Prancha 11

Prancha 12

e um EA. Ocorrem escavações ricas em intraclastos centimétricos (prancha 8H) também em regiões não englobadas pelo mosaico e diversas estruturas de liquefação. Um horizonte apresentando diversas dessas estruturas (prancha 9D) é erodido no topo, sendo esta superfície sotoposta ao elemento EA. São encontradas importantes estruturas de liquefação como uma anticlinal de grande dimensão (prancha 5C) e dobra em bainha (prancha 17B). As superfícies limitantes são em sua maioria erosivas e côncavas. Ømax = 24cm (intraclastos). Paleocorrentes com grande dispersão de dados. As colunas estratigráficas apontadas nos painéis são apresentadas na prancha 12*iii*. As seções apresentadas na prancha 14*iii* foram realizadas próximas a esta localidade e apresentam características semelhantes de escavações abandonadas, desta vez com fácies apresentando *climbing ripples* lateralmente, apresentadas na prancha 8F. Porém não foi realizado painel de análise de arquitetura deposicional devido à condições desfavoráveis. Outro exemplo de intercalação de fácies *climbing-ripples* e pelitos laminados é apresentado na prancha 15i e na seção da prancha 15ii, representativa de um afloramento que não possui condições ideais para confecção de painel porém de grande importância para a interpretação aqui em andamento. São apresentadas fotografias deste afloramento também nas pranchas 8E e 10A.

Painel 4

Localização: UTM 22J 258168/6584340

Predomínio das fácies Aa (89%) e subordinadamente Acp (11%). Intercalação rítmica de elementos FA e CP. Ocorrem menos seixos, porém são comuns intra-clastos. Superfícies erosivas principais apresentam concavidade para cima enquanto que as de menor ordem podem ser convexas. As estruturas de liquefação ocorrem em abundância. Paleocorrentes predominantemente para W. É um afloramento relativamente homogêneo em comparação com a maioria. Ømax = 16cm. As colunas estratigráficas apontadas nos painéis são apresentadas na prancha 13*i*.

Apresenta predomínio de fácies Aa (60%), com Al (18%) e Acp (21%) subordinadamente. Apresenta predomínio do elemento FA, intercalado por LA. Ocorre um elemento AJ, indicativo da atividade de barras longitudinais, e que é raramente encontrado na região, sendo aqui neste trabalho o único exemplo identificado. As superfícies erosivas são predominantemente côncavas para cima. As paleocorrentes variam entre NNW e S. Ømax 14 cm. A grande extensão lateral evidencia também aqui o caráter de um sistema fluvial lateralmente extenso.

Painéis 6, 7 e 8

Localização: UTM 22J 261366/6587139

Morrote apresentando diversas faces passíveis de análise de elementos arquiteturais, no qual foram realizados quatro painéis. Apresenta predomínio de Aa (42%) e Al (32%), além de Acp (26%). Predominam elementos FA, por vezes intercalados a LA, e por outras vezes intercalados a CE e AJ. As superfícies erosivas são mais planares em relação às outras áreas de estudo. Paleocorrentes predominantemente para SSE. e importante exemplo da deformação progressiva de um set de cruzadas acanaladas passando lateralmente para cruzadas *over-turned* e novamente para não deformadas (painel 6). No painel 7 temos uma visão de detalhe das relações geométricas entre as superfícies deposicionais com as demais superfícies, podendo-se notar o escavamento do elemento LA pelo FA. O painel 8 apresenta dois perfis adjacentes uma visão tridimensional dos elementos de lençóis de arenitos laminados e formas de leito arenosas. Apresenta bons exemplos de dunas 3D (logo à esquerda da seção A) que

Prancha 13

exibem em sua seção superior diversas estruturas de liquefação truncadas no topo. Ømax = 12,5 cm.

Painel 9

Paredão com grande extensão lateral, apresentando relativamente boa distribuição de ocorrências de fácies, com predominância de Al (47%), Aa (23%) e Acp (23%). Aparecem níveis de Pg (7%) intercalados com Alc intercalados ritmicamente. Os elementos arquiteturais predominantes são LA e FA, com importante participação do elemento PI. São encontrados exemplos de concentração de seixos em frente de cruzadas (prancha 8C). É observada uma extensa superfície erosiva de menor ordem, de geometria planar, limitando abaixo uma série de acanaladas de grande porte e acima séries de menor porte e convolutas. As características desta superfície corroboram a interpretação de um sistema fluvial pouco confinado lateralmente. Apresenta grande variação de paleocorrentes. Ømax = 9 cm.

Painel 10

Localização: UTM 22J 263006/6572143

Localidade do Passo do Cação.

Apresenta predomínio de fácies conglomeráticas intercaladas por lentes de arenitos com estratificação cruzada acanalada. Os elementos arquiteturais presentes são as Formas de Leito Conglomeráticas e as Formas de Leito Arenosas, estas em menor proporção. Apresenta superfícies côncavas para cima, planares e convexas. Apresenta apenas uma superfície erosiva principal, de grande extensão lateral. Não foram encontradas estruturas de liquefação. Ømax é de 32cm. Estas características de granulação mais grossa nos leva a propor aqui que esta exposição está relacionada às porções mais basais da Formação Guarda Velha.

