



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**NOVA PROPOSTA DE ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E
EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO REGISTRO CRETÁCICO
DA BACIA DOS PARECIS, CENTRO OESTE DO BRASIL**

ROGERIO ROQUE RUBERT

ORIENTADORA:

Profa.Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki

VOLUME ÚNICO

Porto Alegre, 2017



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**NOVA PROPOSTA DE ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E
EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO REGISTRO CRETÁCICO
DA BACIA DOS PARECIS, CENTRO OESTE DO BRASIL**

ROGERIO ROQUE RUBERT

ORIENTADORA:

Profa.Dra. Ana Maria Pimentel Mizusaki

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr.Ricardo Cunha Lopes – UNISINOS

Dr. Anderson Maraschin – PUC-RS

Dr^a. Carla Klein – CPRM

Tese de Doutorado apresentada
como requisito para obtenção
do título de Doutor em Geociências

Porto Alegre, 2017

CIP - Catalogação na Publicação

Rubert, Rogério Roque

NOVA PROPOSTA DE ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO E
EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR DO REGISTRO CRETÁCICO DA
BACIA DOS PARECIS, CENTRO OESTE DO BRASIL / Rogério
Roque Rubert. -- 2017.

171 f.

Orientadora: Ana Maria Pimentel Mizusaki.

Tese (Doutorado) -- Universidade Federal do Rio
Grande do Sul, Instituto de Geociências, Programa de
Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, BR-RS,
2017.

1. Cretáceo Superior. 2. Bacia dos Parecis. 3.
Arco da Serra Formosa. 4. análise faciologica. 5.
arcabouço estratigráfico. I. Mizusaki, Ana Maria
Pimentel , orient. II. Título.

Aos meus pais João e Tarcila,
pois este doutorado também é produto do esforço deles,
A minha esposa Gleice e minha filha Raquel.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	III
RESUMO.....	IV
ABSTRACT	VI
LISTA DE FIGURAS	VIII
CAPÍTULO 1 – FUNDAMENTAÇÃO DA TESE.....	1
1. 1 SOBRE A ESTRUTURA DA TESE	2
1. 2 INTRODUÇÃO	3
1. 3 JUSTIFICATIVA.....	6
1. 4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	7
1. 5 OBJETIVOS.....	9
CAPÍTULO 2 – BACIA DOS PARECIS.....	10
2. 1 TRABALHOS ANTERIORES.....	11
2. 2 A SEDIMENTAÇÃO NA BACIA DOS PARECIS	12
2. 3 O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DOS PARECIS	13
2. 3. 1 FORMAÇÃO CACOAL - (NEO-ORDOVICIANO)	15
2. 3. 2 FORMAÇÃO FURNAS – (EODEVONIANO).....	17
2. 3. 3. FORMAÇÃO PONTA GROSSA – (NEO-DEVONIANO).....	17
2. 3. 4. FORMAÇÃO PIMENTA BUENO - CARBONÍFERO	18
2. 3. 5. FORMAÇÃO FAZENDA DA CASA BRANCA (PERMO-CARBONÍFERO)	19
2. 3. 6 FORMAÇÃO RIO ÁVILA – JURÁSSICO	19
2. 3. 7 VULCÂNICAS BÁSICAS - FORMAÇÕES ANARI E TAPIRAPUÃ- (JURÁSSICO).....	20
2. 3. 8 KIMBERLITOS	21
2. 3. 9 GRUPO PARECIS – (CRETÁCEO).....	21
2.3.9.1 FORMAÇÃO SALTO DAS NUVENS	21
2.3.9.2 FORMAÇÃO UTIARITI	22
2. 3. 10 COBERTURAS INCONSOLIDADAS.....	22
CAPÍTULO 3 – O CRETÁCEO DA BACIA DOS PARECIS	23
3. 1 INTRODUÇÃO	24
3. 2 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS	26
3.2.1 O GRUPO PARECIS	26
CAPÍTULO 4 – METODOLOGIA.....	30
4.1. METODOLOGIA	31
CAPÍTULO 5 – RESULTADOS OBTIDOS.....	33
5. 1 SÍNTESE INTEGRATIVA DOS ARTIGOS.....	34
5. 2 CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 1.....	37
5. 3 ARTIGO 1.....	39
5. 4 CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 2.....	68

5.5	ARTIGO 2.....	69
5.6	CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 3.....	113
5.7	ARTIGO 3.....	114
	CAPÍTULO 6 – CONCLUSÕES.....	154
6.1.	CONCLUSÕES	155
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	157

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Programa em Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade de cursar e concluir este Doutorado em Geociências.

Agradeço a minha orientadora Prof^a. Dr^a. Ana Maria Pimentel Mizusaki pela excelente orientação, por demandar todo o esforço para consolidação do trabalho, por acreditar no projeto apesar de todos os desafios e dificuldades, confiança, amizade e por todo o apoio e paciência durante o curso.

Agradeço imensamente a geóloga Msc. Camile Urban, pelo apoio, dedicação e discussão dos temas do trabalho e a geóloga Msc. Patricia Zacca e pelo apoio nas discussões e figuras. Sem este valioso apoio não seria possível a conclusão desta tarefa.

Também ao Prof. Dr. Rualdo Menegat pelas críticas, opiniões, incentivo e apoio quando consultado no decorrer do trabalho.

Sou grato ao paleontólogo Agustin Martinelli pelas discussões acerca do posicionamento estratigráfico das unidades, aos geólogos Elison do Carmo, Marcos Tedesco, Erich Marques, Antonio David Corrêa ao técnico Elvis Apolinário “Rufus lenhador”, ao Francisco Maciel “Bugrão” (*in memmorian*), o melhor prospector de toda região amazônica, grande Dom Gabriel Giles, Adrian McArthur pelo incentivo, e a todos os companheiros do setor de Exploração da Meridian Mining.

A UFMT pelo acesso aos testemunhos de sondagem e a METAMAT, pela disponibilização dos dados do Projeto Caulim do Xingu.

Agradeço ao geólogo e grande profissional Gercino Domingos da Silva, pelo companheirismo, apoio, lições profissionais, ensinamentos e respeito da vida, geologia e cultura do estado de Mato Grosso, no passado, quando do desenvolvimento do Projeto Caulim do Xingu e no presente.

Aos meus pais João e Tarcila, meus irmãos e tia Maria Terezinha que sempre acreditaram e apoiaram meus projetos.

A minha família cuiabana a qual entendeu meu esforço e minha ausência nestes tempos difíceis. A minha esposa Gleice, pela compreensão, apoio e dedicação, pelas horas dedicadas no auxílio direto ou indireto, pelo grande companheirismo nas horas de alegria e tristezas. E a minha filha Raquel, pela compreensão e paciência nestes longos anos de distancia e pela alegria de sua presença.

RESUMO

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica, com uma área de 500.000 km² na região Centro-Oeste do Brasil. Ocupa a porção sul-sudeste do Cráton Amazônico, tendo este como maior parte de seu embasamento. Acumula mais de 6.000 m de sedimentos, relacionados ao Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico. O registro mesozoico inclui unidades sedimentares e vulcânicas. O registro cretácico da Bacia dos Parecis consiste em duas sequências sedimentares com assinaturas deposicionais distintas. Essas sequências são fisicamente descontínuas e relacionadas a diferentes depocentros, nas porções leste e oeste do Arco da Serra Formosa, ou seja, sub-bacias Juruena e Alto Xingu. Isto gera controvérsias em termos de correlação regional, posicionamento estratigráfico e correta subdivisão das sequências. Com base em afloramentos e testemunhos de sondagem foi possível a reconstituição do registro a partir das associações de fácies. Estas associações juntamente com o reconhecimento regional de superfícies e relações estratigráficas permitiu a identificação de uma assinatura deposicional diferencial para cada sequência. Na sub-bacia Juruena foram depositadas sequências predominantemente clásticas, fluviais e eólicas. Na sub-bacia do Alto Xingu, na base foram identificadas fácies de natureza química e clástica e no topo, sedimentação clástica. A reconstituição da evolução da bacia no Mesozoico e a contextualização das unidades cretácicas foram efetuadas levando-se em conta os registros do tectonismo, do magmatismo e da sedimentação na região. A evolução da bacia no Mesozoico teve início no Triássico Superior e Jurássico Inferior com vulcanismo e sedimentação, sucedido de soerguimento e erosão até o Cretáceo Inferior, quando ocorreram magmatismos básico e alcalino. A partir do Cretáceo Superior, com início da fase compressiva da Orogenia Andina e abertura do Oceano Atlântico, desenvolveu-se tectonismo e a sedimentação na sub-bacia Juruena no Cenomaniano. Porém, na sub-bacia Alto Xingu esta ocorre a partir do Coniaciano. A análise do registro fóssilífero e as relações com unidades adjacentes indicam uma idade entre Cenomaniano-Turoniano para a sequência da sub-bacia Juruena e Coniaciano-Santoniano para a sequência da sub-bacia Alto Xingu. Assim, foi proposta uma nova unidade litoestratigráfica para esta última, denominada de Formação Rio Tapirapé. A atuação da tectônica na geração de subsidência diferenciada para cada sub-bacia ocasionou a geração de diferentes assinaturas

deposicionais. Na sub-bacia Juruena a taxa de sedimentação superior à taxa de subsidência é perceptível, gerando sequências clásticas de alta energia. Na sub-bacia Alto Xingu, a taxa de subsidência é superior à taxa de sedimentação, com um sistema lacustre transgressivo nas fases iniciais. Ao final em ambas as sub-bacias prevalecem sistemas sedimentares fluviais e deltaicos enquanto a taxa de subsidência é reduzida. A reconstituição paleoambiental da sequência cretácica da sub-bacia Alto Xingu identificou uma sedimentação clasto-química de fundo e borda de lago na base. Na porção superior ocorre uma progradação com ambientes de prodelta, frente deltaica e uma planície deltaica com planície fluvial e deposição eólica. O posicionamento cronoestratigráfico Coniaciano-Santoniano baseou-se em fósseis de vertebrados e ostracodes que tem crono-correlatos regionais na Formação Adamantina (Grupo Bauru) e Formação Capacete (Bacia Sanfranciscana) e ainda na Formação Bajo de Carpa (Grupo Neuquén, na Argentina).

Palavras-chave: Cretáceo Superior, Bacia dos Parecis, Arco da Serra Formosa, análise faciológica, arcabouço estratigráfico.

ABSTRACT

The Parecis Basin is an intracratonic basin, covering a huge area of 500.000 km² in center-west portion of Brazil. The Amazonian Craton constitutes the most part of its basement. In this basin, there are an accumulation of more than 6,000 m of sediments, related to Paleozoic, Mesozoic and Cenozoic ages. The Mesozoic record includes sedimentary and volcanic units. The cretaceous record of the Parecis Basin is represented by two sedimentary sequences characterized by distinct depositional signatures. These sequences are physically discontinuous, and related to different depocenters located in the east and west of Serra Formosa Arch, namely Juruena and Alto Xingu sub-basins. So, this distribution is controversy in terms of regional correlation, stratigraphic positioning and correct subdivision of the sequences. Based on outcrops and cores information it was possible the reconstruction of the record from the facies association, which together with regional surface recognition and stratigraphic relations allowed the identification of a differential depositional signature for each sequence. In the Juruena sub-basin, predominantly clastic fluvial and aeolian sequences were deposited. In the Alto Xingu sub-basin the base is marked by facies of lacustrine chemical and clastic nature but top, clastic sedimentation of a fluvio-deltaic system is recognized. The reconstruction of the mesozoic evolution of the basin and contextualization of the Cretaceous units were carried out taking into account records of tectonism, magmatism and sedimentation in the region. The basin evolution in Mesozoic age start in Upper Triassic to Lower Jurassic period where occurred volcanism and sedimentation, followed by uplift and erosion until the Lower Cretaceous, when as occurred basic and alkaline magmatism. From the Upper Cretaceous, with the beginning of the compressive phase of Andean Orogeny and opening of the Atlantic Ocean, tectonism and sedimentation were developed in Juruena Sub-basin in the Cenomanian and Alto Xingu Sub-basin from Coniacian. The relation of the fossiliferous record with adjacent units allows to assign one related age between Cenomanian-Turonian to Juruena sub-basin sequence. But the Coniacian-Santonian to Alto Xingu sub-basin is being proposed an new lithostratigraphic. unit named Rio Tapirapé Formation results from this recognition. The tectonism is the main event in the generation of differentiated subsidence to each sub-basin and the differential depositional signatures. In the Juruena sub-basin the sedimentation rate over the subsidence rate is perceptible, and a clastic high

energy sequence is deposited. In the Alto Xingu sub-basin, the subsidence rate is higher than the sedimentation rate, with a transgressive lacustrine system with chemical sedimentation in the initial phases. At the end of the process, in both sub-basins, fluvial and deltaic sedimentary systems prevail while the subsidence rate decreases. The paleoambiental reconstruction of Alto Xingu sub-basin cretaceous sequence indicates a chemical and clastic sedimentation of bottom and shoreline lake, in a context of high initial subsidence and low sedimentation rate. As the subsidence process decreased, a deltaic progradation became dominant with deposition in a prodelta environment, deltaic front and deltaic plain interbedded with fluvial plain, and aeolian deposition. The Coniacian–Santonian chronostratigraphic positioning was based on vertebrate fossils and ostracods with regional chrono-correlates in the Adamantina Formation (Bauru Group), the Capacete Formation (Sanfranciscana Basin), and also in the Bajo de la Carpa Formation (Neuquén Group, in Argentina).

Key words: Upper Cretaceous, Parecis Basin, Serra Formosa Arch, faciological analysis, stratigraphic framework

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da Bacia dos Parecis (modificado de Bahia et al. 2007).	4
Figura 2: Ocorrências cartografadas das rochas do pacote cretácico na Bacia dos Parecis (Lacerda Fiho <i>et al.</i> 2004).	6
Figura 3: Áreas específicas de estudo na Bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso e topomínia da região.	8
Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia dos Parecis (modificada de Bahia, 2007). .	14
Figura 5: Mapa geológico da Bacia dos Parecis, compilado de Bahia (2007).	16
Figura 6: Fluxograma com a metodologia aplicada no presente trabalho.	31

Capítulo 1 – Fundamentação da Tese

1. 1 SOBRE A ESTRUTURA DA TESE

A tese intitulada “Nova Proposta de Arcabouço Estratigráfico e Evolução Tectono-sedimentar do Registro Cretácico da Bacia dos Parecis, Centro-Oeste do Brasil” detalha o arcabouço estratigráfico e evolutivo do registro cretácico da Bacia dos Parecis. Observa-se uma grande amplitude regional e variabilidade litológica dos pacotes sedimentares atribuídos ao Grupo Parecis (*sensu* BARROS *et al.*, 1982), nos diferentes segmentos tectônicos da bacia, especialmente no entorno do Arco da Serra Formosa.

Somados a estes fatores, outras dúvidas acerca do tema exigem um refinamento do arcabouço estratigráfico baseado na análise faciológica regional.

Para formular e entender o problema aqui abordado, alguns questionamentos foram necessários:

1. Qual a relação entre o Grupo Parecis originalmente proposto por Barros *et al.* (1982) e as unidades adjacentes da bacia?

2. Baseado na conceituação original das unidades que compõem o Grupo Parecis (formações Salto das Nuvens e Utirariti) e suas seções tipo, qual a relação estratigráfica entre estas unidades e qual o seu correto posicionamento no contexto geocronológico do Cretáceo?

3. Os pacotes cretácicos que ocorrem respectivamente a Leste e Oeste do Arco da Serra Formosa pertencem à mesma sequência sedimentar? A sequência lacustre e flúvio deltaica ocorrente na sub-bacia Alto Xingu, a leste do referido arco pertence efetivamente a Formação Salto das Nuvens?

4. Qual a influência dos arcos internos na evolução das sequências sedimentares do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis? As sequências aflorantes a Leste e Oeste do Arco da Serra Formosa podem ser consideradas cronocorrelatas?

5. Qual dos eventos tectônicos regionais no âmbito da evolução da Bacia dos Parecis e como a evolução das sequências sedimentares estudadas estão inseridas neste contexto?

6. A sequência lacustre e flúvio-deltaica da sub-bacia Alto Xingu da Bacia dos Parecis: quais são suas características, controles, evolução, posicionamento estratigráfico e correlações regionais propostas?

Para tratar do tema, o volume da tese foi dividido em capítulos:

- o primeiro capítulo apresenta a estrutura da tese e considera os questionamentos principais para a formulação do problema. O ambiente geológico regional, a localização da área de estudo e os objetivos são apresentados.

- o segundo capítulo traz a evolução dos conhecimentos geológicos e o arcabouço estratigráfico da Bacia dos Parecis visando a contextualização geológica das unidades abordadas.

- o terceiro capítulo é uma síntese da evolução dos conhecimentos acerca dos pacotes mesozoicos da Bacia dos Parecis, com ênfase no Grupo Parecis (*sensu* BARROS *et al.* 1982).

- o quarto capítulo apresenta a metodologia empregada.

- o quinto capítulo é uma síntese dos três artigos técnicos resultantes da pesquisa e submetidos em revistas especializadas, cartas de submissão e os manuscritos:

- “Faciological analysis and stratigraphic framework revision of Cretaceous package of the Parecis Basin, Mato Grosso State, Brazil”;

- “Eventos tectônicos mesozoicos e sua influência durante a deposição e evolução das sequências cretácicas da Bacia dos Parecis, Centro-Oeste do Brasil”;

- “Palaeoenvironmental reconstruction and evolution of Upper Cretaceous lacustrine-fluvial-deltaic sequence in the Parecis Basin, Brazil”.

1.2 INTRODUÇÃO

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica brasileira, cobrindo uma área de 500.000 km² na região amazônica, nos estados de Rondônia e Mato Grosso. Localiza-se entre as bacias do Solimões, Alto Tapajós e Paraná, na região de antepaís da Cordilheira dos Andes, ocupando a porção sul-sudeste do Cráton Amazônico, tendo este como maior parte de seu embasamento. Limita-se a leste, sudeste e sul pela Faixa de Dobramentos Paraguai e Araguaia e a nordeste, norte, noroeste, nordeste e sudoeste pelo Cráton Amazônico (BAHIA *et al.*, 2006) (Fig. 1).

Esta bacia acumula mais de 6.000 m de sedimentos, relacionados ao Paleozoico, Mesozoico e Cenozoico, com predominância de sedimentos siliciclásticos, intercalados com raras camadas de calcário, níveis frequentes de

gipsita e algumas lentes de carvão, estes últimos restritos aos níveis carboníferos da bacia (SIQUEIRA, 1989).

Desde o final do século XIX a região foi visitada esporadicamente por pesquisadores (BARROS *et al.*, 1982) que abordaram a geologia e geomorfologia da área. Os trabalhos sobre a geologia da região iniciaram-se a partir de 1947 com a expedição de reconhecimento geológico organizado pela Divisão de Geologia e Mineralogia do Departamento Nacional de Produção Mineral. Posteriormente outros trabalhos foram efetuados na área destacando-se Beurlen (1959), Barbosa e Braun (1959) e Barbosa *et al.* (1966).

Os primeiros trabalhos de mapeamento com a realização de uma cartografia e interpretação geológica em grande escala remontam a década de 70 e foram realizados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM (escala regional: 1:250.000 e 1:500.000).

Nas décadas seguintes, de maneira geral, predominam os trabalhos de cartografia em escala regional ou sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia (SIQUEIRA, 1989; BIZZI *et al.*, 2003; LACERDA FILHO *et al.*, 2004 e BAHIA, 2007).

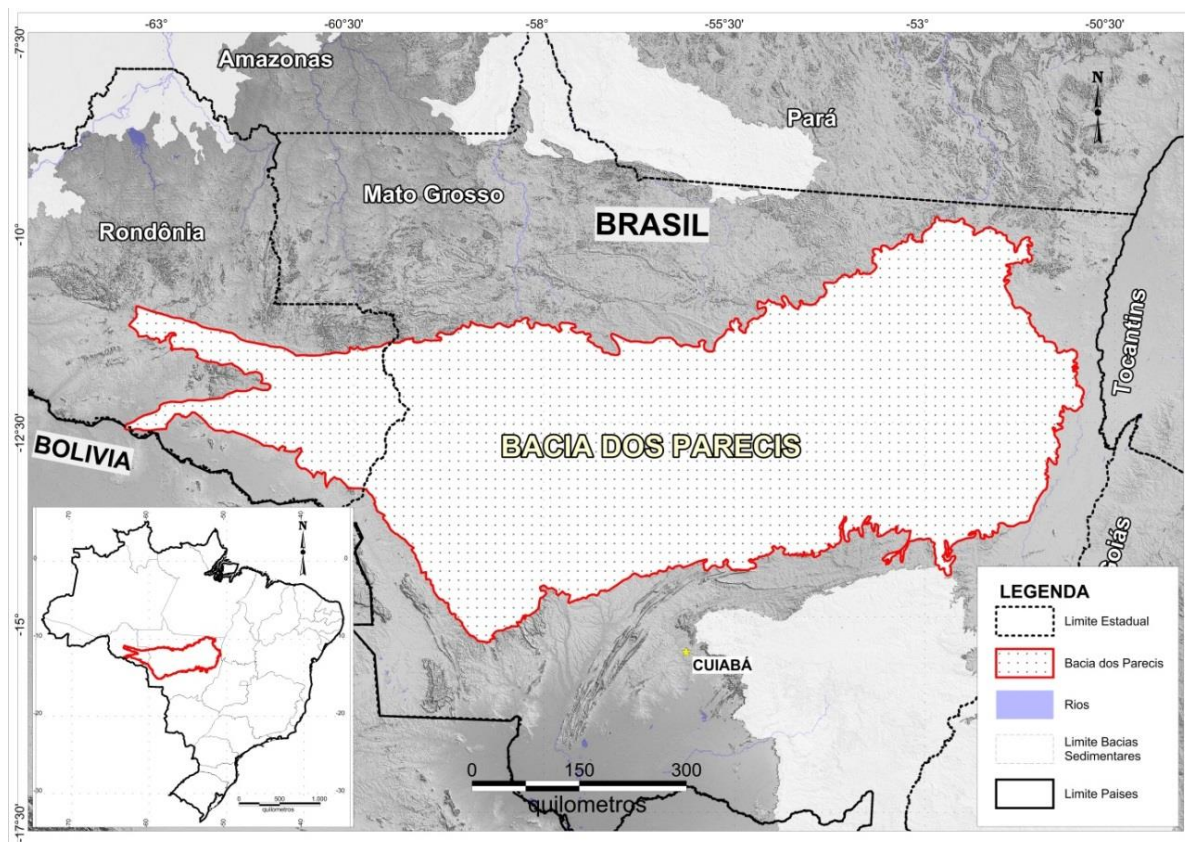


Figura 1: Mapa de localização da Bacia dos Parecis (modificado de Bahia et al. 2007).

Recentemente elementos foram adicionados ao conhecimento acerca da bacia por Faria (2015) que baseado no processamento e interpretação de novos dados geofísicos propôs uma nova interpretação dos limites tectono-sedimentares. O autor identifica vários blocos crustais do embasamento e arcos estruturais reconhecendo-os como delimitadores de diferentes segmentos internos.

No que tange ao registro mesozoico da bacia, trabalhos anteriores recentes individualizavam quatro unidades no estado de Mato Grosso, sendo:

- o pacote vulcânico da Formação Tapirapuã;
- a Formação Rio Ávila, uma unidade sedimentar siliciclástica com idade e posicionamento ainda controversos, datado e posicionado no Jurássico Inferior;
- o Grupo Parecis, constituído das formações Salto das Nuvens e Utiariti, de idade cretácica (LACERDA FILHO *et al.*, 2004) (Fig. 02).

Em relação as duas últimas unidades acima citadas, dados de mapeamento realizados em diferentes áreas no estado do Mato Grosso (SILVA *et al.*, 2003; RUBERT, 2011) constataram as rochas atribuídas a elas possuem características litológicas e faciológicas diferenciadas regionalmente através dos diversos blocos segmentados nas sub-bacias.

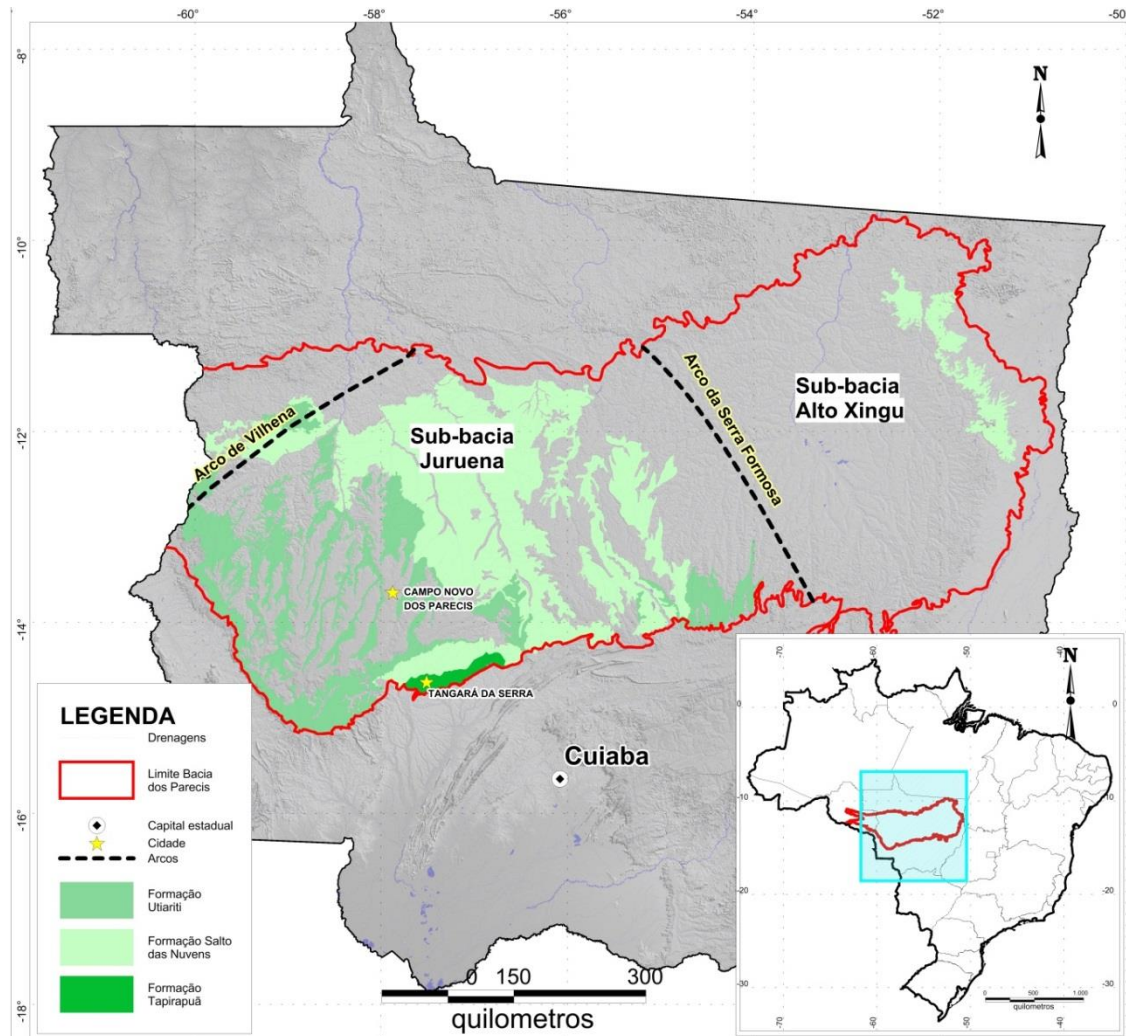


Figura 2: Ocorrências cartografadas das rochas do pacote cretácico na Bacia dos Parecis (Lacerda Filho *et al.* 2004).

1.3 JUSTIFICATIVA

No que tange ao registro cretácico nas porções leste e a oeste do Arco da Serra Formosa, nas sub-bacias de Juruena Alto Xingu (*sensu* BAHIA *et al.*, 2007), existem controvérsias de posicionamento estratigráfico, correlação regional das unidades, subdivisão correta de sequências e conceituação das unidades. Estes questionamentos são ocasionados em grande parte pelo escasso conhecimento das variações regionais nas associações de fácies ocorrentes nestes pacotes, nos vários segmentos tectônicos que compõem a bacia.

Assim, há necessidade de um estudo regional detalhado no pacote do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis tanto sob aspecto do potencial exploratório da bacia, bem como da necessidade de evolução dos conhecimentos geológicos,

revisão de seu arcabouço estratigráfico e contextualização de suas unidades nos estágios da evolução da plataforma sul-americana no Mesozoico.

1.4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

As áreas de estudo são as ocorrências de pacotes reconhecidamente ou tidos como cretácicos da Bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso (Fig. 3).

Na sub-bacia do Alto Xingu, na região nordeste do estado de Mato Grosso, das exposições relacionadas a escarpa da Serra do Roncador até as proximidades do Rio Araguaia a leste. Nestes locais foram coletados dados de afloramentos e testemunhos de sondagem.

A oeste do Arco da Serra Formosa observa-se que as exposições do pacote localizam-se na região de Tangará da Serra e extensões a norte, noroeste e leste, caracterizada pelas porções basais e seção-tipo da Formação Salto das Nuvens. Outros afloramentos foram descritos na região de Campo Novo dos Parecis e Brasnorte onde está a seção-tipo da Formação Utiariti. Esta seção foi identificada na queda d'água homônima do Rio Papagaio e as outras exposições relevantes desta unidade na borda norte da bacia, nas proximidades do Rio do Sangue.

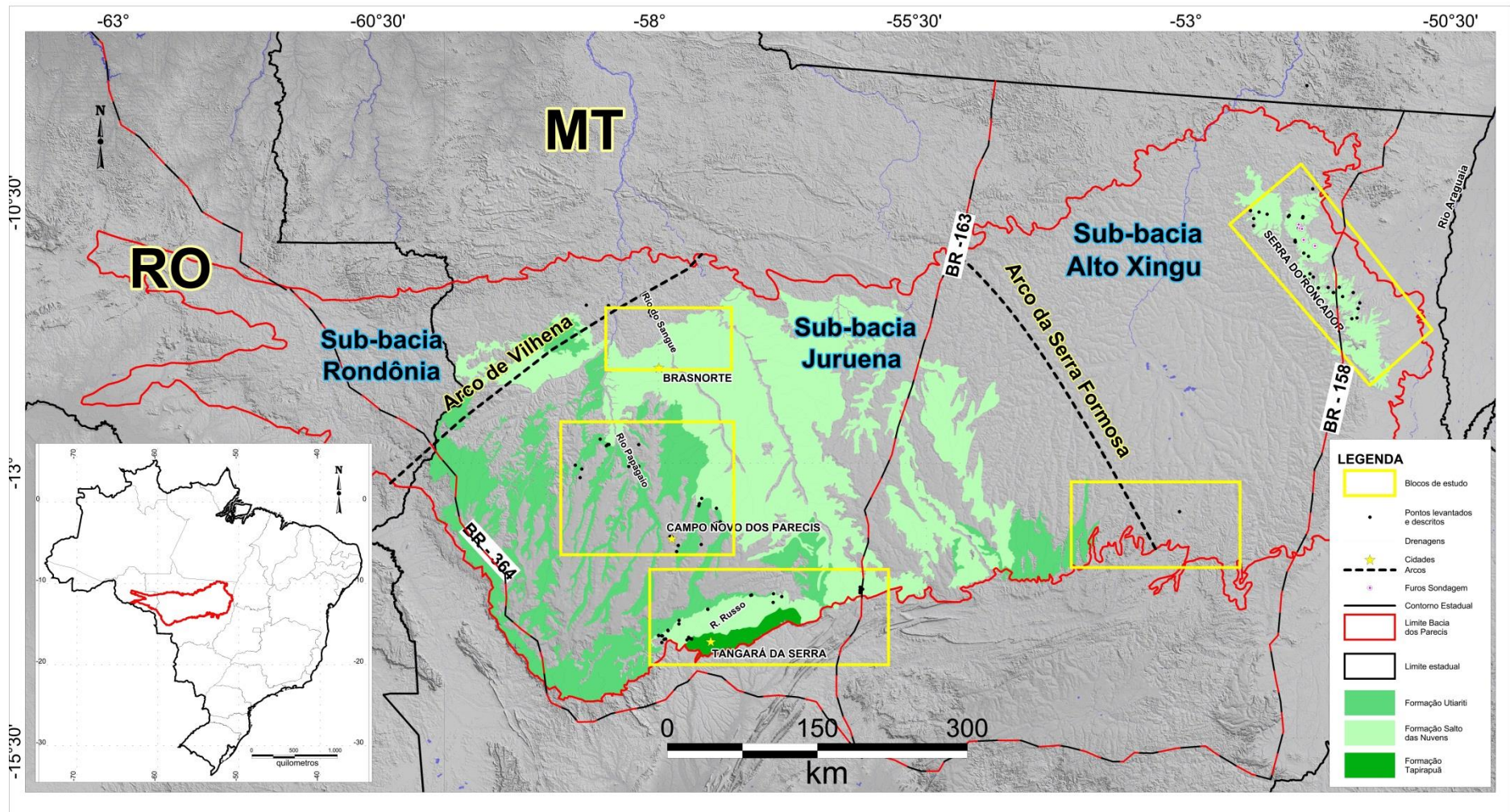


Figura 3: Áreas específicas de estudo na Bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso e toponímia da região.

1.5 OBJETIVOS

O objetivo geral é a revisão do arcabouço estratigráfico do Cretáceo da Bacia dos Parecis, nas sub-bacias do Alto Xingu e Juruena, estado de Mato Grosso.

Secundariamente, propõe-se o posicionamento geocronológico e geotectônico destes pacotes em relação ao contexto evolutivo da Plataforma Sul-americana.

Ainda discute-se o papel dos arcos internos na deposição das sequências cretácicas da Bacia dos Parecis, os controles deposicionais atuantes os diferentes paleoambientes e assinaturas deposicionais observadas entre ambas as áreas de ocorrência do registro.

Capítulo 2 – Bacia dos Parecis

2.1 TRABALHOS ANTERIORES

A maior parte dos trabalhos sistemáticos desenvolvidos na região foram realizados na década de 70, pelo Departamento Nacional de Produção Mineral - DNPM e posteriormente pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM, sendo em sua maior parte mapeamento geológico sistemático em escala regional entre 1:250.000 e 1:500.000, Dentre os vários trabalhos realizados pode-se destacar:

- Projeto Sudeste de Rondônia que cartografou a porção oeste da bacia (PINTO FILHO *et al.*, 1977);
- Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso que cartografou as porções central e nordeste da bacia (PADILHA *et al.*, 1974);
- Projeto Serra do Roncador que mapeou a porção sudeste da bacia (COSTA *et al.*, 1975);
- Projetos Alto Guaporé e Serra Azul que cartografaram a porção sudeste da bacia, no estado de Rondônia (BARROS E PASTORE Jr., 1974 e RIBEIRO FILHO *et al.*, 1975).

Em relação aos trabalhos que abordam a estratigrafia e evolução geral da Bacia dos Parecis destaca-se Siqueira (1989). Este autor publicou uma síntese da bacia a partir da integração das informações dos dados geológicos com resultados de geofísica.

Bahia (2007) e Bahia *et al.* (2007) com base em dados regionais de afloramento e reinterpretação de dados geofísicos estabelecem uma divisão geral das unidades da bacia e a sua compartimentação estrutural e de seu substrato.

Já Lacerda Filho *et al.* (2004) e Quadros *et al.* (2007) integraram os dados geológicos e geotectônicos da Bacia dos Parecis nos estados de Mato Grosso e Rondônia.

Assim, apesar dos trabalhos com enfoque cartográfico e de entendimento da história evolutiva na Bacia dos Parecis ocorrerem a longo tempo, suas unidades carecem de trabalhos de maior detalhe de cartografia, maior refinamento da sua faciologia e entendimento das relações estratigráficas entre as unidades. Atualmente estes trabalhos são localizados, abrangendo áreas específicas na bacia.

Silva *et al.* (2003) realizaram um mapeamento de detalhe na região nordeste de Mato Grosso, onde identificaram uma sequência sedimentar cretácica de origem flúvio-eólico-lacustre a qual denominaram informalmente de Sequência Tapirapé.

Esta unidade informal foi correlacionada por Lacerda Filho *et al.* (2004) com a Formação Salto das Nuvens do Grupo Parecis da bacia homônima. Para Silva *et al.* (2003) esta sequência é constituída por margas e argilitos na base e siltitos, pelitos e arenitos, em direção ao topo. Destaca-se a presença de fósseis de crocodilomorfos (*mesosuchidae-notosuchidae*), correlacionáveis temporalmente com espécimes ocorrentes do Grupo Bauru, na Bacia do Paraná, no estado de São Paulo.

Rubert *et al.* (2004) detalharam faciologicamente esta sequência identificando um intervalo argilo-margoso basal de origem lacustre continental e um intervalo arenoso superior de origem flúvio-eólico-deltaica, associando um clima árido ou semiárido.

Posteriormente Weska (2006) sintetizou a litoestratigrafia do Grupo Bauru do Cretáceo da Bacia do Paraná no estado de Mato Grosso correlacionando-os de maneira preliminar as unidades do Grupo Parecis.

Martins e Abdallah (2007) descreveram as unidades paleozoicas e mesozoicas da borda norte-noroeste da bacia no estado de Mato Grosso e Alves *et al.* (2010) com base nos dados de Silva *et al.* (2003) detalharam as unidades do Cretáceo da Bacia dos Parecis. Assim para a seu limite leste propuseram a subdivisão da Formação Salto das Nuvens em:

- Membro Canabrava - nível basal, argilo-siltico-margoso;
- Membro Fontourinha - nível de topo, siltico-arenosa;

Recentemente destacam-se trabalhos de correlações regionais e análise faciológica, tais como Batezelli *et al.* (2014) e Menegazzo *et al.* (2016); trabalhos de individualização de novas unidades como Rodrigues *et al.*(2016) e revisão do arcabouço estratigráfico geral da bacia efetuado por Vasconcelos *et al.*(2014).

2.2 A SEDIMENTAÇÃO NA BACIA DOS PARECIS

O preenchimento da Bacia dos Parecis iniciou no Paleozoico Inferior onde a partir de um evento extensional ocorreu a implantação de um sistema

de riftes intracontinentais com a deposição na bacia com a Formação Cacoal. A partir deste sistema de riftes, depositaram-se posteriormente do Devoniano ao Cretáceo, as formações Furnas, Ponta Grossa, Pimenta Bueno, Fazenda da Casa Branca, Rio Ávila e o Grupo Parecis (BAHIA, 2007).

Assim, o preenchimento sedimentar da Bacia dos Parecis ocorreu em duas etapas distintas (BAHIA, 2007):

- etapa inicial (Ordoviciano ao Carbonífero) - relacionada à fase rifte da bacia, com o preenchimento dos grabens de Pimenta Bueno e do Colorado, com deposição de conglomerados em sistemas de leques aluviais, sedimentos glaciais, sedimentos fluviais e marinhos costeiros;

- etapa posterior (a partir do Carbonífero Inferior) - conhecida como sinéclise, onde ocorreu magmatismo básico continental, deposição de sedimentos eólicos em ambiente desértico e sedimentos fluviais já num contexto de bacia intracratônica.

