UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DAS FORMAÇÕES MARICÁ E
CRESPOS (NEOPROTEROZÓICO III) NA PORÇÃO NORTE DA SUB-
BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, CAÇAPAVA DO SUL, RS**

ANA PAULA DE MEIRELES REIS PELOSI

Orientador: Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente:

Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar

Examinadores: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Sidnei Pires Rostirolla

SÃO PAULO
2001

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006853

**EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA DAS FORMAÇÕES
MARICÁ E CRESPOS (NEOPROTEROZÓICO III) NA
PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ
OCIDENTAL, CAÇAPAVA DO SUL, RS**

Ana Paula de Meireles Reis Pelosi

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2001

À memória de Nelson de Meireles Reis,
Carmem Maria Ferraz de Meireles Reis
e Orlando Pelosi...

~ RESUMO ~

O objetivo deste trabalho foi o estudo da evolução paleogeográfica das formações Maricá e Crespos (Neoproterozóico III) em uma região localizada a oeste da cidade de Caçapava do Sul, RS. Para tal, foram realizados trabalhos de mapeamento em escala 1:50.000 e coleta de dados de detalhe, incluindo: levantamento de seções colunares, análise de fácies, proveniência e paleocorrentes, e interpretação de sistemas deposicionais e de seqüências.

Estas unidades estudadas compreendem a porção inferior e intermediária do Grupo Camaquã, sendo caracterizadas por espessas sucessões de rochas sedimentares (Formação Maricá) e vulcanogênicas (Formação Crespos). O Grupo Camaquã ainda é composto, no topo, pelos depósitos sedimentares da Formação Santa Bárbara (unidade não estudada neste trabalho). Estas três unidades registram a evolução da Bacia Camaquã.

A Bacia Camaquã localiza-se na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, subdividida em três sub-bacias alongadas segundo a direção N-NE, separadas pelos altos de Caçapava do Sul e Serra das Encantadas: (i) Sub-Bacia Camaquã Ocidental, (ii) Sub-Bacia Camaquã Central e (iii) Sub-Bacia Camaquã Oriental. Na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, objeto da presente dissertação, as ocorrências das formações Maricá e Crespos foram separadas em 9 unidades litoestratigráficas que representam o desenvolvimento de eventos deposicionais e magmáticos distintos.

A Formação Maricá foi dividida em cinco unidades litoestratigráficas separadas por superfícies erosivas e de inundação, de onde temos, da base para o topo: Unidade 1- Arenitos e Conglomerados Inferiores - formada por sistemas de planícies fluviais de canais entrelaçados, com paleocorrentes que indicam um transporte predominantemente para N; Unidade 2 - Arenitos e Ritmitos Inferiores - reúne espessos depósitos de turbiditos e tempestitos formados em ambientes de plataforma marinha dominada por ondas normais e de tempestade; Unidade 3 - Lapilli-Tufito - mapeada como um nível de rocha piroclástica que registra um evento de vulcanismo ativo durante a Formação Maricá; Unidade 4 - Arenitos e Conglomerados Superiores - formada por sistemas de planícies fluviais de canais entrelaçados, com paleocorrentes para N-NE, subordinadamente para E; Unidade 5 - Arenitos e Ritmitos Superiores - composta por depósitos formados por sistemas de deltas lacustres.

Estas unidades representam o desenvolvimento de duas seqüências, Seqüência Maricá 1 e Seqüência Maricá 2, separadas por uma discordância erosiva que ocorre na base da Unidade 4 (Arenitos e Conglomerados Superiores)

A análise de proveniência realizada nas sucessões da Formação Maricá indicou que as áreas fontes eram compostas, predominantemente, por rochas graníticas e riolíticas, com pequena participação de fontes metamórficas. A presença de um nível piroclástico (Unidade 3) e a contribuição de fontes vulcânicas indicam que durante o desenvolvimento desta unidade já existia um vulcanismo ativo na Bacia Camaquã.

A Formação Crespos foi separada em quatro unidades litoestratigráficas: Unidade 6- Conglomerados e Arenitos Epiclásticos - composta por conglomerados, litoarenitos e ritmitos epiclásticos formados por sistemas de leques aluviais e deltaicos, que representam o desenvolvimento de uma terceira seqüência dentro do Grupo Camaquã (Seqüência Crespos 1), separada na base por uma discordância erosiva e no topo por derrames ácidos subaéreos; Unidade 7- Riolitos Vulcânicos - compreende o registro dos derrames de lavas ácidas viscosas, associadas a ambientes de vulcanismo explosivo subaéreo; Unidade 8 - Riolitos Intrusivos - ocorre na forma de corpos intrusivos espalhados por toda a região, possivelmente relacionados ao mesmo evento magmático da unidade anterior (Riolitos Vulcânicos); Unidade 9 - Andesitos Vulcânicos e Intrusivos - registra o magmatismo de topo da Formação Crespos na região, sendo composto por rochas de composição básica a intermediária. Estas unidades vulcanogênicas são sobrepostas por discordância erosiva pelos depósitos sedimentares da Formação Santa Bárbara.

As elevadas espessuras das seqüências das formações Maricá e Crespos, as associações de facies, os dados de proveniência e paleocorrentes e as evidências de vulcanismo sin-sedimentar sugerem que estas unidades se desenvolveram em uma bacia tectonicamente instável, com elevadas taxas de subsidência, estruturada na forma de um *rift* alongado em torno da direção N-NE com mar aberto para N. Os dados obtidos indicaram que a Bacia Camaquã teve sua evolução associada a eventos posteriores ao encerramento das atividades tectônicas da Orogenia Brasileira, em ambientes de regimes de esforços extensionais, possivelmente anorogênicos, com magmatismo alcalino associado.

~ ABSTRACT ~

The main purpose of this work was the study of the paleogeographical evolution of the Maricá and Crespos formations (Neoproterozoic III) in the west portion of the Caçapava do Sul municipality, RS. For that, field works were all carried out with emphasis on mapping at 1:50.000 scale, stratigraphic sections, faciological, depositional systems and sequence analysis, and provenance and paleocurrent measurements.

The studied units were the lower and intermediate portion of the Camaquã Group, characterized by thick infilling of sedimentary (Maricá Formation) and volcanogenic (Crespos Formation) rocks.

The Camaquã Basin comprises three sub-basins separated by the Caçapava do Sul and Serra das Encantadas basement highlands, and is located at south-central portion of the state of Rio Grande do Sul. It is filled by thick sedimentary and volcanogenic successions of the Camaquã Group. This group originated during the end of Neoproterozoic III and the beginning of Cambrian and is composed of three units: Maricá Formation, Crespos Formation and Santa Bárbara Formation.

The Maricá Formation is composed by five lithostratigraphic units, which are divided by erosional and flooding surfaces, as follows, from bottom to the top: (1) Lower Sandstones and Conglomerates constituted by braided fluvial plain systems showing mean vector of paleocurrent to the north, (2) Lower Sandstones and Rhythmites formed by a thick turbidite and tempestite succession originated in wave- and storm-dominated marine shelf, (3) Lapilli-Tuffites represented by a single volcanoclastic layer registering the pyroclastic volcanism activity in the Maricá Formation, (4) Upper Sandstones and Conglomerates formed by braided fluvial plain systems showing mean vector of paleocurrent to the northeast, and subordinately, to the east, and (5) Upper Sandstones and Rhythmites composed of deltaic sandstones and laminites.

In terms of sequence stratigraphy, the units described above represent the development of two sequences, Maricá Sequence 1 and Maricá Sequence 2, separated by an erosional surface that occurs at the base of Unit 4 (Upper Sandstones and Conglomerates).

Provenance analysis of the Maricá Formation have indicated that the source areas were multiple, composed mainly by rocks such as granites, rhyolites, and minor metamorphic rocks. The identification of a pyroclastic layer (Unit 3) –the unique volcanoclastic unit of the Maricá Formation in the studied area –, as well as the contribution of volcanic sources, suggest the early presence of an active volcanism in the Camaquã Basin during the sedimentation of the Maricá Formation.

The Crespos Formation encompasses four lithostratigraphic units, as follows: Unit 6 - Epiclastic Conglomerates and Sandstones, formed by conglomerates, lithic sandstones and epiclastic rhythmites of alluvial and fan delta systems, representing the development of a third succession into the Camaquã Group (Crespos Succession 1), which is separated at the base by an

erosional surface and at the top by acid flows, Unit 7 - Volcanic Rhyolites comprising acid viscose lava flows, associated to highly explosive subaerial volcanism, Unit 8 - Intrusive Rhyolites are compositionally similar to the Volcanic Rhyolites and occur over all the studied region, and its evolution is possibly related to the same magmatism event, Unit 8 - Volcanic and Intrusive Andesites, corresponding to the magmatism of the top of the Crespos Formation in the region, overlie all of the units described above and are compositionally basic to intermediate. All of this volcanogenic units are overlain by erosional unconformity by the post-volcanic sedimentary deposits of the Santa Bárbara Formation.

The great thickness of the sequences of the Maricá and Crespos formations, the facies associations, provenance and paleocurrent data, and the occurrence of a syn-sedimentary volcanism, all of these observations suggest high subsidence rates and that all of units were deposited within an unstable tectonically basin. This basin probably was an elongated rift structured in the N-NE direction with an open sea to the north. The obtained data indicate that the Camaquã Basin had its evolution related to an extensional stress regime, possibly anorogenic, associated to alkaline magmatism, but these events only develop after the end of the Brasiliano Orogeny.

~ AGRADECIMENTOS ~

Durante a realização deste trabalho contei com a colaboração de inúmeras pessoas e entidades às quais sou imensamente grata.

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer ao meu orientador, Prof. Dr Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar, pela dedicação, paciência e grande amizade de todos estes anos de convívio. Obrigada pelo acompanhamento nas etapas de campo, pelas correções criteriosas, pelas intermináveis discussões e pela oportunidade de trabalhar em uma área tão interessante.

Aos colegas de grupo Gelson Luís Fambrini, Renato Paes de Almeida e Liliane Janikian Paes de Almeida, carinhosamente conhecidos como "Sapo", "Ninguém" e "Lili", não poderia deixar de agradecer por tudo que fizeram para a realização deste trabalho. A vocês eu sou grata pela ajuda nos trabalhos de campo, pelas eternas discussões e pela amizade e companheirismo. Obrigada pela paciência que tiveram comigo e pelas valiosas sugestões.

Ao colega e amigo de pós-graduação Prof. MSc. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira que participou de trabalhos de campo com nossa equipe no RS. Sou grata por tudo que me ensinou, pelas sugestões criteriosas e pelo incentivo durante as fases finais deste trabalho.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini e a Dra. Lucy Gomes Sant'Anna Riccomini, que sempre acompanharam os trabalhos de nosso grupo de pesquisa, colaborando com discussões e críticas construtivas.

Ao Prof. Dr. Rômulo Machado, que durante a graduação me orientou na iniciação científica, e desde então sempre me incentivou à pesquisa.

A grande amiga geóloga Marina Pacheco Siqueira Brito (Cude), pela ajuda nos trabalhos de campo e pela amizade de todos estes anos. Ao geólogo Arthur Jarbas Cardoso da Silva (Jacu), que participou com grande entusiasmo de uma das atividades de campo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo suporte financeiro (projetos de auxílio à pesquisa nº 98/04510-1 e 00/07510-4) e pela bolsa de mestrado (proc. nº 99/00552-4).

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), pela infraestrutura de seus departamentos e laboratórios. À Comissão de Pós-Graduação do IGc-USP e a coordenadoria do Programa de Geoquímica e Geotectônica.

A UNISINOS que possibilitou a hospedagem no Centro de Estudos Avançados de Caçapava do Sul. Às funcionárias Zirelma e Zenaide, responsáveis pela infraestrutura do centro, pelo carinho e atenção durante as longas estadias em Caçapava do Sul (RS).

À Prefeitura Municipal de Caçapava do Sul, pelo apoio logístico através do funcionário Sr. Ibuçara Rosa Miranda.

* CPRM de Porto Alegre, pela disposição de seu material cartográfico, incluindo fotos aéreas e mapas geológicos do RS.

Aos amigos de graduação e pós-graduação que de alguma forma colaboraram para o desenvolvimento deste trabalho, tanto em algumas discussões como nos momentos de lazer: Daniela G. G. de Oliveira (Korega), Érica Bolzaquini (Corri), Annamaria Rizzo da Fonseca (Magui), Marcelo Bárbara (Feijão), Alessandra G. Oliveira (Xesta), Luciana Callegari (Vudu), Francisco Willian da Cruz Jr. (Chicobill), Fernando Machado de Mello (Goiano), Heitor Siquira Sayeg, Guilherme Gualda (Kamiku), Marcos Cestari (Pu), Marcos Ferrari (Mon), Chahrazéd Layaun Morenghi (Xá), Alexandre Feitosa Sales (Bruce), André Stern (PM), Leandro Donatti, Renata Hidalgo, Gilberto, Marcelo, Nolan Dehler, "Luise & Bússola", Marília Castro, Cristiane A. Santos (Fepasa), Renato Leite (Frodita), Lucelene Martins e Márcia Mica Saito.

Aos professores do IGc-USP que durante a graduação e a pós-graduação que sempre incentivaram o meu trabalho acadêmico: Prof. Dr. Thomas R. Fairchild, Prof. Dr. Setembrino Petri, Prof. Dr. Hans D. Schorcher, Prof. Dr. Benjamim Bley de Brito Neves, Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini, Prof. Dr. Daniel Atencio, Prof. Dr. Joel Sigolo (JB) e Prof. Dr. Franco Levi.

Aos funcionários do IGc-USP: Ana Paula e Magali, da seção de pós-graduação, pela paciência e atenção; aos secretários Tadeu, Sonia (GSA), Nícia e Sonia (GMG); Rita e Pedro da seção de informática; às bibliotecárias Brenda e Érica; às tias Celina e Maria, que sempre me trataram como filha; aos seguranças Zé Carlos, Paulinho e Nelson; e aos funcionários da gráfica do IGc-USP, pela colaboração na montagem dos volumes desta dissertação.

À grande amiga, e quase irmã, Daniela Albuquerque, pelo incentivo, paciência e amizade de todos estes anos. À Leda Isola, pelas sugestões da parte gráfica.

Por último, a toda minha família que sempre incentivou e admirou o meu trabalho, apoiou minhas decisões (quando sensatas!) e me orientou e acolheu nos momentos de dificuldades. Em especial gostaria de agradecer à minha Mãe e ao Tio Cláudio, ao meu Pai e a Selma e aos meus queridos irmãos: Carol, Roni, Maurício e a doce Juju.

**EVOLUÇÃO TECTÔNICA E PALEOGEOGRÁFICA DAS FORMAÇÕES MARICÁ E CRESPOS
(NEOPROTEROZÓICO III) NA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL,
CAÇAPAVA DO SUL, RS**

~ ÍNDICE ~

PARTE I - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

	Pg
Capítulo 1 – INTRODUÇÃO	
1.1- Introdução	01
1.2- Objetivos.....	03
1.3- Localização e Vias de Acesso	03
Capítulo 2 – DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E MÉTODOS APLICADOS	
2.1- Desenvolvimento do trabalho.....	05
2.1.1- Trabalhos prévios de gabinete.....	06
2.1.2- Trabalhos de campo.....	07
2.1.3-Tratamento dos dados obtidos em campo.....	08
2.2- Métodos aplicados para o estudo das unidades sedimentares.....	10
2.2.1- Análise de Facies e Sistemas Depositionais.....	10
2.2.1.1 Estratigrafia de Seqüências	12
2.2.2- Análise de Paleocorrentes.....	16
2.2.3- Análise de Proveniência.....	17
2.2.4- Análise Petrográfica.....	18
2.3- Contextualização das classificações e interpretações utilizadas para o estudo das unidades vulcânicas.....	20
2.3.1- Classificação de Rochas Vulcanoclásticas.....	20

PARTE II- CONTEXTO GEOLÓGICO

Capítulo 3 – EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE AS UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS-EOPALEOZÓICAS DO RS.....	27
Capítulo 4 – SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL	
4.1- O Terreno Rio Vacacaí.....	34
4.2- O Grupo Camaquã	35

4.2.1 A Formação Maricá	38
4.1.2 A Formação Crespos	40
4.1.3 A Formação Santa Bárbara	42

PARTE III – GEOLOGIA DA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

Capítulo 5 – O GRUPO CAMAQUÃ NA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

5.1- Introdução.....	46
5.2- Aspectos Fisiográficos.....	47
5.3- Litoestratigrafia.....	50

Capítulo 6 – FORMAÇÃO MARICÁ

6.1- Introdução.....	57
6.2 – Análise de Facies e Sistemas Depositionais.....	59
6.2.1- Arenitos e Conglomerados Inferiores (Unidade 1).....	59
6.2.1.1- Análise de Facies.....	59
6.2.1.2- Sistema Depositional.....	60
6.2.2- Arenitos e Ritmitos Inferiores (Unidade 2).....	65
6.2.2.1- Análise de Facies.....	65
6.2.2.2- Sistemas Depositionais.....	75
6.2.3- Lapilli-Tufito (Unidade 3).....	79
6.2.4- Arenitos e Conglomerados Superiores (Unidade 4).....	82
6.2.4.1- Análise de Facies.....	82
6.2.4.2- Sistema Depositional.....	83
6.2.5- Arenitos e Ritmitos Superiores (Unidade 5).....	89
6.2.5.1- Análise de Facies.....	89
6.2.5.2- Sistema Depositional.....	90
6.3- Análise de Paleocorrentes.....	94
6.4- Análise de Proveniência.....	97

Capítulo 7- FORMAÇÃO CRESPOS

7.1- Introdução.....	101
7.2- Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (Unidade 6).....	102
7.2.1- Análise de Facies.....	103

7.2.2- Sistemas Depositionais.....	106
7.2.3 – Análise de Proveniência.....	108
7.3- Riolitos Vulcânicos e Intrusivos (Unidade 7 e 8).....	111
7.3.1- Riolitos Vulcânicos.....	112
7.3.2- Riolitos Intrusivos.....	116
7.4- Andesitos Vulcânicos e Intrusivos (Unidade 9).....	118

PARTE IV - CONSIDERAÇÕES PALEOGEOGRÁFICAS

Capítulo 8 – ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS.....	121
8.1- Particularidades das Sucessões do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.....	124
Capítulo 9 – CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS.....	127
9.1- Clima.....	127
9.2- Área Fonte.....	128
9.2.1- Evidências de atividade vulcânica na Formação Maricá	130
9.3- Tectônica.....	131
9.4- Variações do Nível do Mar.....	134
Capítulo 10 – CONSIDERAÇÕES FINAIS	
10.1- Evolução Paleogeográfica.....	136
10.2- Considerações Finais.....	139

<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>.....	140
---	------------

ANEXO 1 - Mapa Geológico da porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental

~ ÍNDICE DE FIGURAS ~

Capítulo 1

- Figura 1.1- Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai, simplificado de Fragozo Cesar (1990, 1991). Vide localização na figura 4.....02
- Figura 1.2- Localização da área de estudo e principais vias de acesso.....04

Capítulo 2

- Figura 2.1 – Arquitetura de sucessões de facies em função da taxa de acomodação (A) e de aporte sedimentar (S) (modificado de Galloway 1989; a partir de Myers & Milton 1996).....13
- Figura 2.2 – Modelos de estratigrafia de seqüências (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988 por Marília R. Castro).....15
- Figura 2.3- Classificação de arenitos de Folk (1968), baseada na proporção de quartzo, feldspato e de fragmentos líticos).....19
- Figura 2.4- Classificação de rochas piroclásticas segundo os parâmetros granulométricos (Fisher & Schimincke 1984).....21
- Figura 2.5 – Principais tipos de ambientes vulcânicos e seus respectivos contextos tectônicos, destacando as características composicionais, e os tipos de processos e depósitos vulcanoclásticos associados (modificado de Lajoie & Stix 1992).....23
- Figura 2.6 – Metodologia de classificação e interpretação de processos e depósitos vulcanoclásticos segundo McPhie *et al* (1993).....25

Capítulo 4

- Figura 4.1– A – Mapa geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Grupo Camaquã. Cidades: CS Caçapava do Sul; LS Lavras do Sul; SBV Santana da Boa Vista. B- mapa esquemático com destaque para as sub-bacias da Bacia Camaquã (modificado de Fragozo Cesar *et al* 2000^b).....36

Capítulo 5

- Figura 5.1- Imagem de satélite Pchsharp com destaque para as feições de relevo da região (ver localização na Fig. 4).....48
- Figura 5.2- Principais feições de relevo da área de estudo, com destaque para o Cerro do Bugio e do Perau, sustentados pelas rochas de origem vulcânica da Formação Crespos. Nos vales de Santa Bárbara e Santa Barbarazinha afloram os sedimentos rítmicos das formações Maricá e Santa Bárbara.....49
- Figura 5.3- Mapa geológico simplificado do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental(ver localização na Fig. 4.1).....51
- Figura 5.4 Perfis geológicos do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (ver localização no mapa em anexo ou na Fig. 5.3).....52
- Figura 5.5 Coluna litoestratigráfica do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental...53

Capítulo 6

- Figura 6.1- Seção colunar de detalhe da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (1), com destaque para as facies da Aa da Associação de Facies 1 (AF-1).....60
- Figura 6.2 Fotos da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá A- Detalhe da maturidade textural dos seixos e calhaus. B- Facies de arenitos com estratificação cruzada acanalada.....62

Figura 6.3 – Seção de detalhe da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (1) da Formação Maricá na região do Passo da Promessa, com destaque para as facies conglomeráticas da AF- 1 (localização GPS- 24097/6630552).....	63
Figura 6.4 – Modelo tridimensional da planície fluvial de canais entrelaçados da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá, com destaque para a forma dos canais e de suas barras longitudinais e transversais (bloco diagrama modificado e adaptado de Collinson 1996).....	64
Figura 6.5- Seções representativas da Associação de Facies 2a(AF-2a) da unidade de Arenitos Ritmitos Inferiores da Formação Maricá (localização – GPS- A 250519/6634648. B- 246123/6626973).....	67
Figura 6.6 – Fotos das facies da associação de facies 2a da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá com destaque para estruturas do tipo micro- <i>hummocky</i> (facies Ah) em camadas onduladas de arenitos finos.....	68
Figura 6.7 – Foto e esquema da facies heterolíticas H (<i>lenticular bedding</i>) da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá.....	69
Figura 6.8- Foto e esquema da facies heterolíticas H (<i>lenticular bedding</i>) da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá.....	70
Figura 6.9 – Foto da facies de arenitos com marcas onduladas de base ondulada e erosiva com disseminação estrutural (facies A1o).....	71
Figura 6.10 – Seção tipo da unidade de Arenitos e Ritmitos da Formação Maricá, composta essencialmente de ritmitos arenosos monótonos com destaque para a geometria tabular de suas camadas. Localização BR- 290 – corte ao lado do Arroio São Rafael - ~35Km a norte da cidade de Caçapava do Sul.....	72
Figura 6.11- Seção representativa da AF-2b da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, com destaque para as sucessões estrato granodecrescentes. (localização: GPS- 246389/6627084).	73
Figura 6.12 – Seção representativa da AF-2b da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, na região do Vale de Santa Barbarazinha (localização: GPS- 246555/6624689).....	74
Figura 6.13- Perfil da plataforma marinha rasa e seus sub-ambientes (Reading & Collinson 1996).....	76
Figura 6.14 – A – Bloco diagrama ilustrando o ambiente de plataforma marinha dominada por ondas normais e de tempestade da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá. A porção rasa da plataforma, incluindo a zona de transição e a face litorânea é composta por depósitos formados por ação das ondas de tempo bom e de tempestade da AF- 2a. A costa afora é dominada por depósitos de turbiditos clássicos da AF-2b. B- Perfil esquemático da plataforma dominada por ondas normais e de tempestade do bloco diagrama (adaptado de Elliott 1986).....	78
Figura 6.15 – Seção tipo da unidade de Lapilli-Tufito da Estância Taleira. Este nível ocorre intercalado com os depósitos da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá.....	80
Figura 6.16 –Foto das lâminas do nível de lapilli-tufito.....	81
Figura 6.17 – Seção tipo da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá, na região do Sítio da Figueira (Localização: GPS- 247240/6624405).....	84
Figura 6.19 – Fotos da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá com destaque para a maturidade das facies conglomeráticas.....	85
Figura 6.20 – Seção da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá , ao longo da BR 290 (Localização: GPS- 255015/663789).....	87
Figura 6.21 – Modelo deposicional da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá. O tipo de planície fluvial é semelhante com aquele já descrito na unidade de Arenitos e	

Conglomerados Inferiores (Fig. 6.4 pg 62), porém nesta unidade superior a contribuição de facies conglomeráticas é maior, configurando barras conglomeráticas, depósitos de preenchimento de canais e de fluxo de detritos.....88

Figura 6.22- Seção da AF-5 da unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores da Formação Maricá, destacando as facies de pelitos laminados (laminitos) (Localização: GPS- 252177/6634747).....91

Figura 6.23 – Seção tipo da Associação de Facies 5 da unidade de Arenitos e Ritmitos da Formação Maricá, com destaque para a geometria das facies de arenitos com estratificação cruzada simoidal (As) (Localização: GPS- 248987/6627192).....92

Figura 6.24- Modelo deposicional para a unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores (unidade 5) da Formação Maricá.....93

Figura 6.25- Diagramas de paleocorrentes obtidos na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá. A localização dos pontos de coletas dos dados encontra-se dispostas no mapa em anexo.....95

Figura 6.26 – Rosetas de paleocorrentes obtidas unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá (ver disposição no mapa em anexo).....96

Figura 6.27- Gráficos de proveniência obtido na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá (ver localização da amostragem no mapa em anexo).....98

Figura 6.28- Gráficos de proveniência obtido na unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá (ver localização da amostragem no mapa em anexo).....99

Capítulo 7

Figura 7.1- Seção geológica esquemática da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos da Formação Crespos. Nos primeiros 300 m da unidade predominam depósitos de conglomerados sustentados pelo arcabouço maciços e com estruturas do tipo acamadamento gradacional, estratificação cruzada acanalada que para o topo transicionam para arenitos com estratificação cruzada acanalada (AF-5^a). No topo da unidade passam a dominar litologias finas rítmicas com camadas de conglomerados decimétricas intercaladas (Af-5b).....103

Figura 7.2- Seção tipo da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos da Formação Crespos na região do Cerro do Bugio, com destaque para as facies que predominam na unidade, incluindo as facies Ccm e Ccg.....105

Figura 7.3 – Modelo de sistema deposicional para a unidade de conglomerados e arenitos epiclásticos da Formação Crespos108

Figura 7.4- Gráficos de proveniência obtidos na unidade de conglomerados e arenitos epiclásticos da Formação Crespos (ver localização da amostragem no mapa em anexo).....109

Figura 7.5 - Gráficos de proveniência obtidos na porção norte da unidade de conglomerados e arenitos epiclásticos da Formação Crespos (ver localização da amostragem no mapa em anexo).....110

Figura 7.6 – Riolitos com dobras convolutas geradas por fluxo de lavas viscosas, conforme já descrito por Zeffass *et al.* (1999, 2000).....114

Figura 7.7 – Riolito com estrutura de fluxo plano-paralela, intercalada com camadas de fluxo convoluto.....115

Figura 7.8 – Foto da lâmina dos riolitos maciços, com grão de quartzo bipiramidal imerso na matriz microcristalina.....117

Capítulo 8

Figura 8.1 – As seqüências do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.....122

Capítulo 9

Figura 9.1 – Coluna estratigráfica do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental com destaque para os gráficos de proveniência obtidos nas unidades da Formação Maricá (A e B) e na Formação Crespos (C)129

~ ÍNDICE DE TABELAS ~

Tabela 2.1- Modelo de tabela utilizada para descrição de fácies.....	11
Tabela 2.2- Principais características de rochas epiclásticas piroclásticas e autoclásticas, elaborada segundo os trabalhos de Fisher & Schmincke (1984); Lajoie & Stix (1992) Orton (1996) e McPhie <i>et al.</i> (1993).....	22
Tabela 3 – Principais propostas estratigráficas para as unidades do Neoproterozóico III e Eopaleozóico do Rio Grande do Sul.....	33
Tabela 5- Códigos, nomenclatura, descrição e interpretação das diversas fácies encontradas na região estudada.....	53
Tabela 6.1- Tabela de fácies da Associação de Fácies 1 (AF1), da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (ver descrição das fácies na tabela 5).....	59
Tabela 6.2- Tabela de fácies da Associação de Fácies 2a (AF-2a), da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores. Ver descrição detalhada das fácies na tabela 5.....	66
Tabela 6.3- Tabela de fácies da Associação de Fácies 2b (AF-2b), da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores. Ver descrição detalhada das fácies na tabela 5.....	71

*Este trabalho foi financiado pelos projetos FAPESP 98/04510-1,
99/00552-4 e 00/07510-4*

~PARTE I~

CONSIDERAÇÕES INICIAIS

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1- Introdução

Durante o Neoproterozóico III, o sudeste sul-americano foi submetido a diversos eventos tectônicos, destacando-se a instalação de grandes zonas de cisalhamento que afetaram quase todas suas unidades de embasamento. Principalmente preservadas ao longo destas zonas, recobrando-as parcialmente e sendo afetadas por suas reativações, ocorrem diversas exposições de espessas sucessões sedimentares e vulcânicas do término do Neoproterozóico III e início do Cambriano que se estendem desde o sul de Minas Gerais até o sul do Uruguai. Dentre estas, as mais expressivas ocorrências situam-se em Santa Catarina (Bacia do Itajaí) e Rio Grande do Sul (Bacia Camaquã).

Desde o trabalho clássico de Almeida (1969), estas unidades já haviam sido reunidas em um conjunto de bacias relacionadas ao *Estádio de Transição* entre a fase pós-orogênica neoproterozóica e a instalação das grandes sinéclises paleozóicas, sendo então interpretadas como molassas e relacionadas às fases finais do Ciclo Brasileiro. Naquela época, o autor já apontava que "(...) Possivelmente em nenhum outro local da plataforma Brasileira os depósitos do estágio de transição acham-se tão claramente exposto como na região central do Rio Grande do Sul, entre os rios Jacuí e Camaquã" (pg. 30). Estes depósitos citados encontram-se alojados na Bacia Camaquã, um sistema de *riffs* preenchido por espessas sucessões sedimentares, vulcânicas e vulcanoclásticas que constituem o Grupo Camaquã, dividido nas formações Maricá, Crespos e Santa Bárbara (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b).

A Bacia Camaquã foi compartimentada, durante sua evolução tectono-sedimentar, em três sub-bacias separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas: (i) Sub-Bacia Camaquã Ocidental, (ii) Sub-Bacia Camaquã Central e (iii) Sub-Bacia Camaquã Oriental.

A nível regional, estas sub-bacias cobrem regiões setentrionais do Escudo Gaúcho (Fig. 1.1), sendo este compartimentado em três unidades geotectônicas principais (Fragoso-Cesar 1990, 1991): (i) o Cráton do Rio de La Plata, de embasamento paleoproterozóico (>2.0 Ga), exposto nos blocos Florida (granito-greenstone) e Valentines (alto grau); (ii) o Cinturão Dom Feliciano, neoproterozóico, caracterizado por grandes zonas de cisalhamento NE-SW, dobramento, metamorfismo e intrusões graníticas (Batólito Pelotas); e o (iii) Terreno Rio Vacacaí, adiante discutido, um terreno exótico

Figura 1.1 - Embasamento e coberturas sedimentares do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai simplificado de Frágoso-Cesar (1990, 1991). Vide localização da figura 4.1.

intraoceânico do Neoproterozóico formado pela imbricação tectônica de fragmentos gnáissicos, metavulcanoclásticos, metapelíticos e ofiolíticos, principalmente.

A área de estudo do presente trabalho situa-se no extremo noroeste do Escudo Gaúcho, na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, recobrimdo partes do Terreno Rio Vacacaí (Figs. 1.1 e 4.1). Nesta sub-bacia afloram as três unidades que constituem o Grupo Camaquã. A unidade basal, Formação Maricá, é composta por um pacote com cerca de 2000 m de arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos. A unidade intermediária, Formação Crespos, compreende até 1500 m de rochas de origem vulcanogênica. A unidade de topo corresponde à Formação Santa Bárbara, constituída por quase 4000 m de depósitos sedimentares.

1.2- Objetivos

O objetivo do trabalho foi o estudo da evolução tectônica e sedimentar das sucessões inferiores do Grupo Camaquã, tendo como exemplo os depósitos sedimentares e vulcanogênicos das formações Maricá e Crespos na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, incluindo a realização de:

- Mapeamento litofaciológico em escala 1:50.000 de uma área em torno de 400 km², onde as inclinações das camadas expõem cerca de 3,5 km de espessura das unidades estudadas;
- Realização de perfis geológicos;
- Análises de sistemas deposicionais e de seqüências através do levantamento de seções estratigráficas de detalhe de todas as unidades estudadas, acompanhadas por análises de facies, proveniência e paleocorrentes;
- Interpretação das condições paleogeográficas e tectônicas utilizando-se os elementos acima citados.

1.3- Localização e Vias de Acesso

A área de estudo localiza-se na porção centro-sul do RS, ocupando uma faixa retangular de aproximadamente 400 km² a oeste da cidade de Caçapava do Sul, distando

cerca de 240 km de Porto Alegre. A área é acessível pelas BR-392 e BR-290, e por diversas vias locais que saem de Caçapava do Sul (Fig. 1.2). A rodovia federal BR-290, no trecho do trevo com a BR-392 até a localidade de Cerrito do Ouro, corta toda a porção norte da área de estudo. O acesso à área pela BR-392 pode ser feito a partir de Caçapava em sentido a Santa Maria, até o trevo com a BR-290, e por diversas vias locais que saem destas rodovias federais. A área compreende as localidades de Cerrito do Ouro, Serra do Espinilho e Vila de Santa Bárbara a norte, e cerros do Bugio e Perau, Serra de Santa Bárbara e Vale de Santa Barbarazinha, a sul (Fig. 1.2).

