixo β construído desta dobra coincide geometricamente com os eixos medidos, com disposição situada no setor SSE. Os caimentos destes eixos são de suaves a moderados.

A dispersão dos pólos da superfície dobrada pode ser atribuída tanto a irregularidades anteriores desta superfície, quanto ao efeito produzido pela superposição das fases F_{n+1} e F_{n+2} . A disposição dos pólos da superfície axial, na posição

mediana da guirlanda, indica que a dobra é inversa com caimento ou reclinada. Neste mesmo estereograma observa-se que as Lm e demais estruturas lineares dispõem-se subparalelas. Como estas dobras são supostamente geradas num regime de deformação progressivo, elas vão sendo posteriormente redobradas. Nesta mesma fase também foram geradas dobras reclinadas com perfis cerrados e ápices espessados (figura 4.13).

Fig. 4.12 - Dobramento aproximadamente cilíndrico relacionado à fase Fn, em granitos ultramiloníticos e quartzo-milonitos da porção sul da área.

Figura 4.13 - Dobras reclinadas cerradas, decimétricas, em granitóides da parte sul da área.

A instalação do par de foliações miloníticas "S-C" é considerado como associado à fase (Fn), bem como estruturas do tipo "rods", "boudins", e, principalmente, estruturas lineares penetrativas como eixos de dobras, lineação de intersecção (entre as superfícies miloníticas "S" e "C" ou da clivagem e as superfícies anteriores), de estiramento mineral (eixo X da elipse de deformação), que é considerada como a principal estrutura marcadora da direção de transporte tectônico (genericamente de SSE para NNW). A atitude da foliação S_n e da L_m , relacionadas à esta fase, juntamente com indicadores cinemáticos de rotação, em escala de afloramento, permitem reconstituir o quadro cinemático da deformação, com a seguinte geometria: plano XY de achatamento com direção NE e mergulho baixo/moderado para SE (com eixo menor Z, perpendicular); eixo de máximo estiramento, eixo X, com direção SSE-NNW, tendo o eixo Y perpendicular ao mesmo.

A figura 4.14 ilustra o tipo de imbricamento tectônico, em escala decamétrica, relacionado à fase Fn, com a geração de estruturas do tipo "horse", que sugerem estruturas em escala maior, do tipo "duplex". A orientação da superfície axial desta fase é, em geral, NE-SW, com caimento suave para sul.

Figura 4.14 - Estrutura do tipo "horse", em quartzo-milonitos (lentes claras) e xistos finos (lentes mais escuras), representativa da estruturação da região. Estrada Torrinhas - Santana da Boa Vista, parte norte da região. A foliação do afloramento é N80/40SE .

As estruturas da fase Fn são afetadas pela fase Fn+1, de um nível estrutural mais raso, que foi responsável pela geração de uma clivagem de crenulação, principalmente nos níveis metapelíticos. Desenvolvem-se, ainda (fig. 4.15) dobras em escala métrica, com perfis apertados.

Na figura 4.15, relativa a um afloramento do domínio central (pt. 394), o diagrama de frequência mostra distribuição dos pólos da xistosidade com máximos estatísticos no quadrante NE. A disposição das curvas de isofrequência permitem traçar uma guirlanda cujo eixo construído (S26W/65) mostra um bom ajuste geométrico com os eixos medidos, com orientação da superfície axial aproximadamente NE-SW, correspondente a fase Fn+1. A projeção ciclográfica da superfície axial passa pelo máximo estatístico da dobra e tem seu pólo contido no plano AC de simetria da superfície dobrada, o que confirma geometricamente esta superfície.

A foliação Sn foi afetada por dobras Dn+1, apertadas a suaves, isópacas, com superfícies axiais subverticais a

inclinadas, podendo em alguns casos apresentar charneiras agudas, em forma de cúspide (fig. 4.16), com direção axial subparalela a da fase anterior. No estereograma da figura 4.17a, correspondente à dobra da fig. 4.16, os pólos da superfície dobrada (S_n), apesar de mostrarem uma certa dispersão, definem uma guirlanda cujo pólo corresponde ao eixo B_{n+1} construído, com atitude $N30E/12^\circ$. No diagrama de Woodcock (fig 4.17b), os parâmetros k e C com valores respectivos de 0,25 e 2,33, permitem classificar este tipo de distribuição na categoria de guirlanda, com um segmento de dobra aproximadamente cilíndrico. Os eixos cinemáticos calculados apresentam as seguintes orientações: $a=180/78$, $b=30/12$ e $c=296/5$.

Encerrando os dobramentos na região, foram geradas dobras, da fase F_{n+2} , em escala métrica à decamétrica com perfis suaves (fig. 4.18) e superfícies axiais verticalizadas. Estas dobras têm direções ortogonais às dobras da fase anterior (F_{n+1}), conforme ilustrado em vários diagramas, resultando assim um padrão de interferência do tipo 1 de Ramsay (1967).

Figura 4.15 - Em (a), dobra cerrada em quartzo-muscovita-xistos, a leste de Torrinhãs (pt. 394). Em (b), diagrama de frequência correspondente, com a superfície axial representada pelo grande círculo (contornos com 1,2,4,6,8 e 10%).

Figura 4.16- Corte de estrada em rochas cálcio-silicáticas miloníticas em contato por falha com xistos finos (avermelhados) (canto W do corte), sendo afetados por dobras abertas com superfícies axiais empinadas e com charneiras em cúspide, relacionadas à fase F_{n+1} (estrada de Torrinhas à BR 393, pt. 41).

Figura 4.17 - (a) Diagrama de frequência para xistosidade, mostrando dobramento com tendência cilíndrica relacionado da fase F_{n+1} ($B_{n+1} = N30E/12$), em xistos da parte sul da área (contornos de 1,2,4,6,8 e 10%). (b) Diagrama de Woodcok definindo uma disposição em guirlanda para os dados da figura ao lado.

Figura 4.18 - Dobras abertas com superfícies axiais verticalizadas em quarto-milonitos, relacionadas à fases tardia (F_{n+2}) (pt. 490).

As rochas da região foram também submetidas à processos de deformação rúptil, relacionados à fase F_{n+2} , com geração de falhas e fraturas, de direção geral N30 e N130, que seccionam as unidades da região em blocos e dão a configuração atual dos metamorfitos. Na figura 4.19a estão ilustrados sistemas conjugados de juntas com dobras de arrasto associadas. A figura 4.19b ilustra uma zona de cisalhamento dextral desta fase, com geração de estruturas do tipo "tension gashes".

Figura 4.19 - Em (A), sistema de falhas e juntas associados às fases tardias, em condições rúpteis/dúcteis, com dobras de arrasto em leuco-granitos foliados (pt.352). Em (B), estruturas do tipo "tension gashes" em tonalitos (Pt.354).