Em termos de disposição geográfica, a Sequência Paleozoica bordeja a Bacia dos Parecis nos extremos oeste, sudeste e sudoeste, enquanto que a Sequência Mesozoica ocupa as porções central, oeste e leste da bacia e finalmente, a Sequência Cenozoica se concentra principalmente em parte da sub-bacia Alto Xingu (Fig. 05).

2.3 O ARCABOUÇO ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DOS PARECIS

O arcabouço estratigráfico aqui utilizado é de Bahia (2007) por ser o mais atualizado e seguir a nomenclatura estratigráfica de Siqueira (1989). Este último autor apresentou o primeiro trabalho completo sobre a estratigrafia da bacia (Fig. 4).

O mapa geológico da Bacia dos Parecis, por sua vez, será inicialmente utilizado com base no trabalho de Bahia *et al.* (2006), que demonstra a disposição geral das unidades na bacia (Fig. 5). Além disso, para as unidades reconhecidas na literatura como pertencentes ao pacote cretácico da Bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso serão inicialmente utilizados os dados de Lacerda Filho *et al.* (2004).

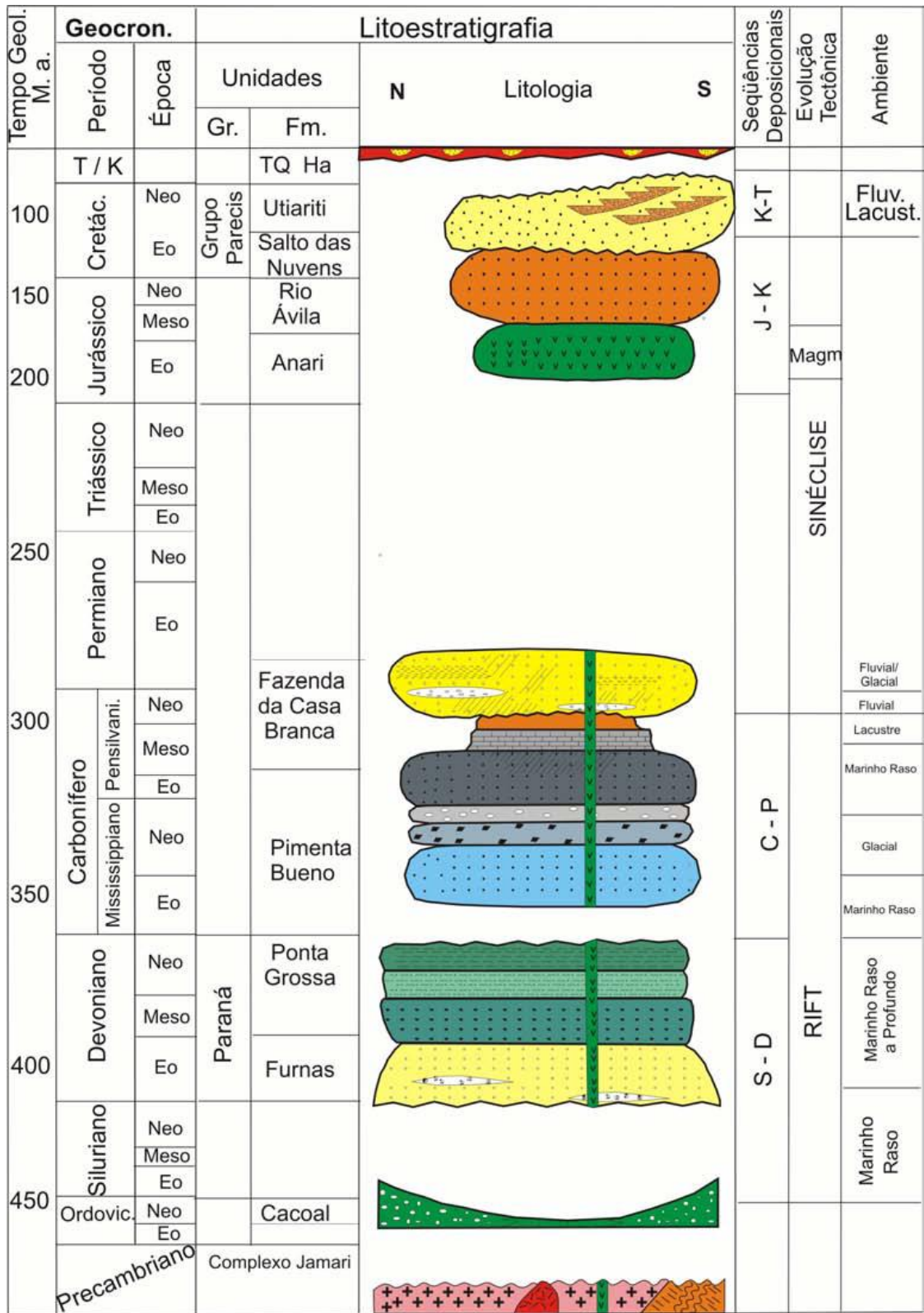


Figura 4: Coluna estratigráfica da Bacia dos Parecis (modificada de Bahia, 2007).

2. 3. 1 FORMAÇÃO CACOAL - (NEO-ORDOVICIANO)

Esta formação, individualizada inicialmente por Siqueira (1989), aflora na porção central de Cacoal (RO) tendo sido identificada em subsuperfície na região de Presidente Médici (RO), e a 90 km a sudeste da cidade de Pimenta Bueno (MT). Na porção basal faz contato com rochas metassedimentares paleoproterozoicas da Formação Mutum-Paraná ou com o embasamento cristalino paleoproterozóico do Complexo Jamari (Fig. 5).

A base da Formação Cacoal é constituída por conglomerados polimiticos com matriz arcoseana e clastos angulosos que podem atingir mais de um metro de diâmetro, além de intercalações de argilitos dolomitizados, siltitos carbonáticos e brechas intraformacionais. Bahia (2007) sugere que são depósitos de leques aluviais em condições de clima árido.

A porção intermediária da formação compreende uma alternância de folhelhos, arenitos feldspáticos e arcósios em forma de lobos amalgamados ou em alternância de dimensões métricas com folhelho. A geometria e composição dos corpos de arenito e sua alternância com folhelhos sugerem deposição a partir de um ambiente deltaico para esta unidade.

No topo da formação, os dolomitos argilosos com nódulos silicosos e rara gipsita sugerem um ambiente de planície de maré em clima (Bahia, 2007).

Siqueira (1989) correlacionou a Formação Cacoal com as porções superiores da Formação Rio Ivaí e intermediária da Formação Vila Maria da Bacia do Paraná. Sua espessura mínima com base em furos de sondagem foi estimada em 230 metros.

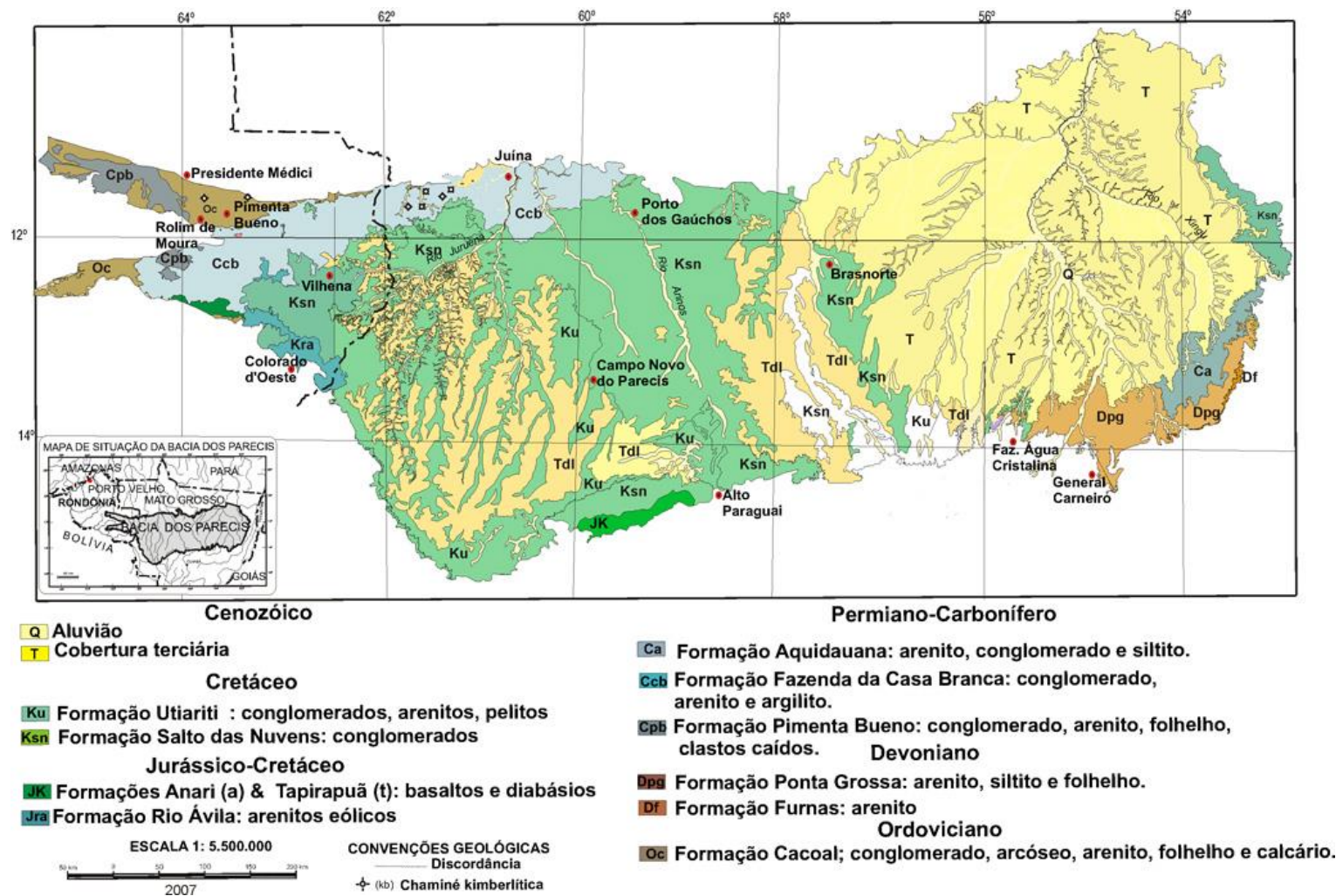


Figura 5: Mapa geológico da Bacia dos Parecis, compilado de Bahia (2007).

2. 3. 2 FORMAÇÃO FURNAS – (EODEVONIANO)

A Formação Furnas (*sensu* OLIVEIRA, 1912) ocorre no extremo sudeste da bacia, nas escarpas da Serra do Roncador, com boas exposições ao longo da rodovia BR-158, (leste do estado de Mato Grosso). Observa-se que aflora nesta área a partir dos limites da Bacia do Paraná, a sul.

Nesta região, seu contato inferior é com o embasamento, possivelmente da Faixa de Dobramentos Paraguai e o seu contato superior é gradacional com a Formação Ponta Grossa.

Esta formação é composta da base para o topo por arenitos conglomeráticos com laminação plano-paralela, nos quais ocorrem seixos angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade com aparecimento de arenito conglomerático, ferruginoso, e estruturas convolutas em direção ao topo onde se destacam abundantes icnofósseis.

O ambiente deposicional desta unidade na Bacia dos Parecis é fluvial, porém, segundo Ciguel *et al.* (1996, *apud in* BAHIA, 2007) quando na Bacia do Paraná é um ambiente marinho raso (planície de maré).

2. 3. 3. FORMAÇÃO PONTA GROSSA – (NEO-DEVONIANO)

A Formação Ponta Grossa (OLIVEIRA, 1912) é de ocorrência frequente na Bacia do Paraná e aflora na porção sudeste da Bacia dos Parecis. As exposições estão a norte e nordeste da cidade de General Carneiro, no Planalto do Roncador e também ao longo da rodovia BR-158 na borda leste da bacia. Na Bacia dos Parecis estima-se uma espessura máxima de 40 metros para esta unidade (COSTA *et al.*, 1975).

O contato basal da formação é gradacional com a Formação Furnas e discordante com os metassedimentos neoproterozóicos do embasamento da bacia. Em termos faciológicos, a porção basal é constituída de arenitos, siltitos e folhelhos com intercalação de siltitos e arenitos de granulometria muito fina, lateritizados e com laminação plano-paralela. No topo da unidade predomina um nível de folhelho acastanhado.

Na região de General Carneiro (MT), predominam folhelhos verdes finamente laminados, arenitos de granulometria fina a grossa, com estratificações cruzadas, localmente arenitos conglomeráticos (RIBEIRO FILHO *et al.*, 2004).

Bahia (2007) sugere um ambiente marinho raso a marinho profundo para esta unidade em vista de seu conteúdo fóssilífero (trilobitas e braquiopodas) encontrado na Bacia do Paraná e também identificado no limite sudeste da Bacia dos Parecis.

2. 3. 4. FORMAÇÃO PIMENTA BUENO - CARBONÍFERO

A Formação Pimenta Bueno (LEAL *et al.*, 1978) aflora na sub-bacia de Rondônia já no extremo noroeste da Bacia dos Parecis.

O contato inferior da formação é com o embasamento cristalino e o contato superior é com a Formação Fazenda da Casa Branca destacando-se a espessura total de 761 metros (SIQUEIRA, 1989).

Segundo Bahia (2007) predominam folhelhos de coloração marrom, micáceos, intercalados com siltito castanho ou arenitos de coloração mais clara, além de arenitos granulometria média, acastanhados. Os arenitos são compostos por quartzo, feldspato e muscovita, com acamamento plano-paralelo e estratificações cruzadas tabulares e acanaladas.

Observam-se ainda conglomerados suportados pela matriz com seixos e *boulders* subarredondados de granitos, gnaisses e rochas básicas e angulosos de xistos e quartzitos, com níveis de siltitos com grânulos de areia e seixos dispersos.

Com base na faciologia composta por arenitos feldspáticos e estruturas sedimentares características foi sugerido que sua deposição ocorreu em ambiente fluvial, em canais tipo *braided*. Há influência de um clima desértico ou glacial identificado pela presença da associação diamictito-*dropstone* (BAHIA, 2007).

Os diamictitos corresponderiam ao “tilito de alojamento” ou depósitos de fluxo de detritos de *front* de geleira em ambiente subaquático. O tipo *dropstone* é interpretado como queda de clastos dos icebergs durante a deposição dos pelitos, em ambiente marinho.

2. 3. 5. FORMAÇÃO FAZENDA DA CASA BRANCA (PERMO-CARBONÍFERO)

A Formação Fazenda Casa Branca (LEAL *et al.*, 1978) foi individualizada na Folha Porto Velho em Vilhena (RO) e em calhas de rios na região norte de Mato Grosso. Costa *et al.* (1975) reconheceram a formação na borda leste da bacia e Bahia (2007) identificou-a no limite norte da bacia, na rodovia a norte de Brasnorte.

O contato inferior é com a Formação Pimenta Bueno ao longo da rodovia BR-364 no estado de Rondônia. O contato superior é erosivo e a espessura máxima é de 150 metros na porção central da bacia adelgaçando para 40 metros na localidade de Porto dos Gaúchos (N do estado de Mato Grosso, conforme PADILHA *et al.*, 1974).

Na porção norte da bacia, a base desta unidade é constituída por arenito muito fino, argiloso, maciço, acastanhado gradando no topo para arenito grosso, acastanhado, maciço, feldspático. Sobrepõe-se uma camada de conglomerado com matriz arenosa, acastanhado e com seixos de quartzo e granito com até 5 cm de diâmetro. A seção finaliza com uma camada de um arenito muito fino, argiloso e maciço.

Na borda oeste da bacia, em sua seção-tipo descrita por Leal *et al.* (1978) descreve-se um arenito fino a médio, bimodal, argiloso, de cor creme, com laminação plano-paralela e cruzada planar de grande porte. São sucedidos por intercalações de níveis arenosos com conglomerados polimíticos onde os clastos apresentam diâmetro máximo de 15 centímetros.

Com relação ao ambiente deposicional da Formação Fazenda da Casa Branca, várias e diferentes interpretações foram postuladas a esta unidade desde glacial e peri glacial (SIQUEIRA, 1989; CAPUTO, 1984). Em contraponto, Padilha *et al.* (1974) interpretaram a ambiente de deposição como sendo fluvio-lacustrino com ampla planície de inundação.

2. 3. 6 FORMAÇÃO RIO ÁVILA – JURÁSSICO

A Formação Rio Ávila aflora a norte de General Carneiro (MT), no vale do rio Culuene e a noroeste de Vilhena (BAHIA, 2007) onde se encontra sua seção-tipo constituída de arenito de cor vermelha, friável, com grãos arredondados, mal

selecionados. Já a noroeste de Vilhena ocorre aflorando em escarpas limitada por falhas como arenitos rosados, granulometria fina a média, bem selecionados. As principais estruturas sedimentares sempre são acamamentos cruzados cuneiformes.

Com base na ocorrência de arenito com estratificação cruzada de grande porte e expressiva bimodalidade dos grãos foi atribuída por Bahia (2007) uma origem eólica para estes sedimentos. A espessura da Formação Rio Ávila foi estimada em 90 metros.

A idade desta unidade ainda é controversa pois inicialmente foi posicionada no Triássico ou Jurássico Inferior (SIQUEIRA, 1989) em função da relação com as rochas vulcânicas básicas. Posteriormente foi considerada de idade cretácica por Bahia (2007).

2. 3. 7 VULCÂNICAS BÁSICAS - FORMAÇÕES ANARI E TAPIRAPUÃ- (JURÁSSICO)

Trata-se de registros de vulcanismo básico, que afloram no sul e sudeste da bacia. A Formação Anari (PINTO FILHO *et al.*, 1977) ocorre em Rondonia, na sub-bacia homônima enquanto a Formação Tapirapuã (CORRÊA e COUTO, 1972) é observada nos arredores de Tangará da Serra (MT).

Em termos litológicos, ambas as unidades possuem características similares sendo constituídas de basaltos, afaníticos ou com granulação fina, coloração cinza-chumbo, disjunção colunar. Corpos de diabásios ocorrendo de forma subordinada estão relacionados a Formação Anari quando no estado de Rondônia.

Pinto Filho *et al.* (1977) pela analogia com outras regiões assumiu a idade cretácica para a Formação Tapirapuã, a qual foi correlacionada com a Formação Serra Geral da Bacia do Paraná, em função do contato com os sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila, a qual estes autores denominaram de Formação Botucatu.

Por outro lado Marzoli *et al.* (1999), em amostra coletada na região de Tangará da Serra, dataram em 198 Ma (método Ar/Ar), idade esta que se aproxima da determinada por Pinto Filho (1977) de 208 Ma (método K/Ar), para a Formação Anari. Além disso, Barros *et al.* (2006), que identificaram uma idade de 206 ± 6 Ma (método Ar/Ar) para a referida unidade, posicionando-a entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior.

2. 3. 8 KIMBERLITOS

Segundo Bahia (2007) são kimberlitos cretácicos, aflorando isoladamente ou em conjuntos de vários corpos a sudeste e noroeste da Bacia dos Parecis. Pode-se dizer que mais especificamente na região sudeste do estado de Rondônia e região noroeste e sudeste do estado de Mato Grosso, estando intrudidos nos sedimentos paleozóicos da Formação Pimenta Bueno e demais unidades da bacia.

São kimberlitos ígneos primários dos tipos caldeiras e pipes contendo xenólitos de arenito e do embasamento cristalino. O contato dos *pipes* kimberlíticos com as encaixantes são zonas brechadas e no noroeste do estado são diamantíferos.

2. 3. 9 GRUPO PARECIS – (CRETÁCEO)

O Grupo Parecis (OLIVEIRA, 1915) aflora originalmente no setor sudoeste da Bacia dos Parecis, desde a porção sudeste de Rondônia até a porção centro-leste de Mato Grosso, além de ter sido individualizado por Silva *et al.* (2003) na porção leste e nordeste da bacia.

Inicialmente denominada de Formação Parecis, foi subdividida por Padilha *et al.* (1974) em dois membros, chamando-os informalmente como eólico (porção inferior) e aquoso (porção superior). Posteriormente, a Formação Parecis foi elevada a categoria de grupo e subdividida em duas formações: Salto das Nuvens (porção inferior) e Utiariti (porção superior) por Barros *et al.* (1982).

O contato inferior do Grupo Parecis é com basaltos da Formação Tapirapuã. Os arenitos eólicos da Formação Rio Ávila tem contato com rochas do Grupo Aguapeí, além das rochas cristalinas do Cráton Amazônico na porção leste da bacia. O contato superior é com as Coberturas Inconsolidadas do Paleogeno e Neogeno.

2.3.9.1 FORMAÇÃO SALTO DAS NUVENS

A seção-tipo desta formação encontra-se na Cachoeira Salto das Nuvens do rio Sepotuba sendo considerado o registro da porção inferior do Grupo Parecis (BARROS *et al.*, 1982).

Em termos gerais a unidade é composta por conglomerados basais, polimíticos, mal selecionados, com clastos de gnaisses, quartzito, arenito, folhelho e

ardósia. Na porção intermediária há conglomerados com seixos de arenito e quartzo, depositados em ambientes de leque aluvial e canal fluvial, com contribuição eólica.

Silva *et al.* (2003) identificaram uma unidade clasto-química na região nordeste de Mato Grosso e a posicionaram no Cretáceo Superior embasados na ocorrência de fósseis de Mesosuchidae (*Notosuchidae*). Lacerda Filho *et al.* (2004) correlacionaram esta unidade com a Formação Salto das Nuvens e Bahia (2007) confirmou o posicionamento desta unidade no Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis.

O detalhamento desta unidade bem como do restante do Grupo Parecis, suas relações de contato, faciologia, posicionamento e a evolução do conhecimento deste grupo, objeto central de estudo no presente trabalho, estão propostos nos artigos anexos a este volume.

2.3.9.2 FORMAÇÃO UTIARITI

Esta unidade compõe a porção superior do Grupo Parecis (BARROS *et al.*, 1982) aflorando nas porções mais elevadas do Planalto dos Parecis com boas exposições na serra homônima.

São arenitos de granulometria fina a média com cores amareladas, arroxeadas a avermelhadas, quartzo-feldspáticos, maciças ou localmente com laminação plano-paralela ou cruzada de pequeno (BAHIA, 2007).

Localizadamente, no estado de Rondônia, ocorrem arenitos bimodais com seixos dispersos e folhelhos. O contato desta unidade com a Formação Salto das Nuvens é considerado gradacional, até o momento.

2.3.10 COBERTURAS INCONSOLIDADAS

Na Bacia dos Parecis ocorrem extensas pacotes detrítico-lateríticos, paleogeno e neogeno aflorantes nas porções leste e em interflúvios da porção central e leste da bacia sobre o Grupo Parecis. Consistem de sedimentos arenosos, siltosos e areno-siltosos, além de lateritas. De forma geral estas unidades foram agrupadas em duas unidades por Lacerda Filho *et al.* (2004), sendo estas as formações Ronuro depositada no Paleogeno e Araguaia, depositada no Neogeno.

Capítulo 3 – O Cretáceo da Bacia dos Parecis

3.1 INTRODUÇÃO

O Cretáceo em escala global registra eventos tectônicos relacionados a continuidade da fragmentação do Pangea, iniciada no Triássico e a quebra do Gondwana, no Jurássico Inferior (SCOTESE, 2001).

A continuidade da fragmentação do supercontinente Gondwana com a abertura do Atlântico Sul foram os eventos globais mais marcantes ocorrentes neste período.

Esta fase identificada no registro mesozoico da plataforma brasileira e sul-americana foi denominada de *Reativação Waldeniana* por Almeida (1967). São manifestações magmáticas básicas e alcalinas recorrentes, formação de aulacógenos terrestres profundos e bacias marginais. Além disso, registram-se soerguimentos e fragmentação de platôs e individualização de paleo-relevos sob a forma de montanhas remanescentes. Esta fase estende-se até o Mioceno e culmina na separação total dos continentes Sul-Americano e Africano. No registro sedimentar há deposição de novas sequências sedimentares nas sinéclises intraplaca e em bacias riftes interiores e costeiras, incluindo neste contexto a Bacia dos Parecis/Alto Xingu (ALMEIDA *et al.*, 2000).

Na mesma linha de pensamento, Zalán (2004) reconhece este evento de reativação mesozoica da plataforma associando-o da mesma forma ao conceito da Reativação Waldeniana (ALMEIDA, 1967). Esta série de eventos, iniciada no Jurássico Superior é a quarta etapa da evolução Fanerozóica da Plataforma Brasileira na qual ocorreram reativações de estruturas antigas do embasamento. Associadas a estas estruturas reativadas há várias fases de subsidência com deposição de pacotes de sedimentação continental (ZALÁN, 2004). Dentre estas se destaca a Formação Parecis na Bacia dos Parecis (ZALÁN, 2004), caracterizada pela deposição de extensos pacotes arenosos.

Como principal mecanismo controlador da sedimentação para as sequências relacionadas às sinéclises continentais, Zalán (2004) e Milani (2000) atribuem uma fase de retomada de subsidência flexural mecânica, que ambos associam eventualmente a fases de deformação da Orogenia Pré-Andina.

Por outro lado, no interior da placa sul-americana ocorreu também a formação e desenvolvimento de bacias restritas caracterizadas pelo controle da sedimentação

pela subsidência térmica, e uma série de eventos associados tais como rifteamentos, falhamentos, formação de grabens e vulcanismo.

Destacam-se as bacias do Araripe (ASSINE, 2007), Bacia São Luis-Grajaú (GÓES E ROSSETTI, 2001), Bacia Rio do Peixe (FRANÇOLIN E ZTAMARI, 1987), sub-bacias Abaeté e Urucuia da Bacia Sanfranciscana (CAMPOS E DARDENNE, 1997) e o Grupo Bauru, tanto na região sudeste do Brasil (MENEGAZZO *et al.*, 2016) quanto no estado de Mato Grosso (WESKA, 1998).

Em linhas gerais a criação destas bacias acima é associada com fases de reativação da plataforma e abertura do Oceano Atlântico e a transferência de esforços ocorridos na borda da placa em fases orogênicas distintas.

Como ponto geral relativamente comum existe a associação dos pacotes cretácicos da Bacia dos Parecis com os extensos pacotes de outras bacias intracontinentais da plataforma.

O controle da sedimentação para o pacote mesozoico da Bacia dos Parecis, por sua vez, é pouco conhecido sendo relacionado a diferentes eventos tectônicos da placa ou em sua borda.

Nesta linha, Siqueira (1989) relaciona a sedimentação da “Formação Parecis” a reflexos de pulsos tectônicos da Orogenia Andina, desenvolvidos no Jurássico-Cretáceo, os quais criaram, segundo o autor, também condições para desenvolvimento de magmatismo na bacia. Esta associação entre sedimentação cretácica na Bacia dos Parecis com fases da Orogenia Andina foi também relacionada por Menegazzo *et al.*(2016).

Por outro lado, Schobbenhaus *et al.* (2003), posicionaram a Bacia dos Parecis dentro do contexto de outras sinéclises intracratônicas, com uma fase permocretácica associada a um estágio de ativação térmica da plataforma. A este evento estariam associados riftes, sedimentos imaturos e magmatismo básico, sucedido de um estágio de estabilidade com sedimento maturo, sem interferência de controle estrutural, extrapolando os limites da bacia.

Bahia (2007) associa o início da sedimentação mesozóica com a subsidência gerada a partir de um evento extensional na fase de intumescência da bacia, entre o final da orogênese Gondwanides e a Tectônica Juruá.

Nesta situação, segundo Bahia (2007), depositou-se o pacote de sedimentos eólicos da Formação Rio Ávila e os pacotes de lavas básicas das formações

Anari\Tapirapuã. Tal evento de subsidência, perdurou até o Cretáceo quando ocorreu a sedimentação do Grupo Parecis.

3.2 EVOLUÇÃO DOS CONHECIMENTOS

3.2.1 O GRUPO PARECIS

Os primeiros trabalhos que abordam o Planalto dos Parecis e sua geomorfologia e geologia foram realizados por D'Obirgny (1842, *apud* BARROS *et al.*, 1982) e posteriormente por Derby (1895). Este último referiu-se ao relevo da região associando-o à ocorrência de camadas horizontais e refutando a idade carbonífera proposta por D'Obirgny (1942), pela ausência de dados que embasassem tal suposição.

Outros trabalhos tais como Vogel (1893, *apud* BARROS *et al.*, 1982) e posteriormente Evans (1894) e Leme (1911) teceram considerações de ordem litológica, petrográfica e geocronológica do referido pacote, adicionando avanços aos conhecimentos ora obtidos.

Um expressivo avanço nas informações geológicas dos pacotes mesozoicos da Bacia dos Parecis foi obtido por Oliveira (1915), o qual comenta acerca do posicionamento estratigráfico e litologia dos pacotes ocorrentes no Planalto dos Parecis.

Para estes pacotes foi atribuído a denominação de "Arenito Parecis", sendo referidos como "arenito vermelho ou amarelo, com escasso cimento feldspático, encerrando sempre numerosas concreções silicosas com camadas de argila arenosa intercalada, em afloramentos encobertos por depósitos superficiais".

Posteriormente, Oliveira e Leonardos (1943) estabeleceram uma correlação entre o Arenito Parecis e os sedimentos da Formação Urucua, propondo o desdobramento em duas novas formações sendo a inferior de idade Triássica correlacionável a Formação Botucatu e uma superior correlacionável a Formação Bauru.

Em sequência, vários trabalhos abordaram temas referentes ao pacote de rocha e ao contexto mesozóico da bacia dos Parecis no Mato Grosso, ampliando geograficamente sua área de ocorrência, detalhando novos aspectos petrográficos, faciológicos e de correlação regional da unidade (PADILHA *et al.*, 1974; BARROS *et al.*, 1982; LACERDA FILHO *et al.*, 2004).

Coube a Padilha *et al.* (1974) o primeiro efetivo reconhecimento da existência de uma heterogeneidade do pacote, referente as escarpas do Planalto dos Parecis e região, com aspectos suficientes para separar o mesmo em dois níveis distintos: um superior, formado por sedimentos maduros, correspondendo a Formação Parecis e um inferior, constituído de sedimentos imaturos que o autor definiu como Unidade Eopaleozoico Indivisa.

Além disso, Padilha *et al.* (1974) subdividiram a Formação Parecis em dois membros sendo um inferior com características eólicas e um superior de ambiente aquoso.

Efetivos avanços sob os aspectos litoestratigráficos e cronoestratigráficos das unidades no Cretáceo couberam a Barros *et al.* (1982).

Sob o ponto de vista cronoestratigráfico da Formação Parecis no estado de Mato Grosso, Barros *et al.* (1982) embasou o posicionamento destas unidades no Cretáceo em vista da ocorrência de intercalações de pacotes basais desta unidade com níveis basálticos da Formação Tapirapuã, ocorrentes no arredores do Rio Russo, a noroeste de Tangara da Serra (MT).

Esta constatação sugeriu assim um sincronismo entre as últimas manifestações magmáticas da Formação Tapirapuã e o início da deposição das porções basais da Formação Parecis.

Além de um posicionamento estratigráfico das unidades baseado em dados de campo e correlações diretas Barros *et al.* (1982) observou uma diversidade faciológica com predominância de conglomerados e arenitos conglomeráticos com estratificações de grande porte na base, em contraste com ortoquartzitos maciços no topo.

Esta observação embasou o referido autor permitindo a elevação da Formação Parecis à categoria de Grupo Parecis. O Grupo Parecis é constituído da base para o topo pelas formações Salto das Nuvens e Utiariti, permanecendo esta proposta até os dias atuais.

Após a subdivisão desta unidade, o conhecimento a seu respeito foi direcionado a evolução do detalhamento cartográfico, destacando-se os trabalhos de Lacerda Filho *et al.* (2004), Martins & Abdallah (2007) e Alves *et al.* (2010).

Alguns avanços a respeito da faciologia e correlações regionais couberam a Silva *et al.* (2003), que cartografaram pacotes sedimentares na sub-bacia Alto Xingu, leste da Bacia dos Parecis, atribuindo uma idade cretácica.

Em relação ao posicionamento estratigráfico do Grupo Parecis no Cretáceo, diferentes parâmetros basearam esta ideia: observações geomorfológicas, relações de campo com unidades adjacentes, correlações com unidades cretácicas de outras bacias interiores do Brasil e datações relativas.

No entanto, dentre os parâmetros mais consistentes destacam-se as relações de campo com a Formação Tapirapuã. Para esta existem dados de datação absoluta, obtidos a partir da década de 70, que embasaram este posicionamento por Barros *et al.* (1982), Siqueira (1989), Lacerda Filho *et al.* (2004), e Bahia *et al.* (2007).

Os dados geocronológicos iniciais que embasaram o posicionamento cronoestratigráfico da Formação Tapirapuã foram os de Minioli *et al.* (1971). Estes autores determinaram uma idade de 112 ± 3 Ma (método K-Ar), posicionando assim tanto a unidade basáltica como todo o pacote sobrejacente a partir do Cretáceo Inferior.

Tal proposição foi usada a partir da analogia entre a relação da Formação Tapirapuã e pacotes sobrejacentes da Bacia dos Parecis com o conjunto Formação Serra Geral, Formação Botucatu e Formação Bauru da Bacia do Paraná observados entre outros por Oliveira (1915), Oliveira & Leonardos (1943), Padilha *et al.* (1974).

Em contraponto a este dado, datações absolutas posteriores de Marzoli *et al.* (1999) identificaram uma idade de 198 ± 8 Ma (método Ar/Ar) para a Formação Tapirapuã. Este valor foi corroborado pelos dados de Barros *et al.* (2006) que calcularam uma idade de 206 ± 6 Ma para a referida unidade, posicionando-a assim entre o Triássico Superior e o Jurássico Inferior.

Somando-se as proposições já existentes, os pacotes ocorrentes no extremo leste da bacia foram posicionados por Silva *et al.* (2003) no Cretáceo Médio a Superior com base em conteúdo fossilífero. Tal proposição levou posteriormente Lacerda Filho *et al.* (2004) a correlacionar estes pacotes cretácicos ocorrentes na sub-bacia Alto Xingu com o Grupo Parecis do restante da bacia.

Batezelli *et al.* (2014) realizou a reconstituição dos ambientes deposicionais do registro do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis, caracterizando os sistemas

deposicionais continentais da sub-bacia Juruena identificando evidências de um evento de aridez em direção ao topo da sequência.

Além disso, Batezelli *et al.* (2014) associou a geração dos depocentros cretácicos com as movimentações nos arcos internos da bacia. Isto ocorre pela transferência de esforços para regiões interiores da placa durante resultantes do evento de ruptura final do Gondwana, no Cretáceo Superior.

Um avanço dos conhecimentos acerca do posicionamento estratigráfico dos pacotes cretácicos da Bacia dos Parecis foi efetuado por Menegazzo *et al.* (2016), que associaram a deposição das unidades do Cretáceo do Grupo Bauru e da Bacia dos Parecis a evolução da Orogenia Andina, atribuindo uma idade do Cenomaniano ao Turoniano para Formação Salto das Nuvens (LACERDA FILHO *et al.*, 2004) e uma idade coniaciana a campaniana para a Formação Utiariti.

Capítulo 4 – Metodología

4.1. METODOLOGIA

A sequência metodológica utilizada nesta pesquisa pode ser expressa pelo fluxograma abaixo (Fig. 06):

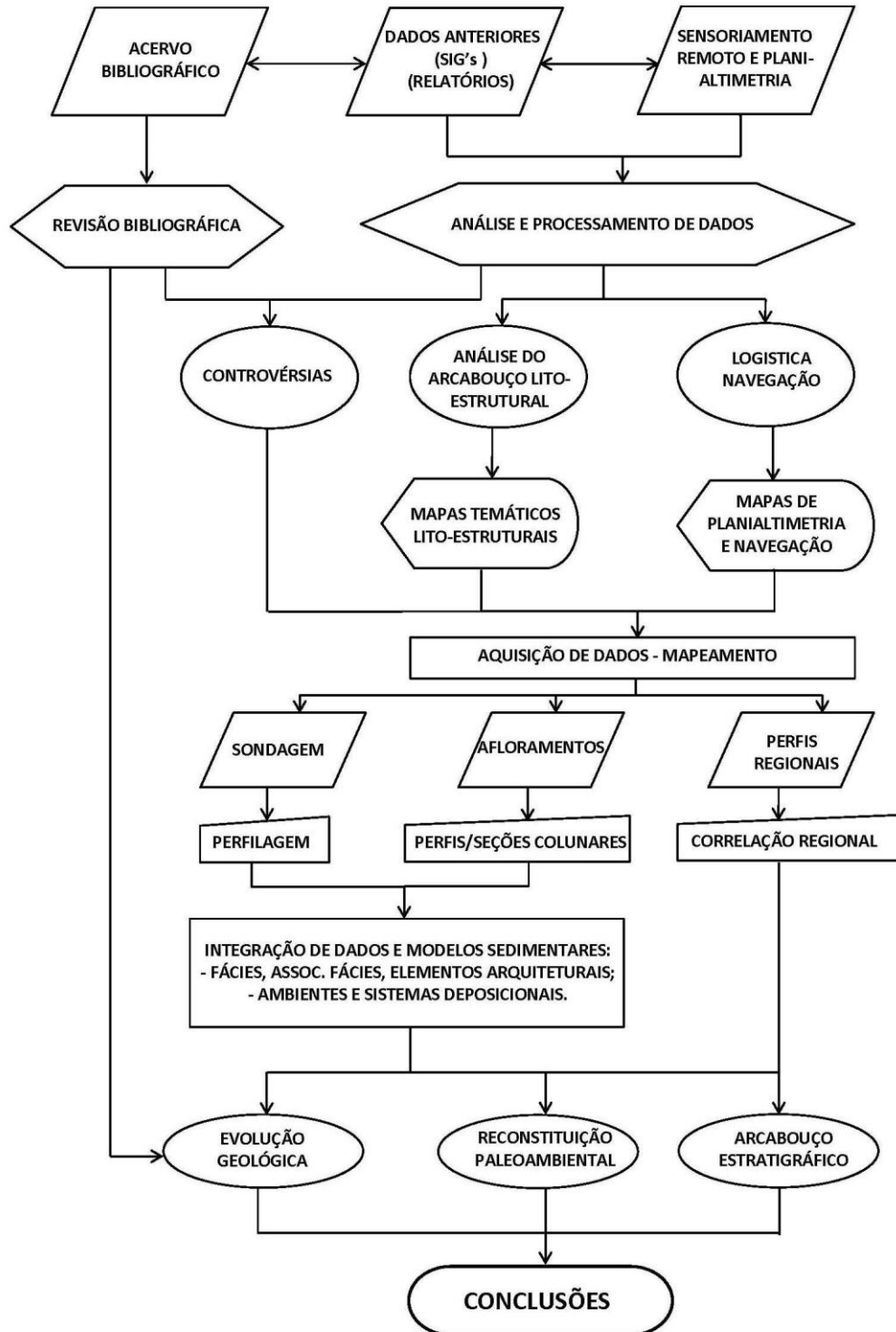


Figura 6: Fluxograma com a metodologia aplicada no presente trabalho.

