UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III) DA BACIA DO CAMAQUÂ, RIO GRANDE DO SUL

Gelson Luís Fambrini

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO 2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III) DA BACIA DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL

GELSON LUÍS FAMBRINI

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO



Nome

Presidente:

Prof. Dr. Antonio Romalino S. Fragoso Cesar

Examinadores: Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Prof. Dr. Mario Luis Assine

Prof. Dr. Paulo César Fonseca Giannini

Assinatura

SÃO PAULO 2003



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III) DA BACIA DO CAMAQUÃ, RIO GRANDE DO SUL

Gelson Luís Fambrini

Orientador: Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica



Resumo

Na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, sobre rochas metamórficas e ígneas do Escudo Gaúcho, afloram coberturas não metamorfizadas do Neoproterozóico III-Eopaleozóico reunidas no Supergrupo Camaquã. Esta unidade é formada, da base para o topo, pelas seguintes unidades: (i) Grupo Maricá (siliciclástico), (ii) Grupo Bom Jardim (vulcanosedimentar), (ii) Formação Acampamento Velho (vulcânica), (iii) Grupo Santa Bárbara (siliciclástico), (iv) Grupo Guaritas (siliciclástico) e (v) Suíte Intrusiva Rodeio Velho. O Supergrupo Camaquã aflora em três sub-bacias de direção preferencial NNE-SSW (sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental), separadas pelos altos de embasamento de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas, com espessura superior a 6000 m.

O objetivo desta tese foi o estudo da evolução tectono-sedimentar do Grupo Santa Bárbara com base a dados de mapeamento geológico (em escalas regional, de semi-detalhe e de detalhe), litoestratigráficos, sedimentológicos, de proveniência e paleocorrentes, de sistemas deposicionais, de evolução paleogeográfica, de estratigrafia de seqüências, petrográficos e estruturais.

O Grupo Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias que compreendem o Supergrupo Camaquã no RS e é caracterizado por uma espessa sucessão siliciclástica (superior a 6000 m de espessura) posterior à atividade vulcânica principal. Este grupo subdivide-se em: (i) Formação Estância Santa Fé, restrita à Sub-Bacia Camaquã Ocidental; (ii) Formação Passo da Capela, dominando a Sub-Bacia Camaquã Oriental e alcançando a base da Sub-Bacia Camaquã Central; (iii) Formação Seival, com exposições na Sub-Bacia Camaquã Ocidental e na Sub-Bacia Camaquã Central; (iv) Formação Rincão dos Mouras, discordante sobre a Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental e sobre a Formação Seival nas demais sub-bacias e (v) Formação João Dias, exposta apenas na Sub-Bacia Camaquã Central cobrindo a Formação Rincão dos Mouras.

A Formação Estância Santa Fé ocorre em discordância erosiva e levemente angular tanto sobre unidades do Grupo Bom Jardim quanto da Formação Acampamento Velho. Compõe-se de conglomerados e arenitos, subordinadamente siltitos e arenitos finos, com até 1200 m de espessura. Estes depósitos são interpretados como sistemas de leques aluviais dominados por processos de enchentes em lençol e canais fluviais de rios entrelaçados. A análise de paleocorrentes indica dois padrões de transporte sedimentar: um transversal à bacia, associado aos leques aluviais; e outro paralelo ao eixo da bacia, com transporte axial para norte em planícies de rios entrelaçados.

A Formação Passo da Capela apresenta a maior espessura já verificada dentro do Grupo Santa Bárbara, alcançando cerca de 4000 m na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A principal associação litofaciológica compreende conglomerados e arenitos grossos depositados por fluxos gravitacionais de massa subaquosos e arenitos e ritmitos gerados por correntes de turbidez, representativos de ambiente de leques submarinos. Estes depósitos de leques intercalam-se com arenitos e ritmitos de ambiente marinho (indicado por minerais de glauconita), dominado por ondas de tempestades. A Formação Passo da Capela apresenta, ainda, intercalações de dois níveis de sismitos indicativos de atividade tectônica normal sinsedimentar, e quatro camadas pouco espessas de tufitos félsicos nos intervalos estratigráficos basais. A análise de paleocorrentes indica padrão longitudinal às bordas da bacia com sentido preferencial para NNE.

A Formação Seival (até 1000 m) ocorre diretamente sobre a Formação Estância Santa Fé na Sub-Bacia Camaquã Ocidental e na Sub-Bacia Camaquã Central, em contato tectônico com a Formação Passo da Capela. Constitui-se de arenitos médios a muito finos com subordinada contribuição de arenitos grossos, além de siltitos, depositados em ambiente marinho de: (i) baía estuarina e planície litorânea, (ii) tempestitos de costa-afora e (iii) planície de marés. As paleocorrentes indicam transporte principal para N.

A Formação Rincão dos Mouras (até 2000 m), comum a todas as sub-bacias, constitui-se de conglomerados e arenitos conglomeráticos depositados principalmente por sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados. As análises de proveniência e paleocorrentes indicam que os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas serviram como área fonte para esses depósitos aluviais, sugerindo o soerguimento destes altos durante a evolução do

preenchimento sedimentar desta unidade. Desta forma, a Formação Rincão dos Mouras marca a compartimentação tectônica da Bacia do Camaquã em sub-bacias através do soerguimento de altos internos.

A Formação João Dias, restrita à Sub-Bacia Camaquã Central, engloba espessos depósitos (>500 m) de arenitos marinhos costeiros dominados por ondas. Esta unidade caracteriza-se pelo predomínio de arenitos médios bem selecionados, apesar de localmente ocorrerem arenitos finos e camadas pouco espessas de conglomerados finos (níveis com seixos residuais). São os depósitos de maior expressão areal na região das Minas do Camaquã, limitando-se por discordância angular e erosiva com os arenitos e arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas, sobrepostos. A Formação João Dias compreende depósitos de antepraia, de face litorânea superior e tempestitos litorâneos.

A análise estratigráfica de fácies e sistemas deposicionais permitiu a individualização de três sequências deposicionais nas sub-bacias Camaquã Oriental e Central e duas sequências na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. O reconhecimento de tratos de sistemas possibilitou a correlação espacial e temporal dos diversos sistemas deposicionais nas diferentes sub-bacias. Basicamente estas sequências marcam a evolução de três eventos deposicionais associados a variações tectônicas e eustáticas.

A sucessão basal (Seqüência Santa Bárbara 1 – SB1) compreende sistemas aluviais que passam lateralmente para sistemas de leque submarino (trato de mar baixo), recobertos por uma sucessão marinha caracterizada por depósitos rasos na borda ocidental e profundos na oriental (trato transgressivo e de mar alto). A Seqüência Santa Bárbara 2 (SB2) é caracterizada por depósitos de planícies fluviais de canais entrelaçados na Sub-Bacia Camaquã Ocidental e por depósitos marinhos nas sub-bacias Camaquã Central e Oriental. A seqüência de topo (Seqüência Santa Bárbara 3 – SB3) marca a reorganização tectônica da Bacia do Camaquã que passa a ser individualizada em sub-bacias separadas pelos altos de embasamento de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas. O soerguimento destes altos internos propiciou a instalação de sistemas de leques aluviais e de planícies fluviais que caracterizam as sucessões basais desta seqüência (trato de mar baixo). O topo desta seqüência registra o último evento de ingressão marinha no Grupo Santa Bárbara, caracterizado por depósitos costeiros da Formação João Dias (trato transgressivo e de mar alto)

A integração das análises de proveniência de clastos com as interpretações dos ambientes deposicionais e as análises de paleocorrentes levaram a duas conclusões. Em primeiro lugar, constatou-se que existe correlação direta entre os fragmentos presentes na bacia e os litotipos do embasamento atualmente adjacente, indicando assim que movimentações laterais nas falhas de borda da bacia não ocorreram ou, caso aconteceram, não foram importantes na deposição do Grupo Santa Bárbara. Além disso, identificou-se que a contribuição detrítica de altos de embasamento (e.g. Caçapava do Sul), passa a acontecer somente na última seqüência deposicional, sugerindo que o isolamento entre as sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Ocidental ocorreu apenas em um período tardio de evolução do Grupo Santa Bárbara. Tais evidências, aliadas às análises da tectônica sin-sedimentar, indicam que a atividade tectônica responsável pela formação da bacia foi predominantemente de caráter normal, sem deslocamento lateral das áreas fontes em relação aos depósitos delas derivados. As evidências estruturais de transcorrência provavelmente refletem deformações anteriores do embasamento, ou posteriores que moldaram a configuração atualmente verificada.

A integração dos dados obtidos aponta que o Grupo Santa Bárbara e, por extensão todo o Supergrupo Camaquã, depositou-se em uma bacia extensional tipo *rift*, com falhas de borda de rejeito normal ou oblíquo, sem grandes rejeitos direcionais, cujo preenchimento sedimentar foi controlado sobretudo pela subsidência tectônica, aporte clástico e padrões de transporte sedimentar, sob influência das variações relativas do nível do mar.

Abstract

In the central southern part of Rio Grande do Sul state, unmetamorphosed cover rocks of the Neoproterozoic III-Early Paleozoic Camaquã Supergroup overly metamorphic and igneous rocks of the Gaúcho shield. The supergroup is formed by the following units, from base to top: (i) the siliciclastic Maricá Group; (ii) the volcano-sedimentary Bom Jardim Group; (iii)the volcanic Acampamento Velho Formation; (iv) the siliciclastic Santa Bárbara Group; (v) the siliciclastic Guaritas Group; and (vi) the Rodeio Velho intrusive suite. The supergroup, with a thickness of over 6,000m, crops out in three NNE-SSW oriented sub-basins - Western, Central and Eastern Camaquã, separated by the Caçapava do Sul and Serra das Encantadas basement highs.

The aim of this thesis was a study of the tectono-sedimentary evolution of the Santa Bárbara Group using data obtained through regional, semi-detailed and detailed mapping, lithostratigraphic and sedimentological data, studies of provenance and paleocurrents, depositional systems, paleogeographic evolution, sequence stratigraphy, and petrographic and structural studies.

The Santa Bárbara Group crops out in the three Camaquã sub-basins and is composed of over 6,000m of siliciclastic sediments deposited after the main volcanic activity. The Group may be subdivided into:the Estância Santa Fé Formation, restricted to the western sub-basin; (ii) the Passo da Capela Formation which dominates the eastern sub-basin, and reaches the base of the central sub-basin; (iii) the Seival Formation, exposed in the western and central subbasins; (iv) the Rincão dos Mouras Formation which discordantly overlies the Passo da Capela Formation in the western sub-basin, and the Seival Formation in the other sub-basins; and (v) the João Dias Formation, exposed only in the central sub-basin where it overlies the Rincão dos Mouras Formation.

An erosive and slightly angular unconformity separates the Estância Santa Fé Formation from units of the Bom Jardim Group and the Acampamento Velho Formation. It is composed of up to 1,200m of conglomerates and arenites with subordinate siltites and fine-grained arenites. These deposits are interpreted to be of alluvial fans dominated by sheet floods, and channel deposits in braided rivers. Paleocurrents show that two transport directions existed, one across the basin, responsible for the alluvial fans, the other northwards along the basin axis in the floodplains of the braided rivers.

The Passo da Capela Formation is the thickest unit of the Santa Bárbara Group, reaching a thickness of about 4,000m in the eastern sub-basin. The main lithofacies is composed of conglomerates and coarse-grained arenites deposited by subaqueous gravity flows, and arenites and rhythmites deposited by turbidity currents, in submarine fans. The fan deposits are intercalated with marine arenites and rhythmites containing glauconite deposited by storm waves. This formation also contains two main levels of seismic deposits which indicate the action of syn-sedimentary tectonics, a four thin layers of felsics tuffites within the basal levels. Paleocurrent analysis shows that transport was preferentially north-northeastwards, parallel to the borders of the basin.

The Seival Formation, with a thickness up to 1,000m, was deposited directly over the Estância Santa Fé Formation in the western sub-basin, and in tectonic contact with the Passo da Capela Formation in the central sub-basin. It is composed of medium- to very finegrained arenites with subordinate coarse-grained arenites and siltites, deposited in marine environments of: (i) estuary bay and shoreline plain; (ii) off-shore storm deposits; and (iii) tidal platform. Transport was mainly northwards.

The Rincão dos Mouras Formation, up to 2,000m thick, is present in all sub-basins, and is composed of conglomerates and conglomeratic arenites deposited mainly in alluvial fans and braided rivers. Paleocurrent analysis shows that the Caçapava do Sul and Serra das Encantadas basement highs must have been the source areas for these alluvial deposits, which suggests that these areas were up-lifted during the course of sedimentation of this unit. The Rincão dos Mouras Formation therefore records the separation of the Camaquã Basin into sub-basins through uplift of internal highs.

The João Dias Formation, restricted to the central sub-basin, includes more than 500m thick deposits of marine arenites formed in a wave-dominated coastal environment. Well-sorted medium-grained arenites predominate in this unit, though fine-grained arenites and thin conglomerates with lags occur locally. The deposits are most expressive around the Camaquã

Mines, and are separated from arenites and conglomeratuc arenites of the overlying Guaritas Group by an angular uncoformity. The formation corresponds to foreshore, upper shoreface and storm deposits in a shallow coastal environments.

Stratrigraphic facies and depositional system analysis showed that the depositional sequences are present in the eastern and central sub-basins, and two in the western sub-basin. The recognition of tracts of systems lead to spatial and temporal correlations of the different depositional systemas in the different sub-basins. In essence these sequences record the evolution of three depositional events related to tectonic and eustatic variations.

The basal succession (Santa Bárbara Sequence 1 - SB1) is composed of alluvial systems which grade laterally to submarine fan systems – the lowstand tract – overlain by marine succession with shallow-water deposits at the western border and deep-water deposits in the east – transgressive and highstand tracts. The Santa Bárbara Sequence 2 - SB2 - is formed by braided channell river flood plains in the western sub-basin, and marine deposits in the central and eastern sub-basins. The upper sequence, Santa Bárbara Sequence 3 - SB3 –registers the tectonic reorganization of the Camaquã Basin which becomes separated into the three subbasins by the elevation of the Caçapava do Sul and Serra das Encantadas basement highs. This uplift lead to the installation of alluvial fans and flood plains which are typical of the lower successions of this sequence, during the lowstand tract. The top of this sequence registers the last marine ingression in the Santa Bárbara Group on the form of the coastal deposits of the João Dias Formation (the transgressive and highstand tracts).

The integration of studies of the provenance of clasts with the interpretations of the depositional systems and the paleocurrent analysis leads to two main conclusions. The first is that there is a direct correlation between the fragments present within the basin and the rock types which are now adjacent to the basin, indicating that lateral movement did not occur along the basin margin faults, or, if they did occur, then they did not have an important influence on the deposition of the Santa Bárbara Group. It was also shown that the contribution of detritus by the basement highs only occurred in the last depositional sequence, suggesting that the isolation of the three sub-basins only occurred at a late stage of the evolution of the group. Such evidence , taken together with the analysis of syn-depositional tectonics, shows that the tectonic activity responsible for basin formation was essentially normal, with no lateral movement of source areas in relations to the sediments derived from them. Structural evidence for transcurrent movements probably reflect earlier or later deformations which produced the presently observed configuration of the basin.

The integration of the data also shows that the Santa Bárbara Group and, by extension, the entire Camaquã Supergroup, was deposited in an extensional rift, whose border faults had normal or oblique throw without large slip movements, and whose sedimentary infilling was controlled mainly by tectonic subsidence, the clastic supply and the sedimentary transport under the influence of sea level variations.

v

AGRADECIMENTOS

ì

Gostaria de agradecer às várias pessoas e entidades que auxiliaram neste trabalho.

Ao Prof. Dr. Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar, meu orientador, que me iniciou na geologia do Rio Grande do Sul e, porque não do Brasil, agradeço o companheirismo, amizade, paciência e atenção nos momentos derradeiros, e pela orientação correta e pelas valiosas sugestões ao trabalho. Valeu Roma!.

Aos colegas e amigos de grupo de estudos no Rio Grande do Sul (GETEG), Prof. Renato Paes de Almeida, Ana Paula Meireles Reis Pelosi e Liliane Janikian, por esses anos de amizade, companheirismo, trabalhos no campo e, porque não broncas. Valeu mesmo pessoal.

Ao professores do IGc-USP que auxiliaram em diversas etapas, profs. Drs. Claudio Riccomini e Jorge Hachiro pelas inestimáveis contribuições no Exame de Qualificação, bem como pelo companheirismo e valiosos ensinamentos nesses longos anos e a quem devo a escolha da área específica da geologia na qual finalizo este trabalho.

O Mapa Geológico da Sub-Bacia Camaquã Oriental se deve ao primoroso trabalho de meu amigo Marlei Antonio C. Chamani, o Trilô, que também leu o Capítulo referente à geologia desta sub-bacia, a quem agradeço pelo companheirismo e parceria nesses longos anos de amizade.

Aos meus estagiários Ana Paula Justo (Sabu) e Arthur Jarbas Cardoso da Silva (Jacu) do PIBIC/CNPq e Annamaria Rizzo da Fonseca (Maggi) do Trabalho de Formatura 2000, pelo auxílio nos trabalhos de campo e pela camaradagem e lealdade demonstradas.

Aos colegas e amigos do Curso de Pós-Graduação do IGc-USP que colaboraram sejam em frutíferas discussões, ou apenas acompanhando o autor nos momentos de relaxamento no *happy-hour*, em especial o grande amigo Afonso C.R. Nogueira pelas inestimáveis sugestões em várias ocasiões, seja nos trabalhos de campo, a quem agradeço, ou nas discussões acerca de sedimentologia e estratigrafia.

Ao Prof. Dr. Ian MacReath pela gentileza em elaborar o Abstract.

As fotos aéreas e cessão de alguns mapas que consultamos foram facilitados pelos colegas Ricardo da Cunha Lopes, Wilson Wildner e Eduardo Camozzato da Superintendência Regional de Porto Alegre da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A todas estas pessoas e entidades somos profundamente gratos.

Agradeço à FAPESP pelo auxílio financeiro aos trabalhos de campo e pela bolsa de pesquisa concedidos (98/03682-3), respectivamente.

Por último, como não poderia deixar de ser, gostaria de expressar a minha gratidão à minha família, em especial na figura de minha incansável mãe, pela paciência nos difíceis e últimos momentos desta tese.

ÍNDICE

<u>CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS</u> 1.1 INTRODUÇÃO	1 1
1.1.1 Considerações a respeito de estudos no Grupo Santa Bárbara	6
	0
1 3 1 Análise estratigráfica de fácies	0
1.3.2 Análise estratigráfica de proveniência	
1 3 2 1 Descrição do método	
No campo	10
No laboratório	11
1.3.3 Análise estratigráfica de paleocorrentes	13
1.3.4 Aplicação dos conceitos de estratigrafia de següências	14
1.3.5 Análise petrográfica	15
1.3.6 Tectônica rúptil	16
1.4 ORGANIZAÇÃO DA TESE DE DOUTORADO	16
CAPÍTULO 2- CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	17
2.1 INTRODUÇÃO	17
2.2 A BACIA DO CAMAQUÃ E SEU EMBASAMENTO	17
2.1 Introdução	17
* 2.2.1 O Supergrupo Camaguã	20
2.2.1.1 Grupo Maricá	22
2.2.1.2 Grupo Bom Jardim	22
2.2.1.3 Formação Acampamento Velho	24
2.2.1.4 Grupo Santa Bárbara	25
2.2.1.5 Grupo Guaritas	25
2.2.1.6 Suíte Intrusiva Rodeio Velho	29
2.2.2 As coberturas do Escudo Gaúcho no Uruguai:	30
o Grupo Piriápolis e a Formação Barriga Negra	
2.2.2.1 Formação Sierra de Las Animas	32
2.2.2.2 Formação Cerro Las Ventanas	33
2.2.2.3 Formação Barriga Negra	34
Considerações finais sobre a Formação Barriga Negra	37
2.2.2.3 Formação Playa Hermosa	38
2.2.2.4 Tempestitos com influência glacial da Formação Playa Hermosa	38
CAPÍTULO 3- ESTRATIGRAFIA DO GRUPO SANTA BÁRBARA	58
3.1 INTRODUÇAO	58
3.2 REVISAO CRITICA SOBRE O GRUPO SANTA BARBARA E UNIDADES	
RELACIONADAS	58
3.3 GRUPO SANTA BARBARA	61
3.3.1 Distribuição e físiografia	62
3.3.2 Litoestratigrafia do Grupo Santa Barbara	64
Formação Estância Santa Fe	64
Formação Passo da Capela	65
Formação Selval	66
Formação Rincao dos Mouras	66
Formação João Dias 2.2.2 Idada da Oruma Santa Dánhara	67
3.3.2 Idade do Grupo Santa Barbara 3.4 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	68 68
41 INTRODUCÃO	69
	60
	69

vii

4.3 LITOESTRATIGRAFIA E	
SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO SANTA BÁRBARA	72
4.4 FORMAÇÃO PASSO DA CAPELA	72
4.4.1 Leque Submarino do Vale do Piquiri	75
4.4.1.1 Depósitos de legue interno de sistema de legue submarino	76
Interpretação paleoambiental	80
4.4.1.2 Depósitos de legue interno e legue intermediário	
de sistema de legue submarino	84
Interpretação paleoambiental	90
4.4.1.3 Depósitos de turbiditos de legue intermediário e legue externo	
de sistema de legue submarino	94
Interpretação paleoambiental	100
4.4.1.4 Depósitos turbiditos de legue externo	100
4.4.1.5 Análise de paleocorrentes dos depósitos de legue submarino	102
4.4.2 Depósitos de Plataforma	104
4.4.2.1 Depósitos de tempestitos de face litorânea a costa-afora	104
4 4 2 2 Denósitos marinhos de tempestitos de costa-afora	109
Internretação naleoambiental	100
A A 2 3 Análise de naleocorrentes dos denósitos nlataformais	142
A A 2 A Arenitos com laminações contorcidas (ejemitos)	142
4.4.2.4 Arcintos com laninações contorcidas (sistintos)	442
A A 2 5 Evidôncias do vulconiemo cin codimentor no	115
4.4.2.3 Evidencias de vulcanismo sin-sedimentar na	44 E
	110
4.5 FORMAÇÃO RINCÃO DOS MOURAS	119
4.5.1 Depositos de leques aluviais proximais a distais	123
Interpretação pareoampiental	124
4.5.2 Depositos de sistema nuvial entrelação	128
Interpretação paleoamplental	130
Analise de Proveniencia	131
4.5.3 Analise de paleocorrentes da Formação Rincão dos Mouras	134
4.6 PETROGRAFIA SEDIMENTAR	136
4.7 SEQUENCIAS DEPOSICIONAIS	139
4.7.1 Sequencia SBor1	139
4.7.2 Sequência SBor2	140
4.7.3 Seqüência SBor3	142
4.8 SINTESE DA EVOLUÇAO TECTONO-SEDIMENTAR DA SUB-BACIA	
CAMAQUA ORIENTAL A NORTE DO RIO CAMAQUA	143
4.9 ANALISE ESTRUTURAL E TECTONICA DA DA SUB-BACIA CAMAQUA ORIENTAL	149
<u>CAPITULO 5 - SUB-BACIA CAMAQUA CENTRAL</u>	153
5.1 INTRODUÇAO	153
5.2 O GRUPO SANTA BARBARA (NEOPROTEROZOICO III) NA SUB-BACIA CENTRAL	•
DA BACIA DO CAMAQUÃ, RS: ESTRATIGRAFIA, SISTEMAS DEPOSICIONAIS,	
PALEOGEOGRAFIA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS	154
5.3 ANÁLISE PETROGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA	
NA REGIÃO DAS MINAS DO CAMAQUÃ	153
5.4 SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL	189
CARÍTHEO 6 - SUR-RACIA CAMAOUÃ OCIDENTAL	102
	102
	199
VIZ EVOLUÇAU EDINATIONALUA DU OKUPU JANIA DAKDAKA (NEODDOTEDOZÓICO III) NIA QUD DACIA OCIDENTAI	
NEOFROIEROZOIOU III) NA SUD-DAGIA UGIDENTAL, DIA ADANDE DA GIU - DDAGU	404
RIV GRANDE DU JUL, BRAJIL	194

j

viii

<u>CAPITULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	221
7.1 INTRODUÇÃO	221
7.2 EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA	221
7.2.1 Člima	222
7.2.2 Ambientes Deposicionais	224
7.2.3 Proveniência	225
7.2.1 Tectônica	227
7.3 EVOLUÇÃO DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR	230
7.4 CORRELAÇÃO COM AS DEMAIS COBERTURAS DA TRANSIÇÃO	
NEOPROTEROZÓICO-EOPALEOZÓICO	231
7.5 CONCLUSÕES	232
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	236

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1 - CONSIDERAÇÕES INICIAIS

Figura 1.1 - Bacias da transição Neoproterozóico-Eopaleozóico Figura 1.2 - Esboço geológico do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul Figura 1.3 - Esboço geológico das unidades de cobertura do Rio Grande do Sul	2 3 5
rigura 1.4 - Metodo de estimativa visual de volumes de clastos no campo	12
<u>CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL</u>	
Figura 2.1 - Esquema do Escudo Gaúcho no RS e Uruguai	19
Figura 2.2 - Perfis regionais na Bacia do Camaquã	21
Figura 2.3 - Aspectos geomorfológicos da Formação Acampamento Velho e do Grupo	
Bom Jardim	26
Figura 2.4 - Aspectos geomorfológicos do Grupo Santa Bárbara	27
Figura 2.5 - Aspectos geomorfológicos do Grupo Guaritas	28
Figura 2.6 - Intrusão da Suíte Rodeio Velho no Grupo Guaritas	29
Figura 2.7 - Conglomerados da Bacia San Carlos, Uruguai	31
Figura 2.8 - Vista da Sierra de Animas que dá nome à Formação Sierra de Las Animas	32
Figura 2.9 - Leques aluviais da Formação Barriga Negra	36
Figura 2.10 - Seção colunar de detalhe da porção intermediária da Formação Barriga Negra	37
Figura 2.11 - Esquema do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai	40
Figura 2.12 - Esboço geológico do extremo sul do Uruguai na região de Piriápolis	42
Figura 2.13 - Intrusão de traquitos da Suíte Sierra de Animas na Formação Playa Hermosa	42
Figura 2.14 - Seções colunares de detalhe da Formação Playa Hermosa	43
Figura 2.15 - Fácies Gm com clastos intraformacionais de arenitos finos, argilitos e siltitos	46
Figura 2.16 - Fácies de arenitos conglomeráticos maciços	46
Figura 2.17 - Fácies de arenitos com marcas onduladas	46
Figura 2.18 - Fácies de arenitos com laminações onduladas	46
Figura 2.19 - Fácies de arenitos finos com clasto de tamanho anômalo	49
Figura 2.20 - Fácies de arenitos finos com clasto de tamanho anômalo	50
Figura 2.11 - Detalhe do clasto caído	50
Figura 2.12 - Arenitos com Estratificações Cruzadas Hummocky e Swaley	51
Figura 2.13 - Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Hummocky e Swaley	51

<u>CAPÍTULO 3 – ESTRATIGRAFIA DO GRUPO SANTA BÁRBARA</u>

Figura 3.1 - Aspectos geomorfológicos do Grupo Santa Bárbara	63
<u>CAPÍTULO 4 – SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL</u>	
Figura 4.1 - Mapa geológico simplificado da Sub-Bacia Camaquã Oriental	70
Figura 4.2 - Vista do Vale do Piquiri na Folha Cerro da Árvore	73
Figura 4.3 - Coluna litoestratigráfica composta do Grupo Santa Bárbara na	
Sub-Bacia Camaguã Oriental	74
Figura 4.4 - Esquema da divisão tripartite de legues submarinos	77
Figura 4.5 - Seções correlacionadas do legue submarino do Vale do Piguiri	78
Figura 4.6 - Legue submarino do Vale do Piguiri	79
Figura 4.7 - Depósitos de legue submarino no Vale do Piguiri	82
Figura 4.8 - Brechas e conglomerados lenticulares da Formação Passo da Capela	83
Figura 4.9 - Aspecto da fácies de conglomerados estratificados do legue submarino	85
Figura 4.10 - Fácies de conglomerados estratificados do legue submarino	85
Figura 4.11 - Fácies de conglomerados estratificados do legue submarino	86
Figura 4.12 - Conglomerados do leque submarino na região a leste de Capané	88

Figura 4.13 - Histogramas de proveniência de conglomerados do leque submarino	91
Figura 4.14 - Histogramas de proveniência de conglomerados do leque submarino	92
Figura 4.15 - Seção colunar de detalhe dos turbiditos do leque externo	96
Figura 4.16 - Seções colunares de detalhe dos turbiditos de leque externo	97
Figura 4.17 - Seção colunar de detalhe dos turbiditos do leque externo a intermediário	98
Figura 4.18 - Depósitos de turbiditos de leque intermediário (outer-fan)	99
Figura 4.19 - Seção contínua de detalhe dos turbiditos de leque externo	101
Figura 4.20 - Paleocorrentes do leque intermediário	103
Figura 4.21 - Paleocorrentes dos turbiditos de leque intermediário e externo	105
Figura 4.22 - Paleocorrentes dos turbiditos de leque externo	106
Figura 4.23 - Mapa de distribuição de paleocorrentes	107
Figura 4.24 - Seção colunar de detalhe dos depósitos de tempestitos	108
Figura 4.25 - Afloramento do Passo da Capela	110
Figura 4.26 - Depósitos de tempestitos de costa-afora (offshore)	111
Figura 4.27 - Arenitos dobrados por atividade sísmica sin-sedimentar sin-sedimentar	114
Figura 4.28 - Diques clásticos provocados por atividade sísmica sin-sedimentar	114
Figura 4.29 - Camadas de tufito intercaladas nos turbiditos de leque externo	116
Figura 4.30 - Exposições da 4ª camada de tufito	117
Figura 4.31 - Aspectos petrográficos dos tufitos félsicos	118
Figura 4.32 - Exposições dos sistemas aluviais da Formação Rincão dos Mouras	120
Figura 4.33 - Seção colunar de geral da Formação Rincão dos Mouras	121
Figura 4.34 - Contato entre os turbiditos de leque da Formação Passo da Capela	
e conglomerados e arenitos da Formação Rincão dos Mouras	122
Figura 4.35 - Fácies de conglomerados da Formação Rincão dos Mouras	126
Figura 4.36 - Fácies de arenitos da Formação Rincão dos Mouras	129
Figura 4.37 - Histogramas de proveniência de conglomerados aluviais	
da Formação Rincão dos Mouras	132
Figura 4.38 - Histogramas de proveniência de conglomerados aluviais	
da Formação Rincão dos Mouras	133
Figura 4.39 - Seção colunar geral esquemática da Formação Rincão dos Mouras	135
Figura 4.40 - Fotomicrografias de arenitos finos da sucessão de turbiditos	137
Figura 4.41 - Aspecto do arcabouço dos arenitos da Formação Passo da Capela	138
Figura 4.42 - Tufito félsico da Formação Passo da Capela	138
Figura 4.43 - Seção colunar de detalhe da SSBor2	141
Figura 4.44 - Exemplo de tectônica pós-deposicional no Grupo Santa Bárbara	151
Figura 4.45- Croqui da parede sul do afloramento do Passo da Capela	
salientando as falhas sin-sedimentares	152
Figura 4.46- Populações de falhas (círculos máximos) e estrias (pontos) sin-sedimentares	152

CAPÍTULO 5 - SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

Figura 5.1 - Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas	
do Rio Grande do Sul	155
Figura 5.2 - Sub-Bacia Camaquã Central	156
Figura 5.3 - Comparação entre as seções colunares do Grupo Santa Bárbara aflorantes	
nas regiões das Minas do Camaquã (A) e de Bom Jardim (B)	160
Figura 5.4 - Turbiditos de leque externo (outer-fan) de sistema de leque submarino	
da Formação Passo da Capela na região das Minas do Camaquã	161
Figura 5.5 - Turbiditos de leque externo (outer-fan) de sistema de leque submarino	
da Formação Passo da Capela na região de Bom Jardim	162
Figura 5.6 - Gráficos da análise de proveniência dos clastos realizada nos depósitos	
turbidíticos de leque interno da Formação Passo da Capela nas regiões	
das Minas do Camaquã (A) e de Bom Jardim (B)	163
Figura 5.7 - Depósitos gerados por ondas de tempestades, em ambiente de costa-afora	
na região de Bom Jardim	164

xi

Figura 5.8 - Seção de detalhe de depósitos litorâneos da Formação Seival na região das Minas do Camaguã	166
Figura 5.9 - Seção de detalhe dos denósitos de planície de maré da Formação Seival	100
na região de Bom Jardim	167
Figura 5 10 - Seção de detalhe dos denósitos de planície de maré da Formação Seival	107
na região de Rom Jardim	167
Figura 5.11. Seção de detalhe da parção do topo dos denósitos de planície do maró da	107
Figura 5.11 - Seção de detaine da porção de topo dos depositos de plantie de mare da	160
Formação Selvar na região de Dom Jardim Figura 5.12 - Conglemerados o propitos de logues eluvicio de Formação Dineão	100
Figura 5.12 - Congiomerados e alemnos de leques aluviais da Pormação Rincão	470
dos mouras na região das iminas do Camaqua	170
rigura 5.13 - Seção colunar de detaine da Formação Rincão dos Mouras na região	4 7 4
das Minas do Camaqua	171
Figura 5.14 - Leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras na região	
das Minas do Camaquã	172
Figura 5.15 - Gráficos da análise de proveniência de clastos realizada nos depósitos	
de leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras	174
Figura 5.16 - Seções colunares de detalhe da Formação João Dias na região	
das Minas do Camaquã	176
Figura 5.17 - Depósitos de face litorânea com estratificação cruzada swash	176
Figura 5.18 - Arenitos finos com estratificação cruzada do tipo hummocky da	
Formação João Dias, na região das Minas do Camaquã	177
Figura 5.19 - Fotomicrografias da Formação Passo da Capela	182
Figura 5.20 - Fotomicrografias da Formação Seival	182
Figura 5.21 - Fotomicrografias da Rinção dos Mouras	186
Figura 5.22 - Fotomicrografias da Formação João Dias	190

CAPÍTULO 6 - SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

Figura 6.1 - Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas	
do Rio Grande do Sul	196
Figura 6.2 - Mapa geológico da Sub-Bacia Camaquã Ocidental	200
Figura 6.3 - Seção colunar composta do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã	
Ocidental	202
Figura 6.4 - Seção de detalhe dos conglomerados da Formação Estância Santa Fé	204
Figura 6.5 - Conglomerados da Formação Estância Santa Fé na região do Cerro da Pedra	204
Figura 6.6 - Evolução das paleocorrentes com a estratigrafia do Grupo Santa Bárbara	207
Figura 6.7 - Seção colunar dos depósitos de baía estuarina	209
Figura 6.8 - Seção colunar dos depósitos de planície de marés	210
Figura 6.9 - Arenitos com estratificação cruzada e películas de argila nos estratos frontais	211
Figura 6.10 - Intercalações de arenitos finos e siltitos com gretas de contração	212
Figura 6.11 - Afloramento dos depósitos de rios entrelaçados do Membro Serra	
dos Lanceiros	215
Figura 6.12 - Paleocorrentes aluviais do Membro Serra dos Lanceiros	216
Figura 6.13 - Histograma de proveniência do arcabouço dos conglomerados e arenitos	
conglomeráticos fluviais do Membro Serra dos Lanceiros	214
Figura 6.14 - Fácies heterolíticas do Membro Arroio Umbu	217
Figura 6.15 - Histograma de proveniência do arcabouço dos conglomerados e arenitos	
conglomeráticos fluviais do Membro Pedra do Segredo	219
-	

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 - Principais propostas estratigráficas para as coberturas do Escudo Gaúcho	23
Tabela 2.2 - Classificação de litofácies e respectivas características sedimentares da	
porção inferior da Formação Playa Hermosa	44
Tabela 3.1 - Resumo das unidades litoestratigráficas do Grupo Santa Bárbara	64
Tabela 3.2 - Quadro estratigráfico com a distribuição das unidades litoestratigráficas do	

Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã	65
Tabela 4.1 - Tabela de fácies de ambiente de leque submarino encontradas na Formação	
Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã	81
Tabela 4.2 - Tabela de fácies de depósitos de tempestitos de costa-afora da Formação	
Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental	112
Tabela 4.3 - Tabela de fácies da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã	
Oriental a norte do rio Camaquã	125
Tabela 6.1 - Síntese da litoestratigrafia do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia	
Camaquã Ocidental	201
Tabela 6.2 - Resumo das fácies sedimentares do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia	
Camaquã Ocidental	213

,

,

.

、

Este trabalho foi financiado pelos projetos **FAPESP** 98/04510-1, 98/03682-3 e 00/07510-4

<u>CAPÍTULO 1 – CONSIDERAÇÕES INICIAIS</u>

1.1. INTRODUÇÃO

O intervalo situado no fim do Neoproterozóico e início do Paleozóico na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana registra a presença de ocorrências vulcano-sedimentares geradas após os eventos orogênicos do Ciclo Brasiliano. Tais ocorrências, esparsamente aflorantes do sul de Minas Gerais ao sul do Uruguai, foram originadas em bacias tectônicas alongadas segundo direção variável entre NNE a ENE, como regra associadas a falhas de mesma orientação do embasamento sobre o qual se situam (Fig. 1.1). Os depósitos destas bacias são formados por espessas sucessões de conglomerados, arenitos e pelitos de ambientes continentais, costeiros e marinhos, freqüentemente associados com rochas vulcanogênicas, principalmente de afinidade alcalina.

Conforme já apontado por Almeida (1969), a mais completa e melhor exposta entre estas é a Bacia do Camaquã, situada na porção centro-sul do Rio Grande do Sul (Fig. 1.2), onde recobre rochas pré-cambrianas do Escudo Gaúcho e compreende espessas sucessões siliciclásticas e vulcanogênicas, como regra classificadas como molassas da Orogenia Brasiliana (Almeida 1967, 1969, Almeida *et al.* 1973, 1976, Fragoso-Cesar *et al.* 1982^{a, b}, 1984, 1985, Fragoso-Cesar 1991), também interpretadas como registros de bacias transcorrentes (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Brito Neves & Cordani 1991, Machado & Sayeg 1992, Caravaca 1998, Caravaca *et al.* 2001) ou de retro-arco de antepaís do orógeno deste ciclo no sul do Brasil (Chemale Jr. *et al.* 1995, Gresse *et al.* 1996).

Em trabalhos recentes, elementos de campo têm indicado que a Bacia do Camaquã é produto de evolução extensional, constituindo um sistema de *rifts*, possivelmente sem vinculação com o Ciclo Brasiliano (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b, 2001^{a, b}, 2002, 2003, Almeida 2001, Fambrini *et al.* 2001^b).

A Bacia do Camaquã situa-se sobre o embasamento metamórfico do Escudo Gaúcho na conjunção entre as três estruturas individualizadas e/ou geradas no Ciclo Brasiliano na porção centro-sul do Rio Grande do Sul: (i) o extremo setentrional do *Cráton Rio de La Plata*, com estruturação tectônica regional de direção WNW-ESE, (ii) a borda ocidental do *Cinturão Dom Feliciano*, com direção NNE-SSW a ENE-WSW e (iii) o *Terreno Rio Vacacaí*, de complexa estruturação variável de WNW-ESE, em sua região sudoeste, a NE-SW e NNE-SSW nas demais. As estruturas deste embasamento foram diversas reativadas durante a construção, evolução e deformação desta bacia.

O Supergrupo Camaquã, unidade litoestratigráfica que preenche a bacia homônima, aflora em três sub-bacias principais de direção preferencial NNE-SSW separadas pelos altos de embasamento de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (sub-bacias Camaquã



Figura 1.1 - Bacias sedimentares do fim do Neoproetrozóico e início do Paleozóico na porção sudeste da Plataforma Sul-Americana.



Cidades: SG- São Gabriel, SS- São Sepé, CS-Caçapava do Sul, LS- Lavras do Sul, ES- Encruzilhada do Sul, SBV- Santana da Boa Vista, BG-Bagé, DP- Dom Pedrito, PM- Pinheiro Machado, PL- Pelotas





3

Ocidental, Central e Oriental – Fig. 1.3), cujos depósitos, como regra com espessura mínima superior a 6000 m, organizam-se, da base para o topo, nas unidades **Grupo Maricá**, siliciclástica, **Grupo Bom Jardim**, vulcano-sedimentar, **Formação Acampamento Velho**, vulcânica, **Grupo Santa Bárbara** e **Grupo Guaritas**, siliciclásticos, e **Suíte Intrusiva Rodeio Velho** (Fragoso-Cesar *et al.* 2003, Janikian *et al.* submet.).

O Grupo Maricá restringe-se à Sub-Bacia Camaquã Ocidental e, conforme Pelosi (2001) e Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), constitui-se de sucessão siliciclástica que alcança até cerca de 2000 m de espessura, formada majoritariamente por arenitos e arenitos conglomeráticos de ambientes fluviais e arenitos e siltitos de ambiente marinho plataformal.

O Grupo Bom Jardim possui exposições nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, consistindo predominantemente de rochas vulcanogênicas de composição intermediária a básica (dacitos, andesitos, andesi-basaltos e basaltos) de afinidade alcalina, representadas por derrames e por corpos intrusivos, além de rochas piroclásticas, vulcanoclásticas e sedimentares associadas (Janikian *et al.* 2000, Janikian 2001, Janikian *et al.* submet.). O contato entre os grupos Maricá e Bom Jardim faz-se por discordância regional, localmente angular.

A Formação Acampamento Velho compreende vulcanismo principalmente ácido efusivo e explosivo (Lima & Nardi 1992; Wildner & Lima 1992, Almeida *et al.* 1996, 2002, Wildner *et al.* 1997, 2002, Sommer *et al.* 1999, 2003, Zerfass *et al.* 2000) com riolitos porfiríticos, riolitos fluidais e piroclásticas associadas (brechas vulcânicas, tufos e tufos lapílicos).

O Grupo Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias que compreendem o Supergrupo Camaquã no RS e é caracterizado por espesso pacote que localmente ultrapassa 6.000 m de rochas siliciclásticas de ambientes marinho, costeiro e continental. O Grupo Santa Bárbara repousa em discordância erosiva e levemente angular sobre rochas vulcânicas andesíticas do Grupo Bom Jardim, porém, como regra, seus contatos com litologias mais antigas são tectônicos. Nas demais sub-bacias, em especial na Sub-Bacia Camaquã Oriental, o contato basal faz-se diretamente com o embasamento. O Grupo Santa Bárbara encontra-se inclinado por tectônica de blocos associada às falhas normais, sendo comuns mergulhos entre 15° e 80° em geral para leste na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (embora localmente hajam basculamentos para norte) e em parte da Sub-Bacia Camaquã Central, para oeste e, subordinadamente, para sul nas sub-bacias Camaquã Central e Oriental.

O Grupo Guaritas compõe-se basicamente de arenitos e conglomerados representando depósitos continentais formados por sistemas aluviais que gradam para planície eólica, alimentados a partir das bordas por sistemas de leques aluviais constituindo uma planície aluvial instalada entre os altos de embasamento de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das



Figura 1.3 - Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eoplaeozóicas 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 (modificada de Fragoso Cesar *et al.* 2000^b).

Encantadas, a leste (Paim 1992, Paim *et al.* 1992, De Ros *et al.* 1994, Paim 1994, 1995, 1996, Paim *et al.* 1995, Silva Filho 1997, Paim *et al.* 2000, Scherer *et al.* 2003).

A Suíte Intrusiva Rodeio Velho constitui-se de intrusões rasas máficas de falso aspecto de derrames, origem de sua definição como Membro Rodeio Velho (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966), com pequena área de afloramentos reconhecidos como tufitos (Rincão da Tigra, *vide* Wildner *et al.* 1997, Almeida *et al.* 2000). Entretanto, as relações de campo evidenciam claramente o caráter intrusivo destes corpos e sua posteridade em relação ao Grupo Guaritas, encaixante preferencial de suas intrusões (Silva Filho *et al.* 1996^a, Silva Filho 1997, Fambrini 1998, Fragoso-Cesar *et al.* 1999).

1.1.1 Considerações a respeito de estudos no Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara, tema desta tese, foi originalmente definido como formação no vale de Santa Bárbara da Sub-Bacia Camaquã Ocidental por Robertson (manuscrito escrito em 1961 e só publicado em 1966), que a estendeu para sucessões similares da região das Minas do Camaquã. Logo depois, Ribeiro *et al.* (1966) incluíram as unidades siliciclásticas expostas tanto nas regiões das Minas do Camaquã como no Vale do Piquiri na recém designada Formação Arroio dos Nobres do Grupo Bom Jardim, situada estratigraficamente abaixo do Grupo Santa Bárbara. Estes autores justificaram tal mudança estratigráfica pelo fato destes locais alojarem ocorrências de cobre, normalmente associadas às unidades vulcanogênicas segundo os modelos da época. Por outro lado, a norte do rio Camaquã, estes autores restringiram a Formação Santa Bárbara à localidade original (vale de Santa Bárbara), à uma estreita faixa na porção leste da área de Bom Jardim e à unidade superior da região das Minas do Camaquã, além das rochas siliciclásticas mais tarde interpretadas como geradas em ambientes eólicos aflorantes em torno das Minas do Camaquã (Fragoso-Cesar 1984) e posteriormente incluídas na unidade Guaritas (Fragoso-Cesar *et al.* 1985).

O autor da presente tese vem desenvolvendo investigações nas unidades sedimentares pós-vulcanogênicas e pré-Guaritas desde seu trabalho de Iniciação Científica em 1990 (Fambrini 1992). Na oportunidade, as ocorrências da Sub-Bacia Camaquã Oriental a sul do rio Camaquã, no vale do Arroio Boici, então designada como Formação Arroio dos Nobres segundo Tessari & Giffoni (1970), foram estudadas através de análises petrográficas para definição das áreas fontes (Fambrini 1992, Fambrini *et al.* 1992^{a, b}) como apoio à Dissertação de Mestrado de Heitor S. Sayeg (Sayeg *et al.* 1992^{a, b}, Sayeg 1993, Sayeg *et al.* 1993).

Mais tarde, quando o autor realizou sua Dissertação de Mestrado na Sub-Bacia Camaquã Central na região das Minas do Camaquã através de mapeamento litofaciológico e paleogeográfico (Fambrini 1998) —outra área cuja sucessão era e ainda é atribuída à Formação Arroio dos Nobres (*e.g.* Caravaca *et al.* 2001)—, evidenciou-se nesta região a discordância existente entre as formações Santa Bárbara e Guaritas, reconhecida desde

Robertson (1966). Por esta razão, com a colaboração de vários colegas, o autor desvinculou a sucessão ali exposta da Formação Arroio dos Nobres (Fambrini *et al.* 1996^{b, c}, Silva Filho *et al.* 1996^{b)} e a colocou na Formação Santa Bárbara, de acordo com a definição original de Robertson (1966).

Dando continuidade às investigações das sucessões sedimentares do Grupo Santa Bárbara para esta Tese de Doutoramento, o autor iniciou os estudos pela Sub-Bacia Camaquã Ocidental onde a unidade foi definida, principal razão da escolha do local de pesquisa. Nesta sub-bacia inicialmente as pesquisas foram centradas no reconhecimento geral das unidades através de uma seção geológica na rodovia RS-357 que liga os municípios de Caçapava do Sul e de Lavras do Sul. Esta seção envolveu o Trabalho de Formatura de Ana Paula M. R. Pelosi sob a co-orientação do autor desta tese (Pelosi 1998). Simultaneamente, a Dissertação de Mestrado de Renato Paes de Almeida (Almeida 2001) foi iniciada nesta sub-bacia onde o autor participou efetivamente como colaborador (Almeida *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2001).

Logo depois, já no contexto da Sub-Bacia Camaquã Central, o autor iniciou estudos referentes ao Grupo Santa Bárbara exposta em estreita faixa de afloramentos na área de Bom Jardim em colaboração com Liliane Janikian, cujo tema de estudo foi o mapeamento paleoambiental das sucessões vulcanogênicas aflorantes nesta região (Janikian *et al.* 2000, Janikian 2001). Concomitantemente, a unidade de topo desta unidade na região das Minas do Camaquã foi detalhada no Trabalho de Formatura de Annamaria Rizzo da Fonseca, sob a co-orientação do autor (Fonseca 2000). A sul do rio Camaquã, embora não enfocadas nesta tese, as sucessões vulcano-sedimentares da região das Tocas também foram preliminarmente investigadas (Fambrini *et al.* 1996^a, 1999).

Paralelamente, outras exposições do Supergrupo Camaquã foram investigadas a nível regional para o estabelecimento da separação entre a unidade Santa Bárbara e as demais, como se depreende de publicações feitas (Silva Filho *et al.* 1996^a, Fragoso-Cesar *et al.* 1996, 1998^b, 1999, 2000^a, 2000^b, Pelosi *et al.* 2001, Janikian *et al.* submet.). Também áreas de embasamento, em função da análise de proveniência, foram estudadas conjuntamente com outros pesquisadores (Fragoso-Cesar *et al.* 1992, 1993^{a, b}, 1994, 1995, 1998^a, 2000^a, 2002).

Por fim, a Sub-Bacia Camaquã Oriental foi alvo de investigações conduzidas unicamente pelo autor, mas com a colaboração de estudantes de Iniciação Científica sob sua co-orientação (Silva 2000, Justo 2002). Nesta sub-bacia foram implementados diversos estudos, tais como mapeamento geológico na escala 1:50.000, análises estratigráficas de fácies, proveniência e paleocorrentes, análises de sistemas deposicionais, análises petrográficas, análises da tectônica sin-sedimentar e aplicação dos conceitos da estratigrafia de seqüências.

Na presente tese, produto de investigações regionais em todas as sub-bacias e de detalhe em diversos trechos destas nas ocorrências a norte do rio Camaquã, as comparações estratigráficas, estruturais, litológicas, paleoambientais e de variação do nível do mar indicam que as formações Santa Bárbara e Arroio dos Nobres são correlacionáveis, ocupando a mesma

paleogeografia no mesmo contexto tectono-sedimentar. Tendo em vista que a designação Santa Bárbara possui prioridade sobre a designação Arroio dos Nobres, sugere-se aqui que aquela unidade passe a ser denominada de Formação Santa Bárbara, elevada a grupo nesta tese.

1.2. OBJETIVO

O objetivo desta tese foi o estudo da evolução tectono-sedimentar do Grupo Santa Bárbara com base a dados de mapeamento geológico (em escalas regional, de semi-detalhe e de detalhe), litoestratigráficos, sedimentológicos, de proveniência e paleocorrentes, de sistemas deposicionais, de evolução paleogeográfica, de estratigrafia de seqüências, petrográficos e estruturais. Através destes elementos, proposta de evolução estratigráfica da unidade foi formulada, com redefinição e separação em formações.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS DE TRABALHO

O plano de pesquisa proposto no projeto inicial visava o emprego das técnicas de análises estratigráficas de fácies, sistemas deposicionais, proveniência e paleocorrentes juntamente com análise de estruturas tectônicas sin- e pós-deposicionais para a compreensão da evolução geológica da região. Um dos objetivos principais era a correlação das diferentes ocorrências do Grupo Santa Bárbara com base nas técnicas de análises de fácies, de sistemas deposicionais. e na aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências.

De prático, a revisão litoestratigráfica a partir de revisão crítica dos trabalhos prévios, mapeamento em escala regional de praticamente todas as ocorrências e de detalhe em áreaschave, permitiu redefinir as unidades de coberturas sob novas bases, desvinculadas da correlação litológica pura e simples.

Os trabalhos de campo compreenderam 408 dias em 15 etapas de mapeamento geológico na escala regional (1:100.000), de semi-detalhe (1:50.000) e de detalhe (1:25.000), além da realização de perfis perpendiculares às estruturas na escala 1:25.000. Enfatizou-se a descrição e obtenção de dados de estruturas primárias e sistemas deposicionais para análise de fácies, o levantamento de seções estratigráficas, a coleta sistemática de dados qualitativos e quantitativos de paleocorrentes, proveniência dos clastos e feições tectônicas, e a amostragem litológica para descrição petrográfica posterior e análises laboratoriais.

Os principais métodos empregados neste trabalho foram: (1) mapeamento geológico, (2) análise estratigráfica de fácies, (3) análise de proveniência, (4) análise de paleocorrentes, (5)

análises petrográficas, (6) aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências e (7) análise da tectônica sin-sedimentar.

1.3.1 Análise estratigráfica de fácies

Na aplicação da análise estratigráfica de fácies foram seguidas as recomendações de Walker (1975^{a,b}), Miall (1978, 1990, 2000), Smith (1986), Selley (1987), Tucker (1989), Walker (1992), Ghibaudo (1992), Coimbra *et al.* (1992^b), Reading (1996), Gesicki (1996), Miall (1996, 2000) e Boiano (1997), entre outros. A análise estratigráfica de fácies foi implementada através do levantamento de seções colunares de detalhe tipo Selley (1987) para a compreensão da distribuição faciológica das unidades e a elaboração de um esquema de fácies sedimentares (*e.g.* Tabelas 4.1 e 4.2), buscando-se a obtenção de dados sedimentológicos que consubstanciem análises de sistemas deposicionais e propiciem análises de paleocorrentes e proveniência nos estratos compatíveis, anotando-se o nível correspondente. Paralelamente, amostras selecionadas das diferentes fácies foram coletadas com a finalidade de confecção de seções delgadas para auxiliar nas descrições de fácies e de sistemas deposicionais, bem como para avaliação de área fonte.

No caso de depósitos de leque submarino, os trabalhos de Normark & Piper (1969), Mutti & Ricci-Lucchi (1972), Walker (1967, 1975^{a,b}, 1978), Mutti (1977), Mutti *et al.* (1978), Hein (1982), Hein & Walker (1982), Ryder & Thompson (1989), Mutti & Normark (1991), Mutti (1992), Nilsen *et al.* (1994), Boiano (1997), Normark *et al.* (1998), Stow & Mayall (2000), Satur *et al.* (2000), Johnson *et al.* (2001), Hickson & Lowe (2002), Davies & Gibling (2003), entre outros, foram considerados para a morfologia e para a interpretação paleoambiental e das seqüências deposicionais.

1.3.2 Análise estratigráfica de proveniência

A análise estratigráfica de proveniência seguiu as seguintes etapas, conforme as técnicas desenvolvidas por Nilsen (1969), Steel *et al.* (1977), Steel & Aasheim (1978), Steel & Gloppen (1980), Graham (1983), Graham *et al.* (1986), Miall (1990), Ibbeken & Schleyer (1991), Rimington *et al.* (2000), Corcoran *et al.* (2002). Adaptando para as condições e rochas sedimentares encontradas na Bacia do Camaquã os métodos apontados por estes autores, têm-se aplicado os seguintes procedimentos gerais (Fambrini 1998):

-Identificação e reconhecimento de fácies por meio da geometria, espessura, estruturas e composição dos litotipos, procurando-se sempre definir o nível estratigráfico da unidade analisada;

-Análise de proveniência no arcabouço de conglomerados e arenitos conglomeráticos através da contagem de cerca de 100 clastos maiores que 1 cm por afloramento, ou quando inviabilizada, em afloramentos próximos;

-Amostragem de clastos para posterior identificação, e de litotipos para laminação e descrição petrográfica;

-Estimativa qualitativa dos clastos para interpretação regional em afloramentos de pequena exposição;

As análises de proveniência macroscópica foram realizadas na fração maior que grânulo e, a microscópica, na matriz dos arenitos e conglomerados. A nível macroscópico, foram selecionados diversos estratos ou porções deles e contados aleatoriamente 100 clastos. Os fragmentos escolhidos apresentaram tamanhos maiores que 1 cm, de forma a abranger a maior variação granulométrica possível. Desta forma, mais de 5000 clastos foram contados, sendo que destes em condições ideais cerca de 500 tiveram mensurados parâmetros sedimentológicos tais como: dimensões máxima ($\phi_{máx}$) e mínima ($\phi_{mín}$), arredondamento, esfericidade e forma. Tais análises serviram de suporte para as aferições de área fonte e condições de transporte, tendo sido feita estratigraficamente, ou seja, camada a camada, da base para o topo de cada exposição estudada.

A seguir tal método será detalhado abaixo.

1.3.2.1 Descrição do método

No campo:

As análises de proveniência foram realizadas em brechas, conglomerados e arenitos conglomeráticos a nível macroscópico em afloramentos, e em arenitos, microscopicamente. Nos afloramentos, essa análise empreendeu a estimativa dos clastos componentes do arcabouco dessas litologias.

A técnica de análise de proveniência compreendeu diversas etapas. Primeiramente houve o estabelecimento de fácies tendo como parâmetros a geometria e a espessura das camadas, as estruturas e a constituição litológica dos estratos utilizando-se dos conceitos de Walker (1992), Reading (1996) e Miall (2000). A análise de proveniência, no arcabouço de conglomerados e arenitos conglomeráticos, foi implementada pela estimativa visual da proporção dos constituintes maiores que 1 cm e posterior contagem aleatória por nível selecionado (*random analysis*) de 100 clastos em cada localidade analisada (conforme Nilsen 1969, Graham *et al.* 1975, por exemplo). Escolheu-se aleatoriamente dimensão superior a 1 cm com vistas a abranger a maior variação granulométrica possível. Para tanto, procedeu-se à identificação da litologia dos clastos e sua contagem, como constante na Tabela no Anexo 2. Cada porção do estrato ou do afloramento escolhida aleatoriamente era exaustivamente explorada, tentando-se obter um mínimo de 50 clastos pesquisados, sendo o ideal 100. Em afloramentos de dimensões reduzidas, ou sem exposições favoráveis, empreendeu-se a contagem sumária aleatória na tentativa de se alcançar o nº mínimo. Já em afloramentos mais amplos (pedreiras, cortes de estrada, exposições naturais generosas, encostas de morros)

dividiu-se a exposição por ciclos sedimentares (camadas) ou em bancadas (pedreiras) para facilitar a tarefa, procedendo-se à contagem por nível estratigráfico selecionado.

A análise de proveniência foi acompanhada, sempre que possível em locais favoráveis, pela obtenção de parâmetros sedimentológicos tais como dimensão, forma, arredondamento e esfericidade dos clastos, textura e relação matriz/arcabouço dos conglomerados, por vezes através da coleta de clastos (Rice & Church 1996). Na aferição das dimensões máximas dos fragmentos podem ser utilizados régua, trena metrada ou paquímetro, este mais adequado. A medida é tomada ao longo do maior comprimento observável, buscando-se sempre que possível visualização em 3D. Na estimativa da forma dos clastos foram empregados métodos de estimativa visual baseados em Krumbein (1941), amplamente difundidos desde então. Mais tarde, Dürr (1994) propôs um método de estimativa visual de volumes de clastos no campo através de (i) aproximação da forma do clasto com um elipsóide imaginário (Fig. 1.4); (ii) medição do $\phi_{máx}$ (ou eixo máximo) do elipsóide imaginário e (iii) cálculo do volume aproximado. Os passos (i) e (ii) foram implementados nos afloramentos. Este autor relatou que o método é aplicado com bons resultados "para conglomerados com forte contraste na competência entre matriz e arcabouço". Nos parâmetros de arredondamento e esfericidade empregou-se as tabelas de estimativa visual de Powers (1953).

No laboratório:

Os dados obtidos no campo foram representados em tabelas e histogramas de freqüência em colunas para visualizar a variação composicional dos clastos.

Foram desenvolvidos estudos de proveniência petrográfica com a análise de 95 seções delgadas, das quais 70 tiveram caracterizadas a petrografia e, destas, foram selecionadas 30 para contagem pontual modal (Tabela no Anexo 3). A classificação dos litotipos baseou-se nas propostas de Dott (1964) e Folk (1968), sendo que fragmentos de *chert* e micas foram incluídos como líticos, embora alguns autores incluam Qp (quartzo policristalino) como fragmentos líticos (Basu *et al.* 1975, Scholle 1979, Suttner & Basu 1985, Basu 1985).

A análise de proveniência em seção delgada foi precedida da análise petrográfica convencional no intuito de subsidiar as interpretações de área fonte.

A descrição petrográfica seguiu, inicialmente, as seguintes etapas (Folk 1968, Pettijohn *et al.* 1987): (i) relação entre arcabouço, matriz e cimento; (ii) análise do tamanho dos grãos do arcabouço de arenitos e conglomerados através da contagem de 50 a 100 grãos por lâmina; (iii) análise do arredondamento dos grãos pela contagem de cerca de 100 fragmentos e comparação com a tabela de Powers (1953); (iv) análise da esfericidade dos grãos com a utilização da Tabela Comparativa de Powers (1953) e (v) análise da seleção das rochas por meio das tabelas de Folk (1968) e Pettijohn *et al.* (1987).



Figura 1.4- Método de estimativa visual de volumes de clastos no campo. (A) Elipsóide dado por eixos x, y, z; (B) diagrama binário x/y versus y/z com os 13 elipsóides padrão A-M; (C) representação gráfica dos 13 elipsóides padrão de formas A-M (extraída de Dürr 1994).

A mineralogia foi avaliada, primeiramente, através da estimativa visual dos componentes e de rápida descrição. A seguir, procedeu-se a descrição dos principais constituintes minerais (quartzo, feldspato, fragmentos líticos, micas) com auxílio de croquis e desenhos. Esta análise fundamentou a escolha das seções para a análise modal, onde foram estudadas 30 seções delgadas com a contagem de 400 a 700 pontos por seção, número suficiente para abranger grande parte da variação granulométrica (Pettijohn et al. 1987, Aalto 1989, Eriksson et al. 1994). A análise modal baseou-se na contagem pontual em separado de variedades de guartzo. feldspato e fragmentos líticos. A título de exemplo, detritos de quartzo foram inicialmente separados em monocristalino (Qm) e policristalino (Qp). Quartzo monocristalino foi dividido em plutônico e vulcânico (segundo divisão de Krynine 1941). Já o quartzo policristalino foi distinguido nas variedades metamórfica (Qpm - metamorphic quartz de Krynine 1941), hidrotermal ou de veio (Qps semi-composto) e deformada ou milonítica (Qpd - o chamado sheared quartz na literatura norte-americana), consoante os trabalhos de Blatt (1967), Dickinson (1970), Basu et al. (1975), Young (1976), Mysko & Hendry (1976), Scholle (1979), Basu (1985), Adams et al. (1993), entre outros. Grãos de chert foram considerados separadamente para efeito de área fonte. Essa contagem em separado serviu aos propósitos de análise de área fonte, bem como para a classificação dos litotipos.

Como a finalidade principal da análise petrográfica foi determinar a proveniência dos arenitos e conglomerados por intermédio dos detritos líticos presentes, a contagem modal seguiu os métodos tradicionais de avaliação. Desta feita, não se adotou integralmente o método Gazzi-Dickinson de contagem pontual (Dickinson 1970, Gazzi *et al.* 1973, Ingersoll *et al.* 1984, Ingersoll 1990, Critelli & Ingersoll 1994), visto que tal método pressupõe que fragmentos derivados de rochas plutônicas, por exemplo um granito, sejam enquadrados como grãos de quartzo, feldspato, mica ou acessório compatível, ou seja, de maneira a minimizar as porcentagens de fragmentos líticos (L), muito embora, por outro lado, o efeito do tamanho dos grãos nas modas seja reduzido com esse método, daí sua finalidade. Deste modo, buscou-se contar o número máximo possível de fragmentos em cada lâmina para minimizar tal efeito.

1.3.3 Análise estratigráfica de paleocorrentes

Trata-se de uma das técnicas mais utilizadas em análise de bacias em superficie. Henry C. Sorby foi o fundador da sedimentologia e precursor do uso da técnica, obtendo 20.000 medidas de paleocorrentes em sete anos, entre 1852-59, a maioria delas ainda inéditas (Miall 1990, 1996, 2000). O estudo de paleocorrentes pode fornecer informações valiosas a respeito:

(i) da localização da(s) área(s) fonte(s);

(ii) da reconstituição topográfica e situação inicial dos paleo-relevos local e regional;

(iii) de sistemas deposicionais e fácies;

(iv) da geometria e direção preferencial das unidades litoestratigráficas.

Considerando-se estes quatro aspectos principais, adiciona-se a importância em elucidar a paleogeografia em áreas nas quais a recorrência de fácies e de litotipos de grande homogeneidade litológica é regra.

Este tipo de análise visou inferir a localização das áreas fontes determinadas na análise de proveniência e, sobretudo, a paleogeografia da bacia e da área fonte quando da época da deposição. Tais análises foram determinadas em estruturas direcionais planares e lineares encontradas preferencialmente em estratificações cruzadas e marcas de corrente (como marcas de sola), respectivamente.

A análise de paleocorrentes foi implementada de acordo com os trabalhos de Bigarella *et al.* (1969), Rust (1972^{a, b}), Miall (1974, 1977, 1996, 2000), Hendry (1976), Potter & Pettijohn (1977), Johnson & Walker (1979), Collinson & Thompson (1989), Tucker (1989), Coimbra *et al.* (1992^a), Assine (1994) e Almeida (2001).

No campo, o estudo de paleocorrentes foi realizado através de medidas sistemáticas em (1) estratos frontais (*foresets*) de estratificações cruzadas acanaladas e/ou tabulares (com visualização em 3D), com um mínimo de 1 medida por estrato frontal em cada camada, de acordo com Bigarella *et al.* (1969), Potter & Pettijohn (1977), Miall (1974, 1977, 1990, 1996), Graham (1988), Tucker (1989) e Assine (1994), tentando-se obter um número *n* mínimo de 7 medidas por estação (o ideal deve estar entre 7 e 30) de forma a abranger toda a dispersão e

obter um vetor médio estatisticamente representativo, (2) marcas ou indicações de corrente como marcas de sola, bastando 1 (uma) medida por camada conforme Potter & Pettijohn (1977), (3) marcas onduladas assimétricas (geradas por corrente) através da direção ortogonal à assimetria das cristas das marcas, (4) laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*), (5) imbricações de clastos segundo o caimento dos eixos *b* ("largura") ou *a* (maior dimensão ou comprimento) de acordo com os métodos de Rust (1972^b), Davies & Walker (1974), Johnson & Walker (1979), Collinson & Thompson (1989) e Coimbra *et al.* (1992^a), (6) variações de fácies e de granulometria. As medidas coletadas do tipo (1) são mais confiáveis estatisticamente e apresentam boa resolução espacial regional sendo que, no entanto, as dos tipos (3), (4) e (5) refletem caráter mais local e de precisão menos confiável, necessitando de grande quantidade de dados.

Em laboratório e gabinete, os dados coletados de paleofluxos de mecanismos de sedimentação diversos foram analisados separadamente, tomando-se cuidado para tratá-los segundo o porte das estruturas sedimentares (*e.g.* laminações cruzadas de estratificações cruzadas). No tratamento dos dados de paleocorrentes empregou-se o programa Paleocor 2.0 desenvolvido pelo colega Prof. Msc. Renato Paes de Almeida (Almeida 2001) do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP).

1.3.4 Aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências

A aplicação dos conceitos de estratigrafia de seqüências foi realizada com base nos trabalhos da chamada "Escola da Exxon" (Vail *et al.* 1977, Mitchum *et al.* 1977, Posamentier *et al.* 1988^{a, b}, Van Wagoner *et al.* 1988, 1990), em Christie-Blick & Driscoll (1995) e nos preceitos dos livros de Emery & Myers (1996), Miall (1997) e Ribeiro (2001).

A estratigrafia de seqüências estuda sucessões sedimentares a partir da caracterização de superfícies cronologicamente significativas que separam pacotes de rochas geneticamente correlacionadas. Estas superfícies podem ser inconformidades erosivas e suas conformidades correlativas, como proposto por Van Wagoner *et al.* (1988), ou superfícies de inundação máxima (Galoway 1989^{a, b}).

Esta nova abordagem estratigráfica apresenta a vantagem de possibilitar a correlação de litotipos e sistemas deposicionais distintos, porém contemporâneos, criando unidades com significado cronológico que permitem reconstituições paleogeográficas mais seguras.

Modelos de evolução de seqüências deposicionais, como o proposto por Jervey (1988), consideram que a interação de três fatores principais é responsável pela formação de padrões geométricos em grande escala, característicos das seqüências. São eles: as taxas de subsidência da bacia, as variações absolutas do nível de base (comumente o nível do mar) e as taxas de aporte sedimentar da bacia. A soma da taxa de subsidência com a variação instantânea do nível de base equivale ao conceito de espaço de acomodação, que é compreendido como o espaço vertical gerado por unidade de tempo.

Os padrões de evolução do preenchimento sedimentar de uma bacia dependem da interação entre o espaço de acomodação (A) e a taxa de aporte sedimentar por unidade de tempo (S), de forma que quando S>A ocorre progradação, com a sobreposição das fácies proximais às distais; quando S=A ocorre agradação, com a manutenção da posição da linha de costa; e quando S<A ocorre retrogradação, com a sobreposição de fácies distais às proximais e transgressão da linha de costa.

Os principais modelos existentes (*e.g.* Jervey 1988, Emery & Myers 1996) utilizam taxas de subsidência e de aporte sedimentar constantes, considerando a taxa de variação absoluta do nível de base (eustasia) como a principal variável, obedecendo a uma curva senoidal, com ascensão e declínio simétricos. Desta forma, a taxa de variação do espaço de acomodação seria a soma de uma curva de seno (eustasia) com uma reta inclinada (subsidência), resultando na intensificação das taxas de ascensão e atenuação das taxas de declínio eustáticas (Posamentier *et al.* 1988^{a, b}).

1.3.5 Análise petrográfica

Em amostras selecionadas de arenitos e matriz de conglomerados foram confeccionadas seções delgadas para a realização de análises petrográficas com o intuito de se proceder à correta classificação das rochas e propiciar elementos para inferências de área fonte, processos diagenéticos e de ambientes geradores.

Em seções delgadas, a análise petrográfica microscópica dos sedimentos forneceu informações acerca da dispersão e áreas fontes dos sedimentos (análise de proveniência), identificação e caracterização da mineralogia essencial e acessória, classificação das rochas terrígenas, análise textural de sedimentos terrígenos (tamanho, forma, esfericidade, arredondamento e trama (*fabric*) das partículas), maturidade mineral e textural, definição de porosidade e permeabilidade, processos de diagênese etc. A maturidade das rochas foi avaliada com base em diagramas de Folk (1968). Para a avaliação da granulometria serviu-se de escalas granulométricas da PETROBRÁS, por sua vez baseadas em Wentworth (1922). A avaliação da seleção dos fragmentos das rochas foi efetuada por meio das tabelas de Folk (1968) e Pettijohn *et al.* (1987). E, finalmente, a classificação dos litotipos foi implementada fatravés das propostas de Dott (1964) e Folk (1968).

1.3.6 Tectônica Rúptil:

يد

A análise da tectônica presente nas coberturas consistiu na coleta sistemática de dados qualitativos e quantitativos de feições tectônicas rúpteis como falhas e seu sentido de movimento, utilizando-se de critérios sistematizados em Angelier & Mechler (1977), Hancock (1985, 1994) e Petit (1987), entre outros, para análise do comportamento dos elipsóides de deformação. Enfatiza-se aqui que apenas a tectônica sin-sedimentar foi realizada para fins desta tese. A tectônica pós-sedimentar necessitaria de estudos sistemáticos em todas as

ocorrências do Escudo Gaúcho e nas exposições da Bacia do Paraná, incompatíveis com os propósitos desta tese de, por exemplo, mapeamento do Grupo Santa Bárbara.

1.4. ORGANIZAÇÃO DA TESE DE DOUTORADO

Neste item será abordada a organização do volume da tese tendo em vista a escolha de compor capítulos com artigos científicos. Além do presente capítulo introdutório (Capítulo 1), o volume compreende: Capítulo 2, relativo à geologia regional em que se insere a Bacia do Camaquã e revisão bibliográfica, onde na parte que discute as coberturas do Uruguai foi incluído um artigo sobre a Formação Playa Hermosa; Capítulo 3, que versa sobre a estratigrafia do Grupo Santa Bárbara, tema desta tese; Capítulo 4, no qual se discute a Sub-Bacia Camaquã Oriental, onde foi adicionado um artigo publicado a respeito da tectônica sin-sedimentar desta sub-bacia; o Capítulo 5 apresentará nossos estudos sobre a Sub-Bacia Camaquã Central por meio de um artigo submetido à Revista Brasileira de Geociências; o Capítulo 6 tratará dos resultados levantados na Sub-Bacia Camaquã Ocidental em artigo também submetido à Revista Brasileira de Geociências; e, por fim, no Capítulo 7 serão discutidas as considerações finais no qual se integram as informações dos capítulos anteriores.

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Camaquã, conforme recentemente sintetizada em publicações (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b, 2001^{a, b}, 2003, Fambrini *et al.* 2001^b, Janikian *et al.* submet., 2000) e detalhadamente estudada em dissertações acompanhadas por mapeamentos de áreas-chaves na escala 1:50 000 (Fambrini 1998, Almeida 2001, Pelosi 2001, Janikian 2001), é um sistema anorogênico de *rifts* de direção NNE-SSW preenchidos pelos espessos depósitos (≥6000 m) do Supergrupo Camaquã (Fig. 1.3), organizados, da base para o topo, no Grupo Maricá (siliciclástico), Grupo Bom Jardim (vulcano-sedimentar), Formação Acampamento Velho (vulcânica), Grupo Santa Bárbara e Grupo Guaritas (siliciclásticos), além da Suíte Rodeio Velho. Estas unidades, geradas durante o Neoproterozóico III e início do Eopaleozóico, não apresentam metamorfismo e reúnem deformações de caráter essencialmente rúptil.

2.2. A BACIA DO CAMAQUÃ E SEU EMBASAMENTO

O embasamento das coberturas vulcano-sedimentares do fim do Neoproterozóico III e início do Eopaleozóico do Rio Grande do Sul e Uruguai —Escudo Gaúcho— é formado por diversas estruturas relacionadas à Orogenia Brasiliana, apenas localmente não afetadas por eventos tectônicos e termais deste ciclo. As diferentes idades e a disposição geográfica dessas unidades tectônicas levaram Ferrando & Fernandez (1971) a compartimentar o Escudo Gaúcho no Uruguai em duas estruturas maiores: ao bloco consolidado no Pré-Cambriano Superior da porção ocidental (*vide* Bossi *et al.* 1967) denominaram de "*Zócalo de La Cuenca del Rio de La Plata*", situado a Oeste (posteriormente definido como Cráton do Rio de La Plata por Almeida *et al.* 1973), com rochas granitóides intrusivos tardios de idades entre 2100 e 1670 Ma (Umpierre & Halpern 1971), comprovando a estabilização deste núcleo já no Proterozóico, e às faixas metamórficas de direção geral NNE de "*Zócalo del Este y Sureste*", de evolução ígnea, metamórfica e tectônica neoproterozóica, ocupando toda a porção oriental do país.

No Rio Grande do Sul, inaugurando a aplicação dos conceitos da Tectônica de Placas em seu estudo, Ribeiro & Fantinel (1978) compartimentaram o Escudo Gaúcho em três zonas de associações petrotectônicas distintas: Zona Leste (Maciço Mediano de Pelotas *sensu* Hasui *et al.* 1975), Zona Mediana (sob a Bacia do Camaquã) e Zona Oeste. Neste estudo, as faixas oeste e leste representariam "*massas de terra que convergiram*" durante o Ciclo Brasiliano, "*num regime análogo ao de placas*", com o fechamento de uma bacia oceânica cuja associação ofiolito-*melange* situar-se-ia na margem leste da Zona Oeste. A Bacia do Camaquã assentou-se na Zona Mediana intensamente fraturada, após a colisão crustal.

Em seguida, Fragoso-Cesar (1980) integrou esses modelos e definiu o Cinturão Dom Feliciano, um orógeno neoproterozóico formado pelo Zócalo del Este y Sureste do Uruguai

(Ferrando & Fernandez 1971) e por suas continuidades brasileiras, as Zona Leste e Zona Mediana de Ribeiro e Fantinel (1978). Da mesma forma, estendeu o conceito de Cráton Rio de La Plata para o Rio Grande do Sul, incluindo neste a Zona Oeste de Ribeiro & Fantinel (1978) e reconhecendo terrenos tipo *greenstone belt* na porção setentrional e de alto grau na porção meridional, posteriormente designados por Fragoso-Cesar & Soliani Jr. (1984) como Terreno Granito-Greenstone Rio Vacacaí e Cinturão Granulítico Valentines. Outras denominações para essas estruturas, respectivamente Bloco São Gabriel e Bloco Taquarembó, devem-se a Naumann *et al.* (1984).

Análises geocronológicas subseqüentes, no entanto, demonstraram que parte da região considerada cratônica tivera evolução orogênica neoproterozóica (*e.g.* Soliani Jr. 1986, Machado *et al.* 1988). Esses novos elementos geocronológicos, aliados a trabalhos de campo, levaram à redefinição do Terreno Rio Vacacaí, constituído por fragmentos intraoceânicos exóticos (Fragoso-Cesar 1990, 1991). O caráter oceânico juvenil dos fragmentos ígneos desse terreno foi testado e corroborado em estudos radiométricos e isotópicos posteriores (*e.g.* Babinski *et al.* 1996, Leite 1997).

Fernandes *et al.* (1992) dividiram as unidades pré-cambrianas do Rio Grande do Sul e Uruguai com conotação geotectônica, corroborando as interpretações de Fragoso-Cesar (1990, 1991) para origem juvenil do Terreno Rio Vacacaí, propondo sua divisão em uma Assembléia de Ofiolito-Melange e uma Assembléia de Arco Magmático II, em oposição à Assembléia de Arco Magmático I do leste (equivalente à Suíte Pinheiro Machado do Batólito de Pelotas, de acordo com Fragoso-Cesar *et al.* 1986, Figueiredo *et al.* 1990).

Outros modelos evolutivos foram desenvolvidos ao longo dos anos 90, particularmente através do conceito de terreno suspeito (*suspect terrane* de Coney *et al.*1980) na investigação da origem das estruturas brasilianas, se autóctones ou exóticas (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1994, 1995, 1998^a, Fragoso-Cesar & Machado 1997). Por outro lado, em recente revisão sobre o embasamento, Fragoso-Cesar (em prep.) sugere um caráter autóctone em relação ao Cráton do Rio de La Plata de todas as unidades estudadas, exceção feita ao Terreno Rio Vacacaí, intraoceânico. Em função destes estudos, foi retomada a divisão do Escudo Gaúcho, aqui adotada, semelhante à de Fragoso-Cesar (1991).

De acordo com o esquema constante na Fig. 2.1, o Escudo Gaúcho pode ser compartimentado em três estruturas principais: (i) o *Cinturão Dom Feliciano*, um cinturão móvel transpressivo, que ocorre no centro e leste de exposição do embasamento, possui idades neoproterozóica, desde 790 até cerca de 550 Ma, e é caracterizado por grandes zonas de cisalhamento de direções variáveis de NNE-SSW a ENE-WSW, dobramento, metamorfismo e



Figura 2.1 - Esquema do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai com destaque para o Cráton Rio de La Plata, Cinturão Dom Feliciano e Terreno Vacacai. Modificada de Fragoso-Cesar (1990, 1991).

intrusões de corpos graníticos (Cordani *et al.* 1974, Fragoso-Cesar *et al.* 1986, Soliani Jr. 1986, Mantovani *et al.* 1987, Machado *et al.* 1987, Fragoso-Cesar 1991, Fernandes *et al.* 1990, 1992, 1993, Babinski *et al.* 1997, Koester *et al.* 1997, Philipp 1998, Leite *et al.* 1998, Fernandes & Koester 1999, Leite *et al.* 2000); (ii) o *Terreno Rio Vacacaí*, um terreno intraoceânico acrescido à borda continental, localizado no noroeste do escudo, de idade neoproterozóica, modelo corroborado por estudos isotópicos e geocronológicos que o situaram entre 900 e 700 Ma (*e.g.* Chemale Jr. *et al.* 1994^b, Babinski *et al.* 1996, Leite 1997); e (iii) o *Cráton Rio de La Plata*, de embasamento paleoproterozóico (\geq 2.0 Ga), exposto nos *Bloco Florida* (granito-*greenstone*), que contém um grande enxame de diques toleíticos de idade ~1.7 Ga (Bossi *et al.* 1993^a, Teixeira *et al.* 1999), e *Bloco Valentines* (alto grau), que alcança a região da Campanha, no RS, constituindo parte do embasamento da porção meridional da Bacia do Camaquã.

Durante a evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã, esta foi compartimentada em sub-bacias devido ao soerguimento sin-deposicional de altos do embasamento, principalmente os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (Fig. 2.2). A Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localizada a oeste do Alto de Caçapava do Sul, é composta pelos grupos Maricá e Bom Jardim, pela Formação Acampamento Velho, e pelo Grupo Santa Bárbara, contendo as localidades-tipo de quase todas estas unidades (a exceção é a localidade de Bom Jardim, que se localiza na Sub-Bacia Camaquã Central). A Sub-Bacia Camaquã Central é composto pelos grupos Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas, além de conter quase todas as intrusões conhecidas da Suíte Intrusiva Rodeio Velho, compreendendo todas as ocorrências do Supergrupo Camaquã localizadas entre os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas, incluindo a região das Minas do Camaquã. A Sub-Bacia Camaquã Oriental compreende os depósitos do Grupo Santa Bárbara que ocorrem à leste do Alto da Serra das Encantadas, abrangendo as regiões do Arroio Boici, a sul do rio Camaquã, e, a norte deste, as regiões do Passo da Capela, Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e leste de Capané.

2.2.1 O Supergrupo Camaquã

O Supergrupo Camaquã compreende o preenchimento vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã sobre as rochas metamórficas do Escudo Gaúcho. Esta unidade, ainda na categoria de grupo, foi redefinida por Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b) com três formações: (i) Maricá (*sensu* Leinz *et al.* 1941), (ii) Crespos (Ribeiro *et al.* 1966, incluindo parte da Formação Arroio dos Nobres desses autores) e (iii) Santa Bárbara (*sensu* Robertson 1966). Recentemente, tendo em vista que certas formações do Grupo Camaquã *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b) foram elevadas à categoria de grupo (*e.g.* Grupo Maricá *sensu* Pelosi & Fragoso-Cesar 2003 e


Figura 2.2 - Perfís regionais na Bacia do Camaquã. A: Sub-Bacia Camaquã Ocidental, B: Sub-Bacia Camaquã Central, C: Sub-Bacia Camaquã Oriental. Siglas: TRV- Terreno Rio Vacacaí, CP- Complexo Porongos, SE- Serra das Encantadas. Modificada de Fragoso-Cesar *et al.* (1998^a).

21

Grupo Bom Jardim *sensu* Janikian *et al.* submet.), este foi, por sua vez, elevado à categoria de supergrupo, incluindo o Grupo Guaritas, não contemplado na proposta de Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b). Outras propostas estratigráficas estão esquematizadas e comparadas com a aqui utilizada na Tabela 2.1.

2.2.1.1 Grupo Maricá

O Grupo Maricá constitui-se de uma espessa sucessão eminentemente siliciclástica com cerca de 2000 m de espessura, formada principalmente por arenitos e arenitos conglomeráticos, subordinadamente por conglomerados e siltitos. O Grupo Maricá assenta-se em não-conformidade sobre o Terreno Rio Vacacaí e no topo é recoberto e intrudido por unidades vulcanogênicas do Grupo Bom Jardim. De acordo com Pelosi & Fragoso-Cesar (2003), o Grupo Maricá organiza-se em três unidades litoestratigráficas: (i) Formação Passo da Promessa, unidade basal de arenitos com seixos esparsos, por vezes conglomeráticos, com abundantes estratificações cruzadas acanaladas e interpretados como depósitos distais de extensas planícies aluviais, sobreposta pela (ii) Formação São Rafael, constituída de arenitos finos tabulares intercalados a siltitos e ritmitos interpretados como depósitos de plataforma marinha e, por discordância erosiva, pela (iii) Formação Arroio América, formada por arenitos e arenitos conglomeráticos fluviais. Medidas de paleocorrentes indicam transporte sedimentar preferencial para norte (Pelosi 2001).

