

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**TAFONOMIA DE PALEOVERTEBRADOS EM SISTEMAS CONTINENTAIS DO
ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL, BRASIL E DO DEPARTAMENTO DE SAN
JOSÉ, URUGUAI**

CRISTINA BERTONI-MACHADO

ORIENTADOR – Prof. Dr. Cesar Leandro Schultz

CO-ORIENTADOR – Prof. Dr. Richard Alfredo Fariña Tosar (Universidad de la
Republica, Uruguai)

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Átila Augusto Stock da Rosa – Laboratório de Estratigrafia e
Paleobiologia, Universidade Federal de Santa Maria (UFSM).

Prof. Dr. Marcello Guimarães Simões – Instituto de Biociências, Universidade
Estadual Paulista (Unesp), Botucatu.

Prof. Dra. Marina Bento Soares – Instituto de Geociências, Universidade Federal do
Rio Grande do Sul (UFRGS).

Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título
de Doutor em Ciências.

Porto Alegre – 2008

Bertoni-Machado, Cristina

Tafonomia de paleovertebrados em sistemas continentais do estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai./ Cristina Bertoni-Machado. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2008.

[262 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2008.

1. Tafonomia. 2. Sistemas Fluviais. 3. Paleovertebrados. 4. Triássico. Plio-Pleistoceno. I. Título.

Catálogo na Publicação
Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS
Renata Cristina Grun CRB 10/1113

Agradecimentos

Agradecer a todas as pessoas ou instituições que auxiliaram no desenvolvimento de uma tese é sempre assunto complicado. Temos medo de esquecer pessoas importantes, ou de não agradecer o suficiente alguém que leu apenas um parágrafo, mas que deu uma sugestão muito pertinente ou agradecemos demais aqueles que, indiretamente, contribuíram apenas em manter a saúde mental do doutorando, durante os 4 anos da tese. Desta maneira, tentarei colocar em palavras os agradecimentos que gostaria de fazer a todos aqueles que participaram deste processo, e espero não esquecer ninguém!

- ao CNPq e a CAPES, que financiaram os estudos aqui e no exterior, através de concessão de Bolsa de Estudos;
- ao PPGGeo/UFRGS, pela estrutura e excelência em ensino de Pós-Graduação;
- ao orientador, Cesar Schultz.
- ao co-orientador, Richard Fariña, da Universidad de la Republica, em Montevideo, Uruguai. Aproveito para estender os agradecimentos à Ángeles Beri e Eva Fariña Beri por terem me acolhido durante os 7 meses de estadia em Montevideo;
- aos professores do PPGGeo, sempre disponíveis e dispostos a passar seu conhecimento e em especial à Marina Bento Soares, por sempre me ajudar nas dúvidas tafonômicas e por acreditar em mim, me convidando para participar de um livro virtual de paleontologia e de uma banca de graduação. Ainda que ambos não tenham saído, o convite já valeu a pena. Ao Paulo Alves de Souza, excelente professor de palinologia e bioestratigrafia, que me mostrou que vale a pena lutar pelos nossos direitos e pelo que achamos correto. Ao Vítor Pereira, pela ajuda na interpretação das lâminas que resultaram no artigo 4 desta tese;
- ao Coordenador do PPGGeo, Prof. Dr. Léo Hartmann e aos seus funcionários. Em especial, um grande agradecimento à Elen e ao Robertinho, que além de quebrarem alguns galhos de última hora, se tornaram amigos especiais;
- aos meus colegas da Paleonto (prefiro não citar, pois foram vários, desde que entrei no PPGGeo em 2002), que me auxiliaram em campo, em

debates na sala de aula, nos seminários. Com vocês, tudo foi mais fácil! Um agradecimento especial ao Téo Oliveira, meu amigo e colega desde o tempo de graduanda, pela assessoria na parte osteológica dos artigos;

- aos bolsistas que me acompanharam nessa jornada, Flávio Hanson Pretto e João Carlos JC Teixeira.
- ao Paulo Macedo, o Paulinho, pela organização do Laboratório de PaleoVertebrados e pela companhia nas saídas de campo;
- as minhas amigas, as paleontólogas Paula Dentzien-Dias e Bianca Mastrantonio. Com a Paula aprendi tudo o que sei sobre pegadas, e rendeu até um trabalho de tafonomia sobre o assunto. A Bianca, minha veterana em épocas de graduação, virou “bixo” no pós, mas sempre me deu um banho em anatomia;
- ao Dr. Juan Carlos Cisneros, pelo incentivo e na ajuda com o inglês;
- as minhas amigas de fora da paleontologia, Dê, Thá, Grá, Kika, Vivi, CrisF e Cica por fazerem parte da minha vida e, muitas vezes, mesmo sem entender o que eu fazia, ainda me achavam “massa”.

Ao Prof. Dr. Michael Holz, meu guia e meu amigo, dedico este trabalho. Sem você, tudo seria muito mais difícil. Você estava ao meu lado quando iniciei minha jornada na Tafonomia, ainda como graduanda, e você segue ao meu lado, agora que darei novos passos, só que como Doutora em Paleontologia. Obrigada... por tudo..

Por fim, agradeço aos meus pais (Nei Machado e Vera Bertoni), por me darem (além de amor, carinho, suporte emocional e muitas vezes, financeiro) a maior riqueza que alguém pode ter: o acesso ao conhecimento!

Resumo

Com base em afloramentos do Triássico Inferior e Médio do Rio Grande do Sul, Brasil e do Plio-Pleistoceno do Uruguai, na presente tese buscou-se identificar possíveis padrões de preservação para diferentes sistemas fluviais, através de análises sedimentológicas e tafonômicas. Tais análises tiveram o intuito de comparar os modos tafonômicos de ocorrência dos fósseis em diferentes sistemas fluviais e em diferentes períodos, testando, desta forma, o conceito de isotafonomia, além de discutir a viabilidade/validade das zonas bioestratigráficas propostas para o Triássico Brasileiro e para o Quaternário Uruguaio. Por fim, buscou-se testar a aplicabilidade da Estratigrafia de Sequências na predição do modo tafonômico de ocorrência de tafocenoses terrestres.

Para os depósitos de sistemas fluviais anastomosados (Triássico Médio), observou-se que grande parte dos fósseis apresentavam-se desarticulados e intemperizados, resultando em tafocenoses autóctones, com alta qualidade do registro fóssil e relativamente baixo *time averaging*. Já para os depósitos de sistemas entrelaçados (Triássico Inferior e Plio-Pleistoceno), raros são os achados de fósseis articulados e/ou inteiros. Desta maneira, o alto grau de desarticulação, dada por fatores hidráulicos; a alta taxa de fragmentação e abrasão, devido ao retrabalhamento do sistema e uma baixa taxa de intemperismo, devido ao pouco tempo de residência geraram tafocenoses alóctones, com baixa qualidade do registro fóssil e relativamente alto *time averaging*.

Com base em tais características, pode-se dizer que os biozoneamentos propostos para o Triássico Médio são válidos, pois os registros de primeira e última ocorrência seriam eficazes para o estabelecimento de zonações, uma vez que as tafocenoses encontradas são autóctones e com baixo grau de *time averaging*. Por outro lado, as características tafonômicas encontradas em depósitos de sistemas entrelaçados indicam que a mistura temporal e o grau de aloctonia são bastante altos; desta forma, os zoneamentos feitos com fósseis de vertebrados deste tipo de depósito devem ser consideradas com muita cautela.

Ainda que de forma preliminar, pode-se afirmar que os fatores controladores do desenvolvimento dos sistemas fluviais estão relacionados com a qualidade das tafocenoses a serem preservadas. De forma resumida, observa-se que durante o TST, o sistema fluvial variará de entrelaçado para anastomosado e os depósitos dominantes estarão associados às planícies de inundação. Desta forma, a

desarticulação por fatores hidráulicos diminuirá, aumentando a desarticulação devido à ação biogênica e diminuindo a mistura temporal. Já durante o HST e o LST, o pouco espaço de acomodação faz com que haja o amalgamento dos canais e conseqüentemente retrabalhamento de seus próprios depósitos, aumentando consideravelmente a desarticulação, fragmentação e mistura temporal.

Conclui-se, então, que o tipo de sistema fluvial influenciará diretamente na preservação da tafocenose, portanto, análises tafonômicas acuradas servem para refinar propostas bioestratigráficas e análises envolvendo Estratigrafia de Seqüências Fluvial podem ser utilizada como ferramenta na interpretação isotafonômica de assembléias de vertebrados.

Abstract

In the present thesis possible patterns of preservation for different fluvial systems were searched through sedimentological and taphonomical analyses, based on Lower to Middle Triassic outcrops from the state of Rio Grande do Sul in Brazil, and the Plio-Pleistocene of Uruguay. The main goal of these analyses was to compare the taphonomic ways of fossil occurrence in different fluvial systems and periods. The concept of isotaphonomy is tested in this way, and the viability/validity of the biostratigraphical zones proposed for the Brazilian Triassic and the Uruguayan Quaternary are discussed. Finally, the applicability of sequence stratigraphy in the prediction of the taphonomic way of terrestrial taphocoenoses occurrence is tested.

It was observed, in the deposits of anastomosed fluvial systems (Middle-Triassic) that most fossils are present in disarticulated and weathered state, and the generated taphocoenoses are mostly autochthonous, with high quality of fossil record and relatively low time averaging. Complete and/or articulated fossils are rare in braided system deposits (Lower Triassic and Plio-Pleistocene). The high degree of disarticulation produced by hydraulic factors plus a high rate of fragmentation and abrasion due to reworking of the system, and a low rate of weathering, result in allochthonous taphocoenoses with a low fossil record quality and relatively high time averaging.

The proposal of biozones for the Middle Triassic is here considered valid, since, considering that present taphocoenoses are autochthonous and show a low rate of time averaging; the records for first and last occurrences would be efficient for establishing zones. On the other hand, taphonomical signatures found in braided system deposits indicate a high degree of time averaging and allochthony; hence, biozones made with fossil vertebrates of this kind of deposit must be taken with caution.

It can be preliminary assumed that the factors that control the developing of fluvial systems are related with the quality of the resulting taphocoenoses. In brief, it is noted that during the transgressive systems tract (TST) the fluvial system will vary from braided to anastomosed and dominant deposits will be associated to floodplains. In this way, disarticulation by hydraulic factors will be reduced, increasing biogenic disarticulation and reducing time averaging. During highstand systems tract (HST) and lowstand systems tract (LST) the small accommodation space produces channel

amalgamation and, consequently, reworking of its own deposits, which results in a considerable increase of disarticulation, fragmentation and time averaging.

In conclusion, the type of fluvial system will have direct influence in the preservation of the taphocoenosis, therefore, accurate taphonomical analyses serve to refine biostratigraphical proposals, and analyses considering fluvial sequence stratigraphy can be used as a tool to isotaphonomic interpretation of vertebrate assemblages.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01 - A Tafonomia e suas subdivisões.....	19
Figura 02 - Em (A) Localização da Bacia do Paraná na América do Sul. Em (B) Geologia do Estado do Rio Grande do Sul.....	22
Figura 03 - Mapa geomorfológico do Departamento de San José.....	23
Figura 04 - Cronoestratigrafia simplificada dos depósitos aflorantes nas margens do Rio de la Plata, no Departamento de San José.....	24
Figura 05 - Fluxograma da metodologia utilizada na execução deste trabalho.....	26
Figura 06 - Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná.....	36
Figura 07 - Diagrama cronoestratigráfico das seis superseqüências constituintes da Bacia do Paraná.....	36
Figura 08 - Cronoestratigrafia (associada à bioestratigrafia) proposta para Mesozóico do sul do Brasil.....	39
Figura 09 - Paleoclimatologia proposta para o Mesozóico do Rio Grande do Sul.....	41
Figura 10 - Coluna estratigráfica dos depósitos uruguaiois.....	43
Figura 11 - Interpretações estratigráficas dos depósitos quaternários do Uruguai.....	44
Figura 12 - Seção-tipo proposta por Bossi & Navarro (1991) para os depósitos da Formação Raigón.....	45
Figura 13 - Principais afloramentos contendo fósseis de paleovertebrados do Triássico gaúcho.....	48
Figura 14 - Porcentagem de espécies válidas para cada grupo taxonômico já descrito para o Triássico sul-brasileiro.....	49
Figura 15 - Proposta bioestratigráfica mais recente para o Triássico Brasileiro e correlação com o Triássico argentino.....	52
Figura 16 - Intercâmbio faunístico das Américas.....	54
Figura 17 - Exemplos de mamíferos encontrados na megafauna Lujanense, no Uruguai.....	55
Figura 18 - Relação do tipo de morte e da estrutura populacional.....	59

Figura 19 - Exemplos de assembléias autóctones e alóctones e como elas aparecem no registro fóssil.....	61
Figura 20 - Desarticulação em esqueleto de vaca.....	62
Figura 21 - Padrões de fraturas.....	66
Figura 22 - Ossos em diferentes estágios de intemperismo, de acordo com Behrensmeier (1978).....	68
Figura 23 - Relação entre tamanho de grãos e velocidade do fluxo num canal meandrante.....	73
Figura 24 - De acordo com a textura, os sedimentos são transportados segundo três tipos distintos de processos.....	74
Figura 25 - Matacão “flutuando” em uma matriz pelítica rica em clastos menores.....	75
Figura 26 - Exemplos de formas de leito originadas em correntes unidirecionais.....	76
Figura 27 - Depósitos de suspensão, mostrando as marcas de cavalgamento (climbing ripples).....	77
Figura 28 - Os quatro estilos fluviais básicos de acordo com a classificação de Rust (1978).....	78
Figura 29 - Foto aérea de um crevasse splay no Rio Columbia.....	79
Figura 30 - Vista aérea do rio São Francisco.....	80
Figura 31 - Estrutura das gretas de contração.....	80
Figura 32 - Características dos sistemas fluviais meandranes.....	83
Figura 33 - Sistema deposicional meandrante evidenciando as interpretações tafonômicas das ocorrências de vertebrados da Formação Judith River, em Alberta, Canadá.....	86
Figura 34 - Modelo tafonômico proposto para a tafocenose descrita no texto acima.....	87
Figura 35 - Exemplo de rio anastomosado.....	88
Figura 36 - Perfil composto das unidades sedimentares mesozóicas do RS.....	90

Figura 37 - Rio entrelaçado no Alasca, onde se observa a baixa sinuosidade e o alto entrelaçamento entre os canais e a ausência de planícies de inundação.....	91
Figura 38 - Perfil de equilíbrio de sistemas fluviais.....	96
Figura 39 - Modelo arquitetural pioneiro para estratigrafia de seqüências fluvial.....	98
Figura 40 - Seqüência fluvial idealizada.....	99
Figura 41 - Relação entre o modelo de Olsen <i>et al.</i> (1995) e as características tafonômicas presentes nas assembléias fósseis.....	101
Figura 42 - Arquitetura estratigráfica de seqüências deposicionais fluviais.....	102
Figura 43: Esqueleto quase completo de cinodonte herbívoro, encontrado no Município de Agudo, em depósitos finos.....	227
Figura 44: Afloramento Janer, em Agudo, RS.....	228
Figura 45: Esqueleto semi-articulado de arcossauro rauissuquídeo, de grande porte.....	230
Figura 46: Observar que as curvas de mistura temporal e de porcentagem de desarticulação diferem desta figura para a figura 41.....	233
Figura 47: Associação de fragmento de osso e glóbulo da Fm. Sanga do Cabral.....	236

LISTA DE QUADROS

Quadro 01 - Ambientes deposicionais e características tafonômicas gerais das assembléias fossilíferas encontradas.....	31
Quadro 02 - Listagem dos principais táxons encontrados nos depósitos da Formação Raigón.....	57
Quadro 03 - Grupos de Voorhies, característicos de concentrações por transporte hidráulico.....	64
Quadro 04 - Características tafonômicas que se espera encontrar em uma tafocenose hipotética.....	66
Quadro 05 - Parâmetros de sinuosidade e entrelaçamento.....	78
Quadro 06 - Classificação de fácies de sistemas aluviais.....	81
Quadro 07 - Elementos arquiteturais encontrados em sedimentos fluviais e feições características dos elementos arquiteturais, bem como as fácies associadas.....	82
Quadro 08 - Resumo das principais características tafonômicas nos diferentes ambientes fluviais.....	100
Quadro 09 - Resumo dos principais sistemas fluviais onde são encontrados fósseis de vertebrados e as características tafonômicas que se esperam encontrar nas tafocenoses resultantes.....	238
Quadro 10 - Resumo das características geológicas e tafonômicas encontradas nos depósitos estudados na presente tese.....	239

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1	17
1.1 Apresentação.....	18
1.2 Hipótese de Trabalho.....	20
1.3 Localização das Áreas de Estudo.....	21
1.4 Metodologia de Estudo.....	24
1.4.1 Fase de aquisição de dados.....	24
1.4.2 Fase de interpretação de dados.....	25
1.5 Estado da Arte: Referencial Teórico em Sistemas Fluviais e Tafonomia de Vertebrados.....	26
 CAPÍTULO 2	 33
2.1 Contextualização Geológica.....	34
2.1.1 O Triássico da Bacia do Paraná.....	34
2.1.2 O Cenozóico do Uruguai.....	42
2.2 Paleofaunas e suas Correlações Bioestratigráficas.....	46
2.2.1 Triássico do Brasil.....	46
2.2.2 Quaternário do Uruguai.....	53
2.3 Parâmetros Tafonômicos.....	58
2.3.1 Morte.....	58
2.3.2 Autoctonia x Aloctonia.....	60
2.3.3 A questão da transportabilidade dos ossos e sua relação com a desarticulação dos fósseis.....	61
2.3.4 Intemperismo nos ossos.....	67
2.3.5 A Mistura Temporal.....	69
2.4 Relação entre o Tipo de Sistema Fluvial e o Modo Tafonômico de Preservação....	71
2.4.1 Generalidades.....	71
2.4.2 Dinâmica Fluvial: tipos de rios e ambientes resultantes.....	72
2.4.3 Integração com a Estratigrafia de Sequências.....	94
2.4.4 O Conceito de Isotafonomia.....	104

CAPÍTULO 3	106
Artigo 1: <i>Biogenic Fossil Concentration Controlled By Water Table Fluctuations – A Model for Palaeoenvironmental Reconstructions in Fluvial Settings</i>	107
CAPÍTULO 4	137
Artigo 2: <i>Vertebrate taphonomy in braided fluvial settings: a study of Raigón formation, Plio-Pleistocene from Uruguay</i>	138
CAPÍTULO 5	165
Artigo 3: <i>Uma Peculiar Tafocenose Controlada por Ação Biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil</i>	166
CAPÍTULO 6	190
Artigo 4: <i>Taphonomic Signatures in Braided Fluvial Settings: the Example of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, Southern Brazil) Vertebrate Taphocoenosis</i>	191
CAPÍTULO 7	224
7.1 Discussão.....	225
7.2 Conclusões.....	240
Referências	244
Referências Bibliográficas.....	244
Referências Eletrônicas.....	257
CAPÍTULO 8	258
8.1 Cartas de Aceite/Submissão.....	259
8.1.1 Cópia da Primeira página do artigo publicado na <i>Revista Brasileira de Paleontologia</i>	259
8.1.2 Carta de Submissão do Artigo nº. 2, enviado ao <i>Journal of South American Earth Sciences</i>	260
8.1.3 Carta de Submissão do Artigo nº. 3, enviado a <i>Pesquisas em Geociências</i>	261
8.1.4 Carta de Submissão do Artigo nº. 4, enviado à <i>Lethaia</i>	262

ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA TESE

O formato deste trabalho seguiu as “Normas para a apresentação de Teses de Doutorado na forma de artigos”, formuladas pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (PPGGeo – UFRGS).

Nesse contexto, as análises tafonômicas partiram de um extenso levantamento bibliográfico, chamado de estado da arte, presente no **capítulo 1**. Neste capítulo, além da apresentação do tema abordado, da caracterização do problema, das localizações das áreas de estudo e das etapas metodológicas empregadas durante a realização do trabalho, também é apresentado um estado da arte da aplicação da tafonomia em depósitos fluviais.

O **capítulo 2** descreve as características geológicas dos locais de estudo, lista a paleofauna existente em cada localidade, os principais parâmetros tafonômicos utilizados na realização do estudo e uma análise integradora da relação entre os sistemas fluviais e a tafonomia de vertebrados.

O corpo principal da tese é composto pelos capítulos **3, 4, 5 e 6**, onde são apresentados os artigos publicados e/ou submetidos durante a realização do doutorado, nos quais a doutoranda é a primeira autora. As pequenas diferenças de formatação dentro dos artigos se devem ao fato de cada um seguir as regras de formatação dos periódicos aos quais foram submetidos.

O **capítulo 3** apresenta a caracterização biostratinômica e diagenética de uma tafocenose de vertebrados concentrados por ação de predadores e/ou necrófagos, com base em evidências obtidas pelo estudo de caso de um afloramento do Triássico Médio do Rio Grande do Sul, localizado no município de Santa Cruz do Sul. Tal afloramento apresenta uma tafocenose bastante distinta em comparação às encontradas em outras localidades fossilíferas da Formação Santa Maria. Os resultados do trabalho são apresentados no artigo “*Biogenic fossil concentration controlled by water table fluctuations – a model for palaeoenvironmental reconstructions in fluvial settings*”, publicado na Revista Brasileira de Paleontologia, na edição 9, volume 3, de setembro/dezembro de 2006.

No **capítulo 4** são apresentados os resultados obtidos nas pesquisas realizadas pela autora durante sua estadia na Universidad de la Republica, em Montevideo, Uruguai. O trabalho consistiu na caracterização tafonômica da fauna de vertebrados Plio-Pleistocênicos da Formação Raigón, aflorante às margens do Rio de la

Plata. O objetivo inicial desta pesquisa era testar se os mesmos parâmetros teóricos (referentes à tafonomia de vertebrados em sistemas fluviais) que estavam sendo utilizados para as faunas triássicas do Rio Grande do Sul revelariam resultados coerentes se aplicados a uma paleofauna de idade e composição totalmente diferentes. O desenvolvimento do trabalho, porém, revelou que muitos dos dados – já existentes – referentes à composição das paleofaunas uruguaias estavam tendenciados por fatores tafonômicos. Desse modo, além da caracterização tafonômica da tafocenose local, apresenta-se uma revisão crítica referente à bioestratigrafia até então proposta para a Formação Raigón. O trabalho resultante, intitulado “*Vertebrate taphonomy in braided fluvial settings: a study of Raigón formation, plio-pleistocene from Uruguay*”, foi submetido ao periódico *Journal of South American Earth Sciences*.

O **capítulo 5** compreende um novo estudo de caso para o Triássico Médio sul-rio-grandense, com base em um afloramento localizado no interior do município de Candelária, RS. Tal localidade apresentou, pela primeira vez, um registro monoespecífico de paleovertebrados deste período, e que também foi acumulado por ação de predadores/necrófagos, demonstrando que este tipo de tafocenose pode ser mais comum no registro fóssil do que se imaginava. Este estudo resultou no artigo intitulado “Uma peculiar tafocenose controlada por ação biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil”, submetido ao periódico *Pesquisas em Geociências*.

No **capítulo 6** apresenta-se o estudo da diagênese dos fósseis como fator identificador de assinaturas tafonômicas, auxiliando, principalmente, na identificação de misturas temporais. Para tanto, foram feitas lâminas petrográficas de fósseis presentes em diferentes níveis de conglomerados intraformacionais da Formação Sanga do Cabral, do Triássico Inferior do Rio Grande do Sul. Tal pesquisa resultou no artigo intitulado “*Taphonomic signatures in braided fluvial settings: the example of Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, southern Brazil) vertebrate taphocoenosis*”, que foi submetido ao periódico *Lethaia*.

Para finalizar a Tese, conforme as normas do PPGGeo, o **capítulo 7** fornece as discussões e conclusões a respeito de estudos tafonômicos de paleovertebrados depositados em sistemas fluviais, com base nos artigos científicos aqui apresentados, além da listagem das referências bibliográficas citadas nos capítulos **1, 2 e 7**. Esta listagem está organizada de forma alfabética e as referências utilizadas nos artigos científicos aqui apresentados (capítulos **3, 4, 5 e 6**) não serão repetidas junto às

referências aqui descritas. Do mesmo modo, apenas as ilustrações apresentadas nos capítulos **1, 2 e 7** são citadas na lista de figuras.

O **capítulo 8**, composto pelos anexos, inclui uma cópia da primeira página do artigo publicado e as cartas de aceite dos trabalhos submetidos.

CAPÍTULO 1

Introdução

CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

Os depósitos aluviais são bastante representativos no registro estratigráfico e, embora os rios, há muito tempo sejam reconhecidos como agentes erosivos e transportadores de sedimentos, sua função como sítio de preservação e acumulação de restos orgânicos tem sido bastante negligenciada.

Rios ocorrem sobre amplas áreas continentais e, em qualquer contexto climático, os diversos tipos de sistemas fluviais variam significativamente as suas características. Fatores como o relevo e a descarga são agentes controladores da capacidade e competência do sistema fluvial, sendo refletidos, principalmente, pelo tipo de sedimento transportado e pela morfologia do canal. Cada tipo de rio, portanto, apresenta características que lhe são peculiares e, portanto, afetarão diretamente a preservação de restos esqueléticos nele depositados, gerando, assim, assinaturas tafonômicas independentes para cada tipo de sistema fluvial.

Tetrápodes terrestres dependem de água para viver, portanto, é natural encontrá-los próximos a corpos d'água, sejam estes grandes rios ou lagos de planície de inundação. Assim, espera-se que sejam encontrados restos fósseis de organismos pretéritos em sedimentos aluviais. Ossos desarticulados – e mesmo carcaças inteiras ou parciais - sofrem os mesmos mecanismos de transporte e deposição de partículas sedimentares, o que pode acarretar em tendenciamentos na amostra fóssilífera, fazendo com que a **tafocenose** não reflita diretamente a estrutura da **biocenose**.

Estes tendenciamentos podem ser minimizados com estudos tafonômicos, que agregam informações taxonômicas, sedimentológicas e estratigráficas, sendo esta uma área da Paleontologia que agrega tanto conhecimentos biológicos quanto geológicos.

O termo Tafonomia (do grego *tafos* = sepultamento e *nomos* = leis) foi proposto pela primeira vez por Efremov (1940) em seu artigo *Taphonomy: A new branch of paleontology*, para referir-se ao conjunto de “leis” que regem a passagem de um resto orgânico da biosfera para a litosfera.

Numa definição mais atual, segundo Behrensmeyer & Kidwell (1985), esta área da paleontologia estuda processos de preservação de um resto orgânico, desde

a morte até o seu soterramento, bem como de que modo estes processos afetam o registro fóssil e sua interpretação, podendo ser dividida em duas grandes áreas (Seilacher, 1976 *apud* Simões & Holz, 2000 - Fig. 01): a **bioestratinomia**, que estuda os processos atuantes desde a morte de um organismo até seu soterramento final, e a **diagênese**, que estuda os processos pós-soterramento, podendo ser incluídas nesta subdivisão as fases de soerguimento tectônico e de coleta e preparação do material (Clark *et al.*, 1967). A paleoecologia busca descrever os ecossistemas do passado e compreender a sua estrutura e funcionamento, permitindo, assim, recolocar os organismos fósseis no contexto físico e biológico da sua época (Ricqlés, 1989). Desta maneira, a Tafonomia serve de ferramenta essencial para retirar os tendenciamentos que ocorrem durante os processos bioestratinômicos e diagenéticos, que mascaram o registro fóssil, fazendo com que a tafocenose seja diferente da biocenose.

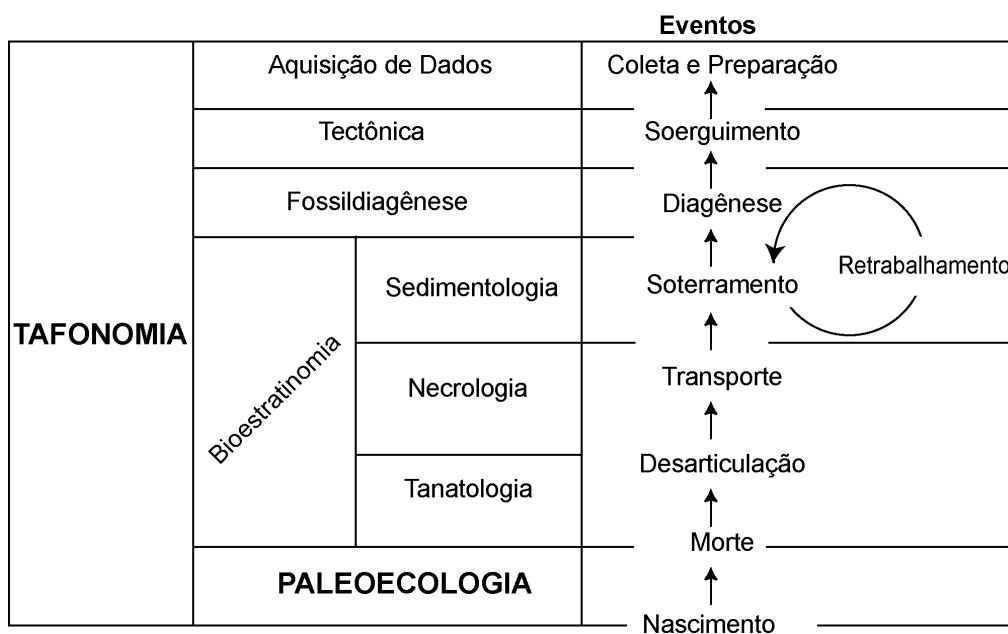


Figura 01: A Tafonomia e suas subdivisões. Coleta e preparação também introduzem tendenciamentos, uma vez que grande parte dos paleontólogos “prefere” materiais mais completos e/ou menos fragmentados. Neste ínterim, o retrabalhamento altera ainda mais os restos esqueléticos (modificado de Simões & Holz, 2002).

Concentrações de restos de vertebrados são relativamente comuns no registro fóssil, mas, muitas vezes, os processos tafonômicos obscurecem este registro. Eventos como necrofagia, predação, *trampling* e retrabalhamento dos restos orgânicos geralmente alteram a assinatura tafonômica de uma determinada assembléia e devem ser reconhecidos, para se efetuar uma análise tafonômica – e paleoecológica – satisfatória (Turnbull & Martill, 1988).

O interesse na reconstituição de ambientes passados surgiu naturalmente, à medida que os paleontólogos acumulavam informações puramente anatômicas e taxonômicas a respeito dos fósseis (Shipman, 1981), registrando sua diversidade, ilustrando-os e organizando-os espacial e temporalmente, assim como muitos biólogos têm feito com animais atuais (Palmer, 1992). Assim, com o montante de dados acumulados, associados às outras evidências, principalmente as geológicas, as tentativas de se entender o fóssil como organismo vivo, sua integração dentro de comunidades e ecossistemas, as condições climáticas e físicas dominantes quando estes organismos se encontravam ainda na biosfera, foram tomando lugar dentro da paleontologia. Para que tais reconstituições possam ser feitas, é imprescindível uma análise tafonômica consistente e uma descrição sedimentológica acurada, visando decifrar o contexto geológico no qual aquele organismo foi inserido.

Esta tese compreende um estudo integrador da influência dos processos tafonômicos e de suas relações com os sistemas fluviais geradores dos depósitos fossilíferos aqui estudados, com base em dados geológicos, taxonômicos, bioestratinômicos e diagenéticos, a fim de descrever as relações entre sistema fluvial e preservação tafonômica, para que sirvam de ponto de partida para outras pesquisas do gênero.

1.2 Hipótese de Trabalho

A hipótese de trabalho aqui apresentada é a identificação de possíveis padrões de preservação para cada tipo de sistema fluvial, que sirvam de modelo para trabalhos futuros. Para corroborar se há, ou não, tais padrões preservacionais de acordo com o tipo de sistema fluvial reinante à época da deposição, buscaram-se detalhar processos tafonômicos que atuaram nos depósitos fluviais gaúchos de idades Eo e Meso-Triássicas, bem como em depósitos uruguaios de idade Plio-Pleistocênica.

Como objetivos específicos, buscaram-se:

- Comparar os modos tafonômicos de ocorrência dos fósseis em diferentes sistemas fluviais
- Comparar os modos tafonômicos de ocorrência dos fósseis em diferentes e períodos (Triássico Inferior e Plio-Pleistoceno) para testar o conceito de modo iso-tafonômico;

- Discutir a viabilidade/validade das zonas bioestratigráficas propostas para o Triássico Brasileiro e para o Quaternário Uruguaio ou se os zoneamentos propostos refletem apenas a preservação diferenciada de acordo com o sistema fluvial;
- Testar a aplicabilidade da Estratigrafia de Seqüências na predição do modo tafonômico de ocorrência de tafocenoses terrestres.

1.3 Localização das áreas de estudo

As áreas de estudo estão localizadas no Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e no Departamento (equivalente a Estado) de San José, no Uruguai e estão bem apontadas nos artigos resultantes. Desta forma, aqui apenas se introduz o leitor a uma localização mais generalizada das áreas em questão, além de uma breve contextualização geológica dos locais.

As concentrações de vertebrados Triássicos das Formações Sanga do Cabral e Santa Maria (*sensu* Andreis *et al.*, 1980), pertencem à Bacia do Paraná. Esta é uma bacia intracratônica situada na região sudoeste do Gondwana, localizada na porção centro-leste da plataforma Sul-Americana, e cobre uma superfície de 1.700.000 km², no sentido NE-SW, com aproximadamente 1750 km de comprimento e 900 km de largura.

A sedimentação ocorreu depois do Ciclo Brasileiro com eventos de soerguimento (610-580 m.a.) e subsequente resfriamento e subsidência termal no Período Cambro-Ordoviciano (500-450 m.a.). O preenchimento da bacia durou do Ordoviciano ao Cretáceo, mas, antes da abertura do Atlântico Sul, a Bacia do Paraná sofreu uma reorganização tectônica. Este tectonismo resultou no soerguimento de extensas áreas, o que gerou uma pequena bacia extensional, no Estado do Rio Grande do Sul (Zerfass *et al.* 2003, 2004). O intervalo aqui estudado enfoca os *red beds* Triássicos, depositados em sistemas fluviais (Fig. 02).

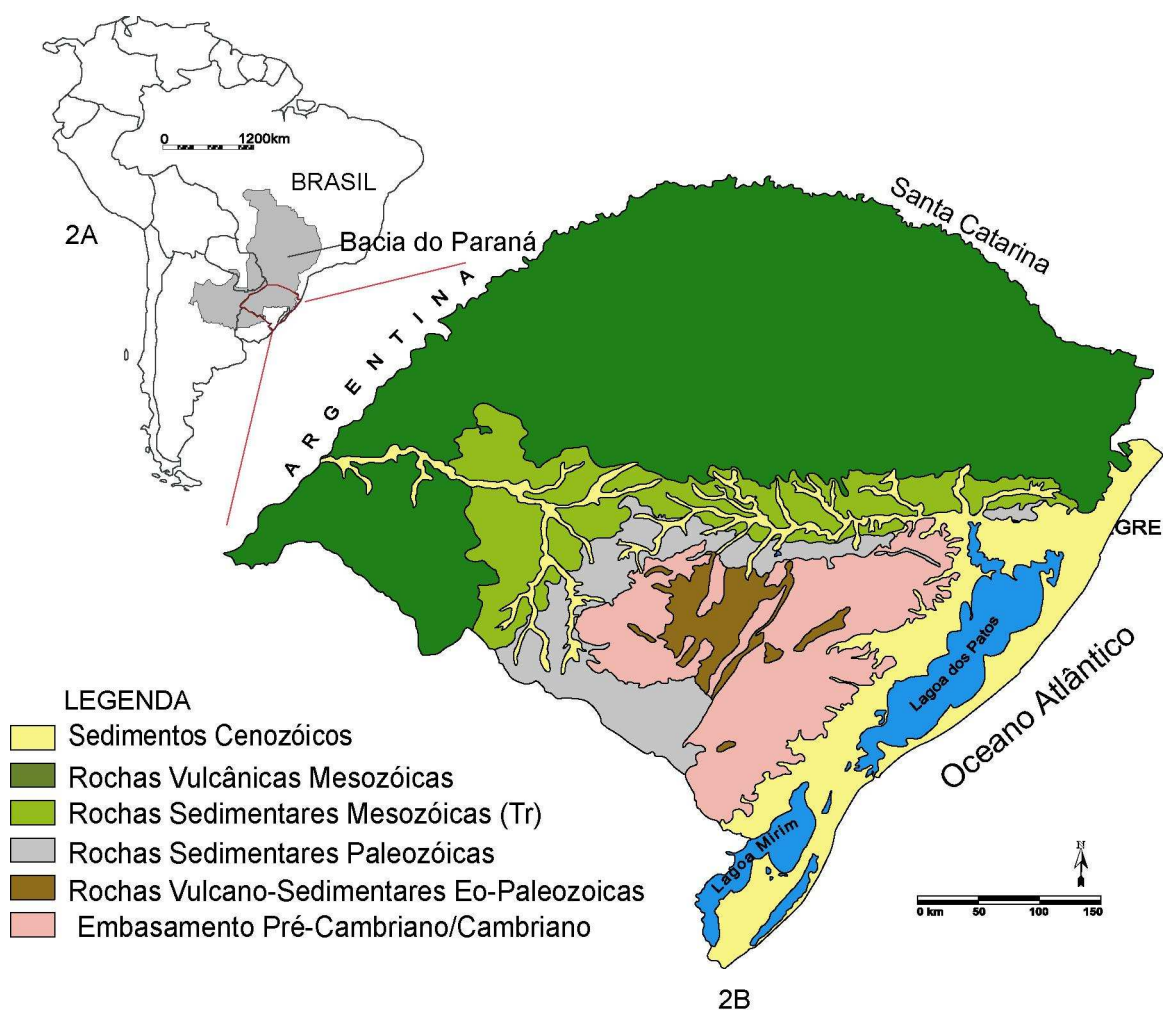


Figura 02: Em (A) Localização da Bacia do Paraná na América do Sul. Em (B) Geologia do Estado do Rio Grande do Sul. Os depósitos Triássicos aflorantes no Rio Grande do Sul ocupam a região geográfica chamada de Depressão Central do Estado, que está marcada no mapa em verde claro (Rochas Sedimentares Mesozóicas). Estes depósitos, além das Formações Sanga do Cabral, Santa Maria e Caturrita, todas do Triássico, também contêm as Formações Guarú (Jurássico) e Botucatu (Cretáceo).

Os depósitos continentais do Plio-Pleistoceno do Uruguai, por sua vez, são sedimentos característicos de sistemas fluviais e de leques aluviais, sendo que alguns dos rios que formavam estes sistemas são funcionais até hoje (*e.g.* Rio Paraná).

A Formação Raigón (Fig. 03), primeiramente denominada Formação San José (Francis & Mones, 1965, 1966) aflora nas margens do Rio de la Plata, no Departamento de San José, Uruguai. Seus depósitos apresentam arenitos e arenitos conglomeráticos, intercalados com finas lentes de pelitos, relacionados a depósitos

fluviais (Preciozzi *et al.*, 1985; De Santa Ana *et al.*, 1988; Panario & Gutiérrez, 1999; Bossi & Ferrando, 2001; Spoturno *et al.*, 2004).

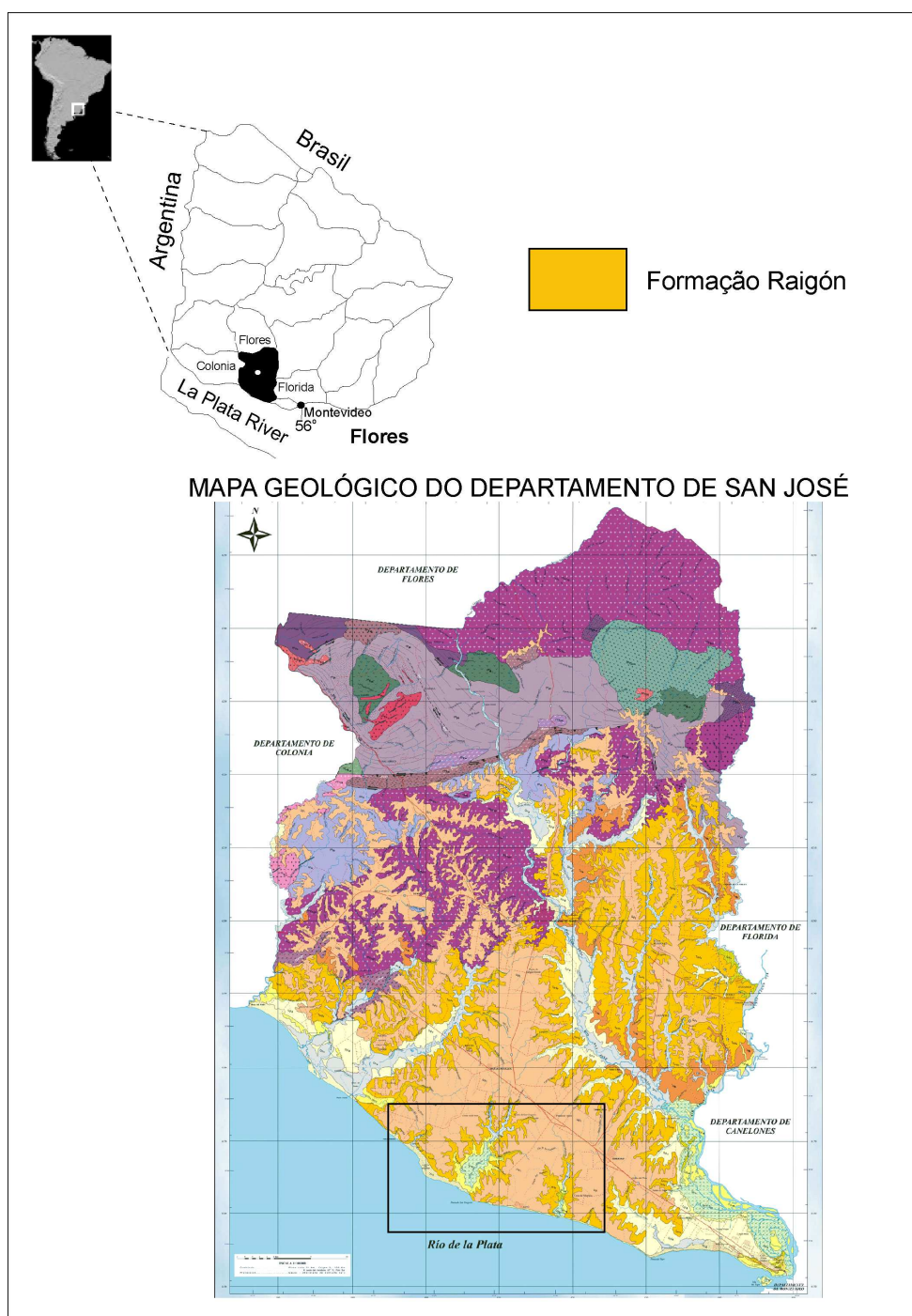


Figura 03: Mapa geomorfológico do Departamento de San José. A formação Raigón está marcada em laranja e é aquela que aflora na região costeira ao Rio de la Plata (modificado de Preciozzi *et al.*, 1985). O retângulo indica a localização da área de estudo, que ficou principalmente confinada aos depósitos aflorantes nas margens do Rio de la Plata.

A datação desta formação é um tanto quanto complicada. Autores como Cione & Tonni (1995) consideram-na como do Plioceno, devido à megafauna associada encontrada em seus barrancos (idade Montehermosiano). Já McDonald & Perea (2002) datam estes depósitos como pertencentes ao Pleistoceno, devido à ocorrência de *Catonyx tarijensis*, considerado um fóssil-guia da idade Ensenadense (Fig. 04). Uma breve discussão a respeito da problemática da idade desta Formação é apresentada no capítulo 4.

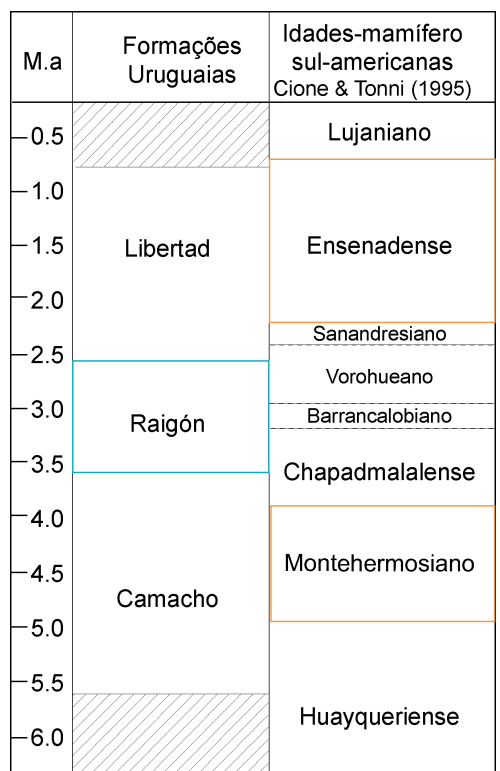


Figura 04: Cronoestratigrafia simplificada dos depósitos aflorantes nas margens do Rio de la Plata, no Departamento de San José (modificado de Cione & Tonni, 1995).

1.4 Metodologia de estudo

A realização desta pesquisa ocorreu através de duas etapas básicas, aqui denominadas de fase de aquisição de dados e fase de interpretação de dados.

1.4.1 Fase de aquisição de dados

A fase de aquisição de dados iniciou-se com o levantamento bibliográfico dos principais trabalhos sobre a tafonomia e a sedimentologia do Triássico

sul-brasileiro e Plio-Pleistoceno uruguaio, bem como a avaliação de trabalhos efetuados em sistemas deposicionais similares no exterior, apresentada no item *Estado da Arte*.

A partir disso, buscou-se escolher os principais afloramentos onde ainda seria possível recuperar informações tafonômicas referentes aos fósseis ali coletados, haja vista que a grande maioria das coletas efetuadas ao longo das últimas décadas, tanto no Rio Grande do Sul quanto no Uruguai, não foram tafonomicamente orientadas. A partir daí, foram escolhidos estudos de caso que resultaram nos artigos apresentados nesta tese. Além disto, sempre que possível, buscou-se recolher o máximo de informações tafonômicas dos fósseis triássicos, a fim de enriquecer a discussão acerca do modo de preservação dos restos esqueléticos do Triássico gaúcho.

Foram feitas diversas saídas de campo, onde efetivamente foram coletados dados tafonômicos e sedimentológicos dos afloramentos em questão. A aquisição correta dos dados em campo foi essencial para a análise efetuada, que abrangeu o levantamento de dados acerca das feições sedimentológicas, estratigráficas e paleoecológicas das tafocenoses investigadas. Os trabalhos de campo foram documentados através de caderneta de campo e de fotos, onde se buscou coletar o máximo de informações dos ossos *in situ*, além da descrição das camadas e a elaboração de perfis verticais esquemáticos.

Além da análise biostratinômica (desarticulação, fragmentação, grupos de transportabilidade, intemperismo, abrasão), feita no campo e em laboratório, foram feitas análises diagenéticas, em escala macro e microscópica, através da confecção de lâminas petrográficas.

1.4.2 Fase de interpretação de dados

Esta fase foi, primeiramente, caracterizada pela organização de dados e consistiu na identificação dos materiais coletados (análise quantitativa), bem como a descrição das concentrações fossilíferas (análise qualitativa), através de suas feições macro e microscópicas (feições sedimentológicas, biostratinômicas e diagenéticas).

Resolvidas estas questões, passou-se para a fase de interpretação dos dados propriamente dita, cujas etapas foram a determinação dos padrões de preservação, a interpretação dos processos sedimentares, a classificação das concentrações fossilíferas, o reconhecimento de eventuais misturas temporais e, quando possível, a

reconstrução do hábito de vida dos organismos presentes nas tafocenoses. Com todos os dados acima analisados, procedeu-se, enfim, a interpretação paleoambiental. O resumo da metodologia aplicada é apresentado no fluxograma da figura 05

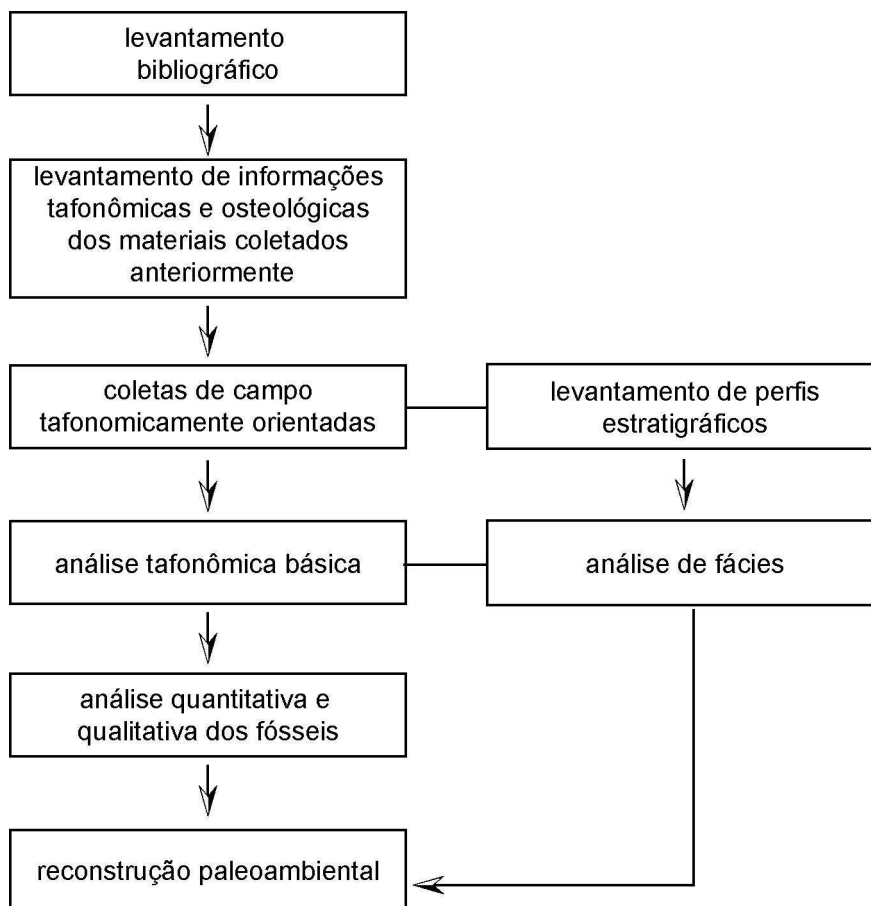


Figura 05: Fluxograma da metodologia utilizada na execução deste trabalho, abrangendo as fases de aquisição e de interpretação dos dados.

1.5 Estado da arte: Referencial Teórico em Sistemas Fluviais e Tafonomia de Vertebrados

Partindo-se do princípio que os ossos funcionam como partículas sedimentares e, como tal, sofrem os mesmos mecanismos de transporte e deposição destas, muitas pesquisas paleontológicas e sedimentológicas, nas últimas décadas, tiveram como objetivo estudar e compreender os processos de morte, transporte e soterramento pelos quais um organismo passa até se transformar num fóssil. Estes estudos tafonômicos, associados aos dados sedimentológicos, providenciam excelentes *insights* para estudos paleoambientais e paleoecológicos, uma vez que os processos

tafonômicos têm o potencial de obscurecer as relações entre a paleocomunidade e o paleoambiente, introduzindo tendenciamentos (Cutler *et al.*, 1999).

Sabemos que o registro é falho e incompleto porque apenas os eventos de maior magnitude, tais como grandes enchentes nos sistemas fluviais ou tempestades nos sistemas marinhos, são capazes de remobilizar grande quantidade de sedimento e assim soterrar e preservar os restos orgânicos. Tais eventos ocorrem numa frequência muito baixa, podendo ser estimados numa taxa de um evento em centenas ou mesmo milhares de anos (Holz, 1999).

Os eventos do dia-a-dia, tanto em ambientes marinhos como fluviais, têm muito pouca expressão na remobilização de sedimento, apresentando baixas taxas de erosão, transporte e sedimentação, incapazes de mobilizar quantidades de sedimento capazes de soterrar os restos orgânicos (Simões & Holz, 2000). Quando ocorrem fortes cheias nos sistemas fluviais, o grande fluxo de água rompe os diques marginais, inundando a planície e transportando sedimento, que irá soterrar os restos ósseos expostos. Assim, tanto os registros sedimentológicos quanto fossilíferos são bastante incompletos, já que existem lacunas/hiatos entre estes registros, cuja escala pode ser de algumas centenas a milhares de anos, o que dificulta os estudos paleoecológicos, indicando que organismos encontrados associados em paleocomunidades e que, aparentemente formavam uma cadeia trófica, na verdade, possam não ter co-existido temporalmente.

Desde o final da década de 80, autores como Holz & Barberena (1989) e Schultz *et al.* (1990) começaram a estudar a paleofauna Triássica sob o enfoque da tafonomia, sendo que a dissertação de Holz (1991) foi o gatilho para um estudo mais abrangente sobre os eventos tafonômicos que atuaram nas concentrações fossilíferas de idade triássica aflorantes no Rio Grande do Sul.

Em 1994, Holz & Barberena apresentam o 1º estudo sistemático sobre os padrões de morte, transporte e soterramento sofridos pela fauna triássica da Formação Santa Maria, no RS, onde suas principais conclusões foram o estabelecimento de classes tafonômicas, divididas em: (1) carcaças rapidamente soterradas a (2) carcaças muito tempo expostas, com suas subdivisões e a constatação de que a desarticulação e espalhamento dos ossos ocorreram em ambiente subaéreo, provavelmente sob a ação de agentes biogênicos.

Quatro anos depois, Holz & Schultz (1998) apresentam um novo trabalho sobre a tafonomia de vertebrados Triássicos do Sul do Brasil, desta vez enfocando os padrões diagenéticos. Em 2000, Holz & Souto-Ribeiro apresentam novos dados tafonômicos para o Triássico brasileiro. Neste caso, os autores relacionaram as classes tafonômicas e os modos de preservação com o tipo de sistema deposicional que levou à deposição dos sedimentitos característicos das Formações Santa Maria e Sanga do Cabral. Observaram, através da análise faciológica dos sedimentos, que a Formação Sanga do Cabral foi depositada num sistema de rios entrelaçados, onde o material encontrado é bastante fragmentado. Já na Formação Santa Maria, os sedimentos foram depositados em um sistema de rios anastomosados, onde os pelitos avermelhados, com presença de bioturbações e evidência de paleossolos, caracterizariam as planícies de inundação.

Da Rosa (2005) estudou as rochas Triássicas do Rio Grande do Sul com enfoque nos processos pós-deposicionais, com base em análises petrológicas das paleoalterações que ocorrem nas rochas siliciclásticas do Triássico Médio e Superior aflorantes no nosso Estado e relacionou o resultado da diagênese destas paleoalterações com a diagênese dos vertebrados encontrados nestes sedimentos, afirmando que os paleovertebrados podem servir de parâmetros indiretos na investigação da taxa de sedimentação.

Reichel *et al.* (2005) analisaram, sob um enfoque diagenético, materiais provenientes de dois afloramentos Triássicos considerados peculiares, devido a semelhanças bioestratinômicas descritas anteriormente por Machado *et al.* (2003). Os autores concluíam que, além de tais semelhanças, ambas tafocenoses compartiam um tipo diferenciado de preservação dos fósseis, com grandes quantidades de quartzo preenchendo poros substituindo a matriz óssea, padrão completamente diferente ao observado em outros afloramentos de mesma idade, como os autores demonstram no artigo.

Mori (2006), em sua dissertação de mestrado discute a tafonomia em sistemas fluviais com base num estudo de caso para o Triássico do RS. A autora interpretou a tafocenose encontrada em um afloramento do Município de Dona Francisca como sendo representante de uma paleofauna autóctone, sem alteração por agentes biogênicos e sem evidências de morte catastrófica.

Recentemente, Bertoni-Machado & Holz (2006), artigo este apresentado no capítulo 3 desta tese, apresentaram uma proposta de reconstrução paleoambiental para as tafocenoses descritas por Machado *et al.* (2003) e Reichel *et al.* (2005), concentradas biogenicamente e influenciadas diretamente pela variação no lençol freático.

O trabalho mais recente envolvendo Tafonomia de Vertebrados Triássicos é a dissertação de Martinelli (2007), que também se utilizou de um estudo de caso de um afloramento Triássico, que a autora interpretou como sendo uma área cuja concentração se deu por agentes biogênicos, em um ambiente com variação de nível freático, provavelmente formando pequenos corpos d'água, onde os animais se reuniriam para beber e se alimentar da vegetação circundante.

Dos diversos estudos tafonômicos efetuados no Triássico do RS, somente Holz & Souto-Ribeiro (2000) enfocaram a importância do tipo de sistema fluvial no padrão de preservação dos fósseis. Autores como Badgley (1986), Smith (1993), Badgley & Behrensmeyer (1995), Pereda-Suberbiola *et al.* (2000), Valli (2004), Holz & Simões (2005), Johnson (2006), dentre tantos outros que trabalham com tafonomia e paleoecologia, associam o tipo de assinatura tafonômica com as fácies sedimentares, de acordo com o sistema fluvial. Assim sendo, é importante saber como o tipo de sistema fluvial afeta a tafocenose e quais outros fatores estão relacionados com a preservação dos fósseis.

Portanto, é fácil imaginar que os fatores que afetam o sistema fluvial também devem afetar a preservação dos restos orgânicos. Dentre estes, os fatores autogênicos se referem à redistribuição dos sedimentos dentro de um sistema deposicional, como resultado de processos do próprio sistema (como a migração do canal ou deposição de barras; Fonseca, 1999). Por outro lado, os fatores alogênicos se referem a controles externos ao sistema, mas que o afetam fortemente, como a tectônica e o clima.

A sedimentação resulta da interação entre o suprimento de sedimentos, seu retrabalhamento e modificação por agentes físicos, químicos e biológicos, bem como do espaço de acomodação, que é o espaço necessário para ocorrer acúmulo de sedimentos.

O espaço de acomodação, do qual depende a sedimentação, é controlado principalmente por processos externos, como variações no nível do mar, clima,

movimentos tectônicos, atividade vulcânica, compactação e subsidência, que juntos, definem o nível de base deposicional (Reading & Levell, 1996 *in* Reading, 1996).

É necessário também, para que ocorra a sedimentação, um determinado aporte de sedimentos, que pode variar em volume, composição e granulometria e cujas variações dependem do clima, da química da água, do tectonismo e da geologia das rochas da área fonte. Dentro destes, o clima é o primeiro fator controlador de diversas fácies sedimentares, sendo estas excelentes indicadoras de paleoclimas.

O clima também afeta diretamente a produção de sedimentos, já que a destruição física e química das rochas das áreas-fontes depende, fundamentalmente, da variação da temperatura e do índice pluviométrico. Depois da evolução das plantas terrestres no Siluriano, em climas semelhantes aos encontrados hoje no cinturão tropical úmido e nas latitudes temperadas, houve a cobertura dos continentes com vegetação, o que passou a diminuir a taxa de erosão. Antes deste Período, a ausência de plantas terrestres fazia com que houvesse uma alta variação nas descargas de sedimentos, o que gerou o desenvolvimento de muitos rios entrelaçados, mesmo em regiões com chuvas relativamente constantes e abundantes.

Outro fator que controla o aporte sedimentar é o tectonismo. Numa escala global, a distribuição e os movimentos das placas mudam os padrões dos oceanos e dos continentes, o que afeta diretamente o tamanho e composição das rochas das grandes áreas-fontes, além da trajetória do transporte de sedimentos e dos depocentros sedimentares. Por exemplo, zonas onde ocorre colisão continental (*e.g.* Himalaia) produzem uma grande quantidade de sedimentos. A migração de rios e deltas e a localização de depocentros fluviais e deltáicos também podem ser controladas pelo tectonismo.

Desta maneira, o clima e a tectônica são fatores alogênicos de controle da sedimentação, porque se referem a controles externos ao sistema, mas que o afetam fortemente. Badgley & Behrensmeier (1995) chegam a afirmar que o tectonismo é o controlador primário na taxa de acumulação de sedimentos e na disposição dos ambientes deposicionais em uma bacia.

Já os processos autogênicos podem ser os responsáveis por mudanças nos padrões de sedimentação. Como exemplo, (Reading & Levell, 1996 *in* Reading, 1996) citam rios de alta sinuosidade e afirmam que estes agradam por sobre os sedimentos da planície e que, cedo ou tarde, rompem seus bancos e estabelecem um novo curso. Isto se

deve à própria natureza do ambiente sedimentar, sendo estas mudanças inevitáveis e geralmente governadas por eventos inusitados e excepcionalmente violentos, como enchentes ou tempestades. Tal característica é de extrema importância quando se trata de retrabalhamento de sedimentos previamente depositados, pois pode acarretar na mistura de ossos já depositados, ou até mesmo pré-fossilizados, com materiais mais recentes, ocasionando a chamada mistura temporal (do inglês *time averaging*).

Machado (2006) descreve em detalhes as características dos principais tipos fluviais (anastomosados, meandranes e entrelaçados) e os correlaciona com as prováveis assinaturas bioestratinômicas resultantes. Independente do tipo de rio, os sistemas fluviais apresentam (em maior ou menor quantidade), os seguintes contextos ambientais: depósitos de canal, depósitos de canais abandonados, depósitos de *levee* ou diques marginais, depósitos de planície de inundação e depósitos de *crevasse splay*.

O quadro 01, a seguir, compila as características tafonômicas encontradas para cada ambiente fluvial e foi feita com base nos dados apresentados por Behrensmeier & Hook (1992).

Contexto ambiental	Características tafonômicas
Canais	Ocorrência comum de tetrápodes, articulados e desarticulados
Canais abandonados	Restos geralmente autóctones, eventos de morte catastrófica, armadilhas
<i>Levees</i>	Ocorrência incomum de vertebrados, quando ocorrem estão desarticulados
Planícies de inundação	Nos sedimentos mal drenados ocorrem peixes desarticulados e tetrápodes articulados, enquanto que, na planície bem drenada, ocorrem tetrápodes, tanto articulados quanto desarticulados, evidência de necrofagia/carnivoria, paleossolos
<i>Crevasse splays</i>	Ocorrência variável de tetrápodes articulados e desarticulados

Quadro 01: Ambientes deposicionais e características tafonômicas gerais das assembléias fossilíferas encontradas (modificado de Behrensmeier & Hook, 1992).

Desta forma, o que se apresenta aqui é uma tentativa de integrar duas áreas distintas das geociências – sedimentologia de sistemas fluviais e tafonomia de paleovertebrados – com o intuito de estabelecer modelos que possam nortear trabalhos futuros em áreas fossilíferas de sistemas continentais. Uma vez que os sistemas fluviais têm características hidráulicas e sedimentológicas muito distintas, essas distinções podem ser muito importantes para os processos tafonômicos que atuam na formação das tafocenoses nos respectivos sistemas.

CAPÍTULO 2

Contextualização Geológica

Paleofaunas

Parâmetros Tafonômicos

Relação entre Tipo de Sistema Fluvial e Modo Tafonômico de Preservação

2.1 Contextualização Geológica

2.1.1 O Triássico da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná está situada no centro e sudeste da América do Sul e se estende por 1.500.000 Km², aflorando no Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai (Fig. 06). Na extensão da Argentina, é conhecida como Chaco-Paraná e apresenta evolução geológica diferente, muito mais ligada ao ambiente de antepaís andino do que intracratônico, como ocorre em território brasileiro. A Bacia do Paraná é a perfeita representante do conceito de bacia intracratônica: encontra-se inteiramente contida na placa sul-americana e não apresenta relacionamento direto com as margens desta placa (Milani, 2004).

Seu conteúdo litológico é constituído por mais de 8.000m de espessura e é formado por rochas sedimentares e ígneas e formação teve início no Período Neo-Ordoviciano, terminando no Neocretáceo. Nesse transcorrer de tempo geológico, entre 450 Ma e 65 Ma, sucessivos episódios de sedimentação acomodaram seus depósitos no que viria a ser uma bacia de registro policíclico. Seis unidades de segunda ordem (Milani, 1997) constituem seu arcabouço estratigráfico (Fig. 07): Superseqüência Rio Ivaí, Superseqüência Paraná, Superseqüência Gondwana I, Superseqüência Gondwana II, Superseqüência Gondwana III e Superseqüência Bauru.

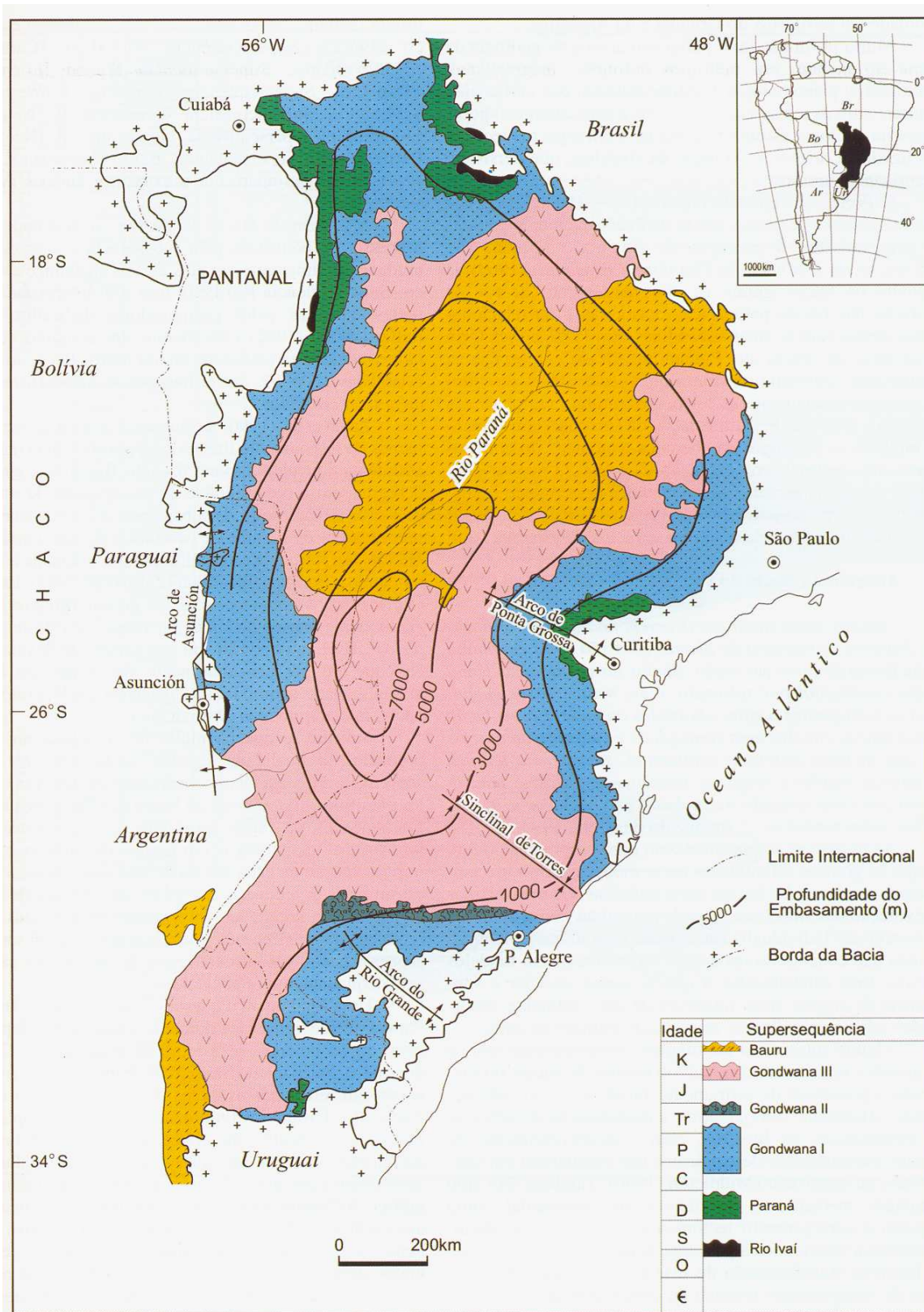


Figura 06: Mapa Geológico simplificado da Bacia do Paraná, identificando as áreas de ocorrência das superseqüências e suas respectivas idades (extraído de Milani, 2004).

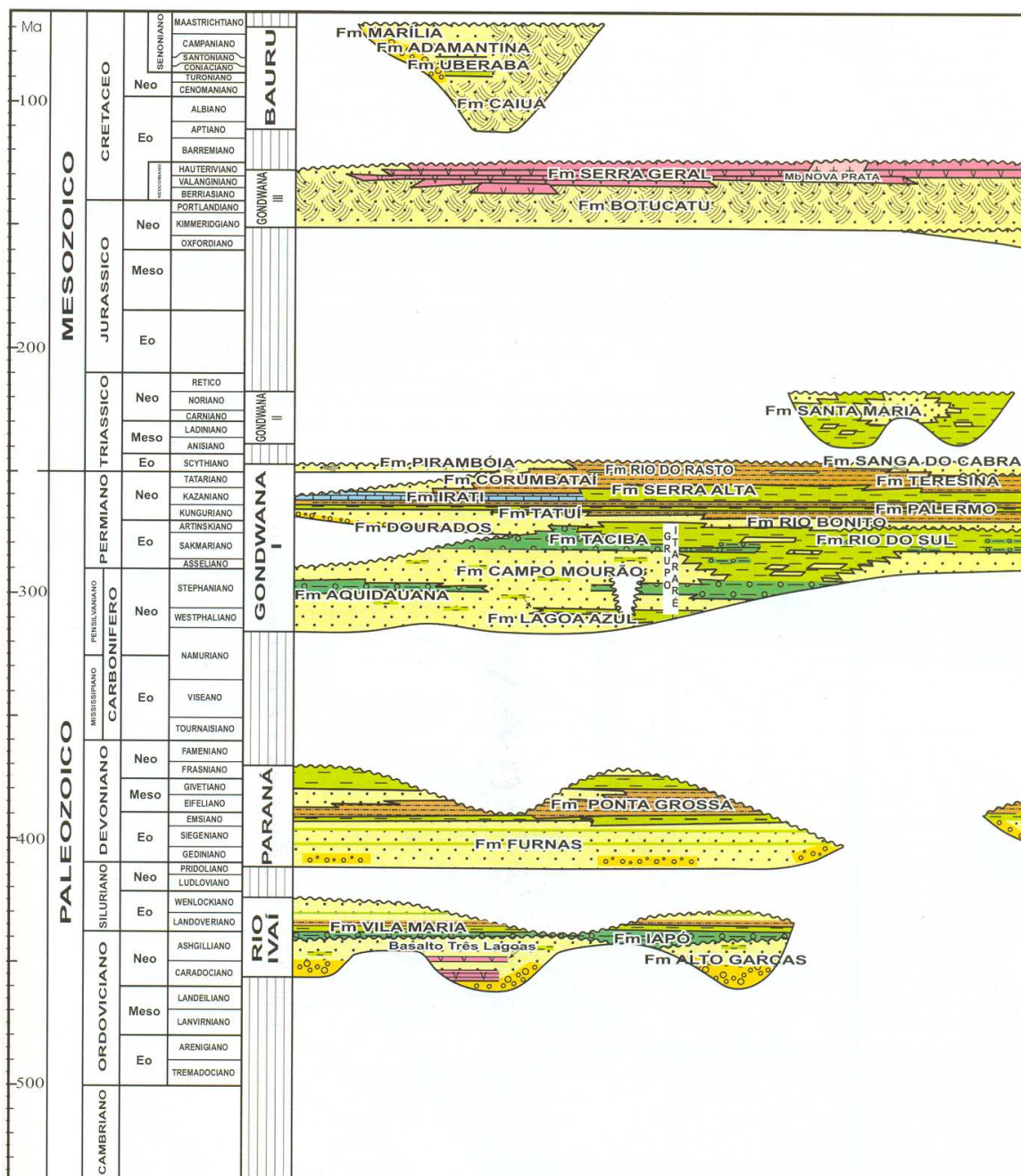


Figura 07: Diagrama cronoestratigráfico das seis superseqüências constituintes da Bacia do Paraná. As áreas de estudo aparecem nas Superseqüências Gondwana I (Formação Sanga do Cabral) e Gondwana II (Formação Santa Maria). Modificado de Milani (2004).