Seção Tipo da Formação Guarda Velha: Rincão da Guarda Velha

Localização: UTM 22J 270815/6602003

Esta seção (prancha 15v) começa na base com uma sucessão espessa de conglomerados imbricados de espessuras métricas alternados por lentes menos espessas de arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada, semelhantes aos litotipos do Passo do Cação (Painel 10). Esta última localidade é também representante das seções basais da Formação Guarda Velha, segundo Almeida (2005). Seção acima começam a aparecer mais constantemente lentes de arenitos laminados eventualmente com estruturas de corte e preenchimento (scours, prancha 15iii), preenchidas arenitos conglomeráticos estratificação por com cruzada acanalada e granodecrescentes, indicando eventos com alta variação de fluxo. Acima segue-se novamente um espesso pacote de conglomerados imbricados. Estes começam a apresentar estratificações mais evidentes devido à relativa menor granulometria, com estratificações cruzadas acanaladas de mais de 1 m de espessura. Notadamente foi encontrado um *set* com mais de 2 m de espessura (prancha 15iv) indicativo da atividade de um rio de grande poder de vazão em regime de fluxo inferior. Lateralmente temos algumas ocorrências de lentes de arenitos com cruzadas acanaladas em estruturas de corte e preenchimento (prancha 15iii), semelhantes às encontradas na localidade do Passo do Cação. Em uma dessas lentes foi encontrado um set de arenito conglomerático granodecrescente em séries de cerca de 10 cm (prancha 9B).

Esta sucessão apresenta uma transição faciológica importante determinada por mudança granulométrica, com a passagem de conglomerados para os arenitos típicos da região da Serra das Guaritas, onde estes passam a dominar. Já se encontram esparsamente estruturas de liquefação, e a típica alternância entre *cosets* de acanaladas com *sets* de arenitos laminados começa a ser mais contundente e característica. Encontram-se nesse horizonte estratigráfico, a exemplo dos conglomerados granodecrescentes acima citados, ocorrências de

Prancha 14

Prancha 15

fácies que não são comuns ou são mesmo inexistentes nas exposições da Serra das Guaritas. Aparecem localizadamente estratificações sigmoidais (prancha 9c), interpretadas como preservação de *top set* semelhantes às *humpbachk dunes* descritas por Fielding (2006) em depósitos de transição de regime de fluxo inferior para o superior. Outra fácies encontrada exclusivamente nesta seção é caracterizada por um *set* isolado de estratos cruzados, de espessura de cerca de 0,8 cm, sendo cada estrato caracterizado por conglomerados de grânulos e pequenos seixos com marcante gradação normal (prancha 9B). Este *set* é interpretado como formado por pequenos deltas de Gilbert, semelhantes aos descritos por McConnico & Bassett (2007), com deposição por correntes de densidade nos *foresets*, promovendo o avanço de uma barra em um corpo d´água provavelmente estagnado. A passagem lateral entre essas duas fácies sugere a existência de um corpo d´água parada durante o evento de diminuição de vazão que resultou nas *humpback dunes*.

Deixam aqui de dominar os conglomerados de enchente em lençol referentes aos primeiros pulsos de deposição do *rift* Guaritas, bem representados também na localidade do Passo do Cação, chegando à instalação de uma planície fluvial entrelaçada mais madura responsável pela espessa deposição das fácies fluviais típicas da Formação Guarda Velha.

A prancha 16 apresenta um modelo idealizado do preenchimento das sucessões agrupadas na Formação Guarda Velha. Apresenta assim na sua base conglomerados imbricados com lentes de arenitos com estratificação acanalada, passando seção acima para arenitos com estratificação acanalada intercalados com arenitos laminados, com seções ora convolutas ora apresentando intraclastos, pelitos gretados e arenitos com estratificações cruzadas cavalgantes.

6. Discussão

6.1. Análise de Fácies Sedimentares e Elementos Arquiteturais

A intenção do presente item é a caracterização dos sistemas fluviais responsáveis pelos depósitos de arenitos conglomeráticos expostos na região da Serra das Guaritas, Caçapava do Sul, englobados na Formação Guarda Velha. A região apresenta afloramentos em paredões extensos ideais para a aplicação de técnicas de análise de fácies sedimentares e de elementos arquiteturais. Além desta região, foram efetuados estudos em duas localidades distintas representantes da Formação Guarda Velha: Passo do Cação (painel 10) e Rincão da Guarda Velha (pranchas 15*iii, iv e v*), ambas interpretadas aqui como representativas dos estratos basais daquela unidade litoestratigráfica, sendo que a última localidade é considerada a seção-tipo da mesma por Ribeiro (1970). A localização destas exposições na base da Formação Guarda Velha é corroborada pela litologia essencialmente conglomerática do contato desta unidade com os arenitos, siltitos e argilitos típicos da Formação João Dias, unidade superior do Grupo Santa Bárbara (*sensu* Fambrini *et al.* 2005), em discordância angular (prancha 17C) aflorante na estrada que liga as Minas do Camaquã à BR-153 (utm 22J 264228/6580355).

O presente estudo mostra afloramentos representativos do estilo fluvial ativo na região durante o Eocambriano. A análise de fácies e arquitetura deposicional aponta para um sistema fluvial dominado por uma alta taxa de aporte sedimentar, com carga predominantemente areno-conglomerática, quase ausência de fácies pelíticas, ocorrência baixa de intraclastos e superfícies majoritariamente erosivas. Estas são em sua maioria côncavas, podendo ser quase planares e também em forma de corte e preenchimento (*scours*).

O estudo de fácies sedimentares revela na região a ocorrência predominante de

Prancha 16

arenitos conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada em geral de médio a grande porte, com seixos arredondados de proveniência principal de riolitos, sienogranitos e quartzo milonitos, localmente com intraclastos de pelitos intraformacionais. Associados a esses litotipos, temos arenitos laminados com estratificação plano paralela e lineação primária de corrente, além de conglomerados polimíticos com seixos imbricados. Localmente encontramos níveis de pelitos acompanhados por arcósios finos a médios com laminação cruzada cavalgante (*climbing-ripples cross lamination*).

A variação entre fácies diferentes é quase sempre determinada por superfícies erosivas que truncam as camadas sotopostas, frequentemente escavando calhas posteriormente preenchidas, ocasionalmente apresentando intraclastos de pelitos. Essa grande frequência de eventos erosivos indica corrente trativa e variação de regime hidráulico muito recorrente, evidenciada também pela diferença de porte entre *sets* e *cosets*, que variam de centímetros a até quase dois metros, raramente ultrapassando esta altura.

