REDEFINIÇÃO DO GRUPO BOM JARDIM (NEOPROTEROZOICO III) EM SUA ÁREA-TIPO: LITOESTRATIGRAFIA, EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E CONTEXTO TECTÔNICO

LILIANE JANIKIAN¹, RENATO PAES DE ALMEIDA²,
ANTONIO ROMALINO SANTOS FRAGOSO-CESAR² & GELSON LUÍS FAMBRINI¹

Abstract *REDEFINITION OF THE BOM JARDIM GROUP (NEOPROTEROZOIC III) IN ITS TYPE-AREA: LITHOSTRATIGRAPHY, PALEOENVIRONMENTAL EVOLUTION AND TECTONIC CONTEXT* The Camaquã Group is composed of sedimentary and volcanogenic successions that crop out in the south-central portion of the Rio Grande do Sul State (southern Brazil). This supergroup is partially covered by Paraná Basin units and has been divided into sub-basins by the uplift of basement highs. This post-depositional tectonic segmentation, and the lithologic similarity among sedimentary successions of different stratigraphic levels makes it difficult to establish a formal lithostratigraphic column of the Bom Jardim Group without detailed field work. This paper presents a review of the lithostratigraphy of the Bom Jardim Group in its type-area, constituted by siliclastic, volcanic (basalts, andesites and rhyolites) and volcanoclastic rocks grouped in three units, with transitional contacts among each other.

Cerro da Angélica Formation: rhythmic intercalation of sandstones, siltstones and claystones, as well as pebbly sandstones and minor volcanoclastic rocks (peperites), formed in sub-lacustrine fans and overlying deltaic systems.

Hilário Formation: volcanic rocks of basic, intermediate and acid composition (basalts, latite-basalts, latites, andesites and rhyolites) placed in subaquatic environments, and minor pyroclastic rocks (lapilli-tuffs and coarse-grained lithic and vitric tuffs) placed by gravity flows or settled in water.

Picada das Graças Formation: rhythmic layers of fine-grained sandstones, siltstones and claystones formed in pro-delta environments, overlain by a thick succession of conglomerates and pebbly sandstones of proximal fan-deltas. Fluvial and fluvial-dominated deposits occur at the top of the unit.

Keywords: Bom Jardim Group, Neoproterozoic III, volcano-sedimentary basin, paleoenvironmental evolution, lacustrine depositional systems.

Resumo O Supergrupo Camaquã (Neoproterozóico III – Eopaleozóico) é constituído por sucessões de rochas sedimentares e vulcanogênicas que afloram na porção centro-sul do Rio Grande do Sul, apresentando o melhor registro dos eventos tectônicos distensionais que ocorreram após o metamorfismo do Ciclo Brasileiro. O supergrupo apresenta-se parcialmente recoberto por unidades da Bacia do Paraná e está segmentado em sub-bacias pelo soerguimento de altos do embasamento. Esta segmentação tectônica pós-deposicional, aliada à similaridade dos termos sedimentares do Grupo Bom Jardim (em sua área-tipo) com outras unidades do Supergrupo Camaquã, constituem fatores que dificultaram o estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica formal para este grupo, baseada em trabalhos anteriores. O presente trabalho apresenta uma revisão da litoestratigrafia do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo, constituído por rochas siliciclásticas, vulcânicas (basaltos, andesitos e riolitos) e vulcanoclásticas, que compõem três unidades, com contatos transicionais entre si:

Formação Cerro da Angélica: intercalações rítmicas de arenitos, siltitos e argilitos, além de arenitos conglomeráticos e subordinadas rochas vulcanoclásticas (peperitos), gerados em sistemas de leques sub-lacustres sobrepostos por sistemas deltaicos;

Formação Hilário: rochas vulcânicas de composição básica, intermediária e ácida (basaltos, latito-basaltos, latitos, andesitos e riolitos) colocadas em ambiente subaquático, com subordinadas rochas piroclásticas (*lapilli*-tufos, tufos grossos líticos e vítreos) colocadas por processos de fluxos de gravidade ou decantadas em água;

Formação Picada das Graças: camadas rítmicas de arenitos finos, siltitos e argilitos, geradas em ambiente de pró-delta, sobrepostas por espessos pacotes conglomeráticos e areno-conglomeráticos de leques deltaicos proximais. No topo apresenta depósitos fluviais que transicionam para depósitos deltaicos dominados por rios.

Palavras-chave: Grupo Bom Jardim, Neoproterozóico III, bacia vulcano-sedimentar, evolução paleoambiental, sistemas deposicionais lacustres.

INTRODUÇÃO Na região centro-sul do estado do Rio Grande do Sul ocorrem rochas sedimentares e vulcanogênicas, geradas entre o fim do Neoproterozóico III e o Eopaleozóico, englobadas no Supergrupo Camaquã, que consistem de espessas sucessões

de rochas sedimentares, de ambientes subaéreos e subaquáticos (marinhos e lacustres), rochas vulcânicas (basaltos, andesitos e riolitos) e rochas piroclásticas (tufos, *lapilli* tufos e brechas tufos). Essas sucessões afloram em três sub-bacias com formatos

1 - Bolsista FAPESP e aluna(o) de pós-graduação do Instituto de Geociências-USP- e-mail: ljanikian@yahoo.com.br

2 - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo – Rua do Lago, 562 - Cidade Universitária CEP 05508-900

Figura 2 - Mapa geológico e paleoambiental do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo. Modificado de Janikian (2001).

et al. 1996), além de contextos distensivos continentais anorogênicos (Issler 1982, 1983), bacias tipo *rift* associadas a zonas de espessamento crustal (e.g. Nardi & Lima 1985), bacia de retro-arco (Fragoso-Cesar 1991) e bacias associadas a transcorrência (Oliveira & Fernandes 1991, Machado & Sayeg 1992). Estudos recentes realizados nestas coberturas (Fragoso-Cesar et al. 2000, 2001, Almeida 2001, Janikian 2001, Pelosi 2001, Fambrini 2003) demonstram fortes evidências de que as unidades do Supergrupo Camaquã desenvolveram-se em eventos distensivos, possivelmente desvinculados do Ciclo Brasileiro.