No Rio Grande do Sul, a deposição da Bacia do Paraná começou no Permo-Carbonífero e cessou no Cretáceo. O intervalo de interesse (Triássico) vem sendo estudado desde o início do século passado. White (1908) correlacionou o pacote sedimentar da Serra do Rio do Rasto, em Santa Catarina, com as rochas da região de

Santa Maria, que continham os fósseis de tetrápodes do Triássico já estudados por Woodward (1907), denominando-os de Série São Bento. Oliveira, em 1927, renomeou todo o pacote da Série São Bento como “Arenito Botucatu”.

Gordon Jr. (1947) apresentou uma nova classificação estratigráfica para o pacote acima citado, excluindo da Série São Bento a Formação Rio do Rasto (Permiano). Desta forma, a chamada Série São Bento ficou composta pela Formação Santa Maria, pelo Arenito Botucatu e pela Formação Serra Geral.

Gamermann (1973) propôs a denominação de Formação Rosário do Sul para o pacote situado entre a Formação Botucatu e o Grupo Passa Dois (Permiano) e que incluía a Formação Santa Maria e seria de idade Triássico. Em 1974, Bortoluzzi sugeriu a designação de Formação Rosário do Sul para referir os pacotes arenosos da base do pacote Triássico, enquanto os pelitos vermelhos sobrejacentes, ricos em vertebrados fósseis, foram denominados Formação Santa Maria. Esta Formação ficou sendo constituída por duas fácies: fácies Passo das Tropas (basal, areno-conglomerática, de origem fluvial) e fácies Alemoa (pelítica, lacustre). Sobrejacentes a estes, os depósitos fluviais, que às vezes continham troncos fósseis, foram posicionados na base da Formação Botucatu (constituindo o Membro Caturrita) e definidos, com certa reserva, como de idade Jurássica.

Andreis *et al.* (1980) propuseram um novo arcabouço litoestratigráfico para o Mesozóico do Rio Grande do Sul. Neste, o Grupo Rosário do Sul passou a ser composto, da base para o topo, pela Formação Sanga do Cabral (equivalente à Formação Rosário do Sul de Bortoluzzi, 1974), pela Formação Santa Maria (composta pelos Membros Passo das Tropas e Alemoa) e pela Formação Caturrita. Esta última, anteriormente posicionada no Jurássico, passou a ser incluída no Triássico Superior, como parte do Grupo Rosário do Sul.

Apenas em 1989 é que Faccini subdivide o pacote gondwânico em seqüências deposicionais, delimitadas por superfícies erosivas, rastreáveis ao longo da área aflorante da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul:

- Seqüência I: Formações Rio do Rasto e Sanga do Cabral. Andares Tatariano-Eoscytiano;
- Seqüência II: Formação Santa Maria e base da Formação Caturrita. Andares Ladiniano-Eonoriano;
- Seqüência III: Topo da Formação Caturrita. Andar Rético;

- Seqüência IV: Formações Botucatu e Serra Geral. Limite Jurássico/Cretáceo.

Lavina & Scherer (1997) demonstraram que a sucessão de fácies constituída pela interdigitação de sedimentos lacustres, eólicos e fluviais, característicos da Formação Rio do Rasto, passa, em direção ao topo, a ser formada predominantemente por depósitos eólicos, que eram interpretados, tradicionalmente, como constituindo a porção inferior da Formação Sanga do Cabral. Tais níveis eólicos, segundo os autores, corresponderiam à Formação Pirambóia, aflorante na porção centro-norte da Bacia do Paraná e, portanto, as Formações Rio do Rasto e Pirambóia corresponderiam a uma variação vertical e lateral de fácies sedimentares dentro de uma mesma seqüência deposicional, depositada ainda no período Permiano.

Inúmeras feições de interação sedimento-lava levaram Scherer (2000, 2002) a acreditar que os derrames basais da Formação Serra Geral teriam coberto campos de dunas eólicas - da Formação Botucatu - ainda ativos. Tal interpretação possibilitaria datar o final da sedimentação da Fm. Botucatu como tendo ocorrido há aproximadamente 132 m.a., correspondendo ao Eocretáceo. Este dado, somado a pouca espessura do pacote correspondente à Formação Botucatu no Estado (na comparação com áreas mais ao norte da Bacia) sugere que todo este pacote caberia, com sobra, dentro do Eocretáceo, não chegando ao Jurássico.

Apenas Zerfass *et al.* (2003) utilizaram-se da Estratigrafia de Seqüências para interpretar as Superseqüências de Faccini (1989). Os autores subdividiram os estratos Triássicos em duas seqüências de segunda ordem tectonicamente controladas, denominadas Superseqüências Sanga do Cabral e Santa Maria. A superseqüência Santa Maria foi subdividida em três seqüências de terceira ordem, denominadas Santa Maria 1, Santa Maria 2 e Santa Maria 3, respectivamente, da base para o topo.

Desta forma, os artigos que se referem aos pacotes sedimentares brasileiros são resultantes de estudos de caso de depósitos encontrados na Superseqüência Sanga do Cabral e nas Seqüências Santa Maria 1 e Santa Maria 2, como mostra a Figura 08.

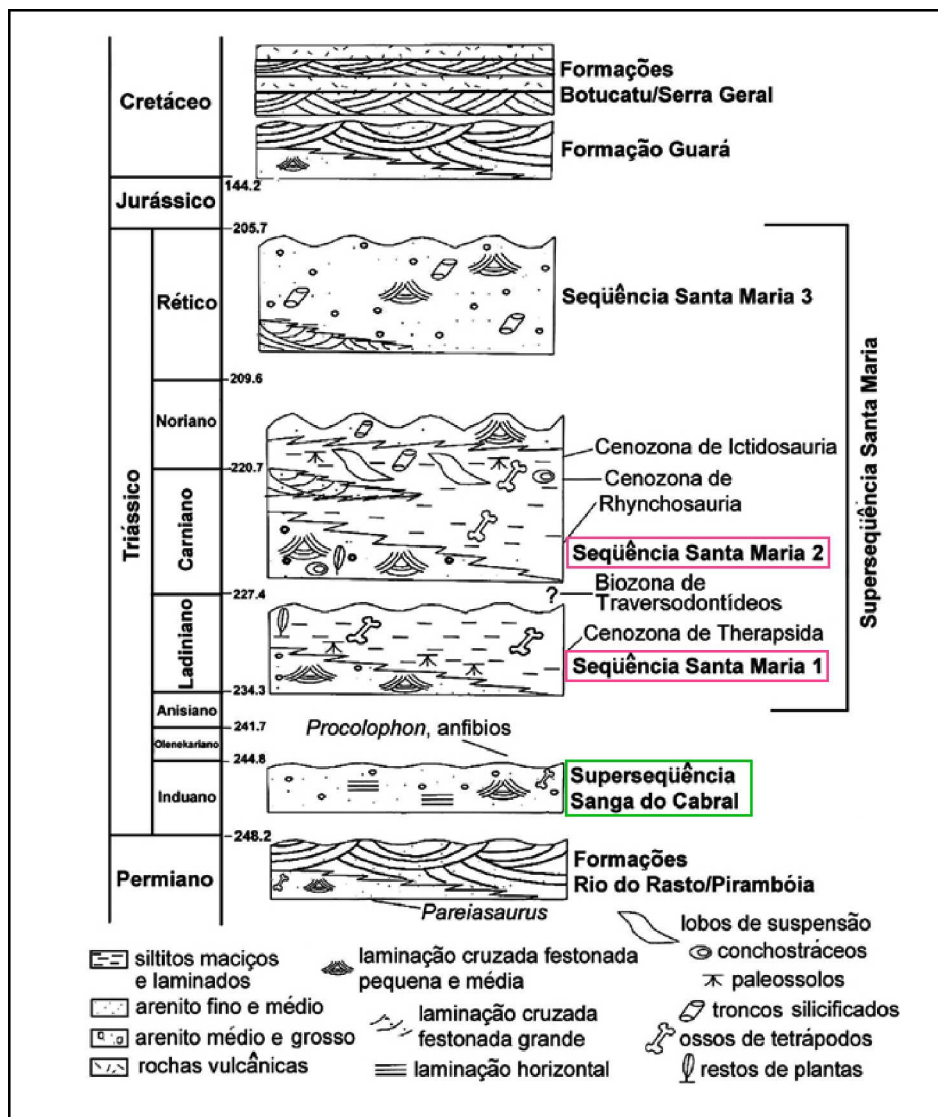


Figura 08: Cronoestratigrafia (associada à bioestratigrafia) proposta para Mesozóico do sul do Brasil (modificado de Zerfass *et al.*, 2003).

A Superseqüência Santa Maria há muito é conhecida e estudada por causa de seu conteúdo paleontológico, o que faz com que apresente estudos geológicos mais completos do que os depósitos da Superseqüência Sanga do Cabral.

A Superseqüência Sanga do Cabral é uma unidade com aproximadamente 50 m de espessura, chegando a um máximo de 100 m, interpretada por Zerfass *et al.* (2003) como uma seqüência de segunda ordem, cuja associação de fácies dominante compreende lentes alongadas de conglomerados intraformacionais, maciços ou com estratificação cruzada festonada, arenitos com laminação plano-paralela e pequenas lentes de pelitos maciços.

Tais características apontam para um sistema onde canais fracamente confinados, desenvolvidos em um ambiente com baixa taxa de criação de espaço de acomodação, espalhavam-se sobre planícies aluviais. Desta forma, a deposição se daria em eventos de rápidas enchentes ocorridas em um clima árido a semi-árido, gerando um sistema entrelaçado efêmero.

Como não existem superfícies delimitadoras ou mudança de fácies abrupta que indicassem uma mudança significativa nas taxas de criação de espaço de acomodação, não se pode subdividir a Superseqüência Sanga do Cabral em seqüências de terceira ordem, como ocorre com a Superseqüência Santa Maria.

A Superseqüência Santa Maria é, certamente, a unidade litoestratigráfica mais citada na literatura geocientífica referente ao Triássico brasileiro, sendo que estas camadas vermelhas têm despertado bastante interesse da comunidade científica devido ao expressivo conteúdo de vertebrados fósseis deste período (Faccini, 2000), bem como o potencial de cronocorrelação que este conteúdo empresta ao intervalo onde ocorre (Milani, 2000).

Em sua seção tipo, a Formação Santa Maria, definida por Bortoluzzi (1974) apresenta 80 m de espessura, sendo dividida em dois membros: (1) Membro Passo das Tropas, predominantemente arenoso, com camadas pelíticas subordinadas, com elementos da Flora de *Dicroidium*, com uma espessura variando entre 25-30 m; e (2) Membro Alemoa, constituído de siltitos argilosos, vermelhos, com níveis de paleossolos, gretas de ressecamento e caliches e portadores de vertebrados fósseis, com sua espessura variando entre 50-55 m. Barberena *et al.* (1985) afirmam que esta seqüência apresenta uma rica e variada fauna de paleotetrápodes e baseados nestes fósseis, os autores atribuíram uma idade Ladiniana-Eonoriana para tal seqüência.

Em termos de fácies e modelos deposicionais, a base desta seqüência (Membro Passo das Tropas) é caracterizada por arenitos finos a conglomeráticos, de coloração cinza-esbranquiçada, com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno a grande porte, podendo haver de forma subordinada siltitos e pelitos avermelhados em camadas lenticulares de pequena extensão, sendo que estas características são interpretadas por Faccini (1989) como um sistema fluvial entrelaçado.

A porção intermediária da seqüência (Membro Alemoa) é caracterizada pela grande presença de siltitos tabulares, maciços ou finamente laminados, de cor

vermelha e apresentando, algumas vezes, horizontes com caliches, gretas de contração e paleossolos. Algumas lentes arenosas intercalam-se aos siltitos e estes arenitos variam desde finos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanaladas e planares de pequeno a médio porte. Fonseca (1999) vincula estes depósitos a sistemas fluviais sinuosos, uma vez que os siltitos representam a planície de inundação enquanto que as lentes arenosas representam o canal, corroborado por Holz & Scherer (2000), que identificam este sistema fluvial como sendo do tipo anastomosado.

Por fim, novamente estes canais de moderada a alta sinuosidade tornaram-se mais amplos e rasos o que mudou o sistema deposicional, gerando novamente sistemas de canais fluviais entrelaçados, cujos depósitos são encontrados na Formação Caturrita e no Arenito Mata. A Figura 09 apresenta uma relação entre o tipo de sistema deposicional vigente e a paleoclimatologia.

Observa-se que há um aumento de umidade da base do Triássico (Fm. Sanga do Cabral) para o topo (Arenito Mata), fazendo com que os rios variassem de entrelaçado efêmero para anastomosado e, por fim, entrelaçado perene. Tal variação no tipo de sistema fluvial acarreta variações no modo de preservação dos fósseis, o que é discutido nos artigos dos capítulos 3, 4, 5 e 6 da presente tese.

Geocronologia		Litoestratigrafia	Variação Climática	
			Umidade	Descrição
Cretáceo		Formação Botucatu		sistema eólico seco
Jurássico				sistema fluvial e flora fóssil indicativos de ambiente úmido
T R I Á S S I C O	Rético	Arenito Mata		sistema fluvial entrelaçado perene (com répteis aquáticos/invertebrados)
	Noriano	Formação Caturrita		sistema fluvial anastomosados
		Ladiniano		Formação Santa Maria
	Anisiano			sistemas deposicionais fluvial e eólico
	Scythiano	Formação Sanga do Cabral		

Figura 09: Paleoclimatologia proposta para o Mesozóico do Rio Grande do Sul. Observa-se que há um aumento de umidade da base do Triássico (Fm. Sanga do Cabral) para o topo (Arenito Mata), fazendo com que os rios variem de entrelaçados efêmeros para anastomosados e, por fim, entrelaçados perenes (modificado de Holz & Scherer, 2000).

2.1.2 O Cenozóico do Uruguai

O Cenozóico uruguaio está bastante bem representado por diversas formações (Fray Bentos, Camacho, Raigón, Paso del Puerto, Las Arenas, Malvín e Salto), mas o intervalo de maior interesse paleontológico compreende os depósitos das Formações Raigón, Libertad e Dolores-Sopas, estas duas pertencentes ao chamado Quaternário. Do ponto de vista estratigráfico, o Quaternário começa no limite Plioceno-Pleistoceno (Bossi & Navarro, 1991), muito bem marcado pelas formações Raigón (Plioceno) e Libertad (Pleistoceno Inferior), embora mais recentemente o ICSC (Gradstein *et al.*, 2004) tenha-o considerado como uma Sub-Era que começa com o último Andar do Plioceno, o Gelasiense (2,59 Ma).

Grande parte dos estudos sobre o Quaternário Uruguaio se desenvolveu nos anos '60, quando se começou a editar um mapa de solos do Uruguai, através de um time multidisciplinar de pedologistas, geólogos e geomorfólogos do Ministério de Agricultura e Aqüicultura do Governo uruguaio (Fig. 10). Antón & Goso (1974), Antón (1975), Goso (1985, 1986) e Panario (1988) “traduziram” tais informações na forma de divulgação científica e, desde então, pouco se aprimorou os estudos em estratigrafia do Quaternário Uruguaio.

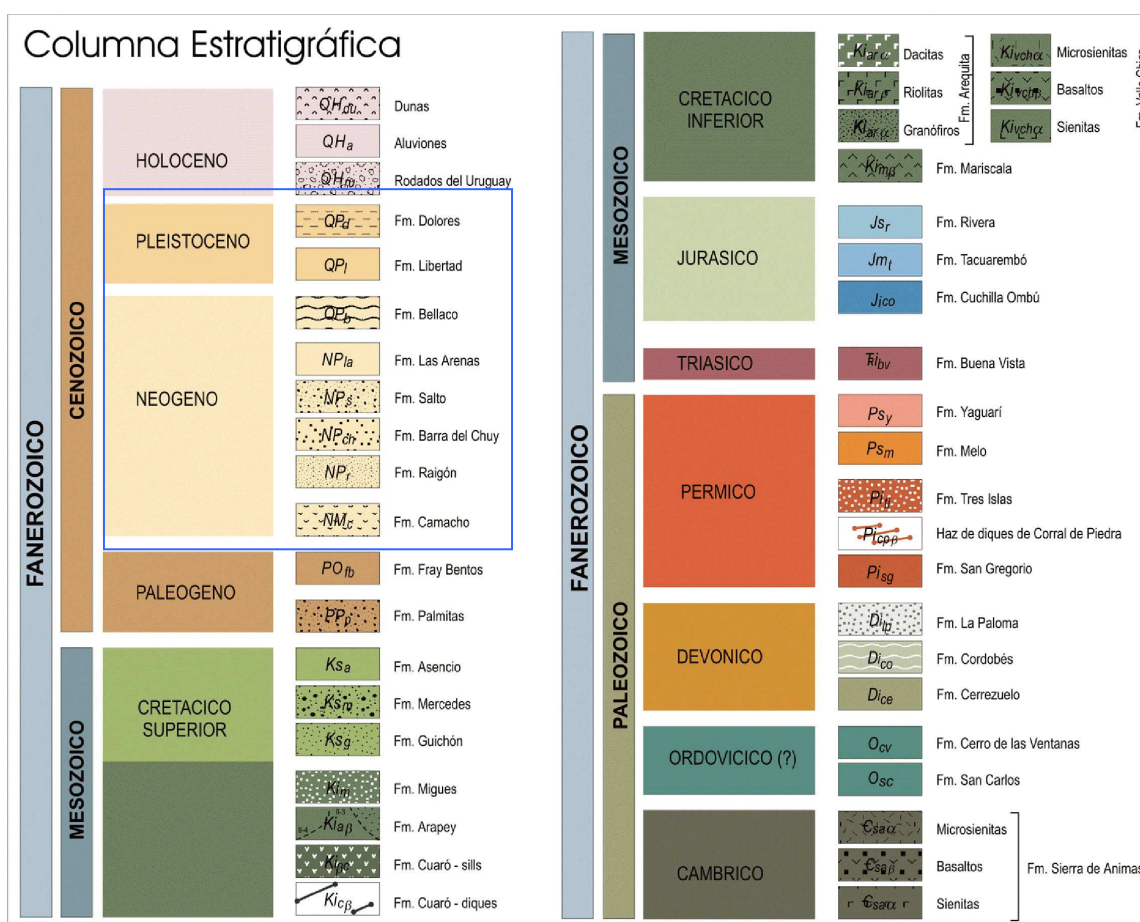
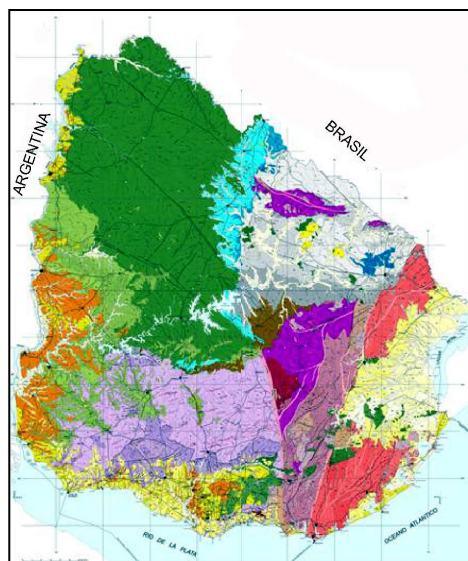


Figura 10: Coluna estratigráfica dos depósitos uruguaios e mapa localizando as formações citadas na coluna. Os depósitos das Formações Raigón, Libertad e Dolores-Sopas (aqui chamada apenas de Fm. Dolores) aparecem nos tons de bege e amarelo claro (modificado de Bossi & Ferrando, 2001).

Um importante fator é a falta de pessoal especializado na análise de bacias quaternárias, uma vez que grande parte dos estudos tem um enfoque mais agrário (análise de solos) do que geológico. Além disto, um fator complicador na análise estratigráfica é que os afloramentos deste período aparecem na forma de terraços, fazendo com que muitas vezes unidades mais antigas apareçam acima de mais novas, como se exemplifica na Figura 11.

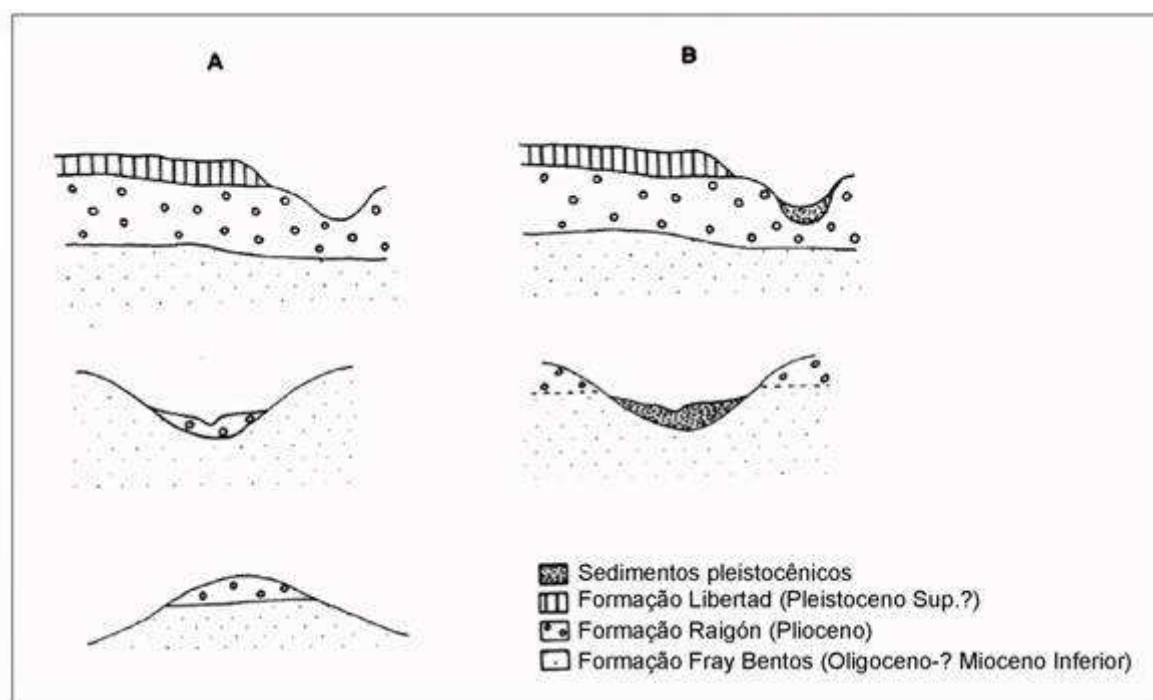


Figura 11: Interpretações estratigráficas dos depósitos quaternários do Uruguai. Em A, interpretação de Bossi & Navarro (1988), em B, interpretação mais recente, proposta por Panario & Gutiérrez (1999).

Em essência, os depósitos Plio-Pleistocênicos associados aos principais rios uruguaios (Uruguay e Negro) formam três níveis de terraços. O terraço mais alto, que é o mais antigo, ocupa as áreas interfluviais entre esses rios e são compostos pelos depósitos conglomeráticos, de idade Pliocênica, das Formações Raigón (objeto de estudo desta tese), e Salto e dos depósitos loessicos da Formação Libertad (Pleistoceno). Os terraços intermediários são terraços arenosos descontínuos, do Plioceno Superior (Formação Paso Perico), enquanto que os terraços superiores são compostos por uma assembléia de canais recobertos por paleoplanícies que se desenvolveram durante o Holoceno Inferior e Médio, gerando os depósitos da Formação Dolores-Sopas, além de depósitos Pleistocênicos cortados por canais Holocênicos (Panario & Gutiérrez, 1999).

As análises tafonômicas desenvolvidas na presente tese foram efetuadas nos depósitos fossilíferos da Formação Raigón, descrita por Goso & Bossi (1966), cuja seção-tipo foi descrita para o Balneário de Kiyú, no Departamento de San José, as margens do Rio de la Plata (Fig. 12).

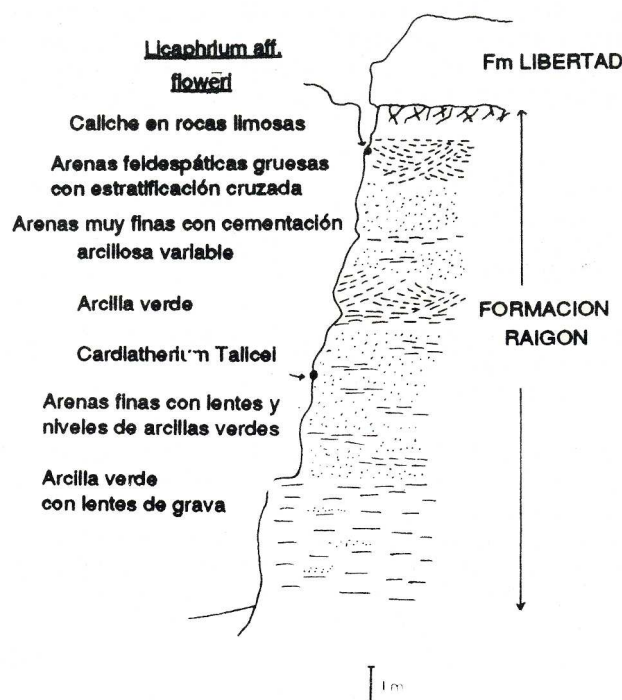


Figura 12: Seção-tipo proposta por Bossi & Navarro (1991) para os depósitos da Formação Raigón. Os fósseis *Cardiatherium talicei* e *Licaphrium aff. floweri* são usados pelos autores como indicadores bioestratigráficos, indicando uma idade Pliocênica para a formação (modificado de Bossi & Navarro, 1991).

Preciozzi *et al.* (1985) propõem que a Formação Raigón seja uma ambiente deposicional fluvial, com variações laterais e cuja base está relacionada a depósitos litorâneos, em condições de clima semi-árido. De Santa Ana *et al.* (1988), com base nos sedimentos da Formação Raigón, dizem que: “os términos arenosos, canaliformes, dominantes em toda a seção, aparecem discordantemente apoiados em delgadas camadas pelíticas, restringidas a um ambiente de planície de inundação do sistema fluvial. As evidencias erosivas dentro dos mesmos depósitos de canal e as variações granulométricas constantes dentro da fração arenosa denotam câmbios nas condições de fluxo, que vai de moderado a alto. A alta relação areia-pelito, as estratificações cruzadas e outras estruturas de corte e preenchimento, assim como as

características hidráulicas do transporte sugerem que estes depósitos estejam relacionados a um sistema fluvial entrelaçado”.

Panario e Gutiérrez (1999) correlacionam a Formação Raigón, do Uruguai, com as formações Salto Chico e Ituzaingó, da Argentina. Os autores dizem que os depósitos fluviais Pliocênicos da Fm. Raigón estão relacionados a sistemas fluviais entrelaçados, cujos depósitos característicos são arenitos conglomeráticos, onde se encontram restos de vertebrados. Os autores ainda relacionam estes depósitos a condições climáticas áridas ou semi-áridas.

Já Bossi & Ferrando (2001 – Geocarta) descrevem a Fm. Raigón como composta por pelitos com lentes arenosas, arenitos finos com lentes pelíticasossilíferas, arenitos feldspáticos com estratificação cruzada, arenitos finos intercalados com argilas, pelitos com calcretes e pelitos maciços (*loess*) e interpretam estes depósitos como pertencentes a um sistema fluvial entrelaçado de alto fluxo, e os pelitos representariam o preenchimento de canais abandonados ou depósitos de planície. De Santa Ana et al (1988) integram essas litologias a “Subseqüência superior fluvial” da seqüência Mio-Pliocênica do sudoeste do Uruguai.

Spoturno *et al.* (2004) apresentam a versão mais recente e completa sobre a geologia do Departamento de San José, onde se encontram os principais depósitos da Formação Raigón. Os autores descrevem estruturas de corte e preenchimento de canais, além de estruturas cruzadas planares e festonadas, de sedimentos arenosos e conglomeráticos, depositadas num contexto fluvial de clima árido ou semi-árido, mas não chegam a identificar a que tipo de sistema fluvial tais depósitos pertencem.

Nota-se, portanto, através de descrições um tanto quanto diferentes que os autores concordam numa origem fluvial para os depósitos da Formação Raigón, interpretando-os como pertencentes a rios entrelaçados.

2.2 Paleofaunas e suas correlações bioestratigráficas

2.2.1 Triássico do Brasil

De acordo com Andreis *et al.* (1980), a unidade Sanga do Cabral aparece também no Uruguai, nominada de Formação Buena Vista e é correlacionada com a “zona empobrecida” (subzona de *Procolophon*), de acordo com Neveling *et al.* (1999), por causa da presença de *Procolophon pricei* e de *Procolophon brasiliensis*, da Bacia

do Karoo, na África do Sul (Cisneros & Schultz, 2002). Além destes dois fósseis, ocorrem também cinodontes trinaxodontídeos (Abdala *et al.*; 2002), estereospôndilos ritdosteídeos (Dias-da-Silva *et al.*, 2005; Dias-da-Silva *et al.*, 2006a), uma vértebra de protorosauro (Langer & Schultz, 1997) e um *stapes* um tanto quanto duvidoso de um listrossaurídeo (Langer & Lavina, 1997).

Em análises bioestratigráficas mais recentes, sugeriu-se que tais unidades são sequencialmente correlatas com a Formação Katberg (Bacia do Karoo, África do Sul), sendo que a Formação Buena Vista é correlacionada com a porção inferior, enquanto que a Formação sanga do Cabral seria correlacionada à porção superior desta unidade (Dias-da-Silva *et al.*, 2006b).

Os paleovertebrados Meso-Neotriássicos do Estado do Rio Grande do Sul sempre despertaram a curiosidade dos geocientistas por sua diversidade e riqueza. A primeira coleta de fósseis na Formação Santa Maria ocorreu no município de Santa Maria, na chamada Depressão Central do Estado e, aparentemente, foi realizada por Franz Sellow, que visitou o Rio Grande do Sul nos anos de 1821 a 1827, para coletar materiais botânicos, paleontológicos e minerais, mas a primeira expedição científica registrada percorreu o RS em 1870 e era composta por membros do Museu de Anatomia Comparada da Universidade de Harvard.

No início do século XX, em 1902, Lindman, um botânico que já havia visitado a região em 1893, voltaria a Santa Maria para coletar fósseis para o Museu de Estocolmo, na Suécia (Lindman, 1902 *apud* Bonfim, 1996). Desde então, muitos trabalhos foram desenvolvidos com base nos tetrápodes fósseis do Triássico Sul-Brasileiro, cujos resultados foram amplamente divulgados em dissertações, teses e artigos científicos em revistas especializadas.

Langer *et al.* (2007) apresentam uma compilação dos principais trabalhos envolvendo a paleofauna triássica no RS (Fig. 13) e afirmam que a biota fóssil deste período inclui, no mínimo, 45 espécies válidas de tetrápodes, como se observa na Figura 14.

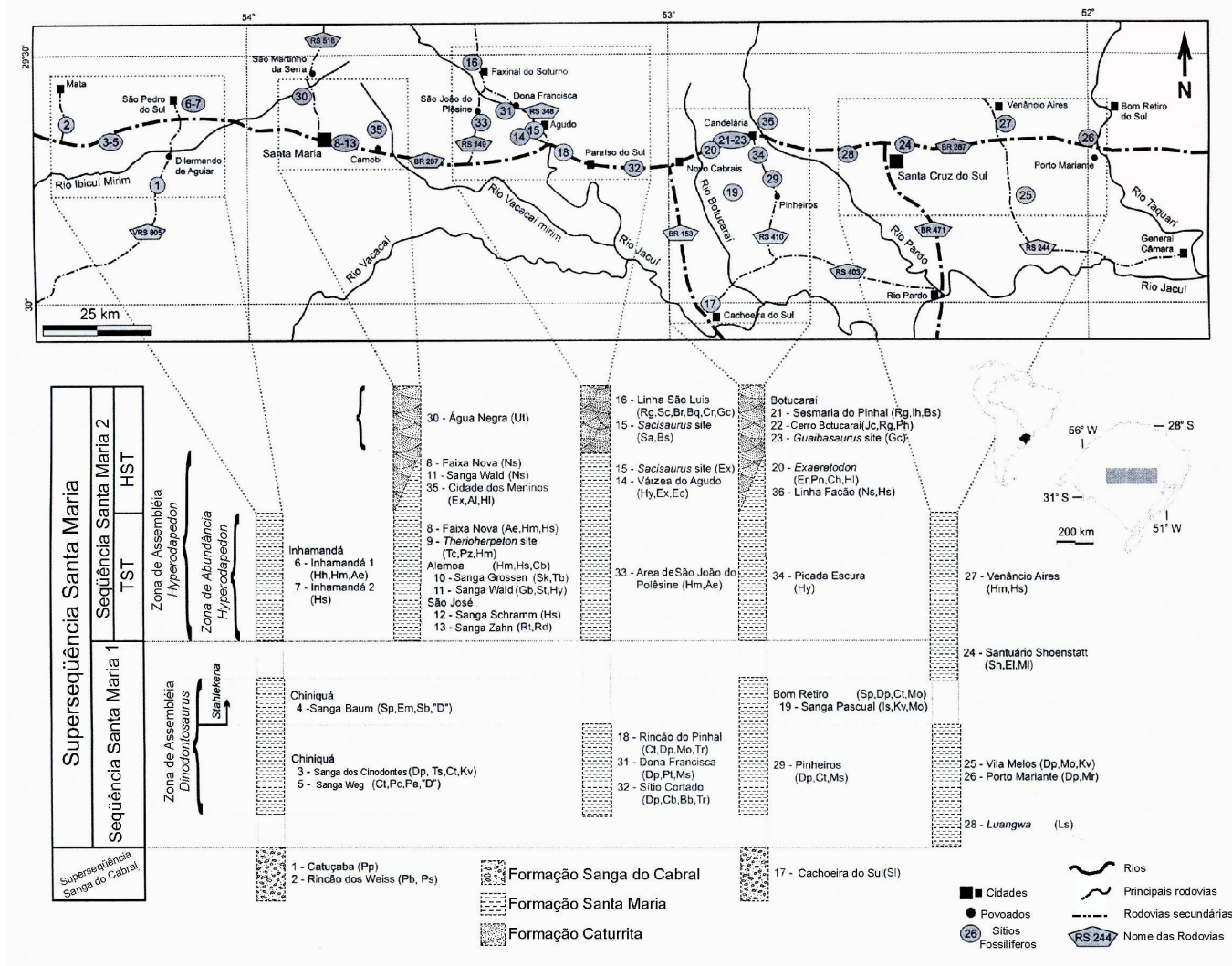


Figura 13: Principais afloramentos contendo fósseis de paleovertebrados do Triássico gaúcho (modificado de Langer *et al.*, 2007).

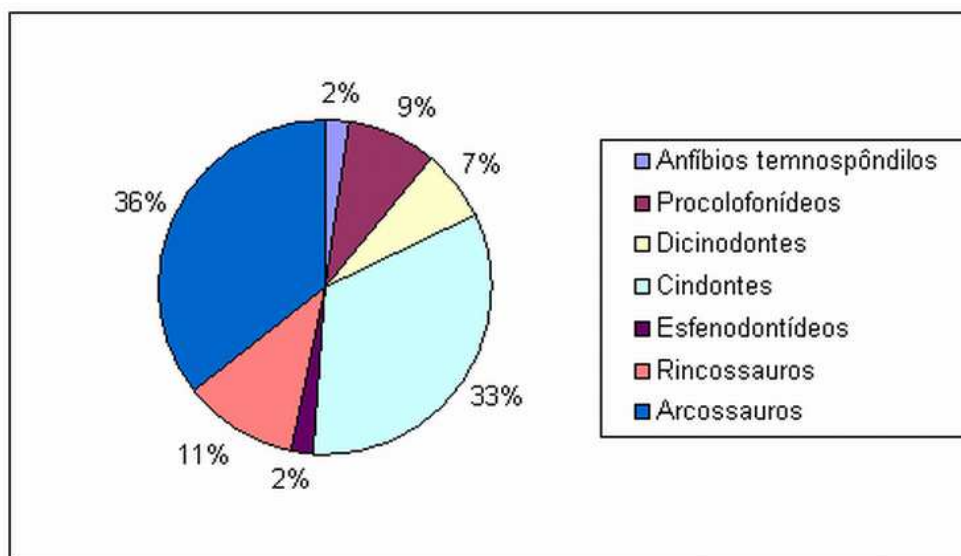


Figura 14: Porcentagem de espécies válidas para cada grupo taxonômico já descrito para o Triássico sul-brasileiro, sendo $n = 45$. Importante salientar que os famosos “dinossauros mais antigos do mundo” estão agrupados dentro dos arcossauros.

Em termos bioestratigráficos, o primeiro autor a propor uma zonização bioestratigráfica para a Formação Santa Maria foi Barberena (1977), que preliminarmente, a subdividiu em três zonas-associação (ou Cenozonas): Zona-associação de Therapsida, Zona-associação Rhynchocephalia, e entre estas a Zona-associação de *Dicrodium*. Embora esta divisão evidenciasse a marcante diferença entre os conteúdos fossilíferos, apresentava pouca resolução já que os principais afloramentos eram muito localizados, portanto havia pouca possibilidade de correlação lateral entre estes horizontes (Barberena *et. al* 1985).

O trabalho subsequente de Barberena *et al.* (1985) propõe uma divisão para o intervalo Permo-Triássico em unidades geobióticas denominadas Faunas Locais, baseadas no conteúdo fossilífero dos Estados do sul do Brasil. Fauna Local é uma unidade geobiótica constituída “pela totalidade de espécies coletadas em importantes afloramentos ou agrupamentos destes”. As faunas ainda devem ser constituídas por organismos que foram contemporâneos e não devem ser representativos de uma totalidade de uma grande unidade lito ou cronoestratigráfica.

Com base nestes conceitos, Barberena *et al.* (1985) propuseram sete Faunas-Locais, sendo quatro de idades entre Triássico Médio e Superior (intervalo de interesse neste estudo): Fauna Local Pinheiros (Eoladininano), Fauna Local Chiniquá

(Mesoladiniano), Fauna Local Alemoa (Ladiniano-Carniano) e Fauna Local Botucaraí (Eocarniano-Eonoriano). Trabalhos posteriores (e.g. Barberena *et al.*, 1991) reforçam a utilidade desta divisão, permitindo correlacionar as paleofaunas triássicas brasileiras com conteúdo fóssilífero da Argentina e África do Sul.

Embora a divisão em Faunas Locais busque uma maior resolução geocronológica, ela não é suficiente para fornecer informações sobre a distribuição lateral (correlação bioestratigráfica) ou vertical (temporal) num pacote rochoso, uma vez que pode ser definido a partir de um afloramento. Schultz (1995) também aponta dificuldades na identificação de horizontes cronocorrelacionáveis em seqüências continentais, como é o caso da Formação Santa Maria e identifica oito Zonas-Associação. A partir da descoberta de novos sítios fóssilíferos, Barberena *et al.* (1993), Scherer (1994) e Schultz *et al.* (1994) retomam o uso de Cenozonas, reavaliando as antigas zonas já propostas por Barberena (1977).

Schultz *et al.* (2000) propuseram uma divisão baseada nas associações fóssilíferas que se sucedem temporalmente e associa as faunas nas seguintes cenozonas: Cenozona de Therapsida (inclui a Fauna Local de Pinheiro e a Fauna Local de Chiniquá), Cenozona de Rhynchosauria (Fauna Local de Alemoa e parte da Fauna Local de Botucaraí) e Nível de *Jachaleria*, tratada como unidade informal.

Neste trabalho, os autores quantificaram as cenozonas e forneceram os seguintes dados: a Cenozona de Therapsida é constituída principalmente por dicinodontes (61%), com menores frações de cinodontes (27%), tecodontes (11%) rincossauros (0,7%) e procolofonídeos (0,3%). Já a Cenozona de Rhynchosauria é dominada por rincossauros (92%), apresentando também cinodontes (2,7%), tecodontes (4,9%) e dinossauros (0,4%). O Nível de *Jachaleria*, com ocorrência na base do Cerro Botucaraí é caracterizada pela presença do dicinodonte *Jachaleria candelariensis*, dentes de arcossáurio, membros e outros fragmentos de um dinossauro prosaurópode primitivo (*Guaibasaurus candelariensis* Bonaparte, Ferigolo & Ribeiro, 1999), parte do *rostrum* de um fitossauro (Kischlat & Lucas, 2003) e vários restos fragmentados ainda não descritos.

Rubert & Schultz (2004), analisando o material de sítios fóssilíferos triássicos propõem uma nova zona, a Zona-de-Associação de Ictidosauria, baseado em dois afloramentos: um próximo ao Cerro Botucaraí, no município de Candelária, e outro no município de Faxinal do Soturno. O conteúdo comum destes dois afloramentos

constitui-se de cinodontes avançados não-mamalianos (Ictidossauros), incluindo *Riograndia guaibensis* Bonaparte *et al.* 2001, *Brasilodon quadrangularis* Bonaparte *et al.* 2003 e *Brasilitherium riograndensis* Bonaparte *et al.* 2003, e esfenodontídeos indeterminados (Ferigolo, 2000). Em outros afloramentos, posicionados no mesmo nível estratigráfico, caracterizado pelo Nível de *Jachaleria* (Schultz *et al.* 2000), ocorrem formas não relacionadas às que são encontradas nos dois afloramentos anteriormente citados. Mesmo assim, por apresentar uma distribuição espacial mais extensa, o que amplia as possibilidades de correlação bioestratigráfica dentro do Triássico Superior, o novo intervalo proposto, chamado de Cenozona de Ictidosauria passa então a substituir o Nível de *Jachaleria*.

No entanto, Schultz *et al.* (2000) concluem que, apesar de os restos fossilizados coletados até agora possuírem ocorrência restrita, estes impossibilitam a individualização desta assembléia como uma Cenozona, portanto, segue-se utilizando a nomenclatura informal proposta por Scherer (1994) denominada Nível de *Jachaleria*. Baseado na cronocorrelação com paleofaunas argentinas, uma idade Eo-Mesochañarensense pode ser atribuída a Cenozona de Therapsida, enquanto que uma idade Neochañarensense-Ischigualastense é atribuída a Cenozona de Rhynchosauria.

Abdala *et al.* (2001), em trabalho sobre a descrição da peculiar fauna de cinodontes encontrada no afloramento Schoenstatt, em Santa Cruz do Sul, dizem que a ausência de rincossauros (predominantes na Cenozona de mesmo nome) associado aos traversodontídeos altamente especializados encontrados neste local (e que não são localizados em outras assembléias fossilíferas da Formação Santa Maria) poderia indicar que esta fauna representaria um intervalo temporal não previamente conhecido para esta formação.

Além disso, alguns dos traversodontídeos descritos por Abdala *et al.* (2001), previamente denominados de Tipo I e Tipo II, são bastante semelhantes à fauna descrita por Flynn *et al.* (2000) para Madagascar. Desta maneira, a similaridade de composição faunística entre as faunas de Santa Cruz do Sul e Madagascar, mesmo que restrita aos cinodontes permite a inferência de uma idade Ladiniana (mas não necessariamente Carniana) para a fauna sul-americana. Portanto, os autores propuseram uma nova Biozona, denominada Biozona de Traversodontídeos, de idade Ladiniana, preenchendo o hiato temporal que aparece entre as Biozonas de *Dinodontosaurus* (=Cenozona de Therapsida) e Rhynchosauria.

No trabalho mais recente sobre a bioestratigrafia do Triássico rio-grandense, Schultz & Soares (2006) propõem uma nova denominação para a Cenozona de Ictidosauria, descrita por Rubert & Schultz (2004). Os autores sugerem a modificação do nome de “Cenozona de Ictidosauria” para Cenozona de Mammaliamorpha, apenas por questões nomenclaturais, já que Ictidosauria é um nome em desuso, pois apenas relacionava-se à Família Tritheledontidae. A descoberta de novos materiais em afloramentos pertencentes à chamada Cenozona de Ictidosauria, que não eram pertencentes a este grupo, resultou em análises filogenéticas que mostraram que os cinodontes Tritheledontídeos (já conhecidos) mais os cinodontes Brasilodontídeos (descritos após a criação da Cenozona), associados aos Mammalia, compõem um clado monofilético e, portanto, poderia ser agrupado no táxon Mammaliamorpha, o que justificaria a mudança de nome da Cenozona. Desta maneira, a figura 15 sintetiza os trabalhos bioestratigráficos descritos anteriormente e mostra a atual divisão bioestratigráfica para o Triássico.

	Bioestratigrafia		Litoestratigrafia	
	Triássico Brasileiro	Triássico Argentino	Bacia do Paraná	Bacia Ischigualasto Villa Union
212 m.a.	Noriano	La Esquina	Formação Caturrita	Formação Los Colorados
220 m.a.		Cenozona de Mammaliamorpha		
	Carniano	Cenozona de Rhynchosauria	Formação Santa Maria	Formação Ischigualasto
228 m.a.		Biozona de Traversodontídeos		
	Ladiniano	Cenozona de Therapsida	Formação Los Rastros	Formação Chañares
234 m.a.				

Figura 15: Proposta bioestratigráfica mais recente para o Triássico Brasileiro e correlação com o Triássico argentino (modificado de Rubert & Schultz, 2004).

2.2.2 Quaternário do Uruguai

O Uruguai é um país muito rico em registro fossilífero, principalmente de restos de megafauna. Esta fauna continental quaternária sul-americana é constituída por uma mistura de espécies autóctones (hemisfério sul) com espécies alóctones (hemisfério norte), já que a América permaneceu isolada durante quase todo o Terciário, restabelecendo-se a ligação com a América do Norte somente no fim deste período (Plioceno).

A partir do Mio-Plioceno que as migrações entre as Américas, através do Istmo do Panamá, começaram (Fig. 16). Através de uma conexão continental, no final do Terciário (Plioceno), ocorreu a mistura e a conseqüente extinção de grande número de gêneros sul-americanos e alguns dos grupos invasores (Fariña & Vizcaíno, 1995). Ao todo, cerca de nove famílias (entre os quais gliptodontes, megatérios, toxodontes, etc.) emigraram para a América do Norte, contra cerca de quinze que imigraram para nosso continente (como cervos, mastodontes, cavalos, ursos e tigres dentes-de-sabre). Esse grande intercâmbio faunístico originou uma competição entre os estoques das duas Américas e, como conseqüência, ocorreu a sobreposição de dois nichos ecológicos. Tal impacto levou a diminuição das populações autóctones, algumas chegando a ser extintas durante esse processo.

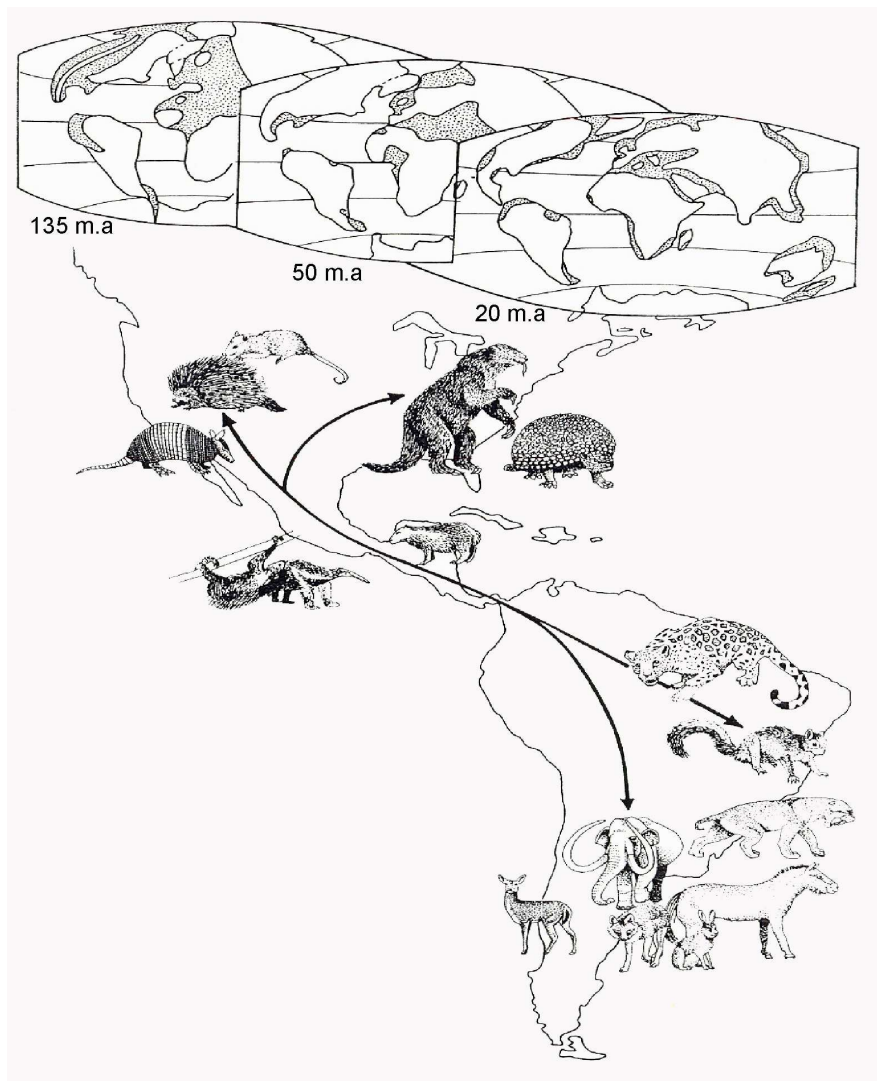


Figura 16: Intercâmbio faunístico das Américas. Os mapas mostram a posição da América do Sul no Cretáceo Superior (135 m.a), Eoceno Médio (50 m.a) e Mioceno Inferior (20 m.a). O grande intercâmbio ocorreu há cerca de 3 milhões de anos, quando preguiças gigantes, roedores caviomorfos, tatus e gliptodontes foram em direção ao norte, enquanto que jaguares, esquilos, tigres dentes-de-sabre, elefantes, cervídeos, lobos, coelhos e cavalos migraram para o sul. Modificado de Benton (1990).

Benton (1990) diz que “invasores”, ou seja, a fauna norte-americana diminuiu a diversidade de grupos sul-americanos, mas Lessa & Fariña (1996) e Lessa *et al.* (1997) afirmam que a extinção está relacionada ao aumento na massa corporal dos indivíduos do sul e que os imigrantes teriam sobrevivido por serem terem mais altas taxas de especiação do que os nativos.

Os mamíferos terrestres gigantes da América do Sul, extintos no final do Pleistoceno e pertencentes à denominada megafauna, estão bem documentados no **Cristina Bertoni-Machado**. Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

registro fóssilífero do Uruguai e aparecem, principalmente, em depósitos das Formações Raigón, Libertad e Dolores-Sopas, embora nos depósitos da Formação Raigón não se encontrem os verdadeiros gigantes, mas sim seus antepassados.

Como os realmente grandes mamíferos desta fauna têm seu auge durante o Pleistoceno, na conhecida Fauna Lujanense (Fig. 17), com preguiças-gigantes atingindo 3 metros de altura e algumas toneladas de massa, por exemplo, (veja estudo detalhado em Fariña *et al.*, 1998), os depósitos onde eles se encontram são os mais bem descritos e estudados, sendo pertencentes às Formações Libertad e Dolores-Sopas, mas poucos são os trabalhos que descrevem mais detalhadamente a fauna de Raigón.

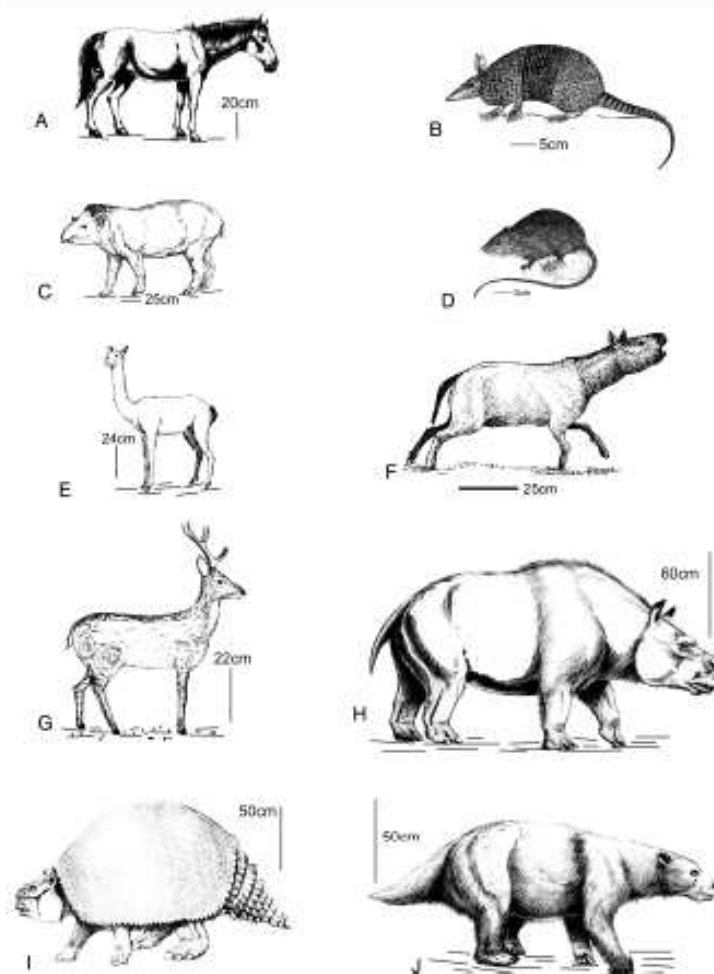


Figura 17: Exemplos de mamíferos encontrados na megafauna Lujanense, no Uruguai. Em A, *Equus (Amerhippus) neogeus*; B, *Dasyopus novemcinctus*; C, *Tapirus terrestris*; D, *Lundomys molitor*; E, *Lama* sp.; F, *Neolicaprium recens*; G, *Ozotoceros bezoarticus*; H, *Toxodon platensis*; I, *Glyptodon clavipes*; J, *Glossotherium robustum* (extraído de Ubilla, 2004). Fariña *et al.* (1998) apresentam uma listagem mais detalhada desta fauna.

Ubilla *et al.* (2004) fornecem um detalhado estudo sobre os vertebrados do Pleistoceno Superior da Formação Dolores-Sopas, incluindo uma análise importante sobre a bioestratigrafia do período, além de reconstruções ambientais e climáticas. Ubilla (2001) se utiliza de interpretações tafonômicas para justificar uma idade Pleistoceno Superior para tal formação, pois através de técnicas de ^{14}C , dataram conchas de moluscos considerados *in situ* e em posição de vida, indicando que o evento que os soterrou foi o mesmo que os matou, caracterizando uma contemporaneidade dos fatores. Desta forma, o autor argumenta que a idade encontrada (aproximadamente 45.000 anos) para os moluscos seria a mesma da rocha. Martínez & Rojas (2004) utilizam-se também do argumento tafonômico para afirmar que se deve utilizar esta datação com muita cautela, pois na interpretação destes autores, os fósseis de moluscos estavam presentes em depósitos conglomeráticos e apresentavam algumas assinaturas tafonômicas que indicariam certo grau de *time averaging*.

Já para os depósitos de Raigón não há tanta informação disponível. Neste caso, o quadro 02 busca identificar os principais grupos taxonômicos encontrados dentre os aproximadamente 400 fósseis tombados no Laboratório de Paleontologia da UDELAR, no Museu de Ciências Naturais de Montevideo e em coleções privadas.

Grupo	Elementos esqueléticos identificados	Total
Notungulata		25
	Toxodontidae indet	
	<i>Toxodon</i> sp	
	<i>Xotodon</i> sp	
	<i>Trigodon</i> sp	
Rodentia (grandes)		89
	Hydrochaeridae indet	
	<i>Cardiatherium</i> sp	
	<i>Cardiomys</i> sp.	
	Eumegamyinae indet	
	Chinchillidae indet	
	<i>Lagostomus</i> sp.	
	<i>Lagostomopsis</i> sp.	
Rodentia (pequenos)		17
	Rodentia indet	
	Cricetidae indet	
	Caviidae indet	
Litopterna		13
	Litopterna indet	
	Macraucheninae indet	
Pilosa		33
	Pilosa indet	
	<i>Pronothrotherium</i> sp	
	<i>Ranculus</i> sp	
	<i>Cathonyx</i> sp	
Cingulata		174
	Dasypodidae indet	
	Euphractinae indet	
	<i>Stomaphoropsis</i> sp	
	<i>Pampatherium</i> sp	
	<i>Kraglievichia</i> sp	
	<i>Plaxhaplous</i> sp	
	<i>Uruguayurus</i> sp	
Peixes		26
	Osteichthyes indet	
	Myliobatidae indet	
	<i>Pogonias</i> sp	
	<i>Carcharinus</i> sp	

Quadro 02: Listagem dos principais táxons encontrados nos depósitos da Formação Raigón. O total de fósseis listado na coluna da direita está relacionado ao grupo taxonômico como um todo.

2.3 Parâmetros Tafonômicos

O presente item busca descrever os parâmetros tafonômicos usados na análise tafonômica feita nos estudos de caso resultantes nos artigos. De forma geral, os principais parâmetros tafonômicos são: a investigação da causa de morte, o grau de desarticulação e transporte sofrido, o soterramento (que não será descrito, já que sem soterramento não há fósseis) e a diagênese, além de parâmetros como o grau de intemperismo e mistura temporal da assembléia fossilífera. Muitas vezes eles não aparecerão descritos nos trabalhos, portanto, estas breves descrições buscarão situar o leitor nos conceitos aplicados na metodologia tafonômica.

2.3.1 Morte

“Klähn fez uma grande distinção entre as duas principais causas de morte: MORRER ou SER MORTO. Por MORRER, ele quis dizer o processo normal de morte por idade avançada ou doenças. Por SER MORTO, ele se referiu aos indivíduos saudáveis, vítimas de acidentes, inimigos ou ainda, das forças da Natureza” (Weigelt, 1927/1989: 21).

Para que ocorram os processos tafonômicos, é necessário que haja a morte do organismo. Os processos necrobióticos (processos fisiológicos que levam à morte de um organismo) são difíceis de quantificar, mas a análise tafonômica pode fornecer pistas sobre a *causa mortis*.

Há muitas maneiras de morrer e intimamente relacionados a estas maneiras está o tipo de concentração resultante, portanto, sempre que possível, o estudo da mortalidade deve ser efetuado, já que muitas vezes há relação entre o evento que matou e soterrou determinado organismo. Existem dois tipos básicos de morte na Natureza, chamadas de morte seletiva ou de morte não-seletiva (ou catastrófica).

A morte seletiva afeta determinadas faixas de idade da população e é causada por fatores como envelhecimento, doença e predação. De um modo geral, este tipo de morte afeta principalmente os organismos mais jovens e mais velhos, pois estão mais sujeitos a estes fatores.

Por outro lado, a morte não-seletiva atinge grande parte da população, indistintamente. Isto ocorre quando há eventos de maior magnitude, como enchentes, tempestades ou grandes secas. Neste caso, todos os indivíduos da população são atingidos, não tendo nenhuma preferência por classes de idade.

Holz & Simões (2002) dizem que quando uma população passa por eventos de morte seletiva, a tanatocenose resultante apresentará duas classes dominantes de idade, resultando numa bimodalidade, enquanto que quando ocorre um evento de morte não-seletiva, a tanatocenose resultante será bastante parecida com a distribuição de idades da população original, portanto, não ocorrerá esta bimodalidade (Fig. 18).

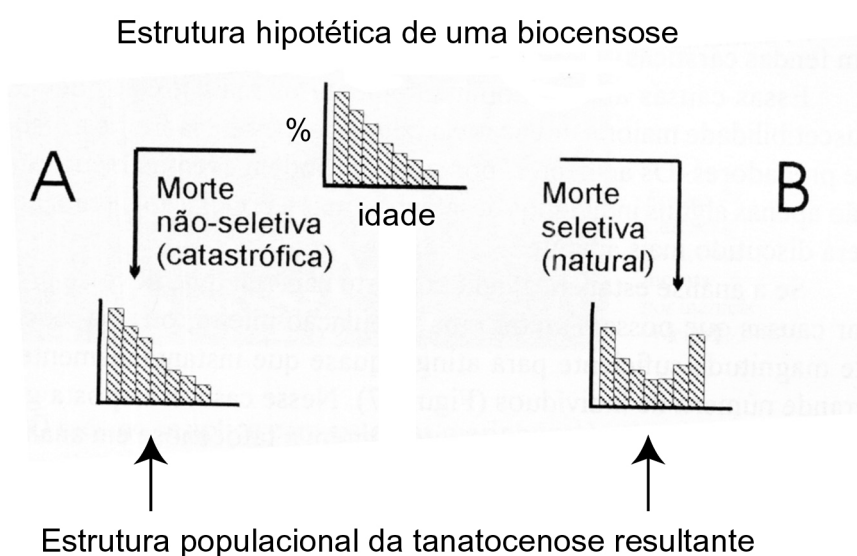


Figura 18: Relação do tipo de morte e da estrutura populacional. Observe a bimodalidade que ocorre quando há um evento de morte seletiva. Quando ocorre uma morte catastrófica, a tanatocenose resultante é praticamente um espelho da biocenose original (modificado de Simões e Holz, 2002).

Com base na concentração biogênica (tanatocenose, tafocenose), podemos ter uma idéia do TIPO DE MORTE, mas este resultado não nos revela a CAUSA DE MORTE. Essa é uma questão bastante difícil de responder, já que muitas vezes a resposta não está só no indivíduo, mas também no ambiente deposicional onde ele foi encontrado.

Com relação ao indivíduo, as principais causas de morte podem ser: doença (observar patologias nos ossos), predação (observar marcas de dentes) e

acidentes (quedas em fendas, em poços de piche ou outras armadilhas naturais, além de enchentes gigantescas e secas prolongadas).

Desta maneira, quando a análise estatística dos restos esqueléticos indica o padrão de bimodalidade, ou seja, um tipo de morte seletiva, o paleontólogo deverá buscar as respostas nos próprios materiais de estudo, diferentemente do que acontece quando se tem uma indicação estatística de que houve uma morte do tipo não-seletiva (catastrófica), já que a maior parte destes indícios são revelados nas rochas onde se encontram os depósitos.

Sempre se deve ter em mente que o registro sedimentar é predominantemente episódico, ou seja, apenas os grandes eventos (enchentes, tempestades, etc.) deixam seu registro. Os vertebrados são encontrados principalmente em depósitos continentais, como os associados aos sistemas fluviais. No dia-a-dia, as taxas de erosão e de deposição de sedimentos são muito baixas e isto não fica registrado. Quando ocorrem grandes enchentes, aumenta a capacidade de carga de um rio (capacidade de transporte de sedimentos) e o rio extravasa, levando grande parte destes sedimentos para suas margens. Estes eventos ficarão registrados como camadas de sedimentos finos na planície de inundação e durante estes eventos que a biota é soterrada e preservada, ou ainda, são nestes eventos que os organismos morrem e são preservados, gerando assim uma assembléia fossilífera gerada por morte não-seletiva (catastrófica).

2.3.2 Autoctonia x Aloctonia

O problema do reconhecimento de uma assembléia como autóctone ou alóctone é profundamente conhecido na paleoecologia de vertebrados, portanto, cabe neste momento apresentar alguns conceitos básicos. Assembléia autóctone é aquela composta por fósseis derivados de uma comunidade local (sem ação de transporte) e preservados em posição de vida; assembléia parautóctone é aquela formada por espécimes (indivíduos) autóctones, mas que não se encontram em posição de vida, enquanto que assembléia alóctone é aquela composta por fósseis transportados para fora de seu habitat natural.

Para se fazer interpretações paleoecológicas, é de suma importância saber com que tipo de assembléia estamos trabalhando, já que as tais interpretações devem ser feitas para onde o animal vivia e não necessariamente o local de morte e soterramento é

este lugar (Behrensmeyer & Boaz, 1980). Outro ponto a se salientar é que, pelo menos em comunidades de paleovertebrados, o conceito de autoctonia e parautoctonia se misturam, pois a questão “posição de vida” está muito mais direcionada a organismos sésseis.

Identificar se houve transporte pode ser feito através da análise do sedimento encaixante, bem como características no padrão de desarticulação e orientação dos ossos na matriz (Fig. 19). Em termos gerais, pode-se dizer que uma assembléia autóctone caracteriza-se por apresentar um número restrito de indivíduos e de espécies, uma alta diversidade de elementos anatômicos e presença de elementos ósseos articulados, enquanto que uma assembléia alóctone incluiria um grande número de indivíduos e de espécies, uma baixa diversidade de elementos anatômicos e a ausência de ossos articulados (Coard, 1999).



Figura 19: Exemplos de assembléias autóctones e alóctones e como elas aparecem no registro fóssil. Em (A) fósseis de rinocerontes articulados, recobertos por cinzas vulcânicas, num claro exemplo de autoctonia (extraído de <http://ashfall.unl.edu/>) e em (B), restos de dinossauros desarticulados, em depósitos fluviais, caracterizando uma assembléia alóctone (extraído de www2.nature.nps.gov).

2.3.3 A questão da transportabilidade dos ossos e sua relação direta com a desarticulação dos fósseis

As alterações pós-morte ocorrem nos primeiros dias ou semanas depois da morte do animal e são importantes porque ilustram como o tipo de morte influencia a história tafonômica de um resto orgânico. Geralmente passa-se tempo suficiente entre a morte e o soterramento de um determinado organismo, portanto, quase sempre a carcaça já perdeu os tecidos moles que a mantinham junta, facilitando, desta maneira, a sua

desarticulação. Desta maneira, raros são os fósseis de organismos articulados, já que isso só ocorre quando o evento que o mata é o mesmo que o soterra, ou quando os materiais ficam expostos em ambientes onde a taxa de decomposição dos tecidos é muito baixa ou ainda quando o tempo entre a morte do animal e o soterramento é bastante curto, já que a taxa de decomposição diminui quando a carcaça é soterrada.

O processo de esqueletonização, ou seja, de remoção dos tecidos moles, ocorre devido a microorganismos (bactérias ou fungos, gerando a putrefação), por pequenos organismos como insetos ou ainda por grandes organismos carniceiros e é o primeiro fator indutor da desarticulação dos restos esqueléticos.

A desarticulação é a separação dos elementos de um esqueleto (Figura 20), causado por necrólise, transporte, pisoteio ou necrofagia e é determinada pela anatomia básica do organismo e fatores externos, como clima ou necrófagos. A articulação é definida como dois ou mais elementos esqueléticos em sua posição anatômica original ou ainda separados entre eles por apenas alguns centímetros.



Figura 20: Desarticulação em esqueleto de vaca. Na foto da esquerda se observa a curvatura cervical normal encontrada em carcaças que não foram transportadas por correntes hidráulicas. Na foto da direita se observa uma escápula desarticulada bastante longe do resto do esqueleto, indicando provavelmente a ação de algum necrófago.

De uma perspectiva tafonômica, o estudo da desarticulação é bastante importante porque fornece subsídios para o entendimento dos eventos ocorridos no período pós-morte/pré-soterramento, já que os elementos que, em vida, estavam articulados, desarticulam-se e podem ser espacialmente dissociados ou ainda espalhados. A seqüência de desarticulação vai depender da anatomia corporal, do clima (pode ocorrer mumificação) e do tempo decorrido entre a morte e o soterramento.

A seqüência de desarticulação é um fator importante na análise da história tafonômica de um vertebrado e esta é determinada pelo tipo de articulação do

elemento ósseo no esqueleto. Em vertebrados, a seqüência normal de desarticulação (Toots, 1965) é a seguinte:

- desconexão do crânio;
- desencaixe da mandíbula;
- desconexão das cinturas pélvica e escapular;
- desconexão dos membros em ossos isolados;
- desencaixe das costelas;
- desarticulação da coluna vertebral.

Os fatores alteradores da seqüência de desarticulação mais comuns são a ação de carnívoros/necrófagos, que arrancam pedaços da carcaça e alteram a seqüência normal, ou ainda a sedimentação total (que impede que o esqueleto se desarticule) ou a parcial (onde a porção soterrada se mantém conectada enquanto a exposta à superfície desarticula). Além disto, o transporte hidráulico também contribui para a desarticulação de uma carcaça, pois seus ossos apresentam potenciais de transporte distintos, devido a forma e densidade dos ossos. Entender a relação entre desarticulação e transporte é fator importante, pois está diretamente relacionado ao grau de autoctonia/aloctonia.

Muitos os trabalhos enfocando erosão, transporte e deposição de sedimentos, o transporte de restos orgânicos é, provavelmente, o aspecto mais focado das análises tafonômicas. Mesmo assim, saber quanto um osso foi transportado não é fácil, mas se faz necessário, já que futuras análises paleoecológicas são feitas para onde os organismos *viviam* e não para onde foram *encontrados*, como citado no item 2.3.1. Portanto, discernir se aquela assembléia é autóctone ou alóctone é obrigatório numa análise tafonômica.

O sedimento encaixante não é menos importante que o grau de desarticulação e a identificação dos grupos de transportabilidade hidráulica (observados nos fósseis) para identificar se houve ou não transporte hidráulico. Restos de paleovertebrados são geralmente encontrados em sistemas continentais (como os canais de rios e as planícies de inundação adjacentes), que são dominados por fluxos unidirecionais (ação de correntes). Nestes casos, o transporte hidráulico será seletivo, ou seja, a transportabilidade de um osso dependerá do fluxo da corrente e do tipo ósseo em questão.

De acordo com a transportabilidade hidráulica, Voorhies (1969) classificou os elementos esqueléticos em três grupos, conhecidos por Grupos de Voorhies. No Grupo I encontram-se os elementos removidos quase que imediatamente, sendo compostos por falanges, carpais e tarsais e ossos porosos como o esterno e as vertebrais sacrais. No Grupo II se encontram os restos removidos por saltação e rolamento, como os fêmures, úmeros, tíbias, fíbulas e costelas. Por fim, no Grupo III estão os chamados “depósitos residuais”, compostos por elementos pesados e pouco transportáveis como o crânio e a mandíbula (quadro 03).

GRUPO	ELEMENTOS
I	Falanges, ulnas, rádios, esterno, tarsais, carpais e vértebras
II	Úmero, fêmur, costelas
III	Crânio, mandíbula e dentes

Quadro 03: Grupos de Voorhies, característicos de concentrações por transporte hidráulico.