A análise de paleocorrentes (prancha 7C) mostra um transporte preferencial para WSW. A arquitetura deposicional é dominada por corpos de extensão lateral e vertical métrica, em corpos lenticulares compostos por estratificações acanaladas ou cruzadas tangenciais na base, de médio a grande porte, limitadas por superfícies erosivas que determinam corpos de alguns poucos metros lateralmente, e centimétricos a métricos verticalmente. A granulometria predominante é de areia grossa a conglomerática. É comum a ocorrência de seixos acumulados principalmente nas bases e frentes dos *sets*, tornando-se mais escassos estrato acima, em ciclos granodecrescentes discretos. Intraclastos ocorrem esporadicamente, com dimensões centimétricas (prancha 8H).

Intercalados a essas importantes feições temos os corpos de arenitos laminados, quase sempre limitados por superfícies erosivas e apresentando frequentemente lineação primária de corrente. Assim como descritos na literatura (Miall, 1996 e Bridge, 2006), os corpos de arenitos laminados são extensos lateralmente, podendo apresentar adelgaçamento lateral. Estratos planares são formados por migração de marcas onduladas de baixo relevo (lençóis de carga de leito – *bed*-

load sheets) em leitos planos de regime de fluxo superior ou inferior próximo da velocidade crítica (Bridge 2006). As camadas de arenitos laminados encontradas na Serra das Guaritas são aqui interpretadas como resultado da diminuição da lâmina d´água, em estágio declinante da enchente, semelhante aos lençóis de carga de leito associados a altas taxas de transporte de areia abordados por Bridge (2006).

A sucessão de *cosets* com cerca de 0,5 a 1,0 m de arenitos conglomeráticos com estratificação acanalada sotopostos a *sets* de 0,5 a 2 m de arenitos laminados representam passagens alternadas de regimes de fluxo inferior (arenitos acanalados) para regime de fluxo superior (arenitos laminados). Essa alternância pode ser interpretada como resultado de recorrentes eventos de enchente e subsequente diminuição da vazão.

6.1.1. Clima

De Ros *et al.* (1994) afirmam que a deposição do Grupo Guaritas ocorreu sob a ação de clima semi-árido com base na análise de composição detrítica e dos processos diagenéticos característicos desse tipo de clima. São encontrados na região da Serra das Guaritas seixos tipo ventifactos (prancha 17D) diagnósticos de abrasão eólica em ambientes desérticos. A ocorrência de evaporitos na Bacia do Camaquã é limitada apenas a uma ocorrência de moldes de gipsita ("asas de andorinha") nas proximidades do morro da Pedra Pintada (prancha 17 E). Quando discutimos a ocorrência de estruturas de liquefação, que necessitam da simultaneidade da ocorrência de sismo e cisalhamento de corrente em sedimentos saturados associados inerentemente a um nível do lençol freático alto, somos levados a crer num fluxo fluvial mais constante e perene. A ocorrência destas estruturas é bastante recorrente, sendo

Prancha 17

possível a distinção em escala de afloramento de diferentes eventos separados entre si por camadas não afetadas por esses eventos. Daí podemos observar uma recorrência de alta frequência de sismos, separados por intervalos de pelo menos menor atividade sísmica mas de continuidade de deposição. A coincidência pode significar que o lençol freático se apresentava constantemente alto, presumindo-se daí a possibilidade de uma rio perene. A interpretação de um rio intermitente ou sazonal pode ser um erro induzido pelo atualismo, que identifica a ocorrência de alguns estilos de rios entrelaçados aos únicos ambientes pós-devonianos sem a influência da vegetação. Assim, rios pré-vegetação são geralmente classificados como entrelaçados e de clima árido, devido à correlação de depósitos de desertos atuais, únicos exemplos que nos dias de hoje são desprovidos de vegetação.

Davies & Gibling (2010) afirmam que "áreas de captação vegetadas podem diminuir o aporte de sedimentos, a erodibilidade dos sedimentos, o fluxo superficial Hortoniano, a captura de finos pelo vento e a proporção de sedimento trasportados como carga de leito. Podem aumentar a estabilidade de encostas e margens, infiltração de água nos substratos e rugosidade de leito". A atividade de vegetação promove a produção de argilas e solos provenientes de intemperismo químico e a adoção de estilos fluviais meandrantes, segundo os mesmos autores. Em uma abrangente pesquisa bibliográfica, afirmam que rios pré-vegetação geralmente assumem estilos entrelaçados com predominância de carga de fundo em enchentes em lençol, como no caso aqui abordado. Outra importante característica em comum entre esses rios é a ocorrência limitada de sedimentos finos. Segundo esses autores, assim como no caso aqui estudado, em rios pré-vegetação a ocorrência de finos é largamente restrita a clastos de finos intraformacionais. Os primeiros relatos de sistemas fluviais marcada e verdadeiramente heterolíticos tratam de rochas ordovicianas. *Sets* de acresção lateral aparecem a partir do limite Siluriano-Ordoviciano.

Os afloramentos aqui estudados revelam um sistema de canais provavelmente amplos, rapidamente transpostos por outros com diferente direção, e assim sucessivamente. Porém o abandono de canais quase nunca é seguido de um período de decantação com consequente deposição de finos, ou esses depósitos foram rápida e sistematicamente erodidos. Podemos considerar a ocorrência de intraclastos como rara nas seções levantadas.

Para Bridge (2006), "os tipos principais de padrão de canais são o de canal-individual (meandrante) e o entrelaçado. (...) Canais entrelaçados apresentam zonas onde o fluxo se divide e se reúne ao redor de barras compostas." A quase ausência de macroformas compostas nos depósitos aqui estudados torna a tarefa de determinação de estilo fluvial mais difícil. No entanto temos evidências de grande variação de paleocorrentes e de estruturas de abandono, corte e preenchimento indicando um sistema fluvial com provável padrão de canal entrelaçado. Segundo Rust (1978), canais entrelaçados apresentam baixa sinuosidade. O caráter desconfinado típico dessas planícies fluviais entrelaçadas é facilmente reconhecido na região quando observa-se o caráter horizontalmente homogêneo através de visadas, como apresentado na prancha 17D.