Na figura 4.20 acham-se representadas estas estruturas, em estereograma e bloco diagrama. No diagrama da figura 4.20b nota-se dois sistemas de juntas, um de baixo ângulo e outro de alto ângulo. Aquele com direção 170/40SW e 65/40NW e este com direções N30 e N130 e mergulhos subverticais, o último com indicação de movimento dextral, correspondente ao par antitético do sistema principal de direção N30/subvertical. Este sistema relaciona-se aos falhamentos da região que condicionaram a evolução da Bacia do Vale do Arroio Boici (Sayeg, 1993), a sudeste da área mapeada.

Figura 4.20 - Bloco diagrama (a) e diagrama de frequência (b) ilustrando sistemas de juntas (pt. 403), próximo a falha de Torrinhos (contornos de 1,3,6,9 e 12%)

4.4- MICROESTRUTURAS

Uma grande variedade de microestruturas foi desenvolvida durante os processos deformacionais associados a fase Fn. São

registradas estruturas como clivagem contínua grossa (fig. 4.21), foliações miloníticas do tipo "S" e "C", dobramentos isoclinais (fig 4.22), estruturas helicíticas em granadas (fig 4.23), bandas de cisalhamento ("shear bands"), mica "fish" (fig. 3.18) e ápices de dobras espessados, com segregação de quartzo (fig. 3.2). São frequentes também "ribbons" de quartzo, onde destacam-se grãos fortemente deformados, recrystalizados, por vezes recuperados, e na maioria das vezes com extinção ondulante (fig 4.24).

O comportamento diferenciado dos minerais durante a deformação poupou, muitas vezes, feldspatos e granadas, enquanto a matriz rica em quartzo foi totalmente recrystalizada, conforme pode ser observado na fotomicrografia da figura 4.25 (amostra submetida à colorimetria seletiva). Estes minerais de comportamento rígido são importantes marcadores da deformação, pois além de preservarem estruturas de rotação, registram também os mecanismos envolvidos, como ilustra a figura 4.26, onde se observa deformação rúptil-dúctil em cristais de plagioclásio.

Figura 4.21 - Clivagem contínua grossa em biotita-xistos (Pt.81). Nota-se o padrão anastomosado de bandas quartzosas e filossilicáticas diferenciadas e estruturas do tipo "mica fish".

Figura 4.22- Dobra isoclinal (F_n) com charneira espessada afetada por dobramento posterior (F_{n+1}) em muscovita-xistos (amostra RT 74)

Figura 4.23- Porfiroblasto rotacionado de cristal de granada onde se observam "trilhas" de quartzo da parte interna ao cristal. Nota-se, também, o desenvolvimento de quartzo na zona de sombra de pressão (dextral), amostra FT 360.

1 mm

(a)

0,25 mm

(b)

Figura 4.24- Granito milonítico com bandas centimétricas de quartzo recristalizado, com lamelas oblíquas à foliação, e bandas ricas em plagioclásio deformado rúptilmente. Bandas milimétricas de agregados de plagioclásio parcialmente alterados (geminados), boudinados, sendo circundados por leitos de quartzo recristalizados (esbranquiçados). Em (b), detalhe da fotomicrografia anterior, mostrando o limite entre as duas bandas, destacando-se os contatos suturados entre os grãos de quartzo (amostra AB20-c).

(a)

(b)

Figura 4.25- Bandas diferenciadas de quartzo (branco), feldspato alcalino (amarelado) e plagioclásio (cinza claro) em granitos submetidos à coloração seletiva. Em (a) com luz polarizada e em (b) com nicóis cruzados. Nota-se no canto inferior da fotomicrografia lamelas de quartzo recristalizado com extinção oblíqua à foliação principal (amostra FAC-155).

Fig 4.26- Cristal de plagioclásio (maclado) deformado de forma dúctil-rúptil, em granito com matriz quartzo-feldspática (amostra FT-369).

A fase Fn+1 foi responsável pelo desenvolvimento de uma clivagem de crenulação grossa (fig. 4.27 e 4.28) nos níveis metapelíticos (xistos), juntamente com dobras cerradas (fig. 4.29 e 4.30).

As estruturas rúpteis desenvolvidas posteriormente são falhas (foto 4.31), juntas e fraturas preenchidas.

Figura 4.27 - Clivagem de crenulação grossa em muscovita-xistos (Pt.510).

Fig 4.28- Dobra isoclinal com bandas de quartzo (canto inferior esquerdo), gerando uma clivagem de crenulação zonal (amostra FSV-393).

Figura 4.29 - Fotomicrografia de dobra apertada/isoclinal em leitos granadíferos de granada-muscovita-xistos do Pt.393.

Figura 4.30- Dobras apertadas/isoclinais em muscovita-xistos, com muscovita (M1) em (a). Em (b), sendo deformada por dobras apertadas (M2). Em (c) ocorre muscovita sem deformação (M3). No canto superior direito há o desenvolvimento de clivagem de crenulação (S_{n+2}). Amostra RT-42.

Figura 4.31 - Fotomicrografia da foliação milonítica a partir de granitos. Nota-se uma falha preenchida por quartzo.

4.4.4 - CORRELAÇÃO DAS ESTRUTURAS NAS DIFERENTES ESCALAS

As estruturas da fase Fn, que ocorrem na escala de afloramento como dobras deitadas, com frequentes rompimentos dos flancos inversos, são também observadas em amostras de escalas de mão e de microscópio, demonstrando assim que a correlação se dá pelo menos nestas diferentes escalas (ver quadro de evolução metamórfico-deformacional e fig. 4.32). Esta geometria se torna bem evidente quando há grande contraste de competência entre bandas de composições distintas. É interessante notar que o espessamento de charneira das dobras desta fase relaciona-se, entre outros processos, com a migração de quartzo para estas zonas, as quais são regiões de menor pressão. Isto foi observado em bandas diferenciadas de quartzo, de feldspato alcalino e de plagioclásio, em granitóides ultramiloníticos, devido ao realce propiciado pela coloração seletiva dos feldspatos.

O padrão anastomosado das foliações miloníticas, que é

realçado pelo arranjo de minerais de baixo e médio graus metamórfico, é visível em amostras de escala de mão, microscópica e de afloramento. A lineação de estiramento mineral presente na maioria dos litotipos é realçada ao microscópio, quando se efetuam cortes paralelos a mesma. Notam-se estruturas como fitas de quartzo, agregados de minerais, incluindo também feldspatos estirados, dentre outros, os quais conferem à rocha uma trama plano-linear. Esta lineação na escala de mapa, a norte de Torrinhas, mostra uma forte inflexão, fato este que não ocorre com a foliação.