Desta maneira, a análise dos Grupos de Voorhies é de fundamental importância para aclarar a questão da transportabilidade seletiva dos ossos. Concentrações cujo maior número de ossos pertença ao Grupo I englobam elementos muito transportados, geralmente alóctones, o que dificulta muito fazer inferências sobre o habitat dos animais. As concentrações ricas em elementos esqueléticos do Grupo II podem apresentar algum grau de aloctonia, mas não tanto a ponto de não se poder especular sobre o local onde o animal vivia. Já as caracterizadas por restos do Grupo III por serem depósitos residuais, são quase sem transporte e muito provavelmente autóctones. Portanto, para se entender como uma determinada concentração fossilífera foi formada pela ação do transporte seletivo, o tafônomo deverá tentar, ao menos, separar os restos esqueléticos encontrados nos três grupos citados anteriormente.

Behrensmeyer (1975) diz que as proporções diferentes dos Grupos de Voorhies numa assembléia fóssil podem fornecer evidências da proximidade dos fósseis da tanatocenose original e, por conseguinte, dos habitats onde estes animais viviam. Além dos fatores citados anteriormente, quando há transporte hidráulico, há certa reorientação dos ossos, a qual, para os ossos longos, será com a epífise maior voltada

contra a corrente e as mandíbulas com a convexidade voltada para cima (Behrensmeyer, 1990).

O transporte biogênico, por predadores e/ou necrófagos, de elementos ósseos pode ser diferenciado do transporte hidráulico quando não se observar uma separação dos ossos em grupos de Voorhies e, muitas vezes, os ossos aparecem de uma maneira caótica, sem nenhuma orientação preferencial.

É sabido que a desarticulação de um organismo e o transporte sofrido por seus restos estão intimamente relacionados, uma vez que muitas vezes o transporte se inicia quando a desarticulação ainda não terminou. Torna-se importante salientar, então, que nem sempre um baixo grau de desarticulação significa pouco transporte. Muitas vezes, carcaças inchadas pelos gases da putrefação, que ainda não tiveram os tecidos rompidos e se encontram cheias de gás no seu interior, o que diminui a densidade, são incorporadas pela carga do canal e podem ser transportadas por longas distâncias antes que estes gases escapem e a carcaça afunde. Este processo é bastante importante de ser observado, já que muitas vezes organismos são encontrados longe do seu verdadeiro habitat e caso o transporte não seja levado em consideração, o paleontólogo poderá interpretar erroneamente a presença deste grupo num determinado ambiente, levando a graves problemas nas reconstituições paleoecológicas.

Identificar as chamadas carcaças d'água pode ser feito quando o esqueleto articulado apresentar um modo caótico na disposição dos ossos, sem a curvatura cervical observada em elementos articulados que foram soterrados sem terem sido transportados, já que, quando o gás escapa, o organismo afunda e a preservação ocorre do jeito que a carcaça se acomodou no fundo do corpo d'água.

Além de transportar os ossos, os sistemas fluviais podem fragmentá-los durante a remobilização, sendo mais fácil quando o osso já está pré-fossilizado, porque quando fresco, a estrutura interna do mesmo é porosa, o que confere certa elasticidade. Para distinguir se a fragmentação foi causada antes ou depois do soterramento, é necessário observar a borda do osso. Se esta estiver fraturada de forma irregular, cheia de denticulos, é sinal que o osso foi fraturado ainda fresco, enquanto que uma fratura com bordas lisas é evidência de fraturas depois do período de fossilização (Fig. 21).

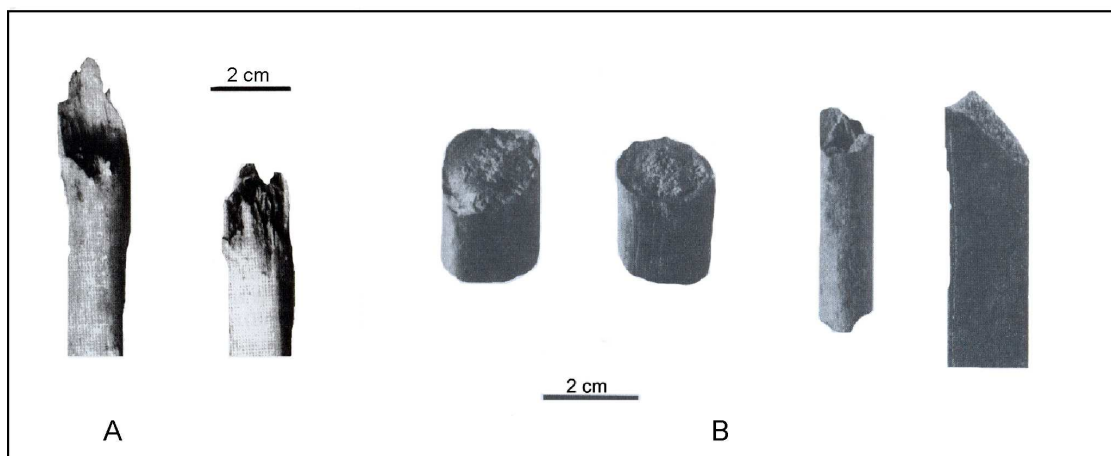


Figura 21: Padrões de fraturas. Em (A) osso fresco, onde se observa a superfície irregular. Em (B) ossos fósseis, notar a borda lisa que se forma quando o osso é fraturado após a diagênese (modificado de Holz & Simões, 2002).

O quadro 04 compila as informações descritas até o momento.

Causa da Mortandade			
Modo de Transporte	Predador	Armadilhas Naturais	Evento de maior magnitude
Nenhum	Presença de articulação, maioria dos espécimes agrupados, alta % de juvenis, fraturas nos ossos, ausência de seleção hidráulica.	Presença de articulação, alguns espécimes agrupados, moderada % de juvenis, pouco dano nos ossos, ausência de seleção hidráulica.	Algumas articulações presentes, alguns espécimes agrupados, moderada % de juvenis, pouco dano nos ossos, ausência de seleção hidráulica.
Por predadores/necrófagos para uma área específica	Grau variável de articulação, alguns espécimes agrupados, moderada a alta % de juvenis, fraturas, ausência de seleção hidráulica.	Grau variável de articulação, alguns espécimes agrupados, baixa a moderada % de juvenis, fraturas, ausência de seleção hidráulica.	Grau variável de articulação, alguns espécimes agrupados, baixa a moderada % de juvenis, fraturas, ausência de seleção hidráulica.
Por correntes	Ausência de articulações, espécimes espalhados, moderada % de juvenis, abrasão dos ossos e seleção hidráulica.	Ausência de articulações, espécimes espalhados, baixa % de juvenis, abrasão dos ossos e seleção hidráulica.	Ausência de articulações, espécimes espalhados, baixa % de juvenis, abrasão dos ossos e seleção hidráulica.

Quadro 04: Características tafonômicas que se espera encontrar uma tafocenose hipotética (baseado em Behrensmeyer & Boaz, 1980; Behrensmeyer, 1990 e Behrensmeyer & Hook, 1992).

2.3.4 Intemperismo nos ossos

Os ossos, quando expostos, se decompõem e sua destruição faz parte do ciclo natural de reciclagem de nutrientes pelo solo. A chance de um osso virar um fóssil depende da intensidade dos processos destrutivos e da sorte de ser soterrado antes da completa destruição. O conjunto de processos físico-químicos pelos quais os ossos expostos passam quando estão na superfície chama-se intemperismo (Fig. 22).

Poucos são os trabalhos sobre intemperismo nos ossos, sendo esta uma das características tafonômicas menos observadas quando se analisam assembléias fósseis. Um trabalho clássico é o de Behrensmeyer (1978), que propôs os seguintes estágios de intemperismo:

- *estágio 0*: a superfície do osso não apresenta sinais de rachaduras nem de lascas. Geralmente os ossos estão frescos, com restos de tecidos nas cavidades e pele ou restos de ligamentos e músculos recobrendo a superfície do osso;
- *estágio 1*: ossos começam a apresentar rachaduras, normalmente paralelas a estrutura fibrosa do osso (*p. ex* longitudinalmente em ossos longos). As superfícies articulares podem apresentar rachaduras em mosaico, bem como o próprio osso. Gordura, pele e outros tecidos podem não estar presentes;
- *estágio 2*: as camadas mais superficiais dos ossos começam a soltar lascas, associadas a rachaduras e no limite dos ossos, ao longo das rachaduras, pequenas lascas de ossos podem se soltar. Lascas mais profundas começam a se formar até a parte mais superficial dos ossos estar toda rachada. Pequenos pedaços remanescentes de ligamentos, cartilagem e pele podem estar presentes;
- *estágio 3*: a superfície óssea é caracterizada por pedaços intemperizados, homogêneos e ásperos de osso compacto, resultando numa superfície fibrosa, nestes fragmentos todas as camadas externas e concêntricas de osso foram removidas e, gradualmente, toda a superfície do osso assume esta característica. O intemperismo não ultrapassa os primeiros 1–1,5 mm da superfície do osso e as fibras ósseas ainda se encontram firmemente ligadas umas as outras. Tecidos moles são raros neste estágio.
- *estágio 4*: a superfície do osso se apresenta com uma textura fibrosa, ocorrem grandes e pequenas lascas que podem se soltar quando o osso é movido e até as cavidades mais internas já se encontram intemperizada.

- *estágio 5*: o osso está se desintegrando no lugar, com grandes lascas se soltando e sendo facilmente quebrados quando movido. A forma original do osso pode ser difícil de identificar.

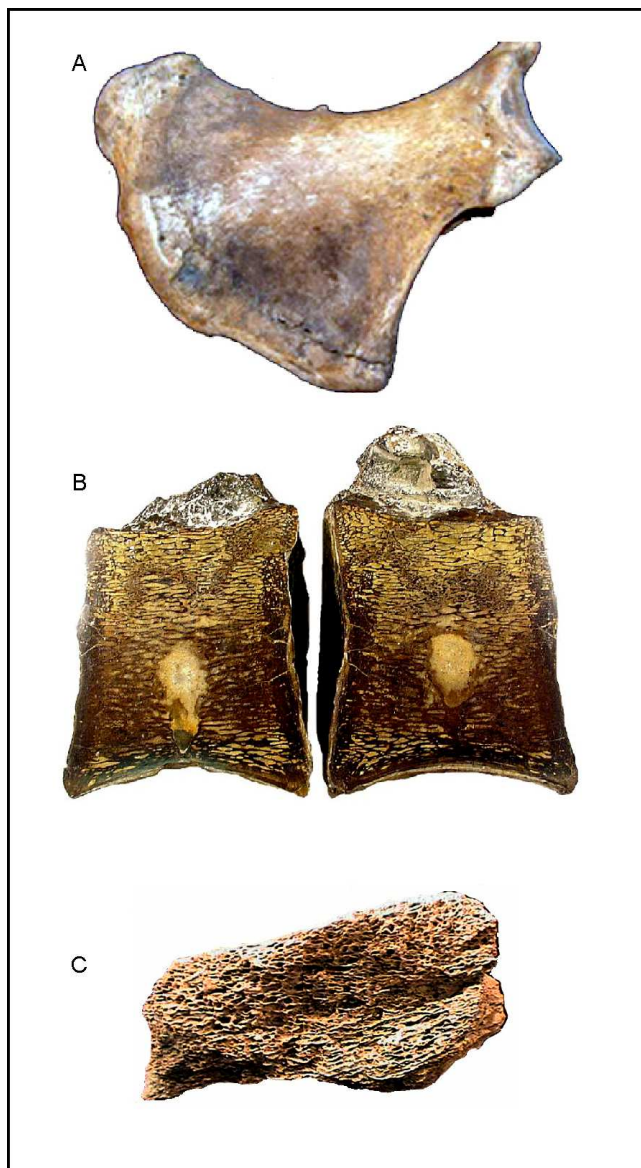


Figura 22: Ossos em diferentes estágios de intemperismo, de acordo com Behrensmeyer (1978). Em (A), ísquio em estágio 1; em (B) vértebras em estágio 2 e (C) fragmento de osso longo em estágio 4.

Behrensmeyer (1978) afirma que o intemperismo atua mais na parte do osso que está exposta do que a que se encontra em contato com o solo, portando encontrar um osso com dois estágios de intemperismo não é algo tão incomum. A parte superior apresenta-se com mais fraturas que a inferior, mas nesta face podem ocorrer cristalizações de sais presentes no solo, que podem preencher poros e fraturar o osso. Em condições onde a parte inferior do osso não esteja em contato com sais dissolvidos, **Cristina Bertoni-Machado**. *Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai*. 2008.

ela pode sofrer com diferentes formas de intemperismo, como as feitas por bactérias, raízes ou ação de outros organismos. Flutuações na temperatura e umidade do ambiente aumentam o intemperismo. Já ossos parcialmente soterrados não apresentam sinais de intemperismo, mesmo quando alguma de suas partes, que esteja exposta, apresente um estágio 4 ou 5. No experimento feito no Parque Amboseli, a autora afirma que os restos encontrados nos estágios 0 a 3 ficaram, no máximo, 10 anos expostos, enquanto os ossos encontrados nos estágios 3 a 5 ficaram até 15 anos expostos, enquanto que os ossos quase desintegrados ficaram mais tempo, portanto, a duração de um osso exposto na superfície é de, no máximo, 20 anos.

Tappen (1994) afirma que ossos expostos em savanas são mais suscetíveis ao intemperismo do que aqueles encontrados em florestas úmidas. A autora diz que apesar do solo das florestas úmidas ser mais ácido que o das savanas, as condições de temperatura e umidade nestes locais variam menos que em áreas abertas. Para ela, a incidência direta de sol e de chuvas sobre um osso o destrói mais rápido que a ação dos ácidos húmicos encontrados no solo das florestas e corrobora o experimento de Behrensmeyer (1978), que afirma que os ossos encontrados em ambientes secos sofrem mais com o intemperismo do que os encontrados em regiões mais úmidas.

2.3.5 A Mistura temporal

Conhecimentos tafonômicos e sedimentológicos são essenciais para se identificar ou quantificar o grau de mistura temporal de uma assembléia fóssil. Por mistura temporal, ou *time averaging* entende-se o processo de mistura de restos esqueléticos, de acontecimentos ou fenômenos não-contemporâneos, em um mesmo estrato ou concentração fossilífera (Holz & Simões, 2002).

Neste caso, assembléias resultantes de morte não-seletiva relacionadas a enchentes, no caso dos sistemas fluviais aqui discutidos, não são consideradas como tendo uma grande mistura temporal, já que o mesmo evento que matou os organismos é o que vai soterrar seus restos e preservá-los. Portanto, a ênfase é dada àquelas assembléias formadas por animais que morreram de forma seletiva (morte *natural*).

Os depósitos fluviais são as principais fontes de vertebrados fósseis, mas também são os locais onde há maior mistura temporal. O retrabalhamento dos ossos depositados nos canais e nas planícies gera assembléias com mistura temporal de 1000 a

100.000 anos (Behrensmeyer, 1982, Behrensmeyer & Hook, 1992). Estudos indicam que a probabilidade de haver registros de sedimentações ocorridas num intervalo de tempo de 10^0 a 10^4 anos é bastante baixa, portanto, nestas grandezas, o registro é incompleto. Assembléias encontradas em sedimentos de canal foram identificadas como tendo sido misturadas em intervalos de tempo de 10^2 a 10^3 anos, portanto, muitas vezes o registro sedimentar não engloba restos fósseis ou os ossos não duram tempo suficiente para serem soterrados e fossilizados.

A idéia corrente é que os fósseis encontrados em sedimentos de canal são alóctones, já que vêm transportados pela corrente, podendo alcançar grandes distâncias, já que foram transportados antes do soterramento final. O que se observa é que assembléias fósseis encontradas em sedimentos de canal apresentam uma variada gama de abrasão nos ossos, desde frescos até altamente abradidos, indicando histórias tafonômicas diferentes para os diferentes componentes desta tafocenose. Da mesma forma que materiais são incorporados à carga do canal e transportados, outros não necessariamente são transportados, misturando elementos alóctones com autóctones. Além disso, os ossos podem passar por vários períodos de retrabalhamento antes do soterramento final, o que, além de misturar elementos de ambientes distintos, mistura restos de organismos que viveram em épocas distintas.

Cook (1995) observa que acumulações de vertebrados em sistemas fluviais de alta energia são caracterizadas por ossos fragmentados e bastante abradidos, resultantes de vários ciclos de retrabalhamento, ao contrário de ambientes de baixa energia, onde os ossos encontrados são menos fragmentados e abradidos, mas mais intemperizados. Desta maneira, assinaturas tafonômicas distintas, além de indicarem ambientes sedimentares distintos, podem apontar para fósseis de idades diferentes sendo encontrados juntos, resultando numa assembléia com certo grau de mistura temporal.

Em sedimentos de planície, muitos autores afirmavam que os ossos lá encontrados haviam sofrido algum tipo de transporte, ou do canal para a planície ou dentro da própria planície (Clark *et al.*, 1967; Voorhies, 1970 *apud* Behrensmeyer, 1982). Foi em meados dos anos 80, com os trabalhos de Behrensmeyer (1982) e Bown & Kraus (1981) que se assumiu que muitos dos materiais encontrados em sedimentos finos eram autóctones, evidenciado pela presença de intemperismo, *trampling* e marcas de predação/necrofagia que só ossos com algum tempo de residência podem apresentar.

Nos canais, a quantidade de tempo envolvida numa tafocenose dependerá do grau de erosão da planície e da taxa de sedimentação nas barras. Behrensmeyer (1982) exemplifica da seguinte maneira: se o canal apresenta uma profundidade de 2 m e os depósitos das barras apresentam uma taxa de acumulação de 0,5 m/ 1.000 anos (típico de depósitos fluviais, segundo Sadler, 1981 *apud* Behrensmeyer, 1982), então a assembléia fóssil representará, pelo menos 4.000 anos.

Muitas vezes, o que acontece é que os pacotes sedimentares contendo fósseis não representam uma gradual taxa de sedimentação, principalmente nos depósitos de *overbank* e sim, períodos de sedimentação seguidos por longos períodos onde não ocorre sedimentação e há desenvolvimento de solo.

Torna-se claro que não é fácil identificar a mistura temporal em assembléias de vertebrados continentais, já que muitas vezes a própria diagênese dos fósseis se ocupa em mascarar as assinaturas tafonômicas dos mesmos, mas algumas características devem ser observadas. Tafocenoses contendo restos esqueléticos com diferentes graus de abrasão (mais intensa em ossos depositados em canais) e intemperismo (mais intenso nos ossos que ficam muito tempo nas planícies) geralmente são indicativas de que houve mistura temporal. A presença de horizontes de paleossolos dentro de um pacote sedimentar indica que houve um hiato deposicional onde muitos dos ossos depositados na planície foram destruídos, devido ao alto tempo de residência, indicando que aquela tafocenose representa fragmentos de faunas não-contemporâneas.

A mistura temporal é, portanto, inerente ao registro paleontológico e é necessário quantificá-la, para que se possam fazer análises paleoecológicas melhor fundamentadas.

2.4 Relação entre Tipo de Sistema Fluvial e Modo Tafonômico de Preservação

2.4.1 Generalidades

Rios, em sentido geral, são cursos naturais de água doce, com canais definidos e fluxo permanente ou sazonal para um oceano, lago ou outro rio (Riccomini *et al.*, 2000). Por sua grande capacidade de erosão, transporte e deposição de sedimentos, os rios são os principais agentes transformadores da paisagem. Como

transformam a paisagem, alteram também o que está sobre ela, incluindo-se os restos orgânicos depositados nos sedimentos característicos do sistema fluvial.

A maioria dos depósitos fluviais são clásticos e uma subdivisão simples das litofácies (cascalhos, areias e lama) é um primeiro passo bastante útil na descrição e classificação do tipo de sistema em questão. A maioria dos leitos pode ser classificada em um destes grupos, refletindo uma separação natural por seleção dos sedimentos (Miall, 1996).

Rios existem em climas áridos e úmidos, tem dinâmicas muito diferentes dependendo do tipo de relevo, clima e tectônica. Em geral, rios entrelaçados são mais comuns em regiões desérticas secas, enquanto os meandantes estão ligados a climas mais úmidos, semelhante aos anastomosados, que dependem de vegetação para a fixação das margens, sendo este um fator diretamente ligado às condições climáticas. Já os rios retilíneos estão praticamente restritos a pequenos segmentos de drenagens e distributários deltáicos (Riccomini *et al*, 2000).

A natureza do sistema fluvial, sua litofácies, registro estratigráfico e arquitetura, refletem um agrupamento de vários processos, desde a migração de um canal pela planície até os eventos de maior magnitude, como soerguimentos e subsidência, chamados de processos autogênicos ou alogênicos, como visto no item 1.5. Estes processos são os controladores da morfologia do canal, que por sua vez é a principal característica para se classificar um rio.

Quando se interpreta o registro geológico, os fatores que controlam os processos sedimentares devem estar sempre na nossa mente. A sedimentação resulta da interação entre o suprimento de sedimentos, seu retrabalhamento e modificação por agentes físicos, químicos e biológicos, bem como do espaço de acomodação, que é o espaço necessário para ocorrer acúmulo de sedimentos. Qualquer variação em algum dos fatores citados anteriormente mudará o tipo de sistema fluvial, o que acarretará também em mudanças nos padrões de preservação de vertebrados em depósitos fluviais.

2.4.2 Dinâmica Fluvial: Tipos de rios e ambientes resultantes

Os diferentes tipos de sistemas fluviais e suas morfologias características são resultantes de complexas interações entre processos erosivos e deposicionais e as relações entre estes processos configuram as características gerais dos sistemas fluviais.

Processos físicos são os principais meios pelos quais os sedimentos clásticos terrígenos são erodidos, transportados e sedimentados, sendo os principais agentes físicos o vento, correntes hidráulicas, fluxos de massa, entre outros (relacionados a sistemas marinhos e glaciais, que não nos dizem respeito no momento). Estes fatores são muito importantes também na assinatura tafonômica dos fósseis, já que muitas vezes os restos sofreram transporte e o registro sedimentar é que poderá elucidar esta questão.

As principais características dos processos físicos são: (1) a capacidade e competência de transportarem vários tamanhos de grãos (e, por conseguinte, de ossos dos mais diversos tamanhos e formas – Fig. 23) e (2), pode-se saber se o evento é periódico ou episódico. Podemos separar os sedimentos, de acordo com sua granulometria, em três diferentes agrupamentos: sedimentos transportados por suspensão (argila e silte), areias transportadas por saltação e cascalhos transportados por rolamento (Fig. 24).

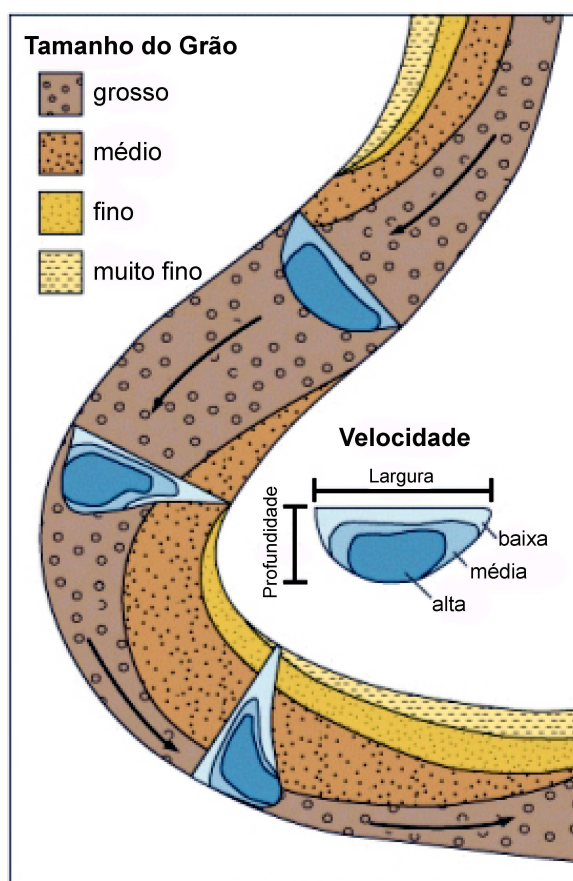


Figura 23: Relação entre tamanho de grãos e velocidade do fluxo num canal meandrante Notar a assimetria no interior da curva; na região externa depositam-se os cascalhos e na porção interna do meandro, ou seja, na barra, depositam-se as areias.

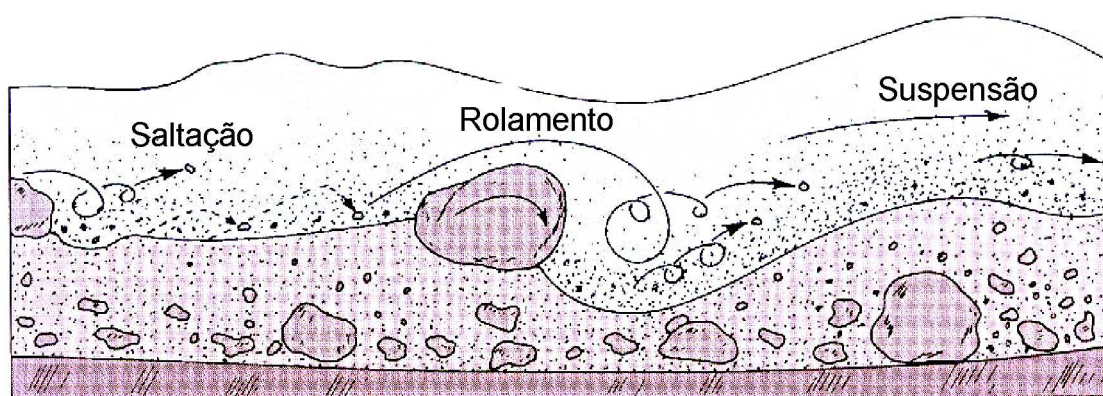


Figura 24: De acordo com a textura, os sedimentos são transportados segundo três tipos distintos de processos: rolamento (o clasto sempre fica em contato com o substrato), saltação (o clasto fica momentaneamente suspenso na coluna d'água) e suspensão (o sedimento só decanta quando cessa o fluxo).

O vento é um excelente selecionador de partículas finas, enquanto que correntes hidráulicas podem transportar uma grande gama de partículas sedimentares, inclusive as partículas denominadas de carga de fundo, quando têm força o suficiente para tanto (enchentes ou tempestades).

Reading & Levell (1996 *in* Reading, 1996) afirmam que no passado, a magnitude e a frequência dos processos físicos foram geralmente similares àqueles em ambientes climáticos ou oceanográficos de hoje em dia. Lyman (1994) diz que o tamanho do grão de sedimento ajuda a elucidar a magnitude da energia do mecanismo de deposição dos sedimentos. Desta maneira, o estudo da taxa de sedimentação e da influência dos processos sedimentares em ambientes atuais é de grande valia quando se quer fazer inferências para ambientes análogos do passado.

A. Transporte e Deposição de Sedimentos

Em relação ao transporte e deposição dos sedimentos, são três os principais mecanismos que os controlam em sistemas fluviais: fluxo de detritos, carga de fundo e carga em suspensão.

A.1 Fluxo de detritos

Representam os sedimentos transportados por fluxo de gravidade de alta densidade, onde a quantidade de água existente nos poros é baixa e o fluxo ocorre

quando uma grande quantidade de sedimentos é remobilizada por liquefação em uma superfície inclinada. Os depósitos originados são pobremente selecionados, caracterizados por clastos que podem variar de grânulos até blocos separados por uma matriz areno-síltica-argilosa, sendo que algumas vezes pode-se observar uma orientação incipiente dos clastos (Fig. 25).



Figura 25: Matação “flutuando” em uma matriz pelítica rica em clastos menores, mas de diversos tamanhos, característicos dos depósitos de Debris flow, que apresentam pouca seleção. *Coffin Canyon Fan, Death Valley, Califórnia* (extraído de www.depauw.edu/.../HiRes/DebrisFlow2.jpg).

A.2 Carga de Fundo

É a principal forma de transporte fluvial de sedimentos, que são transportados por correntes trativas, onde cada grão movimenta-se individualmente ao longo do substrato. Os grãos maiores são transportados por arrasto e rolamento, enquanto os menores deslocam-se por saltação e como resultado deste processo, as areias desenvolvem uma série de tipos de formas de leito (Fig. 26).

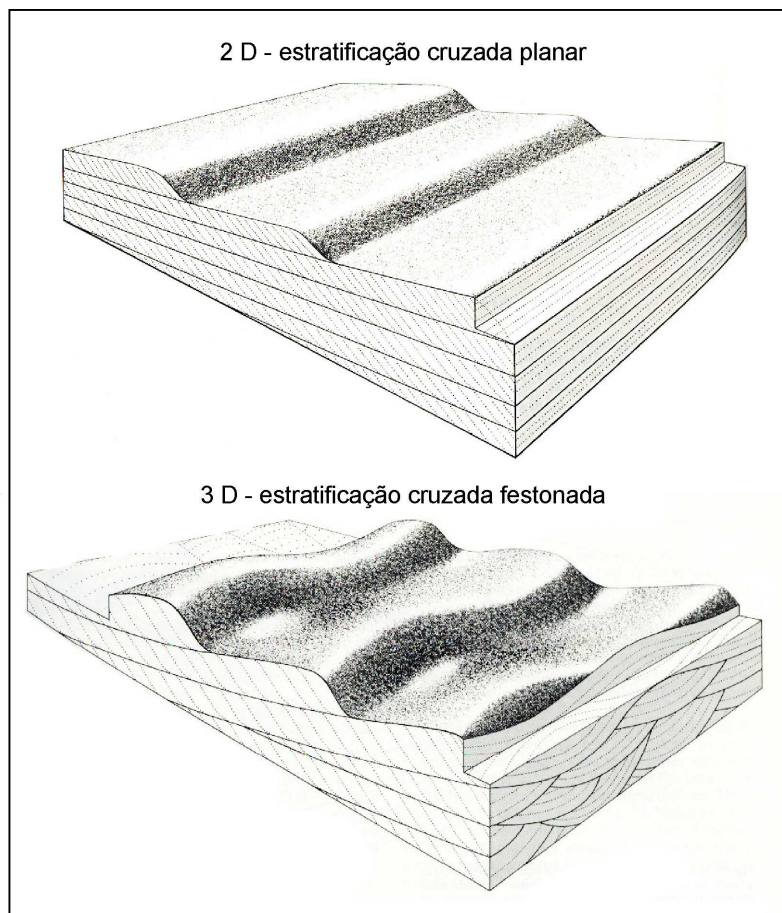


Figura 26: Exemplos de formas de leito originadas em correntes unidirecionais. Os grãos maiores são transportados por arrasto e rolamento, enquanto os menores deslocam-se por saltação e como resultado deste processo, as areias desenvolvem diferentes tipos de formas de leito.

A.3 Carga em Suspensão

São os sedimentos carregados em suspensão na água como resultado da turbulência do fluxo. Em rios onde a carga sedimentar é predominantemente siltico-argilosa, a suspensão de sedimentos consiste no principal tipo de transporte. A deposição dos finos ocorre, então, em áreas de baixa energia, pelo assentamento gravitacional das partículas. As combinações entre os processos de tração e suspensão geram marcas onduladas cavalgantes e o ângulo de cavalgamento é controlado pela relação entre tração e suspensão. Onde a tração for maior, menor será o ângulo de cavalgamento das marcas onduladas (Fig. 27).

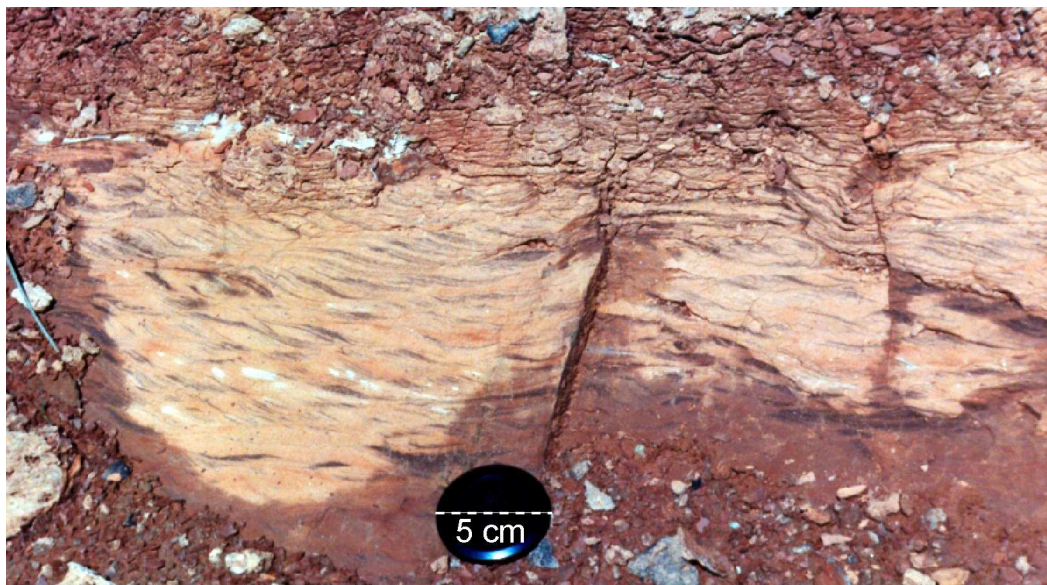


Figura 27: Depósitos de suspensão, mostrando as marcas de cavalgamento (*climbing ripples*), resultantes dos processos de tração e suspensão do sedimento durante o transporte por correntes hidráulicas.

B. Tipo de Sistema Fluvial

A definição e classificação dos sistemas fluviais baseiam-se, principalmente, nas características referentes aos canais fluviais e estes canais podem ser classificados tanto com base na natureza da carga sedimentar, quanto com base na morfologia.

Em relação à natureza da carga sedimentar, Schumm (1972) classificou os rios em: carga de fundo (*bed-load*), carga mista (*mixed-load*) e carga em suspensão (*suspended-load*).

Quanto à morfologia e sinuosidade (Quadro 05) os canais podem ser classificados em: meandrante, entrelaçado, anastomosado e reto (Rust, 1978 – Fig. 28) e segundo Miall (1992), estas categorias morfológicas podem intercruzar-se. Cada tipo de rio, associação de fácies e seus elementos arquiteturais serão descritos com mais minúcia adiante. O que podemos assumir é que os fatores que transportam e depositam os sedimentos fluviais estão diretamente relacionados ao transporte de ossos, de acordo com Voorhies (1969), como será abordado adiante.

Grau de entrelaçamento	Sinuosidade	
	Baixa (< 1,5)	Alta (> 1,5)
< 1 (canal único)	Retilíneo	Meandrante
> 1 (canais múltiplos)	Entrelaçado	Anastomosado

Quadro 05: Parâmetros de sinuosidade e entrelaçamento (modificado de Rust, 1978).

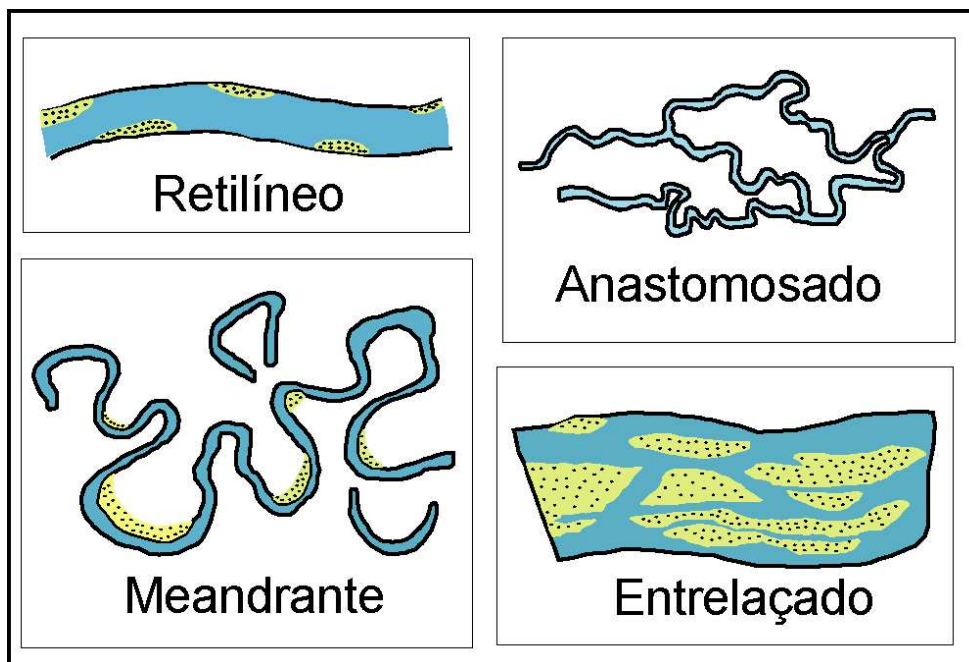


Figura 28: Os quatro estilos fluviais básicos de acordo com a classificação de Rust (1978).

Quanto às áreas externas aos canais fluviais (*overbank areas*), estas podem ser subdivididas em dois tipos: áreas próximas ao canal ativo (diques marginais e depósitos de *crevasse*) e áreas distantes dos canais ativos (planícies de inundação).

◆ *Diques marginais e Espreadimento de Crevasse*

Os diques marginais são cristas estreitas e contínuas construídas em ambos os lados dos canais fluviais e são formados por sedimentos finos depositados por suspensão durante enchentes. Estas cristas são mais espessas perto do canal e diminuem de espessura em direção a planície e esta espessura e extensão varia de acordo com o tamanho e capacidade do rio (Bown & Kraus, 1987). Os depósitos de espreadimento de *crevasse* (*crevasse splay*) consistem de pequenos lobos desenvolvidos pelo extravasamento do canal durante grandes cheias (Fig. 29) e são, normalmente, gerados

por fluxo de gravidade de sedimentos no declive do dique marginal. Durante fluxos mais fortes, este dique pode ser rompido, desenvolvendo-se um canal secundário que pode transportar grande quantidade de sedimentos arenosos para a planície de inundação, cujas porções mais distais dos canais de crevasse podem ser caracterizadas por grandes lobos arenosos, resultantes da desaceleração e desconfinamento do fluxo. Os diques marginais e depósitos de espriamento de crevasse ocorrem em canais anastomosados e meandranes, onde são mais desenvolvidos nestes últimos.



Figura 29: Foto aérea de um *crevasse splay* no Rio Columbia. Observar os lobos arenosos adentrando a planície (extraído de www.faculty.gg.uwyo.edu).

◆ *Planície de Inundação*

Normalmente são constituídas de regiões de baixo relevo, pouco drenadas, apresentando baixa taxa de acumulação, dominada por sedimentos de granulometria muito fina, onde uma grande quantidade de sub-ambientes podem se desenvolver, sendo o clima o fator condicionante (Fig. 30).



Figura 30: Vista aérea do rio São Francisco, onde se pode observar grandes áreas secas da planície de inundação (modificado de www.guardatudo.com.br/nimbus/Relato_ceara_karl.html).

Em climas úmidos, onde o lençol freático encontra-se próximo à superfície e a precipitação é alta, é comum encontrar pântanos e lagos associados. Na margem destes lagos pode ocorrer acumulação de turfa caso exista vegetação abundante. Já em climas áridos ou sazonais, os lagos são efêmeros devido as constantes variações do lençol freático e uma grande quantidade de feições de exposição subaérea são encontradas (*p.ex.* gretas de contração, horizontes de caliche, rizólitos, dentre outros – Fig. 31).

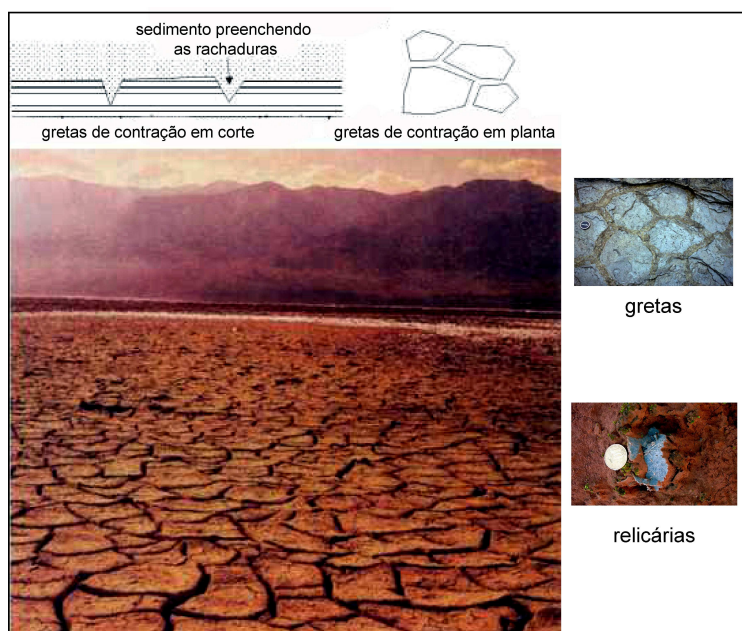


Figura 31: Estrutura das gretas de contração, que são rachaduras no solo das planícies, preenchidas posteriormente por sedimento. Ao lado observam-se as gretas em cinza e o sedimento preenchendo as rachaduras, em bege, além de relicárias, que são estruturas de carbonato de cálcio que se formam em depósitos de planície, quando há variação no lençol freático.

Cristina Bertoni-Machado. Taftonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

Um dos primeiros passos metodológicos na identificação do tipo de sistema fluvial onde a tafocenose em estudo foi encontrada é a identificação do tipo de fácies, já que existe uma variação no tipo de fácies encontrada em cada sistema. De acordo com Miall (1977, 1978, 1988), os tipos de fácies presentes nos sistemas fluviais são classificadas de acordo com o quadro 06.

ID	LITOLOGIA	ESTRUTURA	INTERPRETAÇÃO
Gms	conglomerado matriz-suportado	maciço ou gradacional	fluxo de detritos
Gm	conglomerado clasto-suportado	maciço ou acamadado, imbricamento de seixos	barras fluviais longitudinais, depósitos residuais
Gt	conglomerado laminado	cruzada festonada	pequenos preenchimentos de canais
Gp	conglomerado laminado	cruzada planar	barras fluviais longitudinais
St	arenito médio/grosso a conglomerático	cruzada festonada isolada ou agrupada	dunas (regime de fluxo inferior)
Sp	arenito médio/grosso a conglomerático	cruzada planar isolada ou agrupada	barras linguóides/transversais, <i>sand waves</i> (regime de fluxo superior)
Sr	arenito fino a grosso	ondulada e cruzada	ondulações (<i>ripples</i>)
Sh	arenito fino a grosso, pode ser conglomerático	laminação horizontal, laminação de partição	leitos planos (regime de fluxo superior)
Sl	arenito fino a grosso, pode ser conglomerático	cruzada de baixo ângulo (menor que 10°)	preenchimento de cortes, antidunas
Se	cortes erosivos com intraclastos	cruzada grosseira ou incipiente	preenchimento de cortes
Ss	arenito fino a grosso, pode ser conglomerático	cortes largos e rasos	preenchimento de cortes
Fl	siltito, lamito	laminação fina, ondulações muito pequenas	planície de inundação
Fsc	siltito, lamito	laminado a maciço	planície de inundação
Fsf	lama	maciço, fósseis de moluscos de água doce	planície de inundação (pântanos e lagos temporários)
Fm	lama	maciços, com gretas de dessecação	planície de inundação, exposição subaérea
C	carvão, folhelho carbonoso	filmes de lama, restos de plantas	pântanos da planície de inundação
P	carbonatos	feições pedogênicas	paleossolos

Quadro 06: Classificação de fácies de sistemas aluviais (baseado em Miall, 1988; 1996).

Para cada associação de fácies existe um elemento arquitetural, definido por Miall (1988) como: “*litossoma caracterizado por sua geometria, composição de fácies e escala e representa um processo particular ou conjunto de processos atuantes em um sistema deposicional*”. Desta maneira, Miall (1992) define os principais elementos arquiteturais para cada classe fluvial (quadro 07), mas afirma que um elemento arquitetural isolado não é feição diagnóstica de nenhum sistema deposicional e que devem ser analisados em conjunto para identificar o tipo de sistema fluvial com que se está trabalhando.

Elemento Arquitetural	Símbolo	Representação
Canais	CH	
Barras e formas de leito cascalhosas	GB	
Formas de leito arenosas	SB	
Macroformas de acreção frontal	DA	
Macroformas de acreção lateral	LA	
Canais de inundação	HO	
Fluxo gravitacional de sedimentos	SG	
Lençóis de areia laminados	LS	
Depósitos de dique marginal	LV	
Canais de <i>crevasse</i>	CR	
Espraçamento de <i>crevasse</i>	CS	
Depósitos finos de planície de inundação	FF	
Preenchimento de canais abandonados	CH (FF)	

Quadro 07: Elementos arquiteturais encontrados em sedimentos fluviais (compilado de Miall, 1992 in Walker & James, 1992) e feições características dos elementos arquiteturais, bem como as fácies associadas (modificado de Miall, 1996).

B.1 Sistema Fluvial Meandrante

São caracterizados pela presença de um único canal ativo, de alta sinuosidade, com bancos coesivos (Fig. 32), que resultam da construção de um dique marginal bem desenvolvido, erguendo-se acima do nível geral da planície de inundação (Fonseca, 1999). Sabe-se o desenvolvimento de meandros ocorre em todos os sistemas fluidos como resultado da turbulência e fricção da água com os bancos e os leitos (Miall, 1996), inclusive canais retos tendem a desenvolver este tipo de sinuosidade por causa destes fatores.

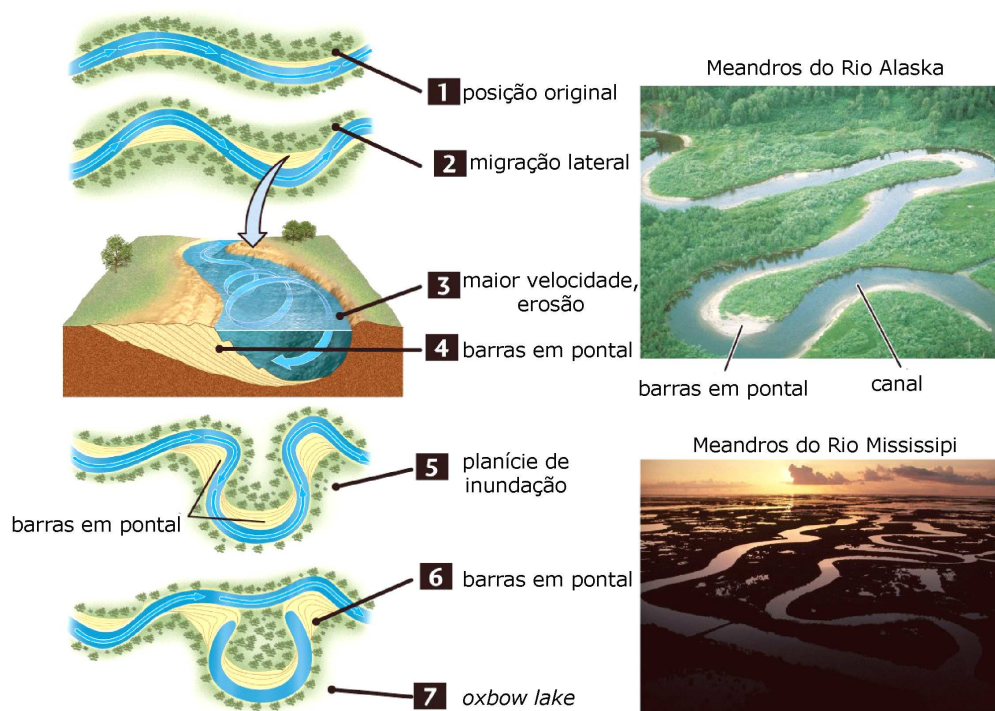


Figura 32: Características dos sistemas fluviais meandrantés. Observar, na imagem do Rio Alaska a alta sinuosidade do canal e a zona de iminente *cutoff*. A imagem do Rio Mississippi mostra vários *oxbow lakes*, formandos quando há uma alta sinuosidade em um dos meandros e este é abandonado.

Os depósitos sedimentares característicos de um sistema fluvial meandrante são as barras em pontal, os *levees*, os *crevasse splays* e as planícies de inundação. As barras em pontal se desenvolvem na porção interna da curva do rio, devido à diferença de velocidade do fluxo nas porções externas e internas do meandro, desta forma, o fluxo mais veloz da porção externa tende a erodir as margens e depositar os sedimentos no banco interno (veja Fig. 23).

Os rios meandrantés ocorrem, de maneira geral, em regiões de relevo suave e contém muito material em suspensão. A presença de vegetação e a regularidade do fluxo são importantes para um rio meandrante, pois evita o aumento de barras e ilhas, que levaria à implantação de um sistema entrelaçado.

Em escala de bacia, a cobertura vegetal é um importante fator nas características da descarga, na carga de sedimento e no tipo de sistema fluvial. Observou-se em áreas vegetadas atuais que após grandes chuvas, não ocorrem eventos de enchentes maiores, porque a precipitação é absorvida pelo solo e pelas plantas e

liberada lentamente. Similarmente, o sedimento é estabilizado pelas raízes e a produção de sedimentos é relativamente baixa. Uma vez que bancos vegetados são altamente resistentes à erosão, reduz-se a capacidade de migração do banco lateral, o que evita o entrelaçamento do rio (Miall, 1996).

Desta maneira, climas mais uniformes são os mais favoráveis ao desenvolvimento de um rio meandrante, já que a sazonalidade altera a quantidade de água disponível, o aporte e transporte de sedimentos e a cobertura vegetal nos bancos. Além disto, é ideal uma situação tectônica mais estável, que mantenha o relevo suave e a granulometria dos sedimentos constante.

Considerando-se o tipo de carga sedimentar (segundo Jackson 1978, *in* Miall, 1978), os sistemas meandrantés podem ser divididos em cinco classes principais, além de duas outras intermediárias entre este e o sistema entrelaçado (*sensu* Miall, 1996), num total de sete classes, que serão citadas a seguir. Cabe salientar que este é uma abordagem tafonômica a respeito dos tipos de sistemas fluviais, portanto, não serão detalhadas na presente tese. Um resumo das sete classes pode ser apreciado em Fonseca (1999) e apenas para constar, tais classes são: rios meandrantés cascalhosos, rios meandrantés cascalho-arenosos, rios meandrantés arenosos, rios meandrantés arenosos efêmeros, rios meandrantés de granulometria fina, rios sinuosos cascalhosos e rios de baixa sinuosidade com barras alternadas.

Em termos bioestratinômicos, nos sistemas fluviais meandrantés, as carcaças de vertebrados podem ser incorporadas à carga do canal e encalhar num dos meandros, sendo posteriormente recobertos pela sedimentação, cujos esqueletos poderão ser preservados relativamente inteiros e articulados. Os restos de organismos localizados na planície de inundação podem ser soterrados nas épocas de cheia, quando ocorre o rompimento do dique marginal, podendo preservar restos ainda articulados. Nestes mesmos sedimentos ocorrem elementos desarticulados, uma vez que os animais mortos ficam bastante tempo expostos sobre a planície, antes que uma sedimentação episódica que os soterre.

Na área próxima ao canal podem-se encontrar restos inteiros e articulados, já que estes são soterrados por depósitos instantâneos do tipo *crevasse splay* ou nas barras em pontal. A migração lateral dos meandros pode erodir depósitos pré-existentes e incorporar os restos novamente à carga do canal, misturando-se a elementos

ósseos de organismos recém mortos, podendo gerar tafocenoses com grande mistura temporal.

Um exemplo acerca do tipo de tafocenose que se espera encontrar num sistema meandrante foi dado por Wood *et al* (1988), para a Formação Judith River, do Cretáceo do Canadá. Analisando os perfis descritos, os autores interpretaram os sedimentos como sendo produtos de migração lateral de um rio meandrante. Em termos tafonômicos, foram observados três modos tafonômicos de ocorrência dos vertebrados, que são: esqueletos articulados, *bonebeds* e ossos isolados (Fig. 33).

Os esqueletos articulados estavam associados a arenitos com estratificações cruzadas, interpretados como depósitos de fundo de canal e barras em pontal, sugerindo que durante a migração das formas de leito (dunas 3D, com até 1,5m de altura), elas cobriram as carcaças, num soterramento rápido, que impediu a desarticulação e protegeu do retrabalhamento.

As *bonebeds* também estão associadas a depósitos de canal, com evidências de retrabalhamento dos fósseis, como a alta fragmentação e abrasão dos mesmos, cujo tempo de residências nas planícies foi bastante alto. Já os ossos isolados foram preferencialmente encontrados nos sedimentos de fundo do canal. A gênese é bastante semelhante a das *bonebeds*, mas sem o retrabalhamento anterior e a preservação se deu pela migração das formas de leito, exatamente como na preservação dos esqueletos articulados.

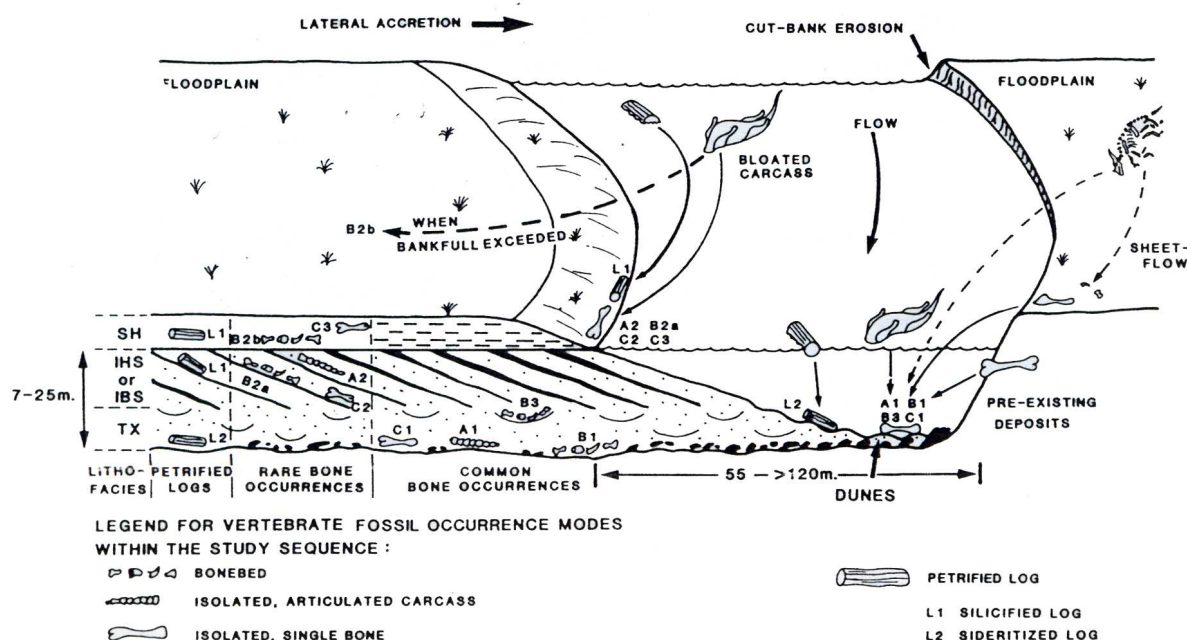


Figura 33: Sistema deposicional meandrante evidenciando as interpretações tafonômicas das ocorrências de vertebrados da Formação Judith River, em Alberta, Canadá (extraído de Wood *et al.* 1988).

Smith (1993) estudando os vertebrados fósseis do membro Hoedmaker da Formação Teekloof da África do Sul, descobriu que cada ambiente deposicional do sistema meandrante que dominava aquele local apresenta uma característica tafonômica distinta. Os fósseis encontrados no sedimento de canal são menos intemperizados e mais “amontoados” que os encontrados nos depósitos de planície, que se encontram mais intemperizados (Fig. 34). O autor afirma que o fator controlador da assinatura tafonômica dos vertebrados Permianos em questão é a proximidade com o sítio final de soterramento e com a frequência e intensidade das enchentes para levar sedimentos até as planícies.

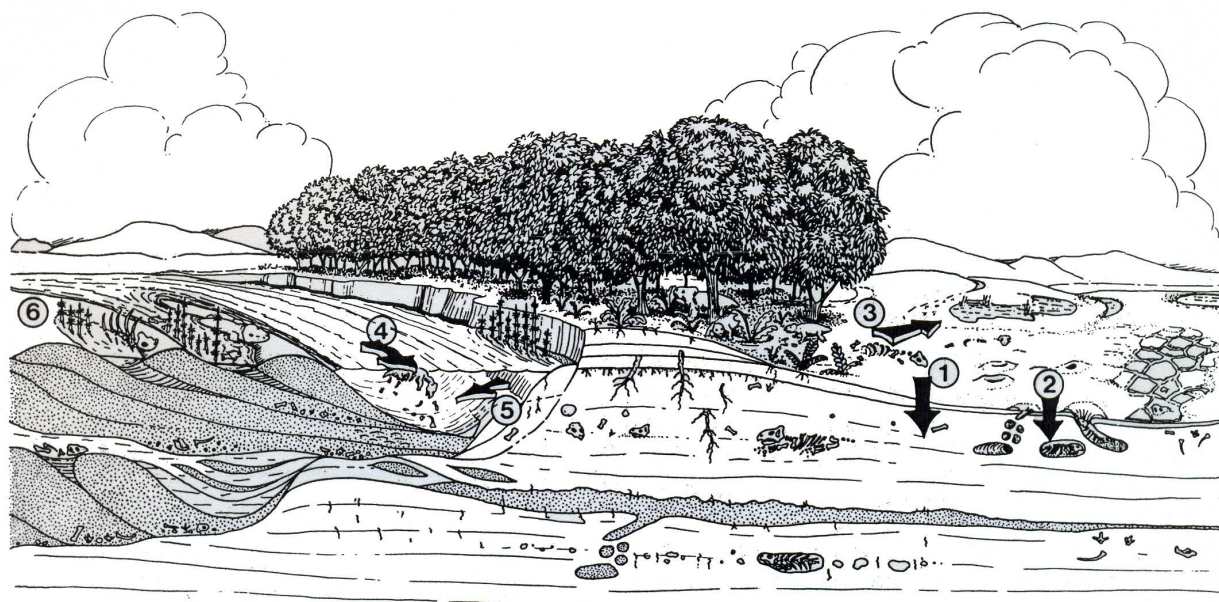


Figura 34: Modelo tafonômico proposto para a tafocenose descrita no texto acima. Em 1) esqueletos desarticulados de animais que morreram de causas naturais; em 2), esqueletos articulados e desarticulados, mas associados de animais que morreram em tocas; 3) elementos pós-cranianos transportados durante uma enchente para os lagos efêmeros da planície; em 4) carcaças inteiras sendo transportadas por flutuação devido aos gases da decomposição, 5) ossos parcialmente fossilizados e retrabalhados por causa do colapso dos bancos e, por fim, 6) acumulação de ossos devido a predadores na beira do canal (extraído de Smith, 1993).

Trabalhos como os de Aslan & Behrensmeyer (1996), Behrensmeyer (1992), Buckingham (2006), Martinelli *et al.* (2007), dentre outros, também descrevem tafocenoses de vertebrados em depósitos de sistemas meandrantares, mas como não apresentam reconstruções como nos trabalhos de Wood *et al.* (1988) e Smith (1993), não foram apresentados de forma resumida.

B.2 Sistema Fluvial Anastomosado

Os sistemas fluviais anastomosados consistem num complexo de canais de baixa energia, interconectados, desenvolvidos principalmente em regiões úmidas e alagadas e formando várias ilhas alongadas e recobertas por vegetação, no entanto, há exceções e estes rios podem ser encontrados em regiões áridas.

Para Smith & Smith (1980) os rios anastomosados são: “canais em trama interconectada com baixo gradiente, relativamente profundos e estreitos, retos a sinuosos, com bancos estáveis compostos por sedimentos finos (silte/argila). Separando

os canais estão planícies de inundação que consistem de ilhas vegetadas, diques naturais e pântanos. Ocasionalmente, rompimentos de canais e depósitos de espraiamento ocorrem nas áreas de pântanos” (Fig. 35). Portanto, são caracterizados pelo baixo gradiente e correntes de baixa energia. A migração lateral é mínima e as planícies de inundação não apresentam barras nem meandros abandonados, sendo que os canais tendem a ser isolados e limitados por esta planície.



Figura 35: Exemplo de rio anastomosado, evidenciando os múltiplos canais e as margens relativamente estáveis, que permitem o desenvolvimento de ilhas entre os canais, que funcionam como planícies de inundação. Observe a formação de lagos temporários nas planícies (extraído de <http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/fluvialstyle>).

Como os bancos são estáveis, compostos por sedimentos finos (silte/argila), os depósitos de planície tendem a se preservar em função da inexistência de migração lateral dos canais e conseqüente ausência de erosão dos depósitos já formados. Esta ausência de erosão faz com que o material não seja retrabalhado, portanto, o grau de desarticulação dos ossos encontrados na assembléia fóssil é menor do que nas encontradas em sistemas meandantes e muito menor que nos sistemas entrelaçados. Desta maneira, a mistura temporal é menor que nos sistemas meandantes. Nas planícies de rios anastomosados é comum encontrar feições de paleossolos e esqueletos articulados, cujas carcaças são soterradas quando ocorrem as cheias.

Observando registros geológicos de sistemas fluviais anastomosados, Smith & Smith (1980) afirmaram que os canais apresentam bancos coesos devido a **Cristina Bertoni-Machado**. *Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai*. 2008.

grande presença de raízes e que a perda destas faz com que a erosão aumente em até 20.000 vezes. Além disso, eles afirmam que a principal característica deste tipo de sistema seja a grande acreção vertical, o que faz com que a agradação seja condicionada a variação do nível de base e também iniba a migração lateral do canal, principalmente nos que possuem as margens vegetadas. Desta forma, as principais fácies encontradas neste tipo de sistema estão relacionadas a depósitos de *overbank*.

Assim sendo, os fatores controladores das assinaturas tafonômicas dos restos de vertebrados encontrados em depósitos de planície de sistemas anastomosados são diretamente relacionados aos processos que ocorrem na própria planície. Os agentes desarticuladores das carcaças serão necrófagos ou predadores, já que não ocorre migração do canal e conseqüente retrabalhamento dos ossos. Estes mesmos ossos também sofrem com a variação do lençol freático, que pode gerar concreções ao redor e internamente ao osso, podendo até destruí-lo.

Bertoni-Machado & Holz (2006), apresentado no capítulo 3 desta tese, versam sobre a influência da variação do lençol freático na preservação de paleovertebrados do Triássico Médio do RS, cujo sistema deposicional foi identificado por Holz & Scherer (2000) como pertencente ao sistema fluvial anastomosado (Fig. 36).

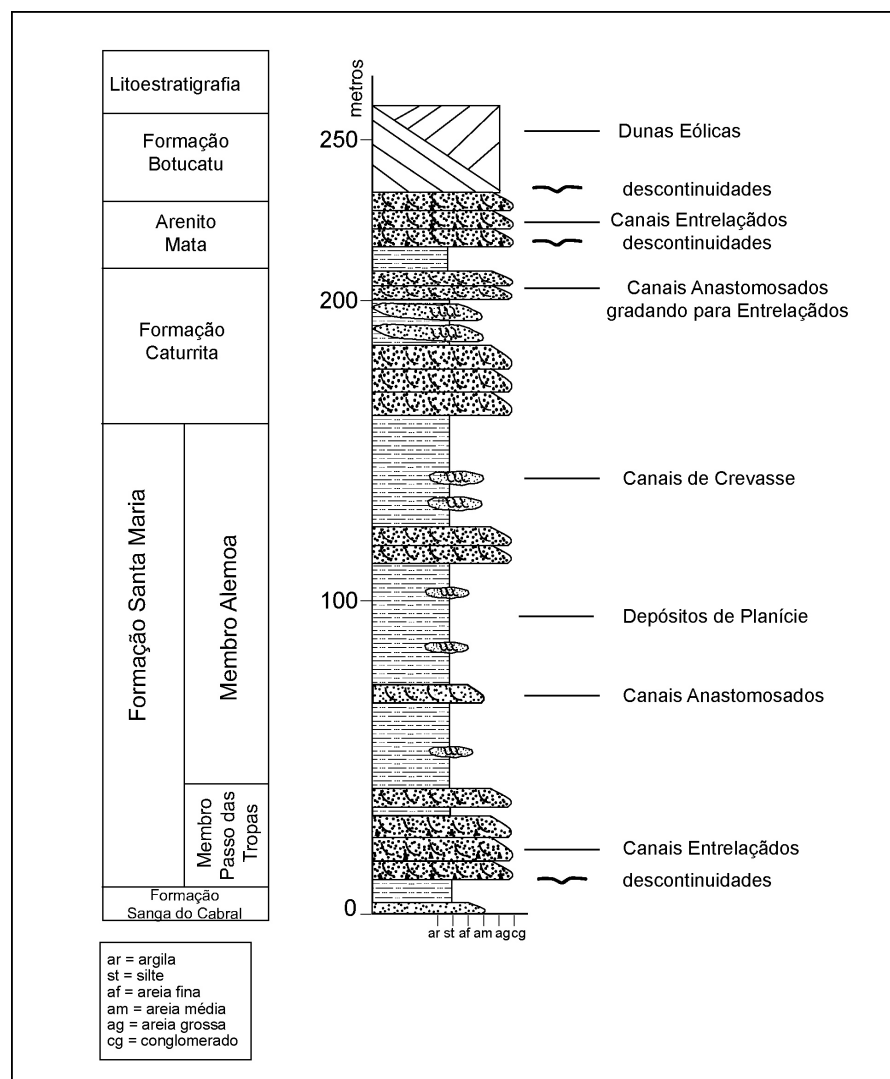


Figura 36: Perfil composto das unidades sedimentares mesozóicas do RS. Observar que o Membro Alemoa, da Fm. Santa Maria é todo resultante de depósitos fluviais relacionados a sistemas anastomosados (modificado de Holz & Scherer, 2000).

B.3 Sistema Fluvial Entrelaçado

Os rios entrelaçados são caracterizados por múltiplos canais, que se deslocam e bifurcam constantemente, separados por numerosas barras ou ilhas, que representam acúmulos temporários de sedimentos durante o transporte. Apresentam baixa sinuosidade (menor que 1,5), pouca vegetação e bancos facilmente erodidos (Fig. 37), cujo entrelaçamento pode ser causado pela abundância de suprimento de sedimentos, por causa da pouca vegetação nas margens e da alta erosibilidade, ou ainda por um rejuvenescimento tectônico da área fonte.

Descargas altamente variáveis também podem gerar o entrelaçamento. Estas ocorrem quando há excesso de chuvas, que trazem muito sedimento, mas quando diminui a energia do evento transportador, o rio pode não ter competência para remobilizar estes sedimentos, que acabam se depositando ao longo do canal e formando as barras e ilhas, por isto, rios efêmeros de regiões áridas são do tipo entrelaçado.

Os canais são separados por numerosas barras ou ilhas que representam acúmulo temporário de sedimentos durante o transporte. Miall (1996) diz que as barras ou ilhas do sistema entrelaçado são representadas por macroformas de acreção frontal, ou seja, no sentido da corrente. As macroformas encontradas no sistema fluvial entrelaçado apresentam vários pacotes depositados por migrações de formas de leito simples. Estas assembléias de depósitos com estratificações cruzadas revelam a existência de uma barra ativa, de geometria irregular e com dimensões proporcionais ao canal no qual foi formada.

Desta maneira, o alto conteúdo de carga de fundo, combinado com a natureza móvel dos sistemas entrelaçados conduz a um registro estratigráfico dominado por corpos arenosos lenticulares, côncavos, caracterizados por estratificações cruzadas em diferentes escalas, raros depósitos de acreção lateral e uma carência de fácies de *overbank*.



Figura 37: Rio entrelaçado no Alasca, onde se observa a baixa sinuosidade e o alto entrelaçamento entre os canais e a ausência de planícies de inundação (modificado de <http://www.terrageria.com/pictures-subjects/braided-rivers>).

São canais bastante instáveis e os finos da planície de inundação são constantemente erodidos e incorporados ao canal, sendo transportados para outras regiões. Em épocas de enchentes, os fortes fluxos d'água geram sedimentos cuja faciologia é dominada por conglomerados e arenitos e, em teoria, apenas restos orgânicos mais resistentes é que podem ficar preservados.

Estudos tafonômicos em depósitos de sistemas entrelaçados apontam que as principais características desta assembléia são: uma variada gama de tamanhos de restos esqueléticos, incluindo microfósseis, uma grande proporção de adultos, raras partes articuladas, predomínio de elementos menores, alto grau de abrasão e intemperismo. Um exemplo de análise tafonômica em depósitos *braided* pode ser encontrado nos trabalhos de Holz & Souto-Ribeiro (2000) e de Pereda-Suberbiola *et al.* (2000). É importante salientar que como o tempo de residência é alto, já que se passam muitos anos sem cheias, o material orgânico com maior potencial de preservação são os dentes, já que nestes há 90% de hidroxiapatita, enquanto que nos ossos em torno de 50%. Desta maneira, muitos dos dentes são encontrados com ossos longos de grandes animais, como os dinossauros, que agüentam melhor o transporte, a abrasão e o intemperismo.

Fica claro, também, que os ossos encontrados em sedimentos característicos de sistemas entrelaçados apresentam um maior grau de desarticulação e abrasão que os encontrados em depósitos de outros tipos de sistema.

C. Evolução dos Sistemas Fluviais

Os fatores autogênicos e alogênicos são os controladores do desenvolvimento dos sistemas fluviais, como visto anteriormente e são estes mesmos fatores que influenciam na transição entre os quatro tipos de sistemas descritos, fazendo com que um rio possa apresentar trechos com características de diferentes sistemas, ou que possa, ao longo do tempo, evoluir de uma forma para outra.

Em termos espaciais, existe uma tendência de que os rios proximais, incluindo os leques aluviais sejam entrelaçados, enquanto que as porções mais distais deste rio, preferencialmente em ambientes mais úmidos, sejam meandrantas. Esta variação ocorre pelo maior mergulho e conseqüente maior descarga e granulometria do sedimento nas áreas proximais. Os rios entrelaçados também podem variar para

anastomosados durante seu curso, o que é mais comum em rios que cruzam áreas submetidas a pequenos soerguimentos tectônicos ou sofra obstrução do fluxo por outros fatores que não tectônicos, aumentando a agradação dos canais, diminuindo o entrelaçamento e tornando o sistema anastomosado (Miall, 1992).

A vegetação também tem grande influência na implantação dos sistemas fluviais. Schumm (1968 *apud* Fonseca, 1999) afirma que antes do Devoniano, quando ainda não existia vegetação terrestre, a erosão dos bancos era muito maior, o que fazia com que o sistema entrelaçado fosse o dominante, portanto, o surgimento da vegetação terrestre contribuiu para a estabilização dos bancos e o desenvolvimento de sistemas meandrantentes.

A influência antrópica também pode ocasionar a passagem de um sistema entrelaçado para meandrante, como observado por Schumm (1968 *apud* Fonseca, 1999), através de represamentos e irrigações, que diminuem a descarga, reduzem as grandes inundações e estabilizam os bancos por crescimento da vegetação. Steveaux & Souza (2004) afirmam que os principais fatores que façam com que um rio mude seu tipo de canal são as mudanças climáticas, a influência tectônica e as ações antropogênicas.

A transição de um rio meandrante para um entrelaçado pode ter origem tectônica, como o aumento do mergulho ou soerguimento da área-fonte. Gerando uma maior descarga, ou ainda, esta transição pode ter origem com o câmbio climático, que podem aumentar os eventos de inundação, superando a capacidade de fluxo dos rios.

Rios meandrantentes podem originar rios anastomosados quando flui ao longo de um trecho da bacia submetida à rápida subsidência. Isto também pode ocorrer quando há obstrução do fluxo, ocasionando a criação de múltiplos canais. Já os sistemas fluviais retos tendem a gerar sistemas meandrantentes devido à atuação da turbulência, que é inerente a todos os sistemas fluidos.