A idade do Grupo Maricá não está ainda claramente definida. A ocorrência de icnofósseis descrita por Netto *et al.* (1992) sugere deposição no Neoproterozóico III, compatível com os dados geocronológicos disponíveis para os corpos graníticos que cortam esta unidade, indicando idade mínima deste período. O Granito Lavras do Sul apresenta idades pelos métodos Rb/Sr e K/Ar de, respectivamente, 568 \pm 6 Ma (Vieira Jr. & Soliani Jr. 1989) e 570 Ma (Minioli & Kawashita 1971). Mais tarde, Leite (1995) obteve idade SHRIMP U/Pb na borda de minerais de zircão de 580 \pm 8 Ma. A idade máxima, também compatível com este período, é inferida a partir das idades mínimas de seu embasamento (Soliani Jr. 1986, Babinski *et al.* 1996), que variam desde 700 Ma nas rochas do Terreno Rio Vacacaí até cerca de 620 Ma nas rochas granitóides que afetam este terreno. Ou seja, considerando-se estes elementos, o Grupo Maricá teve início após 620 Ma e encerrando antes de 580 Ma, portanto no Neoproterozóico III, conforme sugerido por Netto *et al.* (1992).

2.2.1.2 Grupo Bom Jardim

O Grupo Bom Jardim é composto por rochas vulcânicas de composição intermediária a básica (correspondentes ao Membro Hilário de Ribeiro e Fantinel 1978), subordinadamente ácidas, e rochas piroclásticas associadas. Rochas sedimentares inicialmente correlacionadas

Carvalho 1932	Leinz et al. 1941	Robertson 1966 Ri (manuscrito de 1961)		Ribe	Ribeiro e <i>t al.</i> 1966		Ribeiro e Lichtenberg 1978			1	Santos e <i>t al.</i> 1978		Fragoso Cesar et al. 1985				ul.	Leites et al. 1990	Paim <i>ət al.</i> 1992		Paim 19	aim et al. 1995	
Série Carnaquan	Conglomerado Seival E f u s i v a s Andesíticas	Grupo Camaquã	Conglomerado Coxilha		Cor		nglomerado Coxilha		Formação Guaritas	Camada Varzinha	5	aquã							Seqüência IIIb		upo ritas	Alofor Var	
			Formação Guaritas	Grupo Camaquã	Formação Guaritas			aquã) Camada Guarda Velha					Laritas		Seqüência Illa			Alogi	Alofo Pe Pin		
			Formação Santa Bárbara		ا Sa	Formação Santa Bárbara		Srupo Can	ação Árhara	5		siupo Cam			imação G				Seqüência Vulcano- -Sedimentar IV	Seqüência IIc		ara	Alofm do Se
	Série Camaquã Inclinada e Horizontal		Membro Andesito Martins			M Rođ	lembro leio Velho		Forme Santa B	5		0		ΰä			2			Seqüência IIb	naquã	io Santa Bárbo	Alofm dos Lo Alofon San
Erupções de Andesitos e tufos vulcânicos	Efusivas Ácidas	Riolito Ramada		m Jardim	Mb. Acampa- mento Velho espos		dos Nobres D. Mangueirão		Foi	Formação Acampam. Velho		Formação Acampamento Velho		Grupo Camaq	Fm. Acampamento Velho		Seqüência Vulcanogênica III	Sociática II.	upergrupo Car	Alogrup	Alofor Acar Ve		
			Andesito Hilário		Mb. Hliário	Fm. Ca	Fm. Cr Fm. Arroio c Mb. Vargas	o Bom Jardim	Fm. Vargas	Fm. Vargas Fm. Hilário		H dM H adb H dM H dM H dM	Arroio Iobres 7 Hilário		Acricá	o so	eirão	ueiro	Seqüência Vulcano- -Sedimentar II	Seqüéncia lla	Alosi	Alog Bom J	
	Formação M a r i c á		Formação		Formação			Grup	Fc	Formação		Formaç	ção		ormação N	Mb. Hilá	Mb. Mangu	Mb. Pesseg	Seqüência	Seqüência Ib		,	Alogru
			Marica		Maricà					Vialica		Pessegueiro					\rangle		Vulcano- -Sedimentar I	Seqüência la			

•

 Tabela 2.1 - Principais propostas estratigráficas para as coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares da porção centro-sul do Rio Grande do Sul (modificada de Fragoso-Cesar 1984, Sayeg 1993, Paim et ai. 1994, Fambrini 1998, Paim & Lopes 2000, Almeida 2001).



aos membros Mangueirão e Vargas da Formação Arroio dos Nobres de Tessari & Picada (1966) foram recentemente denominadas como Formação Cerro da Angélica e Formação Picada das Graças por Janikian (2001) e Janikian *et al.* (submet.).

O Grupo Bom Jardim repousa por discordância localmente angular sobre o Grupo Maricá. Este grupo (Figs. 2.3C, D) acha-se preservado nas sub-bacias Camaquã Ocidental (base do Cerro do Bugio e da Serra do Espinilho, base do platô de Taquarembó, bem como na região de Lavras do Sul) e Camaquã Central (regiões de Bom Jardim, Cerro dos Martins e da Casa de Pedra). Estudos recentes na região de Bom Jardim, localidade-tipo da unidade, e outras redefiniram esta unidade, da base para o topo, em três formações (Janikian 2001, Janikian *et al.* 2001, Janikian *et al.* submet): Cerro da Angélica (predominantemente siliciclástica), Hilário (de Ribeiro *et al.* 1966, vulcânica) e Picada das Graças (vulcanoclástica e siliciclástica).

As exposições do Grupo Bom Jardim na região de Lavras do Sul, englobadas na Formação Hilário, apresentam um vulcanismo andesítico, basal, de caráter intermediário cálcioalcalino de alto K₂O a shoshonítico, composto de derrames de andesitos e, subordinadamente, de andesi-basaltos, basaltos e lamprófiros, de caráter subaéreo, os quais, em direção ao topo, intercalam-se com materiais piroclásticos de natureza distinta (andesitos, riolitos), podendo haver diques de riolito e *necks* de composição monzonítica cortando a seqüência vulcânica (Nardi & Lima 1985, Almeida *et al.* 1992, 1993, Wildner & Lima 1992, Lima 1995, Wildner *et al.* 1997, Lima & Nardi 1998). Na Sub-Bacia Camaquã Central na região de Casa de Pedra, Fambrini *et al.* (1996^a, 1999) identificaram na Formação Hilário, rochas piroclásticas de características subaquáticas, observado também por Janikian (2001) na área de Bom Jardim.

Determinações geocronológicas em rochas vulcânicas intermediárias (Remus *et al.* 1999) indicaram idade aproximada de 580 Ma. Considerando-se o possível caráter comagmático entre essas vulcânicas e o Granito Lavras do Sul defendido por vários autores (*e.g.* Fragoso-Cesar *et al.* 1982^a, Nardi & Lima 1985, Soliani Jr. 1986, Vieira Jr. & Soliani Jr. 1989, Fragoso-Cesar 1991, Nardi *et al.* 1992, Lima *et al.* 1995, Lima & Nardi 1998, Soliani Jr. *et al.* 2000), com idade de 580 ± 8 Ma pelo método U/Pb SHRIMP em zircão (Leite 1995, Leite *et al.* 1998), admite-se sua evolução em torno de 580 Ma e, portanto, no final do Neoproterozóico III.

2.2.1.3 Formação Acampamento Velho

Conforme recomendação de recente simpósio sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul (maio/2003), as rochas vulcânicas ácidas aflorantes na Serra de Santa Bárbara, nos platôs da Ramada e Taquarembó e na região do Passo do Salsinho foram isoladas do Grupo Bom Jardim e reunidas na Formação Acampamento Velho. Originalmente definida como membro da Formação Crespos do Grupo Bom Jardim (de Ribeiro *et al.* 1966), posteriormente foi elevada à categoria de formação (Cordani *et al.* 1974). Esta unidade compreende vulcanismo predominantemente ácido efusivo e explosivo (Almeida *et al.* 1996, Wildner *et al.* 1997, 2002, Sommer *et al.* 1999, 2003, Zerfass *et al.* 2000, Almeida *et al.* 2002). Devido às características

intrínsecas de colocação do vulcanismo ácido (domos, por exemplo), as rochas derivadas deste tipo sustentam serras e platôs (Fig. 2.3), porém não exclusivamente.

Datações radiométricas recentes foram empreendidas por Chemale Jr. (2000) em rochas vulcânicas ácidas da Serra de Santa Bárbara, obtendo-se uma idade de 573 ± 18 Ma (método U/Pb em zircão).

2.2.1.4 Grupo Santa Bárbara

O Grupo Santa Bárbara ocorre, por discordância erosiva e suavemente angular nas subbacias Camaquã Ocidental e Central tanto sobre o Grupo Bom Jardim como sobre a Formação Acampamento Velho; diretamente em contato tectônico com o embasamento, na Sub-Bacia Camaquã Oriental e na borda sudeste da Sub-Bacia Camaquã Central. Esta unidade é composta por uma espessa sucessão siliciclástica posterior à atividade vulcânica principal, com predomínio de conglomerados e arenitos de ambientes aluviais, conglomerados e ritmitos de sistemas de legues submarinos e arenitos e ritmitos costeiros e marinhos rasos sob ação de marés e ondas, excepcionalmente depositados abaixo da ação de ondas de tempestade.

O Grupo Santa Bárbara aflora em uma grande ocorrência contínua na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localidade-tipo da unidade, em diversas janelas sob o Grupo Guaritas na Sub-Bacia Camaquã Central (*e.g.* Bom Jardim, Arroio Lechiguana, Minas do Camaquã, Rondinha, Apati, Cerro da Cruz) e em três ocorrências alongadas segundo a direção NE na Sub-Bacia Camaquã Oriental (Passo da Capela-Vale do Piquiri-Leste de Capané, Rincão dos Mouras e Arroio Boici, esta última a sul do rio Camaquã) (Fig. 2.4).

A definição e correlação litoestratigráfica das unidades do Grupo Santa Bárbara nas três sub-bacias será discutida no Cap. 3.

2.2.1.5 Grupo Guaritas

O Grupo Guaritas ocupa um *rift* de direção NNE-SSW e largura variável, atingindo até 42 km ao longo do Rio Camaquã, preenchido por unidades anteriores ao Grupo Tubarão da Bacia do Paraná na região. O contato basal com o Grupo Santa Bárbara se dá por discordância erosiva e angular de caráter regional (Robertson 1966, Ribeiro *et al.* 1966, Paim 1995, Paim *et al.* 1995, Silva Filho 1997, Fambrini 1998), sendo bem definida na região das Minas do Camaquã. Nesta, ocorre uma serra da qual se emprestou a denominação da unidade e onde se acham belíssimas exposições do Grupo Guaritas (Fig. 2.5). Esta formação compõe-se basicamente de arenitos e conglomerados representando depósitos continentais semi-áridos



Figura 2.3 - Aspectos geomorfológicos da Formação Acampamento Velho (A e B) e do Grupo Bom Jardim (C e D). A: Vista das rochas vulcânicas ácidas do Cerro do Bugio; em 1º plano aparecem rochas sedimentares do Grupo Maricá, B: Vista do alto da borda SW do Platô da Ramada, C: Vista dos conglomerados de origem vulcânica da Formação Cerro da Angélica na região de Caçapava do Sul. Notar a inversão do mergulho das camadas, ocasionada pela falha em tesoura (F) (Janikian 2001). Foto da autora, D: Relevo arrasado da Formação Hilário (rochas básicas a intermediárias) na região de Lavras do Sul. Verificar o controle da litologia na expressão topográfica do relevo. As rochas vulcânicas ácidas e conglomeráticas sustentam serras (como o Cerro do Bugio), ao passo que rochas básicas mostram-se em relevo arrasado ou em pequenas colinas (D).













Figura 2.4- Aspectos geomorfológicos do Grupo Santa Bárbara. A: Morros de conglomerados na região das Minas do Camaquã, Sub-Bacia Camaquã Central, B: Grande morro de conglomerados da chamada Casa de Pedra, Sub-Bacia Camaquã Central, C1: Conglomerados e arenitos fluviais do conhecido Cerro da Pedra Grande na região de Rincão dos Mouras e, embaixo (C2), conglomerados do cerro do Oratório, Sub-Bacia Camaquã Oriental. D: Vista parcial da Serra do Segredo (em primeiro plano) a partir da rodovia Caçapava-Lavras (RS-357), Sub-Bacia Camaquã Ocidental.



Figura 2.5 - Aspectos geomorfológicos do Grupo Guaritas. A: Vista da Serra das Guaritas na região das Minas do Camaquã, sustentada por rochas sedimentares aluviais da base da formação. A toponímia se deve à semelhança de forma com torres de guarda, B: Vista dos arenitos eólicos da Pedra Pintada na região das Minas do Camaquã, C: Pedra das Torrinhas sustentada por rochas sedimentares conglomeráticas aluviais no topo e eólicas na base.

formados por sistema aluvial que grada para uma planície eólica úmida, alimentados a partir das bordas por sistemas de leques aluviais constituindo uma planície aluvial instalada entre os altos de embasamento de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste (Paim 1992, Paim *et al.* 1992, De Ros *et al.* 1994, Paim 1994, 1995, 1996, Paim *et al.* 1995, Silva Filho, 1997, Paim *et al.* 2000, Scherer *et al.* 2003).

A idade do Grupo Guaritas não está ainda definida. Sabe-se que é posterior ao Grupo Santa Bárbara e anterior ao Grupo Tubarão, possivelmente de idade eopaleozóica. No entanto, a datação de um cristal de zircão da Suíte Rodeio Velho no Rincão da Tigra forneceu idade de 470 Ma (Hartmann *et al.* 1998), sugerindo deposição no Ordoviciano.

2.2.1.6 Suíte Intrusiva Rodeio Velho

São freqüentes em várias regiões da Sub-Bacia Camaquã Central (*e.g.* Minas do Camaquã) e junto ao alto que a limita da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (*e.g.* represa do arroio Carajás), corpos intrusivos rasos de rochas basálticas e andesi-basálticas, preferencialmente alojados no Grupo Guaritas. Pela semelhança de suas estruturas internas com feições de derrames, esta unidade tem sido, desde Ribeiro *et al.* (1966), descrita como um membro vulcânico (Membro Rodeio Velho) da unidade encaixante (Almeida *et al.* 1993, Paim 1994, Lima *et al.* 1995, Wildner *et al.* 1997, 2002) inclusive com a presença de depósitos piroclásticos estratificados (tufitos de pó a lapilitos) aflorantes na região do Rincão da Tigra, SW de Caçapava do Sul (Lopes *et al.* 1999, Almeida *et al.* 1999, 2000). No entanto, mapeamentos de detalhe e análise de relações de contato têm evidenciado seu caráter intrusivo (Fig. 2.6), conforme já apontado por Silva Filho et al. (1996a), Silva Filho (1997), Fambrini (1998) e Fragoso-Cesar *et al.* (1999, 2003).



Figura 2.6 - Intrusão da Suíte Intrusiva Rodeio Velho em arenitos do Grupo Guaritas na região da Pedra da Arara, em corte de estrada que liga as Minas do Camaquã à rodovia BR-392. O processo intrusivo compreendeu, de acordo com Silva Filho *et al.* (1996^a): (i) aumento da pressão dos fluidos intersticiais pela transferência de calor da intrusão; (ii) abertura de fraturas por cisalhamento do contato do magma com a encaixante; (iii) origem de gradiente de pressão com a súbita descompressão do arenito aquecido; (iv) fluidificação (*sensu* Reynolds 1954) e injeção do material nas fraturas conforme processo análogo ao de Walton & O'Sullivan (1950).

29

2.2.2 As coberturas do Escudo Gaúcho no Uruguai: o Grupo Piriápolis e a Formação Barriga Negra

Os estudos pioneiros nas coberturas sedimentares e vulcânicas de idades situadas no Neoproterozóico III-Eopaleozóico do Escudo Gaúcho no Uruguai foram sintetizados em Bossi (1966), que descreveu preliminarmente estas unidades. Distintamente do RS, a carência de mineralizações nestes depósitos uruguaios não ensejou a intensidade de pesquisas alcancadas na extensão brasileira do Escudo Gaúcho; pelo contrário, os estudos executados nestes sempre foram subordinados a investigações mais amplas, particularmente focadas nas unidades mineralizadas dos terrenos de embasamento. Dentro deste espírito, estas coberturas têm sido apenas superficialmente descritas e registradas em mapas regionais, tanto nos pioneiros como em outros mais recentes (e.g. Caorsi & Goñi 1958, Elizalde et al. 1970, Bossi et al. 1975, Preciozzi et al. 1979, 1985, 1991). Com enfoque acadêmico, analisando a estratigrafia, ambientes deposicionais, litoquímica e idades, uma quantidade ainda pequena de publicações encontra-se disponível (e.g. Coronel et al. 1987, Fragoso-Cesar et al. 1987, 1990, Bossi & Navarro 1991, Bossi & Campal 1992, Bossi et al. 1993^b, Campal & Gancio 1993, Masquelin & Sánchez-Bettucci 1993, Oyhantçabal et al. 1993, Pazos et al. 1998, Sánchez-Bettucci 1998, Sánchez-Bettucci & Ramos 1999, Sánchez-Bettucci & Rapalini 2002, Pazos et al. 2003). Estes, junto com nossos dados de campo, servirão de base para este breve texto.

As coberturas do Escudo Gaúcho no Uruguai reunidas no Grupo Piriápolis organizam-se estratigraficamente em três unidades principais que são divisíveis em relação ao magmatismo associado: a basal, pré-vulcanogênica, é reconhecida apenas em pequenos afloramentos juntos à cidade de Piriápolis, no extremo sul do Uruguai; a intermediária, vulcanogênica, possui vários testemunhos, destacando-se a Sierra de Animas, também junto à cidade de Piriápolis, e as Sierras de Rios e Cerros Aguirre, respectivamente no NE e SE do Uruguai; a superior, pós-vulcanogênica, aflora no Cerro Las Ventanas, junto à cidade de Pan de Azucar, vizinha à Piriápolis, na Cañada Azucarera, pequeno arroio que nasce do Cerro Las Ventanas, e na serra junto à cidade de San Carlos. A Formação Barriga Negra aflora ao longo de parte do curso médio-superior do Arroio Barriga Negra e nas redondezas da cidade de Polanco.

Estas três unidades foram definidas na região vizinha à cidade de Piriápolis por Sánchez-Bettucci (1998, com modificações), com localidade-tipo na região da cidade homônima. Usando as exposições desta região e de outras correlacionáveis, este grupo se organiza da seguinte maneira: (i) *Formação Playa Hermosa*, basal (Masquelin & Sánchez-Bettucci 1993), (ii) *Formação Sierra de Las Animas*, intermediária (Bossi 1966) e (iii) *Formação Cerro La Ventana*, superior (Sánchez-Bettucci 1998). A Formação Sierra de Las Animas é correlacionável às formações Sierra de Rios (Elizalde *et al.* 1970) e Cerros Aguirre (Campal & Gancio 1993), e a Formação Cerro Las Ventanas (Masquelin & Sánchez-Bettucci 1993), à Formação San Carlos (Preciozzi *et al.* 1991).

30

Os estudos de campo, no entanto, mostraram diversas analogias litológicas e paleoambientais das unidades (ii) e (iii) do Grupo Piriápolis com equivalentes do Supergrupo Camaquã. Por outro lado, a Formação Playa Hermosa, unidade basal, mostra-se bastante distinta de qualquer unidade deste supergrupo, sendo considerada como uma unidade do embasamento. Desta forma, no presente texto, o Grupo Piriápolis não inclui a Formação Playa Hermosa, embora esta tenha sido objeto de investigação para esta tese e de artigo aceito para publicação na Revista Brasileira de Geociências (*vide* artigo no ítem 2.2.2.4).

As unidades do Grupo Piriápolis revisado ocorrem preservadas apenas em blocos embutidos no embasamento por falhas de direção N-S a NNE-SSW. Nestas exposições — Piriápolis, Pan de Azucar, San Carlos, Cerros Aguirre e Sierra de Rios—, a deformação é dominantemente condicionada pelo basculamento destes blocos. As atitudes das camadas são bastante variáveis, porém concordantes com a direção geral das falhas; mergulhos moderados a fortes, entre 30^o e 80^o, são a regra. Em algumas exposições (*e.g.* Cerro Las Ventanas e San Carlos), a deformação impõe a seus arenitos e conglomerados um caráter protomilonítico, indicando participação localizada de metamorfismo dinâmico durante a deformação (Fig. 2.7).

Figura 2.7 - Conglomerados da Bacia San Carlos nas proximidades da cidade homônima, Uruguai. Notar caráter protomilonítico da rocha, aflorante junto à Zona de Cisalhamento Sierra Ballena.



As exposições da localidade-tipo do Grupo Piriápolis levaram Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) a designar a bacia deposicional das formações ali aflorantes como Bacia de Piriápolis. Apesar de discorrerem sobre as características distensivas do desenvolvimento desta bacia, incluindo a descrição de falhas gravitacionais sin-sedimentares em seus depósitos, adotaram o modelo de bacia *strike-slip* para sua evolução, seguindo o modelo especulado por Oliveira & Fernandes (1991, 1992) para a Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri, no centro-leste do RS. Modelo distinto foi proposto por Oyhantçabal *et al.* (1993), que interpretam a Bacia de Piriápolis como um *rift.*

A Formação Barriga Negra, outra unidade do Uruguai correlacionável ao Supergrupo Camaquã, possui depósitos sedimentares imaturos, evidenciando condições de tectonismo ativo durante a sedimentação e/ou condições climáticas áridas e/ou semi-áridas. Os depósitos preservaram-se apenas em blocos embutidos no embasamento por falhas de direção N-S a NNE-SSW.

Como será discutido ao longo do texto, a única unidade análoga ao Grupo Santa Bárbara é a Formação Barriga Negra (Fambrini *et al.* 2002^ª). As demais, exceção feita a Formação Sierra de Las Animas, não apresentam correlatos no Brasil.

2.2.2.1 Formação Sierra de Las Animas

Destaca-se na paisagem do extremo centro-sul do Uruguai uma longa (~55 km) e estreita (3 a 10 km) serra de direção N-S (Fig. 2.8), estendendo-se desde Piriápolis, a sul, até a cidade de Minas, a norte: a Sierra de Animas, localidade-tipo da Formação Sierra de Las Animas (Bossi 1966). Os primeiros relatos desta formação devem-se a Walther (1927) e Mac Millan (1933) (*apud* Bossi 1966). Estudos posteriores, tanto descrevendo como mapeando seus litotipos, incluem Caorsi & Goñi (1958), Bossi & Fernandez (1963), Bossi (1966), Ferrando & Fernandez (1971), Bossi *et al.* (1975), Bossi & Navarro (1991) e Bossi *et al.* (1993), entre vários outros.



Figura 2.8 - Vista da Sierra de Animas que dá nome à Formação Sierra de Las Animas. Direção norte à direita da foto.

De acordo com os estudos citados, a Formação Sierra de Las Animas é composta por rochas vulcânicas e sub-vulcânicas: riolitos —derrames, piroclásticas diversas e corpos hipoabissais—, traquitos, traquiandesitos, andesitos, basaltos etc. associadas a plútons presumivelmente cogenéticos: quartzo sienitos e sienitos, de pegmatíticos a microsieníticos, e granitos diversos, destacadamente hololeucocráticos.

Depósitos vulcânicos e sub-vulcânicos compostos por piroclásticas diversas, particularmente tufitos, e derrames de riolitos associados a enxames de diques de igual composição, ocorrem nas Sierra de Rios e Cerros Aguirre (*e.g.* Elizalde *et al.*1970, Bossi *et al.* 1993^b), constituindo possíveis correlatos da Formação Sierra de Animas. Enxames de dique riolíticos análogos aos desta associação ocorrem em várias outras regiões do Uruguai, principalmente formando diques sin-plutônicos em corpos de granitos. Esta relação levanta a possibilidade de que a atividade plutônica cogenética ao vulcanismo da Formação Sierra de Las Animas seja muito mais extensa do que a registrada na bibliografia, podendo incluir grandes corpos graníticos —K-feldspato granitos, sienogranitos e monzogranitos; hololeucocráticos ou

com baixo teor de máficos (biotita, ±anfibólio)— como aqueles associados aos enxames de diques do Cerro Catedral, entre as cidades de Rocha e Aiguá (Fragoso-Cesar *et al.* 1990).

Estudos geoquímicos e petrográficos efetuados por Bossi *et al.* (1993) concluem que as rochas da Formação Sierra de Las Animas constituem possível magmatismo bimodal, com características alcalinas a shoshoníticas. Segundo Oyhantçabal *et al.* (1993), a presença de anfibólio alcalino e augita aegerina como acessórios fraqüentes corroboram o caráter alcalino.

Análises geocronológicas para determinar a idade da Formação Sierra de Las Animas são restritas a poucas determinações pelos métodos K/Ar e Rb/Sr. Umpierre (1966 *apud* Bossi *et al.* 1993^b) aplicaram o método K/Ar em rochas da Sierra de Las Animas obtendo idades entre 508-519 Ma em rocha total em amostras de traquito e riolito, e 552 Ma em anfibólio de quartzo sienito. Bossi *et al.* (1993) e Cingolani *et al.* (1993) dataram, pelo método Rb/Sr, quatro riolitos e um traquito também da região de Sierra de Las Animas conseguindo isócrona de 520±5 Ma (razão inicial Sr⁸⁷/Sr⁸⁶-Ri: 0.7065), e dois riolitos e dois microgranitos das regiões de, respectivamente, Sierra de Rios e Aceguá, com isócrona de 575±14 Ma (Ri: 0.7104). Desta forma, esta unidade possui idades aparentes entre 508-520 Ma e de 552 e 575 Ma.

Idades Rb/Sr obtidas em granitos possivelmente cogenéticos ao magmatismo da Formação Sierra de Las Animas por Preciozzi *et al.* (1993) — Granitos de Las Animas (499±72 Ma), Pan de Azucar (559±28 Ma), Barriga Negra (565±59 Ma), Aiguá (582±31 Ma), Sauce (547±28 Ma) e Minas (574±34 Ma) — situam-se preferencialmente no intervalo de 570- 550 Ma. Comparando estas idades com às do Grupo Bom Jardim e da Formação Acampamento Velho do RS, litológicamente comparáveis à Formação Sierra de Animas, e dando peso maior à medida K/Ar em anfibólio do quartzo sienito e da isócrona de Sierra de Rios, admite-se, até estudos mais acurados, que a idade desta formação situe-se entre 570-550 Ma.

2.2.2.2 Formação Cerro Las Ventanas

Na região a norte de Pan de Azucar, junto à Sierra de Las Animas, a paleogeografia de leques aluviais (Cerro Las Ventanas) afogado por marinho raso (Cañada de La Tala) se repete, também com amplo predomínio das fácies aluviais. A principal diferença reside na ocorrência de uma unidade basal (Cañada Azucarera) formada pela intercalação de ritmitos pelíticos e areno-pelíticos com intercalações de conglomerados.

A pequena ocorrência de San Carlos (em torno da cidade homônima) é dominantemente aluvial, porém mais deformada como a Formação Cerro Las Ventanas na localidade tipo.

2.2.2.3 Formação Barriga Negra

As coberturas siliciclásticas posteriores ao magmatismo relacionado à Formação Sierra de Animas, aflorantes nas regiões do Arroio Barriga Negra e das cercanias da cidade de Polanco, foram objeto de diversos e distintos enfoques geológicos: Bossi (1966), Ferrando & Fernandez (1971) e Bossi *et al.* (1975) englobaram parte destes depósitos, incluindo os da região do Arroio

33

Barriga Negra, na Formação Piedras de Afilar —cobertura carbonática-siliciclástica definida por Jones (1956), considerada como possível extensão cratônica dos depósitos do Grupo Lavalleja (Bossi 1966) por Caorsi & Goñi (1958) e Fragoso-Cesar *et al.* (1987)— e interpretaram o conjunto como molássico; Preciozzi *et al.* (1985) reuniram este conjunto e mais as exposições do Cerro Las Ventanas e San Carlos com os mármores do Grupo Lavalleja aflorantes próximo à localidade de Polanco no então definido Grupo Barriga Negra, uma unidade mista que envolve rochas metamórficas do embasamento, exposto em *horsts*, e depósitos aluviais não-metamórficos gerados e preservados em *grabens.* Fragoso-Cesar *et al.* (1987, 1990), alertando para a profunda discordância que separa os mármores da região de Polanco da cobertura siliclástica que aflora na região do Arroio Barriga Negra, designaram esta última de Formação Barriga Negra, interpretada como molássica, separando-a dos mármores e apontando a correlação destes com os do Grupo Lavalleja, então interpretado como depósito miogeoclinal do Cinturão Dom Feliciano (Miogeoclínio Lavalleja *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1990).

Recentemente, no entanto, o conceito Grupo Barriga Negra de Preciozzi *et al.* (1985) foi retomado, ampliado e redesignado como Grupo Arroyo del Soldado por Gaucher *et al.* (1998) e Gaucher & Sprechman (1998, 1999) constituído pelas Formação Yerbal —redesignação da Formação Piedras de Afilar—, Formação Calizas de Polanco, Formação Barriga Negra, Formação Cerro Espuelitas, Formação Cerro San Francisco e Formação Cerro Victoria. Em revisão de campo durante maio/2000 ficou evidente que, excetuando a Formação Barriga Negra, que ocorre preservada embutida em *grabens* na região homônima e cobre as demais sobre profunda discordância litológica, todas estas representam unidades metamórficas e dobradas do embasamento, anteriormente em parte reunidas no Grupo Lavalleja e, em conjunto, englobadas no Miogeoclínio Lavalleja. Vale ressaltar ainda que, muitas destas unidades ocorrem como clastos no arcabouço dos ruditos (*e.g.* calcários de Polanco).

Na presente tese utilizamos o conceito Formação Barriga Negra *sensu* Fragoso-Cesar *et al.* (1987), isto é, excluindo as unidades metamórficas de embasamento de acordo com recente revisão da unidade (Fambrini *et al.* 2002^a).

Na sua localidade-tipo, a Formação Barriga Negra é composta por uma espessa sucessão de conglomerados, arenitos conglomeráticos, arenitos e pelitos. Na base, sobre discordância litológica com seu embasamento, esta formação é representada por conglomerados diversos, desde brechas com calhaus e matacões angulosos até arenitos conglomeráticos com lentes de conglomerados de seixos (Fig. 2.9). Estas litofácies basais possuem uma característica fundamental e diagnóstica do posicionamento estratigráfico e estilo tectônico deposicional: os clastos dos conglomerados registram sempre a área-fonte vizinha —calhaus e seixos de mármores dobrados em exposições sobre os mármores da região de Polanco; matacões e calhaus angulosos de granitos em afloramentos junto ao Granito de Polanco; seixos angulosos de quartzo avermelhado de veio em ocorrência junto à crista de quartzo avermelhado em veio do embasamento etc. Esta relação entre a área-fonte e a constituição do arcabouço dos

conglomerados vizinhos caracterizam tanto a discordância litológica que separa a Formação Barriga Negra de seu embasamento quanto o caráter tectônico extensional e não-transcorrente de sua bacia deposicional.

As estruturas primárias principais das litofácies de arenitos conglomeráticos e conglomerados lenticulares intercalados —estratificações cruzadas acanaladas e tabulares, seixos imbricados etc.— indicam depósitos gerados em sistema fluvial de canais entrelaçados associados aos leques aluviais marginais. Medidas de paleocorrentes são ainda estatisticamente insuficientes para determinar o sentido preferencial de fluxo dos canais entrelaçados; as poucas disponíveis sugerem transporte para N. A associação de litofácies que ocorre sobre a anterior (Fig. 2.10) é formada por intercalações centimétricas a métricas de camadas de arenitos médios a finos e pelitos, constituindo ciclos granodecrescentes rítmicos. Os arenitos possuem estratificações plano-paralela e cruzadas *hummocky* (comprimento de onda de ~5 metros), marcas onduladas assimétricas, laminação *wavy*; os pelitos do topo de cada ciclo apresentam laminação plano-paralela, localmente deformada por *slumps*. Esta associação representa importante elevação do nível do mar registrada em depósitos de face litorânea e costa afora afetados por tempestades.

Estas fácies marinhas são cobertas por depósitos estratocrescentes de leques aluviais: arenitos médios micáceos, com grãos de areia grossa, grânulos e seixos esparsos, localmente intercalando níveis pelíticos com greta de contração, que passam a uma sucessão decamétrica de arenitos conglomeráticos a conglomerados pouco organizados a desorganizados com seixos e calhaus angulosos. Esta seção descrita da Formação Barriga Negra —leques aluviais afogados por depósitos marinhos rasos afetados por tempestades; no topo novo leque aluvial se instala— é em sua localidade-tipo, na região do arroio homônimo, entre a Vila de Polanco e a Estância de Francisco Vidal, que no século passado hospedou o cientista Charles Darwin. As fácies da Formação Barriga Negra são similares às do Grupo Santa Bárbara no RS, possivelmente correlato.



Figura 2.9 - Leques aluviais da Formação Barriga Negra. A: Vista geral de um dos depósitos rudáceos de leques aluviais; ao fundo cerro sustentado por grande veio de quartzo do embasamento, B: aspecto dos conglomerados estratificados (fácies Ce) em camadas decimétricas que mergulham para NE, C: detalhe da matriz de camada dos conglomerados finos de B, D: bloco de conglomerado com seixos da mesma localidade de B, E: conglomerados cujo arcabouço é formado por seixos angulosos de quartzo avermelhado de veio em ocorrência junto à crista de quartzo avermelhado em veio do embasamento, F: detalhe de conglomerado maciço (fácies Cm) sustentado pelo arcabouço.

Considerações finais sobre a Formação Barriga Negra

A Formação Barriga Negra é redefinida através da retomada do conceito de Fragoso-Cesar *et al.* (1987): nela exclui-se as exposições de mármores e quartzitos do embasamento inclusas nas propostas anteriores de Preciozzi *et al.* (1985) e de Gaucher *et al.* (1998) e Gaucher & Sprechmann (1998, 1999). Nesta nova proposição, limita-se a Formação Barriga Negra aos sedimentitos de leques aluviais e rios entrelaçados originados às expensas do embasamento granítico e metamórfico, este incluído nas propostas anteriores. Desta forma, a Formação Barriga Negra é formada por sistemas fluviais entrelaçados com leques aluviais alimentadores de borda que são afogados por um corpo d'água raso afetado por tempestades representando um evento transgressivo; sendo novamente exposta com a instalação de leques aluviais estratocrescentes que invadem um corpo presumivelmente marinho, constituindo sistema de leques deltaicos. Tal sucessão caracteriza o Grupo Santa Bárbara em boa parte das ocorrências do Brasil (*e.g.* vale de Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental), permitindo assim especular sobre uma possível correlação entre as duas unidades com base em critérios litofaciológicos e paleoambientais.



Figura 2.10 - Seção colunar de detalhe da porção intermediária da Formação Barriga Negra no arroio Paso de las Talas.

2.2.2.4 TEMPESTITOS COM INFLUÊNCIA GLACIAL DA FORMAÇÃO PLAYA HERMOSA (NEOPROTEROZÓICO), PIRIÁPOLIS, URUGUAI

[Artigo a ser publicado na Revista Brasileira de Geociências, 33(1), 2003]

G.L. Fambrini, R.P. Almeida, C. Riccomini & A.R.S. Fragoso-Cesar

RESUMO

Depósitos glaciogênicos afetados por ondas de tempestade (tempestitos) de idade provável neoproterozóica ocorrem na região de Piriápolis, no extremo sul do Uruguai. Estes depósitos fazem parte da Formação Playa Hermosa que aflora ao longo da orla das praias Grande e Hermosa na referida cidade. As rochas desta unidade incluem ciclos granodecrescentes formados, da base para o topo, por: (i) sucessões decimétricas de conglomerados com grânulos e seixos, esporadicamente até calhaus, e arenitos conglomeráticos com evidências de processos de chuva de detritos a partir de blocos flutuantes de gelo (rain-out) que passam para (ii) sucessões centimétricas de arenitos finos a muito finos laminados e com marcas onduladas, bem selecionados, com níveis deformados, portando clasto isolado de tamanho anômalo (outsized-clast), de 71 cm de eixo maior, que deforma as camadas subjacentes, e ritmitos heterolíticos que culminam com (iii) sucessões centimétricas de arenitos finos, bem selecionados, com estratificações cruzadas tipo swaley e hummocky interpretados como depósitos de tempestitos que são, por sua vez, recobertos na porção superior da exposição por (iv) ritmitos laminados afetados por intrusões (traguitos, sienitos e riolitos) pertencentes à Suíte Sierra de Animas (570-550 Ma). As principais evidências que permitiram inferir ambiente glaciogênico para esses depósitos são: (i) a presença de clasto isolado em meio a sedimentos finos constituindo um clasto caído (dropstone) indicando paradoxo hidrodinâmico, (ii) evidências de aporte de material areno-rudáceo por chuva de detritos a partir de blocos de gelo flutuantes e (iii) dados paleomagnéticos (de acordo com a bibliografia especializada) que indicam uma posição paleogeográfica para o Cráton Rio de La Plata e regiões vizinhas em latitudes baixas e intermediárias e, por conseqüência, próximo ao pólo terrestre no Neoproterozóico. O clasto isolado foi interpretado como clasto caído devido às suas características intrínsecas (e.g. tamanho anômalo, paradoxo hidrodinâmico) e também pelo fato de que outras formas de transporte da clastos são aqui descartadas (e.g. transporte orgânico).

INTRODUÇÃO

Descrições de depósitos glaciomarinhos são abundantes na literatura geológica, incluindo exemplos pré-cambrianos (Miall 1983, Karfunkel & Hoppe 1988, Eyles 1988, Eyles & Eyles 1989, Eyles 1990, Alvarenga & Trompette 1992), paleozóicos (Eyles *et al.* 1985, Caputo & Crowell 1985, Visser & Loock 1987, O'Brien 1989, Eyles *et al.* 1993, Rocha-Campos *et al.* 2000, Gesicki *et al.* 2002) e cenozóicos (Eyles & Eyles 1984, Eyles *et al.* 1985, McCabe 1986, Eyles & McCabe 1989), entre outros. Entretanto, o registro de depósitos glaciogênicos influenciados por ondas de tempestades é pouco freqüente (*e.g.* Soares 1998 e Eyles *et al.* 1998). A Formação Playa Hermosa representa depósitos turbidíticos sob influência glacial com ação de ondas de tempestades (tempestitos) na porção superior.

Neste trabalho são descritas e interpretadas as exposições naturais da seção-tipo da Formação Playa Hermosa situadas na faixa litorânea da Cidade de Piriápolis, ao longo das praias Grande e Hermosa, sul do Uruguai. Esta unidade foi definida por Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) compreendendo uma sucessão inicial de arenitos, siltitos, ritmitos e conglomerados subordinados, e uma sucessão superior com ignimbritos, traquitos,

conglomerados e arenitos com estratificação cruzada, expostos nas praias Grande, Hermosa e Verde. Os autores correlacionaram-na com depósitos supostamente similares do Brasil (*e.g.* Grupo Camaquã), interpretando-a como gerada por correntes de turbidez.

Posteriormente, Sánchez-Bettucci & Pazos (1996) analisaram os ambientes deposicionais da porção siliciclástica da Formação Playa Hermosa. A porção inferior desta unidade foi estudada por Pazos *et al.* (1998, 2003), que reconheceram pioneiramente a origem glacial dos sedimentos da Formação Playa Hermosa com base na presença de diamictitos e ritmitos, estes contendo clasto de tamanho anômalo com estrias longitudinais e irregulares, interpretado como clasto caído (*dropstone*) a partir de blocos de gelo flutuantes (*ice-rafting*).

Trabalhos recentes de campo resultaram na presente proposta de redefinição da Formação Playa Hermosa envolvendo apenas a sucessão siliciclástica, excluindo-se os conglomerados com derivação vulcânica e as intrusões de traquitos e sienitos e diques de riolitos, já pertencentes à Suíte Intrusiva Sierra de Animas. Na área estudada, a unidade apresenta orientação geral NE, inclinação das camadas em torno de 50-60° para NW e fraturas de direção N20-30E e N60E.

As exposições da Formação Playa Hermosa foram estudadas através de levantamento de seções colunares e análise de fácies para a interpretação de sistemas deposicionais. Estes estudos permitiram o reconhecimento de um sistema deposicional com influência glacial em águas relativamente rasas, com ação de ondas de tempestade na porção de topo da seção estudada. O registro de depósitos glaciais na Formação Playa Hermosa, conforme já apontado por Pazos *et al.* (1998, 2003), abre a possibilidade de correlação com importantes eventos glaciais neoproterozóicos (Hambrey & Harland 1985, Eyles 1993, Eyles & Young 1993, Hoffman *et al.* 1998, Hyde *et al.* 2000, Hoffman & Schrag 2000).

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Formação Playa Hermosa situa-se na extremidade meridional do Escudo Gaúcho. Este escudo reúne os complexos metamórficos e plutônicos pré-cambrianos aflorantes no Rio Grande do Sul (RS) e Uruguai, reunidos no Cráton Rio de La Plata, no Cinturão Dom Feliciano e no Terreno Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar 1980, 1991) (Fig. 2.11). Sobre este escudo, sobretudo na porção centro-sul do RS e no sul do Uruguai, ocorrem testemunhos de coberturas não-metamórficas com deformação variada e idades situadas no Neoproterozóico III Tardio e no Paleozóico Inferior. Estas coberturas compreendem o Grupo Camaquã no RS (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b) e diversas ocorrências no Uruguai (*e.g.* formações Sierra de Animas, Las Ventanas, Barriga Negra e San Carlos) (Fragoso-Cesar *et al.* 1987, Masquelin & Sánchez-Bettucci 1993, Sánchez-Bettucci & Pazos 1996).



Figura 2.11- Esquema do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul e Uruguai com destaque para o Cráton Rio de La Plata, Cinturão Dom Feliciano e Terreno Rio Vacacai. Simplificado de Fragoso-Cesar (1990, 1991). *Vide* localização da Fig. 2.12.

No Uruguai, além destes testemunhos, afloram outros com características tectônicas e metamórficas análogas, porém de situação estratigráfica ambígua, podendo representar fácies não metamorfizadas ou anquimetamorfizadas de unidades supracrustais metamórficas do embasamento. Dentre estes, destacam-se a Formação Piedras de Afilar, os Calcários de Polanco e a Formação Playa Hermosa, todas ocorrendo ao longo do limite do Cinturão Dom Feliciano com o Cráton Rio de La Plata. Embora estas unidades uruguaias tenham sido correlacionadas às coberturas não-metamórficas por diversos autores (*e.g.* Bossi *et al.* 1975, Preciozzi *et al.* 1985), outros, no entanto, têm apontado correlações entre a Formação Piedras de Afilar e os Calcáreos de Polanco com as coberturas siliciclástico-carbonáticas metamórficas (Grupo Lavalleja) do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai (*e.g.* Caorsi & Goñi 1958, Fragoso-Cesar *et al.* 1987).

A Formação Playa Hermosa, que constitui o objeto do presente estudo, foi correlacionada por Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) e Sánchez-Bettucci & Pazos (1996) às coberturas não-metamórficas, tanto do Uruguai quanto do RS (Grupo Camaquã).

MÉTODOS UTILIZADOS Os métodos empregados neste trabalho compreenderam a descrição e medição de exposições da Formação Playa Hermosa em afloramentos às margens do Rio de La Plata na Cidade de Piriápolis. A descrição da unidade e a interpretação dos processos sedimentares foram realizadas através da análise de fácies e de sistemas deposicionais de acordo com Walker & James (1992) e Miall (2000) —em especial a parte relativa aos ambientes dominados por ação de ondas de tempestades com base em Harms *et al.* (1975), De Raaf *et al.* (1977), Duke (1990), Southard *et al.* (1990), Cheel & Leckie (1992)—, incluindo as seguintes etapas: (i) reconhecimento e descrição pormenorizada das camadas aflorantes, (ii) elaboração de esquema de litofácies com base em Eyles *et al.* (1983), Visser & Loock (1987) e Eyles *et al.* (1993), inspiradas em Miall (1978), (iii) interpretação dos processos de transporte e deposição responsáveis pela formação de cada uma das fácies, (iv) levantamento de seções colunares através da medição da espessura das camadas e posterior descrição detalhada, (v) interpretação do paleoambiente deposicional com base na associação das fácies, relação entre os processos e comparação com depósitos similares descritos na literatura. Para a codificação das litofácies foram adotadas siglas compostas por duas letras, sendo a primeira, maiúscula, referente à litologia ou granulometria predominante e a última, minúscula, referente à principal estrutura sedimentar ou feição característica da fácies. Se necessário, uma terceira letra foi adicionada, entre as duas anteriores, objetivando-se complementar a caracterização granulométrica. A codificação seguiu, sempre que possível, a adoção de siglas utilizadas em trabalhos semelhantes, adotando a nomenclatura de língua inglesa já relativamente padronizada.

FORMAÇÃO PLAYA HERMOSA Definida por Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993), a Formação Playa Hermosa possui restritas ocorrências próximas à Cidade de Piriápolis, constituindo um pequeno (<10 km) e estreito (apenas localmente ultrapassando 100 m) cordão de afloramentos transversal ao empilhamento estratigráfico, exposto ao longo dos balneários de Playa Grande, Playa Hermosa e Playa Verde (Fig. 2.12). A unidade também possui ocorrências fora da orla, porém com área ainda mais restrita (e.g. Parque de Las Cascadas). Nas porções basal e intermediária a unidade é constituída essencialmente por ciclos granodecrescentes de sucessões decimétricas de conglomerados de grânulos e seixos, esporadicamente até calhaus, e arenitos conglomeráticos passando a arenitos finos decimétricos a centimétricos laminados e com marcas onduladas, ambos de coloração parda, que apresentam níveis deformados onde no topo exibem estratificações cruzadas tipo hummocky e swaley. Em direção ao topo da unidade, esta associação acha-se cortada por diversos diques, veios e apófises de rochas pertencentes à Suíte Sierra de Animas. Esta unidade está sendo reformulada neste trabalho por meio da exclusão da atividade vulcânica e correspondentes depósitos associados, esta limitada à Suíte Sierra de Animas. Assim, a designação Formação Playa Hermosa, restrita ao pacote sedimentar, é anterior ao magmatismo da Suíte Sierra de Animas (Fig. 2.13), para qual foram obtidas idades radiométricas principalmente entre 570 e 525 Ma (Bossi et al. 1993, Cingolani et al. 1993, Sánchez-Bettucci & Linares 1996).



Figura 2.12- Esboço geológico do extremo sul do Uruguai na região de Piriápolis (simplificado de Sánchez-Bettucci 1998).



Figura 2.13- Intrusão de traquitos de granulação média (T) da Suíte Sierra de Animas em pelitos laminados (P) da Formação Playa Hermosa na localidade homônima. Martelo como escala mede 41 cm.

ANÁLISE DE FÁCIES DA FORMAÇÃO PLAYA HERMOSA Foram reconhecidas as seguintes fácies sedimentares, exemplificadas nas seções colunares levantadas para este trabalho (Fig. 2.14): (i) conglomerados maciços com abundantes clastos intraformacionais (Gm - massive conglomerates), (ii) arenitos conglomeráticos maciços a gradados (Spm - massive pebbly sandstones), (iii) arenitos maciços (Sm - massive sandstones), (iv) arenitos com laminação ondulada (Sr - rippled laminated sandstones), (v) arenitos com laminação plano-paralela (Sh - horizontally laminated sandstones), (vi) arenitos com clasto caído (Sd - sandstones with dropstone), (vii) arenitos com estratificações cruzadas swaley e hummocky (SH - hummocky and swaley cross-stratified sandstones), (ix) ritmitos heterolíticos (Hw) e (x) ritmitos laminados (RI - laminated to rippled rhythmites). A Tabela 2.2 traz o resumo das fácies identificadas.



Figura 2.14 - Seções colunares de detalhe da Formação Playa Hermosa em sua localidade-tipo.

Código de Fácies	Litofácies	Descrição	Interpretação
Gm	Conglomerados maciços	Conglomerados sustentados pelos clastos com estrutura maciça. Clastos intraformacionais freqüentemente contorcidos	Fluxo denso com transporte associa- do à fluxo granular comandado pela pressão dispersiva (choque de grãos)
Spm	Arenitos conglomeráticos	Arenitos finos e siltitos seixosos (<i>pebble mudstone / sandstone</i>) geralmente maciços, com clastos dispersos	Fluxo denso granular. Processo análo- go à chuva de detritos (<i>rain-out sensu</i> Eyles & Eyles 1992) responsável pela rápida deposição por suspensão d material grosso em meio ao fino
Sm	Arenitos maciços	Níveis de arenitos grossos, médios a finos, por vezes até pelitos, maciços por nível, bem selecionados. Ocorrem níveis de intraclastos residuais (<i>lags</i>)	Atuação de fluxos turbulentos are- nosos de alta densidade em posição distal aos ruditos das fácies Gm e Spm, com retrabalhamento por on- das gerando niveis de seixos residu- ais
Sr	Arenitos com laminação ondulada e lentes pelíticas	Arenitos finos a muito finos e pelitos arenosos, laminação ondulada e marcas onduladas assimétricas e simétricas. Base das camadas escavada.	Alternância de deposição por tração e decantação
Sh	Arenitos com laminação plano-paralela	Arenitos finos a muito finos com lami- nação plano-paralela	Tração de carga de fluxo dirigida por ondas e / ou por correntes oscilatórias
Sc	Arenitos com laminação convoluta e <i>dropstone</i>	Arenitos finos siltosos com laminação convoluta e clasto anômalo (<i>dropstone</i>)	Deformações causadas pelo gelo e presença de clasto caído de bloco de gelo
Sd	Arenitos com clasto caído	arenitos finos a muito finos, siltosos, em camadas centimétricas de geometria tabular, deformados com clasto caído	Produto de decantação de material em suspensão. O clasto de tamanho anômalo foi interpretado como clasto caido após transporte por blocos flu- tuantes de gelo
SH	Arenitos com estratificações cruzadas <i>hummocky</i> e	Arenitos finos a médios com estratifica- ções cruzadas <i>hummocky</i> e <i>swaley</i> , com boa seleção granulométrica. O topo dos estratos exibe marcas onduladas de per- fil simétrico e assimétrico	As estratificações hummocky e swal- ey sugerem a ação de fluxo oscilató- rio ou combinado. Depósitos gerados por ondas de tempestade em ambien- te marinho raso de face litorânea
Hw	Ritmitos heterolíticos	Finas intercalações heterolíticas (2-5cm de espessura) de arenitos finos a muito finos e siltitos, maciços a laminados	Atuação de ondas de tempo bom na zona de face litorânea
RI	Ritmitos laminados	Intercalações de arenitos finos a muito finos, sílticos a argilosos, laminados, e síltitos arenosos maciços ou com lami- nação mal definida	Deposição por suspensão de material das correntes turbulentas devido à atenuação da energia destas correntes

Tabela 2.2 - Classificação de litofácies e respectivas características sedimentares da porção inferior daFormação Playa Hermosa. Esquema de fácies modificado de Eyles *et al.* (1983).

Fácies de Conglomerados Maciços (Gm) Esta fácies compõe-se de conglomerados maciços (espessura de 0,5 a 1,5 m) sustentados pelo arcabouço de granulação grânulo a seixo pequeno (0,4 a 3,0 cm), com clastos angulosos a subarredondados de quartzo de veio e quartzito, sem matriz fina, porém com má seleção granulométrica e sem nenhuma organização interna. As camadas comumente exibem base erosiva e geometria irregular. Ocorrem com freqüência clastos intraformacionais da granulação seixo e, mais raramente, calhau de até 20 cm de tamanho, de arenitos finos laminados, freqüentemente contorcidos, argilitos e siltitos (Fig. 2.15). Estes clastos possuem limites e laminação interna deformados, mas em alguns casos mostram estruturas internas bem preservadas, em clastos tabulares paralelos às camadas.

A presença de intraclastos deformados é interpretada como resultado da erosão de camadas inferiores ainda não consolidadas porém coesas devido ao seu conteúdo argiloso, e denota a alta energia do processo de transporte. O caráter maciço e a falta de organização interna sugerem deposição direta de material em suspensão como resultado da rápida desestabilização de uma corrente turbulenta de alta densidade (Lowe 1982), o que, por outro lado, inviabilizam a hipótese de transporte por tração em corrente subaquática. A possibilidade de transporte por carpetes de tração, com ação de pressões dispersivas de colisão de partículas, é desfavorecida por não ocorrer gradação inversa e pela elevada espessura de algumas das camadas.

Fácies de Arenitos Conglomeráticos Maciços (Spm) Os arenitos conglomeráticos compõem-se de pacotes decimétricos de geometria tabular a lenticular, que lhes conferem espessura irregular (oscilando entre 30 e 60 cm), de arenitos grossos a finos, maciços, com raros seixos esparsos e abundantes grânulos, concentrados em lentes e bolsões irregulares decimétricos, porém de contornos bem definidos, separados por porções de arenitos finos com melhor seleção (Fig. 2.16). Os grânulos e seixos são compostos por fragmentos de quartzo e quartzito, com formas subangulosas a subarredondadas. Ocorrem associados à Fácies de Arenitos com Marcas Onduladas (*Sr*), com contatos bruscos, e também à Fácies de Arenitos Maciços (*Sm*), com limites entre as camadas geralmente mal definidos e transicionais.

A presença de grânulos e seixos esparsos e, principalmente, sua concentração em lentes e bolsões irregulares, sugere rápida deposição a partir de suspensão, sem transporte paralelo à camada. Um processo capaz de explicar tal organização é o de chuva de detritos (rain-out no sentido de Eyles & Eyles 1992), caracterizado pelo acréscimo vertical de depósitos mal selecionados desprendidos, a altas taxas, da base de blocos flutuantes de gelo. A possibilidade de uma origem relacionada a fluxos gravitacionais de alta densidade é desfavorecida pela clara concentração de grânulos е irregulares com distinção entre os corpos



Figura 2.15 - Fácies Gm (conglomerados maciços) com clastos intraformacionais de arenitos finos (Ar), argilitos e siltitos, laminados, comumente contorcidos (A). Seta indica escala. Orla de Playa Grande.





Figura 2.16 - Fácies Spm (arenitos conglomeráticos maciços) de matriz de arenito fino com clastos de quartzito e quartzo. A: Visão geral da Fácies Spm. Martelo como escala mede 41 cm, B: Detalhe da fácies com destaque para clastos denotando processo de chuva de detritos (*rain-out sensu* Eyles & Eyles 1992) por desprendimento a partir de blocos de gelo flutuantes (*icebergs*). Tampa de lente de 3 cm como escala. Orla de Playa Grande.



Figura 2.17 - Fácies Sr (arenitos com marcas onduladas) que exibem marcas onduladas de perfil assimétrico com estruturação interna dada por laminações cruzadas cavalgantes supercríticas com sentido de paleocorrente para norte (direita da foto). Notar base plana e pequenos truncamentos de baixo-ângulo. Orla de Playa Hermosa.



Figura 2.18 - Arenitos finos a multo finos siltosos da Fácies Sc onde ocorrem deformações na forma de laminações convolutas em dobras com vergência para norte, coerente com o sentido das paleocorrentes das marcas onduladas e laminações das cruzadas cavalgantes. Interpreta-se uma origem vinculada à instabilização do paleodeclive por meio de deslizamentos (slumps). Orla de Playa Hermosa.

as porções de arenitos melhor selecionados que os envolvem, feição esta que não seria preservada no caso de transporte por fluxo granular (*sensu* Lowe 1982), que dá origem a camadas homogeneamente maciças ou com gradação inversa. A matriz dos arenitos conglomeráticos não contém pelitos, que exclui a possibilidade de transporte por fluxo coesivo de detritos, mas torna esta fácies algo distinta dos *rain-out diamictites* de ambientes glaciomarinhos e glaciolacustres decritos por Eyles & Eyles (1992). Esta característica pode ser explicada pela influência dos processos costeiros aqui descritos, cuja energia impede a decantação de material pelítico desprendido dos blocos de gelo flutuantes. Outra hipótese é a de deformação plástica de sedimentos inconsolidados, com a mistura de material arenoso e conglomerático inicialmente depositado como camadas bem definidas, o que não exclui a possibilidade de uma origem por chuva de detritos para os níveis conglomeráticos. Vale ressaltar que Pazos *et al.* (1998) interpretaram esta fácies como diamictitos maciços ou gradados por fluxos subaquosos.

Fácies de Arenitos Maciços (Sm) Compreende níveis de arenitos grossos, médios e finos, bem selecionados, intercalados por vezes a camadas centimétricas de pelitos de aspecto maciço. Estes arenitos encontram-se dispostos em camadas decimétricas cuja espessura oscila entre 15 e 35 cm. A geometria das camadas é tabular, ainda que ocorram níveis ocasionais lenticulares relacionados à Fácies de Arenitos com Marcas Onduladas (*Sr*). Em determinados estratos observaram-se níveis de clastos residuais (*lags*) de granulação seixo (1-3 cm). Esta fácies associa-se subordinadamente aos arenitos com marcas onduladas (fácies *Sr*) com os quais mantém contatos bruscos (Fig. 2.14).

A geração de arenitos maciços foi interpretada como deposição por correntes de turbidez de alta densidade (Lowe 1982), sendo o material arenoso depositado diretamente da suspensão turbulenta, ou a partir de transporte não coesivo sustentado pela colisão entre as partículas, sem que ocorra o desenvolvimento de formas de leito. Tais arenitos relacionam-se às porções distais dos ruditos das fácies *Gm*. A presença de níveis com concentração de clastos residuais sugere a ocorrência de processos erosivos localizados, possivelmente relacionados a eventos de fluxo oscilatório, com retrabalhamento episódico da fácies *Sm* e transporte seletivo das frações mais finas.

Fácies de Arenitos com Marcas Onduladas (*Sr*) Esta fácies é composta por arenitos finos a muito finos e pelitos arenosos dispostos em camadas de até 10 cm de espessura. Os arenitos apresentam topo ondulado das camadas devido ao cavalgamento supercrítico de marcas onduladas assimétricas e, mais raramente, simétricas. As camadas geralmente apresentam base plana, ocorrendo localmente base irregularmente escavada, e pequenos truncamentos de baixo-ângulo. Localmente ocorre laminação cruzada cavalgante subcrítica (Fig. 2.17). A ausência de planos confiáveis passíveis de obtenção de medidas de paleofluxo impediram a

47

coleta sistemática de dados de paleocorrentes —presença de planos em duas dimensões e, para tal, requer-se em três dimensões—, mas o sentido geral inferido sugere paleotransporte para norte (Fig. 2.17). Os pelitos arenosos possuem laminação mal definida. Ocorrem freqüentemente em ciclos granodecrescentes métricos iniciados por camadas das Fácies de Arenitos Maciços (*Sm*) ou de Conglomerados Maciços (*Gm*). Também associa-se com a Fácies de Arenitos com Estratificação Cruzada *Swaley* e *Hummocky* (*SH*) com a qual mantém contatos abruptos.

A Fácies de Arenitos com Laminação Ondulada (*Sr*) é interpretada como o resultado de deposição a partir de correntes unidirecionais ou combinadas (fluxo unidirecional e oscilatório), sendo a preservação das pequenas formas de leito e seu empilhamento em camadas métricas homogêneas atribuída à decantação simultânea de material em suspensão. A laminação ondulada é, portanto, o resultado do cavalgamento de marcas onduladas a altos ângulos, sugerindo grande disponibilidade de material em suspensão. A presença de laminações cruzadas cavalgantes unidirecionais de base reta e perfis assimétricos sugere a ação de correntes unidirecionais, provavelmente relacionadas a correntes de turbidez. A ocorrência de formas simétricas de base escavada, interpretadas como o produto de fluxo oscilatório ou combinado, e sua relação com *lags* conglomeráticos e arenitos com estratificação cruzada *hummocky* e *swaley*, é interpretada como produto da ação de ondas de tempestade que retrabalham o topo dos ciclos granodecrescentes turbidíticos.

Fácies de Arenitos com Laminação Plano-Paralela (Sh) Constitui-se de arenitos finos a muito finos com laminação plano-paralela conspícua. Por vezes, a laminação não é perfeitamente horizontal, resultando em sutis truncamentos de ângulos muito baixos (< 5°). As camadas desses arenitos apresentam espessuras centimétricas a decimétricas e geometrias tabulares, ocorrendo geralmente em associação com as Fáciesde Arenitos Maciços (*Sm*) e Conglomerados Maciços (*Gm*), sobre estas em ciclos granodecrescentes.

Esta fácies é interpretada como resultado de deposição de carga de tração arenosa em leito plano, possivelmente em condições próximas à velocidade crítica de regime de fluxo. Sua associação com fácies interpretadas como deposição direta de material suspenso por correntes turbulentas de alta densidade (*Gm* e *Sm*), sugere uma origem relacionada à atenuação da energia destas correntes de turbidez.

Fácies de Arenitos com Laminação Convoluta (Sc) Constitui-se de arenitos finos a muito finos, siltosos, em meio a níveis indeformados, dispostos em camadas de espessura decimétrica com geometria tabular, que apresentam deformações na forma de laminações convolutas em dobras com vergência para norte, concordante com o sentido das paleocorrentes das marcas onduladas e laminações cruzadas da fácies *Sr* (Fig. 2.18).

48

A ocorrência desta fácies em meio a camadas não deformadas é sugestiva de origem atectônica. A consistência das atitudes do plano axial das dobras, e portanto de sua vergência, aliada à concordância com as paleocorrentes indicadas pelas marcas onduladas, sugere uma origem relacionada ao paleodeclive, provavelmente sob a forma de deslizamentos (*slumps*).

Fácies de Arenitos Laminados com Clastos Caídos (Sd) Constitui-se de arenitos finos a muito finos, siltosos, laminados, dispostos em camadas centimétricas de geometria tabular, que se mostram muito deformados com clastos caídos (Fig. 2.19), dispostos normalmente de forma isolada. Na Fig. 4 a seção levantada mostra apenas um clasto isolado que foi observado neste trabalho (Figs. 2.20 e 2.21). No entanto, outros clastos isolados de menores dimensões ocorrem (Leda Sánchez-Bettucci, comunicação pessoal), especialmente um de quartzito próximo ao de 71 cm de forma bem arredondada e esférica como uma bola. O clasto isolado das Figuras 2.20 e 2.21 possui as seguintes características: (i) tamanho anômalo mínimo de 71 cm (matacão), pois se acha fragmentado, indicando que suas dimensões eram maiores, (ii) intenso fraturamento, (iii) forma alongada irregular (prolata) com algumas arestas subarredondadas, (iv) introdução oblíqua no sedimento hospedeiro, (v) ocorrência isolada (lonestone de Frakes & Francis 1988), (vi) contato basal e lateral do tipo bending and rucking (sensu Thomas & Connell 1985), conforme já observado por Pazos et al. (1998, 2003), (vii) presença em sedimentos finos mostrando um grande contraste de granulação, (viii) posição ortogonal à laminação e (ix) composição quartzítica. Vale ressaltar que Pazos et al. (1998, 2003) reportaram a presença de estrias longitudinais neste clasto isolado (vide Fig. 2.20).



Figura 2.19 - Fácies de arenitos finos com clasto de tamanho anômalo (fácies Sd) interpretado como clasto caído (*dropstone*). Na figura atentar para martelo de 41 cm como escala (*vide* seta) e para a localização das figuras 2.20 e 2.21. Orla de Playa Hermosa.



Figura 2.20 - Fácies Sd (arenitos finos com clasto caído). Dois aspectos do clasto de tamanho anômalo de quartzito de 71 cm de eixo maior. A: Vista em planta mostrando as fraturas, as estrias e a forma arredondada do clasto, B: Detalhe do clasto com destaque para deformações tipo *bending* e *rucking* (*sensu* Thomas & Connell 1985). Martelo de 41 cm como escala. Orla de Playa Hermosa.



Figura 2.21 - Detalhe do clasto caído com destaque para deformações tipo *bending* e *rucking* (*sensu* Thomas & Connell 1985). Atentar para a posição oblíqua em relação às camadas e a forma alongada irregular com arestas arredondadas. Martelo como escala mede 41 cm. Orla de Playa Hermosa.

A fácies como um todo é interpretada como produto de decantação de material em suspensão. O clasto de tamanho anômalo (*outsized-clast*) pode ser interpretado como um clasto caído (*dropstone*) após transporte por bloços flutuantes de gelo. A expressiva diferença de granulação entre o clasto e os arenitos finos em que se encontra alojado constitui um

paradoxo hidrodinâmico (Bennett *et al.* 1994, 1996, Bennett & Doyle 1996), ou seja, um contraste entre a relativa baixa energia responsável pela deposição dos arenitos finos e a alta energia requerida para transportar o matacão de quartzito. A deformação tipo *bending and rucking* é interpretada como decorrente da própria queda do clasto, que ocasiona uma dobra (*bending*) pelo impacto no sedimento abaixo e, nos lados do clasto, um dobramento apertado por transporte de sedimento para cima (*rucking*) (Fig. 2.21). A ocorrência isolada e a posição oblíqua e ortogonal à laminação dos arenitos, concomitante à deformação do sedimento em torno do clasto isolado, sugere processo de queda para o mesmo, em contraposição a uma origem por fluxos gravitacionais de alta densidade.

Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas Hummocky e Swaley (SH) Esta fácies consiste de arenitos finos a médios com boa seleção granulométrica, dispostos em camadas decimétricas a métricas, onduladas, com estratificação cruzada tipo *hummocky* e *swaley* de amplitude decimétrica e comprimento de onda de até 3 m (Fig. 2.22). Essas camadas compõem a porção basal de ciclos decimétricos a métricos cujo topo exibe marcas onduladas de perfil simétrico com comprimentos de onda oscilando entre 6 e 10 cm e cristas de ápice arredondado e, subordinadamente, em cúspide. Ocorrem também marcas onduladas assimétricas assim como laminações cruzadas truncadas por ondas (*micro-hummocky, sensu* Dott & Bourgeois 1982) (Fig. 2.23).



Figura 2.22 – Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas *Hummocky* e *Swaley* (fácies SH). Notar truncamentos de baixo-ângulo e amplitude de onda das estratificações de até 3 m. Martelo de escala no centro da foto mede 41 cm. Orla de Playa Hermosa.





Figura 2.23 - Fácies de Arenitos com Estratificações Cruzadas *Hummocky* e *Swaley* (fácies SH). Nas fotos destacam-se arenitos finos com estratificações cruzadas *micro-hummocky* (A e B) e, em A, também se nota estratificação cruzada tipo *swaley*. Em A barra de 20 cm como escala, e em B, tampa de lente com 3 cm. Orla de Playa Hermosa.

As estratificações cruzadas *hummocky* e *swaley* indicam a ação de fluxo oscilatório ou combinado (Cheel & Leckie 1992), e a passagem desta fácies para estruturas de menor energia (marcas onduladas) em direção ao topo sugere recorrência de eventos episódicos, compondo ciclos do tipo *shallowing upward*. Essas características são interpretadas como resultado de aporte ou retrabalhamento de material arenoso em eventos de tempestades, em um ambiente marinho raso, de transição entre face litorânea (*shoreface*) e costa afora (*offshore transition*), abaixo do limite de ação de ondas de tempo bom (tempestitos).

Fácies de Ritmitos Heterolíticos (Hw) Esta fácies é formada por intercalações heterolíticas (2-5 cm de espessura) de arenitos finos a muito finos, sílticos a argilosos, maciços a laminados, e siltitos arenosos maciços ou com laminação mal definida. Nos arenitos ocorrem marcas onduladas predominantemente assimétricas e laminação *wavy*. Estas intercalações formam camadas de vários metros de espessura com geometria aparentemente tabular de grande continuidade lateral.

A ritmicidade evidencia uma alternância de deposição de areia transportada por tração e decantação de material fino (silte), caracterizando aporte episódico de material arenoso em um ambiente de baixa energia. O predomínio de marcas onduladas assimétricas sugere transporte por correntes unidirecionais, provavelmente relacionadas a porções distais de depósitos de correntes de turbidez sob influência dos eventos de tempestades.

Fácies de Ritmitos Laminados (*RI***)** Esta fácies é constituída por intercalações de arenitos finos a muito finos, sílticos a argilosos, laminados, e siltitos arenosos maciços ou com laminação mal definida. Estas intercalações formam camadas decimétricas (10-15 cm) em ciclos de vários metros de espessura com geometria tabular e grande continuidade lateral na exposição. Ocorrem sobretudo no topo (Fig. 2.14).

Esta fácies é interpretada como resultado de deposição por suspensão de material fino das correntes turbulentas (fácies *Gm* e *Sm*), relacionado à atenuação da energia destas correntes de turbidez.

INTERPRETAÇÃO DO AMBIENTE DEPOSICIONAL DA FORMAÇÃO PLAYA HERMOSA As fácies sedimentares reconhecidas na Formação Playa Hermosa sugerem a interação de processos de transporte e sedimentação distintos, em um sistema complexo com influência glacial, ação de correntes de turbidez e de ondas de tempestades.

A influência glacial desses depósitos é denunciada pelo aporte de material areno-rudáceo por chuva de detritos a partir de blocos de gelo flutuantes (*rain-out*), pelos dados paleomagnéticos (D'Agrella & Pacca 1988, Sánchez-Bettucci & Rapalini 1998, 2002) que indicam uma posição do Cráton Rio de La Plata e regiões vizinhas junto à baixas e médias latitudes no Neoproterozóico (c. 595 Ma) e, principalmente, pela presença de clastos isolados (*dropstones*) em meio a sedimentos finos, indicando paradoxo hidrodinâmico. Tal interpretação é sustentada em parte por Pazos *et al.* (2003).

A fácies *Spm* possui, como característica mais relevante, material areno-rudáceo mal selecionado e irregularmente misturado com arenitos finos, sem qualquer gradação (*mixtites* de Pazos *et al.* 2003). A possibilidade de deposição por fluxos coesivos de detritos é descartada pela falta de pelitos na matriz dos arenitos. Assim, duas hipóteses podem ser sugeridas para a origem desta fácies: (i) processos de deformação penecontemporânea obliterando uma possível organização original em estratos de arenitos finos e de arenitos conglomeráticos com seixos; (ii) deposição de material desprendido de blocos de gelo flutuantes, em processos análogos aos interpretados para os *rain-out diamictites* de Eyles & Eyles (1992), porém com ausência de fração fina pela influência de processos costeiros, cuja energia impede a decantação de pelitos. Evidências adicionais para a presença tanto de blocos de gelo flutuantes quanto de episódios de retrabalhamento por ondas favorecem a hipótese de chuva de detritos.

A principal evidência de atividade glacial é a presença da fácies *Sd* (arenitos finos laminados com clastos caídos). É geralmente aceito que clastos isolados em sedimentos finos sejam formados por queda a partir de blocos de gelo flutuantes (*icebergs*) e constituam *dropstones* (clastos caídos), estabelecendo uma evidência direta da presença de remanescentes de gelo polar e, por conseqüência, de atividade glacial (*e.g.* Herman & Hopkins 1980, Spjeldnaes 1981, Thomas & Connell 1985, Frakes & Francis 1988, Gilbert 1990, Francis & Frakes 1993, Bennett & Doyle 1996). Segundo Bennett *et al.* (1994, 1996) e Bennett & Doyle (1996), um *dropstone* pode ser definido como clasto de tamanho e/ou composição litológica anômala, com evidências de introdução vertical no sedimento hospedeiro, que apresenta granulação muito menor, denotando paradoxo hidrodinâmico. Entretanto, muitas vezes esse não parece ser o único mecanismo de origem para clastos isolados.

Bennett *et al.* (1996) reconheceram quatro processos principais de transporte e deposição de clastos isolados, a saber: (i) carreamento pelo gelo através de *icebergs (ice rafting)*, (ii) projéteis impulsionados por erupções vulcânicas, (iii) transporte biológico e (iv) processos gravitacionais. Em razão da idade dos sedimentos da Formação Playa Hermosa, descarta-se a hipótese de transporte biológico do clasto anômalo (*biological rafting*), haja vista a ausência de vegetação terrestre no Neoproterozóico, ou de grandes algas flutuantes desprendidas do substrato (Shumway 1953, Emery 1965, Bennett *et al.* 1996), registradas somente a partir do Devoniano. Também a hipótese balística para o clasto isolado (projétil vulcânico) de Playa Hermosa deve ser eliminada em decorrência da composição litológica do clasto (quartzito) e de sua forma arredondada.

O transporte de clastos anômalos por processos gravitacionais seria compatível com a presença de depósitos de correntes de turbidez na Formação Playa Hermosa. As principais características e os mecanismos do transporte de clastos anômalos e posterior deposição por correntes de turbidez estão descritos em Postma et al. (1988). Fragmentos sedimentados desse modo normalmente ocorrem na forma de concentrações de calhaus e até matacões e devem estar, necessariamente, associados com marcas de arrasto e escavação, gradação da granulação dos sedimentos e outras estruturas indicativas de transporte do clasto por fluxo denso. Como apontado por Donovan & Pickerill (1997), são de relevância particular os denominados outrunner blocks (Prior et al. 1982) que consistem de megaclastos isolados (até 5 m em diâmetro) em fluxos de massa submarinos. Tais blocos são deslocados por inércia para além da área de deposição da maior parte do material rudítico de um fluxo denso, sendo transportados como carga de fundo por distâncias de até 1 km até sua deposição junto a material de granulação consideravelmente menor. Segundo Donovan & Pickerill (1997) estes grandes clastos costumam deixar impressas em sua passagem marcas de arrasto e de impacto, além de uma trilha ao longo do transporte. Além disso, o eixo maior dos megaciastos costumeiramente posiciona-se paralelo à estratificação dos sedimentos, coerente com transporte como carga de fundo. As características do clasto encontrado em sedimentos da Formação Playa Hermosa são contrárias às acima expostas, não havendo evidências de transporte por arrasto ou rolamento e sim de introdução vertical do clasto, como sugerido por sua posição oblíqua ao plano de estratificação e pela presença de deformação das camadas inferiores e laterais. O exposto acima desfavorece a hipótese de deposição do clasto anômalo por correntes de turbidez.

Assim, resta a opção mais provável de origem do clasto isolado de Playa Hermosa por carreamento pelo gelo (*ice rafting*), conforme sugerido preliminarmente por Pazos *et al.* (1998) e reiterado em Pazos *et al.* (2003). De fato, o tamanho anômalo, a ocorrência isolada (*lonestone*), a posição oblíqua, a ocorrência de estruturas deformacionais tipo *bending* e *rucking* (*sensu* Thomas & Connell 1985, Fig. 2.21) e a colocação dentro de sedimentos finos (paradoxo hidrodinâmico), sugerem uma origem por queda a partir de blocos de gelo flutuantes.

54

Por outro lado, dados paleomagnéticos recentes coletados em 6 amostras da Formação Playa Hermosa (Sánchez-Bettucci & Rapalini 1998, 2002) indicam que houve um deslocamento do Cráton Rio de La Plata e áreas adjacentes e, conseqüentemente, da Formação Playa Hermosa para latitudes intermediárias e baixas no encerramento do Neoproterozóico (c. 590 Ma). Isso mostra que as reconstruções paleogeográficas com base em dados paleomagnéticos indicam que esta formação situou-se relativamente próxima ao pólo terrestre, a baixas e médias latitudes.

A maior parte da sucessão estudada é composta por fácies interpretadas como produtos de correntes de turbidez, como anteriormente reconhecido por Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) e Sánchez-Bettucci & Pazos (1996), possivelmente relacionadas a grande aporte sedimentar em ambiente glaciomarinho ou glaciolacustre com geleiras proximais (*e.g.* Eyles & Eyles 1992, Eyles 1993).

Estruturas indicativas de ação episódica de fluxo oscilatório (fácies *SH*) indicam eventos de tempestades retrabalhando depósitos turbidíticos em profundidades abaixo do nível de ação de ondas de tempo bom, constituindo tempestitos (*sensu* Seilacher 1982). A ocorrência de tais eventos evidencia corpo d'água de grandes dimensões com ampla área de geração das oscilações (*fetch*). Assim as evidências favorecem a interpretação de um ambiente glaciomarinho, porém não se descarta a hipótese de um ambiente de grandes lagos de degelo.

IDADE E CORRELAÇÕES REGIONAIS A forma de ocorrência e as relações de campo da Formação Playa Hermosa —pequena área isolada e restrita à costa, mantendo contato apenas com corpos sub-vulcânicos da Suíte Sierra de Animas (≤570 Ma)— permitem apenas defini-la como pré-cambriana. Outras características —litologias, estruturas, deformações sin- e pós-deposicionais etc— apresentam similaridades e distinções com as de várias unidades pré-cambrianas do Uruguai, não permitindo, portanto, correlação satisfatória com nenhuma. Como exemplo, apresenta depósitos marinhos rasos afetados por tempestades similares àqueles do Grupo Rocha no balneário Faro de La Paloma; distintamente, é menos deformado e não apresenta metamorfismo, assemelhando-se, nestes aspectos, à Formação Piedras de Afilar, litologicamente mais variada (*vide* Fragoso-Cesar *et al.* 1987).

Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) correlacionaram a sucessão exposta em Playa Hermosa com a Formação Arroio dos Nobres (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966) da Bacia do Camaquã no RS. Todavia, trabalhos desenvolvidos nesta bacia (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003, Janikian *et al.* submet.) vêm demostrando que a sedimentação do Grupo Camaquã (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b) constituído pelas formações Maricá, basal, siliciclástica de ambientes marinho-aluviais, Crespos, vulcano-sedimentar e Santa Bárbara, eminentemente siliciclástica gerada em ambientes aluviais, marinhos e aluviais□, não apresenta quaisquer indícios de influência glacial. Por outro lado, o Grupo Camaquã, à luz dos dados geocronológicos disponíveis, foi gerado entre 620 Ma (idade mínima do embasamento da Formação Maricá de acordo com Soliani Jr. 1986) e 535 ± 16 Ma (valor referente a datações K/Ar na fração fina da unidade inferior da região das Minas do Camaquã de Bonhomme & Ribeiro 1983). A Formação Maricá poderia ser correlata à Formação Playa Hermosa, pois se situa abaixo do vulcanismo da Formação Crespos, possível equivalente da Suíte Sierra de Animas. No entanto, as evidências encontradas nela indicam que a deposição processou-se em ambientes aluviais e marinhos rasos (Pelosi & Fragoso-Cesar em prep.). Assim, descartam-se diante do exposto acima correlações entre a Formação Playa Hermosa e unidades do Grupo Camaquã no RS, a despeito de uma possível evolução contemporânea. Em trabalho recente, Fambrini *et al.* (2002^a) apontaram que a Formação Barriga Negra (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1987) é a única unidade possivelmente correlata ao Grupo Camaquã.

A única característica distintiva que a Formação Playa Hermosa apresenta —evidências paleoclimáticas de influência glacial— só é também reconhecida em depósitos pré-cambrianos aflorantes ao norte do paralelo 22, a mais de 1500 km de distância (*e.g.* Formação Jequitai e Grupo Macaúbas em Minas Gerais, Formação Puga no Mato Grosso —Karfunkel & Hoppe 1988, Alvarenga & Trompette 1992, Boggiani 1997), registros de glaciação neoproterozóica no Brasil. Se o evento glacial foi o mesmo ou não, somente com estudos geocronológicos diretos na Formação Playa Hermosa permitirão elucidar esta hipótese.

CONSIDERAÇÕES FINAIS A Formação Playa Hermosa é redefinida neste trabalho. Nesta proposição, excluem-se as manifestações vulcânicas do topo e depósitos relacionados (e.g. conglomerados com fonte vulcânica) que pertenceriam à Suíte Sierra de Animas. Deste modo, esta unidade compreende tão somente depósitos siliciclásticos.

A Formação Playa Hermosa representa depósitos gerados por correntes de turbidez com influência glacial que foram afetados por ondas de tempestade em contexto de águas rasas. O caráter glaciogênico desses depósitos é evidenciado pela (i) presença de clasto isolado de tamanho anômalo em arenitos finos a muito finos, interpretado como clasto caído (dropstone), que representa paradoxo hidrodinâmico entre a energia necessária para transportá-lo e a baixa energia dos sedimentos finos que o alojaram, (ii) Fácies de Arenitos Conglomeráticos Maciços formados por chuva de detritos, processo análogo aos rain-out deposits de Eyles & Eyles (1992) e (iii) posição da sucessão siliciclástica em latitudes intermediárias e baixas. O clasto isolado foi interpretado como clasto caído devido às suas características intrínsecas (e.g. tamanho anômalo, paradoxo hidrodinâmico), inclusive pelo modo de introdução obliqua nos arenitos finos que o alojaram, o que desfavorece origem por fluxo gravitacional de alta densidade, no qual esperar-se-ia um alinhamento segundo a corrente do fluxo. Vale ressaltar que outras formas de transporte da clastos são aqui descartadas (e.g. transporte orgânico). A ação de ondas de tempestades (tempestitos) na Formação Playa Hermosa é indicada por abundantes ondulações representadas por laminações onduladas e, sobretudo, pelas estratificações cruzadas hummocky, swaley e micro-hummocky presentes no topo da unidade, sugestiva de lâmina
d'água pouco profunda. A ausência de fósseis na sucessão da Formação Playa Hermosa não permite definir se o ambiente de deposição foi marinho ou lacustre. Entretanto, a presença de estratificações cruzadas tipo *hummocky* e *swaley*, interpretadas como resultado de aporte ou retrabalhamento de material arenoso em eventos de tempestades —configurando depósitos de tempestitos, sugerem um ambiente marinho raso, de transição entre face litorânea (*shoreface*) e costa afora (*offshore transition*), abaixo do limite de ação de ondas de tempo bom. A boa seleção granulométrica dos arenitos sugere ação marinha em contraposição à lacustre. Mas não se descarta a hipótese de um grande corpo d'água lacustre ter sido o sítio deposicional dos sedimentos da Formação Playa Hermosa.

Em relação à Formação Playa Hermosa, as características litológicas, paleoambientais e de contexto tectônico da unidade impossibilitam uma correlação direta com unidades do Grupo Camaquã (RS, Brasil), devendo ser, por conseguinte, provavelmente mais antiga.

CAPÍTULO 3 - ESTRATIGRAFIA DO GRUPO SANTA BÁRBARA

3.1 INTRODUÇÃO

O presente capítulo apresenta a subdivisão litoestratigráfica do Grupo Santa Bárbara a norte do Rio Camaquã. Esta classificação inclui revisão crítica da literatura disponível, reconhecimento litoestratigráfico, mapeamento geológico, interpretação dos ambientes deposicionais com base nas análises de fácies e caracterização estratigráfica de seqüências.

3.2 REVISÃO CRÍTICA SOBRE O GRUPO SANTA BÁRBARA E UNIDADES RELACIONADAS

Em 1932, Carvalho erigiu a "Série de Camaquan" tentativamente colocada no Eopaleozóico, constituída por:

1- arenito com palhetas de micas brilhantes na costa do Seival;

2- folhelho argiloso, cerâmico, diversamente colorido, cortado por veios de quartzo;

3- arenito ferruginoso, mais ou menos friável;

4- conglomerados com espessura superior a 100 m, contendo seixos muito variados quanto ao tamanho e origem.

Neste trabalho, Carvalho, discutindo o posicionamento estratigráfico da "Série de Camaquan", aponta que "Relações estratigráficas parecem colocar a série no eopaleozóico. Ela é, sem dúvida, posterior às erupções de andesito e, provavelmente, anterior ao permiano. Assim indicam os seus sedimentos bastante movimentados em discordância com os do permiano, largamente ondulados".