Para Miall (1996), "as condições de fluxo hidráulico de um rio, e consequentemente as fácies e arquitetura deposicional dos depósitos de fundo de leito, são determinadas principalmente pela área-fonte, enquanto que planícies de inundação e os depósitos de finos correlacionados são influenciadas primordialmente pelo clima na bacia deposicional."

Pode-se argumentar que as seções aqui apresentadas foram concentradas numa área mais central da planície fluvial, onde o fluxo se manteve relativamente perene, provavelmente em decorrência de precipitação constante nas áreas de cabeceira, indicando um clima mais úmido nas áreas de captação hidrológica fora da planície aluvial aqui estudada, que apresenta evidências de aridez (De Ros *et al.* 1994). As evidências apontam para um sistema fluvial de considerável profundidade no picos de vazão, com estratificações cruzadas de grande porte (Bridge 2006), bem como de grande energia, como sugerido pelas dimensões de clastos apresentadas na prancha 7B.

Altas taxas de subsidência são interpretadas a partir da grande espessura e homogeneidade da Formação Guarda Velha, considerada por Almeida *et al.* (2009) como o registro da fase de clímax do *rift* Guaritas. Porém, ainda assim, o aporte sedimentar foi de tal dimensão que não possibilitou essa ocorrência, sempre ganhando da taxa de geração de espaço, gerando um *by pass*

evidenciado pela granulometria quase sempre grossa dos depósitos em questão.

6.1.2. Paleohidráulica

Segundo De Ros *et al.* (1994) a "Sequência Guaritas" apresenta um baixo grau de compactação para rochas de idade "Cambro-Ordovicianas", revelando que o índice de empacotamento para essa unidade é de 56%. Em seus estudos de paleohidráulica, Bridge (2003) apresenta uma equação, exposta abaixo, segundo a qual podemos estimar a lâmina de água de um rio através da análise da espessura média dos *sets* de cruzadas encontrados em seus depósitos:

 $\beta = Sm/1.8$, em que Sm é a média da espessura dos *sets* de estratificações cruzadas descompactados.

 $Hm = 5.3\beta$, em que Hm é a altura média das dunas.

Foram selecionados 69 *sets* de acanaladas a partir de uma seção por afloramento descrito em detalhe (prancha 7D); a espessura média calculada dos *sets* de cruzadas da Formação Guarda Velha, na região da Serra das Guaritas, é de 0,49 m. Aplicamos o índice de compactação acima descrito (56%), obtendo uma espessura média (*Sm*) de 0,88 m. Inserindo-se este valor nas equações acima, obteremos uma altura média de dunas em torno de 2,6 m.

Bridge (2003) afirma também que a relação entre a profundidade da lâmina d´água (d) e a altura média das dunas (*Hm*) é a seguinte:

$$6 \le d/Hm \le 10m$$
, portanto, $15.6 \le d \le 26m$

Segundo Miall (1978), a razão largura por profundidade em canais entrelaçados é comumente maior que 300. Tratando-se aqui de um sistema fluvial pré-vegetação, com ausência clara de macroformas e claramente desconfinado podemos facilmente assumir esta razão. Assim, a largura da planície fluvial em questão foi provavelmente maior do que 4680 m ou mesmo maior que

7800m, durante os eventos de enchente.

A variação do potencial de transporte do sistema fluvial aqui abordado também pode ser inferida através da análise dos Ømax (eixo maior do maior seixo de cada *set*), apresentado na prancha 7B.

6.1.3. Estruturas de Liquefação

A pesquisa bibliográfica sobre as estruturas de liquefação que ocorrem na região estudada mostra que de fato muitas delas são associadas a liquefação ativada por atividade sísmica. Isso nos leva à conclusão de um intenso tectonismo sin-sedimentar durante a atividade deste sistema fluvial. Muitas dessas estruturas são geradas por uma combinação de cisalhamento de corrente com a liquefação de sedimentos inconsolidados e saturados, demonstrando também a predominância de cargas trativas neste sistema.

Temos diversos exemplos na literatura de trabalhos experimentais que exploraram a formação de estruturas de liquefação e fluidificação. Muitos deles o fizeram explorando estruturas formadas em laboratório, utilizando-se de sistemas de *flumes* e mesas vibratórias. Todos foram realizados com sedimentos saturados em água.

A liquefação está associada a sismos, como citado em diversos trabalhos abordados aqui em materiais e métodos. Exemplos de outras localidades, como as apresentadas por Owen (1996) de rochas do Jurássico Superior da Grã-Bretanha, sustentam as análises aqui abordadas. O exemplo citado por Rust (1968) de rochas de idade Cretácea a Terciária sobrepostas diretamente ao embasamento gnáissico pré-cambriano na Ilha Somerset, Ártico, apresentando transição gradual de estruturas deformadas para não deformadas em ambas direções à montante e à jusante da paleocorrente, tem aqui um importante correlato: as estratificações recumbentes encontradas no painel 6.

Muitas das estruturas estudadas em laboratório, com correlatos nos afloramentos visitados, são somente geradas por sismos concomitantes ao cisalhamento de corrente de fluxos deposicionais (Owen, 1996; Allen & Banks, 1972; Allen, 1984). Se a espessura do intervalo erodido for centimétrica a decimétrica terremos que aceitar que os estratos aqui estudados apresentavam-se próximos da superfície. É recorrente na maioria dos afloramentos estudados o caráter erosivo das camadas sobrejacentes às estruturas de deformação. E estas camadas, como já observado, não apresentam feições deformacionais.