Pode-se concluir então que a evolução espacial entre os quatro tipos de sistemas fluviais estabelecidos por Rust (1978) depende da variação das características da coesividade dos bancos, vegetação, descarga, atividade tectônica e clima.

Em termos de tempo geológico, as principais variações são aquelas relacionadas a fatores alogênicos, ou seja, tectônica e clima e as respostas a estes dois fatores, muitas vezes, são bastante semelhantes. Miall (1996) aponta à tectônica como intimamente relacionada às variações granulométricas, portanto, depósitos transicionais

que apresentem ciclos granodecrescentes ou granocrescentes ascendentes estão, aparentemente, relacionados ao tectonismo.

Os depósitos fluviais que têm sua transição unicamente associada ao aumento da carga sedimentar, sem variar granulometria, tendem a ser correlacionados com variações climáticas, principalmente relacionadas à alternância de estações secas e chuvosas. Contudo, este autor ressalta que esta não é uma simples associação que possa ser aplicável a todos os depósitos.

2.4.3 Integração com a Estratigrafia de Seqüências

Sistemas fluviais, como um todo, variam em termos de quantidade e distribuição da descarga (grandes rios x pequenos riachos, rios efêmeros, perenes ou sazonais e outros padrões), o número de canais ativos e sua sinuosidade, entre outros fatores. Esses fatores determinam as assembléias de fácies e os elementos arquiteturais que serão preservados.

Desde o advento da Estratigrafia de Seqüências no final dos anos 80 (*p.ex.* Wilgus *et al.*, 1988) e o aumento na aplicação desta ferramenta em quase todos os sistemas deposicionais marinhos e terrestres, a Tafonomia vêm experimentando uma tendência à integração com a Estratigrafia de Seqüências. A integração entre os conceitos da análise estratigráfica (*p.ex.* identificação de parasseqüências e de seqüências deposicionais) e a análise do registro fóssil (*p.ex.* surgimento e desaparecimento dos fósseis na coluna geológica, mistura temporal dos fósseis, etc.) é a nova tendência na análise tafonômica moderna.

Apesar de os trabalhos aqui apresentados não abordarem profundamente o tema, sabe-se que os controladores do nível de base (clima, tectonismo) é que serão os responsáveis pelo desenvolvimento de cada tipo de sistema fluvial. Mesmo assim, alguns conceitos e exemplos serão apresentados a seguir, a fim de situar o leitor a respeito da metodologia aplicada à pesquisa tafonômica moderna.

Em Estratigrafia de Seqüências e em Tafonomia Aplicada, termos genéricos como ciclos estratigráficos, estratigrafia de seqüências, parasseqüências e tafofácies são empregados para denotar corpos rochosos do registro estratigráfico. Aqui, uns dos mais importantes conceitos é que as concentrações fossilíferas e suas características tafonômicas variam nos diferentes gradientes ambientais. A preservação

diferenciada dos bioclastos nas fácies sedimentares reflete a atividade diferenciada dos processos tafonômicos nos diferentes ambientes deposicionais.

A preservação dos depósitos sedimentares e, por conseguinte, dos fósseis contidos nele dependem principalmente da criação de espaço de acomodação, pois este é o principal mecanismo controlador da preservação de sedimentos, tanto em contexto continental como em depósitos marinhos. Por **espaço de acomodação** entende-se o espaço disponível para potencial acúmulo de sedimentos. Para que se crie ou se destrua espaço de acomodação, é necessário que haja variação do nível de base ao longo do tempo. Para depósitos aluviais, o **nível de base estratigráfico** (superfície acima da qual há erosão e abaixo pode haver acumulação e soterramento) é determinado pelo comportamento do *perfil de equilíbrio*, que pode ser considerado como representativo do balanço entre erosão e deposição. A agração, e conseqüentemente a acumulação fluvial, ocorrerá quando há subida do perfil de equilíbrio, enquanto que os processos de erosão estarão associados aos períodos de rebaixamento do perfil de equilíbrio (Fig. 38).

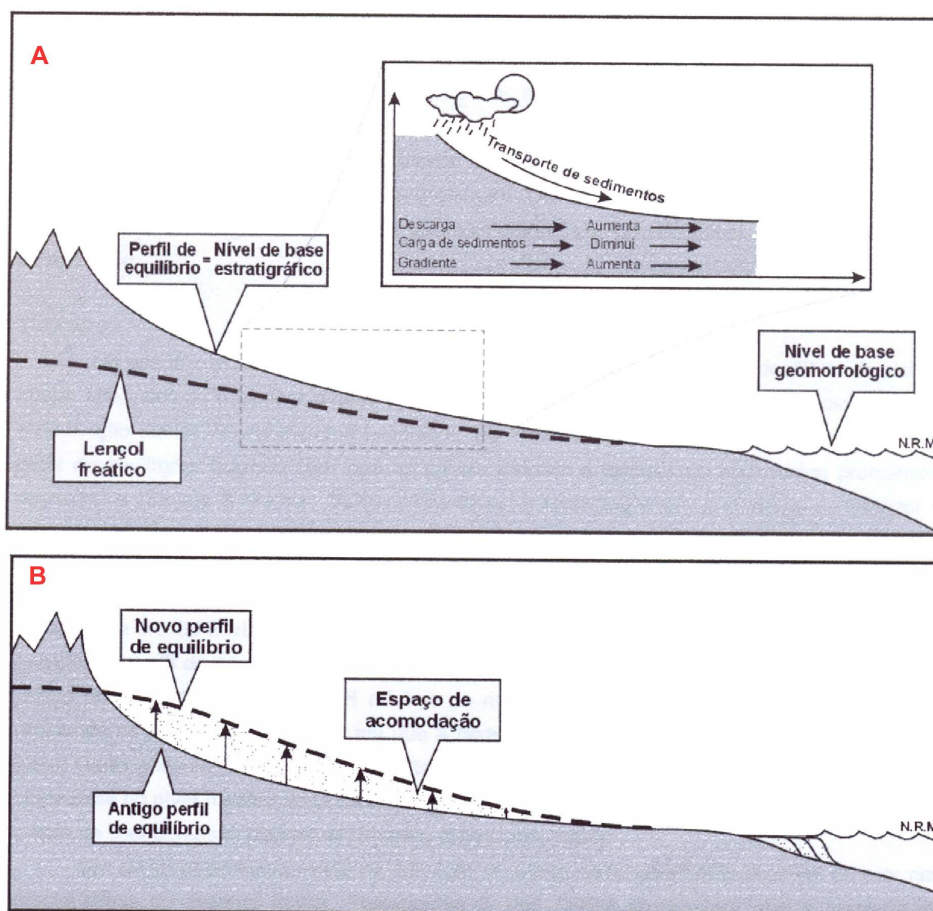


Figura 38: (A) Perfil de equilíbrio de sistemas fluviais. O perfil de equilíbrio corresponde ao nível de base. (B) Modelo hipotético de criação de espaço de acomodação por subida do PE (extraído de Scherer, 2001).

O perfil de equilíbrio (PE) é controlado por fatores alocíclicos, como o clima, a tectônica e o nível relativo do mar (segundo Miall, 1996). O clima tem forte influência na taxa de erosão e transporte de sedimentos e a variação de um clima árido (< erosão) para um clima mais úmido (> erosão) gerará agradação e, portanto, aumento do perfil de equilíbrio. A tectônica afeta diretamente o perfil de equilíbrio, já que os intervalos de subsidência ocasionam uma subida do mesmo, possibilitando a acumulação fluvial, enquanto que os soerguimentos diminuem o PE, fazendo com que os canais fluviais erodam os sedimentos previamente depositados.

Já o **nível relativo do mar** (NRM) influencia diretamente o perfil de equilíbrio fluvial em áreas litorâneas. Períodos de queda do NRM diminuem o espaço de acomodação, gerando processos de erosão fluvial, enquanto que os períodos de subida do NRM aumentam o perfil de equilíbrio, facilitando os processos de agradação.

Wright & Marriot (1993) discutiram a relação entre acomodação e sedimentação fluvial. Os autores foram a fundo na idéia de que uma planície apresenta um limite na capacidade de acumular sedimentos. O espaço de acomodação para acumular sedimentos numa planície é controlado pela elevação do canal e da profundidade de seus bancos, portanto o nível de base ainda é o principal controlador da sedimentação em depósitos fluviais. Quando o nível de base é estacionário, os depósitos de planície rapidamente agradam e a acreção lateral substituirá a sedimentação agradacional e os canais se amalgamarão. Se o nível de base sobe, o aumento no espaço de acomodação favorece o acúmulo de sedimentos na planície e os canais se isolarão. Em adição, o desenvolvimento de solos hidromórficos pode favorecer o aumento do nível de base.

Baseado nestas premissas, Wright & Marriot (1993) propuseram um modelo arquitetural simples para seqüências fluviais (Fig. 39). Neste modelo, o trato de sistemas de nível baixo (LST) é caracterizado por canais amalgamados, de granulometria mais grossa. Durante a deposição inicial do trato de sistemas transgressivo (TST), a acomodação, ainda que crescente, é baixa o suficiente para produzir corpos arenosos amalgamados, enquanto que a deposição no final do TST, devido à alta taxa de acomodação, leva ao desenvolvimento de corpos de canais isolados. Durante a deposição de sedimentos no trato de sistemas de nível alto (HST), o rápido decréscimo no espaço de acomodação é responsável pela nova formação de canais amalgamados e altas taxas de retrabalhamento da planície.

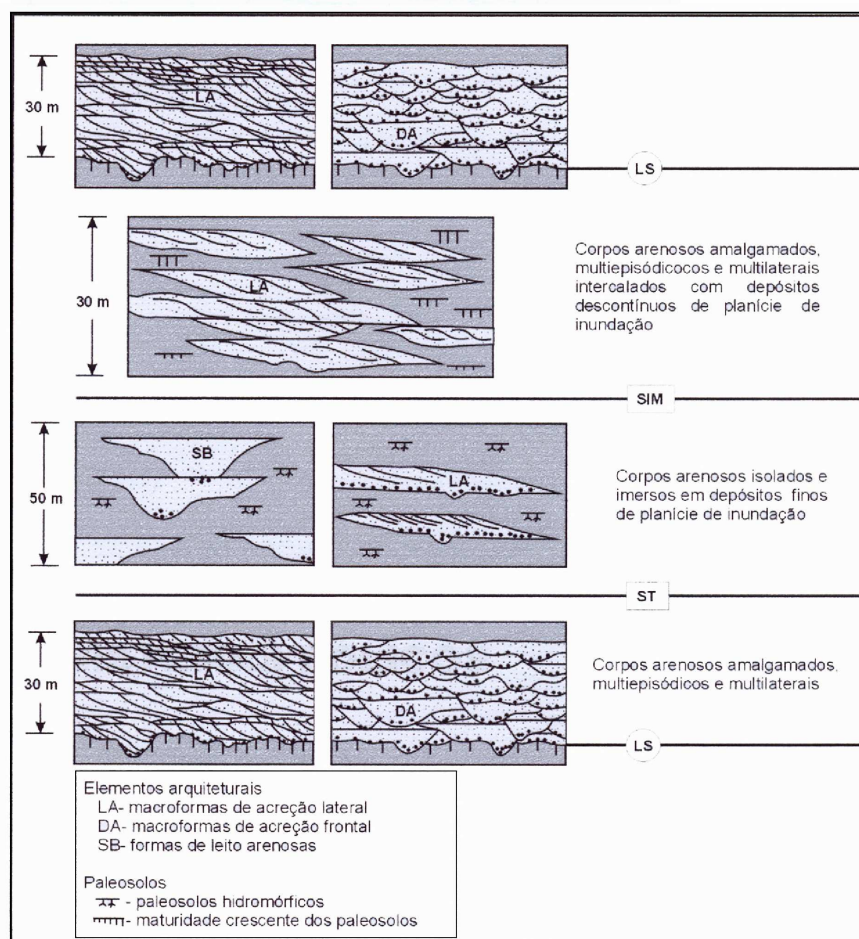
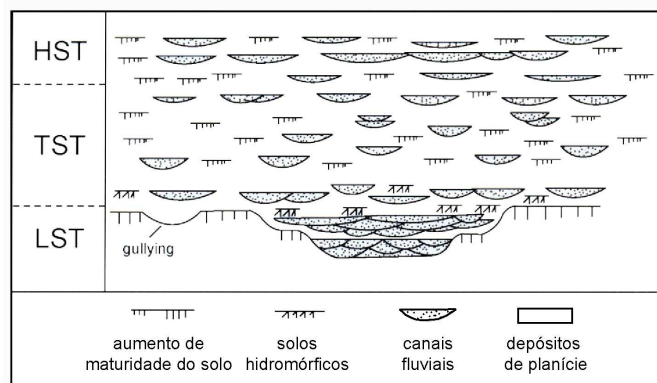


Figura 39: Modelo arquitetural pioneiro para estratigrafia de seqüências fluvial e variação dos elementos arquiteturais resultantes das variações das taxas de criação de espaço de acomodação (extraído de Scherer, 2001 e modificado de Wright & Marriot, 1993).

Um modelo similar é descrito por Olsen *et al.* (1995), onde a organização interna da seqüência típica (Fig. 40) mostra lençóis de arenitos fluviais amalgamados na base (correspondente ao LST do modelo prévio de Wright & Marriot, 1993), seguidos por uma sucessão de corpos arenosos isolados e dispersos que culminam em depósitos

marinhos ou depósitos transgressivos mixohalinos. No topo, aparecem corpos arenosos amalgamados com granocrescência ascendente. Enquanto que na porção inferior a formação de solos e de grandes depósitos de planície não é facilmente preservada, na porção média da seqüência ideal (os TSTs do modelo de Wright e Marriot, 1993), existe um maior potencial de preservação, registrando as formas de leito e barras e uma grande preservação de depósitos finos. Na porção superior da seqüência ideal, a diminuição no espaço de acomodação leva ao retrabalhamento e a uma grande amalgamação dos corpos arenosos e a uma menor preservação dos depósitos finos.

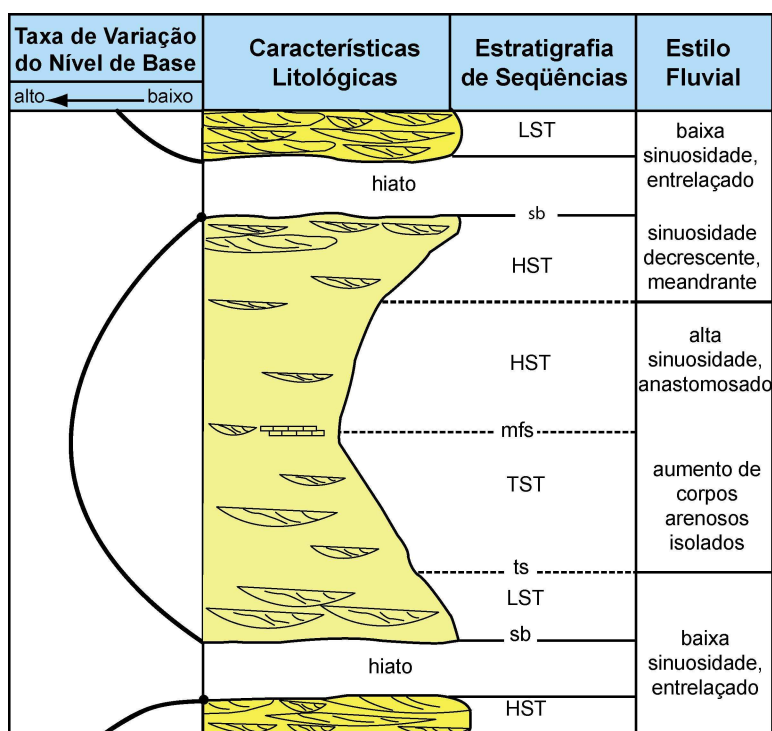


Figura 40: Seqüência fluvial idealizada, relacionando-a com a variação do nível de base e o estilo fluvial resultante (modificado de Olsen et al., 1995).

O papel da eustasia no controle da criação de espaço para que os canais fluviais se desenvolvam e se amalgamem foi bastante estudado por diversos autores (e.g. Wright & Marriot, 1993, Olsen *et al.*, 1995 e Koss *et al.*, 1994; Emery & Myers, 1996 *apud* Holz & Simões, 2005), enquanto que outros (e.g. Miall, 1996) defenderam o papel da tectônica como o principal fator controlador do nível de base e, conseqüentemente, da sedimentação aluvial. De qualquer maneira, o conceito básico da estratigrafia de seqüência – a variação do nível de base controla a acomodação – é certamente aplicável aos estratos fluviais.

O conceito básico de um modelo para uma “estratigrafia de seqüência fluvial” foi bastante discutido e melhorado (*e.g.* Blum & Price, 1998; Legaretta & Ulina, 1998 *apud* Holz & Simões, 2005), mas os tafônomos que trabalham com sistemas terrestres nunca discutiram apropriadamente a relação entre modo tafonômico de preservação e os controles de sedimentação fluvial como descrito pela estratigrafia de seqüência. Tafônomos de vertebrados são cientes de que as tafocenoses terrestres preservadas em fácies fluviais apresentam um forte tendenciamento que afeta a distribuição vertical e a mistura temporal (Behrensmeyer & Hook, 1992). Este tendenciamento é introduzido pelo estilo deposicional dos depósitos de canal e de planície. Pode-se dizer, portanto, que o modo de preservação dos fósseis em sistemas fluviais é controlado pelo desenvolvimento das fácies de canal e planície, como resumido no quadro 08. Os subambientes do arranjo fluvial têm significados diferentes na taxa de sedimentação e características do canal, ocasionado diferentes assinaturas tafonômicas.

Ambiente Fluvial	Abundância Fóssil	Tipo de acumulação	Taxa de sedimentação	Desarticulação	Estágio de Intemperismo (Behrensmeyer, 1978)	Plantas e Icnofósseis
Canal	Baixa	Seleção hidráulica	Baixa	Muito alta	1 a 3	Não se preservam
Planície proximal	Alta/muito alta	Seleção hidráulica	Alta	Baixa	1 a 3	Raramente preservados
Planície distal	Muito baixa	<i>attritional</i>	Baixa	alta	4 a 6	Relativamente comum

Quadro 08: Resumo das principais características tafonômicas nos diferentes ambientes fluviais (modificado de Holz & Simões, 2005).

O desenvolvimento destes arranjos, ao contrário, é controlado pela variação do nível de base. Desta maneira, planícies bem drenadas *versus* mal drenadas e grandes corpos arenosos amalgamados *versus* pequenos corpos são questões abordadas pelo desenvolvimento de tratos de sistemas. Portanto, pode-se concluir que a preservação tafonômica, bem como a distribuição dos fósseis e dos icnofósseis são função da mudança no nível de base. Neste contexto, sua preservação, bem como a primeira e a última ocorrência numa unidade estratigráfica podem não ser biológicas,

mas sim controladas estratigraficamente, em uma maneira análoga a demonstrada por Holland (1995 a, b) para a distribuição de fósseis marinhos.

Desde que a assinatura tafonômica dos fósseis terrestres é controlada pelo tipo de sistema fluvial, especula-se que as características das tafocenoses são previsíveis para cada seqüência deposicional fluvial. Considerando-se uma assembléia hipotética representada por ossos coletados nos três ambientes fluviais descritos no quadro 08, as características tafonômicas intrínsecas dessas concentrações podem ser controladas pela sua posição na seqüência deposicional fluvial. Avulsão e *crevassing* dos canais fluviais são diretamente relacionados ao grau de desarticulação da tafocenose e também com o grau de mistura temporal. O aumento na amalgamação do canal reduz a articulação esquelética, sendo esta a situação típica durante o LST e HST final (Fig. 41).

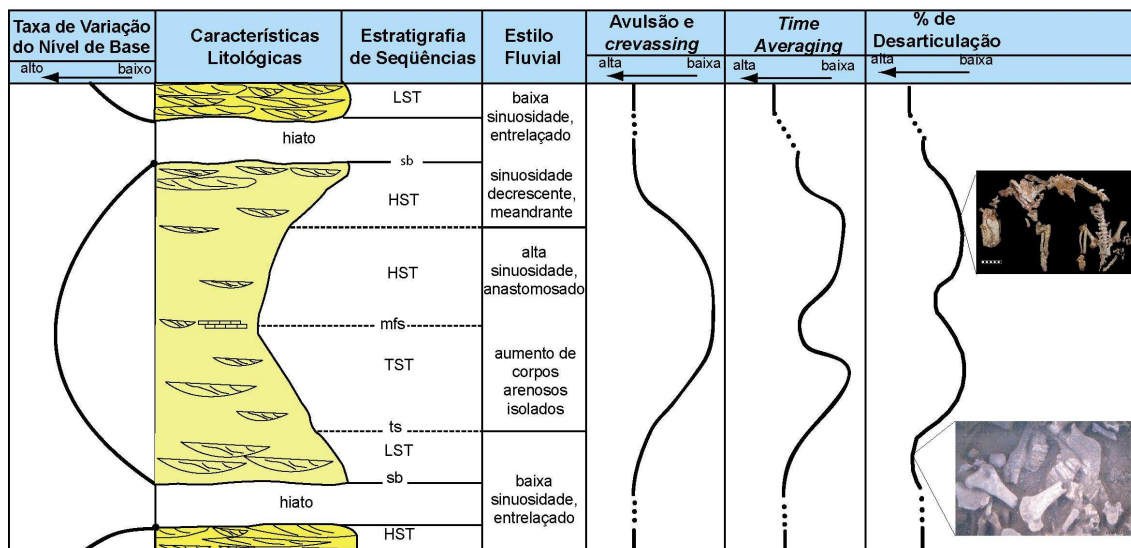


Figura 41: Relação entre o modelo de Olsen *et al.* (1995) e as características tafonômicas presentes nas assembléias fósseis (modificado de Holz & Simões, 2005).

Durante períodos de desenvolvimento do trato de sistemas transgressivo, o aumento no espaço de acomodação dificulta a amalgamação dos canais e aumenta a deposição na planície, e o estilo fluvial varia de entrelaçado para anastomosado. Isto diminui a desarticulação e a mistura de elementos faunísticos, portanto, diminui a mistura temporal. A figura 42 relaciona a variação do nível de base (e seus tratos de sistemas resultantes) com o grau de amalgamação dos canais fluviais.

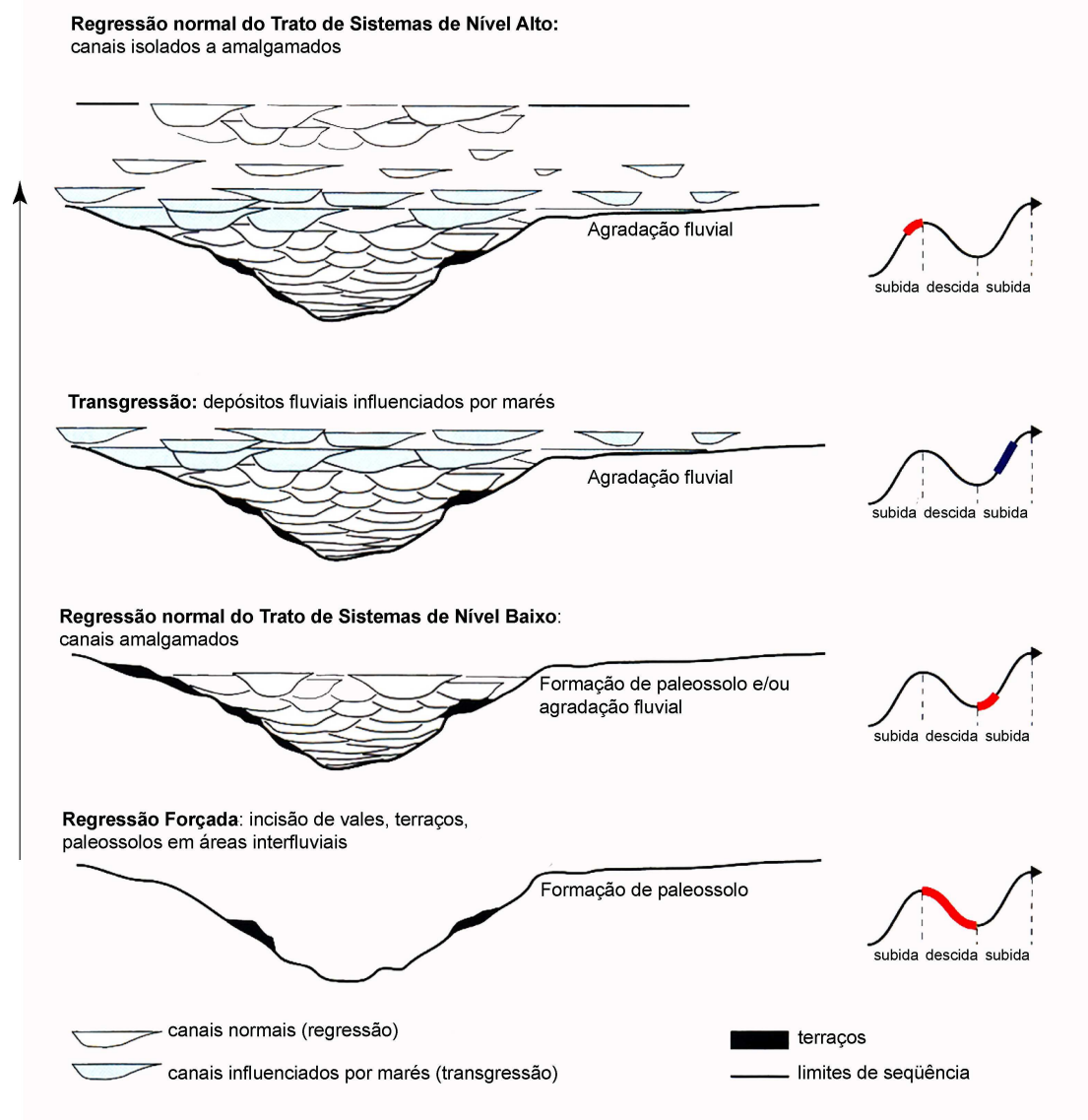


Figura 42: Arquitetura estratigráfica de seqüências deposicionais fluviais. Durante a regressão forçada, são formados vales. Estes vales, durante o Trato de Sistemas de Nível Baixo são preenchidos por canais bastante amalgamados, já que quase não há espaço de acomodação, onde provavelmente são gerados sistemas fluviais entrelaçados. Com o aumento da criação de espaço de acomodação, durante a fase transgressiva, os canais começam a se isolar, gerando sistemas anastomosados/meandrantés. Por fim, no Trato de Sistemas de Nível alto, tais sistemas já estão bem desenvolvidos e, com o início da queda de criação do espaço de acomodação, novamente os canais se amalgama, voltando a um sistema fluvial entrelaçado. Desta maneira, é de se esperar que nos depósitos onde os canais se encontrem mais amalgamados as concentrações de vertebrados apresentem-se mais fragmentadas e desarticuladas que nos demais depósitos (modificado de Catuneanu, 2006).

Alguns problemas bioestratigráficos, no que diz respeito tanto à resolução temporal quanto a correlação interbacial, podem ser devido à falta de integração entre estudos sobre estratigrafia de seqüências fluviais e tafonomia. A maioria dos bioestratígrafos que trabalham com faunas terrestres assume a primeira e a última aparição de alguns fósseis como indubitáveis horizontes de correlação. Por exemplo, Lucas (1998) propôs que o *datum* de primeira e última aparição (FAD e LAD) define um “faunacron de vertebrados terrestres”, uma unidade biocronológica informal usada para correlações bioestratigráficas e biocronológicas do Triássico em uma escala global. Mas a estratigrafia de seqüência é completamente ausente em quase todos os artigos deste tipo, principalmente pela falta de integração entre paleontólogos e estratígrafos. Neste sentido, o *datum* de aparição usado por Lucas (1998) e outros pode refletir, pelo menos em parte, uma história tafonômica estratigraficamente controlada e conseqüentemente, pode não ser um *datum* muito acurado para correlações.

Desde o abandono da concepção gradualista na geologia sedimentar e o advento da concepção da sedimentação episódica, ainda na década de oitenta (Hsü, 1982; Dott, 1982 *apud* Holz & Simões, 2002), os paleontólogos sabem que o registro sedimentar é pontuado, em todas as escalas, por hiatos de erosão e não-deposição, e que os eventos de grande magnitude (tais como enchentes e tempestades), também conhecidos como episódicos, predominam na coluna estratigráfica com a sua assinatura, em detrimento do registro dos processos do dia-a-dia (eventos de fundo). As implicações desta mudança de paradigma para os estudos paleontológicos são diversas.

Há muito se sabe que o registro sedimentar, com seus hiatos e superfícies de condensação temporal, pode mascarar ou realçar aspectos do registro fóssilífero. Assim, o conhecido efeito Signor-Lipps postula que qualquer evento paleobiológico de curta duração, tal como um pulso de extinção, pode aparecer como gradual no registro fóssilífero devido ao problema de amostragem (Signor & Lipps, 1982). De maneira similar, um hiato estratigráfico pode amplificar a intensidade aparente de um evento de extinção, condensando o tempo do último aparecimento de um *taxon* que se extinguiu ao longo de um longo intervalo de tempo (Gilinsky & Bambach, 1987 *apud* Holz & Simões, 2005).

Em resumo, a influência dos controles estratigráficos sobre a natureza do registro fóssil é inegável e tem recebido cada vez mais atenção. Assim sendo, pode-se dizer que na base epistemológica da análise paleontológica está a análise estratigráfica.

Muitos dos modelos atualmente empregados pela Paleontologia (biozoneamentos, extinção em massa *versus* extinção gradativa, intervalos de confiança, modelo de equilíbrios pontuados) requerem e utilizam conhecimentos estratigráficos de detalhe, estando fundamentados na distribuição vertical e horizontal dos fósseis nas rochas sedimentares.

Desta forma, fica claro que o modo de preservação tafonômico é uma função do trato de sistemas onde se formou a tafocenose. Em depósitos de sistemas fluviais entrelaçados (Trato de Sistemas de Nível Alto final e Trato de Sistemas de Nível Baixo), por exemplo, as concentrações de restos de vertebrados apresentarão muito mais restos desarticulados que os demais tipos de sistemas fluviais. Tal característica foi observada por Pereda-Suberbiola *et al.* (2000) para o Cretáceo da Península Ibérica e, ainda que os autores não tenham feito uma relação direta entre o trato de sistemas e o tipo de sistema fluvial resultante, afirmaram que as características tafonômicas da concentração de paleovertebrados do local podem ser consideradas como uma resultante direta do tipo de sistema fluvial.

2.4.4 O Conceito de Isotafonomia

Existe o consenso que os processos tafonômicos levam a discrepâncias entre a biocenose e a tafocenose resultante e fazem com que o registro paleoecológico seja difícil de ser interpretado e a tafonomia ilumina os tendenciamentos que afetam as reconstruções paleoecológicas, além de providenciar informações sobre os processos biológicos representados numa determinada assembléia fóssil.

A identificação de padrões tafonômicos em tafocenoses similares foi conceituado por Behrensmeyer & Hook (1992), que definiram o conceito de isotafonomia, onde se afirma que depósitos com o mesmo tipo de preservação tafonômica podem ser comparados, ao longo do tempo. Wing *et al.* (1992) dizem que certos aspectos de associações de espécies, como a ordem de abundância de espécies dominantes parece ter relação com as tendenciamentos tafonômicos.

Kidwell & Holland (2002) dizem que o ambiente deposicional controla muito a qualidade do registro fóssil e que análises isotafonômicas entre pacotes de diferentes períodos contribuiu, e muito, para retirar os tendenciamentos destes depósitos e entender como se dá realmente a preservação. Uhl & Lausberg (2004) utilizando-se de

análises isotafonômicas em floras do Permo-Carbonífero e do Permiano sugerem que estudos paleoecológicos de diversidade, em tafocenoses seguramente alóctones, deveriam ser chamados de estudos de tafodiversidade, uma vez que a amostra é tendenciada pelos processos tafonômicos.

CAPÍTULO 3

*Biogenic Fossil Concentration Controlled By Water Table Fluctuations – A Model for
Palaeoenvironmental Reconstructions in Fluvial Settings*

Artigo submetido e já publicado na **Revista Brasileira de Paleontologia**

Biogenic fossil concentration controlled by water table fluctuations – a model for palaeoenvironmental reconstructions in fluvial settings

Cristina Bertoni-Machado*

Programa de Pós-Graduação em Geociências

Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

Av. Bento Gonçalves, 9500 CEP 91509-900 Porto Alegre, RS, Brasil

cristina.bertoni@ufrgs.br (corresponding author)

* CNPq Graduate Student,

Michael Holz **

Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

Av. Bento Gonçalves, 9500 CEP 91509-900 Porto Alegre, RS, Brasil

michael.holz@ufrgs.br

** CNPq Researcher

Abstract

Nearby the city of Santa Cruz, in the central region of Rio Grande do Sul state, outcrops show a taxonomic as biostratonomical peculiar fossil content, forming a rather different taphocoenosis in comparison to other fossiliferous outcrops of the Santa Maria Formation (Triassic, Paraná basin, Brazil), because of the huge predominance of herbivorous and carnivorous cynodonts. Non-cynodont remains are restricted to a single specimen of Rhadinosaurs (Archosauriformes: Proterochampsia).

Biostratonomically the taphocoenosis is characterized by the accumulation of fossil bones within a restricted area (10 x 20 meters) forming a thin fossiliferous level (< 5 m) within an approximately 30 meter thick of red mudstone from a floodplain succession. The fossil bones are enclosed in red massive or finely laminated mudstone with some rhizolites and melikarian nodules. This facies is interpreted as deposited in a fluvial floodplain setting. The taphocoenosis shows a predominance of skull and mandible remains, almost always disarticulated. Frequently huge bone elements occur side-by-side with small ones, and no evidence of selection and orientation by currents has been found. This taphonomic mode of preservation led us to the hypothesis of a biogenic concentration for this taphocoenosis. The main

mechanism of concentration of bones was selective feeding of scavengers or predators. They would leave behind the less nutritious bone elements, an interpretation supported by the discrepancy between elements of scapular and pelvic girdles and by the great number of skulls and lower jaws. Besides, no sedimentologic evidence of hydraulic transportation (e.g., bone orientation) was observed.

Preservation of the fossil bones is very good, with only slight volumetric deformation. Some bones show external and internal precipitation of calcite and quartz, the latter in greater quantities than fossils from other localities of the south Brazilian Triassic. Calcite concretion also occurs in the fossil-bearing mudstone. The paragenetic association between quartz and calcite gives a clue to the depositional history that controlled the fossil concentration and preservation.

The pores of the bones were initially filled by calcite, which was partially replaced by quartz. This, and the presence of rhyzolithes and melikarian nodules, suggests a palaeoenvironment characterized by an ephemeral lake controlled by the phreatic level, with alternation of dry and wet seasons where the variations of the level of the water table controlled the formation of the concretions in the mudstone and the preservation of the fossil bones. During epochs of high water table the bones within the soil profile were close to or within the vadose zone, hence causing demineralization and formation of carbonate nodules. In times of low water table, calcite precipitation ceased and was replaced by incipient silicification.

Keywords: biogenic concentration, phreatic level, palaeoenvironmental reconstruction, Triassic, vertebrate taphonomy.

INTRODUCTION AND MAIN GOALS

Paleovertebrate concentrations are relatively common in the fossil record but taphonomic processes frequently preclude the completeness of this register. Events such as necrophagy, predation, trampling and re-working of organic remains generally change the taphonomic signature of the assemblages (Turnbull & Martill, 1988), and hence such events must be adequately addressed to elaborate a satisfactory taphonomic analysis.

In the present paper a Middle Mesozoic section from the Paraná Basin in southernmost Brazil will be studied. The Paraná Basin is a large intracratonic basin sited in southwestern Gondwana, located at the central-eastern part of the South-American Platform, and covers a surface area about 1,700,000 km², has a NE-SW elongated shape, and is approximately 1,750 km long and 900 km wide (Fig. 1A)

Sedimentation began after the Brasiliano Cycle (the Brazilian tectonic equivalent for the formation of Gondwana during Proterozoic) with plutonic events (610-580 m.y.) and subsequent cooling and thermal subsidence in Cambro-Ordovician times (500-450 m.y.). The sedimentary fill of the basin ranges from Ordovician to Cretaceous. During the Middle Mesozoic, preceding the opening of the South Atlantic, the Paraná basin underwent tectonic reorganization due to the paroxysm of the Sierra de la Ventana - Cape Fold Belt orogen. This tectonism resulted in uplift of extensive areas of the former Paraná basin, and caused emplacement of small extensional basins by intraplate rifting (Zerfass *et al.*, 2003, 2004). Our study interval, focusing on the Triassic red beds formed by the Santa Maria and Caturrita Formations (Fig.2) was formed in one of these restricted extensional basins, occurring in Rio Grande do Sul, the southernmost state of Brazil (Fig.1B).

The Middle Triassic succession shows a evolutionary and biostratigraphically very important tetrapod fauna (e.g., Schultz, 1990; Rubert & Schultz, 2004), mainly constituted by archosaurs, dicynodonts, cynodonts, rhynchosaurs, dinosaurs and other less representative groups like procolophonids and sphenodontids.

The taphocoenosis shown in the present paper is linked to the Santa Maria Formation (*sensu* Andreis *et al.*, 1980). This formation has two members, called Passos das Tropas and Alemoa. The conglomerates of the Passos das Tropas member are apparently bare of paleovertebrates.

The Alemoa Member, where the herein studied fossiliferous section is located, is characterized by large amounts of tabular, massive or thin laminated red colored mudstones, sometimes showing calcrete and paleosoil horizons (rhyzolithes and melikarian nodules) and some interfingered sandstone lenses. Fonseca (1999) links these deposits to an anastomosed fluvial system, where the mudstones (associated with calcrete nodules) would deposit on the floodplain while the sandstone lenses represent channel deposits.

Most of the paleontological record of Rio Grande do Sul Triassic rocks show some kind of biostratinomic or diagenetic modification, including hydraulic selection of bones, scavenge action and diagenetic loss of information (*e.g.*, Holz & Barberena, 1994; Holz & Schultz, 1998; Holz & Souto-Ribeiro, 2000).

Insert figure 1

Abdala *et al.* (2001), during a taxonomic analysis, noted that the taphocoenosis of a section located at Santa Cruz do Sul city, in the central region of Rio Grande do Sul state, is very peculiar because of the large amount of skulls and lower jaws - especially cynodonts - found in the red massive mudstones.

Investigating this peculiar location, known as the Schoenstatt outcrop, we confirmed the original statement of Abdala *et al.* (2001): contrasting with other fossiliferous outcrops to the Triassic succession in Rio Grande do Sul state, the Schoenstatt outcrop is characterized by a low taxonomic variability and a highly disarticulated and biased bone accumulation, described ahead.

As the traditional taphonomic models (*e.g.*, Holz & Barberena, 1994) for the Triassic succession would not explain the taphonomic signature of this particular outcrop, a detailed taphonomic study was developed, aiming on the palaeoecological and palaeoenvironmental reconstruction (Bandyopadhyay *et al.*, 2002) in order to understand the control mechanisms on fossil preservation, which is the main goal of this paper.

Insert figure 2

SEDIMENTOLOGY AND STRATIGRAPHY OF SCHOENSTATT OUTCROP

The Schoenstatt outcrop is located at Santa Cruz do Sul city (UTM (22) 359767 E, 6709062 N), about 150 Km from Porto Alegre (capital of Rio Grande do Sul state), sited at RS 287 road (Fig.1B).

The stratigraphic section (Fig. 3) shows an approximately 20 meters thick mudstone succession (Alemoa Member, Santa Maria Formation, *sensu* Andreis *et al.*, 1980) topped by nearly 15 meters of fine to very fine sandstone (Caturrita Formation *sensu* Andreis *et al.*, 1980).

The mudstone is massive or has milimetric, incipient lamination. Rhyzolithes, some fibro-radiadal calcite and fractures filled by calcium carbonate are common. The occurrence of tetrapod fossils is clearly biased. The basal 15 meters of the section are almost bare of fossils, while the upper portion of the succession (level between 15 and 20 meters, see profile in figure 3) fossils and coprolites were found in lateral association with melikarian nodules. Just above the bone bed occurs a huge concentration of melikarian nodules associated with calcite-filled fractures.

The sand-prone Caturrita Formation (*sensu* Andreis *et al.*, 1980) at the top of the section is apparently bare of fossils. It is formed by four sandy packages made of fine-grained sandstones with horizontal lamination or trough cross-bedding and very fine-grained sandstones with climbing cross lamination, rhyzolithes and small melikarian nodules (3 cm diameter).

The whole section characterizes a facies association of channel and floodplain deposits. The upper portion, recording the development of a channel system, hasn't been studied since there wasn't found any fossils until this moment but we used these data to identify the depositional system and to characterize the palaeoenvironment.

Insert figure 3

TETRAPODS PALEOFAUNA

Abdala *et al.* (2001) were the first to describe the fauna collected at the Schoenstatt outcrop, where about 130 bone elements of cynodonts is observed, including skulls, lower jaws and postcranium elements. They were classified as

herbivorous Traversodontids and one carnivorous Chiniquodontid based on postcanines features.

The authors affirmed that only cynodonts could be identified for this location, but Machado & Kischlat (2003) collected at the Schoenstatt outcrop several disarticulated bones of the skull, a partial lower jaw and a few elements from the hind limbs of a proterochampsid archosaur (Fig.4), demonstrating conclusively that the taphocoenosis of that outcrop is not monospecific as suggested by Abdala *et al.* (*op.cit.*).

Insert figure 4

TAPHONOMIC DATA

Data on fossil distribution and taphonomic signatures were obtained by accurate and detailed fieldwork, profiling the stratigraphic section and annotating taphonomic data such as fossil orientation, disarticulation, preservation and association with fossil remains.

All collected specimens were identified and registered in the fossil bone data bank of the Vertebrate Paleontology Lab of Universidade Federal do Rio Grande do Sul with the label UFRGS PV-T - #.

The taphocoenosis occur in the form of loosely packed, scattered bone elements forming levels of 10 meter extend at the outcrop.

Analyzing the collected data, several sedimentological and paleontological features can be observed, as following:

A – Unbalance in type of preserved bone

Evaluation the fossil bone data base (Table 1) has shown a prevailance of skulls and lower jaws and the disbalance in the number of preserved pelvic girdle and shoulder girdle.

B – Concretions

In the Schoenstatt outcrop several concretions, isolated or associates with the bones are found. They are present in several stratigraphic levels within the studied profile, but they are more concentrated where the fossils occur.

Analysis of the concretions that occurs at the external surface (Fig.5A) and the permineralization of the fossil bones by X-ray diffractometry and Scanning Electron Microscopy (SEM - Fig. 5B) have indicated the presence of silica, specially in the pores of the bones (Reichel *et al.*, submitted), although permineralization of the fossils is made by calcite, as usually found at another diagenetically affected bones from Santa Maria Formation (Andreis *et al.*, 1980; Holz & Schultz, 1998). The association of quartz and calcite suggests that this area had distinct mode of preservation, conferring an exclusive character for this locality because beyond calcium carbonate in the form of calcite, silica (quartz) filled the internal porous structure and Volkmann and Haversian canals of the bones.

C - Paleoalterations

The red mudstones, characteristics of the floodplain facies, show tenuous paleoalterations including vertical breakings and presence of rhyzolithes and melikarian nodules (Fig. 6), similar to those described by Da Rosa *et al.* (2003) and Da Rosa (2005) at the same Formation.

D - Trace Fossils

Coprolites occur at the same stratigraphic level as the fossils, still lacking accurate identification and classification because no internal structures are preserved. There are only molds infilled by calcite (Fig. 7).

E - Fossiliferous Assemblage

The composition of the taphocoenosis is clearly biased towards herbivorous cynodonts.

The taphocoenosis is formed by four types of herbivorous cynodonts, one carnivorous cynodont and a proterochampsid archosaur. Despite the diversified taxonomic representation, the low diversity of bone elements is noticeable, as well as the small occurrence of articulated skeletal segments.

Diverse complete or fragmented lower jaws and skulls are found, besides bones of the members, vertebrae and other indeterminate fragments, but only one articulated vertebrae sequence and one pelvic girdle was found, belonging to distinct specimens of cynodonts. It is important to point out that two of the four preserved femora belong to

herbivorous cynodonts, which were huge specimens in comparison to the archosaur found in the taphocoenosis.

As shown in table 1, bones with completely different sizes and densities, such as skulls, lower jaws mixed with fragments of ribs, sequences and isolated vertebrae and teeth (Fig. 8), were preserved in the fossiliferous level.

Insert figures 5, 6, 7 and 8

Insert table 1

DISCUSSION

Taphocoenosis of disarticulated and fragmented bones in a floodplain setting can result from selective transportation by water or by biotic factors.

The preservation of bones with completely different sizes and densities within the same fossiliferous level precludes the analysis of the so-called transportability groups (*sensu* Voorhies, 1969) as an indicative of hydraulic transportation. Since the fossil-bearing mudstone is relatively homogeneous throughout the studied section, with no sandbodies interfingering, there is no sedimentological evidence of multistory deposition which could explain the mixture of hydraulically different bone elements. Hence, the action of running water as agent for bone concentration is discharged.

In addition to the above conclusion, there is no preferential orientation of the bones, what is taken as another indication against any type of influence of hydraulic transportation on the accumulation of these bone elements.

Hence, the presence of *in situ* fossils is due to other factors than hydraulic transportation which led us to work with the hypothesis of biogenic concentration of the taphocoenosis.

According to Odum (1985), regarding the herbivorous/carnivorous relationship in a biocoenosis, the number of the former has to be bigger than the latter, so the presence of a few carnivorous remains in comparison to the herbivorous remains can be taken as an approximate record of the original ecosystem.

The presence of a semi-aquatic proterochampsid archosaur is a key factor for the corroboration of the hypothesis of biogenic concentration for this fossil assemblage.

Authors like Bonaparte (1971) and more recently Arcucci (1990) and Sill (1995) suggested an aquatic habit for this archosaur group due to adaptations such as long rostrum, flattened skull and the type of insertion of teeth in the lower jaw. This kind of archosaur would have occupied a place in the trophic chain similar to the Neomesozoic crocodylians, which are capable to prey small animals. Therefore, the finding of this fossil group indicates that they were present in this ecosystem and to live there, they need a relatively permanent body of water.

Probably they feed themselves with the remains of herbivorous cynodonts (necrophagy) which corroborates the hypothesis of biogenic concentrations for this taphocoenosis.

Isolated teeth were found on a cynodont skull (Fig. 9A) and together with some bones with a very confuse stacking pattern, herein called a chaotic mode of preservation, as shown by the examples in figure 9B. Those characteristics strengthens the hypothesis of biogenic concentration of this assemblage, because running water would not mix-up the bones in that way, and hence, this mode of accumulation is not controlled by hydraulic transport, but is very likely to be the result of biogenic activity.

Finally, another factor that corroborates the hypothesis of biogenic concentration by predators/scavengers is the presence of coprolites, because these are characteristic of areas with intense predatory activity (Behrensmeyer, 1991). A fossiliferous vertebrate concentration with coprolites is an indicative of animal-plant or animal-animal interaction (Behrensmeyer & Hook, 1992).

Insert figure 9

The diverse observed concretions, isolated or associated to the fossils, do not form lenses, which characterizes a pond environment (Hubert, 1978). The Ca⁺⁺ could be carried into the floodbasin dissolved in floodwaters and precipitated as carbonate in ponds. Siliceous septarian nodules are probably formed in the sediment-water or sediment-air interface and are formed in a similar way to calcareous nodules during rapid burial and compaction of the mudrocks. The low topographic position of the pond and the high water table possibly drowned the soil during its formation. In these layers occurred the precipitation of carbonate cements in the porous beds which later became silicified.

The presence and amount of melikarian nodules variates within the geological section, indicating an oscillation of the phreatic level. With higher positions

of the phreatic level, plant and animal colonization led to the formation of porosity of the soil profile. Cementation in the vadose zone is frequently associated with rhizolithes, which record the orientation and position of former root systems (Beckner & Mosley, 1998).

Later, this porous zone is filled with carbonate, recording the marginal zone of the ponds formed during highstand of the phreatic level (Da Rosa *et al.*, 2003). At the base of the mudstone succession of the Schoenstatt outcrop, the phreatic level was low as suggested by the little presence of concretions while at the fossiliferous level the presence of many concretions indicates that the phreatic level was appearing at the surface, forming an ephemeral lake. Beyond this, the presence of rhizolithes indicates paleosoils (Klappa, 1980), showing that this area was wet enough to develop vegetation.

Caliche horizons found within the mudstones and sandstones of the fluvial systems are the result of progressive soil calcification which is characteristic of arid or semi-arid climates, such as those prevailing during the Middle Triassic (Holz & Scherer, 2000). Insofar, the presence of the melikarian nodules would indicate periods of dryer climate. During those periods of restricted humidity, any water body would be disputed and quickly occupied by the several vertebrate groups that lived in the study region during Middle Triassic times.

The presence of caliche concretions within the floodplain deposits suggests deposition under a hot climate with alternating wet and dry seasons (Pierini *et al.*, 2005) forming ephemeral water bodies at the floodplains. Calcium carbonate deposition occurs commonly in humid environments or after intense rainfall followed by rapid evaporation (Wright & Tucker, 1991). Besides Morad (1980) states that carbonate cement occurs as concretion and laterally extensive cements in floodplain sediments, especially in warm to hot, semi-arid regions. Therefore, this component must have been the first chemical substance to penetrate the bones, when the phreatic level was high, raising calcium-rich water from the vadose zone by capillarity to the inner structure and fractures of shallow-buried the bones.

After the period of high water table and calcite precipitation above the vadose zone, a period of low phreatic level followed, as indicated by the crystallization of quartz around the carbonated bones.

The bones would serve as a nucleus for this potential silicification, since they would be in geochemical disequilibrium because of the initial precipitation of

calcium carbonate which may cause the dissolution and epigenetic substitution of calcite by silica.

Quartz precipitates easily in soil profiles under dry situation, as well as in phreatic early diagenetic conditions under intense evaporation (Pimentel, 2002).

Klappa (1983) states that silica can be resultant of extreme pedogenic processes, in arid environments, after precipitation of calcium carbonate (see also Wright, 1995; Thiry & Millot, 1987; Milnes & Thiry, 1992). Other authors favor also phreatic processes associated with groundwater circulation under arid conditions and strong evaporation (Arakel *et al.*, 1989; Thiry & Milnes, 1991)

Thus, it is probable that the silicification process in these fossil bones has been eo-diagenetic, on a material previously carbonated by phreatic processes (*e.g.* Arakel *et al.*, 1989).

ORIGIN OF THE TAPHOCOENOSIS

The data point to the interpretation of the Schoenstatt outcrop area as an oasis in the middle of a semi-arid floodplain, since vertebrate remains generally are rare in distal floodplains and, when they occur, they are disarticulated or isolated postcranium elements, as vertebrae and ribs (Smith & Smith, 1980; Smith, 1993).

Since the fossiliferous association is composed by 90% of cynodonts (herbivorous and carnivorous) and there is no evidence of hydraulic transport, we considered that the composition of this taphocoenosis is a biased reflection of the composition of the fauna that lived in the region at that time. The taphonomic pattern displayed by the Schoenstatt outcrop lead us to the hypothesis of biogenic concentration.

Some authors like Wood *et al.* (1988), Dominguez-Rodrigo (1998), Hungerbühler (1998) and recently Sanders *et al.* (2003) observed floodplain sediments with fossiliferous concentration strongly biased toward preservation of skulls and lower jaws, besides a disbalanced relation between the number of preserved scapular and pelvic girdles, and association of bone remains from different Voorhies (1969) groups. These authors explain that kind of taphocoenosis as a result of predator/scavenger action. Another argument is that skulls and lower jaws represents bones with lower nutritional value and therefore are usually discarded by predators (Behrensmeyer,

1991), hence accumulating and concentrating at the floodplain. Behrensmeyer & Boaz (1980) state that predation may concentrate carcasses in habitats which are briefly occupied (like swamps, ponds and waterholes), scavengers and predators may drag dead animals away from the habitats in which they live and died. When lower jaws are broken at the left or right side after the symphysis, this maybe results from predator actions, because they break these bones to eat the tongue.

In the case of the Schoenstatt taphocoenosis, probably carnivorous cynodonts and archosaurs were the agents of modifications of this fossiliferous concentration, although direct evidences of activities of necrophagy or predation (*e.g.*, tooth marks) are not observed. Similar situation is described by Smith (1980) studying several outcrops from the Beaufort Formation (South Africa), where the author interprets predation/necrophagy as the cause for the observed preservational bias of the taphocoenosis, in spite the lack of direct evidence.

Rogers & Broughton (2001) define three hypothetical agents of biogenic selection of the bone remains, based on the difficulty of disarticulation and transport of the chosen part, a definition which will serve conceptually for comparison with the herein studied taphocoenosis:

- Unselective: the hunter usually transports the entire preyed animal;
- More selective: the hunter usually discards some parts of low utility before transporting the carcass;
- Most selective: the hunter usually transports parts of highest utility only;

Based on this classification, we presume that the Schoenstatt taphocoenosis was caused by most selective agents, because preferentially skulls, lower jaws, tooth and vertebral elements were found, including a cervical series, all considered elements with less nutritional value.

TAPHONOMIC MODEL

During formation of the Schoenstatt outcrop a succession of biogenic, sedimentary and climatic events occurred, resulting in the preservation of a biogenic concentrated taphocoenosis, with diagenetic features such as silica and calcitic cements, which led to the interpretation of a taphonomic model controlled by oscillation of the phreatic level (Fig. 10).

The paleofauna (carnivorous and herbivorous cynodonts and the archosaur) would have occupied the border of an ephemeral lake or pond, which existed at the floodplain. During the day-by-day situation, this pond was sustained by the phreatic level controlled by the river channels. In those conditions, around the lake some vegetation was developed, as observed by the presence of rhyzolithes. This environment would attract the herbivorous cynodonts and consequently, carnivorous cynodonts and archosaurs.

During periods of drought, the water volume of river channels and the phreatic level were low, drying out the ephemeral lake. Due to overbank sedimentation during the return of humidity, bones at the floodplain near the lake's border were buried and early diagenetic processes began.

With the remains already buried and the return of a day-by-day situation with the high phreatic level, the process of calcium deposition would have started. The calcium carbonate carried by water that rised up from the phreatic level by capillarity filled the bones that were in the vadose zone, forming the external and internal concretions observed in the collected specimens.

During a new drought period, the already carbonated bones suffered an incipient silicification, marking the eo-diagenetic phase of the diagenetic process. This silica probably precipitated in the carbonated bones because of the geochemical unbalance surrounding the bones, since calcium carbonate creates an extremely alkaline microenvironment.

The absence of fossil bones and the small quantities of melikarian nodules and rhyzolithes at the lower portion of the mudstone section can be attributed to a prolonged period of low phreatic level, representing a period of drought situation that precluded the maintenance of huge biomass during that period, hence resulting in relative absence of fossils in that part of the stratigraphic section.

Finally, using an analogy with recent ecosystems, one can speculate that the locus represented by the Schoenstatt outcrop was a shelter, with availability of water and vegetation, in the middle of a relatively extense dry floodplain. The bones of herbivorous and carnivorous cynodonts and the archosaurs were found there, hence indicating that the site where those animals lived and where the scavengers/predators got its food, consuming the most nutritive elements and leaving behind the less nutritional ones.

Insert figure 10

CONCLUSION

The taphonomic analysis here presented integrated sedimentological and paleontological data to explain the formation and preservation of a taphocoenosis not yet described for the South-Brazilian Triassic rocks. Based on that data set, the following conclusion can be drawn:

- the taphocoenosis had little or no direct influence of hydraulic transport, as indicated by the enclosing rocks (finely laminated and massive mudstone from distal floodplain settings), by the lack of orientation of the fossil bones and by the noticeable mixture of bones with very different sizes and densities;
- as the taphocoenosis shows mainly herbivorous and carnivorous cynodonts (90%) and hydraulic transportation played no role in its formation, this faunal composition is taken as a true reflex of the original biocoenosis, with a prevalence of herbivorous forms over the carnivorous ones. The concentration of bones during successive life cycles of those animals led to a biogenic concentrated taphocoenosis which was buried during periods of flooding and over bank sedimentation;
- the presence of carbonate nodules and its quantitative variation along the stratigraphic section of the Schoenstatt outcrop is indicative of oscillations of the phreatic level. The close association of root marks and those nodules indicate periods of high water table. During those periods the locus of Schoenstatt outcrop was an ephemeral lake with abundant plant and animal life;
- the presence of silica in the diagenetic paragenesis of the fossils is an indicative of decreased water table, since silica is formed preferentially during dry seasons, when the carbonate concretions are already formed and generated a alkaline microenvironment that induces silica precipitation.

The bottomline is that the Schoenstatt outcrop is representative of a humid environment within a huge semi-arid floodplain formed due to the overall semi-arid climate of the Middle Triassic. In this situation, the border of the ephemeral lake developed vegetation and attracted herbivorous and, in consequence, carnivorous and scavengers, an ecologic situation which led to a biased record, favoring the preservation of less nutritious bone elements.

Acknowledgments

C.B-M. acknowledges the Brazilian agency CNPq for scholarship and also wants to thanks to Dr. Átila Augusto Stock da Rosa and Dr. Nuno Pimentel for supplying valuable data and suggestions during development of this study. M.H. acknowledges the Brazilian agency CNPq for personal study grant (PQ 302666/04-4).

References

- Abdala, F., Ribeiro, A.M. & Schultz, C.L. 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul, Santa Maria Formation (middle-late Triassic), southern Brazil. *N.Jb.Geol.Paläont.Mh.*, 11: 669-687.
- Andreis, R.R; Bossi, G.E. & Montardo, D.K. 1980. O grupo Rosário do Sul (triássico) no Rio Grande do Sul – Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 31. Balneário de Camboriú. *Anais...*, 2: p.659 - 673.
- Arakel, A.V., Jacobson, G. Salehi, M. & Hill, C.M. 1989. Silicification of calcrete in paleodrainage basins of the Australian arid zone. *Journal of Earth Sciences*, 36: 73-89.
- Arcucci, A.B. 1990. Un nuevo Proterochampsidae (Reptilia – Archosauriformes) de la fauna local de los Chañares (Triásico Medio), La Rioja, Argentina. *Ameghiniana*, 27(3-4): 364 – 378.
- Bandyopadhyay, S., Roychowdhury, T. K. & Sengupta, D. P. 2002. Taphonomy of some Gondwana vertebrate assemblages of India. *Sedimentary Geology*, 147 (1-2): 219 – 245.
- Beckner, J. R. & Mozley, P.S. 1998. Origin and spatial distribution of early vadose and phreatic calcite cements in the zia formation, Albuquerque Basin, New Mexico, USA. *Special Publication Int. Ass. Sediment.* 26:27 – 51.
- Behrensmeyer, A.K. 1991. Terrestrial vertebrate accumulations. *In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E. Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record.* Topics in Geobiology, 9: 291 – 235.
- Behrensmeyer, A.K. & Boaz, D.E.D. 1980. The recent bones of Amboseli National Park, Kenya, in relation to east African paleoecology. *In: BEHRENSMEYER, A.K. & HILL, A. P. (eds). Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleoecology.* The University of Chicago Press: Chicago. p. 72 – 93.
- Behrensmeyer, A.K & Hook, R.W. 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. *In: BEHRENSMEYER, A.K; DAMUTH, J.D.; DIMICHELE, W.A.; POTTS, R. SUES, H.D. & WING, S.L. (eds). Terrestrial ecosystems through time.* University of Chicago Press: Chicago. p.15 – 136.
- Bonaparte, J.F. 1971. *Cerritosaurus binsfeldi* Price, tipo de uma nova família de tecodontes (Pseudosuchia – Proterochampsia). *In: Anais da Academia Brasileira de Ciências (Suplemento)*, 43:417 – 422.
- Da Rosa, A. A., Pimentel, N.L.V. & Faccini, U.F. 2003. Paleoweathering, carbonate precipitation and vertebrate preservation in the alluvial deposits of the Middle to Upper Triassic of Santa Maria, RS, southern Brazil. *In: 3rd Latin-American Congress of Sedimentology, Belém/PA, Abstracts Volume: 47 – 49.*

- Da Rosa, A. A. S., 2005. *Paleoalterações em Depósitos Sedimentares de Planícies Aluviais do Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil: Caracterização, Análise Estratigráfica e Preservação Fossilífera*. Tese de Doutorado, Universidade do Vale dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia. São Leopoldo. 184pp.
- Dominguez-Rodrigo, M. 1999. Flesh availability and bone modifications in carcasses consumed by lions: palaeoecological relevance in hominid foraging patterns. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 373 – 388.
- Fonseca, M.M. 1999. *Caracterização faciológica das formações Santa Maria (Membro Alemoa) e Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 132p.
- Holz, M. & Barberena, M.C. 1994. Taphonomy of south brazilian triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107:179 – 197.
- Holz, M. & Scherer, C.M.S. 2000. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimate change during the South Brazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. *Zbl. Geol. Paleont.*, 1 (11 – 12): 1589 – 1609.
- Holz, M. & Schultz, C.L. 1998. Taphonomy of the Brazilian Triassic paleoherpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31: 335 – 345.
- Holz, M. & Souto-Ribeiro, A. 2000. Taphonomy of the south Brazilian Triassic vertebrates. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 491 – 494.
- Hubert, J. F. 1978. Paleosol caliche in the New Haven Arkose, New Ark group, Connecticut. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 24: 151 – 168.
- Hungerbühler, A. 1998. Taphonomy of the prosauropod dinosaur *Sellurosaurus*, and its implications for carnivore faunas and feeding habits in the Late Triassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 1 – 29.
- Klappa, C.F. 1980. Rhizolithes in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613 – 629.
- Klappa, C.F. 1983. A process-response model for the formation of pedogenic calcretes. In: WILSON, R.C.L. *Residual Deposits: Surface Related Weathering Processes and Materials*, 211 – 220.
- Machado, C.B. & Kischlat, E-E. 2003. Novo registro de Rhadinosaurs (Archosauriformes: Proterochampsia) para o Mesotriássico do Brasil. *Paleontologia em Destaque*: 18(44): 47p.
- Milnes, A.R. & Thiry, M. 1992. Silcretes. In: MARTINI, I.P. & CHESWORTH, W. (Eds.), *Weathering, soils and paleosoils*. Elsevier: 349-377.

- Morad, S. 1998. Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *Special Publication Int. Ass. Sediment.* 26:1 – 26.
- Odum, E.P. 1985. *Ecologia*. Rio de Janeiro: Interamericana. 434 pp.
- Pierini, C., Mizusaki, A., Pimentel, N.: Faccini, U. & Scherer, C. 2005. Paleoalterations in Hydrocarbon Reservoir Rocks: the Sergi Formation Case (Recôncavo Basin, NE Brazil). Abstracts 3º Congresso de P & D em Petróleo e Gás, I.P.B., Salvador.
- Pimentel, N.L.V. 2002. Pedogenic and early diagenetic processes in alluvial fan and lacustrine deposits from the Sado basin (S Portugal). *Sedimentary Geology*, 148 (1-2): 123 -138.
- Reichel, M. & Schultz, C.L. & Pereira, V.P. *submitted*. Diagenetic pattern of the vertebrate fossils from the Traversodontid Biozone, Santa Maria Formation (middle Triassic of Rio Grande do Sul, southern Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*.
- Rogers, A. R. & Broughton, J.M. 2001. Selective transport of animal parts by ancient hunters: a new statistical method and an application to the Emeryville Shellmound Fauna. *Journal of Archaeological Science*, 28: 763 – 773.
- Romer, A.S. 1971. The Chañares Triassic reptile fauna XI: two new long-snouted thecodonts, *Chanaresuchus* and *Gualosuchus*. *Breviora*, 379:1-22.
- Rubert, R.R. & Schultz, C.L. 2004. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 31(1): 71 – 88.
- Sanders, W.J., Trapani, J. & Mitani, J.C. 2003. Taphonomic aspects of crowned hawk-eagle predation on monkeys. *Journal of Human Evolution*, 44: 87 – 105.
- Schultz, C.L. 1990. Os répteis fósseis da região de Santa Maria. *Ciência & Ambiente*, Santa Maria, 10: 7 – 25.
- Sill, W. D. 1995. Un nuevo Proterochampsidae de la formación Ischigualasto, Triassico Superior, San Juan. P. 3. In: Anonastros, XI Jornadas Argentinas de Paleontologia de Vertebrados, Tucumán.
- Smith, R. M. H. 1980. The lithology, sedimentology and taphonomy of floodplain deposits of the Lower Beaufort (Adelaide Subgroup) Strata near Beaufort West. *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 83: 399 – 413.
- Smith, R. M. H. 1993. Vertebrate taphonomy of late Permian floodplain deposits in the southwestern Karoo Basin of South Africa. *Palaios*, 8: 45 – 67.
- Smith, D.G. & Smith, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys, Near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentation Petrology*, 50(1):157 – 164.
- Thiry, M. & Millot, G. 1987. Mineralogical forms of silica and their sequence of formation in silcretes. *Journal of Sedimentation Petrology* 57, 343-352.
- Cristina Bertoni-Machado.** Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

- Thiry, M. & Milnes, A.R. 1991. Pedogenic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal field, South Australia. *Journal of Sedimentation Petrology*, 61: 11-127.
- Turnbull, W.D. & Martill, D.M. 1988. Taphonomy and preservation of a monoespecific titanotheres assemblage from the Washakie Formation (late Eocene), Southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 91 – 108.
- Voorhies, M.R. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. *Contributions to Geology. Special Paper*, 1: 69.
- Wood, J.M.; Thomas, R.G. & Visser, J. 1988. Fluvial processes and vertebrate taphonomy: the upper cretaceous Judith River formation, south-central dinosaur provincial park, Alberta, Canada. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 66: 127 – 143.
- Wright, V.P. 1995. Losses and gains in weathering profiles and duripans. In: PARKER, A. & SELLWOOD, B.W. (Eds.), Quantitative diagenesis, recent developments and applications to reservoir geology. Kluwer Acad.Publ., 95-123.
- Wright, V.P. & Tucker, M. 1991. Calcretes: an introduction. In: WRIGHT, V.P. & TUCKER, M. (eds.). *Calcretes. Intern. Assoc. Sedim.* 2: 1 – 22.
- Zerfass, E., Lavina, E. L., Schultz, C.L., Garcia, A. J. V., Faccini, U.F. & Chemale, Jr, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161(1-2): 85 – 105.
- Zerfass, H., Chemale Jr., F., Schultz, C.L. & Lavina, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166: 265 – 292.

Bertoni-Machado and Holz - Figure caption

Figure 1 – (A) Location map of the Paraná Basin in South America, (B) location map of the studied outcrop in the central region of Rio Grande do Sul state

Figure 2 – Composite stratigraphic profile of the Triassic succession in the study area, showing main environmental facies and the lithostratigraphic units. Note that the studied outcrop marks the passage from the Santa Maria to the Caturrita Formation (modified from Holz & Scherer, 2000)

Figure 3 – Stratigraphic profile of the studied outcrop. Note sharp contact between the mudstone facies from floodplain setting and overlying channel sandstone, where no fossil occur. The fossils studied herein were found in a stratigraphic level close to that contact.

Figure 4 – The presence of a semi-aquatic proterochampsidae archosaur is a key factor for the corroboration of the hypothesis of biogenic concentration for the fossil assemblage studied in this paper. (A) reconstitution of a typical long-snouted proterochampsidae (from Romer, 1971), (B) reconstruction of the specimen found at the studied outcrop, based on the left half of the skull which is the best preserved portion of this fossil. Abbreviations: pm – premaxila, n – nasal, m – maxilla, f – frontal, prf – prefrontal, j – jugal, qj-quadratedjugal, q – quadrate, sq – squamosal, po – postorbital, p – parietal, pp - postparietal

Figure 5 – The fossils studied in the outcrop show both external and internal concretions. In (A) a cynodont's lower jaw with external concretions is shown, (B) shows a SEM analysis of a fragment of a cynodont rib evidencing crystallization of silica in the Haversian canals. Abbreviations: LJ – lower jaw, C – external concretions.

Figure 6 – Example of a melikarian nodule, the typical concretionary feature of the studied outcrop. Coin for scale has a 2 cm diameter. This kind of concretion is suggestive of oscillations of the phreatic level. With higher positions of the phreatic

level, plant and animal colonization led to the formation of porosity of the soil profile, where the nodules are formed.

Figure 7 – Carbonate molds of coprolites as frequently found in the studied succession. This kind of ichnofossil is indicative of significant biogenic activity in the palaeoenvironment.

Figure 8 – The fossiliferous level contains bones with very different sizes and shapes, hence precluding selective transportation. (A) cynodont teeth, (B) isolated vertebrae, (C) articulated sequence of vertebrae (D) cynodont femur, (E) cynodont skull in ventral view.

Figure 9 – Some peculiar features of the fossils found at the studied outcrop: (A) teeth preserved at the roof top of the skull and (B) an anterior fragment of a skull, on its dorsal view, with a right forelimb, composed by a humerus an ulna and a radius, attached beneath it. This kind of preservational features precludes hydraulic selection and strengthens the hypothesis of biogenic concentration of this assemblage.

Abbreviations: Oc– orbital cavity; Po – postorbital; J – jugal; H – humerus; LD – left dentary; NC – nasal cavity; Mx – maxilla; T – tooth; Pmx – premaxilla

Figure 10 - Taphonomic model controlled by oscillation of the phreatic level. (A) Reconstruction of the habitat, where the paleofauna would have occupied the border of an ephemeral lake. During the day-by-day situation, this pond was sustained by the phreatic level and the river channels. After overbank sedimentation, bones at the floodplain near the lake's border were buried and early diagenetic processes began. (B) With the remains already buried and the high phreatic level, the process of calcium deposition would have started, carried by water that rised up from the phreatic level by capillarity, wich filled the bones that were in the vadose zone, forming the external concretions and permineralization observed in the collected specimens. (C) In a drought period, the already carbonated bones suffered an incipient silicification because of the geochemic unbalance surrounding the bones since calcium carbonate creates an extremely alkaline microenvironment. This process probably occurs during the eo-diagenetic phase of the diagenetic process.

Bone	Number of collected specimens	Approximate Size
Skull	11 (1)	5 to 30 cm (10 cm)
Lower Jaw	12 (1)	5 to 30 cm (8 cm)
Femur	2 (2)	10 to 20 cm (10 cm)
Pelvic girdle	1	10 cm
Ischium	1	5 cm
Ilium	1	5 cm
Tibia	1	10 cm
Humerus	1 (1)	10 cm (5 cm)
Scapulacoracoid	1	3 cm
Radio	2	3 cm
Ulna	2	2 cm
Vertebrae sequence	5 articulated vertebrae	10 cm
Isolated vertebrae	5 (1)	2 to 3 cm (1 cm)
Indeterminate fragments	8	Very variable

Table caption: Fossil content of studied in the stratigraphic level shown in figure 3. The numbers refer to cynodont bones while the number between parentheses indicates archosaur bones.