Hoje sabemos que os sedimentos da "Série de Camaquan" podem ser correlacionados à unidade Santa Bárbara (Tabela 2.1). Carvalho trabalhou nas regiões a sul do rio Camaquã e a sul do alto de Caçapava do sul e, por esta razão, encontrou somente litologias da sua "Série de Camaquan", não identificando depósitos do Grupo Maricá e da Formação Acampamento Velho.

Após os trabalhos seminais de Carvalho (1929, 1932), foram realizados estudos regionais de cunho econômico, notadamente de prospecção mineral sobre cobre, tanto nas coberturas como no embasamento. Entre esses, encontram-se Carvalho (1937), sobre os recursos minerais do Rio Grande do Sul, Teixeira (1937), sobre o cobre no Rio Grande do Sul, Barbosa (1939), tratando dos minerais metálicos, Leinz & Barbosa (1941), a respeito da geologia, mineralização e prospecção da jazida de cobre "Cerro dos Martins", no município de Caçapava do Sul, e Leinz & Pinagel (1945), a propósito das jazidas de estanho e tungstênio na região de Encruzilhada do Sul.

A seguir, Leinz (1939) e Leinz *et al.* (1941) mantiveram o conceito de Carvalho e definiram, ainda, uma nova unidade, anterior às vulcânicas e em discordância litológica sobre o embasamento metamórfico, designando-a de Formação Maricá. Estes autores apontaram,

ainda, "*horizontes de arenitos* [então relacionados à Formação Maricá] *onde poderiam ser descobertos fósseis*", o que se verificou logo depois (*e.g.* Dolianiti 1945, Martins & Sena Sobrinho 1948).

No período entre 1941 e 1960, destacou-se a descoberta de fósseis permo-carboníferos no "afloramento Budó", tido como Formação Maricá (Leinz *et al.* 1941, Dolianiti 1945, Pinto 1947 e Martins & Sena Sobrinho 1948), que levou alguns pesquisadores a situar toda a cobertura sedimentar do Escudo Sul-Riograndense no final do Paleozóico (Martins 1952, Beurlein & Martins 1953, Beurlen *et al.* 1955, Martins & Sena Sobrinho 1955).

Pinto (1955) e Barbosa (1957) revisaram o conceito de Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941) ao identificarem, no afloramento Budó, a discordância angular de cerca de 90^o entre esta unidade e o horizonte fossilífero permo-carbonífero sotoposto.

Concomitantemente a este período de avanço nos conhecimentos estratigráficos, alguns trabalhos também foram desenvolvidos nos depósitos vulcano-sedimentares. Almeida (1949) estudou os riolitos e tufos ácidos na região do Platô da Ramada, sendo posteriormente seguido por Mau (1959, 1962), que efetuou investigações na Serra de Santa Bárbara.

Trabalhos de reconhecimento geológico regional no período de 1957-1960 na região de Caçapava do Sul-Lavras do Sul, executados por uma equipe mista do DNPM e USGS formada pelo engenheiro Geraldo Conrado Melcher, e pelos geólogos Robert F. Johnson, Henri Mau e Jacques F. Robertson, forneceram subsídios para uma reformulação da estratigrafia da região.

Em 1960, Melcher & Mau publicaram o artigo intitulado "*Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul*", onde propuseram alterações na estratigrafia definida por Leinz *et al.* (1941). A Formação Maricá foi redefinida como Série Maricá, então ampliada e composta por "*…conjunto de folhelhos, grauvacas, conglomerados, pequenas lentes de calcários e vulcânicas básicas e ácidas subordinadas, anteriores à principal fase vulcânica*", a erupção de andesitos. Nesta publicação, rechaçada em todos os trabalhos posteriores, os autores acima incluem, ainda, na Série Maricá rochas do embasamento cristalino como xistos, filitos e outros metamorfitos circunvizinhos ao *stock* granítico de Caçapava.

Considerando as observações de Carvalho (1932) e inconformado com os resultados do levantamento efetuado pela equipe do DNPM/USGS publicado por Melcher & Mau (1960), J. F. Robertson, em manuscrito de 1961 publicado em 1966, revisou a estratigrafia destas coberturas através da redefinição da "Série Camaquan" como Grupo Camaquã. Esta unidade redefinida seria composta pelas formações Santa Bárbara e Guaritas (separadas por discordância angular de extensão regional) e o conglomerado Coxilhas, além de preservar a Formação Maricá *sensu* Leinz *et al.* (1941), reconhecendo, porém, novas e amplas áreas de ocorrência. Segundo o autor, o Grupo Camaquã assenta-se discordantemente sobre os tufos riolíticos do denominado Riolito Ramada, que ocorre no platô homônimo e na Serra de Santa Bárbara. Esta unidade riolítica, por sua vez, recobre rochas vulcânicas efusivas de composição básica a intermediária com predomínio de andesitos, então designadas como Andesito Hilário, bem como sobre o

embasamento metamórfico. O Andesito Hilário repousa discordantemente sobre a Formação Maricá. Reconheceu, ainda, a discordância litológica entre os metamorfitos aflorantes no alto de Caçapava do Sul e a Formação Maricá sobrejacente.

Goñi *et al.* (1962) redefiniram a Série Camaquan como Formação Camaquã e a Formação Maricá como Grupo Maricá, incluindo no topo deste as rochas vulcânicas.

Os mapeamentos intensivos do início dos anos 60, pelo convênio DNPM/CPRM/UFRGS, culminaram com a publicação das quadrículas de Caçapava do Sul (Ribeiro *et al.* 1966) e Encruzilhada do Sul (Tessari & Picada 1966) na escala 1:250.000. Estes autores resgataram a Formação Maricá *sensu* Leinz *et al.* (1941) como uma unidade basal sobre a qual repousa discordantemente o que foi por eles definido como Grupo Bom Jardim, subdividido nas Formação Arroio dos Nobres, composta pelos membros Mangueirão e Vargas, e Formação Crespos, constituída pelos membros Hilário e Acampamento Velho, equivalentes ao Andesito Hilário e ao Riolito Ramada de Robertson (o termo Ramada foi preterido porque Leinz *et al.* 1941 já o haviam empregado para um corpo granítico aflorante no platô homônimo). De acordo com estes trabalhos, sobre o Grupo Bom Jardim assenta-se o Grupo Camaquã, incluindo as formações Santa Bárbara (com o Membro Rodeio Velho, equivalente ao "Andesito Martins" de Robertson 1966, redenominado por Ribeiro *et al.* 1966) e Guaritas.

Com relação à Formação Arroio dos Nobres de Tessari & Picada (1966), algumas questões devem ser colocadas. Estes autores introduziram formalmente a designação Formação Arroio dos Nobres para "*uma seqüência sedimentar situada entre a Formação Maricá* e o Grupo Camaquã" (*vide* Tabela 2.1). Os autores argumentaram, ainda, que a individualização da unidade "*eliminaria os problemas da coluna estratigráfica*", pois a mesma se acha mineralizada em cobre, enquanto que a Formação Santa Bárbara, base do Grupo Camaquã *sensu* Robertson (1966), seria estéril. Deste modo, rochas sedimentares de regiões mineralizadas em cobre, como as Minas do Camaquã e Vale do Piquiri, por exemplo, receberam a denominação Formação Arroio dos Nobres. Esta unidade foi dividida em duas unidades, ainda segundo estes autores: Membro Mangueirão constituído por ritmitos psamopelíticos, e Membro Vargas, representado por conglomerados e arenitos conglomeráticos.

No último trabalho de mapeamento intensivo deste período, Santos *et al.* (1978) apresentaram uma nova proposta estratigráfica para as unidades anteriores ao Grupo Camaquã, recuperando o conceito de Grupo Maricá *sensu* Goñi *et al.* (1962) com as formações Pessegueiro (Maricá *sensu* Leinz *et al.* 1941), Cerro dos Martins (membros Arroio dos Nobres e Hilário *sensu* Ribeiro *et al.* 1966) e Acampamento Velho.

Já nos anos 80, promovendo ampla revisão na estratigrafia das coberturas do Escudo Gaúcho, Fragoso-Cesar *et al.* (1985) redefiniram o Grupo Camaquã dividindo-o nas Formação Maricá e Formação Guaritas, preservando a Formação Acampamento Velho para os vulcanitos riolíticos. A Formação Maricá, ampliada nesta redefinição, compreenderia os membros

Mangueirão, Vargas, Pessegueiro e Hilário, e a Formação Guaritas tendo sido subdividida em associações de fácies e no Membro Rodeio Velho (rochas básicas a intermediárias).

O consenso nas propostas deste período e dos seguintes foi o conceito integrador proposto para o Grupo Camaquã por Fragoso-Cesar *et al.* (1985), e a dissensão, a estratigrafia interna deste grupo. No período seguinte, ainda em plena efervescência, o conceito Grupo Camaquã tem tido sua categoria formal redefinida, como exemplificado pelo Supergrupo Camaquã (Beckel 1990, 1992), ou conceitual, como empregado no Alosupergrupo Camaquã (Paim 1994, Paim *et al.* 1995) (Tabela 2.1).

Na presente tese é utilizado o conceito de Supergrupo Camaquã de acordo com recente redefinição (*vide* Fragoso-Cesar *et al.* 2003) (Tabela 3.1).

3.3 GRUPO SANTA BÁRBARA

O Grupo Santa Bárbara é a unidade mais conhecida do Supergrupo Camaquã pelo fato de alojar as mineralizações de cobre e ouro (*e.g.* Minas do Camaquã), hoje aparentemente exauridas, bem como pelas generosas exposições naturais que chegam a sustentar serras (Serra do Segredo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental e região do Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, por exemplo).

Jacques F. Robertson (1966) ---publicação de manuscrito de 1961, apud Ribeiro et al. (1966)— definiu a Formação Santa Bárbara para os depósitos posteriores ao vulcanismo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, ao longo da região dos vales dos arroios Santa Bárbara e Seival, e discordantes sob o Grupo Guaritas na região das Minas do Camaguã, na Sub-Bacia Camaquã Central. Posteriormente, Tessari & Picada (1966) definiram a Formação Arroio dos Nobres em referência aos depósitos da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piguiri e no Rincão dos Mouras, conceito estendido para a Sub-Bacia Camaquã Central nas regiões das Minas do Camaquã e Bom Jardim por Ribeiro et al. (1966). Tessari & Giffoni (1970) expandiram esta definição também para a região do Arroio Boici, na Sub-Bacia Camaquã Oriental, e para as regiões de Rondinha, Apati e Casa de Pedra na Sub-Bacia Camaguã Central. A partir destes trabalhos consagrou-se o emprego do conceito Formação Santa Bárbara para a Sub-Bacia Camaquã Ocidental, apenas localmente para a Sub-Bacia Camaguã Central, e Formação Arroio dos Nobres para as exposições análogas nas sub-bacias Camaquã Central e Camaquã Oriental. De forma a entender esta classificação, ressalta-se que os autores citados e quase todos os posteriores sempre trabalharam em regiões específicas, sendo limitados e superficiais os trabalhos comparativos regionais (e.g. Fragoso-Cesar et al. 1985), excetuando-se o de Paim (1994). No entanto, somente com Fambrini *et al.* (1996^b), a partir de estudos no nível de bacia. o conceito Santa Bárbara foi resgatado segundo a definição original de Robertson (1966).

Na presente tese, produto de investigações regionais em todas as sub-bacias e de mapeamento na escala 1:50.000 nas ocorrências a norte do Rio Camaquã, as comparações estratigráficas, estruturais, litológicas, paleoambientais e de variação do nível do mar indicam

que as formações Santa Bárbara e Arroio dos Nobres são correlacionáveis, ocupando a mesma paleogeografia no mesmo intervalo geológico. Tendo em vista que a designação Santa Bárbara possui prioridade sobre a designação Arroio dos Nobres, sugere-se que esta unidade passe a ser denominada como tal, conforme já empregado em diversos trabalhos (*e.g.* Fambrini *et al.* 1996^b, 2000, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^{a,b}, 2001^{a,b}, Almeida *et al.* 2000, Janikian *et al.* 2000, Almeida 2001, Janikian 2001, Fambrini *et al.* 2001^b, 2003). Adiante serão feitas maiores considerações acerca da estratigrafia (*vide* item 3.3.2). Nesta tese, a Formação Santa Bárbara está sendo elevada à categoria de grupo dentro do Supergrupo Camaquã.

O Grupo Santa Bárbara é caracterizado como um espesso pacote que localmente ultrapassa 6000 m, de rochas siliciclásticas de ambientes marinhos, costeiros e continentais que afloram nas três sub-bacias separadas pelos altos do embasamento de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas: as sub-bacias Camaquã Oriental, Central e Ocidental.

3.3.1 Distribuição e Fisiografia

O Grupo Santa Bárbara ocorre em todas as sub-bacias da Bacia do Camaquã, tanto a norte como a sul do rio Camaquã (Fig. 1.3). Compreende as ocorrências da região dos vales de Santa Bárbara e Seival na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localidade-tipo da unidade, em diversas ocorrências separadas pelas exposições do Grupo Guaritas na Sub-Bacia Camaquã Central (*e.g.* Bom Jardim, Lechiguana, Minas do Camaquã, Rondinha, Apati, Cerro da Cruz), e em três ocorrências alongadas na Sub-Bacia Camaquã Oriental (Rincão dos Mouras, Vale do Piquiri e Arroio Boici).

Com respeito à fisiografia, o Grupo Santa Bárbara é pródigo em formas de relevo (Fig. 3.1). Aí a geologia apresenta papel preponderante e crucial. As áreas onde predominam sedimentos finos (ritmitos formados por intercalações de arenitos finos e pelitos) caracterizamse por topografia em geral suavizada que originam amplos e extensos vales, sobressaindo-se algumas colinas amplas de baixa declividade; por vezes altos controlados por falhamentos ou por erosão diferencial entre camadas areno-rudáceas podem ocorrer (*e.g.* Vale do Piquiri). Estes vales são uma característica peculiar do Grupo Santa Bárbara em imagens de sensoriamento remoto e fotografias aéreas, e ocorrem em todas as sub-bacias investigadas,

Região do Vale do Piquiri



Α

Minas do Camaquã Região da Casa de Pedra SW NE Bacia de decantação de rejeitos Mina Uruguai Mina Uruguai Image: Comparison of the pedra of

С

Β

Figura 3.1 - Aspectos geomorfológicos do Grupo Santa Bárbara. As áreas onde predominam sedimentos finos (ritmitos formados por intercalações de arenitos finos e pelitos) caracterizam-se por topografia em geral suavizada que originam amplos e extensos vales, sobressaindo-se algumas colinas amplas de baixa declividade; por vezes altos controlados por falhamentos ou por erosão diferencial entre camadas areno-rudáceas podem ocorrer (*e.g.* Vale do Piquiri). Estes vales são uma característica peculiar da Formação Bárrbara em imagens de sensoriamento remoto e fotografias aéreas, e ocorrem em todas as sub-bacias investigadas, em maior ou menor grau. A: fotomosaico de parte de extenso vale na região do Vale do Piquiri na Sub-Bacia Camaquã Oriental (fotos de Ana Paula Justo), B: vale na região das Minas do Camaquã na Sub-Bacia Camaquã Central, C: fotomosaico de pequeno vale na região da Casa de Pedra na na Sub-Bacia Camaquã Central.



em maior ou menor grau (Fig. 3.1). As maiores cotas são encontradas nos cerros de conglomerados e arenitos grossos aluviais da Serra do Segredo (Sub-Bacia Camaquã Ocidental), na região das Minas do Camaquã, onde as altitudes máximas atingem 338 m (morro da cava a céu aberto da Mina Uruguai da extinta CBC) e na região das Tocas na localidade de Casa de Pedra (Sub-Bacia Camaquã Central), e na região do Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental, nas quais, não raro, estes cerros apresentam cotas mais elevadas que o embasamento circundante.

Unidade e ocorrência	Descrição Sumária e Interpretação Ambiental			
Formação João Dias	Arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tipo hummocky e swaley, laminações			
(Sub-Bacia Camaquã Central)	cruzadas cavalgantes e truncadas por ondas (<i>micro-hummocky</i>), interpretados como registros de uma planície marinha costeira assolada por tempestades.			
Formação Rincão dos	Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados com			
Mouras (todas as sub-	estratificação plano-paralela de ambientes fluviais de rios entrelaçados e de leques aluviais,			
bacias)	com siltitos e arenitos heterolíticos de ambiente lagunar —Membro Umbu— na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.			
Formação Seival	Arenitos finos micáceos e siltitos em intercalações rítmicas e ciclos granodecrescentes de			
(sub-bacias Camaquã	arenitos com estratificação cruzada e películas de argila passando a ritmitos arenosos com			
Ocidental e Central)	acamamento heterolítico. Depósitos marinhos rasos com ação de marés.			
Formação Passo da	Arenitos médios e finos com laminação cruzada cavalgante e laminação plano-paralela e			
Capela (sub-bacias	ritmitos psamo-pelíticos marinhos que se interdigitam vertical e lateralmente com			
Camaquã Central e	conglomerados e arenitos estratificados de leque submarino.			
Oriental)				
Formação Estância	Conglomerados estratificados e arenitos com estratificação cruzada acanalada de sistemas			
Santa Fé (Sub-Bacia	fluviais de rios entrelaçados pouco canalizados e siltitos e arenitos finos.			
Camaquã Ocidental)				

Tabela 3.1- Resumo das unidades litoestratigráficas do Grupo Santa Bárbara.

3.3.2 Litoestratigrafia do Grupo Santa Bárbara

O mapeamento geológico na escala 1:50.000 da Bacia do Camaquã a norte do rio homônimo permitiu a compartimentação do Grupo Santa Bárbara em cinco grandes unidades litoestratigráficas de caráter regional (Tabela 3.2 Quadro estratigráfico): (1) Formação Estância Santa Fé, restrita à Sub-Bacia Camaquã Ocidental, (2) Formação Passo da Capela, dominando a Sub-Bacia Camaquã Oriental e alcançando a base da Sub-Bacia Camaquã Central, (3) Formação Seival, com ampla exposição na Sub-Bacia Camaquã Ocidental sobre a Formação Estância Santa Fé e subordinada na Sub-bacia Camaquã Central, sobre a Formação Passo da Capela, (4) Formação Rincão dos Mouras, discordante sobre a Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental e sobre a Formação Seival nas demais sub-bacias, e (5) Formação João Dias, exposta apenas na Sub-Bacia Camaquã Central cobrindo a Formação Rincão dos Mouras.

Formação Estância Santa Fé

A unidade inferior do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental ocorre em discordância erosiva e levemente angular tanto sobre unidades do Grupo Bom Jardim quanto da Formação Acampamento Velho. A localidade-tipo —Estância Santa Fé— corresponde à sede de uma antiga estância localizada à margem da rodovia RS-357 (~km 38) que liga as cidades de Caçapava do Sul e Lavras do Sul. Esta localidade já havia sido referenciada por Paim *et al.* (1995) para a definição da Aloformação Santa Fé (Tabela 3.1). No entanto, a denominação Santa Fé foi avaliada como inconveniente, pois esta já havia sido utilizada por Dardenne *et al.* (1990) e, mais tarde formalizada por Campos & Dardenne (1994) para Grupo Santa Fé do neopaleozóico da Bacia Sanfranciscana, invalidando assim seu emprego, de acordo com as normas do Código Estratigráfico Brasileiro (Petri *et al.* 1986).

A Formação Estância Santa Fé é composta por conglomerados e arenitos de ambientes aluviais e marinhos de grande espessura (até 1200 m) caracterizados por (i) sucessão de depósitos de leques aluviais dominados por processos de enchentes em lençol e canais fluviais de rios entrelaçados intercalada por (ii) camada de 40 m de siltitos e arenitos finos de grande extensão lateral.

Sub-Bacia Camaquã Oriental		Sub-Bacia Camaquã Central		Sub-Bacía Camaquã Ocidental
?		Formação João Dias	-2	?
Formação		Rincão		dos Mouras
Formação	?	Formação		Seival
Passo da	?	Capela	?	Formação Estância Santa Fé

Tabela 3.2- Quadro estratigráfico com a distribuição das unidades litoestratigráficas do Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã.

Formação Passo da Capela

Esta unidade apresenta a maior espessura já verificada dentro do Grupo Santa Bárbara, alcançando cerca de 4000 m na região do Vale do Piquiri. As relações da Formação Passo da Capela com a Formação Estância Santa Fé não foram observadas em campo; aparentemente esta última se restringe à Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

A Formação Passo da Capela compreende conglomerados e arenitos grossos depositados por fluxos gravitacionais de massa subaquosos (fluxos de detritos e de grãos) e arenitos e ritmitos psamo-pelíticos gerados por correntes de turbidez, ambas representativas de ambiente de leque submarino. Também se destacam na unidade arenitos e ritmitos estruturados por ondas de tempestades, dois níveis de sismitos marcando limite de (tectono-) seqüências e quatro finas camadas de tufitos félsicos nos intervalos estratigráficos basais.

A localidade-tipo eleita para esta unidade é um excelente afloramento natural escavado pelo arroio Olaria em uma antiga passagem desta drenagem conhecida como Passo da Capela, localizada a cerca de 4 km a leste da cidade de Santana da Boa Vista na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

Formação Seival

Uma das citações mais explícitas sobre a localização e definição das unidades da *Série de Camaquan* de Carvalho (1932) refere-se ao "*arenito com palhetas de micas brilhantes na costa do Seival*", nesta tese definida como Formação Seival, com localidade-tipo na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, em grande parte banhada pelo arroio Seival. Nesta sub-bacia, esta formação ocorre diretamente sobre a Formação Estância Santa Fé; na Sub-Bacia Camaquã Central, em contato tectônico com a Formação Passo da Capela; em ambas, sob a Formação Rincão dos Mouras.

A Formação Seival (até 1.000 m) constitui-se de arenitos médios a muito finos, micáceos em camadas decimétricas a métricas, intercalados a siltitos arenosos de forma rítmica com espessura centimétrica, com freqüentes laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e acamadamento heterolítico. Os arenitos também podem conter estratificação cruzada tabular tangencial na base com freqüentes superfícies de reativação e lâminas argilosas intercaladas (*tidal bundles*), marcas onduladas e gretas de contração. Subordinadamente há a contribuição de arenitos grossos. Esta unidade compreende depósitos de: (i) baía estuarina e planície litorânea, (ii) tempestitos de costa-afora e (iii) planície de maré.

Formação Rincão dos Mouras

A denominação se deve ao chamado Rincão dos Mouras, série de colinas (coxilhas) na Sub-Bacia Camaquã Oriental onde as melhores exposições da unidade ocorrem (Fig. 2.2C1).

Única unidade do Grupo Santa Bárbara que ocorre em todas sub-bacias, possivelmente compreende o registro do evento (ou série de eventos) de individualização das sub-bacias responsável pela atual configuração desta formação na Bacia do Camaquã. A Formação Rincão dos Mouras abarca sucessões de depósitos continentais aluviais que marcam a divisão do Grupo Santa Bárbara em sub-bacias separadas por altos do embasamento. Nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central a Formação Rincão dos Mouras recobre a Formação Seival e, na Sub-Bacia Camaquã Oriental, a Formação Passo da Capela, em ambos os casos em contato erosivo. A Formação Rincão dos Mouras é composta por conglomerados e arenitos com estratificações cruzadas acanaladas depositados em ambiente fluvial entrelaçado e leques aluviais, compondo espesso pacote de mais de 2000 m de espessura. Na Sub-Bacia Camaquã Ocidental ocorre uma unidade caracterizada por granocrescência ascendente de siltitos e arenitos finos de ambiente de baía estuarina para arenitos de frente deltaica de *bayhead delta* (Membro Umbu, *vide* Cap. 6).

Formação João Dias

Esta unidade é reconhecida apenas na Sub-Bacia Camaquã Central nas regiões das Minas do Camaquã, onde foi inicialmente definida por Fambrini (1998) em referência ao arroio João Dias, e na região de Bom Jardim (Janikian 2001), com espessura que alcança 600 m. A Formação João Dias recobre com limite relativamente brusco a Formação Rinção dos Mouras. a única unidade do Grupo Camaquã com a qual mantém contato. É a unidade de maior expressão areal na região das Minas do Camaquã, limitando-se por discordância angular e erosiva com os arenitos e arenitos conglomeráticos róseo-avermelhados do Grupo Guaritas, sobrepostos. Abaixo, a passagem ocorre sob duas formas: (i) gradação brusca com a Formação Rincão dos Mouras em nível de afloramento e (ii) regionalmente através de discordância angular de acordo com Paim & Lopes (2000) e Paim et al. (2000). A unidade é constituída majoritariamente por arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tipo hummocky e swaley nas camadas decimétricas, laminações cruzadas cavalgantes (climbina ripples) e truncadas por ondas (micro-hummocky sensu Dott & Bourgeois 1982) nos pacotes centimétricos, mais abundantes. Nas camadas métricas encontram-se megaondulações. A unidade representa um sistema deposicional marinho costeiro, dominado por ondas de tempo bom e afetado por eventos de tempestade.

3.3.3 Idade do Grupo Santa Bárbara

A idade do Grupo Santa Bárbara é estimada com base em dados icnofossilíferos e geocronológicos, diretos e indiretos, disponíveis.

De acordo com estudos em icnofósseis, a base desta formação situa-se no Vendiano Superior e o topo no Cambriano Inferior (Netto *et al.* 1992). Por outro lado, estudos geocronológicos nos seus depósitos aflorantes nas Minas do Camaquã —duas datações K/Ar na fração fina da Formação Seival indicando idades de 572 ± 17 Ma e 535 ± 16 Ma (Bonhomme & Ribeiro 1983)— também sugerem esta idade, considerando-se o intervalo 544-531 Ma para o limite entre o Vendiano e o Cambriano (Bowring *et al.* 1993, Isachsen *et al.* 1994, Odin 1994, 1997, Grotzinger *et al.* 1995, Knoll 1996, Remane *et al.* 1996, IUGS 2000).

Evidências indiretas indicam que a sedimentação do Grupo Santa Bárbara foi provavelmente posterior a 565 ± 11 Ma, idade obtida pelo método SHRIMP em zircão do Granito Caçapava do Sul (Leite *et al.* 1998, Remus *et al.* 1999, 2000), fonte para o arcabouço de conglomerados e arenitos da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Almeida 2001). Entretanto, Remus *et al.* (1997, 2000) obtiveram resultados em análises geocronológicas nos depósitos de sulfetos das Minas do Camaquã (Camaquã e Santa Maria) que indicaram idade em torno de 592 Ma, levando estes autores a sugerir idade de

deposição em torno de 600 Ma. Em suma, admite-se que o Grupo Santa Bárbara depositou-se no fim do Neoproterozóico III.

3.4 ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

De forma a sistematizar a descrição das unidades com vistas a futuras correlações estratigráficas, fez-se necessário uma abordagem através da estratigrafia de seqüências que considera a análise de fácies e de sistemas deposicionais, técnicas que foram utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho.

Seqüências Deposicionais do Grupo Santa Bárbara

A sucessão de depósitos continentais, costeiros e marinhos do Grupo Santa Bárbara é produto de alterações no equilíbrio entre a geração de espaço de acomodação e o preenchimento desse espaço pelo aporte sedimentar. A caracterização de sucessões progradacionais, retrogradacionais e agradacionais, em conjunto com o reconhecimento das principais superfícies erosivas, transgressivas e de inundação, permitiu uma subdivisão desta unidade com base na aplicação dos conceitos de seqüências deposicionais e de tratos de sistemas deposicionais.

Apesar de não se considerar uma origem puramente eustática para os ciclos de agradação-retrogradação--progradação identificados, é utilizada a nomenclatura de tratos de sistemas deposicionais (Posamentier *et al.* 1988^b) com uma conotação descritiva (Christie-Blick 1991). Entendemos que as principais causas para estas variações do nível eustático sejam tectônicas, em que eventos de subsidência do assoalho da bacia proporcionaram a entrada do mar verificada em todas as sub-bacias estudadas, como previamente notado por Paim *et al.* (1995) e Almeida (2001).

De maneira geral, as sub-bacias apresentam três seqüências deposicionais separadas por superfícies erosivas e, internamente, subdivididas por superfícies de inundação máxima que refletem os diferentes tratos de sistemas como decorrência do avanço do mar. As seqüências deposicionais foram denominadas de Seqüência Santa Bárbara 1, 2 e 3, incluindo-se a localização da sub-bacia (por exemplo, Seqüência Santa Bárbara Oriental 1- **SSBor1**).

4. SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL

4.1. INTRODUÇÃO

A Sub-Bacia Camaquã Oriental ocupa uma depressão alongada segundo a direção preferencial N-NE, exposta nas regiões do Vale do Boici, Passo da Capela, Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e leste de Capané, sendo seus depósitos correlacionados à Formação Santa Bárbara (*sensu* Robertson 1966) por Fambrini *et al.* (1996^b), redefinida, no Cap. 3, como Grupo Santa Bárbara.

Na região do Arroio Boici, a sul do rio Camaquã, o Grupo Santa Bárbara limita-se a leste com as rochas metassedimentares da Formação Serra dos Pereira e a oeste com o Complexo Porongos. Já a norte do rio Camaquã, na região do Vale do Piquiri/Rincão dos Mouras/Capané, tema deste capítulo, as unidades deste grupo ocorrem (Figs. 1.3 e 4.1): tectonicamente embutidas no Complexo Porongos, exceto em sua porção NE, onde apresentam contato tectônico com o Granito Encruzilhada do Sul e com o Sienito Piquiri; na porção NVV, ocorrem sotopostas ao Grupo Guaritas e, na região setentrional, discordantemente sob os depósitos neopaleozóicos do Grupo Tubarão.

Embora desde Tessari & Picada (1966) as relações de campo evidenciem a posteridade destes depósitos em relação ao Sienito Piquiri, alguns trabalhos mais recentes (Jost *et al.* 1985, Caravaca 1998, Caravaca *et al.* 2001) defendem que este sienito seja intrusivo em unidades de ritmitos deste grupo. No entanto, os trabalhos de campo levantados para esta tese mostraram que as relações de contato são claramente tectônicas, sendo o sienito uma das fontes das porções rudíticas intercaladas, conforme anteriormente salientado por Tessari & Picada (1966).

O Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental apresenta grandes espessuras, ultrapassando 6000 m na região de maior exposição (Vale do Piquiri-Rincão dos Mouras, *vide* Fig. 4.1), facilmente acessível devido à tectônica de blocos que impõem mergulhos no acamadamento, como regra entre 25° e 70°.

4.2 TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros autores que investigaram os depósitos sedimentares do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã foram Tessari & Picada (1966), durante o mapeamento 1:250.000 da quadrícula de Encruzilhada do Sul. Neste trabalho introduziram formalmente, para estes depósitos, a designação Formação Arroio dos Nobres: *"uma seqüência sedimentar situada entre a Formação Maricá e o Grupo Camaquã"* (*vide* Tabela 2.1). Os autores argumentaram, ainda, que a individualização da unidade *"eliminaria os problemas da coluna estratigráfica"*, pois a mesma se acha mineralizada em



Figura 4.1- Mapa geológico simplificado da Sub-Bacia Camaquã Oriental nas regiões do Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e a leste de Capané. No Anexo 1 encontra-se o mapa em escala 1:100.000.

cobre, enquanto que a Formação Santa Bárbara, base do Grupo Camaquã *sensu* Robertson (1966), seria estéril.A Formação Arroio dos Nobres foi então dividida em duas unidades: Membro Mangueirão, constituído por ritmitos psamo-pelíticos, e Membro Vargas, representado por conglomerados e arenitos conglomeráticos.

Os levantamentos geológicos que se seguiram nos anos 70 e 80 (inéditos) foram realizados por estudantes de graduação da UFRGS e UNISINOS, em trabalhos de encerramento de curso. A qualidade das exposições e diversidade paleoambiental dos depósitos então reconhecidos levou ao desenvolvimento de dissertações de mestrado na região (Fragoso-Cesar 1984, Oliveira 1994, Caravaca 1998), e, conseqüentemente, publicações com autores associados (Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Paim *et al.* 1986, Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Caravaca *et al.* 2001, 2003). Outros trabalhos na região incluem Jost (1981, 1984), Jost *et al.* (1985), Flores *et al.* (1992). Em função da presente tese, novas considerações vêm sendo apresentadas por Fambrini *et al.* (2000, 2001^b), Silva *et al.* (2000), Fragoso-Cesar *et al.* (2001), Justo *et al.* (2002).

Como frutos destes trabalhos, várias linhas de interpretação foram levantadas:

(i) posicionamento geotectônico *—bacia orogênica* (<u>antefoss</u>a segundo Fragoso-Cesar *et al.* 1982^a, 1984, 1985; <u>bacia transcorrente</u> de acordo com Oliveira & Fernandes 1991, 1992; e <u>bacia de retro-arco</u>, postulada por Greese *et al.* 1996) *versus bacia anorogênica* (<u>sistema de rifts intracontinentais</u>, conforme defendido por Fragoso-Cesar *et al.* 2001^{a,b}, 2002, 2003)—;

(ii) ambiente deposicional *—marinho e continental:* <u>sistema de leque submarino</u> (*Leque Submarino Vale do Piquiri*) discordantemente superposto por <u>sistema de leque-planície aluvial</u> <u>entrelaçada</u> (Fragoso-Cesar 1984, Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, 2000^b, 2001^a, Fambrini *et al.* 2000, 2001^b, Silva *et al.* 2000, Justo *et al.* 2002) *versus* ambiente *continental:* <u>sistema de leque deltaico-lacustrino</u> superposto por <u>sistema de leque-planície aluvial</u> entrelaçada (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Fernandes *et al.* 1992, Oliveira 1994, Caravaca *et al.* 1995, Caravaca 1998) ou possantes depósitos de <u>debris-apron</u> em um grande corpo lacustre (Paim *et al.* 1986)—;

(iii) nomenclatura litoestratigráfica — Formação Arroio dos Nobres (sensu Tessari & Picada 1966, empregada por Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Oliveira 1994, Caravaca *et al.* 1995); Formação Maricá (de acordo com a redefinição de Fragoso-Cesar *et al.* 1985, Paim *et al.* 1986); Formação Santa Bárbara (sensu Robertson 1966, correlacionada por Fambrini *et al.* 1996^b, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^{a, b}, 2001^{a,b}, 2003, Fambrini *et al.* 2000, 2001^b, Silva *et al.* 2000, Justo *et al.* 2002); Formação Arroio dos Nobres, na base, e Formação Santa Bárbara, no topo (Caravaca 1998, Caravaca *et al.* 2001).

Entre os conceitos acima citados, os de interesse para a presente tese e que serão discutidos neste capítulo são os de (ii) ambiente deposicional, tema polêmico entre os estudiosos da região, sendo aqui analisado, descrito e corroborado o modelo de <u>sistema de leque submarino</u> (*Leque Submarino Vale do Piquiri*) discordantemente superposto por <u>sistema</u>

<u>de leque-planície aluvial entrelaçada;</u> os modelos de (i) posicionamento geotectônico vêm sendo tema de publicações da equipe (*vide* Almeida 2001, Fambrini *et al.* 2001^b, Fragoso-Cesar *et al.* 2001^{a,b}, 2002, 2003), e (iii) os de nomenclatura estratigráfica, anteriormente discutidos no Cap. 3.

4.3 LITOESTRATIGRAFIA E SISTEMAS DEPOSICIONAIS DO GRUPO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL

Na Sub-Bacia Camaquã Oriental afloram as mais expressivas unidades do Grupo Santa Bárbara, com o registro de ambientes desde marinho profundo com leque submarino e plataforma rasa, até continental, onde dominam leques aluviais e planícies aluviais de rios entrelaçados associados.

O mapeamento geológico na escala 1:50.000 (apresentado em escala 1:100.000 no Anexo 1) da Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã, executado para esta tese, permitiu a individualização de duas unidades litoestratigráficas (Figs. 4.2 e 4.3): uma, designada **Formação Passo da Capela**, é composta por arenitos e ritmitos psamo-pelíticos marinhos que se interdigitam vertical e lateralmente com conglomerados e arenitos; a outra, discordantemente sobreposta, é definida como **Formação Rincão dos Mouras** e constituída por arenitos e conglomerados aluviais. Estas unidades, apesar do contato discordante, eram anteriormente reunidas na Formação Arroio dos Nobres (Tessari & Picada 1966), termo abandonado, conforme discutido no Cap. 3.

4.4 FORMAÇÃO PASSO DA CAPELA

Na Sub-Bacia Camaquã Oriental, esta unidade apresenta a maior espessura já verificada dentro do Grupo Santa Bárbara, alcançando cerca de 4000 m no Vale do Piquiri. A Formação Passo da Capela compreende diversificada gama de rochas siliciclásticas, predominando conglomerados, arenitos e ritmitos. As principais associações litofaciológicas são representadas por: (i) conglomerados e arenitos grossos depositados por fluxos gravitacionais de massa subaquosos (fluxos de detritos e de grãos) e (ii) arenitos e ritmitos psamo-pelíticos gerados por correntes de turbidez, ambas representativas de ambiente de leque submarino. Subordinadamente, esta unidade contém (iii) camadas de arenitos e ritmitos estruturados por ondas de tempestade. Em dois intervalos estratigráficos foram também reconhecidos e descritos (iv) níveis de sismitos, registrando a atividade tectônica sin-sedimentar. Na porção basal destacam-se (v) quatro níveis pouco espessos (<3.0 m) de tufitos félsicos. Localmente, junto ao contato com o Complexo Porongos, aparecem na base da unidade (vi) pequenas e



Figura 4.2 - Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri na Folha Cerro da Árvore com destaque para as unidades de mapeamento e feições morfológicas. A: Fotomontagem digital da vista panorâmica do vale com indicação dos locais das fotos digitais de B, C e D, além da localização da Figura 4.34. B: Ritmitos com estruturas como laminação cruzada cavalgante e plano-paralela da Formação Passo da Capela, C: Turbiditos finos de leque externo (*thin-bedded turbidites*) da Formação Passo da Capela, D: Ritmitos com laminação convoluta (c) e dobras atectônicas (d) da Formação Passo da Capela. Círculos vermelhos indicam escala utilizada e setas apontam estruturas a serem observadas.



Figura 4.3 - Coluna litoestratigráfica composta do GrupoSanta Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental nas regiões do Vale do Piquiri e Rincão dos Mouras, e comparação com as seqüências estratigráficas e interpretações de ambientes deposicionais. Siglas: Seqüências SBor1 (Santa Bárbara Oriental 1), SBor2 (Santa Bárbara Oriental 2) e SBor3 (Santa Bárbara Oriental 3).

delgadas lentes rudíticas compostas essencialmente por brechas sedimentares.

A Formação Passo da Capela aflora desde a região a leste da cidade de Santana da Boa Vista, em sua porção meridional, até a região a leste de Capané, na extremidade norte (Fig. 4.1 e Anexo 1), e envolve um espesso sistema de leque submarino como principal paleoambiente deposicional reconhecido. Os depósitos de arenitos e ritmitos psamo-pelíticos gerados por correntes de turbidez dominam as cotas mais inferiores na região banhada pelos arroios Piquiri (Fig. 4.2) e Piquirizinho (região do vale do Piquiri), além de exposições isoladas no Passo da Capela e próximo ao Cerro da Picada. Os conglomerados e arenitos grossos depositados por fluxos gravitacionais de massa subaquosos concentram-se na porção meridional e intermediária na região do Vale do Piquiri, em cotas mais elevadas (250 a 370 m), mas ocorrem também na porção setentrional em ocorrências isoladas na localidade do Passo do Moirão e nos flancos de estrutura sinclinal da região a leste de Capané.

A localidade-tipo eleita para esta unidade é um excelente afloramento natural escavado pelo arroio Olaria em uma antiga passagem desta drenagem conhecida como Passo da Capela, localizado a cerca de 4 km a leste da cidade de Santana da Boa Vista. Neste local, afloram tanto os arenitos e ritmitos como os conglomerados e arenitos grossos, gerados em todos os ambientes descritos e reconhecidos para a formação, ou seja, desde correntes de turbidez até depósitos formados por ação de ondas de tempestades, adiante discutidos.

Os trabalhos de mapeamento geológico, de análise de fácies, proveniências e paleocorrentes realizados na Sub-Bacia Camaquã Oriental nas regiões do Passo da Capela, Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e leste de Capané possibilitaram uma subdivisão comum da Formação Passo da Capela nesta sub-bacia em termos de paleoambientes deposicionais. O principal ambiente da formação é representado por sistema de leques submarinos, que responde por mais de 90% da espessura da unidade, com quatro intercalações de camadas de tufitos félsicos nos níveis basais. Localmente, também ocorrem depósitos de plataforma, constituídos por tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*) e tempestitos de costa-afora (*offshore*), além de dois intervalos de sismitos.

4.4.1 Leque Submarino do Vale do Piquiri

Depósitos de leque submarino caracterizam a Formação Passo da Capela. A constatação de que a atuação de um sistema de leque submarino —Leque Submarino do Vale do Piquiri— foi o responsável por grande parte da sedimentação desta sub-bacia vem sendo testada desde a dissertação de mestrado de Fragoso-Cesar (1984), primeiro autor a descrevê-lo por meio de análises de fácies e de ambientes sedimentares.

Os depósitos do Leque Submarino do Vale do Piquiri abrangem espessa sucessão rudácea disposta, de sul para norte (Fig. 4.1), das partes mais internas ("proximais") dos leques para as mais externas ("distais"), respectivamente. Embora consagrados na literatura geológica brasileira, os termos proximal e distal para ambientes de leques submarinos podem dar uma

falsa idéia da morfologia dos mesmos, pois muitas vezes um depósito de turbiditos e, por analogia, distal, pode ser considerado interno (*inner-fan*) dependendo da disponibilidade de sedimentos na área fonte e da topografia do talude. Neste particular, adotou-se nesta tese os termos leque interno (*inner-fan*) para as porções mais "proximais" dos leques, leque intermediário (*mid-fan*) para a parte intermediária e leque externo (*outer-fan*) para as partes "distais", com base em modelos consagrados na literatura geológica internacional (Dzulynski *et al.* 1959, Walker 1967, Normark & Piper 1969, Piper & Normark 1971, Mutti & Ricci Lucchi 1972, Walker & Mutti 1973, Mutti 1974, Mutti *et al.* 1978, Bouma *et al.* 1985, entre outros) (Fig. 4.4). No entanto, outras designações para esta divisão tripartite de leques submarinos existem, tais como leque superior (*upper fan*), médio (*middle fan*) e inferior (*lower fan*) (*e.g.* Normark 1974, Nelson & Nilsen 1974, Howell & Normark 1982, Walker 1992, Boiano 1997).

Desta maneira, os depósitos do Leque Submarino do Vale do Piquiri são divididos de acordo com a morfologia de leques em (Fig. 4.5): (i) Depósitos de leque interno (*inner-fan*), (ii) Depósitos de leque interno (*inner-fan*) e intermediário (*mid-fan*) e (iii) Depósitos de turbiditos de leque externo (*outer-fan*).

4.4.1.1 Depósitos de leque interno (inner-fan) de sistema de leque submarino

Estes depósitos situam-se nas porções próximas às áreas fontes e consistem principalmente de conglomerados maciços a rudemente estratificados, com intercalações subordinadas de arenitos conglomeráticos. Os conglomerados maciços (fácies **Cm**) são sustentados pela matriz e também pelo arcabouço (Tabela 4.1). Os conglomerados maciços sustentados pela matriz possuem como uma das características marcantes a desorganização do depósito. Esta é realçada pela diferença entre a matriz fina e os clastos do tamanho matacão, que atingem dimensão máxima de até 3,20 m (Fig. 4.6B). A matriz é composta por uma mistura heterogênea de areia, silte e grânulos. Outra peculiaridade destes conglomerados é a abundância de fragmentos de rochas da própria bacia, em especial arenitos finos e médios e conglomerados das unidades sotopostas.

Quando sustentados pelo arcabouço (Fig. 4.6C), os conglomerados são extremamente mal selecionados e possuem clastos da granulometria calhau a matacão, que localmente alcançam diâmetro superior a 1 m (ϕ_{max} = 1,3 m) (subfácies de conglomerados grossos **Cmg**) e da granulometria seixo a calhau (subfácies de conglomerados médios **Cmm**). Os clastos da fácies **Cm** alternam-se de angulosos a subarredondados, com predomínio dos primeiros (inclusive com arestas preservadas), e possuem em sua maioria baixa esfericidade. Aqueles ocasionalmente discóides apresentam-se rudemente organizados (certa seleção no tamanho e orientação dos clastos), embora a textura dominante da rocha seja maciça. As camadas de



Figura 4.4 - Esquema da distribuição das principais associações de fácies que compõem um leque submarino e que foram encontradas na área de estudos. Modificado de Fragoso-Cesar (1984) e com base nos trabalhos de Walker (1979), Mutti & Ricci Lucchi (1972), Walker & Mutti (1973), Mutti et al. (1978), Bouma et al. (1985), e Bouma (2000).



Figura 4.5 - Seções correlacionadas do leque submarino do Vale do Piquiri da Formação Passo da Capela. Camadas de tufito com exagero vertical. Seções 4 e 3 - leque intermediário, seções 2 e 1 - leque externo.

Legenda

a states	pelitos
	tufitos
$\begin{bmatrix} \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot &$	arenitos finos com grânulos
* *	arenitos finos com intraclastos
	arenitos liqüefeitos
RA	arenitos deformados
S	arenitos silicificados
~	arenitos com laminações cavalgantes
	arenitos maciços
	arenitos laminados
	conglomerados finos
0.000	conglomerados grossos
—	limite de seqüências
	correlação entre tufitos

• • • correlação litológica



Figura 4.6 - Leque submarino do Vale do Piquiri. A: seção colunar de detalhe levantada na porção intermediária do leque. Atentar para localização de fotos de detalhe, B: Megaclastos de arenito em conglomerado maciço (Cm), inclusive um que atinge 3,20 m de tamanho, C: conglomerados estratificados (Ce) de leque interno com abundantes clastos de arenitos e conglomerados. Local VP-346 (Faz. Sto. Antônio).

conglomerados são métricase aparentemente tabulares. Nestas destacam-se matacões subangulosos de arenitos finos, por vezes silicificados, de aspecto tabular, alinhados em meio à estrutura maciça da rocha (Fig. 4.7) que, apesar de fraturados e apresentarem matriz preenchendo as fraturas, preservam a estrutura original.

Entre os depósitos desta fácies, ocorrem delgadas lentes rudíticas restritas à base da Formação Passo da Capela, anteriormente descritas como "brechas xistificadas" por Oliveira (1994). Estes depósitos rudíticos lenticulares basais, cartográfica e volumetricamente pouco expressivos, ocorrem como lentes de espessura reduzida (50 m nas proximidades do Cerro do Alemão) ao longo do Vale do Piguiri, na região do Santana da Boa Vista, na região em torno do Cerro do Bicho e, a sul do rio Camaquã, na borda leste da ocorrência do Arroio Boici. Estes depósitos caracterizam-se por espessuras maiores a sul (porções proximais) e pela presença de fácies aluviais de espessura menor em direção a norte. Esta sucessão constitui-se litologicamente por brechas e, subordinadamente, conglomerados sustentados pelos clastos, que se intercalam com os turbiditos de legue externo a intermediário. As brechas afloram como delgada faixa de afloramentos descontínua (~50 m) em torno do Cerro do Alemão na porção mediana do Vale do Piquiri (região de Cerro da Árvore). São sustentadas por arcabouco formado por clastos muito angulosos e tabulares de esfericidade baixa, da granulometria seixo a calhau, espalhados pela matriz muito fina a grossa, mal selecionada, sem organização alguma evidente (Fig. 4.8). As brechas correspondem ao que Oliveira (1994) denominou de "brechas xistificadas" (sic) cujo arcabouço é "constituído, por seixos e blocos de xistos, angulosos e de baixa esfericidade ...". Macroscopicamente, verifica-se que os clastos da brecha são de filito sericítico, quartzito fino, milonito, gnaisse, granito e quartzo de veio.

Interpretação paleoambiental

Esta sucessão é interpretada como originada em ambiente subaquático de leque interno (*inner-fan*) de sistema de leque submarino em posição proximal em relação à área fonte. Normalmente, associações de fácies de conglomerados em ambiente de leques submarinos são interpretadas como canais submarinos (*submarine channels*) (Normark 1974, Nelson & Nilsen 1974, Mutti *et al.* 1978, Hein & Walker 1982, Howell & Normark 1982, Walker 1985, Morris & Busby-Spera 1990, Mutti & Normark 1991, Normark *et al.* 1998, Cronin *et al.* 2000, Bouma 2000, Hickson & Lowe 2002), interpretação aqui adotada.

Dentro deste contexto, inferiu-se para estes depósitos a posição fisiográfica relativa aos cânions submarinos, de acordo com a interpretação constante nos trabalhos sobre leques submarinos mencionados acima. Os conglomerados maciços indicam processos de sedimentação relacionados à participação de fluxos sedimentares de alta densidade (fluxos gravitacionais de massa subaquosos), de acordo com Middleton & Hempton (1973, 1976).

Código das Fácies	Descrição	Interpretação
Cm Conglomerados maciços	Conglomerados sustentados pelo arcabouço, maciços, com fragmentos em geral subangulosos variando de seixo a matacão (até 1,3 m), mal selecionados. A matriz é mal selecionada, grossa, com grânulos subangulosos. A grande dimensão dos clastos é caraterística.	Fluxo denso associado a fluxo de grãos dirigido pela pressão dispersiva (choque de grãos) e de fluxo de detritos, localizados nas zonas internas de leque submarino.
Ce Conglomerados com estratificação plano- paralela	Conglomerados polimiticos, organizados em camadas tabulares de grande extensão lateral, sustentados pelo arcabouço, com granulometria de seixo a calhau $(\phi_{máx} = 10 \text{ cm})$, com clastos subangulosos a subarredondados. Possuem estratificação planoparalela. Sub-fácies: Cem e Ceg (conglomerado estratificado médio e grosso)	Depósitos de correntes de turbidez, localizados nas porções intermediárias de leques submarinos.
Am Arenitos finos maciços	Arenitos finos maciços, localmente variando para arenito médio. As camadas tabulares individuais, com espessuras em torno de 15 cm, encontram-se bem litificadas e apresentam grande extensão lateral. O topo e a base podem ocasionalmente estar ondulados.	Depósitos de corrente de turbidez correspondentes ao horizonte A da seqüência de turbiditos clássicos de Bouma (1962).
Al Arenitos muito finos laminados	Arenitos muito finos laminados, siltosos e pouco argilosos, ocasionalmente com delgados fragmentos de películas de argila (<i>mud drapes</i>), dispostas paralelamente à laminação plano-paralela. As camadas possuem espessura média de 7 cm.	Depósitos gerados sob regime de fluxo inferior ou superior. Correspondentes ao horizonte B da seqüência de Bouma.
Ag Arenitos finos com grânulos	Arenitos finos com grânulos e pequenos seixos, por vezes contém delgados fragmentos de películas de argila (<i>mud drapes</i>).	Depósitos de corrente de turbidez correspondentes horizonte B da seqüência de Bouma.
Acg Arenito conglomerático	Arenitos conglomeráticos com grânulos e pequenos seixos, matriz de arenito médio a grosso. Estratificação plano-paralela.	Indicam o início da perda de competência da corrente de turbidez.
Ams Arenitos maciços silicificados	Arenitos muito finos, maciços, silicificados, em camadas individuais de ~50 cm de espessura, de grande continuidade lateral.	Depósitos associados às correntes de turbidez, posteriormente silicificados.
Ac Arenitos argilosos com laminações cavalgantes	Arenitos muito finos argilosos, em camadas individuais de grande continuidade lateral e ~4 cm de espessura, formando pacotes de até 25 cm. No topo estas camadas possuem marcas onduladas assimétricas, apresentando internamente laminações cruzadas cavalgantes (<i>climbing ripples</i>) de base reta.	Depósitos de correntes subaquosas onde atuam conjuntamente processos de deposição de material de tração e decantação.
SI Siltitos laminados	Siltitos com laminação plano-paralela, organizados em camadas de espessuras em torno de 5 cm.	Material em suspensão das correntes de turbidez.
Alc Arenitos com Iaminações contorcidas	Arenitos finos a muito finos em camadas de até 7 cm com laminações contorcidas de concavidade lateral ou mesmo para baixo.	Processos de liquefação de sedimentos encharcados de água (sismitos).
Tf Tufitos	Rocha vulcânica, de textura afanítica, com vidro vulcânico, piroclastos e fragmentos líticos.	Associado à atividade vulcânica sin-sedimentar.

Tabela 4.1 - Tabela de fácies de ambiente de leque submarino encontradas na Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã.

Devido às características intrínsecas dos depósitos, tais como desorganização, má seleção, coexistência de grânulos com matacões de até 3,20 m, e ausência de estruturas trativas, estes foram interpretados como originados a partir de fluxos de detritos (*debris flow*). Através destes fluxos, fragmentos de grandes dimensões podem ser transportados



Figura 4.7 - Exemplos de fácies de leque submarino interno no Vale do Piquiri. A e B: conglomerados estratificados tabulares (fácies Ce), C e D: calhaus e matacões angulosos a subanulosos de arenitos fraturados nos congomerados maciços (fácies Cm), E: detalhe de matacão (martelo mede 70 cm) de quartzito, F: concentração de clastos nos conglomerados estratificados (principalmente de arenitos). Vale do Piquiri, Sub-Bacia Camaquã Oriental.



Figura 4.8 - Brechas e conglomerado lenticulares da Formação Passo da Capela. A: Seção colunar esquemática salientando os três pulsos observados. B: Detalhe das brechas junto ao contato contato com o Complexo Porongos onde se destacam seixos de filitos sericíticos (Fi) e xistos derivados desta unidade de embasamento. Local VP-09.

em suspensão, devido à coesão de uma matriz representada pela mistura intersticial de água e sedimentos finos.

4.4.1.2 Depósitos de leque interno (*inner-fan*) e leque intermediário (*mid-fan*) de sistema de leque submarino

Estes depósitos consistem de conglomerados e intercalações de arenitos conglomeráticos e até arenitos finos que incorporam conjuntos de camadas com granodecrescência ascendente e lateral. Os conglomerados estratificados predominam, localmente também ocorrem conglomerados maciços. Os conglomerados estratificados (**Ce**) são organizados, polimíticos, sustentados pelo arcabouço (fragmentos >50%), dispostos em pacotes decimétricos a métricos (70 cm a 1,5 m de espessura), com estratificação plano-paralela denotada por gradação no tamanho ou seleção dos clastos. Ocorrem subfácies médias (Figs. 4.9 e 4.10), com fragmentos variando de seixo a calhau (fácies de conglomerados médios **Cem**), e outras mais grossas, cujos clastos vão de calhau a matacão, (fácies de conglomerados grossos **Ceg**). Os fragmentos apresentam-se ora muito angulosos, ora subarredondados, em geral com baixo grau de esfericidade. A matriz é mal selecionada e constituída por arenito grosso a médio, por vezes com grânulos, cujos grãos mostram-se angulosos a subarredondados, com predomínio de subangulosos. Encontram-se fortemente imbricados. Cada uma das subfácies apresenta-se predominantemente estruturada por estratificação plano-paralela e, localmente, estratificação cruzada.

Os conglomerados maciços (fácies **Cm**) são idênticos aos observados nos depósitos de leque interno (*inner-fan*) de sistema de leque submarino (*vide* ítem 4.4.1.1). Estes conglomerados encontram-se intercalados com arenitos conglomeráticos e arenitos com grânulos. Em uma ocorrência, anteriormente descrita e interpretada por Fragoso-Cesar (1984), encontra-se um grande fragmento de uma camada de arenito fino com cerca de 8 m de diâmetro máximo e espessura por volta de 60 cm que, ao ser arrancado do fundo da bacia, fragmentou-se em diversas partes com dimensão máxima de 1,30 m, cujos fragmentos, se somados, ultrapassam 8 m de comprimento (Fig. 4.11).

Nesta sucessão despontam ainda arenitos conglomeráticos (fácies Acg), maciços a estratificados, compostos por arenitos finos a grossos geralmente mal selecionados, podendo localmente apresentar melhor seleção, dispostos em camadas que variam de 20 a 70 cm. ocorrem em meio as fácies mais grosseiras. Como estruturas sedimentares nesta fácies ocorrem estratificação plano-paralela e, por vezes, cruzada tabular.As fácies de conglomerados e arenitos de leque submarino (fácies Cm, Ce e Acg) podem ser reunidas em associações de fácies que representam bem a posição paleoambiental em que se inserem. Assim, a sucessão de leque interno compreende basicamente associações duas de fácies



Figura 4.9 - Aspecto da fácies de conglomerados estratificados (Ce) do leque submarino do Vale do Piquiri. Atentar para a ciclicidade rítmica do empilhamento que assinala padrão granodecrescente ascendente, evidenciado pela gradação normal para o topo do tamanho dos fragmentos que, por sua vez, implica em duas subfácies: conglomerados estratificados médios (Cem) e grossos (Ceg). Observa-se, igualmente, matacão de arenito médio (Ar) de 1,10 m de dimensão máxima (onde o martelo de escala se encontra).



Figura 4.10 - Fácies de conglomerados estratificados médios (Cem) de leque submarino do Vale do Piquiri. A subfácies Cem comporta tamanho dos fragmentos que varia de seixo a esporadicamente calhau. Em geral, nesta subfácies, os fragmentos são angulosos a subangulosos e de esfericidade baixa. Mesma exposição da Fig. 4.6.



Figura 4.11 - Fácies de conglomerados grossos estratificados (Ce) de leque submarino interno da Formação Passo da Capela. A: seção de detalhe do leque interno, B: os conglomerados contém megaclastos de arenito fino a médio silicificado que constituem uma camada de espessura 80 cm e comprimento de cerca de 8 m. Esta feição é muito freqüente na fácies Ce de leque interno. Depreende-se ainda o caráter "proximal" do depósito, pois o megaclasto, apesar de se achar muito fraturado, indica pouco retrabalhamento devido ao transporte, sendo assim entendido como um só fragmento de uma camada, conforme já sugerido por Fragoso-Cesar (1984). Interpretou-se que estes depósitos foram gerados sob a ação de fluxos de detritos subaquosos, competentes para erodir e carregar um único bloco de 8 m de extensão contínua do substrato de canal submarino. principais. Uma restringe-se à porção meridional da área, e a outra, composta por sedimentos relativamente mais finos que os primeiros, alonga-se até regiões centrais da área do Vale do Piquiri.

Os *conglomerados de canais* estão representados pela alternância das fácies Ce, Cm, Acg e Ag. A fácies Ce é notavelmente predominante, com variação das suas subfácies Cem a Ceg de acordo com o desenvolvimento dos ciclos estrato e granodecrescentes, os quais iniciam na base com Ceg ou Cmg, passando gradativamente para Ce, Cm, Acg e Ag (Fig. 4.11) e finalizando com Acg ou Am. Tais ciclos chegam a atingir 7,5 m de espessura. Há registros subordinados de ciclos com gradação inversa que passam a normal ao longo do mesmo ciclo. Geralmente predominam limites irregulares, indicando a ação erosiva desses depósitos (Fig. 4.11A).

Os conglomerados de zonas intercanais (Fig. 4.6A) caracterizam-se pelo predomínio das fácies Acg, Ag, Ae e Am, além das subfácies Cem, Cmm, entre as quais ocasionalmente ocorrem matacões com até 42 cm de diâmetro máximo ($\phi_{máx}$). Esta intercalação distingue-se preferencialmente por ciclos granodecrescentes que fornecem, juntamente com a imbricação dos clastos, um certo grau de orientação aos conglomerados. Há porções onde estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte são comuns. A espessura de cada ciclo varia de 2 m a 70 cm.

Os conglomerados, expostos na porção norte-oriental na região a leste de Capané (e.g. Passo do Moirão, vide Fig. 4.1), encontram-se em contato por falhas normais com o Sienito Piquiri (Tessari & Picada 1966), do qual provém boa parte dos detritos verificados em seu arcabouço. Os conglomerados são oligomíticos, sustentados pelo arcabouço (clastos arredondados a subangulosos da granulometria seixo a matacão, ϕ_{max} = 76 cm), com predomínio da granulometria calhau, grosseiramente estratificados por gradação, com matriz de arenito grosso com grânulos, mal selecionada, de coloração róseo-avermelhada (Fig. 4.12). Os clastos são arredondados a subangulosos, com predomínio de subarredondados. O arredondamento verificado nos clastos deve ser função direta de sua natureza, ou seja, litologias graníticas e sieníticas que geralmente já são erodidas da área fonte na forma arredondada devido, talvez, ao fenômeno da esfoliação esferoidal. Entretanto, a natureza mal selecionada do depósito, com grande variação na granulometria dos clastos, a pouca organização encontrada e a ausência de imbricações, sugerem ambiente de legue submarino interno a intermediário, possivelmente gerado em regime de fluxo de detritos, em virtude da associação com os depósitos de turbiditos. Em direção ao topo, os conglomerados mostram certa estratificação plano-paralela devido à granodecrescência ascendente, embora preservem a má seleção característica do depósito, ocorrendo uma dispersão maior dos clastos, mantendo granulometria matacão calhau. Acima, intercalam-se níveis de arenitos е а



Figura 4.12 - Conglomerados dos depósitos de leque submarino interno do Vale do Piquiri da Formação Passo da Capela. A: Visão geral do afloramento de conglomerados na região a leste de Capané, B: detalhe dos conglomerados oligomíticos (clastos de rochas sieníticas e traquíticas), C: seção colunar de detalhe destes conglomerados. Local VP-37.

conglomeráticos e arenitos com seixos. Para o topo, os arenitos passam a ser médios com grânulos, e alguns seixos esparsos, em camadas decimétricas (40-60 cm). Como estruturas sedimentares destacam-se, além da estrutura maciça e da estratificação plano-paralela, estratificação cruzada acanalada nos arenitos (pouco freqüente).

Interpretação paleoambiental

Estes depósitos ocupam a posição fisiográfica relativa aos canais submarinos (submarine channels) ou canais das porções internas a intermediárias de legues submarinos (inner-fanchannel) e das zonas intercanais (inter-channel). A associação de fácies de conglomerados de canais indica a participação de fluxos sedimentares de alta densidade (fluxos gravitacionais de massa subaquosos). Dentre estes, o fluxo de detritos (debris flow) é tido como o principal responsável pelos depósitos dessa associação faciológica. Através dele, fragmentos de grandes dimensões podem ser transportados em suspensão, devido à coesão de uma matriz representada pela mistura intersticial de água e sedimentos finos. A deposição se dá rapidamente em virtude do alívio instantâneo ("congelamento") de carga no momento em que o esforço motor da gravidade torna-se inferior à força dos detritos. Desta maneira, este "congelamento" do fluxo gera espessas camadas de conglomerados sustentados pelos clastos e pela matriz (fácies Ceg e Cmg), com pouca proporção de sedimentos finos na matriz, organizados em ciclos predominantemente granodecrescentes, mas com gradação inversa comum (sensu Okada 1971). Tal fluxo pode sustentar os fragmentos quase coesos do megaclasto de camada de arenito de 8 m de comprimento com arestas ainda preservadas (Fig. 4.11B). Esta interpretação por processos de fluxos de detritos parece-nos mais razoável que o termo genérico sistemas turbidíticos proposto por Mutti (1992) e Mutti et al. (1999), por exemplo. Depósitos gerados por correntes de turbidez, assim como de fluxo de detritos, fluxo de grãos e fluxos fluidificados, compreendem os chamados fluxos gravitacionais de massa segundo a classificação de Middleton & Hempton (1973). No entanto, nas últimas três décadas, generalizou-se o emprego do termo genético turbidito como sinônimo de depósitos originados por fluxos gravitacionais de massa (Mutti & Ricci Lucchi 1972, Mutti et al. 1978, Normark et al. 1985, Mutti 1992, Mutti et al. 1999, Stelting et al. 2000). Seguindo a proposta de Shanmugan (2002), aqui empregada, é preferível preservar o termo turbidito para os depósitos originados apenas por correntes de turbidez, conforme definição original de Kuenen & Migliorini (1950) e reforçada por Sanders (1965), posteriormente adotada por Middleton & Hempton (1973), em detrimento de proposições generalistas e pouco rigorosas (e.g. Normark et al. 1985, Mutti 1992, Mutti et al. 1999, Stelting et al. 2000, entre outros), que classificam como turbiditos, além dos depósitos de correntes de turbidez, também depósitos de fluxos de detritos, fluxos de grãos e fluxos fluidificados.

A associação de fácies de conglomerados de zonas intercanais (inter-channel), provavelmente sofreu influência de dois ou mais tipos de fluxos sedimentares de alta

densidade. Além de fluxos de detritos, descritos acima (porém aqui com um pouco menos de energia), atribuí-se à esta associação a participação de processos de fluxo de grãos (*grainflow*). Assim, esta associação é interpretada como decorrente de fluxos densos com transporte associado a fluxo de grãos dirigido pela pressão dispersiva (choque de grãos) e de fluxo de detritos, localizados nas porções internas (*inner-fan*) de leques submarinos. Fluxos de grãos, de acordo com os modelos de Middleton & Hempton (1973, 1976) e de Lowe (1982), também caracterizam depósitos de leques submarinos internos, sendo responsáveis pelo transporte de sedimentos do fundo do cânion para os vales dos leques que, como conseqüência, tendem a erodir o substrato e as paredes dos cânions. Eles são originados por fluxo ascendente de partículas rígidas devido às pressões dispersivas resultantes das colisões de grãos, as quais se contrapõem à tendência dos grãos de se depositarem fora do fluxo.

As brechas lenticulares basais, devido à associação com os turbiditos de leque intermediário a leque externo, sugerem ambiente deposicional em condições subaquáticas, provavelmente de leque interno a intermediárias de leque submarino.

Análise de Proveniência

Os conglomerados dos leques submarinos internos e intermediários apresentam composição dos clastos do arcabouço derivada de unidades da própria sub-bacia (arenitos, principalmente), indicando a atuação de processos de autofagia, bem como de rochas do embasamento (quartzitos, xistos, metarriolitos etc) (Fig. 4.13). As análises de proveniência efetuadas mostram-se coerentes com as análises de paleocorrentes. Estas indicam dispersão dos sedimentos a partir de SSW, onde se destacam litotipos oriundos do Complexo Porongos, tais como quartzitos, metarriolitos e milonitos em geral. A presença de clastos de granitos (*e.g.* Passo da Capela Fig. 4.13A) pode ser atribuída a núcleos graníticos preservados da intensa milonitização que afetou este complexo de embasamento.

Na região a leste de Capané, por exemplo, a análise de proveniência dos conglomerados mostra derivação principalmente do Sienito Piquiri, mas também de rochas do Granito Encruzilhada do Sul (Fig. 4.14). É importante salientar que a proveniência reflete contribuição detrítica do embasamento adjacente ao depósito conglomerático (*e.g.* clastos do Sienito Piquiri), indicando assim que movimentações laterais do substrato da bacia não ocorreram ou, caso aconteceram, não foram importantes na deposição do Grupo Santa Bárbara.

As brechas lenticulares basais apresentam composição dos clastos do arcabouço derivada das rochas do embasamento adjacente. Os fragmentos são de quartzo, leucogranito cinza com muscovita, leucogranitos róseos grossos e granitos finos, junto à base, e à medida



Figura 4.13 - Histogramas de proveniência de conglomerdos de leque submarino interno a intermediário da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

que progredimos para o topo, aumenta sobremaneira a participação de quartzo de veio e de milonitos diversos.



Figura 4.14 - Histogramas de proveniência de conglomerdos de leque submarino interno a intermediário da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental. Local Vale do Piquiri-37.

O Sienito Piquiri e a relação com a Bacia do Camaquã

Os conglomerados, expostos na porção norte-oriental a leste da região de Capané, em contato com o chamado Sienito Piquiri (Jost *et al.* 1985), são sustentados pelo arcabouço (clastos arredondados a subangulosos da granulometria seixo a matacão), grosseiramente estratificados por gradação, com matriz de arenito grosso com grânulos. Em direção ao topo, há uma granodecrescência ascendente que mostra certa estratificação nos conglomerados, embora preservem a má seleção característica do depósito, ocorrendo uma dispersão maior dos clastos (esparsos), mantendo a granulometria matacão e calhau. Acima, intercalam-se níveis de arenitos conglomeráticos e arenitos com seixos. Para o topo, os arenitos passam a ser médios com grânulos, e alguns seixos esparsos, em camadas centimétricas (40-60 cm) denotando estratificação à rocha do tipo plano-paralelo. Como estruturas sedimentares destacam-se, além da estrutura maciça, estratificação plano-paralela e, nos arenitos, estratificações cruzadas acanaladas.

A importância destes conglomerados reside na colocação do Sienito Piquiri, se intrusivo na seqüência sedimentar ou anterior, e na gênese da sub-bacia e, conseqüentemente, na idade da bacia. Com relação ao primeiro ponto, a ausência até o momento de determinações geocronológicas no pacote sedimentar não permite definir com precisão a posição do Sienito Piquiri que, de acordo com os dados disponíveis, originou-se há 580 ± 25 Ma (K/Ar em anfibólio, Cordani *et al.* 1974), considerando-se o elevado erro analítico da idade de 615 ± 99 Ma de Soliani Jr. (1986). Este corpo envolve duas intrusões, a principal com uma área de 130 km², em forma irregular que se assemelha a uma ferradura (Jost *et al.* 1985) e outra menor (3 km²) distante cerca de 4 km a NE da cidade de Encruzilhada do Sul (Fragoso-Cesar 1991). A principal intrusão, minuciosamente investigada por Jost *et al.* (1985), Vieira Jr. *et al.* (1989) e Stabel *et al.* (2001), constitui-se de um corpo heterogêneo com nítida foliação de fluxo ígneo denotada pela orientação de forma dos minerais máficos e de feldspato e dos encraves
máficos. Litologicamente é formada por feldspato alcalino sienitos e, subordinadamente, feldspato alcalino quartzo sienitos que localmente passam para feldspato alcalino granitos pobres em quartzo (<25%). De acordo com Jost *et al.* (1985), termos sub-saturados com nefelina não foram encontrados. A granulação é função direta da disposição dos tipos litológicos deste corpo intrusivo, caracterizando-se por textura fina nas bordas e, gradativamente mais grossa em direção ao centro da estrutura.

O Sienito Piquiri é intrusivo no Complexo Porongos e em granitóides do Granito Encruzilhada do Sul, através de zonas de falhas e em parte ao longo dos contatos entre estas unidades (Fragoso-Cesar 1991). Segundo Jost *et al.* (1985) o conjunto alcalino possui limites bruscos e verticais, à exceção da borda ocidental, marcada por falhas mais jovens. Estes autores argumentaram que a rápida redução do tamanho dos cristais nas bordas do corpo, a injeção de diques de traquito nas rochas encaixantes, a ocorrência de brechas magmáticas e reológicas, as evidências de recristalização e a brusca interrupção dos milonitos nos contatos sugerem que a intrusão do sienito atingiu os milonitos e blastomilonitos regionais, os granitos e as rochas metamórficas e sedimentares mais antigas. Entretanto, a carência de evidências de recristalização e de injeção de diques nos conglomerados mais jovens (*e.g.* eopaleozóicos e permo-carboníferos) e, principalmente, a presença de clastos de sienito nestes indicam que a intrusão serviu como área fonte.

As relações de contato entre o Sienito Piquiri e os sedimentos do Supergrupo Camaquã é matéria controversa. Jost *et al.* (1985) sustentaram que, onde o contato com os ritmitos não se faz por falha, foi possível reconhecer silicificação dos arenitos e siltitos e, recristalização dos minerais de argila, aludindo assim o caráter intrusivo do sienito nos ritmitos. Ainda segundo estes autores, os ritmitos seriam a base da seqüência sedimentar e, os conglomerados com clastos de sienito representariam depósitos de topo e, por esta razão, mais jovens (conglomerados Passo do Moirão). Tal conclusão foi seguida por Vieira Jr. *et al.* (1989), Fragoso-Cesar (1991) e Caravaca *et al.* (1995). No entanto, Ketzer & Germany (1994) afirmaram que o Sienito Piquiri seria embasamento das unidades sedimentares devido à presença de clastos de sienito no arcabouço dos conglomerados, à interdigitação entre as fácies conglomeráticas e de ritmitos e à ausência de apófises do Sienito Piquiri nos sedimentos. Mais tarde, Caravaca (1998) e Caravaca *et al.* (2001) enfatizaram que o Sienito Piquiri "é *claramente intrusivo nas seqüências da sub-bacia Piquiri*".

Em um dos locais de limite entre o Sienito Piquiri e a bacia, as observações de campo realizadas para esta tese mostram que os conglomerados com procedência do sienito encontram-se em contato direto com o próprio. Junto ao contato, existe uma zona de cisalhamento de aproximadamente 3-4 m de espessura que afeta o sienito. Acima dos conglomerados, perfazendo limite concordante, por vezes gradacional com interdigitação, ocorrem ritmitos formados por intercalações de conglomerados finos, arenitos grossos maciços e arenitos finos laminados em camadas decimétricas a centimétricas, com abundantes

fragmentos de F-K, sienitos, traquitos e feldspatos alcalinos róseos idênticos aos do sienito do contato, ou seja, clastos inequivocadamente derivados do Sienito Piquiri. As feições de contato brusco entre os conglomerados e os ritmitos que nas bordas do limite ocorrem por vezes, induzindo a interpretação de "mais jovens", referem-se tão somente a estruturas de escavação de um canal submarino. Além disso, há recorrência lateral e vertical destes conglomerados na sucessão, intercalados aos ritmitos. Adicionalmente, o grau de litificação destes conglomerados é similar aos demais da sucessão, desfavorecendo a hipótese de serem mais jovens, como aqueles permo-carboníferos. Lentes de conglomerados do mesmo nível estratigráfico, porém menos próximas deste corpo, não apresentam o sienito em sua proveniência.

Pelo exposto, concluímos que o Sienito Piquiri teve sua colocação antes da deposição de toda a sucessão sedimentar do Vale do Piquiri. Isto se deve: (i) o sienito faz contato litológico com conglomerados basais da sucessão do Vale do Piquiri, (ii) presença de clastos do Sienito Piquiri nestes conglomerados basais, (iii) veios, apófises e diques foram unicamente observados em rochas do embasamento do sienito, (iv) os conglomerados com clastos de sienitos que foram apontados por vários autores (*e.g.* Jost *et al.* 1985) como superiores por escavarem os ritmitos são, tão somente, depósitos de canal submarino que escavam as paredes e o substrato de sucessões distais. Com estes elementos, sugere-se que o Sienito Piquiri represente um dos altos fornecedores de detritos para as fases iniciais do preenchimento da Sub-Bacia Camaquã Oriental e, esta, foi originada muito tempo depois da idade referida para o sienito (611 \pm 3 Ma de Philipp *et al.* 2002, 580 \pm 25 Ma, método K/Ar em anfibólio de Cordani *et al.* 1974), ao contrário de algumas proposições vigentes (*e.g.* Caravaca *et al.* 2001) que sugerem idade de gênese da bacia em torno de 600 Ma. Resultado semelhante foi conseguido por Ketzer & Germany (1994) e, anteriormente, por Tessari & Picada (1966), pela análise dos clastos do arcabouço dos conglomerados adjacentes ao Siento Piquiri.

4.4.1.3 Depósitos de turbiditos de leque intermediário (*mid-fan*) e leque externo (*outer-fan*) de sistema de leque submarino

Esta sucessão consiste de (i) arenitos e ritmitos formados pela intercalação de arenitos finos maciços a laminados com siltitos laminados dispostos em camadas rítmicas tabulares de grande continuidade lateral e espessura, que perfazem espessura entre 1000 e 1500 m. Nesta sucessão interpõem-se, em seus níveis basais, (ii) quatro camadas de tufitos félsicos e, em dois níveis estratigráficos que marcam limites de seqüências, (iii) intervalos de depósitos interpretados como sismitos (Fig. 4.6).

Arenitos e Ritmitos

Os arenitos finos são maciços (fácies **Am**) a laminados (fácies **AI**), bem litificados, com mineralogia constituída por grãos de quartzo, feldspato e placas submilimétricas de muscovita no plano da laminação (Fig. 4.15). Por vezes, o topo e/ou a base podem estar ondulados devido

à associação com arenitos finos com laminação cruzada cavalgante de base reta (formada a partir de correntes). Quando maciços apresentam camadas individuais mais espessas (alcançando de 8 a 15 cm, excepcionalmente 30 cm) de granulometria geralmente fina, por vezes média. Se laminados, os arenitos são muito finos, excepcionalmente finos, siltosos, pouco argilosos (por vezes contendo delgadas películas de argila (*mud drapes*) sub-paralelas à laminação), em camadas individuais muito finas (espessura centimétrica da ordem de 2 a 8 cm, normalmente entre 2 e 4 cm) apresentando laminação plano-paralela muito conspícua ressaltada pelo empastilhamento da rocha (Figs. 4.16 e 4.17). Subordinadamente, ocorrem siltitos laminados (fácies **SI**), com laminação plano-paralela, dispostos em finas camadas centimétricas (4 a 6 cm, excepcionalmente até 10 cm) e arenitos finos maciços com grânulos e pequenos seixos.

Estes depósitos podem ser agrupados em associações de fácies, conforme segue abaixo.

Turbiditos estritamente arenosos não cíclicos – intercalações de **Am**, **AI** e **Ac**, com **Ams** subordinado (Fig. 4.18), o qual encontra-se em camadas mais espessas, além de ocorrer associado a dois níveis da fácies **Tf.** As camadas tabulares e de grande extensão lateral não apresentam ciclicidade aparente, embora ocorram empilhamentos onde a participação da fácies **Ag** e **Acg** torna-se mais significativa, delimitando ciclos entre a intercalação daquelas características desta associação. Em geral estas camadas de maior granulometria são mais espessas, com 50 cm em média, e a proporção areia/silte fica em torno de 90:10.

Turbiditos arenosos estratos e granodescentes – compostos de intercalações de **SI**, **Am**, **AI**, com **Ams** subordinado, em camadas mais espessas, de no mínimo 30 cm, associadas a dois níveis de **Tf**. O empilhamento está organizado em ciclos estrato e granodecrescentes de em média 50 cm, onde geralmente 40 cm destes correspondem à porção arenosa, aumentando assim a razão areia/silte (8:2), em relação à associação anterior. A geometria tabular e contínua das camadas é perturbada somente por raras lentes de **Ag** e **Acg** que chegam a atingir 50 cm de espessura.

Turbiditos não cíclicos – intercalações de fácies SI, Am e AI, com raras camadas de Ag e Ams mais espessas (no mínimo com 20 cm de espessura), as quais indicam variações na







Figura 4.16 - Seções colunares de detalhe dos turbiditos finos de leque submarino externo da Fomação Passo da Capela.



Figura 4.17 - Turbiditos de leque intermediário a externo da Fomação Passo da Capela. A: seções colunar de detalhe, B: local onde a seção foi levantada, C: vista do afloramento onde a seção foi realizada. A cristana foto é constiuída pelos tufitos que aparecem na seção.

86

VP-296



Figura 4.18 - Depósitos de turbiditos de leque intermediário (*outer-fan*) da Formação Passo da Capela
 A: Seção colunar de detalhe, B: aspecto geral dos turbiditos onde a seção foi levantada, C: foto de detalhe de laminação contorcida. Local VP-158.

energia do fluxo sedimentar em função de eventos de difícil ocorrência, capazes de perturbar o empilhamento homogêneo (não cíclico) das finas camadas das fácies características desta associação. Delgadas e raríssimas camadas da fácies **Ac** foram observadas. Notável tabularidade e a grande extensão lateral das camadas. A proporção entre as granulometrias areia/silte é em média 1:1.

Turbiditos siltosos estratos e granodescentes - intercalações de **SI**, **Am** e **AI**, com delgadas camadas de **Ao** subordinadas, além da presença de um nível de **Tf**. O empilhamento, notavelmente tabular, está organizado em ciclos estrato e granodecrescentes de em média 60 cm, sendo que a espessura de **SI** chega a atingir 40 cm, portanto, nesta associação, a razão areia/silte diminui significativamente, aproximando-se de 3:7.

Interpretaço paleoambiental

As delgadas intercalações de arenitos finos maciços, laminados e com laminações cruzadas cavalgantes e siltitos foram interpretados como depósitos gerados por correntes de turbidez de baixa densidade (Lowe 1982) provavelmente originados abaixo da ação de ondas de tempestade em ambiente de costa-afora (*offshore*) configurando turbiditos de leque externo de sistema de leque submarino. Estes depósitos compreendem uma sucessão retrogradacional relacionada aos turbiditos clássicos (*sensu* Walker 1992).

4.4.1.4 Depósitos de turbiditos de leque externo

Estes depósitos de turbiditos compreendem intercalações de (i) arenitos finos maciços, (ii) arenitos finos laminados, (iii) siltitos laminados, (iv) arenitos com laminações cavalgantes e (v) arenitos finos maciços silicificados (Fig. 4.19), a seguir descritas:

Os arenitos maciços (fácies **Am**) compõem-se de arenitos maciços, bem litificados, dispostos em camadas tabulares de 8 a 15 cm (por vezes atingindo 30 cm de espessura), de grande continuidade lateral. A mineralogia é composta por grãos de quartzo, feldspato e minúsculas placas de muscovita. Localmente as camadas apresentam topo e/ou base ondulado; a coloração se aproxima do castanho avermelhado.

Os arenitos finos laminados (fácies **AI**) são formados por arenitos finos laminados siltosos e pouco argilosos com galhas orientadas de argila (*mud drapes*) de acordo com a laminação, dispostos em camadas delgadas de 2 a 8 cm; em decorrência da laminação plano-paralela, o empastilhamento das camadas é acentuado; a cor característica é o castanho avermelhado.

A fácies de siltitos laminados (fácies **SI**) constitui-se de siltitos de coloração ocre com laminação plano-paralela conspícua, que se distribuem em camadas tabulares de grande continuidade lateral atingindo no máximo 6 cm de espessura.



E





Figura 4.19 - Seção contínua de detalhe dos turbiditos de leque externo da Formação Passo da Capela. Locais VP-327 a 329.

W

A fácies de arenitos com laminações cruzadas cavalgantes (fácies **Ac**) caracteriza-se por arenitos muito finos argilosos que, internamente, apresentam abundantes laminações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) de base reta e delgadas galhas de argila paralelas à laminação; as camadas individuais atingem no máximo 4 cm de espessura, embora o empilhamento destas chegue em média a 20 cm, localmente 30 cm de espessura; o topo das camadas, por vezes, apresenta marcas onduladas assimétricas; a coloração não foge ao castanho avermelhado.

A fácies **Ams** compreende arenitos finos, ocasionalmente médios, maciços, muito silicificados, com cor marrom acinzentada. Estes arenitos estão dispostos em camadas individuais muito espessas variando de 50 cm a 1 m, sendo responsáveis pelas pequenas cristas do relevo em meio aos ritmitos.

As mesmas asociações de fácies são encontradas nestes depósitos (vide ítem 4.4.1.3).

Interpretação paleoambiental

Esta sucessão é interpretada como originada em ambiente de porções externas de leques submarinos em um momento em que a bacia começava a passar de condições típicas de águas profundas para águas mais rasas, constatado por abundantes marcas onduladas, além de porções arenosas com camadas relativamente mais espessas.

4.4.1.5 Análise de Paleocorrentes dos depósitos de leque submarino

De acordo com as diferentes interpretações paleoambientais dos depósitos do leque submarino do Vale do Piquiri que, como última instância refletem padrões distintos de paleocorrentes, estas puderam ser analisadas separadamente por sucessão de depósito.

Depósitos de legue interno (inner-fan) de sistema de legue submarino

Não foram encontradas estruturas para avaliar a dispersão dos sedimentos nestes depósitos. Entretanto, a variação de fácies mais finas na direção norte (rumo ao depocentro da bacia) sugere aporte sedimentar longitudinal ao eixo da bacia (Anexo 1 ou Fig. 4.1).