O referencial bibliográfico principal inclui:

- Walker e James (1992), Miall (1985, 1996, 2010), Shanley e McCabe (1994), Wright & Marriot, (1993), Van Wagoner (1995), Catuneanu (2006) e Martinsen *et al.* (1999), para sequências aluviais;
- Glennie (1970) e Kocurek & Havhlon (1991) especificamente para os depósitos eólicos;
- Scholz (1990), Olsen (1991) e Shanley & MacCabe (1994) para depósitos relacionados a sequências lacustres.

Capítulo 5 – Resultados obtenidos

5.1 SÍNTESE INTEGRATIVA DOS ARTIGOS

O registro mesozoico da Bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso tem quatro unidades formais, além da proposição de unidades informais já conhecidas:

- Formação Tapirapuã - vulcânica, posicionada no Triássico Superior e Jurássico Inferior;

- Formação Rio Ávila - sedimentar, com idade e posicionamento ainda controversos;

- e o Grupo Parecis, com as formações Salto das Nuvens e Utariti, de idade cretácica.

Registram-se derrames vulcânicos e corpos alcalinos (HEAMAN *et al.*, 1998; RODRIGUES *et al.*, 2016).

O registro sedimentar atribuído ao Cretáceo conforme Barros *et al.* (1982) foi posicionado sobre a pilha vulcânica da Formação Tapirapuã e outras unidades relacionadas e aflorantes no Planalto dos Parecis (MT).

Na sub-bacia Alto Xingu ocorre uma sequência sedimentar lacustre e flúvio-deltaica, posicionada no Cretáceo Superior por Silva *et al.* (2003) e atribuída a Formação Salto das Nuvens do Grupo Parecis por Lacerda Filho *et al.* (2004).

Porém, a partir de informações de mapeamento realizado na borda leste da bacia verificou-se que as rochas que ali atribuídas ao Grupo Parecis possuem características litológicas e faciológicas diferenciadas dos pacotes cretácicos das outras áreas.

Além desta observação, controvérsias relativas ao posicionamento estratigráfico, e correta subdivisão genética das sequências, com identificação de superfícies de regionais, conceituação de unidades e correlações regionais com a revisão do arcabouço estratigráfico denotam a necessidade de maiores estudos destas unidades.

Propõe-se então esta discussão na forma de 3 manuscritos organizados da seguinte forma:

- o manuscrito 1 intitulado “Faciological analysis and stratigraphic framework revision of Cretaceous package of the Parecis Basin, Mato Grosso State, Brazil” de autoria de Rogério Roque Rubert, Ana Maria Pimentel Mizusaki, Rualdo Menegat e Patricia Zacca foi submetido ao “Journal of Iberian Geology” e apresenta o Grupo Parecis dentro de sua proposição original.

Na sequência enumera as controvérsias identificadas em relação a esta unidade, salientando questões referentes ao seu posicionamento estratigráfico sem uma definição clara dentro do Cretáceo, e em relação a seus diferentes pacotes conceituados originalmente como “Grupo Parecis”. Tem como base os novos dados geocronológicos, relações estratigráficas e identificação de superfícies internas de amplitude regional.

O manuscrito apresenta um detalhadamente da faciologia dos registros cretácicos que ocorrem a leste e oeste do Arco da Serra Formosa, com a correlação e interpretações a partir da constatação da variação dos ambientes de deposição no espaço e tempo.

A análise dos dados de campo coletados e novos dados geocronológicos apresentados, não sustentam a manutenção do arcabouço estratigráfico predominante até o momento. Assim, é proposto um novo arcabouço estratigráfico comparativo para a região, reposicionando os diferentes níveis em unidades no tempo, embasados na faciologia, relações estratigráficas e ocorrência de superfícies regionais.

Com a proposição de um novo arcabouço, uma perspectiva evolutiva diferenciada é aberta para o registro mesozoico da bacia. Necessita-se assim uma nova proposta de reenquadramento das unidades no contexto evolutivo da plataforma sul-americana no Mesozoico, o qual é realizado no manuscrito 2.

- o manuscrito 2 intitulado “Eventos tectônicos mesozóicos e sua influência durante a deposição e evolução das sequências cretácicas da Bacia dos Parecis, Centro-Oeste do Brasil” de autoria de Rogério Roque Rubert, Ana Maria Pimentel Mizusaki e Camile Urban foi submetido a revista Geociências da UNESP e apresenta inicialmente a concepção da evolução e arcabouço tectônico da Bacia dos Parecis. É destacada a importância das estruturas regionais internas e arcos atuando como divisores internos das sub-bacias, indicando um comportamento não homogêneo nestes diferentes segmentos internos.

Trabalhos que abordam o arcabouço tectônico geral da bacia demonstram que as rochas do Grupo Parecis foram depositadas em diferentes segmentos ou sub-bacias. A partir de identificação de características diferenciadas de suas sequências deposicionais, este manuscrito analisa a influência da tectônica da bacia

e comportamento dos arcos internos na evolução das sub-bacias Juruena e Alto Xingu no Mesozoico.

Para as unidades do Cretáceo são propostos o posicionamento destes eventos no contexto evolutivo da placa Sul-americana enfatizando os estágios relacionados à separação final das Placas Africana e Sul-americana e da Orogenia Andina.

Através da interpretação do registro sedimentar é realizada uma análise comparativa dos estágios evolutivos de cada sequência, demonstrando que a tectônica atuou de forma diferenciada em cada sub-bacia na criação espaço de acomodação e preenchimento sedimentar.

Para o efetivo entendimento do arcabouço estratigráfico e evolução do cretácico da Bacia dos Parecis é necessário o conhecimento detalhado de todas suas unidades. O registro cretácico da sub-bacia Juruena possui um nível de conhecimento razoável, com alguns trabalhos já existentes acerca da faciologia, ambientes deposicionais e evolução. Os pacotes cretácicos da sub-bacia Alto Xingu, por outro lado, possuem um grau de conhecimento mais restrito acerca de suas características faciológicas e interpretação paleoambiental e evolutiva da sequência.

O resultado são interpretações e propostas evolutivas que tratam o Cretáceo da Bacia dos Parecis como sendo homogêneo para toda a bacia, sem levar em conta as particularidades litológicas e cronoestratigráficas e de cada depocentro.

Assim, o manuscrito 3 intitulado “Palaeoenvironmental reconstruction and evolution of Upper Cretaceous lacustrine-fluvial-deltaic sequence in the Parecis Basin, Brazil” de autoria de Rogerio Roque Rubert, Ana Maria Pimentel Mizusaki, Agustín Guillermo Martinelli e Camile Urban foi submetido ao Journal of South American Earth Sciences e se propõe a realizar a caracterização faciológica detalhada e reconstituição dos ambientes de deposição da unidade cretácica da sub-bacia Alto Xingu. Uma proposta de evolução sedimentar detalhada é apresentada, assim como são efetuadas discussões acerca dos mecanismos controladores da sedimentação para o registro sedimentar ali presente.

Com base no conteúdo fóssilífero são propostos também um posicionamento estratigráfico mais apurado e uma correlação da unidade com as outras unidades cretácicas da bacia e regionais.

5. 2 CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 1

Dear Mr. Rubert,

The PDF for your manuscript, "Faciological analysis and stratigraphic framework revision of the Cretaceous package of the Parecis Basin, Mato Grosso State, Brazil" is ready for viewing.

In order to formally submit your manuscript to the journal, you must approve the PDF.

Please access the following web site:

<http://jibg.edmgr.com/>

Your username is: rogrubert

Your password is: available at this link http://JIBG.edmgr.com/Default.aspx?pg=accountFinder.aspx&firstname=Rog%c3%a9rio+Roque&lastname=Rubert&email_address=rogrubert@yahoo.com.br

Click "Author Login".

In your main menu, you will see there is a category entitled "Submission Waiting for Author's Approval".

Click on that category, view your submission and approve it. In the unlikely case of conversion issues you may submit your manuscript data as a PDF file.

Your manuscript will then be formally submitted to the journal.

Thank you very much.

With kind regards,
Springer Journals Editorial Office
Journal of Iberian Geology

----- Mensagem original -----

Assunto: JIBG-D-17-00041 - Submission Notification to co-author - [EMID:b5df601ea65e1eac]

Data: 2017-07-07 16:34

Remetente: "Journal of Iberian Geology" <em@editorialmanager.com>

Para: "Ana Maria Pimentel Mizusaki" <ana.mizusaki@ufrgs.br>

Responder para: "Journal of Iberian Geology" <mohanraj.adhinarul@springer.com>

Re: "Faciological analysis and stratigraphic framework revision of the Cretaceous package of the Parecis Basin, Mato Grosso State, Brazil" Full author list: Rogério Roque Rubert, M.D.; Ana Maria Pimentel Mizusaki, Dr.; Rualdo Menegat, Dr.; Patricia Zacca, MD.

Dear Mrs. Pimentel Mizusaki,

We have received the submission entitled: "Faciological analysis and stratigraphic framework revision of the Cretaceous package of the Parecis Basin, The manuscript has been submitted to the journal by Dr. Mr. Rogério Roque Rubert who will

be able to track the status of the paper through his/her lo

If you have any objections, please contact the editorial office as soon as possible. If we do not hear back from you, we will assume you agree with y

Thank you very

much. With kind

regards,

Springer Journals Editorial
Office Journal of Iberian
Geology

--

Ana Maria Pimentel Mizusaki
ana.mizusaki@ufrgs.br

5. 3ARTIGO 1

Faciological analysis and stratigraphic framework revision of the Cretaceous package of the Parecis Basin, Mato Grosso State, Brazil

Rogério Roque RUBERT¹, Ana Maria Pimentel MIZUSAKI^{1,2*}, Rualdo MENEGAT², Patricia ZACCA¹

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Caixa Postal 15.001, CEP 91509-900, Porto Alegre, RS, Brasil.

²Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia- Caixa Postal 15.001, CEP 91509-900, Porto Alegre, RS, Brasil.

rogrubert@yahoo.com.br <http://orcid.org/0000-0002-2337-4924> Phone: +55 65 984016532

ana.mizusaki@ufrgs.br*; rualdo.menegat@ufrgs.br; pazacca@gmail.com

ABSTRACT

Cretaceous record from Parecis Basin consists of two sedimentary sequences with distinct depositional signatures. These signatures are physically discontinuous, and deposited on different depocenters in the eastern and western Serra Formosa Arch. Mesozoic basin evolution includes volcanism, tectonism, deposition, uplift and erosion on the regional record. On Upper Triassic and on Lower Jurassic, volcanism and sedimentation appeared, which occurred due to the uplift and erosion that remained from Upper Triassic to Lower Cretaceous, when basic and alkaline magmatism took place. During Upper Cretaceous, Andean Orogeny compressive phase and opening of the Atlantic Ocean began. Meanwhile, tectonism and sedimentation were developed. On Juruena Sub-basin these processes cropped up during Cenomanian, and on Xingu Sub-basin during Coniacian. Based on the facies associations and regional surface recognition, a differential depositional signature was identified for each sequence, influenced by the activity and behavior of the internal arcs. On Juruena Sub-basin, fluvial and aeolian sequences were deposited. Sedimentation rate higher than subsidence rate is noticeable for this basin. Upper Xingu Sub-basin is also a sequence called Rio Tapirapé Formation, where lacustrine system was established. In that case, subsidence rate is higher than sedimentation rate. Towards the top fluvial and deltaic sedimentary systems prevail while subsidence rate decreases.

Key words: Cretaceous, Parecis Basin, faciological analysis, stratigraphic framework

1. INTRODUCTION

The Parecis Basin is an intraplate basin of the South American platform, cropping out an area of 500,000 km² in the Rondônia and Mato Grosso states, taking part of the Brazilian Amazon region. The sedimentary and volcanic record of the basin is 6,000 m thick and span from Paleozoic to Cenozoic (Siqueira,

1989) (Figure 01). The Mesozoic package outcropping in the Mato Grosso State encompasses four formations as follows:

- a) Rio Avila Formation, a siliciclastic unit whose age and stratigraphical position are still controversial;
- b) Tapirapuã Formation, a volcanic unit attributed to the Lower Jurassic;
- c) Salto das Nuvens Formation; and
- d) Utiariti Formation.

The two last (c and d) take part of the Parecis Group, a Cretaceous clastic-chemical unit with regional occurrence. The main objective of this work is to rebuild the Cretaceous span of the Parecis Basin based on surface mapping and analysis of drill cores. The stratigraphic review will be made in terms of a detailed lithostratigraphic reevaluation and respective chronostratigraphic units, and their regional correlations among the various sectors of the basin. In addition, it will be detailed the stratigraphic relations and main regional surfaces of the Parecis Group (Fig. 02).

[Insert figure 01]

2. GEOLOGICAL SETTING

The Parecis Basin lies among the Solimões, Alto Tapajós and Paraná basins, at the foreland region of the Andes. Its nearly rectangular-shape, with 1,200 km mayor axis 080 NE oriented, is limited to the southeast and south by the Paraguay-Araguaia Fold Belt, and to the west, north, and northeast by the Amazon Craton, which also makes up most of its basement (Smith, 1989) (Fig. 01).

According to Siqueira (1989) and Bahia (2007), the tectonic structure of the basin is defined by three tectonic-sedimentary domains known, from west to east, as Rondônia, Juruena, and Alto Xingu sub-basins. The west and central tectonic domains or sub-basins are delimited by the Vilhena Arch, and the central and east sub-basins, by the Serra Formosa Arch (Figure 01).

Insert figure 02

3. LOCAL GEOLOGICAL SETTING

The Cretaceous record of the Parecis Basin, named by Barros et al. (1982) as Parecis Group, outcrops from the eastern, in Alto Xingu Sub-basin, to the western domain (Rondônia Sub-basin) in the Rondônia State. These packages are recognized since the late 19th century and the early of 20th century, through works triggered by Derby (1895), Vogel (1893, cited in Hennies, 1966), Evans (1894), Oliveira (1915) and Oliveira & Leonardos (1943). Padilla et al. (1974) published the first subdivision of the Cretaceous record, recognizing for the Parecis Plateau a lower package called as Eopaleozoic Unit and an upper package corresponding to the Parecis Formation and probably pertaining to the Cretaceous. A detailed work by Barros et al. (1982) ranked the Parecis Formation to a group level, composed by the Salto das Nuvens Formation, at the base, and the Utiariti Formation at the top. The basal unit was identified by conglomerates and large stratified conglomeratic sandstones, and the upper, by massive orthoquartzites.

Additional chronostratigraphic correlation in the Parecis Group, including detailed cartographic and faciological analysis, were made by Silva et al. (2003), Lacerda Filho et al. (2004), Martins & Abdallah (2007) and Alves et al. (2010), among others. These authors recognized sedimentary packages in the Alto Xingu Sub-basin, and confirmed the Cretaceous age based on the fossil content. Later, Batezelli et al. (2014) mapping in the very south of Juruena sub-basin (Tangará da Serra), and Adôrno et al. (2014) based on ostracods and carophytes confirmed that the Salto das Nuvens Formation pertained to the Upper Cretaceous Epoch as firstly proposed by Silva et al. (2003).

In the Russian River region (see Figure 2, location 1), south border of the basin, these authors pointed that the interdigitated packages overlapping Tapirapuã Formation encompass red-rosy arkose sandstones with bimodal texture, large cross bedding, cross bedding of low angle and climbing translent stratification. These sandstones are interbedded with breccia and bedding peperite, thin basaltic flows, and laminated mudstone, poorly sorted conglomerate with angular clasts of basalt, gneiss, quartzite, sandstone, shale and slate.

In the Serra dos Parecis (See Figure 2, location 3), almost 50 km eastern of Russo River region, the same authors noted that the top portion of the Cretaceous package is constituted by sandy-conglomeratic bed set, in which is highlighted immature sandstone with mid-scale cross bedding, overlapped by bimodal sandstone, with coarse quartz and fine feldspathic fraction, occasional laminations and clay intraclast lens on top of sandstone beds. The sequence is topped by bimodal large scale through bedding sandstone, and red conglomerate supported by sandy-clay matrix with sandstone, quartzite and basalt pebbles.

In the Papagaio River (see Figure 2, location 2), circa 200 km north of Russo River region), Barros et al. (1982) separated the upper portion of the Cretaceous package, labelled as Utiariti Formation, from the lower portion, using lithological and lateral continuity criteria. This upper unit encompasses a thick interval of massive fine to medium sandstone, overlapped by small cross bedded sandstone and horizontal laminated sandstone, with yellowish and reddish purple colors and scattered quartz and feldspar pebbles.

At the eastern boundary of the basin, in the Alto Xingu Sub-basin, Silva et al. (2003) described two different packages based on facies characteristics: the base includes fine sandstone to siltstone and gray mudstone, lime mudstone and marl; the upper portion encompasses reddish conglomerate, sandstone and siltstone with climbing ripple lamination, small to medium planar cross bedding, horizontal lamination and also massive. The package includes reddish fine sandstone with low angle bedding and large cross bedding and intraclast.

4. CONTROVERSIES ABOUT THE PARECIS GROUP

The lithology and facies of the Salto das Nuvens and Utiariti formations change regionally, remarkably in the eastern and western portions of the Serra Formosa Arc (cf. Bahia et al., 2007) (Figure 1). This allows a sort of controversial correlations, and, in addition, the geochronological position of these units is confuse. Moreover, the accurate identification of genetically related sequences, or key surfaces that support regional correlation of stratigraphical units, even into the sub-basins, is unknown. These difficulties triggered a sort of misunderstanding related to (a) chronostratigraphy, (b) stratigraphic relationships and chronostratigraphic surfaces, (c) facies analysis and (d) regional correlations that need to be cleared, as proposed in this paper. The data is related to three key areas (see Figure 2), in the Juruena Sub-basin: (a) Tangará da Serra with two key

points (1) Russo river region, and (2) Serra dos Parecis region; and (b) Salto Utiariti region with one key point (3) Papagaio River, and in the Alto Xingu Sub-basin, (c) Porto Alegre do Norte region.

4.1. Chronostratigraphic position

The first radiometric age to the Cretaceous package was established by Minioli et al. (1971) based on K-Ar method. Later, the age of 112 ± 3 Ma from basalts of Tapirapuã Formation was used by Barros et al. (1982) to include the package in the Cretaceous. Further descriptions noted that the top of the Tapirapuã Formation is interlayered with arkosic sandstones and conglomerates pertaining of the basal portion of the Parecis Formation, at the Russian River region, northwest of Tangará da Serra (see Figure 2, location 1).

This finding led Barros et al. (1982) to suggest a synchronism between the last magmatic events of the Tapirapuã Formation and the depositional start of the basal portion of the Parecis Formation. Consequently, they positioned both the basaltic unit and the entire overlying package in the Lower Cretaceous Epoch.

In contrast, new radiometric dates based on Ar-Ar method showed ages of 198 ± 8 Ma (Marzoli et al., 1999) and 206 ± 6 Ma (Barros et al., 2006) for that unit pertaining, therefore, to the Lower Jurassic. These new geochronological data for the Tapirapuã Formation combined with its lithostratigraphic relationship with the supposed basal Parecis Group (Salto das Nuvens Formation) were the evidences used to attribute the entire set to the Lower Jurassic. This controversial data led to the revision of both the stratigraphic subdivision of the Parecis Group in the area where it was defined, and the regional correlations and definition of the entire group.

4.2. Stratigraphic relationships and chronostratigraphic surfaces of the Parecis Group

Barros et al. (1982) pointed that the transition between the Salto das Nuvens and Utiariti formations is gradational. To the allostratigraphy and genetic sequences viewpoint, this relationship implies a continuous deposition event in the Cretaceous for the Parecis Group, without interruption or depositional hiatuses.

However, recent mapping data identified on the basal portion of the Utiariti Formation a trackable surface that regionally overlaps and truncates the aeolian Salto das Nuvens Formation, here interpreted as a super-surface of an aeolian depositional system (Kocurek, 1988). This erosional surface and depositional hiatus in the Parecis Group enable new interpretation regarding the temporal and genetics relationship of the sequence (sensu Galloway, 1989). So the revaluation of some internal stratigraphic relations of this package seems to be necessary.

With respect to the chronostratigraphic position of the basal portion of the Parecis Group (sensu Barros et al., 1982), considered of Cretaceous age, the contact between Salto das Nuvens Formation and the underlying Tapirapuã Formation, is characterized by a pack of about 20 m thick with interbedded sandstones and siltstones with basaltic flow and volcanic and sandy breccias. It can be assumed a contemporary sedimentation of basal portions of the package assigned to the Cretaceous, with volcanic manifestations of Tapirapuã Formation (Barros et al., 2006), considered of Jurassic age.

The geochronological inconsistency is evident in the basal portion of the Parecis Group due to: (i) The Salto das Nuvens Formation is assigned to Cretaceous age (Barros et al., 1982) and the underlying Tapirapuã Formation is considered by Barros et al. (2006) as Jurassic age; (ii) the contact is not sharp, but characterized by a pack of about 20 m thick of interbedded sandstones, siltstones, basaltic flow and volcanic and sandy breccias; (iii) then, the siliciclastic deposition of the Salto das Nuvens Formation is contemporary with volcanic events of

the Tapirapuã Formation. In this paper, we try to solve this inconsistency using detailed facies analysis and stratigraphic correlation as follows.

4.3. Detailed facies analysis

An intense lateral variation of facies, as is common in continental systems, was already admitted as a problem by Barros et al. (1982) to put forward an accurate correlation of the Parecis Group's formations. In addition, the difficulties are also related to the very large regional scale of this group, resulting in inadequate correlations because it was not considered, since now, clear lithological, faciological and temporal parameters. Without these clear parameters it is equal impossible to propose an integrated sedimentary evolution of the unit.

For example, one important problem is related to the divergence of description and definitions in the stratotype section of the Salto das Nuvens Formation. As described by Barros et al. (1982) this stratotype underlies the basalts of Tapirapuã Formation, which was dated by Barros et al. (2006), among others, as pertaining to Jurassic. For this reason, these authors correlated the stratotype with the Pimenta Bueno Formation, belonging to Permo-Carboniferous. Moreover, the absence of detailed facies analysis integrated with high resolution correlations implies unclear stratigraphic framework and inaccurate chronostratigraphic position. The framework proposed without accurate parameters led to correlate sedimentary packages interbedded with Jurassic basaltic flows of Tangara da Serra region (Juruena Sub-basin) with fluvial-deltaic-lacustrine and aeolian packages with *Notosuchidae*, typical fossils of the Upper Cretaceous of South America (Marconato, 2004) occurring on the eastern edge of the Alto Xingu Sub-basin. After, the Upper Cretaceous age for the very eastern package was confirmed by Adôrmo et al. (2014).

4.4. Regional correlations

Throughout its outcropping area, the Parecis Group presents various correlation inconsistencies associated with:

- (a) large regional scale of these Cretaceous packages in the basin;
- (b) incongruous data;
- (c) absence of correlation criteria;
- (d) lack of outcropping continuity between the areas of its sections-type.

The regional correlation as proposed in this work implies to establish more accurate criteria for Cretaceous packages that outcrop both in east and west basin areas. This is due to the distinct facies associations shown by depositional sequences in each area which suggest different depositional controls along the sedimentary evolution. This inform that an accurate correlation need to consider the tectonic compartmentation of Cretaceous package into the geological evolution of the Alto Xingu Sub-basin (Siqueira, 1989; Zalán, 2004), the Mesozoic sedimentation was restricted to the west portions of the basin, and the stratigraphical misunderstanding related with the base portion of the Parecis Group, allegedly Cretaceous.

The identification of a Cretaceous sequence in the eastern boundary of the basin by Silva et al. (2003) in which there is a *Notosuchidae* gender (Marconato et al., 2004), characteristic of the Cretaceous throughout South America, as counterpoint to sedimentary package interbedded with Jurassic basalts at western area denotes the

need for a reexamination of the stratigraphic evolution of these levels. It demonstrates, moreover, the necessity of reliable parameters for the correlation of the packages both east and west area of Serra Formosa Arc.

Furthermore, as the basal portion of the Salto das Nuvens Formation (*sensu* Barros et al. 1982) is repositioned in the Jurassic, it becomes necessary to use other correlation parameters to the upper portions of the western region of Serra Formosa Arc, presumably of Cretaceous age. In addition, it is also necessary set up parameters for regional correlation of these unfossiliferous packages with the packages that outcrop in eastern part of the aforementioned arc.

5. FACIES ANALYSIS OF THE STUDIED AREA

In order to achieve a consistent nomenclature and on the basis of field observations, this work uses the lithostratigraphic units as proposed by Lacerda Filho et al. (2004), who included the entire Cretaceous package of the Parecis Basin into the homonymous group. In both study areas, the Juruena and Alto Xingu Sub-basins, the facies were identified according to the geometry, texture, structures, fossils and paleocurrent (Walker, 1992; 2006), from which was made a comparison with facies models (Tab. 01; Figures 03 and 04.). In addition, the facies identified were grouped in facies associations (Walker, 1992; 2006; Dalrymple, 2010; James et al., 2010).

In the field, two thick composed columnar profile of the Parecis Group, located at eastern and western sectors of Formosa Arch, were surveyed, resulting in the identification of 31 facies (see Table 1) grouped into 13 facies associations (see Tables 2 and 3). The 346 m thick columnar profile located in western sector of the Serra Formosa Arch, Juruena Sub-basin (Figure 03), shows 20 distinct facies grouped in ten facies associations (FA). The first three facies associations, from base to top, are Reworked Alluvial Fan FA (RAFFA), Basalt Flow FA (BFFA), and Lava-Sediment Interaction FA (LSIFA) and encompass, respectively, to Fazenda Casa Branca Formation, Tapirapuã Formation and Rio Ávila Formation. The seven following facies associations pertain to Parecis Group. The first six – Alluvial Fan FA (AFFA), Multi-Episodic Channels FA (MECFA), Low Confined Channels FA (LCCFA), Arid Alluvial Plain FA (AAPFA), Dune Fields FA (DFFA), Small Aeolian Dunes and Interdunes FA (SADIFA) – encompass the Salto das Nuvens Formation. The seventh facies association – Flood Sheets FA (FSFA) –, at the very top, pertains to Utariti Formation (see Table 03).

The 162 m thick second composed columnar profile located in the eastern sector of the Serra Formosa Arc, Alto Xingu Sub-basin (Figure 04), include 17 facies grouped in five facies associations, all of them pertaining to Parecis Group. They are, from base to top: Small Aeolian Dunes and Interdunes (SADIFA), Shallow Lake Bottom FA (SLBFA), Lacustrine Prodelta FA (LPFA), Deltaic Lobes and Unconfined Channel FA (DLUCFA), Sandy Sheets FA (SSFA), all embody Salto das Nuvens Formation (see Table 03).

Insert table 01

Insert figure 03

Insert figure 04

The interpretation of the record was based on Miall (1985, 1988, 1996) and Kocurek (1996) and the stratigraphic relationship of these facies associations which allow to identify the styles of alluvial depositional systems (Table 02).

Insert table 02

6. FACIES ASSOCIATIONS DESCRIPTION AND INTERPRETATION

6.1. Juruena Sub-basin

In the basal portion of the package outcropping in the Juruena Sub-basin, prevails the Reworked Alluvial Fan Facies Association (RAFFA, Figure 05A), pertaining to Fazenda Casa Branca Formation, consisting of interlayered lenticular orthoconglomerates and laminated sandstones, whose deposition is attributed to gravitational deposits reworked by fluvial channels. Overlying this facies association in the Russian River area, occurs the Salto das Nuvens Formation, but to east towards Nortelândia, outcrops basic volcanic flows of the Tapirapuã Formation, of Jurassic age.

Interbedded with the top portion of the Tapirapuã Formation in Nortelândia lies the Lava-Sediment Interaction Facies Association (LSIFA, Fig. 5C), consisting of fine sandstone and laminate mudstone lenticular beds interbedded with centimetric layers of volcanic rock, volcanic breccia and brecciated sandstone. This facies association is interpreted as fluvial deposits, with contemporaneous wind reworking and volcanic flows. Superimposed to this facies association and limited by a disconformity surface lies a paraconglomerate package with basaltic and metaquartzite clasts in the clay matrix. The facies belongs to the Alluvial Fan Facies Association (AFFA) and are interpreted as deposited by gravity flow with some reworking by water (Figure 05B).

The Multi-episodic Channels Facies Association (MECFA) occurs both as a distal portion of Alluvial Fan FA (AFFA) or superimposed on it, with many lithological similarities in the composition of conglomerates (Figure 05D). This FA with conglomerates, sandstones and scarcely mudstone is interpreted as deposited from braided channels with some crevasse splay deposits.

The Low Confined Channel Facies Association (LCCFA, Figure 06A) records an evolution of underlain river system which likely changed the base level, in response to tectonic and climatic controls that drove the morphology of river channels, drainage network and deposition of continental sequences as argued by Newell et al. (1999). Miall (1996), similarly, attributes those changes on the depositional style in fluvial sequences result from the climatic control of sedimentation.

The Arid Alluvial Plain Facies Association (AAPFA) apparently occurs in the same stratigraphic levels of the Low Confined River Channels Facies Association, characterized by extensive packages texturally fine, with restricted deposits of chemical deposition and the first records of a trend of effective aridity in the basin, with sandy sheets, small dunes and lakes with restricted carbonate sediments (Figures 06B and 06C).

Insert figure 06

Overlapping and replacing the fluvial packages occurs the record of the aridity event represented by aeolian package named Dune Fields Facies Association (DFFA). It is composed by bimodal sandstones facies interpreted as dune field (Fig. 6D), and gradually replaced by the Small Aeolian Dunes and Interdunes Facies Association (SADIFA), characterized by decrease in the stratification size and proportional increase of wet interdune deposits (Figures 07A and 07B).

This variation may be related to increased moisture in accordance to the rise of the base level, placing the water level closer to the surface or leading to the migration of the main dune field, in which dune field give way to peripheral deposits (Kocurek, 1988). This FA ceases the predominance of aeolian record of the Parecis Group in the western portion of the basin, and it is truncated by a regional non-erosive surface and overlain by the Flood Sheets Facies Association (FSFA, Figure 07C). This FA is characterized by sandy-conglomeratic bodies with wide lateral continuity highlighting conglomerates with chaotic framework supported by sandy matrix.

The facies variation present in the sandy bodies amalgamated with rare trough shapes scattered in massive and laminated sandstones indicates fluvial sedimentation. Unconfined channels are interpreted as occasional episodes of high energy like inundites with aeolian reworking, in a peri-desertic plain (Figure 07D). This facies association ceases the Cretaceous sedimentation in the western portion of the Parecis Group (MT), topped by a silcrete level considered as the upper paleo-surface bounding the Cretaceous package in the area.

6.1. Alto Xingu Sub-basin

The sedimentary record of the Cretaceous period at the Alto Xingu Sub-basin,, in turn, includes a sedimentary sequence whose basal portion is covered. Its description in rare outcrops and in drill cores bring to light over 342 m thick package, assigned to the Salto das Nuvens Formation. It is noteworthy that part of the drill cores here described was obtained near Porto Alegre do Norte by Xingu Kaolin Project (Silva et al., 2003), and part from drilling for limestone in south of Canabrava do Norte (MT) (Figure 02).

The basal Small Aeolian Dunes and Interdunes Facies Association (SADIFA) is reported above. The following Shallow Lake Bottom Facies Association (SLBFA) consists of a lacustrine settling record, with clastic and chemical contribution of low energy, in horizontal and tabular levels with wide lateral continuity (Figure 07D). Interbedding occurrence of calcilutites, calcisiltstones, marl, argillites and siltstones show occasional alternation of these contributions. Sporadic records of stratified fine sandstones and conglomerates suggest not only shallowing, but also episodes of sharp fall in the local base level.

The Lacustrine Prodelta Facies Association (LPFA, Figure 08A) registers gradual replacement of clastic-chemical sedimentation. This is due to the reduction of accommodation space recorded as gradual upward occurrence of sandy and silty facies, and paleoalterations are evidence of the deposition by traction with shallowing and localized exposure, with restricted intraformational breccias interpreted as prodeltas and lake shore. The clogging tendency of lacustrine bodies is represented by the Deltaic Lobes and Unconfined Channels Facies Association (DLUCFA, Figures 08B and 08C). These sandy-conglomeratic packages with significant lateral extension, yet somewhat thin, record the complete replacement of low energy facies by tractive sedimentary processes, with a clear tendency to reduce the accommodation space in river channels and lobule deposits.

The Sandy Sheets Facies Association (SSFA) ceases the Cretaceous package in the eastern portion of the basin, whose record goes beyond the edge of the basin and moves to the north and northwest, depositing directly on the crystalline basement of the Amazon Craton. These deposits reach up to 20 m thick, with bimodal laminated fine to very fine sandstones, , interbedded with silty and pelitic facies, which record the aeolian event on the top of the Cretaceous package (Figure 08D).

Insert figure 07

7. DISCUSSION

The chronostratigraphic reposition and stratigraphic framework review of the Parecis Group are demanded due to the conflict between the radiometric data, which indicated a Jurassic age to the Tapirapuã Formation, and the interfingering of this unit with packages assigned to the stratotype section (located in the eastern of the basin) of the Salto das Nuvens Formation, Parecis Group, positioned by Silva et al. (2003) in the Upper Cretaceous. This position is based in the occurrence of Notosuchidae (Marconato et al., 2004), common in sedimentary rocks of the Upper Cretaceous throughout South America. Despite the large regional extension of the Parecis Group units and their basal interfingering with the Jurassic unit, this age is not supported by a detailed analysis. In fact, data from mapping, identification and reinterpretation of internal structures of the Parecis package in the western portion do not sustain a Jurassic age. In the region of the Russian River and around the Salto das Nuvens Fall, a regional erosive surface was identified in stratigraphic levels superimposed to the basalts, which is very significant to review the stratigraphic framework of the package (Figure 08).

This surface is superimposed on the Lava-Sediment Interaction Facies Association (LSIFA) and underlies the conglomeratic deposits of the Alluvial Fans Facies Association (AFFA) with clear characteristics of a sequence boundary. This evidence sustains the subdivision of the package in a Jurassic interval at the base and a younger one of Cretaceous age for the top, but pertaining to the Parecis Group.

Likewise, the occurrence of a regional non-erosive surface on the top of the Parecis Group ascribed as the contact between the Small Aeolian and Interdunes Facies Association (SAIFA), at the top, and the Flood Deposits Facies Association (FDFA), at the base, characterize a regional landmark. Moreover, this contact is also evident due to sharp textural change between a trough cross bedding fine sandstone superimposed by a trough cross bedding conglomeratic sandstone.. This milestone has a genetic meaning that indicates the reactivation of the sequence sedimentation. Because that, it is here reviewed the gradational contact between the Salto das Nuvens and Utariti formations of the Parecis Group (Barros et al., 1982) and the possible existence of two genetic units within the aforementioned group.

Regarding the faciology and type-section of the units, it was revealed that the type-section of the Salto das Nuvens Formation does not match to the Cretaceous packages, but to the Jurassic and pre-Jurassic ones instead, as already established by Barros et al. (2006). The intercalated basalt-sediment packages of the Russian River, previously considered as Cretaceous, are now considered Jurassic. The distinction between the Cretaceous facies of the eastern and western packages of the Serra Formosa Arc resulted from different controls of the sedimentation related partly to intraplate tectonic events, and partly to climatic events. The sedimentary packages in the east of the arc, in Alto Xingu Sub-basin, have characteristics of lacustrine units tectonically controlled associated with stages of the Brasiliano event (Almeida et al., 2000) where, due to tectonic quiescence, the accommodation space is no longer generated. In consequence, subaerial exposure, deltaic progradation, and fluvial sedimentation into the depocenter and, afterwards, aeolian sedimentation, occurred. Climatic control prevails in this case, having similarities to evolutionary models for fluvial-lacustrine sequences where variations in the accommodation space controls the succession of facies and geometry of the packages (e.g. Shanley and McCabe, 1994; Van Wagoner et al., 1990).

In the western portion, on the other hand, clastic alluvial sedimentation predominates in the base, being replaced towards the top by aeolian deposition and unconfined rivers. This suggests an initial evolution

tectonically controlled, but replaced by a climatic control in continental sequences of 3rd and 4th order, in most of the record. The assignment of tectonics and climate controlled sedimentation of non-marine sequences is upheld by Van Wagoner et al. (1990), Miall (1996) and Cloeting (1998). Thus, a remodeling of the stratigraphic framework of the Parecis Group and adjacent units is herein proposed, based on field data, stratigraphic relations, and correlation with both radiometric and relative dating (Table 03).

Insert table 03

The identification of various depositional systems and their succession in the package herein studied allow not only the proposition of a preliminary evolution of the depositional models, but the establishment of depositional sequences bounded by unconformities and some paleoclimatic inferences for the Cretaceous interval. In the west portion of the Cretaceous deposits, in the Mato Grosso State (Jurueña Sub-basin), the basal portion underlies volcanic rocks of the Tapirapuã Formation, recording a depositional system of alluvial fans with fluvial reworking. Bahia (2007) mentioned the occurrence of these conglomerates in the Salto das Nuvens Fall, in Tangara da Serra. According to that work, these deposits correspond to the basal alluvial river and fans of the Salto das Nuvens Formation, and the package was positioned between the Late Carboniferous and the Early Permian in the Fazenda Casa Branca Formation.

The genesis and chronostratigraphic position of the volcanic Tapirapuã Formation is still intensely discussed, being usually acknowledged as a Lower Jurassic unit, and maybe related to the opening of the North Atlantic Ocean (Barros et al., 2006; Marzoli et al., 1999). The fine sandstones, siltstones and breccias interbedded with volcanic flows record alluvial plain deposits in a dryness trend, with small lakes and volcanism interaction events in the Lower Jurassic.

The stratigraphic reposition of these packages previously set in the Cretaceous allowed to infer the occurrence of the Rio Avila Formation in the area, with the maintenance of the stratigraphic framework of the Parecis Basin proposed by Milani (1997) and Teixeira (2001). The Salto das Nuvens Formation, now restricted to the Cretaceous, assigned a deposition from alluvial fans in the Russian River area and outskirts of the Salto das Nuvens Fall, grading northward to a braided river system. This fluvial pattern is typical of the early stages of fluvial sequences with episodic multi-channel and scarce floodplain sedimentation (Miall, 1985; 1996). Regarding the positioning of these deposits within a non-marine sequence, as discussed by Shanley and McCabe (1994) and Miall (1996), it is possible to infer they are typically associated with a lowering of the base level, characterizing the initial stage of a continental sequence.