FIGURES

FIGURE 1

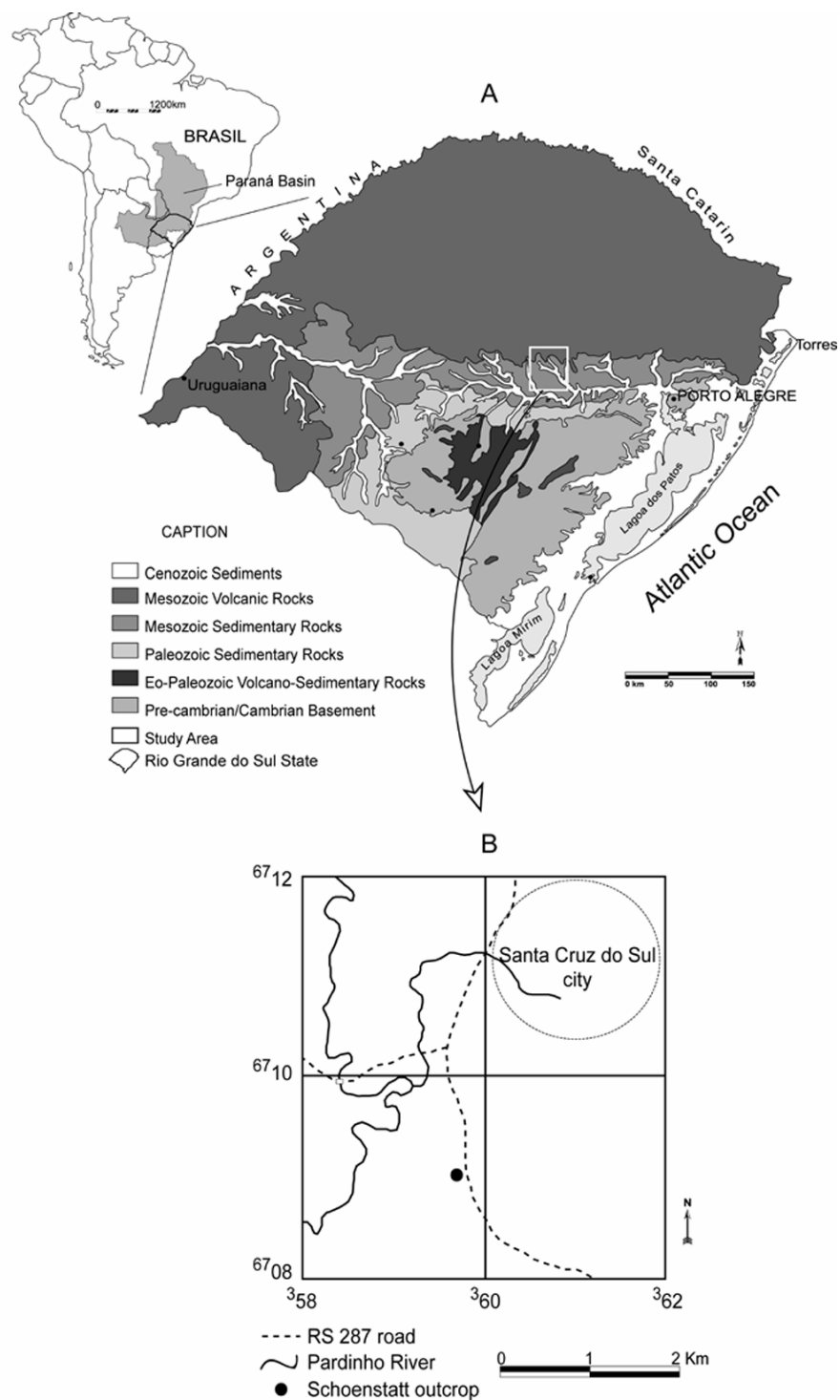


FIGURE 2

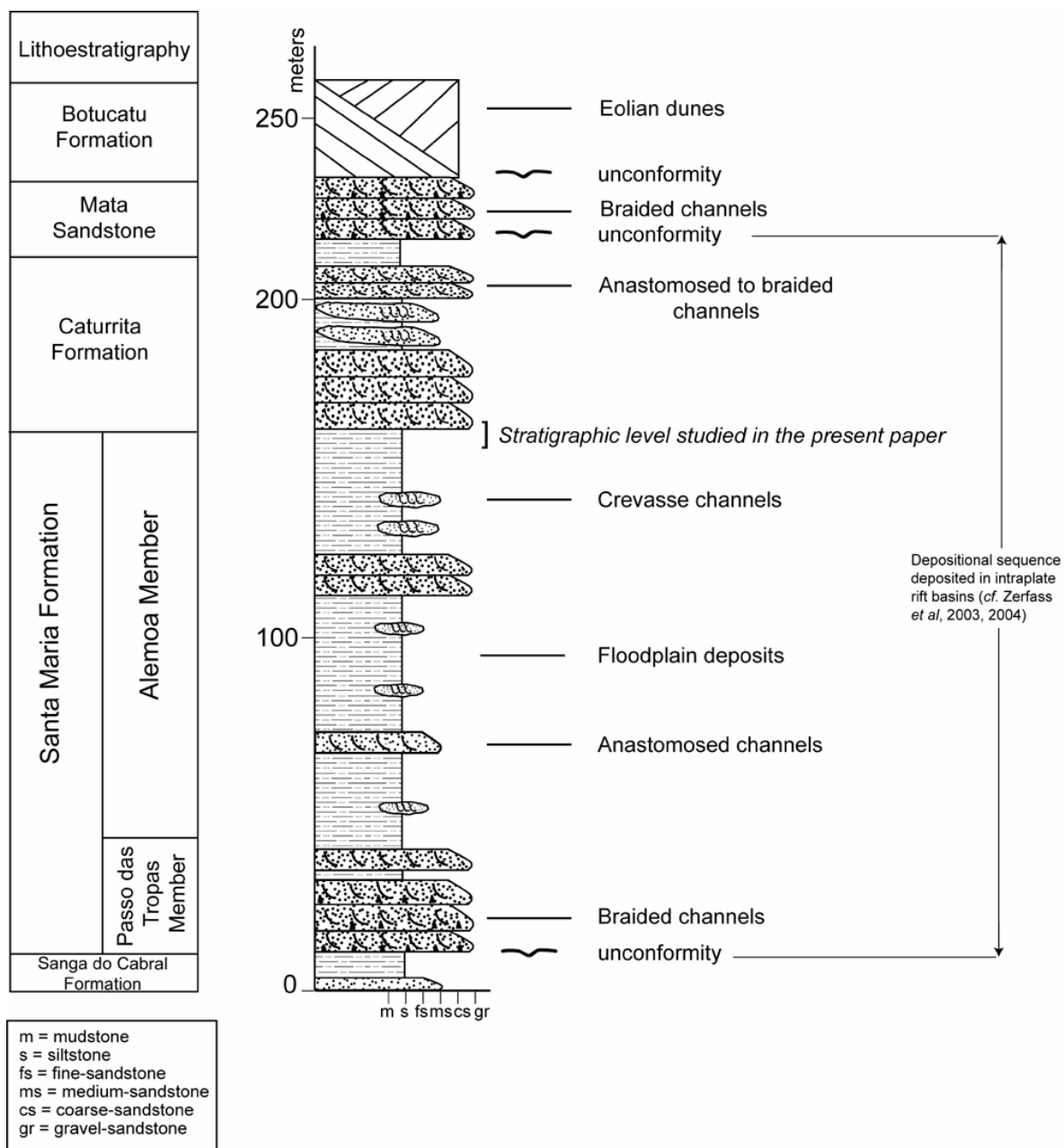


FIGURE 3

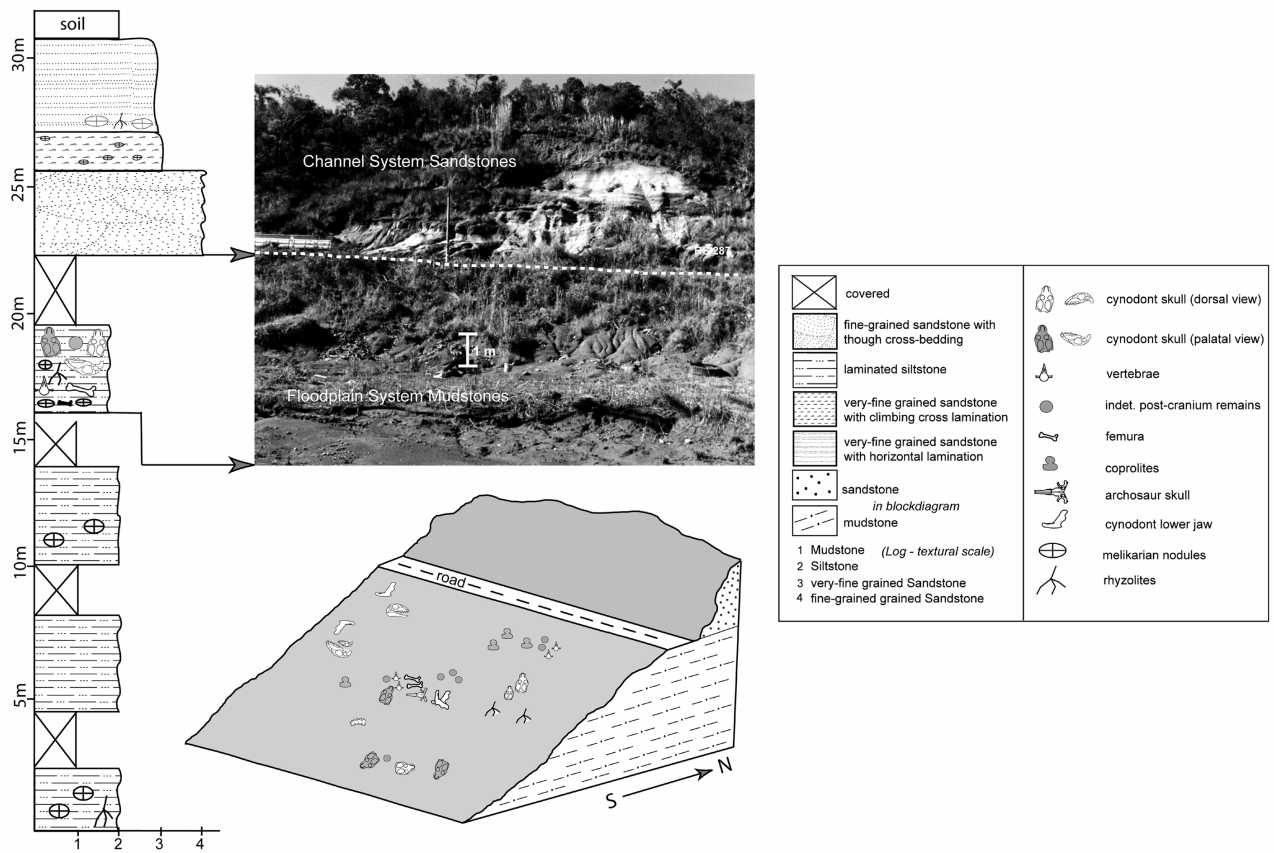


FIGURE 4

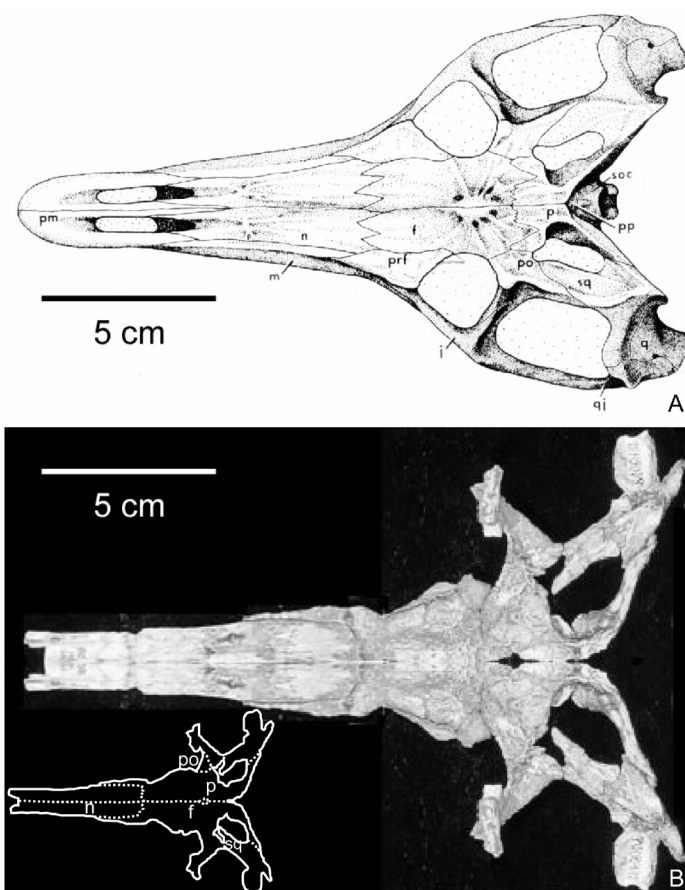


FIGURE 5

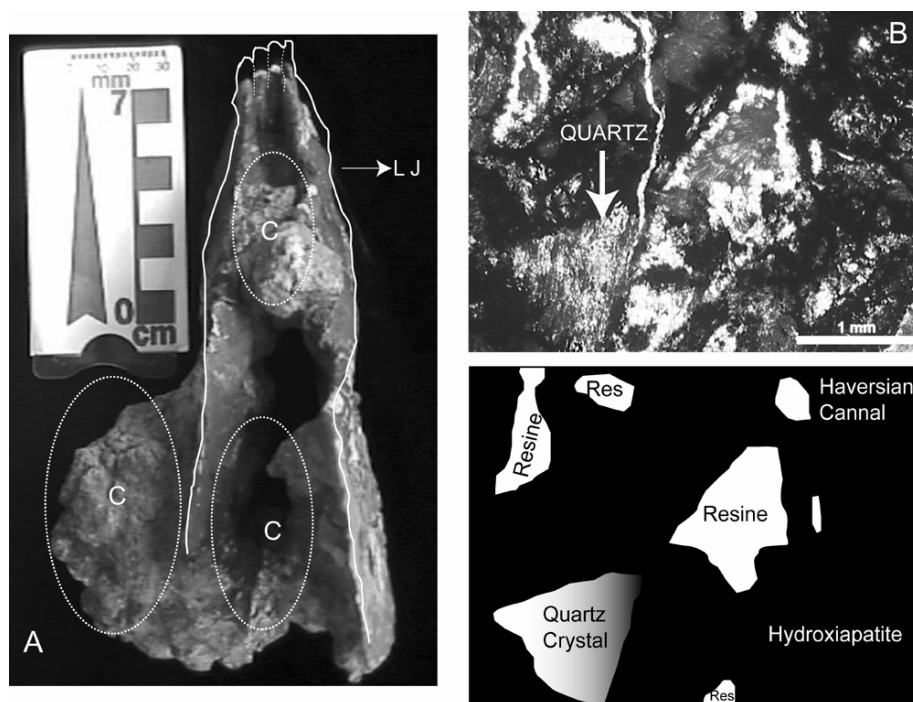


FIGURE 6

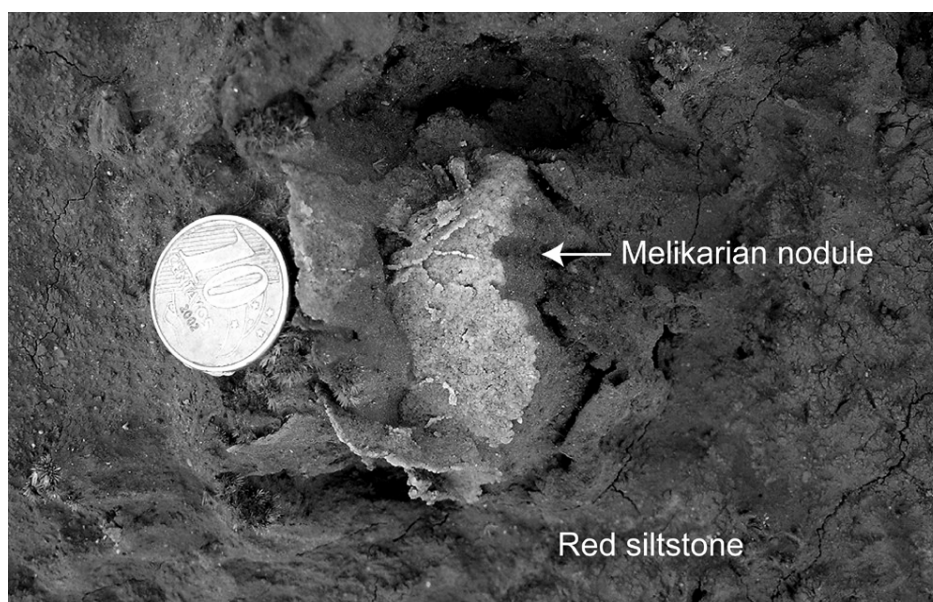


FIGURE 7

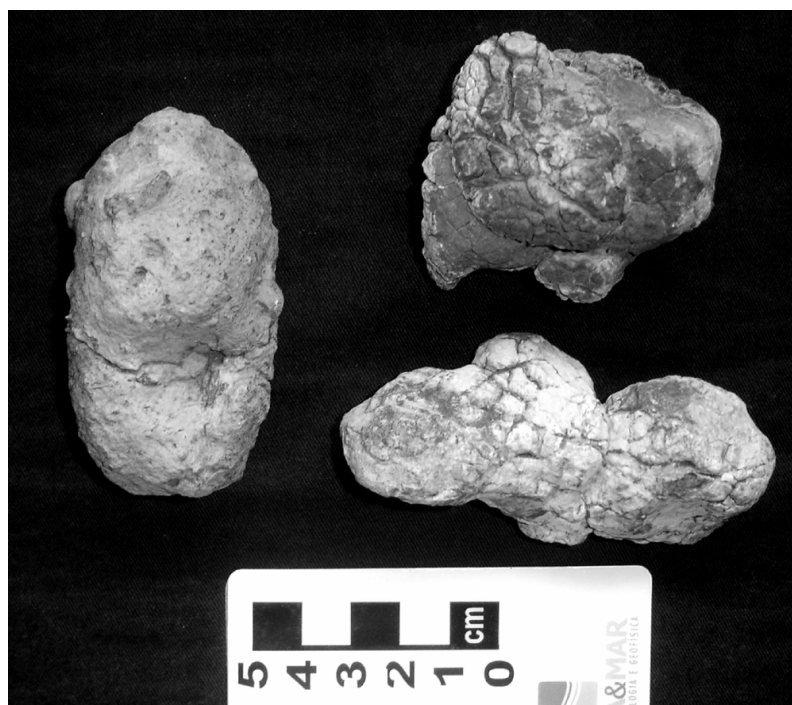


FIGURE 8

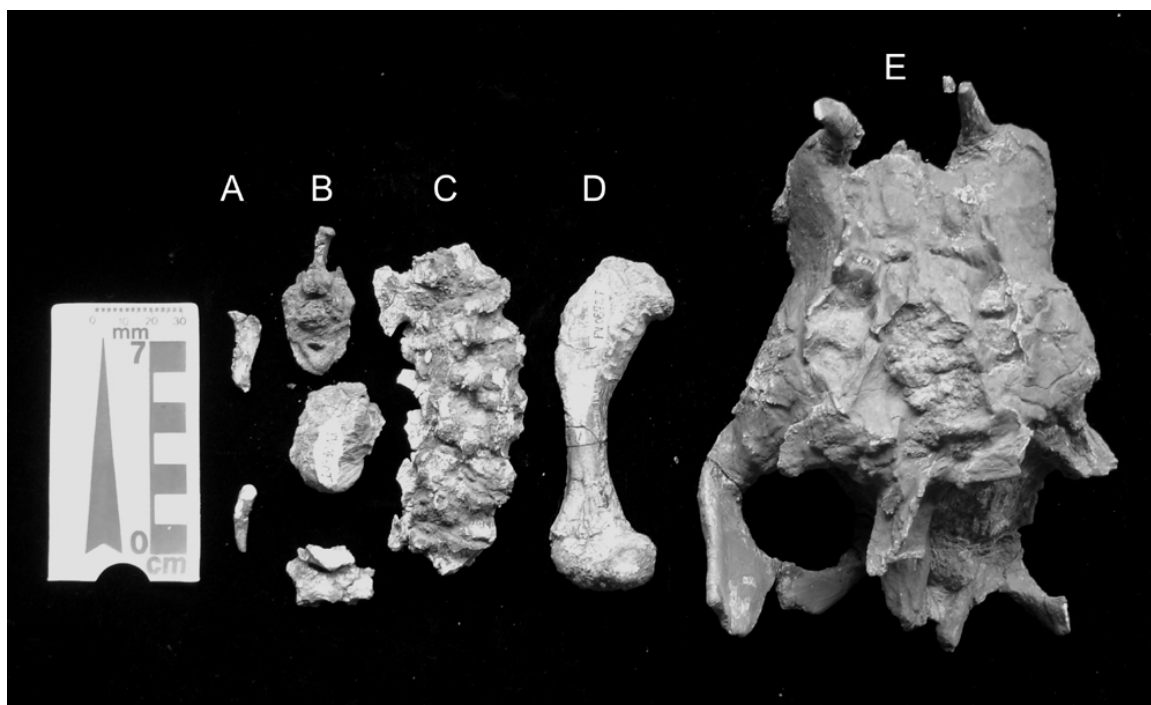


FIGURE 9

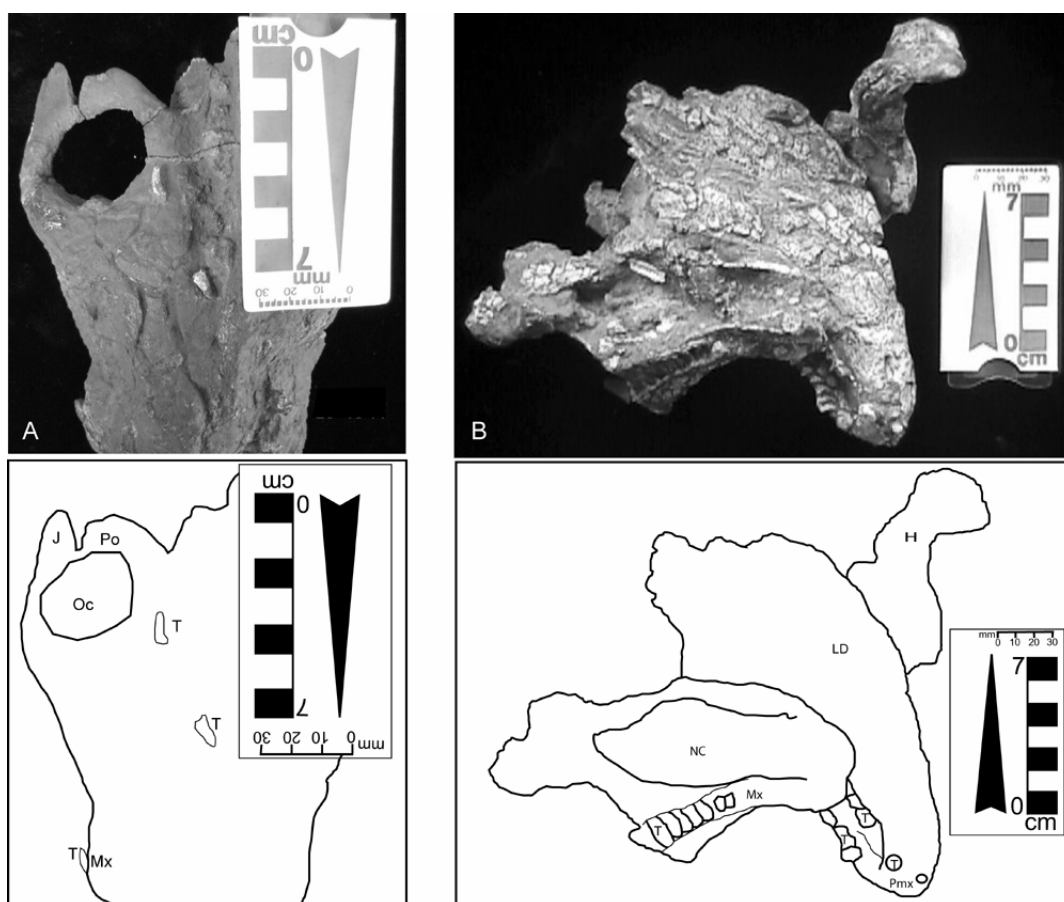
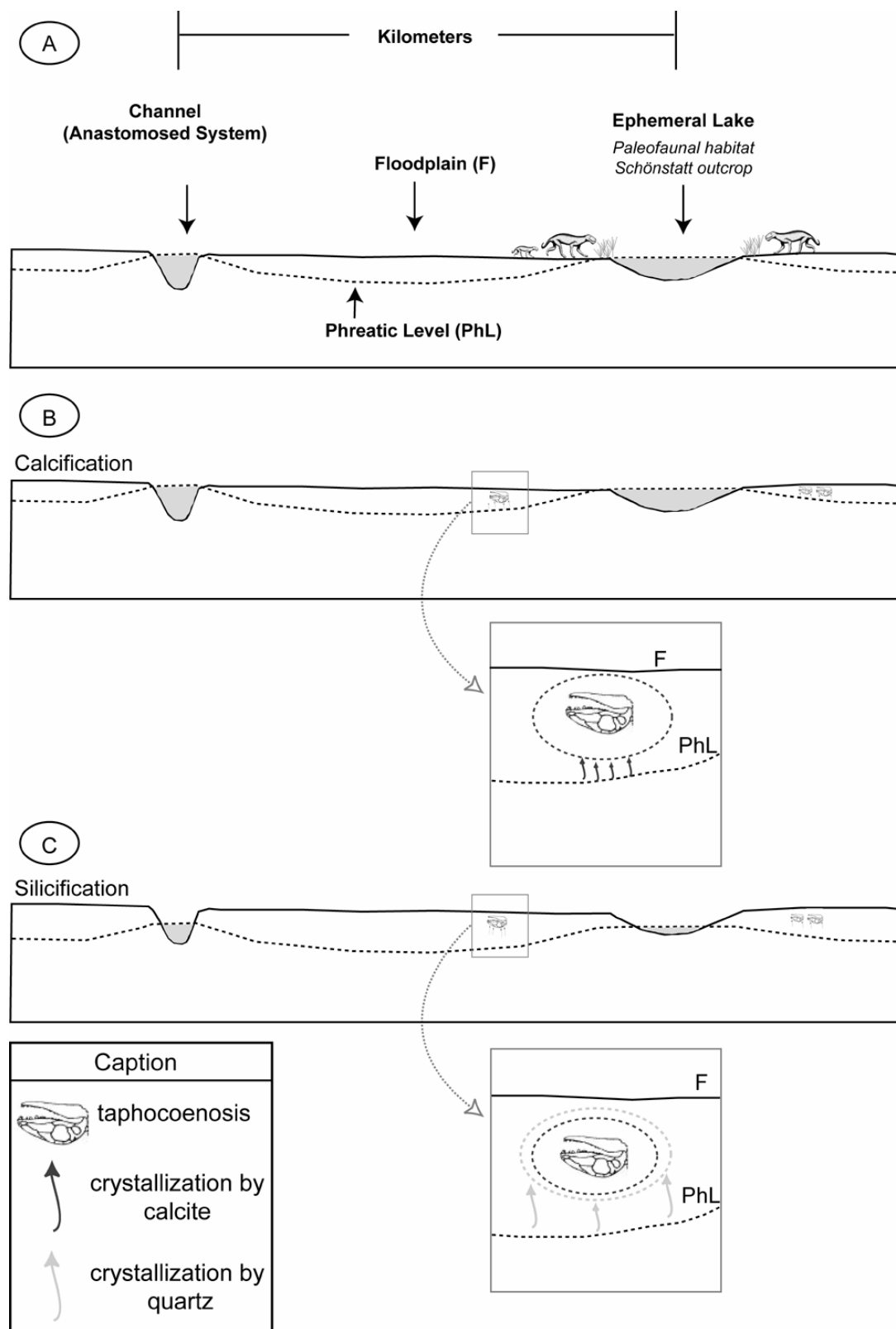


FIGURE 10



CAPÍTULO 4

Vertebrate Taphonomy in Braided Fluvial Settings: A Study of Raigón Formation, Plio-Pleistocene from Uruguay

Artigo submetido ao **Journal of South American Earth Sciences**

VERTEBRATE TAPHONOMY IN BRAIDED FLUVIAL SETTINGS: A STUDY OF RAIGÓN FORMATION, PLIO-PLEISTOCENE FROM URUGUAY

CRISTINA BERTONI-MACHADO^{1*} AND RICHARD A. FARIÑA**

* Programa de Pós-Graduação em Geociências - Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS Bolsista CNPq/CAPES (PDEE 3599-05-1) Av. Bento Gonçalves, 9500 CEP 91509-900 Porto Alegre, RS, Brasil

** Sección Paleontología, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad de la República, Iguá 4225, 11400 Montevideo, Uruguay

Abstract

Herein an interpretation of the vertebrate assemblages found in Raigón Formation, SW of Uruguay, under a taphonomic point of view is given. The continental deposits of that unit, deposited during the late Neogene age, are composed by sandy and conglomeratic sediments, with finer grained lenses and shows the sedimentological features of a deep, pebble-rich braided fluvial system, as indicated by the architectural elements GB, SB, DA and FF. The 383 vertebrate specimens studied were all found in sandy facies and belong to 19 genera and 13 higher taxa (Simpson's diversity index: 0.72), comprising essentially adults of rather different size classes. The bones are disarticulated, with smooth fractures and incipient signs of weathering or abrasion, indicating a short time of contact with the surrounding sediment, as observed in high energy episodic flows. The presence of a few specimens belonging to species of marine or brackish habits was considered evidence of proximity to the sea. Moreover, the elements belong to all the three Voorhies groups and fractured specimens are found along with well preserved materials, implying differential taphonomical histories, reworking and, by reason of that, time averaging. So, much caution is needed at using those remains to establish palaeoecological reconstructions, as well as biostratigraphical analyses.

Key-Words: Vertebrate Taphonomy, Braided River System, Palaeoecology, Neogene, South America

¹ corresponding author

Cristina Bertoni-Machado. Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

Resumo

Aqui apresentamos uma interpretação das assembléias de vertebrados encontradas na Formação Raigón, sudoeste do Uruguai, sob a óptica da tafonomia. Os depósitos continentais desta unidade, formados durante o Neógeno, são compostos por sedimentos areno-conglomeráticos com pequenas lentes de sedimentos mais finos e mostram características sedimentológicas concordantes com rios entrelaçados cascalhosos profundos, evidenciadas pela presença dos elementos arquiteturais GB, SB, DA e FF. Foram estudados 383 espécimes de vertebrados, todos encontrados na facies arenosa, pertencentes a 19 gêneros e 13 outros táxons elevados (Índice de Diversidade de Simpson: 0,72), compreendendo essencialmente adultos de diferentes classes de tamanho. Os ossos apresentam-se desarticulados e com incipientes marcas de abrasão e intemperismo, indicando pouco tempo de contato com o sedimento, em fluxos episódicos de alta energia. A presença de alguns espécimes pertencentes a espécies marinhas ou estuarinas foi considerada como evidência da proximidade do paleosistema fluvial com o mar. Os elementos esqueléticos estudados pertencem aos três grupos de Voorhies e espécimes fraturados foram encontrados junto a materiais bem preservados, indicando histórias tafonômicas distintas, além de retrabalhamento e, conseqüentemente, mistura temporal. Em função disto, deve-se ter cautela quanto a usar estes fósseis para estabelecer reconstruções paleoecológicas e análises bioestratigráficas.

Palavras-chave: Tafonomia de Vertebrados, Sistemas Fluviais Entrelaçados, Paleoecologia, Neógeno, América do Sul.

Introduction

Concentrations of vertebrate remains are fairly common in the fossil record, but taphonomic processes as necrophagia, predation, trampling, transport and reworking usually obscure this record, generating biased information about the original assemblage (Turnbull and Martill 1988). To appropriately assess those biases, in order to avoid palaeoecological and even taxonomical misinterpretations, a careful taphonomic analysis is needed to reconstruct the life of an organism whose remains are found as fossils.

In this paper, we address the study of the late Cenozoic continental fauna of Raigón Formation, SW of Uruguay. The main goal is the interpretation of the taphonomical history of this taphocoenosis, to enhance further palaeoecological and biostratigraphical reconstructions.

As for the palaeontological content, Perea (1998) points out that the rather abundant *ex situ* material cannot be safely assigned to one of the two or three formations that occur in that area. Here we use only those fossils found *in situ* in Raigón Formation, which will be listed ahead in this text. The fauna, composed mainly by mammals but also by other vertebrates has been extensively described since the pioneer work by Kraglievich (1932) and its biostratigraphy has also deserved some attention (Ubilla 2004 and references therein). On the other hand, taphonomical approaches are scarcer (Perea 1998; Tambussi *et al.* 1999).

Geological setting

Raigón Formation outcrops as an approximately 30 km east-western belt at the northern coastline of the Río de la Plata estuary, near the locality of Arazatí, *Departamento de San José* (Figure 1). In those cliffs, three different lithological units are found. The bottommost strata are labelled the Camacho Formation (or Kiyú Formation *sensu* Francis and Mones 1965), which includes the terminal, more continental facies of middle to late Miocene transgression. Its mammalian fauna has been recognised by Perea *et al.* (1994) as having Huayquerian/Mesopotamian SALMAs affinities (see Cione and Tonni 1995). The middle portion is formed by the sandy-conglomeratic and clayish sediments of the Raigón Formation and the top is composed

by fossiliferous debris flows and fluvial sediments of the Pleistocene Libertad Formation.

Insert figure 1

The age of Raigón Formation has been proposed to be Pliocene by several authors (Mones 1988; Tonni and Cione 1995; Panario and Gutiérrez 1999), although some fossils suggest a Pleistocene age (Mones 1988; Rindercknecht 1999, Tambussi *et al.* 1999). However, it should be noted that most if not all of them were not found *in situ* and hence it cannot be ruled out that these fossils come from the overlaying Libertad Formation (Ubilla and Perea 1999). Based on the occurrence of *Catonyx tarijensis*, which occurs in Argentina and Bolivia in sediments of 1.2 a 0.8 my. age, McDonald and Perea (2002) establish a Pleistocene age (Ensenaden) for the Raigón Formation (Figure 2).

Insert figure 2

Some authors (Preciozzi *et al.* 1985; De Santa Ana *et al.* 1988; Panario and Gutiérrez 1999; Bossi and Ferrando 2001) agree on the fluvial origin of Raigón Formation, whose sandy sediments correspond to channel environments, while the small clayish deposits have been assigned to floodplain.

A river consists of diverse straight and curved channel reaches, which areas of exposed gravel, sand or mud. These features are developed and distributed according some relatively predictable factors that leave their record in the resulting deposits. The basic depositional elements of a river are the channels and the bars, and can be subdivided into *architectural elements*, characterized by a distinctive facies assemblage, internal geometry, external form and vertical profile (Miall 1992). Miall (1988) proposed eight basic types of architectural elements (see Table 1). In the section analysed at the Arazatí region, the observed facies associations led to the interpretation of architectural elements GB, SB, DA and FF for the Raigón Formation. They are characteristic of deep, pebble-rich braided rivers (Miall 1992, 1996). Most of the fossils were collected in the trough-cross bedding sandstones, which indicate subaquatic 3D dunes, migrating under high energy condition. This is typical of a braided channel during floods.

Besides, the erosive evidence within the channel deposits and the variation in grain size in the sandy fraction imply changes in the flow conditions, from moderate

to high speeds. The high sand-clay ratio and the type of cross stratification suggest that the Raigón Formation had an origin in a braided fluvial system.

Figure 3 shows a composite profile of the studied area. It can be observed that Raigón Formation overlies Camacho Formation, through an erosive unconformity and that it is composed of coarse-grained sandstones, with medium to large size (length > 2 m) trough-cross bedding and planar stratification, interfingering with sandy conglomerates and small (few centimetres) massive or parallel stratified clay lenses. Within the formation there is a surface marked by a conglomeratic level with clay intraclasts. Finally, Libertad Formation overlies conformably on top of the Raigón Formation and, in some places, palaeosoils show up just below the contact. The fossils are found mainly in the sandy beds.

Insert figure 3

Methodology

Several partial stratigraphic profiles were made in the studied area to compose the stratigraphical section shown before (see Figure 3) and to plot the fossils found in those sediments and deposited in a number of private and public collections (see below), according to the field notes or pictures and diagrams, when available, or from the inspection of the sediments not removed from the fossils. A total of 383 remains (from about one thousand catalogued) were identified as collected *in situ* and hence included in the analyses (Appendix 1).

Simpson's index was calculated as described in the ecological literature (Magurran 1988). This index (D) is a measure of diversity used in ecology. There are two versions of the formula for calculating D . Either is acceptable, but here we used the following formula $D = \sum(n / N)^2$. It varies from 0 to 1, with 0 representing infinite diversity and 1 absolute dominance of one single taxon. Therefore, the higher the value of Simpson's index, the lower the diversity. For this reason, and to show values in a more easily understandable way, it is usually expressed as the Simpson's Index of Diversity ($1 - D$) because how much greater is the value, greater is the sample diversity.

Body size was approximated using the well studied late Pleistocene fauna (Fariña *et al.* 1998). The taphonomical features, as transport groups, weathering stages, fragmentation, among others, were identified according to Voorhies (1969), Behrensmeier (1978, 1991) and Holz and Barberena (1994).

Many features were observed on material that had already been prepared and catalogued in the *Facultad de Ciencias, Universidad de la República*, the *Museo Nacional de Historia Natural y Antropología de Montevideo*, as well as in the private collections. As the material has been collected in the past without any concern about taphonomic aspects, a certain loss of information must be taken into account.

Description of the Taphonomic data

A – Features of the bones

The degree of disarticulation is clearly high. Only a *pes* of a macraucheniid was found in anatomical connection. The fossil record was disarticulated and, in many cases, fragmented (Figure 4). Those breakages must have happened after the fossilization process. As discussed by Reif (1971), the permineralization process leads to a loss of elasticity of the bones. This generates a pattern of fossil fractures with uniform and smoother borders, exactly as presented in the observed taphocoenosis.

The remains show also a low degree of weathering, equivalent to Behrensmeyer's (1978) stages 1 and 2. Moreover, the bones were not much abraded. Other marks, such as corrosion, tooth or root marks, were not observed.

Insert figure 4

B – Concretions or palaeoalterations

Since most remains had been collected and prepared many years ago, little can be said about the presence of concretions. However, it can be safely stated that virtually all of the bones were in excellent preservation (*e.g.* pelvic region for a Pelecaniformes: Anhingidae and femora for *Giganhinga* – Figure 5). Concretions are not commonly observed in the outcrops, neither any carbonated filling of roots, which suggests little variation of the phreatic level (Therrien *et al.* 2002).

Insert figure 5

C - Fossiliferous concentration and size classes

In Table 1 the taxonomic list of studied materials is shown. Nineteen genera and thirteen higher taxa, in those cases in which classification could not be further refined, were identified. Among the mammals, there are eight genera of xenarthrans: *Pronothrotherium*, *Ranculcus*, *Catonyx* (Pilosa), *Stromaphoropsis*, *Pampatherium*,

Kraglievichia, *Plaxhaplous*, *Uruguayurus* (Cingulata); three genera of notoungulates: *Toxodon*, *Xotodon*, *Trigodon* (Toxodontidae); and three genera of rodents: *Cardiatherium*, *Cardyomis* (Hydrochaeridae), *Lagostomopsis* (Chinchillidae). Other vertebrate genera found are the birds *Giganhinga* and *Devincenzia*, and the fishes *Pogonias* (Osteichthyes) and *Carcharinus* (Chondrichthyes). Among the material that could be assigned only to higher taxa, there are two xenarthrans: Euphractinae *indet.*, Dasypodidae *indet.*; one Notoungulata *indet.*; two Litopterna: Proterotheriidae *indet.*, Macraucheninae *indet.*; five rodents: Hydrochaeridae *indet.*, Eumegamyinae *indet.*, Chinchillidae *indet.*, Cricetidae *indet.*, Caviidae *indet.*; two other birds: Phoenicopteridae *indet.*, Phororhacidae *indet.*; one Osteichthyes *indet.*; and one Chondrichthyes Myliobatidae *indet.* It should be noted that some invertebrates (*i.e.*, the bivalve *Crassostrea*, common in the underlying Camacho Formation) have been reported for Raigón Formation, but they have not been considered here.

The relative abundance (Figure 6 and table 1), measured as number of specimens of each group divided by the total number of specimens, shows Cingulata as the most frequent taxon (45.43 Per cent) followed by the large Rodentia (families Hydrochaeridae, Dinomyidae and Chinchillidae) with 23.24 Per Cent. The rest of the taxa represent less than one tenth of the total each: Pilosa (8.62 Per cent, which adds to the xenarthrans that constitute more than half of the remains studied), fishes (6.79 Per cent) Notoungulata (6.53 Per cent), small rodents (Caviidae e Cricetidae, whose body length is 0,2 m or less, 4.44 Per cent), Litopterna (3.66 Per cent) and Aves (1.31 Per cent).

Insert figure 6

Insert table 1

The number of specimens (NISP) is 383, but the fact that the bones were found disarticulated and fragmented may inflate this number to a certain extent (Badgley 1986a). Another source of overestimation is the presence of taxa with dermal osteoderms, hence we show our results both including and excluding those remains.

Simpson's diversity index was found to be 0.72, or 0.9 if dermal osteoderms are not included (Table 2). The main contribution to this value are the xenarthrans and, among them, the cingulates.

Insert table 2

The species included in this study are varied in body size, from the rather scarce small rodents, whose length was 0.2 meters or less and whose body mass must have been measured in hundreds of grams, to the more abundant large xenarthrans, notoungulates and giant rodents, which must have attained masses of hundreds of kilograms or perhaps, in some cases, up to one ton.

E – Age classes

According to the notes in the catalogues, only a set of 6 dermal osteoderms of the glyptodont *Stromaphoropsis* was identified as pertaining to a juvenile. The rest of the remains observed must have belonged to adults, as suggested by the closed sutures and solidly attached epiphyses.

F – Taphonomic classes and Voorhies groups

Among the 383 skeletal remains studied (see Table 1), there was only one articulated foot (composed by less than 20 bones or about 5 Per cent of the total), belonging to an unidentified macraucheniid. Therefore, the division in taphonomic classes is not justified for this set. Instead, transportability of the elements was considered (Figure 7), expressed as Voorhies' (1969) groups, with 35 specimens (14 Per cent) belonging to group 1, 96 (40 Per cent) to group 2, and 111 (46 Per cent) to group 3. Although the three groups were observed to be present (see Figure 7), this statement should be taken with caution, as there is some variation in the body size of the taxa included in this study. Dermal osteoderms are the most abundant of the anatomical regions (30 Per cent), followed by teeth (18 Per cent).

Table 3 summarized the results presented above.

Insert figure 7

Insert table 3

Discussion

Raigón Formation fossiliferous assemblage is multispecific, recording vertebrates fossils from small to large size. The bones showed fractures with smooth edges caused perhaps during an episode of transport and re-deposition. This could characterize reworking cycles, which is congruent with the presence of complete, well

preserved fossils along with broken material. This kind of event must have happened more than once during the deposition of Raigón Formation sediments, according to our field observations. No erosion of the previous bed can be observed; hence this process must have been rapid.

The presence of species belonging to marine or brackish environments is interpreted as evidence of the proximity to the ocean. Indeed, modern sharks of the genus *Carcharhinus* are found today in rivers, sometimes far away from the seas, like the Amazonas in South America, the Zambeze in Africa, the Ganges in India and even in the Lake Nicaragua (Allen 1999). The same is valid for the teleosteans of the genus *Pogonias*, which are known today to travel upstream to shove in lagoons (Nión 1996, and references therein). On the other hand, eagle rays of the family Myliobatidae are fairly marine, and the same is valid for the bivalve *Crassostrea*. Furthermore, mixed water environments must have favoured the formation of mixohalyne ponds, where flamingoes found their food. As said above, the usual reworking that occurs in braided systems must have transported the remains included in those kinds of sediments, obscuring the details of the original relationship between those animals and the environments they lived in. It is noteworthy that according to Tonni & Cione (1995), the epoch of deposition of the sediments of the Raigón Formation was characterized by rising sea level (see Figure 2), hence that formation has a increasing marine influence towards. So one can speculate that the remains of marine fossils found in that formation may be the record of a transgressive episode related to the overall sea-level raise.

The usage of NISP (Badgley 1986a) was preferred due to the fact that this study is intended for the formation as a whole and not for a particular outcrop, and, and due to the disarticulated and fragmented preservation style. Thus, the fossils cannot be associated to estimate the minimal number of individuals (MNI). In this case, MNI is considered equal to NISP and hence this was used to calculate the relative abundance.

Simpson's index for this assemblage ($1 - D = 0.72$) was rather high, implying a diversity and relative abundance as high as that found by Varricchio (1995) for the Cretaceous of Montana, USA, and by Pereda-Suberbiola *et al.* (2000) for the Cretaceous of the Iberian peninsula. These assemblages belong to different ages, however, it could be tentatively proposed that Simpson's index represents a signature

that is characteristic of the taphocoenosis found in braided systems, reflecting a bias of the surviving material or an inherent trait of this kind of system.

The low degree of weathering implies in a short time of subaerial exposure (Behrensmeyer 1991). Moreover, the low degree of abrasion is related to a short time or low intensity of interaction with the sediment (Behrensmeyer 1991), although not necessarily with transport. Since the sediments are coarse sands or even gravel, and hence high energy must have been involved in the deposition, this little abrasion suggests a short time of contact, such as that observed in strong high energy episodic flows. On the other hand, it may indicate that the bones were transported over long distances as floating carcasses (Benton *et al.* 2000).

Since we hadn't found complete skeletons or even articulated sequences, which is an indicative of floating carcasses, we believe that the bones, after a small time of residence (due to the low weathering degree) were carried by short intervals of time, reducing attrition of the bone with sediment, what could explain the low degree of abrasion.

This sure is an assemblage with a complex taphonomic history, as it involves elements with different degree of autochthony, from fish scales to large-sized elements (Voorhies group III), and dermal osteoderms, i.e., the most transportable material (Pereda-Suberbiola *et al.* 2000). The presence of a high number of vertebrae (see Appendix 1) is somewhat unexpected, as they are the first elements to be transported.

Even so, as Voorhies' groups II and III are the most represented, there must have been hydraulic sorting. Cassiliano (1997) observed that this distribution of anatomical regions is associated with channel deposits. This is congruent with the variation in the grain size. A finer stratigraphy of collection will be needed to assess this possibility more properly; in that case, elements belonging to Voorhies' group I should be found in less coarse sediments. Another interpretation may be that, after the initial flood, the flow speed may have dropped suddenly, and then some of the most transportable elements were not have been lost. This is congruent with the low abrasion and with the presence of fish scales. A similar assemblage was found in Plio-Pleistocene fluvial deposits of the Palm Springs Formation, California, USA (Cassiliano 1997).

As the collected sediments have not been screenwashed, possibly a bias on body size occurs (Behrensmeyer *et al.* 1979; Badgley 1986b), which may have influenced the scarce record of the small rodents (families Caviidae and Cricetidae).

Despite having studied the taphocoenosis produced by a meandriform system (Judith River, Canada), Wood *et al.* (1988) found isolate millimetre to meter-sized bones in trough-cross bedding sandstones, associated to the deeper region of the channels, where the remains were buried by the subaqueous dune migration. Those authors also conclude that the presence of bones of diverse taphonomic history suggests different sources and also different episodes of transport, mingling autochthonous and allochthonous materials that need to be sorted out to draw consistent palaeoecological conclusions. Ghosh *et al.* (2006) also found vertebrate remains in these kind of sandy facies in the Upper Denwa Formation, Triassic from India.

In addition, it is noteworthy that the taphonomic analysis herein presented has a biostratigraphical implication: since the taphocoenosis of the Raigón Formation is extremely biased and reworked, the current fossil-based biostratigraphical determinations should be taken cautiously.

Conclusions

The sedimentological features displayed by the Raigón Formation indicate an origin in a deep channel, pebble rich braided-type fluvial system developed in alluvial.

The calculated Simpson's index of diversity ($1 - D = 0.72$) is rather high, implying a diversity and relative abundance, which is taken as a signature for taphocoenosis found in braided systems, perhaps as a bias of the surviving material or due to an intrinsic characteristic of this kind of system. In principle, the high value in the diversity found here is similar to other already published for braided systems.

The taphocoenosis presents a low degree of weathering of the fossils, that implies a short time of subaerial exposure, and the low degree of abrasion is related to a short time or low intensity of interaction with the sediment, although not necessarily with transport. Alternatively, it may indicate that the bones were transported over long distances as floating carcasses.

Aquatic vertebrates remains (bony and cartilaginous fishes) were probably accumulated nearby or at the site of death, while those of the terrestrial vertebrates

(birds, mammals) were carried over a distance in the drainage basin, maybe as result of floating carcasses.

Finally, it's possible to conclude that the chronostratigraphical determination of the Raigón Formation based upon the findings of *Catonyx tarijensi* is probably not functional because of the extreme biased and reworked nature of the analyzed taphocoenosis.

Insert Appendix 1

Acknowledgements

C.B-M. acknowledges Brazilian agency CAPES for interchange scholarship (process number 3599-05-1), which made the present paper possible, to the Brazilian agency CNPq for scholarship. Andrés Rinderknecht and Luis Castiglione made their private collections available. Dr. Michael Holz (Instituto de Geociências, UFRGS) made valuable suggestions on early and late versions of this manuscript.

References

- ALLEN, T. B. (1999). *The Shark Almanac*. New York: The Lyons Press. 300 pp.
- BADGLEY, C. 1986a. Counting individual in mammalian fossil assemblages from fluvial environments. *Palaios*, **1**:328-338.
- BADGLEY, C. 1986b. Taphonomy of mammalian fossil remains from Siwalick rocks of Pakistan. *Paleobiology*, **12**:119-142.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, **4**:150 – 162.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1991. Terrestrial vertebrate accumulations. In: ALLISON, P. A. & BRIGGS, D.E. (eds). *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press: New York. p. 291 – 337.
- BEHRENSMEYER, A.K.; WESTERN, D. DECHANT BOAZ, D.E. 1979. New perspectives in vertebrate paleoecology from a recent bone assemblage. *Paleobiology*, **5**:12-21.
- BENTON, M.J.; BOUAZIZ, S.; BUFFETAUT, E.; MARTILL, D.; OUAJA. M.; SOUSSI, M. & TRUEMAN, C. 2000. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **157**: 227-246.
- BOSSI J. & FERRANDO L. 2001. Carta geologica del Uruguay, escala. 1:500.000. Versión 2.0 Digital. Ed. Facultad de Agronomia.
- CASSILIANO, M. 1997. Taphonomy of mammalian fossils across the Blancan-Irvingtonian boundary: Palm Springs formation, Anza-Borrego desert of southern California. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **129**:81-108.
- CIONE, A.L & E. P. TONNI. 1995. *Chronostratigraphy and “Land-Mammal Ages” in the Cenozoic of southern South-America: principles, practices, and the “Uquian” problem*. *Journal of Paleontology* **69**, 135-159.
- DE SANTA ANA, H., VEROSLAVSKY, G., MARTÍNEZ, S., PEREA, D. & UBILLA, M. 1988. Estudio estratigráfico preliminar de la secuencia mio-pliocena del SW del Uruguay. *Actas del 6º Panel de Geología del Litoral y I Reunión de Geología del Uruguay*: 62-67, figs. 1-2.
- FARIÑA, R.A.; VIZCAÍNO, S.F. & BARGO, M.S. 1998. Body mass estimations in Lujanian (Late Pleistocene – Early Holocene of South America) mammal megafauna. *Mastozoología Neotropical*; **5(2)**: 87 – 108.
- FRANCIS, J.C. & MONES, A. 1965. Sobre el hallazgo de *Cardiatherium talicei* n. sp. (Rodentia, Hydrochoeridae) en la Playa Kiyú, Departamento de San José, República Oriental de Uruguay. *Kraglieviana*, **1(1)**: 1 – 44.

- GHOSH, P.; SARKAR, S. & MAULIK, P. 2006. Sedimentology of a muddy alluvial deposit: Triassic Denwa Formation, India. *Sedimentary Geology*, **191**: 3–36.
- HOLZ, M. & BARBERENA, M.C. 1994. Taphonomy of south brazilian triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **107**:179 – 197.
- KRAGLIEVICH, L. 1932. Nuevos apuntes para la geología y paleontología uruguayas. *Anales del Museo de Historia Natural de Montevideo*, **3 (2)**:275-321.
- MAGURRAN, A.E. 1988. *Ecological diversity and its measurement*. New Jersey: Princeton University Press. 177pp.
- MCDONALD, H. G. & PEREA, D. 2002. *The large Scelidothere Cathonyx tarijensis (Xenartha, Mylodontidae) from the Pleistocene of Uruguay*. *Journal of Vertebrate Paleontology* **22(3)**:677-683.
- MIALL, A. D. 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Bull. Am Ass. Petrol. Geol.*, 72: 682 – 697.
- MIALL, A. D. 1992. Alluvial deposits. In: WALKER, R. G. & JAMES, N.P. (eds) *Facies Models – Response to the Sea Level Change*, Geol. Assoc. Can. Hamilton, Ontario. p. 119 – 142.
- MIALL, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin. 582pp.
- MONES, A. 1988. Notas paleontológicas uruguayas, IV. Nuevos registros de mamíferos fósiles de la Formación San José (Plioceno-Pleistoceno inferior?) (Mammalia: Xenartha; Artiodactyla; Rodentia). *Comunicaciones Paleontológicas Del Museo de Historia Natural de Montevideo*, **1(20)**:255-277.
- NIÓN, H. 1996. Capítulo VI. Los peces del Río de la Plata y algunos aspectos de su ecología. In: (Equipo EcoPlata). Eds. Versión Resumida: El Río de la Plata. Una Visión sobre su Ambiente. Resumen de un Informe de Antecedentes del Proyecto EcoPlata preparado para la Conferencia ECOplata'96, Noviembre 1996. Oficina de Coordinación del Proyecto EcoPlata, Montevideo. 45 p.
- PANARIO, D. & GUTIÉRREZ, O. 1999. The continental uruguayan Cenozoic: an overview. *Quaternary Research*, **62**: 75-84.
- PEREA, D. 1998. Xenartha fósiles del Uruguay: distribución estratigráfica, caracterización estratigráfica y sistemática de algunos Tardigrada. Tesis de Doctorado, PEDECIBA, 107 pp. Inédita.
- PEREA, D., McDONALD, H.G.; UBILLA, M.; PIÑEIRO, G. & VERDE, M. 1994. Mamíferos Neógenos del Uruguay: La Edad Mamífero Huayqueriense y el “Mesopotamiense”. *Acta Geológica Leopoldensia* **17**:375 – 390.

- PEREDA-SUBERBIOLA, X.; ASTIBIA, H.; MURELAGA, X.; ELORZA, J.J. & GÓMEZ-ALDAY, J.J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **157**: 247–275.
- PRECIOZZI, F. SPOTURNO, J.; HEIZEN, W. & ROSSI, P. 1985. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*, 1 – 90, 1 map. Montevideo: Dirección Nacional de Minería y Geología.
- REIF, W.E. 1971. Zur Genese des Muschelkalk-Keuper Grenzbonebeds in Südwestdeutschland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*, **139**: 369 – 404.
- RINDERKNECHT, A. 1999. Estudios sobre la familia Glyptodontidae GRAY, 1869. I. Nuevos registros para el Uruguay y consideraciones sistemáticas (Mammalia: Cingulata). *Comunicaciones Paleontológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo* **2(31)**:145-156.
- TAMBUSSI, C.; UBILLA, M. & PEREA, D. 1999. The Youngest large carnassial bird (Phorusrhacidae: Phorusrhacinae) from South America (pliocene-early pleistocene of Uruguay). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **19(2)**: 404-406.
- TERRIEN, F.; JIANU, C-M; BOGDAN, S.; WEISHANPEL, D.B. & KING, J.W. 2002. Paleoenvironmental reconstruction of latest Cretaceous dinosaur-bearing formations of Romania: preliminary results. *Acta Mus. Ser. Sci. Nat. Deva*, **XIX**: 33 – 59.
- TONNI, E. P. & A. L. CIONE. 1995. *Los mamíferos como indicadores de cambios climáticos en el Cuaternario de la región pampeana de la Argentina*. Los Climas Cuaternarios en América del Sur. 319-326.
- TURNBULL & MARTILL, 1988. Taphonomy and preservation of a monospecific titanotherine assemblage from the Washakie formation (Late Eocene), southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63(15)**:91-108.
- UBILLA, M. 2004. Mammalian biostratigraphy of Pleistocene fluvial deposits in northern Uruguay, South America. *Proceedings of the Geologists' Association*, **115**: 347-357.
- UBILLA, M. & PEREA, D. 1999. Quaternary vertebrates of Uruguay: a biostratigraphic, biogeographic and climatic overview. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, **12**: 77 – 90.
- VARRICCHIO, D.J., 1995. Taphonomy of Jack's Birthday Site a diverse dinosaur bonebed from the Upper Cretaceous Two Medicine Formation of Montana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **114**: 297–323.

VOORHIES, M.R. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. *Contributions to Geology Special Paper*, **1**: 69.

WOOD, J.M.; THOMAS, R.G. & VISSER, J. 1988. Fluvial processes and vertebrate taphonomy: the Upper Cretaceous Judith River formation, south-central dinosaur provincial park, Alberta, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**: 127 – 143.

Appendix 1. Material whose stratigraphic provenance from Raigón Formation could be established. Note the high quantity of dermal plates.

	Pilosa	Cingulata	Notoungulata	Litopterna	Large Rodentia	Small Rodentia	Aves	Fishes	Total
Femora	2	1	5	1	4	3	1		17
Teeth	10	5	5	1	45	3		1	70
Humeri		3	1		4		1		9
Mandibular symphyses	1		1						2
Skulls	2	4	2	1	6				15
Lower jaws	4	2	3		13	2			24
Vertebrae	4	6	4	1	2				17
Radii	1	1	1		1	1			5
Scapulae	1	2	2						5
Pelves		1	1	1					3
Tarsals					1				1
Tibiae				1	4	1			6
Metapodia	2	24		2	1	1			30
Palates		1			3				4
Upper jaws					5				5
Feet				1*					1
Phalanges	1	1		4		1	1		8
Ribs	5	2				1			8
Hyoides		1							1
Dermal osteoderms		115							115
Caudal sheath		1							1
Ulnae		2				1			3
Fibulae						1			1
Patellae						1			1
Clavicles		2							2
Astragali						1			1
Calcanea				1					1
Tibio-tarsi							1		1
Tarso-metatarsi							1		1
Opercles								1	1
Dental plates								16	16
Pharyngeal teeth								7	7
Scales								1	1

* Complete foot

Table 01: Architectural elements in fluvial deposits. Modified from Miall (1992).

Element	Symbol	Principal facies assemblage
Channels	CH	Any combination
Gravel bars and bedforms	GB	Gm, Gp, Gt
Sandy bedforms	SB	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss
Downstream accretion macroforms	DA	St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss
Lateral accretion macroforms	LA	St, Sp, Sh, Sl, Se, Ss, less commonly Gm, Gt, Gp
Sedimentary Gravity Flow	SG	Gm, Gms
Laminated Sand sheet	LS	Sh, Sl, less common Sp, Sr
Overbank fines	OF	Fm, Fl

Table 2. Quantity of specimens, relative abundance and Simpson's index for the fossiliferous assemblage of Raigón Formation.

Taxon	Remains	Relative Abundance (RA)	Simpson Index (1 - D)	Relative Abundance (RA) without dermal bones	Simpson Index (1 - D) without dermal bones
Pilosa	33	8.62%	0.0074	12.31%	0.0074
Cingulata	174	45.43%	0.2064	22.01%	0.0237
Notoungulata	25	6.53%	0.0043	9.33%	0.0043
Litopterna	14	3.66%	0.0013	5.22%	0.0013
Large Rodentia	89	23.24%	0.0540	33.21%	0.0540
Small Rodentia	17	4.44%	0.0020	6.34%	0.0020
Fishes	26	6.79%	0.0046	9.70%	0.0046
Birds	5	1.31%	0.0002	1.87%	0.0002
Total	383	100%	0.2802	100%	0.0975

Table 3. Number of specimens and summary of the main taphonomical features of Raigón Formation taphocoenosis.

<u>Taphonomic variable</u>	<u>Values</u>
Assemblage data	
NISP	383
Diversity (Simpson's index)	0.72
Body size	Hundreds of grams to hundreds of kilograms
Age	Only one juvenile
Articulation	95% disarticulated
Skeletal regions	Varied (dermal scutes are 30% of the sample)
Bone data	
Fracture	About 50%
Weathering	Low, Behrensmeyer's (1978) stages 1 and 2
Abrasion	Virtually absent
Other surface marks	No
Bone size	From <i>mm</i> to <i>dm</i>
Concretions	Virtually absent

Text Figures

TEXT-FIGURE 1: Location map of Arazatí region and Raigón Formation.

TEXT-FIGURE 2: South American chronostratigraphy of late Cenozoic continental deposits. According to McDonald & Perea (2002), the Raigón Formation is of Pleistocene age; however, Cione & Tonni (1995) consider this formation to be Pliocene. Modified from Cione & Tonni (1995).

TEXT-FIGURE 3: Composed stratigraphic profile from Raigón Formation, based in two different localities: Puerto Arazatí and San Felipe locations. Raigón Formation overlies the marine Camacho Formation and underlies the continental deposits of Libertad Formation. All *in situ* fossil remains were collected in the sandy beds.

TEXT-FIGURE 4: Different kind of disarticulated and fragmented bones founded in Raigón Formation. In A) scapula of a sloth; B) skull fragment of a Rodentia; C) vertebral apophysis of a sloth; D) maxilla fragment of a Toxodontidae (?); E) lower jaw of a sloth and F) vertebra of a litoptern.

TEXT-FIGURE 5: Most bones are in excellent state of preservation, like these avian remains. This fact may indicate that occur different taphonomic histories in these taphocoenosis, because other remains do not show a well preserved state.

TEXT-FIGURE 6: Relative abundance of taxa found in Raigón Formation. **(RA)**: relative abundance with Xenarthran dermal plates counted. **(RA/Ds)**: Relative abundance without Xenarthran dermal counted.

TEXT-FIGURE 7: Voorhies groups. Group 1: vertebrae, ribs, phalanx, and clavicles; Group 2: femora, humera, tibiae, metapodials, skull fragments, pelvic girdles, astragalus, calcaneum, etc; and Group 3: teeth, skull, and lower jaw. In A) Teeth of a juvenile ground sloth; B) Teeth of an adult ground sloth; C) vertebra of a litoptern; D) Caudal sheath of a glyptodont; E) Lower jaw of a large Rodentia; F) t́bio-tarsus of a Phororhacidae. Scale bar: 5 cm.