Lang & Fielding (1991) afirmam que este tipo de estruturas de liquefação são ocasionadas por sismos maiores ou iguais a 5 graus na escala Richter. Por outro lado, Leeder (1987) afirma que estruturas de deformação de sedimentos inconsolidados podem ter origem autocinética (produzida por processos puramente sedimentares) ou alocinéticas (produzidas por sismos). Muitas das estruturas analisadas por esses autores, e que guardam semelhança significante com as estudadas aqui, são classificadas como de origem autocinética, onde a liquefação seria ativada por gradientes gravitacionalmente instáveis. Porém, estes tipos de estrutura são semelhantes às reproduzidas por Owen (1996), em trabalho posterior (fig.XXX). Outras estruturas como condutos de fluidos e cruzadas *over-turned* são classificadas por esses autores, como de origem alocinética. Esses dois tipos de estruturas são também encontrados nas rochas aqui analisadas.

Uma característica importante nas ocorrências aqui estudadas é que, diferentemente das discutidas por Lang & Fielding (1991), não foram encontradas superfícies erosivas deformadas ou convolutas. Pelo contrário, aqui a erosão aparentemente sempre ocorreu após a liquefação e deformação.

Aí está exposto o problema: estamos supondo que os intervalos deformados estavam:

- 1. Próximos à superfície, sob ação de erosão aliada a cisalhamento de corrente.
- 2. Saturados em água (abaixo do NA).
- 3. Os processos de corrente trativa e a sismicidade foram simultâneos e recorrentes.

Dessa forma pode-se considerar que o sistema fluvial apresentava corrente ativa durante vários sismos diferentes, registrados ao longo da sucessão estratigráfica. Daí pode-se interpretar que provavelmente o sistema fluvial era perene, conforme discutido acima.

6.2. Análise de Paleotensões

A atividade sísmica acentuada no *rift* Guaritas associada a uma alta taxa de subsidência durante a deposição da Formação Guarda Velha (Almeida *et al.* 2009) nos oferece um panorama tectônico de maneira restrita espacial e temporalmente, uma vez que as estruturas sin-sedimentares geradas durante estes eventos não guardam informações estruturais úteis na determinação de possíveis campos de esforços atuantes durante e após a sedimentação. Foram analisadas diversas estruturas dúcteis em cortes 3D em escala de afloramento que levaram à conclusão sobre a natureza desarmônica dessas estruturas, que se formaram em sedimentos pouco coesos durante eventos episódicos quase que instantâneos. Na região da Serra das Guaritas, a ocorrência de estruturas rúpteis é rara, limitando a análise estrutural de fraturas à escala de sensoriamento remoto, que resultou nos lineamentos apresentados na prancha 2.

Para a caracterização da história tectônica da Formação Guarda Velha, foi aplicada a técnica de análise de paleotensões em rochas de diferentes localidades da Bacia do Camaquã. A análise de paleotensões aqui apresentada foi realizada sobre estruturas rúpteis encontradas em diferentes localidades da bacia e especificamente nas rochas das Minas do Camaquã, pertencentes ao Grupo Santa Bárbara, unidade litoestratigráfica situada logo abaixo do Grupo Guaritas e que consequentemente compartilha toda a história tectônica relacionada tanto aos eventos de *rifteamento* responsável pela deposição do Grupo Guaritas quanto aos eventos que deformaram essa unidade. Pode-se observar, através das pranchas 17C, a relação discordante entre o Grupo Guaritas e o Grupo Santa Bárbara. A prancha 17F nos mostra a relaçao em escala regional entre os dois grupos, com as rochas da Formação Guarda Velha na região das Guaritas apresentando superfícies horizontalizadas em primeiro plano e as Minas do Camaquã e as superfícies basculadas do Grupo Santa Bárbara (representadas pelo Cerro da Cruz).

Dados e interpretações sobre as paleotensões da Bacia do Camaquã, incluindo um conjunto de dados novos coletados durante este mestrado, são apresentados no Anexo 1 na forma de trabalho científico (Almeida *et al.* - inédito). Nesse trabalho, a distensão relacionada à evolução do *rift*

Guaritas é bem representada, assim como os diversos eventos tectônicos que atuaram na região durante o tempo geológico, através de análise sobre estruturas rúpteis de todas as unidades da Bacia do Camaquã. Dados específicos para a região das Minas do Camaquã são apresentados em outro trabalho (Anexo 2) submetido à Revista Brasileira de Geociências (Santos *et al.* - submetido).

7. Conclusões

A Formação Guarda Velha, unidade basal do Grupo Guaritas, Supergrupo Camaquã, apresenta na região da Serra das Guaritas uma arquitetura deposicional onde predominam os elementos de formas de leito arenosas e lençóis de arenitos laminados em intercalações centimétricas a métricas, com ocorrências menos frequentes dos elementos de planície de inundação e estruturas de corte e preenchimento. Apenas uma macroforma, de acresção à jusante, foi aqui identificada. Essa configuração dos corpos deposicionais corrobora o modelo de um ambiente de deposição com canais amplos de pequeno a médio porte, em planície fluvial entrelaçada, com ocorrência restrita de barras que, pelo predomínio de superfícies erosivas e raridade de macroformas, apresentavam grande variação de vazão, sendo erodidas depois de um determinado tempo.

As fácies predominantes de arenitos grossos com estratificação cruzada acanalada de médio a grande porte, localmente de pequeno porte apresentando clastos de seixos a calhaus (localmente matacões), apontam para um rio de grande vazão e dimensões. Esse rio seria alimentado por uma grande aporte sedimentar, característico de regiões desprovidas de cobertura vegetal, como se espera para o Eocambriano. Essa falta de cobertura vegetal também ocasionou um menor aporte de finos, como podemos constatar através da ocorrência restrita de finos nas seções levantadas.