Towards the upper levels of the unit, the depositional pattern changes from multi-episodic channels, to sand bodies with more pronounced lateral extension and deposition of fine sediments in floodplain. The first evidence of climatic influence on this sequence occurs in its intermediate levels from restricted lacustrine deposits with carbonate and sandy sheets of reworking of alluvial plain and small aeolian dunes. The aridity trend is confirmed in the Cretaceous package by sandy aeolian deposits (here considered the top of the Salto das Nuvens Formation). The large aeolian deposits marks the lower-median portion of Serra do Parecis by means dune fields and interdunes facies association. The deposition control of the aeolian deposits can be related both to tectonic and climatic factors, which simultaneously might have affected the generation of accommodation space, availability of sediment and variation of the water table (Kocurek, 1988).

The recurrence of river deposits overlying a regional super-surface is observed both in the outcropping package of the Parecis plateau and in the Utariti Fall region in Rio do Papagaio, stratotype section of the Utariti

Formation. However, the characteristics of climatic influence prone to aridity are kept as observed by the geometry and depositional signature of the package. According to Miall (1996), indicators of a climatically controlled sedimentation may be associated with changes in depositional style of fluvial sequences. In the case of the Utiariti Formation, the occurrence of a fluvial system with predominance of sandy sediment, unconfined braided channels, and deposition through ephemeral channels and episodic hyperconcentrated flows, with deposition of tabular/lenticular sandstone bodies would be indicative of deposition under episodic and more arid conditions. Ghignone (1980, in Barros et al., 1982) sustains that the Parecis Group was deposited in a continental paleoenvironment that started from alluvial fan and fluvial systems in semi-arid climate, with intermittent flows and torrential regime, and alternation with aeolian, fluvial and, sometimes, lacustrine systems.

The Cretaceous sedimentary record in the eastern portion of the Alto Xingu Sub-basin, despite the basal portions be covered, indicates predominance of a lacustrine depositional system. There are both clastic and chemical deposition either intercalated in thicker and thinner terms, or sometimes rhythmically interbedded, suggesting sedimentation climatically controlled, with episodes of exposure, at least in part, of the lake bottom with wind reworking and formation of paleosols. Towards the top predominates clastic sedimentation with fines of the prodelta deposition and replacement of the fine clastic sedimentation and chemistry of the lake system for a delta front and fluvial sedimentation with aeolian reworking.

The aeolian sedimentation ceases the depositional history of this area with sandy-siltic packages positioned on the top of the Salto das Nuvens Formation on the eastern edge of the Parecis Basin (Alves et al., 2010). This stratigraphic level registers a Cretaceous aeolian event that pushed the boundaries of the underlying units, advancing north on crystalline basement of the Amazon Craton.

8. CONCLUSIONS

It is proposed that the basal portion of the Parecis Group encompasses for a conglomerate package superimposed for a sedimentary interbedded with volcanic package pertain, respectively to the Permian and Jurassic periods, while the underlie units are kept in the Cretaceous Period. Conglomerates packages of the Salto das Nuvens Formation stratotype-section, occurring in the homonymous waterfall, are for the time being included in the Fazenda Casa Branca Formation (*sensu* Leal et al., 1978), of Permian age, as this lithostratigraphic unit is considered older than the Tapirapuã Formation related to the intracratonic sag phase of the basin according to Padilha et al. (1974). The superimposed sedimentary interbedded with volcanic package pertain to the Tapirapuã Formation, which has already been positioned in the Jurassic based on radiometric dating. The contact between this Jurassic unit with the underlain Parecis Group is defined by a disconformity clearly identified by erosional surface and the sharp contrast between fine lithologies at the base topped by very coarse.

Then the base of the Salto das Nuvens Formation is reset from paraconglomerates levels with basalt angular clasts in clay matrix occurring in the upper portions of the outcrops of the Russian River area, northwest of Tangara da Serra. The upper contact of this unit is now established by a non-erosive regional surface that separates the eminently aeolian packages from the predominantly fluvial packages that outcrop in the upper third of the Parecis plateau, in the Utiariti waterfalls and Rio Sacre areas, among others.

The Utiariti Formation encompasses the fluvial packages with aeolian contribution and laterally continuous sandy-conglomeratic bodies positioned on top of the Cretaceous package in the Parecis plateau, Utiariti and Rio Sacre waterfalls, and their regional correlates. For outcropping packages on the eastern edge of the basin, in the Upper Xingu Sub-basin, it is assigned a clast-chemical initial deposition from a continental lacustrine system, which is gradually replaced by a fluvial-deltaic and aeolian sedimentation towards the top.

Preliminarily it is admitted a chronostratigraphic correlation between the Cretaceous units that outcrop respectively in the Juruena and Alto Xingu sub-basins. But, in strict lithostratigraphic and allostratigraphic criteria, the correlation is not allowed here due to the huge lithological and facies differences between the packages of the two sub-basins, which show different depositional histories and sedimentation controls for both.

The Alto Xingu Sub-basin suggests similar depositional history to some inserted units of the Bauru Group, Paraná Basin, in the Mato Grosso State. There are similarities in terms of facies analysis and evolutionary history in addition to its similar position in relation to regional structures reactivated during the Cretaceous and regionally associated to the Transbrasiliano lineament (Weska et al., 1993; Coimbra, 2001).

The actual delineation of the Cretaceous sequences (Catuneanu, 2006) in the basin through more detailed techniques of facies analysis, taking into account architectural elements, hierarchy of boundary surfaces (Miall, 1985, 1988 and 1996) and ranking of aeolian surfaces systems (Kocurek, 1988) will permit more accuracy for the proposition of sedimentation controls. These data along with petrography and diagnostic paleoenvironmental analytical techniques and diagenesis allowed an increase and refinement in the stratigraphic knowledge and further details on the conditions and controls of the sedimentation in the basin.

REFERENCES

- Adorno, R.R., Carmo, D.A., Silva, G.D. (2014). Ostracoda e Carophyta da Formação Salto das Nuvens, Cretáceo Superior, Bacia dos Parecis, Porto Alegre do Norte e Cana Brava do Norte, estado de Mato Grosso, Brasil Central. In: Neto, M.B.R (Coord.). Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Sociedade Brasileira de Geologia. p. 55.
- Almeida, F.F.M., Brito-Neves, B.B., Carneiro, C.D.R. (2000). The Origin and Evolution of South American Platform. *Earth Sciences Reviews*, 50, 77-111.
- Alves, C.L., Sabóia, A.M., Martins, E.G., Stroper, J.C. (2010). Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura em escala 1:100.000. Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais. Goiania. pp. 120.
- Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J. (2007). Análise da Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis através de métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 639-649.

Bahia, R.B.C. (2007). *Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis*. Ouro Preto, 149p. Tese de Doutorado. Departamento de Geologia, Escola de Minas, Fundação Universidade Federal de Ouro Preto.

Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F. A., Souza Junior, J.J., Rivetti, M., Luz, D., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G. (1982). Folha SD. 21 Cuiabá - Projeto Radambrasil: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. DNPM. Rio de Janeiro. pp.540.

Barros, M.S.A., Mizusaki, A.M.P., Costa, E.C. (2006). Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). *Pesquisas em Geociências*, 33(2), 71-77.

Batezelli, A., Ladeira, F.S.; Assine, M.L. (2014). Ambientes Depositionais e Evolução Estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis. *Geociências*, 33 (3), 429-448.

Catuneanu, O. (2006). *Principles of Sequence Stratigraphy*. New York, Elsevier, 386 p.

Coimbra, A.M. (1991). Bacias continentais cretácicas do centro-sul da Plataforma Sul-Americana. Sistematização da obra. Tese Livre Docência. Universidade de São Paulo. São Paulo.

Collinson, J.D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.

Dalrymple, R. W. (2010). Interpreting sedimentary successions: Facies, facies analysis and facies models. In: James, N.P.; Dalrymple, R.W. (Eds.). 2010. *Facies models 4*. St. John's (Canada), Geological Association of Canada, pp. 3-18.

Derby, O.A. (1895). Notas sobre a geologia e paleontologia de Mato Grosso. *Archivos do Museu Nacional*, 9, 59-88.

Evans, J.W. (1894). The geology of Mato Grosso. *Quarterly Journal of Geological Society of London*, 50(2), 95-104.

Galloway, E.G. (1989). Genetic stratigraphic sequences in basins analysis I: architecture and genesis of flooding-surfaces bounded depositional units. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bulletin*, 73, 125-142.

Hennies, W.T. (1966): Geologia do centro-norte mato-grossense. Tese de Doutorado. Escola Politécnica. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil.

James, N.P., Kendall, A.C., Pufahl, P.K. (2010). Introduction to biological and chemical sedimentary facies models. In: James, N.P.; Dalrymple, R.W. (Eds.), *Facies models 4* (pp. 323-340). St. John's: Geological Association of Canada.

Kocurek, G. (1988). First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (Ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States. Sedimentary Geology*, 56, 193-206.

Kocurek, G. (1996). Desert eolian system. In: Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Oxford, Blackwell Science, 125-163.

Lacerda Filho, J.V., Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C. (2004). Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso em escala 1:1.000.000. Convênio SICME/CPRM. Goiânia. pp. 200.

Leal, J.W., Silva, G.F., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, A.C., Pinto, A.C. (1978). Projeto Radambrasil Folha SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra em escala 1:250.000. Rio de Janeiro, DNPM, pp. 661.

Marconato, L.P., Schultz, C.L., Oliveira, L.A., Rubert, R.R. (2004). The first and the second “Notosuchian” crocodiles (Crocodylia: Mesoeucrocodylia) from Mato Grosso, Brazil. In: Carpenter, K., Chin, Eberle, J., Stucky, R. (Coords.). Abstracts of 64 Annual meeting of the society of vertebrate palaeontology. Society of Vertebrate Paleontology. 88.

Martins, E.G., Abdallah, S. (2007). Geologia e recursos minerais da folha Juína SC. 21-YC em escala 1:100.000. Companhia de Pesquisas e Recursos Minerais, Goiânia. pp. 120.

Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A. (1999). Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616-618.

Miall, A.D. (1985). Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. In: Flores, R.M., Ethridge, F.G., Miall, A.D., Galloway, W.E., Fouch, W.E. (Eds.), *SEPM Short Course* (pp.33-81). Tulsa: S.E.P.M..

Miall, A.D. (1988). Fácies Architecture in clastic sedimentary basins. In: Kleinspehn, K.L. & Paola, C. (Eds.), *New perspectives in basin analysis* (pp.67-81). Berlin: Springer-Verlag.

Miall, A.D. 1996. *Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and petroleum Geology*. Berlin: Springer-Verlag.

Milani, E.J. (1997): Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, Brasil.

Minioli, B., Ponçano, W.L., Oliveira, S.M.B. (1971). Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43, 433-437.

Newell, A.J.; Tverdokhlebov, V.P.; Benton, M.J. (1999). Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, Southern Uralian Foreland Basin, Russia. *Sedimentary Geology*. 127, 11-29.

Oliveira, E.P. (1915). Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. *Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas*. 50, 1-82.

Padilha, A.V., Montes, A.S.L., Barros, C.A.F., Lemos, D.B., Frota, G.B., Luz, J. S., Moreira, J.M.P., Moreno, J.J.P., Montes, M.L., Menezes Filho, N.R., Cardoso, O.R.F.A., Lima, P.F.C., Almeida, W.J., Abreu Filho, W., Silveira, W.P., Santana, W.R.R. (1974). Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. DNPM/CPRM, Goiânia. 5v.

Shanley, K.W., McCabe, P.J. (1994). Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geology*, 78(4), 544-566.

Silva, G.D., Rubert, R.R., Barros, A.J.P. (2003). Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico, escala 1:100.000. METAMAT. Cuiabá. pp. 88.

Siqueira L.P. (1989). Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 3, 3-16.

Siqueira L.P., Teixeira L.B. (1993). Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobras. In: Marinho, F., Barbosa, A.P.A., Godoy, A.C., Silva, C.S., Alves, E.C., Brehme, I., Flexor, J.M., Latgé, M.A., Castelani, R.T., Fontes, S. (Eds.). Resumos Expandidos do III Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica. Sociedade Brasileira de Geofísica. 168-170.

Teixeira L.B. (2001). Evidência geofísica de rifts precusores nas Bacias Paleozoicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: Melo, J.H.G., TERRA, G.J.S. (Eds.). Atas do Workshop Correlação de Sequências Paleozóicas Sul-Amricanas. PETROBRAS-CENPES. 1-8.

Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M., Champion, K.H., Rahmianian, V.D. (1990). *Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Facies*. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists.

Walker, R.G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker, R.G., James, N.P. (1992). *Facies Models: Response to Level Sea Change* (pp. 1-14). St. John's, New Founland: Geological Association of Canada.

Walker, R.G. (2006). *Facies Model Revisited*. In: Posamentier, H.W., Walker, R.G. (Eds.), *Facies Models Revisited* (pp. 1-18). Tulsa: SEPM.

Weska, R.K., Rosa, D.B., Pisani, J.R.T., Arrais, J.C. D.E.P., Maciel, M.A.C.,Ribeiro, J.M., Kato, S.L.R., Araújo, S.A., Rosestolato Filho, A. (1993). A estratigrafia, a evolução tectônica e o diamante do Grupo Bauru da região de Poxoréu, MT, Brasil. In: Weska, R.K., Leonardos, O.H., Gonzaga, G.M. (Eds.). *Anais do I Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante*. UFMT. 208-228.

Weska, R.K. (1996): Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo. São Paulo, Brasil.

Weska, R.K. (2006). Uma síntese do Cretáceo Superior matogrossense. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(1), 71-81.

Zalán, P.V. (2004). Evolução fanerozoica das bacias sedimentares brasileiras. In: Neto, V. M., Bartorelli, A., Carneiro, J. C., Brito-Neves, B.B. (Eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (pp. 595-613) São Paulo: Beca.

Figure captions

Fig. 01 Location of the Parecis Basin in the regional geotectonic context, subdivisions and limiting internal structures (modified from Siqueira, 1989; Bahia, 2007)

Fig. 02 Mesozoic units of Parecis Basin in the Mato Grosso State (*sensu* Lacerda Filho et al., 2004) and distribution of the work blocks in the basin

Fig. 03 Composed columnar profile of the Parecis Group in the western sector of the Serra Formosa Arch, Juruena Sub-basin, in the Mato Grosso State

Fig. 04 Composed columnar profile of the Parecis Group packages eastern of the Serra Formosa Arch, Alto Xingu Sub-basin, in the Mato Grosso State

Fig. 05 Facies association and faciology. A) Conglomerates and sandstones of the Reworked Alluvial Fan Facies Association; B) Conglomerates of the Alluvial Fans Facies Associations; C) Sandstones and breccias of

the Lava-Sediment Interaction Facies Association; D) Sandstones and conglomerates of the Multi-episodic Channels Facies Association

Fig. 06 Facies associations and faciology. A) Sandstone bodies of the Unconfined Fluvial Channels Facies Association; B) and C) Sandstones and fines of the Arid Alluvial Plain Facies Association; D) Sandstones of the Dune Fields Facies Associations

Fig. 07 Facies associations and faciology. A) Limiting supersediment surface of the Salto das Nuvens and Utiariti formations; B) Sandstones of the Interdunes and Small Dunes Facies Association; C) Sandstone sheets of the Sandstone Sheets Facies Association; D) Marls and argillites of the Shallow Lake Bottom Facies Association

Fig. 08 Facies associations and faciology. A) sandstones and fines of the Lacustrine Prodelta Facies Association; B) and C) Amalgamate Sandstone Bodies of unconfined channels and Deltaic Lobes Facies Association; D) Sandstones of the Sandy Sheets Facies Association


Tables captions

Table 01 Groups of facies identified in the study area and respective descriptions and genetic interpretation

Table 02 Facies associations identified in the study area and respective environmental interpretation

Table 03 Proposal of a stratigraphic scheme and paleoenvironmental reconstruction of the Parecis Group

TABLE 01

Code	Facies	Description	Interpretation
Gm 	Massive conglomerate in sandy-pebbly matrix	Massive conglomerate, sustained by sandy matrix, quartz and quartzite with up to 0.5 m diameter, incipient imbrication.	Gravity deposits reworked by water
Gmi 	Massive conglomerate sustained by the matrix, occasionally with inverse gradation	Paraconglomerate sustained by argillaceous matrix, angular basaltic boulders	Gravity deposition
Gt 	Trough cross bedding conglomerate	Basaltic clast supported conglomerate with sandy matrix and trough cross bedding	Migration of sinuous crests bedforms or subaqueous filling of pebbly small channels
Git	Intraformational trough cross bedding conglomerate	Intraformational conglomerate with pelitic clasts in sandy matrix, trough and tangential cross bedding	Subaqueous migration of 3D pebbly bedforms and reworking of sediments
Sgt 	Trough cross bedding conglomeratic sandstone.	Trough cross bedding conglomeratic sandstone, granules and pebbles of quartz	Subaqueous migration of 3D sandy-pebbly bedforms or filling of small channels
Sgm	Massive conglomeratic sandstone	Conglomeratic sandstone, rare incipient lamination, quartz and lithic clasts and pelitic intraclast chaotically disposed in a sandy matrix	Deposition in hyperconcentrated aqueous flux, unconfined in upper flow
Sh 	Planar laminated sandstone	Planar laminated fine to coarse sandstone	Deposition in subaqueous upper flow
Sla 	Translatent strata sandstone	Sandstone with subcritical climbing translantent strata, occasionally with pelitic intraclast in the lamination plane	Migration of aeolian microbedforms
Sta 	Trough cross bedding well sorted sandstone	Well sorted fine sandstone with trough cross bedding, laminations by granulometric variation	Deposition of aeolian macroforms
St 	Trough cross bedding sandstone	Sandstone with trough cross bedding, and thin internal cycles of normal gradation	Migration of sinuous crests bedforms or filling of small channels in aqueous flow
Sfl	Sandstone, siltstone and marl interlayer in discontinuous lamination	Interlayer of centimetric strata and lenses of very fine sandstone, siltstone, calcilutite and marl	Alternance of chemical and clastic sedimentation by suspension with clastic tractive contribution in aqueous environment
Sm 	Massive sandstone	Massive sandstone, fine- to medium grained, quartz to feldspathic composition	Subaqueous hyperconcentrated flow, or channel banks collapse
Smh 	Massive sandstone with occasional parallel lamination	Massive sandstone with occasional and restrict intervals of parallel lamination	Hyperconcentrated flows with variation in the water/sediment ratio
Smd 	Massive sandstone with convolute folds	Massive sandstone with syndimentary deformational structures as convolute folds	Deposition by upper flow and syndimentary deformation (sismites)
Smt 	Massive sandstone with isolated trough cross bedding	Massive sandstone with small isolated sets of trough cross bedding	Deposition in upper flow (collapse of lateral banks) with occasional formation of 3D bedforms
Sst 	Silicified sandstone	Sandstone partially to totally silicified, with thickness range from few centimeters to tens meters	Pedogenetic processes either in a late or post-depositional phase
Sr 	Climbing cross lamination sandstone	Fine sandstone with climbing lamination	Subaqueous Bedform migration under low flow regime
Spa 	Well sorted planar cross bedding sandstone	Well sorted sandstone with planar cross bedding, thin lamination	Aeolian deposition with generation of 2D bedforms
Fm 	Tabular massive fine sediment	Tabular beds of fine massive sediment	Deposition by suspension in a floodplain
Fma 	Massive siltstone	Massive siltstone, occasionally with incipient lamination, rich in mica and feldspathic matrix	Deposition of fines by the concomitant action of water and wind. Deposition by lofting of plumes generated in front of hyperconcentrated flows
Fl 	Laminated fine sediment	Pelite and siltstone with planar lamination interlayered or in homogeneous packages	Deposition interlayered by traction in lower flow and suspension in areas of spreading from crevasse channels
Fsm 	Massive pelite	Massive pelite, red to brownish red	Subaqueous deposition by suspension
Flc 	Laminated carbonatic pelite	Yellowish-brown marly pelite with parallel lamination	Simultaneously clastic deposition by suspension and chemical










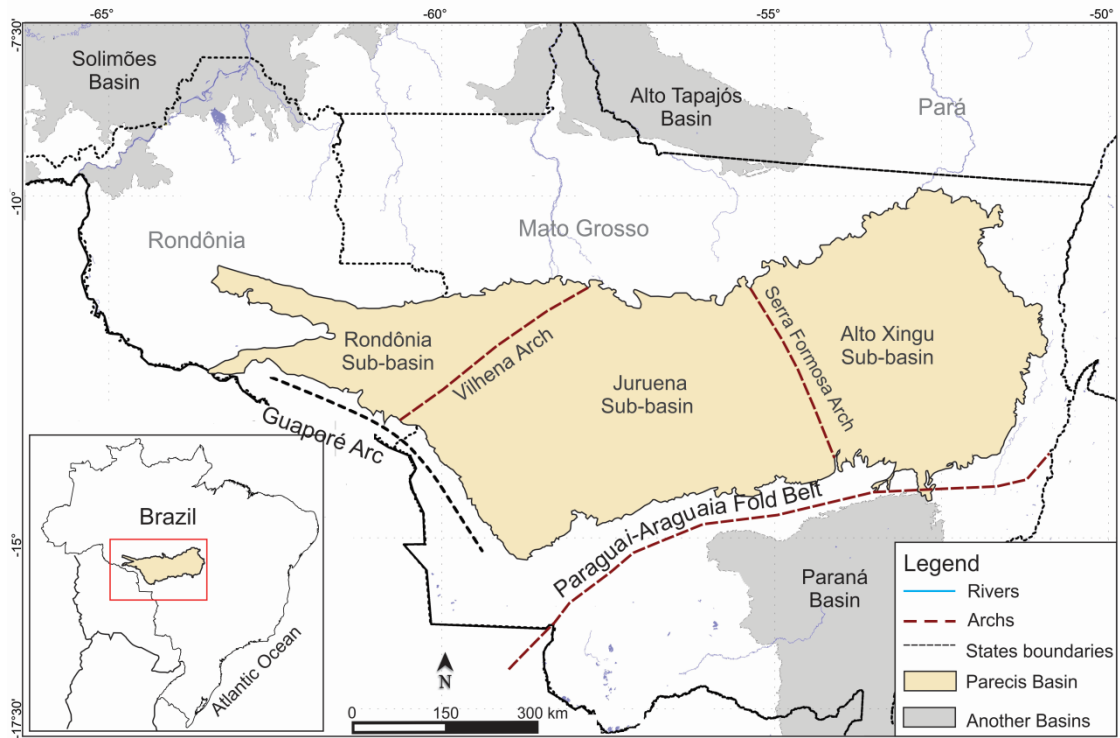
			
Fim 	Massive to laminated claystone	Green, gray to brownish-gray claystone either massive or with horizontal lamination	Deposition by suspension
Lm 	Calcilutite to massive marl	Calcilutite to massive marl, green to brown, common brecciation and bioturbation	Chemical deposition in low energy with eventually subaerial exposition
L 	Calcilutite to marl laminated	Calcilutite to massive marl, brown greenish to reddish with micaceous, laminated and sometimes bioturbated marly levels	Chemical deposition in low energy environment with clastic contribution and subaerial exposition
Fr 	Claystone/marl rhythmite	Rhythmic intercalations of marl and claystone	Sazonal alternance of chemical and clastic deposition by suspension
Fbs 	Brecciated/bioturbated pelite	Orange-reddish pelite, occasionally carbonatic cimentation, brecciated, bioturbated, with root marks and conspicuous levels of paleoalteration	Deposition by suspension in flooded alluvial plain with pedogenetic processes
Stv 	Trough cross bedding coarse sandstone with brecciated levels	Coarse sandstone with small trough cross bedding, intercalation of quartz material and rounded lithoclast in the stratification planes	Subaqueous deposition of 3D bedforms with interaction of both clastic and volcanic sedimentation
Vb 	Volcanic breccia	Volcanic breccia with rounded fragments of volcanic rock dispersed in a sandy matrix	Lava-sediment interaction in aqueous environment
B 	Basalt	Basic volcanic aphanitic rock with pustulated and weathered levels, interlayered with sandstones and siltstones	Volcanism of basic composition

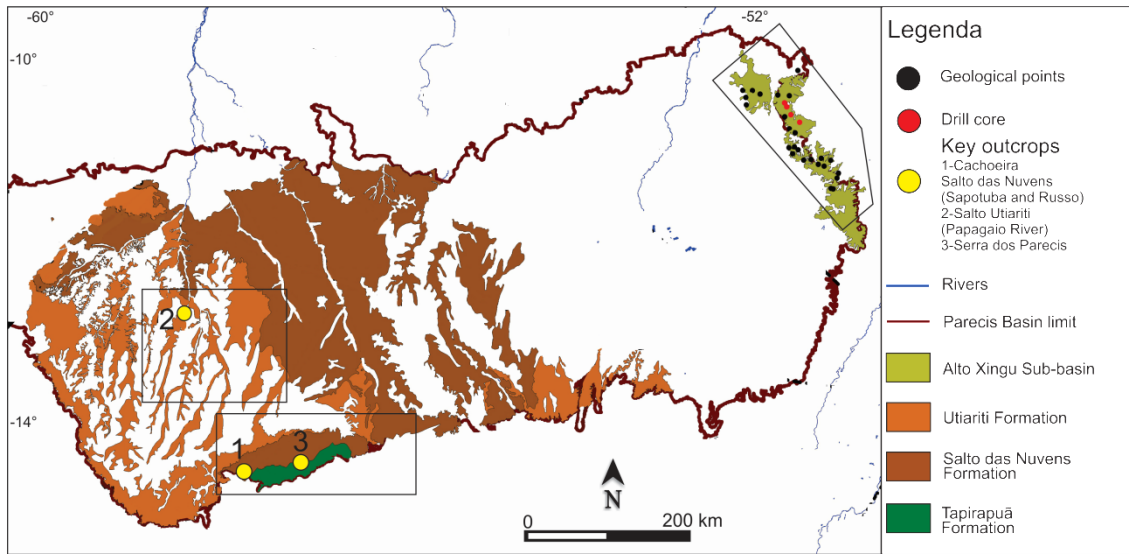
TABLE 02

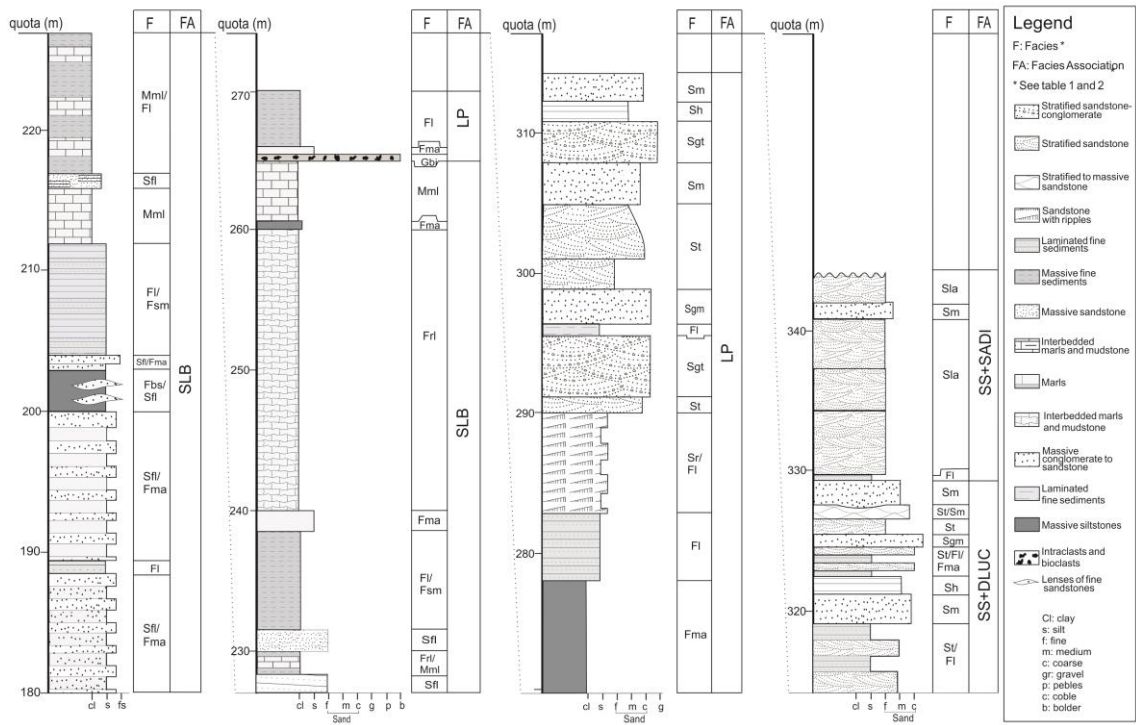
Sub Basin	Facies Association	Facies	Geometry and internal relations	Deposits and sedimentary processes
JU	Flood sheets (FSFA)	Sgt, Smh, Sh, Sm Sla, St, Sst, Smd	Conglomeratic sandstone layers of wide lateral continuity. Conglomerates supported by sandy matrix, with basal chaotic arrangement, dispersed trough cross bedding in the massive sandstone, massive sandstone interlayered with tabular sandstone, isolated bimodal well sorted sandstones, metric silcrete ceasing the package and regional surfaces at its base	Flooding deposits (inundites) with unconfined and hyperconcentrated flows with aeolian reworking in the peri-desertic alluvial plain
JU	Small aeolian dunes and interdunes (SADIFA)	Sta, Spa, Sla	Fine- to very fine bimodal sandstone, well sorted, layers of wide lateral extension, small trough cross bedding, sets of metric thickness, metric thick packages of subhorizontal layers of climbing translant strata sandstones, siltstone drapes discontinuous and intercalated. Regional subsurface overlaying the FA	Fields of small to medium dunes with strong contribution of humid interdunes
JU	Dune fields (DFFA)	Sla, Sta, Spa, St	Fine- to very fine sandstone, well sorted, layers of wide lateral extension, top plane, base plane to concave, internal reactivation surfaces of 1 st , 2 nd and 3 rd orders, medium to large plane and trough cross bedding, some low angle lamination	Dune fields with dunes of both straight and sinuous crests
JU	Arid alluvial plain (AAPFA)	Sta, Spa, Sla, Fl, Flc, Fsm, St	Packages of tens meters thick with massive pelite, orange-reddish color and very fine red sandstone, laminated, sometimes micaceous siltstones interlayered, tabular packages of wide lateral extension of pelites with abundant carbonatic sedimentation and carbonatic nodules, horizontal laminated pelites with mudcracks and paleoweathering in the top. Several meters thick packages of fine- to medium sandstones with climbing translant strata and sheet layers, and pelitic intraclasts in the stratification planes.	Deposition in flood plains with increasing aridization, restrict lakes with both clastic and chemical deposition, aerial reworking, restrict deposition of sandy sheets and small dunes
JU	Low Confined Channels (LCCFA)	Sm, Fl, Fsm, Sh, Flm	Layers of large lateral extension of fine- to medium sandstones, massive or with incipient lamination, interlayer of laminate pelite and rare packages of bimodal sandstone fine to medium, well sorted, with low angle climbing lamination	Low confined fluvial channels with aeolian reworking of sandy deposits
JU	Multi-episodic channels (MECFA)	Gt, Sgt, Sr, Fl, Sm	Overlain bodies of polimitic orthoconglomerate, conglomeratic sandstone and poorly sorted sandstone with normal gradation cycles. Thin and with low lateral continuity; reactivation surfaces and small trough cross bedding, restrict packages of fine sandstone and laminated siltstone in the top of some cycles. Occurrence towards the top of sandstone packages with parallel and climbing lamination and laminated siltstones	Deposition in braided fluvial channels, distal reworking of alluvial fan deposits
JU	Alluvial fans (AFFA)	Gmi, Sm	Polimitic conglomerate, predominance of angular basaltic clasts dispersed in clay matrix, inverse gradation, rare lens of coarse sandstone massive to laminated	Deposition in alluvial fans with restrict water reworking
JU	Lava-sediment interaction (LSIFA)	B, Vb, Stv, Sla, Fl	Lenticular sandstone, and laminated pelites interbedded with layers of volcanic rocks with intense weathering, pustulose, plane top and concave base; also with submetric packages of volcanic breccia and intraclasts of brecciated sandstone and intraformational conglomerate with clasts of sandstone and volcanic breccias; contact abrupt with paraconglomerates in the top	Intercalation of fluvial with aeolian reworking intercalated with volcanic flows and deposits of lava sediment interaction
JU	Reworked Alluvial Fans (RAFFA)	Gm, Sh	Orthoconglomerate, top and base plane undulated, rounded pebbles of quartzite/metasediment, imbrication with submetric lenses of coarse sandstone, poorly sorted, with parallel lamination.	Gravity deposits with fluvial reworking.
AX	Sandy sheets (SSFA)	Fma, Fbs, Fl, Sm	Sandy sheets of wide lateral continuity and thickness of tens of meters, subarcosean sandstones with pelitic breccias, either massive or with climbing translant strata, intercalations of micaceous siltstones and paleoalteration levels (oxidation with texture obliteration).	Aeolian deposition of sandy sheets in humid plain.
AX	Deltaic lobes and unconfined channels (DLUCFA)	Gt, Sgt, St, Sh Sm, Sla, Fl	Amalgamated layers of sandstone and conglomeratic sandstone with concave base and plain top, massive or with small trough bedding and located lateral migration of juxtaposed bars. Lenticular layers of conglomerate, restrict lateral continuity, tabular layers of sandstone with parallel lamination and restricted layers of laminated fines	Deposition either in unconfined fluvial channels or lobes in lacustrine delta
AX	Lacustrine prodelta (LPFA)	Git, Sfl, Sr, Fsm, Fl, Fl, Fma, Flc, Fbs	Climbing ripples Fine sandstone interlayered with laminated pelites, sometimes marly, locally with paleoweathering, levels of intraformational breccia cemented by carbonates, wide lateral tabular layers	Deposition in lake shoreline environment and lacustrine prodelta, with chemical sedimentation contribution

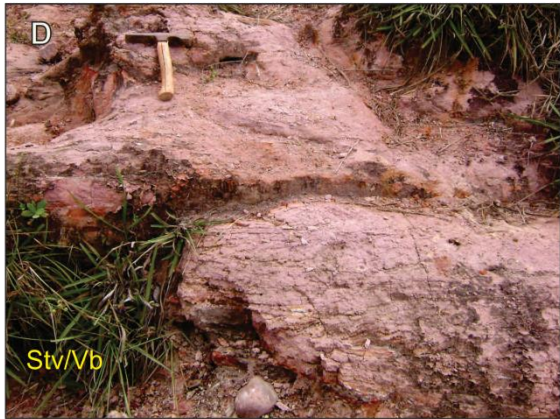
AX	Shallow lake bottom (SLBFA)	Fm, Fr, Ll, Lm, Fm, Fma, Fl, Smh, Sla, Sm	Tabular layers of wide lateral continuity with gray-greenish calcilutite, green-brownish marls, massive to laminate claystones and rhythmites with continuous and regular intercalations of marl/claystones, with invertebrate (ostracods) and vertebrate (skull and postcrania of Notosuchia) fossils	Alternation of clastic and chemical deposition in lake bottom
AX	Small aeolian dunes and interdunes (SADIFA)	Sta, Spa, Sla	(See description above)	

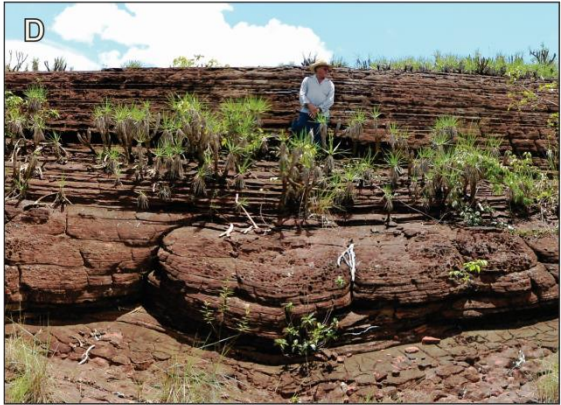
KEY: JU = Juruena Sub-basin; AX = Alto Xingu Sub-basin. SADIFA = occurs both JU and AX.

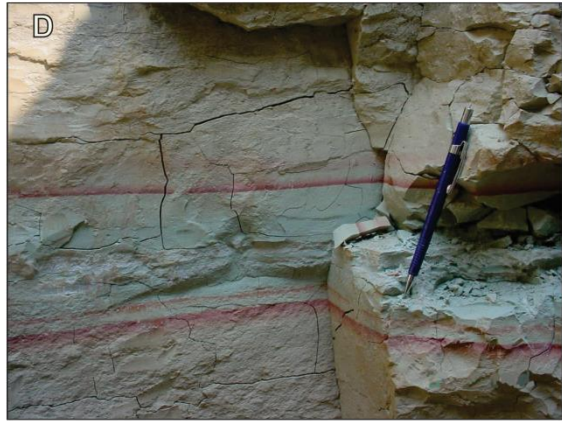
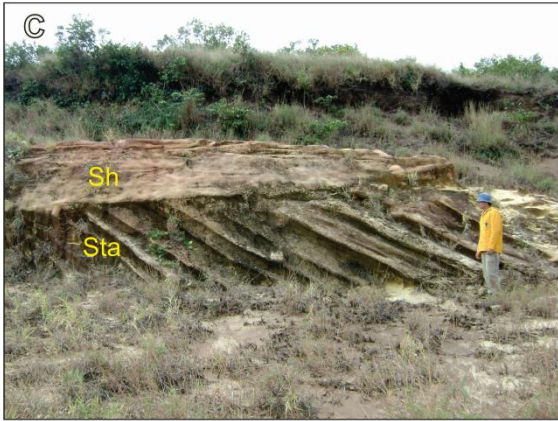
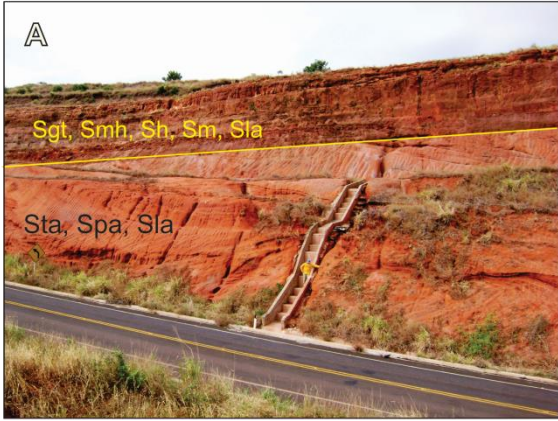


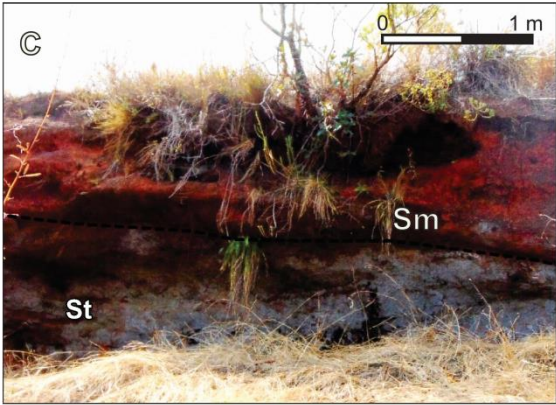
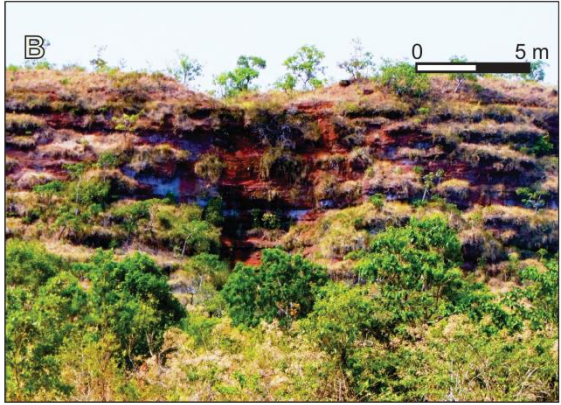












5. 4 CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 2

08/07/2017

Imprimir

Assunto: [Geociencias] Agradecimento pela Submissão

De: Prof. Dr. Norberto Morales (revigeoc@rc.unesp.br)

Para: rogrubert@yahoo.com.br,

Data: Quinta-feira, 6 de Julho de 2017 18:33

Sr. Rogerio Roque Rubert,

Agradecemos a submissão do seu manuscrito "EVENTOS TECTÔNICOS MESOZÓICOS E SUA INFLUÊNCIA DURANTE A DEPOSIÇÃO E EVOLUÇÃO DA SEQUÊNCIA CRETACICA DA BACIA DOS PARECIS, CENTRO-OESTE DO BRASIL" para Geosciences = Geociências. Através da interface de administração do sistema, utilizado para a submissão, será possível acompanhar o progresso do documento dentro do processo editorial, bastando logar no sistema localizado em:

URL do Manuscrito:

<http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/author/submission/12522>

Login: rogrubert

Em caso de dúvidas, envie suas questões para este email. Agradecemos mais uma vez considerar nossa revista como meio de transmitir ao público seu trabalho.