FIGURES

FIGURE 1

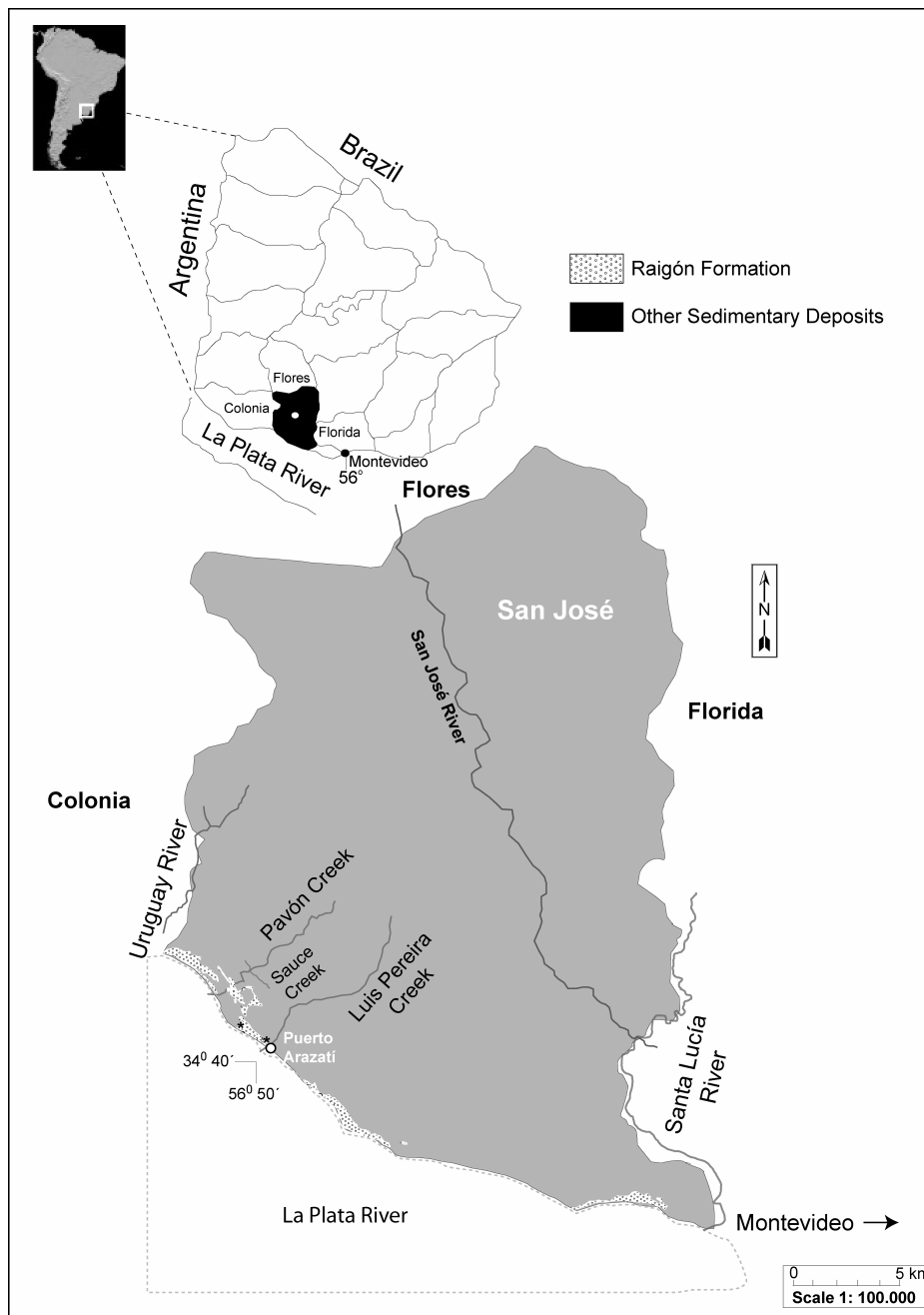


FIGURE 2

M.y	South American Stages Marshall (1985)	Uruguayan Formations	South American Stages Cione & Tonni (1995)	Sea Level
-0.5	Lujanian		Lujanian	low
-1.0	Ensenadan	Libertad	Ensenadan	
-1.5				
-2.0	Uquian	Raigón	Sanandresian	high
-2.5	Chapadmalalan		Vorohuean	
-3.0			Barrancalobian	
-3.5	Montehermosan	Camacho	Chapadmalalan	low
-4.0			Montehermosan	
-4.5			Huayquerian	
-5.0				
-5.5				
-6.0	Huayquerian			

FIGURE 3

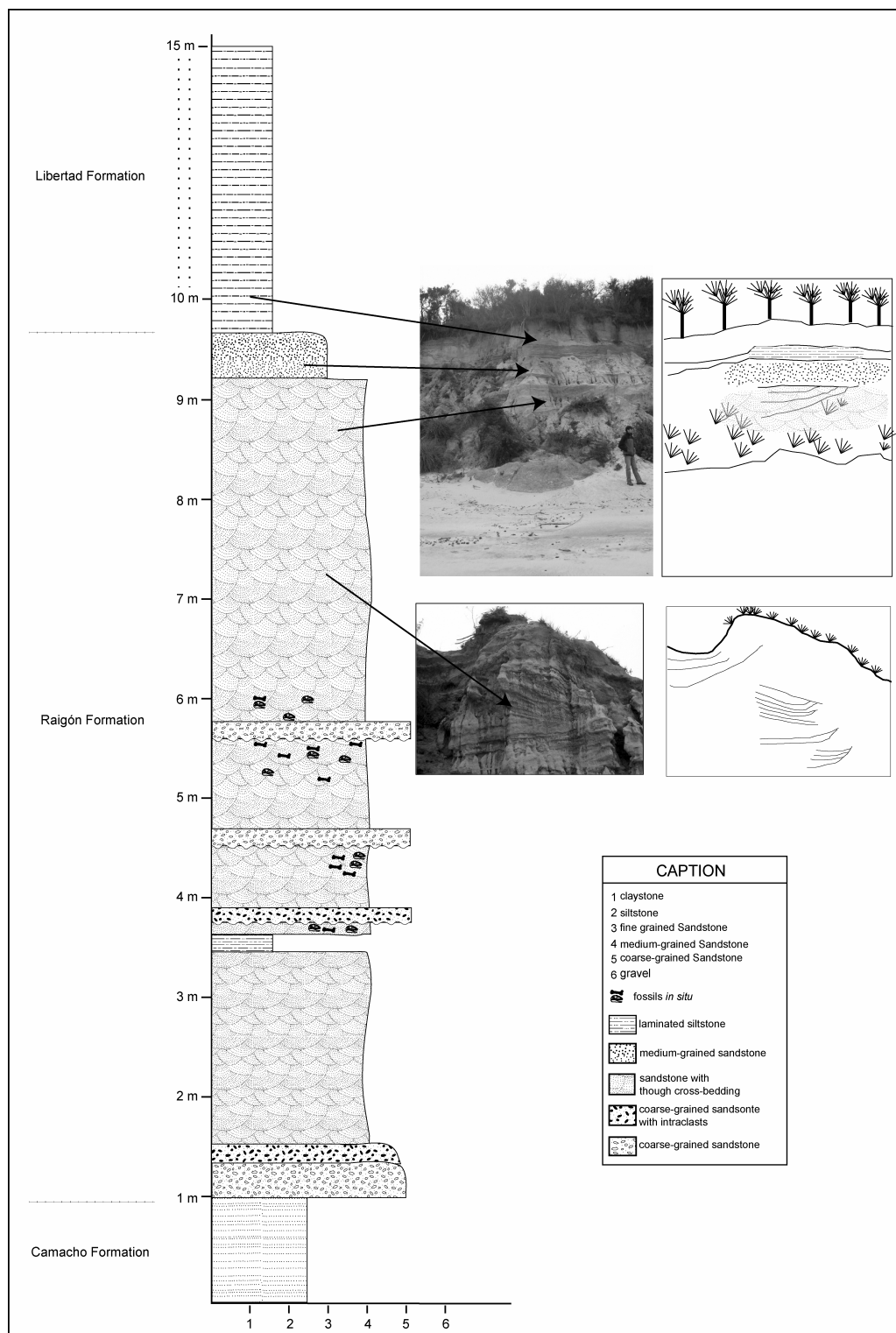


FIGURE 4

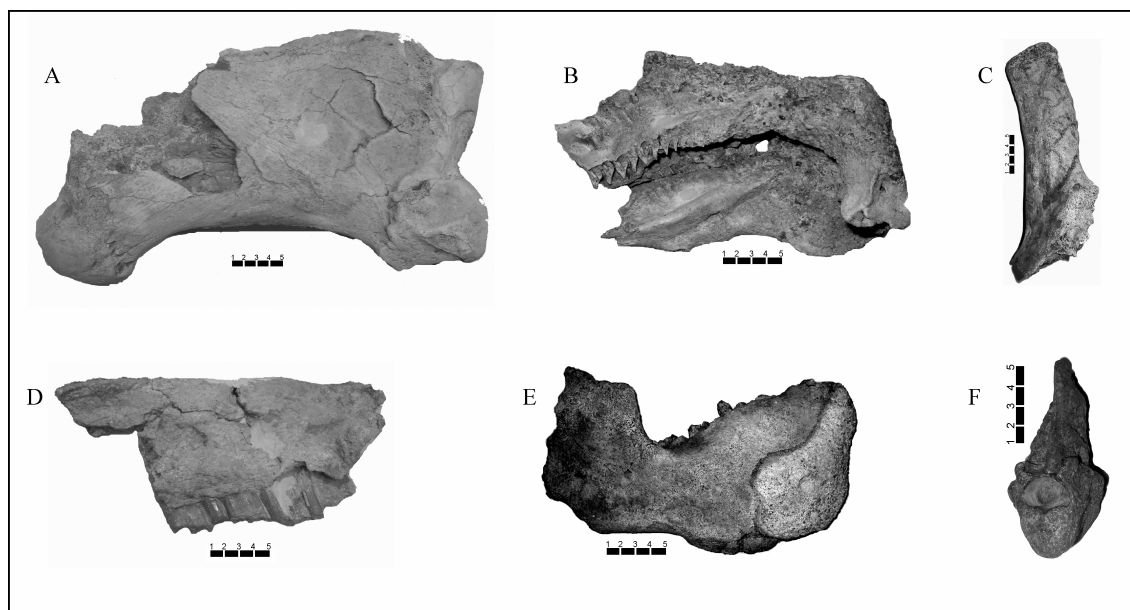


FIGURE 5

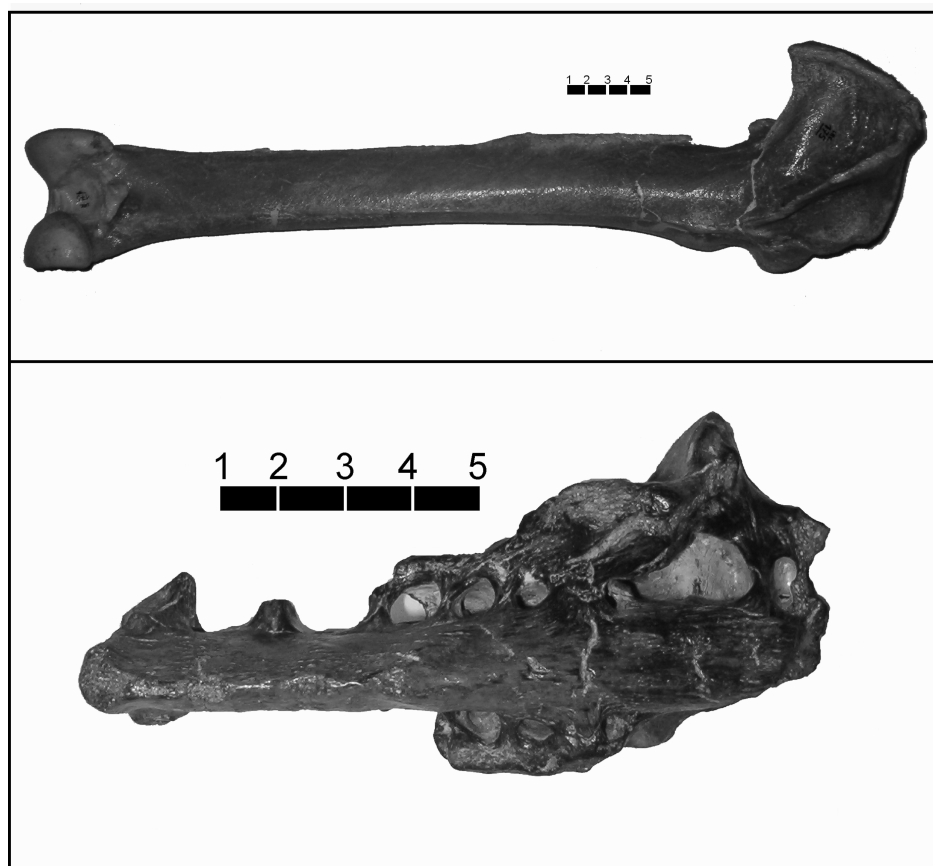


FIGURE 6

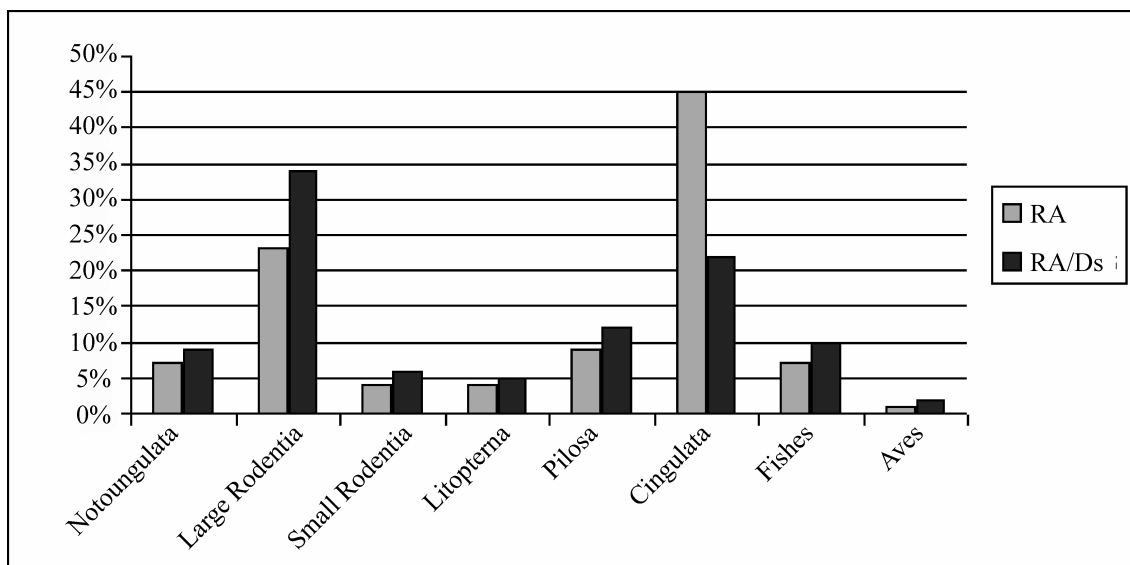
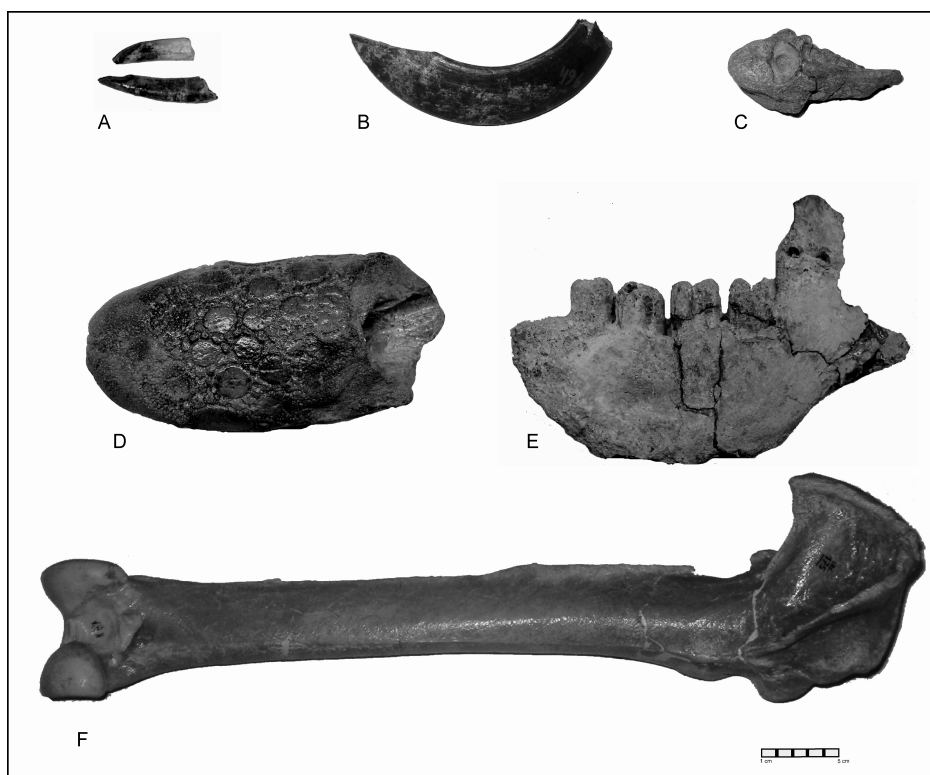


FIGURE 7



CAPÍTULO 5

Uma Peculiar Tafocenose Controlada por Ação Biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil

Artigo submetido à revista **Pesquisas em Geociências**

Uma peculiar tafocenose controlada por ação biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil

A peculiar taphocoenosis controlled by scavengers in the Middle Triassic from Rio Grande do Sul State, Brazil

corresponding author: cristina.bertoni@ufrgs.br

Cristina Bertoni-Machado*, Felipe Flach Kislowski,**Marina Bento Soares***, Cesar Leandro Schultz*** & Paula Camboim Dentzien-Dias*

* Programa de Pós Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Avenida Bento Gonçalves, 9500. CEP 91509-900, Porto Alegre, RS, Brasil. [Bolsistas CNPq]

** Laboratório de Paleontologia de Vertebrados, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Avenida Bento Gonçalves, 9500. CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. [Bolsista BIC/CNPq]

*** Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Avenida Bento Gonçalves, 9500. CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil.

Abstract

We present here an outcrop with a peculiar fossil assemblage, forming a different taphocoenosis in comparison to other fossiliferous outcrops of the Santa Maria Formation (Triassic, Paraná basin). This outcrop shows, until this moment, just herbivorous cynodonts, attributed to *Massetognathus* ROMER 1967. Biostratinomically the taphocoenosis is characterized by the accumulation of fossil bones within a restricted area, showing a huge predominance of skull and mandible remains, almost always disarticulated. The fossil bones are enclosed in red mudstone deposited by suspension, and no evidence of selection and orientation by currents has been found. This taphonomic model of preservation led us to the hypothesis of a biogenic concentration for this taphocoenosis based upon at the interpretation of this outcrop as a site of concentration of bones by selective scavengers. They would leave behind the less nutritious bone elements, an interpretation supported by the great number of skulls and lower jaws. Besides, no kind of geologic evidence of hydraulic transportation as orientation was found.

Key-words: **Vertebrate taphonomy, biogenic concentration, Triassic.**

1. Introdução:

Concentrações de restos de vertebrados são relativamente comuns no registro fossilífero, embora, muitas vezes, sejam tendenciadas pelos processos tafonômicos. Eventos como necrofagia, predação, *tramplimg* e retrabalhamento dos restos orgânicos geralmente alteram a assinatura tafonômica de uma determinada assembléia e devem ser reconhecidos para se efetuar uma análise tafonômica satisfatória (Turnbull & Martill, 1988).

Diversos trabalhos, referentes à tafonomia de vertebrados triássicos do Rio Grande do Sul, já foram feitos, como o de Holz & Barberena (1994), sobre os padrões de morte, transporte e soterramento sofridos pela fauna triássica da Formação Santa Maria, e o de Holz & Schultz (1998), sobre os modos de fossilização e as implicações destes no estudo morfológico. Em 2000, Holz & Souto-Ribeiro relacionaram classes tafonômicas e modos de preservação com o tipo de sistema deposicional vigente que levou à deposição dos sedimentos característicos das Formações Santa Maria e Sanga do Cabral. Mais recentemente, Bertoni-Machado e Holz (2006) descreveram uma concentração biogênica, dominada por restos de cinodontes herbívoros e carnívoros, em depósitos de planície de inundação, associados a variações do lençol freático.

Durante trabalho de campo no município de Candelária, RS, foi descoberto um afloramento bastante peculiar, localizado num dos ramos do conjunto de ravinas, escavadas pela erosão, denominado “Sanga Pinheiros”, já famoso na literatura paleontológica em virtude da quantidade de fósseis ali encontrados, os quais se situam bioestratigraficamente, na chamada Cenozona de Therapsida, que foi descrita por Barberena (1977) com base nos achados de cinodontes naquela região. Posteriormente, Abdala *et al.* (2001), Rubert & Schultz (2004) e Schultz & Soares (2006) refinaram a bioestratigrafia do Triássico Gaúcho, mas mantiveram a mesma Cenozona de Therapsida (Fig.01).

INSERIR FIGURA 01

Desta maneira, o presente trabalho tem como objetivo estudar os processos bioestratinômicos que ocorreram no afloramento acima citado, tais como o tipo de desarticulação, transporte e soterramento sofridos pelos restos orgânicos depositados neste local, bem como propor uma hipótese para explicar o modo de

acumulação dos mesmos, contribuindo, assim, com novos dados tafonômicos para os depósitos Triássicos do Rio Grande do Sul.

2. Metodologia

Para a realização deste trabalho foram efetuadas três etapas:

2.1 - Aquisição dos dados:

Nesta etapa, que iniciou com o descobrimento do afloramento, durante um trabalho de campo de prospecção de novos jazigos fossilíferos na região de Candelária RS, foi feito o levantamento geológico da área, elaborado o perfil estratigráfico, observadas as medidas de posição e orientação dos elementos ósseos aflorantes e, finalmente, foi efetuada a coleta do bloco contendo todos os elementos ósseos da tafocenose. A coleta deste material foi feita de forma que não se perdessem informações tafonomicamente relevantes e obedecendo as normas propostas por Holz e Barberena (1989) para o trabalho de campo. O material foi tombado no Laboratório de Paleovertebrados da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, sob a sigla UFRGS-PV 1052T, onde foi submetido à preparação adequada.

A preparação do material foi feita com o auxílio de martelos, cinzéis, agulhas e pincéis. A retirada dos fósseis do bloco foi sendo fotografada para que detalhes como a orientação e os encaixes entre os materiais não fossem perdidos. No período inicial da preparação foi feita uma identificação dos elementos que estavam visíveis (Fig. 02).

INSERIR FIGURA 2

A seguir, iniciou-se a descrição tafonômica do material, levando-se em consideração aspectos como orientação dos fósseis na matriz, grau de articulação, identificação e quantificação dos elementos esqueléticos, além de uma identificação taxonômica preliminar dos espécimes, ainda dentro do bloco.

2.2 - Integração dos dados:

De posse dos dados obtidos na etapa anterior, estes foram trabalhados quanto aos seguintes aspectos:

A) Osteologia:

- tipo de elemento ósseo;
- quantidades relativas entre os elementos ósseos (número de crânios e mandíbulas em relação ao número de elementos pós-cranianos);
- identidade taxonômica (em diferentes níveis).

B) Tafonomia:

- grau de desarticulação;
- orientação dos fósseis na matriz;
- classificação conforme os grupos de Voorhies (1969);
- evidências de predação.

2.3 Interpretação dos dados:

De posse dos dados adquiridos e integrados, passou-se à interpretação propriamente dita, onde se procurou testar se os padrões tafonômicos descritos na literatura para o Triássico sul-rio-grandense, se mantêm, além de identificar a qual Cenozona esta tafocenose pertence, baseado na identificação taxonômica.

3. Localização e Geologia da área de estudo:

A Formação Santa Maria (*sensu Andreis et al.*, 1980), de idade Eo-Neotriássica, que ocorre na área de estudo, pertence à quarta seqüência de Milani (2000), chamada de Superseqüência Gondwana II, a qual aflora em um cinturão de afloramentos de aproximadamente 400 km de extensão, na chamada Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul. Segundo Zerfass *et al.* (2003), o pacote correspondente ao intervalo Ladiniano-Rético, no Rio Grande do Sul, está dividido em três seqüências deposicionais, denominadas, da base para o topo, seqüências Santa Maria 1, 2 e 3 (veja Fig. 01). O espécime UFRGS PV-1052T foi coletado em depósitos sílticos da Seqüência Santa Maria 2. Nesta seqüência, onde se localiza a Região de Pinheiros, descrita Barberena (1977) como portadora de um grande número e diversidade de tetrápodes fósseis, aparecem apenas depósitos de litologia fina, sem a presença de depósitos de arenitos fluviais.

O afloramento (UTM (fuso 22) 333027 E, 6712114 N), dista aproximadamente 186 km de Porto Alegre e localiza-se na periferia do município de

Candelária, a cerca de 15 km ao norte do centro do Município, na região chamada de Vila Pinheiros, RS (Fig. 03).

INSERIR FIGURA 3

O perfil sedimentológico levantado (Fig. 04) mostra uma seqüência de níveis pelíticos maciços com cerca de oito metros de espessura, apresentando, internamente, alguns níveis com concreções e feições de paleosolos. Esta fácies corresponde ao padrão que caracteriza a porção intermediária da Formação Santa Maria (Membro Alemoa) caracterizada pela grande presença de siltitos tabulares, maciços ou finamente laminados, de cor vermelha e apresentando, algumas vezes, horizontes com caliches, gretas de contração e paleosolos. Fonseca (1999) vincula estes depósitos a sistemas fluviais anastomosados, onde os siltitos (associados a nódulos de caliche) se depositariam na planície de inundação enquanto que as lentes arenosas representam depósitos de canal e afirma que, neste tipo de sistema, a presença de corpos d'água efêmeros é bastante comum. Da Rosa *et al.* (2004) afirmam que o registro de corpos d'água efêmeros (os chamados *ponds*) em depósitos de planície de inundação são indicativos de uma posição aflorante do nível freático e que variações abruptas neste seriam condições favoráveis à carbonatação, portanto, evidências de níveis de paleosolos (presença de rizólitos, nódulos e lentes carbonáticas e outras feições) poderiam ser indicativos de tal oscilação, indicando que a área sofreu com períodos alternados de mais ou menos umidade.

INSERIR FIGURA 4

4. Paleofauna local

No afloramento em questão, até o momento, foram encontrados restos esqueletais pertencentes apenas a cinodontes não-mamalianos (Sinapsida, Therapsida) de diferentes tamanhos. A atribuição taxonômica dos espécimes foi feita comparando-os a outros fósseis presentes na coleção do Laboratório de Paleontologia de Vertebrados da UFRGS e a identificação indica que todos os crânios presentes na assembléia pertencem ao gênero *Massetognathus* Romer 1967 (Fig. 05).

INSERIR FIGURA 5

O quadro 01 abaixo lista os tipos ósseos encontrados, bem como sua quantidade.

Elemento ósseo	Quantidade
Crânios*	6
Mandíbulas*	5
Vértebras	25
Dentes	9
Costelas	11
Íleo	1

Quadro 1: Elementos esqueléticos encontrados na tafocenose. O * indica que um dos crânios e uma das mandíbulas foram encontrados articulados.

Os crânios presentes neste achado apresentam diferentes tamanhos. Foram tomadas medidas dos crânios (côndilo occipital - ponta do focinho – veja Quadro 2) e das mandíbulas com o intuito de identificar uma possível variação ontogenética nos espécimes encontrados. Foi observada uma sensível variação de comprimentos nos crânios e nas mandíbulas (Fig. 06), o que levou a concluir que, provavelmente, dois espécimes eram bastante jovens (A e B), três eram formas juvenis em fase de crescimento (C, D e E) e um pertencia a um indivíduo adulto (F). Como os crânios apresentam-se amontoados, optou-se fazer a representação da série ontogenética através das mandíbulas.

INSERIR FIGURA 6

Crânio	Comprimento (cm)
A	12,2
B	17,7
C	15,6
D	18
E	23
F	12,1

Quadro 2: Tamanho dos crânios

Foram encontrados, também, dentes isolados, de cinodontes (provavelmente *Massetognathus*) e um provável dente de arcossauro.

5. Dados Tafonômicos

Durante a coleta de campo, foram adquiridos dados como orientação, desarticulação, modo de preservação e associação dos restos esqueléticos. Os espécimes foram coletados em um único bloco, já que estavam todos concentrados em uma área de cerca de 0,5 m².

5.1 Modo de preservação

Do total de 57 restos esqueléticos coletados, apenas um dente talvez não pertença ao cinodonte *Massetognathus*, cuja identificação indicaria que fosse de um arcossauro, mas pelo estado de preservação deste dente, é bastante difícil identificá-lo em um nível taxonômico menor.

Em relação ao grau de desarticulação, apenas um crânio e uma mandíbula e uma seqüência com 6 vértebras apresentavam-se articulados. Os demais materiais, apesar de alguns estarem agrupados (como no caso de alguns crânios “acavalados” sobre outros, ou ainda de uma mandíbula associada à seqüência de vértebras) estavam todos desarticulados. Em termos de fragmentação, quase todos os materiais apresentavam-se quebrados, mas de tal forma que ainda foi possível fazer a identificação do osso. Por fim, nenhuma orientação preferencial foi identificada (Fig. 07).

INSERIR FIGURA 7

5.2 Presença de paleoalterações

Concreções carbonáticas estão presentes em distintos níveis do perfil estratigráfico, mas aparecem de forma mais concentrada nos níveis onde ocorre a tafocenose. Além disto, a grande maioria dos restos coletados são incrustados por uma camada de carbonato de cálcio.

6. Discussão

Tafocenoses de restos de vertebrados desarticulados e/ou fragmentados podem ser resultantes de transporte hidráulico ou biogênico. Com base nisso, para tentar

explicar o modo de acumulação da tafocenose aqui estudada, decidimos confrontar duas hipóteses de trabalho: transporte hidráulico x concentração biogênica.

Voorhies (1969) estudou o comportamento hidrodinâmico dos ossos em ambientes fluviais e observou que estes se comportam de acordo com a morfologia e o tamanho de cada osso e tendem a serem afetados diretamente por correntes rápidas. O movimento dos ossos, na corrente, pode se dar por saltação ou flutuação (incluindo-se aí os ossos do grupo I), por tração (grupo II), enquanto que os elementos ósseos que resistem ao transporte originam depósitos residuais (grupo III – ver Quadro 3, abaixo).

GRUPO	ELEMENTOS
I	Falanges, ulnas, rádios, esterno, tarsais, carpais e vértebras
II	Úmero, fêmur, costelas
III	Crânio, mandíbula e dentes

Quadro 3: Grupos de Voorhies, característicos de concentrações por transporte hidráulico.

A tafocenose estudada apresenta elementos dos três Grupos de Voorhies (Fig. 08), mas com o predomínio de restos esqueléticos pertencentes aos grupos I e III. Como discutido por Voorhies, estes dois grupos representam os extremos de transportabilidade, sendo os do Grupo I os elementos mais facilmente transportáveis e os do Grupo III constituindo o chamado “depósito residual”. Além disso, como citado anteriormente e facilmente observável nas figuras, alguns fósseis apresentam-se amontoados uns sobre os outros.

INSERIR FIGURA 08

Associando-se tais características com a litologia (pelitos maciços, que não apresentam evidências de paleocorrentes, indicativo de deposição do sedimento por suspensão), pode-se abandonar a hipótese de transporte hidráulico, pois apesar do predomínio de elementos do Grupo I (altamente transportáveis), não há nenhum indicativo de presença de corrente hidráulica que tivesse trazido estes ossos de outro lugar, juntando-os aos crânios, mandíbulas e dentes existentes no local. Além disso, as proporções entre os ossos contidos na tafocenose são compatíveis com a hipótese de que

todas as peças do Grupo I pertençam aos mesmos espécimes correspondentes ao Grupo III.

Por outro lado, autores como Wood *et al.* (1988), Dominguez-Rodrigo (1998), Hungerbühler (1998) e Sanders *et al.* (2003) observaram que sedimentos de planície de inundação com tafocenoses extremamente tendenciadas são característicos de concentrações alteradas por ação de predadores/necrófagos. Behrensmeyer (1991) salienta que crânios e mandíbulas são os elementos esqueléticos menos nutritivos e são usualmente descartados pelos predadores.

Confrontando-se as duas hipóteses, temos que a formação de um depósito residual implicaria na presença de evidências sedimentares da passagem de uma corrente capaz de selecionar os elementos ósseos, tais como sedimentos de grão tamanho areia ou superior, contato erosivo e estratificações cruzadas indicando paleocorrente, a qual deveria coincidir com a orientação preferencial dos elementos ósseos. Nenhuma destas evidências é encontrada na tafocenose em questão (nem características litológicas, nem orientação preferencial dos ossos). Os elementos ósseos estão totalmente imersos numa matriz siltico-argilosa e não possuem nenhuma orientação preferencial. Além disso, existem crânios, mandíbulas e ossos pós-cranianos de tamanhos bastante diferentes, que certamente responderiam de maneira distinta a uma eventual seleção hidráulica.

Desse modo, torna-se mais provável que esta acumulação peculiar tenha sido gerada por fatores biogênicos, por ação de predadores ou necrófagos.

Martill (1991) diz que a remoção biológica de elementos esqueléticos do ciclo sedimentar é bastante comum, haja vista que o fosfato de cálcio é um nutriente essencial, mas muitas vezes raro em determinados ambientes. Neste caso, os ossos seriam importante fonte de obtenção deste mineral por parte de predadores/necrófagos, resultando na destruição de partes do esqueleto das presas/carcaças.

No caso desta tafocenose, é provável que cinodontes carnívoros (como *Chiniquodon*, que apesar de não ser encontrado neste afloramento já foi coletado em depósitos da mesma cenozona e próximos, geograficamente) ou arcossauros (dente) tenham sido os agentes alteradores desta concentração fossilífera, ainda que não se tenha encontrado, até o momento, evidências diretas de atividades de predação ou necrofagia, como marcas de dentes. Smith (1980) também atribui o tendenciamento de alguns afloramentos da tafocenose da Formação Beaufort, do Permiano da Bacia do

Karoo (África do Sul) a predação e necrofagia, mesmo sem observá-lo diretamente. Além disto, sabe-se que crânios e mandíbulas apresentam um menor valor nutricional e são, via de regra, descartados pelos coletores (Behrensmeyer, 1991).

Além disso, para os predadores/necrófagos é muito mais interessante alimentar-se dos elementos pós-cranianos, porque, além de serem mais fáceis de quebrar e mastigar, apresentam mais elementos nutritivos – a medula óssea - do que o crânio e a mandíbula. Finalmente, é comum, nos ecossistemas atuais, que predadores/necrófagos desmembre a presa ou carcaça para levar partes da mesma para seus filhotes ou para se alimentarem com mais calma em outro lugar, sendo que o mesmo tipo de estratégia seria esperado também para os ecossistemas pretéritos. Nesse contexto, ainda, o predador/necrófago precisa decidir quais partes irá carregar consigo. Tal decisão dependerá de questões como o valor nutricional de cada parte da presa, a dificuldade em desarticular uma parte da outra e a dificuldade em transportar cada parte consigo. (para mais detalhes nesse sentido, veja Lyman, 1994). Em função disso, os caçadores/necrófagos podem ser classificados como mais ou menos seletivos no momento de decidir quais partes da presa devem transportar para seu local de moradia ou sítio de alimentação. Os *menos seletivos* são aqueles que transportam para casa qualquer carcaça, enquanto que os *mais seletivos* abandonam as partes menos nutritivas no sítio de predação e carregam consigo apenas as partes mais importantes em termos nutricionais (Rogers & Broughton, 2001).

Baseado nesta classificação presume-se que a tafocenose aqui em discussão foi gerada por agentes **mais seletivos**, uma vez que foram encontrados preferencialmente, crânios, mandíbulas e vértebras, todos considerados elementos de menor valor nutricional. Tais agentes atuaram sobre uma concentração de carcaças que morreram num evento de morte não-seletiva, haja visto que não há preferência por nenhuma faixa etária. O evento gerador desta mortandade em massa, infelizmente não pode ser identificado, mas especula-se que esteja relacionado aos constantes períodos de seca que assolavam o Triássico.

Smith & Swart (2002) descreveram uma concentração de restos de vertebrados da Formação Omingonde (Supergrupo Karoo, da Namíbia) bastante similar à tafocenose de Candelária, onde crânios e mandíbulas isolados e poucos restos pós-cranianos de cinodontes são encontrados. Tais autores concluem que esse tipo de tafocenose é resultante de uma mortalidade não-seletiva em sedimentos de planície, com

período de residência de 2 a 5 anos (de acordo com o grau de intemperismo, proposto por Behrensmeyer em 1978) em superfície, antes de serem soterrados por depósitos finos (no caso desta formação, depósitos de loess).

Bertoni-Machado & Holz (2006) observaram características semelhantes também para o afloramento Schoenstatt, em Santa Cruz do Sul, RS. Neste, apesar de haver uma maior diversidade taxonômica (4 táxons de cinodontes - Abdala *et al.*, 2001 e 1 de arcossauro – Machado & Kischlat, 2003), o modo tafonômico e o registro sedimentar são bastante parecidos (falta de orientação preferencial e um modo caótico de preservação dos restos, associados a uma litologia pelítica maciça, que levaram à interpretação de uma concentração biogênica para tal tafocenose). Talvez a maior diversidade encontrada no afloramento Schoenstatt seja resultante do ambiente da época. As evidências geológicas, tais como presença de níveis carbonáticos, variação entre concreções carbonáticas (ambientes úmidos) e quartzosas (ambientes secos), associados a rizólitos, indicam um pequeno lago efêmero, que suportaria uma maior diversidade ecológica. Na tafocenose de Pinheiros, a presença de concreções é bastante acentuada e aparecem dispersas em todo o perfil. No nível de onde saíram os fósseis, elas estão mais concentradas. Os fósseis também se apresentam bastante concrecionados por carbonato de cálcio. Sabe-se que as inclusões de calcita acarretam um aumento de volume do fóssil e conseqüente má preservação, por deformações morfológicas, ao reagirem com a apatita, substituindo os radicais de fosfato, ou simplesmente quando precipitam no interior das porosidades ósseas. No caso dos fósseis de Pinheiros, devido à incipiente calcificação, não houve uma deformação volumétrica tão grande se comparado com outros fósseis encontrados em outros afloramentos da Formação Santa Maria (Holz & Schultz, 1998), o que possibilitou a identificação taxonômica.

No afloramento da Sanga Pinheiros não há evidências de variação do nível freático como as que ocorrem no afloramento Schoenstatt, mas as características tafonômicas (grande número de elementos cranianos, num modo caótico de preservação, e semelhanças quanto à diagênese) indicam que os processos ocorridos em ambas localidades são bastante semelhantes, reforçando a idéia de que a ação biogênica é o principal fator responsável por este tipo de ocorrência.

7. Conclusões:

A análise tafonômica aqui apresentada buscou integrar os aspectos sedimentológicos e paleontológicos para explicar a formação e preservação de tão peculiar tafocenose. Baseado na discussão acima, conclui-se que:

- uma associação de nove espécimes de tetrápodes, incluindo somente cinodontes herbívoros, todos atribuídos preliminarmente a *Massetognathus* ROMER 1967, constitui-se no primeiro caso de uma concentração monotípica para o Triássico Brasileiro;

- a presença do gênero *Massetognathus* ROMER 1967, confirma a inclusão desta tafocenose na Cenozona de Therapsida, concordando com os demais achados anteriormente descritos para a região;

- os esqueletos estão predominantemente representados por elementos dos Grupos I e III de Voorhies (1969), apresentando ossos desarticulados e sem orientação na matriz, muitas vezes amontoados. Tal característica, associada a litologia, é indicativa da inexistência de transporte hidráulico deste material;

- a ausência de indicadores de seleção hidráulica e a predominância de ossos dos Grupos I e III de Voorhies (1969) levam à conclusão de que a concentração foi gerada pela ação de predadores/necrófagos seletivos, que levaram para fora do local os elementos de maior valor nutricional (ossos pós-cranianos), deixando para trás os restos encontrados na tafocenose (crânios e mandíbulas);

O modelo tafonômico aqui proposto, caracterizado por uma assembléia monotípica gerada pela ação de um predador, é semelhante ao encontrado em comunidades de grandes mamíferos predadores atuais, que elegem locais preferenciais para alimentação ou para o estoque de alimentos, muitas vezes constituídos por uma única espécie de presa. Considerando-se a fauna do mesotriássico do Rio Grande do Sul, postula-se que o suposto predador possa ter sido um cinodonte carnívoro (*Chiniquodon*) ou um arcossauro rauisuquídeo (*Prestosuchus*).

Agradecimentos:

Ao CNPq, pelas bolsas de doutorado (CB-M), mestrado (PD-D) e iniciação científica (FK) concedidas. Ao técnico do Laboratório de Paleovertebrados da UFRGS (LabPaleo), Paulo Macedo, pela ajuda na coleta e preparação dos materiais.

8. Referências Bibliográficas

- ABDALA, F.; RIBEIRO, A.M. & SCHULTZ, C.L. 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul, Santa Maria Formation (middle-late Triassic), southern Brazil. **N.Jb.Geol.Paläont.Mh.**, 11: 669-687.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E. & MONTARDO, D.K. 1980. O grupo Rosário do Sul (triássico) no Rio Grande do Sul – Brasil. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Camboriú. **Anais...**, 2: p.659 - 673.
- BARBERENA, M.C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da formação Santa Maria. **Pesquisas**, 7: 111 – 129.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. **Paleobiology**, 4:150 – 162.
- BEHRENSMEYER, A.K.. 1991. Terrestrial vertebrate accumulations. *In*: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E. **Taphonomy: Releasing the Data Locked in the Fossil Record**. Topics in Geobiology, 9: 291 – 235.
- BERTONI-MACHADO, C. & HOLZ, M. 2006. Biogenic fossil concentration in fluvial settings: an example of a cynodont taphocoenosis from the middle triassic of southern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, 9(3):273 – 282.
- Da ROSA, A.A.; PIMENTEL, N.L.V. & FACCINI, U.F. 2004. Paleoalterações e carbonatos em depósitos aluviais na região de Santa Maria, Trássico médio a superior do sul do Brasil. **Pesquisas em Geociências**, 31(1): 3 – 16.
- DOMINGUEZ-RODRIGO, M. 1999. Flesh availability and bone modifications in carcasses consumed by lions: palaeoecological relevance in hominid foraging patterns. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 149: 373 – 388.
- FONSECA, M.M. 1999. **Caracterização faciológica das formações Santa Maria (membro alemoa) e Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 132p.
- HOLZ, M. & BARBERENA, M.C. 1994. Taphonomy of south brazilian triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 107:179 – 197.
- HOLZ, M. & BARBERENA, M.C. 1989. A importância da tafonomia para o estudo de vertebrados fósseis. **Acta Geológica Leopoldensia**, 29:77 – 92.
- HOLZ, M. & SCHULTZ, C.L. 1998. Taphonomy of the Brazilian Triassic paleoherpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. **Lethaia**, 31: 335 – 345.

- HOLZ, M. & SOUTO-RIBEIRO, A. 2000. Taphonomy of the south Brazilian Triassic vertebrates. **Revista Brasileira de Geociências**, 30(3): 491 – 494.
- HUNGERBÜHLER, A. 1998. Taphonomy of the prosauropod *Sellurosaurus*, and its implications for carnivore faunas and feeding habits in the Late Triassic. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 143: 1 – 29.
- LYMAN, R.L. 1994. **Vertebrate Taphonomy**. Cambridge University Press, 550 pp.
- MACHADO, C.B & KISCHLAT, E.E. 2003. Novo registro de Rhadinosaurs (Archosauriformes: Proterochampsia) para o mesotriássico do Brasil. **Boletim Paleontologia em Destaque**, 18(44): 47.
- MARTILL, D.M. 1991. Bone as stones: the contribution of vertebrate remains to the lithologic record. *In*: DONOVAN, S.K. (ed.). **The Processes of Fossilization**. Belhaven Press: Londres, p. 270 – 292.
- MILANI, E.J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. *In*: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Editora UFRGS. p. 275 – 302.
- REICHEL, M.; BONAPARTE, J.F. & SCHULTZ, C.L. 2003. Revisão osteológica de *Massetognathus pascuali*. **Boletim de Resumos**, XV Salão e XII Feira de Iniciação Científica da UFRGS, pp. 134 – 135.
- ROGERS, A. R. & BROUGHTON, J.M. 2001. Selective transport of animal parts by ancient hunters: a new statistical method and an application to the Emeryville Shellmound Fauna. **Journal of Archaeological Science**, 28: 763 – 773.
- ROMER, A. S. 1967. The Chañares (Argentina) Triassic reptile fauna: III. Two new gomphodonts, *Massetognathus pascuali* and *M. teruggii*. **Breviora**, 264: 1 – 25.
- RUBERT, R.R. & SCHULTZ, C.L. 2004. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. **Pesquisas em Geociências**, 31(1): 71 – 88.
- SANDERS, W.J.; TRAPANI, J. & MITANI, J.C. 2003. Taphonomic aspects of crowned hawk-eagle predation on monkeys. **Journal of Human Evolution**, 44: 87 – 105.
- SCHULTZ, C.L. & SOARES, M. B. 2006. Proposta de nova denominação para a cenozona de ictidosauria do Triássico superior (formação Caturrita) do Rio Grande do Sul. **Ciência e Natura**, edição especial do V Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados. p. 41
- SMITH, R.M.H., (1980). The lithology, sedimentology and taphonomy of floodplain deposits of the Lower Beaufort (Adelaide Subgroup) strata near Beaufort West. **Trans. Geol. Soc. S. Afr.**, 83(3): 399 – 413.

- SMITH, R.M.H & SWART, R. 2002. Changing Fluvial Environments and Vertebrate Taphonomy in Response to Climatic Drying in a Mid-Triassic Rift Valley Fill: The Omingonde Formation (Karoo Supergroup) of Central Namibia. ***Palaios***, 17(3):249 – 267.
- TURNBULL, W.D. & MARTILL, D.M. 1988. Taphonomy and preservation of monoespecific titanotheres assemblage from the Washakie Formation (late Eocene), Southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. ***Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology***, 63: 91 – 108.
- VOORHIES, M.R. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. ***Contributions to Geology. Special Paper***, 1: 69.
- WOOD, J.M.; THOMAS, R.G. & VISSER, J. 1988. Fluvial processes and vertebrate taphonomy: the upper cretaceous Judith River formation, south-central dinosaur provincial park, Alberta, Canada. ***Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology***, 66: 127 – 143.
- ZERFASS, H.; LAVINA, E.L.; SCHULTZ, C.L.; GARCIA, A.J.V.; FACCINI, U.F.; CHEMALE JÚNIOR, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. ***Sedimentary Geology***, 161(1/2) p. 85 – 105.

9. Legendas

Figura 01: Posição Crono e Bioestratigráfica da Cenozona de Therapsida, onde foram encontrados os fósseis aqui descritos, localizados num afloramento do conjunto de ravinas escavadas pela erosão, denominado “Sanga Pinheiros”, no Município de Candelária, RS (modificado de Zerfass *et al.*, 2003).

Figura 02: Bloco recém aberto, logo após a coleta. Os materiais visíveis foram fotografados em sua posição original antes de serem retirados do bloco. Nesta primeira etapa, pode-se observar duas mandíbulas, um crânio parcial, um crânio completo e uma seqüência de vértebras.

Figura 03: Localização do afloramento, a 15 km ao norte do centro de Candelária, RS.

Figura 04: Perfil sedimentológico da área de estudo. A seqüência apresenta níveis pelíticos maciços, com alguns níveis com concreções e feições de paleossolos, cuja fácies corresponde ao padrão que caracteriza a porção intermediária da Formação Santa Maria, vinculada a depósitos de sistemas fluviais anastomosados, onde os siltitos (associados às feições de paleossolo) seriam indicativos de depósitos de planície de inundação. A seta indica o crânio de *Massetognathus* mais bem preservado.

Figura 05: Crânio de *Massetognathus* coletado no local e comparado ao descrito por Romer (1967), através do qual foi feita a identificação taxonômica. Em **A**, o crânio coletado no local, em **B**, *Massetognathus pascuali*, exemplar tombado no Laboratório de Paleovertebrados da UFRGS, semelhante ao descrito por Romer (1967) e em **C**, uma reconstituição feita por Reichel *et al.* (2003).

Figura 06: Diferentes tamanhos de mandíbulas dos cinodontes encontrados, indicando distintos estágios ontogenéticos.

Figura 07: Remontagem dos elementos esqueléticos coletados na mesma posição em que foram encontrados, evidenciando que não há nenhuma orientação hidráulica preferencial.

Figura 08: Número de ossos de cada um dos Grupos de Voorhies identificado na tafocenose de Candelária.

10. Figuras

Figura 01

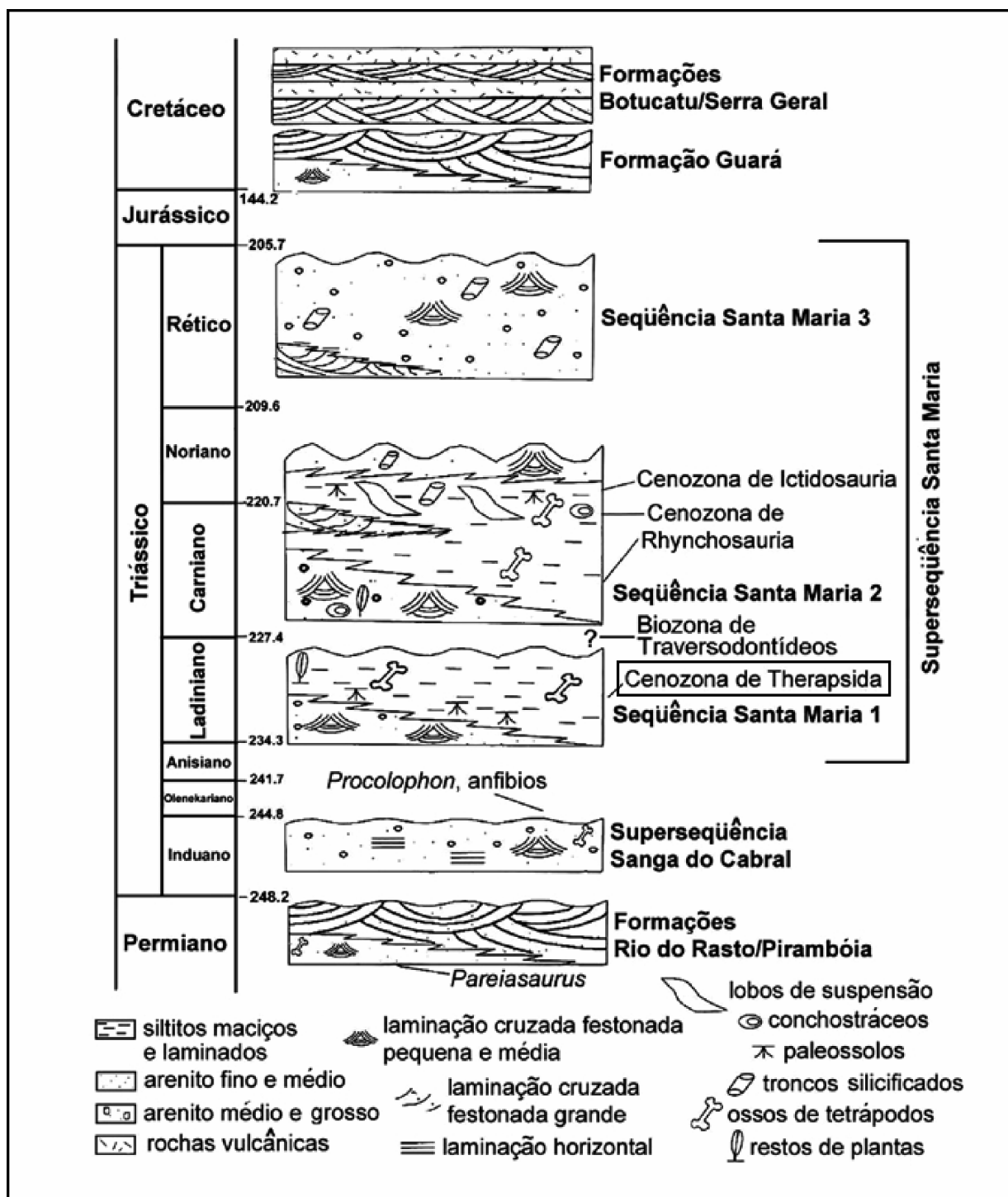


Figura 02

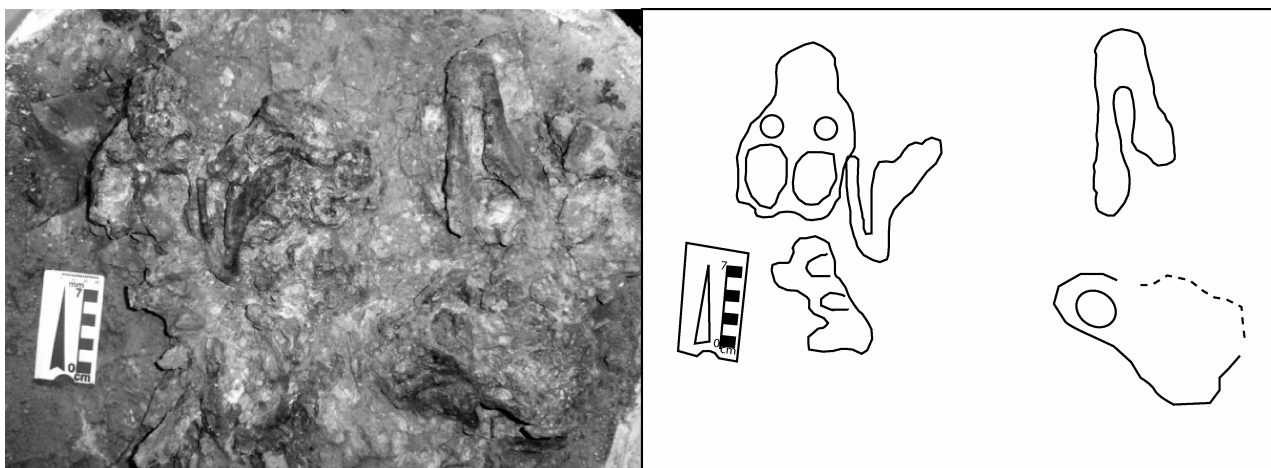


Figura 03

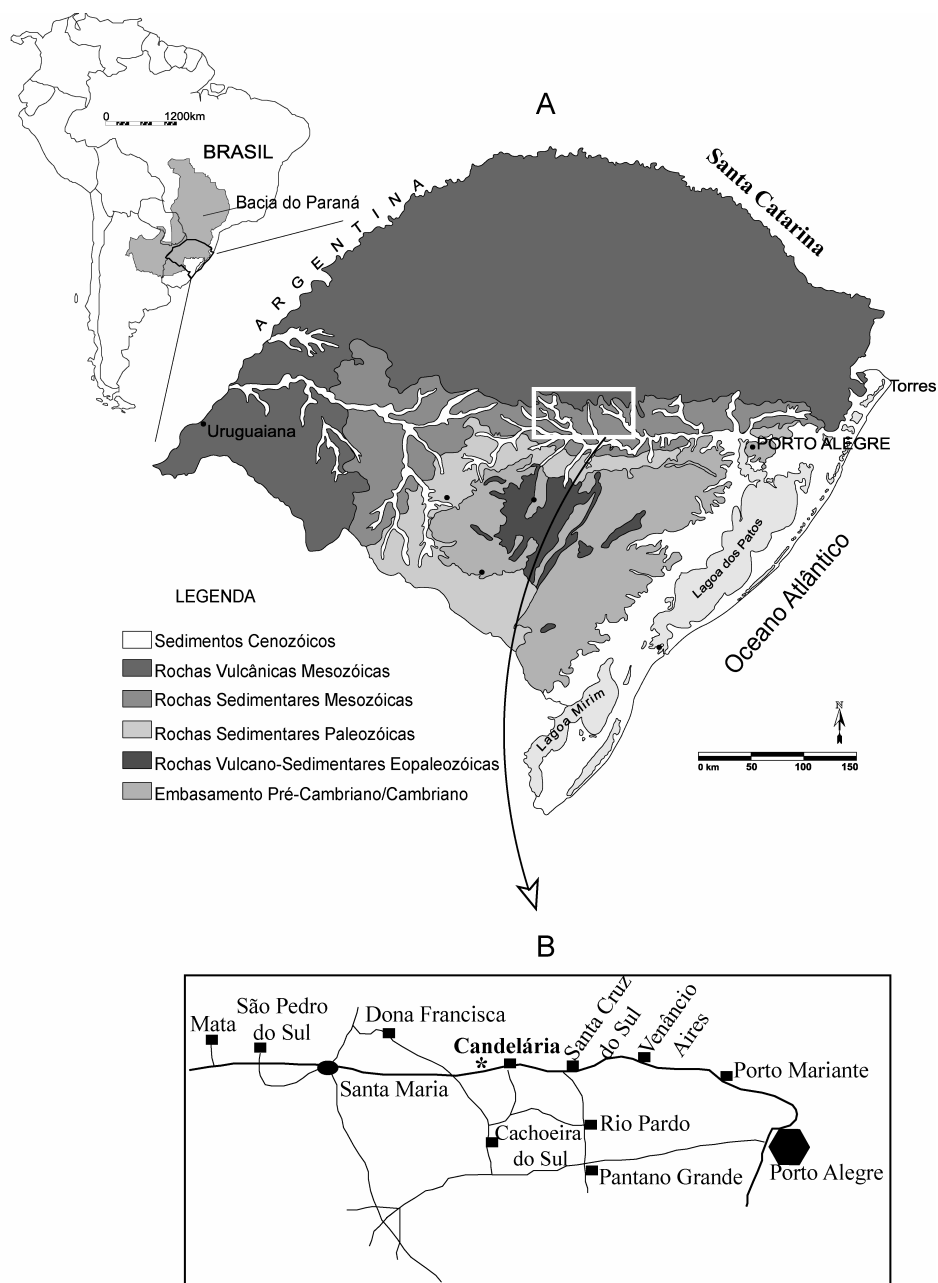


Figura 04

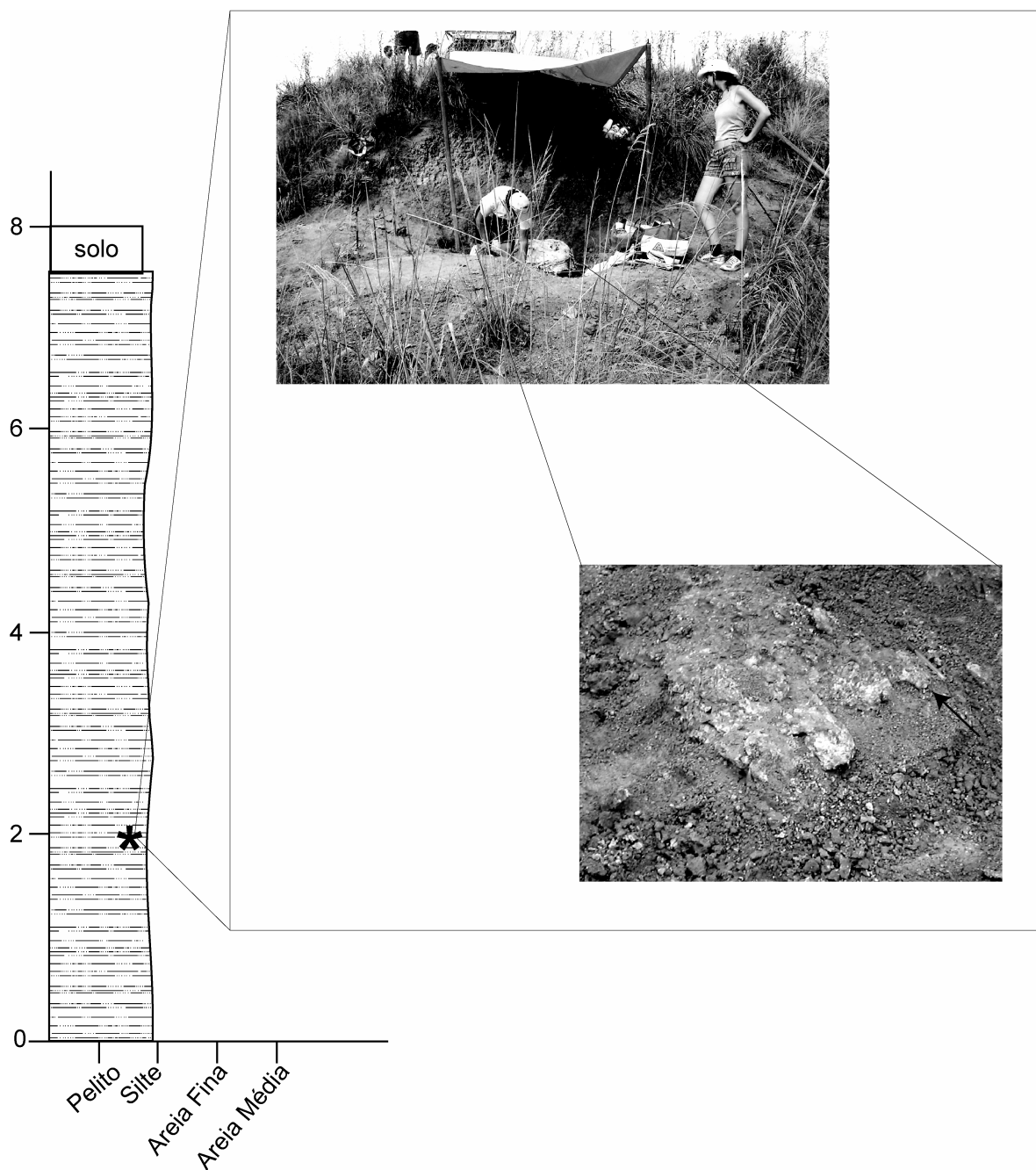


Figura 05

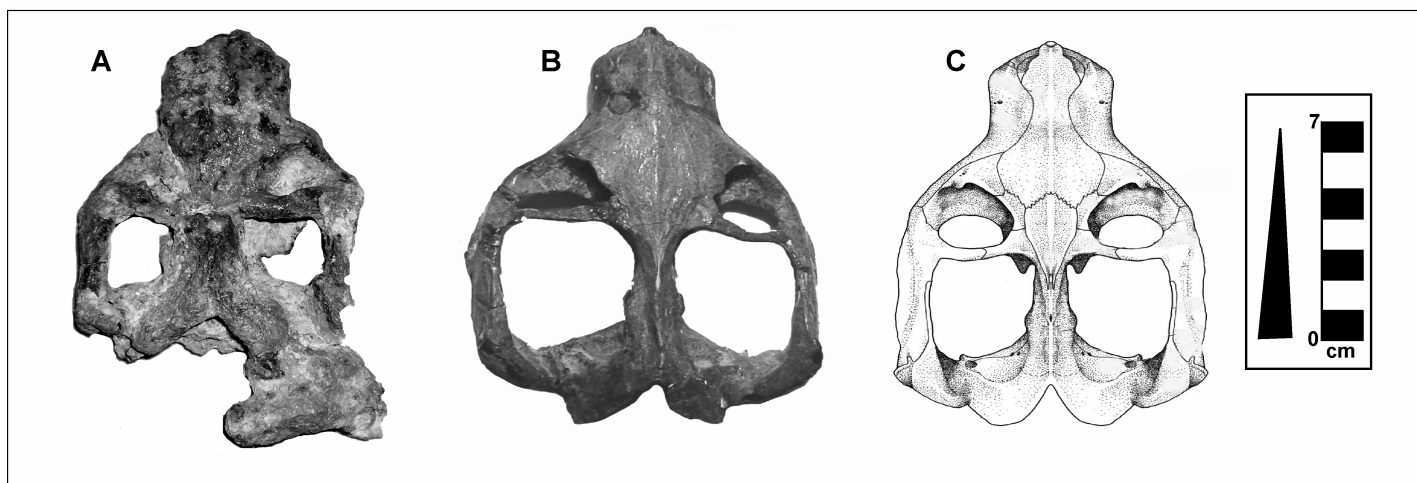


Figura 06

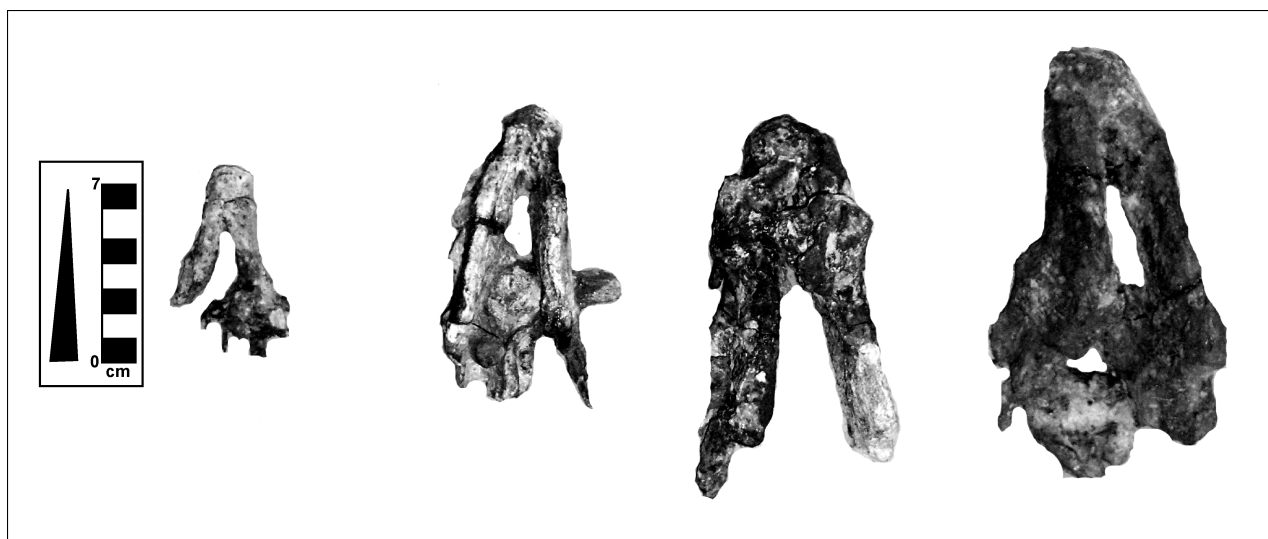


Figura 07

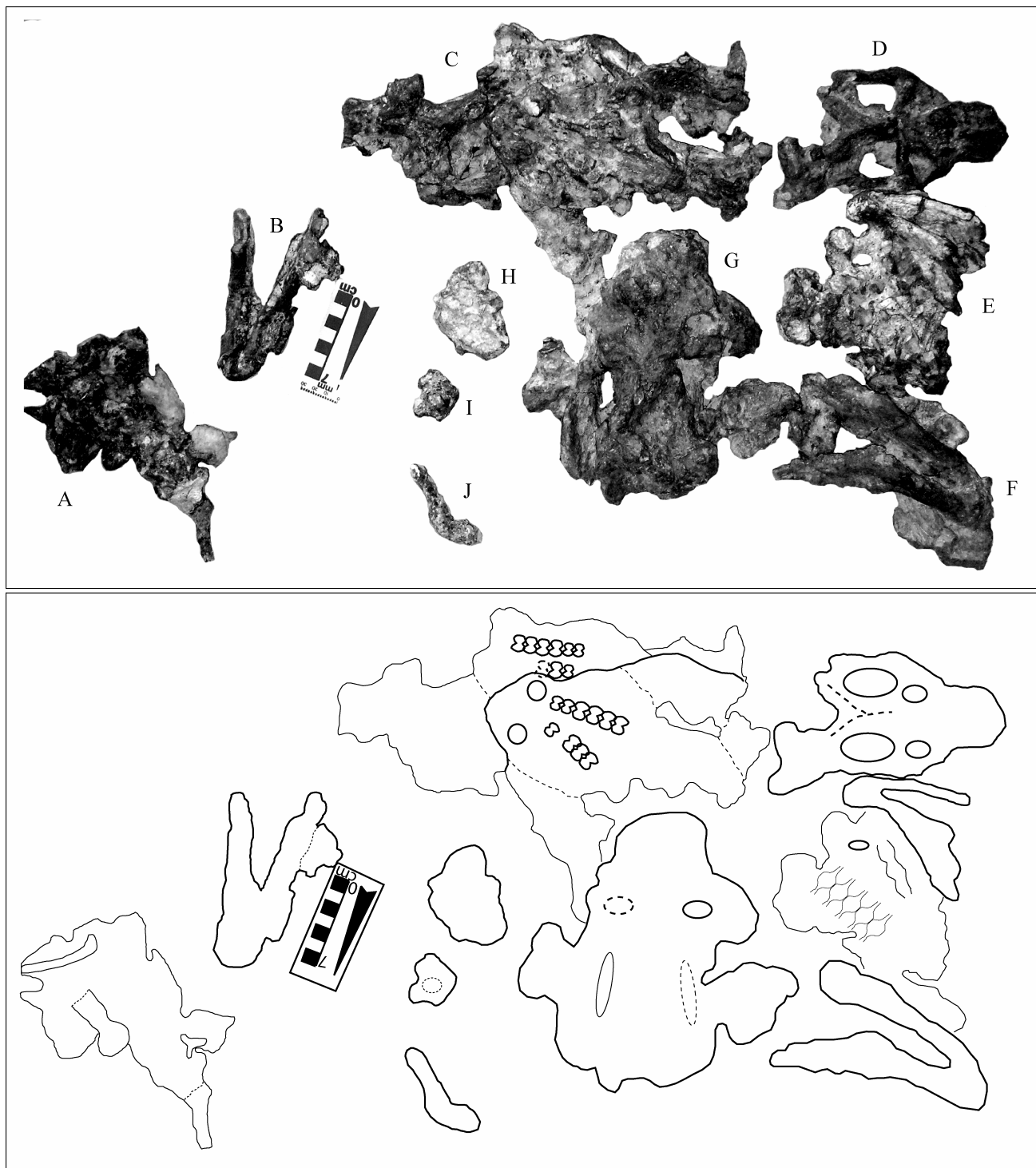
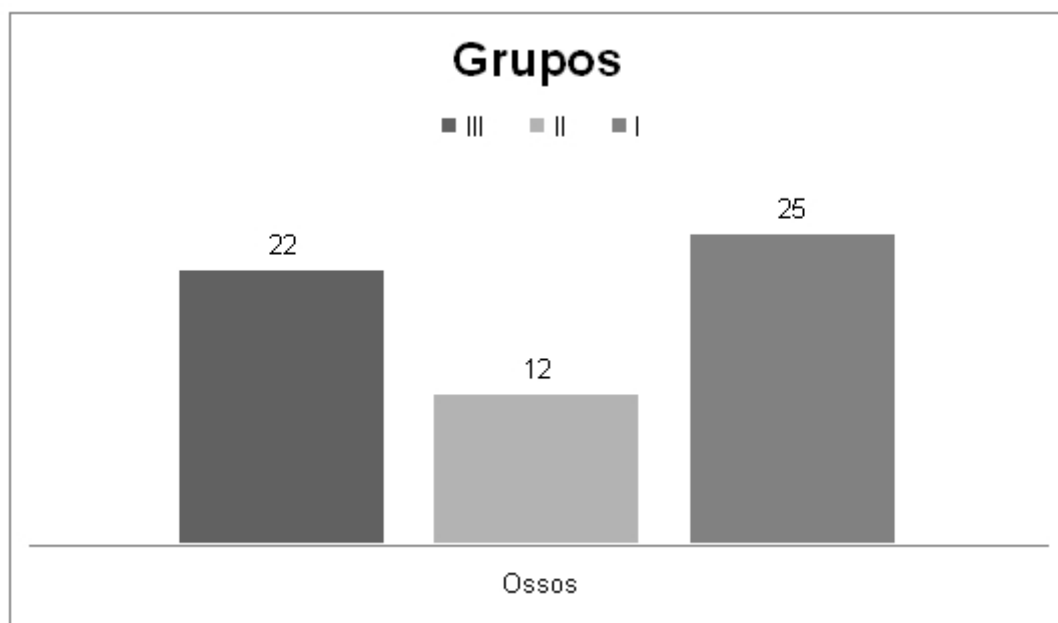


Figura 08



CAPÍTULO 6

Taphonomic Signatures in Braided Fluvial Settings: the Example of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, Southern Brazil) Vertebrate Taphocoenosis

Artigo submetido ao Periódico **Lethaia**

Taphonomic signatures in braided fluvial settings: the example of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, southern Brazil) vertebrate taphocoenosis

Cristina BERTONI-MACHADO, Sérgio DIAS-DA-SILVA, Michael HOLZ & Cesar L. SCHULTZ

*Cristina Bertoni-Machado. corresponding author: cristina.bertoni@gmail.com
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91509-900, Porto Alegre/RS, Brazil. [CNPq scholarship]*

Sérgio Dias-da-Silva. sergiosilva@smail.ufsm.br. Centro de Ciências Rurais, Universidade Federal do Pampa/UFPM, Campus de São Gabriel, Av. Antônio Mercado, Bairro São Clemente, CEP 97.300-000, São Gabriel, Rio Grande do Sul, Brasil.

Michael Holz. michael.holz@ufrgs.br. Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, PO. Box 15001, CEP 91501-970. Porto Alegre/RS, Brazil. CNPq researcher.

Cesar Leandro Schultz. cesar.schultz@ufrgs.br. Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, PO. Box 15001, CEP 91501-970. Porto Alegre/RS, Brazil. CNPq researcher.

Abstract

Terrestrial taphocoenosis from fluvial facies enclose preservation bias. Such bias is controlled by the depositional system, hence, an accurate recognition of the fluvial style and its sedimentary dynamics is fundamental for a taphonomic analysis in terrestrial settings. The main purpose of this paper is to access taphonomic features for the fossil assemblage of a braided fluvial system, using as a key-case the continental vertebrate assemblage from the Early Triassic Sanga do Cabral Supersequence in southernmost Brazil. Massive or trough crossbedded conglomerate and horizontal bedded sandstones are the dominant facies association. The depositional model is interpreted as an intermittent drainage system with low sinuosity channels and a very irregular discharge regime. The most abundant fossil remains belong to stereospondyl temnospondyls and procolophonids. The taphocoenosis shows the following taphonomic features: two clearly different preservation style: one style defined by well-preserved material and other defined by badly-preserved material; size sorting with dominance of small elements, where almost half of the sample (46%) is composed by from Voorhies Group I skeletal elements; high degree of disarticulation/fragmentation and differences in diagenetic patterns, where well-preserved bones present the original mineral structure, with apatite and histological characteristics, while in badly-preserved bones the original bone structure is usually replaced by minerals or permineralized. Time averaging occurs in some degree, as attested by macroscopic features and microstructure evidence from thin sections. The presence of distinct minerals inserted in the bone matrix, indicates different periods of deposition. The sum of taphonomic evidences indicates that the taphocoenosis from SCS records a mixture of faunas that lived in different habitats and was time averaged. Such situation constrains the usefulness of this fossil assemblage for palaeoecological purposes.

Key-words: taphonomy, braided system, Triassic, vertebrates, palaeoecology

Introduction and goals

Taphonomic studies of continental vertebrate fossil assemblages provide valuable information for the interpretation of paleoenvironments (Efremov, 1940; Voorhies, 1969; Behrensmeyer & Hill, 1980; Behrensmeyer, 1991; Lyman, 1994; Fiorillo, 1998). Events such as necrophagy, predation, trampling and re-working of organic remains generally change the taphonomic signature (Turnbull & Martill, 1988) of a specific assemblage. Such events must be recognized in order to elaborate a satisfactory taphonomic analysis that sets a ground for the subsequent palaeoecological interpretation and biostratigraphical studies.

Vertebrate taphonomists are aware that preserved terrestrial taphocoenosis from fluvial facies reflect a strong bias that affects the vertical distribution of fossil remains, generating time-averaging of some degree (Behrensmeyer & Hook, 1992). Such bias is controlled by the depositional pattern of channel and floodplain environments; hence, an accurate recognition of the fluvial system and its sedimentary dynamics is fundamental for a taphonomic analysis in terrestrial settings.

Reworking of skeletal elements in channels and floodplains generates assemblages with a time averaging rate of about 1.000 to 100.000 years (Behrensmeyer, 1982; Behrensmeyer & Hook, 1992). Therefore, taphonomic and sedimentological data are required for a correct identification and characterization of the temporal mixture of a given taphocoenosis and for the definition of guidelines for an adequate analysis of the palaeoecological aspects.

The main purposes of this paper are to assess taphonomic features of a braided fluvial system, using as a key-case the Early Triassic continental vertebrate assemblage from the Sanga do Cabral Supersequence (SCS) as defined by Zerfass *et al.* (2003); and to provide a taphonomical model for its fossil assemblage. To achieve this objective, a study area located at the western region of Rio Grande do Sul State, Brazil, was defined for acquisition of stratigraphical and taphonomical data.

Geological setting

The SCS is a 50 m (exceptionally up to 100 m) thick tectonically controlled second-order sequence (Zerfass *et al.*, 2003), lithostratigraphically known as the Sanga do Cabral Formation, formed in a narrow rift basin in southernmost Brazil

(Fig.1A) during a time interval of approximately 2 m.y, as estimated by Zerfass *et al.* (2003). Several fossil outcrops occur through the whole unit but the study area is restricted to the west of the state (Fig. 1B). The unit that lies unconformably over the Late Permian Rio do Rasto and Pirambóia formations (Andreis *et al.* 1980), and the outcrops studied here belongs to the region of São Francisco de Assis, Jaguari, São Pedro do Sul and Mata cities. Zerfass *et al.* (2003) presents a correlation between all localities where SCS crops out (Fig. 2).

The dominant facies association of the SCS comprises narrow, elongated lenses of intraformational, massive or trough crossbedded conglomerate (Gm and Gt lithofacies), and horizontal bedded sandstone (Sh lithofacies). These facies, ascribed to gravel bar (GB) and laminated sand (LS) architectural elements, display an important content of recycled material, such as lithic sedimentary fragments (Zerfass *et al.*, 2003). The elongated and thin GB/LS architectural elements are bound by subhorizontal surfaces. This feature indicates poorly confined channels, developed on a low gradient alluvial plain and under a low rate of accommodation space creation. It is likely that deposition took place during flash flood events developed under arid or semiarid conditions. Interlayered laminated mudstone lenses are also present and have been linked to deposition within small ponds and lakes.

Holz & Souto-Ribeiro (2000) identified nine main facies were recognized: Gmm, Gem, Gt and Gp (massive and stratified gravels), and Sp, Sr, Sh, SI, Ss (coarse/pebbly to fine sandstones), as Miall's method of classification (1985, 1996). The facies were organized into architectural elements CH (channels), GB (gravel bars), SB (sandy bedforms), DA (downstream accretion macroforms), LA (lateral accretion macroforms), LS (laminated sand sheets) and HO (hollows). The predominance of elements DA/SB and presence of the element HO point to a depositional model characterized by high-energy drainage system, with channels of low to moderate sinuosity (Miall 1996). The expressive presence of the element LS is related to ephemeral floods, with prevalence of upper flow regime and predominance of sand deposits.

Insert figure 01

Insert figure 02

Fossil content of SCS and regional correlation

The most abundant fossil remains of the SCS belong to stereospondyl temnospondyls (Lavina & Barberena, 1985; Dias-da-Silva et al. 2005; Dias-da-Silva et al. 2006a) and procolophonids (Cisneros & Schultz, 2002; Dias-da-Silva *et. al.*, 2006b; Cisneros, *accepted*) and least frequently finds of therapsids and diapsids. Such vertebrate remains occur highly disarticulated and fragmented (see further discussion). This situation rises considerations regarding their usefulness as biostratigraphical tools, due to the lack of integration between taphonomic and palaeontological framework. A possible way to gather useful information for the understanding of this taphocoenosis is the study of their fossilization. The early diagenesis and mineralization of bone is a crucial process in the fossilization of vertebrates, but this process has not been adequately studied yet. Therefore, a taphonomic study for the Sanga do Cabral Formation under a biostratigraphic and diagenetic approach intends to contribute to the understanding of this faunal association.