Figura 1.2 - Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

CAPÍTULO 2- DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO E MÉTODOS APLICADOS

2.1- Desenvolvimento do trabalho

Os primeiros trabalhos realizados pela autora na região resultaram em sua Monografia de Graduação (Pelosi 1998), estudo realizado nos cortes da estrada que liga as cidades de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, onde teve a oportunidade de aplicar técnicas de análise de facies, proveniência e paleocorrentes em sucessões da Formação Santa Bárbara sob a orientação do Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar e do Pós-graduando MSc. Gelson Luís Fambrini. A partir deste trabalho surgiu o interesse de estudar outras unidades do Grupo Camaquã na região, objetos da presente dissertação.

A escolha da área desta dissertação, a porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localizada a oeste da cidade de Caçapava do Sul (Fig. 1.2), deveu-se à qualidade e amplitude das exposições das unidades do Grupo Camaquã na região, particularmente das formações Maricá e Crespos. A outra unidade deste grupo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, a Formação Santa Bárbara, foi tema da Dissertação de Mestrado de Renato Paes de Almeida (Almeida 2001). A nível regional, também vem sendo estudada pelo MSc. Gelson Luís Fambrini em sua Tese de Doutorado. Tendo em vista estas pesquisas envolvendo a Formação Santa Bárbara, os trabalhos realizados para o desenvolvimento desta dissertação tiveram como alvo as formações Maricá e Crespos.

A área estudada apresenta diversas exposições que caracterizam as formações Maricá e Crespos, sendo a região de referência da primeira. Nestas, foram aplicadas técnicas de análises de facies, proveniência e paleocorrentes, e análises de sistemas deposicionais e de estratigrafia de seqüências, fundamentais para a interpretação das condições tectônicas e paleogeográficas da bacia, e para a correlação destas unidades com aquelas que vem sendo descritas por nosso grupo de pesquisa nas demais áreas de ocorrência do Grupo Camaquã (Fambrini 1998, Janikian *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2000, Fambrini *et al.* 2000, Almeida 2001).

Durante os dois anos de envolvimento com esta pesquisa foram realizadas as seguintes etapas de trabalho:

- Trabalhos Prévios de Gabinete
- Trabalhos de Campo
- Tratamento dos dados obtidos em campo

2.1.1- Trabalhos Prévios de Gabinete

Esta etapa inicial de trabalho incluiu:

- *Revisão dos trabalhos* referentes à evolução geológica do Escudo Gaúcho e de suas coberturas sedimentares e vulcânicas (Cap. 3);

- *Levantamento bibliográfico* dos principais métodos de trabalhos que foram aplicados. Os resultados desta etapa de trabalho encontram-se expostos nos itens 2.2 e 2.3;

- *Levantamento do material cartográfico* já existente da região, incluindo mapas geológicos e topográficos;

- *Tratamento Digital de Imagens de Satélite*. Devido às características de clima e vegetação, a região da Sub-Bacia Camaquã Ocidental se apresenta como uma boa área para o desenvolvimento de técnicas de processamento digital de imagens de sensoriamento remoto como ferramenta de auxílio a estudos geológicos. Neste trabalho foi utilizada uma parte da imagem WRS 222/81 obtida pelo sensor TM-LANDSAT 5, contendo as bandas 2, 3, 4, 5 e 7, que compreende a região entre Caçapava do Sul e o Cerrito do Ouro. O objetivo foi a comparação entre as respostas obtidas através de técnicas de tratamento digital da imagem e os dados de campo, buscando o estabelecimento de possíveis correlações entre as informações texturais e espectrais da imagem e as litologias e feições descritas no campo.

Para a observação de estruturas foi utilizada uma imagem da primeira principal componente (PC1) filtrada. Para a observação de possíveis correlações litológicas empregaram-se as composições falsa-cor das bandas 453, além de uma composição das principais componentes 1, 2 e 3. A composição que apresentou melhores resultados foi o triplete 453.

- *Análise e interpretação de fotos aéreas na escala 1:25.000.* As fotos aéreas na escala 1:25.000 foram emprestadas na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM-RS) e copiadas (xerox laser). Nesta etapa de trabalho foi possível delimitar as principais feições geológicas da região, tais como: falhas, possíveis contatos, diferentes texturas de relevo e drenagens. Após as etapas de campo, os dados obtidos foram lançados nas fotos e interpretados. Os produtos finais foram compilados em escala 1:25.000 e testados em campo, sendo fundamentais para a realização do mapa geológico da área na escala 1: 50.000 (Anexo 1).

2.1.2 - Trabalhos de Campo

Foram realizadas, durante os anos de 1999 e 2000, seis etapas de campo que somaram 75 dias de trabalhos na região. A área mapeada compreende cerca de 400 km² contidos nas folhas topográficas Passo do Salsinho (SH.22-Y-A-I-4/ MI-2982/4) e Arroio Santa Bárbara (SH.22-Y-A-IV-2/ MI-2995/4).

Outras regiões de ocorrência das formações Maricá e Crespos também foram percorridas ao longo das etapas de campo, localizadas principalmente a oeste e a sul da área estudada. Estas regiões compreendem as localidades de Vila Nova, Platô da Ramada, Acampamento Velho, Cordilheiras, Serra do Maricá, Cerro da Pedra e regiões próximas ao Arroio Camaquã Chico, a sul da cidade de Lavras do Sul. O objetivo destes trabalhos foi reconhecer outras ocorrências das unidades estudadas, buscando possíveis correlações com as unidades litoestratigráficas mapeadas.

Durante os trabalhos de campo foram utilizados os seguintes métodos:

- *Mapeamento litofaciológico.* A área de estudo possui poucos trabalhos cartográficos prévios, destacando-se o Mapa Geológico da Folha Passo do Salsinho, realizado pela CPRM (Porcher *et al.* 1995). Este material foi de grande auxílio nos trabalhos de campo, embora tenhamos divergido de alguns elementos geológicos ali expostos, principalmente nos que dizem respeito ao mapeamento das facies sedimentares e suas interpretações estratigráficas e paleoambientais. Mesmo com a existência de um mapa geológico prévio, a autora mapeou a área com detalhe, buscando sempre separar unidades litofaciológicas que representam distintos sistemas deposicionais. Para tal, foram percorridas todas as estradas da região, onde realizaram-se perfis geológicos. Além das estradas, foram levantados perfis geológicos ao longo das

drenagens, permitindo um melhor reconhecimento das litofacies e de suas relações estratigráficas. No total foram descritos 277 pontos que serviram de base para a elaboração do Mapa Geológico do Grupo Camaquã na porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (*vide* Anexo 1).

- *Levantamento de seções.* As seções foram levantadas após a realização dos perfis perpendiculares às estruturas principais, onde foram selecionadas as melhores exposições para o levantamento de seções colunares de alta resolução, medindo espessuras de camada a camada, anotando sempre os tipos de rochas e seus contatos, identificação, descrição e análise de estruturas primárias e tectônicas, e obtenção de dados de paleocorrentes e proveniência nos estratos compatíveis. Em cada seção foram separadas litofacies conforme as técnicas e conceitos descritos por Miall (1978, 1990, 1996), Walker & James (1992) e Reading (1996).

- *Análise estratigráfica de proveniência.* Foi obtida através da contagem de 100 fragmentos por unidade selecionada, anotando sempre a litologia, forma, arredondamento e dimensões dos fragmentos, conforme sugerido por Fambrini (1998).

- *Análise de paleocorrentes.* Foi realizada concomitantemente à análise de proveniência, conforme os métodos de Miall (1974, 1990, 1996), Tucker (1993), Assine (1994), Fambrini (1998) e Almeida (2001), através da obtenção de medidas em estratos cruzados tabulares e/ou acanalados. Devido à inclinação tectônica das camadas, as atitudes obtidas foram corrigidas utilizando-se o programa discutido por Almeida (2001).

2.1.3 Tratamento dos dados obtidos em campo

Esta etapa de trabalho foi responsável pelo tratamento dos dados obtidos em campo, onde foram utilizados os seguintes métodos de trabalho:

- *Digitalização dos mapas, perfis e seções levantadas.* Com este objetivo foi utilizado o programa CorelDRAW.

- *Confecção de croquis obtidos a partir de fotomontagens dos principais cortes.* O objetivo principal deste método é a apresentação das geometrias dos principais depósitos encontrados na área de estudo.

- *Elaboração de tabelas de proveniência de cada região amostrada.* As tabelas foram tratadas estatisticamente através do programa MICROSOFT EXCELL.

- *Tratamento dos dados de paleocorrentes.* Este tratamento seguiu as técnicas desenvolvidas por Almeida (2001) utilizando o programa PALEOCOR 2.0: programa que horizontaliza as camadas inclinadas e fornece o vetor verdadeiro das paleocorrentes, além de produzir as “rosetas” dos dados tratados, fornecendo também dados estatísticos, tais como fator de consistência e direção do vetor médio.

- *Estudos petrográficos dos litotipos encontrados.* Estes estudos foram realizados no Laboratório de Petrografia Sedimentar do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do IGc-USP.

2.2- Métodos e conceitos aplicados para o estudo das unidades sedimentares

Neste item serão apresentados os métodos, classificações e conceitos utilizados durante a realização deste trabalho para o estudo das unidades de origem sedimentar. As análises de facies, paleocorrentes e proveniência foram as ferramentas utilizadas para o estabelecimento do quadro evolutivo da região, tanto nos aspectos tectônicos como paleogeográficos. Estas análises foram realizadas em todas as unidades litoestratigráficas da Formação Maricá e na unidade vulcanoclástica da Formação Crespos.

2.2.1- Análise de Facies e Sistemas Depositionais

De acordo com Walker (1992^a) e Miall (1990), entre vários outros, o conceito de facies é muito amplo, podendo ser utilizado em diversas escalas descritivas e interpretativas. O tipo de classificação e metodologia aplicada deve ser estabelecido conforme o objetivo do trabalho. Quando tratamos de trabalhos de escalas regionais podemos utilizar o termo de facies para ambientes sedimentares e tectônicos (e.g facies marinhas, facies lacustres, facies de plataforma estável, facies de molassas etc.), além de termos de facies genéticas (facies de brecha, facies de talus, facies de canais etc.). Neste trabalho utilizaremos o termo facies em escala descritiva, com o objetivo de caracterizar os diversos litotipos encontrados na região; portanto, com o sentido de litofacies.

Segundo Miall (1990), uma litofacies é definida como uma unidade rochosa com distintas feições litológicas, incluindo: composição, granulometria, estruturas sedimentares e geometria das camadas. Cada litofacies representa um evento individual de deposição, e pode ser agrupada em associações de litofacies, que caracterizam distintos sistemas deposicionais. A metodologia de análise de facies utilizada neste trabalho seguiu as técnicas e conceitos descritos por Miall (1978, 1990, 1996), Walker & James (1992) e Reading (1996), onde correlacionam associações de litofacies com modelos de depósitos antigos e atuais.

A descrição das facies seguiu a proposta de Miall (1978, 1996), onde cada facies recebe um código composto por duas partes: a primeira, em letra maiúscula, corresponde a granulometria da facies (**P**- pelito; **A**- arenito; **C**- conglomerado); a segunda, em letra(s) minúscula(s), representa o tipo de estrutura sedimentar observada (e.g **a** – estratificação cruzada acanalada; **t** - estratificação cruzada tabular; **os** – marca ondulada simétrica). O

código de uma litofacies composta por arenitos com estratificação cruzada acanalada seria **Aa**, um conglomerado maciço sustentado pela matriz, **Cmm** e assim por diante. A utilização destes códigos para cada facies facilitou a descrição dos litotipos em campo, principalmente em cortes onde eram levantadas seções colunares.

Para uma melhor disposição das facies descritas, elaborou-se uma tabela de facies a partir dos modelos que Miall (1978, 1990, 1996) aplicou para depósitos fluviais. Esta tabela é composta por quatro colunas: a primeira representa o código da facies, a segunda compreende o nome, a terceira inclui uma descrição das principais características e, a quarta, a interpretação do processo formador. Deste modo, utilizando os exemplos acima mencionados, teríamos:

Código	Facies	Descrição	Interpretação
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenitos arcoseanos finos a grossos com estratificação cruzada acanalada organizados em <i>sets</i> decimétricos a métricos de geometria suavemente ondulada	Dunas subaquáticas (regime de fluxo inferior)
Cmm	Conglomerado maciço sustentado pela matriz	Conglomerado maciço sustentado pela matriz, com fragmentos que variam da fração grânulo a calhau, dispostos em camadas métricas a decimétricas com base erosiva.	Depósito de fluxo de detritos

Tabela 2.1- Modelo de tabela utilizada para descrição de facies.

Para a análise de sistemas deposicionais foram elaboradas tabelas de associação de facies geneticamente correlacionadas. Cada associação de facies corresponde a um conjunto de facies vertical e lateralmente associadas, representando distintos sistemas deposicionais.

A metodologia adotada para a interpretação dos sistemas e ambientes deposicionais seguiu a proposta de Walker (1992^a), que compara as assembléias de facies com exemplos de depósitos antigos e atuais para a caracterização de um sistema deposicional. As associações de facies combinadas com as geometrias das facies podem representar um ou mais elementos arquiteturais, que constituem uma subdivisão morfológica de um sistema deposicional (e.g canais, barras de acreção lateral, dunas, dunas subaquáticas etc). Buscou-se sempre observar em campo, durante os trabalhos de mapeamento e o levantamento de seções geológicas e de perfis estratigráficos, o comportamento progressivo das sucessões de facies.

As sucessões foram definidas levando três aspectos em conta: o primeiro relacionado ao aumento ou diminuição da granulometria em direção ao topo das seções (granocrescentes ou granodecrescentes), o segundo, à variação das espessuras das camadas ao longo das seções (espessamento ou afinamento para o topo) e o terceiro, à variação lateral e vertical das associações de facies (agradacionais, progradacionais e retrogradacionais).

Seguindo a proposta de Walker (1992^a), após a descrição e análise de facies (associações, sucessões e geometrias) foram interpretados os sistemas deposicionais. A reunião de sistemas deposicionais contemporâneos configuram os tratos de sistemas (*sensu* Van Wagoner *et al.* 1988), que podem ser divididos em trato de mar alto (*highstand system tract*), de mar baixo (*lowstand system tract*) e transgressivo (*transgressive system tract*).

2.2.1.1- Estratigrafia de Seqüências

Estudando as bacias cratônicas do interior da América do Norte, Sloss (1963) definiu o termo "seqüência" como uma unidade estratigráfica de ordem maior que grupo e supergrupo, limitada no topo e na base por discordâncias erosivas regionais. Mitchum *et al.* (1977) e Vail *et al.* (1977), utilizando-se de seções sísmicas do Golfo do México e do oeste da plataforma continental africana, redefiniram o termo seqüência como uma unidade estratigráfica composta por sucessões geneticamente correlatas limitadas na base e no topo por discordâncias erosivas e suas conformidades correlativas. Esta definição generalizada não especifica a escala ou duração de uma seqüência e nem a natureza e o mecanismo causador de seus limites.

O conceito de seqüência possibilitou uma revolução na análise estratigráfica de depósitos sedimentares, pois a partir deste a análise de sucessões sedimentares passou a ser baseada na caracterização de superfícies cronológicas que separam depósitos sedimentares geneticamente correlatos, criando unidades que possibilitam uma avaliação mais segura da evolução tectônica e sedimentar de uma bacia. Estas superfícies podem ser discordâncias erosivas e suas conformidades correlativas (Van Wagoner *et al.* 1988) ou superfícies de inundação máxima (Galoway 1989).

Nos trabalhos clássicos sobre estratigrafia de seqüências realizados por pesquisadores da Exxon (Van Wagoner *et al.* 1988, Posamentier *et al.* 1988, Jervey 1988) são descritos os principais fatores que condicionam o preenchimento sedimentar de uma

bacia, incluindo: a tectônica, ou taxa de subsidência; a taxa de variação do nível de base, mais comumente a taxa de variação absoluta do nível do mar (eustasia); e o clima. A tectônica e a taxa de variação do nível de base controlam a criação de espaço para o preenchimento sedimentar, ou taxa de acomodação. A interação da tectônica, o clima e a eustasia controlam diretamente a taxa de aporte sedimentar.

As taxas de aporte sedimentar (S) e de acomodação (A) são os fatores que caracterizam a arquitetura dos depósitos de grande escala que constituem uma seqüência. Quando a taxa de acomodação é maior que o aporte sedimentar ($A > S$) temos a retrogradação, ou seja, as facies distais se sobrepõem às proximais, ocorrendo um deslocamento da linha de costa em direção ao continente. Em contrapartida, no momento que a taxa de acomodação é menor que a de aporte sedimentar ($A < S$), temos a progradação das facies proximais sobre as distais, com um avanço da linha de costa em direção à bacia de acumulação. A terceira possibilidade reflete um equilíbrio entre os dois fatores ($A = S$), onde temos a agradiação e a linha de costa se mantém estática (Fig. 2.1)

Figura 2.1- Arquitetura de sucessões de fácies em função da taxa de acomodação (A) e de aporte sedimentar (S) (modificado de Galloway 1989; a partir de Myers & Milton 1996).

Nos modelos da Exxon para estratigrafia de seqüências, as taxas de subsidência e de aporte sedimentar são consideradas constantes. Desta forma, o fator que controla os ciclos deposicionais é a eustasia (variação absoluta do nível do mar). A taxa de acomodação seria uma somatória da taxa de subsidência com a curva de eustasia. Segundo este modelo, um recuo real do nível do mar só ocorrerá no caso de a taxa de rebaixamento eustático superar a de subsidência, gerando uma exposição subaérea da plataforma e conseqüente erosão da linha de costa. A superfície gerada delimitará a seqüência denominada de tipo 1, marcada pela migração das facies litorâneas e fluviais em *onlap* sobre as facies marinhas (Posamentier *et al.* 1988). No caso da taxa de rebaixamento eustático nunca superar a de subsidência, a linha de costa não será erodida e teremos um limite do tipo 2 (Fig. 2.2).

Considerando as variações eustáticas como principal agente responsável pela formação dos depósitos de grande escala que constituem uma seqüência, Posamentier *et al.* (1988) modificaram a definição de seqüência anteriormente proposta por Mitchum *et al.* (1977). Nesta redefinição, os autores descrevem que uma seqüência é composta por sucessões de estratos geneticamente correlatos limitados no topo e na base por superfícies erosivas e suas conformidades correlatas, constituindo sucessões de tratos de sistemas relacionados às variações do nível do mar. O trato de sistema, conforme descrito no item anterior, corresponde ao conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos, que Van Wagoner *et al.* (1988) dividiu em três tipos, conforme sua posição na curva de eustasia (Fig. 2.2): trato de mar baixo, de mar alto e transgressivo.

O trato de mar baixo (*lowstand system tract*) ocorre diretamente sobre a discordância erosiva que limita uma seqüência, composto por depósitos progradacionais que no topo passam para agradacionais. Os sistemas deposicionais mais comuns são leques submarinos associados ao talude da plataforma, instalação de vales incisos e de drenagens na porção da plataforma exposta. O topo do trato de mar baixo é marcado por um avanço da linha de costa em direção ao continente, causada por um aumento do nível de base que vence as taxas de subsidência e de aporte sedimentar, delimitando uma superfície transgressiva (Fig. 2.2).

Modelos estratais numa sequência do tipo 1 depositada numa bacia com quebra de plataforma

Modelos estratais numa sequência do tipo 1 depositada numa bacia tipo rampa

Figura 2.2 - Modelos de estratigrafia de seqüências (modificado de Van Wagoner *et al.* 1988 por Marília R. Castro).

O trato transgressivo (*transgressive system tract*) corresponde ao trato intermediário de uma sequência, sendo limitado com o trato de mar baixo pela superfície transgressiva (Fig. 2.2). Os depósitos deste trato marcam uma migração da linha de costa em direção ao continente, inundando novamente a plataforma, configurando sistemas retrogradacionais que marcam um período de transgressão durante a evolução da bacia. Os sedimentos são normalmente finos e de baixa taxa de sedimentação, desta forma este trato normalmente é menos espesso que os demais, e muitas vezes pode ser erodido por depósitos sobrepostos.

O trato de mar alto (*highstand system tract*) é composto na base pela superfície de inundação máxima, ou de máxima transgressão, e no topo por uma discordância erosiva que marca seu limite superior. A base deste trato é formada por facies agradacionais que, com o rebaixamento da curva eustática, passam para facies progradacionais. Na porção continental, normalmente este trato ocorre em *onlap* sobre os depósitos costeiros do trato de mar baixo da mesma sequência (Fig. 2.2).

2.2.2- Análise de Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes é uma ferramenta fundamental no estudo de bacias sedimentares, fornecendo informações de grande utilidade para interpretações de sistemas deposicionais, reconstrução paleogeográfica e evolução tectônica da bacia. Diversos trabalhos sobre a obtenção e o tratamento dos dados de paleocorrentes encontram-se disponíveis na bibliografia, destacando-se os trabalhos de Miall (1974), Potter & Pettijohn (1977), Miall (1990), Tucker (1993) e Miall (1996). No Grupo Camaquã, poucos trabalhos têm utilizado esta ferramenta de reconstrução (e.g. Paim *et al.* 1992, 1995, Paim 1994, Porcher *et al.* 1995, Fambrini 1998 e Almeida 2001).

Na presente dissertação, os dados de paleocorrentes foram obtidos apenas nas unidades formadas em sistemas fluviais, devido à escassez de estruturas indicativas de paleofluxo nas unidades marinhas. As medidas foram extraídas em estratificações cruzadas acanaladas e tabulares (*rank 5* de Miall 1974), por serem as estruturas mais disponíveis na região e fornecerem dados estatisticamente satisfatórios.

Foram analisadas seis estações de amostragem que totalizam 229 medidas realizadas. Em muitos locais não foi possível a obtenção de 25 medidas por estação conforme recomendado por Miall (1990). Desta forma, adotou-se uma sistemática de obtenção de medidas em todos os afloramentos que apresentavam planos de

estratificações cruzadas. Com estes dados, foram elaborados gráficos de paleocorrentes do tipo roseta das principais estações amostradas, que encontram-se distribuídos em mapa (Anexo 1).

Devido à forte inclinação das camadas, as medidas tiveram de ser corrigidas. Esta correção foi realizada conforme o procedimento adotado por Almeida (2001), que desenvolveu o programa PALEOCOR segundo os critérios da literatura tradicional (Miall 1974, Potter & Pettijohn 1977, Tucker 1993). O programa corrige o efeito tectônico e horizontaliza as camadas, além de calcular o vetor médio e o fator de consistência. Os dados corrigidos foram plotados em gráficos do tipo roseta com indicação do número de medidas.

2.2.3- Análise de Proveniência

O reconhecimento da área fonte de uma bacia é fundamental para o entendimento de sua evolução tectônica e paleogeográfica. A composição, dimensão e forma dos detritos de uma unidade estratigráfica está diretamente relacionada à natureza da área fonte e dos fatores climáticos e tectônicos atuantes durante o preenchimento da bacia. Miall (1990) salienta a importância do estudo de proveniência para a análise de bacias, destacando fatores que controlam a composição de rochas detríticas, dentre os quais temos:

- Composição geológica da área fonte;
- Características do clima e do relevo da área fonte e das regiões pelas quais são transportados;
- Dispersão detrítica causada pelos agentes de transporte;
- Fragmentação detrítica causada durante o transporte e nos locais de deposição, por processos químicos e de abrasão mecânica;
- Modificações diagenéticas durante o soterramento.

A obtenção dos dados se fez, conforme as propostas de Ibbeken & Schleyer (1991) e Fambrini (1998), através da contagem em afloramentos de conglomerados e de arenitos conglomeráticos em clastos maiores que 3 cm, anotando sempre a composição, forma e dimensão. Nas fases prévias de mapeamento foram escolhidas as melhores exposições para a amostragem. Após esta escolha, deu-se início aos procedimentos de contagem de clastos.

Em cada estação amostrada foram contados 100 clastos de forma sistemática, contemplando todas as granulometrias grossas, onde foram anotados: a granulometria, conforme a tabela de Udden & Wentworth (*in* Tucker 1993); os graus de arredondamento e esfericidade, conforme os parâmetros visuais de Powers (1953); e a seleção granulométrica segundo a estimativa visual de Tucker (1993). Nas unidades amostradas, dificilmente encontrou-se afloramentos com 100 clastos maiores que 3cm, neste caso para o estudo destas unidades foram selecionadas regiões com afloramentos análogos próximos, onde todos os clastos encontrados eram computados até que se somassem 100. A localização destas regiões amostradas encontram-se destacadas no mapa geológico em anexo.

Os dados foram tratados estatisticamente conforme Ibbeken & Schleyer (1991), onde foram elaborados gráficos de proveniência apresentando a porcentagem da litologia dos clastos encontrados. Os dados de maturidade textural foram utilizados para as interpretações das características dos sistemas deposicionais, como, por exemplo, a distância da área fonte (proximais e distais), a natureza do processo e o grau de retrabalhamento.

O estudo de proveniência na região já vem sendo desenvolvido pelo grupo de pesquisa que nos orienta, destacando-se os trabalhos de Fambrini (1998), Pelosi (1998), Fambrini *et al.* (1998), Janikian *et al.* (2000), Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b), Brito (2000) e Almeida (2001). Estas coletas sistemáticas de dados de proveniência, juntamente com os de paleocorrentes, vêm auxiliando os trabalhos de análise da tectônica formadora da bacia, através da identificação da área fonte, definindo a sua relação temporal e espacial com o levantamento de altos e sua posição quanto à estruturação da bacia.

2.2.4- Análise Petrográfica

A análise petrográfica das rochas sedimentares foi realizada através da identificação e caracterização da mineralogia, relação entre arcabouço, matriz e cimento, presença de minerais instáveis, maturidade mineral e textural; a classificação adotada seguiu as propostas de Dott (1964), e no caso para arenitos (Fig. 2.3), utilizou-se o diagrama de Folk (1968) .

Na análise petrográfica microscópica das unidades ígneas foram determinadas as seguintes características: textura, granulometria, mineralogia essencial e acessória, tipo de alteração e classificação. Na descrição petrográfica utilizou-se técnicas convencionais em microscopia ótica, tais como: birrefringência, sinal ótico, caráter ótico, ângulo 2V, ângulo de extinção, pleocroísmo, relevo, cor e outros.

Figura 2.3 - Classificação de arenitos de Folk (1968), baseada na proporção de quartzo, feldspato e de fragmentos líticos.

2.3- Contextualização das classificações e interpretações utilizadas para o estudo das unidades vulcânicas

O vulcanismo da Bacia Camaquã é interpretado como de ambiente de extensão continental (Fragoso-Cesar *et al* 2000^a, 2000^b), sendo marcado por espessos depósitos vulcanoclásticos que, juntamente com as rochas ígneas de composição riolítica e andesítica, constituem a Formação Crespos. Na área estudada, além das unidades de riolitos e andesitos vulcânicos e intrusivos, foram encontrados depósitos vulcanoclásticos relacionado aos processos de fragmentação, transporte e retrabalhamento do material vulcânico. Segue abaixo uma breve discussão sobre a classificação de rochas vulcanoclásticas adotada no presente trabalho.

2.3.1- Classificação de Rochas Vulcanoclásticas

Rochas vulcanoclásticas são compostas por detritos de rochas vulcânicas (>70%) resultantes de qualquer mecanismo de fragmentação. Podem ser divididas em quatro tipos: epiclásticas, piroclásticas, autoclásticas e hialoclásticas (Lajoie & Stix 1992). A diferença básica entre estes tipos de depósitos é o processo de fragmentação do material vulcânico, que pode ocorrer durante as fases pré-, sin- e pós-vulcanismo.

As rochas epiclásticas são compostas por fragmentos vulcânicos resultantes de processos de alteração, transporte e deposição, semelhantes aos formadores de outros tipos de rochas sedimentares clásticas. Na área estudada foi mapeada uma unidade de rocha epiclástica onde os procedimentos adotados seguiram a mesma metodologia aplicada para as outras rochas sedimentares (e.g análise de facies, proveniência, paleocorrentes, sistemas deposicionais e de seqüências).

Os fragmentos vulcânicos relacionados à atividade vulcânica explosiva constituem as rochas piroclásticas. Podem se formar por processos de fluxo, suspensão e tração em ambientes subaéreos e subaquáticos. Dentre os depósitos mais comuns temos aqueles formados por correntes de densidade de fragmentos piroclásticos quentes, tanto em ambientes continentais como marinhos, mais comumente conhecido como "nuvens ardentes" (*nuées ardentes*).

Rochas autoclásticas compreendem os fragmentos vulcânicos resultantes da quebra mecânica durante a corrida de lavas. As rochas hialoclásticas correspondem a uma variação das autoclásticas, com a diferença que estas são formadas pela interação

com água durante o movimento das lavas. A Tabela 2.2 apresenta as principais características de rochas epiclásticas, piroclásticas e autoclásticas. A Figura 2.5 compreende os principais tipos de ambientes vulcânicos e os depósitos vulcanoclásticos associados.

Durante os trabalhos de campo procurou-se dar ênfase à análise descritiva das unidades vulcanoclásticas, através da descrição de suas texturas, estruturas e composição. Para as rochas piroclásticas foi utilizada a classificação granulométrica proposta por Fischer & Schmincke (1984), onde os fragmentos grossos com mais de 64 mm são denominados de blocos ou bombas, entre 64 a 2 mm, lapilli, e menores que 2 mm, cinzas. A partir desta descrição granulométrica, classificou-se a rocha conforme o diagrama apresentado na Fig. 2.4. A descrição de texturas dos fragmentos vulcânicos, tanto em amostra de mão como em lâmina, foi auxiliada pelo guia de texturas vulcânicas de McPhie *et al.* (1993).

Figura 2.4- Classificação de rochas piroclásticas segundo os parâmetros granulométricos (Fisher & Schmincke 1984)

	EPICLÁSTICA	PIROCLÁSTICA	AUTOCLÁSTICA
Agentes de fragmentação	Os mesmos que os processos de alteração, fragmentação e transporte de rochas sedimentares (água, vento, gelo e esforços gravitacionais). Ocorrem posteriores às fases de vulcanismo	Processos de explosões associados às fases pré- e sin-eruptivas	Quebra mecânica durante corrida de lavas (sin-vulcânica)
Principais tipos de depósitos	Semelhantes aos depósitos sedimentares	Depósitos de fluxo, de queda e de tração, em ambientes subaéreos e subaquáticos. Alguns conhecidos como: Nuvens ardentes (fluxo turbulento de material vulcânico quente); <i>Lahar</i> (depósitos de remobilização de fragmentos grossos piroclásticos); e <i>Surge</i> (fluxo de produto vulcânico quente com baixa concentração de material em suspensão)	Brechas relacionadas à fragmentação durante a corrida de lavas e a colocação de domos. <i>Pillow lavas</i> brechadas em matriz vítrea (hialoclástica)
Ambientes associados **(Fig. 2.5)	Podem ocorrer em qualquer ambiente vulcânico	Ambientes de vulcanismo explosivo. Comuns em arcos magmáticos cordilheranos, em ambientes de extensão continental (<i>rift</i> continental) e arcos de ilha.	Comuns em seqüências basálticas de cristas meso-oceânicas, de ilhas vulcânicas e até em arcos de ilha. Podem ocorrer também em ambientes de vulcanismo ácido
Texturas	Grãos de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas angulosos a arredondados. Dependendo do ambiente deposicional, a seleção varia de boa a ruim	Grãos angulosos a subangulosos. São comuns texturas do tipo <i>pumice</i> , <i>shards</i> e <i>scoria</i> . Pouco selecionados em depósitos de fluxo e bem selecionados em depósitos de queda	Fragmentos angulosos em matriz vítrea
Composição	Fragmentos vulcânicos poligenéticos, sendo comum a presença de fases incompatíveis, como quartzo e basaltos	Na maioria dos casos é ácida a intermediária, sendo que os fragmentos tendem a ser monogenéticos	Monogenética, sendo normalmente de composição básica, raramente ácida
Estruturas	Estruturas sedimentares	Acamadamento normal e inverso, bombas, laminação plano-paralela e de baixo ângulo	Acamadamento maciço e gradacional (normal e inverso)
Extensão e simetria dos depósitos	Variável conforme o ambiente deposicional e as taxas de aporte sedimentar e de acomodação	Normalmente, a distribuição das facies é assimétrica devido às configurações paleogeográficas e a intensidade da explosão. Em erupções basálticas, os depósitos são limitados a encostas de cones vulcânicos. Depósitos subaquáticos tendem a ser mais extensos lateralmente. Em erupções riolíticas e andesíticas são mais espessos e extensos.	Normalmente são assimétricos, com grandes variações laterais em extensões moderadas

Tabela 2.2- Principais características de rochas epiclásticas, piroclásticas e autoclásticas. Tabela elaborada segundo os trabalhos de Fisher & Schmincke (1984), Lajoie & Stix (1992), Orton (1996) e McPhie *et al.* (1993).

Figura 2.5- Principais tipos de ambientes vulcânicos e seus respectivos contextos tectônicos, destacando as características composicionais e os tipos de processos e depósitos vulcanoclásticos associados (modificado de Lajoie & Stix 1992).

A interpretação dos processos formadores dos tipos de depósitos seguiu a proposta de McPhie *et al.* (1993), que classifica tanto os depósitos piroclásticos e autoclásticos remobilizados durante os eventos vulcânicos como aqueles associados a processos de transporte e retrabalhamento posteriores à atividade vulcânica, ou seja, puramente epiclásticos (Fig.2.6). Segundo esta proposta, os produtos inconsolidados de depósitos piroclásticos e autoclásticos de erupções efusivas e explosivas podem sofrer processos de retrabalhamento por fluxo de massa, suspensão e tração, durante as fases de vulcanismo, sendo denominados de depósitos vulcanoclásticos ressedimentados (Fig. 2.6). McPhie *et al.* (1993) denomina de “depósitos sedimentares vulcanogênicos” aqueles depósitos relacionados puramente com processos pós-eruptivos, como alteração, erosão, retrabalhamento, transporte e sedimentação, por fluxos de massa, suspensão e tração. No presente trabalho, preferimos classificar estes depósitos com a denominação de epiclásticos (Fig. 2.6).

Esta metodologia auxilia na interpretação de sucessões vulcanoclásticas quanto à posição dos depósitos em relação às erupções vulcânicas (sin- ou pós-eruptivos), e de suas posições em relação à distância e intensidade da fonte vulcânica. Quanto mais proximal a fonte, maior é a contribuição de produtos relacionados aos processos efusivos e explosivos, caracterizando sucessões de rochas piroclásticas e autoclásticas. Quanto mais afastado da fonte, mais intensos são os processos de remobilização e retrabalhamento, aumentando o volume de sucessões de depósitos vulcanoclásticos ressedimentados e epiclásticos.

