

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

AGUDO

FOLHA SH.22-V-C-V

Estado do Rio Grande do Sul



Brasília 2007

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Silas Rondeau Cavalcante Silva

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Cláudio Scliar

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS - CPRM

Serviço Geológico do Brasil

Agamenon Sérgio Lucas Dantas

Diretor-Presidente

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor de Geologia e Recursos Minerais - DGM

José Ribeiro Mendes

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial - DHT

Fernando Pereira de Carvalho

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento - DRI

Alvaro Rogério Alencar Silva

Diretor de Administração e Finanças – DAF

Edilton José dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia - DEGEO

José Alcides Fonseca Ferreira

Superintendente Regional de Porto Alegre - SUREG/PA

Norberto Lessa Dias

Gerente de Geologia e Recursos Minerais - GEREMI/PA

José Leonardo da Silva Andriotti

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento - GERIDE/PA

GEOLOGIA: *Henrique Zerfass (CPRM)*

PETROGRAFIA: *Andrea Sander (CPRM)*

EDIÇÃO DO MAPA: *Ademir Evandro Flores (CPRM)*

**ELABORAÇÃO DO SIG: *Álvaro Belotto Perini, Rui Arão Rodrigues (CPRM);
Fábio de Lima Noronha (estagiário UFRGS/CPRM),
Oscar Luiz Bertoldo Scherer (estagiário Unisinos/CPRM)***

COLABORADORES:

***Adalberto de Abreu Dias, Giovani Nunes Parisi, José Luiz Flores Machado (CPRM),
Ana Maria Ribeiro, Jorge Ferigolo (Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul),
Átila Augusto Stock da Rosa (UFSM), Cesar Leandro Schultz (UFRGS),
Rafael Costa da Silva (UFRJ), Tânia Lindner Dutra (Unisinos)***

AGRADECIMENTOS

Para a plena execução deste Projeto foi fundamental o apoio administrativo e técnico do Assessor da Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral e Superintendente Regional de Porto Alegre à época do início deste Projeto, Geólogo Irineu Capeletti, bem como do atual Superintendente Regional de Porto Alegre, Geólogo José Alcides Fonseca Ferreira, do Gerente de Recursos Minerais da SUREG/PA, Geólogo Norberto Lessa Dias, do Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento da SUREG/PA, Geólogo José Leonardo da Silva Andriotti, e do Supervisor de Projetos da GEREMI/PA, Geólogo Carlos Moacyr da Fontoura Iglesias. A este último agradecemos também pelas inúmeras contribuições em termos de cartografia geológica e geoprocessamento. Aos geólogos Inácio de Medeiros Delgado e Augusto Pedreira, da DIGEOB, agradecemos pela revisão do Mapa Geológico e da versão final deste Relatório, bem como pelas discussões e valiosas sugestões. À Geóloga Adelina Arduíno de Magalhães, Elias Bernard do Espírito Santo e Leonardo Brandão Araújo, da DIGEOP, agradecemos pelo suporte na elaboração do SIG. Aos geólogos Ernesto Von Sperling e José Márcio Henrique Soares, da DIMARK, o nosso agradecimento pela concepção gráfica do SIG. As discussões estratigráficas e metodológicas com os colegas geólogos Eduardo Camozzato, Marco Aurélio Schneiders da Silva, Ricardo da Cunha Lopes e Wilson Wildner também foram de grande importância. Nos trabalhos de campo, o auxílio dos colegas Geólogo Carlos Alberto Kirchner e Técnico de Prospecção Edegar dos Santos Dias em muito contribuiu para a realização das campanhas num prazo otimizado. Também gostaríamos de agradecer aos colegas Técnico de Laboratório Valmor Justin pela confecção das lâminas delgadas, e Técnico de Prospecção Luiz Alberto da Costa e Silva pela coleta de zircões em algumas amostras. À colega Bibliotecária Ana Lúcia Borges Fortes Coelho agradecemos pela normatização das referências bibliográficas e pelo auxílio na busca de material bibliográfico e aerofotográfico. Ao colega Geólogo Jorge Henrique Laux agradecemos pela revisão da versão preliminar deste Relatório. Ao Geólogo Johann Neveling (Council for Geoscience, South Africa) agradecemos pelo material bibliográfico sobre o Triássico da Bacia do Karoo. À Bióloga Carolina Saldanha Scherer e à Geóloga Paula Camboim Dentzien Dias (Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS) agradecemos pelo empréstimo de material bibliográfico. Ao estagiário e graduando em geologia Jonathan Nereu Lisboa Rojas (Unisinos), pelo acompanhamento em campo, o nosso agradecimento.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
SUMÁRIO	v
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. HISTÓRICO	1
1.2. METODOLOGIA	2
1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO	5
1.4. ASPECTOS SOCIO-ECONÔMICOS	6
1.5. CLIMA, FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA	6
2. GEOLOGIA	11
2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.2. LITOESTRATIGRAFIA	17
<i>Formação Pirambóia (P3T1p)</i>	17
<i>Formação Sanga do Cabral (T1sc)</i>	20
<i>Formação Santa Maria</i>	24
<i>Fácies de arenitos e conglomerados intercalados (T2smac)</i>	24
<i>Fácies de lutitos (T2sml)</i>	26
<i>Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados (T3smlac)</i>	28
<i>Formação Caturrita (T3c)</i>	33
<i>Formação Guará (J3K1g)</i>	39
<i>Formação Botucatu (J3K1bt)</i>	45
<i>Formação Serra Geral</i>	46
<i>Fácies Gramado (K1βg)</i>	46
<i>Fácies de arenitos (K1sga)</i>	49

<i>Fácies Caxias (K1acx)</i>	50
<i>Intrusivas São João do Polêsine (K1i5jp)</i>	52
<i>Laterita Formigueiro (N3lf)</i>	54
<i>Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial (N4a)</i>	57
<i>Depósitos gravitacionais (N4g)</i>	61
2.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS	61
<i>Seqüência Pirambóia</i>	62
<i>Seqüência Sanga do Cabral</i>	64
<i>Seqüência Santa Maria 1</i>	65
<i>Seqüência Santa Maria 2</i>	66
<i>Seqüência Caturrita</i>	67
<i>Seqüência Guará</i>	68
<i>Seqüência Botucatu-Serra Geral</i>	70
<i>Cenozóico</i>	71
3. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA	72
4. GEOLOGIA ECONÔMICA	74
4.1. MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO CIVIL	74
4.2. PEDRAS PRECIOSAS	75
5. GEOLOGIA E MEIO-AMBIENTE	77
5.1. ÁREAS DE RISCOS GEOLÓGICOS NATURAIS	77
5.2. ÁREAS DE PRESERVAÇÃO AMBIENTAL	78
6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	81
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83
APÊNDICE	92
SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO	92
GLOSSÁRIO PALEONTOLÓGICO	93

RESUMO

O Mapa Geológico da Folha Agudo (SH.22-V-C-V, escala 1:100.000) foi realizado no âmbito do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB). O Projeto tem como objetivo dar suporte geológico para o projeto de turismo paleontológico que os municípios da Quarta Colônia estão desenvolvendo, por ser a área uma das mais ricas do Estado do Rio Grande do Sul em fósseis de vertebrados e plantas, com idade Triássica. Durante o mapeamento foram cadastrados os sítios fossilíferos, bem como áreas de extração mineral e de ocorrências minerais. O mapeamento foi realizado com base nos conceitos da estratigrafia de seqüências, embora a coluna seja litoestratigráfica, para fins de cadastro no GEOBANK. Em termos litroestratigráficos, a coluna apresentada consiste numa revisão de unidades, bem como a proposição de unidades novas. Do ponto de vista da estratigrafia de seqüências, algumas unidades do Permo-Mesozóico da Bacia do Paraná foram redefinidas e discutiu-se seu significado em termos de resposta a variações do nível de base estratigráfico. As unidades litoestratigráficas são Formação Pirambóia (Lopingiano-Induano), Formação Sanga do Cabral (Induano), Formação Santa Maria (Ladiniano-Carniano), Formação Caturrita (Noriano), Formação Guará (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior), Formação Botucatu (Cretáceo Inferior), Formação Serra Geral (Cretáceo Inferior), Intrusivas São João do Polêsine (?Cretáceo Inferior), Laterita Formigueiro (Pleistoceno), Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial (Holoceno) e Depósitos gravitacionais (Holoceno). As formações Santa Maria e Serra Geral foram divididas em três unidades de fácies cada uma. As seqüências deposicionais são Seqüência Pirambóia (Lopingiano-Induano), Seqüência Sanga do Cabral (Induano), Seqüência Santa Maria 1 (Ladiniano), Seqüência Santa Maria 2 (Carniano), Seqüência Caturrita (Noriano), Seqüência Guará (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior) e Seqüência Botucatu-Serra Geral (Cretáceo Inferior). Esta divisão foi baseada em critérios de geologia de campo e bioestratigráficos. As unidades triássicas contêm biozonas específicas de paleovertebrados, tendo caráter previewal na prospecção de novos sítios fossilíferos. O reconhecimento da Formação Guará pela primeira vez na região central do Rio Grande do Sul abre a possibilidade de prospecção de fósseis com idade juro-cretácica nessa região.

ABSTRACT

The Geological Map of the Agudo Sheet (SH.22-V-C-V, scale 1:100,000) was composed by the 'Programa de Levantamentos Geológicos Básicos' ('PLGB'). The objective of the Project is to supply geological background to the palaeontological touring project by the Quarta Colônia counties. The area is one of the richest in vertebrate and plant fossils of the Rio Grande do Sul State. During the mapping activities was made the recording of fossil, mining and mineral occurrences sites. The mapping was executed based on the sequence stratigraphy concepts, although the presented column was lithostratigraphic, in order to relate the units to the 'GEOBANK' database. In lithostratigraphic terms, the column represents a revision of some units as well as the proposal of new ones. In the sequence-stratigraphic point of view, some units of the Permo-Mesozoic interval of the Paraná Basin were redefined, and it was discussed their significance as response of stratigraphic base-level changes. The lithostratigraphic units are Pirambóia Formation (Lopingian-Induan), Sanga do Cabral Formation (Induan), Santa Maria Formation (Ladinian-Carnian), Caturrita Formation (Norian), Guará Formation (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), Botucatu Formation (Lower Cretaceous), Serra Geral Formation (Lower Cretaceous), São João do Polêsine Intrusives (?Lower Cretaceous), Formigueiro Laterite (Pleistocene), Alluvial plain and channel deposits (Holocene) and Gravitational deposits (Holocene). The Santa Maria and Serra Geral formations were divided into three facies units each one. The sequence-stratigraphic units are Pirambóia Sequence (Lopingian-Induan), Sanga do Cabral Sequence (Induan), Santa Maria 1 Sequence (Ladinian), Santa Maria 2 Sequence (Carnian), Caturrita Sequence (Norian), Guará Sequence (Upper Jurassic-Lower Cretaceous), Botucatu-Serra Geral Sequence (Lower Cretaceous). This division was based on field geology and biostratigraphic criteria, and it has a predictive character to the prospection of new fossil sites. The first report of the Guará Formation in the central region of the Rio Grande do Sul State makes possible the prospecting of Jurassic-Cretaceous age fossils on this region.

1. INTRODUÇÃO

1.1. HISTÓRICO

O Mapa Geológico da Folha Agudo (SH.22-V-C-V, escala 1:100.000) foi realizado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos (PLGB), e teve como instituições colaboradoras a Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul (FZB), a Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), a Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) e a Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS). O Projeto foi iniciado em agosto de 2005, e a etapa de levantamento de dados em campo foi concluída em maio de 2006.

Este projeto de mapeamento geológico surgiu da demanda dos municípios da Quarta Colônia através do Consórcio de Desenvolvimento Sustentável da Quarta Colônia (CONDESUS). Estes municípios contêm importantes sítios fossilíferos, com paleovertebrados, fragmentos vegetais, conchostráceos e icnofósseis, incluindo pegadas e traços de natação de répteis. Entre os vertebrados estão grupos com grande interesse científico e para o público em geral, como dinossauros e répteis mamalianos.

Os municípios da Quarta Colônia vêm desenvolvendo o Parque Paleontológico da Quarta Colônia. A implantação deste parque terá grande importância sócio-econômica para a região, a qual constituir-se-á no primeiro pólo de turismo paleontológico do Estado do Rio Grande do Sul.

O suporte que um mapa geológico propiciará a essa iniciativa está centrado em três aspectos principais: o cadastramento dos sítios fossilíferos para a definição de áreas prioritárias para preservação; a representação espacial das unidades fossilíferas, auxiliando na prospecção de novos sítios com associações de fósseis de idades conhecidas e a representação espacial de novas unidades, com perspectivas para a prospecção de associações fossilíferas inéditas.

1.2. METODOLOGIA

A área mapeada está inserida na Bacia do Paraná, com unidades sedimentares de origem continental, que abrangem o intervalo Permiano Superior-Cretáceo Inferior, e unidades vulcânicas do Cretáceo Inferior. Também ocorrem unidades de cobertura, com idades cenozóicas. Dentro deste contexto predominantemente sedimentar, o Projeto contou basicamente com uma fase de levantamento geológico, com trabalho de campo suportado por técnicas de sensoriamento remoto. Em função do objetivo específico, em termos de suporte para a pesquisa e a conservação do conteúdo paleontológico, não foi realizada a etapa de prospecção geoquímica, que normalmente integra projetos do PLGB. Também a análise litoquímica sobre rochas vulcânicas e hipabissais não foi realizada, pelos mesmos motivos.

As unidades mapeadas são litoestratigráficas, para que as mesmas pudessem ser devidamente cadastradas no banco de dados litoestratigráficos nacional da CPRM (GEOBANK), uma vez que o mesmo está formatado para este tipo de unidade. Apesar disso, o arcabouço estratigráfico foi construído através dos conceitos da estratigrafia de seqüências, cujas unidades têm significado temporal, dividindo a bacia de acordo com linhas de tempo, o que é mais apropriado para a previsão e prospecção de novos sítios fossilíferos. Além disso, a aplicação desta ferramenta implica não apenas na descrição dos critérios litológicos, mas também das variações nos padrões de empilhamento, o que fornece informações mais completas sobre a história geológica da área. O item 2.3 discute a estratigrafia da área sob este ponto de vista.

As seqüências são unidades informais, e sua definição varia de acordo com o autor ou a escola. Utiliza-se aqui um conceito de seqüência baseado em alguns trabalhos fundamentais. Sloss (1963) definiu “seqüência estratigráfica” como uma unidade delimitada, no topo e na base, por discordâncias interregionais com significado tectônico. Estas unidades mostraram grande operacionalidade em mapeamento geológico. Uma redefinição de seqüência surgiu a partir da indústria do petróleo, em trabalhos como os de Vail *et al.* (1977), Posamentier e Vail (1988); Posamentier *et al.* (1988); van Wagoner *et al.* (1988), entre outros. Nestes trabalhos, uma seqüência é vista como uma unidade depositada durante um ciclo de subida e descida eustática e pode ser dividida em tratos de sistemas deposicionais posicionados em diferentes intervalos da curva eustática. Diversos autores (*e.g.* Cloetingh, 1988; Sloss, 1988; Galloway, 1989; Miall, 1991) fizeram a crítica destes conceitos e apontaram a tectônica como um condicionante da deposição de uma seqüência no mínimo tão importante quanto a eustasia.

A possibilidade de aplicação das seqüências a bacias continentais foi discutida a partir dos trabalhos de Wright e Marriott (1993) e de Shanley e McCabe (1994). Nestes trabalhos foi discutido o conceito de nível de base estratigráfico (espaço de acomodação) como o fator condicionante da deposição de uma seqüência, o qual é um conceito mais completo que a eustasia. Em bacias continentais, o nível de base estratigráfico somente é igual ao nível de base geomorfológico (nível freático, nível lacustre) nas regiões distais, o que é regulado pela subsidência tectônica e pelo clima. Nas regiões proximais, o nível de base estratigráfico corresponde ao perfil de equilíbrio dos sistemas fluviais, que é condicionado por uma relação complexa entre diferentes fatores, como descarga, carga sedimentar e elevação da área-fonte, os quais em última análise também são dependentes do clima e da tectônica.

Neste trabalho, considera-se seqüência uma unidade limitada no topo e na base por disconformidades, cuja deposição foi condicionada pelo nível de base estratigráfico. Sempre que possível, procurou-se definir tratos de sistemas, como o produto das variações do nível de base estratigráfico. A nomenclatura dos tratos de sistemas (“nível de base baixo”, “transgressivo” e “nível de base alto”) segue a proposição original em bacias de margem passiva (*e.g.* Posamentier e Vail, 1988), aplicada a bacias continentais, conforme diversos trabalhos com este enfoque (Wright e Marriott, 1993; Shanley e McCabe, 1994; Zhang *et al.* 1997; Zerfass *et al.* 2003). É importante mencionar que alguns trabalhos propõem uma nomenclatura de tratos de sistemas mais adequada a sistemas continentais (Currie, 1997; Legarreta e Uliana, 1998; Martinsen *et al.* 1999). No entanto, os tratos de sistemas sugeridos por estes autores são adequados somente para regiões das bacias acima do nível mais alto atingido pelo nível de base geomorfológico, em que as variações do nível de base (estratigráfico) são descritas simplesmente em termos de degradação e agradação. Em regiões distais, onde se confundem nível de base estratigráfico e geomorfológico (sistemas lacustre e deltaico, por exemplo), a progradação torna-se um fenômeno deposicional igualmente importante, que não é materializada por nenhum trato de sistemas proposto pelos mencionados autores. Dessa forma, justifica-se a aplicação de uma terminologia proveniente dos estudos pioneiros em bacias de margem passiva (*e.g.* Posamentier e Vail, 1988). Para trabalhos futuros, no entanto, deve-se buscar uma terminologia de tratos de sistemas mais adequada aos sistemas continentais e que contemple todos os sistemas deposicionais deste contexto.

Apesar da operacionalidade e do grande poder informativo das seqüências, sua informalidade pode tornar-se um problema no caso de mapeamento geológico. Para minimizar isto, procurou-se utilizar os nomes geográficos referentes a unidades

litoestratigráficas consagradas, conquanto houvesse correspondência entre ambas (por exemplo, Seqüência Sanga do Cabral, que corresponde integralmente à Formação Sanga do Cabral, Seqüência Botucatu-Serra Geral, que corresponde às formações Botucatu e Serra Geral). No caso de quebra de uma unidade litoestratigráfica, utilizou-se seu nome original somado a um algarismo (seqüências Santa Maria 1 e 2, como resultado da divisão da Formação Santa Maria).

Durante o trabalho de campo, o conceito de fácies foi aplicado para as rochas sedimentares e vulcânicas. As fácies foram individualizadas através de seus atributos, condicionados por processos atuando em ambientes deposicionais particulares (Allen e Allen, 1990). Os principais atributos das fácies são geometria, granulometria, estruturas primárias, paleocorrentes e fósseis. Para a caracterização dos depósitos fluviais, abundantes na área, foi aplicado o conceito de elementos arquiteturais, os quais são os blocos fundamentais deste tipo de depósito, com associações de fácies, geometrias externas e orientações próprias (Miall, 1988). Para o estabelecimento do arcabouço estratigráfico, a informação acerca das associações de fósseis foi fundamental, num processo de retroalimentação da informação geológica e paleontológica.

É importante salientar que a definição de fácies apresentada acima é consagrada, e assim é utilizada na presente Nota Explicativa. O termo “fácies” como uma unidade do mapa – *Fácies de lutitos, Fácies de arenitos e conglomerados intercalados*, etc. – refere-se a uma subdivisão de formação conforme o GEOBANK. Deve-se ter em conta que estas unidades são de fato “associações de fácies”, embora este termo não seja admitido no GEOBANK. Assim, para evitar interpretações equivocadas, estas unidades de mapeamento são referidas na Nota Explicativa como (*associações de*) *fácies*.

O mapa foi construído em Sistema de Informação Geográfica (SIG). Na plataforma de trabalho foram integrados pontos de campo, feições da base cartográfica, imagens de satélite, fotografias aéreas, modelo digital do terreno, mapas geofísicos e mapas geológicos já existentes. Como base cartográfica foram utilizadas as folhas topográficas na escala 1:50.000 editadas pela Diretoria de Serviço Geográfico do Ministério do Exército, como segue: Faxinal do Soturno (SH.22-V-C-V-1, MI-2966/1, primeira impressão de 1980), Agudo (SH.22-V-C-V-2, MI-2966/2, primeira impressão de 1980), Restinga Seca (SH.22-V-C-V-3, MI-2966/3, primeira impressão de 1979), Jacuí (SH.22-V-C-V-4, MI-2966/4, primeira impressão de 1980).

Os mapas geológicos incorporados à plataforma de trabalho do SIG são o Mapa Geológico da Folha Agudo (SH.22-V-C-V, escala 1:100.000), do Projeto Borda Leste da

Bacia do Paraná (Gil e Lopes, 1986) e o recorte da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folha Porto Alegre (SH.22) (Ramgrab *et al.*, 2004). Estes mapas são produto de fotointerpretação e compilação, não contando com dados de campo. Dessa forma, optou-se pela digitalização integral de polígonos novos a partir dos pontos de campo posicionados sobre mosaico de fotografias aéreas na escala original 1:100.000, datadas de 1975, e sobre imagem Landsat TM do mosaico Geocover, obtida por volta de 2000. Para o traço dos contatos geológicos, a imagem que se mostrou mais apropriada foi o fotomosaico, com o devido apoio da interpretação dos pares fotográficos em papel com uso de estereoscópio óptico. Secundariamente, a imagem Landsat TM, especialmente nas composições RGB 457 e 132, mostrou-se aplicável para o traçado de alguns dos contatos litológicos.

Ainda em termos de mapas geológicos disponíveis, a metade norte da área conta também com cobertura de mapeamento em projeto de Mestrado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, cujos resultados foram publicados por Rubert e Schultz (2004). No entanto, o mapa gerado não foi incorporado à plataforma de trabalho devido à impossibilidade de seu georreferenciamento, uma vez que o mesmo não apresenta feições pontuais que possam servir como pontos de amarração.

Para o traçado das estruturas, foram utilizados igualmente o fotomosaico de fotografias aéreas com o suporte da estereoscopia óptica e a imagem Landsat TM, cuja composição RGB 457 foi a mais adequada. Além disso, também teve grande aplicação o recorte do Modelo Digital do Terreno, com data de 2000, especialmente para o traçado dos grandes lineamentos.

1.3. LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A Folha Agudo localiza-se na região central do Rio Grande do Sul. Os municípios abrangidos total ou parcialmente são Agudo, Cachoeira do Sul, Cerro Branco, Dona Francisca, Faxinal do Soturno, Formigueiro, Lagoa Bonita do Sul, Nova Palma, Novo Cabrais, Paraíso do Sul, Restinga Seca, São João do Polêsine, São Sepé e Silveira Martins.

A principal via de acesso é a rodovia estadual RST-287, que corta a área na direção leste-oeste, aproximadamente em sua metade. Esta rodovia faz a ligação entre a BR-386, nas proximidades da Grande Porto Alegre, e Santa Maria, a maior cidade do centro do Estado. Outras rodovias pavimentadas fazem a ligação das cidades de Formigueiro e Restinga Seca

com a RST-287, e a ligação entre as cidades de São João do Polêsine, Faxinal do Soturno, Dona Francisca e Agudo, e destas com a RST-287.

A área ainda é cortada, em sua parte meridional, pelo ramal de ferrovia que liga as cidades de Cachoeira do Sul e Santa Maria.

1.4. ASPECTOS SOCIO-ECONÔMICOS

A principal atividade econômica da região é a agropecuária, em especial a orizicultura nas planícies da parte sul da Folha, e a fumicultura nas encostas da parte norte. A atividade pecuária, predominantemente de bovinos, também merece destaque, sendo observada em toda a área. Nas sedes municipais predominam as atividades de comércio e serviços, que em grande parte suplementam a atividade agropastoril.

As principais demandas da área relacionam-se diretamente com a atividade agropastoril. Há uma grande demanda por água, para abastecimento das populações rurais e urbanas. No caso das sedes municipais, o maior problema concentra-se nas cidades que estão distantes dos rios. A demanda de água também é grande para a irrigação e as atividades pecuárias. O maior problema observado durante as atividades de mapeamento foi a carência de água nas áreas de encosta da parte setentrional da área, uma vez que as drenagens ali existentes secam nos períodos de estiagem. A atividade agrícola também solicita substâncias minerais como os corretivos de solo.

Outra demanda importante é a de materiais para construção civil e para pavimentação de estradas. Esta última é uma necessidade constante, uma vez que a malha de estradas para o escoamento da produção agropecuária é predominantemente composta por vias de revestimento solto.

1.5. CLIMA, FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

Um atualizado levantamento dos aspectos ambientais da região da Quarta Colônia, que corresponde a cerca de 60% da área do mapa, foi apresentado por Brena e Longhi (2002), de onde são retiradas as informações climáticas que seguem.

A precipitação média anual da região da Quarta Colônia é de 1.500mm a 1.750mm, com a concentração máxima entre julho e setembro. Os meses de novembro, dezembro e

março são os com menor índice pluviométrico. A temperatura média anual está entre 18° C e 20° C. O mês mais quente é janeiro, com média de 25° C, e o mais frio é julho, com média de 13° C. Na região estudada, há a formação de nevoeiros com frequência, e os ventos predominantes são de leste. Entre abril e setembro ocorrem geadas e há a possibilidade de neve, nas áreas serranas, nos meses de julho a agosto.

De acordo com Brena e Longhi (2002), as áreas de floresta ocorrentes na região da Quarta Colônia representam um ecótono formado pela interpenetração de constituintes das floras da Floresta Estacional Decidual do Alto Uruguai, Floresta Ombrófila Mista e Floresta Ombrófila Densa.

Em termos geomorfológicos, a Folha Agudo encontra-se inserida no Domínio Morfoestrutural das Bacias e Coberturas Sedimentares (*sensu* Justus *et al.* 1986). A área apresenta duas zonas bem definidas, a parte sul, mais rebaixada e com relevo suave, e a parte norte, mais elevada e com relevo mais acentuado. Segundo a classificação de Justus *et al.* (1986), estas zonas correspondem, respectivamente, às regiões geomorfológicas Depressão Rio Jacuí e Planalto das Araucárias.

A parte sul apresenta um relevo bastante arrasado, composto por agrupamentos de coxilhas separados por extensas áreas de planície de inundação fluvial. As coxilhas têm um relevo muito suave e raramente ultrapassam os 100m de altitude. Este tipo de relevo somente é alterado por esporádicas ocorrências de cristas associadas a rochas hipabissais (Fig.1). Em uma área menor ao sul da cidade de Restinga Seca, o relevo se torna um pouco mais acentuado, sendo composto por colinas alongadas separadas por vales. Esta variação é atribuída à movimentação de falhas, que correspondem aos vales. Os blocos baixos têm o relevo sustentado pela Fácies de arenitos e conglomerados intercalados da Formação Santa Maria, formando as colinas.