TRABALHOS ANTERIORES A complexidade litoestratigráfica do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo e a similaridade litológica de algumas de suas unidades, com outras unidades do Supergrupo Camaquã, resultaram em propostas litoestratigráficas contraditórias e formalmente inválidas, com diferentes denominações para uma mesma unidade e emprego de uma mesma designação para sucessões de distintos níveis estratigráficos (Tabela 1). A principal causa desta controvérsia é o fato destas propostas terem sido baseadas em critérios de semelhança litológica.

A primeira tentativa de correlação entre as unidades vulcano-

sedimentares da região de Bom Jardim e outras exposições do Supergrupo Camaquã foi realizada por Robertson (1966), que denominou os depósitos rítmicos desta região como *Maricá Fácies Leste*, correlacionada à Formação Maricá de Leinz *et al.* (1941).

Por sua vez, Ribeiro *et al.* (1966) e Tessari & Picada (1966) correlacionaram as unidades aflorantes nas regiões de Bom Jardim e do Vale do Piquiri (Sub-bacia Camaquã Oriental), englobando-as na Formação Arroio dos Nobres. Os depósitos sedimentares finos foram englobados no Membro Mangueirão e, os depósitos conglomeráticos, no Membro Vargas, com localidade-tipo no arroio homônimo, município de Encruzilhada do Sul.

As rochas vulcânicas de caráter intermediário e ácido, Ribeiro *et al.* (1966) denominaram, respectivamente, Membro Hilário e Membro Acampamento Velho que, associadas a rochas sedimentares, constituiriam a Formação Crespos, também do Grupo Bom Jardim. Posteriormente, Ribeiro (1970) considerou este grupo indiferenciado em sua área-tipo, devido à recorrência dos membros Mangueirão e Vargas em mais de um nível estratigráfico.

Apesar da subdivisão estratigráfica proposta por Ribeiro *et al.* (1966) ter se revelado inadequada, principalmente devido à ausência de significado estratigráfico para os conjuntos litológicos formalizados como unidades litoestratigráficas, diversos trabalhos posteriores adotaram, parcial ou totalmente, as subdivisões da Formação Arroio dos Nobres, principalmente o Membro Vargas (elevado à formação por Ribeiro & Lichtemberg 1978).

Alguns trabalhos propuseram revisões informais da subdivisão do Supergrupo Camaquã, baseadas em reconhecimentos regionais, muitas vezes sem utilizar adequadamente as normas de nomenclatura litoestratigráfica, principalmente em relação à mudanças na hierarquia das unidades (e.g. Goñi *et al.* 1962, Santos *et al.* 1978, Ribeiro & Fantinel 1978, Fragoso-Cesar *et al.* 1985).

Diversos trabalhos (e.g. Lima & Nardi 1985, Nardi & Lima 1985,

Wildner *et al.* 1994, 1998, Lima *et al.* 1995, Almeida *et al.* 1996, Zerfass *et al.* 2000, Sommer *et al.* 2003) adotaram as denominações introduzidas por Ribeiro *et al.* (1966), considerando as rochas ácidas como pertencentes à Formação Acampamento Velho (de Cordani *et al.* 1974) e as rochas intermediárias e básicas como Formação Hilário (*sensu* Ribeiro & Lichtemberg 1978).

Adotando novos parâmetros estratigráficos, Paim *et al.* (1992, 1995) dividiram as coberturas do Escudo Gaúcho em seqüências deposicionais, com a caracterização de unidades aloestratigráficas.

Fragoso-Cesar *et al.* (2003) definiram o Supergrupo Camaquã, composto, da base para o topo, pelo Grupo Maricá (*sensu* Pelosi & Fragoso-Cesar 2003), Grupo Bom Jardim, Grupo Santa Bárbara (*sensu* Fambrini 2003) e Grupo Guaritas (*sensu* Robertson 1966).

Recentemente a Formação Acampamento Velho foi retirada do Grupo Bom Jardim e separada como uma unidade litoestratigráfica do Supergrupo Camaquã em evento realizado em Porto Alegre em maio de 2003, no “I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias”. Esta nova proposta é aqui aceita, por considerar a discordância angular existente entre a Formação Acampamento Velho com os grupos Maricá e Bom Jardim, observável no Platô da Ramada.

O conhecimento geocronológico das rochas vulcânicas do Grupo Bom Jardim é ainda preliminar, tendo-se obtido idades de 510 e 535 Ma pelo método Rb/Sr (Cordani *et al.* 1974) e, recentemente, 580 Ma pelo método U-Pb (Remus *et al.* 1999) para os termos intermediários. A idade desta unidade é aqui estimada em 590 Ma, considerando as idades obtidas pelo método U-Pb (*SHRIMP*) por Remus *et al.* (2000) para os granitos Lavras (592 ± 5 Ma, 597 ± 5 Ma e 580 ± 7 Ma) e Caçapava do Sul (589 ± 5 Ma), considerados como comagmáticos ao vulcanismo Bom Jardim (Fragoso-Cesar 1991).

LITOESTRATIGRAFIA DO GRUPO BOM JARDIM O Grupo

Tabela 1 - Principais propostas estratigráficas para as coberturas sedimentares e vulcanogênicas da região centro-sul do Rio Grande do Sul. Modificado de Almeida (2001).