** Palavras em *itálico*- tipos de depósitos
 Palavras em retângulos- tipos de processos

Figura 2.6- Metodologia de classificação e interpretação de processos e depósitos vulcanoclásticos segundo McPhie *et al.* (1993).

~PARTE II~

CONTEXTO GEOLÓGICO

CAPÍTULO 3 – EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS SOBRE AS UNIDADES NEOPROTEROZÓICAS – EOPALEOZÓICAS DO RIO GRANDE DO SUL

Paulino Franco de Carvalho (1932) estabeleceu relações estratigráficas do “escudo rio-grandense” colocando a “Série Camaquan” no Eopaleozóico, relatando que “(...) ela é sem dúvida posterior as erupções de andesitos e, provavelmente, anterior ao permiano”. Após o trabalho de Carvalho (1932), a estratigrafia das coberturas do Escudo Gaúcho vem sendo constantemente estudada, revisada e modificada.

Leinz *et al.* (1941), mapeando a região de Caçapava do Sul e Lavras do Sul, definem a Formação Maricá como uma unidade sedimentar mais antiga que a “Série Camaquan” de Carvalho (1932), sendo composta por conglomerados e arcóseos que passam para arenitos com alguns níveis conglomeráticos intercalados; compararam os sedimentos rítmicos desta unidade com ardósias fossilíferas de Anitápolis (SC), indicando uma idade siluriana para esta formação. Os autores ainda apontam que os depósitos desta unidade se estruturam tanto em camadas horizontais como inclinadas, concordando com a comparação desta unidade com a “Série Itajaí” de Santa Catarina feita por Carvalho & Pinto (1938 *appud* Leinz *et al.* 1941).

No afloramento conhecido como “Budó”, que se localiza no quilometro 48 da estrada que liga Lavras do Sul a Bagé, Dolianiti (1945) descreveu fósseis em rochas então correlacionadas à Formação Marica. Posteriormente, surgiram outros trabalhos descrevendo fósseis em rochas também correlacionadas com esta formação (Pinto 1947, 1949, Martins 1948).

Martins & Sena Sobrinho (1950) retomam os estudos fossilíferos no afloramento “Budó” e nas regiões do Cerro Formoso e Acampamento Velho. Neste trabalho, os autores dividem a Formação Maricá em unidade inferior e superior. A unidade inferior, não fossilífera, corresponderia ao Maricá *sensu stricto*, composto por arenitos conglomeráticos e ardósias afetados pelas intrusões de quartzo-pórfiros. A unidade superior corresponderia ao Maricá *sensu lato*, composto por conglomerados e arenitos fossilíferos. Os estudos paleontológicos feitos pelos autores colocam a Formação Maricá no Permocarbonífero, correlacionando seus fósseis com os da Série Itararé.

Martins (1951, 1952), Martins & Sena Sobrinho (1952), Dolianiti (1954) e Martins *et al.* (1955) reconhecem fósseis de pelecípodos (*Aviculopecten cambahyensis*) na Formação Maricá. Afirmam, no entanto, a existência de camadas inferiores, afossilíferas,

afetadas pelas intrusões de quartzo-pórfiros e utilizam a terminologia de Marica *sensu stricto* e Maricá *sensu lato* de Martins & Sena Sobrinho (1950).

Beurlen & Martins (1953, 1956) colocam a "Serie Camaquã" no Permocarbonífero, levando em conta as idades apontadas pelos fósseis descritos como pertencentes à Formação Maricá (Dolianiti 1945, Martins 1948, 1951, 1952, Martins & Sena Sobrinho 1950, 1952) e as relações estratigráficas desta "Série" com as intrusões de quartzo-pórfiros e os andesitos, já apontadas por Leinz *et al.* (1941).

Pinto (1955) descreve uma discordância entre a porção fossilífera e a afossilífera, designando a unidade superior fossilífera de Formação Teixeira Soares e a porção inferior de "Série Maricá", composta por "(...) monótonas sucessões de bancos de arenitos arcósicos, com alguns níveis conglomeráticos ou seixos de rochas derivadas de escudo, resistente e arredondadas, que se intercalam com camadas de grauvaques laminados, siltitos e argilitos".

Barbosa (1957), através de suas observações de campo, forneceu dados importantíssimos para o esclarecimento da existência do Maricá fossilífero, observando, assim como Pinto (1955), uma clara discordância entre as rochas que constituem o afloramento "Budó", onde a porção de topo (fossilífera) estaria assentada em discordância angular sobre as rochas mais antigas, sendo estas da Formação Maricá e aquelas da Série Itararé. Desta forma se encerrou a discussão que colocava a Formação Maricá dentro da Série Itararé de idade permocarbonífera.

Melcher & Mau (1960), trabalhando na região de Lavras e Caçapava do Sul, propuseram modificações na estratigrafia, passando a denominar de Série Maricá a Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941). Incluíram nesta série conglomerados com seixos bem arredondados, grauvacas, siltitos arcoseanos, folhelhos e vulcânicas subordinadas.

Goñi *et al.* (1962) redefinem a Formação Maricá como Grupo Maricá, sendo este composto por duas seqüências. A seqüência basal, formada por rochas de origem sedimentar correlatas à Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941), e a seqüência superior, compreendendo os depósitos de origem vulcânica que ocorrem em discordância erosiva sobre a seqüência inferior.

Robertson (1966) reconheceu novas áreas de ocorrência da Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941), distinguindo dois tipos faciológicos distintos e separados pelo alto de Caçapava do Sul: Formação Maricá facies leste e Formação Maricá facies oeste. Descreveu, ainda, rochas efusivas de composição básica a intermediária, designadas de Andesito Hilário, discordantes à Formação Maricá. Derrames riolíticos teriam recoberto as

unidades basais (Formação Maricá e Andesito Hilário) formando um extenso *plateau* a oeste de Caçapava do Sul, chamado pelo autor de *Plateau* da Ramada. O Grupo Camaquã, então definido, estaria assentado discordantemente sobre este extenso pacote riolítico, apresentando três unidades separadas por discordâncias angulares: Formação Santa Bárbara, Formação Guaritas e Conglomerado Coxilha.

Ribeiro *et al.* (1966) retomaram a Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941) como unidade basal dos depósitos pré-gondwânicos sobre a qual repousaria o Grupo Bom Jardim, este subdividido em formações Arroio dos Nobres e Crespos. A Formação Arroio dos Nobres seria composta por ritmitos psamo-pelíticos do Membro Mangueirão e arenitos e conglomerados do Membro Vargas. A Formação Crespos incluiria o Andesito Hilário e Riolito Ramada de Robertson (1966), respectivamente denominados, neste trabalho, de membros Hilário e Acampamento Velho (o termo Ramada foi substituído pois já havia sido utilizado por Leinz *et al.* 1941 em referência ao granito aflorante na localidade homônima). O Grupo Camaquã (incluindo as formações Santa Bárbara, Guaritas e Conglomerado Coxilha de Robertson 1966) estaria assentado sobre o Grupo Bom Jardim.

Posteriormente, Ribeiro (1970), mapeando a região de Bom Jardim, descreve o Grupo Bom Jardim como uma unidade indivisa, apontando que na região era impossível a individualização da unidade em membros e formações conforme apresentado por Ribeiro *et al.* (1966).

Ribeiro & Fantinel (1978) aplicam pioneiramente a Teoria da Tectônica de Placas no Rio Grande do Sul, compartimentando o Escudo Gaúcho em três conjuntos de associações petrotectônicas, denominados de Zona Leste, Zona Mediana e Zona Oeste. Dentro deste novo modelo redefiniram o Grupo Bom Jardim como composto por quatro formações denominadas da base para o topo de Formação Maricá, Formação Hilário, Formação Vargas e Formação Acampamento Velho. O Grupo Camaquã (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966) estaria assentado na Zona Mediana.

Efetuada uma nova divisão litoestratigráfica nas coberturas do “Escudo Sul-Riograndense”, Santos *et al.* (1978) redefiniram a Formação Maricá e o Grupo Bom Jardim indiviso de Ribeiro (1970), respectivamente, em formações Pessegueiro (seqüência com predomínio de rochas sedimentares), Cerro dos Martins (seqüência vulcano-sedimentar) e Acampamento Velho. Estas três unidades fariam parte do Grupo Maricá, então redefinido.

Ribeiro (1983), em extensa revisão sobre a Formação Maricá, discute os principais aspectos estratigráficos desta unidade. Apresenta uma discussão sobre a designação de Formação Maricá *sensu* Leinz *et al.* (1941), condenando a utilização dos termos de Série Maricá (Pinto 1949, Martins 1948, Pinto 1955, Barbosa 1957, Melcher & Mau 1960) e de Grupo Maricá (Goñi *et al.* 1962 e Santos *et al.* 1978) que não respeitavam o Código de Nomenclatura Estratigráfica, enfatizando que a designação estratigráfica formal de Formação Maricá consagrou-se com os trabalhos de reconhecimento geológico regional realizados por Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966). O autor ainda apresenta uma descrição sobre os contatos inferiores e superiores desta unidade, colocando-a sobreposta ao embasamento cristalino pré-cambriano e coberta pelas rochas vulcânicas andesíticas e riolíticas, conforme postulado por Robertson (1966). Reconhece a idade pré-cambriana superior para estes depósitos baseado nas idades K/Ar e Rb/Sr obtidas por Cordani *et al.* (1974) para os granitos Lavras, Caçapava, São Sepé e Ramada, que segundo o autor seriam intrusivos à Formação Maricá.

Fragoso-Cesar *et al.* (1982, 1984) classificaram a Bacia Camaquã como uma antefossa molássica que teria se desenvolvido na zona marginal do orógeno (Cinturão Dom Feliciano) durante as fases tardias e finais do Ciclo Brasileiro (Vendiano-Ordoviciano), extendendo-se para Santa Catarina, na Bacia Itajaí. No último trabalho citado, informalmente separaram a bacia em Molassa Precoce e Molassa Tardia. A Molassa Precoce corresponderia à Formação Maricá facies leste de Robertson (1966), Formação Arroio dos Nobres por Ribeiro *et al.* (1966) e Formação Cerro dos Martins, de Santos *et al.* (1978). A Molassa Tardia estaria representada pelo Grupo Camaquã (incluindo as formações Santa Bárbara e Guaritas de Robertson, 1966). No trabalho ampliam a definição original de Carvalho (1932), entendendo que "(...) o conjunto molássico deve ser englobado em uma única unidade estratigráfica maior", o Grupo Camaquã ("Série Camaquan") composto pelas unidades vulcânicas e sedimentares.

Promovendo uma revisão estratigráfica das molassas do Ciclo Brasileiro, Fragoso-Cesar *et al.* (1985) dividiram o Grupo Camaquã nas formações Maricá, Acampamento Velho e Guaritas. A Formação Maricá representaria a Molassa Precoce, informalmente descrita no trabalho anteriormente citado, incluindo nesta os membros Mangueirão, Vargas, Pessegueiro e Hilário. A Formação Guaritas corresponderia à Molassa Tardia composta pelas seguintes sub-unidades: (1) associações de arenitos e ruditos, (2) arenitos com estratificações cruzadas de grande porte, (3) associações de arenitos e pelitos e, (4) Membro Rodeio Velho composto por derrames andesíticos.

Lavina *et al.* (1985), estudando os depósitos clásticos da Bacia do Camaquã, forneceram elementos fundamentais para a elaboração do quadro paleogeográfico da região, separando a bacia em duas grandes seqüências, inferior e superior. A Seqüência Inferior (Formação Maricá *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1985) apresentando em sua borda leste ruditos que propagam a oeste para depósitos marinhos, tempestitos e turbiditos, relacionados à evolução de leque costeiros. A Seqüência Superior (Formação Guaritas *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1985) envolveria depósitos continentais incluindo facies de planícies aluviais de canais entrelaçados, deltas lacustres e planícies eólicas.

Mapeando a região do Passo do Salsinho, Leites *et al.* (1990) estabeleceram quatro seqüências vulcano-sedimentares: Seqüência Vulcano-Sedimentar 1, de idade proterozóica superior correspondente à Formação Maricá (Ribeiro *et al.* 1966) ou Formação Pessegueiro (Santos *et al.* 1978); Seqüência Vulcano-Sedimentar 2, também de idade proterozóica superior (Membro Hilário *sensu* Ribeiro *et al.* 1966); Seqüência Vulcanogênica 3, de idade cambriana, equivalente ao Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966); e Seqüência Vulcano-Sedimentar 4 (ordoviciano) correspondente à Formação Guaritas de Lavina *et al.* (1985) ou ao Grupo Camaquã de Robertson (1966).

Oliveira & Fernandes (1991, 1992) e Oliveira (1992) admitiram uma origem transcorrente sinistral (*strike-slip basin*) para a calha sedimentar do Vale do Piquiri, localidade tipo da Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966).

Paim *et al.* (1992), com base nos conceitos de estratigrafia genética e aloestratigrafia (*sensu* Sloss 1963 e Galloway 1989) separaram três seqüências sedimentares, apontando diversos episódios deposicionais que caracterizaram a evolução paleogeográfica da Bacia Camaquã, optando por uma descrição única dos sistemas deposicionais (sistemas aluviais, deltaicos e desérticos) independente de seu posicionamento estratigráfico.

A descrição e caracterização de assembléias de icnofósseis, encontrados por Netto *et al.* (1992) nas regiões das Minas do Camaquã e Vale de Santa Bárbara, colocam os depósitos do Grupo Camaquã no topo do Neoproterozóico III e base do Cambriano.

Sayeg (1993), estudando a localidade do Vale do Arroio Boici, também admite uma origem transcorrente para a bacia, conforme já proposto por Oliveira & Fernandes (1991, 1992) e Oliveira (1992).

Paim *et al.* (1995), dando continuidade à aplicação dos conceitos de aloestratigrafia (Paim 1994), distinguiram em mapa unidades estratigráficas delimitadas entre si por

descontinuidades, dividindo o que foi designado de Alosupergrupo Camaquã em alogrupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas.

Porcher *et al.* (1995), mapeando a folha Passo do Salsinho, dividem informalmente as unidades de cobertura da região em quatro seqüências vulcano-sedimentares, conforme já proposto por Leites *et al.* (1990). A seqüência vulcano-sedimentar 1 corresponderia à Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941), composta por quatro unidades de facies: unidade 1- arenitos conglomeráticos de origem fluvial; unidade 2- arenitos sigmoidais e interpretada como depósitos de frente deltaica; unidade 3- arenitos com *hummocky* formados em ambientes de plataforma rasa; e unidade 4- pelitos e arenitos formados por correntes de turbidez distais em relação à unidade 3. A seqüência vulcano-sedimentar 2 corresponderia ao Grupo Bom Jardim de Ribeiro *et al.* (1966), excluídos o Membro Acampamento Velho e as rochas graníticas, ou à Formação Cerro dos Martins de Santos *et al.* (1978), composta por andesitos, tufos, brechas e conglomerados. A seqüência vulcano-sedimentar 3 corresponderia às rochas vulcânicas de composição ácida do Membro Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966). A seqüência de topo, seqüência vulcano-sedimentar 4, seria composta por sete litofacies agrupadas em quatro unidades de facies interpretadas como formadas em ambientes aluviais, flúvio-deltaicos, lacustres e de leques deltaicos.

Fambrini (1998), estudando a região das Minas do Camaquã, utilizou análises de proveniência e paleocorrentes associadas à análise litofaciológica. O autor separou sua área de estudo em três conjuntos de associações de facies: conjunto inferior formado por ritmitos psamo-pelíticos relacionados a depósitos de turbiditos, tempestitos e inunditos; conjunto médio constituído por depósitos rudáceos de *fan deltas*; conjunto superior transicional (marinho a flúvio-deltaico). Estes três conjuntos são correlacionados pelo autor, respectivamente, às formações Mangueirão, Vargas e João Dias.

Fragoso-Cesar *et al.* (2000^a, 2000^b) propõem uma nova divisão litoestratigráfica para as unidades do Neoproterozóico III e Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. A unidade inferior—Grupo Camaquã—corresponderia aos depósitos da Bacia Camaquã, preenchida pelas formações Maricá, Crespos e Santa Bárbara. A análise de facies, proveniência e paleocorrentes, bem como as espessuras dos depósitos, sugerem uma origem extensional para esta bacia, que teria se desenvolvido entre o Neoproterozóico III e Cambriano. Sobreposta ao Grupo Camaquã, estaria as unidades eopaleozóicas da Bacia do Paraná, composta pela Formação Pedra Pintada, Suíte Intrusiva Rodeio Velho e Grupo Guaritas, anteriormente também englobadas no Grupo Camaquã.

Carvalho (1932)	Leinz <i>et al.</i> (1941)	Melcher & Mau (1960)	Goñi <i>et al.</i> (1962)	Robertson (1968)	Ribeiro <i>et al.</i> (1968)	Ribeiro & Fatinel (1978)	Santos <i>et al.</i> (1978)
Série Camaquã	Camaquã Horizontal	Série Camaquã	Formação Guaritas	Grupo Camaquã	Grupo Camaquã	Grupo Camaquã	Grupo Camaquã
	Camaquã Inclinado		Formação Camaquã				
Erupções de Andesitos e Tufos Vulcânicos	Efusivas ácidas e andesíticas	Série Vulcânica	Grupo Maricá	Riolito Ramada	Grupo Bom Jardim	Grupo Bom Jardim	Grupo Maricá
				Andesito Hilário			
	Formação Maricá	Série Maricá	Seqüência Sedimentar	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Pessegueiro

Fragoso Cesar <i>et al.</i> (1985)	Leites <i>et al.</i> (1990) e Porcher <i>et al.</i> (1995)	Beckel (1990)	Palm <i>et al.</i> (1995)	
Grupo Camaquã	Formação Guaritas	Formação Santa Bárbara	Alogrupo	Aloformação
				Varzinha
	Fm. Acampamento Velho	Fm. Crespos	Guaritas	Pedra Pintada
				Segredo
	Formação Maricá	Formação Maricá	Santa Bárbara	Lanceiros
				Santa Fé
	Seqüência Vulcânico-Sedimentar I	Fm. Arroio dos Nobres	Bom Jardim	Ac. Velho

Divisão litoestratigráfica utilizada neste trabalho

Fragoso Cesar <i>et al.</i> (2000*2000*)
Grupo Guaritas
Formação Pedra Pintada
Grupo Camaquã
Formação Santa Bárbara
Formação Crespos
Formação Maricá

Contatos

--- não indicado
- - - - - transicional

— discordância angular
— discordância erosiva

Tabela 3- Principais propostas estratigráficas para as unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas do Rio Grande do Sul (modificado de Paim *et al.* 1995, Fambrini 1998).

CAPÍTULO 4 – SÍNTESE GEOLÓGICA REGIONAL

A área estudada no presente trabalho localiza-se na região centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, na porção noroeste do Escudo Gaúcho (Fig. 1.1). As principais unidades desta área compreendem: o Terreno Rio Vacacaí, as coberturas do Grupo Camaquã na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, rochas graníticas e coberturas fanerozóicas da Bacia do Paraná. A sul desta região, o Escudo Gaúcho é representado pelo Bloco Valentines, exposição setentrional do Cráton Rio de La Plata; a leste, pelo Cinturão Dom Feliciano, parcialmente coberto pelas sub-bacias Camaquã Central e Camaquã Oriental.

Conforme mencionado anteriormente, o objetivo deste trabalho é o estudo da evolução tectônica e sedimentar das formações Maricá e Crespos do Grupo Camaquã, tendo como exemplo uma área localizada a oeste da cidade de Caçapava do Sul. Tendo isto em vista, neste capítulo apresentaremos uma breve discussão sobre a geologia desta região, expondo as propostas estratigráficas e tectônicas para as unidades adotadas no presente trabalho.

4.1- O Terreno Rio Vacacaí

O Terreno Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar 1990, 1991) localiza-se no extremo noroeste do Escudo Gaúcho (Fig. 1.1), sendo composto por escamas tectônicas de rochas metamáfica-ultramáficas (ofiolitos), metapelíticas, metavulcanogênicas, ortognáissicas e metacalcáreas imbricadas predominantemente segundo a direção NE-SW e vergentes para leste, constituindo uma *mélange* tectônica (Ribeiro & Fantinel 1978, Szubert 1978). Este conjunto registra várias paleogeografias de um sistema intraoceânico, principalmente associações de prisma acrescionário (ofiolitos imbricados com depósitos de fossa), de raiz de arco (ortognaisses calci-alcalinos de baixa K^2O) e de cobertura metavulcanogênica calci-alcalina de arco e de bacia de ante-arco (Fragoso-Cesar 1991).

Este terreno era interpretado como um *greenstone belt* de idade paleoproterozóica ou arqueana (Fragoso-Cesar 1980), até a obtenção de idades geocronológicas Rb/Sr (Soliani 1986) e Pb/Pb (Machado *et al.* 1988, 1990), evidenciando sua geração durante o Neoproterozóico, sendo então reinterpretado como um terreno exótico intraoceânico (Fragoso Cesar 1990, 1991), corroborado por estudos radiométricos

posteriores (e.g. Chemale *et al.* 1994, Babinski *et al.* 1996, Leite 1997) que registram a evolução de suas unidades entre 900-700 Ma.

4.2- O Grupo Camaquã

Na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, sobre as rochas do embasamento pré-cambriano e sob os depósitos da Bacia do Paraná, ocorrem espessas sucessões sedimentares e vulcânicas do topo do Neoproterozóico III e início do Cambriano da Bacia Camaquã. Desde o trabalho clássico de Almeida (1969), esta bacia foi interpretada como molassa relacionada às fases tardias do Ciclo Brasileiro. Fragoso-Cesar *et al.* (1982, 1984, 1985) interpretaram a Bacia Camaquã como uma antefossa molássica, modelo aceito por vários outros autores (e.g. Lavina *et al.* 1985, Paim *et al.* 1992, Paim *et al.* 1985, Faccini *et al.* 1987). Posteriormente, outros autores postularam uma origem transcorrente para esta bacia (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Oliveira 1992), modelo também adotado em outros trabalhos (e.g. Sayeg *et al.* 1992^a, 1992^b, Sayeg 1993, Fambrini 1998, Pelosi 1998). No entanto, como adiante discutido, os trabalhos recentes de nossa equipe (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Fambrini *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2000, Janikian *et al.* 2000, Pelosi & Fragoso-Cesar 2000, Almeida 2001 e Fragoso-Cesar *et al.* no prelo) têm descartado tanto o modelo de antefossa como de bacia transcorrente, reconhecendo o caráter extensional da evolução desta bacia.

Segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000^a, 2000^b), a Bacia Camaquã compreende os depósitos sedimentares relacionados às fases extensionais posteriores aos eventos orogênicos neoproterozóicos. Desta forma, tem sido aplicado um modelo de bacias tipo *rift* para as espessas (> 6000 m) seqüências do Rio Grande do Sul e Uruguai, graças ao estudo conjugado de análise estratigráfica e estrutural com análise de proveniência e paleocorrentes.

A Bacia Camaquã ocorre na forma de três sub-bacias alongadas segundo a direção N-NE separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas, denominadas de sub-bacias Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental (Fig. 4.1). O limite destas sub-bacias com o embasamento ocorre ao longo de falhas de direção NNE-SSW que, no geral, apresentam movimentos normais. Seus depósitos são reunidos no Grupo Camaquã.

Figura 4.1- A-Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Grupo Camaquã. Cidades: **CS**-Caçapava do Sul; **LS**- Lavras do Sul; **SBV**-Santana da Boa Vista. B- mapa esquemático com destaque para as sub-bacias da Bacia Camaquã (modificado de Fragozo Cesar et al. 2000b)

O Grupo Camaquã é subdividido em três formações separadas por discordâncias erosivas. A primeira corresponde à Formação Maricá, que ocorre apenas na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Fig. 4.1), sendo composta por cerca de 2000 metros de depósitos essencialmente areníticos. A segunda, Formação Crespos, compreende o registro de atividade vulcânica e vulcanoclástica durante a evolução da bacia. Esta unidade intermediária ocorre nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Camaquã Central (Fig. 4.1). A terceira unidade, que ocorre em todas as sub-bacias do Grupo Camaquã, corresponde à Formação Santa Bárbara, constituída por depósitos sedimentares posteriores aos eventos vulcânicos. A atividade tectônica sin-sedimentar deste grupo (Fragoso-Cesar *et al.* no prelo) e as fases de deformação posteriores à evolução destas unidades foram responsáveis pelo basculamento de suas camadas, onde as inclinações variam desde 90°-70°, nas regiões próximas aos grandes falhamentos, a 10° nos locais menos deformados.

Os diversos corpos graníticos que ocorrem por toda região, incluindo os granitos Caçapava do Sul, Lavras do Sul, São Sepé, Ramada, Cerro da Cria, Jaguari etc. (Fig. 4), são intrusivos na Formação Maricá, conforme já apontado por Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966), Santos *et al.* (1978) e Ribeiro (1983), considerado comagmáticos ao vulcanismo da Formação Crespos (Fragoso-Cesar *et al.* 1982, 1984, Nardi & Lima 1985, Soliani Jr. 1986). A Formação Santa Bárbara, posterior a este vulcanismo, ocorre sobreposta a estes granitos contendo clastos derivados destes. As idades destes granitos situam-se entre 550–580 Ma, considerando os dados geocronológicos Rb/Sr, U/Pb em zircão e SHRIMP, obtidos nos granitos Lavras do Sul e Caçapava do Sul por Soliani Jr (1986), Sartori & Kawashita (1985) e Leite (1995), entre outros.

Depósitos sedimentares e vulcânicos de idades e características semelhantes àqueles registrados no Grupo Camaquã também são encontrados em outras porções do sudeste do continente sul-americano. No Brasil, nos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e sul de Minas Gerais, ocorrem diversas bacias que possivelmente são correlatas à Bacia Camaquã. Dentre as mais importantes temos: Itajaí, Campo Alegre, Castro, Camarinha, Guaratubinha, Pouso Alegre, Eleutério e Pico de Itapeva. No Uruguai, depósitos possivelmente correlatos ocorrem nas regiões de Piriápolis, Barriga Negra, San Carlos, Sierra de Aguirre e outras (Fragoso-Cesar *et al.* 1987, Sanches-Bettucci 1998).

Todas estas bacias, assim como a Bacia Camaquã, ocorrem diretamente sobre as rochas do embasamento pré-cambriano e possuem idades do Neoproterozóico III e,

possivelmente, Cambriano, estando caracterizadas por espessos depósitos siliciclásticos associados a ambientes de forte atividade tectônica, sendo que em muitas delas ocorrem rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária associada.

Segue abaixo uma breve descrição das unidades litoestratigráficas que constituem o Grupo Camaquã.

4.2.1 - A Formação Maricá

A Formação Maricá corresponde à unidade mais antiga do Grupo Camaquã, sendo formada por cerca de 2000 m de depósitos siliciclásticos. Foi definida originalmente por Leinz e colaboradores (1941) na Serra do Maricá, onde "(...) a bacia de acumulação contorna irregularmente o planalto antigo da Ramada". Naquela época, os autores compararam os sedimentos rítmicos desta unidade com ardósias fossilíferas de Anitápolis (SC), indicando uma idade siluriana para esta formação. A semelhança desta unidade com os sedimentos glaciais permo-carboníferos da Bacia do Paraná gerou controvérsias na descrição litológica e na determinação de sua idade durante cerca de 10 anos, mais precisamente entre os anos de 1945 a 1956 (Doliani 1945, Pinto 1947, Martins 1948, Pinto 1949, Martins & Sena Sobrinho 1950, Martins 1951, Martins & Sena Sobrinho 1952, Doliani 1954, Beurlen *et al.* 1955, Martins *et al.* 1955, Beurlen & Martins 1956).

Posteriormente, Melcher & Mau (1960) agruparam rochas vulcânicas na então denominada Série Maricá, reunião também aceita por Goñi *et al.* (1962) que a redefiniram na categoria de Grupo Maricá. Robertson (1966) e Ribeiro *et al.* (1966) reconheceram a idade pré-cambriana para esta formação, colocando-a como a unidade de cobertura mais antiga do Escudo Gaúcho, e anterior às sucessões vulcânicas. Após o trabalho de Ribeiro *et al.* (1966) poucos são os artigos que descrevem esta unidade com detalhe, destacando os trabalhos de Santos *et al.* (1978), Ribeiro (1983), Leites *et al.* (1990), Paim *et al.* (1992, 1995), Paim (1994) e Porcher *et al.* (1995).

No presente trabalho, entendemos que a Formação Maricá corresponde aos depósitos sedimentares anteriores às fases de vulcanismo intenso na região, como inicialmente definido por Leinz *et al.* (1941). Suas exposições na Bacia Camaquã limitam-se por toda borda oeste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, onde ocorre em contato por falha com rochas metamórficas do Terreno Rio Vacacaí (Fig. 4.1). A espessura estimada para esta formação é da ordem de 2000 m podendo atingir mais de 2500 m na região de Lavras do Sul.

A Formação Maricá desenvolveu-se durante o Neoproterozóico III Tardio, considerando os icnofósseis descritos por Netto *et al.* (1992) restritos ao Vendiano Superior (*Intrites*), além de dados geocronológicos de seu embasamento que variam de 700 a 750 Ma (e.g. Machado *et al.* 1988, 1990, Chemale Jr. *et al.* 1994, 1997, Babinski *et al.* 1995, 1996). Dados obtidos nos granitos intrusivos indicam a idade mínima para esta formação (e.g. facies do Granito Lavras com idade Rb/Sr de 555 ± 12 Ma [Soliani Jr. 1986] e idade SHRIMP de 580 ± 6 Ma [Leite 1995]), além de idades obtidas nas unidades vulcânicas sobrejacentes (e. g. 573 ± 18 Ma, idade U/Pb dos riolitos no Cerro do Perau [Chemale Jr. *et al.* em prep. *apud* Zeffass *et al.* 2000]).

Litologicamente é composta por arenitos, arenitos conglomeráticos e ritmitos, sendo que as estruturas sedimentares mais comuns são: estratificação cruzadas acanaladas, tabulares, *hummocky* e tangenciais, laminações plano-paralelas, marcas onduladas simétricas e assimétricas, laminações cruzadas cavalgantes e cruzadas por onda.

Segundo Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b) e Pelosi & Fragoso-Cesar (2000) são reconhecidas pelo menos quatro unidades litoestratigráficas dentro desta formação. A unidade basal é composta por arenitos localmente conglomeráticos formados em ambientes fluviais de canais entrelaçados. A segunda unidade corresponde a um espesso (até 900 m) pacote sedimentar, composto por ritmitos arenosos de ambientes marinho raso. A terceira unidade, semelhante à basal, também é formada por arenitos e conglomerados de ambientes fluviais de rios entrelaçados. A quarta é composta por ritmitos areno-pelíticos de ambientes subaquáticos rasos, associados a corpos de arenitos formados por depósitos de frentes deltaicas. Estas unidades foram reconhecidas na região estudada neste trabalho e serão detalhadas na segunda parte desta dissertação (Capítulo 6).

Estruturalmente, a Formação Maricá apresenta inclinações de suas camadas variando de 50° a 15°, sendo afetada por falhas normais, raramente transcorrentes com rejeito lateral pequeno, e localmente contendo dobras tipo *rollover* e em caixa, de dimensões decimétricas a métricas. No geral, por toda extensão desta unidade as camadas tendem a cair sempre para o mesmo quadrante, estruturadas como monoclinais.

4.2.2- A Formação Crespos

A Formação Crespos foi definida por Ribeiro *et al.* (1966) como composta por rochas vulcânicas e sedimentares com grande proporção de material vulcânico. Esta unidade pertenceria à unidade de topo do então definido Grupo Bom Jardim. Segundo estes autores, a Formação Crespos é subdividida nos membros Hilário e Acampamento Velho. O Membro Hilário corresponde às intrusões e lavas andesíticas, tufos, brechas e conglomerados ricos em detritos vulcânicos. O Membro Acampamento Velho inclui os riolitos, dacitos e piroclásticas ácidas associadas. Posteriormente estes membros foram elevados à categoria de formação por Ribeiro & Fantinel (1978), classificação adotada em diversos trabalhos posteriores (*e.g.* Nardi & Lima 1985, Lima *et al.* 1995).

Após o trabalho de Ribeiro e colaboradores (1966), vários estudos foram realizados nestas unidades, muitos deles de caracterização geoquímica. Segundo Roisenberg *et al.* (1983), Nardi & Lima (1985), Wildner & Lima (1992) e Almeida *et al.* (1993), o Membro Hilário é composto na base por depósitos vulcano-sedimentares que são recobertos por derrames de andesitos e, subordinadamente, de andesi-basaltos e basaltos, que, em direção ao topo, intercalam-se com materiais piroclásticos de natureza intermediária a ácida, podendo conter diques de riolito e *necks* de composição monzonítica cortando a seqüência vulcânica. Lima & Nardi, (1992), Wildner & Lima (1992), Wildner *et al.* (1994), Almeida *et al.* (1996), Zeffass *et al.* (1999, 2000) descrevem o magmatismo predominantemente ácido do Membro Acampamento Velho, constituído por riolitos porfiríticos, riolitos fluidais e piroclásticas associadas, tais como brechas vulcânicas, tufos e tufos lapílicos, contendo em sua base, de acordo com Zeffass & Almeida (1997), um nível de basalto alcalino.

Os trabalhos que vêm sendo realizados por nossa equipe de pesquisa (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Janikian *et al.* 2000), incluindo a dissertação aqui apresentada e a que vêm sendo escrita pela colega de grupo Liliane Janikian, apontam a dificuldade de se dividir a Formação Crespos em membros Hilário e Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966), ou em formações Hilário e Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel 1978). Esta dificuldade apareceu durante o desenvolvimento de mapeamentos de detalhe nas regiões de Bom Jardim e Cerro do Bugio, onde notamos que o vulcanismo andesítico ocorre tanto na base como no topo. Outro problema na separação desta formação é a dificuldade de se correlacionar depósitos vulcanoclásticos, derrames e intrusões em diversos locais da bacia, pois em ambientes vulcânicos o

magmatismo, assim como os depósitos vulcanoclásticos, podem ocorrer simultaneamente em um ou mais locais da bacia com características composicionais distintas, dificultando uma correlação estratigráfica segura.