Os sistemas fluviais desta região são de moderada a alta sinuosidade, com carga arenosa formando barras em pontal e barras anexas à margem do canal e uma planície de inundação bem desenvolvida.

Em toda a parte sul da área a vegetação original restringe-se praticamente aos remanescentes das matas de galeria. Nas áreas de coxilhas, há o predomínio de pastagens pontilhadas por bosques de eucalipto, as quais são ocupadas por rebanhos de gado bovino e ovino. As planícies de inundação, por sua vez, são quase que totalmente aproveitadas para o cultivo do arroz.



Figura 1 – Relevo de coxilhas na parte sul da área. Ao fundo, crista coberta por bosque, formada por rocha hipabissal, onde foi descrito o afloramento HZ-181. Proximidades de Passo do Jacuí.

O setor norte da área apresenta-se bastante acidentado, em virtude do contato entre as rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná, com altitudes variando entre cerca de 100m e mais de 600m. As formas de relevo mais importantes são as escarpas, em muitos casos associadas a falhas, os picos (Fig. 2) e o platô que ocorre na parte nordeste da Folha e se estende para norte. Os processos erosivos nesta zona de transição são intensos e permitiram o destacamento de algumas plataformas estruturais, como o Cerro da Figueira (Fig. 3) e o Cerro Comprido. Nas zonas de escarpa, o basculamento de blocos através de movimentações de falhas condicionou a formação de *cuestas* (Fig. 4). Os sistemas de drenagem desta zona são encaixados, formando vales profundos, e mesmo os canais fluviais maiores têm uma área de planície de inundação muito restrita (Fig. 2). De um modo geral, os canais são erosivos, por estarem acima do perfil de equilíbrio. A jusante, nas proximidades da zona de planícies, os canais passam a ser deposicionais. Estes depósitos proximais consistem em barras longitudinais cascalho-arenosas.



Figura 2 – Formas de relevo na região da escarpa da Serra Geral, parte norte da área. Observa-se: o vale em que está encaixado o Rio Jacuí; uma escarpa (e) e um pico (p). Nota-se também o aspecto de mosaico dado pelos diferentes tipos de cultivo em pequenas propriedades. Foto para noroeste, tirada à altura do afloramento HZ-771, Município de Agudo.



Figura 3 – Vista do topo de uma plataforma estrutural. Observa-se resquícios da Floresta Ombrófila Mista. Cerro da Figueira, Município de Paraíso do Sul.



Figura 4 – Aspecto de uma *cuesta*, observada em segundo plano, indicando basculamento das camadas de rochas sedimentares e vulcânicas. Em primeiro plano, vale do Rio Soturno, com a cidade de Faxinal do Soturno à esquerda.

A vegetação original no setor norte encontra-se profundamente alterada, restringindo-se a núcleos de floresta nos picos e em algumas encostas. Mesmo nestes casos, torna-se difícil a distinção, sem um estudo de botânica e de sucessões ecológicas, entre florestas originais e florestas secundárias desenvolvidas pela recuperação natural de antigas áreas de lavoura. É importante registrar a presença, sobre o platô e as plataformas estruturais, de núcleos muito alterados de Floresta Ombrófila Mista, com os estratos superiores dominados por Araucaria angustifolia (Fig. 3). Nos vales, encostas e platôs há o domínio de áreas de cultivo num sistema de pequenas propriedades, dando à paisagem um aspecto de mosaico (Fig. 2).

2. GEOLOGIA

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As unidades permo-mesozóicas estão inseridas na Bacia do Chaco-Paraná (Fig. 5), a qual é uma das grandes bacias intracratônicas fanerozóicas brasileiras. Sua história deposicional está diretamente relacionada à evolução tectônica do sudoeste do Gondwana. Neste sentido, a bacia apresenta fases evolutivas que são comuns às bacias do oeste e sul da Argentina, à Bacia do Karoo e outras pequenas bacias do sul da África.



Figura 5 – Posição da Bacia do Chaco-Paraná na América do Sul.

A deposição na Bacia do Chaco-Paraná ocorreu em pulsos separados por fases erosivas e não-deposicionais, do Ordoviciano ao Cretáceo. Estes pulsos correspondem a seqüências deposicionais de segunda ordem (Milani, 1997), cuja deposição é condicionada por ciclos tectônicos maiores, com duração entre 3Ma e 50Ma. As unidades mapeadas pertencem ao intervalo Permiano Superior-Cretáceo Inferior, e estão inseridas na faixa de afloramentos da borda leste da Bacia do Chaco-Paraná.

A seqüência permo-carbonífera consiste de um ciclo transgressivo-regressivo e está presente em toda a bacia. Na fase regressiva (Permiano Superior) ocorreu o fechamento de um mar interior, sua fragmentação em corpos lacustres e o posterior ressecamento destes (*cf.* Lavina, 1991). Enquanto este processo transcorria no contexto intracratônico, a margem sudoeste do Gondwana – Precordillera Argentina, Sierra de la Ventana, Cinturão do Cabo – experimentava uma fase de intenso tectonismo (Hälbich *et al.* 1983; Johnson, 1991; López-Gamundi *et al.* 1994; López-Gamundi e Rossello, 1998), pela suposta subducção de placas do Paleopacífico sob o Gondwana. O sistema orogênico então desenvolvido, provavelmente com um arco magmático, foi denominado de *Gondwanides* (*sensu* Keidel, 1916) (Fig. 6). É provável que a evolução desta margem ativa tenha contribuído para o fechamento do mar interior permiano.

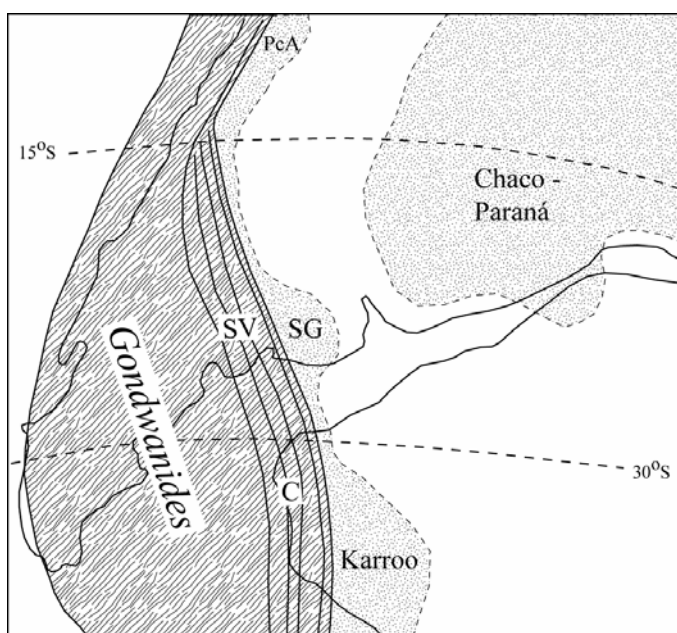


Figura 6 – Reconstrução simplificada do sudoeste do Gondwana aproximadamente no limite Permo-Triássico, com a posição do orógeno *Gondwanides*, das faixas de dobramentos do Cabo (C) e Sierra de la Ventana (SV) e das bacias sedimentares (SG = Bacia Sauce Grande, PcA = bacias da *Precordillera Argentina*). As paleolatitudes e a colagem dos continentes são baseadas em Veevers *et al.* (1994).

A fase de máxima continentalização é marcada pelo desenvolvimento de um extenso campo de dunas eólicas sobre os corpos lacustres da Formação Rio do Rasto. No Rio Grande do Sul, o pacote eólico tem sido referido como a parte inferior da Formação Rosário do Sul (Gamermann, 1973), Formação Rosário do Sul *stricto sensu* (Bortoluzzi, 1974) e parte inferior da Formação Sanga do Cabral (Lavina, 1991). Lavina *et al.* (1993) demonstraram sua correlação com a Formação Pirambóia, aflorante nos estados de São Paulo e Paraná.

Esta unidade é considerada aqui como inserida na seqüência de segunda ordem permo-carbonífera, sugerindo-se que se trate de uma seqüência de terceira ordem, com duração de 0,5Ma a 3Ma, denominada de Formação (Seqüência) Pirambóia. Seu contato inferior com a Formação Rio do Rasto não ocorre na área mapeada, porém a não recorrência das fácies fluvio-lacustres desta última após a deposição do pacote eólico sugere um rebaixamento do nível de base, sustentando a individualização da Seqüência Pirambóia.

O período Triássico foi igualmente ativo tectonicamente nesta porção do Gondwana, porém com estilos diferentes. Muito próximo ao limite Permo-Triássico, ocorreu uma importante fase de deformação ao longo do *Gondwanides* (Hälbich *et al.* 1983; López-Gamundi *et al.* 1994; López-Gamundi e Rossello, 1998). Na Bacia do Karoo, os sistemas fluviais provenientes do Cinturão do Cabo passaram de alta para baixa sinuosidade neste período (Hiller e Stavrakis, 1984; Smith, 1995), sugerindo soerguimento da área-fonte. O conjunto de evidências leva à sugestão de que o início do Triássico foi marcado por um regime tectônico compressional (Zerfass *et al.* 2004). Na passagem do Triássico Inferior para o Triássico Médio, o regime tectônico mudou para extensional, o que perdurou até o Triássico Superior. Neste intervalo, desenvolveram-se várias pequenas bacias *rift* no sul da África, na Argentina e no norte do Chile. Há evidências de um último paroxismo no *Gondwanides* neste período (Hälbich, 1983; Hälbich *et al.* 1983; Veevers *et al.* 1994; Ramos, 1993; Rossa e Mendoza, 1999). A atividade tectônica triássica deve ter afetado de forma considerável a porção mais meridional da Bacia do Chaco-Paraná, uma vez que a sedimentação triássica restringe-se a esta parte da bacia.

A Formação (Seqüência) Sanga do Cabral, de idade triássica inferior (Induano), aflora de forma contínua do Uruguai ao Rio Grande do Sul, desaparecendo imediatamente a leste da Falha do Leão, na região leste do Estado. Esta unidade é o registro de um sistema fluvial de baixa sinuosidade que teve como fonte terrenos soerguidos a sul e a oeste, durante a fase compressiva do Triássico Inferior (Zerfass *et al.* 2004). Neste sentido, esta unidade seria uma seqüência de segunda ordem, respondendo a um pulso tectônico maior sobre a plataforma do Gondwana.

As formações Santa Maria e Caturrita, correspondentes às seqüências Santa Maria 1 (Ladiniano), Santa Maria 2 (Carniano) e Caturrita (Noriano), que afloram na Depressão Central do Rio Grande do Sul a oeste da Falha do Leão, são contemporâneas à fase extensional nos terrenos adjacentes - Argentina e sul da África. Também é importante salientar que as mesmas são unidades exclusivas da região central do Rio Grande do Sul, não ocorrendo em outras áreas da Bacia do Chaco-Paraná. As bacias extensionais do Triássico

Médio e Superior mais próximas paleogeograficamente são Waterberg (Namíbia), Ischigualasto e Cuyo (oeste da Argentina). A Bacia de Waterberg se situa no ambiente intracratônico assim como as unidades sul-rio-grandenses, e se constitui na estrutura mais ocidental de um sistema de *rifts en échelon* que atravessa o sul da África, do Atlântico ao Índico, controlados por falhas reativadas do cinturão Damara-Katanga-Moçambique (Fig. 7). Zerfass *et al.* (2005) sugeriram que as unidades do Triássico Médio e Superior do Rio Grande do Sul poderiam ter sido depositadas em outro *rift* de semelhantes dimensões, pertencente ao mesmo sistema.

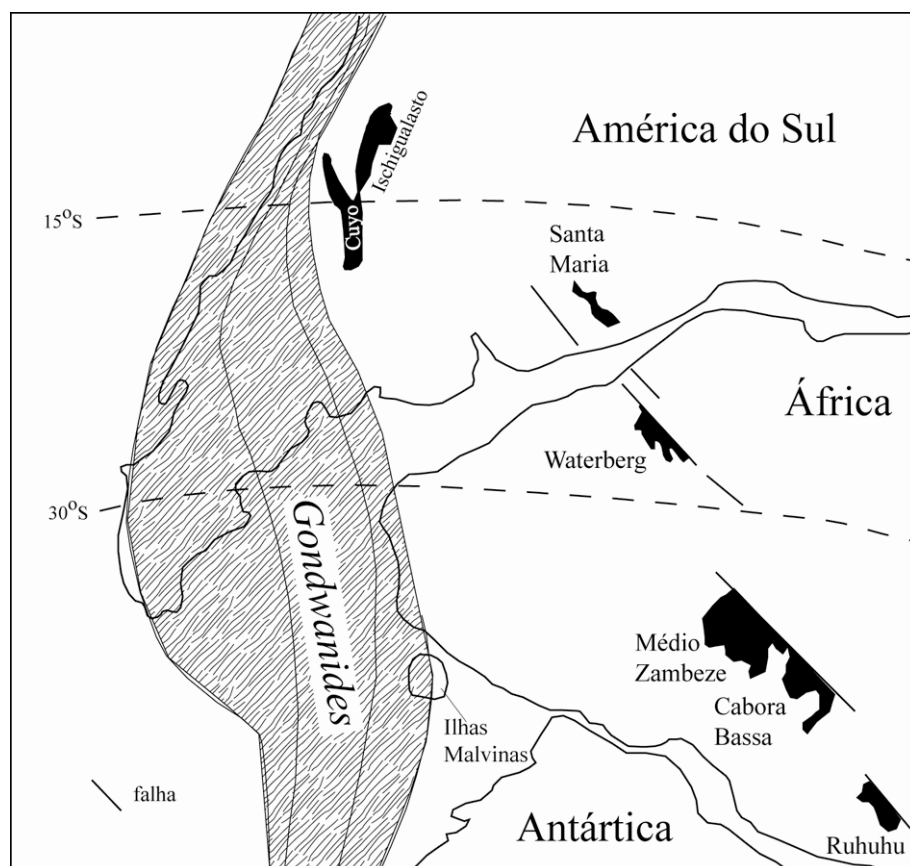


Figura 7 – Reconstrução do sudoeste do Gondwana no Triássico Médio e Superior, com a posição das principais bacias. De acordo com o modelo de Zerfass *et al.* (2005), os depósitos correspondentes às seqüências Santa Maria 1 e 2 e Caturrita representariam o preenchimento da bacia Santa Maria, a qual seria integrante de um sistema de *rifts en échelon*, formado pela reativação de estruturas do cinturão Damara-Katanga-Moçambique. Modificado de Zerfass *et al.* (2005).

Independentemente do tipo de estrutura tectônica associada a essas unidades, há evidências suficientes para relacionar sua deposição com um pulso tectônico que afetou a região do Rio Grande do Sul no Meso e Neotriássico. Dessa forma, considera-se que as três seqüências compoem uma seqüência de segunda ordem, sendo cada uma delas uma

seqüência de terceira ordem. As seqüências Santa Maria 1, Santa Maria 2 e Caturrita foram depositadas em ciclos de variação do nível de base da ordem de 1Ma a 3Ma, de acordo com os dados bioestratigráficos. Estes ciclos poderiam ter origem tectônica ou climática, sendo que as evidências levam preferencialmente à primeira hipótese (e.g. Zerkass *et al.* 2005).

O sudoeste do Gondwana passou por uma fase de transição no Jurássico. A orogenia *Gondwanides* havia cessado já no Triássico Superior e a fragmentação desse setor do supercontinente dar-se-ia somente no Cretáceo. Na margem do Paleopacífico desenvolveu-se um arco magmático e um sistema de bacias extensionais de retroarco (Mpodzis e Ramos, 1989; Uliana *et al.* 1989; Ramos, 1996; Franzese *et al.* 2003). Na Bacia do Karoo, ocorreu o vulcanismo da Formação Drakensberg, com idades entre 193Ma e 178Ma (Veevers *et al.* 1994). Em toda a Bacia do Chaco-Paraná não houve deposição durante praticamente todo o Jurássico, o que sugere que esta porção da plataforma sul-americana era relativamente estável e soerguida.

Na região oeste do Rio Grande do Sul Scherer e Lavina (1997) propuseram uma nova unidade informal, a Aloformação Guará, que seria correlata com parte da Formação Tacuarembó, do Uruguai. No Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000, em fase final de edição (Wildner *et al.*, em prep.), esta unidade é mostrada como Formação Guará. De acordo com o conteúdo fossilífero – répteis, peixes, conchostráceos e moluscos – a idade da Aloformação Guará poderia ser jurássica superior ou cretácica inferior. Scherer e Lavina (1997) apontaram para um consistente padrão de paleocorrentes dos depósitos fluviais para sul nesta unidade, o que contrasta com o padrão para norte das unidades triássicas. Isto poderia sugerir um deslocamento do depocentro da bacia para sul, em direção aos territórios uruguaio e argentino. O mecanismo tectônico deste processo não é conhecido, mas poderia existir uma relação com o magmatismo Serra Geral, não muito afastado em termos cronológicos.

Na área mapeada, foi identificada uma unidade com semelhante posicionamento estratigráfico e características faciológicas, sugerindo-se tratar da mesma unidade. O mapeamento da Formação Guará em uma área situada a cerca de 150km para leste do limite mais oriental de sua área de afloramentos original aumenta em muito a área de ocorrência desta unidade e poderá contribuir para a compreensão do contexto paleogeográfico em que a mesma foi depositada.

O Cretáceo da Bacia do Chaco-Paraná foi marcado pelo fim de um ciclo tectônico de primeira ordem, com a fragmentação do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul. O principal evento que precede a abertura é o vulcanismo da Província Paraná-Etendeka, com idades

Ar/Ar entre 138Ma e 125Ma (Turner *et al.* 1994; Deckart *et al.* 1998; Lopes *et al.* inédito). Os dados isotópicos Ar/Ar apresentados por Renne (1997) e Mincato (2000) apontam para um pico do magmatismo entre 130Ma e 134Ma. Recentemente, Wildner *et al.* (2006) apresentaram as primeiras idades U/Pb em zircão, de $135,5 \pm 2,3$ Ma e $137,3 \pm 1,8$ Ma, o que tornaria o magmatismo um pouco mais antigo. Tanto na Namíbia como no sul do Brasil, os derrames cobriram, de um modo geral, campos de dunas eólicas ainda ativas (Mountney *et al.* 1999; Jerram *et al.* 2000; Scherer, 2002; Petry *et al.* 2005). Os arenitos eólicos ocorrem sotopostos às rochas vulcânicas, então designados formalmente de Formação Botucatu, e como camadas entre derrames.

Na área mapeada, o registro deste evento são os arenitos eólicos da Formação Botucatu e os derrames da Formação Serra Geral (Seqüência Botucatu-Serra Geral). Na área da Folha Agudo, os derrames geralmente recobrem diretamente a Formação Guará, sendo que os arenitos eólicos são mais comuns como intertrápicos, em clara interdigitação. Este fato foi fundamental para a inclusão das rochas vulcânicas e dos arenitos eólicos em uma mesma seqüência deposicional. Sugere-se que esta seqüência seja de segunda ordem, pela sua amplitude cronológica (cerca de 10Ma) e pelo seu significado tectônico, marcando o início da fase pós-gonduânica da plataforma sul-americana.

Durante os estágios iniciais da abertura do Atlântico, o interior do Rio Grande do Sul foi afetado por um magmatismo alcalino. No Mapa Geológico do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000 (Wildner *et al.*, em prep.), as unidades que registram este episódio são a Suíte Alcalina Passo da Capela e a Província Kimberlítica Rosário do Sul, com idades do Cretáceo Superior. Na área da Folha Agudo, foram mapeados vários corpos ígneos intrusivos em rochas triássicas, os quais podem estar associados a este magmatismo alcalino, embora não deva ser descartada a hipótese de que os mesmos representem condutos das lavas dos derrames da Seqüência Botucatu-Serra Geral. Para elucidar este problema, aguarda-se o resultado de uma datação Ar/Ar. No presente momento, definiu-se uma unidade informal para englobar estas rochas, denominada de Intrusivas São João do Polêsine, com uma idade sugerida igual ou um pouco superior à da Seqüência Botucatu-Serra Geral, mas ainda do Cretáceo Inferior.

No Rio Grande do Sul, os registros de unidades sedimentares continentais são fragmentários e cronologicamente incertos. Já o Neogeno continental do Estado possui uma fauna de vertebrados bem conhecida (Oliveira, 1995), que permite inferir idades mais confiáveis e conseqüentes correlações estratigráficas. Na Folha Agudo foi mapeada uma unidade composta por depósitos lateríticos e conglomerados com cimento de óxido de ferro,

denominada informalmente de Laterita Formigueiro. Uma idade pleistocênica é sugerida pela similaridade faciológica dos conglomerados desta unidade com os do sítio fossilífero da Sanga da Cruz, cujos mamíferos fósseis têm a referida idade (Milder, 2000; Scherer e Da-Rosa, 2003).

Os depósitos inconsolidados e semi-consolidados do Holoceno na região da Depressão Central e da Escarpa da Serra Geral estão associados aos sistemas fluviais atuais e aos processos gravitacionais nas encostas. A área mapeada está dentro deste contexto, tendo sido mapeados os dois tipos de depósitos.

2.2. LITOESTRATIGRAFIA

A Figura 8 mostra a coluna litoestratigráfica proposta para a Folha Agudo. A seguir, são descritas as unidades litoestratigráficas.

Formação Pirambóia (P3T1p)

A ocorrência, no Rio Grande do Sul, da Formação Pirambóia, definida no Estado de São Paulo, foi proposta por Lavina *et al.* (1993). A área de afloramento desta unidade é bastante reduzida, restringindo-se ao sudoeste da área, próximo a Formigueiro. O contato inferior com rochas da Formação Rio do Rasto não está registrado na área. Sugere-se que o mesmo seja uma disconformidade, produto do contato abrupto de um depósito eólico sobre outro lacustre. O contato superior com a Formação Sanga do Cabral consiste de uma disconformidade de natureza erosiva. A espessura aflorante da Formação Pirambóia na área é de 10m.

Apenas uma fácies foi observada, composta por arenito fino a médio, cor rosa, bimodal, com estratificação cruzada acanalada de grande porte, composta por camadas alternadas de fluxo de grãos e queda de grãos, o que permite associar esta fácies a dunas eólicas (Fig. 9). São observadas superfícies de reativação separando conjuntos de estratificação cruzada, sugerindo dunas compostas. Os poucos dados de paleocorrentes indicam um sentido dos paleoventos para NE e NW, embora esta informação não tenha a devida consistência.

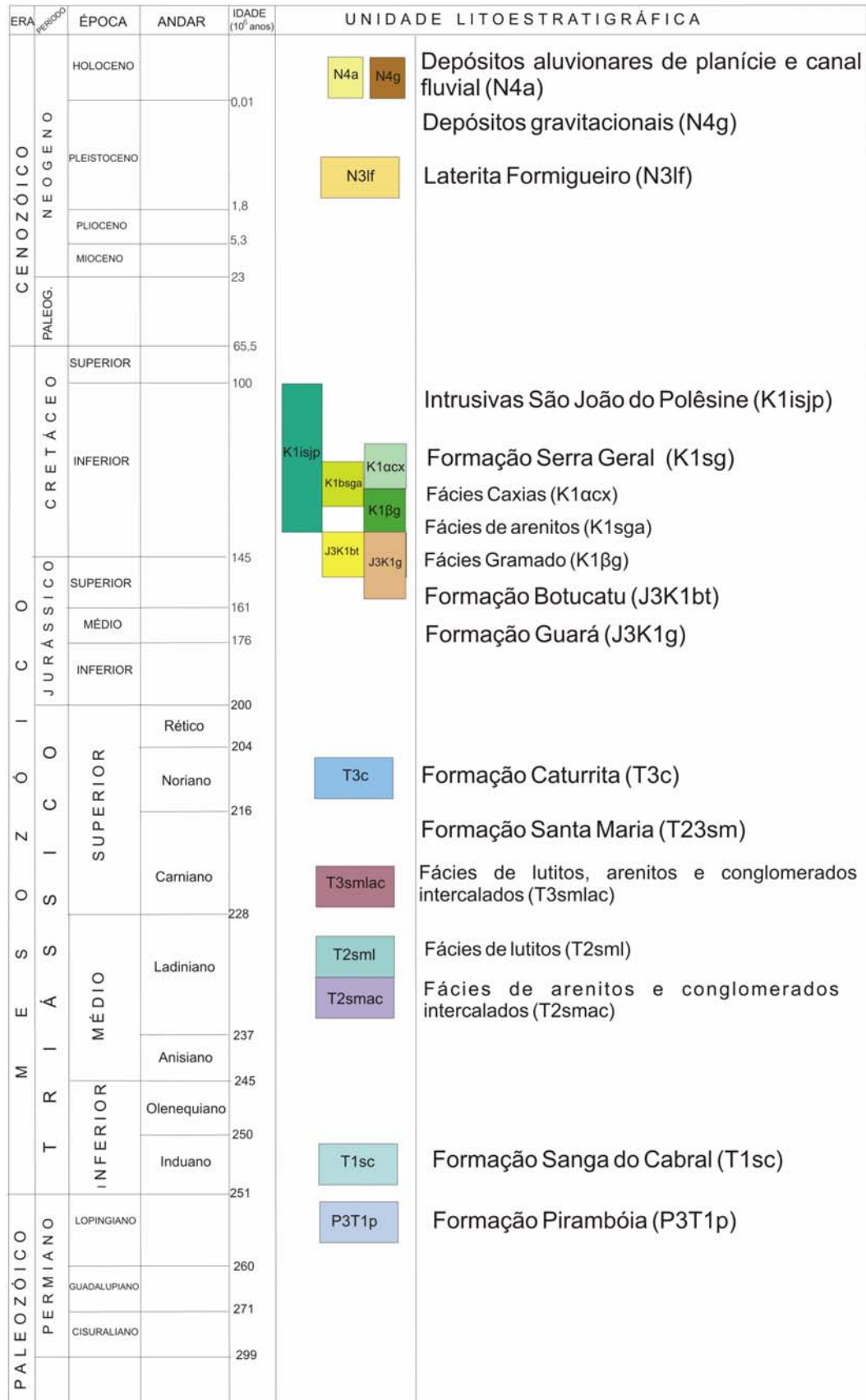


Figura 8 – Coluna litoestratigráfica para a Folha Agudo. As unidades cronoestratigráficas e suas idades são baseadas na Carta Cronoestratigráfica Internacional (IUGS, 2005). A amplitude das unidades cronoestratigráficas está fora de escala.