Leinz <i>et al.</i> (1941)	Robertson (1966) (manuscrito de 1961)	Goñi <i>et al.</i> (1962)	Ribeiro <i>et al.</i> (1966)	Ribeiro (1970)	Ribeiro & Lichtenberg (1978)	Santos <i>et al.</i> (1978)	Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (1985)	Leites <i>et al.</i> (1990) e Porcher <i>et al.</i> (1995)	Paim <i>et al.</i> (1995)	Janikian <i>et al.</i> (2001)	Fragoso-Cesar <i>et al.</i> (2003)	este trabalho
Conglomerado Seival	Conglomerado Coxilha	Formação Guaritas	Conglomerado Coxilha	Formação Guaritas	Fm. Guaritas	Grupo Camaquã	Formação Guaritas	Sequência Vulcano-Sedimentar IV	Aloform. Varzinha	Formação Guaritas e Suite Intrusiva Rodeio Velho	Grupo Guaritas e Suite Intrusiva Rodeio Velho	Grupo Guaritas e Suite Intrusiva Rodeio Velho
	Formação Guaritas		Formação Guaritas		Camadas Varzinha							
Effusivas Andesíticas	Formação Santa Bárbara	Formação Camaquã	Formação Santa Bárbara	Formação Santa Bárbara	Camadas Guarda Velha							
Série Camaquã Inclinada e Horizontal	Membro Andesito Martins		Membro Rodeio Velho		Formação Santa Bárbara				Aloform. Pedra Pintada			
						Grupo Camaquã	Formação Acampamento Velho	Sequência Vulcano-Sedimentar III	Aloform. Pedra do Segredo	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara
						Grupo Camaquã	Formação Acampamento Velho	Sequência Vulcano-Sedimentar II (Mbs. Hilário, Vargas e Mangueirão)	Aloformação Santa Fé	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara
						Grupo Camaquã	Formação Acampamento Velho	Sequência Vulcano-Sedimentar I	Aloformação Santa Fé	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara
						Grupo Camaquã	Formação Acampamento Velho	Sequência Vulcano-Sedimentar I	Aloformação Santa Fé	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara
						Grupo Camaquã	Formação Acampamento Velho	Sequência Vulcano-Sedimentar I	Aloformação Santa Fé	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara

— D.E. — Discordância Erosiva

—D.A.— *Discordância Angular*

Bom Jardim, em sua área-tipo, apresenta aproximadamente 4.000m de espessura e constitui-se de rochas vulcânicas andesíticas, rochas piroclásticas (*lapilli* tufos, tufos líticos e tufos vítreos grossos) e rochas sedimentares, geradas em uma bacia lacustre tectonicamente ativa.

O presente trabalho mantém o termo prioritário Grupo Bom Jardim (de Ribeiro *et al.* 1966) por considerá-lo já consagrado e passível de redefinição. Por outro lado, propõe-se o abandono do termo Formação Arroio dos Nobres e de seus membros constituintes por terem sido suas definições baseadas em critérios de semelhança litológica, levando à reunião de litotipos pertencentes a unidades com idades e posição estratigráfica distintas, incluindo parte da Formação Santa Bárbara de Robertson (1966).

A subdivisão litoestratigráfica do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo (Fig. 3) é resultado de mapeamento na escala de 1:50.000 da região, acompanhado por levantamentos estratigráficos e análises de fácies e paleoambientais. Desta forma, o Grupo Bom Jardim, nesta região, pôde ser subdividido em três formações, com contatos transicionais entre si: Cerro da Angélica (unidade basal) Hilário (*sensu* Ribeiro & Lichtemberg 1978) e Picada das Graças.

Formação Cerro da Angélica A Formação Cerro da Angélica consiste de arenitos finos, pelitos e arenitos conglomeráticos, apresentando cerca de 1.500m de espessura. Esta formação encontra-se bem representada nos flancos oeste e norte do Cerro da Angélica (Fig. 2), com camadas mergulhando para ESE e NW, de 15° a 60°. Foram caracterizadas 5 sucessões de rochas que compõem esta formação, das quais uma predomina na porção basal da unidade, três interdigitam-se nas porções intermediárias e outra predomina de topo. Esta unidade apresenta evidências de deposição em um sistema de leques sub-lacustres que, para o topo, passa para ambientes deltaicos.

TURBIDITOS DE ALTA DENSIDADE A sucessão basal da Formação Cerro da Angélica apresenta boa exposição no flanco nordeste do Cerro da Angélica e constitui-se de camadas métricas tabulares amalgamadas de brechas, conglomerados e arenitos conglomeráticos, estratificados (Fig. 4) e maciços. Os clastos superiores a 2cm de diâmetro máximo apresentam-se subangulosos e subarredondados, variando de seixos a matacões, e são de rochas graníticas (~40%), vulcânicas (riolitos ~29%, e subordinados andesitos ~7%), quartzitos (~10%), fragmentos de feldspato (~7%), fragmentos de quartzo leitoso (~7%) e, subordinadamente, rochas meta-calcárias (~1%). Estas camadas apresentam padrão granodecrescente, com predomínio, nas porções superiores, de camadas tabulares (decimétricas a métricas) de arenitos conglomeráticos com seixos esparsos e de arenitos médios a finos com estratificação horizontal. Subordinadamente ocorrem pacotes métricos de arenitos maciços com clastos esparsos (até 6cm), de riolitos (~36%), filitos (33~%), andesitos (~22%) e fragmentos de quartzo leitoso (~9%) e de feldspato (<1%).

Localmente observou-se brecha sedimentar com intrusões de rocha de composição básica, apresentando aspecto maciço, com bolsões irregulares sedimentares isolados pelas porções ígneas (ver localização na Fig. 2). Esta rocha foi classificada, seguindo critérios de McPhie *et al.* (1993), como peperito (Fig. 5).

As fácies das brechas apresentam-se maciças, gradadas e com estratificação pouco desenvolvida, sendo análogas àquelas descritas por Walker (1975, 1992), sugerindo predomínio de transporte por fluxo de gravidade subaquático, relacionado a correntes de turbidez de alta densidade (Lowe 1982). Estas brechas transicionam

para depósitos areníticos grossos, interpretados como turbiditos de baixa densidade, sugerindo assim um contexto de porções próximas às bordas de falhas ativas.

DEPÓSITOS DE LEQUES SUBAQUÁTICOS EXTERNOS Com seção-tipo ao longo da BR-392, próxima à pedreira de argila, estes depósitos ocorrem predominantemente na porção intermediária da Formação Cerro da Angélica e comumente são erodidos por turbiditos canalizados.

Os depósitos apresentam camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos que organizam-se em ciclos granodecrescentes, com arenitos maciços que passam a laminados e, finalmente, com laminação cruzada cavalgante, representando a diminuição da energia do fluxo. Localmente ocorre simples alternância de camadas centimétricas de arenitos finos laminados e com laminação cruzada cavalgante com ângulo supercrítico e marcas onduladas no topo das séries, capeadas por películas de argila (Fig. 6A).

Análises petrográficas nestes arenitos revelam uma composição de quartzo, plagioclásio, biotita e fragmentos líticos de rochas vulcânicas (andesitos e riolitos), além de raros fragmentos de filito e de quartzo vulcânico, com cimentação secundária carbonática, sendo classificados como arcóseos e arenitos líticos (Folk 1968).