A Formação Crespos é bem representada na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, nas regiões dos Cerros do Bugio e Perau, Serra de Santa Bárbara, Platô da Ramada e Arroio Hilário. Na Sub-Bacia Camaquã Central ocorre por toda sua borda oeste, expostas nas regiões de Bom Jardim, Cerro dos Martins e Casa de Pedra (Fig. 4.1). Outra localidade de exposição desta unidade é no Platô de Taquarembó, localizado no município de Dom Pedrito (RS). No interior do Batólito Pelotas, ocorrem rochas félsicas possivelmente correlatas a esta unidade. No Cerro Ana Dias, um pequeno platô situado na porção NE do Batólito, afloram tufitos e ignimbritos riolíticos a riodacíticos associados a enxames de diques de igual composição, que de acordo com Philipp (1998) possuem tendência alcalina intraplaca.

Atualmente, reconhecemos cinco unidades litoestratigráficas que constituem a Formação Crespos: (i) ritmitos e conglomerados vulcanoclásticos inferiores, (ii) andesitos vulcânicos e intrusivos inferiores, (iii) ritmitos e conglomerados vulcanoclásticos intermediários, (iv) riolitos e tufos superiores e (v) andesitos vulcânicos e intrusivos superiores. Estas unidades foram reconhecidas na região de Bom Jardim (porção norte da Sub-Bacia Camaquã Central) e nas regiões dos Cerros do Bugio e do Perau, e Serra do Espinilho (Sub-Bacia Camaquã Ocidental). Os corpos graníticos de Caçapava do Sul, Lavras do Sul, Ramada e São Sepé são interpretados como comagmáticos a estas manifestações vulcânicas. (e.g. Fragoso-Cesar *et al.* 1982, 1995, Nardi & Lima 1985, Soliani Jr. 1986, Wildner *et al.* 1994, 1997, 1998, Porcher *et al.* 1995, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b).

A idade da Formação Crespos não está ainda claramente definida. Dados Rb-Sr extraídos de riolitos da unidade de riolitos e rochas piroclásticas superiores no Cerro do Perau apontam para 545.1 ± 12.7 Ma, 546.1 ± 12.9 Ma e 494.9 ± 15.1 (Almeida *et al.* 1996), enquanto U/Pb em zircões indicam 573 ± 18 Ma (Chemale Jr. *et al.* em prep. *apud* Zerfas *et al.* 2000). Idades Rb-Sr similares a estas foram obtidas em granitos supostamente comagmáticos com este vulcanismo, como exemplificado nas facies de pertita granitos (554 ± 25 Ma), pertita granitos e sienitos (555 ± 12 Ma) e sienogranitos (592 ± 46 Ma) do Granito Lavras do Sul (Soliani Jr. 1986), e 552 ± 4 Ma no conjunto de facies do Granito Caçapava do Sul (Sartori & Kawashita 1985). Também neste intervalo de idades situam-se as datações obtidas em zircão do Granito Caçapava do Sul pelo método SHRIMP por

Leite (1995): 541 ± 11 Ma na borda e 561 ± 6 Ma no núcleo do cristal. No Granito Lavras do Sul, este autor obteve pelo mesmo método idades mais antigas: 580 ± 6 Ma na borda e 608 ± 7 Ma no núcleo. Não considerando este último resultado (608 ± 7 Ma) e a isócrona Rb/Sr de 494.9 ± 15.1 em riolitos (Almeida *et al.* 1996), admite-se, até a obtenção de dados com maior precisão, que a idade da Formação Crespos situa-se entre 570-550 Ma (Neoproterozóico III tardio).

4.2.3 A Formação Santa Bárbara

A Formação Santa Bárbara foi definida por Robertson (1966) como unidade inferior do então definido Grupo Camaquã –redefinição da “Série Camaquan” de Carvalho (1932)–, que conteria ainda a Formação Guaritas e o Conglomerado Coxilha.

Estudos regionais realizados por nossa equipe de pesquisa (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Almeida *et al.* 2000, Fambrini *et al.* 2000, Almeida 2001 e Fragoso-Cesar *et al.* no prelo) reúnem na Formação Santa Bárbara os espessos (≥ 4 km) depósitos sedimentares posteriores às fases de vulcanismo da Formação Crespos, conforme já postulado por Robertson (1966). Estes depósitos essencialmente siliciclásticos apresentam clastos de composição variável, indicando que as áreas fontes eram compostas por rochas do embasamento ígneo e metamórfico e por rochas vulcânicas e sedimentares das unidades inferiores do Grupo Camaquã. A espessura dos depósitos e as análises de paleocorrentes e proveniência, aliadas a levantamentos estruturais, indicam que esta formação teve sua evolução associada a um sistema de bacia do tipo *rift* em ambientes de distensão crustal.

Seus depósitos encontram-se alojados em todas as sub-bacias do Grupo Camaquã (Fig. 4.1). Na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, ocorre por toda região do Vale de Santa Bárbara, área-tipo desta unidade conforme a definição de Robertson (1966), incluindo as localidades de Pedra do Segredo, vales e serras dos Lanceiros e do Seival, Serra de Santa Bárbara e Cerro da Pedra. Na Sub-Bacia Camaquã Central, seus depósitos encontram-se recobertos pelos depósitos eopaleozóicos da Bacia do Paraná, (Formação Pedra Pintada e Grupo Guaritas *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b), destacando a ocorrência da região das Minas do Camaquã, que devido a sua importância econômica se tornou a localidade mais conhecida desta formação. Ainda nesta sub-bacia, temos exposições, a norte do rio Camaquã, nas regiões de Bom Jardim e Cerro dos Martins, e a sul, nas regiões de Casa de Pedra, Cerro da Cruz, Rondinha e Apati. A Sub-

Bacia Camaquã Oriental é a única composta essencialmente pelos depósitos da Formação Santa Bárbara, que ocorrem em contato por falha normal com o embasamento ígneo e metamórfico do Cinturão Dom Feliciano, e preenchem as calhas sedimentares do Vale do Piquiri e Rincão dos Mouras a norte do Rio Camaquã, e Vale do Boici a sul.

Em trabalhos anteriores realizados nas sub-bacias Camaquã Central e Ocidental, principalmente nas regiões de Bom Jardim, Vale do Piquiri, Cerro dos Martins e Vale do Boici, muitos autores utilizaram a denominação de Formação Arroio dos Nobres para estes depósitos (e.g. Tessari & Picada 1966, Ribeiro *et al.* 1966, Tessari & Giffoni 1970; Oliveira & Fernandes 1991 e Oliveira 1992). Os trabalhos de mapeamento regional, análise de facies, proveniência e paleocorrentes, realizados por nossa equipe em todas sub-bacias do Grupo Camaquã, vêm demonstrando que a Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966) e a Formação Santa Bárbara de Robertson (1966) correspondem à mesma unidade estratigráfica, por apresentarem características litológicas, estruturais e evoluções paleogeográficas correlacionáveis. Como o termo Santa Bárbara possui prioridade sobre a designação Arroio dos Nobres, temos nos referido a esta unidade como Formação Santa Bárbara (e.g. Fambrini *et al.* 1996, 2000, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Almeida *et al.* 2000, Janikian *et al.* 2000, Almeida 2001)

Atualmente são reconhecidas seis unidades litoestratigráficas para esta formação, que constituem distintos sistemas deposicionais, de onde temos da base para o topo: (i) unidade de conglomerados e arenitos inferiores, formados em ambientes de leques aluviais e deltaicos proximais; (ii) arenitos e ritmitos inferiores, de ambiente marinho raso associado a sistemas de leques deltaicos distais, depósitos de marés e de tempestades; (iii) conglomerados e arenitos intermediários, de ambientes de planície aluvial de canais entrelaçados; (iv) arenitos e ritmitos intermediários, formados em ambientes marinhos rasos, incluindo depósitos lagunares, ambientes costeiros proximais e depósitos com predomínio de ação de ondas de tempestade; (v) conglomerados e arenitos superiores, formados em ambientes de leques aluviais e deltaicos proximais; e (vi) arenitos superiores, formados em ambiente marinho dominado por tempestade.

A idade da Formação Santa Bárbara é considerada como do final do Neoproterozóico III e, possivelmente, início do Cambriano. Estudos de icnofósseis realizados por Netto *et al.* (1992) indicam um intervalo vendiano-tomotiano para esta formação. Os icnofósseis reconhecidos por estes autores incluem *Cochlichnus*, *Didymaulichnus*, *Gyrolithes*, *Planolites*, *Rusophycus* e *Skolithos* ? e, sobretudo na unidade de arenitos e ritmitos inferiores, *Intrites*, que indica idade vendiana de acordo com Crimes

(1987, *apud* Netto *et al.* 1992). Dados radiométricos foram obtidos por Bonhomme & Ribeiro (1983) na região das Minas do Camaquã, indicando uma idade K/Ar na fração fina da unidade de ritmitos e arenitos inferiores de 572 ± 17 Ma e 535 ± 16 Ma, e datações K/Ar em pelitos intercalados nos arenitos finos da unidade de arenitos superiores (então considerada como da Formação Guaritas) fornecendo idades de 529 ± 11 Ma e 524 ± 16 Ma.

~PARTE III~

GEOLOGIA DA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

CAPÍTULO 5 - O GRUPO CAMAQUÃ NA PORÇÃO NORTE DA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

5.1- Introdução

A Sub-Bacia Camaquã Ocidental é a maior e mais completa exposição do Grupo Camaquã. Localiza-se na porção centro-sul do Rio grande do Sul, mais precisamente entre os municípios de Caçapava do Sul, Lavras do Sul e Vila Nova do Sul, ocupando uma área de aproximadamente 2400 Km² (Fig. 4.1).

O limite da sub-bacia com as rochas metamórficas do Terreno Rio Vacacaí se dá por falhas, com regra apresentando rejeitos normais, subordinadamente oblíquos. Pressupõe-se que estas falhas obliteram uma relação primariamente feita por discordância litológica, com os conglomerados desta sub-bacia e as rochas metamórficas do embasamento (Terreno Rio Vacacaí).

O pioneiro no reconhecimento geológico da Sub-Bacia Camaquã Ocidental foi Carvalho (1932), tendo sido o primeiro a referir-se às rochas da "Serie Camaquan" que afloravam na margem esquerda do rio "Camaquan do Hilário", estendendo-se até as proximidades da cidade de Caçapava do Sul. Leinz *et al.* (1941), Robertson (1966), Ribeiro *et al.* (1966), Goñi *et al.* (1962), Santos *et al.* (1978), Leites *et al.* (1990), Paim (1994) e Paim *et al.* (1995) contribuíram para a evolução dos conhecimentos do Grupo Camaquã tomando como exemplo as exposições desta sub-bacia.

A coluna estratigráfica aqui apresentada corresponde àquela que vem sendo proposta por nosso grupo de pesquisa (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b). Segundo esta, a Sub-Bacia Camaquã Ocidental é a única no escudo que contém todas as unidades do Grupo Camaquã (Fig. 4.1). A Formação Maricá ocorre por toda sua borda oeste, sendo recoberta pelas rochas vulcânicas da Formação Crespos e intrudida por rochas plutônicas e sub-vulcânicas comagmáticas a estas. A Formação Crespos ocorre em todas suas exposições ocidentais, enquanto a Formação Santa Bárbara ocupa uma faixa alongada segundo a direção N-NE de sua borda leste.

A área estudada no presente trabalho compreende a porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Fig. 4.1), sendo composta pelas três unidades litoestratigráficas que constituem o Grupo Camaquã. O mapa em escala 1:50.000 apresentado em anexo foi dividido em 9 unidades litoestratigráficas que caracterizam as formações Maricá e

Crespos na região (Anexo 1). A Formação Santa Bárbara aparece como unidade indivisa, pois foi objeto de mapeamento da Dissertação de Mestrado do colega de equipe Renato Paes de Almeida. Por este motivo, seus limites foram compilados do Mapa Geológico da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental deste trabalho (Almeida 2001).

5.2.- Aspectos Fisiográficos

A área pesquisada situa-se na porção norte-noroeste do município de Caçapava do Sul, próximo ao limite com os municípios de São Sepé e Vila Nova do Sul, mais precisamente entre as localidades de Cerrito do Ouro a norte até as regiões do Vale de Santa Barbarazinha e Platô da Ramada, a sul (Fig. 5.1). As feições fisiográficas que destacam o relevo da região compreendem uma série de serras e cristas alinhadas segundo a direção N-NE denominadas de Serra do Espinilho, cerros dos Castelhanos, Bugio e Perau, e Serra de Santa Bárbara (Figs. 5.1 e 5.2), sustentados pelas rochas vulcânicas e intrusivas da Formação Crespos. No limite leste da área temos o Alto de Caçapava do Sul que, junto com as serras acima citadas, constituem as feições de relevo mais elevadas da região, chegando a ultrapassar 400 m de altitude (Fig. 5.2).

A oeste dos cerros do Bugio, Perau e Serra de Santa Bárbara (Figs. 5.1 e 5.2) temos uma região composta por relevos do tipo planaltos irregulares e acidentados compostos por rochas sedimentares que constituem as seqüências inferiores do Grupo Camaquã, incluindo as unidades da Formação Maricá e unidades vulcanoclásticas da Formação Crespos. Sobre estes planaltos ocorrem diversos morros e morretes residuais constituídos por litologias vulcânicas, principalmente de composição riolítica, incluindo as localidades do Cerro do Nascimento e Serra dos Machados, que provavelmente representam relevos residuais do Platô da Ramada que se localiza a S-SW da área mapeada.

A rede de drenagem que corta a área pertence à Sub-Bacia Hidrográfica do Rio Vacacaí, afluente do Rio Jacuí (Porcher *et al.* 1995). Os principais cursos d'água, como os arroios Santa Bárbara, São Rafael, Salsinho e Megatério (ex-Pessegueiro), são condicionados por feições estruturais como falhas e fraturas. O padrão de drenagem predominantemente encontrado é do tipo dendrítico retangular de baixa densidade.

Figura 5.1- Imagem de satélite PCsharp 1 com destaque para as feições de relevo da região (ver localização na Fig. 4.1).

visada de SSW para NNE

visada de N para S

Figura 5.2- Principais feições de relevo da área de estudo, com destaque para o Cerro do Bugio e do Perau, sustentados pelas rochas de origem vulcânica da Formação Crespos. Nos vales de Santa Bárbara e Santa Barbarazinha afloram os sedimentos rítmicos das formações Maricá e Santa Bárbara.

5.3- Litoestratigrafia

O levantamento do mapa geológico da porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Fig. 5.3 e Anexo 1) e de perfis de detalhe (Fig. 5.4) permitiu a separação de diversas unidades que compreendem as formações Maricá e Crespos na região (Fig. 5.5). Estruturalmente encontram-se alinhadas segundo a direção N-NE, com mergulhos que no geral caem para E-SE, com variações locais associadas à movimentação de falhas (Figs. 5.3 e 5.4). A espessura estimada para estas formações na região é da ordem de 2,5 km (Fig. 5.5), que, somada aos 4 km dos depósitos da Formação Santa Bárbara (conforme estimado por Almeida 2001), totalizam, pelo menos 6,5 km de espessura para o Grupo Camaquã na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

A Formação Maricá foi subdividida em cinco unidades de mapeamento, denominadas informalmente de: (1) Arenitos e Conglomerados Inferiores, (2) Arenitos e Ritmitos Inferiores, (3) Lapilli-Tufitos, (4) Arenitos e Conglomerados Superiores e (5) Arenitos e Ritmitos Superiores (Fig. 5.5); a Formação Crespos, em quatro: (6) Conglomerados e Arenitos Epiclásticos, (7) Riolitos Vulcânicos, (8) Riolitos Intrusivos e (9) Andesitos Vulcânicos e Intrusivos.

Cada unidade litoestratigráfica sedimentar e epiclástica contém uma ou mais associações de facies que representam distintos sistemas deposicionais, detalhados nos capítulos 6 e 7. Cada facies descrita recebeu um código e foi agrupada em tabelas de associações de facies, conforme a proposta de Miall (1978, 1996). A Tabela 5 apresenta o código e a descrição de todas as facies encontradas na região.

Figura 5.3- Mapa geológico simplificado do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (ver localização na Fig. 4.1).

Figura 5.4- Perfis geológicos do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (ver localização no mapa em anexo ou na figura 5.3)

Figura 5.5-Coluna litoestratigráfica do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

Tabela 5- Códigos, nomenclatura, descrição e interpretação das diversas facies encontradas na região estudada.

Código	Facies	Descrição	Interpretação
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos com má seleção mineralógica e com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, algumas vezes com concentração de clastos nos <i>foresets</i> . Dispõe-se em espessos pacotes homogêneos, com raros bolsões conglomeráticos	Depósitos de migração de dunas subaquáticas
Ac	Arenito com <i>climbing-ripples</i>	Arenito fino com <i>climbing-ripples</i> dispostos em camadas centimétricas de geometria tabular	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente em regime de fluxo inferior.
ACa	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte. Ocorrem em <i>sets</i> de geometria ondulada de dimensões decimétricas a métricas. No geral o grau de seleção é bom, onde os fragmentos são das frações seixo e calhau subarredondados	Depósitos de migração de formas de leito e de dunas subaquáticas conglomeráticas
Ah	Arenito com estratificações cruzadas <i>hummocky</i> , <i>swaley</i> e <i>micro-hummocky</i>	Arenitos finos a médios com boa seleção granulométrica, dispostos em camadas decimétricas a métricas onduladas, com frequentes estratificações cruzadas de baixo ângulo e, observáveis nas melhores exposições, estratificações cruzadas tipo <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> ; em muitos locais observa-se <i>micro-hummocky</i> em camadas centimétricas de geometria suavemente ondulada	Depósitos de barras arenosas geradas ou retrabalhadas por tempestades, com predominância de fluxo oscilatório ou combinado
Al	Arenito com laminação plano-paralela	Arenitos finos a grossos arcoseanos com laminação plano-paralela dispostos em camadas geralmente tabulares de espessuras centimétricas a decimétricas.	Depósitos de fluxo laminar superior, associado a diversos processos conforme a associação de facies em que se encontram.
Alo	Arenito com laminação cruzada por onda	Arenitos finos com laminação cruzada com dissemelhança estrutural nos estratos e com base erosiva ondulada	Depósitos gerados por processo de fluxo oscilatório ou combinado, com ação de ondas
Am	Arenito maciço	Arenitos finos a grossos arcoseanos, dispostos em camadas tabulares a suavemente onduladas. Normalmente são bem selecionados, com grãos subarredondados a arredondados; como regra ocorrem na base de ciclos granodecrescentes	Depósitos de fluxo gravitacional associados a correntes de turbidez
Amo	Arenito com megaondulações	Arenitos médios, com boa seleção granulométrica, em camadas decimétricas a métricas com megaondulações (<i>megaripples</i>)	Depósitos de dunas subaquosas costeiras de correntes litorâneas
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Arenito fino com marca ondulada assimétrica. As marcas onduladas apresentam cristas retas com alturas que não ultrapassam 2cm. Ocorrem em camadas centimétricas de geometria tabular	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente subaquática, como regra de pouca profundidade

Aos	Arenito com marca ondulada simétrica	Arenitos finos com marcas onduladas simétricas dispostas em camadas tabulares de espessuras centimétricas	Processo de fluxo oscilatório
Ap	Arenito com estratificação plano-paralela	Arenitos finos a médios arcoseanos dispostos em camadas tabulares de dimensões centimétricas e decimétricas com estratificação plano-paralela	Processo de regime de fluxo inferior. Frequentemente ocorrem associados a depósitos de fluxo de grãos em correntes de turbidez
As	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Arenitos finos a médios arcoseanos com estratificação cruzada sigmoidal de pequeno a médio porte, por vezes com concentrações de clastos argilosos nos <i>foresets</i> e superfícies de reativação. Ocorrem em camadas decimétricas a métricas, de geometrias lenticulares	Depósitos de barras de desembocadura de distributários deltaicos
At	Arenito com estratificação cruzada tabular	Arenitos finos a médios com estratificação cruzada tabular de pequeno porte, dispostos em camadas tabulares de dimensões decimétricas	Depósitos de barras longitudinais de correntes fluviais de rios entrelaçados, quando associadas com a facies Aa
Ca	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada	Conglomerados polimítico e monomítico sustentados pelo arcabouço com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte. O arcabouço é formado por seixos, localmente calhaus. O grau de seleção é bom e a forma no geral é subarredondada, localmente arredondada e subangulosa	Depósitos de preenchimento de canais
Ccg	Conglomerado sustentado pelo arcabouço com estratificação gradacional	Conglomerado polimítico e monomítico sustentado pelo arcabouço, com pulsos de granulometria granodecrescente e granocrescente para o topo. No geral ocorrem em camadas tabulares de dimensões decimétricas, podendo atingir dimensões métricas. Os fragmentos variam da fração seixo a calhau, localmente ocorre matacão (raro). O grau de seleção é variável, e a forma também (subangulosos a subarredondados)	Depósito de fluxo de detritos ricos em material de granulometria grossa. Depósitos de fluxo não canalizado, possivelmente do tipo enchente em lençol quando associados a facies de leques aluviais, e como depósitos de correntes de densidade quando associados a facies subaquáticas de leques deltaicos
Ccm	Conglomerado maciço sustentado pelo arcabouço	Conglomerados maciço sustentado pelo arcabouço, polimíticos ou monomíticos. Dispostos no geral em camadas tabulares de dimensões decimétricas a métricas. O grau de arredondamento varia de angulosos a subarredondados	Depósitos de fluxo de detritos de porções proximais de leques aluviais, sendo as camadas intercaladas formadas por ritmitos interpretadas como depósitos grossos de correntes turbidíticas densas associadas a regiões distais de leques deltaicos
Cmg	Conglomerado sustentado pela matriz com estratificação gradacional	Conglomerado polimítico e monomítico sustentado pela matriz com pulsos de granulometria granodecrescente e granocrescente para o topo. No geral ocorrem em camadas tabulares de dimensões decimétricas, podendo atingir dimensões métricas. Os fragmentos variam da fração seixo a calhau, localmente ocorre matacão. O grau de seleção é variável, e a forma também (angulosos a subarredondados)	Depósitos de fluxo de detritos; quando associados a facies fluviais podem representar depósitos de fluxo desconfinado

Cmm	Conglomerado maciço sustentado pela matriz	Conglomerados monomíticos e polimíticos sustentados pela matriz, sendo esta argilosa e contendo fragmentos detríticos de diversas granulometrias e formas	Depósitos de fluxo de detritos, associados a leques aluviais proximais
H	Arenito e siltito heterolíticos	Arenitos laminados ricos em marcas onduladas dispostos em camadas centimétricas com siltitos argilosos depositados nas calhas das marcas onduladas. Podem ocorrer de três formas: (i) as camadas arenosas predominam, fazendo com que os depósitos de siltito fiquem isolados em lentes centimétricas; (ii) proporções aproximadamente iguais de arenitos e siltitos, resultando em um padrão ondulado; (iii) predominam siltito, resultando em isolamento das marcas onduladas arenosas	Alternância de processos de tração e decantação
PL	Pelito com laminação plano-paralela, localmente maciços	Camadas de siltitos com laminação plano-paralela. Localmente apresentam marcas onduladas assimétricas, de pequena amplitude, no topo das camadas. Subordinadamente ocorrem camadas de argilitos, por vezes siltosos e/ou maciços. A espessura das camadas varia de centimétrica a métrica	Depósitos de decantação de material em suspensão

CAPÍTULO 6 –FORMAÇÃO MARICÁ

6.1- Introdução

Na área de estudo, região referencial investigada em quase todos os trabalhos que dela trataram, a Formação Maricá (*sensu* Leinz *et al.* 1941, Ribeiro *et al.* 1966, Ribeiro 1983, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b) aflora a oeste dos cerros do Bugio e Perau e Serra de Santa Bárbara, esculpidos sobre rochas vulcanogênicas da Formação Crespos, sendo limitada a oeste e norte por rochas metamórficas do Terreno Rio Vacacaí e a sudoeste também pela Formação Crespos no Planalto da Ramada. Santos *et al.* (1978) reuniram suas litologias na então designada Formação Pessegueiro. Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995), mapeando a suas exposições da Folha Passo do Salsinho, reuniram seus depósitos em uma unidade denominada de Seqüência Vulcano-Sedimentar 1. Paim *et al.* (1992), utilizando os conceitos de alostratigrafia e estratigrafia genética, agruparam estes depósitos em uma seqüência de 1º ordem (Seqüência I) subdividida em duas seqüências de 2º ordem (seqüências I.a e I.b). Paim (1994) utilizou o conceito de Aloformação Maricá, posteriormente redefinido para Alogrupo Maricá (Paim *et al.* 1995).

Em todos os trabalhos acima citados, os pesquisadores admitem eventos de derrames de lavas riolíticas intercaladas com os depósitos inferiores da Formação Maricá. No presente trabalho, estes corpos de riolitos agrupados na Formação Maricá foram mapeados, sendo observado suas relações intrusivas nesta formação, sendo correlacionados com as rochas riolíticas da Formação Crespos (Unidade 8 de Riolitos Intrusivos), incluindo o Cerro do Nascimento, a Serra dos Machados e os diversos corpos de pequenas extensões espalhados por toda porção centro-sul da região estudada (ver mapa no Anexo 1 e Figs. 5.3 e 5.4). Por outro lado, foi identificado uma ocorrência de rocha riolítica piroclástica (lapilli-tufito) intercalada nesta formação, não registrada em mapas anteriores.

Conforme apresentado no mapa em anexo e nas figuras 5.4 e 5.5, a Formação Maricá na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental foi dividida em cinco unidades litoestratigráficas: (1) Arenitos e Conglomerados Inferiores, (2) Arenitos e Ritmitos Inferiores, (3) Lapilli-Tufitos, (4) Arenitos e Conglomerados Superiores e (5) Arenitos e Ritmitos Superiores (Fig. 5.5). Cada unidade é composta por sucessões de facies geneticamente correlacionadas que representam distintos sistemas deposicionais: as

unidades (1) e (4) compreendem depósitos fluviais de canais entrelaçados; as unidades (2) e (5) registram a sedimentação associada a períodos de inundação na bacia; e a unidade (3) é representada por um nível de rocha piroclástica que registra, pelo menos, um evento vulcânico durante a evolução da Formação Maricá.

Na área mapeada, a Formação Maricá é composta por arenitos arcoseanos, localmente conglomeráticos, dispostos em camadas de geometrias e dimensões variadas conforme o processo gerador; as rochas apresentam colorações amarelas, beges, marrons claro e esverdeadas, com presença comum de níveis de minerais pesados que dão à rocha um aspecto que lembra uma mistura “sal e pimenta”, conforme já apontado por Leinz *et al.* (1941), Ribeiro *et al.* (1966) e Ribeiro (1983) como aspecto marcante desta unidade. A elevada litificação, compactação e fraturamento são características típicas da Formação Maricá, mascarando muitas vezes texturas e estruturas originais, onde camadas de arenitos muito finos rítmicos freqüentemente assumem um aspecto ardosiado, e os arenitos mascaram suas estruturas apresentando-se com aparência maciça.

Em lâmina, estes arenitos apresentam granulometrias que variam de muito fina a grossa, onde os grãos intensamente compactados sustentam a rocha, sendo envoltos por cimento de composição ferruginosa e carbonática. A forma dos grãos varia de arredondada a subangular, a seleção granulométrica de boa a média, o grau de esfericidade de moderado a bom. Composicionalmente são caracterizados por: quartzo (monocristalino + policristalino = 30 a 50%), feldspato alcalino (15 a 50%), plagioclásio (15 a 30%), fragmentos líticos (até 20%); opacos, clorita e epidoto aparecem como acessórios. Segundo a classificação de Folk (1968), estes arenitos são arcósios e, localmente, arcósios líticos (ver diagrama na Fig. 2.3).

Neste capítulo apresentaremos os resultados das análises de facies, proveniência e paleocorrentes obtidos nas litologias da Formação Maricá. No primeiro item (6.2) serão descritas as associações de facies e a interpretação dos sistemas deposicionais de cada unidade litoestratigráfica mapeada, nos itens 6.3 e 6.4 serão apresentados os resultados das análises de proveniência e paleocorrentes.

6.2 – Análise de Facies e Sistemas Depositionais

6.2.1 - Arenitos e Conglomerados Inferiores (Unidade 1)

6.2.1.1- Análise de Facies

A unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores estende-se por toda a borda oeste da porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, sendo composta por espesso depósito (~500 m) de arenitos, arenitos conglomeráticos e esparsas lentes de conglomerados. Ocorre em contato por falha com as rochas metamórficas do Terreno Rio Vacacaí; no topo é limitada por uma superfície de inundação que marca o início de uma ingressão marinha na Bacia Camaquã (Figs. 5.4 e 5.5). A localidade tipo desta unidade é a região do Passo da Promessa, onde afloram suas facies mais típicas. Todas as facies encontradas nesta unidade foram reunidas em uma única associação, denominada AF-1 (Tab. 6.1).

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de dunas subaquáticas 3D e de formas de leito
ACa	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de formas de leito
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional
Ap	Arenito com estratificação plano-paralela	Depósitos de regime de fluxo superior
At	Arenito com estratificação cruzada tabular	Depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de rios entrelaçados
Ca	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de preenchimento de canais
Ccm	Conglomerado maciço suportado pelo arcabouço	Depósitos de fluxo de detritos, turbulento e de carga de fundo
Cmg	Conglomerado suportado pela matriz com estratificação gradacional	Depósitos de fluxo de detritos; quando associados a facies fluviais podem representar depósitos de fluxo desconfinado
Cmm	Conglomerado maciço suportado pela matriz	Depósitos de fluxo de detritos, associados a leques aluviais proximais

Tabela 6.1- Tabela de facies da Associação de Facies 1 (AF1), da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (ver descrição das facies na tabela 5).

A associação de facies 1 (AF-1) compreende basicamente depósitos de arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, localmente com níveis conglomeráticos associados. As facies mais comuns são **Aa** e **ACa**, compostas por

arenitos arcoseanos médios a grossos com seixos e calhaus esparsos, onde os *sets* das estratificações cruzadas apresentam de 2 a 3 m de largura, localmente ≥ 4 m, com alturas que variam de 40 a 50 cm, atingindo até 1 m (Fig. 6.1). A presença constante destas facies indica que o processo dominante durante a deposição foi a migração de formas de leito ou de dunas subaquáticas (Fig. 6.1 A); a dimensão dos *sets* sugere que estas formas de leito eram de grande amplitude.

As rochas conglomeráticas são caracterizadas por uma boa seleção granulométrica e uma elevada maturidade textural (Figs. 6.2 e 6.3), onde os seixos e calhaus apresentam um elevado grau de arredondamento e esfericidade. As facies de conglomerados maciços (Ccm e Cmm) e conglomerados com estratificação cruzada acanalada (Ca) ocorrem na forma de bolsões lenticulares de dimensões decimétricas a métricas. Os conglomerados gradacionais (Cmg) ocorrem em camadas decimétricas com granodecrescência ascendente (Fig. 6.3.) Segundo a classificação de facies fluviais de Miall (1996), estas facies conglomeráticas são interpretadas como pertencentes a depósitos de barras longitudinais conglomeráticas (*gravel bars*), depósitos de fluxo de detritos gravitacionais de porções proximais de leques aluviais e depósitos de preenchimento de formas de leito.

6.2.1.2- Sistema Depositional

A associação de facies AF-1 indica um sistema de planície fluvial de canais entrelaçados, conforme já apontado por Fragoso-Cesar *et al.* (1985), Leites *et al.* (1990), Paim *et al.* (1992, 1995), Paim (1994) e Porcher *et al.* (1995). O amplo predomínio de facies arenosas, principalmente a facies Aa, e a geometria dos depósitos indicam um sistema fluvial composto, basicamente, por formas de leito arenosas (*sand bedforms* de Miall 1996), associadas a bancos e barras arenosas, localmente conglomeráticas (Fig 6.4).

A maturidade textural das facies de conglomerados (Fig. 6.2) indica que os canais apresentavam um elevado gradiente capaz de retrabalhar e transportar a carga de fundo (*coarse sediment load*). Segundo os parâmetros de Schumm (1985), a elevada contribuição de carga de fundo e a dimensão das estruturas sugerem um sistema de múltiplos canais de baixa sinuosidade, com elevada velocidade de fluxo e alta carga sedimentar.

Bloco diagrama ilustrando depósitos de migração de dunas subaquáticas, apresentando suas formas em superfície e o resultado em 3D de sua formação (Harms *et al.* 1982)

Figura 6.1-Seção colunar de detalhe da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (1), com destaque para as facies *Aa* da Associação de Facies 1 (AF-1)- Localização- GPS-2447831/6634976.

A

B

Figura 6.2-- Fotos da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá.
 A- Detalhe da maturidade textural dos seixos e calhaus.
 B- Facies de arenitos com estratificação cruzada acanalada.

Figura 6.3 - Seção de detalhe da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (1) da Formação Maricá, na região do Passo da Promessa, com destaque para as facies conglomeráticas da AF-1 (localização GPS- 247097/6630522).

A maturidade textural dos arenitos e o grau de arredondamento e esfericidade dos clastos indicam que o sedimento transportado pelos sistemas de canais entrelaçados já apresentava acentuado retrabalhamento.

Possivelmente esta planície fluvial ocupava uma grande extensão em área devido à dimensão das estruturas e a maturidade de seus depósitos, onde os fluxos canalizados transportavam a carga clástica da área fonte e retrabalhavam a própria planície fluvial. A associação de texturas e estruturas indica um sistema de canais entrelaçados de grande amplitude, associados a depósitos de barras longitudinais e transversais de granulometria fina a grossas com boa seleção textural, localmente com depósitos de carga de fundo associados ao preenchimento de canais por clastos de dimensões seixo até calhau (Fig. 6.4).

Figura 6.4- Modelo tridimensional da planície fluvial de canais entrelaçados da unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá, com destaque para a forma dos canais e de suas barras longitudinais e transversais (bloco diagrama modificado e adaptado de Collinson 1996).

6.2.2- Arenitos e Ritmitos Inferiores (Unidade 2)

6.2.2.1- Análise de Facies

Os Arenitos e Ritmitos Inferiores correspondem à unidade mais expressiva de mapeamento da área (Anexo 1, Figs. 5.3 e 5.4). Compreende um espesso pacote de até 900 m de espessura (Fig. 5.5) de arenitos finos a muito finos, com participação muito subordinada de arenitos médios a grossos e pelitos, dividido em duas associações de facies (AF-2a e AF-2b). Seu limite basal se faz por uma superfície de inundação que a separa da unidade inferior (unidade 1), no topo, ocorre intercalada com o nível piroclástico da unidade (3) de Lapilli-Tufito, e sobreposta, por discordância erosiva, pela unidade (4) de Arenitos e Conglomerados Superiores (Fig. 5.5).