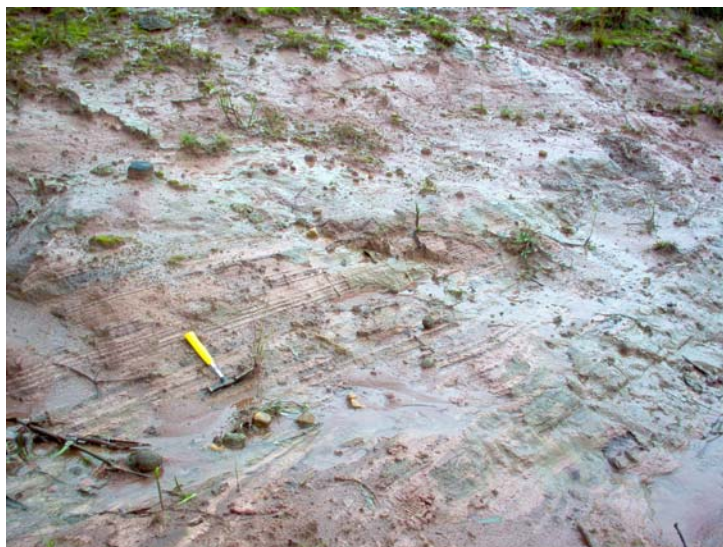


Figura 9 – Formação Pirambóia. Arenito bimodal com estratificação cruzada acanalada de grande porte, exibindo camadas alternadas de arenito médio, geradas por fluxo de grãos, e de arenito fino, geradas por queda de grãos. Esta fácies representa depósitos de dunas eólicas. Afloramento HZ-267, Município de Formigueiro.

A idade desta unidade é passível de discussão, devendo ser levadas em consideração informações de cunho paleontológico, estratigráfico e tectônico. O conteúdo fossilífero da unidade - conchostráceos e ostracodes - é pobre, e fornece idades controversas, do Permiano até o limite Jurássico-Cretáceo (Lavina *et al.* 1993). Estes autores consideraram que o critério mais confiável para restringir a idade da seqüência seriam as assembléias de paleotetrápodes das formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral, tendo então sugerido que a idade da Seqüência Pirambóia no Rio Grande do Sul estaria no intervalo Tatariano (atual Changhsingiano) – Scythiano (ou Triássico Inferior, atualmente subdividido, da base para o topo, em Induano e Olenequiano), o que é assumido aqui, *a priori*. No entanto, problemas com a idade da Formação Sanga do Cabral tornam incerta a idade mínima possível para a Formação Pirambóia.

A Formação Sanga do Cabral é rica em répteis procolofonídeos, que poderiam ter correlação com um intervalo igualmente rico em répteis deste grupo na Bacia do Karoo, identificado na parte superior da Zona de associação de *Lystrosaurus* por Neveling (2004). Como o topo desta biozona estaria no Olenequiano (Neveling, 2004), o intervalo rico em procolofonídeos teria uma idade provável do Olenequiano. Em contrapartida, Piñeiro *et al.* (2003) descreveram material de pelicossauros na Formação Buena Vista, correlata da Formação Sanga do Cabral no Uruguai. Como este grupo de tetrápodes se distribui, mundialmente, do Carbonífero ao Permiano Superior, a possibilidade de uma idade neopermiana para a Formação Sanga do Cabral também deve ser considerada, ao mesmo tempo em que uma idade olenequiana seria menos provável. Assim, pelo conteúdo fossilífero

das unidades sotoposta e sobreposta, a Formação Pirambóia poderia ter sido depositada do Neopermiano ao Induano.

Formação Sanga do Cabral (T1sc)

A Formação Sanga do Cabral foi definida por Andreis *et al.* (1980) na Folha Rio Pardo (RS). Esta unidade aflora na metade sul da área, com uma superfície expressiva, somente equiparada pelos depósitos fluviais holocênicos. A mesma está separada por disconformidades da Formação Pirambóia, sotoposta, e da Formação Santa Maria. A espessura da Formação Sanga do Cabral não pode ser conhecida com precisão na área da folha, pois as áreas de afloramento da unidade são segmentadas, sendo separadas por largas faixas de depósitos fluviais holocênicos, encaixados em prováveis falhas. Os contatos basal e de topo da seqüência não são observados em uma mesma faixa contínua de afloramentos, dificultando a avaliação da espessura. Assim, estimou-se a espessura mínima da Formação Sanga do Cabral na área da Folha Agudo em 70m.

Esta unidade é composta por duas associações de fácies, que serão descritas a seguir, embora estas não tenham sido diferenciadas no mapa. A associação predominante é composta por arenito fino maciço e com laminação horizontal, e conglomerado maciço e com laminação cruzada acanalada de médio porte rico em intraclastos lutíticos (Fig. 10), onde também são encontrados fragmentos de ossos. O arenito e o conglomerado têm cor rosa ou laranja e formam lentes delgadas, com até 0,5m de espessura e grande continuidade lateral (até dezenas de metros). As superfícies erosivas raramente atingem mais de uma camada sotoposta. Em associação com o arenito com laminação horizontal ocorrem conjuntos de estratos de baixo ângulo, eventualmente preenchidos por laminação cruzada de pequeno porte que sobem as superfícies estratais (Fig. 11). Estas estruturas são provavelmente antidunas, evidenciando uma alta energia de fluxo. Na mesma figura também é possível observar-se estruturas de fluidização, muito comuns nesta fácies. Subordinadamente, ocorrem camadas de lutito vermelho, com espessuras decimétricas, e de arenito fino, rosa ou laranja, com laminação cruzada acanalada de grande porte, internamente com marcas onduladas eólicas.



Figura 10 – Formação Sanga do Cabral. Arenito fino maciço, localmente com laminação horizontal, gerado em regime superior de fluxo, recoberto por conglomerado intraformacional, o qual marca um evento de deposição por fluxos torrenciais. Afloramento HZ-319, Município de Restinga Seca.

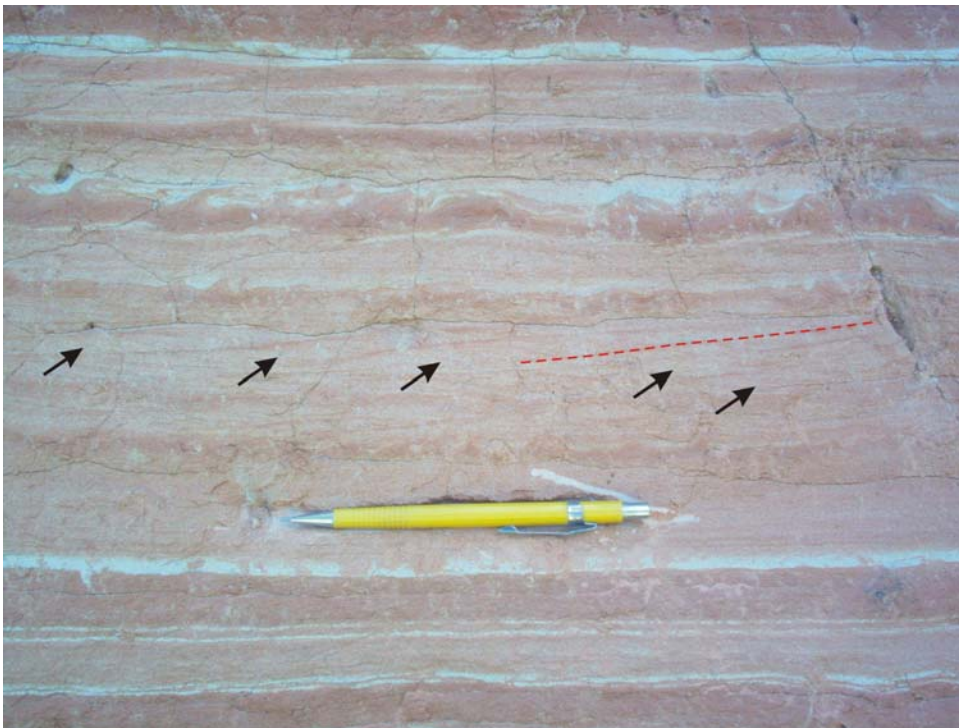


Figura 11 – Formação Sanga do Cabral. Arenito fino com estratificação cruzada de baixo ângulo. Uma das lâminas é reforçada pela linha tracejada. Observa-se que conjuntos de lâminas de pequeno porte (indicados pelas setas) sobem os planos da estratificação, sugerindo tratarem-se de antidunas em regime de fluxo superior. Acima deste nível, nota-se camada deformada por fluidização. Afloramento HZ-305, Passo das Tunas.

O modelo deposicional proposto alterna sedimentação episódica, responsável pelo maior volume de sedimento depositado, e sedimentação normal. A sedimentação episódica é protagonizada por fluxos torrenciais sob clima árido ou semi-árido, sobre uma planície com baixo gradiente. A fase de maior energia do fluxo produzia superfícies erosivas e a posterior deposição dos conglomerados. Na medida em que o fluxo perdia energia, depositavam-se os

arenitos. Nas fases de sedimentação normal, desenvolviam-se corpos d'água efêmeros, representados pelas camadas de lutito, em torno dos quais concentrava-se a fauna. Em fases de maior ressecamento, desenvolviam-se dunas eólicas, registradas pelos arenitos com laminação cruzada acanalada de grande porte. Quando da chegada de chuvas torrenciais, clastos de lutito dos corpos d'água ressecados e fragmentos de ossos das carcaças eram transportados e depositados em novas camadas de conglomerado intraformacional.

De forma subordinada ocorre uma segunda associação de fácies, composta por arenito fino a médio com laminação cruzada acanalada de médio e grande portes de origem subaquosa (Fig. 12), e arenito com laminação cruzada acanalada de grande porte, internamente com marcas onduladas eólicas (Fig. 13). Estes arenitos têm cor rosa ou laranja e geometria lenticular. Subordinadamente ocorrem camadas decimétricas de arenito rosa e laranja com laminação horizontal (Fig. 12) e de lutito vermelho. Os arenitos com estruturas geradas em ambiente subaquoso formam elementos arquiteturais de acreção oblíqua, sugerindo canais fluviais com sinuosidade variável, preenchidos por macroformas arenosas. A associação com lutitos e arenitos eólicos sugere momentos de ressecamento dos canais fluviais, com o desenvolvimento inicial de corpos d'água efêmeros e posterior retrabalhamento eólico da areia.



Figura 12 – Formação Sanga do Cabral. Arenito médio com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositado em canal fluvial. O martelo está posicionado em uma superfície de truncamento, recoberta por arenito fino com laminação horizontal, produzido por regime superior de fluxo. Afloramento HZ-202.

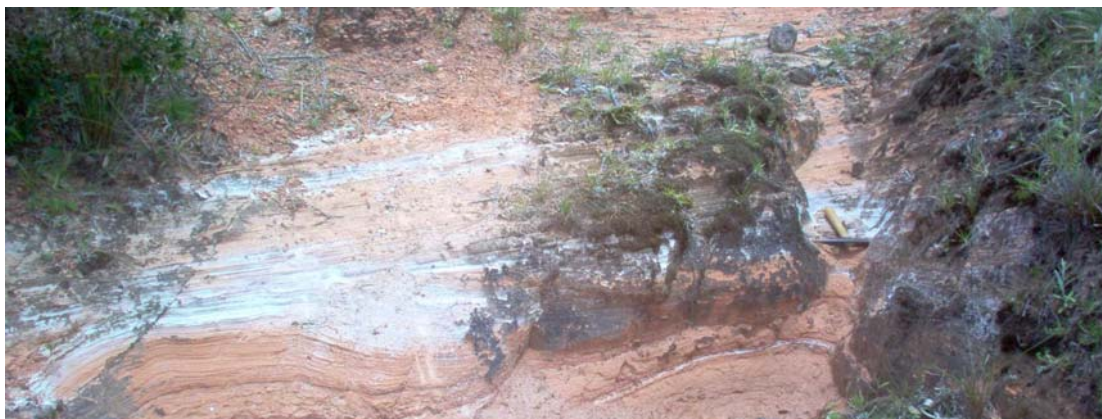


Figura 13 – Formação Sanga do Cabral. Arenito fino com laminação cruzada acanalada de grande porte, internamente composta por marcas onduladas eólicas. Esta fácies é associada a dunas eólicas. Afloramento HZ-202.

A relação entre as duas associações de fácies não é direta, em virtude da desconexão entre os afloramentos e a carência de grandes exposições. Apesar disso, sugere-se que a segunda associação de fácies ocorra mais para o topo da unidade. Isto se deve ao fato de que a mesma, nos pontos em que foi identificada, está em níveis topograficamente altos (afloramentos HZ-321, HZ-322), em níveis estratigraficamente altos (HZ-202) e recobrando a primeira associação (HZ-319).

De um modo geral, a Formação Sanga do Cabral consiste de um sistema fluvial efêmero de baixa sinuosidade e pobremente canalizado, desenvolvido em uma planície aluvial de baixo gradiente. As paleocorrentes do sistema fluvial têm grande variabilidade, embora predomine o sentido para norte e, secundariamente, para leste. Nesta planície também se desenvolviam corpos lacustres efêmeros e dunas eólicas esparsas. As dunas eólicas apresentam sentido de paleocorrente para sudoeste, embora não haja uma quantidade de dados para tornar esta informação consistente. Em direção ao topo, sugere-se que o sistema fluvial tenha sofrido modificações, tornando-se mais bem canalizado e com uma carga sedimentar mais selecionada. Isto está provavelmente relacionado a uma mudança climática, com um regime de chuvas um pouco mais constante na área-fonte, embora ainda no contexto semi-árido.

Os problemas da idade desta seqüência já foram mencionados quando da discussão da idade da Formação Pirambóia. A associação de paleotetrápodes desta unidade permitiria atribuir idades do Lopingiano ao Olenequiano. Neste projeto, sugere-se uma idade intermediária, do Induano.

Formação Santa Maria

Assentada sobre a seqüência anterior através de uma disconformidade, esta unidade foi inicialmente proposta por Gordon Jr. (1947), porém a unidade original provavelmente englobava também a Formação Caturrita. Neste Projeto, adota-se a Formação Santa Maria conforme a revisão estratigráfica de Bortoluzzi (1971; 1974). Na Folha Agudo, a mesma pode ser dividida em três (associações de) fácies, *Arenitos e conglomerados intercalados*, *Lutitos e Lutitos, arenitos e conglomerados intercalados*. A primeira (associação de) fácies aflora de forma descontínua, o que é atribuído ao fato de a mesma ser constituída de corpos areno-conglomeráticos associados a feições canalizadas. A segunda assenta-se sobre a primeira de forma abrupta, sendo contínua na área, apenas estando ausente no extremo oeste da área, o que é interpretado por efeito de falhamento e não por questões estratigráficas. A terceira (associação de) fácies ocorre apenas na região oeste da Folha, de forma descontínua por efeito do recobrimento dos Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial.

(Associação de) Fácies de arenitos e conglomerados intercalados (T2smac)

Esta unidade corresponde a uma parte dos arenitos definidos como “Fácies” Passo das Tropas da Formação Santa Maria (*sensu* Bortoluzzi, 1971; 1974). As áreas de afloramento desta (associação de) fácies na folha são segmentadas, com os contatos de base e de topo não ocorrendo em uma mesma faixa contínua de rocha aflorante, o que dificulta a avaliação de sua espessura. Estima-se uma espessura mínima de 75m para esta unidade.

Esta (associação de) fácies consiste de arenitos grossos de cor salmão ou lilás, comumente silicificados, com níveis conglomeráticos. O arenito é de composição quartzo-feldspática e os seixos são de quartzo, além da ocorrência freqüente de intraclastos lutíticos e areníticos. De forma subordinada ocorrem lentes de lutito vermelho.

As estruturas sedimentares observadas são laminação cruzada acanalada de médio e grande portes (Fig. 14), as últimas com até 1m de altura e 7m de comprimento aflorantes, conforme observado no afloramento HZ-36. A sucessão de lentes areno-conglomeráticas com laminação cruzada acanalada sugere depósitos de canais fluviais com carga areno-cascalhosa, preenchidos por formas de leito amalgamadas. Ao menos pontualmente (afloramento HZ-203), também foram observados elementos arquiteturais de acreção frontal (Fig. 15). Neste

caso, as macroformas são separadas por níveis de lutito, indicando freqüentes eventos de inundação do canal.



Figura 14 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de arenitos e conglomerados intercalados. Arenito conglomerático com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositado em canal fluvial. Afloramento HZ-182, Município de Restinga Seca.

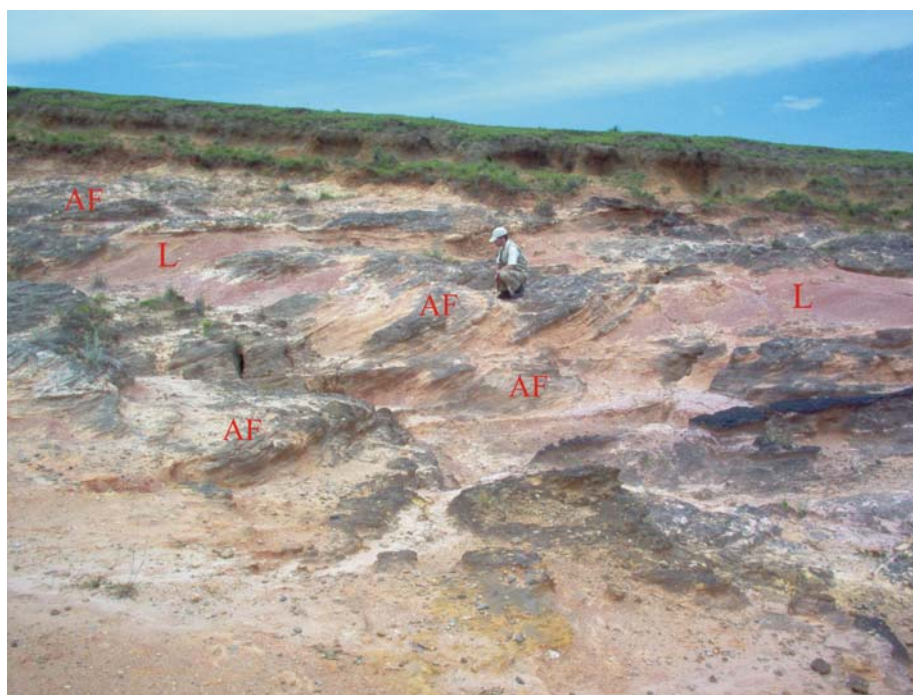


Figura 15 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de arenitos e conglomerados intercalados. Arenito grosso com laminação cruzada acanalada compondo elementos arquiteturais de acreção frontal (AF), os quais variam lateralmente para lutito (L). O arenito representa depósitos de barras de meio de canal. A presença de lutito sugere que o canal era sujeito a freqüentes inundações. Afloramento HZ-203.

Associa-se esta (associação de) fácies com sistemas fluviais com um padrão de paleocorrentes consistente para norte. A princípio, pelo predomínio de uma carga sedimentar de granulometria grossa e pelo franco predomínio dos depósitos de canal sobre os de planície de inundação, sugere-se que os sistemas fluviais sejam de baixa sinuosidade. A ocorrência freqüente de conjuntos de laminação cruzada de grande porte demonstra que a lâmina d'água era alta, ao menos em alguns períodos.

Atribui-se para esta unidade uma idade semelhante à da (associação de) Fácies de lutitos, conforme será discutido no próximo item. Esta sugestão provém do fato de que o contato entre ambas as (associações de) fácies não é discordante, não devendo ocorrer um hiato significativo entre elas.

(Associação de) Fácies de lutitos (T2sml)

Estes lutitos correspondem a uma parte da “Fácies” Alemoa da Formação Santa Maria (*sensu* Bortoluzzi, 1971; 1974). Estima-se sua espessura em 90m, embora este valor não seja preciso devido à perturbação provocada por falhas.

O tipo litológico predominante são lutitos vermelho-escuro maciços e laminados (Fig. 16), ricos em nódulos e veios carbonáticos (Fig. 17), septárias e coprólitos. Da-Rosa (2005) interpretou os nódulos carbonáticos como produto de paleoalterações pedogênicas e freáticas. Os ossos, também encontrados com freqüência, sofreram processo de carbonatação. Holz e Schultz (1998) apontaram este processo como responsável pela deformação e rompimento dos ossos, característica muito comum do material fossilífero desta unidade. Da-Rosa (2005) ainda descreveu um processo anterior de fossilização destes ossos, associado à pedogênese, em que são formadas cutículas de hematita, com a carbonatação ocorrendo com o soterramento, em maiores profundidades.



Figura 16 – Seqüência Santa Maria 1, (associação de) Fácies de lutitos, depositados em sistema lacustre raso. Aspecto geral do lutito maciço. Afloramento HZ-699, Município de Paraíso do Sul.

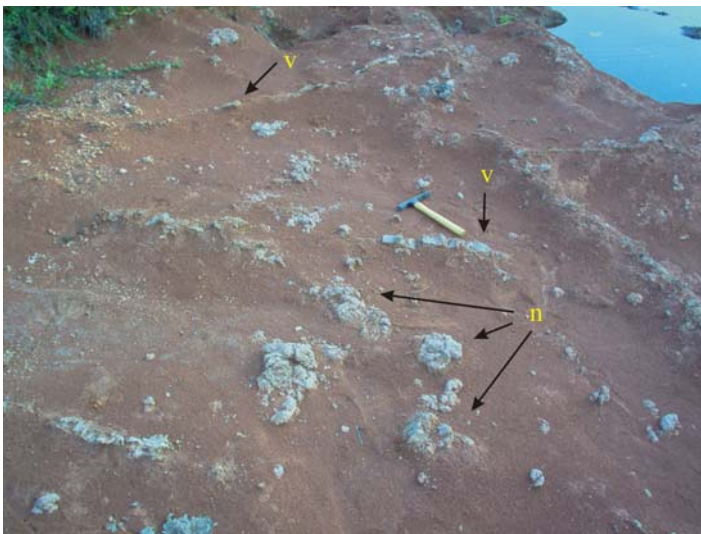


Figura 17 – Seqüência Santa Maria 1, (associação de) Fácies de lutitos. Detalhe de lutito maciço exibindo nódulos (n) e veios (v) carbonáticos. Afloramento HZ-685, Município de Agudo.

Intercalados com os lutitos ocorrem camadas lenticulares com até 30cm de espessura, as quais são endurecidas e esbranquiçadas. A profusão de marcas de raízes associadas a estas camadas em alguns afloramentos - HZ-177, por exemplo – permite sua associação com paleossolos. Raras lentes de arenito com laminação horizontal também foram observadas, as quais têm espessura máxima de 20cm e extensão lateral máxima de 50cm. Marcas de pingos de chuva foram identificadas no topo de algumas destas lentes. No afloramento HZ-370 também foi observado um nível com cerca de 2m de espessura de siltito arenoso com laminação cruzada cavalgante, associado aos lutitos maciços.

Em termos paleoambientais, os lutitos são considerados como depositados em corpos d'água rasos, em virtude da cor vermelho e da associação com formas de leito subaquosas, como as laminações cruzadas cavalgantes anteriormente descritas. Num contexto intracontinental, os corpos d'água rasos podem ser tanto lagos como planícies de inundação em sistema fluvial. Faciologicamente os depósitos produzidos são muito semelhantes,

consistindo de acumulações de lutitos intercaladas com níveis de paleossolos, admitindo-se que os lagos rasos também estejam sujeitos a ressecamentos.

Sugere-se aqui que os depósitos lutíticos sejam o registro do desenvolvimento de corpos lacustres rasos. O principal argumento para sustentar esta interpretação é a uniformidade do pacote lutítico em escala regional, bem como a sua importância como um nível estratigráfico distinto, conforme apontado anteriormente por Zerfass *et al.* (2003) e corroborado neste mapeamento. Isto aponta para um domínio de depósitos distais nesta (associação de) fácies, sem a ocorrência de canais fluviais importantes.

Dessa forma, considera-se aqui que a (associação de) Fácies de lutitos represente depósitos lacustres, os quais seriam os sistemas distais de uma bacia fluvio-lacustre intracontinental. Os corpos d'água eram sujeitos a fases de ressecamento, quando se desenvolviam os níveis de paleossolos. A superfície dos lagos ressecados era habitada por tetrápodes, cujas carcaças e ossos desarticulados eram soterrados nos eventos de cheias. Em períodos de chuvas formavam-se pequenos canais arenosos. Se não houvesse água suficiente para ocorrer uma inundação da bacia lacustre, o topo das camadas de arenitos ficava exposto, permitindo que pingos de chuva ficassem impressos.

O ambiente interpretado para a (associação de) Fácies de lutitos é típico de um clima semi-árido, com alternância de períodos secos e úmidos. Isto é corroborado por estudos de modo de fossilização (Holz e Schultz, 1998) e de diagênese (Zerfass *et al.* 2000).

A idade desta (associação de) fácies é fornecida pela sua assembléia de paleotetrápodes, incluindo dicinodontes, cinodontes (chiniquodontídeos e traversodontídeos), tecodontes e procolofonídeos, pertencentes à Zona de associação de *Therapsida* (Barberena, 1977). Através de correlações mundiais, o citado autor sugeriu uma idade do Ladiniano, que foi corroborada por trabalhos posteriores (*e.g.* Bonaparte, 1982; Scherer *et al.* 1995; Schultz, 1995; Lucas, 1998).

(Associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados (T3smlac)

Esta unidade assenta-se sobre a anterior através de uma disconformidade, cuja ocorrência em afloramento na área é duvidosa. Sua ocorrência é deduzida do hiato faunístico existente entre esta e a litofácies anterior e da sua observação em afloramento em outras áreas (Zerfass *et al.* 2003). Na área deste projeto, a presente (associação de) fácies ocorre de forma descontínua. Apesar da dificuldade de se estimar espessuras em função do contato freqüente

com depósitos holocênicos, aparentemente esta unidade adelgaça-se para leste, até desaparecer na altura da cidade de Agudo. Na parte oeste da área, onde as espessuras são maiores, estimou-se uma espessura superior a 50m.

A (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados corresponde a uma parte da fácies Alemoa da Formação Santa Maria (*sensu* Bortoluzzi, 1971; 1974). Na área mapeada, a mesma é composta por quatro fácies principais, que ocorrem associadas, como segue.

- (i) Lutitos vermelho-alaranjados maciços e laminados, com concreções carbonáticas e ossos de répteis (Fig. 18), bem como peixes e anfíbios em menor quantidade. Esta fácies tem a maior importância volumétrica.



Figura 18 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Vista geral dos lutitos maciços, que representam depósitos lacustres rasos. Afloramento HZ-63, Município de São João do Polêsine.

- (ii) Arenitos finos de cor rosa, maciços e com laminação cruzada cavalgante, ricos em escavações verticais de invertebrados do icnogênero *Skolithos* (R. C. da Silva, 2006, com. verbal). Estes arenitos formam camadas tabulares e sub-tabulares com até 15cm de espessura (Fig. 19). Da-Rosa (2005) também relatou a ocorrência de uma marca de raiz axial nesta fácies.