According to Andreis *et al.* (1980) the Sanga do Cabral unit also occurs in Uruguay, where the deposits are locally included to the Buena Vista Formation. This unit is correlated with the “impoverished zone” (*Procolophon* subzone *sensu* Neveling *et al.*, 1999) because of the presence of *Procolophon pricei* and *Procolophon brasiliensis* from the Karoo Basin in South Africa (Cisneros & Schultz, 2002); thrinaxodontid cynodonts (Abdala *et al.*; 2002); rhytidosteid stereospondyl (Dias-da-Silva *et al.*, 2005; Dias-da-Silva *et al.*, 2006a), a protorosaurian vertebra (Langer & Schultz, 1997) and a doubtful lystrosaurid stapes (Langer & Lavina, 1997). However, a recent review of the tetrapod content in both units suggests that they are sequentially correlated (*i.e.* the Buena Vista Formation is correlated with the lower part of the Katberg Formation [Karoo Basin, South Africa]; while the Sanga do Cabral Formation is correlated with the upper part of this South African unit, see Dias-da-Silva *et al.*, 2006b).

Nonetheless, the mode of preservation of tetrapods in both sequences is quite similar. Souto-Ribeiro & Holz (1998) proposed a “taphocorrelation” between Early Triassic depositional environments of southern África (Katberg Formation) and eastern South America (Sanga do Cabral Formation), claiming that they were deposited in quite similar conditions, because in both formations, sandstones are the dominant

facies, interbedded with conglomerates with extraclasts and intraclasts and conglomerates exclusively with intraclasts (major facies where fossils are found).

Material and Methods

The sedimentological and stratigraphical data was acquired from three correlatable outcrops within the study area (UTM coordinates 21 - 6722552 N/ 68350 E; 6727848 N/ 737202 E and 6693615 N/ 767218 E), from which a composite profile of the SCS was obtained (Figure 03). Thickness of the outcropping rocks in this sequence varies from 5 to 15 meters, with an average of 10 m in most sites.

Insert figure 03

Acquisition of taphonomic data encompassed the position of the materials *in situ*, orientation, packing and geometry of the skeletal concentration.

The recovered fossils are housed at the paleovertebrates collection of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul, in Porto Alegre, Brazil (IG/UFRGS). These materials were macroscopically examined, in order to gather information regarding the degree of disarticulation, and taxonomic identification.

The interpretation of the abrasion degree was based on the methodology developed by Fiorillo (1988), and modified by Cook (1995), as shown in the table 01. The degree of weathering was based on the methodology developed by Behrensmeyer (1978), as shown in table 02.

Petrologic data was used in order to evaluate diagenetic features. Microscopy is a technique commonly used in modern pathological practice but still underestimated in palaeontological investigation (Garland, 1989). Thin sections of 10 distinct skeletal remains (cranial and postcranial remains included) were assembled in order to observe SCS fossil diagenesis. Such thin sections were manufactured at the Laboratório de Laminação at IG/UFRGS. They were observed under a Zeiss Axioskope optical microscope, in order to identify the minerals present and observe if these minerals were either replacing the original bone or filling the gaps of pores and channels.

Insert table 01

Insert table 02

Geological data: description and interpretation

In the study area, the Sanga do Cabral Formation is formed by intraclasts bearing conglomerates and massive and laminated sandstones, besides some levels of massive mudstone. The composite profile of the SCS is shown in figure 03. The facies description and interpretation as depicted at the outcrops is given in table 03.

Insert table 03

It seems that the base of the succession was formed under an upper flow regime condition, producing fine-grained massive and parallel-stratified sandbodies. Hence, no defined channel systems developed during that depositional time.

The middle to upper portion of the profile shows a gradual shift from a mainly upper flow regime to a sedimentary regime with an alternation between upper and lower flow regimes, as reflected by the interfingering of sandstone with parallel bedding (facies Sh) and trough-cross bedded sandstone (facies St). There are at least three meter-thick Sh-St successions, which may be interpreted as the record of climatic cycles, recording the transition from upper to lower flow regime. In this cycles, the Sh facies reflects periods of high discharge, when the floodplain was taken by high energy, flash-flood-type flows. The St facies represent the waning stage of this flash-flood events, when the energy decreased and the flow regime turned from upper to lower conditions, hence producing bedform migration under more canalized flow conditions.

The massive mudstone levels might also be associated to the stage of waning floods, when the water flows became more canalized and mud might have been deposited in floodplain depressions forming huge and shallow ponds, which rapidly dried-out and were subsequently eroded by the next flash-flood event.

Fragments of duricrusts are frequent in the Gmi facies. Duricrusts are observed in several levels of SCS (Figure 04). They could be resultant from an hydromorphic process caused by seasonal variations of the phreatic water level in the floodplain deposits. During the wet season, when the phreatic level was higher and close to the surface, calcite deposition in pores and bone interstice took place. Still during this stage, a reductor environment was produced, allowing the retention of cations such as Fe^{2+} dissolved in the interstitial fluids. In spite of their availability, these cations were only deposited during the dry season, when intense vaporization produced a decreasing movement of the phreatic level, with the expansion of the vadose zone. Therefore, the strong oxygenation generated the precipitation of Fe^{3+} as hematite.

Insert figure 04

Another characteristic of this system is the presence of boulders inside the layers. A boulder of the fossil-bearing conglomerate is founded in Gme facies and a boulder of Gmi facies is founded in the St facies (Figure 05), showing the intense reworking of previous deposits.

Insert figure 05

This interpretation points to a depositional model characterized by an intermittent drainage system with a very irregular discharge regime. Channels must have been of low sinuosity due to the absence of LA elements. The Sanga do Cabral depositional model is similar to the model labeled the “Bijou Creek type” by Miall (1996), related to ephemeral floods, with prevalence of upper flow regime and predominance of sandy deposits. In this context, the fossil-bearing intraclastic conglomerates represent the onset of the high discharge periods, when the entire, long-time exposed floodplain was reworked.

It is noteworthy that the several conglomeratic levels in the stratigraphic profile show a significant difference: only the two basal conglomeratic levels bear extraclasts (mostly granite fragments), while the other conglomeratic layers are truly intraclastic conglomerates, with sandstone and mostly mudstone pebbles, besides of duricrusts.

This might reflect that the beginning of the development of the sedimentary succession as depicted in figure 03 was a time of base level changes and stream rejuvenation, resulting in an efficient drainage system bringing in sediments from new exposed source areas outside the study area. During the depositional time of the following conglomeratic levels, this source area was no longer active.

The tetrapod taphocoenosis, under the sedimentary viewpoint, has its origin related to the drier periods, evidenced by the fact that the fossils are mainly preserved in the intraclastic conglomerates. The drought periods may have favored the concentration of animals and caused death of a great number of individuals due to factors like food shortage, weakness or thirst, hence producing a large amount of skeletons. The available bones, with different weathering stages, underwent mechanical concentration during the subsequent flash-flood event.

Taphonomic data

The SCS fossiliferous content is constrained mainly inside the intraformational conglomerates. The taphonomic features are described in this section.

A - Qualitative taphonomic signature

The material is classified according to the “quality” of the register. Because fossils are disarticulated, this feature cannot be used to define a taphonomic class.

The well-preserved material, presents histological structure close to the original condition. In terms of abrasion degree, the fossils of this class are on stage 0 or 1, while that the weathering degree is 0.

The badly-preserved material, despite its good macroscopical appearance shows poor traces of its original histological structure. Regarding the abrasion, these fossils are identified as Cook (1995) stages 2 or 3 (Table 1) and Behrensmeyer (1978) weathering degree 3 (Table 2).

B - Potencial of hydraulic selection

One hundred and thirty one specimens were studied (totalizing about 160 skeletal remains). The degrees of articulation and hydraulic transportability (the so-called Voorhies Group – see Table 04) were the taphonomical features considered in this part of the study, as shown in Figure 06. It is quite interesting to note that almost half of the sample (46%) is composed of skeletal elements from Group I of Voorhies (*i.e.* they present a higher potential of hydraulic transport)

Insert table 04

Insert figure 06

C - Mineral composition and fossildiagenesis

Thin sections show that sediment paragenesis presents mainly grains of quartz and a few grains of plagioclase, biotite, opaque minerals and potassic feldspar dispersed within an argillaceous matrix rich in hematite. Clasts are weakly rounded (Figure 07).

Insert figure 07

D – Diagenetic patterns

Analysis of thin-sections shows both well-preserved and badly-preserved bone microstructure. Well-preserved bones present the original mineral structure, with apatite and histological characteristics, such as osteoplasts, Haversian and Volkmann channels (Figure 08). Conversely, in badly-preserved bones it is difficult to observe the original bone structure, which is usually replaced by minerals or permineralized. The main diagenetic process observable in the histological structure is permineralization or substitution (*i.e.*, infiltration of mineral-bearing solutions into pores in skeletal tissue during diagenesis or replacement from one mineral to another). The original apatite framework (formed by Haversian and Volkmann canals) was filled or replaced by hematite (rather concentrations) and calcite, as shown in Figure 09.

There is no evidence of intense brittle and plastic deformation of bones due to lithostatic compression. The diagenetic evolution of the SCS was very different from that of the overlying Santa Maria Formation, where displacive calcite has an important role in fossilization (Holz and Schultz, 1998).

Insert figure 08

Insert figure 09

Discussion

The small degree of grain rounding indicates that the source rock of the sediments is relatively close to the sedimentation area. This is also confirmed by the presence of easily alterable minerals, such as plagioclase and biotite. The existence of poorly selected material indicates that transport occurred within a water body, in agreement with the interpretation that fossils were transported in the channels of anastomosed palaeorivers. The presence of hematite indicates that the depositional environment was oxidant.

Palaeoecologists commonly use the analysis of the physic abrasion of teeth and bones as an evidence of reworking and transportation (Fiorillo, 1988; Lyman, 1994). The occurrence of materials resulting from different transportation episodes (consequently, from different ages) mixed together could indicate that the accumulation had different sites of origin (source-area). Therefore, the analysis of the abrasion is a primary step to identify the degree of reworking and transportation, features that will directly affect the time-averaging analysis, since materials with different abrasion stages, found in the same deposit possibly indicate long-term accumulation.

The high degree of abrasion found in SCS fossils is probably related directly to the grain size along which they were transported. As a result of the less rounded shape and thicker granulometry of the sediment, contact with the fossils produces a very high abrasion.

The taphonomic mode of occurrence agrees with the degree of reworking, which coincides with the deposition of intraclasts (mudstone or intraclasts from the conglomerates, see Figure 03). The small bone size, its fragile composition and the presence of materials with well-preserved bone ornamentation precludes long distance transport, hence, that is an indication that the bones were already pre-fossilized when transported.

The presence of smooth and regular breakage surfaces is an indicative of the process of pre-fossilization, as depicted by Reif (1971), who stated that the loss of elasticity occasioned by the permineralization creates this peculiar pattern of fractures, as also claimed by Behrensmeyer (1975), who observed a high degree of fragmentation of bones which underwent eodiagenetic processes prior to reworking. Hence, the occurrence of smooth and regular surfaces is an indication of reworking, and taphocoenoses containing bones with different abrasion degrees (more intense in bones deposited in channels) and different weathering stages (more intense in bones with long residence times at the floodplains) generally are indicative that time averaging has occurred (Trueman & Benton, 1997).

These characteristics resemble those found by Pereda-Suberbiola *et al.* (2000), who observed that in a dinosaur taphocoenosis recovered in braided fluvial deposits from the Cretaceous of Spain, the main taphonomical features are the rare articulated skeletal parts, the size-sorting and dominance of small elements, high spatial density variable degree of breakage and large proportion of splintering, the wide range of weathering and abrasion; and, no evidence of predatory activity.

Unfortunately, the quantification of the time averaging involved in continental vertebrate assemblages is not an easy task. Although the observation of features such as fragmentation allows the recognition of distinct depositional and diagenetic events, it does not permit to quantify the time span represented by the taphocoenosis.

Vertebrate bones found in channel deposits indicate that carcasses and/or individual bones experienced substantial transport prior to burial. This assumption

implies that they represent a mixture of animals who lived in different habitats (Behrensmeyer, 1988). Since most fossils are associated to channel deposits, it is presumable that there is a mixture of elements that inhabited different environments. The high proportion of skeletal elements that belong to the group I of Voorhies (1969) would corroborate the hypothesis that these remains from SCS were transported from outside.

The association of well-preserved remains with badly-preserved material in the same depositional level suggests different episodes of reworking and re-deposition. Such materials (bones and fine-grained floodplain sediments) were probably removed during flood events (highly common during Lower Triassic, a period characterized by intense seasonality – see Holz & Scherer, 2000). These two taphonomic features from the SCS present four different stages of abrasion and distinct diagenetic patterns as well (apatite in well-preserved bones and replacement or filling by calcite or/and hematite in their pores, Haversian, and Volkmann channels of bad-preserved materials).

As stated above, these features suggests the occurrence of time averaging in this taphocoenosis. In addition, fossil remains are found in Ss facies, which also indicates reworked sediments. Moreover, histological features also support the hypothesis of reworking and mixture of non-contemporaneous faunas.

Well-preserved fossils maintain their histological structure, keeping the original calcium phosphate, and only presenting a few crystals of hematite, deposited preferentially within medular channels and pores. Conversely, calcium phosphate is generally replaced by calcium carbonate and hematite in badly preserved materials.

This preservation pattern has no influence on the size proportions of the fossils, therefore, these fossils did not suffer the expansive effects of calcite precipitation, as in the Middle Triassic fossils of the Santa Maria Formation, Rio Grande do Sul State, Brazil (Holz & Schultz, 1998).

In the well-preserved bones, their medular channels and pores were only infilled by hematite and do not present replacing or infilling by calcite. Since hematite is characteristic of extremely oxidant environments (Balsam *et al.*, 2004), it can be assumed that well preserved bones were those exposed to dry conditions. On the other hand, those badly preserved specimens are infilled or replaced by calcite, which deposition is related to epochs where the phreatic level was higher (Da Rosa *et al.*,

2004; Bertoni-Machado & Holz, 2006), indicating stages of more humid conditions. In addition, the presence of rhyzolithes and glaebulae indicate paleosoils (Klappa, 1980), showing that this area was wet enough to develop vegetation.

Most contributions on Triassic palaeoclimatology claim that this time interval witnessed an essentially arid climate. Regarding the Lower Triassic Sanga do Cabral Formation, Souto-Ribeiro & Holz (1998) and Holz & Scherer (2000) state that the unit was deposited by a Bijou Creek-type river system (ephemeral fluvial channels). These features indicate seasonality, which is a key factor for the development of braided fluvial systems. This panorama is concordant to the climatic and depositional models proposed by Holz & Scherer (2000), as shown in Figure 10.

Insert figure 10

This cyclic alternation of the climatic conditions seems to have controlled the early diagenesis of the SCS taphocoenosis. The reddish colour of the paleosoil is usually viewed as the result of *in situ* chemical alteration of a limited dust supply producing iron oxides, especially hematite, so the composition of surrounding sediments controls the mineralogical composition of the fossil remains. Hematite contains only the oxidized form of iron, and high temperatures combined with a short period of limited rainfall, as describe by Maher (1998) allow its genesis. Hematite reaches its maximum concentration in high temperatures and it is an indicative of dry conditions (Balsam *et al.*, 2004). Conversely, the deposition of calcite commonly occurs in wet environments (Reichel *et al.*, 2005; Bertoni-Machado & Holz, 2006), once that the CaCO_3 is easily dissolved and transported in the vadose zone. Therefore, the bones of Sanga do Cabral taphocoenosis were filled or replaced by hematite during dry seasons. During flood episodes, these permineralized materials were exhumated from the floodplain deposits together with mudclasts and incorporated to the bedload of the depositional system. After deposition, those bones not already permineralized by hematite were filled by calcite. The presence of duricrusts at Gmi facies, a boulder of fossil-bearing conglomerates inside the Gme facies and a boulder of Gmi facies inside the St facies indicate the huge reworking of these deposits.

The table 05 summarizes the results and discussion presented above.

Insert table 05

Conclusions

The SCS consists of a braided river system, with channels, interchannel and sandflats, and which holds the main fossil associations in a facies formed by sandstones and conglomerates with lens-shaped clasts. Most of the vertebrate bones have been found in tabular-like channel deposits. The taphocoenosis of the SCS shows the following taphonomic features: size sorting with dominance of small elements, high degree of disarticulation/fragmentation, differences in diagenetic patterns.

Time averaging occurs in some degree, as attested by macroscopic features and microstructure evidence from thin sections. Well-preserved materials (less reworked) are associated with bad-preserved ones (more reworked). The presence of distinct minerals inserted in the bone matrix, indicates different periods of deposition, due to hematite is deposited in dry environments while calcite deposits in wet conditions. The large amount of hematite, related to dry environments, is consonant to the palaeoclimatology proposed for Lower Triassic continental environments.

Partly to total disarticulation of the skeletons and the degree of abrasion in the fossil bones are both related to sporadic overbank flows during stages of disarticulation and necrokynesis. Such events would occur during periods of seasonal rainfall. Materials previously deposited during dry season (probably prefossilized), would be exhumated and incorporated to the channel bedload, until they suffer new deposition during wet periods. This process produced the alternation shown in the diagenetic pattern of this fossil assemblage. The sum of taphonomic evidences indicate that the taphocoenosis from SCS records a mixture of faunas that lived in different habitats and was time averaged. Such situation constrains the usefulness of this fossil assemblage for palaeoecological purposes.

Acknowledgements

C B-M wishes thanks Conselho Nacional de Pesquisa (Cnpq, Brazil) funding, Dr. Vitor Paulo Pereira (UFRGS) for his assistance in petrographic analysis and Dr. Juan Cisneros (UFRGS) for his assistance in the english version. M.H.thanks to CNPq founding (grant 302666/04-4).

References:

- ABDALA, F., DIAS -DA-SILVA, S. and CISNEROS, J. C. 2002. First record of non-mammalian cynodonts (Therapsida) in the Sanga do Cabral Formation (Early Triassic) of southern Brazil. *Palaeontologia Africana*, 38: 92 – 97.
- ANDREIS, R.R; BOSSI, G.E. & MONTARDO, D.K. 1980. O grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul – Brasil. *In: Congresso Brasileiro De Geologia*, 31. Balneário de Camboriú. *Anais...*, 2: p.659 - 673.
- BALSAM, W.; JI, J. & CHEN, J. 2004. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 335 – 348.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1975. The taphonomy and paleoecology of Plio-Pleistocene vertebrate assemblages of Lake Rudilf, Kenya. *Bulletin of the Museum of Comparative Zoology*, 146: 473 – 578.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4:150 – 162.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1982. Time resolution in fluvial vertebrate assemblages. *Paleobiology*, 83: 211 – 227.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1988. Vertebrate preservation in fluvial channels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 183 – 199.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1991. Terrestrial vertebrate accumulations. *In: ALLISON, P. A. & BRIGGS, D.E. (eds). Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. Plenum Press: New York. p. 291 – 337.
- BEHRENSMEYER. A. K. & HILL, A. P. 1988. *Fossils in the Making – Vertebrate Taphonomy and Paleoecology*. Chicago: The University of Chicago Press. 338p.
- BEHRENSMEYER, A.K & HOOK, R.W. 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. *In: BEHRENSMEYER, A.K; DAMUTH, J.D.; DIMICHELE, W.A.; POTTS, R. SUES, H.D. & WING, S.L. eds. Terrestrial ecosystems through time*. University of Chicago Press: Chicago. p.15 – 136.
- BERTONI-MACHADO, C. & HOLZ, M. 2006. Biogenic fossil concentration in fluvial settings: an example of a cynodont taphocoenosis from the middle triassic of southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(3):273 – 282.
- CISNEROS, J.C. *accepted*. Taxonomic status of the reptile genus *Procolophon* from the Gondwanan Triassic. *Palaeontologia Africana*.
- CISNEROS, J.C. & SCHULTZ, C.L. 2002. *Procolophon brasiliensis* n. sp., a new procolophonids reptile from the Lower Triassic of southern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*, 11: 641 – 648.

- COOK, E. 1995. Taphonomy of two non-marine Lower Cretaceous bone accumulations from southeastern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116: 263 – 270.
- Da ROSA, A.A.; PIMENTEL, N.L.V. & FACCINI, U.F. 2004. Paleoalterações e carbonatos em depósitos aluviais na região de Santa Maria, Trássico médio a superior do sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 31(1): 3 – 16.
- DIAS-DA-SILVA, S.; MARSICANO, C. & SCHULTZ, C.L. 2005. Early Triassic temnospondyl skull Fragments from southern South America (Paraná Basin, Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(2):165 – 172.
- DIAS-DA-SILVA, S.; MARSICANO, C. & SCHULTZ, C.L. 2006a. Rhytidosteid temnospondyls in Gondwana: a new taxon from the lower Triassic of Brazil. *Palaeontology*, 49(2): 381 – 390.
- DIAS-DA-SILVA, S.; MODESTO, S.P. & SCHULTZ, C.L. 2006b. New material of *Procolophon* (Parareptilia: Procolophonoidea) from the Lower Triassic of Brazil, with remarks on the age of Sanga do Cabral and Buena Vista Formations of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43: 1685 – 1693.
- EFREMOV, J.A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan-American Geologist*, 74: 81-93.
- FIORILLO, A.R. 1988. Taphonomy of hazard homestead quarry Ogallala Group, Hitchcock County, Nebraska. *Contributions to Geology*, 26: 57 – 97.
- GARLAND, A.N. 1989. Microscopical analysis of fossil bone. *Applied Geochemistry*, 4: 215 – 229.
- HOLZ, M. & SCHULTZ, C.L. 1998. Taphonomy of the Brazilian Triassic paleoherpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31: 335 – 345.
- HOLZ, M. & SCHERER, C.M.S. 2000. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimate change during the South Brazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. *Zentralblatt für Geologie und Paleontologie*, 1 11 – 12: 1589 – 1609.
- HOLZ, M. & SIMÕES, M.G. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 231p.
- HOLZ, M. & SOUTO-RIBEIRO, A. 2000. Taphonomy of the south Brazilian Triassic vertebrates. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 491 – 494.
- KIDWELL, S.M., FÜRSICH, F.T., AIGNER, T. 1986. Conceptual framework for the analisys and classification of fossil concentrations. *Palaios* 1, 228 – 238.
- KLAPPA, C.F. 1980. Rhizolithes in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. *Sedimentology*, 27: 613 – 629.
- Cristina Bertoni-Machado.** Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

- LANGER, M.C. & LAVINA, E.L. 2000. Os amniotas do Neopermiano e Eotriássico da Bacia do Paraná – répteis e “répteis mamalimorfes”. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds). *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigações do Gondwana, Porto Alegre: Editora da UFRGS. pp. 210 – 235.
- LANGER, M.C. & SCHULTZ, C.L. 1997. Further comments on the Brazilian protorosaurs. In: XIII Jornadas Argentinas de Paleontologia de Vertebrados. *Ameghiniana*, 34: 537.
- LAVINA, E.L. & BARBERENA, M.C. 1985. Anfíbios ritidosteídeos e lidekkerinídeos da Formação Sanga do Cabral (Triássico inferior do Rio Grande do Sul): implicações bioestratigráficas e geocronológicas. *Iheringia*, Série Geologia, 10: 19 – 27.
- LYMAN, R.L. 1994. *Vertebrate Taphonomy*. Cambridge University Press, 550 pp.
- MAHER, B.A. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25 – 54.
- MIALL, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin. 582pp.
- NEVELING, J.; RUBIDGE, B.S. & HANCOX, P.J. 1999. A lower *Cynognathus* Assemblage Zone fossil from the Katberg Formation (Beaufort Group, South Africa). *South African Earth Sciences*, 95: 555 – 556.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X.; ASTIBIA, H.; MURELAGA, X.; ELORZA, J.J. & GÓMEZ-ALDAY, J.J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 247–275.
- REICHEL, M. & SCHULTZ, C.L. & PEREIRA, V.P. 2005. Diagenetic pattern of the vertebrate fossils from the Traversodontid Biozone, Santa Maria Formation (middle Triassic of Rio Grande do Sul, southern Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(3): 173 – 180.
- REIF, W.E. 1971. Zur Genese des Muschelkalk-Keuper Grenzbonebeds in Südwestdeutschland. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*, 139: 369 – 404.
- SOUTO-RIBEIRO, A.W. & HOLZ, M. 1998. The Early Triassic Sanga do Cabral (Paraná Basin, Brazil) and Katberg Sandstone (Karoo Basin, South Africa) formations: a possible “taphocorrelation”. In Gondwana 10: event stratigraphy of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1 – A): 189.
- TRUEMAN, C.N. & BENTON, M.J. 1997. A geochemical method to trace the taphonomic history of reworked bones in sedimentary settings. *Geology*, 25: 263 – 266.

- TURNBULL, W.D. & MARTILL, D.M. 1988. Taphonomy and preservation of a monoespecific titanotheres assemblage from the Washakie Formation (late Eocene), Southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 91 – 108.
- VOORHIES, M.R. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. *Contributions to Geology. Special Paper*, 1: 69.
- ZERFASS, E., LAVINA, E. L., SCHULTZ, C.L., GARCIA, A. J. V., FACCINI, U.F. & CHEMALE, JR, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161: 85 – 105.

Figure Caption

Figure 01: Location Map of Sanga do Cabral Supersequence. In (A) location of Paraná Basin, a narrow rift basin. In (B) location of major outcrops discussed in this paper.

Figure 02: Stratigraphical cross-section (E–W) based on log correlation showing Triassic supersequences and sequences, their bounding surfaces, facies and fossil content (*datum*: base of the Botucatu Formation). SM1 = Santa Maria 1 sequence, SM3 = Santa Maria 3 sequence, SSB = supersequence boundary, SB = sequence boundary, TS = transgressive surface, MFS = maximum flooding surface, LF = Leão Fault, P = *Procolophon* Range Zone, T = Therapsid Cenozone, R = Rhynchosaur Cenozone, J = *Jachaleria* Interval, D = *Dicroidium* Flora (from Zerfass *et al.*; 2003).

Figure 03: composed profile of the main bearing-fossil localities from the SCS. Note that fossil remains are mainly found within intraconglomerates.

Figure 04: Duricrusts formed in the floodplains by variation on the phreatic level. Herein, they are founded at Gmi facies, indicating some degree of reworking.

Figure 05: Different boulders discovered at Gme and St facies. In (A) boulder of a fossil-bearing conglomerates and (B) boulder of Gmi facies founded inside the St level.

Figure 06: Degrees of articulation and hydraulic transportability. In (A) articulated and disarticulated ratio of the skeletal elements (n= 160). In (B) degree of hydraulic transportability based on Voorhies (1969) (n= 156). The difference between values is due the fragmentary state of four elements, precluding identification.

Figure 07: Petrographic plate of facies Gmi, from where the fossils are recovered. Note the great amount of immature minerals, like k-feldspar plagioclase and biotite, besides opaque minerals and hematite, dispersed within an argillaceous matrix, with abundant amount of quartz cristals.

Figure 08: Transversal cross-section of a long bone, in the so-called well-preserved bone, showing the original structure. In (A), enhancement of 2,5 x, showing the medullar region of the bone, marked by high concentration of hematite (H), and the cortical region, where the Havers channels form lamellas. (B), compact bone (CB) with lamellae, enhancement 5 x. In (C), the asterisk marks a 10 x enhancement of the same region marked in B. Finally, (D) presents a 20 x enhancement showing details of the Havers channels (HC) and Volkmann channels (VC).

Figure 09: Example of badly-preserved bones. (A) cortical bone heavily permineralized by hematite (brown-reddish spots), destroying the internal bone structure, enhancement 2,5 x. (B) opaque minerals (om) and quartz (Q), cutting the bone lamellae (b), enhancement 5x. (C), the remains of the cortical bone is completely taken by hematite. Enhancement 10x. (D) detail of C, evidencing the large amount of hematite. Enhancement 20x.

Figure 10: Palaeoclimatology proposed for the Brazilian Triassic. The Sanga do Cabral formation presents a low humidity level, what probably would generate an ephemeral river system, and the low rate of accommodation space would led to a braided system, according to Miall (1996). Modified from Holz & Scherer (2000).

Tables

Table 01: Facies description and interpretation, based on Miall (1992).

ID	Facies description	Facies interpretation
Gme	Conglomerates with extraclasts and intraclasts, presence of boulders	Flash floods with input from rejuvenated source areas
Gmi	Conglomerates exclusively with intraclasts and fragments of duricrusts	Intrabasinal flash floods
Sh	Horizontally laminated sandstones	Sand transport under upper flow regime
Sl	Sandstone with low angle cross lamination	Sand transport under upper flow regime over washed-out dunes
Sm	Massive or very incipiently laminated sandstones. with glaebulae and/or concretions	highly sorted sand transported under upper flow regime
St	Trough bedded sandstone	Dune migration under lower flow regime
Mm	Massive or incipiently laminated mudstone	Clay/silt rainout in standing water bodies

Table 02: Identification of the abrasion stages of the bones, according to Fiorillo (1988) and Cook (1995).

Abrasion Stage	Characteristics
Stage 0	The bone (or tooth) is fresh and shows no abrasion; the borders of the bones and its processes are well-defined, without any or with a very low degree of abrasion.
Stage 1	Subangular: the borders and the bone processes are relatively abraded.
Stage 2	Subrounded: the borders of the bones are rounded, but the processes are still recognizable; moderated abrasion degree.
Stage 3	Rounded: the borders are totally rounded and the processes can only be noted.
Stage 4	Extremely rounded: extreme abrasion.

Table 03: Classification of weathering stages based on Behrensmeyer (1978).

Weathering degree	Description
0	Usually the bones are “fresh”, with tissue remains within their cavities, skin or muscle remains covering their surface; the bone surface does not present any sign of cracks.
1	Fat, skin, or other tissues might not be present; bones begin to present cracks, usually parallel to its fibrous structure (<i>e.g.</i> longitudinally in long bones).
2	Small remaining pieces of ligaments, cartilage and skin can be present; superficial layers of bones start losing flakes, associated to cracks; the bone limits, small flakes of bone can detach.
3	In this stage, soft tissues are rare; the bone surface is characterized by weathered pieces, resulting in a fibrous surface.
4	Bone surface presents a fibrous texture, with the occurrence of large and small flakes that can be detached when the bone is moved and even the inner cavities are already weathered
5	Bone disintegration. In this stage, the large pieces of bone are broken when the material is moved. The original bone shape can be hard to identify.

Table 04: Potential of hydraulic transportation or Voorhies Groups

Voorhies Group	Skeletal parts
I	Phalanges, ulnae, radii, esterna, tarsals, carpals and vertebrae
II	Humeri, femora, ribs and clavicles
III	Skull, lower jaw and teeth

Table 05: Summary

Sedimentary Context	Channel deposits
Lithology	Sands, gravels, mudclasts and conglomerates
Taphonomic Features	
Sorting	Smaller and lighter elements more common (see Voorhies Groups at figure H)
Abrasion	Mostly materials in stage 3 of abrasion
Fragmentation	Variable, usually broken parts
Associated skeletal parts	Rare
Body sizes	Very variable (from 1 cm to 20 cm), but predominance of small ones
Interpretative notes	Bones parautochthonous or allochthonous, with some degree of time averaging; representative of large areas of the drainage basin.

Figures

Figure 01

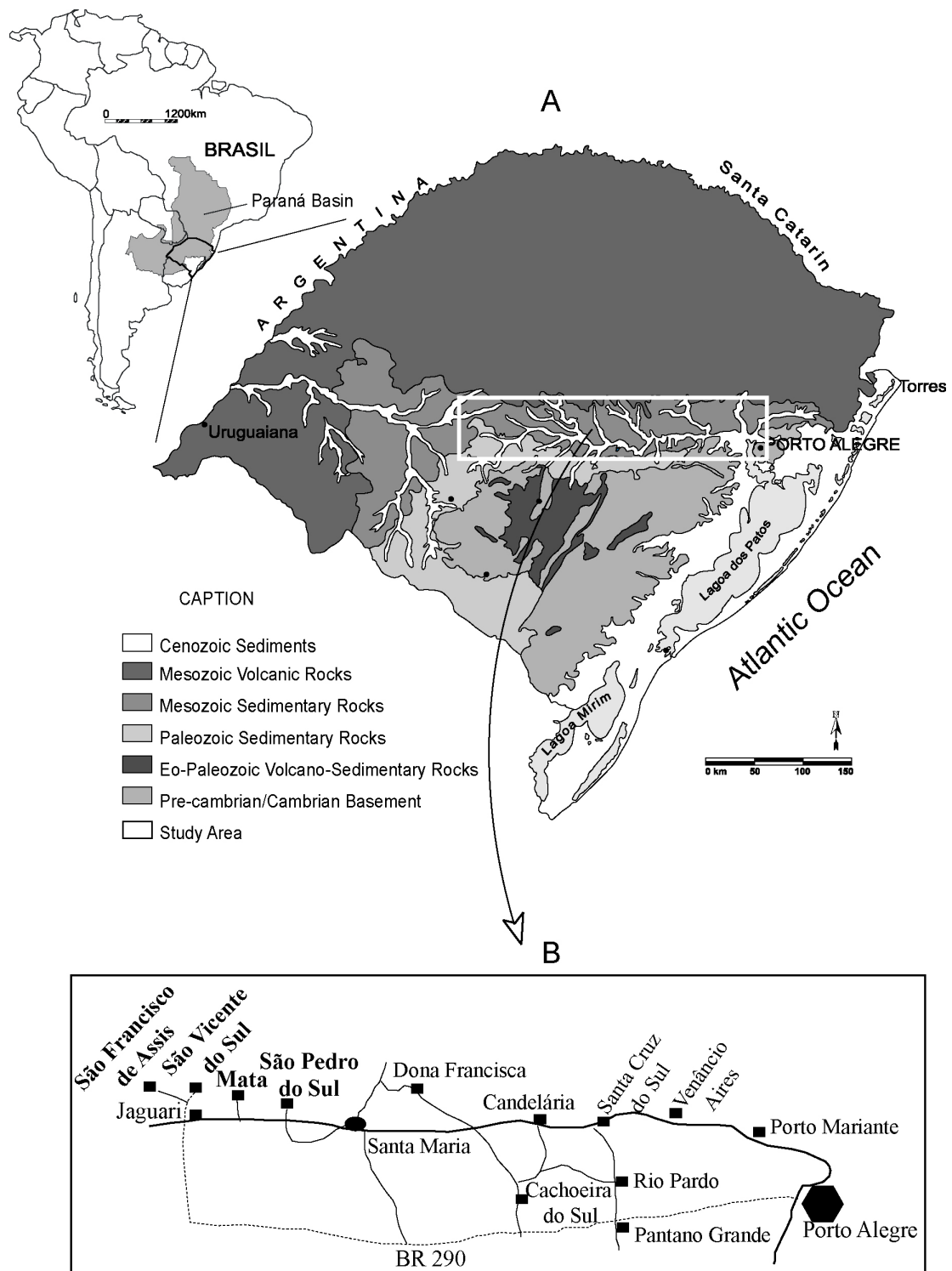


Figure 02

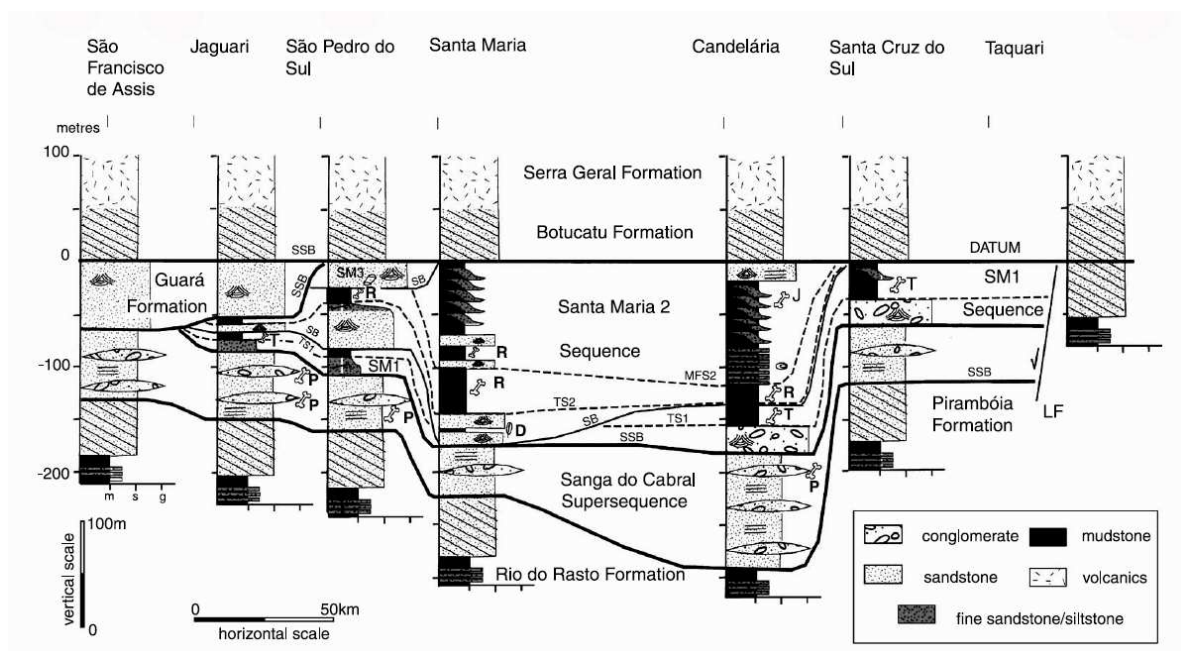


Figure 03

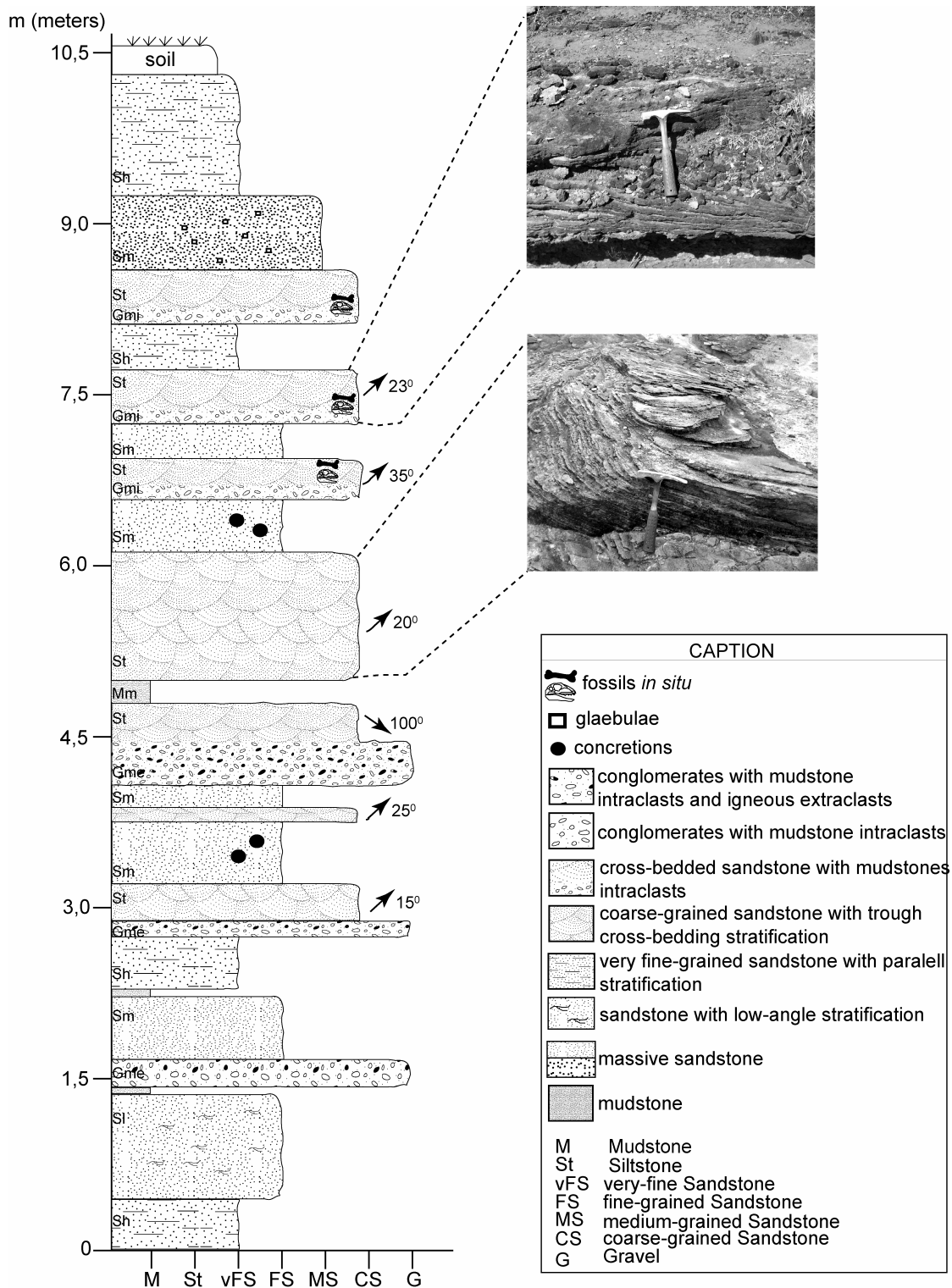


Figure 04

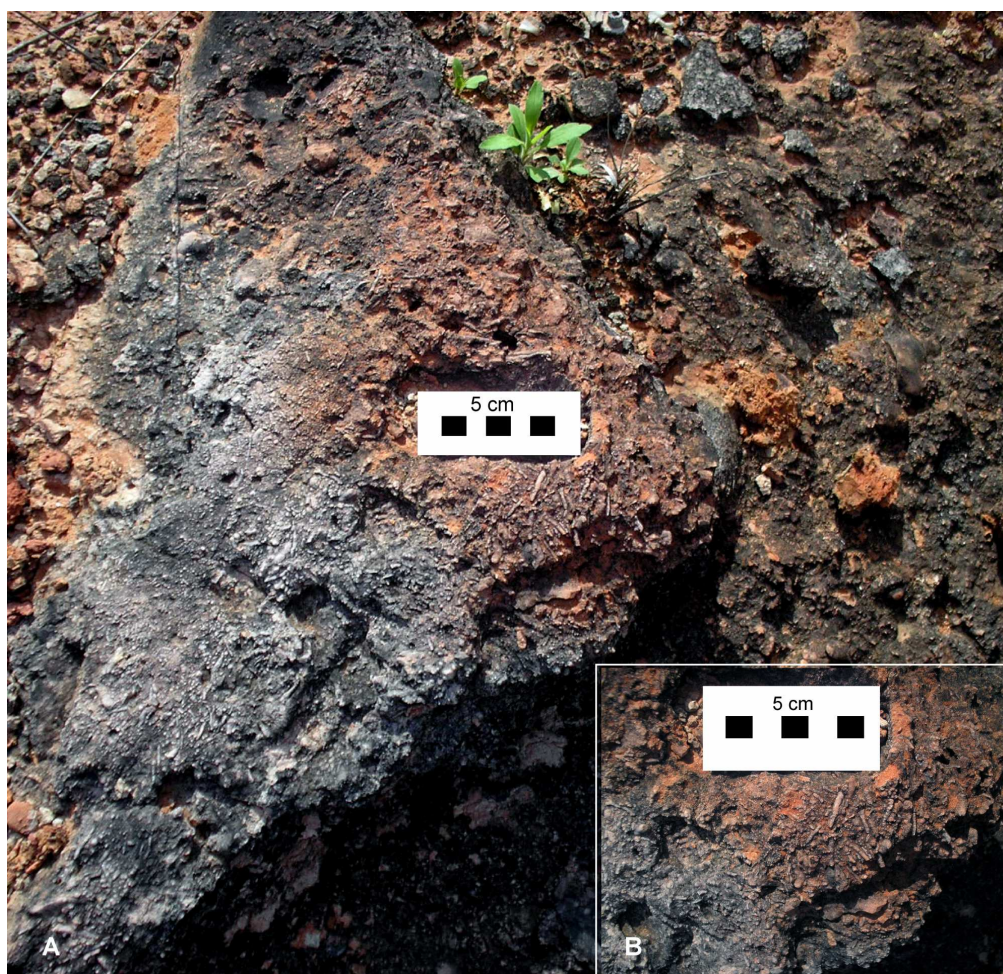


Figure 05



Figure 06

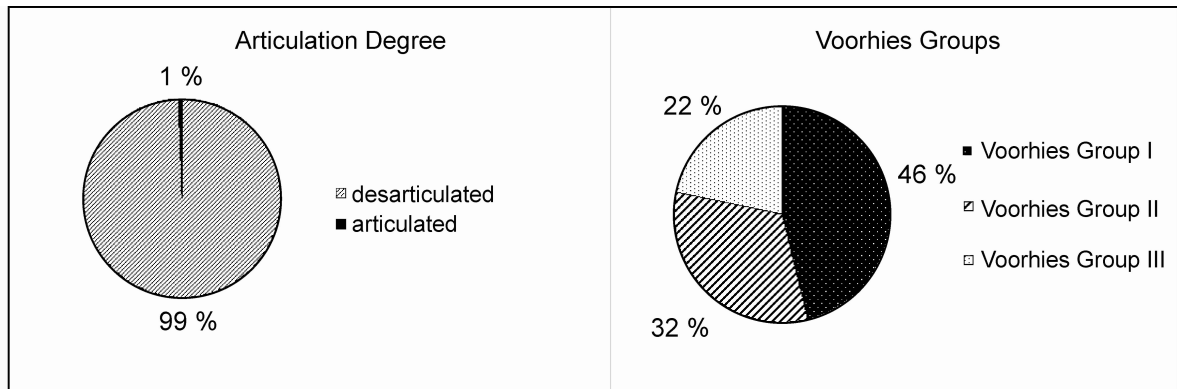


Figure 07

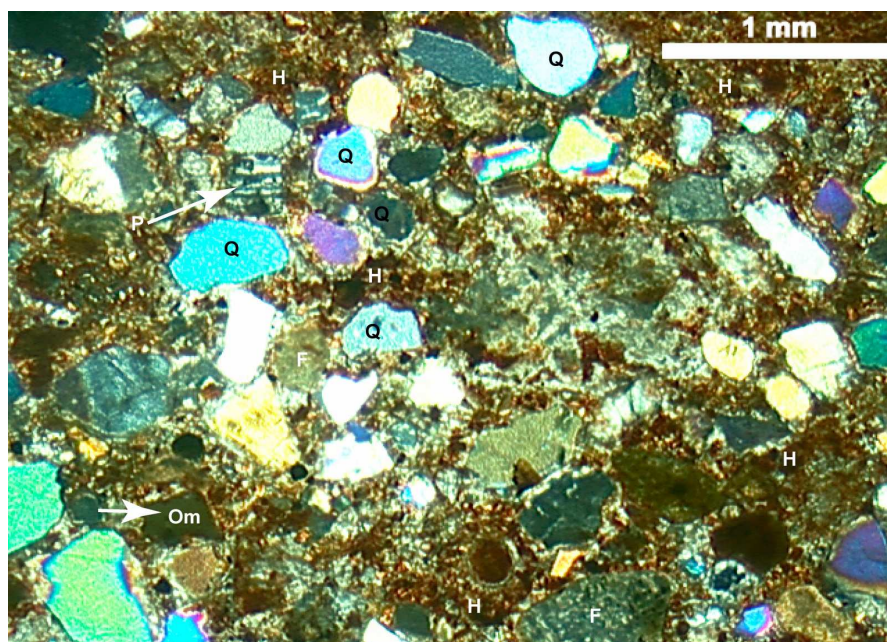


Figure 08

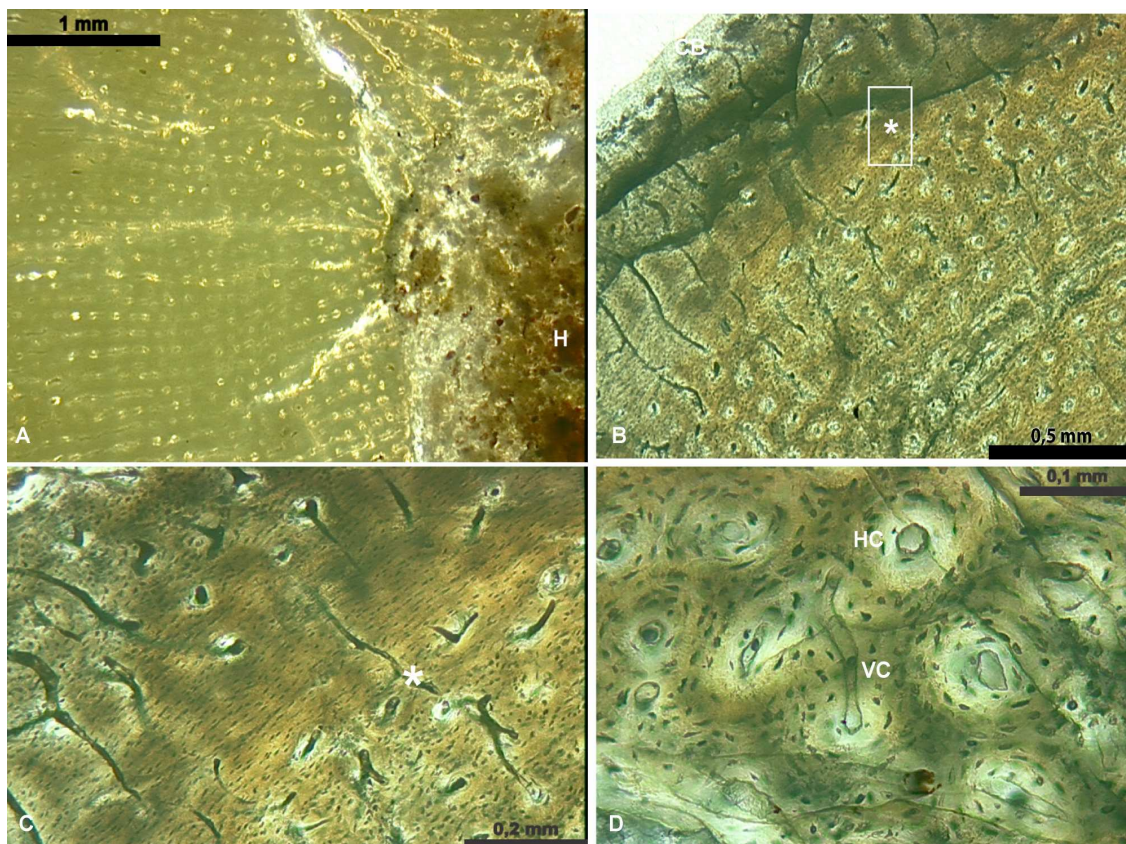


Figure 09

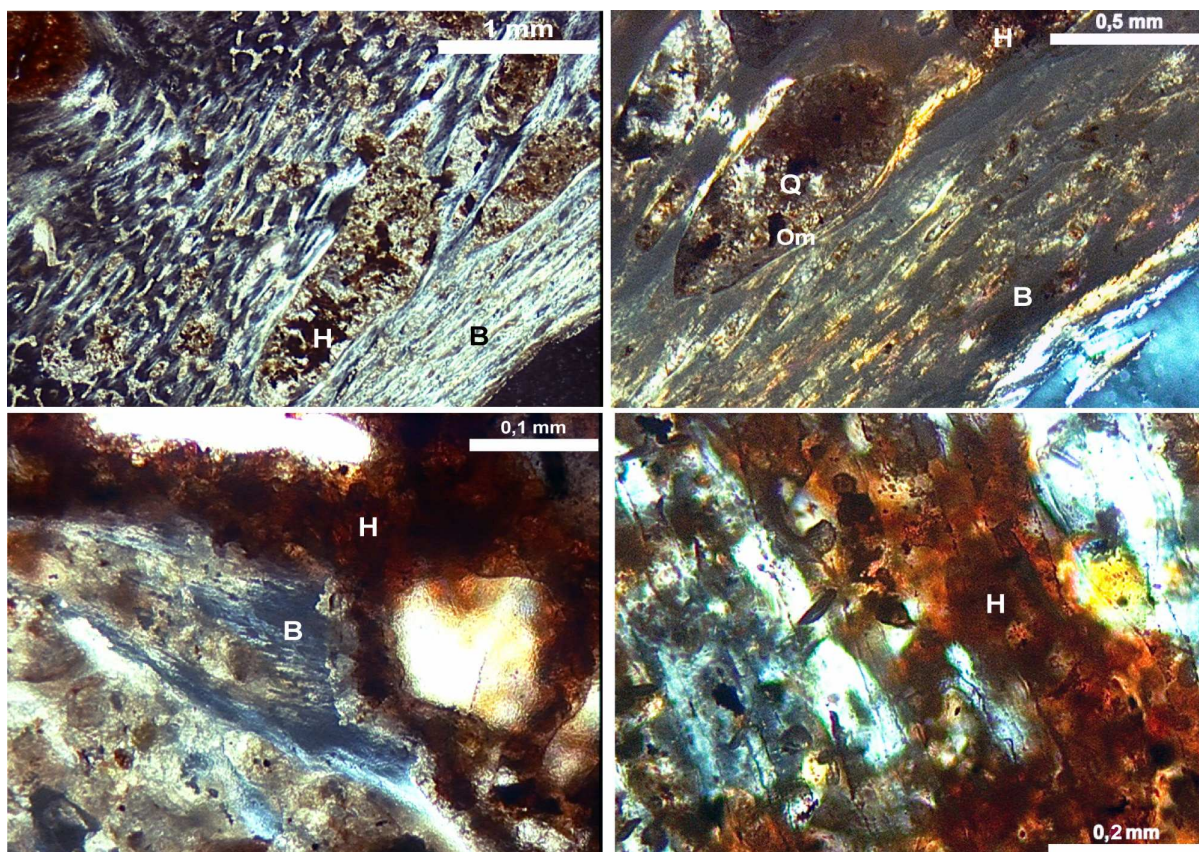
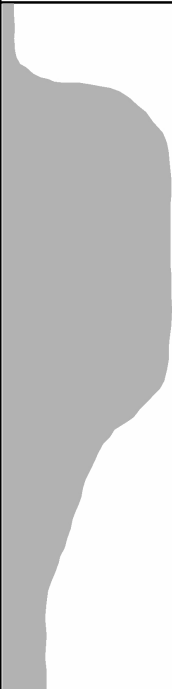


Figure 10

Geochronology		Lithostratigraphy	Climate variation	
			Humidity	Description
Cretaceous		Botucatu Formation		dry eolian system
Jurassic				fluvial system indicative of humid climate
T R I A S S I C	Rethic	Mata Sandstone		perennial braided river system
	Norian			anastomosed river system
		Caturrita Formation		
	Carnian	Santa Maria Formation		ephemeral braided river system
	Ladinian			
	Anisian			fluvial and eolian depositional system
	Scythian	Sanga do Cabral Formation		

CAPÍTULO 7

Discussão

Conclusões

Referências Bibliográficas

7.1 Discussão

Em extensão, os depósitos de planície fluvial aparecem, em ordem decrescente, nos sistemas fluviais canais anastomosados, meandantes e entrelaçados, sendo nos últimos bastante raros e muitas vezes ausentes, já que os canais entrelaçados são bastante instáveis e os finos da planície de inundação são constantemente erodidos e incorporados ao canal, sendo transportados para outras regiões (deltas). Bakker (1977) sugere que há uma melhor representatividade de vertebrados de ambientes lacustres ou de pântanos do que vertebrados que vivem em planícies bem drenadas e tal fato parece ser corroborado por Tappen (1994), que afirma que ossos encontrados em ambientes úmidos se preservam melhor que os encontrados em ambientes secos.

Fósseis encontrados nos depósitos mesotriássicos do Rio Grande do Sul estão em sedimentitos relacionados às planícies, como os encontrados no Membro Alemoa da Formação Santa Maria. Em termos gerais, os fósseis apresentam-se desarticulados e/ou fragmentados, mas aparecem casos de materiais articulados, quase completos. Holz & Barberena (1994) associam este tipo de preservação à baixa taxa de sedimentação das planícies, bem como o alto tempo de residência dos restos orgânicos na superfície (marcas de intemperismo) e a ação de necrófagos sobre as carcaças, sendo estes os principais agentes de concentração e desarticulação dos fósseis, uma vez que nestes depósitos não há evidência de transporte hidráulico.

O artigo de Bertoni-Machado & Holz (2006), apresentado no capítulo 3 da presente tese, confirma os dados trabalhados por Holz e Barberena (1994). Em uma área de planície provavelmente pantanosa (haja visto a grande variação do lençol freático, indicando que provavelmente naquele lugar havia a formação de pequenos lagos temporários), são encontrados restos de cinodontes herbívoros (em uma proporção muito maior) e de carnívoros, além de um arcossauro de hábitos aquáticos. Os autores afirmam que a manutenção deste pequeno lago possibilitou a organização de uma estrutura populacional ao redor e que a tafocenose resultante seria um retrato desta comunidade. A grande quantidade de crânios e mandíbulas de cinodontes herbívoros estaria associada a padrões de predação/necrofagia por parte dos cinodontes carnívoros e dos arcossauros, que deixariam estes restos, de menor valor nutricional.

O artigo apresentado no capítulo 5 também descreve uma concentração de cinodontes em depósitos de planície de inundação. Como variação ao trabalho de

Bertoni-Machado & Holz (2006), este apresenta a primeira concentração monotípica de cinodontes para o Triássico Brasileiro. Como a estrutura populacional indica que existem elementos em diversos estágios ontogenéticos, supôs-se que a morte foi do tipo *não-seletiva*. O modo caótico de preservação estaria associado a alterações biogênicas na tanatocenose resultante. Os autores propõem, portanto, que a tafocenose encontrada é uma assembléia monotípica, gerada pela ação de um predador, semelhante ao encontrado em comunidades de grandes mamíferos predadores atuais, que elegem locais preferenciais para alimentação ou para o estoque de alimentos, muitas vezes constituídos por uma única espécie de presa. Ainda que não discutido no artigo, especula-se que esta seria a evidência de um comportamento gregário destes terápsidos.

Tais modos de preservação são condizentes com as hipóteses apresentadas por Behrensmeyer & Hook (1992) e sumarizadas no quadro 01 do capítulo 1. Neste trabalho, os autores dizem que as características tafonômicas esperadas para depósitos de planície de inundação bem drenadas (secas), são as presenças de esqueletos tanto articulados quanto desarticulados e com evidências de predação/necrofagia e de evidências de formação de paleossolos.

Os exemplos descritos nos artigos aqui apresentados tratam de restos esqueléticos desarticulados, com evidências (ainda que secundárias) de necrofagia. Mas existem também, dentro do pacote Triássico do RS, exemplos de restos articulados ou semi-articulados, em depósitos de finos, com níveis de paleossolos. Estes fósseis aparecem em número muito menor que materiais isolados, e geralmente ocorrem juntos. Alguns trabalhos a respeito deste tipo de preservação já foram efetuados, mas até o momento não resultaram em publicações completas. Veiga de Oliveira *et al.* (2006) descrevem um espécime de cinodonte carnívoro (Fig. 43), ainda não-descrito, encontrado quase completo, em depósitos finos, avermelhados, coletado em um afloramento (Fig. 44) no município de Agudo, RS. Desta localidade foram coletados diversos materiais, em sua grande maioria, desarticulados e todos dentro dos sedimentos finos da base do afloramento. No topo, onde aparecem arenitos com cruzadas festonadas associadas a depósitos de canal, até o momento, nada foi encontrado.

Os autores dizem que este espécime, sofreu com a ação biogênica por outro cinodonte, herbívoro, devido à presença de um dente canino (cuja morfologia assemelha-se aos de *Exaeretodon*) na região occipital do cinodonte carnívoro. Esse fato, associado a uma curvatura da coluna semelhante a normal, indicam que este animal não

ficou muito tempo exposto, já que, devido à dessecação, carcaças expostas por bastante tempo geralmente apresentam uma curvatura peculiar, com o crânio voltado para trás. Ainda que *Exaeretodon* seja descrito na literatura como sendo um herbívoro, por causa da morfologia dentária, este caso poderia ser uma evidência de que, em tempos difíceis, como numa época de escassez de vegetação em períodos muito secos, estes animais se alimentassem de carcaças de outros, sendo um exemplo claro de necrofagia.

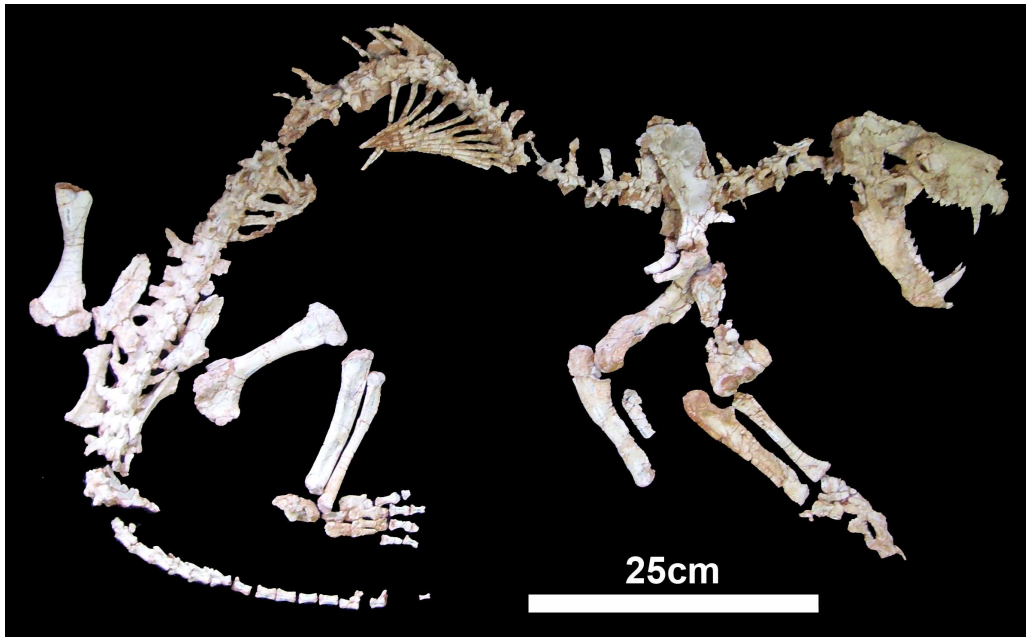


Figura 43: Esqueleto quase completo de cinodonte herbívoro, encontrado no Município de Agudo, em depósitos finos. Nesta localidade encontram-se diversos fósseis, grande parte desarticulados, o que torna este achado de grande importância. Na região occipital foi encontrado um dente canino relacionado a um cinodonte carnívoro, indicando algum tipo de ação biogênica sobre essa carcaça. Foto cedida por Téo Oliveira.

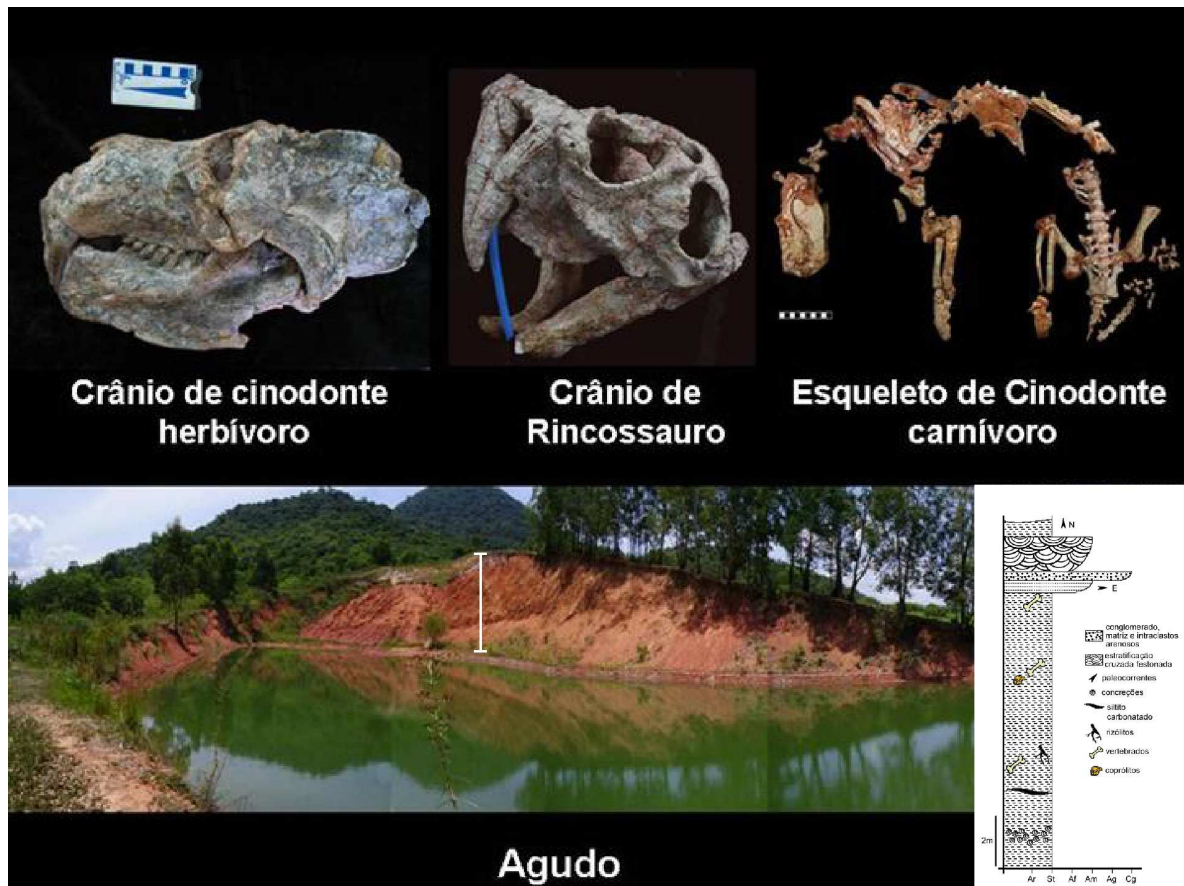


Figura 44: Afloramento Janer, em Agudo, RS. O pacote apresenta aproximadamente 15 metros de espessura, sendo uns 10 metros de siltitos avermelhados, quase sempre maciços, com pequenos níveis com estratificação plano-paralela e níveis com conglomerados intraformacionais de clastos de argila, dentro da matriz siltica. Os fósseis quase sempre são desarticulados e isolados, com exceção do espécime descrito anteriormente. Figura de Téo Oliveira.

Outro exemplo que poderia ser citado é de um arcossauro de grande porte, encontrado parcialmente articulado (Fig. 45), associados a outros restos esqueléticos de arcossauros também parcialmente articulados (Schultz, *comm. person.*) em depósitos finos, descritos como de planície de inundação. A primeira pessoa a estudar esta tafocenose (Mori, 2006), classificou-a como representante de uma paleofauna autóctone, sem alteração por agentes biogênicos e sem evidências de morte catastrófica, mas não aprofundou mais o tema. Pretto & Bertoni-Machado (2007) re-estudaram o material e concordaram com Mori (2006) ao afirmar que ocorreu uma morte natural, provavelmente por inanição ou doença. Analisando os processos tafonômicos envolvidos na gênese deste fóssil, descreveram que a porção anterior do corpo, com bastante conteúdo visceral, e o crânio bastante cinético, sofreram uma

desarticulação acentuada, enquanto a porção posterior do corpo, cujos tecidos moles seriam compostos basicamente de músculos e tendões, pode ter se mumificado. Até (e talvez durante) o evento de soterramento final, apenas os ossos da porção anterior do corpo teriam sofrido algum transporte, daí seu espalhamento ou falta no fóssil. Tal transporte provavelmente não foi efetuado por correntes hidráulicas, já que não há evidências geológicas que suportem isso, além de não haver nenhuma orientação preferencial dos ossos. Desta maneira, especula-se que o material também foi alterado por ação de fatores biogênicos, como necrófagos (talvez cinodontes carnívoros ou outros arcosauros de menor porte).

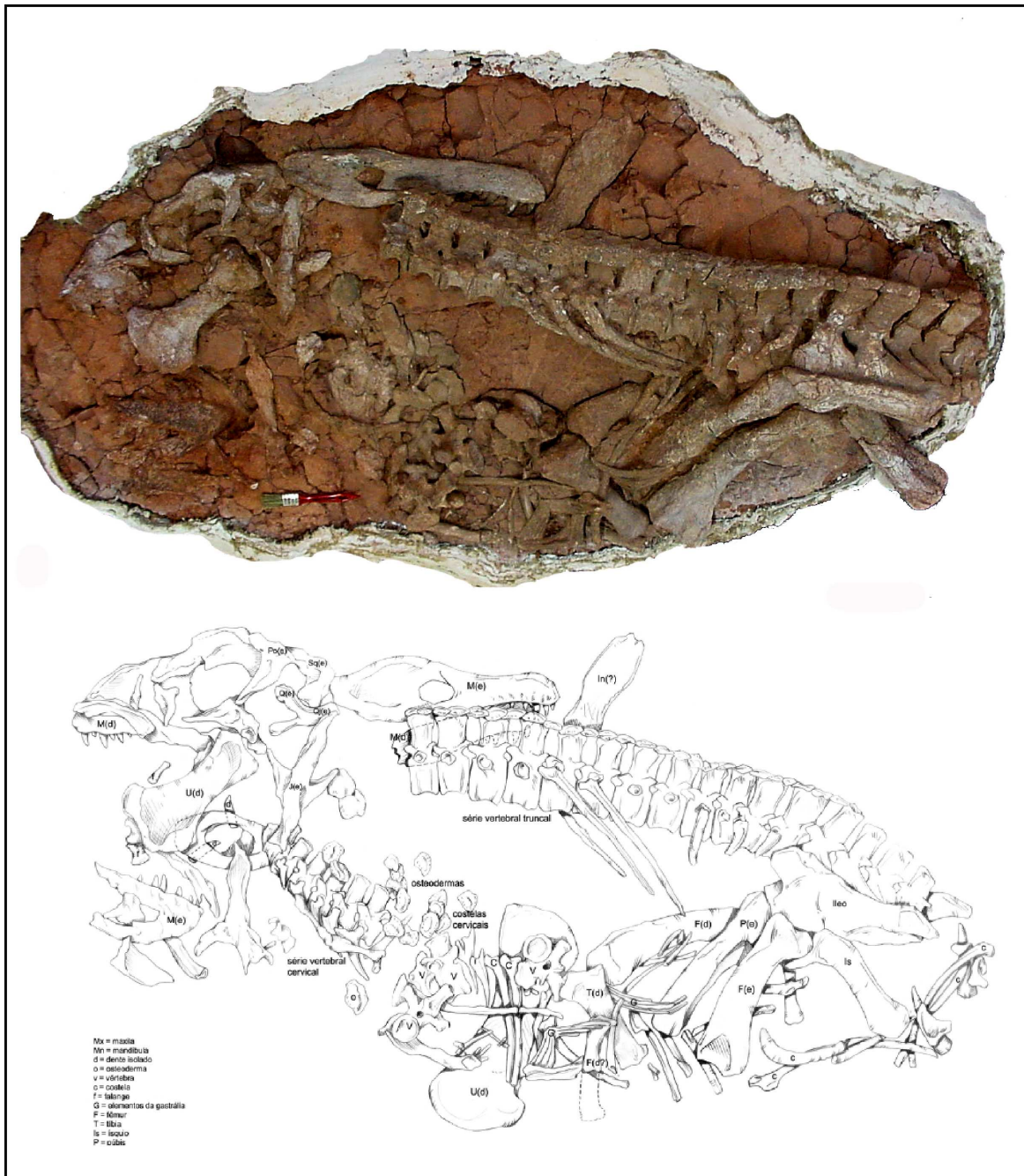


Figura 45: Esqueleto semi-articulado de arcosauro rauissuquídeo, de grande porte. Na foto, observa-se o bloco com o material na posição em que foi encontrado. No desenho, uma reconstrução de todas as peças esqueléticas, na posição em que estavam antes de serem tiradas do bloco. Observar que a região posterior do esqueleto (coluna lombar e membros inferiores) apresenta-se bem articulada, inclusive com placas dermais sobre as vértebras. A região anterior do corpo aparece bastante desarticulada e num estado caótico de organização. Desenho de Téo Oliveira. Escala: pincel de 20 cm.