Prof. Dr. Norberto Morales

Geosciences = Geociências

Geosciences = Geociências

<http://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias>

5.5 ARTIGO 2

EVENTOS TECTÔNICOS MESOZÓICOS E SUA INFLUÊNCIA DURANTE A DEPOSIÇÃO E EVOLUÇÃO DA SEQUÊNCIA CRETÁCICA DA BACIA DOS PARECIS, CENTRO-OESTE DO BRASIL

Introdução

Contexto Geológico

Metodologia

Fácies e Associação de fácies

Caracterização e Evolução das Sequências Depositionais nas Porções Central e Leste da Bacia dos Parecis

Eventos Tectônicos e Relação com a Evolução das Sequências Cretácicas

O Papel da Tectônica e do Clima no Controle Depositional das Sequências Cretácicas nas Sub-bacias Juruena e Alto Xingu

Conclusões

Agradecimentos

Referências

RESUMO

O registro cretáceo da Bacia dos Parecis consiste de duas sequências sedimentares com assinaturas deposicionais distintas, descontínuas fisicamente, e depositadas em diferentes depocentros a leste e oeste do Arco da Serra Formosa. A evolução da bacia no Mesozoico inclui um registro regional com vulcanismo, tectonismo, deposição e soergimento com erosão. No Triássico Superior e Jurássico Inferior ocorreram vulcanismo e sedimentação, sucedido de soergimento e erosão até Cretáceo Inferior, quando ocorreram magmatismo básico e alcalino. A partir do Cretáceo Superior, com início da fase compressiva da Orogenia

Andina e abertura do Oceano Atlântico, desenvolveu-se um tectonismo e a sedimentação na sub-bacia Juruena no Cenomaniano, e na sub-bacia Alto Xingu a partir do Coniaciano. Com base na caracterização das associações de fácies e reconhecimento de superfícies regionais identificou-se uma assinatura deposicional diferencial para cada sequência, influenciada pela atividade e comportamento dos arcos internos. Na sub-bacia Juruena depositou-se uma sequência fluvio-eólica com taxas de sedimentação maiores que a de subsidência. Na sub-bacia Alto Xingu, sequência aqui denominada de Formação Rio Tapirapé, estabeleceu-se um sistema lacustre com superação da taxa de subsidência em relação à de sedimentação. Para o topo foi substituído por um sistema fluvio-deltaico com a diminuição na taxa de subsidência.

Palavras-chave: Cretáceo Superior, Bacia dos Parecis, Mato Grosso, Arco da Serra Formosa, Orogenia Andina.

ABSTRACT

The cretaceous record of the Parecis Basin consists of two sedimentary sequences with distinct depositional signatures, physically discontinuous, and deposited in different depocenters in the east and west of Serra Formosa Arch. The basin evolution in the Mesozoic age includes a regional record with volcanism, tectonism, deposition and uplift with erosion. In the Upper Triassic and Lower Jurassic occurred volcanism and sedimentation, which occurred from uplift and erosion to the Lower Cretaceous, when there were basic and alkaline magmatism. From the Upper Cretaceous, with the beginning of the compressive phase of Andean Orogeny and opening of the Atlantic Ocean, tectonism and sedimentation were developed in Juruena Sub-basin in the Cenomanian and Upper Xingu Sub-basin from Coniacian. Based on the characterization of the facies associations and regional surface recognition, a differential depositional signature was identified for each sequence, influenced

by the activity and behavior of the internal arcs. In the Juruena Sub-basin, a fluvial and aeolian sequence was deposited with sedimentation rates higher than that of subsidence. In the Upper Xingu Sub-basin, a sequence here named the Rio Tapirapé Formation, a lacustrine system was established with a overpass of the subsidence rate in relation to the sedimentation rate. To the top it was replaced by a fluvial and deltaic sedimentary system with the decrease in the subsidence rate.

Key-words: Upper Cretaceous, Parecis Basin, Mato Grosso State, Serra Formosa Arch, Andean Orogeny.

INTRODUÇÃO

O Cretáceo Superior é um intervalo bem estabelecido na Plataforma Sul-Americana. Rochas ígneas básicas e alcalinas, tectonismo, e deposição de sedimentos em bacias intraplaca e marginal são registros comuns deste período (Almeida, 1967; Brito Neves *et al.*, 1984; Almeida *et al.*, 2000; Zalán, 2004).

Neste contexto, a Bacia dos Parecis, uma bacia extensa e pouco explorada na porção central da Plataforma Sul-americana, possui, além de unidades pré-jurássicas, um registro de sequências clásticas atribuídas à deposição de idade cretácica, o qual é denominado Grupo Parecis (Barros *et al.*, 1982). Esta sequência consiste em conglomerados polimíticos, arenitos com estratificações cruzadas, corpos de arenito maciço, siltitos, pelitos, lamitos carbonáticos e arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte. São rochas de ambientes continentais, como leques aluviais, depósitos fluviais de alta energia, campo de dunas eólicas, planície de inundação, ambientes peridesérticos e lagos restritos. Na borda leste da bacia, Silva *et al.* (2003) identificaram margas, lamitos e pacotes carbonáticos com arenitos e

conglomerados no topo da sequência, que foram atribuídos ao Cretáceo Superior em vista da presença de fósseis de *Mesosuchidae* (Marconato, 2006). São abordagens bem pouco detalhadas, com análises restritas espacialmente no que se refere à análise faciológica da região central da bacia. Já o conhecimento faciológico e interpretações estratigráficas da porção leste é praticamente desconhecida.

Em relação ao arcabouço estratigráfico e história evolutiva, Siqueira e Teixeira (1993), com base na integração de dados geofísicos e geológicos, consideraram que a Bacia dos Parecis apresentou subsidência prolongada, com influência marinha e atividade tectônica no Paleozoico. Esta atividade ocasionou o soerguimento dos arcos internos de Vilhena e da Serra Formosa, o que promoveu a compartimentação em três sub-bacias. A ocorrência de três grandes sistemas de drenagem atuais, sobrepostos às rochas dessas sub-bacias, reforça a existência de três depocentros na bacia sedimentar.

Esta ideia de subdivisão da Bacia dos Parecis, onde arcos internos delimitam vários depocentros, foi reforçada por Siqueira (1989). Para o autor, a estrutura regional delimita diferentes áreas de depocentros ativas no Cretáceo, posicionadas a leste e oeste do Arco de Serra Formosa, indicando atividade tectônica sinsedimentar.

Para Bahia (2007) esses depocentros são as sub-bacias de Rondônia, Juruena e Alto Xingu, confirmados a partir de anomalias gravimétricas, e preenchidos por sequências sedimentares paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas, separadas por discordâncias regionais. Além disso, a partir de dados aeromagnéticos foi identificada uma sequência de altos e baixos estruturais com direções principais consistentes com a estruturação da bacia. Estes dados confirmam a ocorrência dos arcos, que foram associados às anomalias positivas, em especial os arcos de Vilhena e Serra Formosa. Também sugerem a existência de vários grábens associados às anomalias negativas, tendo, porém segundo Faria (2015), uma configuração de forma e dimensões entre as sub-bacias diferenciada em relação à proposta de Bahia *et al.* (2007), bem

como diferentes comportamentos tectônicos dos dois blocos separados pelo Arco da Serra Formosa.

Reativações tectônicas no mesmo período também são descritas na Bacia do Solimões (Siqueira, 1993), na Bacia Alto Tapajós (Santos et al., 1975) e no Arco Purus (Mizusaki et al., 1992; Wanderley Filho Jr., 2007), com registros de atividade tectônica e sedimentação, como transcorrências e reativação de estruturas internas, indicando a influência de uma tectônica muito mais ampla na parte norte da Plataforma Sul-americana.

Com base na estruturação compartimentada e na interpretação da evolução dos ambientes de sedimentação apenas em parte das sub-bacias, foram idealizadas propostas de evolução homogênea e síncrona para todo pacote cretáceo. Porém, com uma análise sedimentar detalhada e estendida nas sub-bacias Juruena e Alto Xingu, neste trabalho propõe-se um modelo alternativo da evolução tectono-sedimentar, tendo como limite diferencial os arcos internos, em especial o Arco Serra Formosa (Figura 1).

Além disso, são aqui posicionados os diferentes eventos da evolução tectono-sedimentar das sub-bacias dentro do contexto evolutivo da Plataforma Sul-americana com ênfase no Cretáceo Superior. Foi também proposta uma correlação com eventos relacionados à separação final das placas Africana e Sul-americana e a influência da Orogenia Andina na evolução das sequências cretácicas da bacia.

Inserir Figura 1

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia dos Parecis é uma bacia intracratônica do centro-oeste do Brasil, no antepaís da Cordilheira Andina. Os limites a norte e oeste são as rochas do Cráton Amazônico, que constituem seu embasamento, e ao leste e sul limita-se com as Faixas de Dobramentos Paraguai e Araguaia (Figura 1).

São aproximadamente 6.000 m de sedimentação. A base é composta pela Formação Cacoal, ordoviciana, e depositada em ambientes de leques aluviais, deltas e planícies de maré (Figura 2).

O Devoniano Inferior é representado pela Formação Furnas (*sensu* Oliveira, 1912). Ela está associada a processos deposicionais de sistemas costeiros e transicionais, que gradam para um ambiente marinho raso da Formação Ponta Grossa (Neo-Devoniano).

Ainda como registro paleozoico, ocorrem a Formação Pimenta Bueno (Leal *et al.*, 1978), do Carbonífero, constituída por folhelhos, intercalados com siltitos e conglomerados depositados em ambiente fluvial, e a Formação Fazenda Casa Branca (Leal *et al.*, 1978), permo-carbonífera e associada a um ambiente glacial ou peri-glacial (Siqueira, 1989; Caputo, 1984).

O Triássico Superior e o Jurássico Inferior incluem uma sequência basal siliciclástica denominada Formação Rio Ávila, e as formações Anari e Tapirapuã. Estas apresentam registros de vulcanismo básico (Pinto Filho *et al.*, 1977; Corrêa e Couto, 1972).

O registro Cretáceo é o Grupo Parecis com as sequências siliciclásticas denominadas de Formação Salto das Nuvens e Formação Utiariti (Barros *et al.*, 1982; Bahia *et al.*, 2006, 2007; Batezelli *et al.*, 2016; Menegazzo *et al.*, 2016). A Formação Utiariti (*sensu* Barros *et al.*, 1982) tem conglomerados e arenitos maciços a laminados, com níveis restritos de siltitos e arenitos bem selecionados de ambiente peridesértico. Apresenta ainda descargas efêmeras com retrabalhamento eólico, e um nível regional de paleoalterações de silcrete que encerram o registro cretáceo na região (Rubert *et al.*, 2017 a). Na sub-bacia do Alto Xingu ocorre uma sequência sem correlação regional com o Grupo Parecis (*sensu* Barros *et al.*, 1982). É composta por margas e argilitos carbonáticos na base, depositados em ambiente lacustre, com arenitos e conglomerados no topo, depositados em ambiente flúvio-deltaico e eólico (Silva *et*

al., 2003, Rubert *et al.*, 2004, 2017 b), cuja idade de deposição foi atribuído ao Cretáceo Superior.

Ocorrências de pacotes detrítico-lateríticos do intervalo terciário/quadernário são registrados ao leste, no centro, e em interflúvios da porção central da bacia. O registro Cenozoico é composto de extensas ocorrências de pacotes detrítico-lateríticos de idade terciária/quadernária que aflora nas porções leste e em interflúvios da porção central da bacia.

Inserir Figura 2

METODOLOGIA

O reconhecimento do arcabouço faciológico foi realizado a partir de visitas a afloramentos e descrições de testemunhos de sondagem. A reconstituição dos ambientes de sedimentação foi obtida a partir da confecção de perfis colunares, seções estratigráficas e correlações laterais tanto regionais como em escala de afloramento ou amostras de sondagem.

Foram utilizados os critérios de Miall (1985, 2010), Walker e James (1992), Wright e Marriot (1993), Shanley e McCabe (1994), Van Wagoner (1995), Miall (1996) e Cloeting (1998) para sequências aluviais. Para sequências eólicas foram consultados Glennie (1970), Kocurek (1991) e Kocurek e Ravhlon (1993), e para sequências flúvio-lacustres Scholz (1990), Olsen (1991), além de Shanley e MacCabe (1994).

A partir da conexão das interpretações dos ambientes de sedimentação com os dados de evolução estrutural das sub-bacias foi possível compreender os controles de deposição dos sedimentos e a evolução dos ambientes de sedimentação. Para a interpretação utilizou-se os conceitos de Shanley e McCabe (1994) e de Catuneanu (2006), que definem uma arquitetura de deposição e geração de espaço de acomodação sendo controlados por uma

combinação da tectônica, do clima e do aporte sedimentar para bacias de ambiente intracontinental não conectadas a sistemas marinhos.

A compreensão da evolução tectônica da bacia foi realizada com base em uma intensa revisão bibliográfica. Foram reunidas produções científicas que discutem as reativações de estruturas tectônicas do embasamento da bacia, a relação destes eventos com outras bacias sedimentares brasileiras, e a associação com eventos geotectônicos mais amplos da separação do Gondwana e da evolução da Plataforma Sul Americana com a Orogenia Andina.

A ordenação dos eventos no tempo geológico foi realizada a partir da comparação de dados de datação de eventos magmáticos importantes no período de tempo analisado. Também foram consultadas as associações fossilíferas consideradas como fósseis index do Cretáceo Superior para as sequências cretácicas na Plataforma Sul-americana.

FÁCIES E ASSOCIAÇÃO DE FÁCIES

As sequências siliciclásticas do Grupo Parecis são de ampla ocorrência na Sub-bacia Juruena (Barros *et al.*, 1982; Bahia *et al.*, 2006, 2007; Batezelli *et al.*, 2016; Menegazzo *et al.*, 2016). Na Sub-bacia Alto Xingu ocorre uma sequência clasto-química diferenciada atribuída ao Cretáceo Superior a qual não possui uma correlação regional com a Sub-bacia Juruena. Na base da sequência verificam-se margas e argilitos carbonáticos de ambiente lacustre, e na porção superior arenitos e conglomerados depositados em ambiente flúvio-deltaico e eólico (Silva *et al.*, 2003, Rubert *et al.*, 2004).

As sequências consideradas cretácicas, nas sub-bacias Juruena e Alto Xingu, foram descritas em campo, permitindo a identificação de 28 fácies e sete elementos arquiteturais, reunidas em associações de fácies conforme o Quadro 1.

Inserir Quadro 1

Foram definidas fácies conglomeráticas, depositadas por processos de gravidade e processos de migração de forma de leito aquosa. Também foram descritas fácies arenoconglomeráticas, como registro de vários processos fluviais e eólicos, migração de formas de leito e fluxos hiperconcentrados em ambientes de deposição peridesérticos, fluviais e deltaicos. Por fim foram interpretadas fácies de sedimentos finos com o registro de processos de deposição de tração/suspensão clástica em planície de inundação, processos de paleoalteração, e calcários e margas como resultado de processos de deposição química em um lago e ambientes de lagos restritos.

Os elementos arquiteturais correspondem a barras cascalhosas (GB), acreção frontal (DA), lençóis de areia laminados (LS), Acréscimo lateral (LA); rompimento de dique marginal (CS) e pelitos em planície de inundação (OF) (Quadro 1).

As interpretações dos ambientes deposicionais, associadas à compreensão da evolução da bacia, permitiu gerar a coluna litológica das duas sub-bacias, apresentadas nas figuras 3 e 4.

Inserir Figuras 3 e 4

CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DAS SEQUÊNCIAS DEPOSICIONAIS NAS PORÇÕES CENTRAL E LESTE DA BACIA DOS PARECIS

A história deposicional da sub-bacia Juruena, localizada a oeste do Arco da Serra Formosa, inicia-se com a deposição de associações de fácies conglomeráticas e predomínio do desenvolvimento de leques aluviais. Intercala-se nas porções distais com um sistema fluvial

entrelaçado arenoso-conglomerático de alta energia e de baixa sinuosidade, com deposição multi-episódica de sedimentação de fundo de canal (Figuras 5A, B, C, D), eventos de extravasamento e rompimento de diques marginais (Figura 6A e Quadro 1).

No estágio intermediário da sequência, com um aumento na taxa de geração de espaço de acomodação predomina sedimentação fina de planície de inundação por suspensão, deposição em lagos temporários nas porções distais da planície aluvial com precipitação de carbonatos e depósitos de lençóis arenosos eólicos (Figuras 6B, C, D). Nesta fase, os depósitos arenosos de canais são eventuais, em meio aos extensos pacotes de sedimentos finos.

Inserir Figuras 5 e 6

Inserir Quadro 1

Nos estágios finais de deposição da sequência é estabelecida uma tendência de redução no nível de base regional com diminuição na taxa de criação de espaço de acomodação. A sedimentação fluvial é substituída por depósitos eólicos, mostrando tendência de aridização da bacia (Figura 7 A, B). Os depósitos eólicos são truncados por uma superfície erosional plana, identificada como uma supersuperfície, e interpretada como um limite de sequência. Sobrepondo esta superfície ocorrem estratos areno-conglomeráticos depositados a partir de fluxos episódicos desconfiados de alta energia, intercalados com depósitos eólicos. Estas características definem um ambiente peridesértico com depósitos aluviais tipo inunditos e intercalados com depósitos eólicos restritos. Esta associação é sobreposta regionalmente por um nível de silcrete indicando processo de paleoalteração (Figura 7 C, D).

Ao leste do Arco Serra Formosa na Sub-bacia Alto Xingu, a reconstituição do registro sedimentar indica uma sequência lacustre na base, e flúvio-deltaica progradante e planície aluvial no topo (Quadro 1).

A evolução desta sequência inicia com deposição clasto-química em corpos lacustres continentais, com uma variação lateral caracterizada pela deposição siliciclástica marginal

eólica a paludal no estágio lacustre transgressivo (borda e fundo de lago são concomitantes no tempo) (Figura 8A e B). No estágio intermediário de deposição, quando a taxa de subsidência foi reduzida, houve predominância da sedimentação clástica com padrão progradante. Ocorre gradualmente o predomínio de sedimentação fina por suspensão e tração em ambiente de prodelta. No estágio de nível de base alto, ocorreram inicialmente depósitos de frente deltaica e são sucedidos por um sistema fluvial de baixo confinamento com continuidade lateral quilométrica. Há deposição de suspensão fina na porção distal deste sistema fluvial, porém de forma deprimida. Com a redução do espaço de acomodação e praticamente concomitante ao limite da sequência ou já relacionados eventualmente ao início da queda do nível de base, com o espaço de acomodação nulo ou reduzido, desenvolveu-se sedimentação eólica com lençóis de areia que sobrepujam o embasamento na borda da sub-bacia, pequenas dunas e lagos temporários (Figura 8 C, D).

Inserir Figuras 7 e 8

EVENTOS TECTÔNICOS E RELAÇÃO COM A EVOLUÇÃO DAS SEQUÊNCIAS CRETÁICAS

A configuração final da Bacia dos Parecis foi o resultado de reativações neoproterozoicas a fanerozoicas das faixas móveis nas suas bordas e das estruturas do seu embasamento. Segundo Siquera e Teixeira (1993) as reativações ocorridas em arcos internos da bacia no Mesozoico ocorreram em resposta a esforços gerados da Orogenia Andina, devido a um estresse resultante na deriva continental da Placa Sul-Americana durante o Cretáceo. Evidências abordadas posteriormente apontam para reativações de amplitude regional destas

estruturas, que em alguns casos podem se estender para norte e noroeste além dos limites da bacia. Neste contexto estão inclusos os Arcos de Vilhena e da Serra Formosa.

Nas bacias Alto Tapajós, Solimões e Paraná, bem como no embasamento Proterozoico do Cráton Amazônico adjacente à Bacia dos Parecis, existem registros destes múltiplos eventos, que em realidade prolongam-se desde o Triássico Superior até o Cretáceo Superior (Figura 9 e Quadro 2). São episódios de magmatismo, reativações tectônicas, subsidência e deposição sedimentar, intercalados com períodos de soerguimento e erosão que serão abordados em seguida.

Inserir Figura 9

Inserir Quadro 2

O primeiro destes eventos está registrado como Diastrofismo Juruá, correspondendo ao estágio inicial e relacionado ao processo de abertura do Oceano Atlântico Norte. A este evento associa-se o magmatismo Penatecaua, representado por soleiras e intrusões nas bacias Solimões e Amazonas, com idade em torno de 200 Ma (Mizusaki e Thomaz Filho, 2002). Também estão associados o Diabásio Cururu, de 180 ± 9 Ma (Santos *et al.*, 1975) na Bacia Alto Tapajós, e o Diabásio Periquito, com 179 ± 3 Ma (Araujo *et al.*, 1978) no Cráton Amazônico.

Na Bacia dos Parecis o período do diastrofismo está relacionado ao magmatismo básico da Formação Tapirapuã (206 ± 6 Ma, Barros *et al.*, 2006) e da Formação Anari ($198 \pm 0,8$ Ma, Marzoli *et al.*, 1999)(Quadro 2). Em depocentros restritos algumas sequências flúvio-eólicas da Formação Rio Ávila se encontram intercaladas ou sobrepostas com os basaltos juro-triássicos da Formação Tapirapuã, fato que propicia a sua associação ao evento extensional da plataforma (Pedreira *et al.*, 2003). No intervalo decorrido entre o Jurássico Inferior e o Cretáceo Inferior a bacia experimentou uma fase de soerguimento e erosão em reflexo a fase

extensional da Placa Sul-americana (Milani, 1987; Ramos, 2010). A parte superior deste intervalo está associada à abertura das placas.

Durante o Cretáceo Inferior um amplo magmatismo básico na Bacia do Paraná (Renne *et al.*, 1992), e manifestações de vulcanismo em bacias interiores (Mizusaki *et al.*, 2002) são documentadas. Na borda oeste da Plataforma Sul-americana predominaram processos extensionais ligados aos movimentos de abertura do oceano, com elevação do gradiente termal e estiramento crustal (Ramos 1988; 1999).

Na Bacia dos Parecis os eventos equivalentes são registrados como vulcanismo básico, adjacente ao Arco da Serra Formosa, na Sub-bacia do Alto Xingu, cuja idade é de $140,3 \pm 2$ Ma (Rodrigues *et al.*, 2016). Também são descritas manifestações de magmatismo alcalino com a intrusão dos corpos kimberlíticos de Paranatinga, datado por Heaman *et al.* (1998) entre 122,6 e 126,3 Ma.

A partir do final do Albiano Superior ao Cenomaniano instala-se na Placa Sul-americana um regime compressivo (fase *Mochica*), e posteriormente aumento na taxa de convergência na zona de subducção, relacionada à Orogenia Andina (Ramos, 2010). É um episódio contemporâneo da fragmentação do Gondwana Ocidental e dos movimentos de abertura final do Oceano Atlântico (Mizusaki *et al.*, 2002). Na Bacia do Paraná estes esforços tem como consequência a criação de depocentros e início da sedimentação da porção basal do Grupo Bauru (Menegazzo *et al.*, 2016).

Na Bacia dos Parecis, por sua vez, em reflexo a esta distribuição de esforços para o interior da placa, ocorrem reativações de estruturas antigas do embasamento proterozoico, soerguimento e reativação dos arcos de Vilhena e da Serra Formosa, falhamentos e abatimento de blocos, com geração de depocentros e início da sedimentação cretácica na Sub-bacia Juruena.

No Turoniano, com a efetiva separação das placas Africana e Sul-Americana e início da deriva continental (Mizusaki *et al.*, 2002), conjugados com o aumento da velocidade e diminuição no ângulo de subducção da placa e estabelecimento de uma margem tipo andina (Ramos, 1999; Folgueira *et al.*, 2011). Na borda oeste da placa, ocorre a redistribuição de esforços para o interior do continente, desencadeando uma série de eventos de ordem tectono-sedimentar e magmático na Bacia dos Parecis e bacias adjacentes.

Na região noroeste da sub-Bacia Juruena ocorre um novo evento de magmatismo alcalino, com a intrusão de um enxame de corpos kimberlíticos, com idades obtidas por Heaman *et al.* (1998) variando de 92 a 95 Ma. Parte destes corpos, denominados kimberlitos Juína, ocorrem intrudidos nos pacotes cretáceos desta sub-bacia.

Ainda no Turoniano associa-se na Bacia dos Parecis a reativação e o soergimento do Arco da Serra Formosa, e possivelmente a movimentação de estruturas limítrofes a leste da sub-bacia Alto Xingu, tais como a Falha de Tucuruí (Trow *et al.*, 1976), além de outras estruturas internas herdadas do embasamento, com a geração de um novo depocentro. Neste depocentro desenvolveu-se no Coniaciano-Santoniano a deposição da sequência clasto-química de origem lacustre na base e flúvio-deltaico e eólica no topo (Silva *et al.*, 2003; Rubert *et al.*, 2004), contemporaneamente à Fase *Peruviana* da Orogenia Andina. Concomitante ao desenvolvimento dos ambientes de sedimentação foi identificada uma assembleia fossilífera de crocodilomorfos (Marconato, 2006), peixes lepisosteiformes, ostracoda e carophyta (Adorno *et al.*, 2014), que permitem o posicionamento da sequência da sub-Bacia Alto Xingu a partir do Coniaciano até o Santoniano.

A partir do Campaniano, apesar do desenvolvimento das fases finais de deposição na Bacia Bauru, não há registro de sedimentação cretácica na Bacia dos Parecis.

No contexto da evolução da Orogenia Andina ocorreram os eventos em escala regional no Mesozoico da Bacia dos Parecis, evidenciando eventos multiepisódicos de tectonismo,

magmatismo e geração de vários depocentros. Nestas áreas rebaixadas houve deposição de seqüências continentais no Cretáceo Superior, em dois contextos diferentes e assinaturas deposicionais específicas. A principal evidência que suporta a ideia de uma relação entre eventos continentais com geração de esforços nas margens das placas como responsáveis pela atividade tectônica interna a bacia, com reativação de arcos e movimento de estruturas internas, é o sincronismo entre estes eventos continentais com a ruptura do Gondwana, e com as idades absolutas e relativas relacionadas ao registro de eventos de vulcanismo, tectonismo e sedimentação ocorridos na bacia durante este período.

A ideia da configuração de uma bacia segmentada, com a atividade cretácica relacionada aos arcos internos da bacia posicionados como altos estruturais que dividiam os depocentros e atuaram como área fonte de sedimentos é embasada na análise dos dados geofísicos regionais (Bahia, 2007 e Faria, 2015). A diferença nos padrões de paleocorrentes fluviais identificadas nas diferentes sub-bacias também dão suporte à esta proposta, predominando direções nordeste e leste na sub-bacia Alto Xingu, e sudoeste e sul na Sub-bacia Juruena.

Com base nas evidências apresentadas, que atestam uma evolução diferenciada para cada uma das seqüências deposicionais cretácicas das sub-bacias Juruena e Alto Xingu, depositando pacotes sedimentares com diferentes características e idades, propõem-se um novo arcabouço estratigráfico para o Mesozoico da Bacia dos Parecis, apresentado na figura 10. As relações de intrusão dos kimberlitos Juína no topo da seqüência sedimentar da Sub-bacia Juruena posiciona o final da deposição (Formação Utiariti) no Turoniano. Porém, a descrição de fósseis de vertebrados de Notosuchian na Sub-bacia Alto Xingu eleva a categoria de sedimentação desta seqüência entre o Turoniano até o Coniaciano, fato que mostra um desvinculo na evolução sedimentar das duas sub-bacias. Apresenta-se portanto uma nova formação, a Formação Rio Tapirapé, constituída pelas rochas sedimentares depositadas à leste do Arco da Serra Formosa.

Inserir Figura 10

O nome da formação foi definido tendo em vista de que o acidente geográfico mais conhecido e proeminente na região é o Rio Tapirapé, que corre de sudoeste para nordeste, e corta boa parte das exposições das rochas desta sequência, principalmente da parte inferior mais carbonática.

No caso do Arco da Serra Formosa, o padrão de paleocorrentes em ambos os lados desta estrutura indica a sua atuação como um alto estrutural interno à bacia no Cretáceo Superior, se comportando como área fonte, e alimentando os diferentes depocentros, a leste e oeste respectivamente.

Na Sub-bacia Juruena a análise dos padrões de paleocorrentes indicam a presença de duas áreas fonte. As indicações de paleocorrentes de uma área fonte a oeste e noroeste dos depocentros podem ter alguma associação com o Arco de Vilhena ou estrutura com direção nordeste-sudoeste, reconhecidas em dados de geofísica por Siqueira e Teixeira (1993), e segundo estes autores, reativadas no Cretáceo Superior. As paleocorrentes de norte para sul da Sub-bacia Juruena, por sua vez, evidenciam a presença de um alto estrutural à nordeste-norte, o qual é associado ao Arco da Serra Formosa.

O PAPEL DA TECTÔNICA E DO CLIMA NO CONTROLE DEPOSICIONAL DAS SEQUÊNCIAS CRETÁDICAS NAS SUB-BACIAS JURUENA E ALTO XINGU

Os depósitos sedimentares cretáceos do Grupo Parecis desenvolveram-se sobre as rochas sedimentares jurássicas ou diretamente sobre o embasamento proterozoico (Figura 11 A), porém os eventos deposicionais nas sub-bacias não são cronocorrelatos. Depósitos aluviais continentais predominam em ambas as sequências cretácicas, ocorrendo, porém uma clara distinção nas sucessões de fácies nas duas sub-bacias. Observam-se diferentes padrões de

paleocorrentes e geometrias dos depósitos, e apresentam ambientes sedimentares que ocorrem em um depocentro e não ocorrem no outro. A relação da taxa de criação de espaço de acomodação, da taxa de sedimentação e influência do clima naquele período produziu uma evolução diferenciada para cada uma das sequências (Quadro 3).

Na sub-bacia Juruena, entre o Arcos de Vilhena a oeste, e o Arco da Serra Formosa no limite leste, a atuação da tectônica, com subsidência em pequenos pulsos, e altas taxas de sedimentação, propiciou o desenvolvimento dos sistemas deposicionais aluviais de alta energia próximos da borda e aos falhamentos adjacentes, bem como um sistema fluvial entrelaçado areno-cascalhoso, em um estágio de nível de base baixo (Figura 11 B).

Em direção ao topo a variação do nível de base é registrada com o estabelecimento de um sistema fluvial com ampla deposição nas regiões da planície, e raros depósitos de canais, associando-se a um incremento na criação do espaço de acomodação em relação ao estágio inicial, influenciando na alteração da arquitetura dos depósitos fluviais (Figura 11 C). O registro de um sistema eólico amplo na porção superior da sequência pressupõe um espaço de acomodação restrito. Mostra-se neste caso a quiescência tectônica que sucedeu o período de reativação ocorrido na sub-bacia. A presença de um nível de silcrete encerra o registro da sequência, evidenciando um evento no qual não houve deposição e exposição sob um clima sazonal árido. Esta paleosuperfície representa um período de cessação na reativação de estruturas internas da sub-bacia Juruena.

Inserir Figura 11

Inserir Quadro 3

Para a sequência da sub-bacia Alto Xingu, a leste do Arco da Serra Formosa, o estabelecimento de um sistema lacustre na porção basal associa-se a formação de bacias tipo meio-graben (Figura 11 C). Neste caso, para a manutenção de um sistema lacustre intra-

continental é requerida uma rápida ação inicial da tectônica com alta taxa de subsidência e baixa taxa de sedimentação. Gera-se um déficit entre a oferta de sedimentos para a bacia e o espaço de acomodação criado pela subsidência.

O estabelecimento da deposição de fácies deltaicas e fluviais nos estágios superiores da sequência reflete a diminuição da atividade tectônica com estabelecimento de um estágio onde a taxa de sedimentação suplanta a criação de espaço de acomodação (Figura 11 D). O ambiente eólico começa a predominar no final da evolução desta sub-bacia, o que também reflete um espaço de acomodação reduzido, devido à cessação da atividade tectônica na região.

A influência do clima na deposição da sequência cretácica da Bacia dos Parecis é registrada principalmente pela ocorrência de depósitos de ambientes áridos no topo de ambas as sequências. Evidências como deposição de níveis carbonáticos, depósitos arenosos associados a correntes fluviais desconfinadas, inunditos, sedimentação eólica e níveis específicos de ocorrências regionais de paleoalterações que ocorrem na Sub-bacia Juruena, são indicadores de influências climáticas na deposição destas sequências continentais. A presença de depósitos lacustres restritos e de interdunas intercalados com os depósitos de dunas eólicas, e a substituição por depósitos peridesérticos apontam para uma tendência de aridização nos estágios finais de deposição. A ocorrência de dezenas de quilômetros de níveis com intercalações centimétricas de argilito e calcário laminados apontam para uma deposição controlada por ciclos de sazonalidade climática, com sedimentação química em períodos secos, e sedimentação clástica, em períodos úmidos.

CONCLUSÕES

A evolução da Bacia dos Parecis no Mesozoico inclui registros de eventos de tectônica, magmatismo e sedimentação, alternados com períodos de quiescência e soerguimentos, erosão e não deposição. A partir do Cretáceo Superior, o registro geológico na bacia inclui evidências de reativação dos arcos internos, tais como os Arcos da Serra Formosa e de Vilhena, e estruturas regionais herdadas do embasamento. Também ocorrem soerguimentos e abatimentos de blocos, com geração de depocentros e deposição de sequências sedimentares continentais aluviais de estilos e idades variadas, além de atividade magmática.

O sincronismo dos eventos tectono-magmáticos e relações geológicas com os kimberlitos intrudidos no seu pacote sedimentar permite atribuir a idade de deposição da Sub-bacia Juruena a partir do Cenomaniano até o Turoniano. A evolução foi de forma contínua em vista de que não há registro, nos dados coletados neste trabalho e anteriores, de alguma superfície erosiva significativa limitando as formações Salto das Nuvens e Utiariti que compõem a sequência basal e de topo, sendo cronocorrelatas às unidades basais do Grupo Bauru.

As reativações tectônicas ocorridas internamente a Bacia dos Parecis, com movimentações dos arcos internos e geração de depocentros da Sub-bacia Juruena são associados temporalmente com o início da fase de deformação compressiva da Orogenia Andina no Oeste da Placa Sul-Americana. Também são relacionadas aos eventos de separação final das placas Sul-americana e Africana e estágios finais de abertura do Oceano Atlântico.

A associação fossilífera identificada na sequência da Sub-bacia Alto Xingu a leste do Arco da Serra Formosa, com répteis notossuquios e peixes lepisosteiformes, permite atribuir a idade de deposição a partir do Coniaciano, mais jovem, assim, que os pacotes cretáceos da Sub-bacia Juruena depositados a oeste do referido Arco. A geração do depocentro onde se depositou esta sequência sedimentar é atribuída a reativações em algumas estruturas internas da Bacia dos Parecis, tais como o Arco da Serra Formosa, a partir do final do Turoniano até o Coniaciano Inferior. Estes eventos de reativações locais são associados a respostas

intracontinentais das novas fases de tectonismo da Orogenia Andina, tais como incremento na velocidade de subducção da placa ou início da fase Peruana da referida Orogenia.

As diferentes assinaturas das sequências sedimentares posicionadas respectivamente a Leste e Oeste do Arco da Serra Formosa são interpretadas como produto da taxa de criação de espaço de acomodação gerada pela subsidência tectônica e taxas de sedimentação. Na Sub-bacia Alto Xingu a deposição inicial de uma sequência lacustre continental requereu inicialmente a ação da tectônica com a geração rápida de uma alta taxa de subsidência, associado com uma baixa taxa de sedimentação, gerando um déficit entre a oferta de sedimentos para a bacia e o espaço de acomodação criado pela subsidência. Nos estágios tardios com a cessação da atividade tectônica e diminuição nas taxas de subsidência, ocorre o preenchimento da bacia com sedimentação clástica progradante. A oeste do Arco da Serra Formosa, por sua vez, a deposição de uma ampla sequência de natureza clástica associa-se a um regime tectônico com subsidência mais lenta e altas taxas de sedimentação. Estas características geraram fácies de conglomerados e arenitos fluviais e depósitos de gravidade na base, com arenitos e finos gerados a partir de ambientes fluviais e eólicos no topo.

As principais evidências que sustentam o modelo de múltiplas reativações das estruturas e arcos internos a Bacia dos Parecis no Cretáceo, gerando depocentros e sedimentação em diferentes idades nas sub-bacias são os diferentes padrões paleocorrentes tomados nos pacotes leste e oeste do Arco da Serra Formosa. Além disso, as diferentes idades relativas identificadas a partir de datação relativa e relações estratigráficas de campo, combinadas com diferentes respostas de padrões geofísicos de gravimetria e magnetometria identificadas no substrato das sub-bacias, mostram diferentes depocentros e blocos estruturais altos posicionados a oeste e leste do referido arco, fato que reforça a ideia de atividade tectônica e sedimentação em diferentes idades e depocentros no Cretáceo da Bacia dos Parecis.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Programa de Pós Graduação de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Também agradecem à empresa Electrum Capital pelo apoio logístico nos trabalhos de campo, e à Geóloga Msc. Patricia Zacca pelas valiosas contribuições.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DNPM-DGM**. v. 241, 36 p., 1967.