A **Associação de Facies 2a** (Tab. 6.2) ocorre ao longo de toda a unidade intercalada com as facies da associação AF-2.b, sendo composta basicamente por arenitos em camadas tabulares e onduladas com estruturas que indicam ação de processos de fluxo oscilatório, atribuídos a ambientes dominados por ondas de alta energia (de Raff *et al.* 1977, Dott & Bourgeois 1982, Walker & Plint 1992).

Dentre as facies mais comuns nesta associação, destacamos as facies **Ah**, **Aos**, **Alo** e **H**, que no geral ocorrem em camadas de dimensões centimétricas a decimétricas de geometria ondulada e lenticular (Fig. 6.5).

As facies de arenitos com *hummocky* (**Ah**) ocorrem na forma de camadas decimétricas a métricas de arenitos com estratificação cruzada *hummocky* (Fig. 6.5) semelhantes àquelas descritas por Dott & Bourgeois (1982), com litoclastos de pelitos na base erosiva e marcas onduladas no topo, indicando uma diminuição da energia em direção ao topo das camadas. Ainda dentro desta facies temos arenitos em camadas centimétricas com estruturas *hummocky* de menor amplitude e dimensão, denominadas de micro-*hummocky* (Figs. 6.5 e 6.6). Estas estruturas foram agrupadas por de Raff *et al.* (1977) em uma associação denominada "HCS" (*hummocky cross stratification*) que caracterizam ambientes dominados por ondas de tempestade.

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Ah	Arenitos com estratificação cruzada <i>hummocky</i> e micro- <i>hummocky</i>	Depósitos de barras arenosas geradas ou retrabalhadas por tempestades, com predominância de fluxo oscilatório ou combinado
Al	Arenitos com laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior
Alo	Arenito com laminação cruzada por onda	Depósitos gerados por processo de fluxo oscilatório ou combinado, com ação de ondas
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional
Amo	Arenito com megaondulação.	Depósitos de dunas subaquáticas costeiras de correntes litorâneas
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente subaquática, como regra de pouca profundidade
Aos	Arenito com marca ondulada simétrica	Depósitos formados por processo de fluxo oscilatório
H	Arenito e siltito heterolíticos.	Depósitos gerados pela alternância de processos de tração e decantação
PL	Pelito com laminação plano-paralela, localmente maciço	Depósitos de decantação de material em suspensão

Tabela 6.2- Tabela de facies da Associação de Facies 2a (AF-2a), da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores. Ver descrição detalhada das facies na tabela 5.1.

A facies heterolítica (**H**) é caracterizada por apresentar estruturas do tipo acamamento lenticular (*lenticular bedding*), onde camadas e lentes de arenitos com laminação cruzada de base reta e ondulada intercalam-se com níveis pelíticos laminados (Figs. 6.5, 6.7 e 6.8). A presença de estruturas onduladas por ondas e correntes indica processos de fluxo combinado (unidirecional e bidirecional); os níveis pelíticos interdigitados refletem variações de aumento e diminuição de energia associadas à oscilação de fluxos de tração e suspensão (de Raff *et al.* 1977, Walker & Plint 1992).

Outras estruturas comumente encontradas, formadoras da facies **Alo** (Fig. 6.9), são marcas onduladas simétricas e assimétricas de base erosivas e dissemelhança estrutural nos estratos, sugestivas de processos de fluxos combinados (oscilatórios e unidirecionais).

As demais facies encontradas nesta associação AF-2a representam processos de fluxo de corrente, decantação e de ondas normais, que ocorrem nos intervalos dos períodos de forte tempestade. Dentre estas, destacam-se as facies de arenitos com megaondulações (**Amo**), que caracterizam depósitos de dunas subaquáticas costeiras formadas por correntes litorâneas por ondas de tempo bom, arenitos com marcas onduladas simétricas e assimétricas (**Aos** e **Aoa**) e arenitos com laminação plano-paralela (**Al**). Estas facies indicam um ambiente de águas rasa para esta associação.

Figura 6.5 - Seções representativas da Associação de Facies 2a (AF-2a) da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá (localização- GPS- A-250519/6634648 B-246123/6626973).

Figura 6.6- Fotos das facies da associação 2a da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, com destaque para estruturas do tipo *micro-hummocky* (facies **Ah**) em camadas onduladas de arenitos finos.

Figura 6.7- Foto e esquema da facies heterolíticas **H** (*lenticular bedding*) da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá.

Figura 6.8- Foto e esquema da facies heterolítica (*lenticular bedding*) da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá.

Figura 6.9- Foto da facies de arenitos com marcas onduladas de base ondulada e erosiva com dissemelhança estrutural (facies Alo).

A **Associação de Facies 2b (AF-2b)** compreende uma espessa sucessão de facies de arenitos tabulares laminados e maciços (Fig. 6.10 e Tab. 6.3) reunindo as facies mais típicas desta unidade, que ocorrem tanto na área estudada como nas demais ocorrências da Formação Maricá.

	Facies	Interpretação
Ac	Arenito com <i>climbing-ripples</i>	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente em regime de fluxo inferior
Al	Arenito com laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior, associado a diversos processos conforme a associação de facies em que se encontram
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional associado a correntes de turbidez
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente subaquática, como regra de pouca profundidade
Ap	Arenito com estratificação plano-paralela	Depósitos gerados por processo de regime de fluxo inferior; freqüentemente ocorrem associados a depósitos de fluxo de grãos em correntes de turbidez
PL	Pelito com laminação plano-paralela, localmente maciço	Depósitos de decantação de material em suspensão

Tabela 6.3- Tabela de facies da Associação de Facies 2b (AF-2b), da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores. Ver descrição detalhada das facies na tabela 5.1.

A facies de arenitos maciços (**Am**) ocorre intercalada com a facies de arenitos laminados (**Al**) na forma de ritmitos tabulares que se repetem monotonamente por espessas sucessões de camadas que afinam de espessura para o topo (Figs. 6.11 e 6.12), constituindo ciclos estratodecrescentes de dimensões decimétricas a métricas, localmente interrompidos pela presença das facies da AF-2.a.

Figura 6.10- Seção tipo da AF-2b da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, composta essencialmente de ritmitos arenosos monótonos, com destaque para a geometria tabular de suas camadas. Localização -BR-290 -corte ao lado do Arroio São Rafael ~ 35Km a norte da cidade de Caçapava do Sul.

Figura 6.11- Seção representativa da AF-2b da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, com destaque para as sucessões monótonas de arenitos maciços (localização: GPS- 246389/6627084).

Figura 6.12- Seção representativa da AF-2b da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá, na região do Vale de Santa Barbarazinha (Localização: GPS- 246556/ 6624689).

A associação de texturas e estruturas indica que estes depósitos se formaram abaixo do nível de ação de ondas de tempestade. As sucessões monótonas de facies de arenitos maciços e laminados em camadas tabulares (Figs. 6.10, 6.11 e 6.12) assemelham-se muito com depósitos do tipo *classical turbidites* descritos por Walker (1992^b).

As estruturas que indicam processos de correntes subaquáticas encontradas nesta associação de facies (*climbing-ripples*, laminação e estratificação plano-paralela, marcas onduladas assimétricas) e as facies de carga de suspensão (facies de arenitos finos e pelitos) ocorrem localmente no topo dos ciclos granodecrescentes.

6.2.2.2- Sistemas Depositionais

As associações de facies e a presença de icnofósseis descritos por Netto *et al.* (1992) indicam um ambiente marinho para esta unidade. A assembléia de estruturas sedimentares e a geometria e espessura das camadas indicam que este ambiente marinho era composto por dois sistemas deposicionais: o primeiro corresponde a depósitos de plataforma marinha rasa dominada por ondas de tempestade, e o segundo a depósitos formados por correntes de turbidez abaixo do nível de ação de ondas normais e de tempestade.

A ocorrência de depósitos de turbiditos e tempestitos nesta unidade da Formação Maricá já havia sido sugerida por Paim *et al.* (1992, 1995) e Paim (1994), porém como facies subordinadas, representando porções distais de sistemas de frentes deltaicas; Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995) a descrevem como formada apenas por sistemas de frentes deltaicas, denominando-a de Unidade de Arenitos Sigmoidais.

A associação de facies AF-2a é composta por diversas estruturas que indicam a ação de processos de fluxo oscilatório atribuídos a eventos de retrabalhamento por ondas normais e principalmente de tempestade (de Raff *et al.* 1977, Dott & Bourgeois 1982, Walker & Plint 1992). Segundo a classificação de sub-ambientes marinhos rasos de Reading & Collinson (1996), estes processos ocorrem na zona de transição entre a face litorânea e a de costa afora (*shoreface-offshore*), que se localiza entre os níveis de ação

de ondas de tempo bom e de tempestade (Fig. 6.13), onde são comuns estruturas de tipo estratificação cruzada do tipo *hummocky*, laminações cruzadas por onda e facies heterolíticas. Os depósitos de dunas subaquáticas, de ondas normais e de correntes litorâneas (facies **Amo**, **Aoa**, **Ac**), são depositados na face litorânea (*shoreface*), indicando ambiente marinho raso para esta associação.

Figura 6.13- Perfil da plataforma marinha rasa e seus sub-ambientes (Reading & Collinson 1996).

A segunda associação de facies (AF-2b) compreende depósitos gerados abaixo do nível de ação de ondas de tempestade, em ambientes de costa afora (*offshore*), basicamente composta por turbiditos formados pela intercalação de arenitos maciços, arenitos com laminações plano-paralela, arenitos com *climbing-ripples*, arenitos muito finos e pelitos laminados, destacando-se turbiditos tipo Tabc e Tade.

As sucessões monótonas de estratos granodescrescentes de arenitos maciços intercalados com arenitos laminados, localmente com marcas onduladas, permite classificar estes depósitos como do tipo “turbiditos clássicos” (*classical turbidites sensu* Walker 1992^b). Este tipo de depósito é caracterizado pela escassez de laminações cavalgantes, estruturas convolutas, *slump* e marcas erosivas, indicando que as correntes densas fluíram lentamente sobre o substrato da bacia, não necessariamente associada a taludes continentais, possivelmente relacionadas a processos autocíclicos como ação de correntes litorâneas, costeiras e até de tempestade.

As duas associações AF-2a e AF-2b ocorrem intercaladas ao longo dos 900m de espessura que constituem esta unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores, indicando que tanto os processos de ação de ondas de tempestade e de correntes de turbidez ocorreram simultaneamente durante longos períodos de evolução desta unidade (Fig. 6.14). Este tipo de relação indica que os depósitos de turbiditos podem ter sido formados por correntes subaquáticas geradas por tempestades (*storm-generated turbidity currents*) descritas por Hamblin & Walker (1979), Elliott (1986), Johnson & Baldwin (1986) e Walker (1992^b), onde períodos de tempestades intensas geram fluxos oscilatórios de alta energia que retrabalham as facies costeiras e litorâneas formando depósitos de tempestitos na face litorânea e na zona de transição, e nas regiões abaixo do nível de ação de ondas de tempestade (costa afora) geram correntes densas de fluxos de detritos, relacionados à entrada da areia nas porções mais profundas da plataforma e conseqüente deposição de turbiditos (Fig. 6.14).

A associação de estruturas e as sucessões de facies indicam que esta unidade se formou em ambiente de plataforma marinha, incluindo a face litorânea, a zona de transição e principalmente a costa afora. A seleção granulométrica e textural de seus depósitos indicam que a fonte era composta basicamente por areias oriundas das regiões costeiras e das porções mais rasas da plataforma, retrabalhadas e depositadas pelos processos de ondas normais, de tempestade e por correntes de turbidez. As associações de texturas e estruturas indicam um ambiente de plataforma marinha dominada por ondas normais e principalmente de tempestade, conforme a classificação de tipos de costa afora (*offshore types*) de Johnson & Baldwin (1986).

Figura 6.14- A- Bloco diagrama ilustrando o ambiente de plataforma marinha dominada por ondas normais e de tempestade da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá. A zona de transição e a face litorânea são compostas por depósitos formados por ação das ondas de tempo bom e de tempestade da AF-2a. A costa afora é dominada por depósitos de turbiditos clássicos da AF-2b.

B- Perfil esquemático da plataforma dominada por ondas normais e de tempestade do bloco diagrama A (adaptado de Elliott 1986).

6.2.3- Lapilli-Tufito (Unidade 3)

Junto à Estância Taleira (Anexo 1 e Fig. 5.3) foi encontrado um nível de rocha vulcanoclástica intercalado no topo da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores. Este nível apresenta aspectos texturais e composicionais distintos das demais unidades da Formação Maricá, sendo classificado como piroclástico. Ocorre em uma camada de ~2 m de espessura e geometria irregular de base erosiva, sobreposta às facies de Aoa e PI da associação de facies 2.b (Fig. 6.15). A característica mais marcante deste nível piroclástico é a presença de clastos de pelitos laminados, semelhantes aqueles encontrados na base erosiva, de dimensões de seixo a matação, retorcidos e deformados, sustentados pela matriz maciça (Fig. 6.15).

A matriz é mal selecionada, com grande contribuição de grãos de feldspato prismáticos de formas euhédricas com até 1,5 cm de diâmetro. Em lâmina apresenta diversas texturas que indicam uma contribuição de fontes vulcânicas, como: *glass shards*, feldspatos euhédricos e grãos de quartzo bipiramidados (Fig. 6.16) imersos na matriz quartzo feldspática mal selecionada de granulometria fina.

Seguindo a classificação de rochas piroclásticas de Fisher & Schmincke (1984), este nível foi denominado de lapilli-tufito (ver diagrama da Fig. 2.4 na pg. 21), sendo interpretado como formado por processos de fluxo piroclástico (McPhie *et al.* 1993) em ambientes subaquáticos, associado a um evento de vulcanismo explosivo de composição ácida. A densidade e a elevada intensidade deste fluxo foram capaz de arrancar e deformar os pelitos laminados inconsolidados, porém já coesos, do substrato da bacia.

Nos levantamentos geológicos já realizados na Formação Maricá (Santos *et al.* 1978, Leites *et al.* 1990), as evidências de atividade vulcânica sin-sedimentar eram baseadas na presença de corpos de riolitos interpretados como derrames sobre os depósitos fluviais e marinhos desta unidade, interpretação aceita por diversos autores que estudaram as unidades vulcânicas da Bacia Camaquã (*e.g.* Almeida *et al.* 1992, 1993, Lima *et al.* 1995, Porcher *et al.* 1995, Wildner *et al.* 1994, 1997, 1998). Porém, conforme já mencionado, durante os trabalhos de mapeamento de detalhe, concluímos que estes corpos de riolitos são intrusivos em todas as unidades da Formação Maricá e pertencem às unidades de topo da Formação Crespos, e desta forma, não podem ser utilizados como indicativos de atividade vulcânica sin-Maricá.

Por outro lado, o reconhecimento deste nível de Lapilli-Tufito prova a existência de um vulcanismo ativo durante a evolução da Formação Maricá. Possivelmente esta

atividade vulcânica foi muito limitada e restrita, pois não foram reconhecidas sucessões vulcanoclásticas e nem mesmo a própria fonte vulcânica. O reconhecimento regional deste nível de lapilli-tufito servirá como um horizonte guia dentro da Formação Maricá; a análise geocronológica deverá fornecer a idade direta de seus depósitos.

Figura 6.15- Seção tipo da unidade de Lapilli-Tufito na localidade da Estância Taleira. Este nível ocorre intercalado com os depósitos da unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores da Formação Maricá. (Localização: GPS- 248626/ 6626805)

A

B

C

D

E

F

Figura 6.16- Fotos das lâminas do nível de lapilli-tufito. Notar que os grãos de quartzo vulcânico e feldspatos euhédricos angulosos, localmente subarredondados, encontram-se dispersos na matriz de cinza com textura do tipo *glass shards*, típicas de rochas piroclásticas. Em A, B, C e D destacamos a matriz com as texturas na forma de "y" que caracterizam os *shards*. Em D, um detalhe da forma euhédrica dos feldspatos. Em F o detalhe de um quartzo vulcânico.

6.2.4- Arenitos e Conglomerados Superiores (Unidade 4)

6.2.4.1 – Análise de Facies

A unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores (unidade 4) ocorre sobre a unidade inferior por discordância erosiva, sendo composta por litologias muito semelhantes àsquelas encontradas na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (unidade 1). Na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, sua região tipo ocorre nas áreas próximas à localidade do Sítio da Figueira, ocupando uma faixa alongada segundo a direção N-NE que corta toda a área estudada (Anexo 1). A espessura desta unidade é da ordem de 350 m (Fig. 5.5), constituída por arenitos e conglomerados cuja estrutura principal é a estratificação cruzada acanalada. As diversas facies encontradas nesta unidade foram reunidas em uma associação de facies denominada de AF-4 conforme apresentado na tabela 6.4.

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de dunas subaquáticas 3D e de formas de leito
ACa	Arenito conglomerático com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de formas de leito
Ac	Arenito com <i>climbing-ripples</i>	Depósitos de fluxo de corrente em regime de fluxo inferior
Al	Arenito com laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior, associado a diversos processos conforme a associação de facies em que se encontram
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Depósitos de fluxo de corrente subaquática, normalmente de pouca profundidade
Ap	Arenito com estratificação plano-paralela	Processo de regime de fluxo superior
At	Arenito com estratificação cruzada tabular	Depósitos de migração de barras longitudinais de correntes fluviais de rios entrelaçados
Ca	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de preenchimento de canais
Ccm	Conglomerado maciço sustentado pelo arcabouço	Depósitos de fluxo de detritos, turbulento e de carga de fundo
Cmg	Conglomerado sustentado pela matriz com estratificação gradacional	Depósitos de fluxo de detritos; quando associados a facies fluviais podem representar depósitos de fluxo desconfinado
Cmm	Conglomerado maciço sustentado pela matriz	Depósitos de fluxo de detritos associados a leques aluviais proximais
PL	Pelito com laminação plano-paralela, localmente maciço	Depósitos de decantação de material em suspensão

Tabela 6.4- Tabela de facies da Associação de Facies 4 (AF-4), da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores (ver descrição das facies na tabela 5).

Entre as facies mais comuns, destacamos as **Aa** e **ACa**, formadas por processos de migração de dunas subaquáticas conforme já mencionado no item 6.2.1.1 (Fig. 6.1). As facies conglomeráticas (Fig. 6.17), freqüentes em toda unidade, ocorrem na forma de camadas decimétricas tabulares (facies **Cmm** e **Ccm**) formadas por processos de fluxo de detritos não canalizados do tipo *sheetflood*, e na forma de bolsões lenticulares (**Ca**) interpretados como depósitos de preenchimento de canais.

Assim como a unidade inferior, esta também é caracterizada por apresentar camadas amalgamadas de arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de médio porte (Fig. 6.18), onde a dimensão dos sets varia de decimétrica a métrica, chegando a atingir até 4m de largura, indicando que os canais apresentavam grande amplitude. A maturidade textural de seu arcabouço é boa, sendo comuns fragmentos com formas subarredondadas e arredondadas (Fig. 6.19), sugerindo uma alta taxa de retrabalhamento de carga de fundo para estes depósitos.

Aparentemente esta unidade é muito semelhante à unidade inferior (unidade 1), porém com algumas diferenças, como a presença constante de facies conglomeráticas. Outra diferença é a presença de facies de arenitos muito finos e pelitos laminados e com marcas onduladas (facies **Ac**, **Al**, **Aoa** e **Pl**) intercaladas com as facies de arenitos com estratificação cruzada acanalada (Fig. 6.20). Estas facies ocorrem apenas no topo da unidade e indicam depósitos formados por processos de fluxo laminar de regime inferior e até mesmo de decantação, sugerindo a presença de facies de ambientes subaquáticos restritos associadas a ambientes de fluxo canalizados. Estas facies se assemelham muito com as encontradas na unidade sobreposta (unidade 5), sugerindo que estes níveis de arenitos finos e pelitos possivelmente estariam associados a ingressões do corpo subaquáticos encontrado na unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores (unidade 5).

6.2.4.2- Sistema Depositional

A associação de facies AF-4 indica que esta unidade se formou em um sistema de planície fluvial de canais entrelaçados, possivelmente associada a porções distais de leques aluviais devido à presença constante de facies conglomeráticas ao longo da unidade (Fig 6.21). Este sistema de canais entrelaçados estaria relacionado à presença de barras longitudinais e transversais texturalmente mais grossas do que aquelas descritas na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores.

Figura 6.17- Seção tipo da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá, na região do Sítio da Figueira (Localização: GPS- 247240/ 6624405).

Figura 6.18- Fotos da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá com destaque para as facies de arenitos com estratificação cruzada acanalada (Aa).

Figura 6.19 - Fotos da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá com destaque para a maturidade das facies conglomeráticas.

Figura 6.20- Seção da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá, ao longo da BR 290 (Localização: GPS- 255015/6637089).

Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995), mapeando esta mesma região, não reconheceram estes depósitos como unidade de mapeamento, agrupando-os com as sucessões marinhas da unidade inferior, representando sistemas de canais distributários de planície deltaica. Paim *et al.* (1992, 1995) também interpretaram esta unidade como de origem deltaica. Paim (1994), realizando perfis regionais por todas as exposições da designada Aloformação Maricá, classificou estes depósitos como de sistemas aluviais associados a tratos de mar baixo de seqüências do tipo 1.

Assim como o sistema fluvial da unidade 1, este é caracterizado por apresentar canais de grande amplitude e de alta taxa de retrabalhamento de sua carga clástica devido à dimensão de suas estruturas e a boa maturidade textural de seu arcabouço.

A presença de facies de pelitos e arenitos laminados, localmente com estruturas como marcas onduladas e *climbing-ripples*, intercaladas no topo da unidade com as facies de arenitos com estratificação cruzada acanalada (Fig. 6.20), indica que este sistema fluvial apresentava uma ligação com um corpo subaquático. Possivelmente suas facies estariam associadas a inundações da planície fluvial relacionadas a fases de subsidência da bacia. A semelhança destas facies com as encontradas na unidade sobreposta (unidade 5) indica que os sistemas fluviais da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores passa lateralmente para os depósitos subaquáticos da unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores.

Figura 6.21- Modelo deposicional da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá. A planície fluvial é semelhante com aquela já descrita na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (Fig. 6.4), porém, nesta unidade superior, a contribuição de facies conglomeráticas é maior.

6.2.5- Arenitos e Ritmitos Superiores (Unidade 5)

6.2.5.1- Análise de Facies

Os Arenitos e Ritmitos Superiores (unidade 5) correspondem à unidade de topo da Formação Maricá, separados da unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores por uma superfície de inundação que marca um novo afogamento da bacia. Seu limite superior compreende uma superfície erosiva que separa a Formação Maricá da Formação Crespos marcando um importante limite estratigráfico dentro do Grupo Camaquã (Anexo 1 e Figs. 5.4 e 5.5).

Esta unidade compreende um pacote de cerca de 350 m de espessura (Fig. 5.5) de ritmitos tabulares intercalados localmente com camadas de arenitos de dimensões decimétricas a métricas de geometria lenticular, localmente tabular. As facies encontradas nesta unidade foram reunidas na associação de facies 5 (AF-5) conforme apresentado na tabela 6.5.

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Ac	Arenito com <i>climbing-ripples</i>	Formada por processos de fluxo de corrente em regime de fluxo inferior
Al	Arenito com laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior, associado a diversos processos conforme a associação de facies em que se encontram
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional associado a correntes de turbidez
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Depósitos formados por processos de fluxo de corrente subaquática, no geral de pouca profundidade
Aos	Arenito com marca ondulada simétrica	Depósitos formados por processo de fluxo oscilatório
As	Arenito com estratificação cruzada sigmoidal	Depósitos de barras de desembocadura de distributários deltaicos.
PL	Pelitos com laminação plano-paralela, localmente maciço	Depósitos de decantação de material em suspensão

Tabela 6.5- Tabela de facies da Associação de Facies 5 (AF-5) da unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores (ver descrição das facies na tabela 5).

Conforme visto na tabela 6.5 poucas são as facies encontradas nesta unidade, sendo que a mais comum é a facies de pelitos laminados (PL), que ocorre na forma de ritmitos de laminação milimétrica com alternância regular de siltitos e argilitos (Fig. 6.22).

A regularidade das laminações milimétricas e a granulometria fina permite classificar este ritmitos como depósito do tipo laminitos (*sensu* Talbot & Allen 1996).

Em muitas porções desta unidade, os laminitos ocorrem sucessivamente ao longo de seções métricas a decamétricas com algumas interrupções de camadas arenosas maciças (facies **Am**) e laminadas (facies **Al**) (Fig. 6.22). Estas sucessões indicam que o processo dominante durante a sedimentação foi a decantação, com pequenas ingressões de corpos arenosos por fluxo de detritos e fluxo de corrente laminar. Localmente ocorrem estruturas como marcas onduladas assimétricas (facies **Aos**) e *climbing-ripples* (facies **Ac**), que indicam ação subordinada de processos de corrente em água relativamente rasa (Fig. 6.22).

A facies de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (**As**) é exclusiva desta unidade; normalmente ocorre na forma de camadas decimétricas a métricas de geometria lenticular intercaladas na base e no topo pelas facies de laminitos na forma de ciclos granocrescentes (Fig. 6.23). O contato basal destas camadas arenosas é erosivo, no geral com intraclastos de pelitos e arenitos finos laminados; no topo, é comum a presença de marcas onduladas localmente cavalgantes, indicando uma diminuição da energia. Esta facies (**As**) é interpretada como formada por processos de desaceleração de barras arenosas de desembocadura de distributários deltaicos.

6.2.5.2- Sistema Depositional

A análise de facies realizada nesta unidade indica um ambiente subaquático para a formação de seus depósitos. A ausência de facies que indicam a ação de correntes litorâneas, de maré ou até mesmo de ondas, sugere que este corpo subaquático era restrito, ou confinado, possibilitando a atuação de processos de decantação.

As camadas de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal indicam que lobos de desembocadura de distributários deltaicos freqüentemente ingressavam neste corpo. As camadas de arenitos maciços e com marcas onduladas possivelmente estariam associadas a correntes e fluxo de detritos relacionados a ingressão destes lobos deltaicos.

Os depósitos de laminitos e a ausência de facies marinha, como de maré e de praia, sugerem um corpo subaquático do tipo lacustre. A hipótese marinha é remota, mas não descartada; neste caso a ausência de facies litorânea indicaria uma paleogeografia do tipo golfo, com uma ligação restrita com o mar aberto.

Ritmitos com alternância de siltitos e argilitos (laminitos)

Figura 6.22- Seção da AF-5 da unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores da Formação Maricá, destacando as facies de pelitos laminados (laminitos). (Localização: GPS- 252177/ 6634747).

Litologia

	argilito
	siltito
	arenito

Textura

G	Grânulos
Ag	areia grossa
Am	areia média
Af	areia fina
S	silte
A	argila

	estratificação cruzada sigmoidal
--	----------------------------------

Figura 6.23- Seção tipo da Associação de Facies 5 da unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores da Formação Maricá, com destaque para a geometria das facies de arenitos com estratificação cruzada sigmoidal (**As**) (Localização: GPS-248887/ 6627192).

Este lago, ou golfo seria afetado por deltas (Fig. 6.24), que foram interpretados como do tipo construtivos dominados por rios (*high-constructive deltas sensu* Reading & Collinson 1996).

Figura 6.24- Modelo deposicional para a unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores (unidade 5) da Formação Maricá.

Nos sistemas dominados por rios, os processos de desaceleração dos lobos arenosos de desembocadura de canais geram camadas de arenitos com geometria sigmoidal, caracterizadas por apresentarem a base erosiva e marcas onduladas no topo, indicando uma diminuição da energia devido à lenta desaceleração do fluxo unidirecional, e a ausência de processos de retrabalhamento por fluxos oscilatório e de correntes de maré.

O sistema deltaico seria responsável pelo abastecimento de carga sedimentar no lago, ou golfo. Os sedimentos finos carregados pelos canais na forma de material em suspensão ao entrarem no corpo subaquático se concentrariam nas porções de água rasa, na forma de correntes de fluxo de partículas em suspensão (*hypopycnal overflow*) inundando a superfície do lago por material siltico-argiloso, onde os processos de decantação formariam os depósitos de laminitos. A carga sedimentar arenosa entraria na forma de lobos arenosos, e como correntes de densidade (*density hyperpycnal underflow*), representados pelas camadas de arenitos maciços, laminados e com marcas onduladas, possivelmente associadas a períodos de cheia dos canais distributários.

O mapeamento litofaciológico e os perfis de detalhe permitiram a visualização do caráter progradação deste sistema deltaico, onde os depósitos de laminitos se concentram nas porções inferiores da unidade e os níveis de arenitos sigmoidais nas superiores. Os depósitos deltaicos são marcados por sucessões granocrescentes, onde os lobos arenosos ocorrem isolados dentro de facies pelíticas nas porções mais inferiores da unidade (Fig. 6.23), enquanto no topo da unidade predominam camadas de arenitos amalgamadas de geometria sigmoidal.

6.3- Análise de Paleocorrentes

Os dados de paleocorrentes obtidos na Formação Maricá foram medidos em planos de estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte das unidades 1 e 4 de Arenitos e Conglomerados Inferiores e Superiores (Anexo 1).

Estudos anteriores de paleocorrentes na Formação Maricá são restritos aos trabalhos de Paim *et al.* (1992, 1995), Paim (1994) e Porcher *et al.* (1995), que apontaram sentido de transporte para quadrantes orientais, variáveis de E para E-SE. No entanto, os dados obtidos na presente dissertação, corrigidos pelo programa PALEOCOR 2.0 (Almeida 2001), indicam que o transporte foi predominantemente para N.

Os vetores médios obtidos para a unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores (unidade 1) foram obtidos em planos de estratificação cruzada acanalada das facies Aa e ACa indicando que o transporte sedimentar foi de sul para norte (Fig. 6.25). Os dados obtidos na unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores (unidade 4) são muito semelhantes dos encontrados na unidade inferior (Fig. 6.26), indicando também um transporte para norte com alguma dispersão para leste e sudoeste, o que é comum em sistemas de canais entrelaçados. Os dados apresentados nas rosetas A, B e C (Fig. 6.26) foram coletados em três estações distintas, estando suas localizações registradas no mapa geológico em anexo. A roseta D (Fig. 6.26) compreende todos os dados obtidos na unidade, incluindo aqueles das rosetas A, B e C e medidas coletadas em outros afloramentos, em pontos onde era difícil a obtenção de um número estatisticamente representativo para a construção de estação.

A obtenção de medidas nas unidade 2 e 5 de Arenitos e Ritmitos Inferiores não foi possível de ser realizada devido à escassez de estruturas e de cortes favoráveis em quantidade estatisticamente significativa .

Figura 6.25- Diagramas de paleocorrentes obtidos na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá. A localização dos pontos de coletas dos dados encontra-se diposta no mapa em anexo.

Figura 6.26- Rosetas de paleocorrentes obtidas na unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá (ver disposição no mapa em anexo).

6.4- Análise de Proveniência

A análise de proveniência foi realizada através da contagem dos fragmentos das frações mais grossas que 3 cm. Tal procedimento foi realizado nas unidades de Arenitos e Conglomerados Inferiores e Superiores (unidade 1 e 3), caracterizadas por apresentarem seixos e calhaus esparsos, assim como bolsões conglomeráticos isolados, onde as áreas de contagem foram previamente selecionadas. Devido à ausência de afloramentos com números suficientes de seixos e calhaus para uma boa análise estatística, buscou-se dar preferência a localidades que possuíssem afloramentos próximos com as mesmas características litofaciológicas. Nestas localidades procurou-se contar todos os fragmentos observados até que somassem 100. Com este objetivo foram selecionadas quatro regiões para contagem (ver localização no Anexo 1), levando à construção de dois gráficos para cada unidade (Figs. 6.27 e 6.28).

Notamos nestes gráficos que a litologia dos fragmentos é diversa, porém com predomínio de fragmentos de alta resistência física à erosão, tais como granitos, riolitos e de quartzo leitoso. A composição dos fragmentos indica que a área fonte era predominantemente composta por rochas ígneas (granitos e riolitos), subordinadamente metamórfica. Fragmentos correlacionáveis às rochas do Terreno Rio Vacacaí são raros ou ausentes, restringindo a participação deste terreno à categoria de embasamento, sem contribuição significativa como área fonte.

A informação mais importante extraída da análise de proveniência é a contribuição de rochas vulcânicas, revelando que durante a evolução da Formação Maricá já existia uma fonte de origem vulcânica, comprovada pela presença constante de clastos de riolitos, piroclásticas ácidas e alguma contribuição de andesitos. Esta fonte apresenta registros nos diagramas construídos (Figs. 6.27 e 6.28), onde evidencia-se a crescente importância de fontes vulcânicas da Unidade 1 para a Unidade 4.

A análise petrográfica realizada em arenitos das unidades da Formação Maricá também indicou as mesmas áreas fontes. A presença constante de fragmentos líticos de granitos finos e de grãos de quartzo plutônico apontam contribuição de fontes de composições graníticas. A elevada porcentagem de feldspatos (até 50%) com importante fração de plagioclásios aliados à presença de grão de quartzo vulcânico sugerem também a participação de fontes vulcânicas.

AP-01- total de clastos= 100

AP-02- total de clastos= 100

Figura 6.27- Gráficos de proveniência obtidos na unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores da Formação Maricá (ver localização da amostragem no mapa em anexo).

AP-03- total de clastos= 100

AP-04- total de clastos= 100

Figura 6.28- Gráficos de proveniência obtidos na unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores da Formação Maricá (ver localização da amostragem no mapa em anexo).

A análise de maturidade textural dos fragmentos demonstra um elevado grau de retrabalhamento. Os fragmentos são, no geral, arredondados e subarredondados (Figs. 6.2, 6.3, 6.16 e 6.18). O grau de esfericidade também é elevado; os fragmentos no geral apresentam formas circulares e ovaladas, poucos apresentam formas alongadas; formas achatadas não foram encontradas.