Depósitos de leque interno (inner-fan) e leque intermediário (mid-fan) de sistema de leque submarino

Utilizando-se das atitudes de estruturas associadas a transporte sedimentar por fluxos unidirecionais, presentes nos conglomerados e arenitos, foram coletadas 35 medidas de paleocorrentes com tendência preferencial para N-NE, coerente com a orientação geral, de SSW para NNE, das associações de fácies ali encontradas (Fig. 4.20).



Figura 4.20 -Padrão de dispersão de paleocorrentes de leque intermediário (arenitos e conglomerados) da Formação Passo da Capela no Vale do Piquiri. As medidas foram coletadas em estratificação cruzada do tipo tabular e, subordinadamente, em imbricações de clastos alongados. Legenda: N = número de medidas, d.p. = desvio padrão, f.c. = fator de consistência e VP-244 = ponto de coleta.

Depósitos de turbiditos de leque intermediário (mid-fan) e leque externo (outer-fan) de sistema de leque submarino

Nesta sucessão de arenitos finos e ritmitos foram medidos 78 planos de laminações cruzadas cavalgantes de base reta (por corrente) (*vide* Fig. 4.21). As paleocorrentes coletadas em laminações cruzadas cavalgantes nos turbiditos revelaram uma direção de paleofluxo consistente para NNE, ou seja, longitudinal à orientação geral da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquíri. Tal padrão de paleocorrentes longitudinal às bordas da bacia é típico de depósitos de turbiditos e coerente com dados encontrados na literatura sobre o tema (*e.g.* Davies & Walker 1974, Boiano 1997).

Depósitos de turbiditos de legue externo

Nos depósitos de turbiditos de leque externo foram medidos 69 planos de laminações cruzadas cavalgantes de base reta (por corrente) (*vide* Figs. 4.22). As análises de paleocorrentes evidenciam, em geral, sentido de paleofluxo variando entre os quadrantes N e NE. Este conjunto de paleocorrentes demonstra padrão unidirecional e unimodal de dispersão, com sentido NE, característico de depósitos de correntes de turbidez em bacias tectônicas, relativas a mares epicontinentais. Variações locais, com sentidos NW e NE, nas porções mediano-distais dos leques podem indicar a expansão radial dos fluxos, após estes abandonarem os canais, onde se encontravam confinados pelas paredes destes, sobretudo no topo da sucessão (Fig. 4.22A). A Fig. 4.23 mostra mapa da distribuição de paleocorrentes.

4.4.2 Depósitos de Plataforma

No topo dos depósitos de turbiditos de leque externo de sistema de leque submarino, em porções internas da sub-bacia, ocorrem depósitos de tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*) e depósitos de tempestitos de ambiente de costa-afora (*offshore*) representativos de sedimentação plataformal marinha na Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri (Tabela 4.2).

4.4.2.1 Depósitos de tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*)

Os depósitos marinhos de face litorânea (*shoreface*) ocorrem no limite com os depósitos de leque interno, ou seja, na passagem entre as seqüências 1 e 2 do Vale do Piquiri, adiante discutidas. Estes depósitos são formados por ritmitos psamo-pelíticos com transição para arenitos ondulados e laminados gerados sob ação de ondas de tempestades. A Fig. 4.24 mostra uma seção colunar desses depósitos. Os ritmitos compõem-se de intercalações de (i) arenitos finos a muitos finos centimétricos laminados, micáceos; (ii) argilitos laminados de



Figura 4.21 - Padrão de dispersão de paleocorrentes dos turbiditos de leque intermediário e externo da Formação Passo da Capela no vale do Piquiri. A coleta foi realizada em laminações cruzadas dos tipos comum e cavalgante. A: Diagramas de roseta de paleocorrentes em depósitos de turbiditos finos nas proximidades do contato com o embasamento; a diferença no padrão de dispersão refere-se ao tipo de estrutura medida e morfologia do leque; diagrama da esquerda representa porções de *overbank* do leque, ao passo que o da direita possível escavação de um canal submarino (marcas de sola), B e C: Diagramas de roseta de paleocorrentes de lobos arenosiltosos de leque externo (*outer-fan lobe*), D e E: Diagramas de roseta dos lobos de leque externo em posição estratigráfica superior a B e C. Legenda: N = número de medidas, d.p. = desvio padrão, f.c. = fator de consistência, VP-257 = ponto de medida seguido do n[§].



Figura 4.22 - Padrão de paleocorrentes dos turbiditos externos da Formação Passo da Capela. A: exemplo de estrutura onde foram coletadas as medidas (no caso, laminação cruzada cavalgante do local VP-278, vide seta) que, como em B, representam intervalo superior do leque, C a E: diagramas de roseta dos locais amostrados. Siglas: N = número de medidas, d.p. = desvio padrão, f.c. = fator de consistência, VP-278 = ponto de medida seguido do n^ē.



Figura 4.23- Mapa de distribuição de paleocorrentes do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental nas regiões do Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e a leste de Capané.



Figura 4.24 - Seção colunar de detalhe dos depósitos de tempestitos de costa-afora da Formação Passo da Capela no local homônimo na Sub-Bacia Camaquã Oriental. Modificada de Fragoso Cesar *et al.* (2001).

espessura centimétrica 1-4 cm); (iii) arenitos finos a médios, muito micáceos, com laminação plano-paralela e estratificação cruzada tipo *swaley*, com lineação primária de corrente (*parting lineation*) e, internamente, com truncamentos de baixo ângulo, em contato erosivo sobre as demais fácies; (iv) arenitos finos maciços centimétricos a decimétricos (até 12 cm), (v) arenitos finos com laminações onduladas e marcas onduladas, (vi) conglomerados finos decimétricos de geometria lenticular e (vii) arenitos finos a muito finos, falhados, com estruturas de liqüefação (laminações contorcidas) em dois níveis, respectivamente, de 12-15 cm e 10 cm de espessura, denominados de sismitos *sensu* Vittori *et al.* (1991) (Fig. 4.25).

4.4.2.2 Depósitos marinhos de tempestitos de costa-afora (offshore)

Os depósitos de tempestitos de ambiente de costa-afora (*offshore*) compreendem finas intercalações rítmicas (espessuras centimétricas) de siltitos em geral maciços e arenitos extremamente finos siltosos laminados e também maciços. Quando laminadas, ambas litologias possuem laminação plano-paralela e, por vezes, ondulada. Em direção ao topo da sucessão surgem corpos lenticulares de até 15 cm de espessura de arenitos médios, por vezes grossos, com laminações cruzadas truncadas por ondas (no sentido de Lavina *et al.* 1985 para designar truncamentos com comprimento de onda menor que 1 m), as chamadas *micro-hummockies* de Dott & Bourgeois (1982), de base e topo ondulados (Fig. 4.26). No topo das camadas de arenitos médios são abundantes as marcas onduladas do tipo simétrico com 2 a 6 cm de comprimento de onda e padrão de interferência sugestivo de oscilação. As camadas de arenitos médios espessam-se em direção ao topo da sucessão.

Interpretação paleoambiental

O grande acúmulo de material fino (pelitos) sugere ambiente com condições trangüilas, cuja deposição deveu-se à acreção vertical. As interestratificações de siltitos e arenitos finos sugerem que, ao fim de cada aporte de material arenoso para o sistema, condições calmas voltavam a reinar no ambiente (De Raaf et al. 1977). Tais evidências indicam deposição abaixo do nível de ação das ondas normais em ambiente de costa-afora (offshore). As camadas delgadas de arenitos muito finos da porção inferior, com laminação plano-paralela e, por vezes, ondulada, sobretudo quando próximas dos arenitos médios lenticulares, e a própria presença destes, indicam o aporte de material arenoso por suspensão em razão da agitação das ondas, sendo assim interpretados como depósitos originados por tempestades. As camadas de arenitos médios e, por vezes grossos, apresentam estruturas como laminações cruzadas truncadas por ondas (micro-hummocky) e marcas onduladas simétricas com interferência de ondas que são atribuídas à ação de ondas por fluxo oscilatório (Hunter & Clifton 1982, Dott & Duke et al. 1991, Cheel 1991, DeCelles & Bourgeois 1982, Cavazza 1991,



Figura 4.25 - Afloramento do Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A: Croqui da parede sul salientando as falhas sin-sedimentares, B: Foto geral da exposição com destaque para os níveis de laminações contorcidas, C e D: Detalhe das laminações contorcidas. Modificada de Fragoso-Cesar *et al.* (2001).



Figura 4.26 - Depósitos de tempestitos de costa-afora (*offshore*) da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A: Notar predomínio de siltitos laminados (Fácies SI) e lentes de arenitos grossos a médios com estratificações cruzadas *hummocky* (foto de detalhe B) (fácies Ah) e local amostrado, onde em seções delgadas grãos esféricos de minerais de glauconita foram identificados, indicando ambiente marinho para estes depósitos. Local VP-461.

Código das Fácies	Descrição	Interpretação	
Am Arenitos finos maciços	Arenitos finos maciços, com topo e base ondulados.	resultado de fluidização de arenitos estruturados e posterior homogeneização granulométrica e obliteração de estruturas.	
AI Arenitos muito finos Iamínados.	Arenitos finos a muito finos laminados, siltosos, micáceos, com laminação plano-paralela.	Tração de carga de fluxo promovida por ondas e/ou correntes oscilatórias.	
Ah Arenitos médios com estratificações cruzadas hummocky e swaley	Arenitos médios com estratificações cruzadas hummocky e swaley com boa seleção granulométrica	Ação de fluxo oscilatório ou combinado. Depósitos gerados por ondas de tempestade.	
Ao Arenitos com laminação ondulada	Arenitos finos com laminação ondulada e marcas onduladas simétricas e assimétricas, por vezes com galhas de argila (<i>mud drapes</i>).	Alternância de deposição por tração e decantação	
Ac Arenitos médios com laminação cavalgante	Arenitos médios argilosos com laminação cruzada cavalgante (<i>climbing ripples</i>) de base reta. Associam- se com a fácies Ah.	Processos de deposição de material por tração e decantação.	
Alc Arenitos com laminações contorcidas	Arenitos finos a muito finos em camadas de até 7 cm com laminações contorcidas de concavidade lateral ou mesmo para baixo.	Processos de liquefação de sedimentos encharcados de água (sismitos).	
SI Siltitos laminados	Siltitos argilosos com laminação plano-paralela.	Material depositado por acreção vertical	
Ar Argilitos maciços	Argilitos maciços	Material em suspensão depositado por acreção vertical	

Tabela 4.2 - Tabela de fácies de depósitos de tempestitos de costa-afora da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã.

Cheel & Leckie 1992). A constatação de certa diminuição do tamanho dos grãos e a passagem para estruturas de menor energia (laminação plano-paralela) em direção ao topo sugerem recorrência de eventos episódicos, compondo ciclos do tipo *shallowing upward*, como o modelo proposto pelos autores citados (*e.g.* Cheel & Leckie 1992). Eventos episódicos de tempestades explicariam o aporte de areia em meio a tanto material fino em ambiente de costa-afora (*offshore*).

4.4.2.3 Análise de Paleocorrentes dos depósitos plataformais

As paleocorrentes coletadas nos depósitos de Tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*) em estratificações cruzadas tipo *swaley*, no afloramento do Passo da Capela (Fig. 4.24), revelaram uma direção de paleofluxo das correntes unidirecionais predominantes durante a atuação de tempestades para SE, provavelmente refletindo uma direção perpendicular à costa e sentido para o mar.

O vetor médio da estratificação cruzada por migração de megaondulações indica correntes de deriva litorânea para SE, concordando com uma direção aproximadamente NE-SW da linha de costa sugerida pela estratificação cruzada *swaley*.

A conclusão de uma linha de costa NE-SW é consistente com os dados de paleocorrentes obtidos nos depósitos de leque submarino, ou seja, uma direção longitudinal à orientação geral

da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri.

4.4.2.4 Arenitos com laminações contorcidas (sismitos)

Os depósitos de sismitos ocorrem em dois níveis estratigráficos principais, um abaixo dos conglomerados de legue submarino e o outro abaixo dos conglomerados fluviais da Formação Rincão dos Mouras (Fig. 4.5). Também existe um nível próximo do contato com o embasamento na seção 1 (Fig. 4.5). A fácies de arenitos finos a muito finos com laminações contorcidas (fácies Alc) é composicionalmente análoga aos ritmitos psamo-pelíticos; entretanto, ela é fundamentalmente distinta por sua estrutura. No afloramento do Passo da Capela (Fig. 4.25A, B), principal exposição investigada, ocorrem camadas de arenitos com laminações intensamente contorcidas (Fig. 4.25C, D) entre outras que não exibem deformação, e mostram diversas feições decorrentes, provavelmente, de uma atividade sísmica sin-sedimentar, sendo assim chamados de sismitos (sensu Obermeier et al. 1990, Vittori et al. 1991, Obermeier 1996), tal como caracterizado em trabalhos recentes (Fragoso-Cesar et al. 2001^b, Fambrini et al. 2001^b). No Vale do Piquiri, a norte da região do Passo da Capela, foram observadas abundantes dobras que não obedecem a nenhum padrão. Ao mesmo tempo, esta deformação está restrita a um set de camadas (Fig. 4.27), apesar de se prolongarem por grande distância lateral (até 10 km). Localmente, essas dobras têm um aspecto peculiar, como se fossem dobras em chevron, o que provavelmente induziu Oliveira & Fernandes (1991) a se equivocarem quando as interpretaram como realmente sendo dobras em chevron. Além dessas, observamse também estruturas como diques clásticos (Fig. 4.28), camadas rompidas e slumps.

Interpretação paleoambiental

Os depósitos de arenitos com foram interpretados como sismitos no sentido de Vittori *et al.* (1991). Em analogia aos estudos de Allen & Banks 1972, Sims, 1973, 1975, Horowitz 1982, Mills 1983, Hempton & Dewey 1983, Obermeier 1996, Mohindra & Thakur 1998, dentre outros, interpretou-se que esse conjunto de estruturas foi gerado pela ação de sismos, possivelmente de magnitude entre 5,5 e 6,5 na escala Richter, causando liqüefação dos sedimentos, gerando estruturas de injeção em camadas adjacentes, confundidas com gretas de contração por Oliveira & Fernandes (1991). No final deste capítulo (ítem 4.9, Fragoso-Cesar *et al.* 2001^b) serão feitas maiores considerações a respeito destes depósitos de sismitos. A constatação de ocorrência de pelo menos dois intervalos de sismitos indicam atividade sísmica na bacia, conforme antecipado por Fragoso-Cesar (1984), Lavina *et al.* (1985) e Paim *et al.* (1986). Por



Figura 4.27 - Arenitos dobrados por atividade sísmica na Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri. Notar ausência de padrão e deformação confinada entre camadas indeformadas sugerindo caráter sin-sedimentar.



Figura 4.28 - Diques clásticos provocados provavelmente por atividade sísmica sin-sedimentar da Formação Passo da Capela na Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri. outro lado, a presença de sismitos logo abaixo dos conglomerados de leque interno e intermediário sugere que, provavelmente, abalos sísmicos foram os detonadores destes fluxos

de gravidade e das correntes de turbidez que geraram os depósitos de leque submarino. Em adição, a presença de sismitos em intervalos imediatamente abaixo de superfícies erosivas limitantes de seqüências (*vide* ítem 4.7) sugere a atuação da tectônica concomitante às variações eustáticas no controle da deposição das seqüências.

4.4.2.5 Evidências de vulcanismo sin-sedimentar na Formação Passo da Capela

Os arenitos e ritmitos psamo-pelíticos apresentam quatro camadas de tufitos félsicos (Figs. 4.29) que se intercalam na sucessão terrígena. Anteriormente foram descritos como tufitos por Flores *et al.* (1992) e, previamente, por Kolling (1979 *apud* Fragoso-Cesar 1984), como porcelanitos. Embora Flores *et al.* (1992) tenham registrado a ocorrência de uma camada de tufito (vítreo para os autores) com até 2,5 m de espessura, nos trabalhos de campo para a realização desta tese foram registradas mais três camadas dessa rocha, sempre intercaladas com as demais litofácies constituídas por uma litologia completamente distinta dos sedimentos terrígenos até então citados. Sua coloração é roxa escura a clara, passando a rosa clara quando em estado avançado de alteração, daí o atributo félsico; a granulometria é muito fina a afanítica, sendo muito difícil determinar sua composição mineralógica a olho nu.

Empregou-se o termo tufito (*sensu* Schmid 1981, McPhie *et al.* 1993) para designar rocha contendo mistura de piroclastos e epiclastos, sendo os primeiros representados por cristais individuais, vitroclastos (*glass shards*) e litoclastos vulcânicos derivados diretamente de erupções vulcânicas. As camadas destes tufitos encontram-se onduladas segundo mesmo padrão dos ritmitos adjacentes e apresentam espessura máxima medida de 3,5 m (Fig. 4.30). Os tufitos são recorrentes em quatro camadas diferentes, sendo duas próximas do embasamento e outras duas situadas logo acima de camada de conglomerado fino (grânulos e eventuais seixos), representando assim quatro momentos distintos de sua deposição.

Essas rochas vulcanoclásticas foram caracterizadas utilizando-se as técnicas convencionais da microscopia petrográfica. Petrograficamente observa-se textura vitroclástica constituída por fragmentos vítreos imersos em matriz muito fina de difícil definição. Ocorrem, ainda, feições amigdaloidais preenchidas por quartzo e calcedônia fibrosa. De acordo com Flores *et al.* (1992), estas feições mostram-se preenchidas por quartzo, tridimita, cristobalita e, subordinadamente, clorita, sendo a forma ovóide das mesmas devido à compactação dos pacotes. Além dos vitroclastos, a rocha é constituída por cristais e fragmentos líticos.

O aspecto dos vitroclastos (*glass shards*) é bastante variado, entretanto, pode ser identificada a presença de três formas mais freqüentes: placa alongada, cúspide e meia-lua (Fig. 4.31). Em menor número aparecem fragmentos angulares e em forma de célula (Flores *et*



Figura 4.29 - Camadas de tufitos intercaladas nos turbiditos de leque externo da Formação Passo da Capela na porção média do Vale do Piquiri.
 A: Vista geral do local VP-296 onde ocorre crista de tufitos da 2ª ocorrência, B: Detalhe dos tufitos de A, C: Aspecto dos turbiditos que apresentam intercalações de tufitos. Círculos azuis para escala e quadrado vermelho para fotografias de detalhe.

.





Figura 4.30 - Exposições da 4ª camada de tufitos félsicos da Formação Passo da Capela no Vale do Piquiri. A- Vista geral da continuidade da camada sustentando crista, Rt- ritmitos, Tu- tufitos, B e C- Outro aspecto da continnuidade lateral dos tufitos porém deslocados por pequenas falhas de rejeito normal (B), D e E- Vista dos locais amostrados, F e G- Detalhe dos locais onde foram coletadas amostras estudos petrográficos. Setas e círculos vermelhos indicam escalas utilizadas.



Figura 4.31- Aspectos petrográficos dos tufitos félsicos da Formação Passo da Capela no Vale do Piquiri. A: Tufo ácido apresentado em Carozzi (1993, estampa 15D). B, C e D: fotomicrografias de amostras dos tufitos félsicos - B: Vitroclastos em forma de meia lua e placa. C: vitroclastos em cúspide e placa. D: Vitroclastos em forquilha, meia lua e placa. Amostras Vale do Piquiri-123a, b, 10X, luz natural.

al. 1992). O seu tamanho também é muito heterogêneo, com a maior dimensão variando entre 0,01 a 0,10 mm. De acordo com vários autores (Fisher & Schmincke 1984, Cas & Wright 1987, Lajoie & Styx 1992, Carozzi 1993, McPhie *et al.* 1993, Reading 1996) a forma dos vitroclastos encontra-se relacionada aos processos de rompimento e fragmentação de vesículas. Vitroclastos em forma de placas são interpretados como fragmentos das paredes de vesículas achatadas. Os tipos em cúspide e em meia-lua podem constituir partes das paredes de vesículas vesículas originalmente aglutinadas.

A matriz é constituída por partículas muito pequenas, distinguíveis somente utilizando-se aumento máximo de 40X, sendo composta por um fino intercrescimento de quartzo e feldspato.

A devitrificação é bastante intensa uma vez que a rocha apresenta alto grau de recristalização dos seus vitroclastos, bem como o intercrescimento de quartzo e feldspato na forma de leques e a presença de muscovita na rocha. Também há feicões relacionadas à circulação de voláteis sin ou pós diagenéticos, como microveios preenchidos por quartzo.

Segundo Flores *et al.* (1992), as análises químicas para elementos maiores revelam um conteúdo de álcalis, alumina e sílica compatível com uma composição riolítica, levando à sua caracterização como tufito ácido. Os minerais acessórios são representados por minerais opacos, muscovita, zircão e raros grãos de apatita.

4.5 FORMAÇÃO RINCÃO DOS MOURAS

Na Sub-Bacia Camaquã Oriental a Formação Rincão dos Mouras possui as melhores, mais amplas e espessas exposições aluviais registradas até o momento na Bacia do Camaquã (Fig. 4.32). A unidade apresenta sucessões granodecrescentes de conglomerados organizados a desorganizados (estes predominantes em relação aos primeiros), arenitos conglomeráticos com seixos e alguns calhaus e de arenitos com seixos esparsos, ambos estratificados, com espessura estimada em mais de 2000 m, representada em três megaciclos cuja origem pode estar vinculada à atividade tectônica de borda da bacia, constituindo uma tectono-seqüência (*sensu* Almeida 2001). Esta sucessão de conglomerados e arenitos mostra intercalação e recorrência dos termos, com amplo predomínio dos arenitos (Fig. 4.33). Toda a sucessão é interpretada como depósitos de leques aluviais proximais a distais dominados por processos de enchentes em lençol que passam para depósitos fluviais de rios entrelaçados de alta energia.

A Formação Rincão dos Mouras expõe-se em extensa área da porção noroeste do Vale do Piquiri na Folha Cerro da Árvore nas escarpas e colinas do Rincão dos Mouras e das nascentes do Arroio Piquiri (Pontas do Piquiri) e do Arroio dos Vargas, bem como no curso médio do Arroio dos Vargas, e no Rincão da Iluminata e Cerro da Mineração na Folha Rodeio;



В

С

Figura 4.32- Exposições amplas da sucessão de sistemas aluviais da Formação Rincão dos Mouras na região homônima, Sub-Bacia Camaquã Oriental. A: Localidade de Coxilha Grande onde se destacam conglomerados polimíticos sustentados por clastos e arenitos conglomeráticos fluviais. B: Vista do Cerro da Pedra Grande (ao centro) formado por conglomerados, arenitos conglomeráticos e arenitos com seixos esparsos. C: Detalhe de arenitos conglomeráticos e arenitos com seixos esparsos da base do cerro. Comprende espesso pacote aluvial com diversos ciclos granodecrescentes. No topo ocorrem conglomerados que resistira aos processos de intemperismo e erosão e sustentam o relevo da denominada Rincão dos Mouras.

2640 m		Fácies	Descrição Litológica	Interpretação	Modelo deposicional	Ciclos
201011.		Aa	Arenitos grossos a médios e arenitos conglo- meráticos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte e pequenas lentes decimétricas (20-30 cm) de conclomerados cate sunocadad	Dunas subaquáticas de canais em regime de fluxo inferior associados a depósitos de barras longitudinais sob regime de fluxo superior	Canais principais ou sistemas de canais entrelaçado	
2400 .		Cm	Conglomerados maciços <i>clast-supported</i>	Depósitos de barras longitudinais de sistema fluvial entrelaçado	Barras longitudinais de sistema fluvial entrelaçado	
2000	Aa Ag Aa Ap	Arenitos grossos a médios com seixos esparsos e arenitos conglomeráticos, com má seleção granulométrica e mineralógica com estratificações cruzadas dos tipos acanalado e tabular de pequeno e médio portes, geralmente com concentração de clastos bem arredondados a subangulosos nos estratos frontais das estratificações; o correm intercalações lenticulares de	Depósitos de dunas subaquática de regime de fluxo inferior em e canais fluviais entrelaçados de alta energía (Fácies Ap) associa- dos a depósitos de barras linguóides ou transversais em regime de fluxo laminar superior (Fácies Ap)	 Depósitos de canais principais ou de sistemas de canais de rios entrelaçados 	3ª Megaciclo	
		Aa Acg	Conglomerados maciços sustentados pelo arcabouço Conglomerados de seixos a matacões e arenitos grossos conglomeráticos com estratificação plano-paralela bem delineada	Depósitos de correntes sub- aquosas em barras fluviais linguóides de rios entrelaça- dos, ou de fluxo não canaliza- do, do tipo enchentes em lençol, associados á fácies de leques aluviais medianos a	Sistemas de canais secundários ou fluxos de enchentes em len- çól de leques aluviais (sheet-floods) sobre sistemas fluviais entrelaçados	IS 1- S
		Ce	por gradação e orientação dos clastos	distais	-	
		Aa Aa	Arenitos grossos a médios com seixos esparsos e arenitos conglomeráticos, com estratificações cruzadas dos tipos acanalado e tabular, de pequeno e médio porte realçadas por clastos nos estratos frontais das estratificações	Depósitos de dunas sub- aquáticas de regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia	Depósitos do canal principal ou do sistema de canal de rios entrelaçados	Megaciclo
		Cm	Conglomerados maciços sustentados pelo	Depósitos de fluxo de detritos	Leques aluviais	2°
	0	Ар	Arenitos médios a finos, com seixos esparsos e com estratificação plano-paralela	Barras transversas.dunas de a-	Barras transversais	
1000		Aa Acg Aa	Arenitos grossos a médios com seixos esparsos e arenitos conglomeráticos, com estratificações cruzadas dos tipos acanalado e tabular, de pequeno e médio portes realçadas por clastos nos estratos frontais das estratificações, com intercalações lenticulares de conglomerados maciços sustentados pelo arcabouco	Depósitos de dunas sub- aquáticas de regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia	Canais principais ou sistemas de canais de rios entrelaçados	
	all the	At	Arenitos médios com estratificações cruzadas tabulares de geometria legiticular	Depósitos de barras longitudi-	Barras transversais ou linguóides	0
		Aa	Arenitos grossos a médios e arenitos conglo- meráticos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte	Depósitos de dunas sub- aquáticas de regime de fluxo inferior	Depósitos de canais entrelaçados	gacic
	02.02.20	Cm	Conglomerados macicos clast-supported	Depósitos de barras longitudi-	Barras longitudinais	Me
500 _		Aa Cm Aa	Arenitos grossos a médios com seixos e arenitos conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte realçadas por clastos nos estratos frontais, com intercalações lenticulares de conglomerados maciços sustentados pelo arcabouço (<i>clast-supported</i>)	Alta energia Depósitos de dunas subaquáticas de regime de fluxo inferior em canais fluviais entrelaçados de alta energia associados a barras longitudinais	Depósitos de canais principais ou sistemas de canais de rios entrelaçados	0 X
	00000	Ap Ce	Conglomerados de seixos a matacões e arenitos grossos com estratificação plano- -paralela	Depósitos de fluxos de enchentes em lençól (<i>sheet-floods</i>)	Depósitos de fluxos de enchentes em lençól fluxos de detritos de legues aluviais	
0 -	J88:3820	Cma	Congiomerados maciços de matriz argilosa (matrix-supported)	Fluxos de detritos (debris flow)	proximais	

Ar Si A A A G S C M f m g

Figura 4.33 - Seção colunar geral esquemática da Formação Rincão dos Mouras na região homônima, Sub-Bacia Camaquã Oriental. Notar sucessão de conglomerados e arenitos em três megaciclos onde, nestes foram coletadas a maior parte das paleocorrentes obtidas.Os modelos deposicionais tiveram como base os trabalhos de Miall (1977, 1996).



Figura 4.34 - Contato entre os turbiditos de leque intermediário a externo (Rt) da Formação Passo da Capela e conglomerados e arenitos aluviais (C) da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A: Vista geral do contato erosivo, B: Conglomerados polimíticos aluviais, C: Outra vista do contato erosivo, D: Ritmitos turbidíticos afetados por dobras atectônicas de provável origem sísmica em situação análoga ao Passo da Capela (Fig. 4.25).

também ocorre em um bloco abatido junto à Serra da Boa Vista e nas nascentes do Arroio Piquiri, onde a continuidade é obstruída por um alto de embasamento (Fig. 4.1). Esta unidade apresenta sucessão granodecrescente de conglomerados desorganizados a organizados (predominantes em relação aos primeiros), arenitos conglomeráticos com seixos e alguns calhaus e de arenitos com seixos esparsos, ambos estratificados. O contato inferior com os turbiditos da Formação Passo da Capela dá-se por discordância erosiva e levemente angular (Fig. 4.34).

A Formação Rincão dos Mouras tem sido interpretada como originada por leques aluviais proximais a distais dominados por enchente em lençol que passam para depósitos fluviais de rios entrelaçados de alta energia (Fragoso-Cesar 1984, Fragoso-Cesar *et al.* 1985, Lavina *et al.* 1985, Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b, Fambrini *et al.* 2000), a despeito de outras interpretações propostas (*e.g.* leque deltaico, Caravaca 1998), não confirmadas em trabalhos de campo para esta tese.

A sucessão aluvial da Formação Rincão dos Mouras compreende depósitos de (i) leques aluviais proximais a distais e (ii) sistemas fluviais de rios entrelaçados, a seguir descritos.

4.5.1 Depósitos de leques aluviais proximais a distais

Na região do Rincão dos Mouras os depósitos de leques aluviais proximais a distais da base da Formação Rincão dos Mouras compõem-se, da base para o topo, em uma seqüência ideal: (i) conglomerados maciços sustentados pela matriz (fácies **Cma**), (ii) conglomerados maciços sustentados pelo arcabouço (fácies **Cm**), (iii) conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio porte fácies **Ct**), (iv) conglomerados estratificados (fácies **Ce**) e (v) arenitos conglomeráticos (fácies **Acg**) (Tabela 4.3).

Na porção inferior desta sucessão aparecem conglomerados maciços oligomíticos sustentados pela matriz (fácies **Cma**), formada por argila e fragmentos detríticos de diversas frações granulométricas, de ocorrência restrita a afloramentos isolados (Fig. 4.35). O arredondamento dos clastos é função de sua origem, com predomínio de formas esféricas arredondadas a subangulosas nos granitos e formas tabulares e angulosas em rochas metamórficas.

À medida que se caminha lateral e verticalmente na sucessão, passam a existir intercalações de conglomerados desorganizados a pouco organizados (fácies **Cm**), rudemente estratificados, sustentados pelo arcabouço da granulometria calhau a matacão ($\phi_{máx}$ = 74 cm leucogranito róseo grosso equigranular). A matriz destes conglomerados é mal selecionada formada por arenito arcoseano grosso, com grãos de feldspato róseo, feldspato branco, quartzo, quartzitos e minerais pesados, e material fino. Os conglomerados exibem alguma seleção dos clastos (gradação normal) por estrato, o que gera a estratificação pouco desenvolvida observada. Por vezes observou-se gradação inversa e imbricação de clastos.

Para o topo (2° e 3° megaciclos) os conglomerados **Cm** passam para conglomerados organizados (estratificados) polimíticos, de geometria tabular, da fácies **Ce**, sustentados pelo arcabouço constituído por clastos da granulometria seixo a matacão, com intercalações decimétricas a métricas de arenitos conglomeráticos e arenitos com seixos e calhaus esparsos ($\phi_{máx}$ = 74 cm leucogranito róseo grosso), da fácies **Acg** (Fig. 4.35). É a fácies dominante nesta porção de topo. A matriz destes conglomerados é mal selecionada formada por arenito arcoseano muito grosso a grosso com grânulos. Como estruturas sedimentares presentes destacam-se estratificação plano-paralela e cruzada dos tipos tabular e acanalado de pequeno e médio porte, com predomínio destas últimas formas de leito. Os fragmentos concentram-se em bolsões e nos estratos frontais das estratificações. Os arenitos grossos a médios da fácies **Acg** são conglomeráticos, organizados (estratificados), com seixos (predominantemente) e calhaus (esporadicamente) e apresentam coloração róseo-avermelhada a creme. Os clastos acham-se dispostos nos *foresets* das estratificações cruzadas tabulares de pequeno porte, e são de composição leucogranitos róseos e quartzo de veio, principalmente.

Interpretação paleoambiental

As características dos conglomerados maciços sustentados por matriz argilosa (fácies **Cma**) tais como desorganização interna, angulosidade dos clastos, granulometria até matacão, má seleção e imaturidade textural e mineralógica favorecem a ação de mecanismos de alta energia e alta viscosidade no transporte e acumulação destes depósitos. A alta viscosidade do fluxo foi inferida do baixo grau de maturidade textural e mineralógica, da seleção muito pobre onde fragmentos de dimensões maiores flutuam em meio a uma matriz fina e da ausência de estratificação interna, de acordo com os estudos de Gloppen & Steel (1981), Rust & Koster (1984), Middleton & Hampton (1976), Collinson (1986), Miall (1992), Blair & McPherson (1994^b), Miall (1996), entre outros. De acordo com Hooke (1967) e Bull (1972) depósitos de fluxo de alta viscosidade encontram-se mais comumente junto ao ápice do leque, ou seja, em posição mais proximal. As características acima apontadas, associadas a estruturas como gradação inversa e imbricação de clastos, sugerem atuação de fluxos gravitacionais de massa tipo fluxo de detritos (*debris-flow*), de caráter proximal.

Os conglomerados maciços sustentados por arcabouço (fácies **Cm**), excetuando-se a ausência de argila na matriz e o caráter *clast-supported* dos depósitos, possuem as mesmas propriedades quanto à seleção, imaturidade textural e mineralógica, desorganização e ao arredondamento dos depósitos anteriores. Assim, representam depósitos de fluxo de detritos associados a legues aluviais em condições igualmente proximais em relação à área fonte.

Código das Fácies Descrição Interpretação Conglomerados oligomíticos sustentados pela matriz Depósitos de fluxo de detritos, Cma (matrix-supported), formada por argila e fragmentos associados a legues aluviais Conclomerados macicos detríticos de diversas frações granulométricas, de proximais. de matriz argilosa ocorrência restrita a afloramentos isolados. Conglomerados sustentados pelo arcabouço, maciços Depósitos de barras longitudinais Cm polimíticos, de sistemas fluviais de rios Conglomerados maciços rudemente estratificados. а predominantemente com clastos arredondados da entrelaçados de alta energia a rudemente granulometria calhau a matacão ($\phi_{máx}$ = 80cm de associados a leques aluviais ou estratificados leucogranito róseo grosso). A matriz é mal selecionada depósitos de fluxo de detritos formada por arenito arcoseano muito grosso a médio. associados a legues aluviais proximais. Conglomerados polimíticos, organizados em camadas Depósitos de correntes aquosas Се tabulares de até 1,5m (em geral decimétricas), em barras fluviais de rios Conglomerados com sustentados pelo arcabouço da granulometria seixo a entrelaçados, ou de fluxos não estratificação plano-32cm), cujos clastos são canalizados, do tipo enchentes paralela subangulosos a sub-arredondados. A matriz consiste em lençol (sheet-flood sensu de arenito grosso arcoseano, mal selecionado. Blair & McPherson 1994), Possuem intercalações decimétricas a métricas de associado à fácies de legues arenitos conglomeráticos e arenitos com seixos e aluviais medianos a distais. esparsos. originando pulsos calhaus

Cť

Conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio e pequeno porte.

Ap

Arenitos grossos a médios com estratificação planoparalela

Aa

Arenitos grossos a médios e arenitos conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada

At

Arenitos com estratificação cruzada tabulare

Af

Arenitos com estruturas de fluidificação

granodecrescentes. Os clastos concentram-se em bolsões e nos planos da estratificação plano-paralela.

polimíticos, com Depósitos de preenchimento de Conglomerados organizados, estratificação cruzada tabular, lentes arenosas canais de sistemas fluviais de intercaladas e feições métricas de corte e rios preenchimento. Geralmente sustentados por matriz de granulometria grossa associados arenito arcoseano mal selecionado, mas com a leques aluviais em ambiente ocorrência de bolsões métricos sustentados pelo de alta energia. arcabouço, com freqüente imbricação de clastos. Estes possuem dimensões entre 2 e 12 cm, com tamanho máximo de 18 cm, e são subangulosos a arredondados.

Arenitos grossos a médios, excepcionalmente finos, Depósitos de micáceos arcoseanos, bem geralmente e estratificados, dispostos em camadas normalmente ou linguóides de decimétricas. tabulares de espessuras estratificação plano-paralela e níveis centimétricos de Podem seixos pequenos e grânulos na base das camadas que sand waves. originam gradação normal.

Arenitos grossos a médios arcoseanos e arenitos Depósitos conglomeráticos, imaturos mineralógica texturalmente, com estratificação cruzada acanalada sistemas de canais fluviais de pequeno e médio porte, geralmente com entrelaçados de alta energia em concentração de clastos arredondados a sub- regime de fluxo inferior. angulosos nos estratos frontais das estratificações.

Arenitos grossos a médios, feldspáticos, com seixos Depósitos de esparsos, mal selecionados, com estratificação versais ou linguóides de rios cruzada tabular de médio ângulo, em camadas entrelaçados, normalmente lenticulares de pequeno e médio porte.

Arenitos macicos mal selecionados com estruturas Perturbação reliquíares convolucionadas, amiúde com silte e/ou arenosos por argila dispersos na matriz, e de camadas pelíticas interrompidas e dobradas.

fluxo laminar superior em barras transversais sistemas com fluviais de rios entrelaçados. representar também

entrelacados

de

de dunas sube aquáticas de canais principais ou

barras transinvariavelmente associados com a fácies Aa.

de depósitos processos de perda de fluidos e/ou fluidificação por sobrecarga.

Tabela 4.3 - Tabela de fácies da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã.





Fácies Cm

Fácies Ce



Fácies Cm lenticulares

Fácies Ce



Fácies Acg



Fácies Ce e Acg

Figura 4.35 - Fácies de conglomerados e arenitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras na região homônima. *Vide* Tabela 4.3 para sigla das fácies aluviais.

A presença de fácies de fluxo de detritos na base dos ciclos (assinalada por matriz com material fino, má seleção do depósito, gradação inversa, imbricação de clastos ocasional) caracteriza sistema de leques aluviais proximais conforme modelos consagrados na literatura geológica (Blissenbach 1954, Beaty 1963, Bluck 1964, Hooke 1967, Bull 1972, 1977, Miall 1977, Nilsen 1982, Rust & Koster 1984, Blair 1987, Holz 1987, Miall 1992, Blair & McPherson 1994^{a,b}, 1998, Miall 1996, Blair 1999^a). Ainda de acordo com estes autores, depósitos de fluxos de detritos são típicos de leques aluviais de climas semi-áridos a áridos, embora não exclusivos. Assim, estes depósitos são interpretados como as fácies proximais de sistemas de leques aluviais que se instalaram na bacia. Tal fato evidencia importante influência tectônica na sedimentação (bordas ativas) e assinalam um limite de seqüências fundamental para a correlação do Grupo Santa Bárbara (tectono-seqüência).

A abundância de conglomerados estratificados sugere predomínio de fluxo desconfinado tipo enchentes em lençol de alta energia (sheet-flood). Subordinadamente, aparecem depósitos de correntes fluviais, provavelmente gerados em canais rasos e largos e/ou de grande migração lateral. As superfícies de estratificação dos conglomerados Ce são realçadas por delgados níveis de arenitos grossos ou médios a conglomeráticos da fácies Acg (30-0cm) contendo laminação plano-paralela ou estratificação cruzada tabular de pequeno porte, encerrando um ciclo granodecrescente ou, por vezes, marcando o início de um pulso granocrescente (coarsening-upward cycle). Esse fato se deve à: (i) uma taxa de sedimentação rápida (episódica) situada nas porções médias de legues aluviais (Blair & McPherson 1994^b), imediatamente abaixo do ponto de intersecção do legue, onde o desconfinamento simultâneo de canais dos fluxos aquosos torrenciais associado a uma rápida deposição impediria o desenvolvimento mais significativo de superfícies de corte, refletindo processo de enchentes em lençol (sheet-floods); (ii) a tabularidade das camadas indica condições de deposição a partir de fluxos subaquosos desconfinados, o que favorece uma vinculação com depósitos de enchentes em lençol. A falta de intercalações pelíticas mais pronunciadas e evidências de retrabalhamento por correntes sob regime de fluxo inferior (trativas) de alta energia (fácies Ct e Acg) sugerem a existência de condições deposicionaisl subaéreas. A estruturação interna das fácies Ce coaduna com as feições características de depósitos de fluxos aquosos de legues aluviais (depósitos de sheet flood e stream channel), tal como discutidas em Nilsen (1982), Blair & McPherson (1994) e Blair (1999^b), a seguir enunciadas: (i) deposição relativamente próxima à área fonte; (ii) maior organização dos depósitos com referência àqueles mais proximais, embora preservando a imaturidade textural e mineralógica dos depósitos; (iii) depósitos canalizados e com estratificação cruzada acanalada e tabulares de pequeno e médio portes; (iv) granodecrescência ascendente e (v) imbricação dos clastos.

Tal interpretação é compatível com sistemas de leques aluviais (*sensu* Blair & McPherson 1994) retrabalhados no topo e distalmente por sistemas fluviais de rios entrelaçados conglomeráticos rasos (Miall 1985, 1996).

A interpretação de um ambiente de leques aluviais dominados por processos tipo enchentes em lençol implica em padrão de drenagem distributário (Blair & McPherson 1994). A análise de paleocorrentes efetuada mostra uma consistência e baixa variância das medidas em cada estação, porém com uma grande variedade de direções entre as estações, revelando uma direção preferencial de fluxo em cada posição do sistema deposicional, adiante discutida.

4.5.2 Depósitos de sistema fluvial entrelaçado

Esta sucessão possui passagem gradacional lateral e verticalmente com a sucessão de leques aluviais e apresenta ocorrência monótona de arenitos com intercalações conglomeráticas. Assim, destacam-se as seguintes fácies: (i) conglomerados estratificados (fácies **Ce**), (ii) conglomerados com estratificação cruzada tabular de médio e pequeno porte (fácies **Ct**), (iii) arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médio porte (fácies **Acg**), (iv) arenitos maciços (fácies **Am**), (v) arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte (fácies **Aa**), (vi) arenitos mácios a finos com estratificação plano-paralela (fácies **Ap**), arenitos com estratificação cruzada tabular (fácies **At**) e (vii) arenitos com estruturas de fluidificação (**Af**).

Os conglomerados estratificados (fácies **Ce**) são polimíticos, organizados (estratificados), de geometria predominantemente lenticular, sustentados pelo arcabouço constituído de clastos em geral arredondados e de esfericidade média a alta, granulometria seixo pequeno (até 3 cm) a matação ($\phi_{máx}$ = 49 cm, pegmatito). A estratificação plano-paralela da rocha é denotada pela gradação normal e orientação dos clastos, sendo esta melhor observada nos termos discóides e alongados. Compõem camadas de espessura variada desde métricas (1-3 m) a decimétricas (10-15 cm).

Os conglomerados da fácies **Ct** são polimíticos, organizados, com estratificação cruzada tabular de médio e pequeno porte, lentes arenosas intercaladas e feições métricas de corte e preenchimento. Geralmente mostram-se sustentados por matriz de arenito arcoseano mal selecionado (arcabouço <50 %), mas com ocorrência de bolsões métricos deconglomerados sustentados pelo arcabouço, com freqüente imbricação de clastos. Estes possuem dimensões entre 2 e 12 cm, com tamanho máximo de 18 cm, e são subangulosos a arredondados.

Os arenitos grossos a médios da fácies **Acg** são conglomeráticos, organizados (estratificados), com seixos (predominantemente) e calhaus (esporadicamente) e apresentam coloração róseo-avermelhada a creme (Fig. 4.36). A matriz é constituída por arenito grosso a médio, por vezes com grânulos, mal selecionada, com grãos angulosos a subarredondados. Estes arenitos conglomeráticos apresentam abundantes estratos com estratificação cruzada


Fácies Ag com clastos e Aa



Fácies Ag com clastos



Fácies Aa



Fácies Am

Fácies Ap

Figura 4.36 - Fácies de arenitos da Formação Rincão dos Mouras na região homônima. *Vide* Tabela 4.3 para siglas de fácies.

acanalada de pequeno e médio porte, com clastos dispondo-se nos estratos frontais das mesmas (*foresets*). Lateralmente, passam para arenitos médios maciços (fácies **Am**) a bem estratificados (fácies **Ap**), com seixos esparsos, com estratificação plano-paralela conspícua. Para o topo, aumentam a espessura das camadas e a granulometria dos clastos, além de maior abundância de fragmentos de composição granítica.

Entretanto, a principal fácies destes depósitos de sistema fluvial de rios entrelaçados (*braided*) são os arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte (fácies **Aa**), com clastos dispondo-se nos estratos frontais das mesmas, realçando-as. Ocorrem bolsões de concentração de clastos na base das camadas. Os pacotes são decimétricos a métricos (70 cm a 1,5 m de espessura).

A fácies de arenitos com estruturas de fluidificação (**Af**), de ocorrência restrita, compõe-se de arenitos muito mal selecionados, maciços ou com estruturas reliquiares convolucionadas, freqüentemente com proporções variáveis de silte e/ou argila dispersos na matriz, além de micas e raros grânulos. Devido à presença ocasional de laminação contorcida, preservada em meio à massa mal selecionada, e de camadas pelíticas interrompidas e complexamente dobradas, interpreta-se esta fácies provavelmente como resultado de perturbação de depósitos arenosos e siltosos por processos de perda de fluidos e/ou fluidificação por sobrecarga, apesar da sismicidade identificada na bacia (*vide* ítem 4.4.2.4).

Interpretação paleoambiental

As características apontadas acima permitem, de acordo com os trabalhos sobre ambientes fluviais de Rust (1972^{a,b}), Cant & Walker (1976, 1978), Rust & Koester (1984) e de Miall (1977, 1981, 1985, 1996), considerar esses depósitos como originados por rios entrelaçados arenosos distais (*distal braided*) com processos de enchentes em lençol devido à presença de fluxo desconfinado, interpretação corroborada pela ausência tanto de grandes canais como de planícies de inundação.

Os arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies **Aa**) representam depósitos de dunas subaquáticas de canais principais ou sistemas de canais fluviais entrelaçados de alta energia em regime de fluxo inferior, ao passo que os arenitos com estratificação cruzada tabular (fácies **At**) depósitos de barras transversais ou linguóides de rios entrelaçados, invariavelmente associados com a fácies **Aa**. Conglomerados estratificados (**Ce**) também caracterizam barras fluviais, mas predominam nos depósitos de enchentes em lençól (*sheet flood*) associados aos leques aluviais. Os conglomerados da fácies **Ct** são interpretados como depósitos de preenchimento de canais de sistemas fluviais de rios entrelaçados de granulometria grossa associados a leques aluviais em ambiente de alta energia representados pela fácies **Ce**.

Análise de Proveniência

Os conglomerados aluviais desta formação possuem proveniência diversificada atestada pelas análises implementadas. Conforme a proposta de distribuição em megaciclos constante na Fig. 4.33, a análise de proveniência demonstra variação de áreas fontes durante o preenchimento da Formação Rincão dos Mouras.

No 1º megaciclo (Fig. 4.37A, B) ocorrem clastos de milonito-granito, quartzito, quartzo de veio, quartzo-milonito, metarriolito, quartzo, arenito e siltito laminado, mármore, quartzo-milonito e leucogranito róseo. A proveniência sugere a denudação de altos de embasamento formado por rochas metamórficas, correlacionadas ao Complexo Porongos (*e.g.* metarriolito), granitóides isótropos, possivelmente núcleos graníticos preservados da milonitização que afetou este complexo, e da própria bacia (*e.g.* arenito laminado), provavelmente dos turbiditos da Formação Passo da Capela.

No 2º megaciclo destacam-se clastos de leucogranito róseo (fácies porfirítica característica) e muscovita leucogranito (predominantes), correlacionáveis ao Granito Encruzilhada do Sul. Aparecem também clastos de milonito-granito, quartzito, vulcânica ácida, quartzo de veio, guartzo, quartzo-milonito, metarriolito, muscovita-quartzo xisto, mármore, filito e poucos xistos muito micáceos oriundos do Complexo Porongos. Turmalina granitos aparecem em pequenas proporções. Fragmentos de sienito e traquito, seguramente correlacionáveis ao Sienito Piquiri aparecem em pequena proporção, assim como arenitos e intraclastos argilosos (Fig. 4.37C a F, 4.38). A análise de proveniência deste megaciclo indica que áreas a leste estavam sendo soerguidas e erodidas, como o Granito Encruzilhada do Sul e o próprio Complexo Porongos, conforme previamente notado por Caravaca et al. (1995) e Caravaca (1998). No entanto, a análise aqui efetuada difere destes autores pela praticamente ausência de clastos de turmalina granito, os mais abundantes encontrados pelos citados autores. Por poutro lado, a presença de litologias derivadas inequivocamente do Granito Encruzilhada (leucogranito róseo porfirítico) e da Suíte Cordilheira (muscovita granito), aliadas a análise de paleocorrentes efetuada (próximo ítem), indicam que a região a leste da Sub-Bacia Camaquã Oriental comportou-se como alto de embasamento fornecedor de sedimentos para a bacia, conclusão semelhante à de Caravaca (1998).

A proveniência realizada nos arenitos conglomeráticos do 3º megaciclo, apesar das poucas análises, distingue-se apenas pelo desaparecimento gradual de clastos de muscovita granito e de turmalina granito para o topo, e do maior arredondamento dos clastos, compatível com o paleoambiente de rios entrelaçados que dominam esta porção. Isso decorre da uma mudança no substrato da bacia, com o soerguimento de altos a NW, como se denota das paleocorrentes medidas (Fig. 4.23).



Figura 4.37 - Histogramas de proveniência de conglomerados e arenitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A e B: proveniência do 1º megaciclo, C a F: proveniência do 2º megaciclo.



Figura 4.38 - Histogramas de proveniência de conglomerados e arenitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental. A a D: proveniência do 2º megaciclo, E: proveniência do 3º megaciclo.

4.5.3 Análise de paleocorrentes da Formação Rincão dos Mouras

Nos arenitos e conglomerados fluviais da Formação Rincão dos Mouras foi obtido o maior número de medidas de paleocorrentes de todo o Grupo Santa Bárbara em um só tipo de depósito, sendo obtidas mais de 600 dados de paleocorrentes, principalmente em estratos frontais das estratificações cruzadas acanaladas e tabulares presentes nestes depósitos (Figs. 4.23 e 4.39).

As paleocorrentes obtidas inicialmente possuem padrão de dispersão para E, notadamente na base da unidade (1º megacicio). Este padrão sugere fonte dos sedimentos situada a W e indica que, o alto de embasamento hoje observado provavelmente não se encontrava à época de deposição deste pacote, havendo continuidade dos depósitos aluviais. Outra conclusão pertinente é a de que as duas outras ocorrências da Formação Rincão dos Mouras (Anexo 1), a sul e a norte da área principal de exposição, representem porções basais da unidade.

No 2º megaciclo foi coletado o maior número de medidas. A análise de paleocorrentes indica mudança do padrão com transporte preferencial para NW e W (Figs. 4.23 e 4.39), sugerindo que a área-fonte principal de contribuição de sedimentos situava-se a leste, tal como previamente levantado por Lavina *et al.* (1985), Caravaca *et al.* (1995) e Caravaca (1998). A leste encontram-se rochas do embasamento metamórfico (Complexo Porongos), rochas grnitóides do Granito Encruzilhada do Sul, Granito Campina e Suíte Cordilheira, todas com clastos representados na análise de proveniência realizada (*vide* sub-ítem anterior).

No entanto, a porção de topo (3º megaciclo) dos depósitos fluviais exibe padrão de dispersão predominante para SE (Fig. 4.23), sugerindo uma modificação no embasamento da bacia, com a ascensão de altos a NNW, provavelmente o Complexo Porongos.

A análise de paleocorrentes implementada na Formação Rincão dos Mouras sugere controle tectônico importante durante o preenchimento da unidade, com mudanças de fontes de detritos para abacia e soerguimento de altos então adjacentes.

Vale ressaltar que, em outra ocorrência do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental, na região do Arroio Boici, a sul do rio Camaquã, este padrão de inversão da dispersão dos sedimentos também ocorre, (ainda que caracterizados por um número menor de medidas). Nesta região constatou-se que os depósitos aluviais proximais de topo do Grupo Santa Bárbara apresentam padrão de paleocorrentes para S e SE inicialmente e, na planície aluvial, para SW ao longo da calha da bacia (Fambrini *et al.* 1992^a, Sayeg 1993), coerente com a análise de proveniência. Ambas análises mostram derivação de altos do embasamento situados a NNW (Complexo Porongos).



Figura 4.39 - Seção colunar geral esquemática da Formação Rincão dos Mouras na região homônima, Sub-Bacia Camaquã Oriental. Notar sucessão de conglomerados e arenitos em três megaciclos onde, nestes foram coletadas as medidas de paleocorrentes obtidas.

.

4.6 PETROGRAFIA SEDIMENTAR

A análise petrográfica das rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental foi efetuada somente em arenitos da Formação Passo da Capela, e matriz de alguns conglomerados da Formação Rincão dos Mouras, além de problemas específicos (*e.g.* camadas de tufitos – Fig. 4.46 – e presença de minerais de glauconita).

A análise petrográfica indicou características semelhantes às duas unidades. Os arenitos (predominantes), assim como a matriz arenosa dos conglomerados, podem ser classificados como litoarenitos feldspáticos e arcóseos líticos, segundo a classificação de Folk (1968).

Os arenitos e conglomerados analisados não apresentam matriz fina, sendo classificados, de acordo com Pettijohn *et al.* (1972), como submaturos, predominantemente mal selecionados. Como regra, a maturidade mineralógica é baixa e o arredondamento varia de subanguloso a subarredondado. A composição mineralógica predominante é de quartzo e feldspato (predominantemente plagioclásio, e microclínio e ortoclásio). As micas são abundantes (principalmente muscovita, mas biotita também ocorre) em níveis mais finos. Fragmentos líticos de rochas vulcânicas (riolitos e andesitos) e metamórficas de baixo grau (xistos, filitos e quartzitos) ocorrem. A compactação é moderada, com evidências de compactação química nos contatos entre grãos de quartzo (retilíneos a côncavo-convexos – Fig. 4.44A) e compactação mecânica deformando micas (Fig. 4.45).

Amostras de arenitos finos da Formação Passo da Capela foram descritas petrograficamente. Em geral os arenitos são arcóseos (fácies de arenitos finos, maciços ou laminados, Fig. 4.44A) e litoarenitos feldspáticos (fácies de arenitos finos com clastos), de acordo com a classificação de Folk (1968). O arcabouço é composto por quartzo monocristalino do tipo ígneo com abundantes vacúolos e micrólitos, quartzo policristalino dos tipos metamórfico recristalizado e cisalhado (Fig. 4.44A), muscovita fresca e cloritizada, plagioclásio fresco e alterado, biotitas ferruginizadas e fragmentos líticos como xistos, (Fig. 4.44B), metapelitos de baixo grau e quartzitos. A cimentação é dominantemente carbonática espática e do tipo molde (Fig. 4.45), embora ocorra cimento de óxido de Fe pelicular. Também observou-se pseudomatriz dada por filossilicatos e rochas (meta)pelíticas esmagadas.

As análises petrográficas revelaram a presença abundante de glauconita em amostras de arenitos finos e ritmitos (tempestitos) da Formação Passo da Capela (Fig. 4.26C). A presença desse mineral indica o caráter marinho da sedimentação (Odin 1988), corroborando as interpretações de ambientes deposicionais e as evidências de ação de ondas de tempestades.

Na Formação Rincão dos Mouras destacam-se abundantes grãos de quartzo policristalino dos tipos metamórfico recristalizado e cisalhado, mas também do tipo monocristalino plutônico. Plagioclásio supera microclínio em termos de feldspato, mas ortoclásio também ocorre.



- В
- Figura 4.40 Fotomicrografias de arenitos finos da sucessão de turbiditos de leque intermediário a externo da Formação Passo da Capela. A: Visão geral do arcabouço de arcóseos de matriz fina ausente. Legenda: Qzp- quartzo policristalino tipo cisalhado; Qzm - quartzo monocristalino. Si- siltito; aumento de 5X com luz polarizada. Amostra VP-124a, B: Aspecto do arcabouço dos arenitos com clastos que exibe grãos angulosos de quartzo dos tipos monocristalino (Qzm) e quartzo policristalino cisalhado (Qzp), além de ortoclásio subarredondado (Or). Destaque para cimentação carbonática do tipo espática (Car). Aumento de 20X, luz polarizada. Amostra VP-106c.



Figura 4.41 - Aspecto do arcabouço dos arenitos da Formação Passo da Capela (turbiditos de leque externo) que exibe grãos angulosos de quartzo monocristalino (Qzm), quartzo policristalino tipo cisalhado (Qzp) e ortoclásio subarredondado (Or). Destaque para cimentação carbonática do tipo espática (Car). Aumento de 20X, luz polarizada. Amostra VP-106c.



Figura 4.42 - Tufito félsico da Formação Passo da Capela mostrando *glass shards* (Gsh) substituídos por quartzo e grãos angulosos de quartzo monocristalino (Qz), plagioclásio subarredondado a subanguloso (PI) e placas de muscovita pequenas (Mu) em meio à matriz fina quartzo-feldspática. Notar cimentação ferruginosa (Fe) na forma de agregados microcristalinos20X, luz polarizada. Amostra VP-124b.

4.7 SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS

Na Sub-Bacia Camaquã Oriental foram reconhecidas três seqüências deposicionais separadas por superfícies erosivas e suas conformidades correlatas, designadas como Seqüência Santa Bárbara Oriental 1, 2 e 3, respectivamente, **SSBor1**, **SSBor2** e **SSBor3** (Fig. 4.3). Essas seqüências caracterizam-se pelas superfícies limitantes e pelo padrão de empilhamento de seus tratos de sistemas. Importante para avaliar o significado tectônico destes limites, próximo ao topo das **SSBor1** e **SSBor2** foram reconhecidos níveis de sistemitos.

4.7.1 Seqüência SBor1

A seqüência inicial da Sub-Bacia Camaquã Oriental, denominada de Següência Santa Bárbara Oriental 1 (SSBor1), é limitada na base por uma discordância litológica (nãoconformidade) com o embasamento igneo-metamórfico. A SSBor1 destaca-se pela presenca de espessa sucessão (até 1500 m de espessura) constituída por arenitos e ritmitos psamopelíticos granodecrescentes, tendo ao longo da seqüência quatro delgadas camadas de tufitos félsicos e, próximo ao topo desta seqüência, um intervalo de depósitos de sismitos; localmente na base desta seqüência ocorrem lentes de brechas e conglomerados sustentados pelo arcabouço. A SSBor1 principia com conglomerados e brechas subaquáticas de legues submarinos (até 200 m de espessura) que transicionam lateral e verticalmente para arenitos finos e siltitos intercalados ritmicamente (>1500 m). Os depósitos rudáceos representariam trato de sistemas de mar baixo. Essa passagem gradacional, porém brusca, para ritmitos finos foi interpretada como uma superfície transgressiva sobre o trato de mar alto. A extremidade superior da SSBor1 com a Seqüência SBor2 é feita através de discordância erosiva de conglomerados grossos de legues submarinos proximais em contato brusco com turbiditos distais (arenitos finos e siltitos). A primeira seqüência é, portanto, caracterizada por uma elevada espessura do trato transgressivo (~1500 m) e pela pouca espessura do trato de mar alto.

A seqüência **SBor1** caracteriza-se por (i) depósitos de leques submarinos internos (*inner-fan*), (ii) depósitos de turbiditos de leque externo (*outer-fan*) e (iii) depósitos marinhos de tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*).

A sucessão de depósitos de leques submarinos internos (*inner-fan*) representa período em que o mar apresentava nível mais baixo (trato de mar baixo) de modo a possibilitar a erosão das áreas de embasamento expostas e suprir a bacia com detritos. Tal interpretação tem sido geralmente aceita nos trabalhos sobre estratigrafia de seqüências de leques submarinos (Mutti & Normark 1991, Boiano 1997, Normark *et al.* 1998, Stow & Mayall 2000, Satur *et al.* 2000, Johnson *et al.* 2001, Hickson & Lowe 2002, Davies & Gibling 2003).

A sucessão de turbiditos de leque externo (outer-fan) indica evento de maior subsidência

do substrato da bacia. Conseqüentemente, em termos de variação relativa do nível do mar, este estaria mais alto. Em relação às superfícies delimitantes, aquela situada logo acima do limite com os depósitos de legues internos foi aqui interpretada como uma superfície transgressiva, conforme modelos da literatura (Walker 1992, Boiano 1997, Johnson *et al.* 2001). Os turbiditos de legue externo foram interpretados como originados por correntes de turbidez abaixo da ação de ondas compondo uma sucessão retrogradacional com predomínio de fácies finas, distais em relação às áreas fornecedoras de detritos.

A sucessão marinha de tempestitos de face litorânea inferior (*shoreface*) a costa-afora (*offshore*) poderia indicar situação em que o nível do mar estivesse mais baixo, ou tão somente posição geográfica próxima à costa e, portanto, mais rasa.

4.7.2 Seqüência SBor2

A Següência Santa Bárbara Oriental 2 (SSBor2) acha-se limitada com a SSBor1 por discordância erosiva, na situação ideal, assinalada pela presença de possantes conglomerados submarinos de leque interno e intermediário sobre ritmitos de ambientes de turbiditos finos de leque intermediário e externo, com predomínio do último, ou tempestitos de face litorânea e costa-afora. Tal discordância erosiva representa a primeira superfície erosiva importante da sucessão da Sub-Bacia Camaquã Oriental. Esta superfície clara (limite de següência, seguence boundary) separa, em grande parte da sucessão, turbiditos finos de leque externo, abaixo, de depósitos de turbiditos de alta densidade e depósitos de fluxo de detritos subaquosos acima (conglomerados nas porções internas e turbiditos espessos nas externas). A superfície pode ser erosiva se ocorrer na base de um rudito de canal submarino (região proximal do legue a sul do vale, ou seja, situação ideal), ou então planar se na base de uma sucessão de arenitos de lobo (sheet sandstones). À medida que se dirige corrente abaixo (i.e. para norte, vide Fig. 4.1), a expressão perfeita do limite de seqüência (superfície) modifica-se, com tendência geral mais erosiva e brusca a montante, e gradacional a brusco em áreas a jusante. A superfície limitante da SSBor2 pode ser seguida por grande distância, tanto no campo como em produtos de sensoriamento remoto. Por último, ocorre nítido aumento da granulometria do depósito ao longo da superfície de norte para sul, com a presença de depósitos gerados por fluxos de massa gravitacionais de alta concentração e densidade (conglomerados) acima do limite de següência.

Na porção meridional (proximal) é considerável a participação de conglomerados sustentados pelo arcabouço, geralmente organizados, demonstrando gradação normal, embora por vezes apresentem-se maciços ou mesmo com gradação inversa subordinada (Fig. 4.43). Tais depósitos correspondem às porções interna e intermediária (*inner-fan* a *mid-fan*) de



Figura 4.43 - Seção colunar de detalhe da SSBor2 em que mostra conglomerados estratificados finos (Cef) e arenitos finos laminados (Al) e maciços (Am), entre outras. Local VP-131.

sistemas de leques submarinos, e delimitam contatos lateral e vertical transicionais para fácies mais finas, no entanto não são raros os limites erosivos que marcam a coalescência de ciclos de fluxo de alta densidade. Esta participação vai diminuindo, até extinguir-se à medida que rumamos para NE. Nesta porção setentrional predominam depósitos de ritmitos correspondentes a turbiditos clássicos, definidos por Bouma (1962), relativos a ambientes de sedimentação mais distais, ou de fluxos de baixa densidade (Fig. 4.4). Assim, a **SSBor2** (>2700 m) compreende: (i) depósitos de leque submarino interno a intermediário (até 1000 m), (ii) depósitos de turbiditos de leque externo de grande espessura (até 1800 m) e (iii) depósitos marinhos de tempestitos de costa-afora (*offshore*).

Os depósitos de leque submarino interno a intermediário (*inner-fan* a *mid-fan*) representa, diante do discorrido acima, os depósitos claramente em discordância erosiva sobre a **SSBor1**, e perfaz a primeira superfície erosiva importante da sucessão da Sub-Bacia Camaquã Oriental, sendo interpretada como um trato de sistemas de mar baixo.

A sucessão marinha de turbiditos de leque externo que se coloca lateral e verticalmente em relação aos depósitos de leque interno foi interpretada como evento de subsidência e/ou subida do nível do mar em um momento em que a bacia começava a passar de condições típicas de erosão e deposição intensas para o domínio de taxas de sedimentação mais baixas. Isto decorreu tanto de eventos de subsidência mais ativos (no sentido de Blair & Bilodeau 1988) como de uma elevação do nível do mar na região. Estes autores sustentam que sedimentos finos são afetados de forma mais eficaz em eventos de subsidência tectônica e, por esta razão, avançam sobre depósitos de leque que se situam nas margens da bacia. Neste caso, a geração de espaço de acomodação superou a razão de aporte de sedimentos para a bacia, configurando desta forma uma retrogradação de fácies.

4.7.3 Seqüência SSBor3

A última seqüência interpretada para a Sub-Bacia Camaquã Oriental foi designada de Seqüência Santa Bárbara Oriental 3 (**SSBor3**). Esta seqüência possui as melhores e mais amplas exposições registradas até o momento de uma seqüência fluvial do Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã, notadamente na região do Rincão dos Mouras. Ocorre, também, na região do Arroio Boici. A **SSBor3** apresenta três megaciclos com padrão geral granodecrescente, cada um constituído de conglomerados organizados a desorganizados, arenitos conglomeráticos com seixos e alguns calhaus e de arenitos com seixos esparsos, ambos estratificados (Fig. 4.33). Os três megaciclos dividem-se em (i) depósitos de leques aluviais proximais a distais dominados por enchentes em lençol que passam para (ii) depósitos fluviais de rios entrelaçados de alta energia. Esta seqüência assenta-se por discordância erosiva regional sobre a **SSBor2** (Fig. 4.34). A espessura estimada da seqüência é de mais de 2500 m, pois é parcialmente recoberta pelos arenitos e conglomerados do Grupo Guaritas.

A sucessão aluvial da **SSBor3** marca um rearranjo das condições da bacia, que passa de ambientes subaquáticos exemplificados pelo sistema de leque submarino das seqüências **SSBor1** e **SSBor2** para ambientes subaéreos desta sucessão.

Os depósitos aluviais proximais da **SSBor3** são interpretados como as fácies proximais de sistemas de leques aluviais que se instalaram na bacia. Tal fato evidencia importante influência tectônica na sedimentação (bordas ativas) e assinalam um limite de seqüências fundamental para a correlação do Grupo Santa Bárbara por meio de parâmetros tectônicos (tectono-seqüência).

4.8 SÍNTESE DA EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DA SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL A NORTE DO RIO CAMAQUÃ

O empilhamento estratigráfico encontrado nas regiões do Vale do Piquiri, Rincão dos Mouras e a leste de Capané permite a caracterização da variação vertical e lateral de fácies, e posterior associação destas, possibilitando a elaboração de um modelo paleogeográfico para a região.

A análise dos paleoambientes e mecanismos deposicionais relacionados aos depósitos do Vale do Piquiri teve como um de seus fundamentos a tradicional "Lei de Walther" (Walther 1893-1894, *apud* Miall 2000), a qual enuncia que somente as fácies e associações de fácies atualmente observadas lado a lado, podem ser encontradas superpostas em um empilhamento estratigráfico. Embora esta visão atualista não forneça informações precisas sobre as superfícies cronocorrelatas, sendo considerada errônea por autores com outras tendências (*e.g.* Donaldson *et al.* 2002), ela ainda se mostra eficaz em diversas situações, inclusive em casos como o do leque submarino das seqüências **SBor1** e **SBor2** da Formação Passo da Capela que tiveram seu desenvolvimento condicionado por sucessivos ciclos sedimentares com variados graus de energia de fluxo.

A Sub-Bacia Camaquã Oriental a norte do rio Camaquã corresponde a um *hemi-graben* desenvolvido como parte integrante de um sistema de *rift* intracontinental (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b). A falha mestra, de presumida geometria lístrica, localiza-se a leste da sub-bacia, e foi responsável pelo abatimento do embasamento, possibilitando o espaço para a acomodação dos depósitos marinhos da Formação Passo da Capela aflorantes nesta região. Ao longo do eixo deste *hemi-graben* desenvolveu-se um cânion submarino, por onde fluxos sedimentares de alta densidade escoaram. Neste momento iniciou-se o processo de construção de um sistema de leque submarino, influenciado pelos seguintes fatores: tectônica atuante, variações eustáticas do nível de base e taxas de aporte sedimentar. Tais fatores interagem e, dependendo do predominante em determinado momento de evolução da bacia, podem condicionar o tipo de depósito encontrado. A influência da tectônica se dá principalmente através de mecanismos de geração de espaço de acomodação para o preenchimento sedimentar condicionado pela

subsidência tectônica do substrato da bacia. As variações eustáticas do nível de base implicam no grau de erosão das áreas emersas que contribuirão com detritos para o preenchimento da bacia. Por fim, as taxas de aporte sedimentar estão sujeitas à relação entre os dois fatores anteriores e às condições climáticas atuantes durante a sedimentação e nas áreas fontes.

Os depósitos de leque submarino interno (inner fan) (base da SSBor1) correspondem ao primeiro conjunto de eventos que propiciaram aporte sedimentar depositados na região, e indicam que o início da sedimentação encontrava-se registrado na porção leste-sul do Vale do Piquiri. Estes depósitos compreendem delgadas ocorrências (50 m de espessura máxima) de conglomerados e arenitos, que passam rapidamente para ritmitos. As frações mais grossas e imaturas correspondem aos depósitos proximais provenientes das áreas fontes, após o soerguimento destas em contrapartida ao abatimento causado pelo rifteamento.

Concomitantemente, o cânion localizado mais ao sul foi responsável pelo transporte de fluxos sedimentares densos, os quais foram transportados para as porções mais distais do leque por correntes de turbidez de baixa densidade. Estas últimas caracterizam-se por ultrapassar os sítios de deposição das correntes de turbidez de alta densidade, continuando a fluir, carregadas de sedimentos finos suportados em suspensão pela turbulência do próprio fluxo. Num relativo curto espaço de tempo, os ritmitos finos, transportados por essas correntes residuais, atingiram as porções distais a intermediárias do leque submarino e depositaram-se sobre os depósitos mais grossos provenientes da borda da bacia.

Os depósitos desta região, gerados por este fluxo pioneiro, vindo do cânion, enquadramse como típicos de lobo de leque externo (*outer-fan-lobe*), segundo o modelo elaborado por (Mutti *et al.* 1978). Tais fluxos caracterizam-se por ritmitos tabulares predominantemente arenosos, podendo conter ainda pequenas lentes conglomeráticas intercaladas (proximidade da borda da bacia), com fração silte subordinada.

Os **turbiditos de leque externo (outer-fan)** (grande parte da **SSBor1**) desenvolvem-se mais amplamente conforme se caminha para norte, ou seja, à medida que se aproxima do depocentro da bacia. As associações de fácies presentes nesta unidade indicam uma posição fisiográfica relativa a zona externa-intermediária de um sistema de leques submarinos (Fig. 4.4).

Nesta região, ocorre a transição entre as correntes de turbidez de alta e baixa densidade, cuja distinção é ainda considerada arbitrária por muitos autores. Geralmente, as primeiras são classificadas como correntes que depositam o restante de sua carga de alta densidade (T_a de Bouma 1962), até então sustentada pela turbulência do fluxo, ao emergirem dos canais escavados nas porções mais inferiores dos leques submarinos. A partir deste momento, a desaceleração da corrente, cada vez menos densa, é registrada pela passagem para sedimentação controlada por tração (T_b e T_c de Bouma), seguida novamente de deposição direta por suspensão, com participação de uma componente trativa, que confere à rocha uma fina laminação (T_d de Bouma). Interpretam-se as fácies identificadas na área de estudo como sendo análogas aquelas descritas por Bouma, seguindo a mesma seqüência citada acima

temos: Am, Al, Ac e SI. A divisão T_e de Bouma, não foi caracterizada nas associações de fácies descritas no Vale do Piquiri.

Esta deposição é feita de modo não canalizado, conferindo notável tabularidade as camadas, as quais, como já citado, adquirem gradativamente granulometrias cada vez mais finas, conforme se estendem, na forma de fluxos turbulentos de baixa densidade, para regiões mais centrais da bacia.

Os ciclos sedimentares oscilam predominantemente de estrato e granodecrescentes, a uniformes, ao longo dos quais intercalam-se as associações (a) *turbiditos estritamente arenosos não cíclicos* e (b) *turbiditos arenosos estrato e granodecrescentes*, constituintes dos lobos propriamente ditos; já as associações (c) *turbiditos não cíclicos* e (d) *turbiditos siltosos estrato e granodecrescentes*, podem representar tanto as regiões interlobos, quanto as porções mais terminais, na transição para o leque externo, que antecedem a planície bacinal. Os ciclos estrato e granocrescentes, também presentes, representam ciclos compensatórios (Mutti & Sonnino 1981), os quais demonstram a tendência de suavização das superfícies convexas para cima, resultantes da deposição súbita de cada lobo, no momento do "congelamento" da corrente de turbidez. A seqüência de tais associações, de acordo com a classificação utilizada por Mutti *et al.* (1978) representa um ambiente de lobos areno-siltosos localizados nas porções mais distais de leques submarinos (*outer-fan-lobe*).

Os depósitos de leque submarino externo e intermediário (*inner- and mid-fan*) (base da SSBor2) ocorrem com maior importância conforme se aproxima do sul da bacia. Estes depósitos foram associados aos cânions submarinos ou canais de leque interno a intermediário (*inner-fan-channel*). A distinção precisa entre eles não pode ser feita, pois faltaram observações de contato do cânion com o embasamento, uma vez que um cânion submarino é definido por erodir um substrato composto por rochas ígneas, metamórficas ou mesmo sedimentares mais antigas (Nilsen 1984). Walker (1992) admite que o limite entre ambos é um tanto arbitrário, apesar de ter proposto classificação por meio das fácies encontradas em cada porção do leque (Walker 1975^a).

Nos domínios dos cânions e canais das porções proximais de leques submarinos, os mecanismos deposicionais atuantes são predominantemente controlados pelos efeitos que a concentração de clastos causa no suporte dos mesmos. A associação de fácies dos *conglomerados de leque interno* da Seqüência **SBor2**, indica a participação de fluxos sedimentares de alta densidade. O fluxo de detritos (*debris flow*) é tido como o principal responsável pelos depósitos dessa associação faciológica, mas também correntes de turbidez de alta densidade. Por intermédio do fluxo de detritos, partículas de grandes dimensões podem ser transportadas em suspensão, devido à coesão de uma matriz representada pela mistura intersticial de água e sedimentos finos.

O movimento tem início quando o esforço cisalhante do fluxo excede a força cisalhante dos detritos. Este movimento pode ainda ser maximizado quanto maior for a concentração de

clastos em relação à de argila, possibilitando a expansão do fluxo por longas distâncias, mesmo em pequenas inclinações subaquáticas. A deposição ocorre muito rapidamente devido ao alívio de carga no momento em que o esforço motor da gravidade torna-se inferior à força dos detritos. Tal "congelamento" do fluxo origina camadas espessas de conglomerados sustentados pelos clastos (**Cmg** e **Ceg**), com pouca proporção de sedimentos finos impregnados na sua matriz, organizados em ciclos predominantemente granodecrescentes, onde o topo pode estar representado por sedimentos matriz-sustentados; geralmente estão orientados pela ação da corrente subaquática.

A associação de fácies dos *conglomerados de leque intermediário* provavelmente sofreu influência de dois ou mais tipos de fluxos sedimentares de alta densidade. Além de um fluxo de detritos, já descrito acima (porém aqui com um pouco menos de energia), atribuí-se à presente associação a participação de um fluxo de grãos (*grain-flow*). Os fluxos de grãos também caracterizam turbiditos proximais, sendo responsáveis pelo transporte de sedimentos do fundo do cânion para os vale dos leques proximais, e acabam por erodir o substrato e as paredes dos cânions. Eles são originados por dispersões ascendentes de partículas rígidas devido às pressões dispersivas resultantes das colisões de grãos, as quais se contrapõe à tendência dos grãos de se depositarem fora do fluxo (Middleton & Hampton 1976, Lowe 1982). Segundo Lowe (1979) e Nardin *et al.* (1979^b) os fluxos de grãos representam a transição entre o comportamento mecânico plástico e fluido, em função da concentração de partículas que carregam.

Os fluxos de grãos podem ser divididos em três estágios principais: o primeiro relativo à sedimentação trativa, o segundo ao desenvolvimento de um carpete de tração e o terceiro representando a deposição direta de sedimentos em suspensão. Esta sucessão reflete o aumento da instabilidade do fluxo e o colapso da "nuvem" de sedimentos de alta densidade em suspensão (Lowe 1982). O carpete de tração indica a crescente concentração da carga sedimentar próximo à camada já depositada, que gera aumento do transporte da carga de fundo por dispersão de grãos. Esta camada basal constantemente recebe partículas que se depositam do fluxo superior, cujo mecanismo acaba causando o "congelamento" do carpete de tração.

Tais mecanismos de transporte sedimentar requerem inclinações de no mínimo 18º para fluirem, e o "congelamento" do fluxo ocorre quando o esforço motor se torna menor que o necessário para mover o sedimento. Esta deposição súbita de vários grãos resulta na formação de uma camada relativamente espessa, em contraste com a deposição grão a grão típica de fluxos fluidos por suspensão ou tração. Entre as características mais relevantes destes depósitos encontram-se: o aspecto maciço, a granulometria que não ultrapassa grânulos a pequenos seixos, a possível imbricação destes no sentido do fluxo e uma gradação vertical inversa próxima à base.

Os turbiditos de leque externo (outer-fan) (porção superior da SSBor2) representam,

assim como seus equivalentes da **SSBor1**, depósitos de porções intermediárias a externas de sistemas de leques submarinos. As associações de fácies presentes em ambas as seqüências são análogas. No entanto, os turbiditos da **SSBor2** aparentemente depositaram-se em um momento em que a bacia começava a passar de condições típicas de águas profundas para águas mais rasas, registradas nas abundantes marcas onduladas, além de porções arenosas com camadas relativamente mais espessas. Quando rebatidas as atitudes para sul, estes turbiditos coincidem com a posição estratigráfica dos conglomerados e arenitos de leque submarino da **SSBor2**. Por esta razão, os turbiditos foram interpretados como depósitos de *overbank*, que somente encontraram as condições propícias para sua deposição após a maior parte de sua carga ter sido liberada nas porções mais internas a intermediárias dos leques. Estes depósitos mantêm a característica de grande continuidade lateral, inerente aos mecanismos de fluxos turbulentos não confinados, conforme descritos para os turbiditos da **SSBor1**.

Vale ressaltar que ao longo das unidades de ritmitos e arenitos (turbiditos) foram encontradas dobras atectônicas e laminações contorcidas restritas a poucas camadas centimétricas, confinadas entre outras indeformadas. Tais estruturas, quando presentes nas porções mais siltosas indicam feições de escorregamento (*slumps*), devido à perda de coesão em função do peso das camadas ao escorregarem, durante a deposição; quando presentes em porções mais arenosas, podem representar atividade sísmica sin-sedimentar (sismitos), onde camadas saturadas em fluído respondem de maneira distinta (através da perda de coesão interna das camadas devido aos choques de terremotos de magnitude média a grande) de outras pouco saturadas quando submetidas ao impacto de tremores, conforme já descrito por Fambrini *et al.* (2001^b) e Fragoso-Cesar *et al.* (2001^b). O exemplo mais notável destes depósitos de sismitos encontra-se no afloramento do Passo da Capela (Figs. 4.25 e 4.26)

Os deslizamentos (*slumps*) desenvolvidos em turbiditos finamente acamadados são mais freqüentes em diques marginais que em fundos de bacias (Walker 1992). Isto explica a maior abundância destas estruturas em depósitos das regiões intermediária a externa do Leque Submarino do Vale do Piquiri. Nestas porções do leque, os canais que se desenvolvem não possuem profundidade tão grande quanto aquelas encontradas nos canais de leques internos, fator este que propicia uma maior instabilidade dos diques marginais, gerando feições tipo *slumps*.

As camadas de tufito, restritas à **SSBor1**, registram a presença de vulcanismo contemporâneo em uma região relativamente próxima. Isto levanta um ponto fundamental, pois nas demais sub-bacias nunca foi descrito a ocorrência de tufitos ou qualquer outro depósito vulcanogênico no Grupo Santa Bárbara, ficando esta atividade restrita ao Grupo Bom Jardim e à Formação Acampamento Velho, anteriores. Infelizmente, as tentativas de datação U-Pb em zircões destes tufitos não forneceram bons resultados. De qualquer forma, estes registros

vulcanogênicos expostos na base do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental indica que no estágio inicial de sua evolução ainda ocorria atividade vulcânica, possivelmente em uma região não preservada ou atualmente coberta pelos depósitos posteriores.

Após o desenvolvimento do sistema de leque submarino das seqüências **SBor1** e **SBor2**, a provável reativação das falhas de borda da bacia propiciou o gigantesco aporte de sedimentos que supriu a seqüência **SBor3**. Esta seqüência, composta de arenitos e conglomerados aluviais, marca a inversão da Sub-Bacia Camaquã Oriental, tanto no Vale do Piquiri/Rincão dos Mouras como no Arroio Boici (Sayeg *et al.* 1992^a), com a instalação de altos que individualizaram a bacia e resultaram numa configuração próxima da atual.

A seqüência **SBor3** reflete um ciclo de geração de espaço de acomodação de preenchimento desse espaço, interpretado como conseqüência direta do estabelecimento dos altos que limitaram a sub-bacia. Após a ingressão marinha inicial (seqüências **SBor1** e **SBor2**), decorrente da reativação das falhas a leste sub-bacia, a presença de um alto e de uma escarpa abrupta no relevo geram um aumento tanto do volume de aporte sedimentar local quanto da granulometria desse sedimento, inibindo o escoamento dos detritos para regiões distais (*bypassing*). Assim, apesar de haver um certo lapso de tempo entre a instalação da atividade tectônica e a atuação máxima dos processos de denudação do alto, espessos depósitos, inicialmente de leques aluviais proximais e, finalmente, fluviais, instalam-se sobre o pacote retrogradacional em um padrão de preenchimento análogo àquele gerado pela passagem de tratos transgressivos para tratos de mar alto em ciclos eustáticos.

A seqüência **SBor3** possui uma evolução fortemente influenciada pela atividade tectônica nas falhas de borda, evidenciada por depósitos de leques aluviais proximais que transicionam para sistemas fluviais entrelaçados arenosos de alta energia em toda a sucessão, sendo assim análoga a um trato de mar alto.

As paleocorrentes coletadas nos depósitos do Leque Submarino do Vale do Pidquiri revelaram uma direção de paleofluxo consistente para NNE, ou seja, longitudinal à orientação geral da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri. Este padrão longitudinal de paleocorrentes em relação às bordas de uma bacia é típico de depósitos de turbiditos de leques submarinos e coerente com a literatura sobre o tema (Davies & Walker 1974, Boiano 1997).

As análises de proveniência efetuadas em todas as unidades propiciaram algumas conclusões: (i) indicam sempre fonte adjacente aos depósitos sedimentares, (ii) indicam as fontes de detritos e, (iii) auxiliaram na diferenciação entre as formações Passo da Capela e Rincão dos Mouras. A ocorrência nesta última de fragmentos de mármore e o aumento considerável da proporção de clastos do Granito Encruzilhada do Sul, situado a ENE da região da Vale do Piquiri/Rincão dos Mouras/Capané, foi mais um dos critérios utilizados na separação destas unidades, sobretudo quando conglomerados estratificados de ambas acham-se contíguos.