A tabularidade e espessura das camadas, além da repetição de ciclos de atenuação de energia, iniciados com fácies de fluxo gravitacional (arenitos maciços), passando por fácies de tração/suspensão (arenitos laminados e com laminação cavalgante) e finalmente fácies de decantação (siltitos e argilitos), permitiram classificar estes depósitos como turbiditos clássicos de camadas finas (segundo Walker 1992), gerados em ambiente de leques subaquáticos externos.

DEPÓSITOS DE FUNDO DE BACIA Estes depósitos transicionam sobre os depósitos de leques externos e constituem-se de intercalações de camadas tabulares, centimétricas a métricas, de argilitos e siltitos maciços e laminados. Localmente ocorrem camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos laminados e maciços, com geometria tabular (Fig. 6B). A seção-tipo localiza-se em pedreira de extração de argila para cerâmica (Fig. 2).

O amplo predomínio de fácies de decantação de material em suspensão (argilitos e siltitos), interrompidas apenas por incursões de turbiditos de baixa densidade (arenitos finos laminados), indica sedimentação em águas relativamente profundas, em setores centrais da bacia.

TURBIDITOS DE ALTA DENSIDADE CANALIZADOS Também na porção intermediária da Formação Cerro da Angélica ocorrem corpos com superfícies basais erosivas côncavas, que possuem dezenas de metros de largura e geometria lenticular, e erodem os depósitos de leques subaquáticos e de fundo de bacia. Estes corpos são preenchidos por sucessões de camadas tabulares, com espessuras centimétricas a decimétricas, de arenitos conglomeráticos e arenitos médios com seixos esparsos, maciços e estratificados, que se intercalam com camadas de arenitos médios a finos, de mesma espessura, com estratificação horizontal (Fig. 7A). Estas sucessões de fácies encontram-se bem expostas no flanco WNW do Cerro da Angélica (Fig. 7B).

A análise de proveniência dos arenitos conglomeráticos (Fig. 7C) revelou grande contribuição de fragmentos epiclásticos vulcânicos básicos e ácidos bem como de rochas graníticas.

A geometria externa desta associação de fácies, bem como as

características sedimentológicas das sucessões, sugerem preenchimento de *canyons* subaquáticos por turbiditos de alta densidade, semelhantes aos depósitos turbidíticos de alta densidade que ocorrem na parte basal da Formação Cerro da Angélica, po-

Figura 3 - Seção esquemática do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo. Modificado de Janikian (2001).

Figura 4 - Camadas de brecha, com predomínio de seixos, interpretadas como turbiditos de alta densidade.

Figura 5 - Rocha vulcanoclástica classificada como peperito: formada por intrusão subvulcânica (v) em sedimento clástico inconsolidado e encharcado (c).

rém, claramente confinados em estruturas canalizadas. Estes *canyons* provavelmente comportaram-se como alimentadores de material grosso para as partes mais profundas da bacia, tendo o seu preenchimento ocorrido durante a fase de abandono. Presume-se, ainda, que sua concentração em alguns níveis estratigráficos pode estar relacionada a episódios de rebaixamento do nível de base do corpo d'água ou a eventos de reativação tectônica das falhas de borda da bacia.

DEPÓSITOS DELTAICOS Depósitos rítmicos de arenitos e siltitos ocorrem sobrepostos aos depósitos de fundo de bacia, em contato transicional. Estes depósitos, que predominam no topo da Formação Cerro da Angélica, apresentam camadas tabulares, centimétricas a decimétricas, de arenitos finos a médios, maciços e estratificados, intercalados ritmicamente com camadas centimétricas de siltitos argilosos laminados (Fig. 8). As camadas de arenitos organizam-se em ciclos granodecrescentes centimétricos a decimétricos, acompanhando a diminuição da energia indicada pelas estruturas sedimentares, em ciclos de arenitos maciços passando a estratificados e, finalmente, com laminação cruzada cavalgante. A seção-tipo ocorre ao longo da estrada de

Figura 6 - (A) - Seção colunar dos Turbiditos Clássicos. Na porção inferior arenitos conglomeráticos estratificados representam pulsos finais dos turbiditos de alta densidade. (B) - Seção colunar dos Depósitos de Fundo de Bacia.

terra que liga a BR-392 à antiga pedreira de brita (ver Fig. 2).

A ritmicidade das fácies e os repetidos ciclos de atenuação de energia indicam deposição por correntes de turbidez. O desaparecimento dos *canyons* alimentadores, aliado ao predomínio das geometrias tabulares destas camadas, sugere um contexto de aporte detrítico direto em águas relativamente rasas. Essas considerações permitem interpretar esta sucessão como tendo sido gerada em ambiente deltaico, progradacional sobre os depósitos de fundo de bacia.

Formação Hilário Na região de Bom Jardim, a Formação Hilário apresenta cerca de 1.000m de espessura. Esta unidade inicia-se com rochas riolíticas (com localidade-tipo na pedreira desativada de brita - Fig. 2), sendo composta de fenocristais de quartzo e plagioclásio, e feldspato alcalino subordinado, em matriz quartzo-feldspática, além de xenólitos de rochas básicas. Associam-se, à estas, rochas piroclásticas, (nas proximidades do km 460 da BR-153), constituídas de *lapilli* tufos e brechas piroclásticas, com predomínio de litoclastos juvenis básicos e andesíticos, e subordinados conatos ácidos (ignimbritos), em matriz fina de mesma composição dos fragmentos juvenis, além de tufos líticos grossos subordinados. A ausência de evidências de soldamento ou devitrificação sugere que estes depósitos são secundários e colo-

cados a frio (conforme critérios de Cas & Wright 1991), sendo interpretados como depósitos de fluxo de gravidade possivelmente resultantes da transformação de um fluxo piroclástico em um fluxo turbulento sustentado por água, em decorrência da entrada do fluxo piroclástico num corpo d'água.