Estas características indicam que os fragmentos que compõem a rocha sofreram diversos processos de transporte e retrabalhamento; a seleção granulométrica e a maturidade textural sugerem que a área fonte encontrava-se distante no momento de deposição. De acordo com os dados de paleocorrentes esta fonte situava-se predominantemente a sul.

CAPÍTULO 7- FORMAÇÃO CRESPOS

7.1- Introdução

A Formação Crespos foi definida por Ribeiro *et al.* (1966) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, na região da Mina dos Crespos, próxima à área de estudos, já no Platô da Ramada. Foi definida como composta por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de composições ácidas a intermediárias; esta unidade constituindo o topo do então definido Grupo Bom Jardim. Segundo estes autores, a Formação Crespos é subdividida nos membros Hilário e Acampamento Velho. O Membro Hilário compreende rochas andesíticas, tufos, brechas e conglomerados ricos em detritos vulcânicos. O Membro Acampamento Velho reúne riolitos, dacitos e piroclásticas ácidas.

Os membros Hilário e Acampamento Velho de Ribeiro *et al.* (1966) foram elevados à categoria de formação por Ribeiro & Fantinel (1978), classificação adotada em diversos trabalhos posteriores (e.g. Nardi & Lima 1985, Horbach *et al.* 1986, Lima *et al.* 1995, Wildner *et al.* 1994, Almeida *et al.* 1996). Santos *et al.* (1978) criaram o conceito de Formação Cerro dos Martins, dividida nos membros Hilário e Arroio do Nobres, excluindo o Membro/Formação Acampamento Velho, considerada discordantemente sobreposta.

A proposta estratigráfica aqui adotada provém de estudos realizados por nossa equipe de pesquisa nas unidades de cobertura do Escudo Gaúcho, onde a Formação Crespos é a unidade intermediária do Grupo Camaquã, sendo sobreposta às rochas sedimentares da Formação Maricá por discordância erosiva e sotoposta pelos espessos depósitos sedimentares pós-vulcânicos da Formação Santa Bárbara (e.g. Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Janikian *et al.* 2000).

Neste trabalho investigamos as ocorrências desta formação situadas na região do Passo do Salsinho, incluindo as localidades da Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau, Cerro do Bugio, Serra do Espinilho, Serra dos Machados, Cerro do Nascimento e Vila de Santa Bárbara. Nestas regiões foram identificadas quatro unidades litoestratigráficas para a Formação Crespos na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Anexo 1 e Figs. 5.4 e 5.5). Estas unidades foram denominadas informalmente de: Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (unidade 6), Riolitos Vulcânicos (unidade 7), Riolitos Intrusivos (unidade 8) e Andesitos Vulcânicos e Intrusivos (unidade 9).

Estas ocorrências já foram estudadas com detalhe por diversos pesquisadores na mesma região, incluindo: os trabalhos de levantamento geológico básico realizado pela CPRM na folha Passo do Salsinho (Leites *et al.* 1990, Porcher *et al.* 1995, Wildner *et al.* 1994, 1997, 1998); e trabalhos de mapeamento e estudos petrológicos e geoquímicos realizados por pesquisadores da UNISINOS, principalmente nas regiões dos cerros do Bugio e Perau e Serra de Santa Bárbara (Almeida *et al.* 1992, 1993, 1996, Zeffass & Almeida 1997, Zeffass *et al.* 1999, 2000).

7.2- Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (Unidade 6)

A unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (unidade 6) é composta por um espesso pacote de conglomerados sustentados pelo arcabouço em camadas de geometria irregular, localmente tabular que, para o topo, passam para arenitos com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte intercalados com camadas tabulares de conglomerados e de ritmitos areno-pelíticos (Fig. 7.1). Suas ocorrências contornam toda a encosta oeste da Serra do Espinilho e dos cerros do Bugio e do Perau, sendo recobertas por derrames e depósitos piroclásticos ácidos da unidade de Riolitos Vulcânicos (unidade 7).

Esta unidade foi denominada por Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995) de Unidade de Facies 3- Conglomerados da Seqüência Vulcano-Sedimentar 2. Estudando suas exposições nas regiões dos cerros do Bugio e Perau, Zeffass *et al.* (1999, 2000) reuniram estes depósitos em uma associação de facies vulcânica inferior da Formação Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel 1978), sendo composta por brechas e derrames de basaltos andesíticos.

A proveniência e a análise petrográfica (item 7.2.3) indicam que as fontes para esta unidade eram rochas de origem vulcânicas. Como esta composição ultrapassa 90% dos litotipos descritos, considerando a classificação de McPhie *et al.* (1993), ela é caracterizada como vulcanoclástica (*vide* item 2.3). A textura das rochas desta unidade indica a subdivisão de epiclástica, pois os clastos das rochas eruptivas ígneas e piroclásticas apresentam um acentuado retrabalhamento, indicando a atuação de processos pós-eruptivos de alteração, fragmentação, transporte e sedimentação. Desta forma, esta unidade foi analisada seguindo a metodologia utilizada para os depósitos sedimentares da Formação Maricá, utilizando-se de métodos de análise de facies,

sistemas deposicionais e de proveniência. A análise de paleocorrentes não pode ser realizada devida à falta de estruturas indicativas de direção de fluxo em quantidade com valor estatístico.

7.2.1 Análise de Facies

As facies encontradas nesta unidade foram agrupadas em duas associações denominadas AF-6a e AF-6b. A Associação de Facies 6a reúne as litologias mais típicas desta unidade, ocupando cerca de 380 m espessura de depósitos essencialmente conglomeráticos (Fig. 7.1). A associação de facies 6b ocorre apenas no topo da unidade, sendo composta por depósitos de ritmitos areno-pelíticos intercalados com camadas tabulares de arenitos e conglomerados com espessura em torno de 110 m (Fig. 7.1).

Figura 7.1- Seção geológica esquemática da unidade de conglomerados e arenitos epiclásticos da Formação Crespos. Nos primeiros 300 m da unidade predominam depósitos de conglomerados clasto sustentados maciços e com estruturas do tipo acamadamento gradacional e estratificação cruzada acanalada que, para o topo transicionam para arenitos com estratificação cruzada acanalada (AF-6a). No topo da unidade passam a dominar litologias finas rítmicas com camadas de conglomerados decimétricas intercaladas (AF-6b.).

Na associação 6a (Tab. 7.1), as facies mais comuns são as de conglomerados sustentados pelo arcabouço, maciços e gradacionais (**Ccm** e **Ccg**) (Fig. 7.2), dispostos em camadas de geometria irregular de dimensões métricas. A seleção granulométrica é moderada a baixa, o arcabouço é formado por seixos e calhaus, localmente matacões com diâmetro máximo de 38 cm, apresentando formas angulosas a subarredondadas. Estas facies indicam que o processo dominante foi o de fluxo de detritos. Os conglomerados com clastos imbricados e localmente com estratificação cruzada acanalada (facies **Ca**) ocorrem em camadas de geometria irregular de dimensões métricas, indicando a atuação de processos de correntes e de preenchimento de canais (Fig. 7.2).

Para o topo, passa a predominar a facies de arenitos grossos, localmente conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada de pequeno a médio porte (**Aa**), disposta em camadas de geometria suavemente ondulada, com *sets* de dimensões decimétricas. Esta facies indica a atuação de processo de migração de dunas subaquáticas em regime de fluxo inferior, associados a sistemas de canais proximais de elevado gradiente e baixa sinuosidade.

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de dunas subaquáticas 3D e de formas de leito
Ca	Conglomerado com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de preenchimento de canais
Ccm	Conglomerado maciço sustentado pelo arcabouço	Depósitos de fluxo de detritos, turbulento e de carga de fundo
Ccg	Conglomerado sustentado pelo arcabouço com estratificação gradacional.	Depósitos de fluxo de detritos desconfinado
Cmm	Conglomerado maciço sustentado pela matriz	Depósitos de fluxo de detritos, associados a leques aluviais proximais

Tabela 7.1- Tabela de facies da Associação de Facies 6a (AF-6a), da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (ver descrição das facies na tabela 5).

A associação de facies AF-6b (Tab. 7.2) ocorre apenas no topo da unidade, mais precisamente nos últimos 120 m (Fig. 7.1). As facies de arenitos e pelitos laminados (**Al** e **Pl**) são as mais comuns, ocorrendo na forma de camadas centimétricas rítmicas de geometria tabular, formadas por processos de decantação e de fluxo laminar.

Figura 7.2 -Seção tipo da unidade de conglomerados e arenitos epiclásticos da Formação Crespos na região da encosta oeste do Cerro do Bugio, com destaque para as facies que predominam na unidade, incluindo as facies **Ccm** e **Ccg**.

As facies de arenitos com marcas onduladas assimétricas e cavalgantes (**Aoa** e **Ac**) ocorrem dispostas na forma de camadas centimétricas rítmicas de geometria tabular, e indicam a atuação de processos de fluxo de corrente de regimes de fluxo inferior, em ambientes subaquáticos de baixa profundidade.

Os níveis de conglomerados de grânulos e seixos maciços e gradacionais (**Ccm** e **Ccg**) ocorrem intercalados com as facies rítmicas, dispostos em camadas decimétricas de geometria tabular, sugerindo processos de ingresso de fluxo de detritos em ambientes subaquáticos. As facies de arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada de pequeno porte (**Aa**) e com estratificação plano-paralela (**Ap**) ocorrem principalmente nas porções inferiores desta associação, relacionadas aos processos de fluxo de corrente e de migração de dunas subaquáticas do topo da associação inferior (AF-6a).

	<i>Facies</i>	<i>Interpretação</i>
Aa	Arenito com estratificação cruzada acanalada	Depósitos de migração de dunas subaquáticas 3D e de formas de leito
Ac	Arenito com <i>climbing-ripples</i>	Depósitos de fluxo de corrente em regime de fluxo inferior
Al	Arenito com laminação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior, associados a diversos processos conforme a associação de facies em que se encontram
Am	Arenito maciço	Depósitos de fluxo gravitacional
Aoa	Arenito com marca ondulada assimétrica	Depósitos de fluxo de corrente subaquática, na maioria dos casos de pouca profundidade
Ap	Arenito com estratificação plano-paralela	Depósitos de regime de fluxo superior
Ccm	Conglomerado maciço sustentado pelo arcabouço	Depósitos de fluxo de detritos, turbulento e de carga de fundo
Ccg	Conglomerado sustentado pelo arcabouço com estratificação gradacional	Depósitos de fluxo de detritos; quando associados a facies fluviais podem representar depósitos de fluxo desconfinado
PL	Pelito com laminação plano-paralela, localmente maciço	Depósitos de decantação de material em suspensão

Tabela 7.2- Tabela de facies da Associação de Facies 6b (AF-6b), da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (ver descrição das facies na tabela 5).

7.2.2- Sistemas Depositionais

A análise de facies permitiu a separação de dois sistemas deposicionais para os depósitos da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos. A associação de texturas e estruturas, assim como a elevada espessura desta unidade (até 500 m), sugere sistemas deposicionais proximais, associados a ambientes de forte atividade tectônica, relacionados aos eventos vulcânicos que caracterizam a Formação Crespos.

A associação de facies 6a é composta basicamente por conglomerados maciços desorganizados e mal selecionados, localmente com estratificação gradacional inversa e normal, dispostos em camadas métricas de geometria irregular a suavemente ondulada, que indicam depósitos gerados por fluxo gravitacionais desconfinados (enchente de lençol, tálus, escorregamento e corrida de massa) em ambientes subaéreo, sugerindo um sistema de leques aluviais proximais, conforme já proposto por Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995). Os arenitos e conglomerados com seixos imbricados e com estratificação cruzada acanalada, organizados em sets de geometria lenticular, representam depósitos de preenchimento e migração de canais, associados à instalação de distributários de lobos deltaicos nas porções mais distais dos leques aluviais (*braided-distributary channels sensu* Blair & McPherson 1994).

As facies de ritmitos (PI e AI) da associação 6b indicam que no topo da unidade os sistemas de leques aluviais foram afogados por um corpo subaquático. As facies de pelitos e arenitos laminados e de arenitos com marcas onduladas, localmente cavalgantes, indicam que este corpo subaquático era marcado por processos de decantação de material em suspensão e pela atuação de correntes de fluxo inferior em ambientes de água rasa, sugerindo que se tratava de um corpo restrito. A ausência de fósseis e de facies características de ambientes marinhos não descarta, no entanto, a possibilidade deste corpo subaquático ter uma ligação com o mar, que neste caso configuraria uma paleogeografia do tipo golfo.

A presença constante de níveis de conglomerados intercalados com as facies de ritmitos areno-pelíticos indica que, eventualmente, fluxos de detritos ingressavam no corpo lacustre, ou no golfo. A granulometria, a tabularidade e a continuidade lateral das camadas de conglomerados classificam estes níveis como depósitos de turbiditos, que segundo Blair & McPherson (1994) ocorrem em sistemas de leques deltaicos lacustres e costeiros, associados à desaceleração do fluxo desconfinado em ambientes subaquáticos.

O mapeamento litofaciológico e a realização de perfis de detalhe indicam que na base da unidade predominam sistemas de leques aluviais proximais, marcados pelos depósitos de fluxo gravitacionais e de canais distributários da associação de facies 6a, que transicionam, lateralmente e para o topo, para as facies distais subaquáticas da associação 6b, que caracterizam sistemas do tipo leques deltaicos (Fig. 7.3).

Figura 7.3- Modelo de sistemas deposicionais para a unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos da Formação Crespos. No plano superior temos o desenvolvimento das facies subaéreas marcadas pelos depósitos de leques aluviais da Associação de Facies 6a. No canto inferior, destacamos os leques entrando num corpo subaquático configurando o sistema de leques deltaicos da Associação de Facies 6b. (bloco diagrama modificado a partir de Collinson 1996).

7.2.3- Análise de Proveniência

A análise de proveniência foi realizada em seis localidades previamente escolhidas para a contagem dos clastos maiores que 3 cm. Os resultados obtidos encontram-se discriminados nos gráficos das figuras 7.4 e 7.5.

Observando estes gráficos, podemos notar que a fonte que alimentou estes depósitos era composta essencialmente de rochas de origem vulcânica. Nos gráficos da Fig. 7.4, onde estão os dados obtidos na porção norte da unidade, notamos que a proveniência é composta basicamente de riolitos e piroclásticas ácidas. Os gráficos da porção sul da área (Fig. 7.5) indicam que a fonte daquela localidade era composta de andesitos, riolitos e rochas piroclásticas.

A seleção granulométrica dos clastos maiores que 3 cm varia de moderada a baixa, com seixos e calhaus, localmente matacões (até 38 cm de diâmetro), dispersos na matriz de areia grossa, com formas angulosas a subarredondadas, sendo que quanto maior a dimensão dos clastos, maior a angulosidade.

AP-09- total de clastos= 100

AP-10- total de clastos= 100

Figura 7.4- Gráficos de proveniência obtido na unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos da Formação Crespos (ver localização da amostragem no mapa em anexo).

AP-05- total de clastos= 100

AP-06- total de clastos= 100

AP-07- total de clastos= 100

Figura 7.5- Gráficos de proveniência obtidos na porção norte da unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos da Formação Crepos (ver localização da amostragem no mapa em anexo).

As facies distais de arenitos conglomeráticos são caracterizadas por uma maturidade textural mais elevada, onde a seleção granulométrica é boa, com clastos de 8 cm de diâmetro máximo, e grau de arredondamento e esfericidade moderados a elevados.

A análise petrográfica da matriz dos conglomerados e das litologias da fração areia também indicou uma contribuição predominante de fontes vulcânicas. A composição permite classificar estas rochas como litoarenitos epiclásticos, devido à elevada contribuição de fragmentos de origem vulcânica (76-95%), subordinadamente quartzo monocristalino e policristalino (2-10%), feldspato alcalino e plagioclásio (de 3-7%). A granulometria varia de areia grossa a média, com grau de seleção baixo. Os grãos apresentam formas angulosas e subangulosas; o grau de esfericidade varia de moderado a baixo.

7.3 - Riolitos Vulcânicos e Intrusivos (unidades 7 e 8)

As unidades de Riolitos Vulcânicos e Riolitos Intrusivos correspondem às manifestações de vulcanismo ácido da Formação Crespos na região. Sustentam as feições de relevo mais elevadas incluindo os cerros do Bugio, Perau e do Nascimento, as serras do Espinilho, dos Machados e de Santa Bárbara, e a encosta leste do Platô da Ramada (Figs. 5.1, 5.2 e 5.3 e Anexo 1).

Zerfass & Almeida (1997) e Zerfass *et al.* (1999, 2000), estudando os riolitos vulcânicos das localidades de Cerro do Bugio, Cerro do Perau e Serra de Santa Bárbara, descrevem duas associações vulcânicas cogenéticas, conforme as análises de elementos terras raras e de traços móveis. Segundo estes autores, a associação inferior é composta por derrames de basaltos andesíticos e, a de topo, por lapillitos, tufos, tufos soldados e por derrames de riolitos com foliação de fluxo.

Wildner *et al.* (1994, 1998), Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995) descrevem os aspectos petrográficos e litogeoquímicos destas unidades, classificando-as como riolitos e subordinadamente traquidacitos e riódacitos (segundo a classificação de rochas vulcânicas de Fisher & Schmincke 1984, e pelo diagrama de Le Bas *et al.* 1996, *apud* Wildner *et al.* 1994).

As análises geoquímicas de elementos maiores e traços apresentadas por Porcher *et al.* (1995) indicam um caráter alcalino para estas unidades, alcançando o limite do

campo das rochas peralcalinas (segundo o diagrama de Wright 1969, *apud* Porcher *et al.* 1995).

O posicionamento tectônico foi descrito, segundo o diagrama de Brown *et al.* (1984 *apud* Porcher *et al.* 1995), com as amostras se posicionaram nos campos das associações relacionadas a processos vulcano-magmáticos, estabelecidos sobre frações crustais estáveis e espessadas. Os padrões de variações de elementos terras raras descritos por Wildner *et al.* (1994) e Porcher *et al.* (1995) indicaram características de magmas ácidos, próximos da composição original, apresentando uma parcela de assimilação de crosta siálica. Estes mesmos autores enfatizaram que estas características geoquímicas se assemelham muito com aquelas já descritas para os granitos de Lavras do Sul, São Sepé e Cerro da Cria, indicando um mesmo evento plutono-vulcânico para estas unidades.

7.3.1- Riolitos Vulcânicos (unidade 7)

A unidade de Riolitos Vulcânicos (unidade 7), ocorre por toda a extensão da Serra do Espinilho, Cerro do Bugio, Cerro do Perau e Serra de Santa Bárbara (Anexo 1 e Figs. 5.3 e 5.4). Segundo Leites *et al.* (1990), Porcher *et al.* (1995), Wildner *et al.* (1994, 1997, 1998) e Lima *et al.* (1995) esta unidade representa parte do terceiro evento de vulcanismo na Bacia Camaquã, sendo composta por derrames de composição riolítica, subordinadamente traquítica e dacítica, depósitos piroclásticos de fluxo (ignimbritos) e de queda (tufitos e lapillitos). Almeida *et al.* (1992, 1993), Zeffass & Almeida (1997), Zeffass *et al.* (1999, 2000) classificam esta unidade como pertencente a uma associação de facies vulcânica superior da Formação Acampamento Velho (*sensu* Ribeiro & Fantinel 1978), composta por lapillitos, tufos, tufos soldados e derrames riolíticos com foliação de fluxo. Dados geocronológicos de U/Pb em zircão realizados por Chemale Jr. *et al.* (no prelo, *apud* Zeffass *et al.* 2000) na região do Cerro do Perau indicam uma idade de 573 $\pm$ 18 Ma para esta unidade.

Neste trabalho, esta unidade é interpretada como composta por derrames e depósitos piroclásticos de composição ácida, formados em ambientes subaéreos, conforme já descrito por Leites *et al.* (1990), Almeida *et al.* (1992, 1993, 1996), Wildner *et al.* (1994, 1997, 1998), Porcher *et al.* (1995), Zeffass & Almeida (1997) e Zeffass *et al.* (1999, 2000).

Os derrames são compostos por rochas riolíticas de cores castanhas e rosadas com estruturas de fluxo laminares e convolutas, anteriormente já mencionadas por Zerfass *et al.* (1999, 2000). O fluxo é marcado pela alternância de cores em lâminas milimétricas a centimétricas, que muitas vezes ocorrem na formas de dobras convolutas separadas por estruturas de laminação plano-paralela estriada (Fig. 7.6 e 7.7).

Em lâmina, apresenta a composição semelhante àquela encontrada nos riolitos intrusivos, porém marcadas por estruturas fluidais, com alternância de níveis milimétricos de cor e dimensões de cristais diferentes. A análise modal indica a seguinte composição: quartzo (50%-70%), feldspato alcalino (30% a 50%) e plagioclásio (até 10%). Os fenocristais prismáticos de feldspatos apresentam, como regra, formas hexagonais, e os de quartzo, formas bipiramidadas que não ultrapassam 3 mm de diâmetro.

As rochas de origem piroclástica estão representadas na região por depósitos de brechas e tufos interdigitados com os riolitos. As melhores exposições destes depósitos encontram-se na encosta sul da escarpa do Cerro do Bugio, onde se apresentam alojados em corpos tabulares de dimensões métricas que no conjunto geral podem atingir 50 m de espessura.

A impossibilidade de acesso a determinados locais desta escarpa, devido à sua alta inclinação, dificultou a obtenção de seções de detalhe destes depósitos; porém os cortes de acesso mais favoráveis possibilitaram a caracterização de alguns litotipos que constituem estes depósitos piroclásticos.

As brechas ocorrem na forma de corpos isolados de dimensões limitadas concordantes com as estruturas de fluxo dos derrames e com as camadas de tufos. Apresentam coloração avermelhada, sendo compostas por fragmentos de cristais vulcânicos, de rochas riolíticas e, inclusive, de rochas sedimentares, ligados por uma matriz afanítica, sendo comum a presença de vesículas com formas irregulares de até 0,5 cm de diâmetro. Em lâmina delgada observa-se uma leve estrutura de fluxo formada pela orientação dos grãos de quartzo e litoclastos de riolitos. A matriz é constituída por cinzas vulcânicas apresentando ocasionalmente texturas do tipo *shards*. Os litoclastos são de composição riolítica e normalmente apresentam estrutura de fluxo com formas angulosas de dimensões que atingem no máximo 4 cm.

Figura 7.7- Riolitos com estruturas de fluxo plano-paralela, intercalada com camadas de fluxo convoluto.

Os depósitos de tufos ocorrem em camadas tabulares centimétricas e milimétricas, maciças e laminadas, intercaladas com depósitos de brechas e de riolitos com estrutura de fluxo. A caracterização petrográfica destes depósitos foi dificultada devido à granulometria fina destas rochas, porém observou-se que são constituídas quase totalmente por cinza e pó de origem vulcânica, caracterizando textura afanítica. Localmente ocorrem litoclastos de riolitos e até de rochas pelíticas imersos na matriz maciça.

As estruturas de fluxo encontradas nas rochas riolíticas, como dobras convolutas de dimensões centimétricas e até métricas (Figs. 7.6 e 7.7), indicam um comportamento de alta viscosidade das lavas vulcânicas. A elevada viscosidade das lavas é atribuída, principalmente, às suas características composicionais (Lajoie & Stix 1992), onde lavas de composição ácida e com a alta concentração de cristais e de voláteis tendem a ser mais viscosas.

A alta concentração de voláteis é responsável pela geração de processos explosivos durante as fases pré- e sin-eruptivas. Os processos de fragmentação explosiva ocorrem quando a pressão das fases gasosa do magma em ascensão supera as pressões de confinamento (Orton 1996). A presença de vesículas nas rochas riolíticas e, até mesmo, nas brechas piroclásticas, indica que o magma apresentava alta concentração de voláteis em fases gasosas, conforme já apontado por Wildner *et al.* (1994) e Porcher *et al.* (1995), responsáveis tanto pelo aumento da viscosidade quanto pelos processos geradores das explosões piroclásticas.

7.3.2- Riolitos Intrusivos (unidade 8)

Os riolitos intrusivos ocorrem principalmente na região do Cerro do Nascimento, Serra dos Machados e na encosta leste do Platô da Ramada (Anexo 1); diversos corpos menores ocorrem espalhados por toda a área estudada. Normalmente estes riolitos se diferenciam dos derrames, além das relações de campo, por serem maciços de textura porfírica com granulometria variando de fina a grossa.

Ocorrem na forma de diques e *sills* alojados nas rochas da Formação Maricá e do embasamento metamórfico do Terreno Rio Vacacaí (Figs. 5.3 e 5.4). A textura é, no geral, porfírica, localmente fanerítica média. Os fenocristais, com granulometria máxima de 1

cm, são de quartzo bipiramidal e ocorrem imersos na matriz microcristalina de composição quartzo-feldspática (Fig. 7.8).

Em lâmina, observamos fenocristais de quartzo e feldspato imersos em matriz afanítica, por vezes vítrea. A análise modal indica a seguinte composição: quartzo (50%-60%), feldspato alcalino (40%-50%) e plagioclásio (até 10%). Os fenocristais, como regra, são de quartzo e de feldspato alcalino, localmente de plagioclásio, apresentando no geral formas hexagonais e euédricas; localmente ocorrem cristais mais arredondados, devido à corrosão de fases de alteração posteriores. Os cristais de quartzo apresentam até 3 mm de diâmetro, geralmente são bipiramidais (Fig. 7.8) e localmente hexagonais. Os cristais de feldspato alcalino apresentam formas hexagonais prismáticas com tamanhos que variam de 0,5 mm a 2,5 mm, muitas vezes alterados. Os cristais de plagioclásio, da mesma forma que de feldspato alcalino, são prismáticos e não ultrapassam 1,5 mm de diâmetro, sendo freqüentemente sericitizados.

Figura 7.8- Foto da lâmina dos riolitos maciços, com grão de quartzo bipiramidal imerso na matriz microcristalina.

Estes riolitos maciços freqüentemente ocorrem na forma de diques e *sills* de pequenas extensões, que não aparecem na escala de mapeamento. Estes pequenos corpos isolados sempre foram interpretados como intercalados com a Formação Maricá, em especial a ocorrência da localidade do Cerro do Nascimento (Santos *et al.* 1978, Leites *et al.* 1990, Almeida *et al.* 1992, 1993, 1996, Wildner *et al.* 1994, 1997, 1998, Lima *et al.* 1995, Porcher *et al.* 1995). Porém, durante as etapas de mapeamento regional e de detalhe, notamos que todos os corpos riolíticos ocorriam intrusivos na Formação Maricá, descartando a possibilidade de que representem derrames associados a esta formação.

Diversas análises geoquímicas já realizadas nestas unidades de riolitos da Formação Crespos demonstraram a semelhança composicional com os riolitos anteriormente agrupados na Formação Maricá (Cerro do Nascimento) e o riolitos das regiões dos cerros do Bugio do Perau, Serra de Santa Bárbara e Platô da Ramada (*e.g.* Almeida *et al.* 1996, Wildner *et al.* 1994, Porcher *et al.* 1995), sugerindo um caráter comagmático para estas rochas que, provavelmente, teriam se desenvolvido durante um mesmo evento magmático, na forma de intrusões e derrames riolíticos.

7.4 – Andesitos Vulcânicos e Intrusivos (unidade 9)

A unidade de andesitos vulcânicos e intrusivos marca o topo da Formação Crespos na região. Ocorre principalmente na porção norte da área mapeada (Anexo 1), mais precisamente na região da Vila de Santa Bárbara e na encosta norte do Cerro dos Castelhanos. Por toda a região ocorrem diques de andesitos de pequenas dimensões que não aparecem na escala de mapeamento. Na região do Cerro do Perau, esta unidade está representada por dois corpos intrusivos de formas circulares em mapa, que configuram feições cônicas no relevo da região.

Anteriormente era considerada como unidade inferior da Formação Crespos (Membro Hilário de Ribeiro *et al.* 1966), fazendo parte da "Seqüência Vulcano-Sedimentar 2 " de Leites *et al.* (1990) e Porcher *et al.* (1995). Almeida *et al.* (1992, 1993) já haviam descrito esta unidade como sobreposta aos riolitos dos cerros do Bugio e Perau, classificando-as como andesitos basálticos associados à magmatismo calcioalcalino enriquecido em K e de caráter distensivo.

Os andesitos desta unidade ocorrem na forma de diques e como derrames em camadas maciças de geometria e dimensões de difícil caracterização, sendo composta

por rochas de colorações acinzentadas e esverdeadas com estrutura maciça, que muitas vezes apresentam um elevado grau de alteração. Diferentemente das unidades anteriores, poucos são os afloramentos passíveis de descrição, destacando apenas aqueles encontrados no trecho da BR 290. O elevado grau de alteração intempérica e a ausência de boas exposições dificultaram um estudo mais detalhado desta unidade.

Macroscopicamente, compreendem rochas mesocráticas com feldspatos ripiformes orientados em matriz fanerítica muito fina a afanítica. Esta disposição dos feldspatos é a característica mais marcante desta unidade. Localmente ocorrem vesículas e amígdalas com preenchimento carbonático de até 0,5 cm de diâmetro.

Em lâmina delgada, a rocha apresenta uma textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio —andesina e labradorita (20% a 85%), hornblenda (até 5%) e quartzo (até 5%). A matriz é holocristalina, quartzo-feldspática, por vezes vítrea. São comuns texturas marcadas pela orientação dos fenocristais de plagioclásio, que apresentam hábitos tabulares prismáticos com dimensões que variam de 0,1 a 1 cm de diâmetro.

Porcher *et al.* (1995) apresentam análises geoquímicas de elementos maiores e traços de amostras de rochas andesíticas. Utilizando o diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986 *apud* Porcher *et al.* 1995) observaram que 77% das amostras caem nos campos dos basaltos, andesitos basálticos e andesitos, com ocorrência subordinada nos campos dos traquiandesitos, basaltos traquiandesitos e traquibasaltos. O grau de alcalinidade foi caracterizado pelo diagrama de Wright (1969 *apud* Porcher *et al.* 1995), onde a maioria das análises caem no campo das rochas alcalinas, subordinadamente calcialcalinas.

~PARTE IV~

**CONSIDERAÇÕES
PALEOGEOGRÁFICAS**

CAPÍTULO 8- ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Com o objetivo de discutir a evolução paleogeográfica das formações Maricá e Crespos na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, neste capítulo utilizaremos os conceitos de estratigrafia de seqüências apresentados pelos pesquisadores da Exxon (Van Wagoner *et al.* 1988, Posamentier *et al.* 1988, Jervy 1988). Estes conceitos permitem avaliar o comportamento dos principais fatores que controlam o preenchimento sedimentar de uma bacia, incluindo as taxas de subsidência e de variação do nível do mar, ou do nível de base no caso de depósitos continentais.

As formações Maricá e Crespos foram divididas em três seqüências, informalmente denominadas de Seqüência Maricá 1, Seqüência Maricá 2 e Seqüência Crespos 1 (Fig. 8.1). As seqüências Maricá 1 e 2 compreendem os depósitos de arenitos, ritmitos e conglomerados da Formação Maricá, e a Seqüência Crespos 1 é composta pelos conglomerados, arenitos e ritmitos de origem epiclástica, da unidade inferior da Formação Crespos (unidade 6). Cada seqüência corresponde a um conjunto de sistemas deposicionais separados por discordâncias erosivas e superfícies de inundação (Fig. 8.1).

As três seqüências são caracterizadas por espessas sucessões de facies agradacionais e progradacionais, sugestivas de ambientes de elevadas taxas de aporte sedimentar e de acomodação. A elevada taxa de acomodação indica que o fator subsidência teve um papel importante na geração de espaço na bacia, que somada às taxas de variações do nível de base, ou eustáticas no caso de ambientes marinhos, controlaram o preenchimento sedimentar destas três seqüências. Para um melhor entendimento do comportamento destes fatores durante a evolução das formações Maricá e Crespos, consideramos a taxa de aporte sedimentar como fator constante durante a sedimentação.

O termo “superfície de inundação” utilizado nesta análise corresponde a um limite que marca a sobreposição de depósitos subaéreos por subaquáticos, indicando eventos de afogamento da bacia. A utilização deste termo tem uma conotação genérica na análise de seqüências, pois pode ser utilizado tanto para depósitos de origem marinha como continental, onde o sentido da palavra “inundação” corresponde a um avanço da linha de costa em direção ao continente.

* U/Pb - Chemale Jr et al. (no prelo, apud Zerfas et al. 2000)

**Rb/Sr - Almeida et al. (1996)

*** Chemale Jr. et al (1994,1997), Leite (1997), Babinski et al. (1995, 1996), Machado et al. (1988, 1990)

Figura 8.1- Seqüências das formações Maricá e Crespos na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

A Seqüência Maricá 1 é composta por dois sistemas deposicionais separados pela Superfície de Inundação 1 (SI-1), denominados informalmente de Sistema Fluvial 1 e Sistema Marinho (Fig. 8.1). O Sistema Fluvial 1 é composto pelos depósitos de arenitos e arenitos conglomeráticos da Associação de Facies 1 (AF-1), formados em ambientes de planície fluvial de canais entrelaçados. O Sistema Marinho compreende os depósitos de tempestitos (Associação de Facies 2a) e turbiditos (Associação de Facies 2b) formados em ambientes de plataforma marinha dominada por ondas normais e de tempestade, respectivamente face litorânea e costa afora (Fig. 8.1). A unidade de Lapilli-Tufito (unidade 3) ocorre no topo desta seqüência e caracteriza um evento de vulcanismo ativo durante a sedimentação dos depósitos marinhos superiores da Seqüência Maricá 1.

A Seqüência Maricá 2 é formada pelas unidades de topo da Formação Maricá, que podem ser divididas em dois sistemas deposicionais separados pela Superfície de Inundação 2 (SI-2). O sistema inferior, denominado informalmente de Sistema Fluvial 2, compreende os depósitos de arenitos e conglomerados da Associação de Facies 4 (AF-4), formados em ambientes de planície fluvial de canais entrelaçados. Os depósitos de laminitos e de arenitos da Associação de Facies 5 (AF-5) foram agrupados no Sistema Deltaico (Fig. 8.1), interpretado como formado por sistemas de deltas dominados por rios relacionados a depósitos subaquáticos do tipo lacustre.