4.9 ANÁLISE ESTRUTURAL E TECTÔNICA DA SUB-BACIA CAMAQUÃ ORIENTAL

O Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental apresenta de forma consistente adernamento das camadas por tectônica de blocos relacionada à atividade de falhas predominantemente normais. Além do basculamento associado à rotação de falhas, ocorrem dobras abertas de vários quilômetros de extensão e eixos de direção N-S, constituindo suaves sinclinais concentrados na porção setentrional da Sub-Bacia Camaquã Oriental (Anexo 1) e dobras apertadas de escala de afloramento. Estas compreendem dobras concêntricas de eixos NW-SE e dobras de arrasto associadas a falhas de direção NW-SE e NE-SW (Fig. 4.44).

A análise cinemática dos falhamentos através da indicação de movimentação por meio das estrias de atrito estava inicialmente prevista no projeto inicial, com o intuito do entendimento da atividade tectônica pré-, sin- e pós-deposicional da região, com especial atenção para os veios mineralizados e fraturas preenchidas por cobre. Entretanto, tal objetivo deparou-se com certas dificuldades em vista das sucessivas gerações de eventos de deformação e a conseqüente impossibilidade prática de hierarquizá-los. Afortunadamente, descobrimos afloramentos que exibem tectônica sin-deposicional preservada e comprovada por estruturas sin-sedimentares originadas por sismos. O exemplo mais interessante é o da exposição do Passo da Capela, no qual procederemos a uma breve análise adiante em artigo publicado na Revista Brasileira de Geociências (Anexo 4).

A tectônica do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental pode ser dividida em tectônica formadora (sin-deposicional) e deformadora (pós-deposicional), embora esta apresente poucos dados ainda. A tectônica sin-deposicional será analisada neste capítulo, pois além do caráter inédito, esta é mais importante para explicar a origem da Bacia do Camaquã durante a deposição do Grupo Santa Bárbara.

Tectônica sin-deposicional

No afloramento do Passo da Capela, distando cerca de 4 km da cidade de Santana da Boa Vista, foram encontradas estruturas tectônicas sin-deposicionais (Fambrini *et al.* 2001^b, Fragoso-Cesar *et al.* 2001^b). Estas compreendem falhas de componente normal indicadas por separação estratigráfica que são interrompidas por dois níveis de estruturas deformacionais de sedimentos (Fig. 4.45), ambas relacionadas à atividade sísmica sin-sedimentar.

As falhas normais apresentam estrias de atrito nos planos coerentes com tal movimentação e os rejeitos são realçados pela separação estratigráfica das camadas com estruturas contorcidas. A análise estrutural das falhas de quatro gerações distintas indicou persistente direção de extensão segundo WNW-ESE (Fig. 4.46), ortogonal à orientação da bacia. O caráter sin-deposicional das falhas é indicado, principalmente, (i) pelo espessamento de camadas e (ii) pela existência de sucessões de camadas seccionadas por falhas interrompidas (recobertas) por camadas não falhadas, estas contendo estruturas

deformacionais (estruturas contorcidas). Localmente, exibem geometria lístrica com estruturas *rollover* associadas, sugerindo igualmente caráter sin-sedimentar (de acordo com os preceitos sugeridos por Leeder 1987).

A presença de camadas de sismitos na Formação Passo da Capela permite caracterizar uma tectônica sin-sedimentar na bacia. Estas, localizadas logo acima do contato com o embasamento e, principalmente, próximas dos limites de seqüências interpretados para a Sub-Bacia Camaquã Oriental sugerem controle tectônico na sedimentação bem como no arcabouço estratigráfico de superfícies geneticamente relacionadas. Assim, podem tratar-se de tectono-seqüências na definição de Almeida (2001, pág. 22): "Seqüência estratigráfica cuja origem, evolução, ciclicidade e limites relacionam-se a atividade tectônica ou seus produtos diretos".

Por último, gostaríamos de destacar que, além da análise cinemática indicadora de movimentações normais ativas na origem e durante o preenchimento sedimentar da Bacia do Camaquã, as análises de proveniência sugerem também que as áreas-fontes situavam-se próximas aos depósitos gerados, desfavorecendo a hipótese de movimentos transcorrentes sindeposicionais.



Figura 4.44 - Exemplos de tectônica pós-deposicional que afetaram o Grupo Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Oriental. A: dobras concêntricas de eixo NW-SE, B e C: dobras de arrasto. Estas estruturas ocorrem nos turbiditos da Formação Passo da Capela.



0 1 2 3 m

Camada superior de laminações contorcidas

Car Car Car

Carnada inferior de laminações contorcidas Carnadas de arenitos

Figura 4.45- Croqui da parede sul do afloramento do Passo da Capela salientando as falhas sin-sedimentares evidenciadas por separação estratigráfica e pelos horizontes com laminações contorcidas na sub-bacia Vale do Piquiri, Santana da Boa Vista (SBV), RS. Extraída de Fragoso-Cesar *et al.* (2001).



Figura 4.46- Populações de falhas (círculos máximos) e estrias (pontos) sin-sedimentares de componente normal do afloramento do Passo da Capela, sub-bacia Vale do Piquiri. A população de falhas do diagrama A corresponde à geração mais antiga e D à mais jovem. As setas indicam a direção de extensão. Diagrama de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior. Extraída de Fragoso-Cesar *et al.* (2001).

5. SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

5.1 INTRODUÇÃO

A Sub-Bacia Camaquã Central situa-se na porção central da Bacia do Camaquã e compreende as exposições das regiões das Minas do Camaquã e de Bom Jardim a norte do rio Camaquã (Fig. 5.1). Esta região ficou famosa devido às atividades mineiras para prospecção de cobre e zinco da Companhia Brasileira de Cobre (CBC) que resultaram nas exposições de conglomerados e arenitos conhecidos como "Conglomerados da Mina".

A área de exposições do Grupo Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã apresenta forma aproximadamente romboidal, com espichamento para oeste (Fig. 5.2A), sendo limitada a leste, pela Falha Tapera Emiliano que a coloca em contato tectônico com sedimentos da Formação Guaritas, e recoberta a norte, a oeste e a sul pelos arenitos e conglomerados da base deste grupo por meio de discordância angular de caráter regional, claramente exposta nesta localidade. O Grupo Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã possui espessura estimada superior a 2000 m.

De acordo com Janikian (2001) a Formação Santa Bárbara na área de Bom Jardim aflora na porção leste de exposição do Supergrupo Camaquã, onde ocupa uma faixa estreita de cerca de 80 km² em contato tectônico por falha –Falha do Cerro da Angélica de direção NNE-SSWcom as sucessões vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim (Fig. 5.2B).

Na Sub-Bacia Camaquã Central foram identificadas três seqüências deposicionais separadas por discordâncias erosivas, designadas como Seqüência Santa Bárbara Central 1, 2 e 3, respectivamente, **SSBc1**, **SSBc2** e **SSBc3**. Essas seqüências caracterizam-se pelas superfícies limitantes e pelo padrão de empilhamento de seus tratos de sistemas, distintas da divisão litoestratigráfica que é baseada na composição litológica de cada conjunto e com limites sem significado genético. É notável a correspondência entre as seções colunares das regiões das Minas do Camaquã e de Bom Jardim (Fig. 5.3). De maneira geral, em termos de litoestratigrafia exposta na Tabela 1.2, a primeira seqüência (**SSBc1**), presente tão somente na região das Minas do Camaquã, corresponde à parte da Formação Passo da Capela; a seqüência **SBc2** engloba a porção superior da Formação Passo da Capela e toda a Formação Seival; enquanto que a terceira seqüência (**SSBc3**) está relacionada às formações Rincão dos Mouras e João Dias, esta definida até o presente momento apenas na Sub-bacia Camaquã Central. Vale ressaltar que a **SSBc1** mostra-se tectonicamente truncada na base, não aflorando seus níveis basais.

Neste capítulo, foi produzido um artigo completo submetido à Revista Brasileira de Geociências com os resultados mais relevantes da pesquisa efetuada nesta sub-bacia.

5.2 O GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III) NA SUB-BACIA CENTRAL DA BACIA DO CAMAQUÃ, RS: ESTRATIGRAFIA, SISTEMAS DEPOSICIONAIS, PALEOGEOGRAFIA E IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS

[Artigo submetido à *Revista Brasileira de Geociências*] G.L. Fambrini, L. Janikian, R.P. de Almeida & A.R.S. Fragoso-Cesar

RESUMO

As exposições do Grupo Santa Bárbara (Neoproterozíco III) na Sub-Bacia Camaquã Central são representadas por uma sucessão de depósitos arenosos e rítmicos marinhos/transicionais e depósitos conglomeráticos de leques aluviais, que compõem ciclos progradacionais-retrogradacionais. Nesta sub-bacia, o Grupo Santa Bárbara apresenta mais de 2000 m de espessura, com excelentes exposições nas regiões das Minas do Camaquã e de Bom Jardim.

Estudos estratigráficos de paleoambientes, paleocorrentes e de proveniência realizados nestas regiões, possibilitaram a seguinte sub-divisão do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central, a partir da base: (i) Formação Passo da Capela: unidade areno-siltítica composta por turbiditos de leque interno e externo de leque submarino (*inner-fan* e *outer-fan*); (ii) Formação Seival: formada por depósitos de costa-afora com tempestitos litorâneos e depósitos de planície de marés; (iii) Formação Rincão do Mouras: unidade conglomerática formada por depósitos de leques aluviais e de rios entrelaçados e (iv) Formação João Dias: composta por depósitos litorâneos de antepraia e de face litorânea e de tempestitos de face litorânea.

Estes estudos permitiram ainda o reconhecimento de uma notável correlação entre as unidades encontradas nestas regiões legitimando, desta forma, a proposta de englobar os depósitos da região das Minas do Camaquã, classicamente relacionadas à Formação Arroio dos Nobres, no redefinido Grupo Santa Bárbara.

INTRODUÇÃO

Sobre o embasamento do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul ocorrem coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares reunidas no Supergrupo Camaquã (Neoproterozóico III-Eopaleozóico), redefinido por Fragoso-Cesar *et al.* (2003). Essa unidade atinge espessura significativamente superior a 6.000 m e é constituída pelas seguintes unidades: (i) Grupo Maricá —unidade basal, gerada em ambientes marinhos e aluviais, (ii) Grupo Bom Jardim —gerado em ambientes continentais subaquáticos e subaéreos, com atividades vulcânicas concomitantes, (iii) Formação Acampamento Velho —rochas vulcanogênicas colocadas em ambientes subaéreos, (iv) Grupo Santa Bárbara —formada em ambientes aluviais e marinho costeiro e profundo, (v) Grupo Guaritas —preenchido por sedimentos aluviais e eólicos e (vi) e Suíte Rodeio Velho —intrusões máficas rasas (Fig. 5.1). O Supergrupo Camaquã aflora em três sub-bacias principais de direção preferencial NNE-SSW denominadas Camaquã Ocidental, Central e Oriental, atualmente separadas pelos altos de embasamento de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste. O Grupo Santa Bárbara apresenta exposições em todas estas sub-bacias e foi gerado após as atividades vulcânicas da Formação Acampamento Velho.



Figura 5.1: Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Supergrupo Camaquã. Cidades: CS-Caçapava do Sul; LS-Lavras do Sul; SBV-Santana da Boa Vista (modificada de Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b).

A Sub-Bacia Camaquã Central abrange, a norte do rio Camaquã, as ocorrências das regiões das Minas do Camaquã, famosa por alojar as mineralizações de cobre, hoje aparentemente esgotadas, e de Bom Jardim, ambas no município de Caçapava do Sul, estado do Rio Grande do Sul (Fig. 5.2). A sul deste acidente geográfico compreende as ocorrências das regiões da Casa de Pedra, Cerro da Cruz, Arroio Rondinha e Arroio Apati, além de outras menores ainda preliminarmente investigadas (Fig. 5.1). As rochas sedimentares que ocorrem na região das Minas do Camaquã, classicamente relacionadas à Formação Arroio dos Nobres por outros autores (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966, Gonzalez & Teixeira 1980, Paim *et al.* 1992), são



Figura 5.2: Sub-Bacia Camaquã Central. A: mapa geológico do Grupo Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã (modificado de Fambrini 1998); B: mapa geológico do Grupo Santa Bárbara na região de Bom Jardim (modificado de Janikian 2001).

aqui consideradas como pertencentes ao redefinido Grupo Santa Bárbara (*sensu* Fambrini em prep.). Por outro lado, os estudos estratigráficos realizados nas unidades do Grupo Santa Bárbara aflorantes na área de Bom Jardim mostraram a notável correspondência entre as seções levantadas nesta área e na região das Minas do Camaquã (Fig. 5.3). Estima-se que a espessura do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central seja superior a 2000 m.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Grupo Santa Bárbara caracteriza-se por uma sucessão aluvial-marinho-aluvial, gerada em um sistema de *rifts* possivelmente a partir de distensões na direção NVV-SE (Fambrini *et al.* 2001^b, Fragoso-Cesar *et al.* 2001^b, Fambrini em prep.), com a deposição de rochas siliciclásticas em ambientes aluviais, costeiros e deltaicos. O Grupo Santa Bárbara, segundo Fambrini (em prep.), pode ser dividido nas seguintes formações, a partir da base: Estância Santa Fé, Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias.

A Formação Estância Santa Fé (até 1200 m), exposta somente na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, é formada por conglomerados e arenitos gerados por sistemas de leques aluviais proximais e medianos, que passam para arenitos grossos mal selecionados de sistemas fluviais entrelaçados associados aos leques (Almeida 2001).

A Formação Passo da Capela, bem exposta nas sub-bacias Camaquã Oriental e Central, apresenta até 4.000 m de espessura na Sub-Bacia Camaquã Oriental (região do vale do Piquiri) e constitui-se de (i) ritmitos formados por arenitos médios a muito finos com subordinada contribuição de arenitos grossos, além de siltitos com espessura centimétrica, que representam depósitos turbidíticos de leque externo e intermediário de sistema de leque submarino e (ii) possantes pacotes de conglomerados e arenitos que compreendem depositados em turbiditos de leque interno e intermediário de submarino.

A Formação Seival (até 1.000 m), aflorante nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Central, constitui-se de arenitos médios a muito finos com subordinada contribuição de arenitos grossos, além de siltitos com espessura centimétrica. Compreende depósitos de: (i) baía estuarina e planície litorânea, (ii) tempestitos de costa-afora e (iii) planície de maré.

A Formação Rincão dos Mouras constitui-se de pacotes de conglomerados e arenitos conglomeráticos, comum a todas as sub-bacias da Bacia Camaquã onde ocorre o Grupo Santa Bárbara, depositados principalmente por sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados. Esta unidade atinge espessura superior a 2.000 m na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

Os depósitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras são recobertos por depósitos marinhos da Formação João Dias, que ultrapassam 500 m de espessura. Os depósitos da Formação João Dias restringem-se à Sub-Bacia Camaquã Central e apresentam excelentes exposições na região das Minas do Camaquã. Esta unidade caracteriza-se pelo amplo predomínio de arenitos médios e finos contendo grãos de glauconita com claras evidências de

ação de ondas de tempestade e de tempo bom, caracterizando ambiente marinho costeiro de antepraia (*foreshore*) e de face litorânea (*shoreface*).

TRABALHOS ANTERIORES NA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

As ocorrências cupríferas das Minas do Camaquã foram descobertas em 1865 por mineiros ingleses que garimpavam ouro na região (Teixeira *et al.* 1978^b). Deste modo, a região das Minas do Camaquã foi palco de intensas pesquisas e explorações minerais, tendo-se iniciado pelos trabalhos de Gorceix (1875), ao que se seguiram vários outros (Carvalho 1932, Leinz 1939, Ribeiro *et al.* 1966, Bettencourt 1972, Teixeira *et al.* 1978^a, Ribeiro *et al.* 1980, Veigel & Dardenne 1990, Beckel 1990, Ronchi *et al.* 1998, Remus *et al.* 2000, Ronchi & Lobato 2000, entre outros), também realizados na área de Bom Jardim (Ribeiro *et al.* 1966, Ribeiro 1970).

Robertson (1966) redefiniu a "Série Camaquan" de Carvalho (1932) como Grupo Camaquã, constituída pelas formações Santa Bárbara e Guaritas, e Ribeiro *et al.* (1966) definiram a Formação Arroio dos Nobres como depósitos de conglomerados e arenitos mineralizados em cobre, distinguindo dos não-mineralizados relacionados à parte da Formação Santa Bárbara de Robertson (1966). Na porção oriental da área de Bom Jardim, Ribeiro *et al.* (1966) reconheceram a Formação Santa Bárbara em estreita faixa de afloramentos de orientação NE-SW.

Ribeiro (1978) dividiu informalmente a Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966) na região das Minas do Camaquã em 5 níveis: (i) Arenito Inferior; (ii) Conglomerado Inferior; (iii) Arenito Intermediário, que serviu de camada-guia para individualização dos conglomerados; (iv) Conglomerado Superior e (v) Arenito Superior, anteriormente englobada na Formação Santa Bárbara *sensu* Ribeiro *et al.* (1966). Os níveis (ii) a (iv) foram interpretados por Teixeira *et al.* (1978^b), Gonzalez & Teixeira (1980) e Ribeiro *et al.* (1980) como depósitos de leques aluviais que invadem a planície deltaica da unidade (i), sendo estes trabalhos pioneiros na aplicação do conceito de fácies, seguidos por outros (*e.g.* Della Fávera 1984, Fragoso-Cesar *et al.* 1985, Lavina *et al.* 1985, Faccini *et al.* 1987).

Fambrini *et al.* (1996^b) retomaram a definição original de Formação Santa Bárbara (de Robertson 1966) para os depósitos das Minas do Camaquã, anteriormente relacionados à Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966).

Análises estratigráficas de fácies, proveniência e paleocorrentes foram aplicadas às unidades da Formação Santa Bárbara por Fambrini *et al.* (1998^{a, b}), Fambrini (1998) e Fambrini & Fragoso-Cesar (1999) na região das Minas do Camaquã, e por Janikian (2001) na região de Bom Jardim, onde propôs uma evolução paleoambiental para a unidade nesta região.

Trabalhos de estratigrafia de seqüências foram realizados na Sub-Bacia Camaquã Central por Paim *et al.* (1992, 1995), Paim (1994), Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b) e Fambrini *et al.* (2002^b).

Paim & Lopes (2000) vincularam as unidades presentes na região das Minas do Camaquã a quatro bacias distintas originadas e deformadas durante o final da Orogênese Brasiliana, a saber: bacias transcorrentes de retroarco Bom Jardim e Acampamento Velho, bacia transcorrente Santa Bárbara e o hemi-graben Guaritas. Este modelo foi essencialmente adotado por Paim *et al.* (2000), com refinamento através de dados geofísicos de Costa *et al.* (1994) e de estudos geocronológicos (Chemale Jr. *et al.* em prep. – *apud* Paim *et al.* 2000).

As rochas da região das Minas do Camaquã foram objeto de estudos geocronológicos, com datações pelo método K-Ar em pelitos intercalados nos conglomerados e arenitos, fornecendo idade de 572 \pm 17 Ma e 535 \pm 16 Ma (Bonhomme & Ribeiro 1983), bem como estudos em icnofósseis que apontam uma idade do Vendiano Superior (icnogênero *Intrites*) e Cambriano (Netto *et al.* 1992) respectivamente para os depósitos basais e de topo.

O GRUPO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

As pesquisas realizadas nas regiões de Bom Jardim e das Minas dos Camaquã possibilitaram uma subdivisão comum para o Grupo Santa Bárbara nesta sub-bacia, constituído, a partir da base, pelas formações (Fig. 5.3): (i) Passo da Capela, constituída de turbiditos de leque intermediário e externo de sistema de leque submarino, (ii) Seival, composta por depósitos gerados em planícies litorâneas, depósitos de tempestitos de costa-afora (*offshore*) e de planície de marés, (iii) Rincão do Mouras, formada por depósitos de sistemas aluviais e fluviais associados e (iii) João Dias, composta de depósitos litorâneos de antepraia (*foreshore*) e de face litorânea (*shoreface*) e tempestitos de face litorânea.

Os depósitos expostos na região das Minas do Camaquã acham-se truncados pela Falha do Passo da Mina, aqui definida, e pelo sistema de falhas Tapera Emiliano (Fig. 5.2A) que limita a leste esta sub-bacia. Na área de Bom Jardim estes depósitos estão limitados a oeste por contato tectônico, através da Falha Cerro da Angélica com o Grupo Bom Jardim (Fig. 5.2B).

Formação Passo da Capela

A Formação Passo da Capela do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central é constituída por Turbiditos de leque externo de sistema de leque submarino, Turbiditos de leque interno de sistema de leque submarino e Tempestitos de costa-afora apresentando espessura aflorante superior a 500 m (Fig. 5.3).



Figura 5.3: Comparação entre as seções colunares do Grupo Santa Bárbara aflorantes nas regiões das Minas do Camaquã (A) e de Bom Jardim (B).

TURBIDITOS DE LEQUE EXTERNO (OUTER-FAN) DE SISTEMA DE LEQUE SUBMARINO

Os depósitos basais da Formação Passo da Capela, expostos apenas na região das Minas do Camaquã da Sub-Bacia Camaquã Central (Fig. 5.2A), caracterizam-se por depósitos gerados por correntes de turbidez em leque externo.

Estes depósitos turbidíticos (Fig. 5.4) compõem-se de camadas tabulares decimétricas (30-70 cm), excepcionalmente métricas (1-1,5 m), com grande persistência lateral, constituindo ritmitos psamo-pelíticos que possuem gradação normal das seguintes fácies, a partir da base: (i) arenitos médios a finos com fragmentos esparsos pela matriz (grânulos e pequenos seixos), por vezes de granulometria grossa, maciços a grosseiramente laminados; (ii) arenitos médios a finos com camadas amalgamadas; (iii) arenitos médios a finos com laminação cruzada cavalgante de corrente (*climbing ripples*); (iv) siltitos deformados em camadas lenticulares decimétricas e (v) siltitos e argilitos laminados de espessura centimétrica de ocorrência subordinada.

As associações das fácies acima descritas em conjunto com a granodecrescência ascendente, a tabularidade eminente das camadas e as características intrínsecas de transporte dos depósitos permitem interpretá-los como originados por correntes de turbidez abaixo da ação de ondas (turbiditos marinhos de baixa densidade) compondo uma sucessão

retrogradacional com predomínio de fácies finas. Estes depósitos foram classificados como Turbiditos Clássicos Finos, segundo critérios de Walker (1992).



Figura 5.4: Turbiditos de leque externo (*outer-fan*) de sistema de leque submarino da Formação Passo da Capela na região das Minas do Camaquã (modificada de Fambrini 1998).

TURBIDITOS DE LEQUE INTERNO (*INNER-FAN*) E EXTERNO (*OUTER-FAN*) DE SISTEMA DE LEQUE SUBMARINO

Estes depósitos sobrepõem-se aos turbiditos clássicos finos por contato erosivo. Na região de Bom Jardim (Fig. 5.3B), onde são mais espessos, com cerca de 150 m, compreendem arenitos conglomeráticos e conglomerados polimíticos, sustentados pelos clastos, que variam de seixo a calhau (de até 15 cm de diâmetro), subangulosos a subarredondados. Os conglomerados mostram-se predominantemente maciços na área de Bom Jardim, mas também podem ser bem estratificados, como na área das Minas do Camaquã onde atingem espessuras métricas (até 1,50 m), encontrando-se dispostos em camadas de geometria tabular. Em geral, estes conglomerados expõem-se na forma de lajeados que suportam o relevo onde ocorrem. Por vezes intercalam-se camadas tabulares centimétricas a decimétricas de arenitos grossos com grânulos e seixos esparsos, com estratificação planoparalela, e lentes de conglomerados polimíticos sustentados pelo arcabouço na forma de bolsões de clastos, que exibem contato clasto-a-clasto e, mais raramente, imbricação dos

mesmos (*e.g.* Minas do Camaquã). As associações de fácies observadas na porção basal desta segunda unidade permitiu interpretar a ocorrência de processos de fluxos de gravidade e correntes de turbidez de alta densidade durante a sedimentação, evidenciando variações do nível de base relativo possivelmente relacionadas às atividades tectônicas da bacia, gerados em porções internas do leque submarino.

Em direção ao topo desta segunda unidade, os depósitos conglomeráticos e arenoconglomeráticos de leque interno transicionam para camadas de granulometrias mais finas, de geometrias tabulares e espessuras centimétricas a decimétricas, constituídas por (i) arenitos grossos micáceos com estratificação plano-paralela ou mesmo maciços, por vezes com grânulos concentrados na base das camadas, (ii) arenitos finos e pelitos com laminação planoparalela (Fig. 5.5). A granodecrescência dos ciclos, a tabularidade das camadas e as características de transporte sedimentar acima interpretadas indicam deposição por fluxos de gravidade alternados por correntes de turbidez de baixa densidade no sentido de Lowe (1982), abaixo da zona de ação de ondas de tempestades, em porções distais de leque submarino.



Figura 5.5: Turbiditos de leque externo (*outer-fan*) de sistema de leque submarino da Formação Passo da Capela na região de Bom Jardim (modificada de Janikian 2001).

Análise de Proveniência

Na região das Minas do Camaquã os conglomerados possuem clastos de leucogranitos róseos médios, riolitos, xistos, milonitos, quartzo branco leitoso, quartzo vítreo, feldspato e quartzitos (Fig. 5.6A).

Na área de Bom Jardim, a análise estatística do arcabouço dos conglomerados indica uma fonte predominantemente de rochas do embasamento (filito, metabasito, xisto e quartzito), rochas vulcânicas de composição ácida, subordinadamente intermediária, e fragmentos de arenitos finos, quartzo de veio e granito de textura fina (Fíg. 5.6B).

A grande contribuição de rochas do embasamento nestes pacotes conglomeráticos basais permitem inferir um rearranjo tectônico da bacia, com soerguimento do embasamento e, desta forma, variação do nível de base relativo e do aporte sedimentar, que resultou numa superfície erosiva sobre os depósitos da unidade de turbiditos finos da porção basal da Formação Passo da Capela.





TEMPESTITOS DE COSTA-AFORA (OFFSHORE)

A unidade de topo da Formação Passo da Capela, na Sub-Bacia Camaquã Central, constitui-se por ritmitos com intercalações de camadas, centimétricas a decimétricas, de arenitos finos a médios, micáceos, e de siltitos arenosos, com ocorrência subordinada de argilitos. A forma rítmica de distribuição das frações granulométricas é típica desta sucessão. A espessura estimada atinge cerca de 350 m.

Na região de Bom Jardim (Figs. 5.7A e 07B) estes depósitos destacam-se em ciclos decimétricos de arenitos finos com laminação plano-paralela e heterolítica, por vezes com laminação cruzada cavalgante, intercalados com camadas de igual espessura de arenitos médios, excepcionalmente grossos, com estratificação plano-paralela, ou maciços. A geometria do conjunto é predominantemente tabular. Intercalam-se também camadas de arenitos médios a finos com estratificações cruzadas tabulares de baixo ângulo e do tipo *hummocky*, de geometrias lenticulares. Em seção delgada foram observados minerais de glauconita, indicativos de ambiente marinho.

As fácies com estratificações cruzadas do tipo *hummocky* e *swalley* apontam ação de ondas de tempestades, sendo registrados períodos de atenuação ou calmaria, com a deposição de fácies heterolíticas que indicam episódios de deposição em águas mais profundas, abaixo do nível de ação das ondas de tempo bom, em zona de transição de costa-afora (*offshore transition*).



Figura 5.7: Depósitos gerados por ondas de tempestades, em ambiente de costa-afora (offshore transition) superior (figs. A e B), com ciclos progradantes para ambientes de face litorânea (shoreface) inferior a superior (Fig. B) da Formação Passo da Capela, aflorantes na região de Bom Jardim (modificado de Janikian 2001).

Na região das Minas do Camaquã esta porção inferior distingue-se pela tabularidade dos estratos, granodecrescência ascendente, alternância de camadas de arenitos finos de topo e base ondulados com níveis centimétricos de siltitos, com estruturas como laminação planoparalela, laminação cruzada truncada por migração de ondas (mini-*hummocky* no sentido de Dott & Bourgeois 1982), quando o comprimento de onda é inferior a 1 m, laminações cruzadas cavalgantes e, no topo das camadas arenosas, marcas onduladas simétricas com comprimento de onda variando de 1 a 6 cm, indicativas de oscilação.
As associações de fácies observadas nesta unidade são interpretadas como produtos de eventos esporádicos de transporte e acumulação de material arenoso sob a ação combinada de fluxo oscilatório e unidirecional (no sentido de Cheel & Leckie 1992 e Myrow & Southard 1996), gerado por ondas de tempestades em ambiente marinho raso. Estes tempestitos de costa-afora (*offshore transition*) gradam para depósitos de face litorânea (*shoreface*) em ambiente marinho raso (Fambrini *et al.* 1996^b, Fambrini 1998, Janikian 2001).

Análise de Paleocorrentes

Nos depósitos da área de Bom Jardim foram obtidas 29 medidas de paleofluxos a partir de marcas onduladas assimétricas e, subordinadamente, de laminação cruzada cavalgante, bem como de estratificação cruzada tabular (Janikian 2001). Estas medidas de paleocorrentes foram interpretadas como correntes de deriva litorânea (*longshore currents*), com paleofluxo médio para SE (Fig. 5.2B).

Formação Seival

A Formação Seival na Sub-Bacia Camaquã Central é constituída por depósitos litorâneos e de planície de marés, apresentando espessura aflorante em torno de 600 m (Fig. 5.3).

DEPÓSITOS LITORÂNEOS E DE PLANÍCIE DE MARÉS

Os depósitos litorâneos na região das Minas do Camquã compreendem pacotes tabulares de espessura variável (decimétricos a métricos- até 2 m) de ritmitos psamo-pelíticos (Fig. 5.8) formados internamente pela alternância brusca de três fácies: (i) arenitos médios a finos, maciços, comumente de base erosiva, com (ii) arenitos médios a finos, micáceos, com laminação plano-paralela e lineação primária de fluxo (*parting lineation*), com (iii) delgada película de argila na interface das camadas arenosas apresentando gretas de contração. Estas fácies geralmente postam-se na base dos ciclos. Também são observadas camadas tabulares decimétricas de arenitos médios com estratificação cruzada tabular de baixo-ângulo e camadas milimétricas a centimétricas de arenitos com laminação cruzada cavalgante e ondulada. Os depósitos litorâneos, na região das Minas, apresentam espessura aproximada de 500 m.

Os depósitos de planície de marés apresentam pacotes tabulares de espessura variável de (i) arenitos com laminação cruzada cavalgante, marcas onduladas por corrente associadas (*current ripples*) e laminação ondulada (*wavy bedding*), por vezes realçada por lentes argilosas em meio às camadas arenosas constituindo laminação *flaser*, associados a siltitos com



Figura 5.8: Seção de detalhe de depósitos litorâneos da Formação Seival na região das Minas do Camaquã (modificada de Fambrini 1998).

laminação plano-paralela, arenitos laminados e arenitos maciços, (ii) arenitos médios com estratificação cruzada tabular de médio porte e baixo ângulo ($\theta = 5^{\circ} - 8^{\circ}$) de caráter bimodal (sentidos opostos de mergulho dos *foresets* das estratificações), geometria tabular, bem selecionados por estrato, formando sucessões granodecrescentes para o topo das camadas; freqüentemente ocorrem filmes de argila (*drapes*). As camadas heterolíticas com estruturas como *flaser*, *wavy* e arenitos lenticulares (*linsen*), bem como estratificação cruzada de baixo ângulo com sentidos opostos de mergulho dos estratos, possibilitaram Fambrini (1998) a admitir um ambiente transicional de lâmina d'água rasa de ambiente de planície de marés para a região das Minas do Camaquã.

Esta interpretação foi seguida por Janikian (2001) para depósitos análogos na área de Bom Jardim, onde identificou estruturas fundamentais para tal. Estas estruturas são compostas por camadas lenticulares de arenitos grossos a finos com espessuras centimétricas a decimétricas, com estratificação cruzada tangencial na base e com abundantes lâminas argilosas (por vezes recurvadas) nos estratos frontais (Fig. 5.9), constituindo as denominadas



Figura 5.9: Seção de detalhe dos depósitos de planície de maré, com canais de submaré, da Formação Seival na região de Bom Jardim (modificada de Janikian 2001).

Figura 5.10: Seção de detalhe dos depósitos de planície de maré, com canais de intermaré, da Formação Seival na região de Bom Jardim (modificada de Janikian 2001).

tidal bundles, com superfícies de reativação no topo. Também foram observadas estruturas com geometrias lenticulares, de largura métrica e altura decimétrica, preenchidas por siltitos laminados (Fig. 5.10), interpretadas como pequenos canais de intermaré (*tidal creeks*).

De maneira geral, os depósitos de planície de marés, na região de Bom Jardim, constituem-se por camadas decimétricas a métricas, tabulares, formadas por intercalações de níveis centimétricos a milimétricos de arenitos muito finos a médios, que freqüentemente apresentam-se maciços, laminados e com laminação cruzada cavalgante (Fig. 5.9), bem como camadas decimétricas heterolíticas (Fig. 5.10).

O topo da Formação Seival na região de Bom Jardim é composto por intercalações centimétricas de arenitos muito finos laminados com marcas onduladas no topo e de siltito laminado, que progradam para camadas com níveis de arenitos muito grossos com estratificação plano-paralela com diversas superfícies com marcas onduladas assimétricas e gretas de contração (base da Fig. 5.11).



Figura 5.11: Seção de detalhe da porção de topo dos depósitos de planície de maré da Formação Seival, na região de Bom Jardim, passando para os depósitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras (modificada de Janikian 2001).

Análise de Paleocorrentes

Nos depósitos de marés da área de Bom Jardim (Fig. 5.2B) foram coletadas 19 medidas a partir de marcas onduladas e, subordinadamente, laminações cruzadas cavalgantes, interpretadas como originadas como correntes de maré. Apesar do pequeno número de medidas, a bipolaridade e bimodalidade das correntes foi observada.

Em depósitos de barras de submaré, que registram a corrente de maré dominante, 24 medidas de paleofluxo foram obtidas em estratificação cruzada de maré, indicando sentido de paleocorrentes para NE (Fig. 5.2B). A presença de um único sentido de migração de correntes nestes depósitos advém do mecanismo gerador da barra, que se move apenas durante a corrente dominante (diária e bidiária), sendo erodida pela corrente subordinada (superfícies de reativação) e registrando os períodos de estagnação como camadas de siltitos.

Formação Rincão dos Mouras

A Formação Rincão dos Mouras compreende espessos depósitos rudáceos (>500 m na região das Minas do Camaquã) com padrão granocrescente para o topo de conglomerados, interpretados como depósitos de leques aluviais. Subordinadamente ocorrem arenitos conglomeráticos e arenitos com estratificação cruzada acanalada, possivelmente relacionados à implantação de sistemas fluviais entrelaçados. Estes depósitos apresentam excelentes exposições na área das Minas do Camaquã (*e.g.* cava a céu aberto da extinta Companhia Brasileira do Cobre (CBC, além de exposições naturais) (Fig. 5.12), bem como na porção sudoeste da área de Bom Jardim.

DEPÓSITOS DE LEQUES ALUVIAIS

Na região das Minas do Camaquã, os depósitos da Formação Rincão dos Mouras são formados por conglomerados organizados métricos e separados por camadas decimétricas de arenitos conglomeráticos com estratificações plano-paralelas e cruzadas dos tipos acanalado e tabular.

A porção inferior (Fig. 5.13) constitui-se de camadas de geometria tabular e espessuras decimétricas de conglomerados organizados, normalmente bem estratificados, polimíticos sustentados por matriz, com clastos da granulometria seixo e, subordinadamente, calhau de até 15 cm de tamanho, predominantemente subangulosos, sendo os clastos de calhaus geralmente melhor arredondados. Estes conglomerados gradam para ou intercalam-se com arenitos conglomeráticos pobremente organizados em camadas de até 1,5 m, arenitos grossos a médios, por vezes finos, bem estratificados, apresentando acamadamentos plano-paralelos e estratificações cruzadas dos tipos tabular e acanalado. No topo das camadas, encerrando um



Figura 5.12: Conglomerados e arenitos de leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras na região das Minas do Camaquã. A: cerros de conglomerados cujo da extrema direita é o conhecido Cerro da Cruz, B: conglomerados estratificados na cava a céu aberto da Mina Uruguai da extinta CBC, C: porção inferior dos leques aluviais com destaque para conglomerados finos (seixos) e arenitos conglomeráticos estratificados, D: detalhe destes conglomerados onde se nota gradação normal, E: estratificação cruzada acanalada de pequeno porte nos conglomerados da porção inferior dos leques, F: Cerro da Cruz sustentado principalmente por conglomerados grossos estratificados de legues aluviais (depósitos de enchentes em lençol, *vide* Fig. 5.14C).

ciclo, pode haver película de siltitos exibindo gretas de contração. Comumente intercalam-se nestas fácies conglomerados maciços de geometria lenticular de espessura variando de 50 cm a 1 m, alternados em contato brusco, sobretudo na base dos ciclos. A matriz em geral compõese de arenito médio a grosso, mal selecionado, com grânulos. Como estruturas sedimentares presentes destacam-se estratificação plano-paralela, estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo e médio porte e tênue imbricação de clastos.



Figura 5.13A: Seção colunar de detalhe de parte do topo da Formação Seival e grande parte da Formação Rincão dos Mouras do Grupo Santa Bárbara levantada na cava a céu aberto da Mina Uruguai (CBC), Minas do Camaquã (Fig. 5.12B), B: paleocorrentes obtidas nos níveis compatíveis, C: gráfico com o tamanho máximo dos clastos, D: foto de detalhe dos conglomerados estratificados. Seta indica escala. Modificada de Fambrini *et al.* (1998^b).

171

A porção superior (Fig. 5.14) é composta de conglomerados polimíticos pouco a bem organizados, sustentados pelo arcabouço (50-60% do arcabouço) formado de clastos de seixo a matação (até 120 cm de diâmetro), angulosos a arredondados, dispostos em camadas de geometria tabular de espessuras decimétricas (30-70 cm), por vezes métricas, de extensão lateral grande, separados por níveis de arenitos grossos conglomeráticos. A matriz é composta por arenito médio a grosso a muito grosso com grânulos. Internamente, os pacotes podem exibir estratificação cruzada acanalada de baixo ângulo e médio porte, gradação normal e estratificação plano-paralela, e imbricação de clastos ocasional.



Figura 5.14: Leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras na região das Minas do Camaquã. A: Seção de detalhe da porção superior dos depósitos de leques aluviais, com paleocorrentes e gráfico com o tamanho máximo dos clastos medidas em cada camada investigada; B: foto da seção levantada (barra branca); C: foto de detalhe dos depósitos de enchentes em lençol (*sheet-floods*) dos leques aluviais. Modificada de Fambrini (1998). Fácies *vide* Fig. 13. Setas brancas indicam escalas utilizadas.

Na área de Bom Jardim, a sucessão de leques aluviais compõe-se de intercalações de conglomerados sustentados pelo arcabouço com matriz arenosa e arenitos conglomeráticos portando estratificação plano-paralela que gradam, em direção ao topo, para conglomerados sustentados pela matriz arenosa com estratificação cruzada tabular de médio e pequeno porte e plano-paralela (Fig. 5.11).

Estes depósitos foram interpretados como originados pela ação de fluxos inicialmente confinados (porção inferior) da carga sedimentar que, ao atingirem o corpo marinho da Formação Seival, sofreram desaceleração e desconfinamento, acarretando a formação de depósitos de enchentes em lençol (*sheet-floods sensu* Blair & McPherson 1994 e Blair 1999). A sucessão vertical de fácies seguidamente mais grossas para o topo da coluna, chegando a conglomerados com matacões (Fig. 5.14), testemunha o caráter progradacional desta associação, culminando com a substituição gradual de fácies subaquáticas litorâneas da Formação Seival por aquelas desenvolvidas em ambiente subaéreo de leques aluviais dominados por processos de enchentes em lençol, caracterizando assim ambiente de leques aluviais. No topo desta sucessão, bem expostas nas Minas do Camaquã, aparecem camadas métricas (1-1,5 m) de arenitos conglomeráticos com abundantes estratos portando estratificação cruzada acanalada de médio e pequeno porte interpretados como a porção distal dos leques e sistemas fluviais entrelaçados associados. Estes depósitos são bruscamente recobertos por arenitos marinhos da Formação João Dias, indicando tratar-se de um trato transgressivo, como veremos adiante.

Análise de Paleocorrentes

As medidas de paleocorrentes dos depósitos de Leques Aluviais refletem consistentemente paleotransporte transversal à sub-bacia para NNW revelando áreas fontes a S e, principalmente, a SE (Fig. 5.3). A distribuição de fácies enfatiza as medidas de paleocorrentes obtidas.

Análise de Proveniência

Na região das Minas do Camaquã os conglomerados dos depósitos de leques aluviais apresentam clastos de diversas origens (Fambrini 1998, Fambrini *et al.* 1998^b). Na base dos conglomerados predominam fragmentos de leucogranitos róseos, quartzo, quartzitos róseos a esverdeados, leucogranitos foliados, xistos, arenitos finos achocolatados, vulcânicas ácidas, andesitos, conglomerados e milonitos (Fig. 5.15A). Para o topo há o progressivo predomínio de milonitos destes granitóides, granitos porfiríticos, granitos com turmalina e greizenizados, arenitos e conglomerados das unidades inferiores e mármores, concomitante ao aumento na granulometria (Fig. 5.15B). Petrograficamente, estes depósitos possuem derivação de áreas

fontes granito-gnáissicas deformadas e metamórficas, de corpos graníticos intrusivos e de coberturas vulcano-sedimentares situadas a sul (Fambrini 1998, Fambrini *et al.* 1998^{a,b}).

Na região de Bom Jardim, a análise de proveniência mostrou o predomínio dos termos sedimentares e vulcânicos nestes depósitos, com uma diminuição da quantidade de clastos do embasamento e aumento de fonte granítica em direção ao topo desta unidade (Figs. 15C e 15D).



Figura 5.15: Gráficos ilustrativos da análise de proveniência de clastos realizada nos depósitos de leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras aflorantes na região das Minas do Camaquã (Figs. 15A e 15B) e na região de Bom Jardim (Fig. 15C) e Fig. (15D), respectivamente nas porções inferior e superior para cada região.

Formação João Dias

A unidade de topo do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central constitui-se de espessos depósitos (>500 m) de arenitos marinhos costeiros dominados por ondas, interpretados como decorrentes de um evento de inundação por transgressão marinha sobre os registros de leques aluviais. Estes depósitos marinhos foram reconhecidos apenas na Sub-Bacia Camaquã Central, tanto na região das Minas do Camaquã quanto na área de Bom Jardim, e definidos como Formação João Dias por Fambrini (1998), que identificou fácies de tempestitos em seus depósitos. Anteriormente interpretada como flúvio-deltaica (Faccini *et al.* 1987, Paim 1994), seu ambiente deposicional é aqui revisado.

Esta unidade caracteriza-se pelo predomínio de arenitos médios bem selecionados, apesar de localmente ocorrerem arenitos finos e camadas pouco espessas de conglomerados finos (níveis com seixos residuais). São os depósitos de maior expressão areal na região das Minas do Camaquã, limitando-se por contato brusco com a Formação Rincão dos Mouras, sotoposta, e por discordância angular e erosiva com os arenitos e arenitos conglomeráticos do Grupo Guaritas, sobrepostos.

A Formação João Dias pode ser dividida em duas porções: inferior com Depósitos de antepraia e de face litorânea superior e superior com Tempestitos de face litorânea.

DEPÓSITOS DE ANTEPRAIA (FORESHORE) E FACE LITORÂNEA SUPERIOR (UPPER SHOREFACE)

Na região das Minas do Camaquã a porção inferior da Formação João Dias compreende camadas centimétricas (mais abundantes) e decimétricas de arenitos micáceos médios, por vezes finos, de coloração róseo-avermelhada, de geometria tabular com topo e base ondulados (Fig. 5.16). Internamente, as camadas de arenitos possuem estratificações cruzadas de baixo ângulo dos tipos tangencial e/ou tabular, predominantemente de pequeno porte, estratificação e laminação plano-paralela, freqüentemente associadas a lineações primárias de corrente, marcas onduladas, geralmente assimétricas no topo das camadas, e algumas vezes com laminações cruzadas cavalgantes associadas. Nas camadas decimétricas aparecem estratificação inclinada de baixo-ângulo (*swash*) (Fig. 5.17), freqüentes discordâncias e megaondulações (*megaripples*). Localmente, na base logo acima do contato com Formação Rincão dos Mouras, ocorrem níveis decimétricos (10-15cm) de seixos residuais (*lags*).

Estes depósitos da porção inferior da Formação João Dias são interpretados como ambiente de antepraia (*foreshore*) e de face litorânea superior (*upper shoreface*) ou zona de surfe (*surf zone*). As evidências de ambiente de antepraia (*foreshore*) são as estratificação cruzada *swash*, que refletem processos de espraiamento na linha de costa, e a estratificação plano-paralela, muitas vezes apresentando lineação primária de corrente (*parting lineation*), indicativa de regime de fluxo superior. No caso de ambiente de face litorânea superior (*upper shoreface*) ou zona de surfe (*surf zone*), este acha-se registrado principalmente nas megaondulações (*megaripples*), que são ondas de tempo bom (*fairweather*), e níveis de seixos associados aos estratos cruzados, representando depósitos residuais (*lags*), que teriam sido depositados devido ao retrabalhamento de material retirado da antepraia, pelo espraiamento das ondas.



Figura 5.16: Seções colunares de detalhe da Formação João Dias na região das Minas do Camaquã. A: depósitos de antepraia, B: depósitos de face litorânea superior.



Figura 5.17: Depósitos de face litorânea (*foreshore*), constituídos por arenitos finos laminados truncados por superfícies de baixo ângulo – estratificação cruzada *swash*.

DEPÓSITOS DE TEMPESTITOS DE FACE LITORÂNEA (SHOREFACE)

A porção superior da Formação João Dias é constituída por arenitos micáceos finos a médios, de coloração róseo-avermelhada, com estratificação e laminação cruzadas de baixo ângulo tangencial e/ou tabular, de pequeno a médio porte, estratificação cruzada tipo *hummocky* (Fig. 5.18), estratificação cruzada *swaley* e marcas onduladas assimétricas no topo das camadas. Esta porção caracteriza a face litorânea intermediária (*medium shoreface*) ou zona de arrebentação (*breacker zone*), onde ocorre o predomínio de ondas de tempo bom. Mas durante as tempestades (*storm weather*), algumas estruturas são preservadas nesta região, no fim de um ciclo de tempestade. As estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky* representam esses eventos de tempo ruim. Em seções delgadas ocorre abundância de glauconita, típica de depósitos marinhos devido às condições ambientais, de temperatura, de profundidade e também pela sua composição (Van Houten & Purucker 1985, Odin 1988, Chafetz & Reid 2000).



Figura 5.18: Arenitos finos com estratificação cruzada do tipo *hummocky*. Depósitos de Tempestitos Litorâneos da Formação João Dias, na região das Minas do Camaquã.

177

As fácies da porção superior dos depósitos marinhos costeiros sugerem ambiente costeiro dominado por ondas de tempo bom com a ocorrência eventual de ondas de tempestades, exemplificadas pelas estratificações cruzadas *swaley* e *hummocky*, que representam esses eventos de tempo ruim.

Portanto, esta unidade representa um sistema deposicional marinho costeiro, dominado por ondas de tempo bom e afetado por eventos de tempestade.

Análise de Paleocorrentes

A análise de paleocorrentes de ambientes marinhos rasos e costeiros dominados por ondas é de difícil interpretação devido à grande variedade de processos atuantes nesse tipo de ambiente. As principais estruturas indicativas de paleofluxo encontradas foram estratificações cruzadas tipo *swaley* e por migração de dunas subaquosas (tabulares e tangenciais). Adicionalmente efetuou-se medidas em cristas de marcas onduladas assimétricas dos tipos retilíneo, sinuoso e linguóide (conforme classificação de Collinson & Thompson 1989) e de estratificação cruzada tabular de pequeno e médio porte.

A estratificação cruzada *swaley* são geradas por processos de fluxo oscilatório e fluxo combinado (oscilatório mais unidirecional) no sentido de Cheel & Leckie (1992), sendo que, na segunda hipótese, a componente de fluxo unidirecional pode ser medida através da assimetria da estrutura (Yagishita *et al.* 1992). As estratificações tipo *swaley* são o resultado do preenchimento concordante de escavações circulares a elípticas geradas por oscilação em eventos de tempestades, e a componente unidirecional normalmente está associada a correntes de retorno que atuam durante a atenuação da tempestade (Allen & Underhill 1989). Dessa forma, os planos de estratificações possuem grande dispersão de mergulhos e, segundo Yagishita *et al.* (1992), a paleocorrente unidirecional fica registrada como o vetor médio do flanco de maior mergulho da estratificação.

Nos depósitos de Tempestitos de face litorânea foram analisadas paleocorrentes de estratificação cruzada *swaley* através da medição de diversos planos, sem o reconhecimento preliminar dos planos de maior mergulho devido à possibilidade de seu mascaramento pelo basculamento tectônico. Assim, após a medição de vários planos, realizou-se a correção do basculamento e só então reconheceu-se a assimetria da forma e o sentido dos planos de maior mergulho. A Fig. 5.2A representa planos de estratificação cruzada *swaley*, mostrando forte assimetria com elongamento da direção N-S, e paleocorrentes para norte.

Outro tipo de estrutura indicativa de paleocorrentes reconhecida na área de estudos foi a estratificação cruzada gerada por migração de dunas subaquosas. Estas estruturas são tipicamente geradas por correntes unidirecionais, e no caso de ambientes costeiros dominados por ondas, são interpretadas como resultado de correntes costeiras, principalmente de deriva litorânea (*longshore currents*) (Walker & Plint 1992) e de retorno. No caso da área estudada, foi reconhecida estratificação cruzada de pequeno porte e ângulos médios a altos, com grande

dispersão de paleocorrentes e vetor médio para SE, possivelmente originadas por correntes de deriva litorânea. (*vide* Fig. 5.2A)

A interpretação dos dados referentes às estratificações cruzadas tipo *swaley* e de migração de megaondulações permite a elaboração de um modelo preliminar de paleocorrentes marinhas costeiras para a área estudada. Analisando os vetores de transporte da estratificação cruzada tipo *swaley* pode-se concluir que as correntes unidirecionais predominantes durante a atenuação de tempestades tiveram direção norte, provavelmente refletindo uma direção perpendicular à costa e sentido para o mar.

O vetor médio da estratificação cruzada por migração de megaondulações indica correntes de deriva litorânea para SE, concordando com uma direção aproximadamente E-W da linha de costa sugerida pela estratificação cruzada *swaley*. A conclusão de uma linha de costa E-W ou NE-SW, com um corpo marinho a norte, confirma o quadro paleogeográfico obtido por Fragoso Cesar *et al.* (2000^b), Almeida (2001) e Fambrini (em prep.) a partir de paleocorrentes de unidades aluviais e, em menor medida, também marinhas costeiras dominadas por ondas e por marés.

CONTEXTO TECTÔNICO DO GRUPO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

A exposição regional do Grupo Santa Bárbara é representada por uma alternância de depósitos arenosos e rítmicos marinhos/transicionais e depósitos conglomeráticos aluviais e deltaicos, que compõem ciclos progradacionais-retrogradacionais. Estes ciclos foram interpretados como resultados de variações relativas do nível de base, possivelmente relacionadas em alguma medida a variações relativas do nível do mar, como sugerido por Almeida (2001), provavelmente associadas a mudanças no eqüilíbrio entre subsidência e aporte sedimentar, ambos relacionados à evolução tectônica da bacia.

A grande espessura dos depósitos (mais de 2000 m de exposição) e a marcante presença de fácies conglomeráticas atestam o caráter tectônico da bacia. Os ritmitos e arenitos finos da Formação Seival, com espessura superior a 1.000 m, assinalam vigoroso evento de subsidência do substrato de bacia. De acordo com os preceitos de Blair & Bilodeau (1988), depósitos espessos de sedimentos finos bacinais atestariam a principal carga detrítica de uma bacia evidenciando atividade tectônica mais intensa, pois estes autores consideraram a subsidência como o fator tectônico determinante da deposição de sedimentos em uma calha estrutural. Tal fenômeno, segundo os autores, processa-se tipicamente em bacias do tipo rift, de afastamento (*pull-apart*) e de antepaís. Assim, a espessa sedimentação marinha da Formação Passo da Capela pode ser explicada como reflexo de uma atividade tectônica inicial mais intensa na bacia, ocasionando abatimento e formação da depressão e posterior subsidência com o peso da carga sedimentar. Raciocínio idêntico pode ser extrapolado para a Formação João Dias.

Os leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras encontram-se intimamente relacionados à tectônica dos falhamentos, em especial àqueles que originaram os altos do embasamento a SW, S e SE da região. Estes altos sofreram exposição por soerguimento e/ou por subsidência da bacia durante esta fase traduzido nas fácies progressivamente proximais de leques aluviais para o topo. Autores como Steel *et al.* (1977), Crowell (1982), McPherson *et al.* (1987), Blair & McPherson (1994), Miall (2000), entre tantos outros, sustentam que a presença de depósitos de leques aluviais, *fan deltas* ou mesmo leques costeiros seriam condicionados por relevo escarpado próximo a falhamentos.

Análises preliminares de falhas com estrias, realizadas por Janikian (2001) indicam a presença de duas fases de deformação no Grupo Bom Jardim, sendo a mais antiga composta por falhas normais geradas por uma extensão de direção NW-SE, compatível com a tectônica formadora do Grupo Santa Bárbara reconhecida por Fragoso-Cesar *et al.* (2001^b) na Sub-Bacia Camaquã Oriental e por Almeida (2001) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

Dessa forma, a subsidência tectônica que gerou e preservou o Grupo Santa Bárbara é interpretada como um evento extensional de direção NW-SE que reestruturou a Bacia do Camaquã, basculando os depósitos prévios. Como discutido por Fragoso-Cesar *et al.* (2000^b, 2001, 2003), Almeida (2001) e Fambrini *et al.* (2001^b), o caráter estritamente normal das falhas de borda, sem deslocamento lateral entre os depósitos conglomeráticos e suas áreas fontes, sugere uma bacia do tipo *rift* controlada por falhas NNE-SSW ao tempo da deposição da unidade.

Ao menos um importante evento de reativação tectônica durante a evolução do Grupo Santa Bárbara pode ser reconhecida na Sub-Bacia Camaquã Central, representada pela progradação dos depósitos de legues aluviais da Formação Rincão dos Mouras que foram interpretados como produto do soerguimento de um alto interno e erosão de depósitos mais antigos do Supergrupo Camaquã. Esse mesmo evento foi reconhecido por Almeida (2001) na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, podendo constituir um elemento de correlação estratigráfica regional.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A exposição do Grupo Santa Bárbara é representada por uma alternância de depósitos arenosos e rítmicos marinhos/transicionais e depósitos conglomeráticos de leques deltaicos (*fan deltas*), que compõem ciclos progradacionais-retrogradacionais. Estes ciclos foram interpretados como resultados de variações relativas do nível de base, possivelmente relacionadas em alguma medida a variações relativas do nível do mar, como sugerido por Almeida (2001) para o Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, provavelmente associadas a mudanças no equilíbrio entre subsidência e aporte sedimentar, ambos relacionados à evolução tectônica da Bacia do Camaquã.

A presença de depósitos marinhos costeiros afetados por ondas de tempestades na Formação João Dias contrapõe-se às observações de Faccini *et al.* (1987) e Paim (1994) que sugeriram um ambiente de planície flúvio-deltaica progradante para estes depósitos, implicando assim na reformulação dos modelos que considerem variações do nível do mar para a bacia. O contato brusco basal da Formação João Dias constitui a superfície transgressiva do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central, caracterizada como trato transgressivo, indicando o avanço do mar durante este período.

A evolução estratigráfica e paleoambiental, documentada nos depósitos do Grupo Santa Bárbara mapeados na Sub-Bacia Camaquã Central, mostrou uma notável correlação entre as sucessões das regiões das Minas do Camaquã e de Bom Jardim. Tal correlação baseia-se tanto nas interpretações paleoambientais quanto nas espessuras das unidades estudadas, legitimando, desta forma, a proposta de Robertson (1966) e de Fambrini *et al.* (1996^b) de englobar os depósitos da região das Minas do Camaquã no redefinido Grupo Santa Bárbara.

5.3. ANÁLISE PETROGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA NA REGIÃO DAS MINAS DO CAMAQUÃ

A análise petrográfica das rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central na região das Minas do Camaquã foi efetuada principalmente nos arenitos e matriz de conglomerados das unidades aflorantes, com ênfase nas formações Seival, Rincão dos Mouras e João Dias.

Formação Passo da Capela

Os arenitos e matriz dos conglomerados da Formação Passo da Capela são predominantemente classificados como arcóseos e litoarenitos feldspáticos de acordo com os critérios de Folk (1968).

O arcabouço dos arenitos (Fig. 5.19A) compõe-se de quartzo monocristalino (predominante), plagioclásio, muscovita e poucos fragmentos líticos, tais como quartzito (Fig. 5.19B), xistos, chert, intraclastos finos e vulcânicas ácidas a intermediárias (andesitos?). Os grãos no geral mostram-se angulosos, sendo cimentados por películas de óxido de Fe e,

181





Figura 5.19 - Fotomicrografias da Formação Passo da Capela. Aspecto geral dos arenitos finos laminados classificados como arcóseos dos turbiditos de leque externo, Local MC-113, B: aspecto da matriz dos conglomerados de leque submarino intermediário (arcóseos). Notar fragmento lítico de quartzito. Local MC-109, Minas do Camaquã.



Figura 5.20 - Fotomicrografias da Formação Seival. Aspecto geral dos arenitos finos laminados classificados como arcóseos. Local MC-174, B: outro aspecto dos arcóseos. Notar em ambas predomínio de quartzo monocristalino e a angulosidade dos grãos. Local MC-184, C: e D: cimentação carbonática do tipo poiquilotópica na qual cristais de calcita chegam a envolver completamente um grão detrítico (foto D), feição característica desta formação. Local MC-215. Minas do Camaquã. subordinadamente, por sílica (crescimento secundário de quartzo). A seleção é pobre a muito pobre, caracterizando assim rochas texturalmente imaturas e sub-maturas mineralogicamente.

Formação Seival

Os arenitos da Formação Seival são em sua maioria classificados como arcóseos e arenitos líticos de acordo com proposta de Folk (1968).

O arcabouço dos arenitos (Fig. 5.20A, B) constitui-se de detritos de quartzo dos tipos monocristalino (Qm) e policristalino (Qp), ortoclásio, plagioclásio, microclínio, fragmentos líticos (granitos, quartzitos, *chert*, intraclastos de argila, xistos?), acessórios como muscovita e biotita e minerais pesados.

Grãos de quartzo (≅ 45% - estimativa visual) incluem os tipos policristalino (Qp), abundante e (Qm) quartzo monocristalino, também abundante, mas subordinado ao Qp. Qm=20% e Qp=30% da rocha. O Qm, majoritariamente, é o tipo ígneo plutônico de Krynine (1940). Predominam aqueles com extinção fortemente ondulante (40%) e ondulante (30%), mas simultânea ou reta também aparecem (30%). Possuem diversas inclusões e micrólitos dispersos pelo grão, e crescimentos secundários comuns (<10%). Quartzo monocristalino vulcânico (Krynine 1940) é raro e, quando presente, possui hábito euhedral e extinção reta, com bordas corroídas. Distinguem-se o hábito xenomórfico típico (anédrico) e formas subhedrais e equidimensionais. Entretanto, grãos formados de cristais de hábito tendendo a euhedral, com predomínio daqueles ondulantes, também surgem, derivados possivelmente de fontes hidrotermais (de veio) ou mesmo metamórficas, embora careçam de feições de recristalização. Tipos vacuolizados destacam-se também, assim como quartzo tipo leitoso com abundantes inclusões, ambos sugestivos de fontes hidrotermais (o chamado quartzo de veio). Grãos subangulosos perfazem cerca de 50% dos arenitos, conquanto os subarredondados (35%), arredondados (8%) e angulosos (~10%).

Detritos de quartzo policristalino (Qp) são abundantes (~20 %), destacando-se os tipos composto comum ou metamórfico (Cm) de Krynine (1940), semi-composto e/ou de veio (Csc) e estirado, milonítico ou deformado (Ce). O tipo policristalino metamórfico apresenta vários cristais com evidências de recristalização, quais sejam: (i) extinções diferentes por cristal (ora um está extinto, o outro está não extinto) e (ii) contatos bem formados entre os cristais (retos e poliedrais), onde por vezes chega a ser poligonal perfeito, ou seja, a variedade policristalina metamórfica típica. Alguns grãos mostram contatos suturados intercristais. O tipo composto estirado ou deformado também é formado por vários cristais com feições de recristalização, mas difere substancialmente em dois quesitos: (i) quanto ao contato intercristais e (ii) orientação interna no grão dos cristais individuais. O primeiro mostra contatos amplamente irregulares e contorcidos, em um grau mais avançado nos grãos suturados, onde se sobressaem alguns cristais "intactos" em meio à massa deformada. Quanto à orientação, todos

os cristais encontram-se estirados, orientados e alongados segundo uma orientação preferencial (eixo *c* orientado). Os grãos de Qp normalmente estão melhor arredondados que os monocristalinos.

Os arenitos são ricos em feldspatos em geral, cujos picos de abundância atingem até 45% da composição total. Os feldspatos alcalinos dominam e, destes, o ortoclásio é o mais comum atualmente. Convivem grãos frescos (límpidos) e alterados ("sujos"), provavelmente refletindo processos originados ainda nas áreas fonte em razão de retrometamorfismo (De Ros 1986). Os K-feldspatos, de maneira geral, encontram-se alterados para sericita e caulinita e sofreram, também, processos de saussuritização (calcita + epídoto + sericita + muscovita), este muito provavelmente na fonte original. Em geral, apresentam formas euhédricas e pouco arredondadas. Alguns plagioclásios encontram-se zonados e, outros, com espécie de extinção ondulante. Esta deve refletir processos diagenéticos então em curso, dada a composição heterogênea das bordas para o núcleo dos grãos.

Ortoclásio (10%) aparece com predomínio de grãos alterados ("sujos") e possui dimensões entre 0,4 e 0,75 mm. Os grãos são subhédricos a anédricos, freqüentemente alterados por sericitização e saussuritização, talvez já na área fonte provocada por retrometamorfismo. O hábito é subhedral tabular típico, mas formas anédricas alongadas também ocorrem.

Microclínio (~5%) ocorre subordinadamente, apresentando as típicas maclas de geminação em grade ou xadrez. Os grãos frescos superam os alterados (7:1). Ocorrem também tipos com uma triclinicidade intermediária ou geminações em grade mal geradas (*spindle twinning*). Possuem formas mais equidimensionais.

No caso do plagioclásio (~15%) predominam grãos subarredondados, mas muitos são quase euhédricos e, portanto, angulosos e subangulosos. São frescos (maioria) e alterados. O hábito é equidimensional subhédrico a tabular (nas formas euhédricas). A composição é andesina (6 grãos), oligoclásio (3 grãos), albita (5 grãos) e labradorita (1 grão).

Muito significativa é a presença de fragmentos líticos (≅ 7-15%) disseminados no arcabouço dos arenitos e conglomerados, provavelmente guardando relação com a granulometria das rochas (média a grossa). Aparecem, principalmente, clastos de *chert*, vulcânicas, granodioritos, xistos, quartzitos, milonitos e intraclastos (em ordem crescente de abundância). *Chert* apresenta-se sempre subarredondado a arredondado, com dimensões entre 0,5 e 0,75 mm. Prováveis fragmentos de granodioritos são os de maiores dimensões (0,7-1,5 mm). Litoclastos vulcânicos estão representados dominantemente por ácidas (riolitos, riodacitos), de texturas felsíticas e vítreas, e ignimbritos, mas incluindo-se ainda termos intermediários/básicos de texturas porfiríticas e traquíticas (e.g. andesitos). Litoclastos metamórficos (xistos, quartzitos, ardósias, filitos) disseminam-se nos arenitos e conglomerados. As composições médias (1-12%) podem estar subestimadas, pois grande parte da pseudo-

matriz destas rochas é formada por fragmentos compactados de rochas metamórficas micáceas. Vários orientam-se favoravelmente à estratificação da rocha, segundo o alongamento dos grãos.

Entre os minerais acessórios destacam-se as micas, cujas porcentagens médias refletem pouca abundância (máximo de 10%). Biotita supera ligeiramente a muscovita em abundância, quase sempre em adiantado grau de alteração para clorita e/ou óxidos de Fe (ilita). Muscovita mostra-se mais preservada e geralmente em dimensões menores que a primeira. Normalmente ajustam-se com o acamamento da rocha. Minerais pesados tais como zircão, turmalina, apatita e opacos aparecem disseminados pela matriz ou formando níveis finos onde se concentram. É notável a ocorrência de níveis de magnetita retrabalhada e, portanto, detrítica, salientando o plano de acamamento (Veigel 1992), muito embora este mineral possa ser encontrado bem formado sugerindo caráter autigênico.

A cimentação é predominantemente carbonática (Fig. 5.20C, D), com grandes cristais de calcita envolvendo os grãos detríticos (textura poiquilotópica) ou pequenas venulações preenchendo fraturas. Localmente grãos de quartzo apresentam crescimentos secundários de quartzo (cimento sintaxial).

Formação Rincão dos Mouras

O arcabouço dos arenitos e matriz dos conglomerados aluviais da Formação Rincão dos Mouras (Fig. 5.21A) constitui-se de quartzo monocristalino e policristalino, K-feldspato, plagioclásio, fragmentos líticos (entre estes chert, quartzito, rochas vulcânicas, arenitos finos, pelitos e granitos), acessórios como muscovita, biotita, opacos e minerais pesados (turmalina, zircão e apatita). Predomina granulometria fina a grossa (de 0,15 mm a 0,9 mm) até muito grossa, incluindo também grânulos (em torno de 3,0-4,0 mm). Assim, a seleção é de muito pobre a moderada, onde os grãos são de angulosos a arredondados, predominando aqueles subarredondados, de esfericidade sobretudo média (segundo classificação de Powers 1953). Os litotipos possuem pouquíssimos espaços intergranulares, com predomínio de contatos dos tipos côncavo-convexo e planar, evidenciando alta compactação e, consegüentemente, com evidente redução da porosidade das rochas (Fig. 5.21F). Observa-se comumente cimento carbonático e ferruginoso (Fig. 5.21F), em proporções nunca superiores a 5%. É comum a presença de cutículas de hematita envolvendo, por vezes, totalmente grãos de quartzo, principalmente, mas também de feldspatos. Nestes, freqüentemente a hematita interpenetra o grão através das maclas de geminação e/ou por meio de fraturas e deficiências do cristal original. Pseudo-matriz ocorre disseminada nos interstícios e entre os grãos maiores do arcabouço.



Figura 5.21 - Fotomicrografias da Formação Rincão dos Mouras. Aspecto geral da matriz (arcóseos) dos conglomerados aluviais com destaque para a má seleção e intensa compactação sugerida pelos contatos suturados, côncavo-convexos e planares, B: fragmentos líticos presentes nos conglomerados com destaque para grão de quartzito (centro da foto), C: clasto de quartzo policristalino do tipo deformado (milonítico), D: quartzito em meio a grãos de feldspato, essencialmente plagioclásio, E: outro grão de quartzo policristalino do tipo milonítico, F: cimento ferruginoso predominante nos arenitos desta formação.Luz natural. Local MC-198, Minas do Camaquã.

O quartzo (em torno de 40-45%) é o principal componente detrítico destas rochas. A variedade policristalina predomina em relação à monocristalina, provavelmente como causa direta da granulometria mais grossa das rochas desta associação, tal qual sugerido por diversos autores para arenitos grossos em várias partes do mundo (Blatt 1967, Pittman 1969, Basu *et al.* 1975, Misko & Hendry 1979, Ingersoll *et al.* 1984, Pettijohn *et al.* 1987, entre outros). O quartzo monocristalino ou simples (Qm) é anguloso e subanguloso até subarredondado e de esfericidade média a baixa, cujos grãos exibem extinção ondulante a fortemente ondulante indicativa de esforço (*stress*). O hábito xenomórfico, associado com a presença abundante de vacúolos, micrólitos e inclusões de muscovita e sericita, constituindo o tipo plutônico de Krynine (1940), sugere caráter intrusivo (Blatt 1967, Misko & Hendry 1979).

Entretanto, é o quartzo policristalino (Qp) o mais importante devido às implicações deste quanto à: proveniência, transporte, retrabalhamento e deformação. A variedade policristalina ocorre em quantidades de cerca de 2:1 em relação à monocristalina, e, por vezes, pode atingir até 4,0 mm de diâmetro. Dentre os tipos policristalinos, destacam-se os semi-compostos, os compostos-comuns e compostos-estirados (sheared-quartz) de acordo com Blatt (1967) e Scholle (1979). O tipo semi-composto ou de veio consiste em grãos onde não se distingue nitidamente cristais individuais. Esta variedade caracteriza-se por apresentar grãos com extinção ondulante, contatos "intercristais" irregulares (na verdade um efeito decorrente da extinção dos diversos pseudo-cristais) e ausência de orientação preferencial. O tipo semicomposto fornece boas indicações de fonte de veios e filões hidrotermais (o chamado guartzo leitoso), principalmente e, também, plutônicas e metamórficas. O tipo composto comum (metamorphic quartz de Krynine 1940) é o predominante (cerca de 12-14% das rochas), constituindo-se de um mosaico de vários cristais que, dependendo do caráter e dos limites intercristais, podem fornecer boas indicações de proveniência (Fig. 5.21C). Apresentam evidente individualização dos cristais e exibem contornos irregulares e suturados intercristais. Os cristais são desorientados, porém mostram-se recristalizados. São subangulosos a subarredondados, de esfericidade baixa (normalmente aqueles alongados). Sugerem proveniência de terrenos metamórficos de alto grau (Blatt 1967, Basu et al. 1975, Young 1976, Scholle 1979) e curto transporte, pois se desagregam em consegüência da abrasão sofrida pelos grãos com o transporte (Pettijohn et al. 1987). O tipo composto-estirado ou deformado (sheared quartz, de acordo com Scholle 1979- Fig. 5.21E) é o mais abundante nos conglomerados (15% da rocha) a leste (antiga borda da bacia), relativamente abundante nas rochas da unidade de arenitos e conglomerados (em torno de 8-10%) e pouco abundante nos arenitos finos tabulares. Indica com segurança fonte que sofreu alto grau de deformação e metamorfismo. Caracteriza-se por evidente orientação dos cristais únicos (single-cristals), contornos irregulares e suturados intercristais e estiramento dos cristais individuais (Adams et al. 1993). Os cristais individuais mostram-se alongados e, por vezes, estirados segundo uma

orientação preferencial. Cada cristal exibe diferentes orientações de eixo ótico, podendo um cristal individual apresentar extinção leve a fortemente ondulante (esta predominante). Em vários casos, cada cristal individual constitui-se, por sua vez, em um cristal semi-composto. Em geral, mostram-se subarredondados e podem representar fonte que sofreu alto grau de deformação e/ou metamorfismo.

O feldspato alcalino presente nestas litologias é essencialmente o microclínio, aparecendo também o ortoclásio. O primeiro ocorre em percentagens em torno de 20-22%. A dimensão média gira por volta de 1,5-2,5 mm. Constituem grãos bem maiores que os de plagioclásio. A maior parte possui geminação indicativa de uma triclinicidade intermediária, perfazendo intercrescimentos pertíticos. Mostram-se parcialmente arredondados, porém ainda preservam a forma euhédrica e o hábito prismático originais. Alguns acham-se parcialmente sericitizados. Inclusões de quartzo, muscovita, biotita e plagioclásio são freqüentes.

Plagioclásio (0,5-1,0 mm) ocorre tanto fresco como alterado, em proporção nunca superior a 10% nos conglomerados, mas alcançando até 20-22% nos arenitos. Os grãos apresentam bom arredondamento e dimensões reduzidas se comparados com o microclínio. Os grãos frescos possuem forma euhédrica a subhédrica, tendo composição sódica (oligoclásio) e mostram evidências de deformação rúptil (*brittle-grains*), pois deslocam as maclas de geminação da albita, sendo, inclusive, uma das causas da alteração destes feldspatos. Já os grãos alterados evidenciam saussuritização e sericitização, esta última a alteração mais comum, cuja evolução chega a mascarar as maclas de geminação polissintética, dificultando a identificação.

É importante a presença de fragmentos líticos nas litologias (em torno de 10% em volume), sobretudo nos arcóseos líticos e matriz de conglomerados lenticulares e tabulares. Compõem-se de fragmentos de rochas vulcânicas intermediárias\básicas, com ripas de plagioclásio em matriz afanítica alterada e ausência de quartzo; vulcânicas ácidas, sobretudo de riolitos, onde se destacam fenocristais de quartzo e de microclínio em meio à matriz fina a muito fina, já alterada, composta por feldspato alcalino e quartzo; quartzito (Fig. 5.21B, D), conglomerado, prováveis fragmentos de xisto; granito; rochas granitóides, milonitos derivados do Complexo Porongos, e *chert* são também freqüentes.

Estas rochas em função da disposição dos grãos do arcabouço, ausência de matriz fina (<5%) e presença de minerais instáveis como feldspato, podem ser designadas de submaturas mineralógica e submaturas texturalmente segundo esquema de Pettijohn *et al.* (1987).

188

Formação João Dias

Com base na análise petrográfica, as rochas pertencentes à Formação João Dias, topo do Grupo Santa Bárbara, são predominantemente arcóseos e litoarenitos feldspáticos (Fig. 5.22A).

Os tipos de cimento observados caracterizam uma cimentação primária essencialmente do tipo ferruginosa (Fig. 5.22B, C), mas também do carbonática (Fig. 5.22D). Os contatos do tipo suturado e planar (Fig. 5.22C), além da deformação das micas (Fig. 5.22B), indicam uma compactação intensa.

A presença de glauconita (Fig. 5.22G, H) nestas rochas confirma o paleoambiente marinho. Segundo Odin (1988), o termo glauconita tem sido usado para designar os grão verdes de composição glauconítica que ocorrem nos sedimentos marinhos. Existe um processo no qual um substrato depositado no mar é progressivamente modificado em uma massa de minerais glauconíticos, chamado de glauconitização. Este processo freqüentemente ocorre em substratos granulares e *hardgrounds* depositados no fundo do mar. Durante a glauconitização ocorre uma alteração progressiva do substrato inicial e da gênese das argilas marinhas verdes, modificando a cor inicial do substrato. As argilas verdes marinhas removidas de detritos continentais e colocadas no mar originam autigenicamente a partir de *pellets* fecais os minerais de glauconita, formados em temperatura abaixo de 15°C, em águas com profundidade em torno de 60 m.

Através da análise dos fragmentos líticos presentes foi possível sugerir sua proveniência. Os clastos de andesitos (Fig. 5.22D, F) derivam do Grupo Bom Jardim que, estratigraficamente, ocorre abaixo do Grupo Santa Bárbara. Os clastos de quartzitos e xistos (Fig. 5.22E) têm como provável área fonte rochas do Complexo Porongos do Alto da Serra das Encantadas, situado nas proximidades.

5.4 SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA SUB-BACIA CAMAQUÃ CENTRAL

O Grupo Santa Bárbara teve sua evolução marcada essencialmente por variações do nível de base relativo, identificadas em ciclos retrogradacionais, agradacionais e progradacionais, bem como pelo controle tectônico na sedimentação. Estes ciclos são bem representados com a subdivisão do Grupo Santa Bárbara, adotada na presente tese.

Um ciclo retrogradacional pode ser inferido para a base da Formação Passo da Capela, correspondendo depósitos de turbiditos de leque interno que rapidamente transicionam para depósitos de leque externo de sistema de leques submarinos.

Um ciclo progradacional sobrepõe-se ao anterior, sendo representado por depósitos de tempestitos de costa-afora (topo da Formação Passo da Capela) que passam para depósitos litorâneos, base da Formação Seival.



Figura 5.22 - Fotomicrografias da Formação João Dias. Aspecto geral dos arcóseos com destaque para a intensa compactação sugerida pelos contatos suturados e planares (A) e por micas deformadas (B) (Bi-biotita e Mu-muscovita) por compactação, que podem ter cimento ferruginoso (C) ou carbonático (Carb, foto D). Os arcóseos líticos possuem vários clastos tais como xisto (foto E) e andesito (And, foto F). Grãos de glauconita ocorrem, indicando ambiente marinho para a unidade (fotos G e H).

O topo da Formação Seival caracteriza um ciclo agradacional evidenciado por espessos pacotes de depósitos de planícies de marés, com paleocorrentes para NE e correntes bipolares NNE-SSW. A superfície que limita o ciclo progradacional anterior deste ciclo agradacional não foi observada em campo.

Um provável evento de rápida inundação caracteriza a Formação Rincão dos Mouras e limita o ciclo agradacional de um segundo ciclo progradacional, com a instalação de depósitos de pró-delta que transicionam para depósitos de leques deltaicos proximais, passando rapidamente para depósitos de leques aluviais, registrados na área de Bom Jardim.

Nova retrogradação é evidenciada na base da Formação João Dias, que se sobrepõe aos depósitos de leques aluviais da Formação Rincão dos Mouras. A Formação João Dias compõese de espessos depósitos litorâneos de tempestitos, provavelmente de caráter agradacional.

A caracterização destes padrões de preenchimento poderão servir como elemento de correlação entre as diversas ocorrências do Grupo Santa Bárbara. Estudos detalhados visando a caracterização das superfícies transgressivas, de inundação máxima e erosivas são sugeridos para o refinamento das correlações.

O ambiente marinho para a deposição das unidades do Grupo Santa Bárbara também foi claramente identificado na Sub-Bacia Camaquã Central, com a identificação de depósitos gerados em planícies de marés e ocorrência de minerais de glauconita.

A análise de proveniência, assim como o mapeamento geológico realizado, propiciou a individualização das unidades que compõem o Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central. Os conglomerados da Formação Passo da Capela (Fig. 5.6) apresentam detritos oriundos da erosão de uma região formada por rochas vulcânicas, graníticas e metamórficas que, pela angulosidade dos clastos, aponta para transporte curto em regime de alta energia. A análise de proveniência efetuada nos conglomerados da Formação Rincão dos Mouras (Fig. 5.15) mostram claramente contribuição de distintas fontes de terrenos ígneos e metamórficos, caracterizando áreas fontes mistas para esses conglomerados. O bom arredondamento e o predomínio de seixos e calhaus em depósitos bem organizados, associados à presença de clastos de sedimentos da própria bacia (e.g. arenitos finos e conglomerados), permitem sugerir que estes depósitos originaram-se da erosão e retrabalhamento de unidades inferiores. Por outro lado, fragmentos de milonitos e granitóides deformados podem estar relacionados ao soerquimento do embasamento da bacia, com posterior erosão, sendo depositados na porção superior desta sucessão, configurando uma estratigrafia invertida de área fonte. A presença de fragmentos de granitóides grossos a porfiríticos, isótropos, bem foliados e fraturados, oriundos do alto do embasamento, a sul, indicam a erosão deste alto, o qual é coerente com as paleocorrentes medidas. Estes conglomerados denotam áreas fontes distintas, bem como retrabalhamento da própria bacia (autofagia), particularmente dos depósitos erodidos durante o soerguimento da Serra das Encantadas.

O padrão de paleocorrentes é o resultado dos ambientes geradores de cada depósito. Deste modo, inicialmente as paleocorrentes dirigiram-se para NNVV, NNE e E na Formação Passo da Capela, em padrão longitudinal às margens a bacia. Posteriormente, durante a deposição da Formação Rincão dos Mouras, os sedimentos dispersaram-se para NVV, possivelmente em decorrência de atividade tectônica de falhas ativas a SE.

CAPÍTULO 6 - SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

6.1. INTRODUÇÃO

O Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental apresenta formato alongado segundo a direção NNE-SSW e é bordejada a leste pelo alto de Caçapava do Sul, composto pelo corpo granítico homônimo e por rochas metamórficas de baixo grau, e a oeste pela Serra de Santa Bárbara, cuja crista é formada por rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas da Formação Acampamento Velho (Fig. 6.2). Ambos os limites estão associados a importantes falhamentos. A sul o contato se dá por inconformidade erosiva com as unidade andesíticas e riolíticas, e a norte a se estreita pela convergência das falhas da serra de Santa Bárbara (a oeste) e da serra dos Andradas (a leste).

As unidades aflorantes compreendem, na base, conglomerados e arenitos fluviais associados a leques aluviais, possivelmente representando a primeira unidade deposicional do Supergrupo Camaquã que aflora no sopé da serra de Santa Bárbara e nas colinas a sul do vale do Seival. Sobre esta unidade ocorrem ritmitos psamo-pelíticos nos vales do arroio do Seival e do arroio Santa Bárbara, que compõem uma seqüência progradante para arenitos tabulares rítmicos de águas rasas, sendo abundantes, em toda a unidade, evidências de ação de marés. Sobre este pacote subaquático ocorrem arenitos fluviais de rios entrelaçados com conglomerados associados, que compõem uma planície deltaica progradante. Esta seqüência fluvial é parcialmente interrompida, na porção norte da bacia, por um pacote de ritmitos e arenitos tabulares com evidências de ação de marés em ambiente lagunar, que afloram no vale do arroio dos Lanceiros. Os siltitos e arenitos lagunares são sobrepostos, no norte da área, por arenitos finos a médios de frente deltaica que representam a progradação do delta intra-estuarino. Sobre esta superfície de inundação há nova progradação de arenitos fluviais seguidos por conglomerados de leques aluviais, na serra do Segredo.

As camadas encontram-se tipicamente inclinadas por tectônica de blocos associada às falhas normais, sendo comuns mergulhos entre 15° e 35 ° para leste e, na porção sul da exposição, para norte, com extremos horizontais e verticais. A estruturação geral é de um único sinclinal assimétrico aberto regional, com eixo aproximadamente norte-sul e flanco longo a oeste, o que faz com que a maioria das camadas mergulhe para leste, sendo que no extremo sul da sub-bacia não ocorre este padrão. Esta estruturação faz com que a espessura de sedimentos exposta seja grande, da ordem de 4000 metros. Dessa forma, as camadas mais antigas afloram a oeste e sul, e as mais recentes no limite leste da sub-bacia.

Este capítulo inclui um artigo completo submetido à Revista Brasileira de Geociências com os resultados da pesquisa efetuada na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

6.2 EVOLUÇÃO ESTRATIGRÁFICA DO GRUPO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III) NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL, RIO GRANDE DO SUL, BRASIL

[Artigo submetido à *Revista Brasileira de Geociências*] Renato P. Almeida, Gelson L. Fambrini & Antonio Romalino S. Fragoso-Cesar

RESUMO

No sul e sudeste do Brasil e no extremo sul do Uruguai ocorrem diversos depósitos sedimentares e vulcanogênicos posteriores ao Ciclo Brasiliano. No Rio Grande do Sul encontram-se as melhores exposições destas ocorrências, englobadas no Supergrupo Camaquã. Esta unidade abrange Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho, totalizando mais de 6000 metros de espessura. O Grupo Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias que compõem o Supergrupo Camaquã, em ocorrências contínuas nas sub-bacias Camaquã Ocidental e Oriental e em janelas estruturais sob o Grupo Guaritas na Sub-Bacia Camaquã Central. Apresenta depósitos conglomeráticos de leques aluviais e deltaicos, arenitos e conglomerados de rios entrelaçados e arenitos e ritmitos de ambientes costeiros. A evolução estratigráfica da Sub-Bacia Camaquã Ocidental é o tema do presente artigo.