Figura 19 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Camadas de arenito fino sub-tabulares, intercaladas com delgadas camadas de lutito. As estruturas verticais observáveis em todas as camadas são escavações de invertebrados do icnogênero *Skolithos*. Esta fácies é produto da deposição de areia por fluxos densos desconfiados, no interior de corpos d'água. Afloramento HZ-48, Município de São João do Polêsine.

- (iii) Arenitos finos de cor rosa com laminação horizontal e gretas de contração no topo, intercalados com camadas milimétricas a centimétricas de intraclastos de lutito (Fig. 20). Nesta fácies ocorrem escavações de invertebrados, provavelmente do icnogênero *Arenicolites*, e pegadas de répteis atribuídas a esfenodontídeos, cinodontes e possíveis dinossauros terópodes (Silva *et al.* 2005; R. C. da Silva, 2006, com. verbal). Os arenitos formam pequenas lentes com até 30cm de espessura e 3m de extensão lateral.

- (iv) Conglomerados intraformacionais ricos em intraclastos de lutito e de concreções (Fig. 21), bem como fragmentos de ossos. Os conglomerados estão dispostos em lentes com até 50cm de espessura e extensão lateral de até alguns metros, com laminação horizontal e padrão granodecrescente para o topo.



Figura 20 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Detalhe de lente com camadas de arenito fino com laminação horizontal intercaladas com delgadas camadas de intraclastos lutíticos. Esta fácies foi gerada por fluxos efêmeros, em regime superior, sobre uma bacia lacustre ressecada. Afloramento HZ-64, Município de São João do Polêsine.



Figura 21 – Formação Santa Maria, (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Conglomerado com clastos de lutito, de concreções e de fragmentos de ossos, produzido pelo retrabalhamento por fluxos torrenciais de uma bacia lacustre ressecada. Afloramento HZ-64, Município de São João do Polêsine.

De forma subordinada ainda ocorre uma fácies de diamictitos com matriz lutítica, lenticular, com clastos de concreções.

Pelas mesmas razões apontadas para a (associação de) Fácies de lutitos, também se considera que a presente (associação de) fácies tenha se depositado em um sistema lacustre raso. No entanto, o modelo deposicional desta unidade apresenta algumas particularidades.

Em primeiro lugar, chama a atenção a profusão de lentes de arenito com laminação horizontal, separadas verticalmente por poucos decímetros ou metros de lutito. Isto sugere que as fases de ressecamento dos corpos d'água, quando se desenvolviam pequenos canais

efêmeros, eram mais freqüentes. Outro aspecto importante é a presença dos conglomerados intraformacionais, sugerindo a ocorrência de eventos de inundação catastrófica, provavelmente provocados por chuvas torrenciais. Finalmente, também como uma característica peculiar, salienta-se a identificação de uma fácies arenítica subaquosa, composta por escavações do icnogênero *Skolithos* e por laminação cruzada cavalgante, evidenciando a entrada de areia nas fases em que os corpos d'água estavam cheios.

Com base nestas evidências, sugere-se a alternância de fases de ressecamento e de inundação dos sistemas lacustres, sendo que as inundações estariam ligadas a eventos catastróficos. Nas fases secas, chuvas de menor intensidade produziam pequenos canais, cuja água não era suficiente para preencher o corpo lacustre, o que é evidenciado pela presença de gretas de contração e pegadas de tetrápodes no topo das camadas de arenito com laminação horizontal. As escavações do icnogênero *Arenicolites* também indicam lâmina d'água pouco espessa (R. Costa da Silva, com. verbal, 2006). Chuvas torrenciais, por sua vez, produziam correntes de alta energia sobre a superfície ressecada dos lagos, erodindo depósitos anteriores e horizontes pedogênicos ricos em concreções, e transportando os ossos da superfície. Este tipo de fluxo, ao perder energia, depositava os conglomerados intraformacionais.

Nas fases de nível alto dos paleolagos, os eventos catastróficos torrenciais traziam areias através de correntes de turbidez a partir de canais situados em posição proximal. Os depósitos então gerados são representados pelas camadas de arenito maciço e com laminação cruzada cavalgante, com escavações do icnogênero *Skolithos*. O padrão de paleocorrentes tanto dos depósitos de canal como das correntes de turbidez apresenta grande variabilidade, o que pode ser explicado pelas características hidrodinâmicas do sistema. Os canais, por exemplo, representam fluxos efêmeros em uma bacia lacustre ressecada, apresentando baixo confinamento. As correntes de turbidez, por sua parte, são exemplos de fluxos desconfiados por definição.

Através do estudo de paleoalterações, Da-Rosa (2005) concluiu pela pedogênese avançada e oscilação do nível freático para rochas desta unidade, o que também corrobora o contexto paleoclimático sugerido a partir do modelo de fácies aqui proposto.

O conteúdo fossilífero da (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados, na área mapeada, consiste de vertebrados e prováveis conchostráceos, além da rica assembléia de icnofósseis já mencionada. A idade da unidade é definida pela assembléia de vertebrados, composta por rincossauros, dinossauros, cinodontes e tecodontes. Barberena (1977) reuniu esta paleofauna na Zona de associação de *Rhynchocephalia*, com idade do Carniano, com base em correlações mundiais, em especial com a Bacia de Ischigualasto, do

oeste da Argentina. Posteriormente, Scherer *et al.* (1995) redefiniram esta biozona como Cenozona de *Rhynchosauria*.

A ausência de datação absoluta na unidade faz com que sua idade dependa de correlações. Neste sentido, a Formação Ischigualasto da bacia homônima apresenta alguns gêneros de tetrápodes em comum com a (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. É consenso entre os pesquisadores que a idade da Formação Ischigualasto seja carniana, inclusive com uma datação absoluta Ar/Ar ($227,8 \pm 0,3$ Ma) em tufo da base da citada unidade (Rogers *et al.* 1993). Assim, justifica-se a posição da presente (associação de) fácies no Carniano.

Formação Caturrita (T3c)

Esta unidade foi inicialmente identificada por Bortoluzzi (1971; 1974), que a denominou de Membro Caturrita da Formação Botucatu. Posteriormente, Andreis *et al.* (1980) elevaram a unidade à categoria de formação, integrante do Grupo Rosário do Sul, então proposto pelos citados autores. Este grupo engloba também as formações Sanga do Cabral e Santa Maria. Um problema formal surgiu quando da proposição da Formação Caturrita, uma vez que a área-tipo utilizada por Andreis *et al.* (1980) para definir as unidades do Grupo Rosário do Sul – Folha Rio Pardo, escala 1:50.000 - está situada a cerca de 130km a leste da seção original de Bortoluzzi (1971), no Cerro da Caturrita, em Santa Maria. Dessa forma, questionou-se, durante o mapeamento da Folha Agudo, se os estratos aflorantes nesta folha, reconhecidos como pertencentes à Formação Caturrita, corresponderiam àqueles da área-tipo de Andreis *et al.* (1980) e mesmo aos da área-tipo de Bortoluzzi (1971; 1974).

Em visita à área da Fazenda Preuss, no Município de Passo do Sobrado, onde Andreis *et al.* (1980) construíram o “perfil típico” da Formação Caturrita, observou-se que a referida unidade consiste de uma intercalação de arenitos conglomeráticos com laminação cruzada acanalada e siltitos arenosos com laminação cruzada cavalgante, típica de sistemas fluviais. Este pacote assenta-se em contato erosivo sobre lutitos da Formação Santa Maria e é recoberto por arenitos da Formação Botucatu.

Já a seção-tipo do Membro Caturrita de Bortoluzzi (1971) não pode ser observada, devido à ocupação urbana. Alternativamente, visitaram-se afloramentos nas proximidades, em nível estratigráfico correspondente, com o acompanhamento de A. A. S. Da-Rosa (UFSM). Nesta área, observaram-se arenitos grossos em contato erosivo sobre lutitos da Formação

Santa Maria, bem como arenitos finos tabulares e sigmoidais, associados a sistemas fluviais ou deltaicos. O contato superior não foi observado na região.

A partir destas informações, admite-se que a unidade aqui descrita corresponde ao mesmo nível estratigráfico. Em termos faciológicos, há diferenças entre a região da Folha Agudo e as áreas-tipo de Bortoluzzi (1971; 1974) e Andreis *et al.* (1980), como será apresentado a seguir, porém considera-se ser isto devido a variações laterais.

Na área da Folha Agudo, a Formação Caturrita assenta-se sobre a Formação Santa Maria através de uma disconformidade. Na parte oeste da folha, a Formação Caturrita assenta-se sobre a (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Já na região leste, recobre diretamente a (associação de) Fácies de lutitos. A espessura desta unidade na área mapeada varia de 50m a 90m. Foram definidas quatro fácies principais, não mapeáveis na escala 1:100.000.

- (i) Arenitos médios a grossos quartzo-feldspáticos, amarelo e rosa, lenticulares, com laminação cruzada acanalada de médio e grande portes, ricos em intraclastos lutíticos. Foram observadas feições canalizadas de cerca de 5m de extensão, preenchidas por níveis ricos em intraclastos lutíticos (Fig. 22). Em alguns afloramentos (sítios fossilíferos HZ-78 e HZ-651), os arenitos contêm troncos silicificados de coníferas (Fig. 23). De um modo geral, esta fácies é a que mais se assemelha com aquelas das áreas-tipo do Cerro da Caturrita e da Fazenda Preuss, à exceção dos troncos silicificados, que não foram encontrados quando da visita a estas duas áreas.



Figura 22 – Formação Caturrita. Exemplo de feição canalizada. A linha cheia marca a superfície de incisão do canal e as linhas tracejadas, o contato entre arenito com laminação cruzada acanalada (Aca) e conglomerado de intraclastos (Ci). Observa-se como os intraclastos depositam-se nos flancos do canal, sugerindo a erosão da planície de inundação adjacente. Afloramento HZ-78, limite entre os municípios de Restinga Seca e São João do Polêsine.



Figura 23 – Formação Caturrita. Tronco silicificado de conífera em arenito com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositado em canal fluvial. Afloramento HZ-78, limite entre os municípios de Restinga Seca e São João do Polêsine.

- (ii) Ritmitos laranja e rosa, composto por camadas tabulares de arenito fino maciço e com laminação horizontal com cerca de 30cm de espessura, intercaladas com camadas centimétricas de arenito síltico com laminação cruzada cavalgante ou de lutito laminado (Fig. 24). São comuns nesta fácies estruturas de fluidização, em especial laminação dobrada. Esta fácies encontra-se bioturbada, na forma de escavações verticais e oblíquas de invertebrados.



Figura 24 – Formação Caturrita. Ritmos compostos por camadas de arenito fino, maciço e com laminação cruzada cavalgante, intercaladas com delgadas camadas de lutito e de arenito síltico. Esta fácies representa depósitos da parte distal de barras de desembocadura. Afloramento HZ-53, Município de São João do Polêsine.

- (iii) Arenitos finos maciços rosa e laranja sigmoidais e lenticulares, eventualmente com intraclastos lutíticos. As camadas sigmoidais possuem cerca de 1m de espessura máxima (Fig. 25). De forma mais rara, estes arenitos também apresentam laminação cruzada sigmoidal (Fig. 26). Sugere-se que a geometria lenticular, quando presente, seja um efeito do corte frontal sobre arenitos sigmoidais. Nesta fácies ocorrem fósseis de cinodontes, esfenodontídeos, procolofonídeos e dinossauros.



Figura 25 – Formação Caturrita. Arenito fino, maciço, com geometria sigmoidal. As linhas tracejadas marcam as superfícies de contato entre os corpos sigmoidais, que foram depositados na região proximal de barras de desembocadura. Afloramento HZ-508, Município de Agudo.



Figura 26 – Formação Caturrita. Arenito fino com laminação cruzada sigmoidal em dois conjuntos indicados pelas setas. Esta fácies foi depositada na região proximal de barras de desembocadura. Afloramento HZ-44, Linha São Luiz, Município de Faxinal do Soturno.

(iv) Lutitos vermelhos maciços e laminados (Fig. 27), os quais contêm fósseis de tetrápodes, plantas, conchostráceos e asas de insetos. Os fósseis de plantas ocorrem associados a um nível com espessuras centimétricas, formado por arenito fino endurecido (processo de ferrificação) com marcas onduladas assimétricas e simétricas. A fácies de lutitos ocorre numa posição estratigráfica intermediária, em contato com as fácies areníticas, tanto na base como no topo. Algumas ocorrências desta fácies são mais expressivas em termos de espessura (podendo chegar a 10m).

Os arenitos com laminação cruzada acanalada compõem depósitos de canal fluvial, nos quais foram identificados os elementos arquiteturais de forma de leito arenosa, acréscimo frontal e acréscimo lateral. Isto permite caracterizar o sistema fluvial como de carga arenosa e de sinuosidade intermediária. O padrão de paleocorrentes é muito variável, com predomínio do sentido do fluxo para noroeste, nordeste e sudeste. As feições canalizadas, como no exemplo da figura 22, sugerem a incisão de pequenos canais em uma planície lamosa, que podem se constituir em distributários de uma planície deltaica.



Figura 27 – Formação Caturrita. Fácies de lutito laminado (LI) recoberto, de forma abrupta, arenito sigmoidal maciço (Asm). A fácies de lutito representa a deposição em corpos d'água. Ao fundo observa-se a fácies de ritmitos (R), que recobre a fácies de lutitos em contato gradacional. Afloramento HZ-44, Linha São Luiz, Município de Faxinal do Soturno.

Os arenitos sigmoidais são interpretados como depósitos de barra de desembocadura proximal, onde ocorre o empilhamento de clinofórmulas. Na região de barra de desembocadura distal desenvolviam-se os ritmitos. As paleocorrentes indicadas pelas estruturas associadas aos ambientes de barras de desembocadura (sigmóides e laminação cruzada cavalgante) indicam um sentido do fluxo para noroeste, nordeste e leste.

Os lutitos em geral estão intercalados com os arenitos sigmoidais e tabulares. Isto permite associar essa fácies preferencialmente com depósitos de prodelta. No entanto, em alguns afloramentos não é possível a visualização da relação de contato da fácies de lutitos com as outras fácies. Dessa forma, não deve ser descartada a possibilidade de que alguns pacotes de lutitos possam ter sido depositados em planície de inundação fluvial, uma vez que intraclastos lutíticos ocorrem em profusão nos arenitos de canal fluvial.

Sugere-se, a partir das evidências acima mostradas, que a Formação Caturrita represente um sistema fluvio-deltaico.

A idade da Formação Caturrita é fornecida pelo seu conteúdo fóssilífero, que consiste em paleotetrápodes, fragmentos vegetais e escamas de peixes. Os paleotetrápodes são representados por cinodontes avançados, esfenodontídeos, o procolofonídeo avançado *Soturnia caliodon*, os dinossauros *Guaibasaurus candelariensis* e *Sacisaurus agudoensis* e o dicinodonte *Jachaleria candelariensis* (Ferigolo, 2000; Rubert e Schultz, 2004; J. F. Ferigolo,

com. verbal, 2005; Ferigolo e Langer, 2006). Os fósseis de plantas consistem de ramos de *Brachyphyllum* (tradicionalmente ligados às *Araucariaceae*) e *Cyparissidium* (tradicionalmente ligados às *Podocarpaceae*). Também foi encontrada uma pinha ou cone de uma *Araucariaceae* e troncos, com características araucarióides (*Kaokoxydon zalesski*) (Bolzon *et al.* 2002; Dutra e Crisafulli, 2002; Dutra e Faccini, 2002). Também é reportada a ocorrência de lenhos de *Taxaceae* (*Sommerxylon spiralosus*; Pires, 2003).

Os paleovertebrados definem a Zona de associação de *Ictidosauria*, proposta por Rubert e Schultz (2004) e redefinida como Zona de associação de *Mammalianomorpha* por Schultz e Soares (2006). Rubert e Schultz (2004) realizaram uma discussão sobre a idade desta biozona. Enquanto que os cinodontes e os esfenodontídeos poderiam ser do Jurássico (*cf.* Ferigolo, 2000), a presença de procolofonídeos restringiria a idade da biozona ao Neotriássico. Os fósseis vegetais também são mais afins com floras do Neotriássico. Dessa forma, Rubert e Schultz (2004) sugeriram uma idade noriana, uma vez que esta biozona ocorre acima do último aparecimento de rincossauros, os quais são fósseis-guia do Carniano.

A idade noriana é aqui assumida para esta formação. Para sustentar este argumento, também se deve mencionar o fato que o dicinodonte *Jachaleria* ocorre, na Bacia de Ischigualasto, na transição entre as formações Ischigualasto e Los Colorados. As duas unidades estão em contato gradacional, sendo que a primeira apresenta idade do Carniano e a parte superior da segunda, idade do Rético (Zerfass *et al.* 2004).

Formação Guará (J3K1g)

Esta unidade foi individualizada por Scherer e Lavina (1997) como a unidade aloestratigráfica Aloformação Guará. Sua formalização ainda não foi proposta, mas é utilizado aqui o termo “Formação Guará”, uma vez que o mesmo já foi utilizado por Scherer e Lavina (2005), assim como no Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000 (Wildner *et al.*, em prep.), e está cadastrado, portanto, no GEOBANK.

No presente Projeto, verificou-se pela primeira vez sua ocorrência na região central do Rio Grande do Sul, uma vez que a unidade original foi reconhecida na região ocidental do Estado, da fronteira com o Uruguai até a região de Jaguarí. Em território uruguaio, a unidade também ocorre, correspondendo, segundo Scherer e Lavina (1997), à parte inferior da Formação Tacuarembó.

A Formação Guará, na área mapeada, assenta-se em disconformidade sobre a Formação Caturrita, ao mesmo tempo em que é recoberta pela Formação Botucatu em disconformidade ou, mais freqüentemente, pela Formação Serra Geral através de uma não-conformidade. Sua espessura varia entre 60m e 160m, predominando espessuras em torno de 100m. A unidade ocorre de forma contínua em toda a área.

Quatro fácies principais foram identificadas, as quais não são mapeáveis na escala 1:100.000, que serão descritas a seguir.

- (i) Arenitos finos a grossos, cor creme, quartzo-feldspáticos, com geometria lenticular e laminação cruzada acanalada de médio porte e, mais raramente, de grande porte, com níveis ricos em intraclastos lutíticos (Fig. 28). No topo de algumas camadas ocorrem marcas onduladas assimétricas.



Figura 28 – Formação Guará. Arenito médio com laminação cruzada acanalada de médio porte, depositado em canal fluvial. As setas indicam níveis de intraclastos lutíticos. Afloramento HZ-550.

- (ii) Arenitos finos, quartzo-feldspáticos, cor creme, com laminação cruzada acanalada de grande porte. Internamente, a laminação é constituída predominantemente por marcas onduladas eólicas (Fig. 29). Algumas vezes a laminação está dobrada por fluidização. São comuns as superfícies de truncamento, separando conjuntos de laminação cruzada.



Figura 29 – Formação Guará. Arenito fino com dois conjuntos de laminação cruzada acanalada de grande porte, internamente compostos por marcas onduladas eólicas. Esta fácies representa a deposição de dunas eólicas. Afloramento HZ-509, região de Linha Nova, Município de Agudo.

- (iii) Arenitos finos, quartzo-feldspáticos, com laminação horizontal e cruzada de baixo ângulo (Fig. 30). Muitas vezes a laminação é pouco nítida, por ação de fluidização, o que torna os arenitos desta fácies setorialmente maciços. Quando mais bem preservada, a laminação é composta, provavelmente, por marcas onduladas eólicas. As camadas destes arenitos algumas vezes estão intercaladas com níveis centimétricos de lutito. De acordo com observações de campo, constatou-se que a coloração esbranquiçada dos arenitos das três fácies deve-se à ocorrência de feldspatos caulinizados.



Figura 30 –
Formação
Guará. Arenito
fino com
laminação
horizontal,
associado a
lençóis de areia
eólicas.
Afloramento
HZ-550.

(iv) Lutitos vermelhos lenticulares maciços e laminados.

Os arenitos com laminação cruzada acanalada de médio porte formam elementos arquiteturais de formas de leito arenosas, geradas em canal fluvial com carga arenosa. A fácies de lutitos ocorre intercalada com a fácies anterior, formando muitas vezes estruturas de deformação por carga, rúpteis e dúcteis. Isto permite relacionar os canais fluviais com os lutitos que, neste caso, constituiriam depósitos de planície de inundação. Os intraclastos lutíticos, muito comuns nos depósitos de canal, registram fases de erosão da planície de inundação, provavelmente marcando o início de uma cheia após uma fase mais seca, quando a planície de inundação ficava exposta. Dessa forma, sugere-se que o sistema fluvial tivesse uma descarga variável, o que também é evidenciado pelas marcas onduladas assimétricas no topo de algumas formas de leito de canal, indicando que a lâmina d'água chegava a níveis muito baixos e com uma energia de fluxo igualmente baixa. A acumulação de depósitos de planície de inundação indica um baixo gradiente da bacia. As paleocorrentes dos depósitos de canais fluviais são bastante variáveis, com sentido para norte, sudoeste e sudeste.

A fácies de arenitos com laminação cruzada acanalada de grande porte é interpretada como um depósito de dunas eólicas. A presença de superfícies de truncamento sugere tratem-se de dunas compostas. De acordo com a classificação de Brookfield (1992), dunas com predomínio de marcas onduladas, como é o caso desta fácies, são lineares ou

transversais. O sentido dos paleoventos predominante era para leste e, secundariamente, para norte e oeste.

Uma característica marcante da Formação Guará é a intercalação, em escala métrica, de formas de leito fluviais e eólicas. Como já havia sido discutido, o sistema fluvial desta unidade apresenta características de variabilidade de descarga. A intercalação com uma fácies eólica permite postular que os canais fluviais sofriam freqüentes ressecamentos, quando as areias eram retrabalhadas por sistemas eólicos.

Os arenitos com laminação horizontal e cruzada de baixo ângulo formam pacotes com espessuras métricas, separados por superfícies principais, sendo interpretados como uma sucessão de depósitos de lençóis de areia eólicos. Estes depósitos são gerados pelo vento, porém sem o desenvolvimento de dunas eólicas (Veiga *et al.* 2002; Scherer e Lavina, 2005). Os mesmos podem representar tanto ambientes de interdunas como regiões em que verdadeiras dunas eólicas não chegam a se formar, por questões relacionadas ao regime de ventos ou ao suprimento de areia (Veiga *et al.* 2002; Scherer e Lavina, 2005). Na Formação Guará da área mapeada, o empilhamento de diversos pacotes deste tipo sugere que, em determinados intervalos de tempo, a acumulação eólica não permitia a formação de dunas. Na faixa de afloramentos da região oeste, Scherer e Lavina (2005) chegaram a semelhante interpretação, pela não interdigitação dos arenitos com laminação horizontal com aqueles com laminação cruzada de grande porte, típicos de dunas eólicas. A eventual ocorrência de camadas lutíticas intercaladas e a presença de depósitos fluviais com planície de inundação nesta unidade também são evidências de que havia períodos em que, apesar do domínio dos processos eólicos, não havia suprimento de areia seca suficiente para a formação de dunas eólicas.

Alguns pacotes dos arenitos com laminação horizontal e cruzada de baixo ângulo têm espessuras centimétricas e estão intercalados com depósitos fluviais. Neste caso, esta fácies representaria fluxos de alta energia nos canais fluviais (elemento arquitetural areia laminada).

A caracterização de um sistema fluvial de descarga variável interdigitado com um sistema eólico com certo grau de umidade permite a proposição de um modelo de uma planície arenosa onde se desenvolviam sistemas fluviais e eólicos. Nos afloramentos da região oeste, Scherer e Lavina (2005) observaram que as fácies relacionadas a dunas eólicas, lençóis de areia eólicos e canais fluviais sucedem-se em ciclos de umidade crescente para o topo, com 5m até 15m de espessura. Estes ciclos podem explicar a variação entre os sistemas fluviais e eólicos. Infelizmente, as exposições na área mapeada são em geral lajeados à beira de estradas vicinais ou em áreas de pastagem, os quais têm pequena espessura (1m a 2m), o que dificulta

a observação de ciclos na escala abordada por Scherer e Lavina (2005). A correlação entre afloramentos também seria inviável, pela profusão de falhas que deslocam esta unidade. Apesar disso, a alternância de camadas fluviais e eólicas com até 1m de espessura sugere que possam ocorrer ciclos climáticos com uma amplitude ainda menor.

Até o momento, não foram encontrados fósseis na Formação Guará da área mapeada. Em campanha realizada para este Projeto, C. L. Schultz encontrou possíveis pegadas de dinossauros, o que faz desta unidade um alvo de futuras pesquisas em paleontologia. Na região oeste do Rio Grande do Sul, a Formação Guará contém pegadas de dinossauros saurópodes, terópodes e ornitópodes com uma idade possível idade do Jurássico Superior ou do Cretáceo Inferior (Schultz *et al.* 2002; Dentzien-Dias *et al.* 2005).

A idade aqui atribuída para o topo de Formação Guará é do Cretáceo Inferior. A principal evidência para tal são as relações de contato desta unidade com os derrames da Formação Serra Geral. Na maioria dos casos, o contato está encoberto, mas onde ele é visível, formam-se estruturas que sugerem que o topo da Formação Guará estava inconsolidado ao tempo dos primeiros derrames. A principal evidência é a formação de brechas peperíticas no contato entre os derrames e os arenitos da Formação Guará (Fig. 31). Em alguns afloramentos (HZ-483, por exemplo), também são observados arenitos, provavelmente fluviais, muito similares aos da Formação Guará, mas em níveis interderrames.



Figura 31 – Brecha peperítica no contato entre as formações Guará e Serra Geral. As porções de cor creme representam a matriz arenítica, proveniente dos arenitos fluviais da primeira unidade, sotopostos. As porções arroxeadas representam bolsões de rocha vulcânica vesicular da base da segunda unidade. Afloramento HZ-440, Município de Paraíso do Sul.

Formação Botucatu (J3K1bt)

A Formação Botucatu é aqui considerada na concepção de Northfleet *et al.* (1969), que admitiram uma interdigitação do topo desta unidade com a base da Formação Serra Geral, e a posicionaram no Juro-Cretáceo, em função das primeiras datações absolutas da Formação Serra Geral.

Na área mapeada, a Formação Botucatu é descontínua, apresentando uma espessura de cerca de 80m. Os arenitos são finos a médios, quartzosos, com cor rosa, e estão freqüentemente endurecidos (Fig. 32). As estruturas sedimentares consistem de laminação cruzada acanalada de grande e muito grande portes. Internamente, a laminação é composta por marcas onduladas eólicas e níveis de fluxo de grãos.



Figura 32 – Formação Botucatu. Vista geral de um afloramento de arenito fino endurecido. Afloramento HZ-550, Município de Faxinal do Soturno.

Interpreta-se esta unidade como depósitos de dunas eólicas, com um sentido dos paleoventos consistente para nordeste. Em geral, as dunas eólicas destes depósitos não apresentam superfícies de reativação, caracterizando dunas simples. De acordo com Brookfield (1992), a ocorrência associada de marcas onduladas e fluxo de areia e a formação de conjuntos de cruzadas acanaladas caracteriza dunas barcanóides.