ALMEIDA, F.F.M. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, p. 139-158, 1983.

ALMEIDA, F.F.M., BRITO-NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. The Origin and Evolution of South American Platform. **Earth Sciences Reviews**, v. 50, p. 77-111, 2000.

ADORNO, R.R., CARMO, D.A, SILVA, G.D. Ostracoda e Carophyta da Formação Salto das Nuvens, Cretáceo Superior, Bacia dos Parecis, Porto Alegre do Norte e Canabrava do Norte, Estado de Mato Grosso, Brasil Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, 2014. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 2014, p. 5.

ARAUJO, H.J.T., RODARTE, J.B.M., DEL' ARCO, J.O., SANTOS, D.B., BARROS, A.M., TASSINARI, C.C.G., LIMA, M.I.C., ABREU, A.S., FERNANDES, C.A.C. **Folha SB. 20 - Rio Purus: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, Escala 1:250.000**. Rio de Janeiro, Rio de Janeiro: Projeto Radambrasil - Programa de Levantamento de Recursos Naturais, Departamento Nacional da Produção Mineral, 566 p., 1978.

BAHIA, R. B. C., MARTINS-NETO, M. A., BARBOSA, M. S. C., PEDREIRA, A.J. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n.4, p. 692-703, 2006.

BAHIA, R.B.C., MARTINS-NETO, M.A., BARBOSA, M.S.C., PEDREIRA, A.J. Análise da Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis através de Métodos potenciais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, p. 639-649, 2007.

BAHIA, R.B.C. **Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis**. Ouro Preto, 2007, 149 p. Tese (Doutorado em Geociências) - Departamento de Geologia, Escola de Minas, Fundação Universidade Federal de Ouro Preto.

BARROS, A.M., SILVA, R.H., CARDOSO, O.R.F.A., FREIRE, F.A., SOUZA JUNIOR, J.J., RIVETTI, M., LUZ, D., PALMEIRA, R.C.B., TASSINARI, C.C.G. **Folha SD. 21 Cuiabá: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Escala 1:250.000**. Rio de Janeiro: Projeto Radambrasil - Programa de Levantamento de Recursos Naturais, Departamento Nacional da Produção Mineral, 540 p., 1982.

BARROS, M.S.A., MIZUSAKI, A.M.P., COSTA, E.C. da. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, v. 33 n. 2, p. 71-77, 2006.

BATEZELLI, A., LADEIRA, F.S., ASSINE, M.L. Ambientes Depositionais e Evolução Estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis. **Geociências**, v. 33, n. 3, p. 429-448, 2014.

BRITTO NEVES, B.B. DE., CORDANI, U.G., THOMAZ FILHO, A. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentar basins of Brazil: A case of tectonic heritage. **Journal Geodynamics**. p. 495-510, 1984.

CAPUTO, M.V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the northern basins of Brazil**. Santa Bárbara, 1984, 533 p. Tese (Doutorado em Geociências) - University of Califórnia.

CATENEANU O. **Principles of Sequence Stratigraphy**. Amsterdam: Elsevier, 375 p., 2006.

CLOETHING, S. Intraplate stress: a tectonic cause for third-order cycles in apparent sea level? In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., ROOS, C.A., VAN WAGONER, J.C. (Eds.), **Sea level change, an integrated approach**. Tulsa: S.E.P.M. Special Publication, v. 42, p. 19-29, 1988.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L. e Fan, J. X. (updated). **The ICS International Chronostratigraphic Chart**. Episodes, v. 35, p. 199-204, 2013. URL: <http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2017-02.pdf>. Acessado em 23mai2017.

CPRM – COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS. **Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso**. Goiânia: Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, 172 p., 1972.

FARIA, H.P.A. **Caracterização dos domínios tectono-geofísicos da Bacia dos Parecis com base nos dados de métodos potenciais**. Brasília, 2015. 142 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Programa de Pós-graduação em Ciências Aplicadas, Universidade de Brasília.

FOLGUERA, A., ORTS, D., SPAGNUOLO, M., VERA, E.R., LITVAK, V., SAGRIPANTI, L., RAMOS, M.E., RAMOS, V.A., A review of late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. **Biol. J. Linn. Soc.** v. 103, n. 2, p. 250-268, 2011.

GIBSON, S.A., THOMPSON, R.N., WESKA, R.K., DICKIN, A.P., LEONARDOS, O.H. Late Cretaceous rift related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 126, p. 303-314, 1997.

GLENNIE, K. W. **Desert Sedimentary Environments**. Developments in Sedimentology 14. Amsterdam: Elsevier, 222 p., 1970.

HEAMAN, L., TEIXEIRA, N. A., GOBBO, L. E, GASPAR, J. C. U-Pb mantle zircon ages for kimberlites from de Juína and Paranatinga Provinces, Brazil. In: INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, 7, 1998, Cape Town (South Africa). **Extended Abstracts...** Cape Town: IKC Organising Committee, 1998, p. 322-324.

HOLZ, M., TROCCOLI, E., VIERA, M. Sequence stratigraphy of continental rift Basins I: a conceptual discussion of discrepant models. ROCH, R., PAIS, J., KULLBERG, J.C., FINNEY, S. (Eds.), Lisboa: **Strati 2013**, Springer International Publishing , p. 9-13, 2014.

KOCUREK, G. & HAVHLON, K.G. Aeolian Sequence stratigraphy - A conceptual Framework. In: WEIMER, P. & POSAMENTIER, H. W. (Eds.), **Siliciclastic Sequence Stratigraphy**. Tulsa: American Association of Petroleum Geology, p. 393-409, 1993.

KOCUREK, G. Interpretation of ancient aeolian sand dunes. **Annual Review Earth Planet Science**. v. 19, p. 43-75, 1991.

LEAL, J.W., SILVA, G.F., SANTOS, D.B., TEIXEIRA, W., LIMA, M.I.C., FERNANDES, A.C., PINTO, A.C. **Folha SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Escala 1:250.000**. Rio de Janeiro: Projeto Radambrasil - Programa de Levantamento de Recursos Naturais, 661 p., 1978.

MARCONATO, L.P. **Dois novos crocodilos (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) do Mato Grosso, Bacia dos Parecis: descrição e relações filogenéticas com os**

“**Notossúquios**”. Porto Alegre. 2006, 246 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

MARTINSEN, O.J., RYSETH, A., HELLANDHANSEN, W., FLESHE, H., TORKILDSEN, G., IDILL, S. Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture: Ericson Sandstone (Campanian), Rocky Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, v. 46, p. 235-259, 1999.

MARZOLI, A., RENNE, P. R., PICCIRILLO, E. M., ERNESTO, M., BELLINI, G., DE MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, p. 616-618, 1999.

MENEGAZZO M.C., CATUNEANU O, CHANG, H.K. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. **Marine and Petroleum Geology**. v. 73, p. 131-156, 2016.

MILANI, E.J. **Aspectos de evolução tectônica da Bacia do Recôncavo e Tucano-Sul, Bahia, Brasil**. Dissertação (Mestrado em Geociências). Ouro Preto. 1987, 139 p. Universidade Federal de Ouro Preto.

MIALL, A.D. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. In: FLORES, R.M., ETHRIDGE, F.G., MIALL, A. D, GALLOWAY, W. E., FOUCH, W. E. (Eds.), **SEPM Short Course**. Tulsa: S.E.P.M. p. 33-81, 1985.

MIALL, A.D. **Geology of Fluvial Deposits**. Sedimentary Facies, Basin Analysis and petroleum Geology. Berlin: Springer-Verlag, 582 p., 1996.

MIALL, A.D. Alluvial Deposits. In: JAMES, N.P. & DARLYMPLE, R.W. (Eds.), **Facies models 4**. Ottawa: Geological Association of Canada, p. 105-113, 2010.

MIZUSAKI A.M.P., THOMAZ-FILHO A., MILANI E.J., CÉSERO P. Mesozoic and Cenozoic Igneous Activity and its Tectonic Control in Northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, p. 183-198, 2002.

Mizusaki, A.M.P., Thomaz filho, 2004 O Magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: Mantesso-Neto, V, Bartorelli, A., Carneiro, C.D.R. e Brito-Neves, B.B. **Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, 2004. P 280-291.

OLIVEIRA E.P. O terreno devoniano do Sul do Brasil. **Anais da Escola de Minas**, v. 14, p. 31-41, 1912.

OLSEN, P.E. Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems – examples of Newark Supergroup of Eastern of North America. In: KATZ, B.J. (Ed.), **Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs**. Tulsa: AAPG, p. 209-224, 1991.

PAYTON, C.E. **Seismic stratigraphy – Application to Hydrocarbon exploration**, Tulsa: American Association of Petroleum Geology, 516 p., 1977.

PEDREIRA, A.J., LOPES, R.C., VASCONCELOS, A.M., BAHIA, R.B.C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas. In: BIZZI, L.A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R.M., GONÇALVES, J.H. (Eds.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: Universidade de Brasília, p. 55-85, 2003.

PINTO FILHO, F.P., FREITAS, A.F., MELO, C.F., ROMANINI, S.J. **Projeto Sudeste de Rondônia**. Porto Velho: Departamento Nacional de Produção Mineral/Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais, v. 1, 169 p., 1977.

RAMOS, V.A. The tectonics of the Central Andes: 308 to 338 S latitude. In: CLARK, S., BURCHFIEL, D. (Eds.), **Processes in Continental Lithospheric Deformation**. Geological Society of America, GSA, Boulder. Special Paper. v. 218, p.31–54, 1988.

RAMOS, V.A. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. **Episodes**. v. 22, n. 3, p. 183-190, 1999.

RAMOS, V. A. The tectonic regime along the Andes: present-day and Mesozoic regimes. **Journal of Geology**. v. 45, p. 2-45, 2010.

RENNE, P.R., ERNESTO, M., PACCA, I.G., COE, R.S., PREVOT, M., PERRIM, M. The age of Parana flood volcanism, rifting, of Southern Gondwanaland and the Jurassic-Cretaceous boundary. **Science**, v. 258, p. 975-979, 1992.

RODRIGUES, I.S., VASCONCELOS, C.S., CARMO, I.O., COSTA, J., MORALES, I.V.F. MORAIS NETO, J.M., SIMBRAS, F.M., VASCONCELOS, P.M.P. Basalto Santiago do Norte - Nova Ocorrência de Rocha Ígnea na Bacia Parecis-Alto Xingu, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 48, 2016, Porto Alegre. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2016.

RUBERT, R.R., SILVA, G.D., BARROS, A.J.P., ARAÚJO, R.A.R. O registro de sedimentação flúvio-lacustre do Cretáceo da Bacia dos Parecis na região nordeste mato-grossense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42, 2004. Araxá, **Anais...** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 2004, p. 96-97.

SALES, M.A.F., MARTINELLI, A.G., FRANCISCHINI H., RUBERT, R.R., MARCONATO, L.P., SOARES, M.B., SCHULTZ, C.L. New dinosaur remains and the tetrapod fauna from the Late Cretaceous of Mato Grosso State, central Brazil. **Historical Biology**. v. 0, p. 1-16, 2017.

SANTOS, D.B., FERNANDES, P.E., DREHER, A.M., CUNHA, F.M.B., BASEI, M.A.S., TEIXEIRA, J.B.G. **Folha SB.21 - Tapajós: geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Escala 1:250.000.** Rio de Janeiro: Projeto Radambrasil. Levantamento de Recursos Naturais, Departamento Nacional da Produção Mineral, 409 p., 1975.

SCHOBENHAUS, F.C., OGUINO, G., RIBEIRO, D.L., OLIVA, L.A., TAKANOHASHI, J.T. **Folha Goiás SD 22 - Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Escala 1:1.000.000.** Brasília: Departamento Nacional de Produção Mineral, 114 p., 1975.

SCHOLZ, C.A., ROSENDAHL, B.R., SCOTT, D.L. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: example of east of Africa. *Geology*, v. 18, n. 2, 1990.

SHANLEY, K.W. & MCCABE, P.J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petrology and Geology*. v. 78, n. 4, p. 544-566, 1994.

SILVA, G.D., RUBERT, R.R., BARROS, A.J.P. **Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico, Escala 1: 100.000**. Cuiabá: Companhia Matogrossense de Mineração. 88 p., 2003.

SIQUEIRA, L.P. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 3, p. 3-16, 1989.

SIQUEIRA, L.P. & TEIXEIRA, L. B. Bacia dos Parecis: nova fronteira exploratória da Petrobrás. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 3, 1993, Rio de Janeiro. **Resumos Expandidos...** Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geofísica, 1993, p. 168-170.

TEIXEIRA, L.B. Evidência geofísica de rifts precusores nas Bacias Paleozóicas do Amazonas, Paraná, Parecis, Parnaíba, Solimões e Alto Tapajós. In: WORKSHOP CORRELAÇÃO DE SEQUÊNCIAS PALEOZÓICAS SUL-AMERICANAS. 1, 2001, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: PETROBRÁS-CENPES. 2001, p. 1- 8.

TROW, R.A.J., VAZ, L.F., SLOGO, T.T., NAKASATO, J. Geologia da Região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, 1976, Ouro Preto. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, p. 137-148.

VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CHAMPION, K.H., RAHMIANIAN, V.D. **Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores and Outcrops: Concepts for High Resolution Correlation of Time and Fácies**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 55 p., 1990.

VAN WAGONER, J.C. Sequence Stratigraphy and Marine to Non-marine Facies Architecture of foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A, In: Wan Wagoner, J.C. & Bertram, G.T. (Eds.), **Sequence Stratigraphy of Foreland Basins Deposits**. Tulsa, AAPG, p. 137-223, 1995.

WALKER, R.G. & JAMES, N.P. **Fácies Models: Response to Level Sea Change**. St. John's, New Foundland: Geology Association of Canadá. 410 p., 1992.

WANDERLEY FILHO J.R., EIRAS J.F., VAZ P.T. Bacia do Solimões. **Boletim de Geociências da Petrobras**. v. 15, n.2, p. 217-225., 2007.

WESKA, R.K. **Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso**. São Paulo. 1998, 219 p. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

WESKA, R.K., SVISERO, D.P. Uma síntese do conhecimento sobre as rochas de natureza kimberlítica da porção sul do Cráton Amazônico, no Estado de Mato Grosso. In: WORKSHOP ON GEOLOGY OF THE SW AMAZONIAN CRATON: STATE OF THE ART, 2001. São Paulo. **Extended Abstracts...** São Paulo, Institute of Geosciences-University of São Paulo, 2001, p. 140-144.

WRIGHT, V.P., & MARRIOTT, S.B. The Sequence Stratigraphy of Fluvial Depositional Sistem: The Role of Floodplain Sediment Storage. **Sedimentary Geology**, v. 86, p. 203-210, 1993.

WRIGHT, V.P. Losses and gains in weathering profiles and duripans. In: PARKER, A., SELLWOOD, B.W. (Eds.), **Quantitative Diagenesis: Recent Developments and Applications to Reservoir Geology**. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, p. 95-123, 1995.

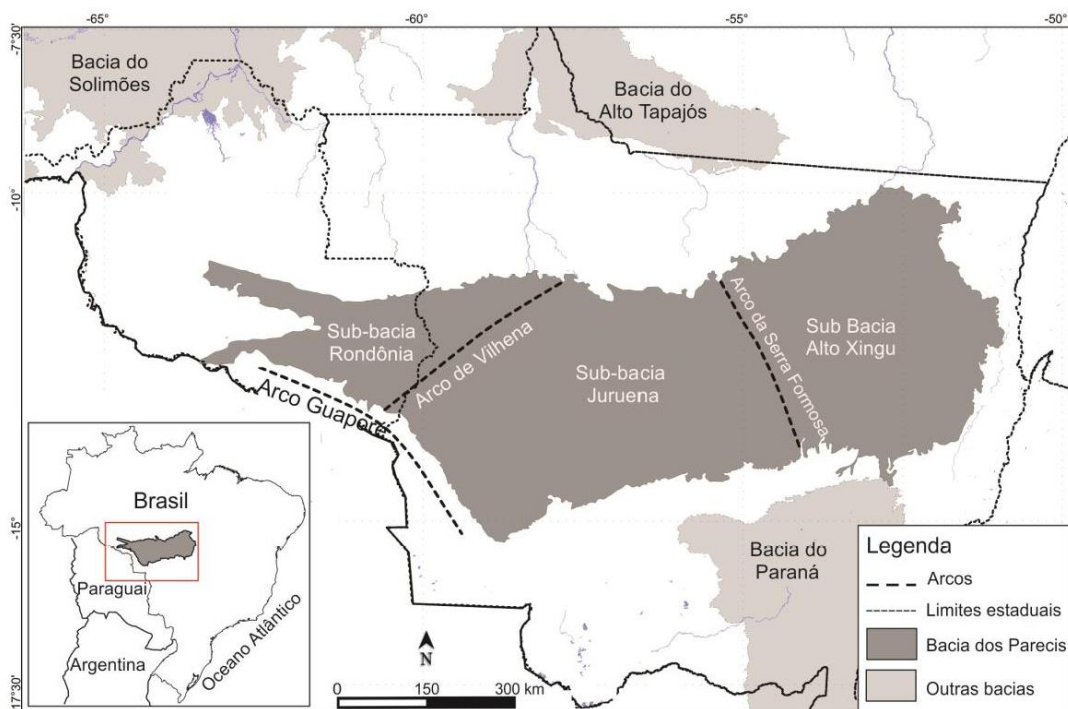


Figura 1. Mapa de localização da Bacia dos Parecis e suas sub-bacias no centro-oeste do Brasil.

LITOSTRATIGRAFIA							
Período	Época	Unidades		LITOLOGIA		Ambiente Sedimentar	
		Gr.	Fm.	N	S		
T/K			TQ HA				
Cretáceo	Superior		Sequência Cretácea			Deltaico/Lacustre/Fluvial	
	Inferior		S N*				
Jurássico	Superior						
	Médio						
	Inferior						
Triássico	Superior						
	Médio						
	Inferior						
Permiano	Superior					Fluvial Glacial	
	Inferior					Fluvial	
Carbonífero	Pensilvaniano	Superior				Lacustre	
		Médio				Marinho raso	
	Inferior						
	Mississippiano	Superior					Glacial
		Inferior					Marinho Raso
	Devoniano	Superior	Paraná	Ponta Grossa			Marinho Raso a Profundo
Médio							
Inferior		Furnas					
Siluriano						Marinho Raso	
Ordovic.	Superior						
	Inferior						
Pré-cambriano			Embasamento Cristalino do Cráton Amazônico				

* Santiago do Norte

Figura 2. Coluna litoestratigráfica da Bacia dos Parecis (modificado de Bahia, 2007).

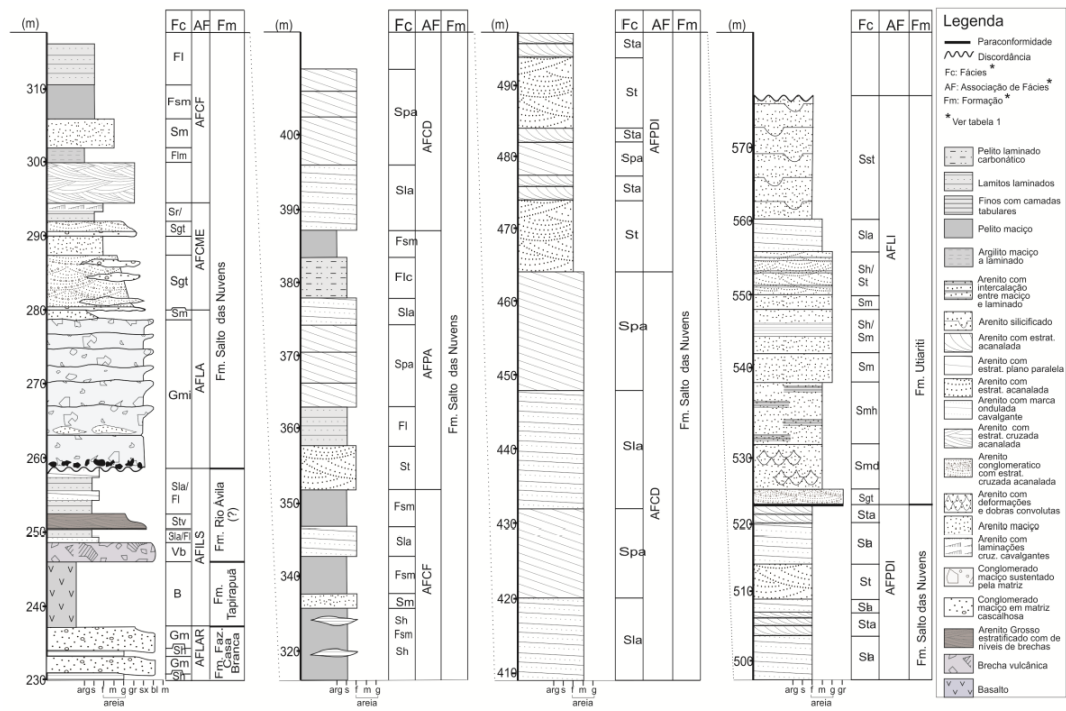


Figura 3. Seção estratigráfica das rochas sedimentares cretáceas da sub-bacia Juruena.

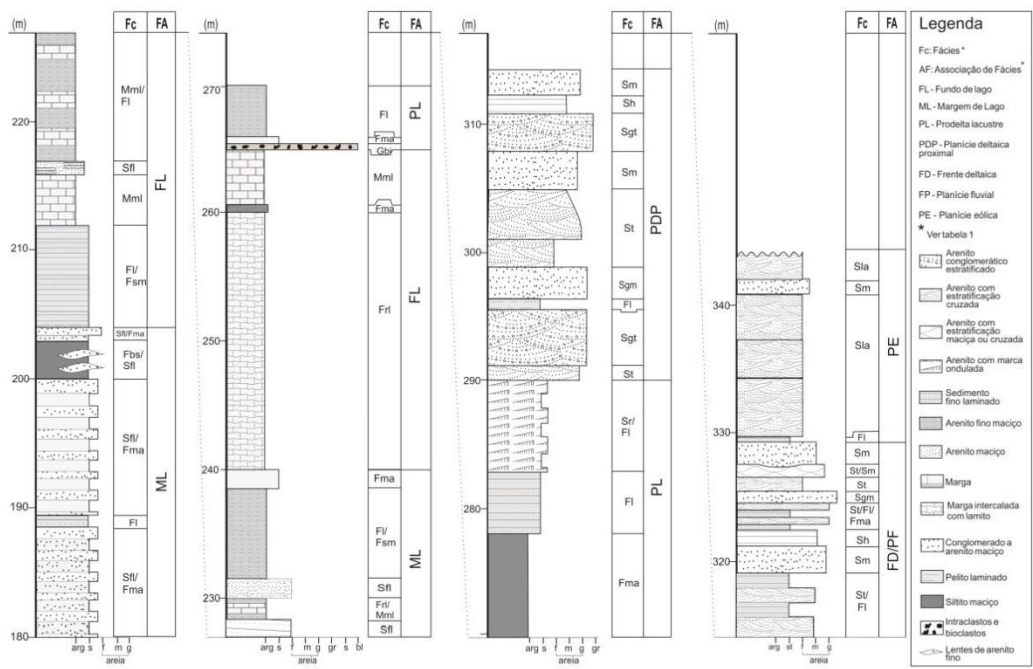


Figura 4. Seção estratigráfica das rochas sedimentares cretáceas das sub-bacia Alto Xingu.



Figura 5. Associação de fácies da porção basal da sequência cretácica da sub-bacia Juruena. **A:** Aspectos da geometria dos conglomerados intercalados com arenitos na forma de lentes evidenciadas em linhas pretas; **B:** Detalhe do conglomerado maciço; **C:** Arenitos conglomeráticos apresentando acresção frontal; **D:** Arenitos e conglomerados intercalados, e lente de arenito assinalado em linhas pretas tracejadas, apresentando estratificação cruzada evidenciada em linha preta contínua. Comprimento da escala = 28cm.

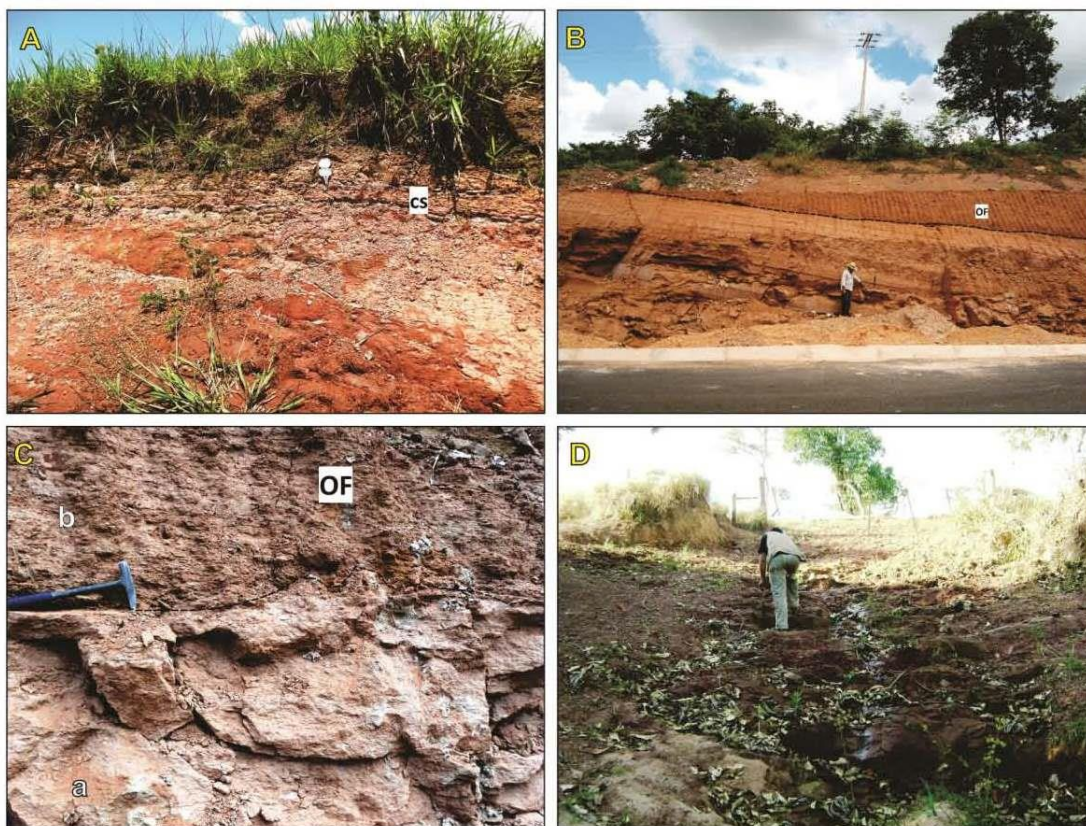


Figura 6.A: Siltitos arenosos dos depósitos de rompimento de diques marginais. Escala = 14cm; B: Pelitos carbonáticos de lagos temporários e pelitos laminados de planície de inundação. O limite inferior, erosivo, está assinalado em linha preta tracejada. Escala = 1,70m; C: Detalhe dos pelitos maciços de lagos temporários na base (a) e de pelitos laminados depósitos de planície de inundação no topo (b), separados por uma superfície erosiva evidenciada em linha preta tracejada. Comprimento da escala = 28cm; D: Aspecto geral dos pelitos laminados de depósitos de planície de inundação. Escala = 1,70m.



Figura 7.A: Depósitos de dunas arenosas (a) e depósitos peridesérticos com corpos de arenitos conglomeráticos laminados em lençóis (b) separados por uma supersuperfície evidenciada em linha preta tracejada; B: Estratificações cruzadas de depósitos de dunas eólicas, com depósitos de interdunana base. Escala = 1,70m; C: Arenitos com estratificação tabular de depósitos de fluxos desconfinados. Comprimento da escala = 28cm; D: Nível de silcrete no topo do afloramento, que corresponde aos silretes regionais do topo da sequência. Escala = 1,70m.

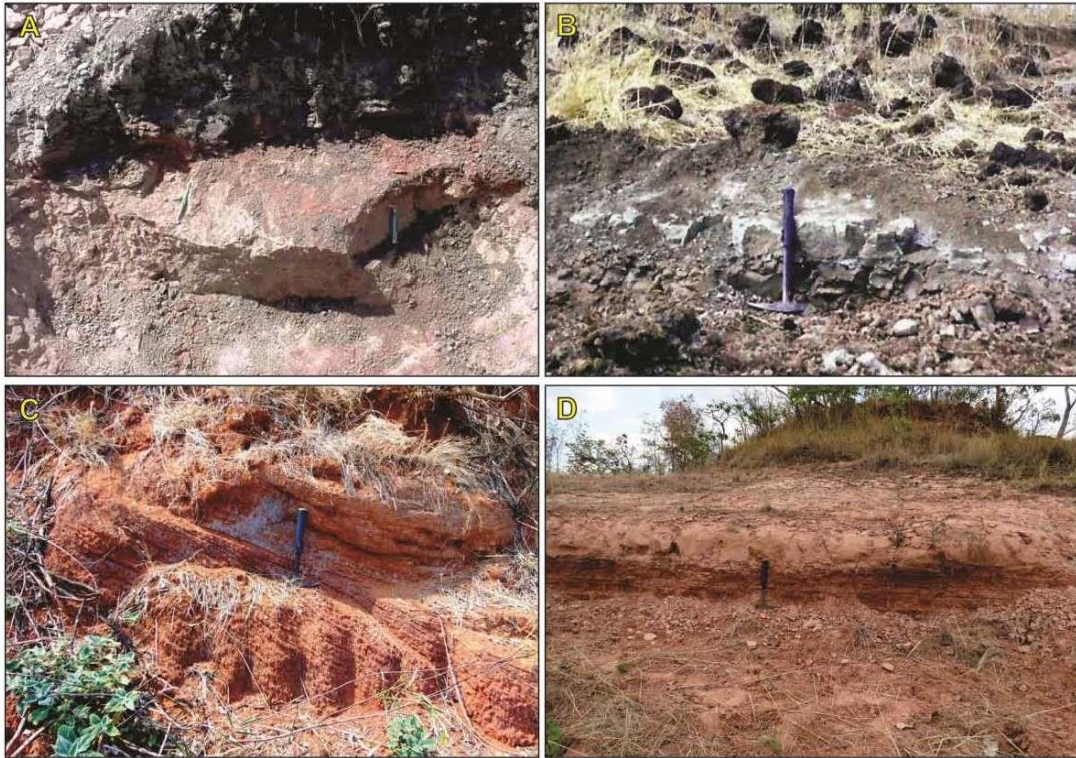


Figura 8. A: Níveis de pelitos margosos intercalados com níveis de arenitos vermelhos da porção basal dos depósitos lacustres; B: margas e calcários dos depósitos de fundo de lago; C: fácies areno-conglomerática de frente deltaica com estratificação cruzada bem marcada e acresção lateral; D: arenitos laminados fluviais intercalados com níveis de siltitos. Comprimento da escala = 28cm.

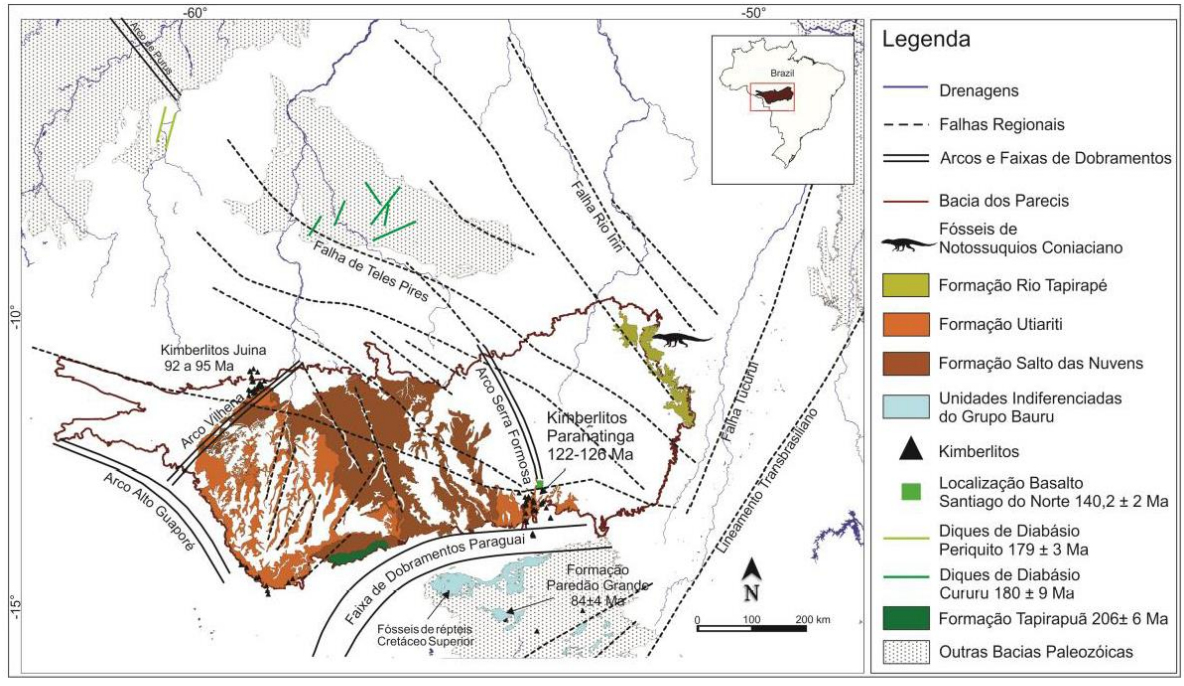


Figura 9. Mapa paleogeográfico e tectônico da Bacia dos Parecis e porções adjacentes no Mesozoico.

LITOESTRATIGRAFIA					
Período	Época	Unidades		Litologia	Ambiente sedimentar
		Gr.	Fm.		
T/K			TQ HA		
Cretáceo	Superior	Parecis	Rio Tapirapé		Deltaico/Lacustre/Fluvial
	Inferior		Utiriti		Eólico/Fluvial
			Salto das Nuvens Santiago do Norte		Leque/Fluvial/Eólico
Jurássico	Superior				
	Médio				
	Inferior		Rio Ávila		Fluvial/Eólico
Triássico	Superior		Tapirapuã		

Figura 10. Carta cronoestratigráfica das sub-bacia Juruena, composta pelas Formações Santiago do Norte, Salto das Nuvens e Utiriti, a oeste, sub-bacia Alto Xingu, com a proposta de Formação Rio Tapirapé como uma unidade final na deposição cretácica na região leste da Bacia dos Parecis.

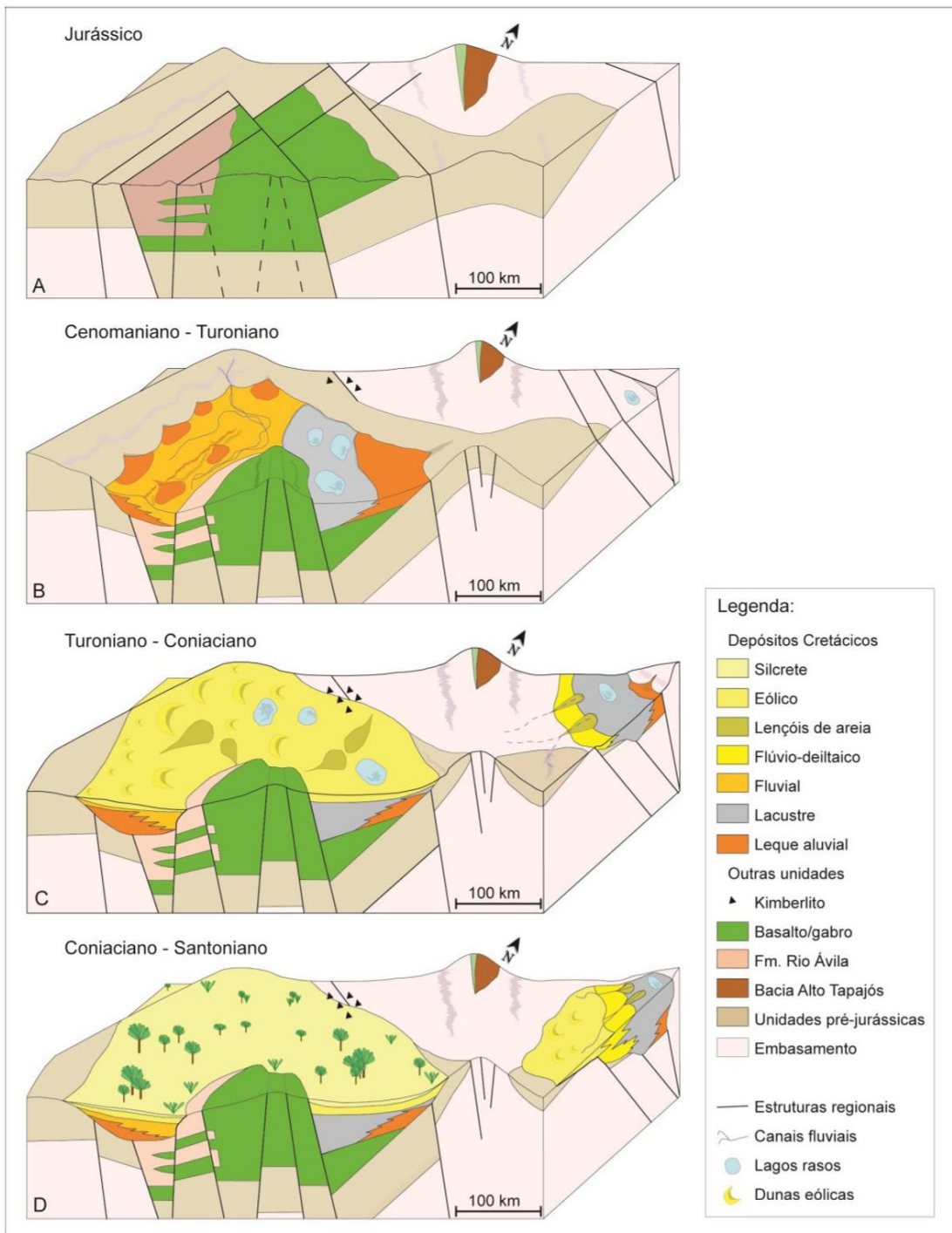


Figura 11. Proposta da evolução mesozoica das porções central e leste da Bacia dos Parecís em forma de blocos-diagrama.