DEFORMAÇÃO	LINEAÇÕES E FOLIAÇÕES	METAMORFISMO	FEIÇÕES PRINCIPAIS
Fn	SS Sn (SC Li Ln (Ln	Metamorfismo de grau médio/fraco Assoc. Met. Qz +Ms Bt+Sil+Gr+St Qz+Ms+Bt (fraco) +Cl M1	Zonas de cisalhamento dúcteis, de baixo ângulo, padrão anastomosado da foliação, dobras isoclinais, lineações de estiramento, intersecção, rotação de eixos de dobras. Regime compressional com componente sinistral.
Fn+1	Sn+1 Li+1	Metamorfismo de grau fraco, dinâmico Assoc. Met: Qz+Ms +Cl+Gr+Tr M2	Continuação do regime compressivo anterior, em níveis mais rasos. Geração de dobras com perfis mais abertos e superfícies axiais subverticais. Clivagem de crenulação. Transcorrências.
Fn+2	Sn+2 Li+2	Metamorfismo de fraco grau, predominantemente estático Assoc. Met. Qz+Ms Ep+Cl M3	Geração de estruturas dobradas, com superfícies axiais subverticais, em regime rúptil. Falhas e fraturas

**QUADRO DE EVOLUÇÃO
METAMÓRFICO - DEFORMACIONAL**

Figura 4.32 - Blocos-diagrama mostrando a evolução estrutural esquemática da área.

V - MODELAGEM TECTONICA DA UNIDADE PORONGOS

5.1 - POSSIVEIS PROCESSOS ENVOLVIDOS NA DEFORMAÇÃO

A deformação impressa nas rochas da região é principalmente devido a um regime dúctil-rúptil, não coaxial, sendo que a plasticidade dos litotipos envolvidos é marcante principalmente nos xistos. O mecanismo de cisalhamento simples acha-se registrado na rotação de grãos, que juntamente com uma componente de cisalhamento puro promoveu o achatamento dos mesmos. Alguns minerais, no entanto, não sofreram praticamente deformação, comportando-se de maneira rígida, sendo apenas rotacionados no curso da deformação. Isto ocorre também com os eixos de dobras, os quais são também rotacionados e tendem a se paralelizar com as lineações de estiramento mineral (Lm).

Este paralelismo entre eixos de estruturas dobradas e Lm é reconhecido em várias regiões do mundo, por diversos autores. Coward & Potts (1983) ilustram esta situação e demonstram, matematicamente, como os campos de instabilidade favorecem a rotação de elementos lineares e resultam na reorientação sincinemática dos eixos e flancos de dobras, tendendo ao paralelismo com as Lm. Estas últimas se comportam de maneira mais "rígida", ou seja, indicam a todo momento na evolução da deformação o real sentido de transporte das estruturas.

Quando se processa o cavalgamento em rampas frontais, estes eixos tendem a uniformidade e simetria. Numa situação hipotética, por exemplo, se houvesse um cavalgamento no sentido de sul para o norte os eixos das dobras geradas teriam inicialmente direção E-W, e seriam progressivamente rotacionadas, simetricamente, para os quadrantes SE e SW até se paralelizarem à lineação de estiramento, na direção sul. No caso de uma rampa lateral, as Lm dispõem-se subparalelas à horizontal da superfície sin-deformacional. Estas duas situações não ocorrem na região do Cerro dos Porongos, ou seja, na área de mapeamento estes eixos, relacionados à fase Fn, sin-cavalgamento SSE-NNW, estão rotacionados preferencialmente para o quadrante SW, e não para o quadrante NE, como seria esperado, no caso de uma rampa frontal, sugerindo, neste caso, para a região

estudada, uma rampa oblíqua. Genericamente, esta geometria sugere uma deformação onde as tensões principais atuariam com uma compressão SSE-NNW, em uma zona de cisalhamento de direção NE-SW, de baixo ângulo. Esta compressão é compatível com uma componente de rotação sinistral.

De uma forma geral, e, em diferentes escalas, existem zonas de maior fraqueza que apresentam tendência a se deformar. Segundo Boyer & Elliot (1986), em zonas de cavalgamento ocorrem deslizamentos entre superfícies com zonas de maior deslocamento, de tal modo que a massa é transportada de forma mais rígida, numa moldura dúctil. A distribuição de tensões resulta numa configuração com geometria anastomosada em diferentes escalas, sendo muito comum encontrar-se, na escala mesoscópica, "pods" graníticos em meio à falsos xistos (e.g. granitos ultra-miloníticos) e, numa escala microscópica, os micrólitos seriam correspondentes a estes "pods", ou seja, zonas de baixa (ou nenhuma) deformação delimitadas por regiões mais deformadas. (Na região do Cerro dos Porongos encontram-se estas rochas miloníticas, derivadas de granitos, associadas à uma sequência metassedimentar também milonitizada, o que dificulta a sua separação em campo e mesmo em lâminas delgadas.

Um tipo particular de cavalgamento é sugerido para explicar a origem destes imbricamentos encontrados na região estudada. A associação de rochas metamórficas de um ambiente de uma plataforma carbonática estável, com granitos e gnaisses, possibilitaria a instalação de uma falha do tipo "detachment", que se instalaria em zonas onde o contraste mecânico entre rochas granito-gnáissicas e sedimentares é alto. Segundo Hatcher Jr. (1991), o "lençol" cristalino, o qual corresponde no processo de cavalgamento numa plataforma essencialmente "encharcada" de água, estaria submetido à pressões de fluidos, devido a temperaturas mais elevadas, que possibilitaria o surgimento de uma estrutura em domo deste lençol (fig. 5.1). A região do Cerro dos Porongos provavelmente esteve sujeita à deformações desta natureza, pois se observa um sistema de cavalgamentos onde uma unidade granítico-gnáissica (o "lençol cristalino") recobre uma unidade metassedimentar (a "plataforma").

A segregação de quartzo associada à outras transformações mineralógicas, que é frequente na área mapeada, foi fortemente induzida por aporte de água no sistema, dificultando desta forma a caracterização dos protólitos das rochas miloníticas. O estudo deste fenômeno em regiões como a janela de Tauern, na Austria, mostrou que rochas granodioríticas foram transformadas em xistos aluminosos, como apontado por Silverstone et al. (1991). Este trabalho é utilizado aqui no sentido de apontar esta possibilidade, de geração expressiva de quartzo-milonitos, através da significativa segregação mineralógica em zonas de cisalhamento. Na figura 5.3 são mostrados os cálculos de balanço de massa e as transformações mineralógicas mais importantes em zonas de cisalhamento envolvendo rochas graníticas, que parecem ser análogas a da área mapeada. Além disso, salienta-se que o significativo empobrecimento em sílica neste processo, em relação a outros elementos, possibilita a geração de xistos aluminosos abundantes, o que também parece ter sido o caso da região do Cerro dos Porongos.