Rochas vulcânicas de composição predominantemente básica sobrepõem-se às rochas riolíticas e piroclásticas, com ótima exposição no entroncamento das rodovias BR-153 e BR-392 e ao longo do Cerro dos Lopes (Fig. 2), sendo classificadas preliminarmente como basaltos, latitos-basaltos, latitos e andesitos (segundo critérios de Streckeisen 1979). Localmente são observadas intrusões rasas de composição análoga à dos derrames. Estes rochas apresentam matriz afanítica, com fenocristais milimétricos ripiformes e prismáticos de plagioclásio predominantemente cálcico, labradorita e bytownita, além de andesina. Localmente ocorrem esferulitos e pequenas amígdalas com carbonato, zeólita e clorita, além de vênulas de carbonato que preenchem fraturas. É comum cristais de plagioclásio com alteração para clorita ou carbonato.

Na localidade do Cerro dos Lopes foram reconhecidas estruturas primárias muito semelhantes a *pillow* lavas (Figs. 9A e 9B), caracterizadas por corpos métricos de rochas vulcânicas de geometria lenticular (em corte), com topo convexo e base formada pelo topo das estruturas sotopostas, por vezes resultando em

Figura 7 - (A) - Seção colunar dos Turbiditos de Alta Densidade Canalizados da Formação Cerro da Angélica. (B) - Vista do flanco WNW do Cerro da Angélica, destacando a geometria lenticular dos canyons sub-lacustres preenchidos por turbiditos de alta densidade. (C) - Gráfico de proveniência dos níveis areno-conglomeráticos dos Turbiditos de Alta Densidade Canalizados da Formação Cerro da Angélica.

Figura 8 - Turbiditos monótonos deformados pela falha regional de direção NNE-SSW.

pedúnculos, limitados por uma borda de espessura centimétrica relativamente constante de rochas de granulação mais fina, notavelmente empobrecidas em fenocristais (Fig. 9B). Estas estruturas foram inicialmente descritas por Ribeiro (1970), que interpretou a colocação destas rochas em ambientes subaquáticos.

Cabe ressaltar que Roisemberg *et al.* (1983) classificaram estes termos intermediários como tipos de afinidade alcalina, com predomínio de basaltos, hawaitos, mugearitos e traqui-andesitos. Paim *et al.* (1999) classificaram estas rochas como cálcio-alcalinas de alto potássio e alcalinas, porém admitindo uma afinidade shoshonítica, conforme proposta de Lima & Nardi (1985) e Nardi & Lima (1985) para as rochas desta unidade aflorantes na região de Lavras do Sul.

Condições subaquáticas para esta unidade já haviam sido des-

critas anteriormente (Ribeiro 1970, Janikian *et al.* 2001, Janikian 2001) e Casa de Pedra (Fambrini *et al.* 1996, 1999). Também a sincronidade de rochas básicas e ácidas na Formação Hilário já havia sido mencionada por Ribeiro *et al.* (1966), Ribeiro (1970), Santos *et al.* (1978), Frago-Cesar (1991), Janikian *et al.* (2001), Janikian (2001), entre outros.

Associados aos depósitos vulcanogênicos da Formação Hilário ocorrem turbiditos predominantemente de baixa densidade, nos quais se intercalam camadas centimétricas a decimétricas de arenitos finos laminados e pelitos laminados. Nas partes basais desta sucessão turbidítica, tem-se camadas decimétricas tabulares de arenitos grossos seixosos (com 100% de proveniência de rochas vulcânicas), com intercalações de camadas de arenitos finos laminados e pelitos laminados constituindo, assim, um ciclo

Figuras 9 - (A) - Estruturas do tipo pillow em rocha vulcânica básica, indicativa de ambiente subaquático. (B) - Detalhe do pedúnculo.

granodecrescente para a sucessão.

Formação Picada das Graças A Formação Picada das Graças, com aproximadamente 1.400m de espessura, é composta, a partir da base, pelas seguintes sucessões: (i) Depósitos de leques deltaicos, (ii) Depósitos fluviais e (iii) Depósitos deltaicos dominados por rios.

DEPÓSITOS DE LEQUES DELTAICOS Os depósitos inferiores da Formação Picada das Graças iniciam-se com uma sucessão arenosa e argilosa, de cerca de 600m de espessura, gerada predominantemente em ambiente de pró-delta. Estes depósitos são constituídos por camadas tabulares rítmicas, com espessuras centimétricas a decimétricas, de arenitos e siltitos laminados, gerados por correntes de turbidez, e camadas de mesma espessura de argilitos maciços gerados por processos de decantação. Apresentam boas exposições na região da Fazenda Fomento. Análises de paleocorrentes obtidas nestes depósitos indicam um sentido do paleofluxo para S e SE (Figs. 2 e 3).

Atividade vulcânica concomitante à deposição do início da Formação Picada das Graças é evidenciada pela ocorrência de pequenos corpos intrusivos, principalmente *sills* de rochas básicas e andesíticas, além da presença de camadas tabulares decimétricas de tufos vítreos grossos, com abundância de *shards* sem deformação plástica (Figs. 10A e 10B). Estas camadas de tufos intercalam-se com camadas tabulares de argilitos maciços a laminados, de espessuras centimétricas a decimétricas, interpretados como depósitos de decantação, além de subordinadas camadas centimétricas tabulares heterolíticas e arenitos finos a muito finos laminados e maciços. Seguindo critérios de Cas & Wright (1991) e McPhie *et al.* (1993), os tufos foram classificados como depósitos de queda decantados em água e colocados a frio.

Os depósitos de pró-delta transicionam para uma sucessão (com espessura aproximada de 400m) de conglomerados e arenitos conglomeráticos, gerados predominantemente em ambiente de leque deltaico proximal (*fan delta*), que predominam na parte intermediária desta formação.

Os depósitos de leque deltaico proximal iniciam-se com espessos pacotes de conglomerados maciços, dispostos em camadas tabulares de espessura métrica a decamétrica (Fig. 11), sustentados por clastos subangulosos a subarredondados, que variam de seixos a matacões de até 46cm de diâmetro, envolvidos por areia muito grossa. Estes conglomerados maciços transicionam verticalmente para camadas decimétricas a métricas, tabulares, de conglomerados e subordinados arenitos-conglomeráticos,

estratificados (Fig. 12). Estas fácies conglomeráticas encontram-se bem expostas no trecho entre o km 461 e 462 da BR-153, cerca de 15 km a norte do entroncamento com a BR-392.