Os sistemas fluviais 1 e 2 podem ser correlacionados aos tratos de mar baixo de Van Wagoner *et al.* (1988), por serem limitados na base por uma discordância erosiva e no topo por uma superfície de inundação (Fig.8.1). Estas superfícies de inundações (SI-1 e SI-2) possivelmente estão associadas a períodos de elevações eustáticas e, portanto, podem representar superfícies transgressivas.

O Sistema Marinho e o Sistema Deltaico representam os depósitos subaquáticos das seqüências da Formação Maricá, caracterizados por sucessões agradacionais na base que, em sentido ao topo, assumem um caráter progradacional (Fig. 8.1). Este comportamento progressivo das facies pode ser comparado com as depósitos de trato de mar alto modelados por Van Wagoner *et al.* (1988).

A discordância erosiva que marca o fim da Seqüência Maricá 2 e o início da Seqüência Crespos 1 representa também o limite litoestratigráfico entre as formações Maricá e Crespos na região (Fig. 8.1). Esta superfície erosiva é interpretada como um limite de seqüência de ordem maior dentro do Grupo Camaquã, pois representa um

intervalo de fortes mudanças nas condições tectônicas e paleogeográficas da bacia, que passa a ser dominada por atividades vulcânicas.

A Seqüência Crespos 1 corresponde à unidade litoestratigráfica de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos (unidade 6), sendo formada por dois sistemas deposicionais separados pela Superfície de Inundação 3 (SI-3) (Fig. 8.1).

O sistema inferior, informalmente designado de Sistema Aluvial, compreende os depósitos subaéreos de leques aluviais da Associação de Facies 6a. Este sistema é marcado por sucessões agradacionais de conglomerados de porções proximais de leques aluviais que, para o topo, transicionam para depósitos de arenitos de canais entrelaçados de distributários deltaicos. Assim como os sistemas fluviais das seqüências Maricá 1 e 2, estes depósitos aluviais podem ser correlacionados com trato de mar baixo, por serem limitados na base por uma discordância erosiva e no topo por uma superfície de inundação.

O sistema deposicional superior (Sistema de Leques Deltaicos) compreende as sucessões agradacionais e progradacionais de ritmitos e conglomerados da Associação de Facies 6b, formadas por depósitos de leques deltaicos associados a ambientes subaquáticos do tipo lacustre, ou do tipo golfo no caso de ligação marinha. Este sistema marca um novo afogamento da bacia, relacionado a eventos de subsidência e de elevação do nível de base. As sucessões progradacionais e agradacionais e a elevação do nível de base permitem correlacionar este sistema subaquático da Seqüência Crespos 1 com tratos de mar alto, sendo limitado no topo por uma discordância erosiva e na base por uma superfície de inundação. A Seqüência Crespos 1 é recoberta pelos derrames e depósitos piroclásticos das unidades de Riólitos e Andesitos Vulcânicos e Intrusivos (unidade 7, 8 e 9).

8.1- Particularidades das seqüências do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental

Os conceitos de seqüência, trato de sistema e limite de seqüências foram definidos pelos pesquisadores da Exxon (Van Wagoner *et al.* 1988, Posamentier *et al.* 1988, Jervey 1988) em depósitos de margens passivas recentes, utilizando dados de subsuperfície. O modelo teórico de uma seqüência, incluindo o desenvolvimento dos tratos de mar baixo, transgressivo e de mar alto, foi elaborado por estes autores tendo como base dados de sísmica, além de litológicos e bioestratigráficos de furos de

sondagem. Devido ao fato destes depósitos modelados pertencerem a bacias plataformais de margens passivas, os pesquisadores admitiram que as taxas de subsidência e de aporte sedimentar são constantes. Desta forma definiram as variações eustáticas como o fator principal que controla o desenvolvimento dos tratos de sistemas constituintes de uma seqüência.

Apesar da premissa de subsidência e aporte sedimentar constante, e da limitação dos modelos a depósitos de margens passivas, os conceitos de estratigrafia de seqüências da Exxon são aplicados amplamente nos estudos de sucessões sedimentares de outros tipos de bacias, pois a separação de seqüências, de superfícies erosivas, transgressivas e de inundação, e conseqüentemente de tratos de sistemas, demonstraram ser uma ferramenta de grande utilidade para análise de evolução paleogeográfica. As premissas utilizadas nos modelos da Exxon devem ser analisadas com cautela, levando-se em conta o comportamento da tectônica e do clima durante a evolução dos depósitos, pois estes controlam diretamente as taxas de subsidência e de aporte sedimentar, que muitas vezes podem modificar o efeito da eustasia, principalmente quando a bacia é fortemente controlada pela tectônica.

Naturalmente, as seqüências neoproterozóicas do Grupo Camaquã apresentam diversas características que diferem daquelas descritas nos modelos da Exxon. Estas diferenças refletem sistemas deposicionais, fatores climáticos e tectônicos distintos daqueles encontrados nos depósitos de margem passiva dos modelos clássicos.

Os depósitos encontrados nas seqüências das formações Maricá e Crespos se diferenciam dos sistemas deposicionais típicos de tratos de mar alto, de mar baixo e transgressivo que constituem uma seqüência segundo a definição de Van Wagoner *et al.* (1988) e Posamentier *et al.* (1988). Segue abaixo a descrição das características mais marcantes das seqüências do Grupo Camaquã, descritas na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental:

- *Elevada espessura das seqüências* - As elevadas espessuras indicam que a bacia era caracterizada por uma alta taxa de geração de espaço de acomodação, e pelo aporte constante de carga sedimentar. Estas elevadas taxas de acomodação e de aporte sedimentar também são caracterizadas pelas espessas sucessões agradacionais encontradas em todos os sistemas deposicionais (Fig. 8.1.). Estas características indicam elevadas taxas de subsidência para a bacia, onde possivelmente a tectônica seria responsável pela intensificação das taxas de variações eustáticas, ou nível de base no caso de depósitos continentais, e conseqüentemente por aumento na capacidade de

geração de espaço de acumulação na bacia. A tectônica também favorece a ingressão constante de carga clástica, pois a subsidência reflete o soerguimento das áreas fontes e, conseqüentemente, um aumento constante da contribuição detrítica.

- *Superfícies de rápido afogamento* - As superfícies de inundação são marcadas por uma passagem brusca dos depósitos subaéreos para os subaquáticos, indicando que a bacia foi rapidamente afogada. Estas inundações na Bacia Camaquã sugerem eventos de rápida subsidência em condições de elevação do nível de base.

- *Ausência de facies retrogradacionais* - A falta de registro de depósitos retrogradacionais e de superfícies de inundação máxima dificultou o reconhecimento de sistemas deposicionais correlacionáveis ao trato transgressivo. Segundo Van Wagoner *et al.* (1988), o trato transgressivo é o menos espesso de uma seqüência devido à baixa taxa de sedimentação de seus depósitos. Esta ausência de depósitos semelhantes aos de tratos transgressivos pode ser atribuída aos eventos bruscos de inundação da bacia, onde o registro da ingressão marinha foi tão rápido que não houve tempo suficiente de preservar sucessões retrogradacionais.

- *Espessos depósitos de sistemas fluviais na base das seqüências* - Os sistemas deposicionais correlacionáveis aos tratos de mar baixo são caracterizados por espessos depósitos de arenitos e conglomerados de sistemas fluviais e aluviais (sistemas fluviais 1 e 2 e Sistema Aluvial), conforme já descrito por Almeida (2001) para as seqüências da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. Esta peculiaridade das seqüências do Grupo Camaquã também reflete ambientes de altas taxas de acomodação e de aporte sedimentar. A espessura dos depósitos fluviais indica que a sedimentação foi fortemente relacionada à tectônica, onde a taxa de subsidência foi responsável por um aumento constante do nível de base. Esta elevação do nível de base também pode ser interpretada com relacionada a períodos de transgressão marinha na costa, onde a subida do nível do mar possibilita o aumento do nível de base da bacia.

CAPÍTULO 9- CONSIDERAÇÕES PALEOAMBIENTAIS

Neste capítulo apresentaremos uma breve discussão sobre as condições paleoambientais da Bacia Camaquã durante a evolução das formações Maricá e Crespos, incluindo a análise dos fatores clima, área fonte, tectônica e variação do nível do mar. A caracterização destes fatores possibilitará um melhor entendimento da paleogeografia das unidades estudadas.

9.1- Clima

A composição e características faciológicas das rochas detríticas das formações Maricá e Crespos sugerem um clima semi-árido e/ou árido para o Grupo Camaquã. Esta interpretação climática para este grupo é, praticamente, um consenso entre os diversos pesquisadores que estudaram suas unidades (e.g. Fragoso-Cesar 1984, Lavina *et al.* 1985, Paim 1994, Paim *et al.* 1995, Porcher *et al.* 1995, Fambrini 1998, Almeida 2001). Na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental esta interpretação foi baseada nos seguintes elementos:

- Elevada contribuição de minerais e fragmentos de rochas instáveis de fácil alteração química, como, por exemplo, feldspatos e litoclastos de rochas vulcânicas de composição intermediária a básica, indicando que durante o intemperismo predominaram os processos de fragmentação mecânica. Esta fragmentação mecânica é confirmada pela elevada contribuição de material de granulometria areia a calhau, e pelo grau de retrabalhamento da carga sedimentar dos depósitos detríticos das formações Maricá e Crespos.

- A ausência de argilominerais indica que os processos de intemperismo químico foram limitados ou até mesmo ausentes.

- A presença de cimentos carbonático e ferruginoso, conforme já apontado por Fambrini (1998), indicam um clima de aridez ou semi-aridez durante as transformações diagenéticas.

- Segundo Miall (1996), as extensas planícies fluviais de canais entrelaçados com grande contribuição de carga sedimentar arenosa e conglomerática sugerem ambientes de climas áridos. Os depósitos de leques deltaicos e aluviais proximais também são

sugestivos de climas secos, conforme proposto por Blair & McPhearson (1994), Collinson (1996) e Miall (1996).

No entanto, apesar de todos estes elementos indicativos de clima árido ou semi-árido, a ausência de vegetação continental na época de sedimentação não permite uma conclusão categórica a respeito destas condições, pois altera todos os parâmetros que utilizamos em considerações paleoclimáticas.

9.2- Áreas Fontes

As análises de proveniência realizadas nas formações Maricá e Crespos (itens 6.4 e 7.2.3) indicam uma variação constante de áreas fontes durante a evolução de seus depósitos, onde as seqüências basais são caracterizadas por fontes polimíticas que, para o topo, assumem um caráter monomítico de composição essencialmente vulcânica, indicando que durante a evolução destas três seqüências do Grupo Camaquã a contribuição de fontes vulcânicas aumentou gradativamente para o topo (Fig. 9.1).

A análise de proveniência, de paleocorrentes e petrográfica possibilitaram a elaboração das seguintes afirmações a respeito das áreas fontes dos depósitos das formações Maricá e Crespos:

- A composição dos clastos das seqüências da Formação Maricá indica que as áreas fontes eram compostas predominantemente por granitos e riolitos, com subordinada participação de fontes metamórficas. Analisando os gráficos A e B da Figura 9.1, notamos que da Seqüência Maricá 1 para a Seqüência Maricá 2 ocorre um aumento na porcentagem e diversificação das fontes vulcânicas, aparecendo contribuição andesítica na superior.

- A maturidade textural típica dos depósitos da Formação Maricá, aliada à presença de clastos de elevada resistência física e à ausência de facies de borda de bacia, indicam que as áreas fontes desta unidade encontravam-se distantes dos sítios deposicionais. Os dados de paleocorrentes indicam que estas fontes situavam-se predominantemente a sul. A falta de clastos índices e a preservação exclusiva das facies distais dificultam o reconhecimento direto desta área fonte. No entanto, a sul do Terreno Rio Vacacaí aflora o Bloco Valentines (extensão setentrional do Cráton do Rio de La Plata), onde rochas graníticas paleoproterozóicas são comuns (*vide* Fragoso-Cesar 1991).

Figura 9.1- Coluna estratigráfica das seqüências das formações Maricá e Crespos (vide Fig. 5.5) com destaque para os gráficos compostos da análise de proveniência obtidos nas duas unidades de origem fluvial da Formação Maricá (gráficos A e B) e na unidade de origem aluvial da Formação Crespos (gráfico C).

• A análise de proveniência realizada nos depósitos basais da Formação Crespos indica que as áreas fontes eram compostas por riolitos, andesitos e rochas piroclásticas (Fig.9.1). Distintamente da Formação Maricá, a granulometria grossa, a imaturidade textural e a presença de facies de borda indicam que estas fontes situavam-se próximas ao sítio deposicional investigado. A proximidade das fontes vulcânicas marca uma mudança brusca nas condições paleogeográficas da bacia, que passa a ser dominada pela atividade de vulcanismo intenso que caracteriza os depósitos da Formação Crespos. A semelhança destes clastos de riolitos, andesitos e rochas piroclásticas com aqueles encontrados em outras ocorrências da Formação Crespos e a ausência de dados de paleocorrentes dificultaram o reconhecimento da localização destas áreas fontes.

9.2.1- Evidências de atividade vulcânica na Formação Maricá

A análise de proveniência realizada nos depósitos da Formação Maricá indicou que durante sua evolução já existiam fontes vulcânicas compostas predominantemente por riolitos, rochas piroclásticas ácidas e, subordinadamente, andesitos (Fig.9.1). Esta contribuição de material vulcânico nos arenitos da Formação Maricá já havia sido mencionada por Almeida *et al.* (1992, 1993), Porcher *et al.* (1995) e Wildner *et al.* (1997, 1998).

A existência de um nível piroclástico intercalado com seus depósitos marinhos (unidade 3 - Lapilli-Tufitos) indica que durante a evolução da Formação Maricá existiu atividade vulcânica explosiva, responsável pela deposição deste depósito de fluxo piroclástico. Este nível pode revelar-se, em estudos futuros, um marco estratigráfico.

A ocorrência de atividade vulcânica durante a Formação Maricá foi primeiramente proposta por Santos *et al.* (1978) que agrupou alguns corpos riolíticos da região do Passo do Salsinho com os depósitos essencialmente sedimentares da Formação Maricá, então designada pelos autores como Formação Pessegueiro. Em trabalhos posteriores (e.g. Leites *et al.* 1990, Almeida *et al.* 1992, 1993, 1996, Porcher *et al.* 1995, Wildner *et al.* 1997, 1998) esta proposta de Santos *et al.* (1978) foi mantida, onde a localidade do Cerro do Nascimento (*vide* Anexo 1 e Fig. 5.3) representaria a maior ocorrência dos derrames de riolitos intercalados com a Formação Maricá, interpretados como a primeira manifestação vulcânica da Bacia Camaquã.

No entanto, conforme antes mencionado, durante o levantamento geológico observamos que estes corpos riolíticos intrudem todos os depósitos desta formação, sendo aqui agrupados na Unidade 8 da Formação Crespos (Riolitos Intrusivos). Desta forma, a única evidência direta de atividade vulcânica durante a deposição da Formação Maricá é o nível de lapilli-tufito (Unidade 3) —não registrado em trabalhos anteriores— que ocorre intercalado no topo dos depósitos marinhos da Seqüência Maricá 1. As evidências indiretas são inferidas pela importante contribuição de fragmentos vulcânicos, tanto encontrados no arcabouço de seus depósitos como nas lâminas delgadas analisadas.

9.3 - Tectônica

A Bacia Camaquã sempre foi classificada como formada em ambiente de forte atividade tectônica, devido à espessura, granulometria e textura de seus depósitos. Esta origem tectônica, aliada à idade neoproterozóica-eopaleozóica do Grupo Camaquã, influenciou os pesquisadores a relacionar a origem e evolução da Bacia Camaquã com o desenvolvimento dos cinturões orogênicos neoproterozóicos do sudeste do continente sul-americano, destacando o trabalho clássico de Almeida (1969) que já classificava esta bacia como molássica das fases tardias da orogenia brasileira.

Fragoso-Cesar *et al.* (1982, 1984, 1985) classificaram a Bacia Camaquã como uma antefossa molássica, modelo aceito por vários outros autores (*e.g.* Lavina *et al.* 1985, Faccini *et al.* 1987, Paim *et al.* 1992, 1995). Os modelos de duas bacias distintas: antefossa, a leste, e retro-arco a oeste (Fragoso-Cesar 1991, Fragoso-Cesar *et al.* 1992), e de retro-arco (Gresse *et al.* 1996, Chemale Jr. *et al.* 1999) foram propostos admitindo-se a possibilidade de que a Bacia Camaquã estivesse intimamente relacionada ao desenvolvimento de arcos magmáticos. Oliveira & Fernandes (1991, 1992) e Oliveira (1992) admitem uma origem transcorrente para esta bacia, sugerindo que seus depósitos teriam se desenvolvido em bacias do tipo *pull-apart* ou *strike-slip basins* relacionadas à instalação de grandes zonas de cisalhamento neoproterozóicas, modelo também adotado em outros trabalhos (*e.g.* Sayeg *et al.* 1992^a, 1992^b, Sayeg 1993, Caravaca *et al.* 1995).

Estas propostas de classificação da Bacia Camaquã sempre consideraram uma participação das atividades tectônicas que formaram e deformaram seu embasamento ígneo e metamórfico durante a orogenia brasileira. A aplicação dos modelos de Tectônica de Placas no RS nas décadas de 80 e 90 levou à elaboração apenas de modelos de

bacias associadas a ambientes de orógenos convergentes e colisionais (e.g. bacias de antepais, ante-arco e retro-arco) e conseqüente deformação transcorrente (*pull-apart* ou *strike-slip*).

Por outro lados, estudos regionais e de detalhe realizados por nossa equipe de pesquisa em todas as ocorrências do Grupo Camaquã (e.g. Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b), vêm demonstrando que esta bacia se desenvolveu após as atividades tectônicas que afetaram as rochas de seu embasamento, tendo se instalado em um ambiente de regime de esforços extensionais (Fragoso-Cesar *et al.* no prelo), associado à instalação de bacias do tipo *rift* alongadas segundo a direção NNE-SSW, modelo já apontado nos trabalhos mais antigos (e.g. Ribeiro *et al.* 1966, Ribeiro & Carraro 1971, Santos *et al.* 1978). Esta proposta tem como base os seguintes elementos:

- Os dados levantados por nossa equipe durante o reconhecimento regional dos depósitos do Grupo Camaquã, incluindo (i) mapeamento geológico em escalas 1:50.000 de diversas ocorrências, destacando as do Vale de Santa Bárbara, Minas do Camaquã, Bom Jardim, Vale do Piquiri e o mapa aqui apresentado (Anexo 1), (ii) análise de facies e de sistemas deposicionais, (iii) análise cinemática e estrutural das falhas sin- e pós-sedimentares, (iv) análise de proveniência e paleocorrentes e (v) aplicação de modelos de estratigrafia de seqüências, vêm demonstrando que todas estas unidades são posteriores à Orogenia Brasileira, que afeta apenas o embasamento da Bacia Camaquã. Em suma, as unidades do Grupo Camaquã teriam se desenvolvido após os eventos desta orogenia, em condições possivelmente já anorogênicas.

- A elevada espessura dos depósitos do Grupo Camaquã indica ambientes sujeitos a altas taxas de subsidência. Conforme atestado pela presença de falhas sin-sedimentares normais descritas por Fragoso-Cesar *et al.* (no prelo), estes ambientes ocorreriam em uma bacia tipo *rift*.

- A coleta sistemática de dados de proveniência e paleocorrentes vem demonstrando que os altos que alimentaram os depósitos do Grupo Camaquã não foram deslocado por falhas transcorrentes durante a sedimentação, e sim por falhas normais com pequeno deslocamento oblíquo, descartando o modelo de bacia transcorrente (*pull-apart* ou *strike-slip*).

- O modelo de antefossa é praticamente inviável devido às evidências de atividade distensiva em toda a bacia, tanto nos eventos sin - como pós-deposicionais, inclusive em sua borda mais oriental, que teoricamente deveria registrar estruturas compressivas. O

modelo de bacia de retro-arco também foi descartado, devido à ausência de um arco magmático contemporâneo à Bacia Camaquã.

Na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, o mapeamento litoestratigráfico e de seqüências realizado por Almeida (2001) nos depósitos da Formação Santa Bárbara, e os dados da análise de proveniência, paleocorrentes e estrutural levantado pelo mesmo autor, possibilitou a caracterização da atividade tectônica extensional durante o desenvolvimento das seqüências da Formação Santa Bárbara.

Durante a realização da presente dissertação, este modelo de bacia extensional foi testado nas unidades das Formações Maricá e Crespos, onde se observou aspectos semelhantes àqueles já descritos na Formação Santa Bárbara por Almeida (2001). A elevada espessura das seqüências, os tipos de depósitos, os dados de paleocorrentes e proveniência, a presença de falhas normais afetando todas as unidades e a atividade vulcânica sin-sedimentar foram os fatores determinantes na classificação das formações Maricá e Crespos dentro do modelo de bacia extensional. Esta caracterização da tectônica ativa durante o desenvolvimento destas unidades teve como base os seguintes elementos:

- As seqüências Maricá 1 e 2 e a Seqüência Crespos 1 apresentam diversas particularidade (item 8.1), incluindo: elevadas espessuras, altas taxas de aporte sedimentar e de acomodação, variações bruscas entre depósitos subaéreos e subaquáticos e espessos depósitos fluviais. Estas características se diferenciam muito daquelas descritas nos modelos tradicionais de estratigrafia de seqüências, e sugerem que estes depósitos se desenvolveram em um ambiente de elevadas taxas de subsidência.

- Apesar da maturidade textural dos depósitos fluviais da Formação Maricá, as facies conglomeráticas indicam sistemas de canais de elevado gradiente, capazes de carregar e retrabalhar a carga de fundo. As extensas planícies fluviais descritas nos sistemas fluviais representam, possivelmente, porções distais de depósitos aluviais associados a bordas de falha da bacia.

- Conforme já mencionado no capítulo de Estratigrafia de Seqüências, as superfícies de inundação e a ausência de registro de depósitos retrogradacionais típicos de tratos transgressivos sugerem períodos de rápido afogamento da bacia. Estes eventos indicam que durante a subida do nível de base registrada nos sistemas fluviais das três seqüências a bacia sofreu eventos de forte subsidência que intensificaram a ingressão de corpos subaquáticos, afogando os depósitos subaéreos. Desta forma, as superfícies SI-1,

SI-2 e SI-3 (Fig. 8.1) marcam, no mínimo, três grandes eventos de subsidência da bacia durante a evolução das formações Maricá e Crespos.

- A discordância erosiva que marca o topo da Seqüência Maricá 2 e o início da Seqüência Crespos 1 (Fig. 8.1) representa uma mudança nas condições tectônicas e paleogeográficas da bacia. A textura e composição das facies conglomeráticas associadas a sistemas de leques proximais subaéreos e subaquáticos da Seqüência Crespos 1 indicam o soerguimento de altos vulcânicos, marcando uma reestruturação da bacia, que passa a ser preenchida predominantemente por depósitos proximais.

- As atividades ígneas riolítica e andesítica registram a instalação dos processos de vulcanismo intenso na região. Os dados geoquímicos obtidos nestas unidades, e em suas correlatas no Escudo Gaúcho por diversos autores, apontam um caráter predominantemente alcalino, subordinadamente calci-alcalino e shoshonítico, tanto para as rochas riolíticas e andesíticas como para as graníticas comagmáticas (Roisenberg *et al.* 1983, Nardi & Lima 1985, Almeida *et al.* 1992, 1993, Porcher *et al.* 1995, Sommer *et al.* 1995, 1999, Wildner & Nardi 1999, Zeffass *et al.* 1999, 2000). Estas características composicionais e os tipos de depósitos vulcanoclásticos relacionado permitem interpretar as rochas vulcanogênicas da Formação Crespos como formadas em ambientes de vulcanismo intraplaca, em consonância com a extensão crustal da bacia evidenciada por outros meios, que a classificam como *rift* (*vide* Fig. 2.5 no item 2.3).

9.4 – Variações do Nível do Mar

As variações do nível do mar durante a sedimentação das seqüências Maricá 1 e 2 e Crespos 1 podem ser inferidas a partir dos seguintes elementos:

- A ciclicidade das seqüências (sistemas deposicionais subaéreos na base e subaquáticos no topo) sugere a participação das variações eustáticas no desenvolvimento do espaço de acomodação.

- O sistema marinho da Seqüência Maricá 1 registra a primeira ingressão do mar na Bacia Camaquã; a extensão e características faciológicas de seus depósitos sugere a instalação de uma plataforma marinha epicontinental dominada por ondas normais e de tempestade.

- Os depósitos agradacionais dos sistemas fluviais indicam um soerguimento progressivo do nível de base. Esta elevação do nível de base da bacia pode estar relacionada a eventos de transgressão na costa.

- As três superfícies de inundação registram períodos de afogamento da bacia associada ao aumento progressivo do nível de base, possivelmente relacionadas com períodos de elevações eustáticas. A rápida ingressão dos corpos subaquáticos indica que o efeito do aumento do nível eustático foi intensificado por eventos de forte subsidência na bacia.

- As discordâncias erosivas marcam os recuos da linha de costa em direção ao corpo subaquático, possivelmente associados ao rebaixamento do nível do mar, onde a bacia é exposta e voltam a prevalecer sedimentação associada a sistemas fluviais.

Estas evidências sugerem a participação de processos cíclicos de variações do nível do mar durante o desenvolvimento das três seqüências basais da Bacia Camaquã (seqüências Maricá 1, Maricá 2 e Crespos 1). A atividade tectônica e as variações do nível do mar foram os fatores que, conjuntamente, controlaram a geração de espaço de acomodação nesta bacia. Esta atividade intensa de subsidência modificou, possivelmente, a atuação de registros relacionados às variações eustáticas globais (climáticas). Estas características indicam que as variações do nível do mar registradas nos depósitos das seqüências Maricá 1 e 2 e Crespos 1 foram predominantemente controladas por processos locais, associados à atividade tectônica extensional da Bacia Camaquã.

CAPÍTULO 10 –CONSIDERAÇÕES FINAIS

10.1- Evolução Paleogeográfica

As características das seqüências inferiores do Grupo Camaquã sugerem que sua bacia, durante seus estágios iniciais de desenvolvimento, era tectonicamente instável, sendo submetida constantemente a eventos de forte subsidência, possivelmente associados a regimes de esforços extensionais. Os dados de paleocorrentes sugerem um eixo desta bacia segundo a direção em torno de N-S com caimento para o quadrante N.

A análise estratigráfica de sistemas deposicionais apresentada no capítulo 8 e as considerações paleoambientais descritas no capítulo 9 permitiram a elaboração de um modelo de evolução paleogeográfica para a Bacia Camaquã durante o desenvolvimento das seqüências das formações Maricá e Crespos, que pode ser dividido em 9 eventos principais:

(1) – Instalação de uma extensa planície fluvial caracterizada por depósitos de canais entrelaçados e por barras longitudinais e transversais, arenosas e conglomeráticas, que registram o estágio inicial de desenvolvimento da Bacia Camaquã, marcado por uma sedimentação de ambiente continental. O sistema de canais entrelaçados corria segundo o eixo principal da bacia para um mar epicontinental possivelmente situado a norte. As altas taxas de subsidência e o aumento do nível do mar na costa foram responsáveis pelo soerguimento constante do nível de base da bacia, e conseqüentemente pelo espesso registro sedimentar deste sistema fluvial, possivelmente associado a porções distais de presumíveis leques aluviais de borda de bacia, não preservados ou recobertos pelos depósitos da Bacia do Paraná, aflorantes nas regiões próximas.

Os dados de proveniência indicam que as áreas fontes eram compostas por rochas graníticas e vulcânicas de composição ácida. A maturidade de seus depósitos e a ausência de facies de borda indicam que estas áreas fontes encontravam-se distantes, e que esta planície fluvial era extensa e ampla, sugerindo que a região da bacia e suas proximidades apresentavam relevos aplainados. Podemos inferir, desta forma, que as cadeias montanhosas formadas durante a Orogenia Brasileira já se encontravam arrasadas, possivelmente em condições cratogênicas.

(2) – Um forte evento de subsidência aumenta bruscamente o nível de base, e a linha de costa migra em direção ao continente, inundando a bacia e instalando uma sedimentação associada a um ambiente marinho epicontinental. A ingressão marinha é marcada por uma sedimentação em ambiente de plataforma, caracterizada por depósitos de face litorânea associados a processos de retrabalhamento por ondas normais e de tempestade, e de costa afora pela geração de correntes de turbidez possivelmente induzidas por tempestades. O espesso registro desta sedimentação de plataforma marinha indica que a bacia sofria constantemente processos de subsidência em condições de elevação do nível do mar.

(3) – O nível piroclástico (unidade de Lapilli-Tufito) encontrado intercalado no topo da Seqüência Maricá 1 evidencia um evento de vulcanismo ativo próximo à bacia durante o desenvolvimento desta seqüência basal do Grupo Camaquã.

(4) – Novamente é instalada uma planície fluvial na bacia, associada a um recuo da linha de costa, possivelmente relacionada a um rebaixamento eustático que marca o início de uma nova seqüência na Formação Maricá. Os depósitos deste sistema fluvial são muito semelhantes àqueles do sistema inferior da Seqüência Maricá 1, formados em ambientes de planície fluvial de canais entrelaçados. Os dados de paleocorrentes indicam também um transporte sedimentar predominantemente para N, localmente para E. As áreas fontes eram compostas por rochas graníticas e vulcânicas. A análise de proveniência, em relação a unidade fluvial inferior (Sistema Fluvial 1), indica uma maior contribuição e diversificação das áreas fontes vulcânicas, incluindo clastos andesíticos.

(5)- A superfície de inundação 2 (SI-2) registra um novo afogamento da bacia, associado a uma elevação brusca do nível de base, provavelmente relacionada a um forte evento de subsidência. A associação de facies deste sistema deposicional superior da Seqüência Maricá 2 sugere ambiente subaquático restrito, possivelmente lacustre, não descartando a possibilidade deste sistema apresentar uma ligação com o mar, que neste caso configuraria uma paleogeografia do tipo golfo.

Este lago, ou golfo, seria formado por deltas do tipo construtivo, responsáveis pela entrada de carga sedimentar arenosa neste corpo subaquático. Os depósitos que na base são agradacionais para o topo assumem um caráter progradante, caracterizando períodos de novos rebaixamentos do nível de base.

(6)- A discordância erosiva que separa as sucessões Maricá 2 e Crespos 1 marca uma nova reestruturação da bacia, que passa a ser dominada por sistemas de leques aluviais e deltaicos indicando o soerguimento de altos vulcânicos, em condições

tectônicas mais intensas. Esta discordância registra o início do sistema deposicional inferior da Seqüência Crespos 1, que foi interpretado como formado em ambientes de leques aluviais associados a depósitos de fluxos gravitacionais relacionados ao soerguimento de altos vulcânicos. Estes leques subaéreos se espalhavam em uma planície aluvial dominada por sistemas de canais entrelaçados de distributários de leques aluviais. Os dados de proveniência indicam que as áreas fontes eram compostas essencialmente por rochas vulcânicas, de composição intermediária a ácida, sugerindo que a discordância erosiva basal desta seqüência marca um intervalo de tempo na Bacia Camaquã onde a atividade vulcânica se instalou intensamente e gerou produtos ígneos e piroclásticos que alimentaram estes depósitos basais da Seqüência Crespos 1.

(7)- Um novo afogamento da bacia é marcado pela superfície de inundação 3 (SI-3), sugestiva de um evento de forte subsidência capaz de aumentar bruscamente o nível de base. Este sistema superior da Seqüência Crespos 1 é marcado por depósitos conglomeráticos intercalado com ritmitos formados em ambientes de leques deltaicos costeiros (*fan deltas*) que ingressavam num corpo subaquático; no caso de ligação com o mar, este ambiente representaria uma paleogeografia do tipo golfo.

(8)- Os depósitos da Seqüência Crespos 1 são recobertos pelos derrames e intrusões de composição riolítica e andesítica, e pelos depósitos piroclásticos associados. Durante este intervalo, a Bacia Camaquã foi dominada por processos vulcânicos associados a ambientes de extensão continental, com magmatismo alcalino intraplaca.

(9)- Com o final das atividades vulcânicas, a Bacia Camaquã passa a ser dominada por processos sedimentares fortemente associados à intensa atividade tectônica. Estes depósitos pós-vulcânicos caracterizam o desenvolvimento das seqüências da Formação Santa Bárbara, que se desenvolveram em um sistema de *riffs* alinhados segundo a direção N-NE (Almeida 2001). A análise cinemática das estruturas sin-sedimentares descritas por Fragoso-Cesar *et al.* (no prelo) nesta unidade sugerem um regime de esforços extensionais segundo a direção WNW- ESE, responsáveis pela instalação destes sistemas de *riffs*, associados ao soerguimento de altos internos que compartimentaram a Bacia Camaquã em sub-bacias (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, Fambrini *et al.* 2000, Almeida, 2001).

10.2- Considerações Finais

A análise de facies, proveniência e paleocorrentes realizada nos depósitos da Formação Maricá indica que a Bacia Camaquã era afetada por elevadas taxas de subsidência durante o desenvolvimento das seqüências Maricá 1 e 2, possivelmente estruturada na forma de um *rift* com eixo principal segundo a direção N-S, com mar aberto para N. A maturidade de seus depósitos sugere uma bacia de grande extensão areal com relevos suaves, indicando que as áreas montanhosas formadas durante a Orogenia Brasileira já haviam sido arrasadas, sugerindo que estes depósitos não apresentam relação direta com os eventos tectônicos neoproterozóicos que formaram e deformaram seu embasamento. Desta forma, a Bacia Camaquã não pode ser classificada como bacia molássica das atividades orogênicas neoproterozóicas, tendo se instalado em regimes tectônicos extensionais posteriores ao Ciclo Brasileiro, possivelmente já anorogênicos.

A presença de um nível piroclástico intercalado na porção intermediária da Formação Maricá indica que já existia uma atividade vulcânica desde este estágio de desenvolvimento da Bacia Camaquã. Considerando a proveniência parcialmente vulcânica de seus depósitos, esta atividade já poderia estar ocorrendo desde antes do início da sedimentação da Seqüência Maricá 1.