T 1822

Figura 5.1 - Em (A), desenvolvimento de uma estratigrafia de margem passiva em crosta continental, seguido de um período de rifteamento e extensão. Durante a colisão continente-continente, o "detachment" principal se propaga da zona transicional rúptil-dúctil como um cavalgamento "cristalino", com rampas na margem sedimentar clástica rifteada e, posteriormente, nas unidades mais frágeis da assembléia clástico-carbonatada basal dentro da sequência de plataforma. Em (B), a hipótese de um "duplex" interativo "subthrust". A interação progressiva do "lençol" cristalino com sua plataforma, mostrando o desenvolvimento de um primeiro cavalgamento na plataforma (esquerda), depois um "duplex" que "arqueia" o lençol cristalino (centro) e evolui para um "antiformal stack" (direita), promovendo finalmente o arqueamento do lençol cristalino (Extraído de Hatcher Jr., 1991)

Figura 5.2- (A) Principais reações químicas devido à transformações envolvendo rochas granitóides em zona de transição rúptil-dúctil. Ocorre a quebra do feldspato alcalino em mirmequita e muscovita (Simpson, 1985). (B) Reações deste tipo, em maior escala mostrariam forte empobrecimento em sílica na zona de cisalhamento (Silverstone et al., 1991). Em (C) esquema de uma zona de cisalhamento da rocha transformada. As linhas contínuas indicam a abundância do mineral, as tracejadas quando o mesmo ocorre em quantidades menores; as pontilhada-tracejada quando o mineral é extremamente raro. (Extraído de Silverstone et al., 1991).

plagioclásio quartzo
mais sódico

mirmequita

+ $KAl_2(Al_2Si_3)O_{10}(OH)_2$
+ muscovita

100 g de gnaiss da zona Ia - 10,7 g SiO₂ - 1,0 g Al₂O₃
 - 0,06 g TiO₂ - 0,58 g CaO - 1,92 g Na₂O
 + 4,40 g Fe₂O₃ + 0,67 g MgO
 + 0,08 K₂O = 91,5 g xistos da zona IIa

100 g de gnaiss da zona I - 44,9 g SiO₂ - 0,45 g Al₂O₃
 - 0,02 g TiO₂ - 1,51 g CaO - 2,13 g Na₂O
 - 0,08 g + 4,06 g Fe₂O₃
 + 3,58 g + 2,43 g K₂O = 43 g xistos da zona III

100 g de gnaiss da zona I - 53,2 g SiO₂ - 1,80 g Al₂O₃
 - 0,02 g TiO₂ - 1,31 g CaO - 0,58 g K₂O - 2,37 g Na₂O
 + 5,91 g Fe₂O₃ + 4,69 g MgO + 0,04 P₂O₅
 = 52,4 g xistos da zona IV

5.2 - MODELOS

A grande variedade de litológica de rochas do terreno Serra das Encantadas, incluindo os próprios Gnaisses Encantadas e escamas tectônicas associadas, assim como os granitóides miloníticos respondem em grande parte pela dificuldade nas interpretações geotectônicas.

As grandes zonas de deslizamento provavelmente se instalaram a partir do rompimento de flancos curtos das dobras. Estas zonas, anastomosadas na região, foram desenvolvidas, teoricamente, na interface de litologias de marcada diferença de competência, ou ainda em litologias como nas rochas meta-pelíticas e demais metassedimentos associados.

A análise em maior escala da estruturação desta unidade aponta para uma estruturação em sistemas de cavalgamentos do tipo "duplex" e de leques imbricados envolvendo gnaisses, granitos e metassedimentos, e não como de "fold nappes", conforme postulado em trabalhos de Machado et al. (1987) e Fragoso César et al. (1990), sendo mais compatível com cavalgamentos associados a uma "detachment fault", como recentemente sugerido por Mello & Machado (1992).

Os modelos tectônicos concebidos até o momento para a unidade Porongos não levaram em consideração estes aspectos de geometria de zonas de cavalgamentos do tipo leques imbricados e "duplex", mas frequentemente de nappes. Este modelo de sistema de cavalgamento é comparável aos modelos descritos para o desenvolvimento da província Greenville, do Cinturão Damara, e também de certas regiões dobradas, como as do Grupo Açungui, estruturado igualmente em "duplex" (Fiori, 1991).

As hipóteses levantadas neste trabalho sobre a estruturação tectônica na região podem ser assim resumidas: (1) Cavalgamentos segundo uma rampa oblíqua (fig. 5.3); (2) domeamento de um lençol cristalino, embasamento + granitóides miloníticos, sobrepostos à duplexes do Miogeoclínio Lavallega, induzido pela ação de fluidos, que superaquecidos e sob pressões elevadas atuariam de forma análoga a diápiros e (3) "duplex" do tipo "pinado", onde um alto estrutural do substrato distribuiria de forma assimétrica as tensões durante a deformação.

A hipótese (1), de um cavalgamento em uma rampa oblíqua, surge com base na interpretação dos estereogramas das estruturas planares e lineares e dos arranjos das mesmas em mapa.

Examinando-se uma primeira hipótese alternativa a esta hipótese (1), a de uma rampa frontal, os eixos das dobras geradas neste evento tenderiam a se paralelizar à Lm de uma forma aproximadamente simétrica, ou seja, a rotação se daria dentro da foliação, em giro horário e anti-horário (cf. Uhlein & Trompette, 1991), enquanto que a dispersão dos eixos de dobras no estereograma se daria em torno das concentrações das Lm, o que não ocorre na região estudada. Uma segunda alternativa à hipótese (1), que poderia ser considerada, é a de rampa lateral. Neste caso, a dificuldade é explicar a presença de uma foliação de baixo a médio ângulo, pois em rampas desta natureza a foliação é de médio a alto ângulo. Além disso, o imbricamento das unidades litoestruturais se daria sob um regime transcorrente, ou seja, as diferentes unidades estariam preferencialmente justapostas, lado a lado, e não sobrepostas. Neste sentido, a hipótese aqui levantada de uma rampa oblíqua não encontra dificuldades para explicar a assimetria da dispersão dos eixos de dobras, assim como o baixo mergulho das unidades.

Na hipótese (2), no processo de alçamento de uma rampa, as unidades inferiores (lençol cristalino) estariam mais aquecidas e, conseqüentemente, mais secas do que as unidades superiores (miogeoclíneo Lavallega), resultando com isso um contraste no comportamento deformacional e possibilitando uma estruturação diferenciada entre as unidades (estruturas em "duplex" no miogeoclíneo e domeamento do lençol cristalino), de forma semelhante àquela descrita por Hatcher (1991).

A terceira hipótese (3), ainda a ser considerada, é a de que num processo colisional a existência de saliências e reentrâncias (altos estruturais pré-existentes na bacia, por exemplo) poderiam condicionar a acomodação destas unidades no processo de cavalgamento, de forma que a estrutura em "duplex" poderia ser sujeita a um processo de "pinagem", levando a rotação em torno de um alto estrutural pré-existente.