Na área da Folha Agudo, um aspecto importante é a ocorrência restrita da Formação Botucatu. Na maior parte das áreas de encosta em que a mesma deveria ser encontrada, verificou-se o contato das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral diretamente com a

Formação Guará, conforme discutido no item anterior. Isto permite considerar que, pelo menos setorialmente, a Formação Botucatu e a Formação Guará sejam variações laterais quando extravasaram os primeiros derrames. Neste caso, não haveria hiato entre as duas unidades. A passagem de uma para outra unidade estaria indicando um aumento da aridez. Na área da Folha Agudo, os primeiros derrames recobriram um sistema fluvio-eólico (Formação Guará), o qual apresentava setorialmente campos de dunas eólicas incipientes (Formação Botucatu). Como será apresentado no item referente à Formação Serra Geral, este sistema eólico franco passou a predominar na sedimentação interderrames, sugerindo uma tendência geral à maior aridez. Em outras áreas do Rio Grande do Sul, no entanto, o sistema eólico seco representado pela Formação Botucatu já estava bem desenvolvido quando ocorreram os primeiros derrames.

Em termos de idade, considera-se que, na área mapeada, a Formação Botucatu seja do Cretáceo Inferior, pelas relações de contato com as formações Guará e Serra Geral.

Formação Serra Geral

A idade da Formação Serra Geral é do Cretáceo Inferior, o que é evidenciado pelas datações radiométricas realizadas nas rochas vulcânicas. A idade máxima foi obtida pelo método U/Pb, com um valor de $137,3 \pm 1,8$ Ma (Wildner *et al.* 2006). A idade mínima, obtida com o método Ar/Ar, é de $126,8 \pm 2$ Ma (Turner *et al.* 1994).

Fácies Gramado (K1βg)

Esta fácies ocorre de forma descontínua, provavelmente pelo adelgaçamento das camadas até sua desapareção em algumas áreas. No entanto, a extensa cobertura de solo e dos Depósitos gravitacionais holocênicos na encosta da Serra Geral torna difícil de se avaliar se a camada realmente é descontínua ou se a mesma apresenta localmente espessuras muito reduzidas, estando totalmente recoberta. A espessura máxima desta litofácies é de cerca de 180m.

Em afloramento, estas rochas apresentam-se com cor cinza escuro, estando freqüentemente alteradas, quando assumem uma coloração marrom-avermelhada. São muito comuns as zonas vesiculares. As vesículas são preenchidas por quartzo e zeolita. Em alguns

afloramentos (HZ-569, por exemplo), as vesículas apresentam até 10cm de diâmetro (Fig. 33). Quando maciças, as rochas desta fácies apresentam, com frequência, disjunções esferoidais. Menos frequentemente, também ocorrem disjunções horizontais e colunares. Diques de arenito também são feições comuns.



Figura 33 –
Formação Serra
Geral, Fácies
Gramado. Aspecto
geral de um derrame
rico em zonas
vesiculares.
Afloramento HZ-
569, região de Novo
Treviso, Município
de Faxinal do
Soturno.

Petrografia:

Este conjunto de rochas constitui-se de basaltos e, subordinadamente, andesitos, com textura porfirítica a microporfirítica, onde fenocristais e microfenocristais, isolados ou glomeroporfiríticos, de plagioclásio e clinopiroxênio, prismáticos a globulares, de grão médio a fino (3,0mm a 0,6mm), encontram-se mergulhados em matiz intergranular e intersetal. As cavidades não são frequentes, ocorrendo cavidades arredondadas de até 0,5mm, preenchidas por quartzo e, subordinadamente, ocorre textura diktitaxítica, com cavidades intersticiais preenchidas com material castanho alaranjado, isotrópico, possivelmente um argilo-mineral ou opala. Pontualmente (HZ-548), ocorre autobrecha basáltica constituída de fragmentos de basaltos finos, médios e grossos, porfiríticos, intergranulares e intersetais, em massa rica em cavidades preenchidas por zeolitas e argilo-minerais.

Os fenocristais e microfenocristais de plagioclásio são incolores e límpidos e os contatos com a matriz em geral são bem definidos, mostrando a integridade dos grãos. Localmente, junto aos domínios intersetais, ocorrem contatos difusos indicando alguma corrosão e reações de reequilíbrio. A zonação está presente na maioria dos cristais, sendo

determinados teores de An de 28% a 38% nos bordos dos cristais, e de An 50% a 64% nos núcleos dos cristais, caracterizando a zonação direta. A zonação, juntamente com os aspectos texturais descritos indicam resfriamento rápido. O teor de An₃₀₋₆₄ foi determinado pelo método de *Michel-Lèvy* (Kerr, 1977), classificando o mineral como andesina-labradorita. Em menor proporção ocorre a textura *sieve*, com alguns fenocristais de plagioclásio mostrando fusão interna com a formação de gotículas de vidro aprisionadas no grão e posterior crescimento do plagioclásio em equilíbrio.

Foram identificados dois clinopiroxênios: um clinopiroxênio incolor, precoce, e um clinopiroxênio rosado e tardio. O clinopiroxênio incolor precoce tem relevo alto, é subédrico e prismático, com grão fino (tamanho dos grãos inferior a 1mm), as clivagens basal e lateral estão ausentes, e o mesmo está margeado por óxidos de ferro. São freqüentes as fraturas intraminerais transversais ao maior alongamento, segundo as quais ocorre a oxidação, e uma alteração que confere um aspecto turvo ao mineral. As propriedades ópticas indicam a presença de pigeonita.

O clinopiroxênio tardio tem relevo inferior à pigeonita, mostra um fraco pleocroísmo de rosa pálido a incolor, tem grão fino a médio, no intervalo 0,50 a 1,5mm, as clivagens podem estar presentes ou não, o mineral está margeado por óxidos de ferro. As propriedades ópticas indicam a presença de augita. É comum se observar relações de inclusão entre os clinopiroxênios, onde a variedade precoce naturalmente ocorre inclusa na fase tardia.

Na matriz predominam os domínios intergranulares, onde no espaço entre os prismas de plagioclásio alojam-se glóbulos de clinopiroxênio, em geral de grão fino (inferior a 1,0mm). Os domínios intersetais são subordinados e estão preenchidos por resíduos de cristalização microcristalinos, com aspecto fibrorradiado e cor castanho, coerente com uma composição básica da rocha. Em luz polarizada são fracamente anisótopos e ricos em cristálitos alongados, possivelmente de plagioclásio. Estes domínios podem encontrar-se totalmente substituídos por filossilicatos de tipo clorita fibrosa, como sugere a coloração verde, com pleocroísmo marcante.

Os minerais acessórios são a apatita acicular e os opacos, em geral euédricos e crusciformes. Como secundários, estão presentes óxidos e hidróxidos de ferro, clorita, proveniente da alteração tardi-magmática dos máficos, e sericita, carbonato e argilo-minerais, provenientes da alteração do plagioclásio.

Fácies de arenitos (K1sga)

A Fácies de arenitos aflora de forma descontínua, apresentando espessuras máximas de cerca de 50m. Os arenitos são finos a médios, quartzosos, com cor rosa, e estão freqüentemente endurecidos. As estruturas sedimentares consistem de laminação cruzada acanalada de grande e muito grande portes (Fig. 34). Internamente, a laminação é composta por marcas onduladas eólicas e níveis de fluxo de grãos.



Figura 34 – Formação Serra Geral, Fácies de arenitos. Arenito fino com conjuntos de laminação cruzada acanalada de grande porte, internamente compostos por marcas onduladas eólicas. Estes arenitos representam a deposição por dunas eólicas. Afloramento HZ-429, região de Linha Paraguaçu.

Interpreta-se esta Fácies como depósitos de dunas eólicas, com um sentido dos paleoventos consistente para nordeste. As dunas desta fácies apresentam-se ora com um único conjunto de laminação cruzada, ora com vários, o que caracteriza dunas simples e compostas, respectivamente. Dunas compostas ocorrem apenas de forma subordinada. De acordo com Brookfield (1992), o predomínio de marcas onduladas e fluxo de areia e a formação de conjuntos de laminação cruzada acanalada caracteriza dunas barcanóides.

Fácies Caxias (K1acx)

O pacote de rochas vulcânicas ácidas não é recoberto por nenhuma unidade mais nova, constituindo o platô da Serra Geral na região, onde se encontram as maiores altitudes. Assim, a espessura desta Fácies atinge 300m na área, porém é certamente maior que isto.

Em afloramento, as rochas desta Fácies consistem de derrames acamadados com cor cinza claro e cor de alteração branco ou castanho. As camadas são em geral subhorizontais, com 5cm a 20cm de espessura, porém encontram-se dobradas em muitos afloramentos, sendo estas dobras interpretadas como estruturas de fluxo (Fig. 35). Ocorrem com frequência níveis vesiculares, nos quais as vesículas são estiradas, devido ao cisalhamento do fluxo. Macroscopicamente estas rochas são afaníticas e, subordinadamente, porfiríticas.



Figura 35 – Formação Serra Geral, Fácies Caxias. Derrames acamadados. A seta indica dobra produzida pelo fluxo. Afloramento HZ-629, região de Linha São Luiz, Município de Faxinal do Soturno.

De forma subordinada ocorrem pacotes de vidro vulcânico preto. Em alguns casos, observa-se a mistura de bolsões de vidro e de microcristais. Os níveis vítreos também apresentam vesículas estiradas.

Petrografia:

Este grupo constitui-se de dacitos (riolitos?) com textura porfirítica com fenocristais isolados, raramente glomeroporfiríticos, de grão médio a fino (2,0mm a 0,5mm), de feldspato alcalino (sanidina) e plagioclásio, onde os fenocristais somam menos de 5% da rocha. Estes fenocristais estão mergulhados em mesóstasis felsítica resultante da devitrificação do vidro, com esferulitos fibrorradiados de composição possivelmente quartzo-feldspática, como sugere a birrefringência baixa e os domínios intersticiais de quartzo residuais, localmente micrográficos. Ocorrem raras cavidades arredondadas de até 0,4mm de diâmetro, preenchidas por quartzo microcristalino. Ocorrem vênulas irregulares preenchidas por zeolitas e carbonato. Estão presentes fraturas de contração devido à redução de volume ocorrida durante o resfriamento. Estas fraturas são preenchidas por material quartzo-feldspático em arranjos sacaróides de grão fino. As bordas das fraturas estão marcadas por salpicos opacos, o que ocorre, em geral, no topo dos derrames.

Os fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio são alongados, arredondados a ovalados e com freqüentes embainhamentos, devido à corrosão. O feldspato alcalino é a sanidina, com macla de Carlsbad e o plagioclásio é sódico, oligoclásio e andesina (em três determinações), com maclas polissintéticas. Nos fenocristais são freqüentes os fraturamentos segundo o maior alongamento, indicando o resfriamento rápido. Os cristais encontram-se turvos devido à argilização e à sericitização.

Na matriz são abundantes os cristálitos de feldspatos (plagioclásio?) esqueletais, com texturas *quench* e com terminações em rabo de andorinha, e anfibólio acicular, parcial a totalmente oxidado. As texturas encontradas são indicativas de resfriamento rápido. A determinação da natureza dos cristálitos de feldspatos não é possível devido à dimensão reduzida dos grãos e à ausência de maclas. O anfibólio tem pleocroísmo fraco, de cor castanho escuro, apresenta extinção oblíqua, mas, devido ao tamanho reduzido e à intensa oxidação, não foi possível definir petrograficamente a espécie mineral. Os resíduos de cristalização são subordinados, e ocupam os espaços intersticiais. Constituem-se de agregados policristalinos de quartzo, e localmente arranjos micrográficos, corroborando a composição ácida da rocha.

Os minerais secundários são sericita e argilo-minerais, resultantes da alteração dos feldspatos, e clorita, óxidos e hidróxidos de ferro, resultantes da alteração dos máficos. Os minerais acessórios são o zircão e a apatita acicular. Os minerais opacos estão presentes como cristais equidimensionais, de origem primária, ou como salpicos abundantes em toda a matriz, resultantes da oxidação.

Além das três fácies mapeadas, ocorrem brechas peperíticas em níveis interderrames. As mesmas são compostas por clastos de vulcânica vesicular em matriz de arenito, tendo sido produzidas pela interação entre os derrames e o substrato de areia inconsolidada. Em alguns casos, observa-se que a matriz varia setorialmente para quartzo recristalizado, provavelmente pela fusão da areia.

As relações de contato das formações Guará, Botucatu e Serra Geral, bem como das fácies de arenitos e de rochas vulcânicas da terceira unidade, permitem tecer algumas considerações sobre a evolução paleoambiental da região no Cretáceo Inferior. A Formação Botucatu representa um sistema eólico franco, que se instalou sobre a planície arenosa fluvio-eólica representada pela Formação Guará. Isto se deve, provavelmente, a uma mudança climática, no sentido de maior aridez. Os derrames mais basais da área recobrem sistemas sedimentares ativos, tanto o sistema fluvio-eólico da Formação Guará, como o sistema eólico da Formação Botucatu. Partindo-se do pressuposto que, em escala local, os derrames sejam sincrônicos, os mesmos interagiram com o sistema fluvio-eólico no momento em que o mesmo era gradativamente ressecado e substituído por um sistema eólico franco. Isto é corroborado pelo predomínio do sistema eólico franco nos arenitos interderrames.

Esta situação também permite algumas considerações sobre a natureza do limite entre as três formações em questão. Quando os derrames recobrem diretamente a Formação Guará, fica caracterizada claramente uma não-conformidade. Quando é a Formação Botucatu que recobre a primeira, o limite é uma disconformidade. Como é postulado aqui que o sistema eólico franco representado pela Formação Botucatu substitui gradativamente o sistema fluvio-eólico da Formação Guará, a disconformidade não é de natureza erosiva, mas produzida pelo rebaixamento do nível freático.

Intrusivas São João do Polêsine (Klisjp)

Esta unidade informal foi definida para incluir os corpos intrusivos rasos mapeáveis na escala 1:100.000. Em planta, estes corpos têm geometria sub-circular ou alongada, neste último caso, constituindo diques e soleiras. Os corpos sub-circulares atingem 2,5km de eixo maior e altura aflorante de até 100m, como o exemplo de um corpo localizado nas proximidades de São João do Polêsine (afloramentos HZ-85, 87, 89, 90) (Fig. 36). Estas rochas estão encaixadas em rochas triássicas. Os corpos sub-circulares estão associados a falhas importantes, com os melhores exemplos nas proximidades da cidade de São João do

Polêsine. As soleiras se colocam em discontinuidades estratigráficas importantes, como a superfície da disconformidade entre as formações Sanga do Cabral e Santa Maria (ponto HZ-370).

Em afloramento, as rochas desta unidade são de cor cinza escuro, microcristalinas a faneríticas finas. Apresentam-se muito fraturadas, com um padrão vertical e horizontal (Fig. 37).



Figura 36 – Intrusivas São João do Polêsine. Os dois morros indicados pelas setas são a expressão geomorfológica de um corpo sub-circular de rocha hipabissal de composição riodacítica, encaixado na Formação Santa Maria. Vista para leste a partir do afloramento HZ-668, Município de São João do Polêsine.



Figura 37 – Intrusivas São João do Polêsine. Aspecto geral de rocha hipabissal de composição basáltica, encaixada na Formação Caturrita. Ponto HZ-74, Município de Novo Cabrais.

Petrografia:

Em microscopia, foram identificados dois tipos composicionais.

- (i) Composição riodacítica. Apresenta-se com textura porfirítica, com raros fenocristais de sanidina e plagioclásio, com até 2mm de eixo maior, imersos em matriz fina, composta por plagioclásio e anfibólio (provavelmente sódico).
- (ii) Composição basáltica, com textura intergranular e, subordinadamente, intersetal, onde, no espaço intersticial entre os prismas de plagioclásio alojam-se prismas curtos de augita. Em menor proporção, ocorre matriz microcristalina constituída de cristálitos traquíticos. Observa-se a presença de dois tipos de piroxênio, um precoce, que ocupa o núcleo dos cristais e possui relevo elevado, e um clinopiroxênio tardio (augita), que forma a borda dos cristais. A apatita é o acessório presente, e os opacos primários são esqueléticos.

A idade desta unidade não é conhecida, sendo que um resultado de datação Ar/Ar está sendo aguardado. Considera-se que estas rochas tenham *a priori* uma idade contemporânea à da Formação Serra Geral. Neste caso, as rochas intrusivas desta unidade fariam parte do mesmo evento magmático, consistindo no registro de condutos do magma.

Porém, observa-se que alguns destes corpos estão associados a falhas que cortam a Formação Serra Geral. Embora isto possa representar apenas uma reativação posterior das estruturas que supostamente serviram como condutos, não deve ser descartada a hipótese de uma idade mais jovem que a da Formação Serra Geral. A presença de tipos composicionais diferentes também pode sugerir a ocorrência de mais de uma geração de rochas intrusivas.

Laterita Formigueiro (N3lf)

A ocorrência de rochas associadas a um evento de lateritização levou à definição desta unidade informal. Estas rochas foram identificadas em situações geomorfológicas distintas, no topo de coxilhas na metade sul da área, e no nível de erosão de canais fluviais atuais, como nos rios Jacuí e Soturno. Isto sugere que a unidade foi depositada em um terreno com um relevo semelhante ao atual.

A espessura máxima da unidade é de cerca de 20m. A unidade Laterita Formigueiro assenta-se em disconformidade sobre as unidades triássicas (Fig. 38).

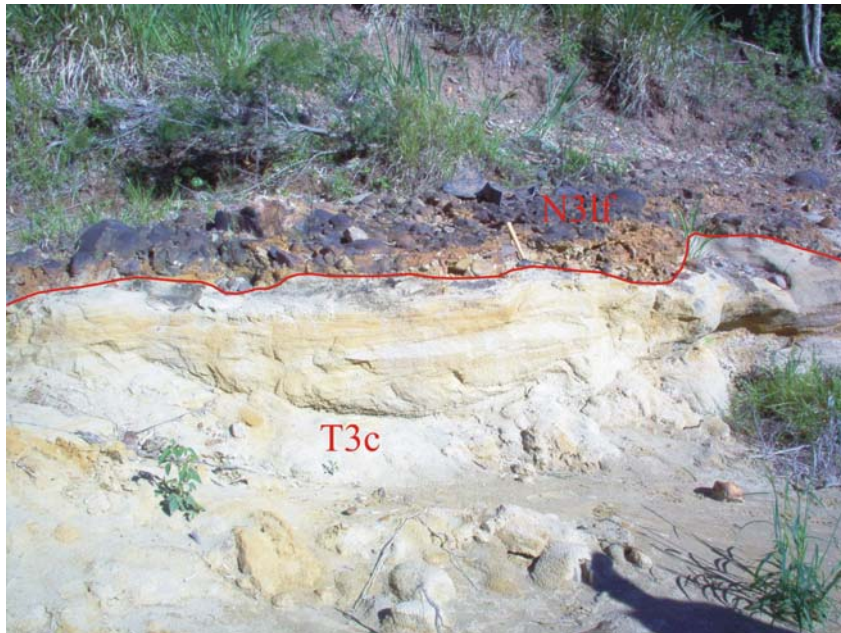


Figura 38 – Contato entre a Formação Caturrita (T3c) e a Laterita Formigueiro (N3lf), materializado como uma disconformidade, indicada pela linha. Afloramento HZ-651, limite entre os municípios de Faxinal do Soturno e São João do Polêsine.

Três fácies principais foram identificadas, como segue.

- (i) Lateritas propriamente ditas, com cor marrom e amarelo e grão fino (até tamanho areia fina) (Fig. 39), exibindo muitas cavidades e um padrão de fraturamento esferoidal, formando feições sub-circulares com até 20cm de diâmetro. Esta rocha é conhecida popularmente no interior do Rio Grande do Sul como “pedra-cupim”, pela sua semelhança com as bioconstruções feitas pelos referidos insetos.



Figura 39 – Laterita Formigueiro. Aspecto geral de afloramento de laterita. Afloramento HZ-274, Município de Formigueiro.

- (ii) Conglomerados de cor marrom, cimentados por óxido de ferro. Os seixos são subangulosos a subarredondados, com até 30cm de eixo maior, compostos por rochas vulcânicas, ágata, provável tufo, siltito cinza, granito e quartzito (Fig. 40).



Figura 40 – Laterita Formigueiro. Detalhe da fácies conglomerática, cimentada por óxidos/hidróxidos de ferro. Esta fácies representa o produto da lateritização sobre depósitos cascalhosos de canal fluvial. Neste afloramento, predominam os seixos de rocha vulcânica, provenientes da Formação Serra Geral. Afloramento HZ-690, Município de Faxinal do Soturno.

- (iii) Conglomerados de cor marrom, com pequenos seixos (até 2cm de diâmetro) de nódulos ferrosos.

Também se observa a intercalação de crostas lateríticas com uma camada espessa de solo marrom-avermelhado com grânulos de quartzo e ágata, muito comum na região (afloramento HZ-337, por exemplo) (Fig. 41). Sugere-se que este solo seja contemporâneo à Laterita Formigueiro, porém representando um estágio menos avançado de lateritização.



Figura 41 – Laterita Formigueiro. Crosta laterítica intercalada com unidade de solo marrom-avermelhado comum na área da Folha Agudo. Esta associação representa diferentes estágios de lateritização. Afloramento HZ-337, Município de Restinga Seca.

A Laterita Formigueiro revela um processo de lateritização, apontando para um clima menos úmido que o atual, com características sazonais (sub-úmido). A presença dos conglomerados sugere a dominância de sistemas fluviais com carga cascalhosa. Nos interflúvios desenvolvia-se uma camada de solo laterítico. Em períodos de enxurradas, parte das crostas lateríticas era erodida e posteriormente depositada, formando os conglomerados de nódulos ferrosos.

Pelas observações da composição dos seixos, sugere-se que a principal fonte sejam as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Porém, na parte sul da área, ocorrem seixos de siltito cinza, granito e rochas metamórficas, associados com seixos de vulcânica, sugerindo uma mistura com fontes do Escudo Sul-rio-grandense e da seção neopaleozóica da Bacia do Paraná.

Em termos de idade, não há nenhuma evidência direta que permita sua datação. Em saída de campo com a equipe de Paleontologia da Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul, foi constatado que a fácies conglomerática grossa é muito semelhante àquela encontrada em afloramentos da região da Sanga da Cruz, Município de Alegrete (RS) (C. S. Scherer e A. M. Ribeiro, com. verbal, 2006). Nesta localidade, os conglomerados contêm ossos de eqüídeos com idade pleistocênica (Scherer e Da-Rosa, 2003). Os níveis fossilíferos foram ainda datados por termoluminescência por Milder (2000), chegando às idades de 14.925 ± 800 anos e de 14.830 ± 750 anos. Dessa forma, sugere-se uma idade do Pleistoceno Superior para a Laterita Formigueiro, embora sejam necessários estudos complementares de correlação estratigráfica com o sítio da Sanga da Cruz e demais localidades do Rio Grande do Sul com assembléias fossilíferas pleistocênicas.

Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial (N4a)

Esta unidade se refere aos sedimentos de origem fluvial, inconsolidados e semi-consolidados, com idades sub-atuais e atuais. Sua importância em área é muito grande, correspondendo a cerca de 30% da folha. Os depósitos fluviais distribuem-se desde os vales da encosta da Serra Geral até o sul da área, onde o relevo é mais suave. Os mesmos são produto da sedimentação na bacia hidrográfica do Rio Jacuí. Além do eixo principal desta bacia, formam-se depósitos importantes nas sub-bacias dos rios Vacacaí, Vacacaí-Mirim e Soturno.

Os depósitos fluviais assentam-se abruptamente sobre camadas da Laterita Formigueiro (Fig. 42) e sobre as unidades permianas e mesozóicas. Os depósitos fluviais compreendem tanto os terraços como o sistema fluvial ativo. Na escala do mapa, os dois tipos de depósitos não puderam ser diferenciados. Nos terraços fluviais, são observadas três fácies principais:



Figura 42 – Contato entre a fácies conglomerática da Laterita Formigueiro (N3lf) e a fácies de arenitos maciços dos Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial (N4a), através de uma disconformidade indicada pela linha. Afloramento HZ-691, margem do Rio Soturno, Município de Faxinal do Soturno.

- (i) Conglomerados e arenitos conglomeráticos de cor marrom, maciços e com laminação cruzada acanalada de médio porte (Fig. 43). Os conglomerados podem ocorrer como barras com base e topo abrupto. Também são observados ciclos granodecrescentes com até 1m de espessura, com conglomerado na base, os quais gradam para arenito conglomerático. Os seixos são subarredondados, com até 20cm de eixo maior, compostos principalmente por rochas vulcânicas. Esta fácies representa depósitos de canal fluvial com carga cascalhosa predominante.
- (ii) Arenitos médios a finos, de cor marrom, imaturos, maciços e com escavações de invertebrados (figs. 42, 43). Sugere-se que estes depósitos sejam associados às regiões marginais dos canais, caracterizando depósitos de *overbank*.
- (iii) Lutitos de cor preto e cinza escuro, maciços (Fig. 44). Nesta fácies são encontrados restos de vegetais e artrópodes (J. Ferigolo, com. verbal, 2005). Interpreta-se esta fácies como depósitos de planície de inundação.

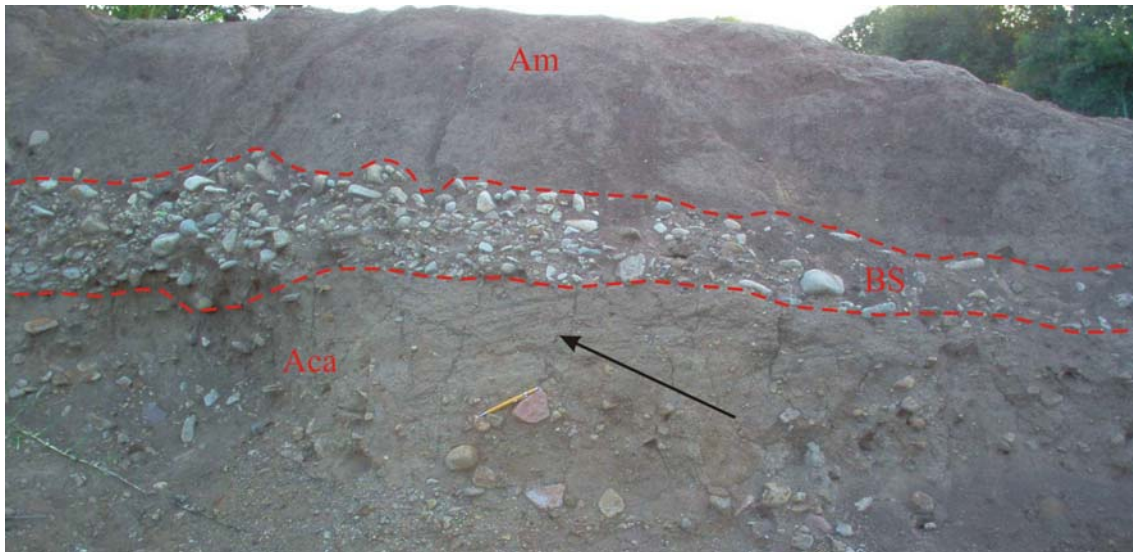


Figura 43 – Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial. Aspecto de algumas fácies presentes nos terraços, separadas pelas linhas tracejadas. Na base, arenito conglomerático com laminação cruzada acanalada de médio porte (Aca, conjunto de laminação cruzada indicada pela seta). Na parte intermediária, conglomerado maciço, com o elemento arquitetural barra de seixos (BS). No topo, arenito maciço imaturo (Am). As fácies conglomeráticas e areno-conglomeráticas são depósitos de canal com predomínio de carga cascalhosa. A fácies de arenitos maciços é interpretada como depósitos de *overbank*. Afloramento HZ-689, balneário no Rio Soturno, Município de Faxinal do Soturno.