Quadro 1

Nível de base	Intervalo da Sequência *	Ambiente Depositional	
		Sub-bacia Juruena	Sub-bacia Alto Xingu
Baixo inicial	Inferior	Silcretes	Planície aluvial com lençóis arenosos e lagos restritos – sistema eólico
		Inunditos, inundações efêmeras, pequenas dunas eólicas – sistema flúvio-eólico em ambiente peridesértico	
Alto	Superior	Campo de dunas e interdunas – sistema eólico	Frente deltaica e planície deltaica – sistema flúvio-deltaico
Transgressivo	Médio	Fluvial com canais isolados em meio à planície de inundação com lagos carbonáticos temporários e lençóis de areia eólicos / sistema fluvial – canal fluvial e planície de inundação	Prodelta, delta e lagos rasos – sistema lacustre e deltaico
			Fundo e margem de lago raso – sistema lacustre continental árido
Baixo	Inferior	Leques aluviais e fluvial entrelaçado – sistema continental aluvial de alta energia	Encoberto

Quadro 2

Período	Época	Idade	Ma	Eventos			
				Orogenia Andina	Leste da Placa Sul-americana	Bacia dos Parecis	Registos na Bacia dos Parecis
Cretáceo	Superior	Maastrichtiano	66 72,1±0,2		Deposição da porção superior na porção nordeste concomitante à deposição na porção sul do Grupo Bauru da Bacia do Paraná	Não deposição	Sem registro
		Campaniano	83,6±0,2	Intensificação do tectonismo na porção central dos Andes		Cessaçã o geral da deposição	Sem registro
		Santoniano	86,3±0,5		Deposição da porção superior do Grupo Bauru na Bacia do Paraná	Final da deposição na Sub-bacia Alto Xingu	Desenvolvimento das sequências lacustre, deltaica e fluvial na Sub-bacia Alto Xingu, deposição eólica recobrin do também áreas cratônicas
		Coniaciano	89,8±0,3	Fase <i>Peruviana</i>		Início da deposição na Sub-bacia Alto Xingu	
		Turoniano	93,9	Aceleração da subducção e mudança no ângulo na placa subductada	Eventos magmáticos – separação efetiva das Placas Sul-Americana e Africana e final da deposição da porção basal do Grupo Bauru na Bacia do Paraná	Final da deposição da Sub-bacia Juruena e formação de paleosuperfície e – evento magmático alcalino	Nível regional de paleoalteração na forma de silcretes – intrusão dos kimberlitos Juína
		Cenomaniano	100,5	Fase <i>Mochica</i> – regime tectônico compressivo	Rotação da Placa Sul-Americana – início da deposição da porção basal do Grupo Bauru na Bacia do Paraná.	Início da deposição sequência cretácica da Sub-bacia Juruena	Desenvolvimento das sequências de leques aluviais, fluvial e eólicas depósitos de finos e extravasamento de canal, deposição de eólicos
	Inferior	Albiano	~113	Subducção estacionária	Magmatismo básico na Bacia do Paraná e vulcanismo em bacias interiores	Erosão – evento magmático alcalino	Intrusão dos kimberlitos Paranatinga
		Aptiano	~125				
		Barremiano	~129,4	Regime tectônico extensional, bacias sedimentares			
		Hauteriviano	~132,9				
		Valanginiano	~139,8				
Berriasiano	~145		Magmatismo básico na Bacia dos Parecis	Basalto Santiago do Norte			
Jurássico	Superior	163,5±1	Regime tectônico extensional,	Grábens intracontinentais com	Erosão	Sem registro	
	Médio	174,1±1					

			bacias intra- arco, e eventos vulcânicos magmáticos	depósitos tipo pré-rift e início da abertura do Oceano Atlântico Sul		
	Inferior	201,3±0, 2	Regime tectônico extensional	Início do Disatrofismo Juruá e separação do Gondwana, início da abertura do Oceano Atlântico norte, e evento magmático Penatecaua	Deposição de sequências flúvio-eólicas, eventos de vulcanismos básicos	Formação Rio Ávila
Triássico	Superior	237				Formações Anari e Tapirapuã

Quadro 3

Fase	Sub-bacia Juruena	Sub-bacia Alto Xingu
1	Eventos tectônicos – falhamentos – soerguimentos de áreas ao redor	
2	Subsidência inicial em pequenos pulsos – geração de múltiplos depocentros de tamanhos reduzidos	Subsidência contínua e rápida em um depocentro simples
3	Taxa de sedimentação > espaço de acomodação	Taxa de sedimentação < espaço de acomodação
4	Preenchimento rápido dos depocentros	Preenchimento lento dos depocentros – predomínio de fácies lacustres transgressivas
5	Depósitos de fluxos clásticos de alta energia	Sedimentação química intercalada com pelitos – ambiente agradacional
6	Diminuição da velocidade da criação do espaço de acomodação – mudança do estilo fluvial de alta energia para baixa energia, com acréscimo de sedimentos finos	Diminuição da taxa de subsidência e da geração de espaço de acomodação – progradação fluvio-deltaica
7	Cessaçao na criação do espaço de acomodação	Baixa razão na geração do espaço de acomodação
8	Sistema eólico com erg e ambiente peridesértico	Planície aluvial, fluxos desconfiados e expansão do sistema eólico sobre o embasamento da sub-bacia

5.6 CARTA DE SUBMISSÃO - ARTIGO 3

Assunto:

Successfully received: submission Palaeoenvironmental reconstruction and evolution of an Upper Cretaceous lacustrine-fluvial-deltaic sequence in the Parecis Basin, Brazil for Journal of South American Earth Sciences

De: Journal of South American Earth Sciences (EvisSupport@elsevier.com)

Para: rogrubert@yahoo.com.br;

Data: Quarta-feira, 28 de Junho de 2017 16:31

This message was sent

automatically. Please do not reply.

Ref: SAMES_2017_177

Title: Palaeoenvironmental reconstruction and evolution of an Upper Cretaceous lacustrine-fluvial-deltaic sequence in the Parecis Basin, Brazil

Journal: Journal of South American Earth Sciences

Dear Mrs. Rubert,

Thank you for submitting your manuscript for consideration for publication in Journal of South American Earth Sciences. Your submission was received in good order.

To track the status of your manuscript, please log into EVISE® at: http://www.evise.com/evise/faces/pages/navigation/NavController.jsp?JRNL_ACR=SAMES and locate your submission under the header 'My Submissions with Journal' on your 'My Author Tasks' view.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Journal of South American Earth Sciences

Have questions or need assistance?

For further assistance, please visit our [Customer Support](#) site. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions, and learn more about EVISE® via interactive tutorials. You can also talk 24/5 to our customer support team by phone and 24/7 by live chat and email.

Copyright © 2017 Elsevier B.V. | [Privacy Policy](#)

Elsevier B.V., Radarweg 29, 1043 NX Amsterdam, The Netherlands, Reg. No. 33156677.

5.7 ARTIGO 3

Palaeoenvironmental reconstruction and evolution of an Upper Cretaceous lacustrine-fluvial-deltaic sequence in the Parecis Basin, Brazil

Rogério R. Rubert^{1*}, Ana Maria Pimentel Mizusaki¹, Agustín G. Martinelli¹, Camile Urban^{1,2}

¹UFRGS, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geociências,, Av. Bento Gonçalves 9500, Campus do Vale, 91509-900, Porto Alegre, RS, Brazil;

²Universidade Federal de Pelotas, Centro de Engenharias, Rua Benjamin Constant, 989, 96010-020, Centro, Pelotas, RS, Brazil.

*Corresponding author.

E-mail address: rogrubet@yahoo.com.br (Rogério R. Rubert)

Abstract

The Cretaceous in the Brazilian Platform records events of magmatism, tectonism and sedimentation coupled to the Gondwana breakup. Some of these events are registered as sedimentary sequences in interior basins, such as in the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin, Parecis Basin, Central Brazil. This article proposes the faciological characterization and paleoenvironmental reconstruction of the Cretaceous sequence of the eastern portion of the Parecis Basin and its relation with some reactivated structures as, for instance, the Serra Formosa Arch. Based both on data from outcrops and core drillings a paleoenvironmental and evolutive reconstruction of the sequence is herein presented. The base is characterized by chemical and low energy clastic sedimentation of bottom and shoreline lake, in a context of fast initial subsidence and low sedimentation rate. As the subsidence process decreased, a deltaic progradation became dominant with deposition in a prodelta environment, followed by a deltaic front and deltaic plain interbedded with fluvial plain, and aeolian deposition completing the sequence. The Coniacian–Santonian chronostratigraphic positioning was based on vertebrate fossils (fishes and notosuchians) and ostracods with regional chrono-correlates in the Adamantina Formation (Bauru Group), the Capacete Formation (Sanfranciscana Basin), and Bajo de la Carpa Formation (Neuquén Group, in Argentina). The formation of a Coniacian depocenter in the Alto Xingu Sub-basin is associated to the Turonian–Coniacian reactivation event in the Peruvian Orogenic Phase of the Andean Orogeny, with the transference of efforts generated in the interior of the continent, reactivating proterozoic structures of the basement.

Keywords: Parecis Basin, Upper Cretaceous, Paleoenvironmental reconstruction

1. Introduction

The Gondwana breakup, which began in the Early Jurassic, promoting the separation between the South America and Africa and, consequently, the opening of the South Atlantic Ocean, influenced the Cretaceous sedimentation globally (Scotese, 2001). In the South American platform, magmatic manifestations, reactivations of old crust structures, generation of terrestrial deep aulacogens and marginal basins, besides intraplate reactivation with deposition of new sedimentary sequences in the interior basins are associated to the breakup process.

Therefore, the Cretaceous sedimentary record of Brazilian interior basins has wide fluvio-aeolian sequences, with both proximal alluvial fan and lacustrine deposits. Some of these are associated to secondary chemical deposition, inserted in clastic continental sequences with ephemeral lake deposits. They are observed in the Paraná Basin, Bauru Group (Fernandes and Coimbra, 2000), in the Sanfranciscana Basin (Campos and Dardenne, 1997) and in Parecis Basin, more precisely in the Parecis Group, Juruena Sub-basin, among others.

However, in basins such as the Araripe (Assine, 2007), Rio do Peixe (Silva, 2009), as well as in the Cretaceous sections of the Bauru Group [Paraná Basin, Milani et al. (2007)], and the Cretaceous unit that compose the eastern Parecis Basin, Alto Xingu Sub-basin, the tectonic balance with fast initial generation of accommodation space, associated to low sedimentation rates, allowed deposition in lacustrine environments with more perennial records. Those processes of both chemical and clastic deposition are the most characteristic of lacustrine intracontinental systems (Holz et al., 2013).

It is reasonable to assume that most part of these Cretaceous lacustrine deposits correspond to the Wealdenian reactivation (Almeida, 1967) especially of inherited structures and old sutures zones, which allowed the partition of records. This is observed in the Parecis Basin, where the Serra Formosa Arch, reactivated during the Cretaceous, limited both the Juruena and Alto-Xingu Sub-basins, whose typologies are distinct (Fig. 1 A).

Fig. 1. A. Localization of the Parecis Basin on the Midwest of the South American Platform on the left. On the right the figure with limits of the Parecis Basin and sub-basins divided by tectonic arches (Study area in the Upper-Xingu Sub-basin delimited in red square); B. Geological detail map of the research area and location of the cores.

Notwithstanding, only a few studies dealing with detailed environmental evolution and stratigraphic positioning of these units have been published. They mostly involve their cartography and lithological characterization (Silva et al., 2003; Alves et al., 2010), the fossil content (Marconato, 2006; Adorno et al., 2014), and regional correlation and environmental inferences (Rubert et al., 2004; Weska, 2006).

The main objective of this article is the faciologic and sedimentologic characterization of a sedimentary unit deposited in the Alto Xingu Sub-basin, in the east portion of the Parecis Basin (Rubert et al., 2004). It aims also the paleoenvironmental reconstruction of this area during the Cretaceous and the analysis of the importance of the reactivation of tectonic structures such as the Serra Formosa Arch.

2. Geological and tectonic setting

The Parecis Basin lies in the central-west portion of the South-american platform, covering an area of approximately 500,000 km² (Fig. 1 A). It is mostly limited with the Amazonian Craton, except in the eastern portion, represented by the Araguaia Belt, and the south and southeast regions, whose limit is the Paraguay Folding Belt. The sedimentation thickness reaches 6,000 m of siliciclastic sediments, interspersed with rare layers of carbonate, gypsum, coal and volcanic rocks (Siqueira, 1989).

The Rondônia Tectonic Trench, the Parecis Gravimetric Low and the Alto Xingu Depression, which are tectono-sedimentary domains of this basin, are limited by internal structures named Serra Formosa Arch and Vilhena Arch (Siqueira, 1989). They divide the basin into three sub-basins, as follows: Rondônia, Juruena and Alto Xingu, from east to west, respectively (Bahia et al., 2007).

The Alto Xingu Sub-basin is the depocenter, positioned eastwardly in the Parecis Basin (Bahia et al., 2007), and limited in the west by the Serra Formosa Arch (Siqueira, 1989). The basement is composed by paleoproterozoic rocks of the Amazonian Craton (Tassinari and Macambira, 1999) which outcrop not only northward, beyond the limits of the basin, but also inside it. In this case, as isolated elevations, partially covered by Cretaceous sedimentation with tens to hundreds meters thick. This unit is partially covered by Cenozoic unconsolidated sediments which exceed the boundaries of the basin (Fig. 1 B).

The structural frame of this basin is characterized by the presence of north-south and southeast-northwest regional structures, inherited from the cratonic paleoproterozoic basement, such as the Serra Formosa Arch. There are, moreover, shear zones and other

regional features as, for instance, the southeast extension of the Rio Iriri Fault and the Palestina-São Marcos Fault.

In addition, northeast structures and north-south faults in the east boundary of the Alto Xingu Sub-basin, with fault-conglomerates associated to the structural context of the Araguaia Belt, apparently contributed to the development of the deposition history of the sub-basin. Attention must be called to the Tucuruí Fault, a regional structure whose amplitude is higher than 400 km, as defined by Trow et al. (1976), that probably corresponds to the east boundary of the Alto Xingu Sub-basin.

3. Methodology

The methodology adopted included the acquisition of field data and the elaboration of regional geologic profiles. Integrated sections and lateral profiles at outcrop scale with geometric attributes and special relations according to Miall (1985, 1996) were also elaborated.

The field analysis was integrated with data from six cores of the study area (Fig. 1 B) with maximum depth of 75 m, crossing the Quaternary and Cretaceous deposits, since the Tertiary one has been eroded in the area. The drillings carried out during the Caulim do Xingu project (Silva et al., 2003), neither crossed all the Cretaceous deposits, nor reached the basement.

4. Stratigraphic framework

The basal sedimentation of the Parecis Basin constitutes the Cacoal Formation, composed by conglomerates, dolomitic mudstones, conglomeratic/feldspatic sandstones, siltstones and dolomites of alluvial fans, deltas and tidal plains. It is overlain by the Early Devonian Furnas Formation (*sensu* Oliveira, 1915), and by sandstones deposited in fluvial environments and tidal plain. The Late Devonian Ponta Grossa Formation (Oliveira, 1915), is composed by sandstones, siltstones and shales deposited in shallow marine environment. The two latter units belong to the Paraná Basin (Fig. 2).

Fig. 2. Stratigraphic column of the Parecis Basin.* Santiago do Norte. Modified from Bahia (2007).

The Paleozoic register is also composed by the Carboniferous Pimenta Bueno Formation (Leal et al., 1978), with shales interspersed with siltstones and conglomerates of fluvial environments of either desertic or glacial climates. Over this unit lies the Permian–Carboniferous Fazenda Casa Branca Formation (Leal et al., 1978), which comprise fine sandstones and conglomerates deposited in glacial/periglacial environment (Siqueira, 1989; Caputo, 1984).

The basal portion of the Upper Triassic and Lower Jurassic deposits of the Parecis Basin is composed by a siliciclastic sedimentary sequence named Rio Ávila Formation. It presents, additionally, basic volcanic units named Anari and Tapirapuã formations (Corrêa and Couto, 1972; Pinto Filho et al., 1977), composed by aphanitic or finely granulated basalts of lead-gray color.

The Cretaceous record presents siliciclastic sequences named Salto das Nuvens and Utiariti formations (Parecis Group) (Barros et al., 1982), with wide occurrence in the Juruena Sub-basin, central Parecis Basin (Bahia et al., 2006, 2007; Batezelli and Ladeira, 2016; Menegazzo et al., 2016). The Utiariti Formation (sensu Barros et al., 1982) is composed by conglomeratic layers with wide lateral continuity and massive to laminate sandstones, with restrict levels of well-sorted siltstones and sandstones. These rocks were deposited in a peridesertic environment, with ephemeral discharges and aeolian reworking. A regional level of silcrete paleoalteration commonly encloses the local Cretaceous record. The Cenozoic record presents extensive occurrences of Tertiary–Quaternary detrital-lateritic deposits outcropping in the east portion and in interfluves in the central portion of the basin.

In the Alto Xingu Sub-basin occurs a clastic-chemical sequence associated initially to the Salto das Nuvens Formation (Lacerda Filho et al., 2004). Deposits correlated to the Utiariti Formation, however, have not been recorded by the authors in this area. In spite of that, the differences initially identified in its faciologic composition limit the correlation between the Cretaceous deposits of the Alto Xingu Sub-basin and the Parecis Group in the Juruena Sub basin. This record consists in a clastic-chemical sequence with marls, calcilutite, siltstones and fine sandstones in the base, deposited in lacustrine environment. In the middle portion, occur fine laminated sandstones deposited in lacustrine prodeltas, with conglomeratic sandstones, stratified sandstones and rare fluvio-deltaic pelitic deposits in the upper portion. The top of the sequence is composed by a regional layer of fine aeolian sandstones and stratified siltstones (Silva et al., 2003).

This unit was considered as a lacustrine environment in the base changing from fluvio-deltaic to aeolian towards the top (Rubert et al., 2004), and included in the Salto das Nuvens Formation, Parecis Group, by Lacerda Filho et al. (2004). Later, this unit was proposed as an independent allostratigraphic unit by. Its occurrence is restricted to an intermediate band with southeast-northwest alignment, covered westwardly by the Tertiary alluvial detritic-lateritic sediments of the Ronuro Formation (Pedreira et al., 2003). Towards the eastern boundary, it becomes gradually covered by Cenozoic lateritic crusts.

5. Facies association and depositional environments of lacustrine and fluvial-deltaic Cretaceous sequences of the Alto Xingu Sub-basin

Sixteen facies grouped into seven associations of lacustrine, deltaic, fluvial and aeolian environments were identified in the clastic-chemical sequence of the Alto Xingu Sub-basin (Collinson, 1969) (Fig. 3; Table. 1 and 2).

Fig. 3. Composed column section of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

Table 1.

Summary of the lithofacies described in the Alto-Xingu Sub-basin, Parecis Basin.

Table 2.

Facies associations of the Cretaceous sequences in the Alto Xingu Sub-basin (see facies descriptions in Tab. 1).

5.1 Bottom Lake (BL)

The Bottom Lake (BL) (Table 2) facies association outcrops in the basal portions of sequences as massive tabular layers, with up to 120 km of extension and lateral homogeneity. It records low energy deposition of chemical and clastic sediments. Among marly and argillaceous bodies (Fig. 4 A, B and D), there are massive submetric levels (Fig. 4 C), with clasts composed of argillaceous-marly intraclasts, fossil vertebrates (fishes and reptiles) and silty-argillaceous matrix (Gbi).

Fig. 4. Bottom Lake facies associations (BL). A. Intercalations of mudstones and marls (Scale: 14 cm); B. Laminate marls (Scale: 14 cm); C. Bioclastic intraformational conglomerate (Horizontal scale: 70 cm); D. Trench with levels of massive marls (Vertical scale: 1.5 m).

The chemical sedimentation of this environment is recorded by marls and calcilutites with breccias and, in lesser degree, bioturbated (Mm) (Fig. 5 A). The laminate marls present locally reddish levels interpreted as evidences of subaerial exposition (MI) (Figs. 5 B and C). The clastic sedimentation record is composed by mudstones with scarce intercalations of silty levels, with breccia and bioturbation (Fm) (Fig. 5 D). Submetric levels of conglomerates with clay intraclasts and fossil fragments, are rare (Gib). The facies with rhythmic millimetric lenses intercalated of gray marl with green mudstone is typical of a specific level with several meters thick and regional extension (Frl).

Fig. 5. Facies images in core. A. Calcilutites with bioturbated breccias (Mm); B. Mudstones and marls intercalated (MI); C. Mudstones (facies MI); D. Mudstone with scarce intercalations of silty level (facies Fm); E. Brecciated siltstone (Sfl); F. Fine sandstones, bioturbated and laminated (Sfl).

The clastic and chemical units have a diversified fossil content: Ostracods and charophytes (Adorno et al., 2014), reptiles (Marconato, 2006) and fishes (Martinelli, pers. com.). The fossil reptiles present characteristic of low transport, sometimes with skull and postcrania closely positioned in the layer.

5.2 Lake Shoreline (LS)

The Lake Shoreline (LS) (Table 2) facies association is recorded in the basal portion of the sequence, alternated with units of the BL association, with predominance of fine clastic facies. Gray-greenish pelites are interspersed with reddish-brown ones. They are usually laminate (Fl), sometimes with carbonate cementation, breccias, bioturbation and root marks, which are evidences of paleoalteration (Fbs).

There are records of siltites (Fma) and massive pelites (Fsm) with features of deposition by suspension and aqueous interaction with root marks and bioturbation. They

occur interspersed to very fine sandstones, siltstones with deformed pelite layers and breccias, besides centimetric lenses of carbonate in layers of marl (Sfl) (Fig. 5 E and F).

5.3 Prodelta Lake (PL)

The Prodelta Lake (PL) (Table 2) facies association occurs between the lower argillaceous-carbonate and the upper arenaceous-conglomeratic portion of the sequence. It presents tabular layers, kilometric lateral continuity and clastic sedimentation over the chemical one in subaqueous environment.

The record of this association includes sandstones of fine granulometry with climbing laminations (Sr), interspersed with homogeneous bodies of laminate siltstones (Fma) besides rare laminate carbonate pelites (Fl) (Figs. 6 A, B, C and D).

Fig. 6. Prodelta facies association. A. Fine sandstone intercalated with pelites; B and C. Carbonate sandstone with lenses geometry overlapping laminated pelites; D. Pelite with gradual subaerial exposure characteristics (Vertical Scale: 28 cm).

5.4 Proximal Delta Plain (PDP)

The Proximal Delta Plain is found in the upper strata of the sequence (Table 2). The definitive establishment of arenaceous-conglomeratic facies takes place where sandstone layers and conglomerates are interspersed, demonstrating the predominance of unidirectional tractive processes.

There are sandy and gravel bars, with evidences of lateral migration of the channels. The process is recorded by trough and tabular conglomeratic sandstone bodies, massive to laminate (Sgt, Sgm), besides the massive (Sm) or stratified (St and Sh) sandstone bodies laterally continuous for hundreds of meters, occasionally with intercalations of laminate pelites (Fl) (Fig. 7 A, B, C, D and E).

Fig. 7. Proximal Delta Plain facies association. A and B. Sandstone with trough cross-stratification (Sh) (Vertical Scale: 28 cm); C. Fine to coarse sandstone with planar lamination (St) (Vertical Scale: 1,70 m); D. Conglomeratic sandstone with middle trough cross-stratification (Sgt) (Vertical Scale: 14 cm); E. Sandstone layers with wide lateral continuity typical of the upper portion of the sequence (Vertical Scale: 1 m).

5.5 Delta Front (DF)

The Delta Front association is recorded in the upper layers of the sequence, with average thickness of 5 m, and lateral continuity of tens of meters, composed by tabular layers of reddish to yellow (Fma) and red pelites (Fl) (Table 2, Fig. 8 A). It constitutes the record of subaqueous sedimentation under low flux regime with deposition by suspension in areas of flux reduction of a distal arenaceous deltaic plain. Locally, occurs the interdigitation or overlaying of fluvial arenaceous-conglomeratic and arenaceous metric bodies of the unconfined fluvial channels facies association.

Fig. 8. Delta Front and Fluvial Plain facies association of the top of the sequence. A. Pelites deposits (Fl); B and C. Sandstones deposits of unconfined channels (Sh); D. Fine sandstone with cross stratification (Sla) (Vertical Scale: 28 cm).

5.6 Fluvial Plain (FP)

In the top of the sequence, overlaying the Proximal Delta Plain facies association there is the Fluvial Plain, with arenaceous tabular bodies, red color, and lateral continuity of up to 100 m. Episodic flooding events, either poorly channeled or channeled in lower fluxes are recorded in the stratified sandstone facies, or with plano-parallel lamination and fine sandstone with ripples (Sgm, St, Sh, Sr). They are deposits of environments with reduced accommodation space and channel incision. This characteristic might be related to the instability of the lateral channel banks, either by the vegetation scarcity or the unconsolidated arenaceous sediment in the flood plain (Figs. 8B, C).

5.8 Aeolian Plain (AP)

In the upper portion of the sequence, in bodies up to 20 m thick and about 100 km extension, there is a discontinuous band of outcrops composed by layers of fine to medium sandstones, laminated, massive or with medium-size cross stratification (Sm, Sla) (Fig. 8 D). When thinner than 1 m, the layers are interspersed with siltstones and pelites, either massive or with horizontal lamination (Fsm).

There is predominance of siltstone-arenaceous layers. This characteristic might be related both to the sediment scarcity and the ground water rising, which cause decreasing bedforms development and consequently the accumulation and preservation of sediments (Kocurek, 1988).

6. Evolution of sedimentary sequence and paleoenvironmental reconstruction of lacustrine deposits

The outcropping sedimentary rocks in the Alto Xingu Sub-basin record the deposition of a clastic-chemical sequence. This sedimentation is represented by marls, mudstones and siltstones of a lacustrine environment at the base, and sandstones, conglomerates and fine sediments of both fluvial and aeolian origin on the top. There is a predominance of fine sediments in layers of regional extension, which, according to Wright (1990) indicates low energy environments and low gradient.

The base of the sequence represents the evolution from a lacustrine to an arid system. This sedimentation, with chemical and clastic intercalation, developed in the basal portions and lake shorelines. It is observed that the pelitic deposition represents a period of sediment starvation, and that the chemical deposition of carbonates demonstrates shallow waters associated to biological activity.

The facies association Bottom Lake (BL) presents climatic or allocyclic control, characterized by lake level changes and, consequently, advance and retraction of the water body. This indicates climate seasonality during the sedimentation. The humid periods were propitious to clastic deposition, while the dry ones, characterized by very low sedimentary input and high evaporation, favoring the carbonate precipitation (Fig. 9 A, B and C). The homogeneity (Fig. 9 D), thickness and lateral continuity of these rhythmites indicate stability of the depositional environment, as result of the little variation in the lake level, poor sedimentary input in the central areas and balance between subsidence and sedimentation.

Fig. 9. Record of the depositional processes in the Bottom Lake. A. Alternance between clastic and chemical sedimentation (Core G1:38,6 a 38,8m); B. Predominance of clastic sedimentation by suspension (Core G1:36,6 a 36,7m); C. Marl and mudstones with breccias (Core G1:28,85 a 29,00m); D. Homogeneity of the pelitic rocks (Vertical Scale: 14 cm).

The taphonomy of the terrestrial tetrapods of the Bottom Lake registers relatively short transportation and shallow water, as well as presence of terrestrial fauna in the flooded area (Marconato, 2006). The sporadic levels of intraformational bioclastic conglomerates register

short periods of perturbation in the low energy area. They are associated to flooding with torrential fluxes from the marginal areas of the lake.

The lacustrine environment is also represented by Lake Shoreline facies association. The composition of greenish mudstones facies indicates deposition under reducing conditions, and the reddish facies, subaerial exposition. Variations towards brown-reddish pelites, with breccias, and fractures filled by carbonates demonstrate periods of oxidation, drying, brecciation and carbonate precipitation in the mudcracks, common in the shorelines with subaerial exposition. Such evidences were also described by Wright and Sandler (1994) as indicative of periodic lake-level variations.

In this lacustrine shoreline environment, at least three distinct sub-environments have developed, as follows: aeolian reworking sheets, deposits of marginal palustrine environments and residual deposits with paleoalterations (Figs. 10 A, B, C and D).

Fig. 10. Register of the Lake Shoreline. A. Pelite with breccia (Core G1: 21.1 to 22.25 m); B. Pelite bioturbated (Core AS1: 29.95 to 30.10 m); C. Fine sandstones deposited in aeolian sheets (Core AS1: 52.2 to 52.37 m); D. Oxidized pelites resulting in paleoalterations events (Core G1: 63.0 to 63.15 m).

The palustrine sub-environment, seasonality flooded, with restrict waterbodies, vegetation and restrict circulation allowed fluidization events and biogenic activity with sedimentation of clastics and, secondly, chemical by evaporation. In the non-flooded areas there has been the predominance of the sand and silty sheets deposited by aeolian reworking. This sub-environment was periodically flooded, prompting the sin sedimentary deformation of the pelites due to the positioning of the aquifer relative to the surface. The facies characterized by oxidized siltstones, root marks and bioturbations are associated to residual deposits with paleoalterations.

The lacustrine environment lasted for all the transgression when the accommodation space generation was reduced and, afterwards, a deltaic progradation sealed the waterbodies. The Pro Delta Lake overlain both the Border Lake and Lake Shoreline associations. It records the progradation of the clastic sedimentation over the low energy one, closing gradually the initial chemical sedimentation cycle, in a lacustrine pro-delta environment. The Proximal Delta Plain is characterized by arenaceous-conglomeratic depositional lobes and, secondly, deposition in distributary channels. Surfaces of internal reactivation and lateral migration are

common. It also presents aeolian reworking facies of the deltaic plain sediment and sedimentation restrict by suspension in abandoned channel deposits.

There are substitution of the carbonate, marls and mudstone facies, by mudstones, siltstones and sandstone ones. These characteristics record the predominance of tractive hydrodynamic processes over either chemical or clastic suspension ones. The deposition of laminate sandstone tabular bodies, thin and laterally continuous for hundreds of meters of the Prodelta Lake facies association reflects restricted accommodation space. This setting was not suitable for the accumulation of sediments, prompting the sedimentation bypass towards the Delta Front during the progradation to the sub-basin depocenter.

In the final stage, with reduced accommodation space there is the establishment of the fluvial system with fluxes similar to the laminated sand sheets model (Miall, 1996). It presents the deposition of sandstones and sporadically conglomerates with torrential fluxes, sandy plains and restrict channels. In the distal areas of the alluvial plains in deceleration zones with lowered physiography, occurs the deposition of mudstones in restrict ephemeral lakes, with accumulation of fine sediments.

In the final phase of the deposition, with highest base level and absence of accommodation, the deposition and aeolian reworking was the predominant process. It affected a significant part of the sub-basin, with the establishment of an arid plain environment with arenaceous sheets and restricted ephemeral lakes. This deposit constitutes an aeolian association which extrapolates the initial area of occurrence of the Cretaceous rock bodies underlying the sequence, occurring sometimes over the crystalline rocks of the basement northward the boundary of the Alto Xingu Sub-basin. This facies association registers the prevalence of aridity in the sub-basin at the end of the sedimentation.

7. Climatic evolution and the accommodation space changes in the Alto Xingu Sub-basin

The existence of a depocenter in the eastern portion of the Parecis Basin was initially proposed by Siqueira (1989) who identified internal arch such as the Serra Formosa Arch which limits the western sub-basin. Later, Bahia et al. (2006) named this depocenter as Alto Xingu Sub-basin, with Cretaceous–Cenozoic sedimentation. Several lithologic and structural characteristics reinforce the hypothesis of the existence of the depocenter limited by a structural high. One of them is the registers of Lower Cretaceous (Rodrigues et al., 2016) volcanism generated by a tectonic-magmatic event in the western boundary of the Alto Xingu

Sub-basin. Another factor is the fluvio-deltaic paleocurrent data from the upper portion of the sedimentary register, which suggest the existence of a source area in the west border of the Alto Xingu Sub-basin. The structural high is paleogeographic associated with the Serra Formosa Arch region (Siqueira, 1989) whereupon the sediments were transported northeastern to the sub-basin depocenter. Last but not least the occurrence of tectonic lineation and the presence of conglomerates and fault breccias in the east boundary of the sub-basin would be evidence of tectonic activation of this region.

Some indicators of the Cretaceous record, such as the abundance, chemical precipitation or carbonates, not only in the bottom, but also in the lake shoreline, and the development of vegetation in the marginal environments, are evidences of a warm climate and high evaporation taxes. Laminated rhythmites with milimetric mudstone and carbonate lenses evidence a seasonality of dry and humid climate during, at least, part of the depositional history.

The arenaceous bodies of sub metric thickness and lateral continuity of tens of meters, in the upper portion of the sequence are interpreted, according to Miall (1996) as torrential episodic “flash floods” fluxes which occur in soils of low cohesion and absence of vegetation (e.g. peridesertic environments). The subsequent occurrence of aeolian sandstones and siltstones reinforce this interpretation.

According to the evolutive models for the basins of lacustrine environments with generation of the initial accommodation space related to tectonics and climatic variation cycles influencing the faciology and system tracts (Shanley and McCabe, 1994), the sequence boundaries are related to events of increase in the aridity in the lacustrine environment associated to the lowering of the base level (Fig. 11).

Fig. 11. Correlation and key surfaces of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

The low base level phase associated to restrict lacustrine environment and fluvial incisions. This phase is inferred to this sequence, since it is mostly covered, with only some evidences of conglomerates related to faults in the eastern boundary of the basin (Fig. 12 A). These conglomerates, which constitute records of early phases of the basin are associated to the tectonic events of the eastern boundary.

Fig. 12. Block diagram with the evolution of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin. A. Low base level phase; B. Transgressive system tract; C. Highstand system tract.

The transgressive system tract is composed by records of sub-environments of lake shoreline with both silty-arenaceous and marls regionally overlain by marl-argillaceous deposits of bottom lake which characterize the regional expansion and maximum flooding of the lacustrine body (Figs. 11 and 12 B).

The high stand system tract indicates the beginning of the upper portion of the sequence in an environment initially deltaic and, according to the deposition towards the basin center, the establishment of an alluvial plain with fluvial and aeolian environment at the end of the cycle (Figs. 11 and 12 C). This configuration is controlled from the reduction of the accommodation space and the establishment of the fluvial system of low confinement and with the beginning of the falling of the base level, the establishment of aeolian sedimentation in alluvial environment, related to the beginning of the lowering of the base level of the sequence (Fig. 11).

8. Age and regional correlations

The identification of a diversified fossiliferous association in the marl levels of the bottom lake deposits, including ostracods and charophytes (Adorno et al., 2014), remains of Lepisosteiform fishes (personal observation) and mainly of *Notosuchia* crocodylians (Marconato, 2006), allows chrono-correlation with some regional units and events of the South American platform in the Upper Cretaceous (Batezelli et al., 2016).

The fossil record, although only partially studied, allows to determinate the Cretaceous relative age of these deposits. The ostracod assemblage indicates only a Upper Cretaceous age, and do not allows more detail based exclusively on this fossil group (Adorno et al., 2014).

The Lepisosteiforms are rare, including scales associated but not articulated. The imprecise taxonomy avoids detailed biostratigraphy. However, similar scales are frequent in continental deposits of Adamantina, Marília and Presidente Prudente formations, Bauru Group, Paraná Basin (Brito et al., 2006; Martinelli and Teixeira, 2015, Azevedo et al., 2007; Martinelli and Teixeira, 2015), indicating restrict temporal correlation.

It is considered that the different mesoeucrocodylian (Notosuchia) are the most conspicuous fossils for biostratigraphic purposes in Cretaceous deposits (Marconato, 2006). Both groups are also abundant in the Adamantina Formation (Bauru Group, Paraná Basin) (see 4* in Fig. 13), dated as Turonian–Santonian according to ostracods and charophytes (Dias-Brito et al., 2001). On the other hand, Gobbo-Rodrigues et al. (1999 a,b) also based on ostracods proposed a Campanian–Maastrichtian age for this formation in the São Paulo State.

Fig. 13. Distribution of chrono-correlated units with the sequence studied in the Alto Xingu Sub-basin.

Some levels of the Adamantina Formation are biostratigraphically related to the Bajo de la Carpa Formation, Neuquén Group, Neuquén Basin, Argentina (Gobbo-Rodrigues et al., 1999; Dias-Brito et al., 2001) (see 6* in Fig. 13). Based on similarities of the mesoeucrocodylian fauna (Montefeltro et al., 2011; Pol et al., 2014), the latter was considered of Santonian age (85-83 Ma) according to Garrido (2010). The mesoeucrocodylians of the Alto Xingu Sub-basin might, therefore, indicate a Santonian–Campanian age, based in comparisons to the Paraná and Neuquén basins (see 1* in Fig. 13).

On the other hand, the Cretaceous rocks of the southeast region of the Mato Grosso State, southern Paraguay Belt, are poorly known and their rocks considered part of the Bauru Group (Batezelli and Ladeira, 2016; Menegazzo et al., 2016). Part of these geologic units have not been studied in detail and, despite being related to the Parecis Group by Weska (2006), they are herein considered as indeterminate units of the Bauru Group, without chrono-correlation known up to now between the Bauru Group, in the southeast of Mato Grosso and the Alto Xingu Sub-basin in relation to lithological characteristics, fossils or any other element of correlation (see 5* in Fig. 13). Recently, Sales et al. (2017) proposed a synthesis of the Cretaceous vertebrates record in the Mato Grosso State and correlated the indeterminate units of the Bauru Group in the southeast of Mato Grosso to the Marília Formation of the Bauru Group in the Minas Gerais State, which is younger compared to the bodies analyzed in the Alto Xingu Sub basin.

The different positioning of the continental sequences in the Upper Cretaceous can also be associated to the different evolutive tectonic phases of the Andean Orogeny (Jaillard et al., 2000; Menegazzo et al., 2016), which happened in the Turonian–Coniacian boundary in the so-called Peruvian Orogenic Phase.

The Turonian–Coniacian reactivation event could be related to the events of creation of accommodation space in the sub-basin by efforts generated in the interior of the continent and transferred by transcontinental structures such as the Transbrazilian Lineament (Cordani and Teixeira, 2007; Ramos et al., 2010; Menegazzo et al. (2016). The quiescence phase could be related to base level rising, progradation and filling of the sub-basin by the clastic sedimentation of the upper levels of the Cretaceous sequence.

The variety of depositional events essentially continental (fluvial, lacustrine, deltaic, aeolian) and signature of strata patterns identified among the chrono-correlated Upper Cretaceous units of these different basins are related to local variations of the climatic and tectonic features. Therefore, there would have been local influence in the balance between subsidence *versus* sedimentary input, characterizing the sequences.

In the Neuquén Basin, in the south part of the Andes, the records of changes in the extensional efforts in the western Gondwana to a compressive one (Uliana and Biddle, 1988; Ramos and Folguera, 2005) are identified after the substitution of the marine deposition by the deposition of fluvial bodies (Garrido, 2010). These deposits can be, in part, chrono-correlate to the Adamantina Formation of Bauru Group and also to the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

Subsequent events of reactivation in the Andean Orogeny, during the Upper Cretaceous, such as the Santonian–Campanian one (Jaillard et al., 2000; Sempere, 1997) can be related to the interior of the continent to the subsidence to the deposition of younger sequences such as the Marília Formation and undetermined units of Bauru Group in southeastern Mato Grosso State (Gibson et al., 1997; Sales et al., 2017).