Uma quarta hipótese, ainda a ser postulada, é de uma grande

dobra em bainha. Contudo, neste processo que é de natureza essencialmente dúctil, deveria ser esperado uma rotação generalizada dos eixos de dobras, em escala de afloramento, fato este que ocorre apenas em alguns casos. A hipótese de um cavalgamento seguido de uma transcorrência (Fernandes et al. 1992), que levaria à geração de duas lineações de estiramento mineral distintas e que se interceptariam, não encontra suporte na área estudada, devido à inexistência destes dois tipos de lineações. O que se observa nas rochas da região mapeada é a geração de uma única família de lineações, atribuídas a um mesmo evento, que apresenta distintas características geométricas em relação à foliação a ela associada, nos diferentes domínios estruturais.

Os dados considerados nesta dissertação, principalmente oriundos da cartografia de semi-detulhe das lineações, apontam para a primeira hipótese acima exposta, a qual implica numa compressão SE-NW, que teria propiciado a instalação de uma "detachment fault" com componente sinistral paralela ao cinturão, sendo então responsável pela rotação anti-horária dos eixos de dobras, gerados nesta mesma fase.

Figura 5.3 - Modelo esquemático dos elementos estruturais principais.

VI - CONCLUSÃO

Como em outros cinturões no mundo com as mesmas características, o Cinturão Dom Feliciano também exhibe em suas rochas intensa milonitização, complexos imbricamentos estruturais e diversidades de ambientes geotectônicos, aspectos estes que dificultam a compreensão de sua geologia. Contudo, com uma nova abordagem, incluindo dados isotópicos e geoquímicos, assim como estudo das regiões vizinhas menos deformadas, e, levando-se em consideração que grande parte das rochas originais da unidade dos Porongos representam, na realidade, granitos miloníticos, e não metassedimentos, poder-se-á entender melhor o contexto de evolução geológica e do ambiente geotectônico gerador destas rochas.

Os trabalhos realizados até o momento confirmam que a maior parte das rochas mapeadas como metassedimentos (arcóseos principalmente, no cinturão metamórfico Porongos) correspondem, na realidade, a granitos proto e ultramiloníticos. Esta confirmação ocorreu a partir da análise petrográfica e de microtectônica de diferentes tipos de amostras, mas cuja definição e caracterização das transformações minerais ocorridas durante o processo de deformação, assim como de seus protolitos originais, somente será possível com auxílio de dados litogeoquímicos e de química mineral que se encontram em andamento.

Outro aspecto observado na região é o empilhamento de rochas de mais alto grau metamórfico sobre rochas de mais baixo grau (mais novas), o qual ocorreu através de zonas de cisalhamento dúcteis-rúpteis de baixo ângulo, consequência de numa tectônica tangencial, que levou à geração de estruturas (em diversas escalas) do tipo leques imbricados e "duplex", em um contexto de rampa oblíqua, cujo transporte tectônico, segundo os dados até então analisados, são compatíveis com vergência para NNW, consoante ao que já havia sido exposto por Machado et al. (1987) para a região de Santana da Boa Vista.

O metamorfismo nas rochas da região, expresso nas assembléias minerais, foi caracterizado em três eventos

principais: (i) o primeiro denominado M1, alcançou o grau médio, com temperaturas entre 540°-560°C e pressões de intermediárias/baixas, (ii) o segundo, M2, em grau baixo, desestabilizou as paragêneses minerais formadas no M1 e levou à neoformação de muscovitas, juntamente com o desenvolvimento de uma clivagem de crenulação S_{n+1} , e (iii) o terceiro M3, já em condições mais brandas do que o M2, foi de natureza essencialmente estática, com neoformação de clorita e muscovita. Localmente são registrados gnaisses migmatizados, onde é intenso o processo de segregação mineralógica, que gerou bandas centimétricas diferenciadas de quartzo e feldspatos além de complexos padrões de redobramento. As transformações mineralógicas são fortemente induzidas, em toda área, pelo regime de deformação, que é de natureza rúptil-dúctil.

Três domínios estruturais são distinguidos para a região: (i) o domínio norte, compreendido entre a vila de Aberto do Cerro e o limite Norte da área mapeada, onde a foliação principal (S_n) possui mesma direção que nos demais domínios, porém com valores mais elevados de mergulho e com as L_m sendo predominantemente do tipo "strike"; (ii) o domínio central (entre a vila de Torrinhas e Aberto do Cerro), onde a foliação S_n é de médio/baixo ângulo e a L_m é intermediária, possuindo componente de "dip" e de "strike" e, (iii) o domínio sul, compreendendo o restante da área à sul, onde a foliação S_n é similar à do domínio central, porém as L_m sendo predominantemente do tipo "dip".

As estruturas precoces da área foram, em parte, obliteradas pelas deformações posteriores. Porém, estas deformações ocorreram em nível crustal mais raso e em condições mais brandas do que as da fase principal (F_n).

Foram separadas, na região, duas unidades litoestruturais maiores: uma unidade Granito-Gnáissica, composta predominantemente por granitos, diversamente deformados, com gnaisses (subordinados), por vezes migmatizados, e uma unidade metassedimentar, composta essencialmente de meta-pelitos, meta-arenitos, meta-calcários, as quais conjuntamente correspondem a uma sequência miogeoclinal.

Identificou-se três fases principais de deformação, sendo que as dobras relacionadas às duas primeiras fases orientam-se

segundo NE-SW, tendo sido geradas por esforços tangenciais, enquanto a terceira é ortogonal as duas primeiras com, de direção NW-SE, tendo sido gerada por esforços direcionais. As dobras da primeira fase (D_n) têm perfis cerrados a isoclinais, charneiras espessadas, flancos adelgaçados e rompidos, com eixos subparalelos as L_m . A superfície dobrada pela fase F_n pode representar ou uma foliação anterior à esta fase ou mesmo uma superfície gerada e dobrada nesta mesma fase por processo de deformação progressiva. A opção pela hipótese de deformação progressiva é devida ao fato de ter sido caracterizado nas duas foliações uma mesma assembléia mineral gerada nas mesmas condições de P e T.

As dobras de segunda fase (D_{n+1}) possuem perfis abertos e fechados, com orientação NE-SW e eixos de caimentos baixos. As dobras de terceira fase (D_{n+2}) possuem perfis suaves e abertos, com superfície axial subvertical, orientada na direção NW-SE. A superposição das dobras D_{n+2} sobre as dobras D_{n+1} , levou à geração de modelo de interferência do tipo 1, de Ramsay (1967), de "domos e bacias".