As unidades aflorantes na Sub-Bacia Camaguã Ocidental compreendem, na base, conglomerados e arenitos fluviais associados a legues aluviais, possivelmente representando a primeira unidade deposicional do Supergrupo Camaguã que aflora no sopé da serra de Santa Bárbara e nas colinas a sul do vale do Seival, englobadas na Formação Estância Santa Fé. Sobre esta unidade ocorrem ritmitos psamo-pelíticos nos vales do arroio do Seival e do arroio Santa Bárbara, que compõem uma seqüência progradante para arenitos tabulares rítmicos de águas rasas, sendo abundantes, em toda a unidade, evidências de ação de marés, designada como Formação Seival. Sobre esta formação ocorrem arenitos fluviais de rios entrelaçados com conglomerados associados, que compõem uma planície deltaica progradante denominada de Formação Rincão dos Mouras. Esta unidade subdivide-se em três membros: Serra dos Lanceiros, Arroio Umbu e Pedra do Segredo. A següência fluvial (Membro Serra dos Lanceiros) é parcialmente interrompida, na porção norte da bacia, por um pacote de ritmitos e arenitos tabulares com evidências de ação de marés em ambiente lagunar, que afloram no vale do arrojo dos Lanceiros (Membro Arrojo Umbu). Os siltitos e arenitos lagunares são sobrepostos, no norte da área, por arenitos finos a médios de frente deltaica que representam a progradação do delta intra-estuarino. Sobre esta superfície de inundação há nova progradação de arenitos fluviais seguidos por conglomerados de legues aluviais, na serra do Segredo (Membro Pedra do Segredo).

Um evento importante de reestruturação da bacia, registrado no Membro Pedra do Segredo, ocorre associado à transgressão dos depósitos estuarinos sobre a planície aluvial, com o soerguimento do alto de Caçapava do Sul e individualização da Sub-Bacia Camaquã Ocidental, concomitantemente a um aumento das taxas de subsidência. A origem tectônica desse conjunto é evidenciada pela proveniência de clastos do alto de Caçapava do Sul e pela presença de fácies de leques deltaicos intercaladas às porções proximais do sistema lagunar e progradando sobre o conjunto.

INTRODUÇÃO

As faixas de afloramentos pré-cambrianos do Uruguai e das regiões sul e sudeste do Brasil apresentam diversas ocorrências de depósitos sedimentares e vulcanogênicos posteriores aos eventos orogênicos que resultaram na formação do Gondwana e anteriores ao estabelecimento das grandes bacias intracratônicas paleozóicas. Tais ocorrências foram geradas em bacias tectônicas associadas às falhas de direção ENE a NNE do embasamento, sendo compostas por abundantes conglomerados e arenitos de ambientes continentais e costeiros, além de rochas vulcânicas associadas a granitos.

Essas bacias contêm o registro das etapas de estabilização do Gondwana, e dentre elas a maior e mais completa é a Bacia do Camaquã, na região centro-sul do Rio Grande do Sul (Fig. 6.1). Nessa região afloram espessas sucessões sedimentares siliciclásticas do Neoproterozóico III e do Eopaleozóico, tradicionalmente consideradas como depósitos de bacias relacionadas à orogenia brasiliana (Almeida 1967, 1969, Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985, Fragoso-Cesar 1991, Chemale Jr. *et al.* 1995, Gresse *et al.* 1996) e posteriormente interpretadas como bacias transcorrentes de fases tardias do evento colisional (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Fernandes *et al.* 1992, Machado & Sayeg 1992) ou como bacias distensionais tipo *rift* sem vínculo claro com a orogênese (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^a, 2000^b, 2001, 2003).

As sucessões que preenchem a Bacia do Camaquã compõem o Supergrupo Camaquã (Neoproterozóico III a Eopaleozóico), que abrange o Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho, totalizando mais de 6000 metros de espessura. O supergrupo aflora em várias ocorrências, controladas por falhas de direção NNE que isolam três sub-bacias separadas pelos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas: as sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Oriental (Fig. 6.1).

O Grupo Santa Bárbara aflora nas três sub-bacias, em ocorrências contínuas nas subbacias Camaquã Ocidental e Oriental e em janelas estruturais sob o Grupo Guaritas na Sub-Bacia Camaquã Central. Apresenta depósitos conglomeráticos de leques aluviais e deltaicos, arenitos e conglomerados de rios entrelaçados e arenitos e ritmitos de ambientes costeiros.

O presente trabalho apresenta os resultados de levantamentos estratigráficos e análises de fácies e sistemas deposicionais realizados na área-tipo do Grupo Santa Bárbara, na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, que resultaram em uma proposta de subdivisão litoestratigráfica e na reconstituição da paleogeografia da unidade.

MÉTODOS

O estudo da área-tipo do Grupo Santa Bárbara baseou-se no mapeamento geológico 1:50.000 da unidade na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, fundamentado na descrição detalhada



Figura 6.1- Esboço geológico das unidades neoproterozóicas e eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Supergrupo Camaquã. Localidades: CS-Caçapava do Sul; LS- Lavras do Sul; SBV-Santana da Boa Vista (modificada de Fragoso Cesar *et al.* 2000^b).

de mais de 360 afloramentos em 6 etapas de campo, totalizando mais de 100 dias de trabalhos na área de estudos, além da interpretação de imagens de satélite e fotografias aéreas (escala 1:25.000).

Os trabalhos de mapeamento foram acompanhados por levantamentos estratigráficos de detalhe, análises de fácies sedimentares, paleocorrentes, proveniência de conglomerados e petrografia. A interpretação dos sistemas deposicionais, baseada no método descrito por VValker (1992) e Reading (1986), o reconhecimento dos padrões de empilhamento e a caracterização das principais superfícies limitantes de conjuntos geneticamente relacionados levaram à subdivisão da sucessão em tratos de sistemas deposicionais, agrupados em seqüências deposicionais separadas por superfícies erosivas (Posamentier *et al.* 1988, Van Wagooner *et al.* 1990).

A análise de paleocorrentes baseou-se na medição sistemática de estruturas sedimentares indicadoras de paleofluxo, principalmente estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. Os dados coletados foram corrigidos de forma a se restabelecer a posição original de cada plano ou eixo antes da deformação e conseqüente inclinação das camadas.

A análise de proveniência de clastos foi realizada em conglomerados e arenitos conglomeráticos através do reconhecimento dos litotipos presentes na fração maior que 1 cm e contagem de aproximadamente 100 clastos em cada estação de medidas. Os objetivos do procedimento foram a avaliação da contribuição das diversas áreas-fonte, cujas litologias foram identificadas em reconhecimentos regionais no embasamento, e a integração das informações resultantes com os dados de paleocorrentes, delineando-se um quadro paleogeográfico de transporte sedimentar e evolução dos altos adjacentes à bacia.

TRABALHOS ANTERIORES

A geologia das coberturas sedimentares e vulcânicas pré-permianas da porção centro-sul do Rio Grande do Sul tem sido estudada por diversos autores desde os trabalhos pioneiros de Carvalho (1929, 1932). Nestes mais de setenta anos, diversas propostas estratigráficas foram elaboradas, muitas vezes com visões distintas e idéias conflitantes, resultando em uma grande quantidade de termos litoestratigráficos que refletem diferentes interpretações de correlações regionais e relações de campo.

O termo Formação Santa Bárbara foi introduzido por Robertson (1966) em importante contribuição publicada a partir de manuscrito de 1961. Essa proposta elevou a *Série de Camaquan* de Carvalho (1932) à categoria de grupo, individualizando as camadas inclinadas, denominadas de Formação Santa Bárbara, das camadas horizontais, chamadas Formação Guaritas, separadas por discordância angular. Robertson (1966) também incluiu no Grupo Camaquã uma unidade de conglomerados sobreposta à Formação Guaritas, denominada de Conglomerado Coxilha.

Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966), em relatórios referentes a trabalhos de mapeamento geológico em escala 1:250.000, reconheceram ocorrências da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Central e propuseram a designação Grupo Bom Jardim para as sucessões vulcânicas e vulcano-sedimentares sotopostas a essa unidade. Correlações estratigráficas entre as diferentes sub-bacias sugeridas por Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966) tornaram-se amplamente aceitas, apesar das assumidas dificuldades decorrentes das semelhanças entre sucessões de níveis estratigráficos distintos.

Fragoso-Cesar *et al.* (1984) propuseram a inclusão de todas as unidades não metamórficas do Neoproterozóico e Eopaleozóico no Grupo Camaquã, considerado como o registro sedimentar de eventos da Orogenia Brasiliana.

Os primeiros estudos sistemáticos dos ambientes deposicionais do então denominado Grupo Camaquã (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1984, 1985) foram realizados por Lavina *et al.* (1985) nas regiões das atuais sub-bacias Camaquã Central e Oriental, sendo reconhecidos depósitos de legues costeiros, turbiditos e tempestitos.

Faccini *et al.* (1987) empregaram enfoque semelhante ao de Lavina *et al.* (1985) no estudo dos ambientes deposicionais da região das Minas do Camaquã, reconhecendo também tempestitos e turbiditos marinhos em sucessões então atribuídas à Formação Maricá (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 1985), porém posteriormente interpretadas como pertencentes ao Grupo Santa Bárbara (Fambrini *et al.* 1996, Fambrini 1998).

Paim e colaboradores (*e.g.* Paim 1992, 1994, Paim *et al.* 1995, Paim *et al.* 2000) aplicaram os conceitos da estratigrafia de seqüências e da aloestratigrafia às coberturas da região, evitando a já confusa nomenclatura litoestratigráfica. A divisão das unidades baseou-se no reconhecimento de superfícies com significado cronológico, principalmente discordâncias erosivas, superfícies de inundação e intervalos vulcânicos, com a formalização de unidades aloestratigráficas.

Paim *et al.* (2000) considera uma unidade maior, designada Alosupergrupo Camaquã constituída pelos alogrupos Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas. O Alogrupo Santa Bárbara foi dividido segundo esta proposta nas aloformações Acampamento Velho, Santa Fé, Serra dos Lanceiros e Pedra do Segredo.

A partir de 1996 passou-se a desenvolver um projeto de estudos sistemáticos da Bacia do Camaquã, baseado em mapeamento de semi-detalhe de toda a bacia por pesquisadores e pósgraduandos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Os resultados obtidos incluem revisão e formalização da litoestratigrafia da Bacia do Camaquã, que diverge das propostas de Ribeiro *et al.* (1966) e Paim *et al.* (1995, 2000) principalmente no que se refere às correlações entre as sub-bacias. Tal proposta eleva o Grupo Camaquã a categoria de supergrupo, composto pelos grupos Maricá e Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, grupos Santa Bárbara e Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho.

198

Almeida (2001) realizou mapeamento em escala 1:50.000 da área-tipo do Grupo Santa Bárbara e propôs interpretações de sistemas deposicionais, uma coluna litoestratigráfica informal, além de tecer considerações sobre os controles externos na formação das seqüências deposicionais.

O GRUPO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

A Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Fig. 6.2) é separada da Sub-bacia Camaquã Central pelo alto de Caçapava do Sul, onde afloram rochas metassedimentares e metavulcanoclásticas neoproterozóicas do Terreno Rio Vacacaí (Fragoso-Cesar 1991) e granitóides do Maciço de Caçapava do Sul. Na sua borda oeste, a sub-bacia ocorre sobre rochas gnáissicas-graníticas e metamórficas também do Terreno Rio Vacacaí.

Nessa sub-bacia, o Supergrupo Camaquã apresenta inclinação das camadas predominantemente para leste e, em menor medida, para norte, com as unidades mais antigas aflorando a oeste e a sul. O Grupo Maricá, que aparentemente aflora apenas na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, apresenta duas grandes exposições, uma no noroeste e outra no sudoeste da sub-bacia. Na porção sudoeste essa formação mostra-se cortada por diques correlacionáveis ao *stock* granítico de Lavras do Sul, e é sobreposta por sucessões sedimentares e vulcânicas (predominantemente andesitos) do Grupo Bom Jardim. Na porção central, deixa de aflorar sob o Platô da Ramada, onde é recoberta por derrames riolíticos e piroclásticas ácidas da Formação Acampamento Velho e na porção noroeste aflora sob rochas sedimentares do Grupo Bom Jardim.

Acima dos sedimentos do Grupo Bom Jardim ocorrem riolitos correlacionáveis aos do Platô da Ramada (Wildner *et al.* 1994) que sustentam o relevo da Serra de Santa Bárbara e do Cerro do Bugio. No extremo norte da sub-bacia novos derrames andesíticos recobrem as vulcânicas ácidas.

O Grupo Santa Bárbara apresenta contatos predominantemente tectônicos com as unidades inferiores; apenas localmente possui contatos erosivos com os andesitos do Grupo Bom Jardim (no limite sudoeste da unidade) e vulcânicas ácidas da Formação Acampamento Velho (na borda oeste).

No extremo sul da área, o Grupo Santa Bárbara é recoberto por conglomerados do Grupo Guaritas por inconformidade angular e, na borda sudeste, apresenta justaposição tectônica com arenitos eólicos deste grupo que recobrem o alto de Caçapava do Sul.

199



Figura 6.2- Mapa geológico da Sub-Bacia Camaquã Ocidental na região de Santa Bárbara (modificada de Almeida. 2001).
As unidades do Supergrupo Camaquã aflorantes na porção leste da Sub-Bacia Camaquã Ocidental e suas relações com o embasamento adjacente são representados na (Fig. 6.2).

Unidade		Descrição e Interpretação	
Formação Rincão dos Mouras	Membro Pedra do Segredo	Arenitos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados com estratíficação plano-paralela de rios entrelaçados, passando a conglomerados maciços de leques aluviais proximais.	
	Membro Arroio Umbú	Camadas métricas de siltitos arenosos com laminação cruzada cavalgante e acamadamento heterolítico intercalados a arenitos com estratificação plano- paralela e estratificação cruzada, interpretados como depósitos de ambiente	
	Membro Serra dos Lanceiros	Arenitos com estratificação cruzada acanalada e conglomerados sustentados pelos clastos, geralmente imbricados, de sistemas de rios entrelaçados	
Formação Seival		Arenitos finos micáceos e siltitos em intercalações rítmicas e ciclos granodecrescentes de arenitos com estratificação cruzada e películas de argila passando a ritmitos arenosos com acamamento heterolítico. Depósitos marinhos rasos com ação de marés.	
Formação Estância Santa Fé		Conglomerados estratificados e arenitos com estratificação cruzada acanalada de sistemas fluviais de rios entrelaçados pouco canalizados e siltitos e arenitos finos interpretados como uma incursão marinha.	

Tabela 6.1 - Síntese da litoestratigrafia do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental.

LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO SANTA BÁRBARA NA SUB-BACIA CAMAQUÃ OCIDENTAL

O Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental pode ser subdividido em três unidades litoestratigráficas (Fig. 6.2 e Tabela 6.1). A correlação destas unidades com aquelas encontradas nas demais sub-bacias está sendo realizada por Fambrini (em prep.), sendo a presente proposta de subdivisão na área-tipo da unidade (vale dos arroios Santa Bárbara e Seival) um primeiro passo em direção à formalização da litoestratigrafia de toda a unidade.

Formação Estância Santa Fé

A primeira unidade do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental é composta por conglomerados e arenitos de ambientes aluviais, além de um pacote de siltitos e arenitos finos interpretado como uma incursão marinha (Fig. 6.3). Essa unidade aflora na Serra de Santa Bárbara, no flanco leste do Cerro do Bugio, nas colinas a sul do Vale do Seival e na faixa de morros do Cerro da Pedra. Possui grande espessura (até 1200 metros), e talvez não represente realmente a unidade basal do grupo, e sim depósitos de borda, havendo unidades inferiores no centro da bacia não aflorantes.

A Formação Estância Santa Fé pode ser separada em três porções estratigraficamente distintas que refletem o padrão de preenchimento da Sub-Bacia Camaquã Ocidental durante a evolução sedimentar da unidade (Fig. 6.2). Assim, esta unidade apresenta na porção inferior (i) depósitos de leques aluviais constituídos por conglomerados estratificados em camadas tabulares, associados a conglomerados com estratificação cruzada acanalada, na porção intermediária (ii) depósitos costeiros compostos por siltitos e arenitos finos de grande extensão



Figura 6.3 - Coluna litoestratigráfica composta do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental e comparação com as seqüências estratigráficas e interpretações de ambientes deposicionais. Modificada de Almeida (2001). lateral, interpretados como decorrentes de um evento de inundação por transgressão marinha e, na porção superior, (iii) depósitos fluviais de rios entrelaçados.

Depósitos de legues aluviais e de rios entrelaçados proximais

A porção inferior da Formação Estância Santa Fé, com até 400 metros de espessura, caracteriza-se pelo predomínio de conglomerados estratificados (fácies **Ce**), dispostos em camadas tabulares com estratificação plano-paralela associados a arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular (fácies **Acg**) e conglomerados maciços (**Cm**) sustentados por arcabouço (Fig. 6.4). Além dos conglomerados, ocorrem raras intercalações métricas de siltitos e arenitos finos laminados (fácies **SI**).

Nas porções inferiores da unidade, notadamente em exposições junto à Serra de Santa Bárbara, destacam-se conglomerados oligomíticos a monomíticos maciços (fácies **Cm**), desorganizados, com camadas pouco evidentes, sustentados por clastos arredondados da granulometria seixo a calhau grande ($\phi_{máx}$ = 25 cm), envoltos por arenitos grossos a muito grossos, arcoseanos, mal selecionados, com grânulos esparsos, predominantemente de riolitos, ignimbritos e riolitos fluidais relacionados à Formação Acampamento Velho, além de andesitos associados ao Grupo Bom Jardim. As características do depósito sugerem mecanismos de fluxos de massa (gravitacional), possivelmente fluxo de detritos proximal (*debris flow*) com pouca matriz (*sensu* Shultz 1984).

Acima dessa sucessão inferior, passa a predominar a fácies de conglomerados estratificados (fácies **Ce**). Esta fácies ocorre freqüentemente em ciclos granodecrescentes decimétricos a métricos, que por vezes terminam com a fácies **Ap**, perfazendo camadas tabulares de grande continuidade lateral. Os conglomerados polimíticos a oligomíticos da fácies **Ce** são organizados, dispostos em camadas tabulares decimétricas (20-40 cm), sustentados por arcabouço composto por seixos a calhaus subarredondados a arredondados ($\phi_{máx}$ = 18 cm), com estratificação plano-paralela denotada por gradação normal dos clastos. A fácies **Ap** congrega arenitos médios a grossos mal selecionados com estratificação plano-paralela bastante conspícua, sendo por vezes conglomeráticos ou apenas com seixos esparsos.

Os conglomerados da fácies **Ce** associam-se a arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular de médio porte (fácies **Acg**) geralmente sustentados por matriz arcoseana, mas com ocorrência de bolsões métricos de conglomerados sustentados pelos clastos, com imbricação de seixos. Os clastos possuem dimensões de 3 a 15 cm, com extremo de 20 cm, e textura de subangulosa a arredondada. Também intercalam-se com arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies **Aa**) que mostram macroformas de acresção frontal e de preenchimento de grandes canais. As camadas são lenticulares e comumente com



Figura 6.4 - Seção colunar de detalhe dos conglomerados da Formação Estância Santa Fé em corte da rodovia RS-357 com foto de detalhe dos conglomerados estratificados (fácies Ce).



Figura 6.5 - Conglomerados da Formação Estância Santa Fé na região do Cerro da Pedra. A: Fácies de conglomerados maciços com destaque para matacão de aproximadamente 1 m, B: conglomerados estratificados (fácies Ce).

estratificação deformada por fluidização. Este conjunto aflora na região do Cerro da Pedra (Fig. 6.5).

Esta associação de fácies é interpretada como depósitos de correntes fluviais de alta energia, sendo as camadas, lentes e bolsões conglomeráticos interpretados como barras predominantemente longitudinais com predomínio de carga de fundo, e a fácies **Aa** como dunas subaquáticas, enquanto que a fácies **Ce**, intercalada com arenitos da fácies **Ap** conglomeráticos, dispostos em camadas decimétricas a métricas de geometria tabular, são interpretados como pulsos de depósitos tipo enchente em lençol (*sheet-flood*) intercalados às fácies de fluxo canalizado descritas acima.

A associação das fácies e as geometrias sugerem um predomínio de fluxo desconfinado tipo enchentes em lençol. Subordinadamente ocorrem depósitos de correntes fluviais, provavelmente depositados em canais rasos e largos e/ou de grande migração lateral, não sendo reconhecíveis os canais em escala de afloramento. Essa interpretação é compatível com sistemas de leques aluviais (*sensu* Blair & McPherson 1994^b) retrabalhados no topo e em posição distal por sistemas fluviais de rios entrelaçados conglomeráticos rasos (Miall 1985, 1996).

A proveniência realizada nestas fácies rudáceas apresenta predominância de clastos de rochas vulcânicas (fragmentos de riolito porfirítico, riolito fino, quartzo, *lapilli* tufito, leucogranito róseo fino e médio, ignimbrito, brecha piroclástica) relacionadas à denudação da Formação Acampamento Velho e do Grupo Bom Jardim.

Depósitos litorâneos

A porção central dessa unidade apresenta uma camada de aproximadamente 40 m de espessura de siltitos arenosos e arenitos finos micáceos heterolíticos e raras intercalações da fácies **Am** e **At**. Esta camada pode ser acompanhada por vários quilômetros, interpretada como decorrente de um evento de inundação por transgressão marinha e limitada no topo por contato brusco com conglomerados fluviais.

Depósitos de rios entrelaçados

A porção superior da Formação Estância Santa Fé, com mais de 700 m de espessura, caracteriza-se por granodecrescência de conglomerados estratificados passando a arenitos grossos a médios interpretados como originados em planícies fluviais entrelaçadas distais.

A fácies dominante destes depósitos é a de arenitos com estratificações cruzadas acanaladas (fácies **Aa**). Esta fácies caracteriza-se por arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos com má seleção granulométrica e mineralógica e com abundantes estratificações cruzadas acanaladas de pequeno e médio porte, algumas vezes com concentração de clastos nos estratos frontais (*foresets*). Subordinadamente associa-se com as fácies **Acg** e **At**. Lentes arenosas intercaladas e feições métricas de corte e preenchimento são

comuns. Os clastos possuem dimensões de 3 a 15 cm, com extremo de 20 cm, e textura de subangulosa a arredondada.

As características apontadas acima permitem, de acordo com Miall (1981, 1985, 1992, 1996) e Blair & McPherson (1994), considerar esses depósitos como de rios entrelaçados arenosos distais dominados por processos de enchentes em lençol, devido à presença de fluxo desconfinado, interpretação corroborada pela ausência tanto de grandes canais como de planícies de inundação.

A interpretação de um ambiente de leques aluviais dominados por processos tipo enchentes em lençol implica em um padrão de drenagem distributário (Blair & McPherson 1994^b, Blair 1999^b). A análise de paleocorrentes desses depósitos exibe consistência e baixa variância das medidas em cada estação investigada, entretanto com uma grande disparidade de direções entre as estações, mas com uma direção preferencial de paleofluxo em cada posição do sistema deposicional. O caráter distributário desses depósitos é também inferido por feições reconhecidas nas fotografias aéreas, com pequenas discordâncias angulares interpretadas como resultantes da coalescência lateral de leques aluviais.

Nestes depósitos foram medidos 149 planos de estratificação cruzada acanalada e, subordinadamente, tabular, distribuídos em 2 estações de medidas (Fig. 6.6). Os principais sentidos de paleocorrentes são para norte e leste, caracterizando um aporte provavelmente transversal desses legues em relação à orientação principal NNE da bacia.

Formação Seival

Acima da Formação Estância Santa Fé, em contato relativamente brusco, ocorrem arenitos finos a médios, micáceos, em camadas decimétricas a métricas, intercalados a siltitos arenosos de forma rítmica. A Formação Seival aflora no Vale do Seival, nas escarpas da Serra do Seival e no Vale do Arroio Santa Bárbara (Fig. 6.2). Esta unidade pode ser dividida em duas porções com relação aos sistemas deposicionais predominantes. A porção inferior dessa unidade apresenta amplo predomínio de ritmitos formados por intercalações de arenitos finos e siltitos, com freqüente laminação cruzada cavalgante (*climbing ripples*) e acamadamento heterolítico associados a depósitos de baía estuarina. A porção superior apresenta ciclos métricos granodecrescentes de arenitos médios a finos passando a ritmitos, interpretados como depósitos de planície de marés.



Figura 6.6 - Evolução das paleocorrentes com a estratigrafia do Grupo Santa Bárbara. N= Número de medidas. F.C. = Fator de Consistência. Az. Med. = Azimute do Vetor Médio.

Depósitos de baía estuarina

Estes depósitos envolvem camadas tabulares métricas a decimétricas e lateralmente continuas de ritmitos finos, formados por intercalações de siltitos arenosos e arenitos finos siltosos micáceos, laminados predominantemente (fácies SI), e localmente de arenitos com lâminas argilosas nos estratos frontais de barras de areia grossa (*tidal bundles*) da fácies Ath caracterizada por evidências de estagnação periódica da corrente sob influência de marés (Fig. 6.7), bem como com as fácies Ao, H, Ac, Am, e At (*vide* Tabela 6.2).

Estes depósitos são interpretados como deposição em zonas de máxima concentração de material em suspensão em ambiente estuarino (*maximum turbidity zone*) ou em áreas de águas relativamente profundas em ambientes lagunares. Zonas de concentração de material de suspensão ocorrem em estuários devido ao aprisionamento do material fino pela oposição de correntes com direções distintas (de marés e fluviais) na região intermediária do estuário. A presença de arenitos com estruturas trativas (das fácies **Am**, **At** e **Ac**) relaciona-se ao retrabalhamento dos depósitos estuarinos por marés (barras de sub-maré) ou devido ao rompimento da porção superior de ilhas-barreira em eventos de tempestades (*washover*), com o transporte de material arenoso para dentro da laguna e deposição na forma de leques.

Depósitos de planícies de marés

Os depósitos de planícies de marés compreendem ciclos métricos granodecrescentes de arenitos passando a ritmitos formados por arenitos e siltitos intercalados em pacotes tabulares (Fig. 6.8). Estes ciclos iniciam-se com arenitos médios a finos que exibem boa seleção, de aspecto maciço (fácies **Am**) ou com estratificação cruzada tabular tangencial na base com freqüentes superfícies de reativação e lâminas argilosas intercaladas configurando *tidal bundles* (Fig. 6.9) (fácies **Ath**), e mais raramente fácies **At** ou **Aa** (*vide* Tabela 6.2). Estas fácies gradam para ritmitos arenosos com acamadamento heterolítico tipo *flaser* e *wavy* (fácies **H**), com laminação cruzada cavalgante (fácies **Ac**), com marcas onduladas (fácies **Ao**) e com gretas de contração (Fig. 6.10). A porção inicial dos depósitos de planície de marés apresenta espesso empilhamento com padrão agradacional. As fácies de arenitos foram interpretadas como depósitos de barras de sub-maré, e as fácies **H**, **Ac** e **Ao** como depósitos de intermaré.

Na parte superior destes depósitos ocorre o predomínio das fácies Am, Ac e At, com algumas superfícies de reativação e ocorrência de lâminas argilosas nos estratos frontais das estratificações em ciclos granocrescentes, por vezes associadas a arenitos grossos com grânulos, refletindo a progradação de deltas flúvio-estuarinos (*bayhead deltas*) sobre as fácies mais distais. Essa associação é interpretada como resultado de brusca desaceleração de correntes fluviais em sua desembocadura, em decorrência de aumento da espessura da lâmina d'água e influência de marés. Por vezes estão associados a camadas de arenitos











Figura 6.9 - Arenitos com estratificação cruzada e películas de argila nos estratos frontais (fácies Ath). A: detalhe das películas argilosas nos estratos, B: estratificações cruzadas tangenciais com superficies de reativação e ciclicidade no espaçamento das películas de argila, podendo tratar-se de ciclos de sizígia (1) e quadratura (2). Parcialmente modificada de Almeida (2001).

grossos estratificados e arenitos com grânulos (fácies **Ap**, **At**), indicando o aporte de material fluvial mais grosso por variação de descarga ou outro processo autocíclico na desembocadura de rios em um sistema estuarino com influência de marés. Duas estações de medidas de paleocorrentes (Fig. 6.6) indicam paleofluxo preferencial para norte.



Figura 6.10 - Intercalações de arenitos finos e siltitos com gretas de contração na camada onde o cabo de martelo de escala se encontra.

Formação Rincão dos Mouras

Recobrindo a Formação Seival em contato erosivo, ocorre espesso conjunto de cerca de 1800 m de espessura de arenitos e conglomerados aluviais, com um intervalo de siltitos e arenitos finos. Esta unidade pode ser desmembrada em três subunidades na categoria de membros: Serra dos Lanceiros, Arroio Umbu e Pedra do Segredo.

Membro Serra dos Lanceiros

Essa unidade aflora na Serra dos Lanceiros e no Platô do Seival onde, assim como a Formação Seival, é limitada a leste pela falha de Santa Bárbara, sendo justaposta a rochas metamórficas de baixo grau do alto de Caçapava do Sul e a arenitos eólicos do Grupo Guaritas. O limite inferir com a Formação Seival se dá por discordância erosiva.

Depósitos de rios entrelaçados

Os depósitos fluviais do Membro Serra dos Lanceiros apresentam características semelhantes às dos depósitos equivalentes do topo da Formação Estância Santa Fé, sendo no entanto predominantemente areníticos (fácies Aa e At), dispostos em espessos pacotes homogêneos e desprovidos de grandes espessuras da fácies Ap. Em todo o pacote dessa

Código	Fácies	Descrição	Interpretação
Cma	Conglomerados maciços de matriz argilosa	Conglomerados monomíticos matriz-suportados com matriz argilosa e fragmentos detríticos de diversas granulometrias, restritos a afloramentos isolados.	Depósitos de fluxo de detritos, associados a leques aluviais proximais.
Cm	Conglomerados maciços	Conglomerados maciços monomíticos, sustentados por arcabouço constituído por clastos predominantemente da granulometria matacão (\u00e9 _{máx} = 1m).	Depósitos de fluxo de detritos de porções proximais de leques aluviais com pouca matriz.
Ce	Conglomerados com estratificação plano- paralela	Conglomerados organizados em camadas tabulares métricas, sustentados pelo arcabouço ou por matriz arcoseana de granulometria de areia grossa, ma selecionada, com estratificação plano-paralela. C arcabouço é composto de clastos subangulosos a subarredondados da granulometria seixo a matacão.	Depositos de fluxo nao canalizado, possivelmente do tipo enchente em lençot quando associados a fácies de leques aluviais, e como depósitos de correntes de densidade quando associados a fácies subaquáticas de leques deltaicos.
Acg	Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular	Arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada tabular de médio porte e feições métricas de corte e preenchimento. Geralmente sustentados por matriz arcoseana, mas com ocorrência de bolsões métricos de clastos imbricados, de granulometria seixo a calhau.	Depósitos de barras longitudinais de sistemas fluviais de rios entrelaçados de granulometria grossa associados a leques aluviais
Am	Arenitos médios a finos maciços	Arenitos médios a finos maciços, bem litificados, serr estruturas aparentes, camadas individuais normalmente decimétricas tabulares de grande continuidade lateral.	Depósitos de correntes de turbidez subaquáticas,
Ар	Arenitos com estratificação plano- paralela	Arenitos arcoseanos micáceos organizados em camadas tabulares de espessura decimétrica, com estratificação plano-paralela	Depósitos de fluxo laminar superior, associado a diversos processos de acordo com a associação em que se inserem.
Aa	Arenitos grossos a médios com estratificação cruzada acanalada	Arenitos arcoseanos e arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada de pequeno e médic porte, por vezes com concentração de clastos nos foresets.	Depósitos de dunas subaquáticas em canais fluviais entrelaçados e canais estuarinos meandrantes, ou de campos de dunas costeiras.
At	Arenitos com estratificações cruzadas tabulares	Arenitos médios a grossos feldspáticos, ma selecionados, com estratificações cruzadas tabulares de médio ângulo e pequeno e médio porte.	Depósitos de barras longitudinais de rios entrelaçados, no caso da associação com Aa , e barras de maré, no caso da associação com At h.
Acc	Arenitos finos e médios com laminação cruzada de corrente	Arenitos finos a médios, micáceos, com laminações cruzadas, por vezes cavalgantes, em camadas de centimétricas a decimétricas. Ocorrem localmente laminações cavalgantes associadas a marcas onduladas simétricas com base erosiva e dessemelhança estrutural nos estratos.	Estruturas de correntes subaquáticas. Quando cavalgantes indicam ação conjunta de processos de tração e decantação. As de base reta, assimétricas e uni a bidirecionais sugerem derivação de correntes de turbidez ou lobos de suspensão deltaicos, as de base escavada e pluridirecionais de fluxo oscilatório ou combinado, sob ação de ondas.
Ao	Arenitos finos com marcas onduladas	Arenitos finos, micáceos, amarronzados, com preservação da forma de marcas onduladas geralmente assimétricas no topo das camadas.	Correntes subaquáticas, na maioria dos casos de pouca profundidade.
Η	Arenitos e siltitos heterolíticos	Arenitos ricos em marcas onduladas dispostos em camadas centimétricas com siltitos argilosos depositados nas calhas das marcas onduladas, com variação da proporção entre os nivels arenosos, cujos topos apresentam contornos ondulados, e das camadas ou lentes de finos de calha.	Alternância de processos de tração e decantação em ambientes de planícies de maré, arenosa, mista ou argilosa, conforme a proporção das granulometrias.
Ath	Arenitos finos com estratificação cruzada tangencial e lâminas heterolíticas argilosas	Arenitos finos com estratificações cruzadas tangenciais de pequeno e raramente médio porte, com profusão de intercalações de lâminas argilosas e freqüente presença de intraclastos argilosos nos <i>foresets</i> . Ocorrem em camadas decimétricas descontínuas, mas com límites bem definidos tendendo a tabulares.	Variação de energia de correntes, com freqüente interrupção da corrente geradora da barra arenosa e deposição de argila por decantação seguida por nova retomada da atividade da corrente, por vezes gerando fragmentação de camadas argilosas anteriores e formação de intraclastos. Caracterizam barras de sub-maré.
Apb	Arenitos com estra- tificação cruzada de baixo ângulo	Arenitos médios, bem selecionados, com estratificação cruzada tabular de baixo ângulo e freqüentes lineações primárias de corrente.	Depósitos de arrebentação de ondas na linha de costa, formando barras de praia.
SI	Siltitos e arenitos finos laminados	Litologias finas, principalmente arenitos finos a muito finos, mas também siltitos, muito micáceas, com laminação plano-paralela. Ocorrem em camadas geralmente tabulares, e raramente lenticulares de espessura centimétrica a decimétrica.	Depósitos de correntes subaquáticas predominantemente de regime de fluxo inferior, associadas a diversos processos interpretados de acordo com a associação de fácies em que se encontram.
Sg	Siltitos e argilitos com gretas de contração	Siltitos e argilitos micáceos em camadas centimétricas a decimétricas com gretas de contração preenchidas por areia média a grossa.	Exposição subaérea de níveis depositados por decantação ou correntes de regime de fluxo inferior.

Tabela 6.2 - Resumo das fácies sedimentares do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. unidade predominam amplamente depósitos de dunas subaquosas superpostas, compreendendo as fácies **Aa** e **At** em camadas lenticulares a tabulares. Uma das particularidades da fácies **Aa** destes depósitos é a presença de raros bolsões conglomeráticos. As principais formas de leito correspondem às dunas com cristas sinuosas (fácies **Aa**) de pequeno porte (Fig. 6.11). Ocorre também uma camada métrica a decamétrica de conglomerados (fácies **Ce** e **Acg**), lateralmente contínua próxima ao topo da unidade, demonstrando uma modificação das características do sistema fluvial.

Nestes depósitos foram medidos 227 planos de estratificação cruzada acanalada, subordinadamente tabulares, distribuídos em 9 estações (*vide* Fig. 6.12). A análise de paleocorrentes caracterizou um padrão muito consistente de transporte para norte (axial), com variância compatível com a interpretação de um sistema deposicional de rios entrelaçados.

Histogramas de proveniência do arcabouço dos conglomerados e arenitos conglomeráticos fluviais apontam para uma derivação mista, com composição claramente polimítica (Fig. 6.13).





Figura 6.13 - Histograma de proveniência do arcabouço dos conglomerados e arenitos conglomeráticos fluviais do Membro Serra dos Lanceiros.

Membro Arroio Umbú

Sobre o Membro Serra dos Lanceiros encerra uma unidade caracterizada por granocrescência ascendente de siltitos e arenitos finos, de ambiente de baía estuarina, para arenitos de frente deltaica de *bayhead delta* reunida no Membro Arroio Umbu.

Os siltitos e arenitos finos da porção inicial organizam-se em camadas tabulares a lenticulares, com intercalações de siltitos laminados, localmente com gretas de contração, em camadas decimétricas a métricas e arenitos médios a grossos com estratificação plano-paralela e rara estratificação cruzada acanalada. São abundantes as camadas heterolíticas (Fig. 6.14) (fácies H). Os arenitos da fácies H são ricos em marcas onduladas assimétricas e



Figura 6.11- Afloramento dos depósitos de rios entrelaçados do Membro Serra dos Lanceiros. A: croqui de corte da rodovia estadual RS-357 com ênfase nas estratificações cruzadas acanaladas em corte transversal, Local SB-17, B: Seção colunar de detalhe de toda a exposição de A, Local SB-17, C: estratificações cruzadas acanaladas compondo festões em exposição nas proximidades de A.



Figura 6.12 - Paleocorrentes aluviais do Membro Serra dos Lanceiros tomadas em estratificações cruzadas acanaladas e tabulares. N= número de medidas, f.c.= fator de consistência, az.méd.= azimute do vetor médio (Almeida 2001). dispostos em camadas centimétricas com siltitos argilosos depositados nas calhas das marcas onduladas. A variação da proporção entre os níveis arenosos, cujos topos apresentam contornos ondulados, e das camadas ou lentes de finos de calha proporciona o reconhecimento de três tipos de estratificação. Em um primeiro caso as camadas arenosas predominam, fazendo com que os depósitos de finos fiquem isolados entre si em lentes centimétricas. No segundo caso ocorrem proporções aproximadamente iguais de arenitos e pelitos, resultando em um padrão ondulado. No terceiro caso predominam os finos, resultando em isolamento das marcas onduladas arenosas. Destes três tipos de estratificação heterolítica, o mais comum na sub-bacia é o segundo. O predomínio de fácies de decantação e as evidências de ação de marés sugerem ambiente lagunar para esses depósitos.



Figura 6.14 - Fácies heterolíticas do Membro Arroio Umbu.

Os siltitos e arenitos lagunares são sobrepostos, no norte da área, por arenitos finos a médios de frente deltaica que representam a progradação do delta intra-estuarino. Conglomerados de legues deltaicos ocorrem associados diretamente aos estratos estuarinos ao longo da borda leste da bacia, sugerindo o soerguimento de um alto na região.

Membro Pedra do Segredo

O Membro Pedra do Segredo aflora na Serra do Segredo e em pequenas escarpas na borda leste do vale do Arroio dos Lanceiros (Fig. 6.2). Inicia-se com arenitos finos e médios com estratificações cruzadas tabulares e tangenciais em corpos de geometria lobada interpretados como fácies de gente deltaica de deltas intra-estuarinos progradacionais.

Sobre os arenitos de frente deltaica ocorrem depósitos aluviais com granocrescência de arenitos conglomeráticos a conglomerados fluviais e de leques aluviais. Esta porção superior inclui arenitos com estratificação cruzada acanalada (fácies **Aa**) e seixos esparsos,

conglomerados arenosos com estratificação cruzada acanalada e com estratificação planoparalela (fácies **Ap**) e, nas proximidades da borda da bacia, conglomerados maciços com pouca matriz contendo matações de mais de um metro de litologias graníticas.

Depósitos aluviais

A porção superior do Membro Pedra do Segredo apresenta um pacote inicial de arenitos conglomeráticos com predomínio das fácies **Aa**, **At** com seixos esparsos e **Ce**, que passa em direção ao topo para conglomerados com as fácies **Ce**, **Acg** e **Cm**. Os arenitos conglomeráticos apresentam o predomínio de formas de leito arenosas, com ocorrência restrita de conglomerados lenticulares métricos e espessuras decimétricas da fácies **Ce**. Mais uma vez não são reconhecidas geometrias canalizadas importantes.

Os conglomerados sustentados por clastos (fácies **Ce** e **Cm**) ocorrem no topo da unidade e nas regiões proximais em relação às falhas limitantes da bacia, caracterizados por camadas tabulares a, por vezes lenticulares, com espessuras decimétricas a raramente métricas e dezenas de metros de extensão e, restritos aos limites da bacia, espessos pacotes de conglomerados tabulares de base erosiva (fácies **Cm** e **Cma**) com blocos de até um metro de diâmetro.

A presença de fácies de fluxo de detritos na porção conglomerática superior caracteriza ambiente de leques aluviais (*sensu* Blair & McPherson 1994^b e Blair 1999^b), podendo a porção inferior arenítica ser relacionada a regiões distais desses mesmos leques, nas quais predomina transporte fluvial em planície aluvial de rios entrelaçados.

Assim os depósitos aluviais do Membro Pedra do Segredo são interpretados como a progradação de fácies proximais de leques aluviais sobre planícies de rios entrelaçados distais, evidenciando importante influência tectônica na sedimentação.

Paleocorrentes foram analisadas principalmente nas fácies de arenitos fluviais do trato de mar alto da seqüência SB3, caracterizando transporte predominantemente transversal à bacia, com aporte sedimentar derivado da denudação do alto de Caçapava do Sul, com fluxo para nordeste (Fig. 6.6).

A análise de proveniência do arcabouço dos conglomerados de leques aluviais do Membro Pedra do Segredo indicam uma derivação mista, com composição claramente polimítica. Já esta análise realizada em depósitos de leques deltaicos e aluviais do trato de mar alto desta seqüência propiciou fonte de composição mono a oligomítica (Fig. 6.15).





CONSIDERAÇÕES A RESPEITO DA LITOESTRATIGRAFIA

A divisão litoestratigráfica ora prposta representa uma descrição do empilhamento sedimentar da área-tipo do Grupo Santa Bárbara com base em atributos litológicos. Porém, a recorrência de sucessões sedimentares com características semelhantes em distintos níveis estratigráficos, reconhecida por diversos autores (*e.g.* Ribeiro *et al.* 1966, Paim 1994), dificulta as tentativas de correlações litoestratigráficas entre as sub-bacias.

Dessa forma, com base nas interpretações dos sistemas deposicionais e no reconhecimento de superfícies limitantes de conjuntos geneticamente relacionados, estabeleceu-se também um arcabouço de seqüências deposicionais com vistas ao estabelecimento de correlações entre as sub-bacias que compreendem o Grupo Santa Bárbara.

SEQÜÊNCIAS DEPOSICIONAIS, TECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO

Na Sub-bacia Camaquã Ocidental, a sucessão do Grupo Santa Bárbara pode ser dividida em duas seqüências deposicionais (provavelmente terceira ou segunda ordem), aqui designadas Seqüência Santa Bárbara Ocidental 1 e 2 (**SSBoc1** e **SSBoc2**), separadas por uma discordância erosiva, decorrente de um evento de rebaixamento do nível de base, que coincide com o limite inferior da Formação Rincão dos Mouras.

De acordo com Almeida (2001), o principal evento modificador da paleogeografia da Sub-Bacia Camaquã Ocidental foi possivelmente o soerguimento do alto de Caçapava do Sul que culminou com o isolamento da bacia, perfazendo importante controle tectônico sobre o preenchimento da **SSBoc2**. Dessa forma a seqüência **SSBoc1** deve ter sido depositada durante um período de continuidade entre as sub-bacias, como atestam as inferências de proveniência e o posicionamento de fácies distais em contato tectônico direto com rochas do alto de Caçapava do Sul. A **SSBoc1** inicia-se com deposição de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados de trato de mar baixo, com provável origem em bacias de drenagem no bloco abatido de um *hemigraben*. O caráter marginal dos depósitos é atestado pelos padrões de transporte transversais à bacia, ou seja, para sudeste (Fig. 6.6). Interdigitações de sedimentos de planícies de maré e baía estuarina marcam eventos trasgressivos em ciclos de maior freqüência dentro da seqüência.

Uma transgressão marinha possibilitou o desenvolvimento de um grande estuário com influência de marés, caracterizado por rápida retrogradação que posicionou a região em um ambiente de baía estuarina com predomínio de decantação, seguido por gradual progradação e agradação de depósitos de planícies de maré e barras de sub-maré (formas de leito de canal de maré). Nesta seqüência tanto o trato transgressivo como o trato de mar alto caracterizam-se por depósitos marinhos rasos, sendo no segundo progradantes e com influência de uma delta intraestuarino.

Um evento erosivo resultante de rebaixamento do nível do mar promoveu a instalação de uma planície aluvial de rios entrelaçados com transporte para norte, caracterizando sistemas axiais de dispersão de paleocorrentes. Tais depósitos aluviais compõem o trato de mar baixo da següência **SSBoc2**.

Um evento importante de reestruturação da bacia ocorre associado à transgressão de novos depósitos estuarinos sobre a planície aluvial, com o soerguimento do alto de Caçapava do Sul e individualização da Sub-Bacia Camaquã Ocidental (Almeida 2001), concomitantemente a um aumento das taxas de subsidência, o que detonou o início da sedimentação de um análogo tectônico ao trato transgressivo da **SSBoc2**. A origem tectônica desse conjunto é evidenciada pela proveniência de clastos do alto de Caçapava do Sul e pela presença de fácies de leques deltaicos intercaladas às porções proximais do sistema lagunar e progradando sobre o conjunto desde o início do trato de mar alto.

O trato de mar alto da seqüência **SBoc2** caracteriza-se, após a progradação de delta intra-estuarino, pela deposição em sistema fluvial de rios entrelaçados com proveniência e paleocorrentes derivadas do alto recém-soerguido, sobre o qual progradam leques aluviais proximais.

<u>CAPÍTULO 7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS SOBRE O</u> <u>GRUPO SANTA BÁRBARA</u>

7.1 INTRODUÇÃO

Nos capítulos 4, 5 e 6 foi discutida a evolução do preenchimento sedimentar de cada subbacia do Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã. No capítulo 3 foi definida a estratigrafia do Grupo Santa Bárbara proposta neste trabalho. Neste capítulo, estas considerações particulares do Grupo Santa Bárbara em cada sub-bacia serão integradas no nível de bacia, com sugestões de correlações e da tectônica formadora destes depósitos.

7.2 EVOLUÇÃO PALEOGEOGRÁFICA

A evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara e, em última instância do Supergrupo Camaquã, relaciona-se aos eventos distensivos anorogênicos do fim do Neoproterozóico III / Início do Eopaleozóico (Fragoso-Cesar *et al.* 2002, 2003), possivelmente refletindo os estágios primordiais de evolução da Bacia do Paraná (Fragoso-Cesar *et al.* 1996, 1998^b, 1999).

A deposição do Grupo Santa Bárbara foi controlada pelas estruturas antigas do embasamento que geraram um amplo sistema de *hemi-grabens* com sistema de falhas mestras possivelmente instaladas na borda leste da Bacia do Camaquã, a julgar pelas fácies mais profundas e pelas espessuras maiores. Nesta borda, durante a sedimentação da unidade ocorrem depósitos marinhos de leque submarino com indicações de águas profundas na Formação Passo da Capela, enquanto que na margem ocidental encontram-se depósitos de leques aluviais suprindo sistemas de rios entrelaçados da Formação Estância Santa Fé que transicionam para depósitos marinhos de baía estuarina e de planícies de maré (Formação Seival). Na porção central da bacia (Sub-Bacia Camaquã Central) estas unidades estão superpostas com a Formação Seival cobrindo diretamente a Formação Passo da Capela. Nesta fase de evolução paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara predominaram ambientes marinhos rasos na Sub-Bacia Ocidental e mais profundos na Sub-Bacia Oriental, com depocentro a norte, compreendendo um amplo mar de características epicontinentais que, possivelmente, se estendia no mínimo desde o Uruguai, a sul, até além do sul de Minas, a norte (Fig. 1.1).

As evidências de conexão pretérita entre as sub-bacias do Grupo Santa Bárbara são: (i) sistemas deposicionais análogos ou seus respectivos tratos de sistemas presentes nas unidades inferiores; (ii) medidas de paleocorrentes indicando paleofluxo que consistentemente se dirigiu contra os altos de embasamento que atualmente segmentam as unidades do Grupo Santa Bárbara, sugerindo assim que as margens da bacia fossem além dos limites atuais; (iii) indicações petrográficas da ocorrência abundante de minerais glauconíticos na seqüência abaixo dos depósitos aluviais de topo do Grupo Santa Bárbara (Formação Rincão dos Mouras)

sugerindo, desta forma, a existência de ambiente marinho nesta fase de evolução do preenchimento da bacia

Inicialmente, a deposição do Grupo Santa Bárbara foi controlada por altos de embasamento situados nas margens da bacia então formada, conforme sugerido pelo padrão de paleocorrentes nas formações Estância Santa Fé (Sub-Bacia Camaquã Ocidental), Passo da Capela (sub-bacias Camaquã Central e Oriental) e Seival (sub-bacias Camaquã Ocidental e Central). Estes altos alimentaram um mar epicontinental que se estendia para norte, correspondente às formações Passo da Capela e Seival. Os sedimentos provindos dos altos dispersaram-se bacia adentro e foram transportados segundo o eixo preferencial da bacia. As evidências que sustentam tal interpretação são as medidas de paleocorrentes consistentemente em direção a NNE, em geral sub-paralelas à orientação geral da Bacia do Camaquã, compreendendo padrão longitudinal de dispersão dos sedimentos, e a variação de fácies mais finas com espessuras maiores para norte.

Com a ampliação dos processos de rifteamento do substrato da bacia, altos internos foram gerados e segmentaram a bacia em três porções que foi preenchida por depósitos eminentemente aluviais da Formação Rincão dos Mouras. Estes depósitos aluviais caracterizam todo o Grupo Santa Bárbara e devem refletir mudanças nos processos tectônicos, sendo portanto análogos a uma tectono-seqüência. Estes eventos tectônicos foram responsáveis pelo soerguimento dos altos de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste, e possibilitaram a cada sub-bacia desenvolver-se independentemente com uma evolução particular. A tal ponto que, ocasionalmente, na depressão instalada na Sub-Bacia Camaquã Central, eventos de incursão marinha ocorreram com a deposição de arenitos costeiros retrabalhados por ondas de tempestades englobados na Formação João Dias. Esta unidade, pelo que sugerem as fácies e as medidas de paleocorrentes, deveria ter extensão maior que a encontrada.

Abaixo serão relacionados tópicos que envolvem a apelogeografia do Grupo Santa Bárbara.

7.2.1 Clima

Na área fonte: nas áreas fontes dos sedimentos da Grupo Santa Bárbara em toda a área investigada devem ter prevalecido condições de intemperismo físico maior que o químico, provavelmente em clima semi-árido, devido à abundância relativa de minerais e rochas suscetíveis ao intemperismo químico como (i) inúmeros fragmentos de feldspatos euhedrais frescos de tamanho centimétrico; (ii) clastos de rochas vulcânicas preservados e (iii) fragmentos de calcários/mármores. Outro argumento em favor da maior atuação do intemperismo físico é o grande volume de material desagregado da granulometria areia a blocos, sugerindo longos períodos de desintegração mecânica das rochas e eventos esporádicos de chuvas torrenciais de forma a propiciar quantidade elevada de material detrítico na bacia. A ausência ou

insuficiência em materiais finos pode ser arrolada como mais um argumento favorável à hipótese de clima semi-árido na área fonte, sem desconsiderar a inexistência de vegetação terrestre à época de deposição do Grupo Santa Bárbara.

Diversos autores discutiram as implicações da ocorrência de grãos de feldspato em sedimentos. Krynine (1937) notabilizou-se como um dos pioneiros na questão, atribuindo à abundância de detritos de feldspato uma causa de erosão e deposição rápidos. Seguiram-lhe Pettijohn (1975), Pettijohn *et al.* (1972, 1987). Recentemente, Critelli & Ingersoll (1994) atribuíram à abundância de feldspatos nos arenitos fluviais e leques de clima úmido das planícies do Indo e Bengala ao rápido soerguimento e erosão das unidades de rochas cristalinas da região do Himalaia em decorrência da colisão continental entre as placas da Índia e da Eurásia.

Na bacia: considerações acerca do clima atuante durante a deposição compreendem (i) tipos de fácies sedimentares; (ii) processo deposicional; (iii) composição mineralógica dos litotipos; (iv) tectônica reinante.

Fácies de conglomerados a arenitos conglomeráticos de sistemas de leques aluviais proximais (fluxos de detritos) e distais, gradando a planícies de rios entrelaçados, são típicas de sedimentação em clima semi-árido. Os leques aluviais das Minas do Camaquã primam pelo notável conteúdo em partículas da fração areia, sobretudo grossa, e pouca disponibilidade de argilas (lama na área fonte). Portanto, é plausível a suposição de condições semi-áridas durante a sedimentação.

A presença nos sedimentos de materiais lábeis como feldspatos euhédricos (destes os plagioclásios, os mais facilmente atingidos pelo intemperismo químico e pela abrasão durante transporte) e biotitas e rochas (calcários, vulcânicas básicas a intermediárias, xistos) sugerem clima semi-árido, não necessariamente quente, no transcorrer da acumulação dos detritos. No entanto, a ocorrência de fragmentos de feldspatos pode ser explicada por um soterramento muito rápido (tectônica), de forma a não propiciar a ação do intemperismo químico no depósito e minimizar o transporte (abrasão), fatores que contribuem para o desaparecimento dos feldspatos (Pitman 1969). Entretanto, muitos grãos de plagioclásio cálcico e, sobretudo, de feldspato alcalino foram regenerados pela mesodiagênese que atingiram os sedimentos da região das Minas do Camaquã adquirindo composições albíticas por albitização (Veigel 1992).

Por último, as transformações diagenéticas no sítio deposicional desses sedimentos também sugerem condições de semi-aridez climática. Cimentação dos tipos carbonática e ferruginosa ocorre em clima semi-árido (De Ros 1985, Veigel 1992). Fenômenos de albitização de feldspatos, comuns nas rochas das Minas do Camaquã, também se deram sob condições de semi-aridez climática (Veigel 1992, De Ros *et al.* 1994).

Portanto, o clima tanto nas áreas fontes como na bacia apresentou condições de semiaridez climática durante a sedimentação, e mesmo no transcorrer das transformações diagenéticas que se efetuaram nas fácies do Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã.

7.2.2 Ambientes Deposicionais

Os sistemas deposicionais do Grupo Santa Bárbara apresentam sucessão sedimentar típica de bacias *rift* através de depósitos aluviais-marinhos-aluviais.

A Formação Estância Santa Fé caracteriza-se por depósitos de leques aluviais dominados por processos de enchentes em lençol e sistemas de rios entrelaçados com intercalação de camada de 40 m de siltitos e arenitos finos de grande extensão lateral, interpretada como decorrente de um evento de inundação por transgressão marinha.

A Formação Passo da Capela envolve espesso sistema de leque submarino e, subordinadamente, depósitos marinhos rasos afetados por ondas de tempestades. A deposição desta unidade deveu-se a um regime subaquático de alta energia na sua porção proximal, e de condições menos energéticas nas porções distais (deposição dos ritmitos *sensu strictu*), em ambiente marinho de leque submarino.

A Formação Seival compreende depósitos marinhos rasos, desde litorâneos a de baía estuarina. Também a caracteriza depósitos relacionados à atividades de marés, tanto retrabalhando a baía estuarina como formando amplas planícies de marés.

A Formação Rincão dos Mouras possui contexto deposicional de alta energia evidenciado por sistemas de leques aluviais de borda de bacia suprindo sistema fluvial entrelaçado (*braided*). As relações texturais como seleção moderada a muito pobre, baixa esfericidade dos clastos, formas discóides e/ou lamelares e predomínio de grãos angulosos, embora sem matriz fina, permitem definir estas litofácies como submaturas texturalmente. A imaturidade textural verificada nos conglomerados da Formação Rincão dos Mouras implica em curto transporte e condições de sedimentação rápida, ao passo que a imaturidade mineralógica pode ser conseqüência das condições de deposição, ou então, decorrente de condições de aridez climática. Transporte é questão polêmica, mas o predomínio de quartzo policristalino (facilmente desagregável com longo transporte, Pettijohn *et al.* 1987) e de feldspatos euhédricos subangulosos a subarredondados sugerem curto transporte e rápida deposição.

A Formação João Dias caracteriza-se pelo amplo predomínio de arenitos médios e finos contendo grãos de glauconita com claras evidências de ação de ondas de tempestade e de tempo bom, caracterizando ambiente marinho costeiro de face litorânea (*shoreface*) a antepraia (*foreshore*) e de tempestitos de face litorânea.

7.2.3 Proveniência

Os estudos de proveniência efetuados permitiram estabelecer as áreas de embasamento que atuaram como fornecedoras de detritos para o preenchimento do Grupo Santa Bárbara.

A Sub-Bacia Camaquã Oriental apresenta uma evolução do preenchimento sedimentar às expensas principalmente da denudação do Cinturão Dom Feliciano, com possível pequena parcela de contribuição do Terreno Rio Vacacaí nos depósitos fluviais da base da Formação

Rinção dos Mouras (paleocorrentes para preferencialmente para leste).

A Formação Passo da Capela caracteriza-se por padrão longitudinal de dispersão dos sedimentos (vide Anexo 1 e ítem 4.4.1.5) em praticamente toda a unidade. O padrão de paleocorrentes unimodal com sentido preferencial NNE verificado nos depósitos de legue submarino indica que as áreas fornecedoras de detritos situavam-se a SW e. subordinadamente, a S. A sul encontram-se rochas do embasamento relacionadas ao Cinturão Dom Feliciano, notadamente aqueles do Complexo Porongos. Na análise de proveniência efetuada nos clastos do arcabouço dos conglomerados de legue submarino destacam-se litologias metamórficas tais como quartzitos, metarriolitos, xistos, granitos milonitizados e milonitos diversos provenientes do Complexo Porongos, bem como diversos intraclastos bacinais (arenitos, conglomerados, tufitos), conforme também constatado por Caravaca (1998). Petrograficamente, entre outros fragmentos, a presença de quartzitos, xistos e quartzo policristalino dos tipos metamórfico e deformado (sheared quartz) corroboram a análise macroscópica de proveniência. Localmente, na região de contato com o Sienito Piquiri, a análise de proveniência mostra derivação deste corpo alcalino (vide Fig. 4.14). Um aspecto importante da análise de proveniência da Formação Passo da Capela é a ausência de clastos derivados do Batólito Pelotas, ao contrário do constatado na região do Arroio Boici (Fambrini et al. 1992). Isto pode ser explicado pelo padrão de paleocorrentes que sugere áreas fontes a S e SW da bacia, ao passo que o Batólito Pelotas atualmente situa-se a E e SE da bacia.

A Formação Rincão dos Mouras na Sub-Bacia Camaquã Oriental —composta por depósitos aluviais— também foi investigada em termos de proveniência. De acordo com as Figs. 4.33 e 4.39 esta unidade pode ser separada em três megaciclos. O 1[°] megaciclo (Fig. 4.37A, B) apresenta padrão de paleocorrentes para W e SW. Nesta unidade destacam-se clastos de milonito-granito, quartzito, quartzo de veio, quartzo-milonito, metarriolito, quartzo, arenito e siltito laminado, mármore, quartzo-milonito e leucogranito róseo (Fig. 4.37A, B). A proveniência sugere a denudação de altos de embasamento formado por rochas metamórficas, correlacionadas ao Complexo Porongos (*e.g.* metarriolito), granitóides isótropos, possivelmente núcleos graníticos preservados da milonitização que afetou este complexo, e da própria bacia (*e.g.* arenito laminado), provavelmente dos turbiditos da Formação Passo da Capela.

No 2º megaciclo (Fig. 4.37C a F, 4.38) predominam clastos de leucogranito róseo (fácies porfirítica característica) e muscovita leucogranito (predominantes), correlacionáveis ao Granito Encruzilhada do Sul. Clastos de milonito-granito, quartzito, vulcânica ácida, quartzo de veio, quartzo, quartzo-milonito, metarriolito, muscovita-quartzo xisto, mármore, filito e poucos xistos muito micáceos oriundos do Complexo Porongos também foram verificados neste megaciclo. Turmalina granitos aparecem em pequenas proporções. Subordinadamente fragmentos de sienito e traquito, seguramente correlacionáveis ao Sienito Piquiri, também aparecem, assim como arenitos e intraclastos argilosos (Fig. 4.37C a F, 4.38). A análise de proveniência deste megaciclo indica que áreas a leste estavam sendo soerguidas e erodidas, como o Granito

Encruzilhada do Sul e o próprio Complexo Porongos, conforme previamente notado por Caravaca *et al.* (1995) e Caravaca (1998). No entanto, a análise aqui efetuada difere destes autores pela praticamente ausência de clastos de turmalina granito, os mais abundantes encontrados pelos citados autores. Por poutro lado, a presença de litologias derivadas inequivocamente do Granito Encruzilhada (leucogranito róseo porfirítico) e da Suíte Cordilheira (muscovita granito), aliadas a análise de paleocorrentes efetuada (próximo ítem), indicam que a região a leste da Sub-Bacia Camaquã Oriental comportou-se como alto de embasamento fornecedor de sedimentos para a bacia, conclusão semelhante à de Caravaca (1998).

A proveniência realizada nos arenitos conglomeráticos do 3º megaciclo, apesar das poucas análises, distingue-se apenas pelo desaparecimento gradual de clastos de muscovita granito e de turmalina granito para o topo, e do maior arredondamento dos clastos, compatível com o paleoambiente de rios entrelaçados que dominam esta porção. Isso decorre da uma mudança no substrato da bacia, com o soerguimento de altos a NW, como se denota das paleocorrentes medidas (Fig. 4.23).

Na Sub-Bacia Camaquã Central, a Formação Passo da Capela recebeu inicialmente contribuição de áreas metamórficas situadas a SE e E, exemplificada por fragmentos de quartzitos, xistos, metavulcânicas, chert. Com o aumento de energia, cunhas clásticas marginais derivadas do embasamento situado a S e SW, como milonitos, além de clastos de metamórficas e sedimentares retrabalhadas, instalaram-se na borda leste da Sub-Bacia Camaquã Central (*vide* Fig. 5.2). Petrograficamente, a combinação de grãos de quartzo simples do tipo plutônico de Krynine (1940), com extinção de mediana a fortemente ondulante, aliados a plagioclásio sódico (oligoclásio, principalmente) e microclínio, levam-nos a supor derivação de terrenos granito-gnáissicos. Quartzitos, xistos, micas, *chert* e fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas permitem considerar terrenos metamórficos de baixo grau e vulcano-sedimentares como áreas fornecedoras de detritos para essa unidade, corroborando a análise de proveniência dos clastos dos conglomerados.

Com a ascensão do embasamento a S e SE e o aumento de energia, cunhas clásticas exemplificadas por possantes conglomerados da Formação Rincão dos Mouras estabeleceramse na região, com centro de irradiação no alto de embasamento da porção sul da área pertencente ao Complexo Porongos, gerando um aporte de sedimentos que colmataram os depósitos da Formação Seival. Petrograficamente o predomínio de quartzo policristalino, sobretudo do tipo metamórfico, associado a fragmentos de milonitos, indicam fonte de alto grau de deformação e metamorfismo, como observado no alto de embasamento a sul da região das Minas do Camaquã. O tipo policristalino comum com cristais individuais de contatos suturados ou constituindo um mosaico fornecem boas evidências de área-fonte metamórfica de médio a alto grau. A maior abundância relativa de granitóides porfiríticos deformados ou não, do feldspato alcalino, sobretudo aqueles micropertíticos, denota contribuição de detritos de áreas graníticas, como o embasamento granítico a oeste e a sul da região das Minas do Camaquã e,

possivelmente, do Batólito Pelotas, a leste e sudeste.

A presença de clastos de rochas metamórficas derivadas do Complexo Porongos em depósitos aluviais de caráter proximal da Sub-Bacia Camaquã Central na região das Minas do Camaquã (Fambrini 1998) traz aqui uma importante conclusão. Na área hoje ocupada por sedimentos clásticos do Grupo Guaritas imediatamente a leste das Minas do Camaquã, outrora (provavelmente no final da era pré-cambriana) existia uma cadeia de montanhas, ou pelo menos, uma área soerguida por falhamentos do Sistema Tapera Emiliano, com rochas deste complexo.

Como sugeriu Fragoso Cesar (1984), a deposição da litofácies rudítica no Vale do Piquiri (Formação Rincão dos Mouras desta tese) transcorreu junto à margem da sub-bacia, ou próxima das bordas, cujas áreas fontes não se situariam muito distantes. Este autor acrescenta que "... A unidade superior, rudítica, que jaz com forte contato erosivo sobre os arenitos laminados assinala a instalação de um vigoroso relevo junto às margens da bacia, cujos produtos de erosão possibilitaram o entulhamento final desta na região estudada".

7.2.4 Tectônica

Nesta tese apenas a tectônica geradora foi investigada. Mesmo assim, alguns elementos tornaram-se claros ao longo da pesquisa, muitos já sugeridos por autores precedentes. Dentre estes destacam-se:

(i) estima-se rápido soterramento sob condições enérgicas (relação sedimentos grossos x finos);

(ii) multiplicidade de áreas fontes refletida na variação composicional dos clastos contidos nos conglomerados;

(iii) retrabalhamento de unidades predecessoras configurando uma bacia "autofágica" (canibalismo) refletindo a geração de altos internos;

(iv) erosão de unidades gradativamente mais profundas, configurando uma estratigrafia invertida de área fonte (vulcânicas ácidas, xistos, quartzitos, granitos, calcáreos, granitos porfiríticos, milonitos). Isto indica uma taxa de soerguimento relativo muito intensa, pois se denuda espesso pacote de rochas do embasamento em apenas uma seção da bacia. Este fato também foi verificado em outras regiões do Grupo Santa Bárbara, tais como no Arroio Boici (Fambrini *et al.* 1992^a, Sayeg 1993) e na Casa de Pedra, ambas a sul do rio Camaquã.

Por outro lado, alguns pontos fundamentais com relação à tectônica atuante (sinsedimentar) durante a deposição do Grupo Santa Bárbara foram esboçados nesta tese. Uma primeira modificação advém do caráter das áreas fontes para o preenchimento desta unidade. Apesar da variedade de áreas fontes explícita nas análises de proveniência realizadas no arcabouço dos conglomerados (*vide* acima), é notória a proximidade, quando não contiguidade, das áreas fornecedoras de detritos para o Grupo Santa Bárbara (*vide* Capítulo 4 ítem 4.4.1.2 à pág. 92 e Capítulo 6). Um dos exemplos mais interessantes é o do conglomerado da localidade

do Passo do Moirão na Sub-Bacia Camaquã Oriental em contato com o Sienito Piguiri. A nálise de proveniência do arcabouço dos conglomerados revelaram contribuição importante de clastos derivados deste corpo (Fig. 4.14). Considerando-se o fato de que este sienito (e as outras fácies pertencentes, e.g. traquitos) é uma unidade anômala na região, pode ser empregado em estudos de área fonte para se saber o comportamento do substrato da bacia com relação à tectônica geradora da bacia. Aspler & Donaldson (1985) empregaram rochas metaultramáficas raras no estudo das relações tectônicas entre a Bacia Nonacho e o embasamento adjacente, concluindo por movimentações transcorrentes com base a clastos desta rochas metaultramáficas, entre outros elementos, ao que designaram clasto X. Em analogia, clastos do Sienito Piquiri poderiam ser utilizados como "clastos X", conforme análise de proveniência citada acima. Desta feita, demonstram que movimentações laterais do substrato da bacia não ocorreram; pelo contrário, mostram que o sienito esteve sempre onde está atualmente. E mais: este corpo comportou-se como área fonte dos depósitos inferiores do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Oriental, em oposição a outros propostas que consideram o sienito intrusivo (Jost et al. 1985, Vieira Jr. et al. 1989, Fragoso-Cesar 1991, Caravaca et al. 1995, 2001, Stabel et al. 2001). Assim, o Sienito Piguiri teve sua colocação antes da deposição de toda a sucessão sedimentar do Vale do Piguiri. Isto se deve às seguintes evidências: (i) o sienito faz contato litológico com conglomerados inferiores da sucessão do Vale do Piguiri, (ii) presença de clastos do Sienito Piquiri nestes conglomerados, (iii) veios, apófises e diques foram unicamente observados em rochas do embasamento do sienito, (iv) os conglomerados com clastos de sienitos que foram apontados por vários autores (e.g. Jost et al. 1985) como superiores por escavarem os ritmitos são, tão somente, depósitos de canal submarino que escavam as paredes e o substrato de sucessões distais. Com estes elementos, sugere-se que o Sienito Piquiri represente um dos altos fornecedores de detritos para as fases iniciais do preenchimento da Sub-Bacia Camaquã Oriental.

Uma segunda alteração nos preceitos em voga relaciona-se também com a tectônica formadora X deformadora. Como discorrido no item 4.4.2.4 a constatação de ocorrência de dois níveis principais de sismitos posicionados estratigraficamente logo abaixo dos limites de seqüências, sendo um deles objeto de análise estrutural (Anexo 4), indicam a continuidade de regime tectônico ativo durante o preenchimento sedimentar da bacia. Esta análise mostrou campo de regimes de esforços extensionais segundo a direção WNVV-ESE, compatível com a abertura do espaço de acomodação da bacia. Desta feita, sugere-se que a Bacia do Camaquã teve como tectônica formadora um regime extensional responsável pela instalação de sistemas de rifts intracontinentais nos quais se insere.

Outra modificação fundamental decorrente desta pesquisa, somada com a de outros colegas (Fragoso-Cesar *et al.* 2000^b, 2001^{a, b}, 2002, 2003, Almeida 2001, Janikian 2001, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003), envolveu a hipótese sobre a relação da Bacia do Camaquã com o embasamento adjacente: os depósitos do Supergrupo Camaquã foram gerados após a

justaposição tectônica destes terrenos, seja em condições pós-orogênicas durante os estágios finais do Ciclo Brasiliano —preenchimento da Bacia do Camaquã—, ou já em condições anorogênicas, durante os estágios iniciais de evolução da Bacia do Paraná, superposta (Fragoso-Cesar *et al.* 2003). Os dados estruturais e estratigráficos de fácies, proveniência e paleocorrentes, indicam que o Supergrupo Camaquã, sobretudo o Grupo Santa Bárbara, evoluíram em condições extensionais, o que implica na reformulação das hipóteses a respeito da tectônica geradora da Bacia do Camaquã.

As camadas de sismitos apresentam as seguintes características principais: (i) proximidade com as zonas de falhas que limitam a Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri (sob esta sub-bacia ocorre uma zona de cisalhamento de direção NNE-SSW); (ii) as estruturas encontram-se confinadas entre camadas indeformadas; (iii) grande extensão lateral e possibilidade de ocorrência em níveis estratigráficos correlatos de outras regiões da Bacia do Camaquã; (iv) recorrência no tempo evidenciada por mais um nível com estruturas contorcidas associadas com falhas sin-sedimentares e, finalmente, (v) grande similaridade entre as estruturas encontradas e as descritas na literatura especializada (*e.g.* Sims 1975, Hempton & Dewey 1983, Brodzikowski *et al.* 1987, Scott & Price 1988, Fernandes & Coimbra 1993, Mohindra & Thakur 1998). A presença de camadas de sismitos estratigraficamente logo abaixo dos limites de seqüências interpretados para a Sub-Bacia Camaquã Oriental sugerem que estas seqüências foram influenciadas pela tectônica atuante, configurando assim tectono-seqüências.

O modelo de antefossa (Fragoso-Cesar *et al.* 1982^a, 1984) foi rejeitado na análise estrutural (*vide* item 4.9), pois esta evidencia 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; na análise de variação de fácies e suas espessuras, que mostram geometria incompatível com a cunha deposicional teoricamente esperada para uma bacia flexural deste tipo. Por outro lado, a distribuição geográfica das unidades de seu embasamento não é compatível com uma paleogeografia entre cráton e faixa móvel, sítio deste tipo de bacia.

O modelo de bacia de retro-arco é teoricamente inviável: não existe um arco magmático contemporâneo à Bacia do Camaquã. Associações de rochas geradas em arco magmático ocorrem como frações do Terreno Rio Vacacaí (metavulcânicas e metaplutônicas de arco com idade entre 700-750 Ma). Mudando de escala regional para sub-continental, em todo o sudeste sul-americano bacias análogas à Bacia do Camaquã (Fig 1.1) são sempre mais jovens que testemunhos de atividade de possíveis arcos magmáticos.

O modelo de bacia tipo *strike-slip* sugerido para a Bacia do Camaquã (Oliveira & Fernandes 1991, 1992, Sayeg *et al.* 1992^b) foi descartado em face aos seguintes pontos: (i) contigüidade entre os depósitos e as respectivas áreas fontes demonstrada pelas análises de fácies, proveniência e paleocorrentes como relatado acima, (ii) presença de níveis de sismitos falhados por tectônica de caráter normal (*vide* item 4.9), bem caracterizados na região do Passo

da Capela, mas que ocorrem em outros intervalos estratigráficos, (iii) a tectônica transcorrente deforma os depósitos sedimentares sendo, por esta razão, posterior ao preenchimento sedimentar da Bacia do Camaquã inclusive participando da configuração atualmente observada.

A conclusão é que os modelos discutidos acima não se adequam com os elementos levantados nesta tese. De acordo com os dados já obtidos —particularmente análise estrutural e de proveniência e paleocorrentes—, a Bacia do Camaquã foi condicionada por movimentos de falhas gravitacionais, em um regime tectônico extensional sin-sedimentar, constituindo um sistema de *rifts* de direção NNE-SSW, largura superior a 100 km e extensão desconhecida devido às coberturas da Bacia do Paraná —possivelmente, este sistema é contemporâneo e originalmente interligado com outros análogos do sudeste sul-americano (Fig. 1.1).

7.3 EVOLUÇÃO DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR E CORRELAÇÃO ENTRE AS SUB-BACIAS CAMAQUÃ ORIENTAL, CENTRAL E ORIENTAL

Utilizando sistemas deposicionais e seqüências, sugerimos que o primeiro elemento de correlação entre as diferentes sub-bacias do Grupo Santa Bárbara na Bacia do Camaquã seja o sistema marinho das seqüências **Sboc1**, **SBc1** e **2** e **SBor 1** e **2** que, correspondem às formações Estância Santa Fé na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, e Passo da Capela e Seival nas sub-bacias Camaquã Central e Oriental. Estas últimas seqüências perfazem ambientes de espesso sistemas de legues submarinos constituídos essencialmente por ruditos de canais submarinos e turbiditos de legue externo (zonas *interchannel*) e, supõe-se lâmina d'água mais profunda para a deposição. Assim, estas seqüências **Dedem SBC1** e **2**, de menor espessura e salientando que a **SBC1** só ocorre na região das Minas do Camaquã, apresentam feições de águas mais rasas no topo tais como depósitos de planícies de marés e de legues costeiros. A seqüência **SBoc2** compreende fácies de águas rasas

A sucessão aluvial de topo do Grupo Santa Bárbara (e.g. seqüência **SBor3**) possui uma evolução fortemente associada à atividade tectônica nas falhas de borda, demonstrada por depósitos de leques aluviais proximais que transicionam para ou progradam sobre sistemas fluviais entrelaçados arenosos de alta energia em toda a sucessão, sendo assim análoga a um trato de mar alto (*highstand systems tracts*).

7.4 CORRELAÇÃO COM AS DEMAIS COBERTURAS DA TRANSIÇÃO NEOPROTEROZÓICO-EOPALEOZÓICO

As correlações expostas na Fig. 1.1 —já levantadas desde o clássico trabalho de Almeida (1969) para as bacias do *Estádio de Transição*— são argumentadas neste item. As coberturas da transição Neoproterozóico-Eopaleozóico do sudeste da Plataforma Sul-Americana

apresentam pontos em comum. Como regra geral preservam entre si testemunhos de uma atividade tectônica e periódica. Nestas coberturas acham-se preservadas características coincidentes em relação a aspectos estratigráficos, sedimentares, estruturais, magmáticos e tectônicos. Dentre estas características, são conspícuas a sedimentação clástica episódica, de alta energia, de pobre seleção e de baixa maturidade textural e, principalmente, mineralógica dos termos litológicos. O preenchimento sedimentar distingue-se por variações repentinas de fácies moldando, desta forma, mudanças bruscas de sistemas deposicionais onde, não raro, discordâncias erosivas e angulares substituem fácies subjacentes. Os sistemas comportam, de um modo geral, leques aluviais de borda que gradam, vertical e lateralmente, para corpos lacustrinos e/ou marinhos, por intermédio de sistemas bem desenvolvidos de planícies aluviais *braided*, leques submarinos ou planícies deltaicas com contribuição fluvial, podendo definir eventos regressivos e de continentalização paulatina (e.g. Bacia do Itajaí, Formação Camarinha). Vulcanismo, de modo geral, é ácido a intermediário, alternando-se, com predomínio do primeiro.

Com relação à origem destas bacias, em vista da ainda insuficiência de dados, alguns elementos podem ser levantados. A proximidade destas bacias com os depósitos da Bacia do Paraná, parte das bacias teve evolução extensional e o contexto tectônico pós-brasiliano ou tardi-brasiliano em que se inserem, dependendo do autor, enseja a hipótese de que os processos geradores das bacias da transição Proterozóico-Fanerozóico tenham sido precursores da instalação da Bacia do Paraná (Fúlfaro *et al.* 1982, 1992, Fragoso-Cesar *et al.* 1998^b, 2000^{a, b}).

7. CONCLUSÕES

O Grupo Santa Bárbara ocorre em todas as sub-bacias de abrangência do Supergrupo Camaquã. Esta unidade engloba diversas ocorrências como a região de Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localidade-tipo da unidade, as regiões de Bom Jardim, Lechiguana e Minas do Camaquã na Sub-Bacia Camaquã Central e as ocorrências do Vale do Piquiri/Rincão dos Mouras/Leste de Capané e do Arroio Boici na Sub-Bacia Camaquã Oriental.

O Grupo Santa Bárbara compõe-se de uma espessa sucessão siliciclástica (>6000 m) posterior à atividade vulcânica da Formação Acampamento Velho, com predomínio de conglomerados e arenitos grossos de ambientes aluviais e de leque submarino, arenitos e ritmitos costeiros e marinho rasos sob ação de marés e ondas, e uma espessa sucessão depositada abaixo da ação de ondas de tempestade. Desta forma, esta unidade apresenta uma sedimentação marinha-aluvial principal e, especialmente na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, localidade-tipo, possui uma seqüência aluvial-marinha-aluvial, típica de sistemas de *rifts*. Na Sub-Bacia Camaquã Central a sucessão marinha-aluvial se encerra com uma sedimentação marinha costeira.

Nesta tese foi proposta a elevação desta unidade à categoria de grupo conforme definido nas publicações constantes nos capítulos 5 e 6. Assim, o redefinido Grupo Santa Bárbara compõe-se de cinco grandes unidades litoestratigráficas de caráter regional (Tabela 3.2): Formação Estância Santa Fé, Formação Passo da Capela, Formação Seival, Formação Rincão dos Mouras e Formação João Dias. Estas unidades não ocorrem em um único segmento da Bacia do Camaquã. No entanto, na Sub-Bacia Camaquã Central, apesar da menor espessura entre estes segmentos, afloram quatro formações do Grupo Santa Bárbara.

Utilizando sistemas deposicionais e seqüências, sugerimos que o primeiro elemento de correlação seja o sistema das seqüências SBoc1, SBc1 e 2 e SBor 1 e 2 que, correspondem às formações Estância Santa Fé na Sub-Bacia Camaquã Ocidental, e Passo da Capela e Seival nas sub-bacias Camaquã Central e Oriental. Estas últimas seqüências perfazem ambientes de espesso sistema de leque submarino constituídos essencialmente por depósitos de canais submarinos e turbiditos de leque externo (zonas *interchannel*) em um corpo marinho profundo (abaixo de ação das ondas de rempestades), configurando tratos de sistemas de mar baixo (*lowstand systems tracts*). A seqüência SBc2, menos espessa, apresenta depósitos de planícies de marés e de baía estuarina, indicativos de feições de águas mais rasas. A seqüência SBoc1 envolve fácies aluviais a marinho rasas.

A sucessão aluvial de topo do Grupo Santa Bárbara (seqüências **Sboc2**, **SBc3** e **SBor3**), representada pela Formação Rincão dos Mouras, possui uma evolução fortemente associada à atividade tectônica nas falhas de borda, demonstrada por depósitos de leques aluviais proximais que transicionam para ou progradam sobre sistemas fluviais entrelaçados arenosos de alta energia em toda a sucessão, sendo assim análoga a um trato de mar alto (*highstand systems tracts*).

A porção de topo da **SSBc3**, na classificação litoestratigráfica aqui proposta Formação João Dias, possui depósitos marinhos de face litorânea (*shoreface*) a antepraia (*foreshore*) e de tempestitos de face litorânea. Estes depósitos litorâneos são interpretados como nova ingressão marinha na bacia representando assim, em termos de tratos de sistemas, trato transgressivo (*transgressive systems tracts*). Conforme discutido no Capítulo 5, a Formação João Dias ocorre somente na Sub-Bacia Camaquã Central. Deste modo, a transgressão marinha da **SSBc3** que só acontece nesta sub-bacia sugere que apenas esta região tenha sofrido eventos de subsidência neste intervalo, provavelmente em função do levantamento dos altos de Caçapava do Sul a oeste e da Serra das Encantadas a leste.

A integração das análises de proveniência de clastos e paleocorrentes com as interpretações dos ambientes deposicionais levaram às seguintes conclusões: (i) em primeiro lugar constatou-se que existe correlação direta entre os fragmentos presentes na bacia e os litotipos do embasamento atualmente adjacente, indicando assim que movimentações laterais nas falhas de borda da bacia não ocorreram ou, caso aconteceram, não foram importantes na

deposição do Grupo Santa Bárbara; (ii) a contribuição detrítica de altos de embasamento (e.g. Caçapava do Sul), passa a acontecer somente na última seqüência deposicional, sugerindo que o isolamento entre as sub-bacias Camaquã Ocidental, Central e Ocidental ocorreu apenas em um período tardio de evolução do Grupo Santa Bárbara. Este fato aponta para uma maior contribuição dos altos internos como fonte nos depósitos conglomeráticos mais superiores, sugerindo uma possível ligação inicial de todas as ocorrências e posterior isolamento com o soerguimento dos altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas.

Embora Oliveira & Fernandes (1991, 1992) atribuam uma origem associada a falhas transcorrentes (*strike-slip*) para a Bacia do Camaquã, as análises de proveniência de clastos revelam constantemente origens associadas às litologias do embasamento mais próximas dos depósitos, mesmo no conglomerados mais inferiores. Tais evidências sugerem que a atividade tectônica responsável pela formação da bacia foi predominantemente de caráter normal, sem deslocamento lateral das áreas fonte em relação aos depósitos delas derivados, sendo as evidências estruturais de transcorrência provavelmente de deformações posteriores, ou mesmo anteriores do embasamento da bacia.

Para as coberturas do Uruguai, previamente correlacionadas com o Grupo Camaquã como um todo por Fragoso-Cesar *et al.* (1987) e Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993), este estudo permitiu algumas considerações.

A Formação Playa Hermosa é redefinida neste trabalho. Nesta proposição, excluem-se as manifestações vulcânicas do topo e depósitos relacionados (*e.g.* conglomerados com fonte vulcânica) que pertenceriam à Suite Sierra de Las Animas. Deste modo, esta unidade compreende tão somente depósitos siliciclásticos.