A análise de proveniência realizada nestes depósitos conglomeráticos revelou uma crescente contribuição de fontes do embasamento em direção ao topo da sucessão (Figs. 13A e 13B). Esta proveniência, aliada à presença de fácies relacionadas a altos gradientes, com intenso aporte sedimentar proximal, sugere a presença de acentuado relevo nas margens da bacia, possivelmente relacionado a um rearranjo tectônico, com a deposição de sedimentos mais grossos, até conglomeráticos, sobre depósitos de pró-delta, caracterizando, assim, ciclos progradacionais relacionados à crescente taxa de sedimentação.

Por fim, na parte superior dos depósitos de leques deltaicos proximais, ocorrem intercalações rítmicas de camadas tabulares, decimétricas a centimétricas, de arenitos conglomeráticos e arenitos grossos (por vezes seixosos) estratificados, com camadas tabulares centimétricas de arenitos finos laminados e, localmente, lentes de pelitos laminados. A presença de intercalações de arenitos estratificados é interpretada como resultado da geração de correntes de turbidez relacionadas ao aporte de grandes volumes de detritos. Por outro lado, as intercalações com fácies geradas por processos de decantação sugerem que a entrada destes fluxos gravitacionais dá-se em um corpo d'água relativamente calmo.

DEPÓSITOS FLUVIAIS Sobrepostos aos depósitos de leques deltaicos ocorrem camadas decimétricas lenticulares de arenitos finos a médios, localmente com grânulos e seixos esparsos, com estratificação cruzada acanalada (Fig. 14), expostos em cristas naturais. Estas camadas são intercaladas a camadas tabulares decimétricas de arenitos finos e pelitos, mal expostos. Esta sucessão, com cerca de 60m de espessura, está bem exposta na estrada de acesso local denominada Picada das Graças, no trecho a oeste da BR-153. Apresenta transição lateral, ao menos parcial, para os depósitos deltaicos dominados por rios, descritos a seguir.

As camadas de arenitos com estratificação cruzada acanalada são interpretadas como depósitos de migração de dunas subaquáticas de cristas sinuosas em canais amplos que cortam fácies de planícies inter-canais nas quais predomina decantação de material fino. A transição lateral destes depósitos para os depósitos deltaicos dominados por rios sugere que, ao menos em parte, esta associação de fácies representa depósitos de planície deltaica, com fácies de canais distributários e de baixa interdistributária. Análises de paleocorrentes obtidas nestes depósitos indicam um sentido de paleofluxo para E (*vide* Figs. 2 e 3).

Figura 10 - (A) - Seção esquemática de depósitos com predomínio de decantação da Formação Picada das Graças, (B) - com destaque para as camadas de tufo vítreo grosso.

Figura 12 - Conglomerados e arenitos conglomeráticos estratificados que predominam na parte superior dos depósitos de leques deltaicos proximais da Formação Picada das Graças.

decimétricas, tabulares a lenticulares, de arenitos laminados ou com laminação cruzada cavalgante supercrítica, por vezes convolucionados, que se intercalam ritmicamente com camadas decimétricas de pelitos laminados, com freqüentes gretas de contração no topo dos ciclos. Localmente ocorrem superfícies côncavas (métricas) de base erosiva, preenchidas por arenitos finos com estratificação cruzada tabular. Estes depósitos foram interpretados como gerados predominantemente em um ambiente deltaico dominado por rios, apresentando contatos transicionais sobre os depósitos conglomeráticos de leques deltaicos proximais e passagem lateral para os depósitos fluviais.

A ocorrência de estruturas indicativas de exposição subaérea (gretas de contração) sugere ambiente de águas rasas com freqüente oscilação do nível de base. O predomínio de arenitos com estruturas de tração/suspensão (laminação cruzada cavalgante), associadas a fácies de decantação de pelitos, indica águas calmas, mesmo quando muito rasas. Essa associação permitiu a interpretação de um ambiente lacustre para a sucessão, sendo a incursão de corpos arenosos com estruturas de tração/suspensão interpretada como resultante do aporte aluvial proximal, em um ambiente de frente deltaica. Eventuais escavações de pequenos canais fluviais ou distributários, caracterizados como corpos lenticulares de arenitos finos com estratificação cruzada tabular, refletem períodos de queda acentuada ou prolongada do nível de base. A presença de estruturas de deformação penecomtemporânea na fácies de arenitos com laminação cruzada cavalgante indica rápida deposição gerando perda de fluidos.

A parte superior da Formação Picada das Graças demonstra, assim, uma progressiva diminuição das taxas de subsidência e de atividade vulcânica em resposta à diminuição da atividade tectônica. Desta forma, pode-se considerar que esse sistema deltaico possivelmente reflete um estado de quiescência tectônica da bacia, com progressivo entulhamento da bacia.

Figura 11 - Conglomerados maciços de depósitos de leques deltaicos proximais da Formação Picada das Graças.

DEPÓSITOS DELTAICOS DOMINADOS POR RIOS A sucessão de topo da Formação Picada das Graças, com espessura estimada de 500m, apresenta-se bem exposta ao longo da BR-153, entre os kms 466 e 468. Estes depósitos apresentam camadas

Figuras 13 - (A) - Gráfico de análise de proveniência das porções inferior e (B) - superior dos depósitos de leques deltaicos.

Figura 14: Arenitos finos com estratificação cruzada acanalada, em Depósitos Fluviais da Formação Picada das Graças.

Análises de paleocorrentes realizadas nestes depósitos, interpretados como produto de correntes geradas por indução de aporte fluvial em ambiente deltaico, mostram paleocorrentes predominantemente para SSW, apresentando porém uma grande dispersão (Figs. 2 e 3), devido às próprias características desse tipo de sistema deposicional.

RECONSTITUIÇÃO PALEOGEOGRÁFICA E CONTEXTO TECTÔNICO DO GRUPO BOM JARDIM O contexto tectônico gerador do Grupo Bom Jardim pode ser inferido principalmente pela distribuição espaço-temporal dos ambientes deposicionais e pela análise de proveniência dos termos conglomeráticos.