Importantes falhas desenvolvidas em regime de deformação rúptil, orientadas segundo a direção N30, subverticais, segmentaram esta faixa metamórfica longitudinalmente, condicionando a formação de bacias molássicas. Falhas transversais à faixa, com associação de intrusões de diques básicos, foram também registradas e acham-se relacionadas à uma tectônica transcorrente.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. (1969) - Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., Salvador, 1969. *Anais*. Salvador, SBG. v.1, p.29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. (1971) - Geochronological division of the South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 1 (1):13-21.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G. ; KAWASHITA, K. (1973) - The Precambrian evolution of the South American Craton margin South of the Amazonas river. In: NAIRN, A. E. & STEILI, F. G. (eds.). *The ocean basin and margins*. New York, Plenum. v.1, p.411-446.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. ; BRITO NEVES, B.B. (1976) The Upper Precambrian of South America. *Boletim IG-USP*, 7: 45-80. São Paulo.
- ASWEGEN, G. Van; STRYDON, D. ; COLLISTON, W. P.; PRAEKELT, H.E.; BLIGNAUT, H.J. : BOTHA, B.J.V.; MERWE, S.W.van der (1987) - The structural-stratigraphic development of part of the Namaqua metamorphic complex, South Africa - an example of Proterozoic major thrust tectonics. In: KRONER, A. (ed.). *Proterozoic lithospheric evolution*. p.207-216. (Geodynamics series, 17).
- BAILEY, E. B. (1935) - *Tectonic essays, mainly Alpine*. Oxford, Clarendon. 200p.
- BALLY, A. W. (1981) - *Thoughts on the tectonics of folded belts*. In: McCLAY, K. R. & PRICE, N. J. (eds.). *Thrust and nappe tectonics*. Oxford, Blackwell. p.13-32. (Geological Society of London, Special Publication, 9).
- BASEI, M.A.S. (1985) - *Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo, 185p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

- BATES, R. L. (1981) - *Dictionary of geological terms*. Garden City, New York, American Geological Institute. 571p.
- BARKER, A. J. (1990) - *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. New York, Blackie. 162p.
- BELL, T. H. (1981) - Foliation development - the contribution, geometry and significance of progressive, bulk, inhomogeneous shortening. *Tectonophysics*, 75 (3/4): 273-296.
- BELL, T. H. (1986) - Foliation development and refraction in metamorphic rocks: reactivation of earlier foliations and decrenulation due to shifting patterns of deformation partitioning. *Journal of metamorphic Geology*, 4 (4): 421-444.
- BELL, T. H. & HAMMOND, R.L. (1984) - On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, 92 (6): 667-686.
- BELL, T. H.; RUBENACH M. J.; FLEMING, P.D. (1986)- Porphyroblast nucleation, growth and dissolution in regional metamorphic rocks as a funtion of deformation partitioning during foliation development. *Journal of metamorphic Geology*, 4 (1): 37-67.
- BELL, T. H.; JOHNSON, S.E.; DAVIS, B.; FORDE A.; HAYWARD, N. E; WILKINS C. (1992) - Porphyroblast inclusion trail orientation data: eppure non son girate!. *Journal of Metamorphic Geology*, 10 (3): 295-307.
- BERTHE, D. ; CHOKROUNE, P.; JEGOUSO, P. (1979) - Orthognaiss, mylonite, and non-coaxial deformation of granites: The example of the South America shear zone. *Journal of Structural Geology*, 1 (1): 31-42.
- BOSSI, J.; FERRANDO, L. ; ALBANEL, H. (1967) - Basamento cristalino del Sureste del Uruguay. *Boletin de la Facultad de Agronomia. Universidade de la República*, 78.

- BOUCHEZ, J.L. & BOULLIER, A. M. (1978) - Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bulletin de la Societe Géologique de France*. Serie 7, 20 (3): 253-262.
- BOULLIER, A. M. (1979) - Charriage et déformations de l'unité granulitique de Iforas au cours de l'orogénese pan-africaine. *Revue de Geologie Dynamique et de Géographie Physique*, 21 (5):377-382.
- BOYER, S. E. & ELLIOT, D., (1982) - Thrust Systems. *Bulletin of The American Association Petroleum Geologists*, 66 (9):1196-1230.
- BUTLER, R. W. H. (1982) - The terminology of structures in thrust belts. *Journal of Structural Geology*, 4 (3):230- 245.
- CARVALHO, P.F. (1932) - Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim. Serviço Geológico e Mineralógico. DNPM*, (66):19-41.
- X COOPER, M.; GARTON, M.; HOSSAK, J.R. (1983) - Balanced sections and origin of the Henaux Basse Normandie duplex, Boulonnais. *Journal of Structural Geology*, 5 (1/2):139-152.
- X COWARD, M. P. & POTTS, G. F. (1983) - Complex strains patterns developed at the frontal and lateral tips to shear zones and thrust zones. *Journal of Structural Geology*, 5(3/4):383-399.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A. ; ZUSSMAN, J. (1966) - *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longmans. 560p.
- ELLENBERGER, M. F. (1969) - *Introduction a la geologie structurale de l'Europe*. Univer. d'Orsay. 129p.

- FERNANDES, L.A.D. ; TOMMASI, A.; PORCHER, C.C. (1992)- Deformation patterns in the southern Brazilian branch of Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5 (1):77-96.
- FERRANDO, L.A. & FERNANDEZ, A.N. (1971) - Esquema Tectônico-Cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*. São Paulo, v.1, p.199-210.
- FIGUEIREDO, M.C.H.; FRAGOSO CESAR; A.R.S. ; KRONBERG, B.S. (1990) - Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. *Anais*. Natal, SBG. v.4, p.1623-1738.
- FIORI, A. P. (1991) - *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. São Paulo, 261p. (Tese de Livre Docência- Instituto de Geociências/USP).
- FLINN, D. (1962) - On folding during Three-dimensional progressive deformation. *Geological Society London Quart. Journal*. v. 118, p. 385-433.
- FLINN, D. (1978) - Construction and computation of three-dimensional progressive deformations. *Journal of Geological Society of London*. v. 135, p. 291-306.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1980) - O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Rio-Grandense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1980. *Anais* Camboriú, SBG. v.5, p.2879-3892.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1983) - *Evolução Paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução*. Porto Alegre, 103p. (Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências/UFRGS).