A Formação Playa Hermosa representa depósitos gerados por correntes de turbidez com influência glacial que foram afetados por ondas de tempestade em contexto de águas rasas. O caráter glaciogênico desses depósitos é evidenciado pela (i) presença de clasto isolado de tamanho anômalo em arenitos finos a muito finos, interpretado como clasto caído (*dropstone*), que representa paradoxo hidrodinâmico entre a energia necessária para transporta-lo e a baixa energia dos sedimentos finos que o alojaram, (ii) fácies de arenitos conglomeráticos maciços formados por chuva de detritos, processo análogo aos *rain-out deposits* de Eyles & Eyles (1992) e (iii) posição da sucessão siliciclástica próxima do pólo terrestre, ou seja, das regiões frias do planeta.

Masquelin & Sánchez-Bettucci (1993) correlacionaram a sucessão exposta de Playa Hermosa com a Formação Arroio dos Nobres (*sensu* Ribeiro *et al.* 1966) da Bacia do Camaquã no RS. Todavia, trabalhos desenvolvidos nesta bacia (Fambrini *et al.* 1998^b, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003, Janikian *et al.* em prep.) vêm demonstrando que a sedimentação do Supergrupo Camaquã (*sensu* Fragoso-Cesar *et al.* 2003) não apresenta quaisquer indícios de influência glacial. Por outro lado, o Supergrupo Camaquã, à luz dos dados geocronológicos disponíveis, foi gerado entre 620 Ma (idade mínima do embasamento da Formação Maricá de acordo com

Soliani Jr. 1986) e c.525 Ma (valor referente a datações K/Ar na fração fina da Formação João Dias da região das Minas do Camaquã de Bonhomme & Ribeiro 1983). A evolução do Grupo Maricá poderia ser correlata à da Formação Playa Hermosa. No entanto, as evidências encontradas nela indicam que a deposição processou-se em ambientes aluviais e marinhos rasos (Pelosi & Fragoso-Cesar 2003). Assim, descartam-se diante do exposto acima correlações entre a Formação Playa Hermosa e unidades do Grupo Camaquã no RS, a despeito de uma possível evolução contemporânea.

A Formação Barriga Negra é redefinida através da retomada do conceito de Fragoso-Cesar et al. (1987): nela exclui-se as exposições de mármores e quartzitos do embasamento inclusas nas propostas anteriores de Preciozzí et al. (1985) e de Gaucher et al. (1998) e Gaucher & Sprechmann (1998, 1999). Nesta nova proposição, limita-se a Formação Barriga Negra aos depósitos de leques aluvíais e rios entrelaçados originados às expensas do embasamento granítico e metamórfico, este incluído nas propostas anteriores. Desta forma, a Formação Barriga Negra é formada por sistemas fluviais entrelaçados com legues aluviais alimentadores de borda que são afogados por um corpo d'água raso afetado por tempestades representando um evento transgressivo; sendo novamente exposta com a instalação de legues aluviais estratocrescentes que invadem um corpo presumivelmente marinho, constituindo sistema de legues deltaicos. Tal sucessão caracteriza o Grupo Santa Bárbara em boa parte das ocorrências do Brasil, permitindo assim especular sobre uma possível correlação entre as duas unidades com base em critérios litofaciológicos e paleoambientais. Por fim, conforme sugerido por Oyantçabal et al. (1993), o Grupo Piriápolis teve evolução em contexto rift. Se a correlação agui sugerida entre a Formação Barriga Negra e o Grupo Santa Bárbara for válida, pode-se admitir também uma origem extensional em contexto rift para as unidades uruguaias de cobertura do escudo Gaúcho.

A integração dos dados obtidos aponta que o Grupo Santa Bárbara e, por extensão todo o Supergrupo Camaquã e correlatos do Uruguai, depositou-se em uma bacia extensional tipo *rift*, com falhas de borda de rejeito normal ou oblíquo, sem grandes rejeitos direcionais, cujo preenchimento sedimentar foi controlado sobretudo pela subsidência tectônica, aporte clástico e padrões de transporte sedimentar, sob influência das variações relativas do nível do mar.

Referências Bibliográficas

- Aalto K.R. 1989. Sandstone petrology and tectonostratigraphic terranes of the northwest California and southwest Oregon Coast Ranges. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**(4):561-571.
- Adams A.E., Mackenzie W.S., Guilford C. 1993. Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Harlow Longman, Essex. 108 p.
- Agirrenzabala L.M. & Garcia-Mondejar J. 1994. A coarse-grained turbidite system with morphotectonic control (Middle Albian, Ondarroa, Northern Iberia). *Sedimentology*, **41**(3):383-407.
- Allen J.R.L. 1965. A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. *Sedimentology*, **5**(1):89-191.
- Allen J.R.L. 1980. Sand waves, a model of origin and internal structure. Sedimentary Geology, 26(4):281-328.
- Allen J.R.L. 1984. Sedimentary structures:their character and physical basis. Amsterdam, Elsevier, 663 p.
- Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. Sedimentary Geology, **46**:67-75.
- Allen J.R.L. & Banks N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed crossbedding. *Sedimentology*, **19**:257-283.
- Allen P.A. 1985. Hummocky cross-stratification is not produced purely under progressive gravity waves. *Nature*, **313**:562-564.
- Allen P.A. & Allen J.R.L. 1990. Basin analysis principles and applications. Blackwell Sci., London, 451 p.
- Allen P.A. & Underhill J.R. 1989. Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Beneliff Group (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of Geological Society of London*, **146**, 241-252
- Almeida D. del P.M., Lopes R.C., Lima L., Gomes C.H. 1999. Resultados preliminares do estudo petrográfico e geoquímico das rochas pertencentes ao Membro Rodeio Velho (Ordoviciano) – Bacia do Camaquã – RS / Brasil. In SBG Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Gramado, RS, 1999. Boletim de Resumos, p. 15.
- Almeida D. del P.M., Lopes R.C., Lima L., Gomes C.H. 2000. Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaquã Basin (RS, Brazil): preliminary results. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):763-768.
- 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 SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1. São Leopoldo. 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 23-27.
- Almeida D. del P.M., 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 Geologica Leopoldensia, **16**(37):159-189.
- 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 SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 39, 1996. Salvador, 1996. Anais.... Salvador, v. 2, p. 19-21.
- Almeida D. del P.M., Zerfass H., Basei M.A.S., Petry K., Gomes C.H. 2002. The Acampamento Velho Formation, a lower cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS -Brazil). Gondwana Research, 5(3):721-733.
- Almeida F.F.M. 1949. Novo campo de riólitos e tufos no sul do Brasil. Mineração e Metalurgia, 14:101-103.
- Almeida F.F.M. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM, 241:1-36.
- Almeida F.F.M. 1969., Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, BA, *Anais*, 1:29-46.
- Almeida F.F.M., Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K. 1973. The Precambrian evolution of the South American Craton margin South of the Amazonas river. In Nairn A.E. & Steili F.G. (eds.) *The Ocean Basins and Margins*. Plenum, New York, **1**: 411-446.
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South America. Boletim IG-USP, 7: 45-80.
- Almeida R.P. 2001. Evolução Tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Ocidental. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 161 p.
- 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*. CD-Rom.
- Almeida R.P., Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S. 2001. Litoestratigrafia e seqüências deposicionais da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III – Eopaleozóico) em sua área-tipo: Sub-Bacia

Camaquã Ocidental, Rio grande do Sul, Brasil. In Congreso Latinoamericano, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).

- Alvarenga C. J. S. & Trompette R. 1992. Glacially-influenced sedimentation in the late Proterozoic of Paraguai belt (Mato Grosso, Brasil). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **92**(1-2):85-105.
- Amorosi A. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *Journal of Sedimentary Research*, Section B, **65**(3):419-425.
- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bullettin de la Societe Geólogique de France*, **11**(7):729-737.
- Arnott R.W. & Southard J.B. 1990. Exploratory flow-duct experiments on combined-flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**(2):211-219.
- Ashley G.M. 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. Journal of Sedimentary Petrology. **60**(2):160-172.
- Ashmore P. 1991. How do gravel-bed rivers braid? Canadian Journal of Earth Sciences, 28(4):326-341.
- Aspler L.B. & Donaldson J.A. 1985. The Nonacho Basin (Early Proterozoic), Northwest Territories, Canada: Sedimentation and deformation in a strike-slip setting. In Biddle K.T. & Christie-Blick N. (eds.) Strike-slip deformation, basin formation and sedimention. Tulsa, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 1-34. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication 37)

Assine M.L. 1994. Paleocorrentes e paleogeografia na Bacia do Araripe, nordeste do Brasil. Revista Brasileira de Geociências, 24(4):223-232.

- Babinsky M., Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in southern Brazil. *Geology* **24**(5):439-442.
- Babinsky M., Chemale Jr. F., Van Schmus W.R., Hartmann L.A., Silva L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**(3-4):263-274.
- Badi W.S.R. & Gonzalez A.P. 1980. Jazida Santa Maria Pb e Zn no Membro Vargas RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, SC, 1980, *Anais*, **3**:1360-1372.
- Ballance. P.F. 1984. Sheet-flow-dominated gravel fans of the nonmarine middle Cenozoic Simmler Formation, central California. Sedimentary Geology, **38**(1-4):337-359.
- Barbosa O. 1939. Jazidas de minerais metálicos no Rio Grande do Sul. *Mineração e Metalurgia*, **4**(22):194.
- 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.
- Basei M.A.S. & Brito-Neves B.B. 1992. Características geológicas da transição Proterozóico-Fanerozóico no Brasil. In Marco Gutierrez J.G., Saavedra J., Rábano I. (eds.). *Paleozóico Inferior de Ibero-America.* Madrid, Universidad de Extremadura, p. 331-342.
- Basu A., Young S.W., Suttner L.J., James W.C., Mack G.H. 1975. Re-evaluation of the use of undulatory extinction and polycristallinity in detrital quartz for provenance determination. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**(4):873-882.
- Bates C.C. 1953. Rational theory of delta formation. *American Association of Petroleum Geologists* Bulletin, **37**(9):2119-2162.
- Beaty C.B. 1963. Origin of alluvial fans, White Mountains, California and Nevada. American Association of Geographers Annals, **53**(4):516-535.
- Beckel J. 1990. Metalogenía del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã, durante el ciclo Orogénico Brasiliano, RS (Brasil). Universidade de Salamanca, Salamanca, Tese de Doutoramento, 275 p.
- Beckel J. 1992. Evolução geotectônica da Bacia do Camaquã, RS: proposta de classificação dentro de um conceito mobilista. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1. São Leopoldo. 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 1-5.
- Becker R. & Fernandes L.A.D. 1982. Caracterização faciológica de uma sequência vulcano-sedimentar eo-paleozóica na Folha Passo do Tigre (RS). *Acta Geologica Leopoldensia*, **6**(13):287-322.
- Bennett M.R. & Doyle P. 1996. Global cooling inferred from dropstones in the Cretaceous: fact or wishful thinking? *Terra Nova*, **8**(2):182-185.
- Bennett M.R., Doyle P., Mather A.E., Woodfin J.L. 1994. Testing the climatic significance of dropstones: an example from southeast Spain. *Geological Magazine*, **131**(6):845-848.
- Bennett M.R., Doyle P., Mather A.E. 1996. Dropstones: their origin and significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121**(3-4):331-339.
- Bettencourt J.S. 1972. A mina de cobre de Camaquã, RS. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Tese de Doutoramento, 176 p.
- Bettencourt J.S. & Damasceno, E.C. 1974. Análise tectônica e controles de mineralização no distrito cuprífero de Camaquã, RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais....* Porto Alegre. v. 1, p. 85-106.
- Beurlein K. & Martins E.A. 1953. A idade da "Série Camaquã" e dos Conglomerados do Seival, R. G. Sul. Engenharia, Mineração e Metalurgia, v. 28, n. 108, p. 307-308.
- Beurlein K., Sena Sobrinho M., Martins E.A. 1955. Formações Gondwânicas do Rio Grande do Sul. Boletim do Museu Nacional. Série Geologia, 22, 55 p.
- Blair T.C. 1987. Sedimentary processes, vertical stratification sequenes, and geomorphology of the Roaring River alluvial fan, Rocky Mountain National Park, Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**(1):1-18.
- Blair T.C. 1999^a. Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California. *Sedimentology*, **46**(5):941-965.
- Blair T.C. 1999^b. Cause of dominance by sheetflood vs. debris-flow processes on two adjoining alluvial fas, Death Valley, California. *Sedimentology*, **46**(6):1015-1028.
- Blair T.C. & Bilodeau W.L. 1987. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart, and foreland basins: Sedimentary response to episodic tectonism. *Geology*, **16**:517-520.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1992^a. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. *Geological Society of America Bullettin*, **104**:762-769.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1992^b. The Trollheim alluvial fan and facies model revisited. Reply to R.L. Hooke. *Geological Society of America Bulletin*, **105**:564-567.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1994^a. Alluvial fan process and forms. In Abrahams A D. & Parsons A (eds) *Geomorphology of Desert Environments*. London, Chapman Hall, p. 354-402.
- Blair T.C. & McPherson J.G. 1994^b. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hidraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Petrology*, Section A, **64**(3):450-489.
- Blatt H. 1967. Original characteristics of clastic quartz grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**:401-424.
- Blissenbach E. 1954. Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geological Society of America Bulletin*, **65**(2):175-190.
- Bluck B.J. 1964. Sedimentation of an alluvial fan in southern Nevada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**:395-400.
- Bigarella J.J., Becker R.D., Duarte G.M. 1969. Coastal dune structures from Paraná (Brazil). *Marine Geology*, 7(1):5-55.
- Bocchi P.R. 1970. Geologia da Folha de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia Brasil, DNPM, 245, p. 1-83.
- Boiano U. 1997. Anatomy of a siliciclastic turbidite basin: the Gorgoglione Flysch, Upper Miocene, southern Italy: physical stratigraphy, sedimentology and sequence-stratigraphic framework. *Sedimentary Geology*, **107**(1):231-262.
- 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 SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, Porto Alegre, RS, 1983. *Atas*, 1:82-88.
- Bossi, J. 1966. Geología del Uruguay. UDELAR, Montevideo, 464 p.
- Bossi J. & Campal N. 1992. Magmatismo y tectónica transcurrente durante el Paleozoico Inferior en Uruguay. In Marco-Gutierrez J.G., Saavedra J., Rábano I. (eds.) *Paleozóico Inferior de Ibero-America*. Madrid, Universidad de Extremadura, p. 343-356.
- Bossi J., Campal N., Civetta L., Girardi V.A.V., Mazzuchelli M., Negrini L., Rivalenti G., Fragoso-Cesar A.R.S., Sinigoi S., Teixeira W., Piccirillo E.M., Molesini M. 1993. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, **106**(3-4):263-277.
- Bossi J., Campal N., Civetta L., Girardi V.A.V., Mazzuchelli M., Negrini L., Rivalenti G., Fragoso-Cesar A.R.S., Sinigoi S., Teixeira W., Piccirillo E.M., Molesini M. 1993^a. Early Proterozoic dike swarms from western Uruguay: geochemistry, Sr-Nd isotopes and petrogenesis. *Chemical Geology*, **106**(3-4):263-277.
- Bossi J., Cingolani C., Lambias E., Varela R., Campal N. 1993^b. Características del magmatismo postorogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Rios e Sierra de Animas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):282-288.
- Bossi J. & Fernandez A.N. 1963. Evidencias de diferenciación magmática hacia el final del Gondwana uruguayo. *Boletim Paranaense de Geociências*, **9**:1-20.
- Bossi J., Ferrando L.A., Albanel H. 1967. Basamento cristalino del Sureste del Uruguay. Bol. 78, Facultad de Agronomia. Montevideo Uruguay.

- Bossi J., Ferrando L.A., Fernandez A.N., Elizalde G., Morales H., Ledesma J.J., Carbalio E., Medina E., Ford J., Montaña J. 1975. *Carta Geológica del Uruguay (1:1000.000)*. Dirección de Suelos y Fertilizantes, Ministerio de Agronomia y Pescaderia. Montevideo, Uruguay.
- Bossi J. & Navarro R. 1991. Geología del Uruguay. UDELAR, Montevideo, 966 p.
- Bott M.H.P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geological Magazine, 96(2):109-117.
- Bouma A.H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier. 168 p.
- Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. 1985. *Submarine fans and related turbidite systems*, New York, Springer-Verlag, 351 p.
- Bouma A.H. 2000. Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(2):137-143.
- Bowen A.J. & Stow D.A.V. 1980. A physical model for the transport and sorting of fine grained sediment by turbidity currents. *Sedimentology*, **27**(1):31-46.
- Bowwring S.A., Grotzinger J.P.S., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty S.M., Kolosov P. 1993. Calibrating rates of early cambrian evolution. *Science*, **261**(3):1293-1298.
- Brenchley P.J., Newall G., Stanistreet I.G. 1979. A storm surge origin for sandstone beds in an epicontinental platform sequence (Ordovician, Norway). *Sedimentary Geology*, **22**(3-4):185-217.
- Brito Neves, B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America diring the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.
- Brodzikowski K, Gotowala R, Halusczak A., Krzyskowsky D., Van Loon A.J. 1987. Soft-sediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluviolacustrine sediments in the Kleszczow Graben (Central Polland). In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.) *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks.* Geological Society Special Publication, 256-267 (Geological Society Special Publication, 29).
- Bull W.B. 1963. Alluvial-fan deposits in Western Fresno County, California. Journal of Geology, **71**:243-251.
- Bull W.B. 1964. Alluvial fans and near-surface subsidence in Western Fresno County, California. *United States Geological Survey*. Professional Paper 437A, 70 p.
- Bull W.B. 1972. Recognition of alluvial-fan deposit in the stratigraphic record. In Rigby J K. & Hamblin W.K. (eds.) Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Tulsa, SEPM, p. 63-83 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication, 16).
- Bull W.B. 1977. The alluvial-fan environment. Progress in Physical Geography, 1:222-270.
- Busby C.J. & Ingersoll R.V. 1995. Tectonics of sedimentary basins. Cambridge, Blackwell Science. 579p.
- Camozzato E. 1984. Cachoeira do Sul Folha SH.22-Y-A Texto e Mapas. In *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais* (Coordenação de L.C. Silva e D.R. Trainini), CPRM/DNPM.
- Campal N. & Gancio F. 1993. Asociación volcanitas piroclastitas de los Cerros Aguirre (Dpto. De Rocha): una nueva formación y su implicancia en la evolución del Ciclo Brasiliano en el Uruguay. In Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, *Resumenes Extensos*. Tomo II, nº 44.
- Campanha G.A.C., Carneiro C.D.R., Pedreira G.G.A., Furumoto S., Hasuy Y., Nagata N. 1996. Uso do programa TRADE para determinação de direções principais de esforços pelos métodos Arthaud e Angelier. In: C.D.R. Carneiro (coord.), *Projeção estereográfica para análise de estruturas.* UNICAMP/CPRM/IPT. 158 p.
- Campos J.E.G. & Dardenne M.A. 1994. A glaciação neopaleozóica na porção meridional da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(2):65-76.
- Caputo M.V. & Crowell J.C. 1985. Migration of glacial centers across Gondwana during Paleozoic Era. Geological Society of America Bullettin, **96**(8):1020-1036.
- Caorsi J. & Goñi J.C. 1958. Geologia Uruguaya. Bol. Instituto Geologico del Uruguay, **37**, Montevideo, Uruguay.
- Cant D.J. 1980. Storm-dominated shallow marine sediments of the Arisaig Group (Silurian-Devonian) of Nova Scotia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **17**(1):120-131.
- Cant D.J. & Walker R.G. 1976 Development of a braided-fluvial facies model for the Devonian Battery Point Sandstone, Quebec. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**(1):102-119.
- Cant D.J. & Walker R.G. 1978. Fluvial process and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan River, Canada. *Sedimentology*, **25**(5):625-648.
- Caravaca G. 1998. Estratigrafia, faciologia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã. Curso de Pós-Graduação em Geociêcias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 274 p.
- 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 SBG

Simpósio nacional de estudos tectônicos, 5, Gramado, RS, 1995, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 272-273.

- Caravaca G., Fernandes L.A.D., Scherer C.M.S. 2001. Estratigrafia e mecanismos controladores da sedimentação da Bacia Piquiri (Proterozóico Superior), porção oriental do Escudo Sul-Riograndense, Brasil. In Congreso Latinoamericano de Geología, 11 / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).
- Caravaca G., Scherer C.M.S., Paim P.S.G., Fernandes L.A.D. 2003. Arquitetura deposicional dos depósitos de fluxos de gravidade de sedimentos do Vale do Piquiri, Bacia do Camaquã, RS. In SBG Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul– Escudos e Bacias, 1, Porto Alegre, RS, 2003, *Anais*, p. 111-115.

Carlson J. & Grotzinger J.P. 2001. Submarine fan environment inferred from turbidite thickness distributions. Sedimentology, **48**(6):1331-1351.

Carozzi A.V. 1993. Sedimentary petrography. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 263 p.

Carraro C.C., Gamermann N., Eick N.C., Bortoluzzi C.A., Jost H., Pinto J.F. 1974. *Mapa geológico do estado do Rio Grande do Sul*. Escala 1:000.000, Porto Alegre, UFRGS/FAPERGS/GERGS, 1 folha.

- Carvalho P.F. 1929. Reconhecimento geológico efetuado no município de Caçapava, Rio Grande do Sul, Brasil. Rel. Annual Dir., Ano 1928, *Bol. Inst. Geol. Min. Bras.*, **66**, Rio de Janeiro, pp. 41-55.
- Carvalho P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul, *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico Brasileiro*, Rio de Janeiro, **66**:1-72.

Carvalho P.F. 1937. Recursos minerais do estado do Rio Grande do Sul. Serv. Geol. Min. Bras., 72, Rio de Janeiro.

Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. Volcanic successions modern and ancient: a geological approach to process and successions. Allen and Unwin, 528 p.

Chafetz H.S. & Reid A. 2000. Syndepositional shallow-water precipitation of glauconitic minerals. Sedimentary Geology, **136**(1):29-42.

Chaudhuri A.K., Chanda S.K., Dasgupta S. 1994. Proterozoic glauconitic peloids from south India: Their origin and significance. *Journal of Sedimentary Research*, Section A, **64**(4):765-770.

Cheel R.J. 1991. Grain fabric in hummocky cross-stratified storm beds: genetic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**(1):102-110.

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1992. Coarse-grained storm beds of the Upper Cretaceous Chungo Member (Wapiabi Formation), southern Alberta, Canada. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**(6):933-945.

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. In Wright V.P. (ed.) Sedimentology *Review*, **1**, Blackwell, Oxford, p. 103-122.

Chemale Jr. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In De Ros L.F. & Holz M. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, PP. 13-52.

- Chemale Jr. F., Costa A.F.U., Lessa Dias N., Magro L.F. 1994^a. Gravimetria e geologia estrutural da Bacia do Camaquã, RS: resultados preliminares. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SC, 1:572.
- Chemale Jr. F., Hartmann L.A., Babinsky M., Wildner W., Van Schmus W.R. 1994^b. Evolução tectônica do Bloco São Gabriel, RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, 1994. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário Camboriú, SC, 1:232-233.
- Chemale Jr. F., Wildner W., Lima E.F., Van Schmus W.R. em preparação. Isotope studies of Brasiliano Retro-arc Magmatism in Southern Brazil.
- Christie-Blick N. 1991. Onlap, offlap and the origin of unconformity-bounded depositional sequences. *Marine Geology*, **97**:35-56.
- Christie-Blick N. & Biddle K.T. (eds.) 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. Society of Economic Palentologists and Mineralogists Special Publication, **37**, p. 1-34.
- Christie-Blick N. & Driscoll N.W. 1995. Sequence stratigraphy: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 23:451-478.

Christie-Blick N., Sohl L.E., Kennedy M.J. 1999. Considering a Neoproterozoic snowball earth (Technical Comment): Science, 284(5417):1087.

Ciguel J.H.G. & Góis R. 1989. O Paleozóico Inferior das regiões sul-sudeste do Brasil. Correlácion Geológica, 5:165-178.

- Cingolani C., Llambias E., Varela R., Campal N., Bossi J. 1993. Avances sobre la cronoestratigrafía del magmatismo no-orogénico finibrasiliano en el Uruguay: Formaciones Sierra de Animas y Sierra de Ríos. In: Primer Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cámbrico de la Cuenca del Plata, 1, *Actas de Resúmenes Extensos*, Montevideo, II: 63-68.
- Coimbra A.M., Fernandes, L.A., Moraes M.C., Melo M.S. 1992. Métodos de estudos de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguape (SP). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**(3):253-267.

- Coimbra A.M., Góes A.M., Hachiro J., Sant'Anna L.G., Hellmeister Jr. Z., Cabral Jr. M., Moraes M.C., Stefani F.L., Vieira P.C. 1992^b. Proposta de classificação integrada de rochas sedimentares clásticas. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, SP, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. **2**:419-421.
- Cojan I. & Thiry M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, **206**:9-32.

Collinson J.D. & Thompson D.B. 1989. Sedimentary structures. London, Unwin Hyman, 207 p.

Coney P.J., Jones D.L., Monger J.W.H. 1980. Cordilleran suspect terranes. Nature, 288(5789):329-333.

- Corcoran P.L. & Mueller W.U. 2002. The effects of weathering, sorting and source composition in Archaean high-relief basins: examples from the Slave Province, Northwest Territories, Canada. *Special Publications of international Association of Sedimentologists*, **33**, p. 183-211 (International Association n. 33).
- Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. In *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo*, *Texto explicativo das Folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim*. DNPM, Brasília, p. 70-85.
- Coronel N., Oyhantçabal P., Spoturno J. 1982. Consideraciones estructurales de La Formación Piedras de Afilar em su área tipo, en los arredores de La Estación Piedras de Afilar, Depto. de Canelones, Uruguay. In Congr. Latino-Americano de Geol., 5, Buenos Aires, 1982. *Actas*.
- Costa A.F.U., Chemale Jr. F., Magro L.F., Lessa Dias N. 1995. Modelagem gravimétrica da Bacia do Camaquã, RS. In SBG- Núcleo RS, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 5, Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos. Gramado, p. 234-235.
- Crimes T.P. 1987. Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geological Magazine*, **124** (2): 97-119.
- Crimes T.P. & Anderson M.M. 1986. Trace fossils from late Precambrian-early Cambrian strata of southeastern Newfoundland (Canada): temporal and environmental implications. *Journal of Paleontology*, **59**(2):310-343.
- Critelli S. 1991. Evoluzione delle mode detritiche delle sucessioni arenitiche terziarie dell'Appennino Meridionale. Società Geologica Italiana, Memorie, **47**: 55-93.
- Critelli S. & Ingersoll R.V. 1994. Sandstone petrology and provenance of the Siwalik Group (northwestern Pakistan and western-southeastern Nepal). *Journal of Sedimentary Research*. Section A, **64**(4):815-823.
- Cronin B.T., Hurst A., Celik H., Türkmen I. 2000. Superb exposure of a channel, levee and overbank complex in an ancient deep-water slope environment. *Sedimentary Geology*, **132**(3-4):205-216.
- Crowell J.C. 1974. Origin of late cenozoic basins in southern California. In Dickinson W.R. (ed.) *Tectonics* and sedimentation. SEPM (Special Paper 22), p.190-204.
- Crowell J.C. 1982. The Violin Breccia, Ridge Basin, southern California. In Crowell J.C. & Link M.H. (eds.) Geology of the Ridge Basin, Southern California. SEPM Pacific Section, p. 89-98.
- D'Agrella M.S.F. & Pacca I.G. 1988. Paleomagnetism of the Itajai, Castro and Bom Jardim Groups from southern Brazil. *Geophysical Journal*, **93**:365-376.
- Dalrymple R.W. 1992. Tidal depositional systems. In R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies Models: Response to Sea-level Change*, p.195-218. Geol. Ass. Can., Waterloo, Ontario.
- Dalrymple R.W., Zaitlin B.A., Boyd R. 1992. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**:1130-1146.
- Dardenne M.A., Gonzaga G.M., Campos J.E.G. 1990. Descoberta de pavimentos estriados de origem glacial sobre os arcóseos da Formação Três Marias na região de Santa Fé de Minas, MG. *Revista da Escola de Minas*, **4**(4):65-66.
- Dasgupta S., Chaudhuri A.K., Fukuoka M. 1990. Compositional characteristics of glauconitic alterations of K-feldspar from India and their implications. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**(2):277-287.
- Davies I.C. & Walker R.G. 1974. Transport and deposition of resedimented conglomerates: the Cap Enragé Formation, Gaspe, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **44**(4):1200-1216.
- Davies S.J. & Gibling M.R. 2003. Architecture of coastal and alluvial deposits in an extensional basin: the Carboniferous Joggins Formation of eastern Canada. *Sedimentology*, **50**(3):415-440.
- Davis R.A. & Flemming B.W. 1995 Stratigraphy of a combined wave- and tide-dominated intertidal sand body: Martens Plate, Eastern Frisian Wadden Sea, Germany. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 24:121-132.

Davis W.M. 1930. Rock floors in arid and humid climates. Journal of Geology, 38:1-27.

Davis W.M. 1938. Sheetfloods and streamfloods. Geological Society of America Bulletin, 49:1337-1416.

DeCelles P.G. 1988. Lithologic provenance modeling applied to the Late Cretaceous synorogenic Echo Canyon Conglomerate, Utah: a case of multiple source areas. *Geology*, **16**:1039-1043.

- DeCelles P.G. & Cavazza W. 1991. Constraints on the formation of pliocene hummocky crossstratification in Calabria (southern Italy) from consideration of hydraulic and dispersive equivalence, grain-flow theory, and suspended-load fallout rate. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**(4):555-568.
- DeCelles P.G., Gray M.B., Ridgway K.D., Cole R.B., Pivnik D.A., Pequera N., Srivastava P. 1991. Controls on synorogenic alluvial-fan architecture, Beartooth Conglomerate (Palaeocene), Wyoming and Montana. *Sedimentology*, **38**:567-590.
- Decker J. & Helmond K.P. 1985. The effect of grain size in detrital modes: a test of Gazzi-Dickinson pointcounting method - Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(4):618-620.
- Delaney P.J.V. & Goñi J.C. 1963. Correlação preliminar entre as formações Gondwânicas do Uruguai e do Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim Paranaense de Geografia*, (8-9), Curitiba, p. 3-21.
- Della Fávera J.C. 1984. Eventos de sedimentação episódica nas bacias brasileiras. Uma contribuição para atestar o caráter pontuado do registro sedimentar. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984, Anais, 1:489-501.
- De Raaf 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* **24**(1):1-52.
- De Ros L.F. 1986. Petrologia e características do reservatório da Formação Sergi (Jurássico) no Campo de Sesmaria, Bacia do Recôncavo, Brasil. *Ciência-Técnica-Petróleo*, *Seção Exploração de Petróleo*, **19**:1-107.
- De Ros L.F., Morad S., Paim P.S.G. 1994. The role of detrital composition on the diagenetic evolution of continental molasses: evidences from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **92**(1):197-228.
- De Ros L.F. & Moraes M.A.S. 1984. Seqüência diagenética em arenitos: uma discussão inicial. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. Anais, **2**:894-904.
- Dickinson W.R. 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**:695-707.
- Dickinson W.R. 1974. Plate tectonics and sedimentation. In Dickinson W.R. (ed.) *Tectonics and sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication* Special Paper 22, p. 1-24.
- Dickinson W.R. 1980. Plate tectonics and petrologic associations. In Strangway D.W. (ed.) *The Continental Crust and its mineral deposits. Geological Association of Canada Special Paper*, **20**:341-360.
- Dickinson W.R. 1988. Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. In Kleinspehn K.L. & Paola C. (eds.) *New Perspectives in Basin Analysis*, p. 3-25.
- Dickinson W.R. & Suczek C.A. 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**:2164-2182.
- Dolianiti E. 1945. Descoberta de fósseis na Formação Maricá, estado do Rio Grande do Sul. *Mineração e Metalurgia*, **9**(51):110.
- Donaldson J.A., Eriksson P.G., Altermann W. 2002. Actualistic versus non-actualistic conditions in the Precambrian sedimentary record: reappraisal of an enduring discussion. Special Publications of international Association of Sedimentologists, 33, p. 3-13 (International Association of Sedimentologists Special Publication n. 33).
- Donovan S.K. & Pickerill R.K. 1997. Dropstones: their origin and significance: a comment. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **131**(1-2):175-178.
- Dott Jr. R.H. 1964. Wacke, graywacke and matrix What approach to immature sandstone classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **34**(3):625-632.
- Dott Jr. R.H. & Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significance of its variable sequences. *Geological Society of America Bullettin*, **93** (8): 663-680.
- Drury S.A. 1987. Image Interpretation in Geology. London, Allen & Unwin, 243 p.
- Duke W.L. 1984. Paleohydraulic analisys of hummocky cross-stratification sands indicates equivalence with wave-formed flat bed: Pleistocene Lake Bonneville deposits, northern Utah. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **68**:472.
- Duke W.L. 1985. Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. Sedimentology, **32**:167-194.
- Duke W.L. 1990. Geostrophic circulation or shallow marine turbidites? The dilemma of paleoflow patterns in storm-influenced prograding shoreline systems: *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**(6):870-883.
- Duke W.L, Arnott R.W.C., Cheel R.J. 1991. Storm sandstones and hummocky cross-stratification: new evidences on a stormy debate. *Geology*, **19**: 625-628.
- Duke W.L. & Prave A.R. 1992. Storm and tide-influenced prograding shoreline sequences in the Middle Devonian Mahatango Formation, Pennsylvania. *Canadian Society of Petroleum Geologists*, p. 349-370. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 16).

- Dürr S.B. 1994. Quick estimation of pebble volumes. *Journal of Sedimentary Research*. Section A, **64**(3):677-679.
- Dzulynski, S., Ksiazkiewicz M., Kuenen Ph.H. 1959. Turbidites in flysh of the Polish Carpathian Mountains. *Geological Society of America Bulletin*, **70**:1089-1118.
- Ebanks Jr. W.J. 1987. Geology in enhanced oil recovery. In Tillman R.W. & Weber K.J. (eds.) Reservoir Sedimentology. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **40**:1-14.
- Edwards M. 1986. Glacial environment. In Reading H.G. (ed.) Sedimentary fácies and environments. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, p. 445-470 p.
- Elizalde G., Eugui W., Verdesio J., Stapff M., Telechea, J. 1970. *Carta Geológica del Uruguay a Escala 1:100.000*. UDELAR. 126 p. (Segmento Aceguá 3, Sector XXX).
- Emery K.O. 1955. Transportation of rocks by driftwood. Journal of Sedimentary Petrology, 25(1):51-57.
- Emery K.O. 1965. Organic transportation of marine sediments. In Hill M.N. (ed.) The Sea. Wiley, New York, p. 776-793.
- Engelbrecht, H. 2000. Deposition of tempestites in the Eastern Rheic Strait: evidence from the Upper Palaeozoic of Southern Tuscany (Italy). *Facies*, 43, 103-122, Pl. 24-26.
- Einsele G. 2000. Sedimentary basins: evolution, facies, and sedimentary budget. 2nd ed. Springer-Verlag, Berlin, 792 p.
- Einsele G., Richen W., Seilacher A. (eds.) 1991. Cycles and events in stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 955 p.
- Einsele G. & Seilacher A. (eds.) 1982. Cyclic and event stratification. Springer-Verlag, Berlin, 536 p.
- Einsele G. & Seilacher A. 1991. Distinction of tempestites and turbidites. In Einsele G., Richen W., Seilacher A. (eds.) 1991. *Cycles and events in stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, p. 377-382.
- Emery D. & Myers K. 1996. Sequence stratigraphy. Uxbridge, London, 320 p.
- Enos P. 1977. Flow regimes in debris flow. Sedimentology, 24(1):133-142.
- Eriksson P.G., Condie K.C., Tirsgaard H., Mueller W.U., Altermann W., Miall A.D., Aspler L.B., Catuneanu O., Chiarenzelli J.R. 1998. Precambrian clastic sedimentation systems. *Sedimentary Geology*, **120**(1-4):5-53.
- Eriksson P.G., Schreiber U.M., Reczko B.F.F., Snyman C.P. 1994. Petrography and geochemistry of sandstones interbedded with the Rooiberg Felsite Group (Transvaal Sequence, South Africa): Implications for provenance and tectonic setting. *Journal of Sedimentary Research*, **A64**(4):836-846.
- Eyles C.H. 1988. Glacially- and tidally-influenced shallow marine sedimentation of the Late Precambrian Port Askaig Formation, Scotland. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **68**(1):73-98.
- Eyles C.H. & Eyles N. 1984. Glaciomarine sediments of the Isle of Man as a key to late Pleistocene stratigraphic investigations in the Irish Sea Basin. *Geology*, **12**:359-364.
- Eyles C.H., Eyles N., França A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Late Palaeozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. Sedimentology, **40**(1):1-25.
- Eyles C.H., Eyles N., Gostin V.A. 1998. Facies and allostratigraphy of high-latitude, glacially-influenced marine strata of the Early Permian southern Sydney Basin, Australia. *Sedimentology*, **45**(1):121-161.
- Eyles C.H., Eyles N., Miall A.D. 1985. Models of glacio-marine sedimentation and their application to the interpretation of ancient glacial sequences. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 51(1-4):15-84.
- Eyles N. 1990. Late Precambrian "tillites" of the Avalonian-Cadomian belt: marine debris flows in an active tectonic setting. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **79**(1):73-98.
- Eyles N. 1993. Earth glacial record. Earth Science Reviews, 35(1-2):1-248.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1989. Glacially-influenced deep-marine sedimentation of the Late Precambrian Gaskiers Formation, Newfoundland, Canada. Sedimentology, **36**(4):601-620.
- Eyles N. & Eyles C.H. 1992. Glacial depositional sistems. In Walker R.G. & James N.P. (eds.) *Fácies models. Response to sea level changes.* Geological Association of Canada, p. 73-100.
- Eyles N., Eyles C.H., Miall A.D. 1983. Lithofácies types and vertical profile models: an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, **30**(2):393-410.
- Eyles N. & McCabe A.M. 1989. Glaciomarine fácies within subglacial tunnel valleys; the sedimentary record of glacioisostatic downwarping in the Irish Sea Basin. Sedimentology, **36**(3):431-448.
- Eyles N. & Young G. 1993. Geodynamics controls on glaciation in Earth history. In Deynoux et al. (eds.) *Earth Glacial Record*. International Geological Correlation Project 260. Cambridge University Press, p. 1-27.
- Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso-Cesar A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasilianas na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 3., Curitiba, PA, Atas, 1:75-91.
- Fambrini G.L. 1992. *Petrografia da cunha molássica* brasiliana da região do Vale do Arroio Boici, RS. Relatório Final de Iniciação Científica, CNPq, Processo Nº 802340/88-1, São Paulo, 104 p. (inédito)

- Fambrini G.L. 1998. O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas do Camaquã, RS: análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 182 p.
- Fambrini G.L., Almeida R.P., Riccomini C., Fragoso-Cesar A.R.S. 2001^a. Evidências de depósitos glaciomarinhos neoproterozóicos afetados por tempestades da Formação Playa Hermosa (Piriápolis, Uruguai). In Congreso Latinoamericano, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).
- Fambrini G.L., Almeida R.P., Riccomini C., Fragoso-Cesar A.R.S. 2003. Tempestitos com influência glacial da Formação Playa Hermosa (Neoproterozóico), Piriápolis, Uruguai. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(1) (no prelo).
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Riccomini C. 2002^a. A Formação Barriga Negra, Uruguai: possível correlato da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Cambriano?) In SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. João Pessoa, PB, 2002. Anais..., p.661.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Riccomini C., Janikian L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R. 2001^b. Tectônica extensional sin-deposicional na Formação Santa Bárbara, Bacia do Camaquã, RS (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior). In SBG/ABGP, Simpósio nacional de estudos tectônicos, 8, Recife, PE, 2001, Anais, p.149-150.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Saes G.S., Machado R. 1998^a. Paleocorrentes do Grupo Camaquã (transição Neoproterozóico-Cambriano), região das Minas do Camaquã, RS: implicações paleogeográficas na evolução tectônica da Bacia do Camaquã. In: SBG, Congresso brasileiro de geologia, 40, Belo Horizonte, MG, 1998, *Boletim de Resumos Expandidos*, **5**:379-381.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Teixeira G., Sayeg H.S., Machado R. 1995. Aplicação da análise estratigráfica de proveniência e paleocorrentes à Formação Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã, RS. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6/ Encontro de Geologia do Cone Sul,1, Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos. Porto Alegre, p. 187-191.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Teixeira G., Sayeg H.S., Machado R. 1998^b. Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes do Grupo Camaquã (transição Proterozóico-Cambriano) na Mina Uruguai e suas implicações na evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã, RS. Boletim IG-USP, Série Científica, 29:39-69.
- Fambrini G.L., Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fonseca A.R. 2002^b. Seqüências da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior) na Sub-Bacia Camaquã Central, RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. João Pessoa, 2002. Anais, p. 660.
- Fambrini G.L., Martin M.A.B., Fragoso-Cesar A.R.S., McReath I., Chiarini A., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Machado R., Ribeiro de Almeida T.I. 1996^a. Registro preliminar sobre o vulcanismo Bom Jardim na borda sudoeste da Bacia do Camaquã, RS: Evidências de atividade piroclástica subaquática sob a ação de ondas e correntes de turbidez. In SBG Núcleos Bahia/Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, **5**:379-381.
- Fambrini G.L., Martin M.A.B., McReath I., Fragoso-Cesar A.R.S. 1999. Subaqueous pyroclastic deposits of the Hilário Formation, RS. In SBG Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, 1999. Boletim de Resumos, Gramado, p. 34.
- Fambrini G.L., Saes G.S., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Teixeira G., Machado R., McReath I., Ribeiro de Almeida T.I., Phillip R.P. 1996^b. Sisitemas Costeiros da Formação Santa Bárbara, Bacia do Camaquã, RS (transição Proterozóico-Fanerozóico): registro preliminar da sedimentação em ambiente de águas rasas dominado por ondas. In SBG Núcleos Bahia/Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, 2:204-206.
- Fambrini G.L., Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992^a. Variação de áreas-fonte da Formação Arroio dos Nobres (Cambriano) no Vale do Arroio Boici, RS: análise estratigráfica de proveniência e de paleocorrentes. In SBG Congr. Bras. Geol., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 2:441.
- Fambrini G.L., Sayeg H.S., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992^b. Petrografia de "flysch e molasse" cambrianos da região do Vale do Arroio Boici, RS. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 23-27.
- Fambrini G.L., Sayeg H.S., Machado R., Silva Filho W.F. da, Teixeira G., Sales F.F., Ribeiro de Almeida T.I., Fragoso-Cesar A.R.S. 1996^c. Provenance and paleocurrents of Santa Bárbara Formation, Camaquã Basin, RS (Proterozoic-Phanerozoic transition): examples from the Arroio Boici and the Minas do Camaquã regions. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68(4): 599-600.
- Fedo C.M. & Cooper J.D. 1990. Braided fluvial to marine transition: the basal Lower Cambrian Wood Canyon Formation, southern Marble Mountains, Mojave Desert, California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60** (2): 220-234.

243

- Fernandes L.A. & Coimbra A.M. 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos. 2:271-275.
- Fernandes L.A.D. & Koester E. 1999. The Neoproterozoic Dorsal de Canguçu strike-slip shear zone: its nature and role in the tectonic evolution of southern Brazil. *Journal of African Earth Sciences*, **29**(1):3-24.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**(1):77-96.
- Fernandes L.A.D., Tommasi A., Vauchez A., Porcher C.C., Menegat R., Koester E. 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal do Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, **2**(2):257-266.
- Ferrando L.A. & Fernandez A.N. 1971. Esquema tectonico-cronoestratigráfico del Pré-Devoniano en Uruguay. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, SP, 1971. *Anais*, **1**:199-210.
- Feyter A.J. de & Molenaar N. 1984. Messinian Fanglomerates: the Colombacci Formation in the Pietrarubbia Basin, Italy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**(3):746-758.

Folk R.L. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Austin, Hemphill's Publication, 170 p.

- Fisher R.V. 1984. Submarine volcaniclastic rocks. In: Kokelaar B.P. & Howells M.F. (eds.) *Marginal Basin Geology.* Geological Society of London Special Publication **16**, 5-27.
- Fisher R.V. & Schmincke H. –U. 1984. Pyroclatic rocks. Springer-Verlag, New York, 472p.
- Fisher W.L. & McGowen J.H. 1967. Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, **17**:105-125.
- Flores J.A.A., Lima E.F., Pintaúde D.A. 1992. Caracterização da seqüência vulcanossedimentar do membro Mangueirão na área de Cerro da Árvore, Encruzilhada do Sul. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 39-43.
- Folk R.L. 1954. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary rock nomenclature. *Journal of Geology*, **62**:344-359.
- Folk R.L. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170 p.
- Fonseca A.R. 2000. Análise estratigráfica de fácies, paleocorrentes e sistemas deposicionais do topo da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico-Cambriano) na região das Minas do Camaquã - RS. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 26 p.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O Craton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, **5**:2879-2892.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1984. Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 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 SBGq/IG-USP, Workshop Geoquímica isotópica e litoquímica das regiões Sul e Sudeste do Brasil, São Paulo, SP, *Boletim de Resumos*, 8-16.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 366 p.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. A aplicação do conceito de orogenia no Ciclo Brasiliano com exemplos do Rio Grande do Sul. *Boletim. IG-USP,* n. 12, p. 41-43. (Série Publicação Especial)
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In SBG Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul– Escudos e Bacias, 1, Porto Alegre, RS, 2003, *Anais*, p. 139-144.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Fambrini G.L. 2002. Grupo Camaquã (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior): a cobertura anorogênica do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. João Pessoa, 2002. *Anais*, p. 307.
- 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 Brasiliano no Rio Grande do Sul. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, SC, 1985, *Anais*, 1:477-491.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian 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, RJ, Brasil, *Abstracts (CDROM)*.

- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian 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*, **30**(3):438-441.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian, L., Nogueira A.C.R., Riccomini C. 2001^a. As coberturas do Escudo Gaúcho no Rio Grande do Sul: revisão e síntese. In Congreso Latinoamericano, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Riccomini C., Janikian L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Machado R. 2001^b. 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.*, **31**(2):155-162.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Silva Filho W.F. da; Sayeg H.S., Machado R., Almeida T.I.R., McReath I. 1996. Grupo Camaquã: registro sedimentar e significado geotectônico da transição Vendiano-Cambriano no Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**(4):599.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. F., Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/ Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986, *Anais*, **4**:1322-1342.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Lavina E.L., Paim P.S.G., Faccini U.F. 1984. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, *Anais*, **7**:3272-3283.
- Fragoso-Cesar A.R.S. & Machado R. 1997. Neoproterozoic terranes of the Gaúcho Shield (southern Brazil and Uruguay). In FAPESP/CNPq/CPRM, South American Simposium on Isotope Geology, Campos de Jordão, 1997. Extended Abstrats. Campos do Jordão, p. 65-68.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Wernick E., McReath I., Phillipp R.P., Sallet R., Endo I., Mello F.M., Almeida T.I.R., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Silva Filho W.F.; Dehler N.M., Teixeira A.L. 1995. The Brasiliania plate, the western Paranaides and eastern Atlantides and Africanides accreted terranes: a model for the Neoproterozoic tectonic collage of southeastern South America. In SBG, Simpósio sulbrasileiro de geologia, 6/ Encontro de geologia do cone sul, 1, Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos, p. 20-26.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Mello F.M., Sayeg H.S., Pinto R.F., Fambrini G.L. 1993^a. As placas, oceanos e orogenias do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul. In: SBG, Simpósio sul-brasileiro de geologia, 5, Curitiba, PR, 1993, *Boletim Resumos e Programas*, p. 25-26.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Mello F.M., Sayeg H. S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L. 1994. Acresção Neoproterozóica no sul do Brasil e Uruguai: A Placa Rio de La Plata e os Terrenos Piratini e Rio Vacacaí. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, SC, 1994, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1:206-207.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Monteiro R.L., Sallet R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sulriograndense: uma introdução ao problema. *Acta Geologica Leopoldensia*, **30**(13):75-92.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Rifas C.G. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o Escudo do Rio Grande do Sul. In SBG Simpósio sul-brasileiro de geologia, 3, Curitiba, PR, *Atas*, 2:791-809.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Sayeg H.S., Fambrini G.L. 1992. Bacias orogênicas do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul e Uruguai. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 47-53.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Sayeg H.S., Mello F.M., Fambrini G.L., Pinto R.F. 1993^b. As placas proterozóicas do Escudo Gaúcho. In DINAMIGE/Facultad de Agronomia, Simposio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, 1993. *Resumenes Extensos* 1, part. 3.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Phillip R.P., Mello F.M., Endo I., Nummer A.R., Preciozzi F.P., Fambrini G.L. Sayeg H. S. 1998^a. Terrenos suspeitos a sul da Placa Sanfranciscana (SE da Plataforma Sul-Americana). In Congreso Uruguaio de Geología, 2, Punta de Leste, *Boletim de Resumos Estendidos* (submetido).
- Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., Fambrini G.L., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III-Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In SBG Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul, 1, Porto Alegre, RS, 2003, *Anais*.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 1999. Significado tectônico do Magmatismo Rodeio Velho no *Rift* Guaritas

(Paleozóico inferior do Rio Grande do Sul, Brasil). In Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de Resumos*, Gramado, RS, p. 16.

- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Saes G.S., Machado R., Ribeiro de Almeida T.I. 1998^b. 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., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Almeida R.P., 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 SBG Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1, Gramado, RS, 1999. *Boletim de Resumos*, 16.

Fragoso-Cesar A.R.S. & Soliani Jr., E. 1984. Compartimentação Tectônica do Cráton Rio de La Plata. In: SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984. *Anais*, **5**:2426-2434.

- Fragoso-Cesar A.R.S, Wernick E., Soliani Jr. E. 1982^a. Associações petrogenéticas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, BA, 1982. *Anais*, 1:1-12.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982^b. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - Uma contribuição através da aplicação do modelo da Tectônica de Placas. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 1982. *Anais*.1:13-23.
- Frakes L.A. & Francis J.E. 1988. A guide to Phanerozoic cold polar climates from high-latitude ice rafting in the Cretaceous. *Nature*, **333**:547-549.
- Francis J.E. & Frakes L.A. 1993. Cretaceous climates. In Wright V.P. (Editor) Sedimentology Review, 1, Blackwell, Oxford, p. 17-30.
- Frantz J.C. & Remus M.V.D. 1986. Geologia da Região de Canguçú-Torrinhas, RS: caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, GO, 1986. Anais, 2:931-947.
- Galloway W.E. 1989^a. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architeture and genesis of flooding-surface bounded deposicional units. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**(2):125-142.
- Galloway W.E. 1989^b. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis II: aplication to Northwest Gulf of Mexico Cenozoic Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **73**(2):143-154.
- Ganqing J., Christie-Blick N., Kaufman A.J., Banerjee D.M., Rai V. 2002. Sequence stratigraphy of the Neoproterozoic Infra Krol Formation and Krol Group, Lesser Himalaya, India: *Journal of Sedimentary Research*, **72**:525-543.
- Gaucher, C., Sprechman P., Montaña, J., Martínez, S. 1998. Litoestratigrafía, sedimentología y paleogeografía del Grupo Arroyo del Soldado (Vendiano-Cámbrico, Uruguay). In: SUG/Facultad de Ciencias, Congresso Uruguayo de Geología, 2, Punta del Este, 1998. Actas, p. 24-31.
- Gaucher, C. & Sprechman P. 1998. Grupo Arroyo del Soldado: paleontología, edad y correlaciones (Vendiano-Cámbrico, Uruguay). In SUG/Facultad de Ciencias, Congresso Uruguayo de Geología, 2, Punta del Este, 1998. *Actas*, p. 183-187.
- Gaucher, C. & Sprechman P. 1999. Upper Vendian skeletal fauna of the Arroyo del Soldado Group, Uruguay. *Beringeria*, **23**(1):55-91.
- Gawthorpe R.L., Fraser A.J., Collier R.E.L. 1994. Sequence stratigraphy in active extensional basins: implications for the interpretation of ancient basin-fills. *Marine and Petroleum Geology*, **11**(6):642-658.
- Gazzi P., Zuffa G.E., Gandolfi G., Paganelli L. 1973. Provenienza e dispersione litoranea delle sabbie delle spiagge addriatiche fra le foci dell'Isonzo e del Foglia: inquadramento regionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **12**:1-37.
- Gesicki A.L.D. 1996. Geologia da Formação Aquidauana (Neopaleozóico, Bacia do Paraná) na porção centro-norte do estado de Mato Grosso do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 126 p.
- Gesicki A.L.D., Riccomini C, Boggiani P.C. 2002. Ice flow direction during late Paleozoic glaciation in western Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**(8):933-939.
- Ghibaudo G. 1992. Subaqueous sediment gravity flow deposits: practical criteria for their field description and classification. *Sedimentology*, **39**(3):423-454.
- Gilbert R. 1990. Rafting in glacimarine environments. In Dowdeswell J.A. & Scourse J.D. (eds.) *Glacimarine Environments: Processes and Sediments. Geological Society Special Publication*, **53**:105-120.
- Gloppen T.G. & Steel R.J. 1981. The deposits, internal structure and geometry in six alluvial fan-fan delta bodies (Devonian-Norway) - a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. In Ethridge F.G. & Flores R.M. (eds.) *Recent and Ancient Depositional Environments: models for exploration.* Tulsa, SEPM, p. 49-69 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 39).

- Goñi J.C. 1961. O Rapakivi de Lavras. Jazidas metálicas associadas. Lavras do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. Avulso da Escola de Geologia, Universidade do RGS, Porto Alegre, 7:1-107.
- 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, **3**:1-105.
- Gonzalez M.A. & Teixeira G. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria -RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais...*, Camboriú, SC, vol. 3, p. 1513-1524.
- Gorceix H. 1875. Résultat d'une première exploration de La Province du Rio Grande do Sul (Brésil). Bulletin Societé Geologique de France, **3**, Serv. III, Paris.
- Graham J. 1988. Collection and analysis of field data. In: Tucker M. (ed.) *Techniques in sedimentology*. Blackwell Scientific Publications. p. 5-62.
- Graham S.A. 1983. Evolving concepts and teaching approaches in tectonic and sedimentation. *Journal of Geological Education*, **31**:266-276.
- Graham S.A., Ingersoll R.V., Dickinson W.R. 1975. Common provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**:620-632.
- 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 Allen P.A. & Homewood P. (eds.) *Foreland Basins.* p. 425-436 (International Association of Sedimentologists Special Publication n. 8)
- Greenwood B. & Sherman D.J. 1986. Hummocky cross-stratification in the surf zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, **33**:33-45.
- 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.
- Grotzinger J.P.S., Bowring S.A., Saylor B.Z. & Kaufman A.J. 1995. Biostratigraphic and geochronologic constraints on early animal evolution. *Science*, **270** (2): 598-604.
- Gul Hwang I.G. & Heller P.L. 2002. Anatomy of a transgressive lag: Panther Tongue Sandstone, Star Point Formation, central Utah. Sedimentology, **49** (5):977-.
- Hamblin A.P. & Walker R.G. 1979. Storm-dominated shallow marine deposits: The Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**(9):1673-1690.
- Hamblin W.K. 1961. Micro-cross-lamination in Upper Keweenawan sediments of northern Michigan. Journal of Sedimentary Petrology, **31**:390-401.
- Hambrey M.J. & Harland W.B. 1985. The Late Proterozoic Glaciar Era. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, **51**(1-4):255-272.
- Hampton M.A. 1979. Buoyancy in debris flows. Journal of Sedimentary Petrology, 49(5):753-758.
- Hancock P.L. 1985. Brittle microtectonics: principles & practice. *Journal of Structural Geology*, **7**(3/4):437-457.
- Hancock P.L. 1994. Continental Deformation. Oxford, Pergamon Press, 421 p.
- Harding T.P. 1985. Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures, and positive structural inversion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 69(4):582-600.
- Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R., Walker R.G. 1975. *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course n. 2, 161 p. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists).
- Harms J.C., Southard J.B., Walker R.G. 1982. *Structures and sequences in clastic rocks*. SEPM Short Course n. 9, 249 p. (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists).
- Hart B.S. & Plint A.G. 1989. Gravelly shoreface deposits: a comparison of modern and ancient facies sequences. *Sedimentology*, **36**:551-557.
- 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 Congreso Uruguayo de Geologia, *Actas*, 277-281.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. Revista Brasileira de Geociências, 5(4):257-266.
- Hempton M.R. & Dewey J.F. 1983. Earthquake-induced deformation structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, **98**:T7-T14.
- Hein F.J. 1982. Deposicional mechanisms of deep-sea coarse clastic sediments, Cap Enragé Formation, Québec. Canadian Journal of Earth Sciences, **19**(2):267-287.

Hein F.J. & Walker R.G. 1982. The Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Québec, Canada: conglomeratic deposits of a braided submarine channel with terraces. *Sedimentology*, **29**:551-557.

Hendry H.E. 1976. The orientation of discoidal clasts in resedimented conglomerates, Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**(1):48-55.

Herman Y. & Hopkins D..M. 1980. Arctic oceanic climate in Late Cenozoic times. Science, **209**(4456):557-562.

Heward A.P. 1978^a. Alluvial fan and lacustrine sediments from the Stephanian A and B (La Magdalena, Ciñera – Matallana and Sabero) coalfields, northern Spain. *Sedimentology*, **25**:451-488.

Heward A.P. 1978^b. Alluvial fan sequence and megasequence models: with examples from Westphalian D – Stephanian B coalfields, Northern Spain. In Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 669-702 (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir 5).

Heward A.P. 1981. A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth Science Reviews*, **17**(2): 223-276.

Hickson R.N. & Lowe D.R. 2002. Facies architecture of a submarine fan channel-levee complex: the Juniper Ridge Conglomerate, Coalinga, California. *Sedimentology*, **49**(2):335-362.

Hoffman P.F., Kaufman A. J., Halverson G. P., Schrag D.P. 1998. A Neoproterozoic Snowball Earth. Science, 281:1342-1346.

Hoffman P.F. & Shrag D.P. 2000. Snowball Earth. Scientific American website, issue 100.

Holz M. 1987. Leques Aluviais -Faciologia e Ocorrência em Sedimentitos do Supergrupo Tubarão (Eo-Permiano) da Bacia do Paraná no RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **25**(11):65-104.

Hooke R.L. 1967. Processes in arid-region alluvial fans. Journal of Geology, 75:438-460.

Horton B.K. & Schimitt J.G. 1996. Sedimentology of a lacustrine fan-delta system, Miocene Horse Camp Formation, Nevada, USA. *Sedimentology*, **43**(1):133-155.

Howard J.L. 1992. An evaluation of shape indices as palaeoenvironmental indicators using quartzite and metavolcanic clasts in Upper Cretaceous to Palaeogene beach, river and submarine fan conglomerates. *Sedimentology*, **39**(3):471-486.

Howell D.G. & Normark W.R. 1982. Sedimentology of submarine fans. In Scholle P.A. & Spearing D. (eds.) Sandstone Depositional Environments. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, p. 365-404 (American Association of Petroleum Geologists Memoir 31).

Horowitz D.H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient windblown sand deposits. *Sedimentology*, **29**(2):155-180.

Hunter & Clifton H.E. 1982. Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**(1):127-143.

Hyde W.T., Crowley T.J., Baum S.K, Peltler W.R. 2000. Neoproterozoic "snowball Earth" simulations with a coupled climate/ice-sheet model. *Nature*, **405**: 425-429.

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.

Ingersoll R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, **100**(11):1704-1719.

Ingersoll R.V. 1990. Atualistic sandstone petrofacies: Discriminating modern and ancient source rocks. *Geology*, **18**:733-736.

Ingersoll R.V., Bullard T.F., Ford R.L., Grimm J.B., Pickle J.D., Sares S.W. 1984. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**(1):103-116.

Ingersoll R.V. & Busby C.J. 1995. Tectonics of sedimentary basins. In Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) Tectonics of sedimentary basins. Cambridge, Blackwell Science, p. 1-51.

Isachsen C.E., Bowring S.A., Landing E., Samson S.D. 1994. New constraint on the division of Cambrian time. *Geology*, 22: 496-498.

Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico brasiliano-fechamento de oceanos e colisão continental dos cratons Rio de La Plata e Dom Feliciano: granito a duas micas e ofiolitos. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, BA, 1982. *Anais*, 1:24-38.

Issler R.S. 1985. Bacia periférica Camaquã-Itajai: elemento tectônico desenvolvido pela Tectônica de Placas. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, SC, 1985. *Anais*, **1**:184-194.

IUGS 2000. International Stratigraphic Chart. International Union of Geological Sciences 2000, Division of Earth Sciences UNESCO.

Janikian L. 2001. Evolução Paleoambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, Sub-Bacia Camaquã Central, RS. *Dissertação de Mestrado* – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 158 p.

- Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S., Almeida R.P., 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, Brasil, 2000. *Abstracts Volume* (CDROM).
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2001. Estratigrafia da Formação Crespos (Neoproterozóico III) na região de Bom Jardim, Sub-bacia Camaquã Central – Rio Grande do Sul, Brasil. In Congreso Latinoamericano de Geología, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. submetido. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, paleogeografia e significado tectônico das sucessões vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências* (submetido para publicação).
- Jervey M.T. 1988. Quantitative geological modelling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In: Sea-level Changes – An Integrated Approach (Ed. by Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C.) Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42, p. 47-70.
- Jie-Dong Y., Sun Wei-Guo, Wang Zong-Zhe, Wang Yin-Xi 1996. Sm--Nd isotopic age of Precambrian-Cambrian boundary in China. *Geological Magazine*, **133**(1):53-61.
- Johnson B.A. & Walker R.G. 1979. Paleocurrents and depositional environments of deep water conglomerates in the Cambro-Ordovician Cap Enragé Formation, Quebec Appalachians. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**(7): 1375-1387.
- Johnson H.D. & Baldwin C.T. 1996. Shallow clastic seas. In H.G. Reading (ed.) 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy, p. 232-280.
- Johnson S.D., Flint S., Hinds D., Ville Wickens H. 2001. Anatomy, geometry and sequence stratigraphy of basin floor to slope turbidite systems, Tanqua Karoo, South Africa. *Sedimentology*, **48**(5):987-1023.
- Jones G. 1956. Memoria explicativa y mapa geológico de la region oriental del Departamento de Canelones. *Instituto Geológico del Uruguay.* Bol. **34**,Montevideo, Uruguay.
- Jopling A.V. & Walker R.G. 1968. Morphology and origin of ripple drift cross-lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. *Journal of Sedimentary Petrology*, **38**(4):971-984.
- Jost H. 1981. *Geology and metallogenesis of the Santana da Boa Vista region, South Brazil*. PhD.Thesis. The University of Georgia, Athens.
- Jost H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul: uma revisão. In Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984, Anais, **7**:3241-3257.
- Jost H. & Bitencourt M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, **4**(9):27-60.
- Jost H., Brod J.A.B., Holz M., Kuhn A., Flor M.A.D., Kronbauer A., Dillemburg S. 1985. Geologia estrutural, petrografia e petrologia do Sienito Piquiri (Proterozóico Supeior), Rio Grande do Sul. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, SC, 1985. *Anais*, 1:63-81.
- Jost H., Frantz J.C. & Brod J.A. 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-Riograndense. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984, *Anais*, **4**:1707-1720.
- Justo A.P., Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Riccomini C. 2002. Variação lateral de leques submarinos da Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III e/ou Cambriano), na região do Vale do Piquiri, município de Encruzilhada do Sul, RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 41, 2002. João Pessoa, 2002. *Anais*, p. 662.
- Karfunkel J. & Hoppe A. 1988. Late Proterozoic glaciation in central-eastern Brazil: synthesis and model. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **65**(1-2):1-21.
- Ketzer J.M. & Germany J.G. 1995. Discussão do posicionamento estratigráfico das unidades eopaleozóicas da região de Encruzilhada do Sul, RS. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6/ Encontro de Geologia do Cone Sul,1, Porto Alegre, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*. Porto Alegre, p. 192-193.
- Kleinspehn K.L. & Paola C. (eds.) 1988. *New Perspectives in Basin Analysis*, Springer-Verlag, New York, 3-26 p.

Knoll A.H. 1996. Daughter of time. Paleobiology, 22 (1): 1-7.

- Koester E., Soliani Jr. E., Fernandes L.A.D., Kraemer G., Tommasi A. 1997. Geocronologia Rb/Sr e K/Ar dos granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu na região de Encruzilhada do Sul (RS). Pesquisas, 24(1/2):67-77.
- Kraus M.J. 1992. Alluvial response to differential subsidence: sedimentological analysis aided by remote sensing, Wilwood Formation (Eocene), Bighorn Basin, Wyoming, USA. *Sedimentology*, **39**:455-470.
- Krumbein W.C. 1941. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, **11**(1):61-72.

- Krynine P.D. 1940. Petrology and genesis of the Third Bradford Sand. *Pennsylvania State College Bulletin*, **29**, 134p.
- Kuenen Ph.H. & Migliorini C.L. 1950. Turbidity currents as a cause of graded beds. *Journal of Geology*, **58**(1):91-127.
- Lajoie J. & Stix J. 1992. Volcaniclastic rocks. In R.G. Walker and N.P. James (eds.) *Facies Models: Response to Sea-level Change*, Geological Association of Canada Geotext 1, Waterloo, Ontario, p.101-119.
- Landing E. 1994. Precambrian–Cambrian boundary stratotype ratified and a new perspective of Cambrian time. *Geology*, **22**,179-182.
- Landing E., Bowring S.A., Forteyt R.A., Davidek K. 1997. U–Pb zircon date from Avalonian Cape Breton Island and geochronologic calibration of the Early Ordovician. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**(5):724-730.
- Larsen V. & Steel R.J. 1978. The sedimentary history of a debris-flow dominated, Devonian alluvial-fan a study of textural inversion. *Sedimentology*, **25**(1):37-59.
- Lavina E.L. 1984. Considerações sobre o paleoambiente da Formação Sanga do Cabral (Eotriássico -Grupo Rosário do Sul) na região da Folha de Catuçaba -RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ, 1984, *Anais*, **2**:792-804.
- 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*, **21**(9):185-227.
- Leckie D.A. 1988. Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky crossstratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **58**(4):607-622.
- Leckie D.A. & Walker R.G.1982. Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-Lower Gates Interval — Outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **66**(2):138-157.
- Leeder M. 1987. Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 137-146 (Geological Society Special Publication, 29).
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt/block/half-graben basins. In Coward M.P., Dewey J.F., Hancock P.L. (eds.) *Continental extension tectonics*. Geological Society of London Special Publication **55**, p. 87-105.
- Leinz V. 1939. Problema geológico do Post-Arqueano no Rio Grande do Sul. *Mineração e Metalurgia*, vol. **IV**, nº 22, Rio de Janeiro, p. 203-206.
- Leinz V. & Barbosa A.F. 1941. A jazida de cobre "Cerro dos Martins", Caçapava, Rio Grande do Sul, sua geologia, mineralização e prospecção. *Mineração e Metalurgia*, vol. **V**, nº 30, Rio de Janeiro.
- Leinz V., Barbosa A.F., Teixeira G.A. 1941. Mapa Geológico Cacapava-Lavras. Boletim da Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Industria e Commercio, Porto Alegre, RS, **90**:1-39.
- Leinz V. & Pinagel H. 1945. Estanho e Tungstênio no Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, **70**, 43 p.
- Leite J.A.D. 1995. Datação SCHRIMP U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-Riograndense. In SBG/Núcleo RS, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6 / Encontro de Geologia do Cone Sul, 1, Porto Alegre, RS, 1995. *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 5-12.
- Leite J.A.D. 1997. A origem dos harzburgitos da seqüência Cerro Mantiqueiras e implicações tectônicas para o desenvolvimento do Neoproterozóico no sul do Brasil. Tese de Doutoramento em Geociências, Instituto de Geociências Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 243 p.
- Leite J.A.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Chemale Jr. F. 1998. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Neoproterozoic juvenile and crustal-reworked terranes in southermost Brazil. *International Geology Reviews*, **40**:688-705.
- Leite J.A.D., Hartmann L.A., Fernandes L.A.D., McNaughton N.J., Soliani Jr., Koester E., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of gneissic basement of the Dom Feliciano Belt, southermost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(4):739-750.
- 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 SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, RN, 1990. *Anais*, 1:300-312.
- Lien T., Walker R.G., Martinsen O.J. 2003. Turbidites in the Upper Carboniferous Ross Formation, western Ireland: reconstruction of a channel and spillover system. *Sedimentology*, **50**(1):113-148.
- Lima E.F. 1995. Petrologia das rochas vulcânicas e hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul - ASLS. Curso de Pós-Graduação em Geociêcias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 338 p.

- Lima E.F. & Nardi L.S.V. 1992. O magmatismo shoshonitico no estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. *Pesquisas*, **19**(2):190-194.
- Lima E.F. & Nardi L.S.V. 1998. The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**(1):67-77.
- Lima E.F., Porcher C.A., Wildner W. 1998. Granulitos da região de Várzea do Capivarita, Bloco Encruzilhada do Sul, RS. *Pesquisas*, **25**(1):27-34.
- Lima E.F., 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 SBG/Núcleo RS, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6 / Encontro de Geologia do Cone Sul, 1, Porto Alegre, RS, 1995. Boletim de Resumos Expandidos, p. 197-199.
- Lopes R.C., Wildner W., Sander A., Caldasso A.L. 1994. Correlação entre as sequências vulcanosedimentares da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho (Caçapava do Sul), Passo do Tigre (Bagé) e Aberto do Cerro (Piratini) - RS. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Balneário Camboriú, SC, 1994, Boletim de Resumos Expandidos, 3:245-247.
- Lopes R.C., Wildner W., Sander A., Camozzato E. 1999. Alogrupo Guaritas: aspectos gerais e considerações sobre o posicionamento do vulcanismo Rodeio Velho (encerramento do Ciclo Brasiliano ou instalação da Bacia do Paraná?). In: Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, RS, 1999. *Boletim de Resumos*, Gramado, SBG, p. 17.
- Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentology, 22(2):157-204.
- Lowe D.R. 1976. Grain flow and grain flow deposits. Journal of Sedimentary Petrology, 46(2):188-199.
- Lowe D.R. 1979. Sediment gravity flows: their classification and some problems of application to natural flows and their deposits. In L.A. Doyle & O.H. Pilkey Jr., eds., *Geology of continental slopes*. Soc. Econ. Paleont. Mineral. Special Publ. 27, pp 75-82.
- Lowe D.R. 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52** (1): 279-297.
- Machado N., Koppe J.C., Hartmann L.A. 1988. Upper Proterozoic zircon age from the Bossoroca Complex, RS. In International Conference of Geochemistrry and Evolution of Contiental Crust. Poços de Caldas, MG, Brasil. *Abstracts*, Poços de Caldas,p.305.
- Machado R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 1987. Deformações brasilianas do Cinturão Dom Feliciano no Uruguai. In SBG Simpósio sul-brasileiro de geologia, 3, Curitiba, PR, 1987. Atas, 2:911-919.
- Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S., Faccini U.F. 1987. O Domo de Santana (RS): domo manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In SBG Simpósio sul-brasileiro de geologia, 3, Curitiba, PR, 1987. *Atas*, 1:167-182.
- Machado R. & Sayeg H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionaram a bacia molássica do Arroio Boici, RS. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*. 73-76.
- Mantovani M.S.M., Hawkesworth C.J., Basei M.A.S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**(3):263-268.
- Martins E.A. 1952. Uma hipótese sobre o Gonduana do Rio Grande do Sul. Engenharia, Mineração e Metalurgia, 18(103):47.
- Martins E.A. & Sena Sobrinho M. 1948. Novos fósseis e a idade da Formação Maricá no Rio Grande do Sul. Boletim do Museu Nacional, Série Geologia, Rio de Janeiro, 8.
- Martins E.A. & Sena Sobrinho M. 1955. Novos reconhecimentos geológicos no Rio Grande do Sul. Boletim do Museu Nacional, Série Geología, Rio de Janeiro, **19**, 21 p.
- 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.
- Mau H. 1959. "Ignimbritos" na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Engenharia, Mineração e Metalurgia, **19**(1):13-14.
- Mau H. 1960. Vale pré-glacial ao norte de Lavras do Sul, RGS. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 9(2):79-82.
- Mau H. 1962. Atividades magmáticas na região de Caçapava-Lavras, Estado do Rio Grande do Sul. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil, Geologia, **264**(19):5-64.
- McBride E.F. 1962. The term graywacke (discussion). Journal of Sedimentary Petrology, 32:614-615.
- McCabe A.M. 1986. Glaciomarinefácies deposited by retreating tidewater glaciers –an example from the Late Pleistocene of Northern Ireland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**(6):880-894.
- McHugh C.M.G. & Ryan W.B.F. 2000. Sedimentary features associated with channel overbank flow: examples from the Monterey Fan. *Marine Geology*, **16**(3):199-215.
- McLean J.R. 1977. The Cadomin Formation: Stratigraphy, sedimentology and tectonic implication. *Canadian Society of Petroleum Geologists Bulletin*, **25**:792-827.

- McKee E.D. & Weir G.W. 1953. Terminology for stratification and cross-stratification in sedimentary rocks. *Geological Society of America Bulletin*, **64**:381-390.
- McPherson J.G., Shanmugan G., Moiola R.J. 1987. Fan-deltas and braid deltas: varieties of coarsegrained deltas. *Geological Society of America Bulletin*, **99**:331-340.
- 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. 198 p.
- Melcher G.C., Mau H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **32**(2):43-50.
- Mello F.M. 1993. Contribuição à geologia estrutural da Unidade Porongos na sua localidade tipo: região de Pinheiro Machado, Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 122 p.
- Mello F.M. & Machado R. 1992. A estruturação em duplex dos gnaisses, granitos miloníticos e metassedimentos da região do Cerro dos Porongos, RS. *Boletim IG USP*, **12**:79-80 (Série Publicação Especial).
- Miall A.D. 1974. Palaeocurrent analysis of alluvial sediments: a discussion of directional variance and vector magnitude. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**(4):1174-1185.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-rivers depositional environment. *Earth Science Reviews*, **13**(1):1-62.
- Miall A.D. 1978. Lithofacies types and vertical profile models in braided-rivers deposits: a summary. In: Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 597-604. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- Miall A.D. 1981. Analysis of fluvial depositional systems. *AAPG Educational Course Note Series*, p. 1-75. (American Association of petroleum Geologists Special Publication 20)
- Miall A.D. 1983. Glaciomarine sedimentation in the Gowganda Formation (Huronian), northern Ontario. Journal of Sedimentary Petrology, **53**(2):477-491.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, **22**:261-308.
- Miall A.D. 1990. Principles of sedimentary basin analysis. 2nd ed., New York, Springer, 668 p.
- Miall A.D. 1991. Hierarchies of architectural units in terrigenous clastic rocks, and their relationship to sedimentation rate. In Miall A.D. & Tyler N. (eds) The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society of Economic Pleontologists and Mineralogists, Conceps in Sedimentology and Paleontology*, **3**:6-12.
- Miall A.D. 1992. Alluvial deposits. In Walker R.G. & James N.P. (eds.) Fácies models. Response to sea level changes. Geological Association of Canada, p. 119-142.
- Miall A.D. 1995. Collision-related foreland basins. In Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, New York, p. 393-424.
- Miall A.D. 1996. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Berlin, Springer, 582 p.

Miall A.D. 1997. The Geology of Stratigraphic Sequences. Springer-Verlag Berlin. 433 p.

Miall A.D. 2000. Principles of sedimentary basin analysis. 3nd ed., New York, Springer-Verlag, 616 p.

- Miall A.D. & Tyler N. 1991. The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Conceps in Sedimentology and Paleontology*, Tulsa, **3**, 309 p.
- Middleton G.V. & Hampton M.A. 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In Doyle L.J. & Pilkey Jr. O.H. (eds.) *Turbidites and Deep-WaterSedimentation. SEPM*, Pacific Section, Short Course Lecture Notes, p. 1-38 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication).
- Middleton G.V. & Hampton M.A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In Stanley D.J. & Swift D.J.P. (eds.) *Marine sediment transport and environment manegement*, New York, John Wiley & Sons, p. 197-218.
- Midtgaard H.H. 1996. Inner-shelf to lower-shoreface hummocky sandstone bodies with evidence for geostrophic influenced combined flow, Lower Cretaceous, West Greenland. *Journal of Sedimentary Research*, **66**(2):343-353.
- Miller J.M.G. 1989. Glacial advance and retreat sequences in a Permo-Carboniferous section, central Transantarctic Mountains. *Sedimentology*, **36**(3):419-430.
- Mills P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. Sedimentary Geology, **35**:83-104.
- Minioli B. & Kawashita K. 1971. Contribuição à estratigrafia do Eo-paleozóico do "Escudo Riograndense". In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, SP, 1971. *Anais*, 1:193-198.

- Misko R.M. & Hendry H.E. 1979. The petrology of sands in the uppermost Cretaceous and Paleocene of southern Saskatchewan: a study of composition influenced by grain size, source area, and tectonics. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **16**(1):38-49.
- 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 Stratigraphy – Applications to hydrocarbon Exploration. *Memoir of the American Association of Petroleum Geologists.* Tulsa, 26:53-62.
- Mohindra R. & Thakur V.C. 1998. Historic large earthquake-induced soft sediment deformation features in the Sub-Himalayan Doon valley. *Geological Magazine*, **135**(2):269-281.
- Morris W. & Busby-Spera C. 1990. A submarine-fan valley-levee complex in the Upper Cretaceous Rosario Formation: implications for turbidite facies models. *Geological Society of America Bulletin*, **102**:900-914.
- Mutti E. 1974. Examples of ancient deep-sea fan deposits from circum-Mediterranean geosynclines. In Dott Jr. R.H. & Shaver R.H. (eds.) *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **19**, p. 92-105.
- Mutti E. 1977. Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (south-central Pyrenees, Spain). *Sedimentology*, **24**(1):107-131.
- Mutti E. 1985. Turbidite systems and their relations to depositional sequences. In G.G. Zuffa (ed.) *Provenance of arenites*, D.Reidal Publishing, Dordrecht, p. 65-93.
- Mutti E. 1992. Turbidite Sandstones. AGIP Special Publication, Milan, Italy, 275 p.
- Mutti E., Davoli G., Tinterri R., Zavala C. 1996. The importance of ancient flucio-deltaic systems dominated by catastrophic flooding in tectonally active basins. *Memorie di Scienze Geologiche* **48**:233.
- Mutti E., Nilsen T.H., Ricci Lucchi F. 1978. Outer fan depositional lobes of the Laga Formation (upper Miocene and Iower Pliocene), east-central Italy. In Stanley D.J. & Kelling G.(eds.) Sedimentation in Submarine Canyons, Fans, and Trenches, Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross, p. 210-223.
- Mutti E. & Normark W.R. 1991. An integrated aproach to the study of turbidite systems. In P. Weimer & M.H. Link (eds.) Seismic facies and sedimentary process of submarine fans and turbidite systems. Springer-Verlag, p. 75-106.
- Mutti E. & Ricci-Lucchi F. 1972. Le turbiditi dell'Appennino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies. Memorie della Società Geologica Italiana, 11:336-357.
- Mutti E. & Sonnino M. 1981. Compensation cycles: A diagnostic feature of turbidite sandstone lobes. *Abstracts volume*, European Regional Meeting of International Association of Sedimentologists, 2, Bologna, Italy, p. 120-123.
- Mutti E., Tinterri R., Remacha E., Mavilla N., Angella S., Fava L. 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective. *AAPG Continuing Education Course Note Series* **39**, Tulsa, OK, 61 p.
- Myrow P.M. & Southard J.B. 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**(1):202-210.
- Myrow P.M. & Southard J.B. 1996. Tempestite deposition. *Journal of Sedimentary Research*, 66(5):875-887.
- Nardi L.S.V. & Bitencourt M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(2):153-169.
- Nardi L.S.V. & Lima E.F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**(2):139-146.
- Nardi L.S.V., Lima E.F., Gastal M.C.P. 1992. Magmatismo no Grupo Bom Jardim: afinidade geoquímica e significado geotectônico. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 82-89.
- Nardin T.R., Hein F.J., Gorsline D.S. & Edwards B.D. 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems. In Doyle L.J. & Pilkey O.H. (eds) *The Geology of Continental Slopes*, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ., **27**, p.61-73.
- Naumann M.P., Hartmann L.A., Koppe J.C., Chemale Jr. F. 1984. Seqüências supracrustais, gnaisses graníticos, granulitos e granito intrusivos da região de Ibaré-Palma, RS Geologia, aspectos estratigráficos e considerações geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, RJ. *Anais*, **5**:2417-2425.
- Nelson C.H. & Nilsen T.H. 1974. Depositional trends of modern and ancient deep-sea fans. In Dott Jr. R.H. & Shaver R.H. (eds.) Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, **19**, p. 69-91.

- Nemec W. 1990. Aspects of sediment movement on steep delta slopes. In Collela A. & Prior D.B. (eds.) *Coarse grained deltas*, p. 29-73 (International Association of Sedimentologists Special Publication 10).
- Nemec W. & Steel R.J. 1984. What is a fan delta and how do we recognize it? In Nemec W. & Steel R.J. (ed.) Sedimentology and Tectonic Settings, Blackie and Son, London, p. 3-13.

Netto R.G., Paim P.S.G., Rosa C.L.M. 1992. Informe preliminar sobre a ocorrência de traços fósseis em sedimentitos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 90-96.

- Nilsen T.H. 1969. Old red sedimentation in the Buelandet-Vaerlandet Devonian District, western Norway. Sedimentary Geology, 3:35-57.
- Nilsen T.H. 1981. Upper Devonian and Lower Mississipian Redbeds, Brooks Range, Alaska. In Miall A.D. (ed.) *Sedimentation and Tectonics in Alluvial Basins*, p. 187-219 (Geological Association of Canada. Special Paper 23).
- Nilsen T.H. 1982. Alluvial fans. Scholle P.A. & Spearing D. (eds.) *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, AAPG, p. 2-84. (American Association of petroleum Geologists Memoir 31)
- Nilsen T.H. 1985. Modern and ancient alluvial fan deposits, New York, Van Nostrand Reinhold, 372 p.
- Nilsen T.H., Imperato D.P., Moore W.R. 1994. Reservoir geometry and architecture of productive Upper Cretaceous mud-rich and sand-rich submarine-fan systems, Sacramento Basin, California. In Weimer P., Bouma A.H., Perkins B.F. (eds.) *Sumarine fans and turbidite systems: Sequence stratigraphy, reservoir architecture and production characteristics*, p. 269-280.
- Normark W.R. 1974. Submarine canyons and fan valleys: factors affecting growth patterns of deep-sea fans. In Dott Jr. R.H. & Shaver R.H. (eds.) *Modern and ancient geosynclinal sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, **19**, p. 56-68.
- Normark W.R. & Piper D.J.W. 1969. Deep-sea fan-valleys, past and present. Geological Society of America Bulletin, 80:1859-1866.
- Normark W.R., Barnes N.E., Bouma A.H. 1985. Comments and new directions for deep-sea fan research. In Bouma A.H., Normark W.R., Barnes N.E. (eds.). *Submarine fans and related turbidite systems*, New York, Springer-Verlag, 341-343.
- Normark W.R. & Piper D.J.W. 1992. Turbidity current processes. US Geological Survey Bulletin, B2007:22-31.
- Normark W.R., Piper D.J.W., Hiscott R.N. 1998. Sea level effects on the depositional architecture of the Hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California. *Sedimentology*, **45**(1):53-70.
- Obermeier S.F. 1996. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Engineering Geology*, **44**(1-4):1-76.
- Obermeier S.F., Jacobson R.B., Smoot J.P., Weems R.E., Gohn G.S., Monroe J.E., Powars D.S. 1990. Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. *U. S. Geological Survey Professional Paper*, **1504**, 44p.
- O'Brien P.E. 1989. Subglacial sedimentary features in Late Paleozoic sedimentary rocks, central Victoria, Australia. Sedimentary Geology, 61(1):1-15.
- Odin G.S. 1988^a. Green Marine Clays. Developments in Sedimentology 45, Elsevier Amsterdam, 112 p.
- Odin G.S. (ed). 1988[°]. Green Marine Clays: oolitic irestone facies, verdine facies, glaucony facies and celadonite-bearing facies a comparative study. Elsevier, Amsterdam, 455 p.
- Odin G.S. 1994. Geological time scale. C.R. Academie Sciences, Paris, vol. II, 318:59-71.
- Odin G.S. 1997. Phanerozoic Time Scale. Bulletin Liaison Inform., 14.
- Odin G.S. & Matter A. 1981. De glauconiarum origine. Sedimentoloy, 20:611-641.
- Ohara T. 1982. Aplicação do Programa Realce pelas Componentes Principais na Região das Minas do Camaquã - RS. In SBG Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 1. Brasília, DF, 1982. Anais, 1:34-37.
- Okada H. 1971. Inverted grading in gravels and conglomerates. *Geological Society of Japan Bulletin*, **74**(11):589-594.
- Oliveira J.M.M.T. 1992. Formação Arroio dos Nobres: depósitos marinhos ou continentais? Uma discussão. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 106-112.
- Oliveira J.M.M.T. 1994. Tectônica e sedimentação da Bacia do Camaquã Contribuição ao estudo de uma *strike-slip basin* eopaleozóica no sul do Brasil. Curso de Pós-Graduação em Geociêcias, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 102 p.