Figura 44 – Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial. Cava para extração de argila, mostrando a fácies de lutitos pretos, que representa depósitos de planície de inundação. Ponto HZ-111, Município de Faxinal do Soturno.

Na calha ativa dos sistemas fluviais, predominam os depósitos arenosos, compostos por areia fina a grossa, cor creme, maciça e com laminação cruzada acanalada de pequeno e

médio portes. Nos canais fluviais são observadas macroformas de acreção frontal, em especial barras anexas a uma das margens (Fig. 45), e de acreção lateral (barras em pontal) (Fig. 46).



Figura 45 – Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial. Vista de uma barra arenosa anexa à margem do canal. Afloramento HZ-186, Rio Vacacaí, Praia do Gil. Município de Restinga Seca.



Figura 46 – Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial. Aspecto de uma barra em pontal. Vista para sudeste a partir do ponto HZ-306, Rio Vacacaí, limite entre os municípios de Restinga Seca e Formigueiro.

Depósitos gravitacionais (N4g)

Esta unidade ocorre ao longo de toda a escarpa da Serra Geral, formando depósitos inconsolidados de tálus sobre rochas triássicas e cretácicas.

Em termos faciológicos, estes depósitos consistem de diamictito de cor marrom e vermelho, composto por seixos, matacões e blocos em matriz predominantemente lutítica (Fig. 47). Os clastos refletem a composição litológica da escarpa adjacente, sendo compostos por rochas vulcânicas e arenitos. De um modo geral, os clastos predominantes correspondem à Fácies Caxias da Formação Serra Geral.



Figura 47 – Depósitos gravitacionais. Aspecto geral de diamictito inconsolidado, com seixos e matacões de rochas vulcânicas provenientes da Formação Serra Geral. Afloramento HZ-601, Cerro Comprido, Município de Faxinal do Soturno.

Os Depósitos gravitacionais foram gerados pela deposição de fluxos de lama e fluxos de detritos na escarpa da Serra Geral. O fato de estarem inconsolidados permite considerá-los como subatuais, daí seu posicionamento no Holoceno.

2.3. ESTRATIGRAFIA DE SEQÜÊNCIAS

Neste item, apresentar-se-á o arcabouço estratigráfico sob o enfoque da estratigrafia de seqüências, uma vez que o mapa geológico foi construído aplicando-se esta ferramenta desde o início. Procura-se aqui demonstrar que a estratigrafia de seqüências pode ser aplicada a mapeamento geológico, cuja coluna estratigráfica terá um significado lito- e

cronoestratigráfico. O volume de informação também é maior, pois as seqüências representam a deposição durante ciclos de variação do nível de base estratigráfico, os quais são dessa forma reconhecidos. Esta associação das seqüências com ciclos torna essas unidades com grande poder preditivo em termos de fácies, o que tem aplicação para a geologia de reservatório, prospecção de argilas com uso industrial e de novos sítios fossilíferos.

O Permo-Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul já foi estudado com este enfoque em trabalhos anteriores (*e.g.* Faccini, 1989, 2000; Lavina, 1991; Faccini *et al.*, 1995; Zerfass *et al.*, 2003). A coluna estratigráfica aqui proposta difere em maior ou menor grau destes trabalhos sendo, portanto, inédita. A Figura 48 mostra o empilhamento proposto em termos de seqüências deposicionais e sua correspondência com unidades litoestratigráficas e bioestratigráficas. A seguir são descritas brevemente as seqüências propostas, com suas superfícies limítrofes e seus tratos de sistemas deposicionais, sendo que sua descrição em termos faciológicos já foi apresentada no item anterior.

Seqüência Pirambóia

Esta seqüência corresponde estritamente à Formação Pirambóia, com idade neopermiana ou eotriássica. Considera-se aqui que esta unidade tenha o *status* de seqüência porque a mesma representa a deposição abrupta de um sistema eólico sobre um sistema lacustre (Formação Rio do Rasto), evidenciando um rebaixamento do nível de base. A superfície basal é, portanto, uma disconformidade – ou supersuperfície, do ponto de vista dos sistemas eólicos – que é considerada como limite de seqüência. Esta superfície não ocorre na área mapeada, já que somente a parte superior da Seqüência Pirambóia aflora na Folha Agudo.

O limite de seqüência superior também é uma disconformidade, a qual não é visualizada em afloramento na área. Com as informações obtidas na área, não é possível identificar-se tratos de sistemas dentro da Seqüência Pirambóia.

Esta unidade é aqui considerada como uma seqüência de terceira ordem, inserida na seqüência de segunda ordem permiana – Seqüência Gondwana I (*sensu* Milani, 1997), embora seu topo possa ter atingido o Triássico Inferior. Sugere-se que o ciclo de variação do nível de base estratigráfico que condicionou sua deposição tenha sido controlado pelo clima.

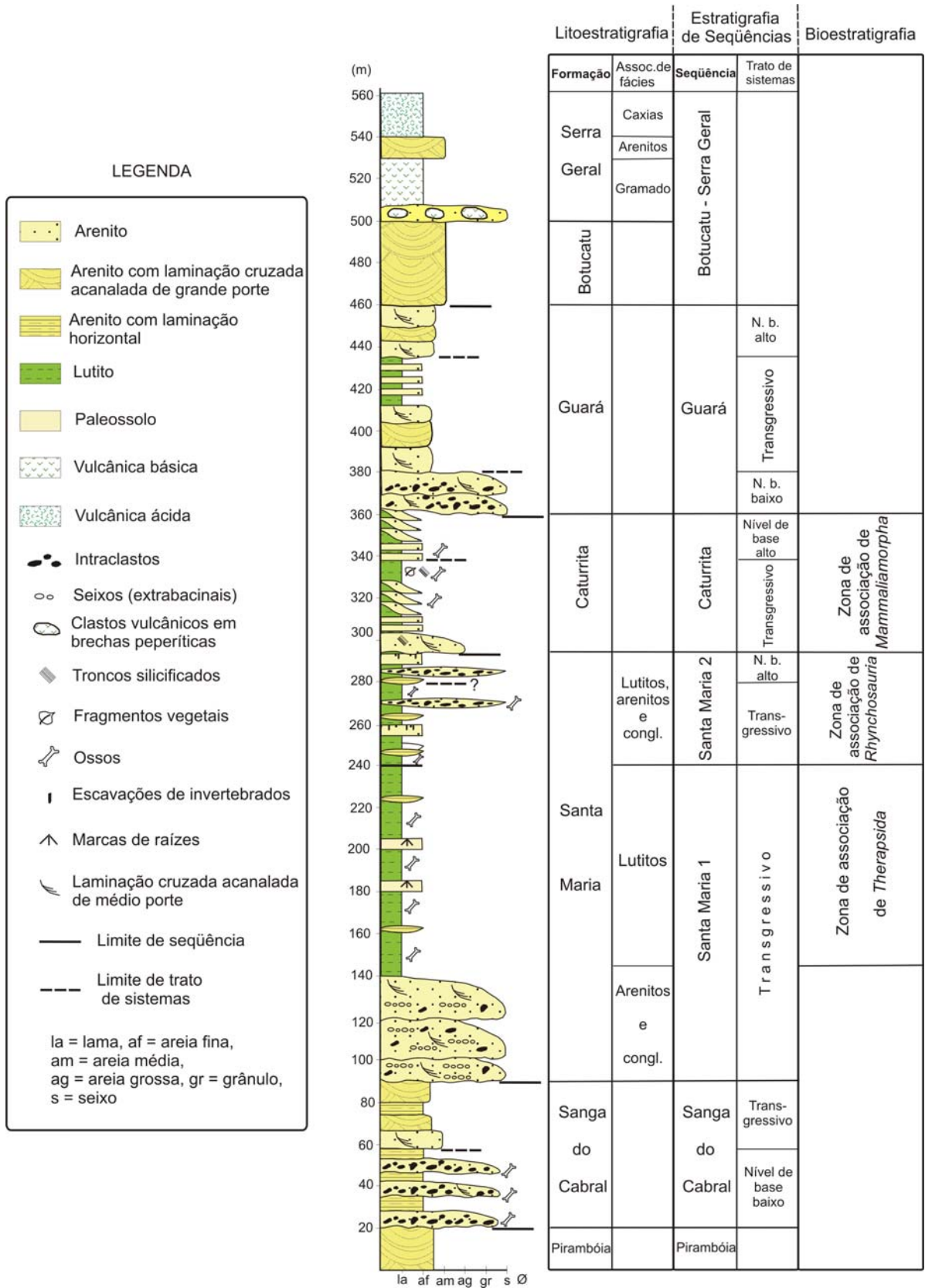


Figura 48 – Seção colunar composta do Permo-Mesozóico da Bacia do Paraná na área da Folha Agudo. Ao lado, mostra-se a comparação entre o arcabouço baseado em estratigrafia de seqüências aqui proposto com as unidades litoestratigráficas e bioestratigráficas.

Seqüência Sanga do Cabral

Esta seqüência, com provável idade do Induano, corresponde integralmente à Formação Sanga do Cabral. Seu *status* de seqüência foi demonstrado por Lavina (1991) e Zerfass *et al.* (2003). Esta unidade assenta-se sobre a Seqüência Pirambóia através de uma disconformidade, e é recoberta pela Seqüência Santa Maria 1, igualmente através de uma disconformidade.

A associação de fácies de conglomerados intraformacionais e arenitos com laminação horizontal é interpretada no presente Projeto como o trato de sistemas de nível de base baixo, depositado acima da disconformidade basal, numa situação de baixa taxa de geração de espaço de acomodação. A principal evidência é o padrão de empilhamento, revelando uma sucessão de delgados depósitos de canal (cerca de 0,5m de espessura) separados por superfícies erosivas.

Interpreta-se a associação de fácies de arenitos com laminação cruzada acanalada de médio e grande portes como sendo o registro de um leve aumento no espaço de acomodação em direção ao topo da unidade, quando já havia espaço suficiente para a preservação de canais multi-nível e de dunas eólicas, em pacotes com mais de um metro de espessura. Esta associação de fácies estaria representando, portanto, o trato de sistemas transgressivo. A passagem do trato de sistemas de nível de base baixo para o transgressivo na área mapeada é gradacional, não sendo materializada uma superfície transgressiva.

Conforme discutido anteriormente, Zerfass *et al.* (2004) consideraram esta unidade como uma seqüência deposicional de segunda ordem, com controle tectônico, relacionada com um pulso de soerguimento no *Gondwanides*, próximo ao limite Permo-Triássico. Esta interpretação é deduzida da evolução tectônica do sudoeste do Gondwana. As evidências de campo dão conta de uma seqüência de amplitude menor – provavelmente de terceira ordem – que representaria um fragmento da seqüência de segunda ordem. Os fatores controladores das variações do nível de base estratigráfico que levaram à deposição dos dois tratos de sistema não são, até o momento, conhecidos. Eles podem estar relacionados ao clima ou à tectônica da bacia (influenciando o nível de base geomorfológico), à descarga fluvial, à carga sedimentar e à tectônica de área fonte (influenciando o nível de base estratigráfico).

Seqüência Santa Maria 1

Inicialmente definida por Zerfass *et al.* (2003), esta seqüência compreende a (associação de) Fácies de arenitos e conglomerados intercalados e a (associação de) Fácies de lutitos. A Seqüência Santa Maria 1 recobre a Seqüência Sanga do Cabral através de uma disconformidade (Fig. 49). Da mesma forma, o contato superior com a Seqüência Santa Maria 2 também ocorre através de uma disconformidade. Os fósseis presentes na (associação de) Fácies de lutitos permitem atribuir uma idade ladiniana para esta seqüência (Zona de associação de *Therapsida*).



Figura 49 – Limite de seqüência (LS) entre as seqüências Sanga do Cabral (SC) e Santa Maria 1 (SM1), o qual é marcado por uma disconformidade. Afloramento HZ-202.

A (associação de) Fácies de arenitos e conglomerados ocorre na base da seqüência, logo acima do limite da disconformidade, e representa depósitos de canais multi-nível, internamente preenchidos por barras conglomeráticas, formas de leito amalgamadas e macroformas de acreção frontal. Sugere-se que este tipo de depósito represente as fases iniciais de subida do nível de base estratigráfico, constituindo-se num trato transgressivo precoce. Já a (associação de) Fácies de lutitos, por sua vez, representaria as mais altas taxas de geração de espaço de acomodação, representando um trato transgressivo franco, quando houve a deposição de sedimentos lacustres.

Considera-se a Seqüência Santa Maria 1 como uma seqüência de terceira-ordem. Zerfass *et al.* (2004, 2005) apontaram para uma relação genética dos depósitos representados pelas seqüências Santa Maria 1-2 e Caturrita com bacias de *rift* adjacentes – *e.g.* Waterberg, Ischigualasto e Cuyo. Dessa forma, a tectônica torna-se provavelmente o principal fator controlador destas seqüências, condicionando variações no nível de base geomorfológico, neste caso representado pelo paleolago.

Seqüência Santa Maria 2

Na área mapeada, esta seqüência corresponde à (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados, da Formação Santa Maria. A Seqüência Santa Maria 2 assenta-se sobre a Seqüência Santa Maria 1 através de uma disconformidade, e é recoberta pela Seqüência Caturrita também por uma disconformidade. A disconformidade basal da Seqüência Santa Maria 2 praticamente não é visualizada na Folha Agudo. Sugere-se que a mesma ocorra no afloramento HZ-99 (Fig. 50), no contato entre as (associações de) fácies de lutitos e de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados, da Formação Santa Maria, como mencionado no item Litoestratigrafia. Neste caso, há uma mudança faciológica, porém não é possível comprovar-se uma mudança de biozona, pois apenas há fósseis acima da disconformidade, associados à Zona de associação de *Rhynchosauria*.

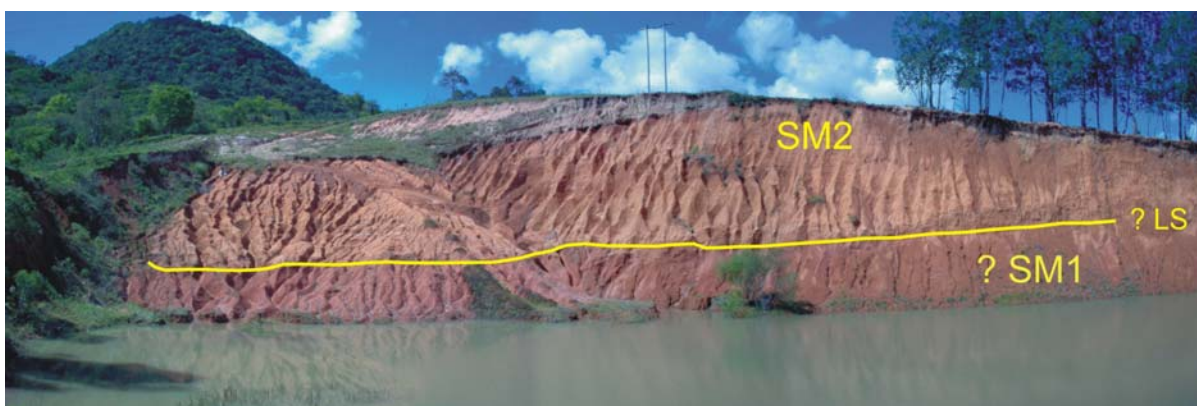


Figura 50 – Possível limite de seqüência (LS) entre a Seqüência Santa Maria 1 (SM1), representada pela (associação de) Fácies de lutitos e a Seqüência Santa Maria 2 (SM2), representada pela (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados. Abaixo do contato ocorre lutito vermelho escuro maciço, rico em nódulos carbonáticos e coprólitos. Acima do contato ocorre lutito vermelho-alaranjado maciço, com fósseis de cinodontes da Zona de associação de *Rhynchosauria*. Afloramento HZ-99, Município de Agudo, região de Várzea do Agudo.

Zerfass *et al.* (2003), que propuseram esta unidade, também registraram a ocorrência, em outras áreas (região de São Pedro do Sul, RS), de um pacote basal de arenitos, o qual é um bom marcador do contato com a Seqüência Santa Maria 1. Os fósseis presentes na (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados conferem a esta seqüência a idade carniana (Zona de associação de *Rhynchosauria*)

O pacote de arenitos basais, embora não aflore na Folha Agudo, consiste em depósitos de canais fluviais multi-nível, preenchidos por formas de leito amalgamadas e macroformas de acreção frontal e oblíqua (Zerfass *et al.* 2003). Interpreta-se este tipo de depósito como

associado a uma fase de leve subida do nível de base estratigráfico, sendo associado, portanto, às fases iniciais do trato transgressivo.

A (associação de) Fácies de lutitos, arenitos e conglomerados intercalados, por sua vez, consistiria no registro do trato de sistemas transgressivo franco, quando uma inundação generalizada ocorreu nesta região da bacia, condicionando a deposição de corpos lacustres rasos, muitas vezes efêmeros. Na parte mais superior desta seqüência, próximo ao contato com a Seqüência Caturrita, os corpos areníticos passam a ocorrer com maior densidade, embora não cheguem a se amalgamar, como nos exemplos dos afloramentos HZ-52 (Fig. 50) e HZ-60. Isto sugere um crescente assoreamento dos corpos lacustres, provavelmente associados com a progradação de sistemas deltaicos, em regiões mais proximais. Sugere-se que este intervalo represente as fases iniciais do trato de sistemas de nível de base alto. O restante deste trato de sistemas foi provavelmente removido durante a fase erosiva subsequente à deposição desta seqüência, a qual está registrada na disconformidade de topo.

Seqüência Caturrita

Esta seqüência corresponde à Formação Caturrita (*sensu* Andreis *et al.* 1980). A área da Folha Agudo foi muito elucidativa para a definição desta unidade como uma seqüência individualizada. Trabalhos anteriores (*e.g.* Faccini, 1989, 2000; Zerfass *et al.* 2003) consideravam como gradacional o contato inferior desta unidade, implicando em que a mesma não poderia se tratar de uma seqüência distinta. No entanto, na área mapeada, a Seqüência Caturrita assenta-se em disconformidade sobre a Seqüência Santa Maria 2 (Fig. 51) ou diretamente sobre a Seqüência Santa Maria 1, evidenciando a ocorrência de uma discordância erosiva na base da unidade. O seu topo também está em contato discordante com a Seqüência Guará. Também a ocorrência de uma biozona distinta nos estratos desta unidade, bem documentada nessa área, foi importante para a individualização da Seqüência Caturrita.

Logo acima da disconformidade, depositam-se arenitos lenticulares com troncos silicificados (afloramento HZ-50, por exemplo) e ritmitos (afloramento HZ-52, afloramento HZ-60) (Fig. 51). A fácies de arenitos lenticulares representa depósitos de canais multi-nível, com muitas feições de corte e preenchimento, enquanto que a fácies de ritmitos representa depósitos de frente deltaica. As características dos depósitos fluviais indicam que os mesmos foram gerados em uma situação de leve aumento na taxa de geração de espaço de

acomodação, o que sugere que a deposição desta seqüência inicia-se já nos estágios precoces do trato transgressivo, e esta interpretação é estendida para os depósitos deltaicos.

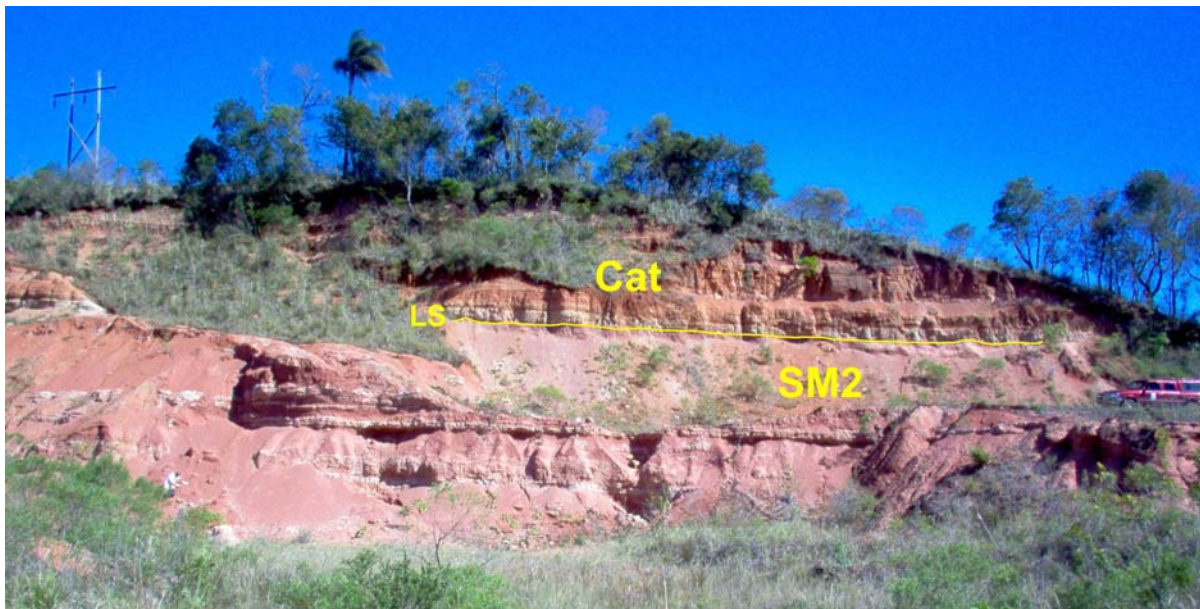


Figura 51 – Limite de seqüência (LS) entre as seqüências Santa Maria 2 (SM2) e Caturrita (Cat), materializado em uma disconformidade. Sítio fossilífero HZ-52, Município de São João do Polêsine.

Em direção ao topo da unidade, a cerca de 20m de sua base, observa-se um nível lutítico em diversos afloramentos da área (afloramentos HZ-44 e HZ-361) (Fig. 27), bem como em outras regiões (afloramentos de Botucaraí, Município de Candelária, por exemplo). Embora sejam necessários levantamentos de mais detalhe, sugere-se que todos estes exemplos representem, se não um mesmo nível, pelo menos um intervalo com domínio de deposição de finos de origem lacustre, aproximadamente na parte intermediária da unidade (Fig. 48). Isto caracteriza um trato transgressivo franco, representando o máximo da transgressão lacustre.

Acima deste intervalo retornam os depósitos areníticos, na forma de fácies tabulares e sigmoidais, associadas a frentes deltaicas. Interpreta-se este intervalo de topo como sendo o trato de sistemas de nível de base alto, registrando a progradação de deltas lacustres.

Seqüência Guará

Desde sua proposição por Scherer e Lavina (1997), esta unidade é considerada como limitada no topo e na base por disconformidades, tendo sido definida, com base na

aloestratigrafia, como Aloformação Guará. As disconformidades como superfícies limítrofes permitem que se considere, *a priori*, esta unidade como uma seqüência. No entanto, para que esta unidade seja caracterizada como uma seqüência *stricto sensu*, o seu padrão de empilhamento deve expressar um ciclo de variação do nível de base estratigráfico. Conforme discutido no item Litoestratigrafia, os ciclos até o momento descritos (*cf.* Scherer e Lavina, 2005) são de amplitude temporal e estratigráfica bem menor. Na área da Folha Agudo, as seções levantadas têm muitos trechos encobertos, que dificultam a inferência de um padrão geral de empilhamento.

Apesar disso, com base nos dados disponíveis, sugere-se que há um padrão de empilhamento geral que pode ser interpretado em termos de variações no nível de base estratigráfico (Fig. 48), o que justifica sua definição como seqüência. Logo acima da disconformidade basal (Fig. 52), predominam arenitos grossos e conglomerados de intraclastos, lenticulares. São observadas muitas superfícies de reativação, sobre as quais depositam-se níveis com uma maior concentração de intraclastos e que são interpretadas como a base de um novo canal. Assim, este intervalo basal é interpretado como uma sucessão de depósitos de canais delgados (espessuras de até poucos metros) depositados numa situação de baixa taxa de geração de espaço de acomodação e alta taxa de degradação, permitindo relacioná-lo a um trato de sistemas de nível de base baixo.



Figura 52 – Limite de seqüência (LS) entre as seqüências Caturrita (Cat) e Guará (Gua), marcado por uma disconformidade. Afloramento HZ-700, cidade de Agudo.

Acima deste intervalo, depositam-se pacotes de arenitos finos com laminação cruzada acanalada, associados a canais fluviais e dunas e lençóis de areia eólicos. A preservação de dunas eólicas em uma planície aluvial implica em um aumento na taxa de geração de espaço de acomodação, o que permite associar esta sucessão à fase mais precoce do trato transgressivo. Em uma das seções com mais informação (trecho compreendido entre os afloramentos HZ-441 e 443), observa-se a ocorrência de uma intercalação métrica de lutitos e

arenitos tabulares, situada aproximadamente na parte intermediária da unidade, interpretada como depósitos de planície de inundação. Sugere-se que este intervalo registre a maior taxa de geração de espaço de acomodação, sendo associado, portanto, ao trato transgressivo franco.

A sucessão situada acima do intervalo de finos é composto por uma alternância de pacotes de arenitos finos de origem fluvial e eólica. Este retorno ao domínio dos depósitos arenosos de canal fluvial ou de dunas e lençóis de areia eólicos deu-se por uma diminuição na taxa de geração de espaço de acomodação, caracterizando o trato de sistemas de nível de base alto.

Seqüência Botucatu-Serra Geral

É consenso nos trabalhos mais recentes que tratam da estratigrafia da Bacia do Paraná que os arenitos intertrápicos da base da Formação Serra Geral são similares aos da Formação Botucatu, o que aproxima, em tempo, as duas unidades. Isto foi demonstrado inicialmente por Northfleet *et al.* (1969). Na Folha Agudo, esta situação é particularmente evidente, onde os arenitos eólicos interderrames têm maior expressão do que aqueles situados logo abaixo do derrame inferior. Do ponto de vista da estratigrafia de seqüências, os arenitos e rochas vulcânicas estão interdigitados e, portanto, não devem ser separados em unidades distintas.