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1990) - Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos - In: WORKSHOP GEOQUIMICA ISOTOPICA GEOCRONOLOGICA E LITOGEOQUIMICA DAS REGIOES SUL E SUDESTE DO BRASIL, São Paulo, 1990. *Boletim de resumos*. São Paulo, SBGq/IG-USP. 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*. São Paulo, 366 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências/USP).
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SOLIANI Jr., E. ; FACCINI, U.F. (1986) - O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG. v.3, p.1322-1342.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; LAVINA, E.L.; PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F. (1984) - A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.7, p.3272-3283.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. ; GOMEZ, C. (1987) - Observações geológicas no Cinturão Dom Feliciano no Uruguai e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Resumos e Roteiros de Excursão*. Curitiba, SBG. p.49-51.
- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; MONTEIRO, R.L. ; SALLET, R. (1989) - Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sulriograndense: uma introdução ao problema. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(30):75-92.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. & SOLIANI JR., E. (1984) - Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33., Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.5, p.2426-2434.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S.; WERNICK, E. ; SOLIANI JR., E. (1982a) - Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, *Anais*. Salvador, SBG. v.1, p.1-12.
- FRAGOSO CESAR, A. R. S.; WERNICK, E. ; SOLIANI JR., E. (1982b) - Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, Salvador, *Anais*. Salvador, SBG. v.1, p. 13-23.
- FRANTZ, J.C. & REMUS, M.V.D. (1986) - Geologia da Região de Canguçu - Torrinhas, RS: Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34. Goiânia, 1986. *Anais*. Goiânia, SBG. v.2, p.931-947.
- GONI, J.C.; GOSO, H. ; ISSLER, R.S. (1962) - Estratigrafia e geologia econômica do pré-Cambriano e eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. *Avulso da Escola de Geologia. Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, (3):1-105.
- GUITARD, G. (1970) - Le métamorphisme mésozonal et les gneiss ocellés du Massif du Canigou (Pyrénées orientales): France. *Mémoire Bureau Recherche Géologique Minières*, v. 63, 303 p.
- HASUY, Y. & COSTA, J. B. S. (1988) - Curso de zonas e cinturões de cisalhamento. 87p. (Apostila).
- HIGGINS, M. W. (1971) - Cataclastic rocks. *U. S. G. S Professional Paper*, (687):1-77.

- HARTNADY, C.; JOUBERT, P. ; STOWE, C. (1985) - Proterozoic crustal evolution in Southeastern Africa. *Episodes*, 8 (4): 236-244.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. ; COIMBRA, A.M. (1975) - The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5 (4): 257-266.
- HATCHER Jr., R. D. (1991) - Interactive property of large thrust sheets with footwall rocks- the Subthrust Interactive Duplex Hypothesis: a mechanism of dome formation in thrust sheets. *Tectonophysics*, 191: 237-242.
- HATCHER Jr., R.D. & HOOPER, R.J. (1992) - Evolution of crystalline thrust sheets in the internal parts of mountain chains. In: McCLAY, K.R. (ed.) *Thrust tectonics*. London, Chapman & Hall. p.217-234.
- HOBBS, B.E. ; MEANS, W.D.; WILLIAMS, P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. New York, John Wiley & Sons. 571p.
- HUTTON, D.H.W. (1982) - A tectonic model for the emplacement of the Main Donegal Granite, NW Ireland. *Journal of Geological Society*. London, 139 (5):615-631.
- HUTTON, D.H.W. (1988) - Igneous emplacement in a shear zone termination: The biotite granite at Strontion, Scotland. *Bulletin of the Geological Society of America*, 100 (9):1392-1399.
- ISSLER, R. S.; JOST, H. ; VILLWOCK, J. A. (1965) - Esboço preliminar da geotectônica do Escudo RioGrandense. In: *Conferência*. Porto Alegre, Núcleo Rio-Grandense, SBG.
- JOST, H. (1981) - *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, Southern Brazil*. Athens, 231p. (Doctoral-University of Georgia, Ga).

JOST, H. (1982) - Condições de metamorfismo regional de uma parte da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 16(6):3-32.

JOST, H. & WILLWOCK, J.A. (1966) - Contribuição à estratigrafia do pré-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 1(1):13-26.

JOST, H.; FRANTZ, J. C. ; BROD, J. A. (1984) - Revisão da Tipologia, Cronologia e Significado Geotectônico dos Falhamentos do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*. Rio de Janeiro, SBG. v.4, p. 1707-1720.

KAUL, P.F.T. (1980) - O Cráton de Luís Alves. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, SBG. v.5, p.2677-2683.

KAUL, P.F.T. (1988) - O Cinturão Móvel Dom Feliciano e seu modelo evolutivo. *Seminário*. São Paulo, 14p. (Curso de Pós-Graduação - Instituto de Geociências/USP).

KERR, P. F. (1959) - *Optical mineralogy*. 3nd. New York, McGraw Hill. 442p.

KNIJNICK, P. (1974) - Carta geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto explicativo da Folha Uruguaiana. Brasília, DNPM/MME.47p.

LEINZ, V. ; BARBOSA, A.F. ; TEIXEIRA, G.A. (1941) - Mapa Geológico Cacapava-Lavras. *Boletim. Secretaria de Estado dos Negócios da Agricultura, Indústria e Comércio*, (90):1-39.

LISTER, G. S. & SNOKE, A. W. (1984) - S-C mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6 (5/6):617-638.

LOCZY, L. & LADEIRA, E. A. (1981) - *Geologia estrutural e introdução à geotectônica*. São Paulo, Edgar Blucher. 528p.

- MACHADO, R. & FRAGOSO CESAR, A.R.S. (1987) - Deformações brasileiras do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v.2, p.811-819.
- MACHADO, R. ; FRAGOSO CESAR, A.R.S. ; FACCINI, U.F. (1987) - O Domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo Domo e Bacia ?. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Atas*. Curitiba, SBG. v.1 p.167-182
- MACHADO, R. & SAYEG, H. S. (1992) - Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a Bacia do Arroio Boici, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLASSICAS BRASILIANAS, 1., São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS. p.73-76.
- MARSHAK, S.; WILKERSON M. S. ; HSUI A.T. (1992) - Generation of curved fold-thrust belts: Insight from simple physical and analytical models. In: McCLAY, K.R. (ed.). *Thrust tectonics*. London, Chapman & Hall. p.83-92.
- MONTEIRO, R. L.; FRAGOSO CESAR A. R. S.; VIEIRA JR., N. ; SALLET, R. (1989) - Complexos básicos-ultrabásicos estratiformes da região de Pinheiro Machado, RS. (no prelo).
- McCLAY, K.R. (1981) - What is a thrust? What is a nappe? In: McClay, K.R. & Price, N.J. (eds.). *Thrust and nappe tectonics*. Oxford, Blackwell. p.7-9. (Geological Society of London, Special Publication, 9).
- McCLAY, K.R. (1987) - *The mapping of geological structures*. New York, Halsted Press. (Geological Society of London Handbook). 161p.
- McCLAY, K.R. (1992) - Glossary of thrust tectonics terms. In: McCLAY, K.R. (ed.). *Thrust tectonics*. London, Chapman & Hall. p.419-433.