- 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 SBG Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 3, Rio Claro, SP, 1991. *Boletim de Resumos Extensos*, 58-59.
- Oliveira J.M.M.T. & Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasilianas, mito ou realidade? In SBG/UNISINOS, Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 97-105.

Oyhantçabal P., Muzio R., Souza S. 1993. Geologia y aspectos estructurales del borde orogénico en el extremo sur del Cinturon Don Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**(3):296-300.

- Pazos P.J., Tófalo R.O., Sánchez-Bettucci L. 1998. Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In SUG/Facultad de Ciencias, Congresso Uruguayo de Geología, 2, Punta del Este, 1998. *Actas*, p. 64-69.
- Paim P.S.G. 1992. Alluvial paleogeography of Guaritas depositional sequence (Cambrian of Southern Brazil). In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 113-119.
- Paim P.S.G. 1994. Depositional Systems and Paleogeographical Evolution of the Camaquã and Santa Bárbara Basins, Brazil. Phil. Doctor Thesis, Oxford. v.I, 277 p. (inédito).
- Paim P.S.G. 1995. Fluvial paleogeography of Guaritas depositional sequence of southern Brazil. In Plint A.G. (ed.) Sedimentary Facies Analysis, p. 3-16. (International Association of Sedimentologists. Special Publication 22)
- Paim P.S.G. 1996. O sistema desértico úmido Pedra Pintada (cambro-ordoviciano do RS). In SBG Núcleos Bahia/Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, 2:207-209.
- Paim P.S.G., Chemale Jr. F., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In M. Holtz, L. F. De Ros (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul.
- 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, 9:41-45.
- Paim P.S.G., Faccini U.F., Fragoso-Cesar A.R.S., Lavina E.L. 1986. Modelo submarino para a Formação Maricá no Vale do Piquiri (RS): Leques Submarinos X "Debris Apron". In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia, 1986. *Anais*, .
- Paim P.S.G. & Lopes R.C. 2000. Geologia da região das Minas do Camaquã. In Ronchi & Lobato (orgs.) Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Ed. UNISINOS, p. 111-132.
- 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 SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro Geologia do Cone Sul, Porto Alegre, RS, 1995. Boletim de Resumos Expandidos, p. 39-50.
- Pattison, S.A.J. 1995. Sequence stratigraphic significance of sharp-based lowstand shoreface deposits, Kenilworth Member, BookCliffs, Utah. AAPG Bulletin, **79**:444-462.
- Pazos P.J., Tófalo R.O., Sánchez-Bettucci L. 1998. Procesos sedimentarios e indicadores paleoclimáticos en la sección inferior de la Formación Playa Hermosa, Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In SUG/Facultad de Ciencias, Congresso Uruguayo de Geología, 2, Punta del Este, 1998. *Actas*, p. 64-69.
- Pazos P.J., Sánchez-Bettucci L, Tófalo R.O. 2003. The Record of the Varanger Glaciation at the Río de La Plata Craton, Vendian-Cambrian of Uruguay. *Gondwana Research* **6**(1):65-77.
- 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). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Monografia de Trabalho de Formatura, 55 p.
- Pelosi A.P.M.R. 2001. Evolução tectônica e sedimentar do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III Cambriano) na porção norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental Caçapava do Sul, RS. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Dissertação de Mestrado, p.
- 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*. Rio de Janeiro (CDROM).
- Pelosi A.P.M.R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(2) (no prelo).
- Pelosi A.P.M.R., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Janikian L., Almeida R.P., Cardoso da Silva A.J. 2001. Evidência de atividade vulcânica sin-sedimentar na Formação Maricá (Neoproterozóico III), Rio

Grande do Sul, Brasil In Congreso Latinoamericano de Geología, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, 2001 (CDRom).

- Petit J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**(5/6):597-608.
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda y Ojeda H., Fúlfaro V.J., Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4):370-415.
- Pettijohn F.J. 1975. Sedimentary Rocks. Harper & Raw, 718 p.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. 1987. Sand and Sandstone. 2nd ed., Springer-Verlag, N. York, 618 p.

- Philipp R.P., Machado R., Nardi L.V.S., Lafon J.M. 2002. O magmatismo granítico neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**(2):277-290.
- Picada R.S. 1965. Ocorrências de migmatitos, granitos e greizens controlados por fraturas regionais, Encruzilhada do Sul, RS. *Boletim da Escola de Geologia*, UFRGS, **14**:7-59.
- Picada R.S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-Riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 25, São Paulo, SP, 1971. *Anais*, **1**:167-191.
- Pickering K.T. 1987. Wet-sediment deformation in the Upper Ordovician Point Learnington Formation: an active thrust-imbricate system during sedimentation, Notre Dame Bay, north-central Newfoundland. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 213-239 (Geological Society Special Publication 29).
- Pickering K.T., Stow D.A.V., Watson M., Hiscott R.N. 1986. Deep-water facies, process and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Science Reviews*, **23**:75-174.
- Pinto I.D. 1947. Novos fósseis na Formação Maricá. Boletim da Faculdade de Ciências e Letras da Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1(1): .
- Pinto I.D. 1955. Série Maricá e Formação Teixeira Soares no Rio Grande do Sul, histórico, idade e correlação. Descoberta de fósseis na Formação Palermo no Rio Grande do Sul. *Boletím do Instituto de Ciências Naturais*, **2**:1-18.
- Piper D.J.W. & Normark W.R. 1971. Re-examination of a Miocene deep-sea fan and fan-valley, southern California. *Geological Society of America Bulletin*, **82**:1823-1830.
- Piper D.J.W. & Stow D.A.V. 1991. Fine grained turbidites. In Einsele G., Richen W. & Seilacher A. (eds.) *Cycles and Events in Stratigraphy.* Springer-Verlag, Berlin, p. 360-376.
- Pitman E.D. 1969. Destruction of plagioclase twins by stream transport. *Journal of Sedimentary Petrology*, **39**:1432-1437.
- Pitman E.D. 1970. Plagioclase feldspar as an indicator of provenance in sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **40**:591-598.
- Plint A.G. 1995 Sedimentary facies analisys International Association of Sedimentologists Special Publication. 384 p.
- Porada H. 1979. The Damara-Ribeira Orogen of the Pan African-Brazilian Cycle in Namibia (southwest Africa) and Brazil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, **57**:237-265.
- Posamentier H.W., Allen G.P., James D.P., Tesson M. 1992. Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples and exploration significance. *American Association of Petroleum Gelogists*, **76**:1687-1709.
- Posamentier H.W., Erskine R.D., 1991. Models for submarine-fan deposition within a sequence stratigraphy framework. In P. Weimer & M.H. Link (eds.) Seismic facies and sedimentary process of submarine fans and turbidite systems. Springer-Verlag, p. 127-136.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988a. Eustatic controls on clastic deposition I conceptual framework. In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds.) Sea-level Changes – An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:109-124.
- Posamentier H.W., Jervey M.T., Vail P.R. 1988b. Eustatic controls on clastic deposition II sequence and system tracts models. In In Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds.) Sea-level Changes – An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42:125-154.
- Postma G., Nemec W. & Kleinspehn K.L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacemement. *Sedimentary Geology*, **58**(1):47-61.
- Potter P.E. 1959. Facies models conference. Science, 129:1292-1294.
- 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 of Sedimentary Petrology*, **23**:117-119.

Preciozzi F.P., Masquelin H., Sánchez L.B. 1993. Guia de Excursiones: In DINAMIGE/Facultad de Agronomia, Simpósio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, 1993. 1, p.1-39.

Preciozzi F., Pena S., Masquelin H., Oyhantçabal P. 1991. *Memoria explicativa del Fotoplano Piriápolis, escala 1:100.000*. Montevideo, DI.NA.MI.GE.-UDELAR.

Preciozzi, F., Spoturno, J., Heinzen, W. 1979. *Carta geo-estructural del Uruguay a escala 1:2000.000*. MIE, Instituto de Geologia y Ingeneria Eduardo Terra Arocena. Montevideo, Uruguay.

Preciozzi F.P., Spoturno J., Heizen W., Rossi P. 1985. Carta geológica del Uruguai a escala 1/500.000. Ed. DINAMIGE.

Price N. & Cosgrove J.W. 1990. Analysis of Geological Structures. Cambridge University Press. 502 p.

- Prior D.B., Coleman J.M., Bornhold B.D. 1982. Results of a known seafloor instability event. *Geo-Marine Letters*, **2**: 117-122.
- Radam, Projeto 1986. Folhas SH.22 Porto Alegre, SI.22 Lagoa Mirim e SH.21 Uruguaiana. Levantamento de recursos naturais. Texto explicativo e 1 mapa geológico escala 1:1.000.000, Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (FUNDAÇÃO IBGE, v. 33).
- Ramos V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America A Collisional History. *Episodes*, **11**(3):168-174.
- Reading H.G. 1986. Sedimentary fácies and environments. 2nd ed. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 615 p.

Reading H.G. 1996. Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy. Blackwell Science, 668 p.

- Reading H.G. & Collinson J.D. 1996. Clastic coasts. In: H.G. Reading (ed.) 1996. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. p. 154-231.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1972. Genesis of laminated sand and graded rhythmites in storm-sand layers of shelf mud. *Sedimentology*, **18**(1):123-128.
- Reineck H.E. & Singh I.B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*, 2nd ed., Berlin, Springer-Verlag, 549 p.
- Remane J., Bassett M.G., Cowie J.W., Gohrbandt K.H., Lane H.R., Michelsen O., Wang, Naiwen. 1996. Revised guidelines for the establishment of global chronostratigraphic standards by the International Commission on Stratigraphy (ICS). *Episodes*, **19**(3):77-81.
- Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Groves D.L., Reishl J.L. 1997. Pb and S isotope signature of sulphides and constraintes on timing and sources of Cu (Au) mineralisation at the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. In FAPESP/CNPq/CPRM, South American Simposium on Isotope Geology, 1, Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstrats*. p. 253-255.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 1999. Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil. In SBG Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, 1999. *Boletim de Resumos*, Gramado, p. 83.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R. 2000^a. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil, *Journal of South American Earth Sciences*, **13**(3):191-216.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reishl J.L. 2000^b. A distalmagmatichydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**(2):155-174.
- Reynolds D.L. 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. *American Journal of Sciences*, **252**:577-614.
- Ribeiro H.J.P.S. (org.) 2001. Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações. Editora UNISINOS, São Leopoldo, RS, 428 p.
- Ribeiro M. 1983. Informes sobre a Formação Maricá. Inheríngia, Série Geologia, Porto Alegre, 7:1-50.
- 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, **247**:1-142.
- Ribeiro M., Bocchi P. R., Figueiredo Filho P. M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul.* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, **127**, 232 p.
- Ribeiro M. & Carraro C.C. 1971. Geotectonic map of the Caçapava do Sul region, RS, Brasil. Porto Alegre, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Série Geológica* **5**;19-54.
- 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. *Ihneríngia*, Série Geologia, Porto Alegre, **5**:19-54.
- Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Sintese da Geologia do Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, PE, Anais, 6:2451-2463.

Ribeiro M. & Teixeira C.A.S. 1970. Datações de rochas no Rio Grande do Sul e sua influência nos conceitos estratigráficos e geotectônicos locais. *Inheríngia, Série Geologia*, **3**:109-120.

- Ribeiro M.J. 1978. Mapa previsional do cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense. Nota explicativa. Série Geologia, n. 3 - Seção Geologia Econômica, DNPM, Brasília, 1:1-104.
- Ribeiro M.J. 1992. Síntese sobre os minérios estratiformes da "Bacia do Guaritas". In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 120-123.
- Ribeiro M.J., Badi W.S.E., Gonzalez A.P., Gonzalez M.A., Licht O.A.B., Teixeira G. 1980. Jazida Santa Maria, chumbo e zinco estratiformes no grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, **3**:1725-1742.
- Ribeiro de Almeida T.I., Fambrini G.L., Branco F.C., Silva Filho, W.F. da, Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., McReath I. 1996. Processamento digital e interpretação geológica de imagens TM-Landsat da região das Minas do Camaquã, Estado do Rio Grande do Sul. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**(4):598.
- Ribeiro de Almeida T.I., Silva Filho, W.F. da, Fambrini G.L., Sayeg H.S., McReath I., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R. 1997. Digital processing and geological interpretation of TM-Landsat images of the area east of the Camaqua Mines in Rio Grande do Sul State, southern Brazil. *Boletim IG-USP*, **28**:101-118 (Série Cientifica).
- Ribeiro de Almeida T.I., Silva Filho, W.F. da, Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1995. Procesamiento digital e interpretación geológica de imágenes TM-LANDSAT del área al este de la Mina de Camaquã (límite Proterozoico/Fanerozoico), estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In Congresso Latino Americano del Percepción Remota, 7, Puerto Vallarta, 1995. *Memorias*, Puerto Vallarta, p. 457-469.
- Riccomini C. & Coimbra A.M. 1993. Sedimentação em rios entrelaçados e anastomosados. *Boletim IG-USP*, Série Didática, São Paulo, SP, 6:1-44.
- Riccomini C., Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbatal Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **64**(3):210.
- Rice S. & Church M. 1996. Sampling surficial fluvial gravels: the precision of size distribution percentile estimates. *Journal of Sedimentary Research*, **66**(3):654-665.
- Rimington N., Cramp A., Morton A. 2000. Amazon Fan sands: implications for provenance. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(2):267-284.
- Robertson J.F. 1966. Revision of stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. Notas e Estudos, IG-UFRGS, Porto Alegre, 1(2):41-54.
- Rocha-Campos A.C., Santos P.R. dos, Canuto J.R. 2000. Late Paleozoic glaciotectonic structures in northern Paraná Basin, Brazil. Sedimentary Geology, **135**(1-2):131-143.
- Roisenberg A., Loss E.L., Altamirano J.A.F., Ferreira A.C. 1983. Aspectos petrológicos e geoquímicos do vulcanismo Pré-cambriano Eopaleozóico do Rio Grande do Sul com base nos elementos maiores. *Atas do I Simpósio Sul-Brasileiro de Geología* Porto Alegre – RS, 271-285.
- Ronchi L.H. & Lobato A.O.C. 2000. Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo, Ed. UNISINOS, 366 p.
- Ronchi L.H., Murta C.R., Godoy M.M. 1998. O minério sulfetado no arenito inferior da mina de cobre Uruguai, RS. In SBG, Congresso brasileiro de geologia, 40, Belo Horizonte, MG, 1998, *Boletim de Resumos Expandidos*, 1:154.
- Rust B.R. 1972^a. Structure and process in a braided river. Sedimentology, 18:221-245.
- Rust B.R. 1972^b. Pebble orientation in fluvial sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**(4):384-388.
- Rust B.R. & Koster E.H. 1984. Coarse alluvial deposits. In Walker R.G. (ed.) Facies models. 5th ed., *Geoscience Canada, Reprint Series*, 1, p. 53-69.
- Ryder R.T. & Thompson A. 1989. Tectonically controlled fan delta and submarine fan sedimentation of late Miocene age, southern Temblor Range, California. USGS Professional Paper, **1442**, 59 p.
- Sánchez-Bettucci L. 1998. Evolución tectónica del cinturón Dom Feliciano en la región Minas-Piriápolis, República Oriental del Uruguay. Universidad de Buenos Aires, Tesis de Doctorado, 344p.
- Sánchez-Bettucci L. & Linares E. 1996. Primeras edades Potasio-Argón en basaltos del Complejo Sierra de las Animas, Uruguay. In Congreso Geológico Argentino, 13 y Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3, *Actas*, I: 399-404.
- Sánchez Bettucci L & Pazos P. 1996. Análisis Paleoambiental y Marco tectónico en la Cuenca Playa Verde, Piriápolis, Uruguay. In: XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos, I: 405-412.
- Sánchez-Bettucci L. & Rapalini A.E. 1998. La curva de desplazamiento polar aparente neopaleozoica del craton Rio de La Plata In SUG/Facultad de Ciencias, Congresso Uruguayo de Geología, 2, Punta del Este, 1998. *Actas*, p. 14-15.

- Sánchez-Bettucci L. & Rapalini A.E. 2002. Paleomagnetism of the Sierra de Las Animas Complex, southern Uruguay: its implications in the assembly of western Gondwana. *Precambrian Research*, **118**(3-4):243-265.
- 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 SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, 1978. *Anais*, **2**:670-684.
- Santos E.L., Ramgrab G.E., Maciel L.A., Mosmann R. 1989. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Sul (1:1.000.000) e parte do Escudo Sul-Rio-Grandense (1:600.000). DNPM, Porto Alegre.
- Sartori P.L.P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: modelo evolucional de granitos do sul do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Tese de Doutoramento, 196 p.
- Sartori P.L.P. & Kawashita K. 1985. Petrologia e geocronologia do batólito granítico de Caçapava do Sul, RS. In SBG Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2, Florianópolis, SC, 1985. *Anais*, **1**:102-115.
- Sartori P.L.P. & Kawashita K. 1989. Petrologia e geocronologia do stock granítico Santos Ferreira e sua correlação com o Batólito de Caçapava do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **12**(29):125-142.
- Sanders J.E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. In Middleton G.V. (ed.) *Primary Sedimentary Structures and Hydrodynamic Interpretation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 12, p. 192-219.

Sanders J.E. 1981. Principles of Physical Geology. John Wiley, New York, 624 p.

- Satur N., Hurst A., Cronin B. T., Kelling G., Gürbüz K. 2000. Sand body geometry in a sand-rich, deepwater clastic system, Miocene Cingöz Formation of southern Turkey. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2):239-252.
- Sayeg H.S. 1993. Evolução geológica brasiliana da Bacia do Arroio Boici, RS. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Dissertação de Mestrado, 103 p.
- Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992^a. Evolução brasiliana da bacia transcorrente do Arroio Boici, RS. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 129-132.
- Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Coimbra A.M., Mello F.M. de & Fambrini G.L. 1993. Evolução da região do Arroio Boici (RS) durante a Orogenia Serra do Herval. In: DINAMIGE-Fac. Agronomia Simpósio Internacional del Neoproterozoico-Cambrico de la Cuenca del Plata, 1, La Paloma-Minas, Uruguai, 1993. *Resumenes. Extensos*, Tomo I, res. 9.
- Sayeg H.S, Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Fambrini G.L. 1992^b. A bacia transcorrente brasiliana do Vale do Arroio Boici no contexto da Antefossa Arroio dos Nobres, RS. *Boletim IG-USP*, *Série Publicação Especial*, **12**:103-104.
- Scherer C.M.S., Paim P.S.G., Melo M.A. 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvioeólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In SBG Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul- Escudo e Bacias, 1, Porto Alegre, RS, 2003, Anais, p. 99-103.
- Schimidt R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the I.U.G.S. Subscommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, **9**,41-43.
- Scholle P.A. (ed.) 1979. A color illustrated guide to constituents, textures, cements, and porosity of sandstones and associated rocks. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* **28**, Tulsa, Oklahoma, 202 p.
- Schultz A.W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**(5):759-772.
- Schumm S.A. 1985. Patterns of alluvial rivers. Annual Review of Earth and Planetary Science, 13:5-27.
- Scott B. & Price S. 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, **147**:167-170.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, 13: 155-159.
- Seilacher A. 1982^a. Distinctive features of sandy tempestites. In Einsele G. & Seilacher A. (eds.) Cyclic and event stratification. Berlin, Springer-Verlag, p. 333-349.
- Seilacher A. 1982^b. General remarks about event deposits. In Einsele G. & Seilacher A. (eds.) *Cyclic and event stratification*. Berlin, Springer-Verlag, p. 161-174.
- Selley R.C. 1987. Ancient sedimentary environments, a brief survey. London, Chapman & Hall, 237 p.
- Shanmugan G. 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? *Journal of Sedimentary Research*, **66**(1):2-10.
- Shanmugan G. 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water process and facies models —a critical perpective. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(2):285-342.
- Shanmugan G. 2002. Ten turbidite myths. Earth-Science Reviews, 58(3-4):311-341.

- Shepard A. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *Journal of Sedimentary Petrology*, **24**(3): 151-158.
- Shumway G.A. 1953. Rafted pebbles from the deep ocean of Baja California. *Journal of Sedimentary Petrology*, **23**(1):24-33.
- Silva A.J.C. 2000. Análise de proveniência e petrografia do Grupo Camaquã em uma seção entre Pinheiro e Coxilha dos Mouras na Sub-Bacia Vale do Piquiri (município de Encruzilhada do Sul, RS). Relatório final de Iniciação Científica, PIBIC/CNPq, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 46 p.
- Silva A.J.C., Fragoso-Cesar A.R.S.; Fambrini G.L. 2000. Análise de fácies e petrografia da Formação Santa Bárbara na Sub-Bacia Vale do Piquiri em uma seção entre Pinheiro e Coxilha dos Mouras, município de Encruzilhada do Sul, RS). In SBPC, Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo, 8, São Carlos, SP, Resumos, 2:365.
- Silva Filho W.F. 1997. A Formação Guaritas na porção centro-sudeste da Bacia do Camaquã-RS. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 121 p.
- Silva Filho W.F., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Ribeiro de Almeida T.I. 1996^a. O magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no eopaleozóico do Rio Grande do Sul: Uma revisão. In SBG Núcleos Bahia/Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. Boletim de Resumos Expandidos, **5**:433-435.
- Silva Filho W.F., Machado R., Teixeira G., Dornelles N., Fambrini G.L., Sayeg H.S., Sales F.F., Ribeiro de Almeida T.I., Fragoso-Cesar A.R.S. 1996^b. Caracterização geométrica e cinemática dos falhamentos na região das Minas do Camaquã, Bacia do Camaquã, RS. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**(4):600-601.
- Sims J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norma Lake, San Fernando, California. *Science*, **182**:161-163.
- Sims J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, **29**:141-152
- Sloss L.L. 1963. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, **74**(2):93-114.
- Smith G.A. 1986. Coarse-grained nonmarine volcaniclastic sediments: Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, **97**(1):1-10.
- Smith G.A. 1991. Facies sequences and geometries in continental volcaniclastic sequenses. In Fisher R.V. & Smith G.A. (eds). Sedimentation in Volcanic Settings. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 45:109-122.
- Sneh A. 1979. Late Peistocene fan-deltas along the Dead Sea rift. *Journal of Sedimentary Petrology*, **49**(5):541-552.
- Soares E.A.A. 1998. Fácies litorâneas glaciais da Formação Nhamundá (Siluriano Inferior), na região de Presidente Figueiredo, AM, Bacia do Amazonas. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, Dissertação de Mestrado, 98 p.
- Soliani Jr. E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. Tese de Doutoramento, 425 p.
- Soliani Jr. E., Koester E., Fernandes L.A.D. 2000. A geologia isotópica do Escudo Sul-Rio Grandese. Parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas. In M. Holtz, L. F. De Ros (eds) *Geologia do Rio Grande do Sul.*
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):245-254.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Matos D. 2001. Ignimbritos ricos em cristais do Platô da Ramada –RS, Brasil. In Congreso Latinoamericano de Geología, XI / Congreso Uruguayo de Geología, 3, Montevideo, Uruguai, 2001 (CDRom).
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D., Pierosan R., Waichel B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In SBG Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul– Escudo e Bacias, 1, Porto Alegre, RS, 2003, *Anais*, p. 105-110.
- Southard J.B., Lambie J.M., Federico D.C., Pile H.T., Weidman C.R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscilatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**(1):1-17.

Spjeldnaes N. 1981. Ice-rafting, an indication of glaciation? Science, 214(4521):687-688.

Stabel L.Z., Nardi L.V.S., Plá Cid J. 2001. Química mineral e evolução petrológica do Sienito Piquiri. Revista Brasileira de Geociências., 31(2):155-162.

Stanistreet I.G & McCarthy T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. Sedimentary Geology, **85**:115-133. .

- Stauffer P.H. 1967. Grain flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountains, California. *Journal* of Sedimentary Petrology, **37**:481-508.
- Steel R.J. 1976. The Devonian Basins of Western Norway Sedimentary response to tectonism and to varying tectonic context. *Tectonophysics*, **36**:207-224.
- Steel R.J. & Aasheim S. 1978. Alluvial sand deposition in a rapidly subsiding basin (Devonian, Norway). In Miall A.D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 385-413. (Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir, 5).
- Steel R.J. & Gloppen T.G. 1980. Late Caledonian (Devonian) basin formation, western Norway: signs of strike-slip tectonics during infilling. In Ballance P.F. & Reading H.G. (eds.) Sedimentation in Obliqueslip mobile zones. Special Publication of international Association Sedimentologists, 4:79-103.
- Steel R.J., Maehle S., Nilsen H., RØe S.L., Spinnangar Å. 1977. Coarsenig-upward cycles in the alluvium of Hornelen Basin (Devonian), Norway: sedimentation response to tectonic events. *Geological Society of America Bulletin*, **88**:1124-1134.
- Stelting C.E., Bouma A.H., Stone C.G. 2000. Fine-grained turbidites systems: overview. In Bouma A.H. & Stone C.G. (eds.) *Fine-Grained Turbidites Systems.* AAPG Memoir 72 and SEPM Special Publication 68, p 1-7.
- Stow D.A.V. 1986. Deep clastic seas. In Reading H.G. (ed.) Sedimentary facies and environments. 2nd edition. Blackwell Scientific, Oxford, p. 399-444.
- Stow D.A.V. & Johansson M. 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(2):145-174.
- Stow D.A.V. & Mayall M. 2000. Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology*, **17**(2):125-135.
- Suguio K. 1998. Dicionário de geologia sedimentar e áreas afins. Editora Bertrand Brasil, 1217 p.
- Suttner L.J. & Basu A 1985. The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson pointcounting method - Discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(4):616-627.
- Teixeira E. 1937. Cobre no Rio Grande do Sul. S.F.P.M., Avulso, 22, Rio de Janeiro.
- Teixeira G. 1978. Conteúdo da prata e ouro no minério de cobre das Minas do Camaquã. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, PE, 1978. *Anais*, **4**:1633-1643.
- Teixeira G., Gonzalez A.P., Gonzalez M.A., Licht O.A.B. 1978^a. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito Minas do Camaquã. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, PE, 1978. *Anais*, **4**:1644-1654.
- Teixeira G., Gonzalez A.P., Gonzalez M.A., Licht O.A.B. 1978^b. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. In SBG Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, PE, 1978. *Anais*, **4**:1893-1905.
- Teixeira W. 1982. Folhas SH.22 Porto Alegre, SI.22 Lagoa Mirim e SH.21 Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (relatório interno).
- Teixeira W., Rene P.R., Bossi J., Campal N., D'Agrella Filho M.S. 1999. ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr geochronology of the Uruguayan dike swarm, Rio de La Plata Craton and implications for Proterozoic intraplate activity in western Gondwana. *Precambrian Research*, **93**(2):153-180.
- Thomas G.S.P. & Connell R.J. 1985. Iceberg drop, dump, and grounding structures from Pleistocene glacio-lacustrine sediments, Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**(2):243-249.
- Visser J.N.J. & Loock J.C. 1987. Ice margin influence on glaciomarine sedimentation in the Permo-Carboniferous Dwyka Formation from the southwestern Karoo, South Africa. Sedimentology, **34**(5):929-941.
- Tessari R.I. 1965. Evolução Geotectônica do Escudo Sul-Riograndense. Conferência no Núcleo do Rio Grande do Sul da Sociedade Brasileira de Geologia, 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**, 122 p.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil.* Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 147 p. (Boletim 124).
- Todd S.P. 1989. Stream-driven, high-density gravelly traction carpets: possible deposits in the Traberg Conglomerate Formation, SW Ireland and some theoretical considerations of their origin. *Sedimentology*, **36**:513-530
- Tucker M. E. 1989. The field description of sedimentary rocks. Geological Society of London, Handbook Series, p. 91-97.
- Umpierre M. & Halpern M. 1971. Edades Rb-Sr en rocas cristalinas del sur de la República Oriental del Uruguay. Asociación Geologica Argentina, Revista, 26(2):133-151.
- 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 Payton C.E. (ed.) Seismic stratigraphy - applications to hidrocarbon exploration. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 26: 63-97.

- Van Houten F.B. & Purucker M.E. 1984. Glauconitic peloids and chamositic ooids favorable factors, constraints, and problems. *Earth Science Reviews*, **20**:211-243.
- Van Houten F.B. & Purucker M.E. 1985. On the origin of glauconite and chamositic granules. *Geo-Marine Letters*, **5**:47-49.
- Van Wagoner J.C. & Bertran G.T. 1995. Sequence Stratigraphy of Foreland Basin Deposits. American Association of Petroleum Geologists Memoir 64, 487 p.
- Van Wagoner J.C., Mitchum R.M., Campion K.M., Rahmanian V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. *American Association of Petroleum Gelogists.* / Methods in Exploration Series **7**:55.
- 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 Wilgus C.K., Hastings B.S., Kendall C.G.ST.C., Posamentier H.W., Ross C.A., Van Wagoner J.C. (eds.) Sea-level Changes – An Integrated Approach, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 42:30-45.
- Veigel R. 1992. Diagênese de rochas siliciclásticas: o exemplo do Membro Vargas, Eopaleozóico da Bacia do Camaquã -RS. Acta Geologica Leopoldensia, **15**(35):27-154.
- Veigel, R. & Dardene, M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):55-67.
- Vieira Jr. N., Fernandes L.A.D., Koester E., Scherer C.S. 1989. Enclaves microgranulares do Maciço Sienítico de Piquiri RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **29** (12):185-206.
- Vieira Jr. N. & Soliani Jr. E. 1989. Um novo modelo genético-evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **29** (12):143-160.
- Vittori E., Labini S.S., Serva L. 1991. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art. In: M. Stucchi, D. Postpischl & D. Slejko (Eds.) Investigations of Historical Earthquakes in Europe. *Tectonophysics*, **193** (1-3):9-32.
- Walker R.G. 1967. Turbidite sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**(1):25-43.
- Walker R.G. 1975^a. Conglomerate: sedimentary structures and facies models. In Harms J.C., Southard J.B., Spearing D.R., Walker R.G. (eds.) *Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences.* SEPM Short Course 2, Dallas, p. 133-161 (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists).
- Walker R.G. 1975^b. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *Geological Society of America Bulletin*, **86**:737-748.
- Walker R.G. 1978. Deep water sandstone facies and ancient submarine fans models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **62**:932-966.
- Walker R.G. 1979. Facies models. 1st ed., Geoscience Canada, Reprint Series, 211p
- Walker R.G. 1985. Mudstones and thin-bedded turbidites associated with the Upper Cretaceous Wheeler Gorge conglomerates, California: a possible channel-levee complex. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**:279-290.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): Facies Models Response to Sea-level Change, Geological Association of Canada Geotext 1, Waterloo, Ontario, p. 1-14.
- Walker R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. In Walker R.G. & James N.P (eds.). Facies Models-Response to Sea Level Changes. Geological Association of Canada, p. 239-263.
- Walker R.G. & James N.P. 1992. Fácies models. Response to sea level changes. Geological Association of Canada, 212 p.
- Walker R.G. & Mutti E. 1973. Turbidite facies and facies association. In Middleton G.V. & Bouma A.H. (eds.) Turbidites and Deep Water Sedimentation. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Short Course Notes, Pacific Section, Los Angeles, p. 119-157.
- Walker R.G. & Plint A.G. 1992. Wave- and storm-dominated shallow marine systems. In R.G. Walker and N.P. James (eds.). *Facies Models: Response to Sea-level Change*, Geological Association of Canada Geotext 1, Waterloo, Ontario, p. 219-238.
- Walton M.S. & O'Sullivan R.B. 1950. The intrusive mechanics of a clastic dyke. American Journal of Sciences. 248 (1):1-21.
- Weaver J.D. 1976. Seismically-induced load structures in the basal Coal Measures, South Wales. South Wales. South Wales. Geological Magazine, **113**(6):535-543.
- Wenthworth C.K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **30**:377-392.
- Wernicke B. & Burchfiel B.C. 1982. Models of extensional tectonics. *Journal of Structural Geology*. **4**(2):105-115.

Wescott W.A. & Ethridge F.G. 1980. Fan-delta sedimentology and tectonic setting –Yallahs fan-delta, southeast Jamaica. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **64**:374-399.

- White I.C. 1908. Relatório final sobre as "Coal Measures" e rochas associadas do sul do Brasil, parte 1: Brasil. *Comissão de Estudos das minas de carvão de pedra*, p. 1-201.
- 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 SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, RS, 1992. *Boletim de Resumos Expandidos*, 137-142.
- Widner 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.
- Widner W., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:261-283.
- Wildner W., Ramgrab G.E., Sander A., Porcher C.A., Camozatto E. 1990. Características litoquímicas dos Complexos Graníticos Caçapava do Sul e São Sepé na Folha Passo do Salsinho (Rio Grande do Sul, Brasil). Atas I Congresso Geología Uruguay. Montevideo, I:123-130.
- Wildner W., Sander A., Loper R.C. 1994. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul – Formação Acampamento Velho. *Pesquisas*, **21**(1):47-57.
- Yagishita K., Arakawa S., Taira A. 1992. Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. Sedimentary Geology, **78**(3-4):181-189.
- Young S.W. 1976. Petrographic texture of detrital polycrystalline quartz as an aid to interpreting crystalline source rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **46**(3):595-603.
- Zerfass H., Almeida D. del P.M., Gomes C.H. 2000. Faciology of the Acampamento Velho Formation volcanic rocks (Camaquã Basin) in the region of 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.
- Zuffa G.G. 1980. Hybrid arenites: their composition and classification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**(1):21-29.

263

ANEXO 2

Análise de Proveniência do local MC-40 (Cava a céu aberto da Mina Uruguai)

Litologia de 100 clastos contados aleatoriamente por nível estratigráfico.

Litologia dos clastos	φ máx (cm)	Arredondamento	Esfericidade	Forma	Observações	Nível
leucogranito róseo porfirítico	120.0	arredondado	baixa	prismática	máfico: anfibólio, fenocristais de F-K	
milonito mesogranito grosso cesv	116.0	subarredondado	baixa	oblato		
milonito mesogranito porfirítico cesv	119.0	subanguloso	baixa	prolato alongado		
milonito mesogranito grosso cesv	107.0	subarredondado	baixa	alongado		
milonito mesogranito grosso porfir.	95.0	subanguloso	baixa	prolato alongado		
leucogranito róseo médio isótropo	90.0	subarredondado	média	oblato		
leucogranito carne porfirítico	72.0	subarredondado	alta	esferoidal		
leucogranito róseo grosso porfirítico	53.0	arredondado	média	oblato achatado		
sienogranito róseo grosso	55.0	subarredondado	baixa	oblato		
mármore róseo	47.0	subarredondado	baixa	prismática alongada	foliação bem conspícua	
milonito mesogranito grosso cesv	36.0	subarredondado	baixa	oblato	feldspatos rotacionados	
mesogranito porfirítico grosso cesv	38.0	subarredondado	baixa	alongado/	-	
				achatado		
conglomerado	35.0	arredondado	alta	esferoidal		
leucogranito róseo médio isótropo	7.4	subarredondado	alta	oblato	máfico: anfibólio granuloso	
leucogranito róseo médio isótropo	11.5	arredondado	média	oblato	idem	
sienogranito róseo grosso	16.4	bem arredondado	alta	esferoidal (ovo dinos.)		
leucogranito róseo médio isótropo	12.2	subarredondado	média	alongado	máfico: anfibólio granuloso	
leucogranito médio róseo acinzentado	17.0	arredondado	baixa	discóide	minerais orientados	
hololeucogranito róseo fino isótropo	12.0	arredondado	média	oblato achatado		
quartzito sacaroidal esverdeado	8.0	arredondado	baixa	alongado		
milonito mesogranito grosso cesv	16.4	subarredondado	baixa	prolato alongado	feldspatos orientados c/cauda	
milonito mesogranito grosso cesv	42.7	subanguloso	baixa	prolato	-	
leucogranito carne médio	14.2	arredondado	média	prisma triangular		
milonito mesogranito grosso cesv	20.8	subarredondado	baixa	prolato		
leucogranito róseo médio isótropo	6.5	arredondado	alta	discoidal		
leucogranito róseo grosso isótropo	6.6	subarredondado	baixa	oblato alongado	quartzo ameboidal	
milonito mesogranito porfirítico	48.4	arredondado	baixa	prisma quadrático	feldspatos róseos c/ sombras de pressão	Ш
milonito mesogranito grosso cesv	32.8	subarredondado	baixa	prisma quadrático		
milonito mesogranito porfirítico	16.5	arredondado	alta	esferoidal	cinza esverdeado, quartzo estirado, máficos orientados	
leucogranito róseo médio isótropo	13.7	subarredondado	média	oblato		
leucogranito róseo médio isótropo	5.3	arredondado	alta	discoidal	máfico: anfibólio granuloso	
quartzo	4.5	anguloso	baixa	prismático	branco, leitoso	
quartzo	3.1	subanguloso	baixa	semi-prismático	incolor	
quartzito róseo	6.2	subarredondado	baixa	prisma alongado		
milonito mesogranito grosso cesv	40.5	subarredondado	baixa	oblato alongado		
milonito mesogranito porfir grosso cesv	40.1	arredondado	baixa	prismático "tabular"		
leucogranito grosso cinzaesbranquiçado	12.3	arredondado	alta	esferoidal		

Litologia dos clastos	∲ _{máx} (cm)	Arredondamento	Esfericidade	Forma	Observações	Nível
ultramilonito	32.6	32.6 subanguloso baixa prolato alongado porfiroblastos de F-K róseo		porfiroblastos de F-K róseo, clasto estriado		
siltito arroxeado	6.5	subarredondado	baixa	prolato achatado	•	
quartzo	2.4	subarredondado	baixa	alongado	branco	
ultramilonito	13.2	subanguloso	média	prolato irregular	feldspato róseo recristalizado	
vulcânica ácida orientada	16.1	subarredondado	baixa	prolato	evidências de recristalização de feldspato	
leucogranito carne médio	11.8	subarredondado	baixa	prolato	, I	
leucogranito róseo médio isótropo	15.5	subarredondado	média	esferoidal		
arenito fino achocolatado	7.4	bem arredondado	baixa	prolato	micáceo	
quartzo	3.6	subanguloso	média	equidimensional	leitoso	
quartzito sacaroidal esverdeado	5.5	arredondado	baixa	oblato alongado		ш
vulcânica ácida (riolito pórfiro)	11.0	subarredondado	média	oblato	quartzo bipiramidado, feldspato róseo	
milonito mesogranito médio cesv	5.2	subanguloso	baixa	tetraédrico	1	
xisto esverdeado	5.3	arredondado	baixa	prismático tabular		
leucogranito róseo médio isótropo	10.5	subarredondado	alta	esferoidal		
leucogranito róseo médio isótropo	17.3	arredondado	média	prolato	anfibólio	
milonito mesogranito porfir grosso cesv	40.1	arredondado	média	esferoidal (ovo dinos.)	feldspatos róseos (6cm) rotacionados	
quartzito cinza	8.3	subanguloso	baixa	prolato alongado		
arenito médio amarronzado	6.8	bem arredondado	média	esferoidal	· · · · · · · · · · · · · · · · · · ·	
leucogranito médio porfir.cinza esbranq	21.2	bem arredondado	alta	esférico		
milonito mesogranito porfir grosso cesv	40.1	arredondado	média	esferoidal (ovo dinos.)	feldspatos róseos (6cm) rotacionados	
milonito leucogranito róseo grosso	14.0	arredondado	média	oblato alongado	feldspatos róseos (6cm) rotacionados	
leucogranito carne médio	13.6	arredondado	baixa	prolato alongado		
arenito grosso marrom	7.8	bem arredondado	baixa	oblato alongado		
leucogranito róseo médio isótropo	20.5	arredondado	alta	esferoidal	anfibólio	
vulcânica ácida	18.2	arredondado	baixa	oblato alongado	afanítica (poucos cristais de gzo visíveis)	
conglomerado de seixos	8.9	arredondado	alta	esferoidal	matriz de areia fina	
feldspato róseo	1.25	arredondado	baixa	prismático		
xisto esverdeado	1.0	arredondado	média	oblato	clastos similares aos da Formação Guaritas	
milonito mesogranito porfir grosso cesv	12.8	arredondado	baixa	oblato		
leucogranito róseo médio	23.4	arredondado	média	quadrático	com biotita, orientado	
leucogranito róseo médio isótropo	6.9	arredondado	média	oblato		
quartzito cinza	6.3	arredondado	média	oblato	sacaroidal	
milonito (gnaisse?)	14.2	subarredondado	média	quadrático	segregação máfico/félsico	П
leucogranito róseo fino	4.3	arredondado	alta	esferoidal		
quartzito róseo	6.3	arredondado	alta	idem	bem recristalizado	
vulcânica ácida (riolito pórfiro)	5.5	arredondado	alta	oblato	feldspato cor carne ripiforme, qzo	
					acastanhado	
milonito mesogranito porfir grosso cesv	29.8	arredondado	baixa	prolato		
quartzito castanho	7.4	arredondado	baixa	prolato		

	+ (am)	Arredondamento	Esfericidade	Forma	Observações	Nível
Litologia dos clastos	$\phi_{\text{máx}}$ (CIII)	arredondado	haixa	prolato	bem recristalizado	
quartzito roseo	9.5	arredondado	média	oblato		
 leucogranito róseo grosso isotropo 	11.5	arredondado	alta	esferoidal		
quartzo	2.5	arredondado	haixa	prolato		
milonito	11.5	ancuondado	média	equidimensional	branco leitoso	
quartzo	3.0	subarredondado	haixa	prolato		
leucogranito róseo fino isotropo	47.2	aneuonaduo	baixa	prismático	quartzo estirado	
protomilonito mesogranito cinza esverd	0.0	hom orredondado	alta	esferoidal		
arenito fino achocolatado	4.1	auborredondado	haixa	prolato	feldspatos rotacionados	
milonito mesogranito grosso cesv	32.0	subarredondado	baixa	prismático	biotita	
leucogranito cinza médio	49.0	arredondado	baixa	prolato		
vulcânica básica	19.4	hom amodondado	média	oblato	micáceo	
arenito médio achocolatado	8.1	Deni aneuondado	alta	oblato	K-feldspato de 3.5cm	
leucogranito cinza porfirítico médio	14.9	arregondado	aita	oblato	-	
milonito leucogranito cinza médio	5.4	arredondado	média	oblato	anfibólio	
leucogranito róseo médio orientado	5.0	arredondado	haixa	prolato	anfibólio	
leucogranito róseo médio isótropo	3.4	arredondado	baixa	prolato		
leucogranito róseo fino isótropo	2.1	amedondado	alta	oblato		
quartzito cinza	11.0	amedondado	alta	esferoidal		
quartzo branco	5.1	arredondado	baixa	tabular		
xisto esverdeado	2.5	arredondado	alta	esferoidal	biotita, granodiorito?	
granitóide mesocrático cinza	3.3	arredondado	média	irregular		
quartzito castanho	8.0 6.5	ancuondado	baixa	prolato		Ŧ
leucogranito róseo grosso isotropo	0.5	arredondado	alta	oblato		1
leucogranito carne medio	0.U 6.9	subarredondado	baixa	oblato alongado		
milonito mesogranito portiritico cesv	12.5	arredondado	média	prismático		
milonito granito cinza	12.5	subarredondado	média	prismático		
ultramilonito	7.2	arredondado	baixa	tabular		
arenito fino achocolatado	2.0	arredondado	baixa	discoidal	protolito: leucogranito portiritico	
ultramilonito	02	subarredondado	média	oblato	quartzo bipiramidado, feldspato roseo	
vulcânica ácida (riolito portiro)	0.5	arredondado	baixa	discoidal		
siltito arroxeado	4.1	arredondado	baixa	prolato		
leucogranito róseo tino isótropo	0.9 12 2	arredondado	baixa	prolato	anfibólio	
leucogranito róseo medio isotropo	20	subarredondado	baixa	prolato alongado		
leucogranito carne medio isotropo	5.9 1 5	arredondado	baixa	discoidal	sacaroidal	
quartzito cinza	4.3	andunidadu				

ANEXO 2 - Análise de Proveniência do local MC-40 (cava a céu aberto da Mina Uruguai, Minas do Camaquã). Litologia de 100 clastos contados aleatoriamente por nível estratigráfico. Parâmetros sedimentológicos coletados nas três primeiras bancadas da cava. Dados referem-se a exposições da Formação Rincão dos Mouras, sobretudo em sua porção superior. Foram mensurados dimensão máxima, arredondamento, esfericidade e forma dos clastos maiores que 1cm, estratigraficamente, tanto nas porções de ortoconglomerado como nas porções de predomínio de matriz. Os dados de dimensões de clastos estão plotados em histogramas da Figura 5.15B.

ANEXO 3

Análise Petrográfica Modal de 30 amostras de arenitos e conglomerados do Grupo Santa Bárbara na Sub-Bacia Camaquã Central na região das Minas do Camaquã ANEXO 3- Análise Petrográfica Modal de 30 amostras de arenitos e conglomerados do Grupo Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã (cerca de 400 a 700 pontos por lâmina contados) com a norma máxima verificada em alguns exemplares. Normalizadas para o arcabouço total = 100% (matriz + cimento). Siglas: QzM- quartzo monocristalino, p- plutônico; QzP- quartzo policristalino, QzPsc- quartzo policristalino semi-composto, QzPe- quartzo policristalino estirado, deformado, milonítico; F-K- feldspato potássico, Mcl-microclínio, Ort- ortoclásio; Pl- plagioclásio; Bt- biotita, Mv- Muscovita; Rvulc.- rochas vulcânicas em geral, incluindo-se brechas, piroclásticas, etc, Vulc. Ácida- vulcânica de composição ácida, Vulc. Interm.-vulcânica de composição intermediária; Intracl. pel.- intraclasto pelítico; Qzito- quartzito; Gran.- granito isótropo, Aren.- arenito; Cong.- conglomerado; Metam.- metamórficas não diferenciadas como filitos, ardósias, metamargas, metavulcânicas, etc; Milon.- milonitos; Calced.- calcedônia, opala.

Composição Modal (%) de arenitos finos e médios e lentes de conglomerados da Formação Seival

Composição Modal (%) de conglomerados e arenitos conglomeráticos da Formação Rincão dos Mouras

Mineralogia	Média (%)	Máxima		Média (%)	Máxima
				20.40	20.40
Quartzo detritico	39.25	42.07	Quartzo detritico	38.40	38.40
Quartzo Monocristalino	13.20	13.20	Quartzo Monocristalino	13.20	13.20
Q=Mp (plutônico)	12.60	12.60	QzMp (plutônico)	12.60	12.60
QzMp extinção reta	3.58	3.58	QzMp extinção reta	3.58	3.58
QzMp ext. ondulante	9.02	9.02	QzMp ext. ondulante	9.02	9.02
QzMv	0.60	0.60	Q = M v	0.60	0.60
Quartzo Policristalino	25.20	25.20	Quartzo Policristalino	25.20	25.20
QzP metamórfico	16.60	16.60	QzP metamórfico	16.60	16.60
QzPsc	2.80	2.80	QzPsc	2.80	2.80
QzP hidrotermal	1.40	1.40	QzP hidrotermal	1.40	1.40
QzPe	4.40	4.40	QzPd	4.40	4.40
F-K detrítico	19.00	19.00	F-K detrítico	19.00	19.00
Mcl Detrítico	7.20	7.20	Mcl Detrítico	7.20	7.20
Mcl fresco	4.40	4.40	Mcl fresco	4.40	4.40
Mcl alterado	2.80	2.80	Mcl alterado	2.80	2.80
Ort Detrítico	11.80	11.80	Ort Detrítico	11.80	11.80
Ort fresco	4.20	4.20	Ort fresco	4.20	4.20
Ort alterado	7.60	7.60	Ort alterado	7.60	7.60
Plagiocl. detrítico	12.40	13.50	Plagiocl. detrítico	12.40	12.40
Pl fresco	8.60	8.60	Pl fresco	8.60	8.60
Pl alterado	3.80	3.80	Pl alterado	3.80	3.80
Bt detrítica	4.80	4.80	Bt detrítica	4.80	4.80
My detrítica	2.10	2.10	Mv detrítica	2.10	2.10
Minerais pesados	1.50	1.50	Minerais pesados	1.50	1.50
Fragmentos líticos	21.60	21.60	Fragmentos líticos	21.60	21.60
Rvulc.	2.80	2.80	Rvulc.	2.80	2.80
Vulc. Ácidas			Vulc. Ácidas		
Vulc. Interm.			Vulc. Interm.		
Chert	1.80	1.80	Chert	1.80	1.80
Intracl. nel.	3.60	3.60	Intracl. pel.	3.60	3.60
Ozito	2.80	2.80	Ozito.	2.80	2.80
Xistos	1.40	1.40	Xistos	1.40	1.40
Gran	4.00	4.00	Gran.	4.00	4.00
Aren	2.40	2.40	Aren	2.40	2.40
Congl	0.60	0.60	Congl	0.60	0.60
Metam	0.60	0.60	Metam	0.60	0.60
Milon	1.60	1.60	Milon	1.60	1.60
Calcod \ Silex	0.20	0.20	Calced \ Silex	0.20	0.20
n	571 846	736	Curcea. (Brier	0.40	0.20
	571,040	750			
Arcabouço detrítico			Arcabouço detrítico		
Matriz			Matriz		
Cimento			Cimento		

ANEXO 4

ESTRUTURAS INDUZIDAS POR ABALOS SÍSMICOS NA FORMAÇÃO SANTA BÁRBARA (NEOPROTEROZÓICO III-EOCAMBRIANO), BACIA DO CAMAQUÃ, RS: O EXEMPLO DO PASSO DA CAPELA

ANTÔNIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO-CESAR¹, GELSON LUÍS FAMBRINI², CLÁUDIO RICCOMINI^{1,*}, LILIANE JANIKIAN³, RENATO PAES DE ALMEIDA³, ANA PAULA MEIRELES REIS PELOSI³ & RÔMULO MACHADO^{4,*}

RESUMO Estruturas induzidas por abalos sísmicos descobertas em afloramento da Formação Santa Bárbara, unidade superior do Grupo Camaquã (Neoproterozóico III-Cambriano Inferior), no Passo da Capela, próximo à Santana da Boa Vista (RS), são aqui descritas. Tratam-se de falhas de componente normal e estruturas de liqüefação de sedimentos, ambas relacionadas à atividade sísmica sin-sedimentar. A análise estrutural das falhas de quatro gerações distintas indicou persistente direção de distensão segundo WNW-ESSE, ortogonal à orientação da bacia. Tal direção, associada aos dados regionais de proveniência e paleocorrentes nos depósitos da Formação Santa Bárbara, permite postular a vi-gência de regime tectônico distensivo durante o preenchimento desta unidade na Bacia do Camaquã, particularmente em sua sub-bacia oriental.

Palavras-chaves: falhas sin-sedimentares, liquefação, paleossismicidade, Formação Santa Bárbara, Neoproterozóico III-Eocambriano

ABSTRACT SYSMICALLY INDUCED STRUCTURES IN THE SANTA BARBARA FORMATION (NEOPROTEROZÓIC III-EOCAMBRIAN), CAMAQUÃ BASIN, RS: THE EXAMPLE OF THE PASSO DA CAPELA This paper describes seismically-induced features discovered in sandstones of the Neoproterozoic-Cambrian Santa Bárbara Formation (Camaquã Group, Rio Grande do Sul, Brazil). These features include faults with normal components and soft-sediment liquefaction structures, both related to synsedimentary seismic activity. Structural analysis of faults of four different generations has shown the same WNW-ESE direction of extension, orthogonal to the strike of the basin. This direction in association with regional provenance and paleocurrent data has allowed to infer an extensional tectonic regime during the development of the upper formation of the Camaquã Basin, particularly at its eastern occurrences.

Keynvords: sin-sedimentary faults, liquetion, paleoseysmicity, Santa Bárbara Formation, Neoproterozoic III - Eocambrian

INTRODUÇÃO Os estudos tectonoestratigráficos realizados na Bacia do Camaquã (Fig. 1), como regra e independentemente dos modelos adotados para a geração desta bacia (e.g. graben, antefossa, strike-slip, retro-arco etc.), concluíram que sua sedimentação foi sintectônica, isto é, concomitante ao movimento de falhas que definem a estruturação da bacia (e.g. Robertson 1966, Tessari & Picada 1966, Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso-Cesar et al. 1984, Oliveira & Fernandes 1991, Fernandes et al. 1992, Fambrini et al., 1992, Sayeg et al. 1992. Cresse et al. 1996, Caravaca 1998, Fambrini et al. 1998). Esta conclusão, no entanto, não se fundamentou na identificação e caracterização de elementos diretos de tectonismo sin-sedimentar nesta bacia, mas em evidências indiretas registradas na imaturidade física e química dos espessos sistemas de leques aluviais e deltaicos gerados junto aos seus limites tectônicos. Evidências diretas de tectonismo sinsedimentar possuem escassas referências, sendo limitadas a ocorrência de estruturas deformacionais interpretadas como produtos de abalos sísmicos (Fragoso-Cesar 1984, Lavina et al. 1985). Falhas sinsedimentares, fundamentais para a adequada caracterização da sedimentação sin-tectônica, apenas recentemente foram descobertas em afloramento situado a 4 km da cidade de Santana da Boa Vista, no Passo da Capela (Fig. 2). Este afloramento reúne falhas sinsedimentares e estruturas de liqüefação de sedimentos compondo um conjunto de estruturas induzidas por abalos sísmicos, diagnosticas de tectonismo sin-sedimentar. Elas permitem caracterizar as direções de esforços envolvidos, trazendo assim uma contribuição inédita para o estudo do tectonismo gerador da Bacia do Camaquã, objeto do presente artigo.

BACIA DO CAMAQUÃ A Bacia do Camaquã é um sistema de *rifts* pós-orogênicos de direção NNE-SSW preenchidos pelos espessos depósitos do Grupo Camaquã (>6000 m de espessura), da base para o topo organizado nas formações Maricá, siliciclástica, Crespos, vulcanossedimentar e Santa Bárbara, siliciclástica (Fragoso-Cesar *et al.* 2000). Estas formações, geradas após os principais eventos tectônicos do Ciclo Brasiliano no Escudo Gaúcho, durante o fim do Neoproterozóico III e início do Cambriano, não apresentam metamorfismo e reúnem deformações de caráter essencialmente rúptil. Suas ocorrências cobrem o embasamento pré-cambriano no RS —o Cinturão Dom Feliciano no centro e leste; o Terreno Rio Vacacaí no noroeste e o Bloco Valentines no sudoeste (Fragoso-Cesar 1991)—profundamente afetado por grandes zonas de cisalhamento de direções paralelas às dos *rifts* superpostos. O limite superior do Grupo Camaquã dá-se através de discordância angular com sucessões paleozóicas da Bacia do Paraná (Fragoso-Cesar *et al.* 1998), incluindo aquelas antes interpretadas como "molassa tardia" da Bacia do Camaquã (Fragoso-Cesar *et al.* 1984).

Durante sua evolução, a Bacia do Camaquã foi compartimentada em sub-bacias devido ao soerguimento sin-deposicional de altos do embasamento, principalmente os altos de Caçapava do Sul e da Serra das Encantadas (Fig. 1): a Sub-Bacia Camaquã Ocidental, situada a oeste do Alto de Caçapava do Sul; Sub-Bacia Camaquã Central, com diversas exposições entre os dois altos (*e.g.* Minas do Camaquã); e Sub-Bacia Camaquã Oriental, preservada a norte e leste do alto da Serra das Encantadas, nas regiões do Rincão dos Mouras, Vale do Piquiri e Arroio Boiei.

A reestruturação da Bacia do Camaquã em sub-bacias foi fortemente influenciada pela organização tectônica de seu embasamento, sendo que seus registros ocorrem preferencialmente ao longo das grandes zonas de cisalhamento de direção em torno de NE-SW deste. Conforme exposto na Fig. l, o afloramento do presente estudo situa-se no extremo sul do Vale do Piquiri, onde uma fatia de cobertura encontrase tectonicamente embutida entre os blocos da Serra das Encantadas e do Cerro da Árvore representa a Sub-Bacia Camaquã Oriental. Esta exposição ocorre sobre uma importante zona de cisalhamento transcorrente gerada durante a organização final do Cinturão Dom Feliciano. Desta forma, o tectonismo sin-sedimentar evidenciado no Passo da Capela, objeto da presente nota, deve ter sido induzido pela reativação de falhas preexistentes de seu embasamento, cujos reflexos

2 Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica, Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil. Bolsistas da FAPESP.

- 4 Departamento de Mineralogia e Geotectônica (GMG), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq.
- * Bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq

¹ Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil.

³ Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental (GSA), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Brasil, bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq.



Figura 1 - Mapa esquemático da região de Lavras do Sul (LS), Caçapava do Sul (CS) e Santana da Boa Vista (SBV), no Estado do Rio Grande do Sul, mostrando as principais exposições da Bacia do Camaquã. Modificada de Fragoso-Cesar et al. (2000).


Figura 2 - Localização e vias de acesso do afloramento do Passo da Capela em relação à cidade de Santana da Boa Vista (SBV).

estenderam-se às coberturas contemporâneas.

Análises de proveniência e paleocorrentes nestas sub-bacias demonstram que as unidades rudíticas da Formação Santa Bárbara ocorrem sempre próximas às suas áreas fontes, caracterizando a importância da movimentação tectônica vertical de blocos de embasamento durante sua deposição. Um exemplo clássico, relatado desde Tessari & Picada (1966), é a ocorrência de seixos de sienito em lentes de conglomerados da base da Formação Santa Bárbara junto ao Sienito Piquiri, um corpo pós-orogênico com cerca de 10 km de diâmetro que aflora no extremo nordeste do Vale do Piquiri. Lentes de conglomerados do mesmo nível estratigráfico, porém menos próximas deste corpo, não apresentam o sienito em sua proveniência.

GEOLOGIA DO PASSO DA CAPELA O afloramento do Passo da Capela situa-se próximo à cidade de Santana da Boa Vista, no extremo meridional do Vale do Piquiri, onde ocorre excelente exposição da Formação Santa Bárbara escavada pelo arroio Olaria (Figs, l e 2). Nesta exposição, a Formação Santa Bárbara é representada por duas seqüências (Fig. 3): (i) seqüência inferior, formada por ritmitos psamo-pelíticos com transição para arenitos ondulados e laminados gerados sob ação de ondas de tempestades em face litorânea *(shoreface)*, e (ii) seqüência superior, que se inicia sobre a discordância erosiva com conglomerados de seixos e calhaus (Cgr), contendo ocasionais matações (até 80 cm de eixo maior), que gradam para conglomerados de seixos e granules decimétricos a centimétricos granodecrescentes, até arenitos grossos ritmicamente organizados, depositados por sistemas de leques aluviais.

Conforme a seção colunar da Fig. 3, a sequência inferior, onde está registrada a atividade tectônica sin-sedimentar aqui relatada, compõese de intercalações das seguintes fácies: (Al) arenitos finos a muitos finos centimétricos laminados, micáceos, (As) arenitos finos a muitos finos com estruturas de sobrecarga (flame) e (PI), intercalações centimétricas de argilitos laminados, (AS) arenitos finos a médios, muito micáceos, com laminação plano-paralela e estratificações cruzadas tipo swaley, com lineação primária de corrente (parting lineation) e, internamente, com truncamentos de baixo ângulo, em contato erosivo sobre as demais fácies, (Am) arenitos finos maciços, (Ao) arenitos finos com laminações onduladas e marcas onduladas, (Ad) arenitos finos a muito finos com estruturas de liquefação (laminações contorcidas) em dois níveis, respectivamente, de 12-15 cm e 10 cm de espessura, e (Cf) nível decimétrico lenticular de conglomerados finos de granules. Estas fácies foram geradas em ambiente marinho raso dominado por ondas de tempestade. O contato basal erosivo da seqüência superior demonstra a existência de um hiato de tempo após a deformação sin-sedimentar gerada por abalos sísmicos anteriormente à sua deposição. Tal fato afasta a possibilidade de que a seqüência superior tenha sido a causadora da deformação.

ESTRUTURAS INDUZIDAS POR ABALOS SÍSMICOS Falhas e estruturas deformacionais em sedimentos inconsolidados são

Revista Brasileira de Geociências, Volume 31, 2001

produtos comuns de atividade sísmica, particularmente terremotos de intensidade média e grande (m_b>6.0), sendo reconhecidos e descritos diversos exemplos no registro geológico (Allen & Banks 1972, Sims 1973, Horowitz 1982, Mills 1983, Hempton & Dewey 1983, Scott & Price 1988, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cojan & Thiry 1992, Cello & Deiana 1995, Mohindra & Thakur 1998, Blanc *et al.* 1998, Cello *et al.* 1998, Rossetti 1999). As falhas sin-sedimentares apresentam, de acordo com Leeder (1987): (i) geometria comumente lístrica com (ii) desenvolvimento de estruturas de volteio *(rollover)* e outras feições de arrasto inversas, (iii) espessamento de camadas (falhas de crescimento) denotando marcada influência positiva e (iv) estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados geradas periodicamente.

As estruturas deformacionais induzidas por abalos sísmicos resultam da liquefação de sedimentos inconsolidados (Lowe 1975, Allen 1984, Owen 1987). Este mecanismo é provocado por variações hidrodinâmicas no sedimento causadas por oscilações na pressão dos poros como resultado da passagem de ondas sísmicas, de impactos ou da subida do lençol freático (Mills 1983, Allen 1984, Owen 1987, Obermeier *et al.* 1990). Em vista disto, camadas deformadas de sedimentos situadas entre camadas indeformadas têm sido freqüentemente relacionadas a variações bruscas na pressão dos poros pela atuação de abalos sísmicos (*e.g.* Sims 1973, 1975, Horowitz 1982, Hempton & Dewey 1983, Brodzikowski *et al.* 1987, Anand & Jain 1987, Scott & Price 1988, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cello & Deiana 1995, Alfaro *et al.* 1997, Mohindra & Thakur 1998, Blanc *et al.* 1998).

No registro geológico, os sedimentos com feições deformacionais induzidas por abalos sísmicos têm sido denominados de sismitos (Seilacher 1969, Vittori *et al.* 1991).

No Brasil, ocorrem registros de sismitos nas bacias do Recôncavo (Raja Gabaglia 1991), do Paraná (Riccomini et al. 1992, Coimbra et al. 1992, Chamani et al. 1992, Fernandes & Coimbra 1993), Sanfranciscana (Kattah 1992), de São Luís (Rossetti 1999), do Grajaú (Rossetti & Góes 2000) e no *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989). Na Bacia do Camaquã, as primeiras referências a sismitos são de Fragoso-Cesar (1984), que apontou a ocorrência de camadas de turbiditos dobrados entre camadas indeformadas, e de Lavina et al. (1985), que interpretaram tais feições como sismoturbiditos, vinculadas ao "registro sedimentar de abalos sísmicos de elevada magnitude".

DESCRIÇÃO DAS FALHAS E ESTRUTURAS DEFORMA-CIONAIS DO PASSO DA CAPELA O afloramento do Passo da Capela encerra diversas estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados similares às descritas por Lowe (1975), Hempton & Dewey (1983), Brodzikowski *et al.* (1987), Scott & Price (1988) e Fernandes & Coimbra (1993), tais como: (i) falhas de componente normal, localmente, com *rollovers* associados; (ii) laminações contorcidas e (iii) estruturas *flame.*

Com base na proposta de classificação de estruturas de escape de fluidos em sedimentos inconsolidados de Lowe (1975) e no esquema de Rossetti (1999), as estruturas deformacionais observadas podem ser agrupadas em três categorias, segundo critérios morfológicos: (i) rúpteis (falhas); (ii) contorcidas e (iii) intrusivas mistas.

Falhas As falhas são as estruturas mais características da exposição estudada (Fig. 4). Apresentam direções entre N30W e N45E, com predomínio na direção geral NNW a NNE, e mergulhos médios a altos. Os rejeitos observados e a caracterização da cinemática das estruturas indicaram que as falhas invariavelmente apresentam componente normal com rejeitos centimétricos a decimétricos, combinada com deslocamentos horizontais. Predominam as falhas dextrais normais e normais dextrais, seguidas pelas normais sinistrais e, num único caso, normal pura (Figs. 4 e 5).

O caráter sin-sedimentar das falhas é evidenciado, principalmente, (i) pelo espessamento de camadas e (ii) pela existência de sucessões de camadas secionadas por falhas interrompidas (recobertas) por camadas não falhadas, estas contendo estruturas deformacionais (estruturas contorcidas). Localmente, exibem geometria lístrica com estruturas *rollover* associadas, sugerindo também caráter sin-sedimentar.

Com base nas relações estratigráficas e de corte entre as falhas, elas puderam ser agrupadas em 4 conjuntos de diferentes gerações (A a D,



Figura 3 - Seção colunar e interpretação paleoambiental da exposição do Passo da Capela.

Revista Brasileira de Geociências, Volume 31, 2001

Antonio Romalino Santos Fragoso-Cesar et al.



Figura 4 - Croqui da parede sul do afloramento do Passo da Capela salientando as falhas sin-sedimentarex e foto geral da exposição na sub-bacia Vale do Piquiri, Santana da Boa Vista (SBV). Rio Grande do Sul.

do mais antigo para o mais jovem, Fig. 5). A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechler (1977) a cada um dos conjuntos de falhas e respectivas estrias permitiu verificar a persistência das direções distensionais, correspondentes ao eixo de tensão principal mínimo (s3) segundo a direção WNW-ESE, para as quatro gerações (Fig. 5).

Estruturas Contorcidas Na exposição, podem ser observadas duas camadas de arenitos finos, com cerca de 10a 15 cm de espessura, de grande persistência lateral, onde ocorrem Iaminações contorcidas (Fig. 6). Estas camadas estão confinadas entre estratos plano-paralelos de arenitos finos argilosos. As Iaminações contorcidas possuem concavidade para cima, sugerindo escape ascendente de fluídos. Abaixo e acima das estruturas contorcidas observam-se, localmente, estruturas *flame*.

As estruturas de Iaminações contorcidas assemelham-se ao que Fernandes & Coimbra (1993) encontraram na Formação Rio do Rasto no Paraná e designaram de *"partes superiores de taças de conhaque"*, bem como às descritas por Hempton & Dewey (1983) e Scott & Price (1988) no Lago Hazar na Anatólia, Turquia e por Mohindra & Thakur (1998) no vale Doon na Cordilheira do Himalaia. Na seção colunar de detalhe do afloramento (Fig. 3) aparece a localização das camadas contorcidas que foram utilizadas como camadas de referência para a determinação dos rejeitos das falhas. A associação com as falhas sin-sedimentares sugere uma gênese similar para estas feições.

Estruturas intrusivas mistas Na parte inferior da seção colunar (Fig. 3) aparecem estruturas em chama (*flame*) e tipo chama (*flame-like structure*) associadas às Iaminações contorcidas, fato comum nestes processos (Brodzikowski *et al.* 1987, Fernandes & Coimbra 1993).

DISCUSSÃO E INTERPRETAÇÃO Esforços aplicados a sedi mentos inconsolidados podem causar o desarranjo de seus grãos, aumentando a pressão de fluido dos poros e desorganizando temporariamente sua coesão interna, gerando o fenômeno conhecido como liquefação (Mills 1983, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991). Este



Figura 5 - Populações de falhas (circulos máximos) e estrias (pontos) sinsedimentares de componente normal do afloramento do Passo da Capela, sub-bacia Vale do Piquiri. A população de falhas do diagrama A corresponde à geração mais antiga e D à mais jovem. As setas indicam a direção de extensão. Diagrama de Schmidt-Lambert, semi-esfera inferior.



Figura 6 - Detalhe de laminação contorcida (cálice de conhaque) da camada inferior, afloramento do Passo da Capela, sub-bacia Vale do Piquiri. Notar, também, a laminação plano-paralela dos pelitos arenosos acima e abaixo da camada deformada.

fenômeno é comumente confundido com o processo de fluidização, conforme esclarecido por Obermeier et al. (1990), sendo que este se refere a eventos de suspensão e transporte de grãos devido à pressão de água (e.g. águas artesianas) enquanto aquele compreende a mudança do estado sólido para o líquido de sedimentos saturados em consegüência do aumento da pressão nos poros por choques. As causas para a liquefação de sedimentos, de acordo com as discussões contidas em Mills (1983), Allen (1986), Obermeier et al. (1990) e Vittori et al. (1991), são: (i) atividade sísmica contemporânea à sedimentação (sismitos sensu Seilacher 1969) e (ii) eventos de sedimentação rápida (episódica) gerados por condições locais (e.g. depósitos de frente deltaica, leques submarinos). Os depósitos da sequência inferior do Passo da Capela foram gerados em ambiente marinho raso, descartando-se o tipo (ii) para a geração das estruturas deformacionais. Em adição, têm-se as falhas sin-sedimentares que corroboram a existência de atividade sísmica.

Diversos trabalhos relacionaram a presença de feições deformacionais induzidas por liquefação de sedimentos por abalos sísmicos de grande magnitude (Sims 1973, 1975, Mills 1983, Hempton & Dewey 1983, Obermeier *et al.* 1990, Vittori *et al.* 1991, Cojan & Thiry 1992, Cello & Deiana 1995, Mohindra & Thakur 1998, Cello *et ai.* 1998, entre outros). De acordo com Brodzikowski *et al.* (1987) e Cojan & Thiry (1992), terremotos serviriam como mecanismo detonador de deformações largamente disseminadas em horizontes específicos (superfície sedimentar no momento do abalo), justificadas pela grande quantidade de areia envolvida e pela persistência das laminações contorcidas numa grande área e em ambientes sedimentares diferentes.

Por outro lado, vários trabalhos abordam a análise de feições rúpteis sin-sedimentares geradas durante abalos sísmicos (Sims 1973, 1975, Leeder 1987, Cello & Deiana 1995, Azzaro *et al.* 1998). Das características apontadas por Leeder (1987) para falhas ativas durante a sedimentação, no Passo da Capela ocorrem: (i) estruturas deformacionais alocinéticas, (ii) variações de fácies e de espessura das camadas, (iii) geometria lístrica com *rollovers* e outras feições de arrasto inversas, (iv) produção periódica de estruturas de deformação em sedimentos inconsolidados e (v) marcada influência positiva sobre a espessura dos sedimentos.

O exemplo do Passo da Capela, em virtude da presença de dois horizontes com estruturas de laminações contorcidas (cálice de conha*que)* entre camadas não perturbadas e estruturas tipo *flame*, bem como de falhas normais ativas durante a sedimentação — evidenciadas por estrias de atrito e por separação estratigráfica — conduz à interpretação de tectonismo sin-sedimentar na região, onde os eixos distensionais determinados para os quatro conjuntos de falhas sinsedimentares orientam-se ortogonalmente às falhas de borda da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri, sugerindo evolução distensiva desta, como graben.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As estruturas deformacionais aqui descritas podem ser correlacionáveis à atividade sísmica penecontemporânea à sedimentação. Dentre os critérios apontados por Sims (1973), as estruturas do Passo da Capela apresentam as seguintes características principais: (i) proximidade com as zonas de falhas que limitam a Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri (sob esta sub-bacia ocorre a zona de cisalhamento de direção NNE-SSW que limita os blocos tectônicos da Serra das Encantadas e do Cerro da Arvore); (ii) as estruturas encontram-se confinadas entre estratos não deformados; (iii) grande extensão lateral e possibilidade de ocorrência em níveis estratigráficos correlates de outras regiões da Bacia do Camaquã; (iv) recorrência no tempo evidenciada por mais um nível com estruturas contorcidas associadas com falhas sin-sedimentares e, finalmente, (v) grande similaridade entre as estruturas encontradas e as descritas na literatura especializada (e. g. Hempton & Dewey 1983, Brodzikowski et al. 1987, Scott & Price 1988, Femandes & Coimbra 1993, Mohindra & Thakur 1998).

Estas estruturas deformacionais podem constituir-se em marcos de correlação estratigráfica, uma vez que outras estruturas similares são encontradas tanto na mesma posição estratigráfica quanto em nível superior da Formação Santa Bárbara, na porção setentrional do Vale do Piquiri (Fragoso-Cesar 1984). Deste modo, podem ser utilizadas como eventos indicadores de paleossismicidade na Bacia do Camaquã, comprovando assim o caráter sin-tectônico de seus depósitos.

Por último, os eixos distensionais determinados para os quatro conjuntos de falhas sin-sedimentares do Passo da Capela orientam-se ortogonalmente às falhas de borda da Sub-Bacia Camaquã Oriental no Vale do Piquiri. Tal fato, associado às análises de proveniência e de paleocorrentes executadas no âmbito regional, evidenciando sempre a contigüidade entre os depósitos e as respectivas áreas fontes (Fragoso-Cesar *et al.* 2000), permitem postular a vigência de regime tectônico distensivo durante a geração da Bacia do Camaquã, particularmente em sua sub-bacia oriental.

Agradecimentos À FAPESP pelo suporte financeiro (Processo 98/04510-1) e pelas bolsas de pesquisa (Processos 98/03682-3, 98/

11544-0,99/00552-4,99/00878-7), e ao CNPq pelas bolsas de produtividade em pesquisa (CR e RM). Agradecem, ainda, ao Prof. M.Sc. Afonso C. R. Nogueira (Fundação Universidade do Amazonas), à Marlei A. C. Chamani e aos revisores anônimos da RBG pelas sugestões ao original.

Referências

- Alfaro P., Moretti M., Soria J.M. 1987. Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in Pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, central Betic Cordillera). Eclogue Geológica Helvetia, 90:531-540.
- Allen J.R.L. 1984. Sedimentary Structures. Their Character and Physical Baxix. Elsevier, Amsterdam.
- Allen J.R.L. 1986. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. *Sedimentary Geology*, 46:67-75.
- Allen J.R.L. & Banks N.L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed cross-bedding. Sedimentology, 19:257-283.
- Anand A. & Jain A.K. 1987. Earthquakes and deformational structures (seismites) in Holocene sediments from the Himalayan-Andaman Arc, India. *Tectonophysics*, 133:105-120.
- Angelier J. & Mechler P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche dês contraintes principales également unusable en tectonique et en séismologie: la méthode dês dièdres droits. Bullettin de la Sociète Geólogique de France, 19(6): 1309-1318.
- Azzaro R., Ferreli L., Michett: A.M., Serva L., Vittori E. 1998. Environmental hazard of capable faults: the case of the Pemicana Fault (Mt. Etna, Sicity). *Natural Hazards*, 17:147-162.
- Blanc E.J.-P., Blanc-Aletrú M.C., Mojón P.-0.1998. Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albian transgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Geologische Rundschau*, 86:875-883.
- Brodzikowski K, Gotowala R, Halusczak A., Krzyskowsky D., Van Loon A.J. 1987. Softsediment deformations from glaciodeltaic, glaciolacustrine and fluviolacustrine sediments in the Kleszczow Graben (Central Polland). In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.) Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society Special Publication, 256-267. (Geological Society Special Publication, 29)
- Caravaca G. 1998. Estratigrafia, faciologia e proveniência dos alogrupos Bom Jardim e Santa Bárbara na região de Encruzilhada do Sul, RS: uma contribuição à análise da Bacia do Camaquã. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 274 p.
- Cello G. & Deiana G. 1995. Role and effects of pore fluid pressure in thrusting: the case history of the Umbria - Marche Apennines, Central Italy. *Tectonics*, 14(4):848-854.
- Cello G., Deiana G., Mangano P., Mazzoli S., Tondi E., Ferrefi L., Maschio L., Michetti A.M., Serva L., Vittori E. 1998. Evidence for surface faulting during the September 26, 1997, Colfiorito (Central Italy) earthquakes. *Journal of Earthquake Engineering*, 2(2):303-324.
- Chamani M.A.C., Martín m.a.b., Riccominí C. 1992. Estruturas de liqüefação induzidas por abalos sísmicos no permo-triássico da Bacia do Paraná, Estado de São Paulo, Brasil. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo. Boletim cie Resumos Expandidos, 2:508-510.
- Coimbra A.M., Fernandes L.A., Hachiro J. 1992. Sismitos do Grupo Caiuá (Bacia Bauru, Ks) no Pontal do Paranapanena (SP). In SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo. Boletim de Resumos Expandidos, 2:271-275.
- Cojan I. & Thiry M. 1992. Seismically induced deformation structures in Oligocene shallowmarine and aeolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206:9-32.
- Fambrini G.L., Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Teixeira G., Sayeg H.S., Machado R. 1998. Análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes do Grupo Camaquã (transição Proterozóico-Cambriano) na Mina Uruguai e suas implicações na evolução tectono-sedimentar da Bacia do Camaquã, RS. Boletim IG-USP, Série Científica. 29:39-69.
- Fambrini G.L., Sayeg H.S., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. Variação de áreas-fonte da Formação Arroio dos Nobres (Cambriano) no Vale do Arroio Boiei, RS: análise estratigráfica de proveniência e de paleocorrentes. In SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, 2:441.
- Fernandes L. A. & Coimbra A.M. 1993. Registros de episódios sísmicos na parte superior da Formação Rio do Rasto no Paraná, Brasil. In SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos. 2:271-275.
- Fernandes L. A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Pan-African Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5(1):77-96.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1984. Evolução paleoambiental e tectónica da Bacia do Camaquã: uma introdução. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 103p.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. Tectónica de Placas no Ciclo Brasiliano: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 366 p.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R., Nogueira A.C.R., Saes G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost

Revista Brasileira de Geociências, Volume 31, 2001

Brazil, Revista Brasileira de Geociências, 30(3):438-441.

- 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: SBG, Congr. Brás. Geol., 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos. 7:3272-3283.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Paes de Almeida R., Petosi A.P.M.R., Janikian L. 1999. Significado tectónico do magmatismo Rodeio Velho no *Rifi* Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, I, Gramado 1999 Boletim de Resumos, 16.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Saes G.S., Machado R., Ribeiro de Almeida T.I. 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.
- Cresse P.G., Chemale Jr. F, Silva L.C., Wahaven F, Hartmann L.A. 1996. Late- to postorogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, 8(2): 157-171.
- Hempton M.R. & Dewey J.F. 1983. Earthquake-induced deformation structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98:T7-T14.
- Horowitz D.H. 1982. Geometry and origin of large-scale deformation structures in some ancient wind-blown sand deposits. *Sedimentology*, 29(2): 155-180.
- Kattab S.S. 1992. A ocorrência de sismitos no Grupo Areado, Bacia Sanfranciscana no oeste de Minas Gerais. In UNESP, Simpósio sobre as bacias cretácicas brasileiras, Rio Claro, 1992, Boletim de Resumos Expandidos, Rio Claro, UNESP, 120-121.
- Lavina E.L., Faccini U.F, Paim P.S.G., Fragoso César A.R.S. 1985. Ambientes de sedimentação da Bacia do Camaquã, Eo-Paleozóico do Río Grande do Sul. Acta Geológica Leopoldensia, 21(9): 185-227.
- Leeder, M. 1987. Sediment deformation structures and the palaeotectonic analysis of sedimentary basins, with a case-study from the Carboniferous of northern England. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks*. Geological Society Special Publication, 137-146. (Geological Society Special Publication, 29)
- Lowe D.R. 1975. Water escape structures in coarse-grained sediments. Sedimentolog, 22(2): 157-204.
- Mills P.C. 1983. Genesis and diagnostic value of soft-sediment deformation structures: a review. Sedimentary Geology, 35:83-104.
- Mohindra R. & Thakur V.C. 1998. Historic large earthquake-induced soft sediment deformation features in the Sub-Himalayan Doon valley. *Geological Magazine*, 135(2):269-281.
- Obermeier J.F., Jacobson R.B., Smoot J.P., Weems R.E., Gohn G.S., Monroe J.E., Powars D.S. 1990. Earthquake-induced liquefaction features in the coastal setting of South Carolina and the fluvial setting of the New Madrid seismic zone. U. S. Geological Survey Professional Paper, 1504,44p.
- 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 SBG, Simpósio nacional de estudos tectônicos, 3., Rio Claro, 1991. Boletim de Resumos Extensos, 58-59.
- Owen G. 1987. Deformation processes in inconsolidated sands. In M.E. Jones & R.M. Preston (eds.). Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks. Geological Society Special Publication, 11-24. (Geological Society Special Publication, 29)
- Raja Gabaglia G.P. 1991. Paleossismicidade e sedimentação evidências no compartimento sul da Bacia do Recôncavo, Bahia. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, 5(1 -4):39-68.
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia*, Série Geologia, 5:19-54.
- Riccomini C. 1989. O Rifi Continental do Sudeste do Brasil. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 256 p.
- Riccomini C, Chamani M.A.C., Agena S.S., Fambrini G.L., Fairchild T.R., Coimbra A.M. 1992. Earthquake-induced liquefaction features in the Corumbatai Formation (Permian, Paraná Basin, Brazil) and the dynamics of Gondwana. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 64(3):210.
- Robertson J.F. 1966. Revision of stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava Lavras Region. Notas e Estudos, IG-UFRGS, 1(2):41-54.
- Rossetti D.F. 1999. Soft-sediment deformation structures in late Albian to Cenomanian deposits, São Luís Basin, northern Brazil: evidence for palaeoseismicity. Sedimentology, 46(6): 1065-1081.
- Rossetti D.F. & Góes A.M. 2000. Deciphering the sedimentological imprint of paleoseismic events: an example from the Aptian Code Formation, northern Brazil. Sedimentary Geology, 135(1-4): 137-156.

Estruturas induzidas por abalos sísmicos na formação Santa Barbara (Neoproterozóico III-EOCambriano), Bacia do Camaquã, RS

- Sayeg H.S., Fambrini G.L., Machado R., Fragoso-Cesar A.R.S. 1992. Evolução brasiliana da bacia transcorrente do Arroio Boiei, RS. In SBG/UNISINOS, Workshop sobre as bacias molássicas brasilianas, 1, São Leopoldo, 1992. Boletim cie Resumos Expandidos, 129-132.
- Scott B. & Price S. 1988. Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147:167-170.
- Seilacher A. 1969. Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, 13:155-159.
- Sims J.D. 1973. Earthquake-induced structures in sediments of Van Norma Lake, San Fernando, California. Science, 182:161-163.
- Sins J.D. 1975. Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29:141-152
- 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, 124, 147 p.
- Vittori E., Labini S.S., Serva L. 1991. Palaeoseismology: review of the state-of-the-art. In M. Stucchi, D. Postpischl, D. Slejko (eds.) Investigations of Historical Earthquakes in Europe. *Tectonophysics*, 193(1-3):9-32.

Manuscrito A-1175 Recebido em 06 de julho de 2000 Revisão dos autores em 05 de março de 2001 Revisão aceita em 12 de março de 2001

.



53°15'