Assim, é aqui proposta a Seqüência Botucatu-Serra Geral, uma seqüência *lato sensu* por não ser possível discutir seu padrão de empilhamento em termos de variações do nível de base estratigráfico, já que a mesma é dominada pelos derrames. Esta seqüência é dividida nas fácies de vulcânicas básicas (Fácies Gramado), arenitos e vulcânicas ácidas (Fácies Caxias). Esta seqüência assenta-se sobre a Seqüência Guará em disconformidade, quando o contato se dá com a fácies de arenitos, e em não-conformidade, quando o contato se dá com as rochas vulcânicas. A disconformidade basal é assumida pelo contato abrupto de um sistema eólico seco sobre um sistema fluvio-eólico, o que implica em um rebaixamento do nível de base, embora o hiato seja mínimo. Na área mapeada, esta unidade não é recoberta por nenhuma outra unidade e ocorre de forma estratigraficamente contínua, em toda a porção norte da folha.

Apesar de o hiato que separa esta unidade da Seqüência Guará ser mínimo, considera-se aqui a Seqüência Botucatu-Serra Geral como sendo de segunda ordem, representando uma mudança de regime tectônico e um deslocamento de depocentro. A sedimentação na Seqüência Guará deu-se em uma sub-bacia intracratônica com depocentro provavelmente em

território uruguaio e argentino, em uma situação relativamente estável. Já a Seqüência Botucatu-Serra Geral depositou-se em uma sub-bacia tectonicamente ativa. Nesta sub-bacia dominava o magmatismo continental associado a um ponto quente (Veevers *et al.* 1994; Larson, 1995). O depocentro desta sub-bacia é na calha do Rio Paraná, à altura do Estado do Paraná. A disconformidade de topo da Seqüência Botucatu-Serra Geral representa o fim da deposição gonduânica, constituindo-se num limite de seqüência de primeira ordem.

Cenozóico

A proposição de um arcabouço estratigráfico baseado em seqüências deposicionais para o Cenozóico continental do Rio Grande do Sul é perfeitamente viável, porém a Folha Agudo não é uma área favorável para tal. A unidade informal Laterita Formigueiro deve representar uma seqüência, porém seu registro nessa área é fragmentário. Os depósitos do Holoceno, em especial os fluviais, também podem ser alvo de um enfoque deste tipo, mas neste caso o estudo geomorfológico, faciológico e geocronológico dos terraços fluviais seria fundamental, como mostram vários exemplos da literatura (*cf.* Blum e Törnqvist, 2000). No entanto, a planície aluvial da área está totalmente arrasada em função do cultivo do arroz, não sendo possível a identificação de gerações de terraços fluviais.

3. GEOLOGIA ESTRUTURAL E TECTÔNICA

As rochas permianas e mesozóicas da área mapeada têm sua história de geração e deformação em ambiente intracratônico e em níveis crustais rasos. Dessa forma, o ambiente tectônico é rúptil, com o predomínio de estruturas como falhas e juntas. Estas estruturas integram zonas de falha de centenas de quilômetros de extensão, que separam blocos estruturais, com implicações estratigráficas e hidrogeológicas, definidas por Machado (2005). A área do mapa está inserida no “Compartimento Central-Missões”, o qual consiste em um bloco estrutural maior do Rio Grande do Sul, definido por Machado (2005), com o objetivo de compartimentar o Sistema Aquífero Guarani. Este bloco é limitado a sul pelo Sistema de Falhas Jaguari - Mata e a norte pelo Sistema de Falhas Terra de Areia – Posadas, ambos com direção NW-SE (Machado, 2005).

Na região central do Rio Grande do Sul predominam as estruturas com direção NW-SE e NE-SW (Da-Rosa, 2005; Machado, 2005). As estruturas NW-SE foram consideradas por Zerfass *et al.* (2005) como geradas num episódio extensional no Meso e Neotriássico, responsável pela deposição das seqüências Santa Maria 1, 2 e Caturrita, e posteriormente reativadas durante a abertura do Atlântico Sul. Da-Rosa (2005) definiu diversos blocos estruturais na região central do Estado, separados por lineamentos. Em especial o lineamento Rio Soturno, definido por este autor, foi mapeado no presente Projeto.

Considera-se que os sistemas de falha mais importantes da área estejam encobertos, uma vez que os principais rios estão neles encaixados. Esses sistemas foram assim mapeados como lineamentos, uma vez que os mesmos têm expressão em imagens remotas. As falhas mapeadas são aquelas estruturas planares segundo as quais foi constatado deslocamento relativo dos blocos. O deslocamento, por sua vez, foi definido a partir dos marcadores estratigráficos. Estas falhas são secundárias e terciárias, em relação às supostas falhas principais encobertas.

De acordo com o que pode ser observado no Mapa Geológico, os lineamentos associados às zonas de falha principais têm direção Az=280° a Az=310°, como o citado lineamento Rio Soturno (Da-Rosa, 2005), e aqueles encaixados nos rios Vacacaí e Vacacaí-Mirim.

Vários lineamentos com direção Az=25° a Az=40° ocorrem associados. O menor comprimento de seus segmentos em relação aos anteriores sugere que se tratem de zonas de

falha secundárias. Uma falha secundária importante, com direção $Az=340^\circ$, foi mapeada aproximadamente no alinhamento entre as cidades de Restinga Seca e São João do Polêsine. Esta falha justapõe unidades do Triássico Inferior-Médio e unidades do Triássico Superior. Seu rejeito aparente sugere tratar-se de falha normal ou direcional sinistral. Um corpo das Intrusivas São João do Polêsine ocorre de forma adjacente à mesma, indicando abertura, o que sugere mais de uma fase de deformação. Associada a esta falha ocorre uma falha de importância terciária, com direção $Az=60^\circ$, ao sul de Vila Rosa. Sugere-se que vários diques com direção em torno de $Az=20^\circ$, dispostos em geometria *en échelon*, estejam associados a ela, o que conferiria à mesma um deslocamento direcional sinistral.

Na região da escarpa da Serra Geral, as características geomorfológicas permitem que mais falhas sejam identificadas. Nesta região ocorrem algumas falhas secundárias importantes, com direções NE-SW e E-W, como as que ocorrem ao norte das cidades de Dona Francisca e Agudo. Sugere-se que estas falhas estejam associadas ao lineamento Rio Soturno. Embora não tenha sido feito um levantamento sistemático dos indicadores cinemáticos, sugere-se que estas falhas sejam normais ou oblíquas.

Na região central do Estado como um todo, o mergulho regional das unidades mapeadas é para norte, conforme apontado por Machado (2005). Isto pode ser verificado no Mapa Geológico da Folha Agudo, com as unidades permo-mesozóicas sucedendo-se, da mais antiga para a mais jovem, de sul para norte. Localmente, em virtude da perturbação provocada por algumas falhas, o mergulho pode sofrer alterações.

4. GEOLOGIA ECONÔMICA

4.1. MATERIAIS DE CONSTRUÇÃO CIVIL

Foram registradas várias minas para extração de material para construção civil. Nas fácies de Lutitos e de Lutitos, arenitos e conglomerados intercalados da Formação Santa Maria foram observadas frentes de extração de argila paralisadas (pontos HZ-66 e HZ-111, respectivamente). O material da primeira foi utilizado para material de empréstimo ou para abastecimento de olaria, e o da segunda, para olaria. Uma atenção especial deve ser dada a essas fácies, pois sua litologia é propícia para a extração de argila para olaria, mas é justamente nos depósitos argilosos que ocorre a maior parte dos vertebrados fósseis da região. Como as únicas frentes de extração de argila estão paralisadas, esta atividade não representa atualmente um risco para o acervo paleontológico, porém um monitoramento das áreas de ocorrência das unidades mencionadas deve ser realizado constantemente, para que se tenha controle de possíveis atividades futuras de extração.

A maior parte das frentes de extração de material de construção civil está associada às fácies vulcânicas da Formação Serra Geral e às Intrusivas São João do Polêsine. As mesmas consistem de pedreiras para extração de brita e saibreiras. A maior parte das pedreiras está paralisada, tendo sido utilizadas durante a pavimentação de estradas. A Fácies Caxias, devido ao seu acamadamento, tem potencial para a extração de lajotas para calçamento (Fig. 53).



Figura 53 – Aspecto geral da Fácies Caxias da Formação Serra Geral. Esta Fácies encontra-se frequentemente acamadada, o que é favorável para a extração de lajotas para a construção civil. Afloramento HZ-760, Município de Lagoa Bonita do Sul.

As areias inconsolidadas dos Depósitos aluvionares de planície e canal fluvial contam com diversas extrações na forma de cava (Fig. 54), próximas ao Rio Vacacaí, na localidade de Passo das Tunas. Na mesma localidade ainda há uma extração por sucção no canal do rio (HZ-307). Na metade sul da área, na planície de inundação dos principais rios (Jacuí e Vacacaí), ocorrem depósitos arenosos associados a antigos canais, tornando estas áreas potencialmente interessantes para extração de areia por escavação a céu aberto. Estudos de impacto ambiental devem ser obviamente realizados, uma vez que estas são áreas de risco ambiental. Recomenda-se *a priori* áreas mais distantes do canal atual, para que a atividade de extração não altere a sua dinâmica.



Figura 54 – Aspecto geral de cava para extração de areia em depósito de canal abandonado do Rio Vacacaí. Ponto HZ-308, Passo das Tunas, Município de Restinga Seca.

4.2. PEDRAS PRECIOSAS

Duas localidades de interesse para gemas foram descritas. O material foi encontrado rolado e o nível mineralizado não foi encontrado. Apesar disso, os pontos marcados representam uma concentração de gemas, permitindo inferir o nível mineralizado.

No ponto de ocorrência mineral HZ-734 foram observados geodos de ágata e quartzo com até 30cm de diâmetro. No ponto de ocorrência mineral HZ-771 ocorrem drusas de

ametista e de quartzo (cristal de rocha), bem como geodos de ágata e quartzo com até 20cm de diâmetro.

5. GEOLOGIA E MEIO-AMBIENTE

5.1. ÁREAS DE RISCOS GEOLÓGICOS NATURAIS

As principais áreas de risco geológico estão na escarpa da Serra Geral, na metade norte da área. Estas áreas estão sujeitas a deslizamentos e corridas de lama, em virtude do talude formado no contato entre rochas sedimentares das formações Guará e Botucatu e rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, estas últimas mais resistentes à erosão. Além do talude como produto da erosão diferencial, também ocorrem nesta região escarpas de falha, as quais são ainda jovens do ponto de vista geomorfológico, constituindo rampas de alta declividade (Fig. 55). O solo argiloso, produto da alteração das rochas vulcânicas, a profusão de fraturas nestas rochas e a alta pluviosidade são fatores que intensificam este processo, cujo registro são os Depósitos gravitacionais (Fig. 47).



Figura 55 – Aspecto geral de uma escarpa de falha. Esta feição geomorfológica tem alta declividade, representando alto risco de deslizamentos de encosta. Vista para norte a partir do afloramento HZ-626, Linha São Luiz, Município de Faxinal do Soturno.

Recomenda-se que seja feito o devido estudo e monitoramento destas áreas de risco. A princípio, devem ter atenção especial as áreas em que os Depósitos gravitacionais foram mapeados e onde ocorrem escarpas de falha, de acordo com o Mapa Geológico. O risco

geológico será ainda mais elevado onde se somam o desmatamento da cobertura original de floresta e a ocupação humana na base das encostas.

As planícies de inundação dos rios são também áreas de risco geológico devido às enchentes. Na área da Folha Agudo, no entanto, estas áreas são quase que totalmente ocupadas por lavouras de arroz, fazendo com que as enchentes não representem risco para a população humana.

5.2. ÁREAS DE PRESERVAÇÃO AMBIENTAL

As áreas de preservação mais importantes da região são os sítios fossilíferos, devidamente cadastrados neste projeto. Alguns destes sítios apresentam fósseis únicos no mundo, sendo fundamental o seu monitoramento pelas instituições competentes.

Para o futuro, deve-se buscar o equilíbrio entre conservação e pesquisa, com a integração entre as comunidades locais e as instituições de pesquisa. A princípio, as comunidades têm maiores condições de promover a conservação dos sítios, pelo seu envolvimento cotidiano com a área dos mesmos. Para tal, é importante um trabalho de educação e conscientização da importância do registro paleontológico contido nos municípios, o que deve ser fomentado pelas instituições de pesquisa, em função do conhecimento que as mesmas detêm.

Os pesquisadores devem ter o compromisso direto com a conservação dos sítios. Pelo seu conhecimento técnico, é importante que os mesmos detectem situações de risco, como erosão, ocupação humana, retirada de material de empréstimo, etc., e comuniquem às instituições responsáveis. A própria coleta também deve ser feita de forma racional, de modo a não destruir áreas adjacentes do afloramento.

Como ação objetiva, é fundamental a desapropriação dos sítios. Isto está em tramitação pelas instituições competentes, para alguns sítios. Sobre esta questão, apenas se acrescenta aqui que a área a ser desapropriada deve ser definida por critérios de impacto ambiental. O sítio fossilífero é passível de sofrer influência de fatores impactantes provenientes de uma área, maior ou menor, em torno do mesmo, e o poder público deve ter influência sobre toda esta área. Como exemplo, cita-se a ação da água superficial na erosão dos sítios. Na medida em que a área a montante, referente à bacia de captação desta água superficial, possa ser desapropriada, maior a liberdade do poder público de realizar ações que visem minimizar os processos erosivos. Um caso deste tipo ocorre no “Sítio Linha São Luiz”,

no Município de Faxinal do Soturno, em que um canal de água superficial corta o afloramento (Fig. 56). A água é proveniente de uma área de pastagem a montante, que é afetada por processos erosivos, resultando em ravinações. O poder público deve ter livre acesso a esta área para a realização de obras de disciplinamento das águas, caso contrário apenas soluções paliativas no sítio fossilífero propriamente dito poderão ser tomadas.



Figura 56 – Vista de um canal de escoamento de água pluvial que corta o sítio fossilífero Linha São Luiz (Município de Faxinal do Soturno), intensificando os processos erosivos, o que resulta na perda de material fóssil. Vista para baixo, a partir de ponto situado a montante.

Outras áreas importantes para conservação ambiental são aquelas de floresta nativa, na Escarpa da Serra Geral e ao longo das drenagens. Toda a área da Folha Agudo sofre impacto da atividade agrícola, no sul pela orizicultura, e no norte por culturas diversas, em especial o fumo. No sul da Folha, as áreas de floresta praticamente se restringem, quando ainda existentes, às margens de drenagens, sendo sua conservação obrigatória por lei. Já no norte da Folha, algumas áreas ainda contêm núcleos de floresta nas encostas, embora, em determinados casos, os mesmos sejam compostos por vegetação secundária, produto da recuperação natural de antigas áreas de lavoura. A sua preservação é importante por serem estas as áreas com a maior biodiversidade da região, e o registro, apesar de alterado, da flora e

da fauna originais. Além disso, a conservação destas áreas é fundamental para a manutenção dos mananciais e para minimizar os riscos de deslizamentos de encosta.

As áreas de encosta têm potencial para turismo ecológico, com a possibilidade de realização de trilhas, atividades de escalada, etc. Dessa forma, sugere-se a conservação das áreas de floresta ainda existentes nas encostas da parte norte da Folha como áreas de proteção ambiental, e o posterior estudo de suas potencialidades para o turismo.

É importante salientar que já foi realizado um trabalho de caracterização ambiental da região da Quarta Colônia (Itaqui, 2002), que abrange cerca de 60% da área da Folha Agudo. Este trabalho inclui o inventário de flora e fauna e a cartografia das áreas.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Os principais resultados e conclusões deste Projeto referem-se á estratigrafia, e implicam na revisão da coluna estratigráfica do Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul, com uma comparação entre a litoestratigrafia e a estratigrafia de seqüências. Para o Cenozóico, foi proposta uma unidade nova, de caráter informal. No caso do Triássico, as seqüências apresentam uma estreita relação com as unidades bioestratigráficas, o que tem grande aplicabilidade na prospecção de fósseis. As principais conclusões estão sumarizadas, como segue.

- (1) A Formação Pirambóia foi redefinida como uma seqüência deposicional, com idade do Lopingiano.
- (2) As seqüências Santa Maria 1 (Ladiniano) e 2 (Carniano) foram pela primeira vez cartografadas fora da área em que foram definidas, na forma de (associações de) fácies da unidade litoestratigráfica Formação Santa Maria. Estas unidades correspondem, de modo aproximado, à amplitude das Zonas de associação de *Therapsida* e *Rhynchosauria*, respectivamente. No caso da Seqüência Santa Maria 1, duas (associações de) fácies foram cartografadas, Arenitos e conglomerados intercalados e Lutitos.
- (3) O contato inferior da Formação Caturrita (Noriano) foi considerado discordante. Do ponto de vista da estratigrafia de seqüências, a Seqüência Caturrita foi individualizada, sendo separada da Seqüência Santa Maria 2, uma vez que em trabalhos anteriores o contato entre as duas unidades era considerado gradacional.
- (4) A Formação (Seqüência) Guará (Juro-Cretáceo), definida na região ocidental do Rio Grande do Sul, foi pela primeira vez identificada e cartografada na região central do Estado.
- (5) As formações Botucatu e Serra Geral (Cretáceo Inferior) foram reunidas em uma única seqüência deposicional, a Seqüência Botucatu-Serra Geral, em virtude de sua clara interdigitação. A cartografia geológica desta unidade demonstrou que, na área da Folha Agudo, os derrames do vulcanismo Serra Geral assentam-se geralmente sobre uma unidade mais antiga que a Formação Botucatu, a Formação Guará.

- (6) Uma unidade informal composta por corpos intrusivos rasos mapeáveis na escala 1:100.000 foi proposta, denominada de Intrusivas São João do Polêsine, com idade sugerida do Cretáceo Inferior.
- (7) Uma unidade informal, com idade sugerida do Pleistoceno, foi proposta e cartografada, sendo denominada de Laterita Formigueiro. Esta unidade marca uma fase climática menos úmida, com clima sazonal, em que se desenvolviam crostas lateríticas.

A partir destas conclusões, recomenda-se o mapeamento nos sentidos oeste e leste, para a verificação da real área de afloramento da Formação Guará, que deve ser bem mais extensa do que até então era considerado. Também se recomenda um estudo pormenorizado das relações de contato das formações Guará, Botucatu e Serra Geral em áreas adjacentes, em virtude de um provável diacronismo destas unidades, tornando este intervalo estratigráfico mais complexo do que anteriormente suspeitado. Finalmente, recomenda-se mapeamento da Laterita Formigueiro em outras folhas, especialmente no sentido oeste, bem como estudos de correlação estratigráfica, a fim de se verificar sua correspondência com unidades fossilíferas com idades do Pleistoceno, como no sítio Sanga da Cruz, no Município de Alegrete, e nos sítios do Arroio Touro Passo, no Município de Uruguaiana.

Em relação à demanda dos municípios da Quarta Colônia, realizou-se o cadastramento dos sítios fossilíferos, os quais ainda foram situados no contexto geológico. Este resultado tem a importância de permitir que as instituições responsáveis possam definir áreas preferenciais para preservação do acervo paleontológico, e conhecer as áreas com a possibilidade de se encontrar novos sítios fossilíferos.

Recomenda-se o mapeamento geológico e de uso e ocupação do solo em escalas maiores, para se detalhar as áreas com maior ocorrência de sítios fossilíferos, a fim de se definir estratégias de conservação, em um prazo mais longo. Apesar disso, foi imprescindível este mapeamento geológico em uma escala relativamente pequena, pois somente assim foi possível a caracterização e a solução dos principais problemas geológicos. Isto se deve ao fato de que as questões relativas à definição de unidades estratigráficas e de suas relações de contato são solucionadas através da observação geológica ao longo de uma área maior, que uma folha na escala 1:100.000 proporciona.

Deseja-se que o Mapa Geológico da Folha Agudo venha a dar o devido suporte aos anseios das comunidades da Quarta Colônia em seu relevante projeto de desenvolvimento do turismo paleontológico. Em termos científicos, espera-se que o mapa seja um exemplo concreto da importância da integração entre geologia e paleontologia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREIS, R. R.; BOSSI, G. E.; MONTARDO, D. K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais* Balneário de Camboriú, 1980. p. 659-673.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. *Basin analysis: principles and applications*. Oxford: Blackwell, 1990. 451 p.

BARBERENA, M. C. Bioestratigrafia preliminar da Formação Santa Maria. *Pesquisas*, Porto Alegre, v. 7, p.111-129, 1977.

BLUM, M. D.; TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, v. 47 (supl.), p. 2-48, 2000.

BONAPARTE, J. F. Faunal replacement in the Triassic of South America. *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 2, n. 3, p. 262-371, 1982.

BOLZON, R.T.; GUERRA-SOMMER, M.; MIRLEAN, N.; VIEIRA, C.E.; SCHERER, C.M.S.; MARCHIORI, J.N.C. Tafonomia dos fósseis de coníferas de Faxinal do Soturno (Triássico), Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 8, Corrientes, 2002. *Resúmenes...* Corrientes, Argentina, 2002. p.30.

BORTOLUZZI, C. A. *Contribuição à geologia da região de Santa Maria, estado do Rio Grande do Sul*. 1971. 1 v. Dissertação (Mestrado) Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1971.

BORTOLUZZI, C. A. Contribuição à geologia da região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, Porto Alegre, v. 4, n.1, p.7-86, 1974.

BRENA, D. A.; LONGHI, S. J. Inventário florestal. In: ITAQUI, J. (Org.), Quarta Colônia: inventários técnicos. Santa Maria : CONDESUS Quarta Colônia, 2002. p. 34-136.

BROOKFIELD, M. E. 1992. Eolian systems. In: WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (Eds.) *Facies models: response to sea level change*. Toronto: Geological Association of Canada, 1992. p. 143-156.

CLOETINGH, S. Intraplate stresses: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VanWAGONER, J. C.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 19-29. (Special Publication, 42)

COSTA DA SILVA, R.; SEDOR, F.A.; MONTEIRO-FILHO, E.L.A. Pegadas fósseis de Tetrapoda da Bacia do Paraná, Brasil. In: Revisões em Zoologia I – Volume Comemorativo

dos 30 anos do Curso de Pós-Graduação em Zoologia da Universidade Federal do Paraná. Curitiba: SEMA/PR, 2006. p. 239-253.

CURRIE, B. S. Sequence stratigraphy of non-marine Jurassic-Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p.1206-1222, 1997.

Da-ROSA, A. A. S. *Paleoalterações em depósitos sedimentares de planícies aluviais do Triássico Médio a Superior do sul do Brasil: caracterização, análise estratigráfica e preservação fossilífera*. 2005. 1 v. Tese (Doutorado em Geologia) Universidade do Vale do Rio dos Sinos. São Leopoldo, 2005.

DECKART, K.; FÉRAUD, G.; MARQUES, L.; BERTRAND, H. New time constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v.80, p. 67-83, 1998.

DENTZIEN-DIAS, P. C.; SCHULTZ, C. L.; SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E., 2005. The fossil record from Guará Formation (Upper Jurassic?), Southern Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE PALEONTOLOGIA DE VERTEBRADOS., 2, Rio de Janeiro, 2005. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro, 2005. p. 93.

DUTRA, T. L.; CRISAFULLI, A. Primeiro registro de uma associação de lenhos e ramos de coníferas em níveis do final do Triássico Superior no sul do Brasil (Bacia do Paraná, Formação Caturrita). In: CONGRESSO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 8, Corrientes, 2002. *Resúmenes...* Corrientes, Argentina, 2002. p. 32.

DUTRA, T.L.; FACCINI, U.F. First record of vegetative shoots of a conifer associated with seed cone and wood in the Late Triassic of Southern Brazil. In: BROCK, G.; TALENT, J.A. (Eds.). INTERNATIONAL PALEONTOLOGICAL CONGRESS, 1, Sydney, 2002. *Abstracts...* Sydney: Geological Society of Australia, 2002. p. 203–204.

FACCINI, U. F. O Permo-Triássico do Rio Grande do Sul. Uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais. 1989. 133p Dissertação (Mestrado) -Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1989.

FACCINI, U. F. Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação. 2000. 332p Tese (Doutorado) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

FACCINI, U. F.; SCHERER, C. M. S.; NOWATZKI, C. H. Breve panorama sobre a estratigrafia do Permo-Triássico da borda sudeste da Bacia do Paraná: conjecturas e refutações. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS*, Porto Alegre, v. 1, p.13-18, 1995. (Série Ciências da Terra)

FERIGOLO, J. Esfenodontídeos do Neo-Triássico/?Jurássico do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.) *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre: UFRGS/CIGO, 2000. p. 236–245.

- FERIGOLO, J.; LANGER, M. C. A Late Triassic dinosauriform from South Brazil and the origin of the ornithischian premaxillary bone. *Historical Biology*, p. 1-11, 2006.
- FERNANDES, A.C.S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I.S.; ABREU, C.J. Guia dos Icnofósseis de Invertebrados do Brasil. Rio de Janeiro: Interciência, 2002. 260p.
- FRANZESE, J.; SPALLETTI, L.; PÉREZ, I. G.; MACDONALD, D. Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *South American Earth Sciences*, v.16, p.81-90, 2003.
- GALLOWAY, W. E. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*, v.73, n.2, p.125-142, 1989.
- GAMERMANN, N. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas*, Porto Alegre, n.2, p.5-36, 1973.
- GIL, C. A. A.; LOPES, R. C. Mapa Geológico da Folha Agudo (SH.22-V-C-V). In: RAMOS, W.; SANTOS, A. P.; SANTOS E. L.; LOPES, R. C. (Coords.), Projeto Borda Leste da Bacia do Paraná, Integração Geológica e Avaliação Econômica. Porto Alegre, DNPM/CPRM, 1986.
- GORDON JR., M. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos*, DNPM, v.38, p.1-20, 1947.
- HÄLBICH, I. W. A tectonogenesis of the Cape Fold Belt. In: SÖHNGE, A. P. G.; HÄLBICH, I. W. (Eds.) *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Johannesburg : Geological Society of South Africa, 1983. p. 165-175. (Geological Society of South Africa Special Publication, v. 12)
- HÄLBICH, I. W.; FICHT, F. J.; MILLER, J. A. Dating the Cape Orogeny. In: SÖHNGE, A. P. G.; HÄLBICH, I. W. (Eds.) *Geodynamics of the Cape Fold Belt*. Johannesburg : Geological Society of South Africa, 1983. p. 149-164. (Geological Society of South Africa Special Publication, v. 12)
- HILLER, N.; STAVRAKIS, N. Permo-Triassic fluvial systems in the southeastern Karoo Basin, South Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 45, p. 1-21, 1984.
- HOLZ, M.; SCHULTZ, C. S. Taphonomy of the South Brazilian Triassic herpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, v.31, p.335-345, 1998.
- INTERNATIONAL UNION OF GEOLOGICAL SCIENCES (IUGS). INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC COMMISSION. *International Stratigraphic Chart*. [Ontario, Canada], 2005.
Disponível em: <<http://www.stratigraphy.org/cheu.pdf>>. Acesso em 21 mar.2007.
- ITAQUI, J. Quarta Colônia: inventários técnicos. Santa Maria: CONDESUS Quarta Colônia, 2002. 256p.