A caracterização de dois intervalos com fácies conglomeráticas expressivas (indicativas da presença das escarpas íngremes) sugere dois grandes eventos de subsidência, sendo o primeiro interpretado como gerador da bacia, com ativação de falhas de borda e, o segundo, reorganizador da bacia.

A proveniência dos depósitos conglomeráticos da Formação Cerro da Angélica, caracterizados como depósitos de fluxos de gravidade em ambiente de leques subaquáticos, inicia-se com fragmentos do embasamento e posteriormente apresenta uma grande porcentagem de fragmentos vulcânicos de riolitos e, subordinadamente, basaltos e andesitos, indicando eventos vulcânicos concomitantes à ativação das falhas de borda da bacia,

que contribuiriam para os elevados gradientes e o grande aporte de detritos.

Após o pico da atividade vulcânica representado pela Formação Hilário, tem-se a continuidade da subsidência, com progressiva contribuição de rochas do embasamento e geração dos depósitos conglomeráticos da Formação Picada das Graças, depositados em ambiente de leques deltaicos. A diminuição da taxa de subsidência da bacia e dos processos vulcânicos reflete-se nos depósitos arenosos deltaicos de topo da Formação Picada das Graças, que representam o preenchimento da bacia por aporte sedimentar relacionado a sistemas aluviais de menor energia.

Desta forma, podemos considerar que as unidades do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo foram geradas inicialmente em áreas próximas a uma das bordas ativas de um grande e extenso lago tectônico, com taxas de subsidência superiores às taxas de sedimentação, com progressiva diminuição da atividade tectônica culminando no entulhamento da bacia, já em contexto de quiescência tectônica. As condições subaquáticas perduraram também durante a geração da Formação Hilário, como demonstram tanto a ocorrência de depósitos turbidíticos intercalados aos derrames quanto a presença de *pillow lavas* nestes.

A complexidade estratigráfica da área-tipo do Grupo Bom Jardim resultou na grande variedade de modelos tectônicos, muitas vezes antagônicos, para a Bacia Camaquã nesse período. A atual

proposta litoestratigráfica permite considerar alguns pontos relevantes à interpretação do contexto tectônico desta unidade:

1) As espessuras e características da Formação Cerro da Angélica sugerem presença de bordas tectonicamente ativas, com geração de altos gradientes.

2) As análises de proveniência evidenciam a ausência de deslocamento expressivo entre os depósitos e suas áreas-fonte, indicando a ausência de movimentação lateral das falhas de borda, o que desfavorece a hipótese de uma bacia transcorrente.

3) A ausência de falhas inversas de baixo ângulo ou de quaisquer deformações compressivas regionais, desfavorecem a hipótese de uma bacia de regime compressivo (tipo *foreland*).

4) O caráter não conclusivo e divergente das análises geoquímicas das rochas vulcânicas apresentadas na bibliografia não permite inferências quanto ao posicionamento da bacia no contexto da tectônica de placas.

Assim, é possível inferir um regime distensivo para a geração das unidades vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim.

CONSIDERAÇÕES FINAIS As controvérsias na definição e posicionamento das unidades do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo culminaram com o emprego de diferentes denominações para uma mesma unidade e na consagração de correlações entre sucessões notadamente distintas. A correlação puramente litológica de seus depósitos siliciclásticos com depósitos de outras unidades do Supergrupo Camaquã, litologicamente semelhantes, prejudicaram o estabelecimento de uma coluna litoestratigráfica formal para estas coberturas.

Os trabalhos realizados na região de Bom Jardim, área-tipo do

grupo homônimo, demonstraram a impossibilidade de aplicação da proposta litoestratigráfica original e resultaram na reformulação da litoestratigrafia deste grupo. Nesta região, o Grupo Bom Jardim pode ser subdividido nas formações Cerro da Angélica (basal), Hilário e Picada das Graças (topo). A Formação Cerro da Angélica apresenta turbiditos gerados em sistemas de leques sublacustres, além de depósitos de fundo de bacia e depósitos deltaicos progradacionais. A Formação Hilário, com espessas sucessões de rochas vulcânicas e piroclásticas colocadas em ambiente subaquático, representa possivelmente o período de maior atividade das falhas relacionadas à geração da bacia. A Formação Picada das Graças, posterior ao período de maior atividade vulcânica, apresenta depósitos deltaicos, gerados em período de quiescência tectônica.

As características dos depósitos do Grupo Bom Jardim indicam uma bacia lacustre tectônica, com altas taxas de subsidência, marcada por fases de ativação das falhas de borda que possuíam importante componente normal em função de um regime tectônico distensivo.

Agradecimentos Ao apoio financeiro da FAPESP — Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (processos 99/00878-7, 00/07510-4, 00/11089-2 e 01/01439-9). Ao Prof. Dr. Afonso Cesar Rodrigues Nogueira, pela revisão cuidadosa do texto. Aos revisores da RBG, pelas sugestões ao original. À CPRM-núcleo RS, pela disponibilização de fotografias aéreas. À prefeitura de Caçapava do Sul e à UNISINOS, pela infra-estrutura disponibilizada na cidade. Ao Laboratório de Petrografia Sedimentar do Igc-USP (FAPESP 97/10669-0).

Referências

- Almeida R.P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, RS*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 p. (inédito)
- Almeida D. del P.M. de, Zerkass H., Basei M.A. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 39, *Anais*, 2:19-21.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1991. Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of Volcanology*, 53:357-380.
- Cordani U.G., Halpern M., Berenholc M. 1974. Comentários sobre determinações geocronológicas na Folha Porto Alegre. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, texto explicativo das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim*, DNPM, Brasília, p.70-84.
- Fambrini G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 293p.
- 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.; Riberiro de Almeida T.I. 1996. 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, Congr. Bras. Geol., 39, *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: I Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, *Boletim de Resumos*, p.34.
- Folk R.L. 1968. *Petrology of Sedimentary Rocks*. The University of Texas, Austin, Hemphill's, 170p.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1980. O Cráton Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 31, *Anais*, 5:2879-2892.
- 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, *Boletim de Resumos*, 8-16.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1991. *Tectônica de Placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 366 p.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Faccini U.F., Paim P.S.G., Lavina E.L., Altamirano J.A.F. 1985. Revisão na estratigrafia das molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., 2, *Anais*, 477-491.
- Fragoso Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., 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: I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. *Boletim de Resumos*, 139-144.
- 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. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early

- Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **30**(3):438-441.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.F., Riccomini C., Janikian L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Machado R. 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Sequência Santa Bárbara (Neoproterozóico III-Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. *Rev. Bras. Geoc.*, **31**:155-162.
- 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. Bras. Geol., 33, *Anais*, 7:3272-3283.
- 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, Congr. Bras. Geol., 32, *Anais*, 1:1-12.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr. E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, *Anais*, 1:13-23.
- Goni 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.
- Gresse P.G., Chemale F., Silva L.C., Walravens, Hartman L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, **8**:157-171.
- Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico Brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos crâtons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 32, *Anais*, 1:24-29.
- Issler R.S. 1983. Evolução crustal da Faixa Arco-Fossa Tijucas e Faixa Magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 1, *Atas*, 1:19-36.
- Issler R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro de Geol., 2, *Atas*, 2:184-198.
- Janikian L. 2001. *Evolução Paleambiental do Grupo Camaquã na região de Bom Jardim, Sub-bacia Camaquã Central, RS*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 158p. (inédito).
- 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: Congr. Latinoamericano / Congreso Uruguayo de Geología, 3, *Abstracts Volume* (CDROM).
- Leinz V., Barbosa A.F., Teixeira G.A. 1941. *Mapa Geológico Cacapava-Lavras*. Porto Alegre, Divisão de Produção Mineral da Secretaria de Agricultura, Indústria e Comércio, *Boletim*, **90**:1-39.
- Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1985. Geologia, petrografia e petroquímica das rochas vulcânicas e tufáceas da região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS. *Acta Geol. Leopoldensia*, **20**:15-62.
- Lima E.F., Wildner W., Lopes R.C., Sander A., Sommer C.A. 1995. Vulcanismo Neoproterozóico associado as bacias do Camaquã e Santa Bárbara – RS: Uma revisão. In: SBG/Núcleo RS, VI Simp. Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro de Geologia do Cone Sul, *Boletim de Resumos Expandidos*, 197-199.
- Lowe, D.R. 1982. Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Jour. Sed. Pet.*, **52**:279-297.
- 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, I Workshop Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 73-76.
- McPhie J., Doyle M. & Allen R. 1993. *Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks*. Center for Ore Deposits and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.
- Nardi L.V.S. & Bitencourt M.F. 1989. Geologia, petrologia e geoquímica do Complexo Granítico de Caçapava do Sul. *Rev. Bras. Geoc.*, **19**:153-169.
- Nardi L.V.S. & Lima E.F. 1985. A Associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Rev. Bras. Geoc.*, **15**:139-146.
- 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, SNET, 3, Rio Claro, *Boletim de Resumos Extensos*, 58-59.
- Orton G.L. 1995. Facies Models in volcanic terrains. In: A.G. Plint (ed) *Sedimentary facies analysis*. International Association of Sedimentologists Special Publication. 157-193.
- Paim P.A.V., Caravaca G., Viero A.P. 1999. Rochas vulcânicas do Alogrupo Bom Jardim (Bacia do Camaquã) na região do Cerro dos Lopes, Caçapava do Sul, RS. In: I Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados. *Boletim de resumos*. p.49.
- 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., 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 Geológica*, **9**:41-45.
- Paim P.S.G., Lopes R.C., Chemale Jr. F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã - Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. In: SBG/Núcleo RS, VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia / I Encontro Geologia do Cone Sul, *Boletim de Resumos Expandidos*, 39-50.
- Pelosi A.P.M.R. (2001). *Evolução Paleogeográfica das formações Maricá e Crespos (Neoproterozóico III) na porção norte da Sub-bacia Camaquã Ocidental, Caçapava do Sul, RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Univ. de São Paulo. 153p. (inédito).
- Pelosi A.P.M.R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 2003. Proposta de classificação litoestratigráfica para o Grupo Maricá. I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre. P: 133-138.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reishl J.L. 2000. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gond. Res.*, **3**(2):155-174.
- Ribeiro M. 1970. *Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil*. Rio de Janeiro. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM, Boletim 247, p.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, Boletim 127, 232 p.
- 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. *Ilneríngia, Série Geologia*, **5**:19-54.
- Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Síntese da Geologia do Rio Grande

- do Sul. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 30, *Anais*, 6:2451-2463.
- Robertson J.F. 1966. Revision of stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. IG-UFRGS, *Notas e Estudos*, 1(2): 41-54.
- 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. In: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., 1, Porto Alegre, *Atas*, 271-285.
- 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, Congr. Bras. Geol., 30, *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.
- Sommer C.A., Lima E.F. de, Nardi L.V.S., Liz J.D. de, Pierosan R., Waichel B.L. 2003. Stratigraphy of the Acampamento Velho Alloformation in the Ramada Plateau, Vila Nova do Sul region, RS. In: I Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre. p: 105-110.
- Streckeisen A. 1979. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites, and meilitic rocks: recommendations and suggestions of the IUGS Subcommision on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 7:331-335.
- Tessari R.I. & Picada R.S. 1966. *Geologia da Quadrícula Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 124, 147 p. .
- Walker R.G. 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. *GSA Bull.*, 86:737-748.
- Walker R.G. 1992. Turbidites and submarine fans. In: Walker R.G. & James N.P (eds) *Facies Models and response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada. 239-263.
- Wildner W., Lima E.F., Camozzato E., Lopes R.C. 1998. Sequências vulcânicas nas bacias do Camaquã e Santa Bárbara e Platô do Taquarembó: representantes do final do magmatismo relacionado ao Ciclo Brasileiro/Panafriano no sul do Brasil. In: X Congr. Latinoamer. Geol. y VI Congr. Nac. Geol. Econ., *Actas*, 1:152-156.
- Wildner W. & Nardi L.V.S. 1999. Características geoquímicas e petrogenéticas do vulcanismo neoproterozóico do sul do Brasil – Platô do Taquarembó – RS. In: Simp. Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de resumos*, p.30.
- 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*, 21:47-57.
- 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). *Rev. Bras.Geoc.*, 30:375-379.

Manuscrito A-1355

Recebido em 26 de junho de 2002

Revisão dos autores em 15 de outubro der 2003

Revisão aceita em 30 de outubro de 2003