A abundância de estruturas referentes à atividade sísmica, aqui identificadas como diversos tipos de estruturas de liquefação, apontam para uma bacia com alta atividade sísmica sinsedimentar. A ciclicidade desses eventos é marcada pela intercalação de estratos deformados com estratos não deformados. A caracterização dessas estruturas como geradas a partir da deformação de sedimentos inconsolidados e saturados em água leva ao questionamento sobre o caráter efêmero do sistema fluvial em questão, proposto em trabalhos anteriores (*e.g.* Paim 1994, Almeida *et al.* 2009) uma vez que a concomitância de sismos com correntes fluviais efêmeras não pode ser casual. Assim, teríamos um sistema fluvial de rios com constante variação de vazão, mas mantendo canais perenes em algumas porções da planície aluvial, provavelmente em sua região mais central. Dadas evidências independentes para a aridez do clima da bacia (*e.g.* De Ros *et al.* 1994), pode-se interpretar uma região de captação hidráulica com um clima mais úmido. Esta última conclusão aponta também para um rio de grandes dimensões que percorreria uma grande extensão de área sobre áreas não subsidentes ou não preservadas antes de ser captado para a calha da bacia.

Com base no estudo de afloramentos-chave da Formação Guarda Velha, como o Passo do Cação e Rincão da Guarda Velha, este a seção tipo da formação, temos evidências de um sistema fluvial inicialmente dominado por granulometria mais grosseira que estrato acima passa a estratos areno-conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada até que estes últimos passam a dominar totalmente as sucessões superiores. Na Serra das Guaritas foram apenas encontradas as fácies areno-conglomeráticas indicando, para essas rochas, uma posição intermediária a superior dentro da Formação Guarda Velha. Teríamos, durante a deposição dessa unidade, uma planície fluvial de baixa sinuosidade composta por canais entrelaçados.

Assim como concluímos uma intensa atividade tectônica sin-deposicional, pudemos demonstrar através dos dois artigos inéditos aqui anexados que a Bacia do Camaquã apresentou intensa atividade tectônica após a deposição do Supergrupo Camaquã, notadamente com eventos transcorrentes deformacionais, distintos dos eventos distensionais formadores da bacia. Estes eventos foram descriminados e sua cronologia estabelecida.

A análise de paleotensões do Supergrupo Camaquã e unidades Fanerozóicas sobrejacentes revelaram cinco eventos deformacionais principais, responsáveis por falhas normais, transcorrentes e oblíquas encontradas na região. Esses eventos causaram a reativação de estruturas pré-existentes, principalmente de direção NNE-SSW e WNW-ESE, em resposta aos episódios tectônicos ocorridos entre os períodos Ediacarano e Cretáceo. Um importante evento reconhecido foi responsável pela discordância angular entre os Grupos Santa Bárbara e Guaritas, caracterizado por falhas transcorrentes e oblíquas geradas por compressão NE-SW.

Os eventos tectônicos relativos à formação da Bacia do Camaquã são predominantemente

distensivos, sendo que o evento relativo à deposição do Grupo Guaritas apresenta σ_3 com orientação NW-SE.

Através da análise de paleotensões nas estruturas rúpteis das Minas do Camaquã, observamos a existência de um esforço de deformação principal na região com direção WNW, estruturas de direção E-W com cinemática destral e estruturas de direção NNE apresentando cinemática sinistral. A direção original de esforço pode ter sido NW-SE, como reconhecido em escala regional (Anexo 1), com progressiva rotação das estruturas por binário transcorrente N-S sinistral. Um outro evento tectônico foi responsável por estruturas com cinemática contrária ao primeiro e ocasionado por compressão de direção NNE a N-S, posterior ao primeiro. Falhas transcorrentes compatíveis com esse campo de tensões são menos frequentes que aquelas originadas por compressão NW. Relações de corte entre estrias revelam sua posterioridade em relação à deformação principal, sendo provavelmente relacionadas à deformação rúptil com campo de tensões compatível que afeta depósitos Triássicos a leste da área estudada (Tomba 2006). O evento de deformação com falhas predominantemente normais geradas por distensão NE é interpretado como de possível idade cretácea, conforme interpretado para estruturas semelhantes nesses trabalhos. Um evento de distensão NW é posterior à compressão WNW e anterior à compressão N-S, posicionado provavelmente entre o Cambriano e o Triássico. Apesar de sua importância regional, o evento de distensão formador do rift Guaritas (Anexo 1) parece não ter ativado a zona de falha que passa nas Minas do Camaquã.

Desta forma, as evidências coletadas no estudo da arquitetura deposicional da Formação Guarda Velha revelam intensa atividade sísmica sin-deposicional, que pode ser correlacionada ao evento de formação bacinal regional distensivo, com σ_3 NW-SE, reconhecido pela análise de paleotensões em falhas com estrias e indicação de movimento em escala regional. A integração desses dados sugere a deposição em planícies aluviais com predomínio de carga de fundo e grande variação de vazão, concomitantes com intensa atividade sísmica durante a subsidência de um *rift* continental no Eocambriano do Rio Grande do Sul.