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOWELL, J. A.; LONG, D.; STOLLHOFEN, H., Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. *Journal of the Geological Society of London*, v.157, p. 513-516, 2000.

JOHNSON, M. R. Sandstone petrography, provenance and plate tectonic setting in Gondwana context of the southeastern Cape-Karoo Basin. *South Africa Journal of Geology*, v. 94 , n. 2/3, p. 137-154, 1991.

JUSTUS, J. O.; MACHADO, M. L. A.; FRANCO, M. S. M., 1986. Geomorfologia. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE. *FOLHA SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim* : geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1986. 796 p. (Levantamento de Recursos Naturais, v.33, p. 309-400.

KEIDEL, J. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sud África y los Andes. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 1916. v. 11, n. 3, p. 1-78.

KERR, P. F. *Optical mineralogy*. 4.ed. New York: McGraw-Hill, 1977. 492p.

LARSON, R. L. The Mid-Cretaceous superplume episode. *Scientific American*, fevereiro de 1995, p. 66-70.

LAVINA, E. L. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná*. 1991. 333 f. Tese (Doutorado) - Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1991.

LAVINA, E.; FACCINI, U. F.; RIBEIRO, H. J. P. S. A Formação Pirambóia (Permo-Triássico) no Estado do Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.16, n.38, p.179-197, 1993.

LAVINA, E. L.; SCHERER, C. M. S. *Arquitetura estratigráfica da sedimentação Neopermiana na região oeste do estado do Rio Grande do Sul*: mapas geológicos preliminares 1:50.000. Porto Alegre: s. n. , 1997

LEGARRETA, L.; ULIANA, M. A. Anatomy of hinterland depositional sequences: Upper Cretaceous fluvial strata, Neuquén Basin, West-Central Argentina. In: SHANLEY, K. W.; McCABE, P. J. (Eds.) Relative role of eustasy, climate, and tectonism in continental rocks. *SEPM Special Publication*, v. 59, p. 83-92, 1998.

LOPES, R. C.; LAVINA, E. L.; FACCINI, U. F.; MILANI, E. J.; WILDNER, W. *Geologia da Província Paraná*. Porto Alegre : CPRM, 2003. (Inédito)

LÓPEZ-GAMUNDI , O. R.; ESPEJO, I. S.; CONAGHAN, P. J.; POWELL, C. McA. Southern South America. In: VEEVERS, J. J. ; POWELL, C. McA. (Eds.) Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland. *Geological Society of America Memoir*, v. 184, p. 281-139, 1994.

LÓPEZ-GAMUNDI, O. R.; ROSSELLO, E. A. Basin fill evolution and paleotectonic patterns along the Samfrau geosyncline : the Sauce Grande Basin – Ventana Foldbelt (Argentina) and Karoo Basin – Cape Foldbelt (South Africa) revisited. *Geologische Rundschau*, v. 86, p. 819-834, 1998.

LUCAS, S. G. Global Triassic biostratigraphy and biochronology. *Paleogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, v. 143, p. 347-384, 1998.

MACHADO, J. L. F. *Compartimentação espacial e arcabouço hidroestratigráfico do Sistema Aquífero Guarani no Rio Grande do Sul*. 2005. 254p Tese (Doutorado) - Universidade do Vale do Rio dos Sinos, São Leopoldo, 2005.

MARTINSEN, O. J.; RYSETH, A.; HELLAND-HANSEN, W.; FLESHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDIL, S. Stratigraphic base-level and fluvial architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rock Springs Uplift, SW Wyoming, USA. *Sedimentology*, v. 46, p. 235-259, 1999.

MIALL, A. D. Facies architecture in clastic sedimentary basins. In: KLEINSPEHN, K. ; PAOLA, C. (Eds.) *New perspectives in basin analysis*. New York: Springer-Verlag, 1988. p. 67-81.

MIALL, A. D. Stratigraphic sequences and their chronostratigraphic correlation. *Journal of Sedimentary Petrology*, v.61, n.4, p.497-505, 1991.

MILANI, E.J. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. 1997. 2 v. Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

MILDER, S. E. S. *Arqueologia do sudoeste do Rio Grande do Sul: uma perspectiva geoarqueológica*. 2000 Tese (Doutorado), Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

MINCATO, R. L. *Metalogenia dos elementos do grupo da platina com base na estratigrafia e geoquímica da província ígnea continental do Paraná*. 2000. 172 f. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências. Universidade Estadual de Campinas. Campinas, 2000.

MOUNTNEY, N.; HOWELL, J.; FLINT, S.; JERRAM, D. Relating eolian bounding-surface geometries to the bed forms that generated them: Etjo Formation, Cretaceous, Namibia. *Geology*, v.27, p. 159-162, 1999.

MPODOZIS, C.; RAMOS, V. The Andes of Chile and Argentina. In: ERICKSEN, G. E.; CAÑAS PINOCHET, M. T.; REINEMUND, J. A. (Eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Houston : Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, 1989. p. 59-90. (Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series, v. 11)

NEVELING, J. *Stratigraphic and sedimentological investigation of the contact between the Lystrosaurus and the Cynognathus Assemblage zones (Beaufort Group: Karoo Supergroup)*. South Africa: Council for Geoscience, 2004. 165 p. (Bulletin 137)

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás*, v.12, n.3, p.291-346, 1969.

OLIVEIRA, E. V. Perspectivas para a pesquisa geopaleontológica no Cenozóico continental do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil. *Comunicações do Museu de Ciência e Tecnologia*, Porto Alegre, UBEA/PUCRS, v. 1, p. 75-84, 1995. (Série Ciência da Terra)

PETRY, K.; ALMEIDA, D. del P. M.; ZERFASS, H. O vulcanismo Serra Geral em Torres, Rio Grande do Sul, Brasil: empilhamento estratigráfico local e feições de interação vulcano-sedimentar. *Gaea*, v.1, n.1, p. 34-45, 2005.

PIÑEIRO, G.; VERDE, M.; UBILLA, M.; FERIGOLO, J. First basal synapsids ("pelycosaurs") from the Upper Permian-?Lower Triassic of Uruguay, South America. *Journal of Paleontology*, v. 77, n.2, p.389-392, 2003.

PIRES, E. F. *Sommerxylon spiralosus n. gen. et n. sp no Mesozóico do Rio Grande do Sul: significado taxonômico e paleoclimático*. 2003. 1 v. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

POSAMENTIER, H. W.; JERVEY, M. T.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition I - conceptual framework. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VanWAGONER, J. C.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 109-124. (Special Publication, 42)

POSAMENTIER, H. W.; VAIL, P. R. Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tracts models. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VanWAGONER, J. C.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 125-154. (Special Publication, 42)

RAMGRAB, G. E.; WILDNER, W.; LOPES, R. C.; FAVILLA, C. A. C.; SILVA, M. A. S.; SACHS, L. L. B.; SILVA, V. A.; BATISTA, I. H. Folha SH.22 – Porto Alegre. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. (Eds.) *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. programa Geologia do Brasil*. Brasília, CPRM, 2004.

RAMOS, V. A. El magmatismo Triásico-Jurásico de intraplaca. In: RAMOS, V. A. (Ed.) *Geología y recursos minerales de Mendoza*. Asociación Geológica Argentina, 1993. p. 79-86.

RAMOS, V. A. Evolución tectónica de la Alta Cordillera de San Juan y Mendoza. In: RAMOS, V. A. et al. (Eds.) *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Anales [da] Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Buenos Aires, v.24, n.16, p. 447-460, 1996.

RENNE, P. R. Geochronology of the Paraná-Etendeka igneous province. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts...* Campos do Jordão: ISSGA, 1997. p. 20-23.

ROGERS, R. R.; SWISHER, C.C.; SERENO, P. C.; MONETTA, A.M.; FOSTER, C. A.; MARTINEZ, R. N. The Ischigualasto tetrapod assemblage (Late Triassic, Argentina) and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of dinosaur origins. *Science*, v. 260, p.794-797. 1993.

ROSSA, N.; MENDOZA, N. Manifestaciones volcánicas em la Cuenca Triásica de Barreal-Calingasta, San Juan. In: CONGRESO GEOLÓGICO ARGENTINO, 14, Salta, 1999. *Actas...* Salta : Asociación Geológica Argentina, 1999. v. 2, p. 171-174.

RUBERT, R. R.; SCHULTZ, C. L. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v.31,n.1, p. 71-88, 2004.

SCHERER, C. S.; DA-ROSA, A. A. S. Um equídeo fóssil do Pleistoceno de Alegrete, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, Porto Alegre, v. 30, n. 2, p. 33-38, 2003.

SCHERER, C. M. S.; FACCINI, U. F.; BARBERENA, M. C.; SCHULTZ, C. L.; LAVINA, E. L. Bioestratigrafia da Formação Santa Maria: utilização das cenozonas como horizontes de correlação. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS*, Porto Alegre, v. 1, p.33-42, 1995. (Série Ciências da Terra)

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. Aloformação Guará: uma nova unidade estratigráfica mesozóica na porção meridional da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 3, Barra do Garças, 1997. *Resumos...* Barra do Garças: SBG, 1997. p. 36-37.

SCHERER, C. M. S. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentology*, v.49, p. 97-116, 2002.

SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. Sedimentary cycles and facies architecture of aeolian-fluvial strata of the Upper Jurassic Guará Formation, southern Brazil. *Sedimentology*, v.52, p. 1323-1341. 2005.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R.; NOGUEIRA, A. A.. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Porto Alegre. *Anais...* Porto Alegre : SBG, 1974. v. 1, p. 41-65.

SCHULTZ, C. L. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em microfósseis: problemas e perspectivas. *Comunicações do Museu de Ciências e Tecnologia, UBEA/PUCRS*, Porto Alegre, v. 1, p. 25-32, 1995. (Série Ciências da Terra)

SCHULTZ, C. L.; SCHERER, C. M. S.; LAVINA, E. L. Dinosaur's footprints from Guará Formation (Upper Jurassic), Paraná Basin, Southern Brazil. In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGIA Y BIOESTRATIGRAFIA, 8. Abstracts, 64 pp., 2002.

SCHULTZ, C. L.; SOARES, M. B. Proposta de nova denominação para a Cenozona de Ictidosauria, do Triássico Superior (Formação Caturrita) do Rio Grande do Sul. *Ciência e Natura*, Santa Maria, p. 41, 2006. (Edição Especial, V Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados)

SHANLEY, K. W.; McCABE, P. J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *AAPG Bulletin*, v.78, n.4, p.544-568, 1994.

SLOSS, L. L. Sequences in the cratonic interior of North America. *Geological Society of America Bulletin*, v. 74, p.93-114, 1963.

SLOSS, L. L. Forty years of sequence stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, v.100, p.1661-1665, 1988.

SMITH, R. M. H. Changing fluvial environments across the Permian –Triassic boundary in the Karoo Basin, South Africa and possible causes of tetrapod extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 117, p. 81-104, 1995.

SILVA, R. C.; FERIGOLO, J.; RIBEIRO, A. M.; CARVALHO, I. S.; FERNANDES, A. C. S. Ocorrência de pegadas fósseis no Grupo Rosário do Sul, Triássico do Estado do Rio Grande do Sul. *Paleontologia em Destaque*, n. 49, p. 38. 2005.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M., Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v.121, p. 333-348, 1994.

ULIANA, M. A.; BIDDLE, K. T.; CERDAN, J. Mesozoic extension and the formation of Argentine sedimentary basins. In: TANKARD, A. J.; BALKWILL, H. R. (Eds.) *Extensional tectonics and stratigraphy of North Atlantic margins. AAPG Memoir*, v. 46, p. 599-614, 1989.

VAIL, P. R.; MITCHUM, R. M.; TODD, R. G.; WIDMIER, J. M.; THOMPSON, S.; SANGREE, J. B.; BUBB, J. N.; HATELID, W. G. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: PAYTON, C. P. (Ed.), *Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir*, v.26, p.49-212, 1977.

VanWAGONER, J. C.; POSAMENTIER, H. W.; MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SARG, J. F.; LOUTIT, T. S.; HARDENBOL, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: WILGUS, C. K.; HASTINGS, B. S.; POSAMENTIER, H. W.; VanWAGONER, J. C.; ROSS, C. A.; KENDALL, C. G. (Eds.) *Sea-level changes: an integrated approach*. Tulsa: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, 1988. p. 39-45. (Special Publication, 42).

VEEVERS, J. J.; POWELL, C. McA.; COLLINSON, J. W.; LOPEZ-GAMUNDI, O. R. Synthesis. In: VEEVERS, J. J.; POWELL, C. M.Ca. (Eds.), *Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the panthalassan margin of Gondwanaland. Geological Society of America Memoir*, v.184, p.331-353, 1994.

VEIGA, G. D.; SPALLETTI, L. A.; FLINT, S. Aeolian/fluvial interactions and high resolution sequence stratigraphy of a non-marine lowstand wedge: the Avilé Member of the Agrio Formation (Lower Cretaceous), central Neuquén Basin, Argentina. *Sedimentology*, v.49, p. 1001-1019, 2002.

WILDNER, W.; SANTOS, J. O. S.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J. Clímax final do vulcanismo Serra Geral em 135 Ma: primeiras idades U-Pb em zircão. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43, Aracaju, 2006. *Anais...* Aracaju : SBG, 2006. 1 CD ROM

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. da C.; IGLESIAS, C. M. da F. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Porto Alegre: CPRM, 2005. 1 mapa color., 110 x 166 cm. Escala 1:750.000. (Projeto Mapas Estaduais – PME) (Inédito)

WRIGHT, V. P.; MARRIOTT, S. B., 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, v. 86, p. 203-210.

ZERFASS, H.; GARCIA, A. J. V.; SUSCZYNSKI, A. M.; LAVINA, E. L. 2000. Análise de proveniência nos arenitos neopermianos e triássicos da Bacia do Paraná na região de São Pedro do Sul (RS): uma contribuição para arquitetura estratigráfica e evolução tectono-sedimentar. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.23, n. 51, p.61-84, 2000.

ZERFASS, H. *História tectônica e Sedimentar do Triássico da Bacia do Paraná (Rio Grande do Sul, Brasil) e Comparação Geológica com as Bacias de Ischigualasto e de Cuyo (Argentina)*. 2003, 191p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2003.

ZERFASS ,H.; LAVINA, E. L.; SCHULTZ, C. L.; GARCIA, A. J. V. ; FACCINI, U. F.; CHEMALE Jr. , F. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil : a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and plaeoclimate. *Sedimentary Geology*, v. 161, p. 85-105, 2003.

ZERFASS ,H.; CHEMALE Jr., F.; SCHULTZ, C. L.; LAVINA, E. L. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, v. 166, p. 265-292, 2004.

ZERFASS ,H.; CHEMALE Jr., F.; LAVINA, E. L. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, v. 8, n. 2, p. 163-176, 2005.

ZHANG, Z.; SUN, K.; YIN, J. Sedimentology and sequence stratigraphy of the Shanxi Formation (Lower Permian) in the northwestern Ordos Basin, China: an alternative sequence model for fluvial strata. *Sedimentary Geology*, v.112, p. 123-136, 1997.

APÊNDICE

SÚMULA DOS DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

Área mapeada (km ²)	2688
Afloramentos descritos	773
Amostras de rocha coletadas	103
Cadastramento mineral	28
Cadastramento sítios fossilíferos	32
Análises petrográficas	20

GLOSSÁRIO PALEONTOLÓGICO

Araucariaceae: família de coníferas que atingiu sua máxima diversidade nos períodos Jurássico e Cretáceo, quando existiram em quase todas as regiões do mundo.

Arenicolites: icnogênero representado por escavações tubulares em forma de “U”, quando o registro fóssil está completo. São perpendiculares ao plano de acamamento das rochas, são bastante variáveis no que diz respeito ao tamanho, ao diâmetro do tubo, à distância entre os limbos e à profundidade da escavação.

Cenozona: ver Zona de Associação.

Chiniquodontídeo: família de cinodontes carnívoros de pequeno porte, até o porte de um cão, do Triássico Superior da América do Sul e Europa, e talvez do Triássico Médio da África, e ainda do Jurássico Inferior da China. O nome da família faz referência à região do Chiniquá, São Pedro do Sul (RS).

Cinodonte [*L. cynos* = cão + *Gr. odous* = dente ; dentes de cão]: estes “dentes de cão”, o que o nome significa, são o grupo de mais sucesso entre os terápsidas, e incluem os grandes carnívoros cinognatídeos, os grandes herbívoros traversodontídeos, e os pequenos e extremamente mamaliaformes tritilodontídeos e tritheledontídeos.

Coprólito [*Grego: copros* = fezes; *litos* = rocha]: fezes fossilizadas de vertebrados herbívoros e carnívoros, importantes para estudar os itens alimentares preferenciais dos mesmos, e inclusive a presença de alguns grupos, apenas conhecidos pelos restos encontrados nos coprólitos.

Dicinodonte [*Gr. di* = duplo + *L. cynos* = cão + *Gr. odous* = dente; dois dentes de cão): herbívoros do grupo dos terápsidas, comuns no mundo todo, durante o Permiano e o Triássico. Como seu nome indica, apresentavam apenas dois dentes superiores, embora não todos, e possivelmente uma espécie de bico córneo cortante.

Dinossauro [*Gr. déinos* = terrível + *sauro* = lagarto; lagarto terrível]: grupo de arcossauros que surgiram no Triássico Superior, em torno de 220 a 230 milhões de anos, e se

extingiram no final do Cretáceo, após 65 milhões de anos de domínio sobre a Terra, extinção esta possivelmente devido à queda de meteoros que mudaram as condições climáticas. São divididos em dois grandes grupos, os saurísquios (sauro + isquio = pelve de sauro) e os ornitísquios (ave + isquio = pelve de ave); um pequeno grupo, as aves, derivadas dos saurísquios, não dos ornitísquios, persiste até hoje.

Equídeo [*L. Equus* = cavalo]: família de mamíferos ungulados, os *Equidae*, que inclui os cavalos e fósseis relacionados.

Esfenodontídeo: grupo de répteis muito primitivos, que surgiram no Triássico Superior, mas com apenas duas espécies recentes na Nova Zelândia. Estas apresentam caracteres tão primitivos, como um forame parietal, um olho pineal, e vértebras anficélicas e notocordais, perdidas pelos demais répteis já no Mesozóico. A origem do grupo deve ter se dado próximo ou até antes da dicotomia entre *Archosauromorpha* e *Lepidosauromorpha*.

Iconofóssil: evidência da atividade de um organismo preservada em rocha sedimentar (Leonardi, 1987, *in* Costa da Silva *et al.*, 2006).

Iconogênero: um paratáxon (ou icnotáxon) que contém uma ou mais icnoespécies. Constitui o icnotáxon mais importante na Paleoicnologia. A definição é totalmente morfológica e não implica em relações sistemáticas ou filogenéticas. Um iconogênero não corresponde necessariamente a um único gênero de produtor dos iconofósseis, mas pode evidenciar a atividade similar de vários gêneros de produtores (Leonardi, 1987, *in* Costa da Silva *et al.*, 2006).

Ictidosauria: antiga denominação de *Trithelodontidae*; são pequenos cinodontes do final do Triássico e início do Jurássico. Eram insetívoros de pequeno porte, com dentes com lâminas cortantes, o palato secundário longo e barra pós-orbital ausente, além de uma dupla articulação crânio-mandibular.

Lystrosaurus: foi um notável dicinodonte herbívoro, das dimensões de um porco, que por razões desconhecidas sobreviveu à grande extinção permo-triássica. Notável também pelo fato de o gênero ter dominado no início do Triássico, tendo sido, em todos os continentes

(Antártica, Índia, África do Sul e América do Sul), e por muitos milhões de anos, o mais comum vertebrado, caso único conhecido.

Mamaliforme: os terápsidas são impropriamente chamados “répteis-mamaliformes”, porque não são absolutamente répteis por estarem muito próximos dos mamíferos, dos quais já apresentam muitos caracteres.

Mammaliamorpha: grupo de cinodontes não devidamente hierarquizado, com características comuns aos mamíferos.

Ornithopoda [Gr. *ornis*, ave + *pous* = pé; pé de ave]: estes dinossauros ornitíscios, herbívoros, são caracterizados por apresentarem três (daí o nome “pé de ave”) ou quatro dedos nos mais primitivos representantes, um bico córneo e um púbis alongado, além de lhes faltar a janela na mandíbula. Como eram bípedes e leves, com cerca de um metro de comprimento, supõe-se que eram rápidos, e de hábitos pastadores. Posteriormente tornaram-se maiores e semiquadrúpedes, sem nunca terem atingido o sucesso dos saurópodos.

Paleotetrápodos (antigos tetrápodos): são vertebrados fósseis com quatro patas ou membros, e incluem os anfíbios, os “répteis” (inclusive as cobras), as aves e os mamíferos; mas excluem os peixes, com ou sem nadadeiras.

Pelicossauros [Gr. *pelyx* = vela + *sauros* = lagarto; lagarto a vela): foram sinápsidas que surgiram no final do Carbonífero e se extinguiram no final do Permiano. Tinham longos processos espinhosos nas vértebras, que em vida suportavam membranas com funções termorregulatórias. Existiram na Europa, América do Norte e do Sul, e África do Sul. *Pelycosauria* é grupo parafilético por não incluir *Therapsida* e *Mammalia*, pelo que hoje são denominados “sinápsidas basais”.

Podocarpaceae: família de coníferas (*Coniferophyta*) que compreende árvores ou arbustos resinosos de folha persistente, constituída por 18 ou 19 gêneros. Sua distribuição atual evidencia um caráter relictual, compreendendo alguns gêneros presentes sobretudo nas montanhas das regiões tropicais e subtropicais do Hemisfério Austral. Entre estes podemos citar *Podocarpus*, *Dacrydium* e *Phyllocladus*.

Procolofonídeos: são pequenos répteis herbívoros, primitivos, que viveram do Permiano Superior ao final do Triássico. Considerados anápsidas, com uma fenestra pós-temporal como nas tartarugas, e incluídos nos parareptilia juntos com outros grupos. Antigamente eram incluídos no que se chamava de “cotilossauros”.

Rhynchocephalia: para *sphenodon*, o único representante atual dos esfenodontídeos (veja acima) foi proposta a ordem *Rhynchocephalia*, que incluiria também seus parentes fósseis. Infelizmente muitas espécies não relacionadas foram incluídas na ordem, de modo que um novo nome, *Sphenodontia*, foi proposto para incluir apenas *sphenodon* e os fósseis a ele relacionados.

Rhynchosauria (Rincossauros) [gr. *rhynchos*= *bico* + *sauros* = lagarto; lagarto com bico]: eram répteis diápsidas (duas fenestras temporais no crânio), relacionados mas mais primitivos do que os arcossauros. Foram os herbívoros mais abundantes durante o Triássico Superior, ocorrendo em camadas de quase todos os continentes, sendo por isto considerados fósseis-guias. Tinham características muito especiais, como um “bico” formado pelos ossos pré-maxilares, que ocluía entre as duas extremidades dos dentários, além de várias fileiras de dentes maxilares, separadas por um ou dois sulcos longitudinais.

Saurópodo: uma das grandes subdivisões dos saurísquios, junto com os terópodos, estes foram os maiores dinossauros herbívoros, quadrúpedes, com cabeça e cérebro pequenos, e pescoço e cauda longos. Surgiram no final do Triássico mas diversificaram só no Jurássico Médio, tendo chegado até o Cretáceo Superior, com sucesso em todos os continentes exceto Antártica. Seu peso enorme, narinas muito recuadas, entre outros caracteres, levaram alguns a sugerir hábitos anfíbios.

Skolithos: escavações tubulares simples, cilíndricas, orientadas verticalmente em relação à estratificação, com comprimento sempre maior que a largura (Fernandes *et al.*, 2002).

Taxácea: família de coníferas (*Coniferophyta, Taxaceae*) constituída por arbustos monóicos ou dióicos, não resinosas, de casca delgada que se desprende em escamas ou tiras. Caracteriza-se por ter folhas planas ou aciculares dispostas em espiral. Atualmente é predominante em latitudes setentrionais.

Tecodonte [Gr. *theke* = bainha, alvéolo + *odous* = dente; dentes em alvéolos]: antigo nome de arcossauros basais, dos quais se supunha tivessem derivado os demais arcossauros. Teriam surgido no final do Permiano e desaparecido no final do Triássico. Atualmente considera-se os tecodontes mais como a “cesta de lixo” dos arcossauros: todo arcossauro basal que não seja dinossauro, pterossauro ou crocodilo.

Terópodo [pés de besta]: foram dinossauros saurísquios (isquio de sauro, isto é, pelve de lagarto), carnívoros, cujo representante melhor conhecido é o *Tyrannosaurus rex*. Os primeiros apareceram no Triássico Superior, tendo sido os únicos grandes carnívoros terrestres desde o início do Jurássico até o final do Cretáceo, quando se extinguiram. Na realidade, nem todos: no final do Jurássico, pequenos representantes dos terópodos, os celurossauros, deram origem às aves.

Therapsida: os terápsidas se constituem no principal grupo da classe *Synapsida*, e são os “ancestrais” dos mamíferos. Eles surgiram no final do Permiano e se extinguiram no Jurássico Inferior. Os mais derivados, principalmente, já apresentam vários caracteres dos mamíferos, principalmente a diferenciação dentária, a redução dos ossos pós-dentários, a perda da barra pós-orbital, um longo palato secundário, e a expansão da cavidade craniana.

Traversodontídeo: grupo de cinodontes herbívoros ou omnívoros, de médio a grande porte, com dentes pós-caninos alargados transversalmente, nos quais se observa “bacias” nas quais o alimento era triturado. Eles foram abundantes no Triássico Médio e Superior, desaparecendo no final do Triássico ou início do Jurássico. Em sua dentição, novos dentes eram acrescentados posteriormente, enquanto que os mais anteriores e mais desgastados iam caindo.

Zona de associação: corresponde ao conjunto de estratos caracterizados pela ocorrência de três ou mais táxons em uma associação natural, que o distingue dos estratos adjacentes. Os limites de uma zona de associação são os biohorizontes que marcam a ocorrência da assembléia que a define; entretanto, nem todos os membros da associação devem necessariamente estar presentes para que uma dada seção seja atribuída a uma determinada zona. Também pode ser denominada de cenozona ou zona de assembléia.