- MELCHER, G. C. & MAU, H. (1960) - Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 32 (1):43-50.
- MELLO, F. M. & MACHADO, R., (1992) - A estruturação em "duplex" dos gnaisses, granitos miloníticos e metassedimentos na região do Cerro dos Porongos, RS. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 12:79-80.
- PASSCHIER, C. W.; TROUW, A. J.; ZWART, H. J. ; VISSER, R. L. M. (1992) - Porphyroblast rotation: eppur si muove?. *Journal of Metamorphic Geology*, 10 (3):283-294.
- PICADA, R. S. (1965) - Ocorrências de migmatitos, granitos e greisens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, (14):7-59.
- POWELL, C. McA (1979) - A morphological classification of rock cleavage. *Tectonophysics*, 58(1/2): 21-34.
- RAMSAY, J. G. (1967) - *Folding and fracturing of rocks*. New York, McGraw-Hill. 568p.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. (1987) - *The techniques of modern structural geology*. London, Academic Press. v.2, p. 309-697.
- REMUS, M. V. D.; FACCINI, U. F.; TEDESCO, M. A. ; PHILIPP, R. (1987) - Evolução estrutural dos metamorfitos Porongos a sul do Rio Camaquã, RS. In: SIMPOSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. Curitiba, 1987. Atas. Curitiba, SBG. v.1, p. 233-243.
- RIBEIRO, M. (1970) - Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM*, (247):1-142.

- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M.; TESSARI, R. I. (1966) - Geologia da Quadricula de Caçapava do Sul. Rio Grande do Sul. *Boletim. Divisão de Fomento da Produção Mineral. DNPM*, (127):1-232.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. (1978) - Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Inheringia, Série Geologia* (5):19-54.
- ROBERTSON, J. F. (1966) - Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava Lavras Region. *Notas e Estudos. Escola de Geologia. UFRGS*, 1(2):41-54.
- RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, G. (1978) - Síntese da geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais. Recife, SBG*. v.6, p.2451-2463.
- SANDERSON, D. J. (1982) - Models of strain variations in nappes and thrust sheets: A review. *Tectonophysics*, 88 (3/4):201-233.
- SARTORI, P. L. P. (1978) - *Petrologia do complexo granítico de São Sepé: Modelo evolucionar dos granitos do sul do Brasil*. São Paulo, 196p. (Tese de doutoramento - Instituto de Geociências/USP). p.175-176.
- * SIMPSON, C. (1983) - Strain and shape-fabric variations associated with ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 5(1):61-72.
- SIMPSON, C. (1985) - Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *Journal of Structural Geology* 7(5):503- 511
- * Selverstone, J., et al. (1994) - fluid channelling during ductile shearing: transformation of granodiorite into Aluminous schist in the Tauern window, Eastern Alps. in *Journal of metamorphic geology* 9(4)-1991 p419-431.

- SIMPSON, C. & SCHIMID, S. M. (1983) - An evaluation of criteria to deduce the sense of movement in sheared rocks. *Bulletin of the Geological Society of America*, 94(11):1281-1288.
- SOPER, N. J. & BARBER, A. J. (1982) - A model for the deep thrust of the Moine thrust zone. *Journal of Geological Society*. London. 139(2):127-138.
- SOLIANI Jr., E. (1986) - Os dados geocronológicos do escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, 239p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).
- TERMIER, P. (1903) - Les nappes des Alpes Orientales et la synthèse des alpes. *Bulletin. Societe Geologique de France. Serie 4*, 3(2):711-765.
- TESSARI, R. I. (1965) - Evolução geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. In: *Conferência*. Porto Alegre, Núcleo Rio-Grandense, SBG.
- TESSARI, R. I. & GIFFONI, L.E. (1970) - Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM*, (246):
- TESSARI, R. I. & PICADA, R.S. (1966) - Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim. Divisão de Geologia e Mineralogia. DNPM*, (124):1-147.
- TRÖGGER, W. E. (1979) - *Optical determination of rock-forming minerals*. Stuttgart, E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung. 188p.
- TURNER, F.J. & WEISS, L.E. (1963) - *Structural analyses of metamorphic tectonites*. New York, McGraw Hill Book Co. 568p.

- UHLEIN, A. & TROMPETTE, R.R. (1991) - Cisalhamento dúctil, dobras com eixo paralelo à lineação de estiramento e a estrutura da Faixa Araçuaí - MG. 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. Boletim. p.17-19.
- VERNON, R. H. (1988) - Microstructural evidence of rotation and non rotation of mica porphyroblasts. *Journal of Metamorphic Geology*, 6(5):595-601.
- YARDLEY, B. W. D.; MACKENZIE, W. S. ; GUILFORD, C. (1990) - *Atlas of metamorphic rocks and their textures*. New York, Longman. 120 pp.
- WHITE, S.H. (1982) - Fault rocks of the Moine thrust zone: a guide to their nomenclature. *Texture and Microstructures*, 4 (4):211-221
- WHITE, S. H. ; BURROWS, S. E.; CARRERAS, J.; SHAW, N. D. ; UMPHREYS, F. J. (1980) - On mylonites in ductile shear zones. *Journal of Structural Geology*, 2 (1/2):175-187.
- WILTSCHKO, P. & EASTMAN, D. (1982) - Role of basement warps and faults in localizing thrust fault ramps. *Memoir. Geological Society of America*, (158):177-190.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J. ; GILBERT, C. M. (1982) *Petrology-An introduction to the study of rocks in thin sections*. 2nd. New York, W. H. Freeman. 626p.
- WILLIAMS, H.; TURNER, F. J. ; GILBERT, C. M. (1954) *Petrology*. San Francisco, W.H. Freeman. 506p
- WOODCOCK, N.H. (1977) - Specification of fabric shapes using an eigenvalue method. *Geological Society of America Bulletin*. (88):1231-1236.

MAPA GEOLÓGICO SIMPLIFICADO DA
REGIÃO DE TORRINHAS - RS

MAPA DE PONTOS

ANEXO 1

Legenda

- pontos descritos
- pontos com lâminas petrográficas
- Estrada não pavimentada
- Drenagem

Escala

MAPA GEOLÓGICO E ESTRUTURAL DA REGIÃO DE
TORRINHAS-RS.

ANEXO 2

CONVENÇÕES		GEOLÓGICAS	
SÍMBOLOS GERAIS			
ESTRUTURA	CONTATO, FAULT, CALCAN, ONDE, DOBRADO	INCLINAÇÃO, ESTEREO, ALI	INCLINAÇÃO, ESTEREO, ALI
SÍMBOLO DE Mapeamento			
ESTRUTURAS PLANARES			
ESTRUTURA	ACUMULAMENTO	PRIMEIRA	SEGUNDA
S. TECTÔNICO	CLIVAGEM	CLIVAGEM	CLIVAGEM
SÍMBOLO DE Mapeamento			

UNIDADES LITOESTRUTURAIS	
PROTEROZOICO (indiferenciado)	DIQUES BASÍCOS
	ARENITOS, SILTITOS
	SILTITOS
	ARENITOS, CONGLOMERADOS
	RUDITOS, RITIMITOS
	META-VULCÂNICAS ACIDAS E BÁSICAS
	META-MARGAS E CALCÁREOS
	META-PELITOS
	QUARTZO-MILONITOS
	GRANITÓIDES MILONITICOS + CALCOSILICÁTICAS
	GRANITÓIDES MILONITICOS + GNAISSES + XISTOS FELDSPÁTICOS + AMPHIBOLITOS
	GNAISSES, MIGMATITOS