Bibliografia

- Allen, J. R. L. 1984. Sedimentary Structures: their character and physical basis. Elsevier, Amsterdam, 663p. (Developments in Sedimentology, vol. 30)
- Allen, J. R. L. & Banks, N L. 1972. An interpretation and analysis of recumbent-folded deformed crossbedding. Sedimentology, 19: 257-283.
- Almeida, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 23, Salvador, Anais, 1:29-46
- Almeida, R. P. 2005. Tectônica e Sedimentação do Ediacariano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental) (Tese de Doutoramento)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Almeida, R. P., Janikian, L., Fragoso-Cesar, A. R. S., Marconato A. 2009. Evolution of a rift basin dominated by subaerial deposits: The Guaritas Rift, Early Cambrian, Southern Brazil. Sedimentary Geology 217 (2009) 30–51
- Almeida, R. P.; Janikian, L. ; Fragoso-Cesar, A. R. S.; Fambrini, G. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic Implications. The Journal of Geology, 2010, volume 118, p. 145–161
- Angelier, J. 1994. Fault slip analysis & paleostress reconstruction. In: P.L. Hancock (ed.): Continental Deformation. Oxford, Pergamon Press, 53-100.
- Angelier, J.; Mechler, P. (1977) Sur une méthode graphique de recherché des contraintes principales également utilizable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. Bulletin de la Societe Geógique de France, v.19, n.6, p.1309-1318.
- Arthaud, F. (1969) Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissment, d'allongement et intermédiaire dune population de failles. Bulletin de la Societe Geólogique de France, v.11, n.5, p. 729-737.
- Bettencourt, J. S. 1972. Geologia da Mina de Camaquã, RS. Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, SP, 267p.
- Bettencourt, J. S.; Damasceno, E. C. . Análise tectônica e controles de mineralização no distrito cuprífero de Camaquã, RS.. In: XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1974, Porto Alegre, RS. Boletim de Resumos do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1974. v. 1. p. 719-723.
- Blair T. & Bilodeau W. 1988. Development of tectonic cyclothems in rift, pull-apart and foreland basins: sedimentary response to episodic tectonism. Geology, 16: 517-520
- Bott, M. H. P. 1959. The mechanics of oblique slip faulting. Geol. Mag. 96: 109-117.
- Bridge, J. S. 2003. Rivers and Floodplains: forms, processes, and sedimentary record. Blackwell Science, 491pp.
- Bridge, J. S. 2006. Fluvial Facies Models: recent developments. Facies Models Revisited. SEPM Special Publication No. 84, p. 85-170.
- Carey-Gailhardis, E. & Mercier, J.L. 1987. A numerical method for determining the state of stress using focal mechanisms of earthquake populations: application to Tibetan teleseisms and microseismicity of southern Peru. Earth. Planet. Sci. Lett. 82: 165-179.
- Carvalho, P. F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul: Instit. Geol. e Miner. Do Brasil, Bol. 66, 72p.
- Davies, N. S. & Gibling, M. R. 2010. Cambrian to Devonian evolution of alluvial systems: The sedimentological impact of the earliest land plants. Earth Science Reviews 98, p. 171-200.
- De Ros L. F., Morad S., Paim P.S.G. 1994. The hole of detrital composition on the diagenetic evolution of continental molasses: evidences from the Cambro-Ordovician Gauritas Sequence, southern Brasil.

Sedimentary Geology 92: 197-228.

- Delvaux, D. & Sperner, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the Tensor program. In: D. Nieuwland (ed.). New insights into structural interpretation and modelling. Geological Society of London Special Publication 212. 75-100.
- Doblas M. 1998. Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics 295(1-2):187-197.
- Fambrini, G. L. 1998. O Grupo Camaquã (Transição Proterozóico-Fanerozóico) na região das Minas doCamaquã, RS: análise estratigráfica de fácies, proveniência e paleocorrentes. Dissertação de Mestrado, IGUSP,São Paulo, SP, 182 p (inédito).
- Fambrini, G. L. 2003. O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul.Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, SP. 264p.
- Fambrini, G. L.; Janikian, L.; Almeida, R. P. & Fragoso-Cesar, A. R. S. (2005), O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) na sub-bacia Camaquã Central, RS: sistemas deposicionais, paleogeografia e implicações tectônicas, Revista Brasileira de Geociências 35, 227-238.
- Fielding, C. R. 2006. Upper flow regime sheets, lenses and scour fills: Extending the range of architectural elements for f luvial sediment bodies. Sedimentary Geology 190. p. 227–240.
- Fragoso-Cesar A.R.S. 1984. Evolução paleoambiental e tectônica da Bacia do Camaquã: uma introdução.Dissertação de Mestrado, UFRGS, Porto Alegre, RS, 105 p. (inédito).
- Fragoso-Cesar, A. R.S. ; Lavina, E. L. ; Paim, P. S. G.; Faccini, U. F. A Antefossa Molássica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo do Rio Grande do Sul. In: XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984. trabalhos, 1984. v. 7. p. 3272-3283.
- Fragoso-Cesar, A. R.S. ; Facini, O. ; Paim, P. S. G. ; Lavina, E. L. ; Altamirano, I. . Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasiliano no Rio Grande do Sul. In: II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1985, Florianópolis - SC. Anais do II Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1985. v. 1. p. 477-491.
- 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. Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, SP, 366 p. (inédito).
- 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: Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Boletimde resumos, p.16.
- 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. The Neoproterozoic and Eopaleozoic Successions of the Rio Grande do Sul state, southern Brazil: Superposed Basins of the end of the Brazilides Tectonics and the birth of the intracratonic Paraná Basin. In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro - Brazil, Abstracts (CDROM).
- Fragoso-Cesar. A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Machado R. 2001. Estruturas induzidas por abalos sísmicos na Formação Santa Bárbara (Neoproterozóico III – Eocambriano), Bacia do Camaquã, RS: o exemplo do Passo da Capela. Revista Brasileira deGeociências 31(2):155-162.
- Fragoso-Cesar, A. R. S.; Fambrini, G. L.; Almeida, R.; Pelosi, A.P.M.R.; Janikian, L. 2003. A Bacia Camaquã: Um Sistema Intracontinental anarogênico 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.
- Lang, S. C. & Fielding, C. R. 1991. Facies architecture of a Devonian soft-sediment-deformed alluvial sequence, Broken River Province, Northeastern Australia. In: Miall A.D., Tyler N. (eds) The threedimensional 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.
- 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.
- Leeder M.R. & Gawthorpe R.L. 1987. Sedimentary models for extensional tilt-block / half-graben basins. In: M.P. Coward, J.F. Dewey, P.L. Hancock. Continental Extensional Tectonics. Geological Society Special Publication 28, 139-152.
- Leinz V. 1939. Problema geológico do Post-Arqueano no Rio Grande do Sul. Mineração e Metalurgia, 4:203-206.
- 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, v. 90, p. 1-39.