De qualquer maneira, quase sempre os depósitos Triássicos associados a planícies são relacionados às planícies distais. Em teoria, como observado no quadro 08, estes depósitos apresentam uma baixa taxa de sedimentação, o que gera acúmulo *attritional* de restos esqueléticos, com alto grau de desarticulação e intemperismo (estágios 4 a 6). Como os materiais do RS apresentam-se geralmente muito concrecionados, a identificação do grau de intemperismo geralmente é mascarada, mas pode-se especular que até o momento, os fósseis encontram-se do modo esperado, segundo o modelo proposto por Holz & Simões (2005). Desta forma, poderíamos pensar que os afloramentos que apresentam um padrão diferente de preservação, com restos esqueléticos articulados ou semi-articulados talvez não sejam de depósitos considerados *a priori*, como de planícies distais. Além de boas descrições faciológicas, através de levantamento de perfis mais acurados, uma das formas de identificar pequenas variações na granulometria, que não sejam observadas a olho nu, mas que pudessem indicar que os depósitos não são, necessariamente, de planície distal, seria a análise sedimentológica em intervalos de centímetros, fazendo um perfil bastante acurado.

O afloramento Janer, mostrado na Figura 44, é um dos casos que deverão ser estudados em breve. Ainda que a primeira vista só se observem finos de planície distal, associados às evidências de paleossolos, em coletas recentes observou-se que alguns dos fósseis mais articulados estavam associados a pequenos níveis com intraclastos argilosos, que não aparecem no perfil esquemático mostrado em tal figura. Ainda que preliminarmente, poder-se-ia associar este estado de preservação (mais articulados, mais bem preservados) a estes níveis de intraclastos, indicando que talvez este não seja um depósito de planície distal, mas sim de planície proximal. Vale lembrar que as características tafonômicas esperadas pra tal ambiente são uma quantidade alta de fósseis, com baixa taxa de desarticulação, padrões que parecem encaixar com o que ocorre em tal afloramento, só para citar um exemplo.

Como descrito por Fonseca (1999) e aprofundado em Holz & Scherer (2000), durante o Triássico médio houve o desenvolvimento de sistemas fluviais do tipo anastomosado. Como neste tipo de sistema os bancos são estáveis, compostos por sedimentos finos (silte/argila), os depósitos de planície tendem a se preservar em função da inexistência de migração lateral dos canais e conseqüente ausência de erosão dos depósitos já formados. Tal ausência de migração lateral diminuiria consideravelmente a

erosão, diminuindo também o grau de desarticulação dos fósseis, o retrabalhamento dos mesmos e, conseqüentemente, a mistura temporal.

Com base na discussão anterior, e diferentemente do observado por diversos autores (começando por Holz & Barberena, 1994, Bertoni-Machado & Holz, 2006; Martinelli, 2007 e o artigo submetido e apresentado no cap. 5, além de diversas comunicações em congressos e coleta pessoais de dados), pode-se dizer que a maioria dos fósseis deste intervalo (lembrando: Membro Alemoa da Formação Santa Maria – veja Fig. 36) encontram-se desarticulados. Tal desarticulação, portanto, se deve à ação biogênica e não à ação hidráulica, nem a migração lateral dos canais.

Esta observação é de muita valia quando se confronta com o modelo teórico de preservação de fósseis em sistemas fluviais, proposto por Holz & Simões (2005) e observado na Figura 41. Os autores dizem que durante o TST e o HST inicial, quando o aumento do espaço de acomodação é grande, devido à variação do nível de base, os canais tendem a se isolarem (veja também a figura 42). Este isolamento diminui a avulsão e o *crevassing*, fazendo com que haja menos retrabalhamento dos depósitos de planície, diminuindo consideravelmente a desarticulação e o *time averaging*. Os autores colocam um pico de aumento de desarticulação e de mistura temporal durante a SIM (*mfs*), pois entendem que neste ponto, a separação dos canais é máxima, fazendo com que os organismos encontrados na planície acabem desarticulando.

Analisando-se a estratigrafia proposta por Zerfass *et al.* (2003), observa-se que os afloramentos analisados nos capítulos 3 e 5, localizados em Santa Cruz do Sul e Candelária, respectivamente, estariam no início do TST. Ambos são caracterizados por pacotes de pelitos, evidência geológica esta coerente com a hipótese que durante estes tratos de sistemas os canais ficariam mais isolados. Desta forma, a assinatura tafonômica esperada, seguindo o modelo de Holz & Simões (2005) seria encontrar restos esqueléticos com menor grau de desarticulação, o que não acontece.

A questão a ser debatida é que os autores levaram em consideração o fator desarticulação de um ponto de vista hidráulico, ou seja, o grau de desarticulação seria maior em sistemas onde houvessem mais canais amalgamados, como os sistemas entrelaçados, enquanto que nos sistemas fluviais onde os canais estariam isolados, não haveria o transporte hidráulico como agente desarticulador. Tal premissa parece ser correta, mas não é o que se encontra quando se analisou as tafocenoses descritas nos artigos dos capítulos 3 e 5. Ambas foram geradas em planícies de inundação de sistemas

anastomosados e, seguindo o modelo teórico de Holz & Simões (2005), deveriam ser encontrados mais elementos articulados, o que não acontece. Portanto, a explicação seria que nestes ambientes, a alta taxa de desarticulação se dá por ação de agentes biogênicos, e deveria ser considerada na realização deste modelo.

Outros pontos a serem incluídos no modelo teórico proposto pelos autores é a relação abundância fóssilífera e “qualidade” do registro fóssil. Nos depósitos de HST final e LST, onde os canais aparecem bastante amalgamados, gerando sistemas *braided*, o retrabalhamento constante aumenta a abundância fóssil, pois estes canais, ao migrarem e avulsionarem “coletam” todos os restos orgânicos encontrados no local, desde restos de animais recém-mortos a materiais pré-fossilizados, através do retrabalhamento de depósitos mais antigos. Só que este alto grau de retrabalhamento também acarreta numa diminuição da qualidade do registro fóssil, produzindo tafocenoses com grandes quantidades de materiais fragmentados, totalmente desarticulados e abradidos. Portanto, a figura 46 procura compilar as discussões acima descritas, juntando dados observados em campo ao modelo teórico.

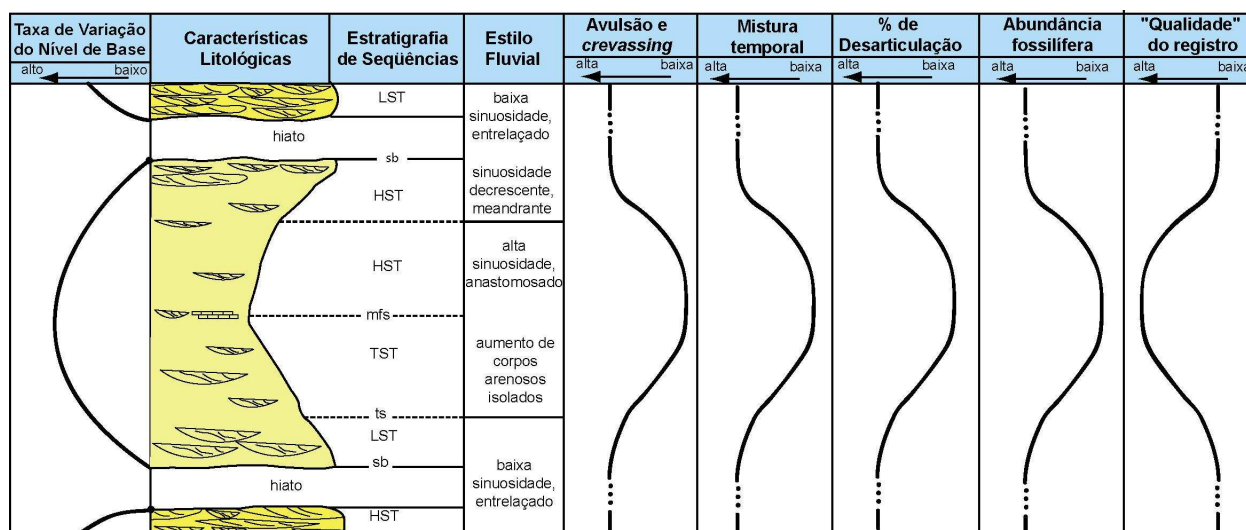


Figura 46: Observar que as curvas de mistura temporal e de porcentagem de desarticulação diferem desta figura para a figura 41, já que na discussão anterior observou-se que o aumento da desarticulação e, conseqüentemente da mistura temporal aumenta à medida que os canais se afastam, portanto, não há motivo para um pico de diminuição de desarticulação e de *time averaging* como apresentado anteriormente. Além disto, pode-se observar que a abundância fóssil é maior quando os canais são mais amalgamados (HST final e LST), mas a qualidade dos mesmos diminuiu proporcionalmente, devido ao retrabalhamento do sistema por falta de espaço de acomodação. Por “qualidade” do registro entende-se a facilidade de identificação do material esquelético, em nível osteológico e/ou taxonômico.

Os sistemas fluviais entrelaçados, por outro lado, apresentam pouco ou nenhum depósito de sedimentos finos, associados às planícies, pois rios deste tipo têm as planícies separadas por numerosas barras ou ilhas, que representam acúmulos temporários de sedimentos durante o transporte. Ainda por cima, tais áreas sofrem quando há grandes crescentes, fazendo com que o rio cubra tais ilhas. Descargas altamente variáveis também podem gerar o entrelaçamento. Estas ocorrem quando há excesso de chuvas, que trazem muito sedimento, mas quando diminui a energia do evento transportador, o rio pode não ter competência para remobilizar estes sedimentos, que acabam se depositando ao longo do canal e formando as barras e ilhas, por isto, rios efêmeros de regiões áridas são do tipo entrelaçado.

Com base no conceito de isotafonomia de Behrensmeyer & Hook (1992), buscou-se comparar depósitos de sistemas fluviais entrelaçados, de climas áridos, de Períodos distintos e fauna mais distinta ainda, embora a aridez do Eotriássico (Fm. Sanga do Cabral) esteja relacionada a temperaturas mais elevadas, enquanto que a aridez do Plioceno (Fm. Raigón) esteja relacionada justamente ao frio, que começou por volta de 3,2 M.a., pouco após o início da deposição da Formação Raigón (veja Figura 2 do artigo do capítulo 4). Schultz *et al.* (1998) dizem que neste período, o clima começou a variar de mais quente e estável para frio e instável.

Tal aridez e variabilidade na descarga (no caso do sistema de Raigón, originado em um clima instável), ocasionaram a diminuição de áreas de planícies. Esta característica pode ser observada pela quase total ausência de depósitos de finos de planície e de evidências de paleossolos, como a presença de rizólitos, de concreções carbonáticas, glêbulos ou de septárias. Essa ausência de planícies extensas e estáveis fez com que não existissem grandes áreas cobertas com vegetação para suportar grande diversidade de herbívoros.

Como o transporte hidráulico é bastante alto nos depósitos de sistemas entrelaçados, as tafocenoses resultantes apresentam um tendenciamento maior que as encontradas em outros tipos de sistemas fluviais, uma vez que esse evento, além de desarticular os restos esqueléticos, agrupa materiais provenientes de várias áreas da Bacia, e retrabalham depósitos antigos, aumentando o *time averaging*.

A presença de uma grande quantidade de herbívoros encontrados nos depósitos de Raigón (veja artigo do capítulo 4) pode ser devido ao forte tendenciamento relacionado ao transporte e a mistura temporal existente naquela Formação. A grande

quantidade de herbívoros (com exceção das aves forrorracídeas, carnívoras), em um ambiente árido, com poucas planícies para desenvolvimento de pastagens, parece ser um tendenciamento devido ao grande transporte. Durante as cheias, os canais coletavam restos de vertebrados pré-fossilizados e restos esqueléticos recém incorporados ao sistema. Desta maneira, pequenas formas viventes naquele ambiente (como os Rodentia pequenos) aparecem em número muito menor que os demais grupos por apresentarem ossos menores, que não suportam bem o transporte e retrabalhamento constantes em sedimentos com granulometria tão grossa.

Damuth (1981, 1982) diz que o tendenciamento tafonômico pode modificar a representação das espécies e suas abundâncias relativas em uma associação fossilífera, pois existe uma relação linear inversa entre tamanho de uma espécie e sua densidade populacional, ou seja, quanto maior o organismo haverá menos população desta espécie na paleocomunidade. O que se esperaria, numa tafocenose sem tendenciamentos, seria uma grande quantidade de restos de fósseis de organismos menores, decrescendo em quantidade à medida que a massa aumenta. Em Raigón ocorre justamente o inverso, com alta proporção de fósseis de organismos de maior tamanho, além de grande quantidade de dentes, que apesar do pequeno tamanho, apresentam um alto potencial de preservação, mesmo em ambientes altamente retrabalhados.

Destarte, essa inflação de herbívoros de grande porte no que era o ecossistema de Raigón, à época, indicaria que as análises paleoecológicas para tal ambiente devem estar tendenciadas, gerando uma “tafodiversidade” não representante da biocenose original. Como a tafocenose é caracterizada como sendo alóctone e altamente transportada e retrabalhada, a presença de *Catonyx*, indicado como fóssil-guia para o Pleistoceno (McDonald & Perea, 2002) parece não estar de acordo com as evidências tafonômicas, devendo ser levada com muita cautela.

Além disso, em um estudo magnetoestratigráfico preliminar, Bertoni-Machado *et al.* (2007) observaram que a polaridade para estes depósitos é normal, interpretada como zona magnética de Gauss, que varia de 3,2 a 2,4 m.a, sugerindo que o pacote foi depositado durante o Plioceno e os fósseis Pleistocênicos encontrados são, provavelmente, de unidades suprajacentes.

Diferentemente do observado nos depósitos pliocênicos da Formação Raigón, os depósitos da Formação Sanga do Cabral apresentam evidências de

paleossolos, indicando que as planícies permaneciam secas por longos períodos. Tais evidências, ainda que não encontradas *in situ*, originaram estruturas associadas à formação de paleossolos (glébulos – Fig. 47), que indicam flutuação na quantidade de umidade, característico de climas semi-áridos. Associado a isso, as evidências diagenéticas encontradas nas lâminas petrográficas (descritas no artigo 4) demonstram a sazonalidade extrema que o Triássico Inferior sofria, sendo ora úmido (concreções carbonáticas e calcita preenchendo os ossos - Balsam *et al.*, 2004) e ora seco (hematita preenchendo os ossos – Maher, 1998), concordando para um modelo de sistema fluvial entrelaçado, sujeito a “flash-floods”.



Figura 47: Associação de fragmento de osso e glóbulo da Fm. Sanga do Cabral.

As grandes cheias provocariam a erosão do sedimento e conseqüentemente, o retrabalhamento do material ali depositado, depositando-o na forma de lentes conglomeráticas ricas em material fossilífero, desarticulado, fragmentado e sem seleção de tamanho.

As pequenas áreas de planície formadas provavelmente não eram estáveis o suficiente para manterem corpos d'água (*ponds*), como os lagos encontrados em planícies de inundação dos sistemas meandantes e anastomosados. Isso dificultaria a instalação de uma fauna de anfíbios tão diversificada como a registrada nestes depósitos, apresentada no artigo do capítulo 6. Além do mais, os temnospôndilos deste

período são claramente adaptados para habitat aquático, evidência corroborada pelos seus corpos achatados dorsoventralmente, dentição adaptada à piscivoria, membros pobremente ossificados e delicados e finalmente, ausência de carpais e tarsais ossificados nas raras ocorrências de esqueletos completos articulados.

Desta maneira, associando-se o fato de que os restos indicam transporte (evidências através da fragmentação, abrasão, etc.) e retrabalhamento do sistema, pode-se afirmar que a fauna aí encontrada é, no mínimo, parautóctone, sendo mais provavelmente alóctone. A grande quantidade de táxons de animais aquáticos, em um sistema dominado por enchentes de grande magnitude, com várias características de retrabalhamento, indica que esta fauna foi acumulada, provavelmente, ao longo de milhares de anos.

As análises paleoecológicas efetuadas para tal unidade parecem não levar em consideração tais características e a utilização de táxons do Sul do Brasil, gerados neste sistema de alta energia, para correlacionar a formação com outras unidades (da África e Uruguai, por exemplo) devem ser usados com muita cautela.

Em ambos os depósitos de sistemas entrelaçados aqui estudados, os fósseis, apresentam-se predominantemente desarticulados, fragmentados e com outras assinaturas tafonômicas (abrasão, diferença de permineralização) indicativas de retrabalhamento e, conseqüentemente, provável mistura de elementos esqueléticos provenientes de épocas distintas do sistema. A extremamente baixa freqüência/ocorrência de materiais bem preservados indicaria que eles foram incorporados ao sedimento durante um episódio sedimentar que levou ao soterramento final, diferentemente dos outros, que sofreram soterramentos parciais, com vários ciclos de exumação e re-deposição, até o soterramento final. Assim sendo, a mistura temporal das tafocenoses de sistemas entrelaçados parece ser alta. Os dois artigos nesta tese consideram-nas como sendo parautóctones ou, preferencialmente, alóctones.

Machado (2006), num exercício teórico de comparação entre o tipo de sistema fluvial e as características tafonômicas esperadas, propôs que em depósitos de sistemas entrelaçados, a tafocenose seria bastante desarticulada e intemperizada e a mistura temporal em seria baixa a média (Quadro 09). Os trabalhos aqui apresentados sugerem o contrário, com exceção do grau de desarticulação. Portanto, nestes sistemas, o intemperismo é provavelmente baixo, pois há pouco tempo de residência nos finos de

planície, já que estas não têm tempo suficiente para se desenvolverem. Além disso, o retrabalhamento constante faz com que se misturem restos esqueléticos pré-fossilizados a outros recém incorporados.

Tipo de Sistema fluvial	Grau de desarticulação	Assinatura Tafonômica (grau de intemperismo, abrasão, fraturas)	Mistura temporal
Sistema fluvial meandrante	Variado em depósitos de canal e alto em depósitos de planície	Alto grau de intemperismo em depósitos de planície. Alto grau de abrasão e fraturas em depósitos de canal e barras em pontal.	Altíssima
Sistema Fluvial Anastomosado	Alto em depósitos de planície	Médio a alto grau de intemperismo em depósitos de planície e abrasão inexistente.	Baixa
Sistema Fluvial Entrelaçado	Altíssimo	Alto grau de abrasão e intemperismo	Baixa a Média

Quadro 09: Resumo dos principais sistemas fluviais onde são encontrados fósseis de vertebrados e as características tafonômicas que se esperam encontrar nas tafocenoses resultantes, proposto na monografia de Machado (2006).

Levando-se em consideração a discussão acima e relacionando-as com os fatores controladores da dinâmica fluvial, poder-se-ia afirmar que nos sistemas entrelaçados os principais agentes controladores são os alogênicos (clima e tectonismo), enquanto que nos sistemas anastomosados são os autogênicos (migração dos canais dentro da planície, presença de lagos temporários na planície e ação biogênica sobre a fauna ali depositada).

Tal fato pode ser relacionado com a figura 46. Os sistemas entrelaçados se desenvolvem durante o HST final e o LST, onde a criação de espaço de acomodação é menor e, portanto, há o amalgamento dos canais, fazendo com que quase não haja depósitos de planície, que os fósseis sejam altamente retrabalhados, e diminuindo a

qualidade do material encontrado. Por outro lado, os sistemas fluviais anastomosados se desenvolvem durante o TST, quando a taxa de criação de espaço de acomodação é bastante alta, isolando os canais e fazendo com que as planícies sejam os sub-ambientes dominantes neste sistema. Nele, as características tafonômicas são o inverso das observadas nos depósitos entrelaçados, com uma baixa mistura temporal e uma alta qualidade do registro.

A única observação a ser feita no modelo teórico é que o grau de desarticulação é relacionado ao fator transporte hidráulico e, por isso, deveria ser baixo. O que foi descrito nos artigos é que a desarticulação é alta, mas se deve ao fato de que estas são concentrações alteradas biogenicamente.

O quadro 10 busca resumir a discussão anterior e servir de modelo-base para futuras análises tafonômicas em depósitos de sistemas anastomosados e entrelaçados.

Sistema Fluvial	Característica geológica dominante	Tratos de Sistemas	Desarticulação	Transporte	Intemperismo	“Qualidade” do Registro Fóssil	Mistura temporal
Anastomosado	Depósitos de planície	TST e HST inicial	Baixa por seleção hidráulica e alta por predação/necrofagia	Pouco transportado, Autóctone ou para-autóctone	Dependerá do tempo de residência, podendo apresentar vários estágios	Alta	Baixa
Entrelaçado	Depósitos de canais	LST e HST final	Alta, por seleção hidráulica	Altamente transportado, Para-autóctone ou alóctone	Baixo, pois há pouco tempo de residência	Baixa	Alta

Quadro 10: Resumo das características geológicas e tafonômicas encontradas nos depósitos estudados na presente tese.

7.2 Conclusões

A presente tese foi desenvolvida tendo como hipótese de trabalho a identificação de possíveis padrões de preservação para cada tipo de sistema fluvial. Com base nos trabalhos desenvolvidos e apresentados aqui na forma de artigos científicos, as seguintes conclusões pode ser oferecidas:

1 - Quanto à comparação dos modos tafonômicos de ocorrência de fósseis nos diferentes sistemas fluviais:

- Rios Anastomosados:

Nos depósitos deste tipo de sistema, fósseis articulados deveriam ser encontrados mais comumente em sedimentos de planície de inundação proximal ou em depósitos de *crevasse splays*. Tal ocorrência é rara, uma vez que os canais são muito dispersos. Na maior parte dos achados, os fósseis apresentam-se desarticulados e intemperizados. As tafocenoses geradas são principalmente autóctones, com alta qualidade do registro fóssil (facilidade de identificação da peça esquelética, quanto à osteologia e/ou taxonomia) e relativamente baixo *time averaging*.

- Rios Entrelaçados:

Nestes sistemas, raros são os achados de fósseis articulados e/ou inteiros, pois a fácies sedimentar dominante é relacionada a depósitos de canais, que retrabalham depósitos pré-existent. Desta forma, as assinaturas tafonômicas para estes sistemas são: o alto grau de desarticulação, dada por fatores hidráulicos, uma alta taxa de fragmentação e abrasão, devido ao retrabalhamento do sistema e uma baixa taxa de intemperismo, pois os restos orgânicos apresentam pouco tempo de residência e são rapidamente retirados dos sedimentos de planícies. As tafocenoses geradas são alóctones, com baixa qualidade do registro fóssil (dificuldade na identificação das peças esqueléticas) e relativamente alto *time averaging*.

2 - Quanto à comparação dos modos tafonômicos de ocorrência dos fósseis em sistemas fluviais entrelaçados:

Aparentemente, o tipo de sistema fluvial é o principal controlador das características tafonômicas de uma determinada assembléia fossilífera. Mesmo os afloramentos estudados sendo de períodos diferentes, com faunas diferentes tanto em nível taxonômico, quanto em escala de tamanho (animais menores na Fm. Sanga do Cabral e maiores na Fm. Raigón), os padrões de preservação são bastante semelhantes.

Em ambas as localidades os fósseis estão desarticulados, fragmentados e/ou abradidos, associados a depósitos arenosos grossos ou conglomerados intraformacionais (de matriz arenosa) com estratificações cruzadas festonadas, característicos de depósitos de fluxos canalizados, ou seja, apresentam modos tafonômicos de ocorrência bastante semelhantes. Parece, portanto, que a comparação entre tafocenoses de ambientes deposicionais semelhantes, em épocas distintas (análise isotafonômica) é bastante válida, pois se observam padrões tafonômicos que se mantêm, independente do grupo taxonômico. Desta forma, a utilização da estratigrafia de seqüências em sistemas fluviais para predizer o padrão de preservação dos fósseis seria também uma forma de se efetuar análises isotafonômicas.

3 – Quanto à viabilidade/validade das zonas bioestratigráficas propostas para o Triássico Brasileiro e para o Quaternário Uruguaio:

As tafocenoses descritas nos artigos científicos, pertencentes ao Membro Alemoa do Triássico Médio do Rio Grande do Sul, além dos estudos em outros afloramentos que serviram de apoio para as análises aqui apresentadas, são autóctones e com baixo *time averaging*. Desta forma, os *datums* de Primeira (FAD) e Última (LAD) ocorrência seriam eficazes para o estabelecimento de zonações e, portanto, sugere-se que as correlações bioestratigráficas com outras unidades de mesmo período são válidas.

Para o Triássico Inferior do Rio Grande do Sul, a tafocenose da Formação Sanga do Cabral foi apresentada como para-autóctone e, majoritariamente, alóctone, além de apresentar indícios claros de que há uma mistura temporal considerável na assembléia fossilífera. Tal fato faz com que as relações paleoecológicas

da unidade sejam um tanto quanto obscuras, colocando num mesmo pacote faunas que provavelmente não co-habitaram.

A presença de *Procolophon* é considerada por muitos autores (Neveling *et al.* 1999; Cisneros & Schultz, 2002) como uma indubitável evidência da correlação da Fm. Sanga do Cabral com a porção superior da Formação Katberg (da África do Sul), de idade Triássico Inferior, mas como descrito por Souto-Ribeiro & Holz (1998), há uma provável tafocorrelação entre essas duas unidades, já que os fósseis encontrados na Fm. Katberg também aparecem em conglomerados intraformacionais, indicativos de retrabalhamento. Portanto, por mais que ambas as unidades tenham faunas em comum e que possam ser correlacionáveis, a determinação da idade, por causa do alto grau de retrabalhamento observado em ambos os depósitos, deve ser considerada com muita cautela.

Já para o Plio-Pleistoceno uruguaio, a premissa de que a fauna é alóctone, retrabalhada e com grande mistura temporal também é válida. Cione & Tonni (1995) consideram-na como uma unidade Pliocênica, enquanto que McDonald & Perea (2002) consideram-na Pleistocênica, por causa do achado do fóssil-guia *Catonyx tarijensis*. Deste fóssil, encontrou-se um crânio e mandíbula um tanto quanto fragmentados e abradidos sobre sedimentos da Formação Raigón, mas não há evidências de que estava *in situ*. Para completar a problemática, logo acima dos depósitos de Raigón aparecem sedimentos finos, da Formação Libertad, que são seguramente Pleistocênicos (com uma fauna bastante característica). Associando-se a isso, o fato de a magnetoestratigrafia apontar uma idade Pliocênica faz com que as correlações com outras unidades devam ser tomadas com muita cautela.

Assim sendo, sugere-se que as zonações bioestratigráficas efetuadas com base em tafocenoses de sistemas fluviais anastomosados são válidas e apresentam uma possibilidade maior de correlação com outras unidades de mesmo período, enquanto que as de sistemas entrelaçados, por causa do maior grau de *time averaging* e da evidente aloctonia, devem ser consideradas com muita cautela, buscando-se sempre se utilizar de outros métodos (magnetoestratigrafia, estratigrafia de seqüências, palinologia) para refinar a zonação e, conseqüentemente, as correlações com outras bacias.

4 - Quanto à aplicabilidade da Estratigrafia de Seqüências na predição do modo tafonômico de ocorrência de tafocenoses terrestres:

Pode-se afirmar, ainda que de modo algo especulativo, que existe uma relação entre o desenvolvimento de uma seqüência deposicional fluvial e a qualidade das tafocenoses a serem preservados. Essa questão pode ser resumida da seguinte forma: à medida que se aumenta o espaço de acomodação durante o TST, o sistema fluvial variará de entrelaçado para anastomosado, e os depósitos dominantes estarão associados às planícies de inundação. Desta forma, a desarticulação por fatores hidráulicos diminuirá (mas a desarticulação permanece alta, devido à ação biogênica), também diminuindo a mistura de faunas.

Por outro lado, durante o HST e o LST, o pouco espaço de acomodação faz com que haja o amalgamento dos canais e conseqüentemente retrabalhamento de seus próprios depósitos, aumentando consideravelmente a desarticulação, fragmentação e mistura temporal das faunas encontradas nestes depósitos. Conclui-se, então, que a Estratigrafia de Seqüências Fluvial pode ser utilizada como ferramenta na interpretação (iso)tafonômica de assembléias de vertebrados.

Referências

Referências Bibliográficas

- ABDALA, F.; RIBEIRO, A.M. & SCHULTZ, C.L. 2001. A rich cynodont fauna of Santa Cruz do Sul (Santa Maria Formation), Middle Late Triassic, Southern Brazil. *N.Jb. Geol. Paläont. Mh. Stuttgart*, 11: 669-687.
- ANDREIS, R.R.; BOSSI, G.E. & MONTARDO, D.K. 1980. O grupo Rosário do Sul no Rio Grande do Sul. *In: Congresso Brasileiro de Geociências*, 31, Camboriú, SC. Anais...Camboriú, SBG, 2: 659-673.
- ANTÓN, D., 1975. Evolución geomorfológica del norte del Uruguay. Dirección de Suelos y Fertilizantes. Montevideo: *Ministerio de Agricultura y Pesca*. 28pp. y carta geomorfológica.
- ANTÓN, D. & GOSO, H. 1974. Estado actual de los conocimientos sobre el Cuaternario en el Uruguay. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3: 151 – 157.
- ASLAN, A. & BEHRENSMEYER, A.K. 1996. Taphonomy and time resolution of bone assemblages in a contemporary fluvial system : the East Fork River Wyoming. *Palaios*, v.11, p.411-421.
- BADGLEY, C. E. 1986. Taphonomy of mammalian fossil remains from Siwalik rocks of Pakistan. *Paleobiology*, 12: 119 – 142.
- BADGLEY, C. & BEHRENSMEYER, A.K. 1995. Preservational, paleoecological and evolutionary patterns in the Paleogene of Wyoming – Montana and the Neogene of Pakistan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 115: 319 – 340.
- BALSAM, W.; JI, J. & CHEN, J. 2004. Climatic interpretation of the Luochuan and Lingtai loess sections, China, based on changing iron oxide mineralogy and magnetic susceptibility. *Earth and Planetary Science Letters*, 223(3-4): 335 – 348.
- BAKKER, V.R., 1977. Tetrapod mass extinctions – a model of the regulation of speciation rates and immigration by cycles of topographic diversity. *In: HALLAM, A. (ed.). Patterns of Evolution as Illustrated by the Fossil Record*. Amsterdam: Elsevier Scientific, pp. 439 – 468.
- BARBERENA, M.C. 1977. Bioestratigrafia preliminar da formação Santa Maria. *Pesquisas*, 7: 111 – 129.
- BARBERENA, M.C., D.C.F. ARAÚJO & LAVINA, E.L.C. 1985. *Late Permian and Triassic Tetrapods of Southern Brazil*. NGR/Winter, p. 5-20
- BARBERENA, M.C., ARAÚJO-BARBERENA, D.C., LAVINA, E.L.C., & FACCINI, U.F. 1991. The evidence for close paleofaunistic affinity between South America and Africa, as indicated by Late Permian and Early Triassic tetrapods. *In: Cristina Bertoni-Machado*. Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

- GONDWANA SEVEN (Ulbrich & Rosa Campos, Edit.), São Paulo, 1991. *Proceedings ...* p. 455-467.
- BARBERENA, M.C., FACCINI, U.F. & SCHERER, C.M.S. 1993. Situação atual e perspectiva da bioestratigrafia da formação Santa Maria. In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ 1, 1993, Rio Claro, Boletim de Resumos : 100-101.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1975. Taphonomic and ecologic information of bone weathering. *Paleobiology*, 4(2): 150 – 162.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1978. Taphonomic and ecologic information from bone weathering. *Paleobiology*, 4:150 – 162.
- BEHRENSMEYER, A.K. 1982. Time resolution in fluvial vertebrate assemblages. *Paleobiology*, 8(3): 211 – 227.
- BEHRENSMEYER, A. K. 1990. Terrestrial vertebrate accumulations. In: ALLISON, P.A. & BRIGGS, D.E.G. *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record*. New York: Plenum Press, p. 291 – 335.
- BEHRENSMEYER, A.K. & BOAZ, D.E.D. 1980. The recent bones of Amboseli National Park, Kenya, in relation to east African paleoecology. In: BEHRENSMEYER, A.K. & HILL, A. P. (eds). *Fossils in the Making: Vertebrate Taphonomy and Paleoecology*. The University of Chicago Press: Chicago. p. 72 – 93.
- BEHRENSMEYER, A. K & HOOK, R. W. 1992. Paleoenvironmental contexts and taphonomic modes. In: BEHRENSMEYER *et al.* (eds). *Terrestrial Ecosystems through Time*. p. 15 – 133.
- BEHRENSMEYER, A.K. & KIDWELL, S.M. 1985. Taphonomy's contributions to paleobiology. *Paleobiology*, 11: 105 – 109.
- BENTON, M.J. 1990. *Vertebrate Paleontology*, London: Cambridge University Press, vii + 363 pp.
- BERTONI-MACHADO, C.; FARIÑA, R.A.; SÁNCHEZ-BETTUCCI, L. & SÁNCHEZ, G. 2007. Taphonomie et géochronologie des sédiments fluviaux néogènes du Sud-ouest de l'Uruguay. *Géomorphologie Et Quaternaire Du Maroc, Relations Entre Formations Fluviales Et Variations Climatiques (Régions Tempérées Et Froides, Régions Arides)*. Université de Nancy, França.
- BERTONI-MACHADO, C. & HOLZ, M. 2006. Biogenic fossil concentration in fluvial settings: an example of a cynodont taphocoenosis from the middle Triassic of southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(3): 273 – 282.
- BONAPARTE, J.F., FERIGOLO, J., & RIBEIRO, A.M., 1999. A new Early Late Triassic saurischian dinosaur from Rio Grande do Sul State, Brasil: National Sciences Museum Monographs, v.15, p. 89-109.
- Cristina Bertoni-Machado.** Tafonomia de Paleovertebrados em Sistemas Continentais do Estado do Rio Grande do Sul, Brasil e do Departamento de San José, Uruguai. 2008.

- BONAPARTE, J.F., FERIGOLO, J., & RIBEIRO, A.M., 2001. A primitive Late Triassic 'ictidosaur' from Rio Grande do Sul, Brasil: *Paleontology*, v.44, p. 623-635.
- BONAPARTE, J.F., MARTINELLI, A.G., SCHULTZ, C.L. & RUPERT, R., 2003, The sister group of Mammals: small cynodonts from the Late Triassic of Southern Brazil: *Revista Brasileira de Paleontologia*, v.5, p. 5-27.
- BONFIM Jr., F.C. 1996. A pesquisa dos répteis Triássicos do Brasil (Formação Santa Maria/ Bacia do Paraná/ Rio Grande do Sul). Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 176pp.
- BORTOLUZZI, C. A. 1974. Contribuição à Geologia da Região de Santa Maria, Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas*, 4(1):7-86
- BOSSI J. & FERRANDO L. 2001. Carta geologica del Uruguay, escala. 1:500.000. Versión 2.0 Digital. Ed. Facultad de Agronomia.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R., 1988. *Geología del Uruguay*, Montevideo: Universidad de la Republica. Vol. 2: 463 – 470.
- BOSSI, J. & NAVARRO, R.1991. Geologia del Uruguay. Montevideo: Universidad de la Republica. vol. 2, pp. 463 – 988.
- BOWN, T.M & KRAUS, M.J. 1981. Vertebrate fossil-bearing paleosol units (Willwood Formation, Lower Eocene, northwest Wyoming, USA): implications for taphonomy and assemblage analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 34: 31 – 56.
- BOWN, T.M & KRAUS, M.J. 1987. Integration of channel and floodplain suites, I. Developmental sequence and lateral relations of alluvial paleosols. *Journal of Sedimentary Petrology*, 57(4):587 – 601.
- BUCKINGHAM, C. M. 2006. The context of mammoth bones from the middle Pleistocene site of Stanton Harcourt, Oxfordshire, England. *Quaternary International* 169–170: 137 – 148.
- CATUNEANU, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, 375 pp.
- CIONE, A.L & E. P. TONNI. 1995. Chronostratigraphy and “Land-Mammal Ages” in the Cenozoic of southern South-America: principles, practices, and the “Uquian” problem. *Journal of Paleontology* 69, 135-159.
- CISNEROS, J.C. & SCHULTZ, C.L. 2002. *Procolophon brasiliensis* n. sp., a new procolophonids reptile from the Lower Triassic of southern Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paleontologie*, 11: 641 – 648.

- CLARK, J.; BEERBOWER, J.R. & KIETZKE, K.K. 1967. Oligocene sedimentation, stratigraphy, Paleoecology and paleoclimatology in the Big Badlands of South Dakota. *Fieldiana, Geology Memoirs*, 5: 1 – 158.
- COARD, R. 1999. One bone, two bones, wet bones, dry bones: transport potentials under experimental conditions. *Journal of Archaeological Science*, 26: 1369 – 1375.
- COOK, E. 1995. Taphonomy of two non-marine Lower Cretaceous bone accumulations from southeastern England. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 116: 263 – 270.
- CUTLER, A.H.; BEHRENSMEYER, A.K & CHAPMAN, R.E. 1999. Environmental information in a recent bone assemblage: roles of taphonomic processes and ecological change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149: 359 – 372.
- DAMUTH J. 1981. Population density and body size in mammals. *Nature*, 290: 699 – 700.
- DAMUTH J. 1982. Analysis of the preservation of community structure in assemblages of fossil mammals. *Paleobiology*, 8: 434 – 446.
- DA ROSA, A. A. S., 2005. *Paleoalterações em Depósitos Sedimentares de Planícies Aluviais do Triássico Médio a Superior do Sul do Brasil: Caracterização, Análise Estratigráfica e Preservação Fossilífera*. Tese de Doutorado, Universidade do Vale dos Sinos, Programa de Pós-Graduação em Geologia. São Leopoldo. 184 pp.
- DA ROSA, A.A.; PIMENTEL, N.L.V. & FACCINI, U.F. 2004. Paleoalterações e carbonatos em depósitos aluviais na região de Santa Maria, Trássico médio a superior do sul do Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 31(1): 3 – 16.
- DE SANTA ANA, H., VEROSLAVSKY, G., MARTÍNEZ, S., PEREA, D. & UBILLA, M. 1988. Estudio estratigráfico preliminar de la secuencia mio-pliocena del SW del Uruguay. *Actas del 6º Panel de Geología del Litoral y I Reunión de Geología del Uruguay*: 62-67, figs. 1-2.
- DIAS-DA-SILVA, S.; MARSICANO, C. & SCHULTZ, C.L. 2006a. Rhytidosteid temnospondyls in Gondwana: a new taxon from the lower Triassic of Brazil. *Palaeontology*, 49(2): 381 – 390.
- DIAS-DA-SILVA, S.; MODESTO, S.P. & SCHULTZ, C.L. 2006b. New material of *Procolophon* (Parareptilia: Procolophonoidea) from the Lower Triassic of Brazil, with remarks on the age of Sanga do Cabral and Buena Vista Formations of South America. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 43: 1685 – 1693.
- EFREMOV, J.A. 1940. Taphonomy: new branch of paleontology. *Pan. Am. Geol.*, 74: 81 – 93.

- FACCINI, U.F. 1989. *O permo-triássico do Rio Grande do Sul: uma análise sob o ponto de vista das seqüências deposicionais*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 130p.
- FACCINI, U.F. 2000. *Estratigrafia do Permo-Triássico do Rio Grande do Sul: Estilos Depositionais versus Espaço de Acomodação*. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 297 p., 2 vol.
- FARIÑA RA, VIZCAÍNO SF. 1995. *Hace sólo diez mil años*. Montevideo: Fin de Siglo. 128pp.
- FARIÑA, R.A.; VIZCAÍNO, S.F. & BARGO, M.S. 1998. Body mass estimations in Lujanian (Late Pleistocene – Early Holocene of South America) mammal megafauna. *Mastozoologia Neotropical*; 5(2): 87 – 108.
- FERIGOLO, J., 2000. Esfenodontídeos do Neo-triássico/?Jurássico do Estado do Rio Grande do Sul in: Holtz, m. & De Ros, L.F., eds., *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p.236-245.
- FLYNN, J. J., PARRISH, J. M., RAKOTOSAMIMANANA, B., RANIVO HARIMANA, L., SIMPSON, W. F. & WYSS, A. R. 2000. New traversodontids (Synapsida: Eucynodontia) from the Triassic of Madagascar. – *J. Vertebr. Paleontol.* 20:422-427.
- FONSECA, M.M. 1999. *Caracterização faciológica das formações Santa Maria (membro Alemao) e Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 132p.
- FRANCIS, J.C. & MONES, A. 1965. Sobre el hallazgo de *Cardiatherium talicei* n. sp. (Rodentia, Hydrochoeridae) en la Playa Kiyú, Departamento de San José, República Oriental de Uruguay. *Kraglieviana*, 1(1): 1 – 44.
- FRANCIS, J.C. & MONES, A. 1966. *Artigasias magna* n. g. n. sp. (Eumegamyinae) un roedor gigantesco de la época Pliocena superior de las barrancas de San Gregorio, Departamento de San José, República Oriental de Uruguay. *Kraglieviana*, 1(3): 89 – 100.
- FONSECA, M.M. 1999. *Caracterização faciológica das formações Santa Maria (Membro Alemao) e Caturrita: interpretação da tipologia dos sistemas fluviais*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 132p.
- GAMERMANN, N. 1973. Formação Rosário do Sul. *Pesquisas*, 2:5 – 36.
- GRADSTEIN, F., OGG, J. & SMITH, A. 2004. *A Geologic Time Scale 2004*. + chart in folder. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press. xix + 589 pp.

- GORDON JR., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos*, DNPM, 38:1-20.
- GOSO, H., 1985. Jornada de geología y estratigrafía del Cuaternario. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 2: 10 – 20.
- GOSO, H., 1986. Jornada de geología y estratigrafía del Cuaternario. *Revista de la Sociedad Uruguaya de Geología* 3: 12 – 17.
- GOSO, H. & BOSSI, J. 1966. Cenozoic stratigraphy of the Rio Grande do Sul coastal province. *Boletim Paranaense de Geociências* 33: 54 – 55.
- HOLLAND, S.M. 1995a. The stratigraphic distribution of fossils. *Paleobiology*, 21(1): 92 – 109.
- HOLLAND, S.M. 1995b. Sequence stratigraphy, facies control and their effects on the stratigraphic distribution of fossils. In: HAQ, B.U. (ed). *Sequence Stratigraphy and Depositional Response to Eustatic, Tectonic and Climate Forcing*. Dordrecht, Kluwer Academic, pp. 1 – 23.
- HOLZ, M. 1991. *Tafonomia da Seqüência Triássica do Rio Grande do Sul: Morte, Transporte, Soterramento e Diagênese da Paleoherpetofauna*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS. 181 pp.
- HOLZ, M. 1999. *Do Mar ao Deserto: a Evolução do Rio Grande do Sul no Tempo Geológico*. EdiUFRGS: Porto Alegre. 142 p.
- HOLZ, M. & BARBERENA, M.C. 1989. A importância da tafonomia para o estudo de vertebrados fósseis. *Acta Geológica Leopoldensia*, 29:77 – 92.
- HOLZ, M. & BARBERENA, M.C. 1994. Taphonomy of south brazilian triassic paleoherpetofauna: pattern of death, transport and burial. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 107:179 – 197.
- HOLZ, M. & SCHERER, C.M.S. 2000. Sedimentological and paleontological evidence of paleoclimate change during the South Brazilian Triassic: the register of a global trend towards a humid paleoclimate. *Zbl. Geol. Paleont.*, 1 (11 – 12): 1589 – 1609.
- HOLZ, M. & SCHULTZ, C.L. 1998. Taphonomy of the Brazilian Triassic paleoherpetofauna: fossilization mode and implications for morphological studies. *Lethaia*, 31: 335 – 345.
- HOLZ, M. & SIMÕES, M.G. 2002. *Elementos Fundamentais de Tafonomia*. Porto Alegre: Ed. Universidade/UFRGS, 231p.
- HOLZ, M. & SIMÕES, M. G. 2005. Taphonomy – overview of main concepts and applications to sequence stratigraphy analysis. In: Koutsoukos, E. *Applied Stratigraphy*. Netherlands: Springer. p. 249 – 278.

- HOLZ, M. & SOUTO-RIBEIRO, A. 2000. Taphonomy of the south Brazilian Triassic vertebrates. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 491 – 494.
- JACKSON, R.G.II. (1978). Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. In: MIALL, A. D. *Fluvial Sedimentology*. Mem. 5: 543 – 578.
- JOHNSON, E. 2006. The taphonomy of mammoth localities in southeastern Wisconsin (USA). *Quaternary International*, 142–143: 58 – 78.
- KIDWEL, S.M. & HOLLAND, S.M. 2002. The quality of the fossil record: implications for evolutionary analyses. *Annu. Rev. Ecol. Syst.*, 33: 561 – 588.
- KISCHLAT, E.-E. & LUCAS, S. G. 2003. A phytosaur from the Upper Triassic of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23(2): 464 – 467.
- LANGER, M.C. & LAVINA, E.L. 2000. Os amniotas do Neopermiano e Eotriássico da Bacia do Paraná – répteis e “répteis mamalimorfes”. In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds). *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigações do Gondwana, Porto Alegre: Editora da UFRGS. pp. 210 – 235.
- LANGER, M.C. & SCHULTZ, C.L. 1997. Further comments on the Brazilian protorosaurs. In: XIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados. *Ameghiniana*, 34: 537.
- LANGER, M.C.; RIBEIRO, A.M.; SCHULTZ, C.L. & FERIGOLO, J. 2007. The continental tetrapod-bearing Triassic of south Brazil. In: LUCAS & SPIELMANN (eds.). *The Global Triassic*. New México Museum of Natural History and Science *Bulletin*, 41: 201 – 218.
- LAVINA, E.L. & SCHRER, C.M. 1997. Arquitetura estratigráfica da sedimentação neopermiana e mesozóica na região oeste do Estado do rio grande do sul. In: Simpósio de Cronoestratigrafia da bacia do Paraná, 3. 1997, Barra do Garça, MT, Abstract Volume, 3, p.33-4.
- LESSA, E.P. & FARIÑA, R.A. 1996. Reassessment of extinction patterns among Late Pleistocene mammals of South America. *Paleontology*, 38: 651 – 662.
- LESSA, E.P.; VALKENBURG, B.V. & FARIÑA, R.A. 1997. Testing hypothesis of differential mammalian extinctions subsequent to the Great American Biota Interchange. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 135: 157 – 162.
- LUCAS, S.G. 1998. Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 345 – 382.
- LYMAN, R.L. 1994. *Vertebrate Taphonomy*. Cambridge University Press, 550 pp.

- MACHADO, C. B. 2006. *Bioestratinomia de paleovertebrados em sistemas fluviais*. [manuscrito]. Qualificação de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS. 77 pp.
- MACHADO, C.B.; HOLZ, M. & SCHULTZ, C.L. 2003. Comparação bioestratinômica entre os afloramentos Schönstatt (Santa Cruz do Sul) e Vila Estância Nova (Venâncio Aires), formação Santa Maria, Triássico médio do Rio Grande do Sul, Brasil. In: Paleo2003, Porto Alegre. Paleontologia em Destaque - *Boletim Informativo da Sociedade Brasileira de Paleontologia*, 2003.
- MAHER, B.A. 1998. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 137: 25 – 54.
- MARTINELLI, G. 2007. *Concentrações Biogênicas em Sistemas Fluviais, Fácies Planície de Inundação: “Sítio Linha da Várzea”, um estudo de caso para o Triássico Sul-Brasileiro*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS. 90 pp.
- MARTINELLI, A. G.; GARRIDO, A. C.; FORASIEPI, A.M.; PAZ, E. R. & GUROVICH, Y. 2007. Notes on fossil remains from the Early Cretaceous Lohan Cura Formation, Neuquén Province, Argentina. *Gondwana Research* 11: 537 – 552.
- MARTINEZ, S. & ROJAS, A. 2004. Quaternary continental molluscs from Northern Uruguay: distribution and paleoecology. *Quaternary International* 114: 123 – 128.
- MCDONALD, H. G. & PEREA, D. 2002. *The large Scelidothere Cathonyx tarijensis (Xenartha, Mylodontidae) from the Pleistocene of Uruguay*. *Journal of Vertebrate Paleontology* 22(3): 677-683.
- MIALL, A. D. 1977. A review of the braided depositional environment. *Earth Science Reviews*, 13: 1 – 62.
- MIALL, A. D. 1978. Fluvial sedimentology: an historical review. In: MIALL, A. D. *Fluvial Sedimentology*. Mem. 5: 641 – 668.
- MIALL, A. D. 1988. Reservoir heterogeneities in fluvial sandstones: lessons from outcrop studies. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 72: 682 – 697.
- MIALL, A. D. 1992. Alluvial deposits. In: WALKER, R. G. & JAMES, N.P. (eds) *Facies Models – Response to the Sea Level Change*, Geol. Assoc. Can. Hamilton, Ontario. p. 119 – 142.
- MIALL, A. D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits – Sedimentary facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin. 582pp.

- MILANI, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Instituto de Geociências, UFRGS, Tese de Doutorado, 255 p.
- MILANI, E.J. 2000. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. *In: HOLZ, M. & De ROS, L.F. (eds.). Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora UFRGS. p. 275 – 302.
- MILANI, E. J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *In: MANTESSO NETO, V., et al. (orgs.). Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca Editora, 2004, pp. 265 – 279.
- MORI, A.L.O. 2006. Tafonomia em sistemas fluviais: um estudo de caso na formação Santa Maria, Triássico do RS. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS. 127 pp.
- NEVELING, J.; RUBIDGE, B.S. & HANCOX, P.J. 1999. A lower *Cynognathus* Assemblage Zone fossil from the Katberg Formation (Beaufort Group, South Africa). *South African Earth Sciences*, 95: 555 – 556.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. *Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil. 172 pp.
- VEIGA DE OLIVEIRA, T.; BERTONI-MACHADO, C. & SCHULTZ, C.L. 2007. Evidencias de depredación/necrofia (?) entre cinodontes neotriasicos del Brasil. *Libro de Resúmenes. XXII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, San Juan, Argentina. pp. 34.
- OLSEN, T., STEEL, R., HOGSETH, K., SKAR, T. & ROE, S.E. 1995. Sequential architecture in a fluvial succession: sequence stratigraphy in the Upper Cretaceous Mesaverde Group, Price Canyon, Utah. *Journal of Sedimentary Research*, B65(2): 265 – 280.
- PALMER, D. 1992. Taphonomy. *Endeavour, New Series*, 16(4): 167 – 172.
- PANARIO, D., 1988. *Geomorfología del Uruguay. Propuesta de un marco estructural y un esquema de evolución n del modelado del relieve uruguayo*. Facultad de Humanidades y Ciencias, Universidad de la Republica 32pp. Montevideo (Serie: Avances de Investigación).
- PANARIO, D. & GUTIÉRREZ, O. 1999. The continental uruguayan Cenozoic: an overview. *Quaternary Research*, 62: 75-84.
- PEREDA-SUBERBIOLA, X.; ASTIBIA, H.; MURELAGA, X.; ELORZA, J.J. & GÓMEZ-ALDAY, J.J. 2000. Taphonomy of the Late Cretaceous dinosaur-bearing beds of the Laño Quarry (Iberian Peninsula). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 247–275.

- PRECIOZZI, F. SPOTURNO, J.; HEIZEN, W. & ROSSI, P. 1985. *Carta Geológica del Uruguay a escala 1:500.000*, 1 – 90, 1 map. Montevideo: Dirección Nacional de Minería y Geología.
- PRETTO, F.A. & BERTONI-MACHADO, C. 2007. Experimental taphonomy: disarticulation of a *Tupinambis merianae* specimen as a model for diapsids. *Libro de Resúmenes. XXIII Jornadas Argentinas de Paleontología de Vertebrados*, Trelew, Argentina. pp 28.
- READING, H.G. & LEVELL, B.K. 1996. Controls on the sedimentary rock record. In: READING, H.G. (ed.). *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford: Blackwell Science (3 ed). pp. 5 – 36.
- REICHEL, M. & SCHULTZ, C.L. & PEREIRA, V.P. 2005. Diagenetic pattern of the vertebrate fossils from the Traversodontid Biozone, Santa Maria Formation (middle Triassic of Rio Grande do Sul, southern Brazil). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(3): 173 – 180.
- RICQLÉS, A. 1989. Les mécanismes hétérochroniques dans le retour des tétrapodes au milieu aquatique. *Colloq. Int. CNRS: Ontog. Evol., Dijon*, 171 – 178.
- RICCOMINI, C.; GIANNINI, P.C. F. & MANCINI, F. 2000. Rios e processos aluviais. In: TEIXEIRA et al. (eds) *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos. p. 191 – 214.
- RUBERT, R.R. & SCHULTZ, C.L. 2004. Um novo horizonte de correlação para o Triássico Superior do Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 31(1): 71 – 88.
- RUST, B. R. 1978. A classification of alluvial channel system. In: MIALL, A. D. (ed.) *Fluvial Sedimentology*. Calgary: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 5.
- SCHERER, C.M.S. 1994. *Análise faciológica e bioestratigráfica do Triássico Superior (topo da Formação Santa Maria) na região de Candelária – RS*. Dissertação de Mestrado, Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 100 p.
- SCHERER, C. M. S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary Geology*, (137): 63 – 84.
- SCHERER, C.M.S. 2001. Sedimentologia e Estratigrafia de Sistemas Fluviais e Eólicos. Apostila. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Estratigrafia, UFRGS. 94 pp.
- SCHERER, C. M. S. 2002. Preservation of aeolian genetic units by lava flows in the Lower Cretaceous of Paraná Basin, Southern Brazil. *Sedimentology*, (49): 97 – 116.

- SCHERER, C.M.S.; FACCINI, U.F. & LAVINA, E.L.C. 2000. Arcabouço Estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & DE ROS, L.F. (eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*, Edição CIGO/UFRGS, 444 p.
- SCHULTZ, C.L. 1995. Subdivisão do Triássico do Rio Grande do Sul com base em macrofósseis: problemas e perspectivas. *Comum. Mus. Ciên. Tecnol. UBEA/PUCRS, Série Ciên. Terra*, 1:25-32.
- SCHULTZ, C.L., HOLZ, M. & GAMERMANN, N. 1990. Tafonomia de vertebrados permo-triássicos: a diagênese como fator de alteração morfológica. *Ciência e Natura*, 2: 77 – 81.
- SCHULTZ, C.L., SCHERER, C.M.S. & BARBERENA, M.C. 1994. Uma nova proposta de zoneamento bioestratigráfico para o Triássico Superior Sul-Rio-Grandense. – In: Boletim de Resumos Expandidos, 38 Cong. Bras Geolo., 1:107-108.
- SCHULTZ, C.L.; SCHERER, C.M.S. & BARBERENA, M.C. 2000. Biostratigraphy of southern Brazilian middle-upper Triassic. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3):491-494.
- SCHULTZ, C.L. & SOARES, M. B. 2006. Proposta de nova denominação para a cenozona de ictidosauria do Triássico superior (formação Caturrita) do Rio Grande do Sul. *Ciência e Natura*, edição especial do V Simpósio Brasileiro de Paleontologia de Vertebrados. p. 41.
- SCHULTZ, P.H.; ZÁRATE, M.; HAMES, W.; CAMILIÓN, C. & KING, J., 1998. A 3.3-Ma impact in Argentina and possible consequences. *Science* 282: 2061 – 2063.
- SCHUMM, S.A. 1972. Fluvial paleochannels. In: RIGBY, J.K & HAMBLIN, W.K. *Recognition of Ancient Sedimentary Environments. Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner*, 16: 98 – 107.
- SHIPMAN, P. 1981. *Life history of a fossil: an introduction to taphonomy and paleoecology*. Harvard University Press, 222p.
- SIGNOR, P.W. & LIPPS, J.H. 1982. Sampling bias, gradual extinction patterns and catastrophes in the fossil record. In: SILVER, R.T. & SCHULTZ, P.H. (eds.). *Geological implications of impacts of large asteroids and comets on the Earth. Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 190: 353 – 371.
- SIMÕES, M.G & HOLZ, M. 2000. *Tafonomia: processos e ambientes de fossilização*. In: CARVALHO, I.S. (ed). 2000. Paleontologia. Rio de Janeiro: Interciência, 628p.
- SIMPSON, G.G. 1980. Splendid isolation, the curious history of South America mammals. *New Haven: Yale University Press*. 266pp.

- SMITH, R. M. H. 1993. Vertebrate taphonomy of late Permian floodplain deposits in the southwestern Karoo Basin of South Africa. *Palaios*, 8: 45 – 67.
- SMITH, D.G. & SMITH, N.D. 1980. Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys, Near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentation Petrology*, 50(1):157 – 164.
- SOUTO-RIBEIRO, A.W. & HOLZ, M. 1998. The Early Triassic Sanga do Cabral (Paraná Basin, Brazil) and Katberg Sandstone (Karoo Basin, South Africa) formations: a possible “taphocorrelation”. In Gondwana 10: event stratigraphy of Gondwana. *Journal of African Earth Sciences*, 27(1 – A): 189.
- SPOTURNO, J.; AUBET, N. CAZAUX, S. & OYHANTÇABAL, P. 2004. Geología. In: SPOTURNO, J. & OYHANTÇABAL, P. (eds.). *Mapa geológico y de recursos minerales del Departamento de San José a escala 1/100.000*. Ministerio de Educación y Cultura, Fondo Clemente Estable. 60 pp.
- STEVEAUX, J.C. & SOUZA, I.A. 2004. Floodplain construction in an anastomosed river. *Quaternary International*, 114: 55 – 65.
- TAPPEN, M. 1994. Bone weathering in the tropical rain forest. *Journal of Archaeological Science*, 21: 667 – 673.
- TOOTS, H. 1965. Sequence of disarticulation in mammalian skeletons. *Contributions to Biology*, 4(1): 37 – 39.
- TURNBULL, W.D. & MARTILL, D.M. 1988. Taphonomy and preservation of a monoespecific titanotheres assemblage from the Washakie Formation (late Eocene), Southern Wyoming. An ecological accident in the fossil record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 63: 91 – 108.
- UBILLA, M. 2001. Comment on “The Continental Uruguayan Cenozoic: an overview” by D. Panario and O. Gutiérrez (*Quaternary International* 62, 75 – 84). *Quaternary International*, 76/77: 259 – 260.
- UBILLA, M. 2004. Mammalian biostratigraphy of Pleistocene fluvial deposits in northern Uruguay, South America. *Proceedings of the Geologists' Association*, 115: 347-357.
- UBILLA, M.; PEREA, D.; AGUILAR, C. G. & LORENZO, N. 2004. Late Pleistocene vertebrates from northern Uruguay: tools for biostratigraphic, climatic and environmental reconstruction. *Quaternary International*, 114(1):129–142.
- UHL, D. & LAUSBERG, S. 2004. Quantitative analysis of Late Palaeozoic taphofloras from Central Europe. *Jahrestagung der Gesellschaft für Biologische Systematik, Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart*, p. 58.
- VALLI, A. M.F. 2004. Étude taphonomique et genèse du gisement Pliocène Supérieur (Villafranchien moyen) de Saint-Vallier (Drôme, France). *Geobios*, 37: 323 – 348.

- VOORHIES, M.R. 1969. Taphonomy and population dynamics of an early Pliocene vertebrate fauna, Knox County, Nebraska. *Contributions to Geology. Special Paper*, 1: 69.
- WALKER, R.G. & JAMES, N.P. 1992. *Facies Medols* - response to sea level change. Geological Association of Canada. p. 219-238.
- WEIGELT, J. 1989. Recent vertebrate carcasses and their paleobiological implications. The University of Chicago Press, Chicago and London, 1989. 188p.
- WHITE, I.C., 1908. *Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil*. Rio de Janeiro, Comissão das Minas do Carvão de Pedra do Brasil, 300 pp.
- WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St. C. POSAMENTIER, H.W. ROSS, C.A. & Van WAGONER, J.C. (eds.). 1988. Sea level changes: an integrated approach. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 42.
- WING, S.L.; SUES. H-D.; POTTS, R.; DiMICHELE, W.A. & BEHRENSMEYER, A.K. Evolutionary Paleogeology. 1992. In: BEHRENSMEYER *et al.* (eds). *Terrestrial Ecosystems through Time*. pp. 1 – 13.
- WOOD, J.M.; THOMAS, R.G. & VISSER, J. 1988. Fluvial processes and vertebrate taphonomy: the upper cretaceous Judith River formation, south-central dinosaur provincial park, Alberta, Canada. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 66: 127 – 143.
- WOODWARD, A.S. 1907. On some fossil reptilian bones from State of Rio Grande do Sul: considerações sobre alguns fósseis do Estado do Rio Grande do Sul. *Revista do Museu Paulista*, 7: 46 – 57.
- WRIGHT, J.D. & MARRIOT, S.B. 1993. The sequence stratigraphy of fluvial depositional systems: the role of floodplain sediment storage. *Sedimentary Geology*, 86: 203 – 210.
- YODER, C.O. & RANKIN, E.T. 1995. The Role of Biological Criteria in Water Quality Monitoring, Assessment, and Regulation. Columbus: Ohio Environmental Protection Agency, 57 pp. Disponível em 03/12/2007 em: <http://www.epa.state.oh.us/dsw/documents/instbusl.pdf>.
- ZAWISKIE, J.M. 1986. Terrestrial vertebrate faunal succession during the Triassic. In: PADIAN, K. *The Beginning of the Age of Dinosaurs*. Melbourne, Australia: Cambridge University Press. pp. 353 – 362.
- ZERFASS, E., LAVINA, E. L., SCHULTZ, C.L., GARCIA, A. J. V., FACCINI, U.F. & CHEMALE, JR, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of Southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161(1-2): 85 – 105.

ZERFASS, H., CHEMALE JR., F., SCHULTZ, C.L. & LAVINA, E. 2004. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. *Sedimentary Geology*, 166: 265 – 292.

Referências Eletrônicas

www.hi.is em 18/12/2005 às 16:45h

www.faculty.gg.uwyo.edu em 15/12/2005 às 10h

www.hays.outcrop.org em 05/03/2007 às 11:30h

www.depauw.edu/.../HiRes/DebrisFlow2.jpg em 19/12/2007 às 11:26h

http://www.guardatudo.com.br/nimbus/Relato_ceara_karl.html em 19/12/2007 às 11:47h

<http://www.geo.uu.nl/fg/palaeogeography/results/fluviastyle> em 06/06/2007 às 14h

<http://www.terrageria.com/pictures-subjects/braided-rivers> em 19/12/2007 às 15h.

<http://ashfall.unl.edu/> em 29/11/2007 às 16h

www2.nature.nps.gov 29/11/2007 às 16h

CAPÍTULO 8

Anexos

8.1 Cartas de Aceite/Submissão

8.1.1 Cópia da Primeira página do artigo publicado na *Revista Brasileira de Paleontologia*

Revista bras. paleont. 9(3):273-282, Setembro/Dezembro 2006
© 2006 by the Sociedade Brasileira de Paleontologia

BIOGENIC FOSSIL CONCENTRATION IN FLUVIAL SETTINGS: AN EXAMPLE OF A CYNODONT TAPHOCOENOSIS FROM THE MIDDLE TRIASSIC OF SOUTHERN BRAZIL

CRISTINA BERTONI-MACHADO

Programa de Pós-graduação em Geociências, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900 Porto Alegre, RS, Brazil.
cristina.bertoni@ufrgs.br

MICHAEL HOLZ

Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, UFRGS, Av. Bento Gonçalves, 9500, 91509-900 Porto Alegre, RS, Brazil.
michael.holz@ufrgs.br

ABSTRACT – Nearby the city of Santa Cruz do Sul (central region of Rio Grande do Sul State in Brazil), an outcrop of the Triassic Santa Maria Formation contains a rather unusual fossil occurrence consisting of a concentration of disarticulated therapsid skeletons dominated by herbivorous and carnivorous cynodonts. Non-cynodont remains are restricted to a single specimen of Rhadinosuchidae (Archosauriformes: Proterochampsia). The taphocoenosis is characterized by the chaotic accumulation of tens of isolated fossil bones within a block of mudrock 10 m wide and 20 m long, and approximately 5 m thick. The site lies within an approximately 30 m thick succession of red mudstone displaying horizons of rhizoliths and carbonate nodules which are interpreted as palaeopedogenic carbonate precipitation in alluvium on a semi arid floodplain. Preservation of the fossil bones at this site is unusually good. Microstructure of the bones shows external and internal precipitation of calcite and quartz in the vessel cavities and pores in the bone matrix indicating that they were initially filled by calcite, and then partially replaced by quartz. These features combined with the presence of calcareous rhizoliths and carbonate nodules, suggest that the bones were accumulated on a playa lake margin with the position of the shoreline being controlled by the groundwater table movements between dry and wet seasons. The taphocoenosis shows a predominance of disarticulated and disassociated skulls and mandibles. Commonly large and very small bones occur side-by-side with no preferred orientation. This taphonomic style suggests a biogenic agent of concentration of the bones by selective predation.

Key words: Biogenic concentration, floodplain, Triassic, vertebrate taphonomy.

RESUMO – Perto da cidade de Santa Cruz do Sul (região central do Rio Grande do Sul, Brasil), um afloramento Triássico da Formação Santa Maria apresenta uma assembléia fóssil bastante incomum, consistindo de uma concentração de restos esqueléticos de terápsidos desarticulados, com predomínio de ossos de cinodontes herbívoros e carnívoros. Apenas um espécime de Rhadinosuchidae (Archosauriformes: Proterochampsia) foi encontrado. A tafocenose é caracterizada por uma acumulação caótica dos ossos isolados, em um nível pelítico de 10 m de largura e 20 m de comprimento e aproximadamente 5 m de altura. O afloramento encontra-se numa sucessão de aproximadamente 30 m, cujos pelitos vermelhos apresentam horizontes com presença de rizólitos e nódulos de carbonato de cálcio, que são interpretados como precipitações de carbonato pedogênico numa planície semi-árida. A preservação dos fósseis neste afloramento raramente é boa. A microestrutura óssea apresenta precipitações externas e internas de calcita e quartzo nas cavidades e poros, indicando que eles foram inicialmente preenchidos por calcita e posteriormente, esta foi substituída por quartzo. Isto, associado à presença de nódulos carbonáticos e rizólitos sugere que os ossos foram acumulados nas margens de um lago efêmero, cujo controle se deu por flutuações no lençol freático em estações úmidas e secas. A tafocenose mostra um predomínio de crânios e mandíbulas desarticulados e não-associados e comumente ossos grandes e pequenos ocorrem lado a lado, sem uma orientação preferencial. Este modo tafonômico de ocorrência sugere um agente biogênico de concentração, que selecionou os ossos por predação seletiva.

Palavras-chave: Concentração biogênica, planície, Triássico, tafonomia de vertebrados.

8.1.2 Carta de Submissão do Artigo nº. 2, enviado ao *Journal of South American Earth Sciences*

Submission Confirmation Inbox

☆ **Journal of South American Earth Sciences** <kellogg@geol.sc.edu> to me [show details](#) Jul 31 ↩ Reply | ▾

Dear Cristina Bertoni-Machado,

We have received your article "VERTEBRATE TAPHONOMY IN BRAIDED FLUVIAL SETTINGS: A STUDY OF RAIGÓN FORMATION, PLIO-PLEISTOCENE FROM URUGUAY" for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <http://ees.elsevier.com/sames/>
2. Enter these login details:
Your username is: cristina.bertoni
Your password is:
3. Click [Author Login]
This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
Journal of South American Earth Sciences

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:
http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For any technical queries about using EES, please contact Elsevier Author Support at authorsupport@elsevier.com
Global telephone support is available 24/7:
For The Americas: +1 888 834 7287 (toll-free for US & Canadian customers)
For Asia & Pacific: +81 3 5561 5032
For Europe & rest of the world: +353 61 709190

Journal of South American Earth Sciences

[home](#) | [main menu](#) | [submit paper](#) | [guide for authors](#) | [register](#) | [change details](#) | [log out](#)

Contact us Help

Username: cristina.bertoni
Role: Author ▾ EES Version: 5.0

Submissions Being Processed for Author Cristina Bertoni-Machado

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display results per page.

Action	Manuscript Number	Title	Initial Date Submitted	Status Date	Current Status
Action Links	SAMES-D-07-00040	VERTEBRATE TAPHONOMY IN BRAIDED FLUVIAL SETTINGS: A STUDY OF RAIGÓN FORMATION, PLIO-PLEISTOCENE FROM URUGUAY	Jul 31, 2007	Jan 05, 2008	Under Review

Page: 1 of 1 (1 total submissions) Display results per page.

[<< Author Main Menu](#)

8.1.3 Carta de Submissão do Artigo nº. 3, enviado a *Pesquisas em Geociências*

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS
Cx. Postal: 15001 - CEP:91509-900
Porto Alegre - RS – Brasil

Porto Alegre, 15 de agosto de 2007.

Ilma.. Sra.
Cristina Bertoni Machado
PPGGEO

Prezada Colega:

Em nome da Comissão Editorial da Revista PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS confirmo o recebimento do manuscrito de **Bertoni-Machado, C., Kislowski, FF, Soares, MB, Schultz, CL, Dentzien-Dias, PC**, intitulado “**Uma peculiar tafocenose controlada por ação biogênica no Triássico Médio do Rio Grande do Sul, Brasil**”. Agradecemos o encaminhamento do mesmo, à revista *Pesquisas em Geociências*. Manteremos contato tão logo sua avaliação pelo corpo consultivo seja realizada.

Atenciosamente,



Lauro Valentim Stoll Nardi
Editor-Chefe.

8.1.4 Carta de Submissão do Artigo nº. 4, enviado à *Lethaia*

Submitted Manuscripts

Manuscript ID	Manuscript Title	Date Created	Date Submitted	Status
LET-OA-01-08-0079	Taphonomic signatures in braided fluvial settings: the example of the Sanga do Cabral Supersequence (Early Triassic, southern Brazil) vertebrate taphocoenosis [View Submission] (cover letter)	04-Jan-2008	04-Jan-2008	AE: Stouge, Svend EIC: Stouge, Svend ADM: Stouge, Svend PROD: Not Assigned • Awaiting Reviewer Selection
				▲ top

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
 Instituto de Geociências
 Programa de Pós-Graduação em Geociências
 Prof. Leo Afraido Hartmann
 Coordenador

22/1/08