As rochas de composição vulcânica da Formação Crespos registram a aproximação e instalação do vulcanismo na bacia. As características texturais e os sistemas deposicionais das sucessões vulcanoclásticas desta unidade sugerem que a bacia era afetada por atividade tectônica mais intensa, tanto relacionada ao evento vulcânico quanto ao soergimento de altos internos associados aos regimes de esforços extensionais.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, D. del P.M.; PAIM, P.S.G.; VIEIRA Jr, N. – 1992- Petrologia do Vulcanismo Eo-Paleozóico das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILEIRAS, 1. São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS:16-22.
- ALMEIDA, D. del P.M. de; PAIM, P.S.G. & VIEIRA Jr., N. -1993- Caracterização petrográfica e geoquímica do vulcanismo eo-paleozóico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara (RS). *Acta Geol. Leop.*, **37**: 145-185.
- ALMEIDA, D. del P.M.; ZERFASS, H.; BASEI, M.A.S. –1996- Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, 1996. *Anais...*. Salvador, SBG, v. 2: 19-21.
- ALMEIDA, F.F.M. -1969- Diferenciação Tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23. Salvador, 1969, *Anais...*, Salvador, BA, v. 1:29-46.
- ALMEIDA, R. P. –2001- *Evolução Tectono-Sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, RS*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. 160p (inédito)
- ALMEIDA, R. P, FRAGOSO-CESAR, A.R.S., FAMBRINI, G.L., PELOSI, A.P.M.R., NOGUEIRA, A.C.R., JANIKIAN, L. -2000- Depositional environments of the Santa Bárbara Formation, Camaquã Group (Late Neoproterozoic to Early Cambrian) in the Santa Bárbara Sub-basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil, 2000, *Abstracts*, Volume CDROM.
- ASSINE, M.L.. -1994- Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, **24** (4): 223-232.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W.R. SILVA, L.C. da – 1995- Acresção juvenil no Bloco São Gabriel e retrabalhamento crustal no Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro: Evidências Isotópicas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6/ ENCONTRO GEOLOGIA DO CONE SUL,1., Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG- Núcleo RS, 105-107.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr, F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W.R. SILVA, L.C. da – 1996- Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24** (5): 439-442.
- BARBOSA, A . F. –1957- A Série Maricá e sua posição na coluna geológica do Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **6**(2):5-19.
- BECKEL, J. -1990- *Metagenia del Cu. Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã, durante el ciclo Orogénico Brasileiro, RS (Brasil)*. Salamanca, Universidade de Salamanca. TESE DE DOUTORADO, 275 p.

- BEURLIN, K; MARTINS, A. M. –1953- A idade da "Série" Camaquã e dos conglomerados do Seival, Rio Grande do Sul. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*. **18**(108):307-308.
- BEURLIN, K. & MARTINS, A. M. –1956- O Escudo Sul-Rio-Grandense: conceito geológico e paleogeográfico. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **23**:1-25
- BLAIR, T.C.; MCPHERSON, J.G.- 1994 – Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes, and facies assemblages. *Journal. Sedimentary Research*, v.**A64** (3):450-489.
- BONHOMME, M.E.; RIBEIRO, M.J. –1983- Datações K-Ar das argilas associadas a mineralizações de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1., Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre, SBG, v. 1: 82-88.
- BOSSI, J. –1966- Geología del Uruguay. Montevideo, UDELAR. 464 p.
- BRITO, M.P.S (2000) – *Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes da formação Pedra Pintada (eopaleozóico) na localidade tipo, região das Minas do Camaquã, RS*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO, 55p.
- CARAVACA, G.; FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; SCHERER, C.M.S. -1995- Proveniência dos conglomerados da Formação Arroio dos Nobres e implicações tectônicas na região de Encruzilhada do Sul, RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., Gramado, RS, 1995, *Boletim de Resumos Expandidos*, Gramado, SBG, Núcleo RS, p. 272-273.
- CARVALHO, P.F. –1932- Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, n. **66**:1-72.
- CHEMALE Jr, F. BABINSKI, M.; VAN CHUMS, W.R.; WILDNER, W; LIMA, E.F. – 1997 – U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Neoproterozoic to early Paleozoic belts in southern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão, São Paulo, Brazil. *Extended Abstracts*. 71p.
- CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L.A.; BABINSKI, M.; WILDNER, W.; VAN SCHMUS, W.R. –1994- Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SBG, v. 1: 232-233.
- CHEMALE Jr., F., WILDNER, W. LIMA, E. F., VAN SCHMUS, W. R. –1999- Isotopic studies of Brasileiro Retro-Arc magmatism in Southern Brazil. SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, RS, Bol. De Res. Pg. 57
- COLLINSON, J.D. – 1996- Alluvial sediments. In: H.G. READING (ed) *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ed. Oxford, Blackwell Science, 37-82.
- CORDANI, U.G; HALPERN, M.; BERENHOLC, M. – 1974- Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Texto explicativo das Folhas Porto Alegre e Lagoa Minrim*. DNPM, Brasília, p. 70-85.

- DE RAFF, J.F.M; BOERSMA, J.R.; VAN GELDER, A.- 1977- Wave generated structures and sequences from a shallow marine succession. Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 4: 1-52.
- DICKINSON, W.R. -1988- Provenance and Sediment Dispersal in Relation to Paleotectonics and Paleogeography of Sedimentary Basins, In: K.L. KLEINSPEHN; C. PAOLA (eds.) *New Perspectives in Basin Analysis*, 3-25.
- DOLIANITI, E. -1945- Descoberta de Fósseis na Formação Maricá, Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Mineração e Metalurgia* v.9 (51) :110.
- DOLIANITI, E. -1954 – Gangamopteris Augustifolia e G. Buriadica na Formação Maricá , Estado do Rio Grande do Sul. *Notas preliminares Estud. Div. Geolo. Miner.* Rio de Janeiro, **87**:1-6.
- DOTT, R.H JR., -1964- Wacke, graywacke and matrix - What approach to immature sandstone classification. *J. Sediment. Petrol.*, **34**:625-632.
- DOTT, R.H. JR; BOURGEOIS, J -1982- Hummocky stratification: significances of its variable bedding sequences. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **93**: 663-680.
- ELLIOTT, T -1986- Siliciclastic Shorelines. In: H.G Reading (Ed) *Sedimentary Environments and Facies* (2 ed). Oxford, Blackwell Scientific Publications, 155-189.
- FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. -1987- Análise faciológica das molassas brasileiras na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, v. 1: 75-91.
- FAMBRINI, G.L. -1998- *O Grupo Camaquã (transição Proterozóico-Cambriano) na região das Minas do Camaquã (RS): análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes*. São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, DISSERTAÇÃO DE MESTRADO , 182p.
- FAMBRINI, G.L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; RICCOMINI, C.; PAES DE ALMEIDA, R.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIKIAN, L.; NOGUEIRA, A.C.R.; MACHADO, R. -2000- Depositional Systems of the upper portion of the Camaquã Group, Neoproterozoic-Cambrian, Rio Grande do Sul state, southern Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil, 2000, *Abstracts...* Volume CDROM.
- FAMBRINI, G.L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S; SILVA FILHO, W.F. da; TEIXEIRA, G.; SAYEG, H.S.; MACHADO, R. - 1998 – Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes do Grupo Camaquã (transição proterozóico –fanerozóico) na Mina Uruguai e suas implicações na evolução tectono-sedimentar da Bacia Camaquã, RS.. *Boletim IG-USP, Sér. Científica*, São Paulo, SP, **29**: 39-69.
- FISHER, R.V.; SCHMINCKE, H.U. -1984- *Piroclastic Rocks*, Berlin. Springer-Verlag, 472p.
- FOLK, R.L. -1968- *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170p.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S. -1980- O Craton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. *Anais....* Camboriú, SBG, v. 5, p. 2879-2892.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S. -1984- *Evolução Paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução*. Porto Alegre, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, 103 p.
- FRAGOSO-CESAR, A. R.S -1990- Tectônica de Placas no Bloco São Gabriel (RS) em base nos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: "WORKSHOP" GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E LITOQUÍMICA DAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL. São Paulo, 1990. *Boletim de Resumos*. SBG: 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, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. TESE DE DOUTORADO, 366 p.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; LAVINA, E.L.; ALTAMIRANO, J.A.F. - 1985- Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., Florianópolis, 1985. *Anais....* Florianópolis, SBG, 477-491.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L.; PAES DE ALMEIDA, R.; PELOSI, A.P.M.R.; JANIQUIAN, L.; NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; MACHADO, R. -2000^a- The Neoproterozoic and Eopaleozoic Successions of the Rio Grande do Sul state, southern Brazil: Superposed Basins of the end of the Brazilides Tectonics and the birth of the intracratonic Paraná Basin. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil, 2000, Abstracts Volume CDROM.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., FAMBRINI, G.L., PAES DE ALMEIDA, R., PELOSI, A.P.M.R., JANIQUIAN, L., RICCOMINI, C., MACHADO, R., NOGUEIRA, A.C.R., SAES, G.S. -2000^b - The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Revista Brasileira de Geociências- Brazilian Contributions to 31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, Brasil, 2000. v.30 (3):438-441.
- FRAGOSO CESAR, A. R.S.; FAMBRINI, G.L.; RICCOMINI, C.; JANIQUIAN, L.; ALMEIDA, R.P.; PELOSI, A. P.M.R; MACHADO, R. -no prelo- Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (neoproterozóico III-eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Revista Brasileira de Geociências*.
- 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, 3272-3283.

- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. – 1997- Neoproterozoic terranes of de Gaúcho shield (Southern Brazil and Uruguay). In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão, São Paulo, Brazil. *Extended Abstracts*. 65-67.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., MACHADO, R., GOMEZ, C.R. –1987- Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba, SBG, v. 1, 43-54.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L. –1992- Bacias orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, p. 47-53.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S., SILVA FILHO, W.F., FAMBRINI, G.L., MACHADO, R., RICCOMINI, C., PAES DE ALMEIDA, R., PELOSI, A.P.M.R., JANIKIAN, L. -1999-. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no Rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*, Gramado, SBG, p. 16.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; SILVA FILHO, W.F. da; SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L.; SAES, G.S.; MACHADO, R. ; ALMEIDA, T.I.R. -1998 - O Grupo Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul): testemunho do primeiro evento deposicional da Bacia do Paraná?. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70 (3): 690.
- FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; WERNICK, E.; SOLIANI Jr., E. –1982- Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano- Uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v. 1: 13-23.
- GALLOWAY, W.E. -1989- Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 73:125-142.
- GOÑI, J.C.; GOSO, H.; ISSLER, R.S. –1962- Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Rio-Grandense. *Avulso da Escola de Geologia*, Universidade do RGS, Porto Alegre, v. 3: 1-105.
- GRAHAM, S.A.; TOLSON, R.B.; DECELLES, R.V.; INGERSOLL, R.V.; BARGAR, E.; CALDWELL, M.; CAVAZZA, W.; EDWARDS, D.P.; FOLLO, M.F.; HANDSCHY, J.F.; LEMKE, L.; MOXON, I.; RICE, R.; SMITH, G.A. & WHITE, J. -1986- Provenance modelling as a technique for analysing source terrane evolution and controls on foreland sedimentation. In: P.A. ALLEN & P. HOMEWOOD (Eds.) *Foreland Basins. Spec. Publs. int. Ass. Sediment.*, 8: 425-436.

- GRESSE, P.G.; CHEMALE Jr., F.; SILVA, L.C.; WALRAVEN, F. & HARTMANN, L.A. -1996- Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, **8** (2): 157-171.
- HAMBLIN, A.P.; WALKER, R.G. -1979- Storm-dominated shallow marine deposits: the Femie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Can. J. Earth Sci.* **16**: 1673-1690.
- HARMS, J.C.; SOUTHARDS, J.B.; WALKER, R.G. - 1982- Structures and sequences in clastic rocks. *Soc.Econ. Paleontol. Mineral Short Course* 9.
- HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C.; REMUS, M.V.D.; LEITE, J.A.D.; PHILIPP, R.P. -1998- Evolução geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma. In: CONGRESSO URUGUAYO DE GEOLOGIA, 2, Punta del Este, 1998. *Actas...* Punta del Este, SUG/Facultad de Ciencias, 277-284.
- HORBACH, R.; KUCK, L.; MARIMON, R.G; MOREIRA, H.L.; FUCK, G.F.; MOREIRA, M.L.; MARIMON, M.P.C.; PIRES, J. L.; VIVIAN, O; MARINHO, D. A.; TEIXEIRA, W. -1986- Geologia In: Folha SH.22 Port Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim. Rio de Janeiro: IBGE, levantamento de Recursos Naturais: 29-312p
- IBBEKEN, H. & SCHLEYER, R. -1991- *Source and Sediment - A case study of provenance and mass balance at an active plate margin (Calabria, southern Italy)*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 286 p.
- ISSLER, R.S. -1982- Evento geodinâmico brasileiro - fechamento de oceanos e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granito a duas micas e ofiolitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador, SBG, v.1: 24-38.
- JANIKIAN, L., FRAGOSO-CESAR, A.R.S., PAES DE ALMEIDA, R.; FAMBRINI, G.L. -2000- The Late Neoproterozoic- Early Cambrian Camaquã Group in the Bom Jardim sub-basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil, 2000, *Abstracts Volume CDROOM*.
- JERVEY, M. T. -1988- Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: C.K WILGUS; B.S. HASTINGS; C.G.ST.C KENDALL; H.W POSAMENTIER; C.A ROSS; J.C VAN WAGONER (Eds) *Sea-level Changes - An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**: 47-70.
- JOHNSON H.D; BALDWIN, C.T -1986- Shallow Siliciclastic Seas. In: H.G Reading (Ed) *Sedimentary Environments and Facies* (2 ed) Oxford. Blackwell Scientific Publications, 229-283.
- LAJOIE, J.; STIX, J. -1992- Volcaniclastic rocks. In: R.G Walker & N.P James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. Geological Association of Canadá, 101-119

- LAVINA, E.L.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. –1985- Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 21(9): 185-227.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F.; TEIXEIRA, G.A. –1941- Mapa Geológico Cacapava-Lavras. *Boletim da Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio*, Porto Alegre, RS, v. 90: 1-39.
- LEITE, J.A.D. –1995- Datação Schrimp U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-Riograndense. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6/ ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1, Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. Porto Alegre, SBG- Núcleo RS, 5-12.
- LEITE, J. D. –1997- A origem dos hazburgitos da Sequência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico na porção oeste do escudo Sul-riograndense. Tese de doutoramento, IG-UFRGS, Porto Alegre. 224p. (inédito).
- LEITES, S.R.; LOPES, R.C.; WILDNER, W.; PORCHER, C.A. & SANDER, A. -1990- Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul -RS, e sua interpretação paleoambiental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, *Anais....* Natal, SBG, v.1: 300-312.
- LIMA, E.F. de; WILDNER, W.; LOPES, R.C.; SANDER, A.; SOMMER, C.A. –1995- Vulcanismo neoproterozóico associado às bacias do Camaquã e Santa Bárbara-RS: uma revisão. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6/ ENCONTRO GEOLÓGICO DO CONE SUL, 1., Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. Porto Alegre, SBG, 197-199.
- LIMA, E.F. de; NARDI, L.S.V. – 1992- O magmatismo shoshonítico no estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. *Pesquisas*, v.19, n2, p. 190-194.
- LUZARDO, R.; FERNANDES, L.A.D. – 1989- Análise Estrutural do Lineamento de Ibaré. Parte I- Filitos de Ibaré- *Grenstone Belt* ou Cobertura Cratônica Deformada?. *Acta Geológica Leopoldensia*. v 13(30).
- MACHADO, N; KOPE, J.C.; HARTMANN, L.A. – 1988 – Upper Proterozoic zircon age from Bossoroca Complex, RS. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GEOCHEMISTRY AND EVOLUTION OF CONTINENTAL CRUST, *Abstracts*, Poços de Caldas, Brasil. 305p.
- MACHADO, N; KOPE, J.C.; HARTMANN, L.A.- 1990 – A Late Proterozoic U-Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 3(2/3): 87-90.
- MACHADO, R.; SAYEG, H.S. – 1992- Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1. São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, 73-76.

- MARTINS, E.A. -1948- Fósseis marinhos na Série Maricá, estado do Rio Grande do Sul. *Revista Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, **12**(71):237-39.
- MARTINS, E. A. -1951- *Aviculopecten cambahyensis* n.sp. do permocarbonífero do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v.13: 1-5.
- MARTINS, E. A. -1952- Uma hipótese sobre o gondwana do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Engenharia Mineração e Metalurgia*. **18**(103):47.
- MARTINS, E.A.; SENA SOBRINHO, M. -1950- Novos fósseis e a idade da Formação Maricá, Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v.8:1-7.
- MARTINS, E. & SENA SOBRINHO, M. -1952- Perfil geológico de São Gabriel a Cambaí-Grande, Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **16**:1-7.
- MARTINS, E.; SENA SOBRINO, M.; BEURLEN, K.- 1955- Novos reconhecimentos geológicos no Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, Rio de Janeiro **19**:1-21
- MASQUELIN, H. & SÁNCHEZ BETTUCCI, L.-1993-. Propuesta de evolución tectono-sedimentaria para la Cuenca de Piriápolis, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*. **23**(3): 313-322.
- McPHIE, J.; DOYLE, M. & ALLEN, R. -1993- *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Center for Ore Deposits and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.
- MELCHER, G. C. & MAU, H. -1960- Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *An. Acad. Bras. Ciências*, **32** (2), Rio de Janeiro, RJ, 43-50.
- MIALL, A.D. -1974- Palaeocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *J Sediment. Petrol.*, **44** (4):1174-1185.
- MIALL, A.D. -1978- Lithofacies types and vertical profile models in braided-rivers deposits: a summary. In: A.D. Miall (ed) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists, 597-604 (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir n.5)
- MIALL, A.D. -1985- Arquitetural-element analysis: anew method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sci. Rev.* **22**: 261-308.
- MIALL, A.D. -1990- *Principles of sedimentary basin analysis*. 2nd ed., New York, Springer-Verlag, 668 p.
- MIALL, A.D. -1996- *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York. 582p.
- MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; THOMPSON, S.,III -1977- Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 2: the depositional sequece as a basic unit for stratigraphic analysis. In: C.E. Payton (ed) *Seismic Stratigraphiy – Applications to hydrocarbon Exploration*. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, **26**: 53-62.
- MYERS, K.J; MILTON, N.J. -1996- Concepts and Principles of Sequece Stratigraphy. In: D. Emery & K.J. Myers (eds) *Sequence Stratigraphy*, Oxford, Blackwell Science, 11-42.
- NARDI, L.S.V.; LIMA, E.F -1985- A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **15**(2): 139-146.

- NETTO, R.G.; PAIM, P.S.G.; ROSA, C.L.M. –1992- Registro Preliminar da ocorrência de traços fósseis em sedimentos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, 90-96.
- OLIVEIRA, J.M.M.T. -1992- Formação Arroio dos Nobres: Depósitos marinhos ou continentais? Uma discussão. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, p. 106-112.
- OLIVEIRA, J.M.M.T.; FERNANDES, L.A.D. –1991- Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. *Boletim de Resumos Extensos*, Rio Claro, SBG, p. 58-59.
- OLIVEIRA, J.M.M.T.; FERNANDES, L.A.D. –1992- Bacias molássicas brasileiras; mito ou realidade? In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1., São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. São Leopoldo, SBG/UNISINOS, p. 97-105.
- ORTON, G.J. –1996 – Volcanic Environments. In: H.G Reading (Ed) *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ed. Oxford, Blackwell Science, 485-567.
- PAIM, P.S.G. –1994- *Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil*. Philosopher Doctor Thesis, University of Oxford. v.I, 277 p. (inédito)
- PAIM, P.S.G.; FACCINI, U.F.; NETTO, R.G.; NOWATZKI, C.H. –1992- Estratigrafia de seqüências e sistemas deposicionais das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, Eopaleozóico do RS (Brasil). Universidad Nacional de Tucumán, *Serie Correlación Geologica*, v. 9: 41-45.
- PAIM, P.S.G.; LOPES, R.C.; CHEMALE Jr., F. –1995- Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã -Vendiano Superior/ Ordoviciano Inferior do RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6/ ENCONTRO GEOLOGIA DO CONE SUL, 1., Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. SBG- Núcleo RS, 39-50.
- PELOSI, A.P.M.R. –1998- *Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes em uma seção entre Lavras do Sul e Caçapava do Sul, RS, em unidades basais do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III – Cambriano)*. São Paulo, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA. 55p.
- PELOSI, A.P.M. R.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S. -2000- The Lower Maricá Formation of the Neoproterozoic Camaquã Group, Rio Grande do Sul state, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro, Brazil, 2000, Abstracts Volume CDROM. Rio de Janeiro.

- PHILIPP, R. P. –1998- *Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. São Paulo, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. TESE DE DOUTORADO. 255p(vol.I) e 379p (vol.II).
- PINTO I.D. –1947- Novos Fósseis na Formação Maricá .*Boletim da Faculdade de Ciências e Letras*,Porto Alegre, **1** (1):9.
- PINTO, I.D. –1949- Contribuição ao reconhecimento de novos fósseis na Formação Maricá (Afloramento Budó). *Publicação da Faculdade de Filosofia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, **2** :1-6.
- PINTO, I. D. –1955- Série Maricá, Camaquã e Formação Teixeira Soares no Rio Grande do Sul – Histórico, idade e correlação. *Boletim do Instituto de Ciências Naturais*, Porto Alegre, 2:5-18
- PORCHER, C.A.; LEITES, S.R.; RAMGRAB, G.E.; & CAMOZZATO, E. –1995- Mapa geológico da Folha Passo do Salsinho, estado do Rio Grande do Sul. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM-RS.
- POSAMENTIER, H.W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P.R. -1988- Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. In: C.K WILGUS; B.S. HASTINGS; C.G.ST.C KENDALL; H.W POSAMENTIER; C.A ROSS; J.C VAN WAGONER (Eds) *Sea-level Changes – An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**. 110-124.
- POTTER, P.E. & PETTIJOHN, F.J -1977- *Paleocurrents and basin analysis*. 2nd ed., Springer-Verlag, New York, 425 p.
- POWERS, M.C. -1953- A new roundness scale for sedimentary particles. *Journal Sediment. Petrol.*, **23**: 117-119.
- READING, H.G. –1996- *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ed. Oxford, Blackwell Science, 688p.
- READING, H.G & COLLINSON, J.D. – 1996- Clastic coasts. IN: H.G READING (ed) *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ed. Oxford, Blackwell Science,154-232.
- RIBEIRO, M. –1970- Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, Rio de Janeiro, n. **247**: 1-142.
- RIBEIRO, M. –1983- Informes sobre a Formação Maricá. *Inherência, Série Geologia*, Porto Alegre, v. **7**: 1-50.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO FILHO, P.M.; TESSARI, R.I. –1966- Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral DNPM*, Rio de Janeiro, n. **127**: 1-232.
- RIBEIRO, M.; CARRARO, C.C – 1971- Geotectonic map of the Caçapava do Sul region, RS, Brasil. Porto Alegre, IG-UFRGS, (mapa 1), Esc. 1:100.000.

- RIBEIRO, M.; FANTINEL, L.M. –1978- Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Inherência, Série Geologia*, Porto Alegre, v. 5: 19-54.
- ROBERTSON, J.F. –1966- Revision of stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava Lavras Region. *Notas e Estudos*, IG-UFRGS, Porto Alegre, v. 1(2): 41-54.
- ROISENBERG, A.; LOSS, E.L.; ALTAMIRANO, J.A .F.; FERREIRA, A . C- 1983- Aspéctos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo pre-cambriano/eo-paleozóico do Rio Grande do Sul, com base nos elementos maiores. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, Porto Alegre, *Atas...*, 1:273-285.
- SÁNCHEZ BETTUCCI, L. –1998- Evolución tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires, 344 pp.
- SÁNCHEZ BETTUCCI, L.; RAMOS, V.A. -1999- Aspectos geológicos de las rocas metavolcánicas y metasedimentaris del Grupo Lavalleya, Uruguay. *Revista Brasileira de Geociências*. 29(4):557-571.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALES FILHO, F.; CHABAM, M. –1978- Divisão lito-estratigráfica do Eo-Cambriano–Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, v. 2: 670-684.
- SARTORI, P.L.P.; KAWASHITA, K. –1985- Petrologia e geocronologia do batólito granítico de Caçapava do Sul, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2., Florianópolis, SC, 1985. *Atas...* Florianópolis, SBG, v. 1: 102-115.
- SAYEG, H.S. –1993- *Evolução geológica brasileira da Bacia do Arroio Boici*, RS. São Paulo, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. DISSERTAÇÃO DE MESTRADO, 103 p.
- SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L.; MACHADO, R. & FRAGOSO-CESAR, A.R.S. –1992^a- Evolução brasileira da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1. São Leopoldo, RS. 1992. Bol. Res. Exp...., São Leopoldo, SBG/UNISINOS, 129-132.
- SAYEG, H.S.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; FAMBRINI, G.L.; –1992^b- A bacia transcorrente brasileira do Vale do Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres,RS. *Boletim IG-USP. Série Publicação Especial*, 12:103-104.
- SCHUMM, S.A. – 1985 – Patterns of alluvial rivers. *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 13:5-27.
- SLOSS, L.L. – 1963- Sequences in cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, v.74 (2): 93-114.

- SOLIANI Jr., E. –1986- Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo, SP. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. TESE DE DOUTORADO, 425 p.
- SOMMER, C.A.; LIMA, E.F.; NARDI, L.V.S –1995- Faciologia da seqüência vulcânica ácida do Platô Taquarembó, Dom Pedrito-RS. 6 SIMPÓSIO SU-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Porto Alegre, RS. Boletim de Resumos Expandidos. P.200-202.
- SOMMER, C.A., LIMA, E.F., NARDI, L. V. S., SOUSA, E. R. –1999- Gênese e evolução geoquímica do magmatismo da Seqüência Vulcânica Ácida – Dom Pedrito, RS. SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, RS, Bol. De Res. Pg. 29
- SZUBERT, E.C. – Uma associação ofiolítica completa, Palma, São Gabriel, RS: geologia e questões estratigráficas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Recife, 1978, *Anais...*, **1**: 467-476.
- TALBOT, M.R; ALLEN, P.A. –1996- Lakes. In: H.G READING (ed) *Sedimentary Environments; Processes, Facies and Stratigraphy*. 3ed. Oxford, Blackwell Science, .83-124.
- TESSARI, R. I. -1965- Evolução geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. Conferência. Soc. Bras. Geol., núcleo RS, Porto Alegre.
- TESSARI, R.I. & GIFFONI, L.E. –1970- Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM*, Rio de Janeiro, **246**:. 1-122.
- TESSARI, R.I. & PICADA, R.S. –1966- Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral DNPM*, Rio de Janeiro, n. **124**:1-147.
- TUCKER, M. -1993- *The field description of sedimentary rocks*. Geol. Soc. London, Handbook Series (2^oed), 153p
- VAIL, P.R.; MITCHUM, R.M. Jr.; TODD, R.G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S.III; SANGREE, J.B.; BUBB, J.N.; HATLELID, W.G. -1977- Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: *Seismic Stratigraphy Applications to Hydrocarbon Exploration* (Ed. by Payton, C. W.) *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **26**: 63-97.
- VAN WAGONER, J.C.; POSAMENTIER, H.W.; MITCHUM, R.M.; VAIL, P.R.; SARG, J.F.; LOUTITT, T.S.; HANDERBOL, J. -1988- An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K WILGUS; B.S. HASTINGS; C.G.ST.C KENDALL; H.W POSAMENTIER; C.A ROSS; J.C VAN WAGONER (Eds) *Sea-level Changes – An Integrated Approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **42**, 30-45.

- WALKER, R.G –1992^A- Facies, Facies Models and Modern Stratigraphic Concepts. In: R.G. Walker & N.P James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. *Geological Association of Canada*. 1-14p
- WALKER, R.G –1992^B- Turbidites and submarine fans. In: R.G. Walker & N.P James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. *Geological Association of Canada*, 239-265p
- WALKER, R.G.; PLINT, A. G. –1992- Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In: R.G. Walker & N.P James (Eds) *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. *Geological Association of Canada*. 219-239p.
- WALKER, R.G; JAMES, N.P –1992- *Facies Models: Response to Sea Level Changes*. Ontario, Canada. *Geological Association of Canada*. 375p.
- WILDNER, W. & LIMA, E.F. -1992- Considerações sobre os depósitos vulcanogênicos do Grupo Bom Jardim nas regiões de Lavras do Sul e Caçapava do Sul, RS. In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILEIRAS, 1. *Bol. Res. Exp....*, São Leopoldo, SBG/UNISINOS, 137-142.
- WILDNER, W.; LIMA, E.F; CAMOZZATO, E.; LOPES, R.C. – 1997- Vulcanismo Neoproterozóico-Cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e Aspectos texturais. *A Terra em Revista* 3:19-27.
- WILDNER, W.; LIMA, E.F; CAMOZZATO, E.; LOPES, R.C. – 1998- Sequências vulcânicas nas Bacias do Camaquã e Santa Bárbara e Platô Taquarembó: representantes do final do magmatismo relacionado ao Ciclo Brasileiro/Pan-Africano no sul do Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 10 Y CONGRESSO NACIONAL DE GEOLOGIA ECONÔMICA, 6, Buenos Aires, 1988. *Actas..* Buenos Aires, 1988 v.1: 152-156.
- WILDNER, W.; SANDER, A.; LOPES, R.C. – 1994- Estudo Petrológico e Litogeoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido Cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho. *Pesquisas* 21(1): 47-57.
- ZERFAS, H; ALMEIDA, D.P.M. -1997- Mapa geológico da região do Cerro do Bugio e Perau, município de Caçapava do Sul, RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, série mapas n.3: 17p.
- ZERFAS, H.; ALMEIDA, D. P.; GOMES, C. H. –1999 – Faciologia das rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho (Bacia do Camaquã) na região da Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau e Cerro do Bugio (município de Caçapava do Sul- RS). In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*, Gramado, SBG, p. 35
- ZERFAS, H.; ALMEIDA, D. P.; GOMES, C. H. –2000- Faciology of the Acampamento Velho Formation Volcanic Rocks (Camaquã Basin) in the region of the Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (municipality of Caçapava do Sul – RS). *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):375-379.

Mapa Geológico do Grupo Camaquã na porção norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental

FAPESP
IGC- USP

- Depósitos Quaternários**
Depósitos aluviais e coluviais constituídos por: depósitos de canais residuais de material grosso e mal selecionado; depósitos de transbordamento, representados por áreas finas relacionadas a diques marginais; e sedimentos silicos argilosos com abundante matéria orgânica, localizados preferencialmente nas planícies aluviais.
- Formação Santa Bárbara (Indivisa)**
Conglomerados polimíticos e micromíticos: arenitos e ritmitos, em camadas de dimensão e geometria variadas. Ocorrem diversas estruturas sedimentares, incluindo: estratificações cruzadas acanaladas, tabulares, hummocky e tangenciais; marcas onduladas; laminações cavalantes de onda, mare e corrente; acançamento heterolítico; e estratificação e laminação plano-paralela e de baixo ângulo, entre outras.
- DE-3**
- (9) Andesitos Vulcânicos e Intrusivos**
Andesitos vulcânicos e intrusivos maciços, de matriz afanítica com fenocristais de feldspato plagioclásico.
- (8) Riolitos Intrusivos**
Riolitos intrusivos maciços de granulometria fina a grossa e quartzo-porfíros com formas bipiramidais.
- (7) Riolitos Vulcânicos**
Riolitos vulcânicos maciços e com estruturas de fluxo. Associados aos derrames ocorrem túos e brechas proclásticas de composição ácida com estrutura laminar e maciça.
- (6) Unidade de Conglomerados e Arenitos Epiclásticos**
Conglomerados sustentados pelo arcabouço de fragmentos angulosos a arredondados, de frações seixo a matacão. No geral são grandes crescentes, podendo ser maciços, localmente ocorrem seixos imitados e estratificação cruzada acanalada. A proveniência dos clastos é essencialmente composta por litotipos de origem vulcânica, incluindo: riolitos, andesitos e proclásticas ácidas. No topo da unidade, ocorrem depósitos de riolitos e arenitos com laminação plano-paralela e marcas onduladas assimétricas, dispostos em camadas tabulares de dimensões milimétricas e centimétricas.
- DE-2**
- (5) Unidade de Arenitos e Ritmitos Superiores**
Ritmitos areno-pelíticos em camadas milimétricas e centimétricas de geometria tabular, intercalados com camadas decimétricas e métricas de arenitos de geometria lenticular. As estruturas mais frequentes são: laminação plano-paralela, marcas onduladas, climbing-ripples e estratificação cruzada sigmoidal.
- SI-2**
- (4) Unidade de Arenitos e Conglomerados Superiores**
Arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada, localmente tabular, de pequeno a médio porte, em asso de geometria ondulada. Localmente ocorrem níveis de arenitos e pelitos ritmicos em camadas centimétricas tabulares intercalados com os arenitos estratificados. A maturidade textural é boa, com seixos e calhaus subarredondados a arredondados, de composição variada incluindo: granitos, riolitos, proclásticas ácidas e andesitos.
- DE-1**
- (3) Unidade Lapilli-Tufto**
Rocha maciça proclástica de granulometria variando da fração cinza a lapilli, com fragmentos angulosos centimétricos a decimétricos de laminitos retorcidos da unidade 2, imersos na matriz proclástica maciça.
- (2) Unidade de Arenitos e Ritmitos Inferiores**
Arenitos e ritmitos arenosos em camadas tabulares de dimensões milimétricas a decimétricas. Podem ser maciços ou com estruturas do tipo: laminação e estratificação plano-paralela, marcas onduladas, climbing-ripples, hummocky e acançamento heterolítico.
- SI-1**
- (1) Unidade de Arenitos e Conglomerados Inferiores**
Arenitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados com estratificação cruzada acanalada, localmente tabular, de pequeno a médio porte, em asso de geometria ondulada. A maturidade textural é boa, com seixos e calhaus subarredondados a arredondados, de composição variada incluindo: granitos, riolitos, quartzo leitoso, gnaisses, granitos foliados e etc.
- Terreno Rio Vacacai**

CONVENÇÕES

Diagramas de paleocorrentes

Falha Normal e Obliqua

20 Atitude das camadas

Superfície de Inundação

Discordância Erosiva

Rodovias federais

Vias locais não pavimentadas

Drenagem

AP-08 - Estações de amostragem para análise de proveniência

6622 NW

3500

1000

4000

WNW

ESE

6618

248

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53° 30'

6642

6638

6634

6630

6626

6622

6618

6614

240

244

248

252

256

53° 35'

53°