- 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, Gramado RS, Boletim de resumos, p.17.
- Lowe, D. R. 1975. Water escape structures in coarse grained sediments. Sedimentology, 22, p.268-204.
- 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 Sobre as Bacias MolássicasBrasilianas, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. 73-76.
- Marr J.G., Swenson J.B., Paola C., Voller V.R. 2000. A two-difusion model of fluvial stratigraphy in closed depositional basins. Basin Research, 12: 381-398.
- Paola C. 1988. Subsidence and gravel trasport in basins, In: Kleinsphen K.L. & Paola C. New perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag, New York. p. 231-243.
- Paola C., Heller P.L., Angevine C.L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins I –Theory. Basin Research, 4: 73-90.
- McConnico, T. S.; Bassett, K. N. 2007. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand:Foreset depositional processes and clast imbrications. Sedimentary Geology 198, p. 147–166
- Miall, A. D. 1978. Fluvial Sedimentology. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5, p. 187-193.
- 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. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. Earth Sci. Rev. 22:261-238.
- Miall A.D. 1996. The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology. 852p. Springer. Berlin.
- Oliveira, J.M.M.T., Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasilianas, mito ou realidade? In: SBG/Unisinos, I Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo. Boletim de Resumos Expandidos. 97-105.
- Oliveira J.M.M.T., Fernandes L.A.D. 1991. Estágios finais da evolução do Cinturão Dom Feliciano: Tectônica esedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SBG, III Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, RioClaro, Boletim de Resumos Extensos, 58-59.
- Owen, G. 1996. Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. Sedimentology 43, p.279-293.
- Paola C. 1988. Subsidence and gravel trasport in basins, In: Kleinsphen K.L. & Paola C. New perspectives in Basin Analysis. Springer-Verlag, New York. p. 231-243.
- Paola C., Heller P.L., Angevine C.L. 1992. The large-scale dynamics of grain-size variations in alluvial basins I –Theory. Basin Research, 4: 73-90.
- 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. & Scherer C.M.S. 2003. Arquitetura estratigráfica de sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas na região da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: P.S.G.
- Paim, U.F. Faccini, R.G. Netto (eds). Geometria, arquitetura e heterogeneidades de corpos sedimentares Estudo de casos. Unisinos. p. 38-58.
- 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. 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., Lopes R.C., Chemale Jr. F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã -Vendiano Superior/ Ordoviciano Inferior do RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6/ Encontro Geologia Do Cone Sul,1, Porto Alegre, , SBG. Núcleo RS, Boletim de Resumos Expandidos,p. 39-50.
- Paim, P. S. G. ; Chemale JR, Farid ; Lopes, R. C. 2000 . A Bacia do Camaquã. In: Michel Holz; Luiz Fernando De Ros. (Org.). Geologia do Rio Grande do Sul. 1 ed. Porto Alegre: Editora da UFRGS, 2000, v. , p. 231-274.
- Paim, P. S. G. 2002. As Minas do Camaquã. In: Carlos Schobbenhaus; D. A. Campos; E. T. Queiroz;

Manfredo Winge; M. L. C. Berbert-Born. (Org.). Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. 1 ed. Brasília: UNB, v. , p. 501-510.

- 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
- Ramsay, J.G. & Lisle, R. 2000 The techniques of Modern Structural Geology vol.3: Applications of Continuum Mechanics in Structural Geology
- Reading, H.G. 1986. Facies. In: H.G. Reading (ed.) 1986. Sedimentary Environments and Facies 2nd edition. 4-19.
- Ribeiro M. 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia DNPM, Rio de Janeiro, n. 247, p. 1-142.
- Ribeiro, M.J. (1978) Mapa previsional do cobre no Escudo Sul-Rio-Grandense. Nota explicativa. Série Geologia, n.3 Seção Geologia Econômica, DNPM, Brasília, n.1, p.1-104.
- Ribeiro M. & Lichtemberg E. 1978. Síntese da Geologia do Rio Grande do Sul. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife, Anais, 6:2451-2463.
- 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, 232 p. (Boletim127).
- 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.
- Røe, S. L. & Hermansen, M. 2006. New aspects of deformed cross-strata in fluvial sandstones: examples from the Neoproterozoic formations in northern Norway. Sedimentary Geology 186, p. 283-293.
- Rust, B. R. 1968. Deformed cross-bedding in Tertuary-Cretaceous sandstone, Artic Canada. Journal of Sedimentary Petrology, vol.38, No.1, p.87-91.
- Rust, B. R. 1978. A classification of alluvial channel systems. In: Fluvial Sedimentology. In: Miall, A. D. (ed) Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. 5, p. 187-198.
- Scherer C. M. S., Paim P.S.G., Melo M.A. 2003. Estratigrafia de alta resolução em sucessões flúvio-eólicas: o exemplo do Alogrupo Guaritas (Bacia do Camaquã) na localidade da Pedra Pintada, Rio Grande do Sul, Brasil. In: I Encontro sobre a estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudo e Bacias, Porto Alegre, Anais, p.99-103.
- 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.
- 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).
- Tessari, R. I. & Giffoni, L. E. 1970. Geologia da Região Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, Rio Grande do Sul. Boletim do D.N.P.M., nº 246, Ministério de Minas e Energia. 122pp.
- Tomba, C. L. B. 2006. Tectônica e sedimentação das coberturas triássicas isoladas sobre o Alto Estrutural de Rio Grande na região entre Santana da Boa Vista e Canguçu, RS.. 2006. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Geologia) Instituto de Geociências Universidade de São Paulo.
- Walker, R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G. & James N.P. (eds): Facies Models and Response to Sea-level Change 1-14. Geological Association of Canada Geotext 1. p. 1-14.
- Wizevich, M. C. 1992. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: 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: 22-24.
- Wright V.P. & Marriot S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. Sedimentary Geology, 86:203-210.
- Shanley K.W. McCabe P. J. 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 78(4):544-568.