The Sanfranciscana Basin is limited by reactivation archs of Middle Proterozoic structures during the Middle–Upper Cretaceous (Campos and Dardenne, 1997; Sgarbi, 2000; Sgarbi et al., 2001) and deposition of Cretaceous sequences of the Urucuia Group. This sedimentation is similar both in chronologic and evolutive terms to the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin and the reactivation ascribed to the Serra Formosa Arch.

In the Urucuia Group, the K-feldspar microphenocrystals dated by K-Ar indicate ages 106.1 ± 2.2 Ma, 89.9 ± 1.9 and 88.8 ± 1.8 Ma (Maraschin et al., 2014) the latter considered slightly older compared to the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin. The ages of the sandstones of the Capacete Formation ranged from 88 to 71 Ma (Coniacian–Campanian) (see 3* in Fig. 13), being considered chrono-correlated to the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

The absence of reliable age data for the bodies of the Parecis Group (*sensu* Barros et al., 1982), Juruena Sub-basin, central Parecis Basin, do not permit the establishment of a stratigraphic relation with the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin. It is assigned according to some authors to ages older than the ones proposed in this work and the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin (Menegazzo et al., 2016; Rodrigues et al., 2016).

Therefore, considering that the Marília Formation overlain the Adamantina Formation, and being the latter, according to the fossil content chrono-correlate to the Cretaceous rocks of the Alto Xingu Sub-basin, both are considered of Coniacian–Santonian age, and chrono-correlate to the Bajo de La Carpa Formation, Neuquén Basin, as well as with the Capacete Formation, Sanfranciscana Basin, which has absolute dating.

Based on analogy and correlation, the Cretaceous bodies of the undetermined units of the Bauru Group in the southeast region of the Mato Grosso State (Sales et al., 2017), and the Marília Formation are established as younger than the Cretaceous fossiliferous sequence of the Alto Xingu Sub-basin, possibly Campanian–Maastrichtian (Fig. 13).

9. Conclusion

The sedimentary sequence of the Alto Xingu Sub-basin records a Cretaceous clastic-chemical sequence deposited in fluvio-lacustrine and fluvio-aeolian environments. The depocenter lies to east of the Serra Formosa Arch, in the Parecis Basin. The paleoenvironmental reconstruction of the sequence indicates lacustrine environment with shallow water in plain and still environment, in the base. In the lake bottom there has been the predominance of chemical sedimentation alternated with clastic one occasionally interrupted by flood events. The establishment of ephemeral lakes associated to paludal bodies with arid shorelines is also observed. The upper portion records a deltaic environment with prodelta and deltaic front. The sedimentation changed to an arid fluvial plain with occasional torrential fluxes and desert environment with aeolian deposition restrict to the end of the depositional history.

Both tectonics and the climate influenced the evolutive history in different scales. The tectonic created initial accommodation space and in a restrict environment. The climate influence allowed the formation of an environment with high evaporation taxes. The aridity allied to the low clastic sediment input created conditions to chemical sedimentation, and climatic oscillations recorded as rhythmites alternating carbonate and mudstone. The

sequence records both bottom and shoreline deposits corresponding to the transgressive phase, besides deltaic and fluvial deposits of the high level base, and the aeolian deposits of the top of sequence, which cease the Cretaceous deposition in the area.

The fossiliferous association with fishes and notosuchian fossils (Marconato, 2006) permit establish a Coniacian–Santonian age. The ostracod assemblage (Adorno et al., 2014) reinforces the Upper Cretaceous age of deposition, with correlations to Adamantina Formation (Bauru Group, Paraná Basin), Bajo de la Carpa Formation (Neuquén Group) and Capacete Formation (Urucuaia Group, Sanfranciscana Basin).

10. Acknowledgements

The authors are grateful to PPGGEO (Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul) and METAMAT for providing the conditions for this article. We also thank the geologists Patricia Zacca and Gleice dos Santos Reis for the suggestions and contributions. To the geologist Gercino do Domingos da Silva for the enriching discussions, and the UFMT (Universidade Federal do Mato Grosso) for core access.

References

- Almeida, F.F.M., 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim. DNPM-DGM*, 241, 36.
- Adorno, R.R., Carmo, D.A., Silva, G.D., 2014. Ostracoda e Carophyta da Formação Salto das Nuvens, Cretáceo Superior, Bacia dos Parecis, Porto Alegre do Norte e Cana Brava do Norte, estado de Mato Grosso, Brasil Central. In: *Anais do 47º Congresso Brasileiro de Geologia*, pp.5.
- Alves, C.L., Sabóia, A.M., Martins, E.G., Stroper, J.C., 2010. Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura, CPRM, escala 1:250.000.
- Assine, M.L., 2007. Bacia do Araripe. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 15(2), 371-389.
- Azevedo, R.P.F., Vasconcelos, P.L., Candeiro, C.R.A., Bergqvist, L.P., 2007. Restos microscópicos de vertebrados fósseis do Grupo Bauru (Neocretáceo), no oeste do Estado de São Paulo, Brasil. In: *Carvalho, I.S., Cassab, R.C.T., Schwanke, C., Carvalho, M.A., Fernandes, A.C.S., Rodrigues, M.A.C., Carvalho, M.S.S., Arai, M., Oliveira, M.E.Q. (Eds.), Paleontologia: Cenários de Vida. Interciência1, Rio de Janeiro, Brasil, pp. 541-549.*

Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2006. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4), 692-703.

Bahia, R.B.C., Martins-Neto, M.A., Barbosa, M.S.C., Pedreira, A.J., 2007. Análise da Evolução tectono-sedimentar da Bacia dos Parecis através de Métodos potenciais. *Revista Brasileira de Geociências*, 37(4), 639-649.

Bahia, R.B. C., 2007. Evolução tectono-sedimentar da Bacia dos Parecis. Ph. D. Thesis, Fundação Universidade Federal de Ouro Preto.

Barros, A.M., Silva, R.H., Cardoso, O.R.F.A., Freire, F.A., Souza Jr., J.J., Rivetti, M., Luz, D., Palmeira, R.C.B., Tassinari, C.C.G., 1982. Folha SD. 21 Cuiabá - Projeto Radambrasil: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra, scale 1:250,000.

Batezelli, A., Ladeira, F.S., 2016. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 65,1-24.

Brito, P.M., Amaral, C.R.L., Machado, L.P.C., 2006. A ictiofauna do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia Bauru, Sudeste do Brasil. In: Gallo, V., Britto, P.M., Silva, H.M.A., Figueiredo, F.J., (Eds.), *Paleontologia de Vertebrados: Grandes Temas e Contribuições Científicas*. Rio de Janeiro, pp. 133-143.

Campos, C.L., Dardenne, M.A., 1997. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. *Revista Brasileira de Geociências*, 27(3), 283-297.

Caputo, M.V., 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of the northern basins of Brazil. Ph.D. Thesis, University of California.

Correa, J.A., Couto, E.A., 1972. Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso. DNPM/CPRM.

Collinson, J.D., 1969. The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 194-221.

Cordani, U.G., Teixeira, W., 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geology Society of America Memoir*, 200, 297-320.

Dias-Brito, D., Musachio, E.A., Castro, J.C., Maranhão, O.M.S.S., Suárez, J.M., Rodrigues, R., 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil–

concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isótopos e estratigráficos. *Revue de Paléobiologie*, 20(1), 245-304.

Fernandes, L.A., Coimbra, A.M., 2000. Revisão Estratigráfica da parte Oriental da Bacia Bauru. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(4), 717-728.

Garrido, A.C., 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretáceo Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamento litoestratigráfico. *Revista Del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 12,121-177.

Gibson, S.A., Thompson, R.N., Weska, R.K., Dickin, A.P., Leonardos, O.H., 1997. Late Cretaceous rift related upwelling and melting of the Trindade starting mantle plume head beneath western Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 126, 303-314.

Gobbo-Rodrigues, S.R., Petri, S., Bertini, R.J., 1999. Ocorrências de ostracodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte I - Família Ilyocyprididae. *Acta Geologica Leopoldensia*, 23(49), 3-13.

Gobbo-Rodrigues, S.R., Petri, S., Bertini, R.J., 1999. Ocorrências de ostracodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte II - Família Limnocytheridae. *Revista da Universidade de Guarulhos – Geociências*, 6(6), 5-11.

Holz, M., Troccoli, E., Viera M., 2013. Sequence stratigraphy of continental rift Basins I: a conceptual discussion of discrepant models. In: Roch, R., Pais, J., Kullberg, J.C., Finney, S. (Eds.), *Strati 2013*. Springer International Publishing. Switzerland, pp. 9–13.

Kocurek, G., 1988. First-order and super bounding surfaces in eolian sequences – bounding surfaces revisited. In: Kocurek, G. (Ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the Western Interior of the United States*. Sedimentary Geology Special Publication, 56, pp. 193-206.

Jaillard, E., Herail, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenu, A., Dumont, J.F., 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., ThomazFilho, A., Campos, D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, pp. 481-558.

Lacerda Filho, J.V., Abreu Filho, W., Valente, C.R., Oliveira, C.C., Albuquerque, M.C., 2004. *Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso*. SICME/CPRM, scale 1:1,000,000.

Leal, J.W., Silva, G.F., Santos, D.B., Teixeira, W., Lima, M.I.C., Fernandes, A.C., Pinto, A.C., 1978. Folha SC. 20 Porto Velho, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto Radambrasil, scale 1:1,000,000.

Maraschim, A. J.; Rubert, R.R.; Mizusaki, A.M.P.; Ketzer, J.M. 2016. Arenitos da sequência cretácica da Bacia dos Parecis (MT): análise petrográfica preliminar à condição de rochas reservatório. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia. Online access: http://sbg.sitepessoal.com/anais48cbg/ID4542_110039_52_RESUMO_48CBG_Petrografia_GrupoSarcis_Maraschin_etal.pdf

Marconato, L.P., 2006. Dois novos crocodilos (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) do Mato Grosso, Bacia dos Parecis: descrição e relações filogenéticas com os "Notossúquios". Ph. D.Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Martinelli, A.G., Teixeira, V.P.A., 2015. The Late Cretaceous vertebrate record from the Bauru Group at the Triângulo Mineiro, southeastern Brazil. *Boletim Geológico y Minero*, 126, 129–158.

Menegazzo, M.C., Catuneanu, O., Chang, H.K., 2016. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. *Marine and Petroleum Geology*. 73, 131–156.

Miall, A.D., 1985. Architectural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. In: Flores, R.M., Ethridge, F.G., Miall, A.D., Galloway, W.E., Fouch, W.E. (Eds.), *SEPM Short Course*. Tulsa, pp. 33-81.

Miall, A.D., 1996. *Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Berlin, Springer-Verlag, 582 pp.

Milani, E.J., Melo, J.H.G., Souza, P.A., Fernandes, L.A., França, A.B., 2007. Bacia do Paraná. *Bol. Geociências Petrobrás* 15, 265-287.

Montefeltro, F.C., Larsson, H.C.E., Langer, M.C., 2011. A new baurusuchid (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) from the Late Cretaceous of Brazil and the phylogeny of Baurusuchidae. *PLoS ONE*, 6(7), e21916.

Oliveira, E.P., 1915. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. Expedição Científica Roosevelt-Rondon. Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas, 50, 1-82.

Olsen, P.E., 1991. Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems – examples of Newark Supergroup of Eastern of North America. In: Katz, B.J., (Ed.),

Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs. AAPG, Tulsa, pp. 209-224.

Pedreira, A.J., Lopes, R.C., Vasconcelos, A.M., Bahia, R.B.C., 2003. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*, v. 1, Editora UNB, Brasília, pp. 55-85.

Pinto Filho, F.P., Freitas, A.F., Melo, C.F., Romanini, S.J., 1977. Projeto Sudeste de Rondônia. DNPM/CPRM, scale 1:250,000.

Pol, D., Nascimento, P.M., Carvalho, A.B., Riccomini, C., Pires-Domingues, R.I., Zaher, H., 2014. A new notosuchian from the Late Cretaceous of Brazil and the phylogeny of advanced notosuchians. *PLoS ONE*, 9(4), e93105.

Ramos, V.A., Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constrains derived from de magmatic arc and foreland deformation. In: Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A., Schwarz, E. (Eds.), *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Special Publications 252, London, pp. 25-35.

Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R., Otamendi, J., 2010. Pampia: a large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50, 243-255.

Rodrigues, I.S., Vasconcelos, C.S., Carmo, I.O., Costa, J., Morales, I.V.F, Morais Neto, J.M., Simbras, F.M., Vasconcelos, P.M.P., 2016. Basalto Santiago do Norte- Nova Ocorrência de Rocha Ignea na Bacia Parecis-Alto Xingu, MT. In: *Anais do 48° Congresso Brasileiro de Geologia*. Online acess: http://sbg.sitepessoal.com/anais48cbg/sts/st11/ID6059_111062_52_Rodrigues_et_al_Basalto_Santiago_do_Norte___Nova_Ocorrencia_de_Rocha_Ignea_na_Bacia_dos_Parecis_Alto_Xingu_MT.pdf

Rubert, R.R., Silva, G.D., Barros, A.J.P., Araújo, R.A.R., 2004. O registro de sedimentação flúvio-lacustre do Cretáceo da Bacia dos Parecis na região nordeste mato-grossense. In: *Anais do 42° Congresso Brasileiro de Geologia*, pp. 96-97.

Sales, M.A.F., Martinelli, A.G., Francischini, H., Rubert, R.R., Marconato, L.P., Soares, M.B., Schultz, C.L., 2017. New dinosaur remains and the tetrapod fauna from the Late Cretaceous of Mato Grosso State, central Brazil. *Historical Biology*, 1(1), 1-16. <http://dx.doi.org/10.1080/08912963.2017.1315414>

Sempere, T., Butler, R.F., Richards, D.R., Marshall, L.G., Sharp, W., Swisher, C.C., 1997. Stratigraphy and chronology of upper Cretaceous lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. *Geology Society American Bulletin*. 109(6), 709-727.

Scotese, C.R., 2001. Atlas of Earth History. Paleogeography, PALEOMAP Project. Arlington, Texas Vol. 1. <http://www.scotese.com/>

Sgarbi, G.N.C., 2000. The Cretaceous Sanfranciscana Basin, Eastern Plateau of Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3), 450–452.

Sgarbi, G.N.C., Sgarbi, P.B.A., Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Penha, U.C., 2001. Bacia Sanfranciscana: o registro Fanerozoico da Bacia do São Francisco. In: Pinto, C.P., Martins-Neto, M.A. (Eds.), *Bacia do São Francisco: Geologia e Recursos Naturais*. SBG MG, Belo Horizonte, 93–138.

Shanley, K.W., McCabe, P.J., 1994. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. *American Association of Petroleum Geology Bulletin*, 78(4), 544-566.

Silva, G.D., Rubert, R.R., Barros, A.J.P., 2003. Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico, Metamat, scale 1:100,000.

Silva, A.N., 2009. Arquitetura, Litofácies e evolução tectono-estratigráfica da Bacia Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Master Dissertation. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.

Siqueira, L.P., 1989. Bacia dos Parecis. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 3, 3-16.

Tassinari, C. C. G., Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological provinces of the Amazon Craton. *Episodes*, 22(3), 174-182.

Trow, R.A.J., Vaz, L.F., Slongo, T.T., Nakasato, J., 1976. Geologia da Região de Tucuruí, Baixo Tocantins, Pará, In: *Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia*. pp. 137–148.

Uliana, M.A., Biddle, K.T., 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(2), 172–190.

Weska, R.K., 2006. Uma síntese do Cretáceo Superior matogrossense. *Revista Brasileira de Geociências*, 25(1), 71-81.

Wright, V.P., 1990. Lacustrine carbonates. In: Tucker, M.E., Wright, V.P. (Eds.), *Carbonate Sedimentology*. Blackwell Science Publications, Oxford, pp. 164–190.

Wright, V.P., Sandler, A., 1994. A hydrological model for the early diagenesis of Late Triassic alluvial sediments. *Journal of Geology Society of London*, 151, 897–900.

Figure Captions

Fig. 1. A. Localization of the Parecis Basin on the Midwest of the South American Platform on the left. On the right the figure with limits of the Parecis Basin and sub-basins divided by tectonic arches (Study area in the Upper-Xingu Sub-basin delimited in red square); B. Geological detail map of the research area and location of the cores.

Fig. 2. Stratigraphic column of the Parecis Basin.* Santiago do Norte. Modified from Bahia (2007).

Fig. 3. Composed column section of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

Fig. 4. Bottom Lake facies associations (BL). A. Intercalations of mudstones and marls (Scale: 14 cm); B. Lamine marls (Scale: 14 cm); C. Bioclastic intraformational conglomerate (Horizontal scale: 70 cm); D. Trench with levels of massive marls (Vertical scale: 1.5 m).

Fig. 5. Facies images in core. A. Calcilitites with bioturbated breccias (Mm); B. Mudstones and marls intercalated (MI); C. Mudstones (facies MI); D. Mudstone with scarce intercalations of silty level (facies Fm); E. Brecciated siltstone (Sfl); F. Fine sandstones, bioturbated and laminated (Sfl).

Fig. 6. Prodelta facies association. A. Fine sandstone intercalated with pelites; B and C. Carbonate sandstone with lenses geometry overlapping laminated pelites; D. Pelite with gradual subaerial exposure characteristics (Vertical Scale: 28 cm).

Fig. 7. Proximal Delta Plain facies association. A and B. Sandstone with trough cross-stratification (Sh) (Vertical Scale: 28 cm); C. Fine to coarse sandstone with planar lamination (St) (Vertical Scale: 1,70 m); D. Conglomeratic sandstone with middle trough cross-stratification (Sgt) (Vertical Scale: 14 cm); E. Sandstone layers with wide lateral continuity typical of the upper portion of the sequence (Vertical Scale: 1 m).

Fig. 8. Delta Front and Fluvial Plain facies association of the top of the sequence. A. Pelites deposits (Fl); B and C. Sandstones deposits of unconfined channels (Sh); D. Fine sandstone with cross stratification (Sla) (Vertical Scale: 28 cm).

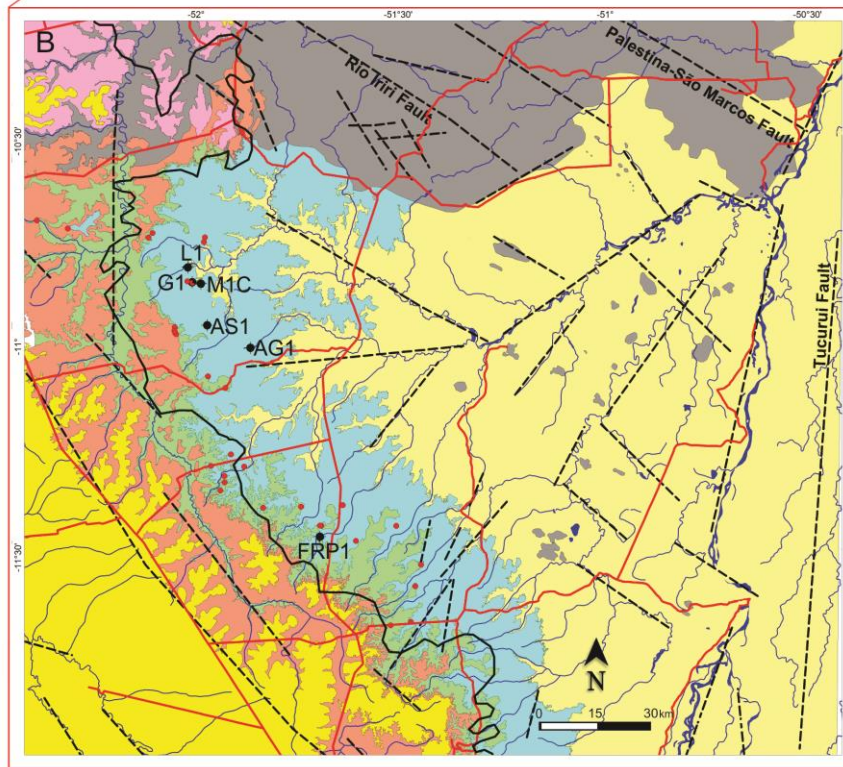
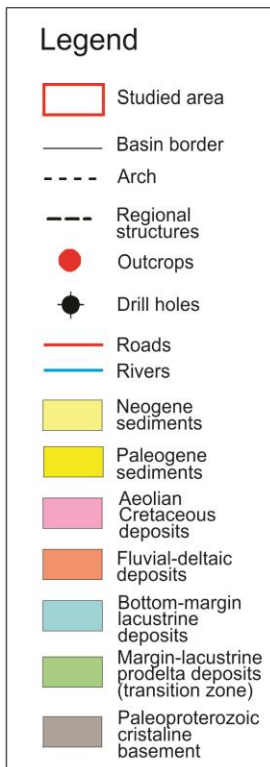
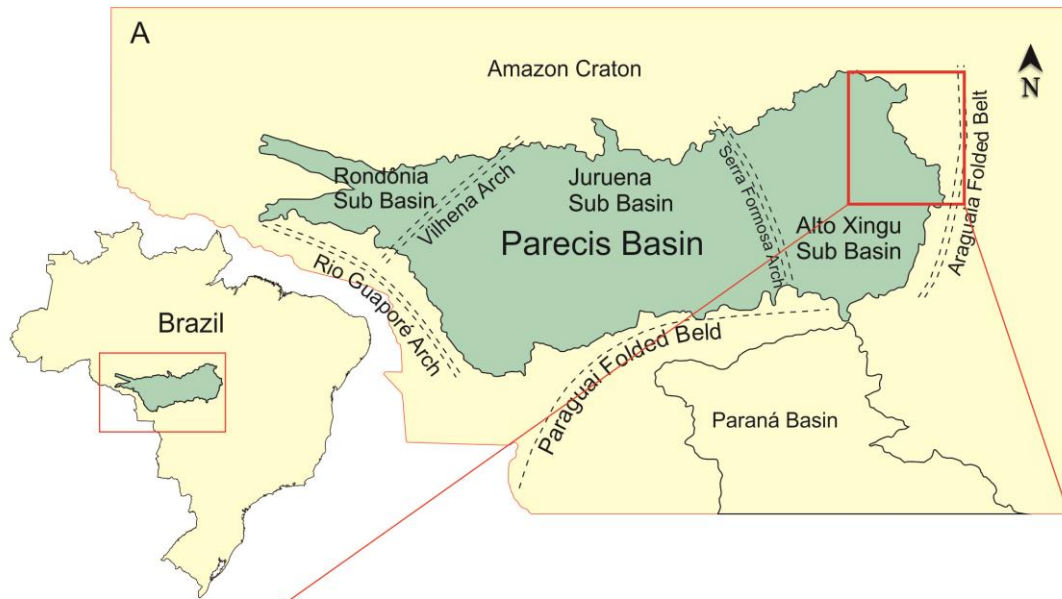
Fig. 9. Record of the depositional processes in the Botton Lake. A. Alternance between clastic and chemical sedimentation (Core G1:38,6 a 38,8m); B. Predominance of clastic sedimentation by suspension (Core G1:36,6 a 36,7m); C. Marl and mudstones with breccias (Core G1:28,85 a 29,00m); D. Homogeneity of the politic rocks (Vertical Scale: 14 cm).

Fig. 10. Register of the Lake Shoreline. A. Pelite with breccia (Core G1: 21.1 to 22.25 m); B. Pelite bioturbated (Core AS1: 29.95 to 30.10 m); C. Fine sandstones deposited in aeolian sheets (Core AS1: 52.2 to 52.37 m); D. Oxidized pelites resulting in paleoalteration events (Core G1: 63.0 to 63.15 m).

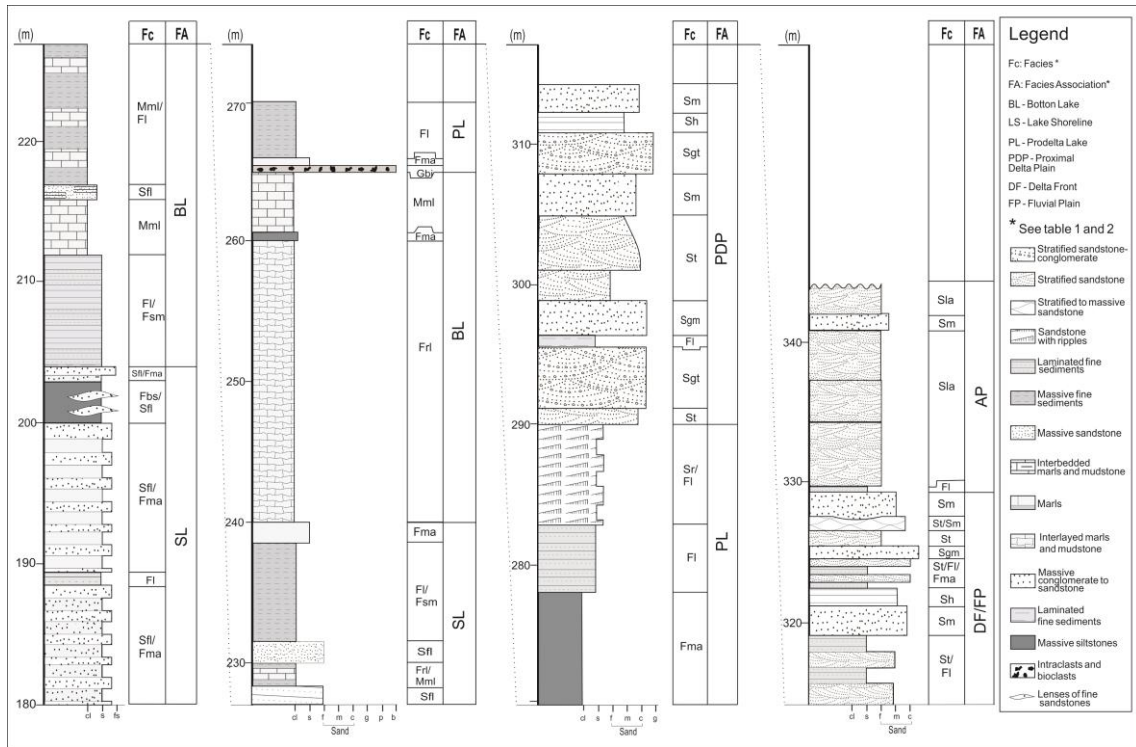
Fig. 11. Correlation and key surfaces of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin.

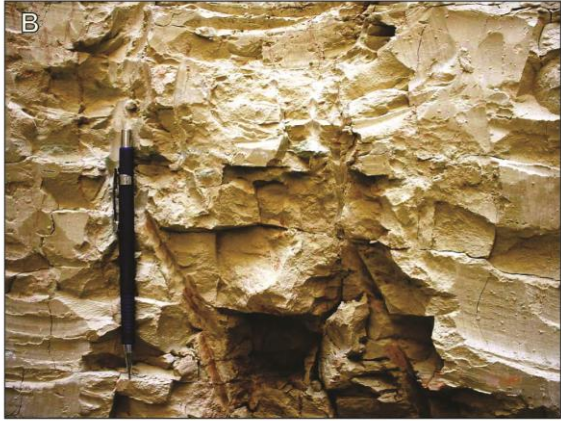
Fig. 12. Block diagram with the evolution of the Cretaceous sequence of the Alto Xingu Sub-basin. A. Low base level phase; B. Transgressive system tract; C. High stand system tract.

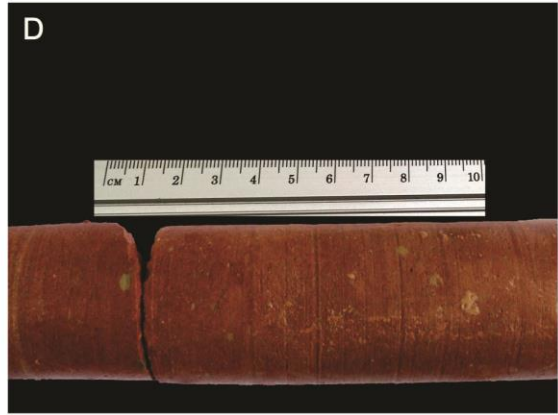
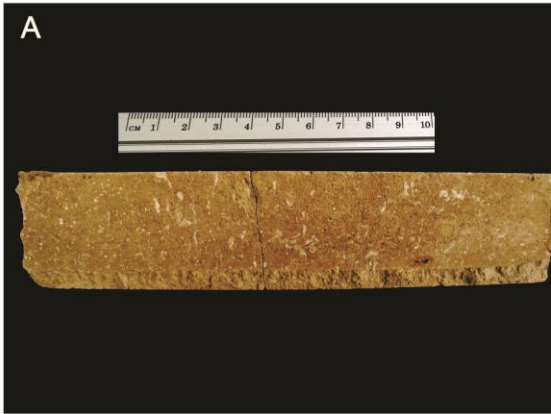
Fig. 13. Distribution of chrono-correlated units with the sequence studied in the Alto Xingu Sub-basin.



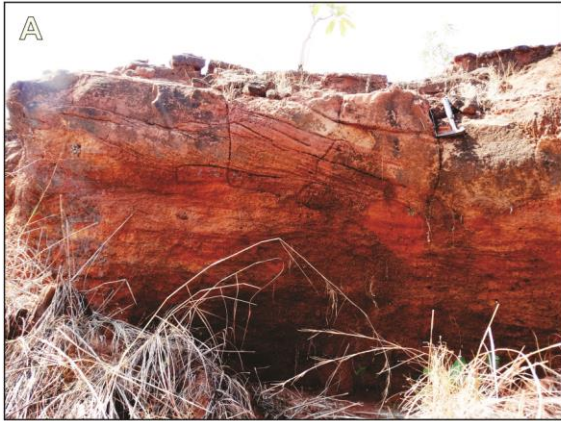
LITOSTRATIGRAPHY						
Period	Epoch	Units		LITOLOGY		Environment
		Gr.	Fm.	N	S	
T/K			TQ HA			
Cretaceous	Upper		Cretacic Sequence			Deltaic/Lacustre/Fluvial
	Lower		S N*			
Jurassic	Upper					
	Middle					
	Early					
Triassic	Upper					
	Middle					
	Lower					
Permian	Upper					Fluvial Glacial
	Lower					Fluvial Lacustrine
Carboniferous	Pensilvanian	Upper				Shallow Marine
		Middle				
		Lower				
	Mississippian	Upper				
Lower						Shallow Marine
Devonian	Upper	Paraná	Ponta Grossa			Shallow to Deep Marine
	Middle		Furnas			
	Lower					
Silurian						Shallow Marine
Ordovician	Upper					
	Lower					
Precambrian			Cristal. Basement Amazon Craton			

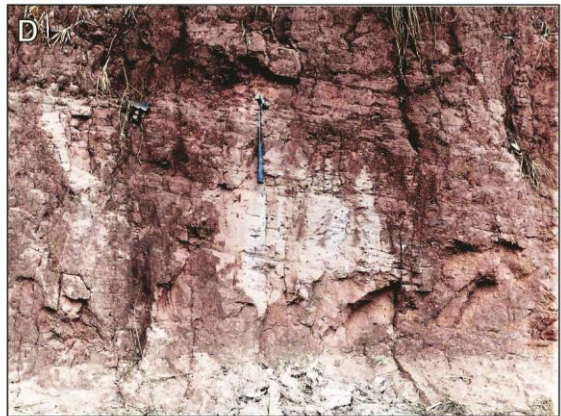
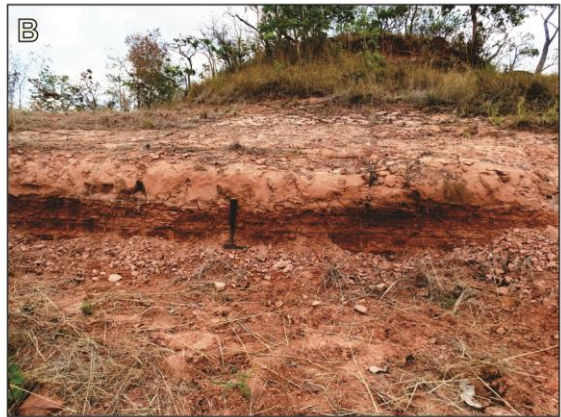




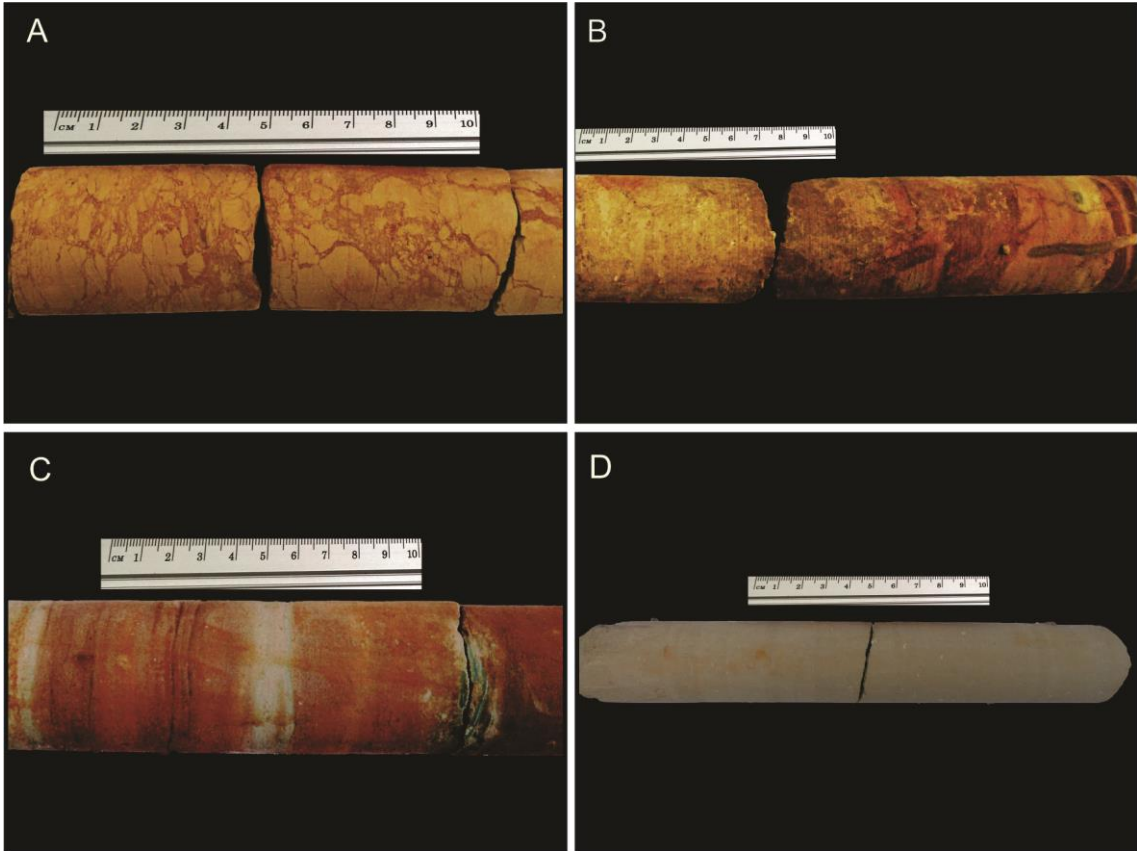


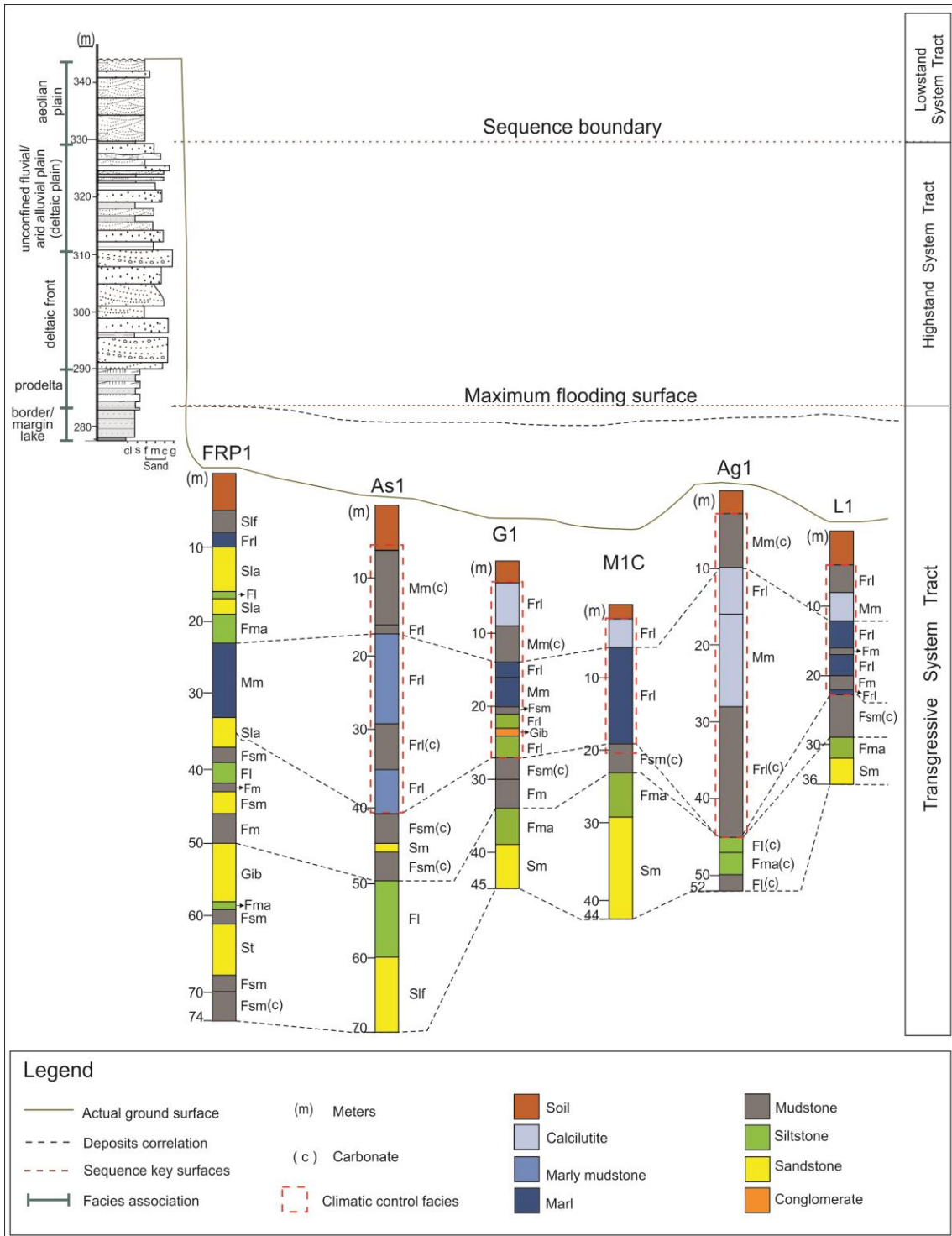


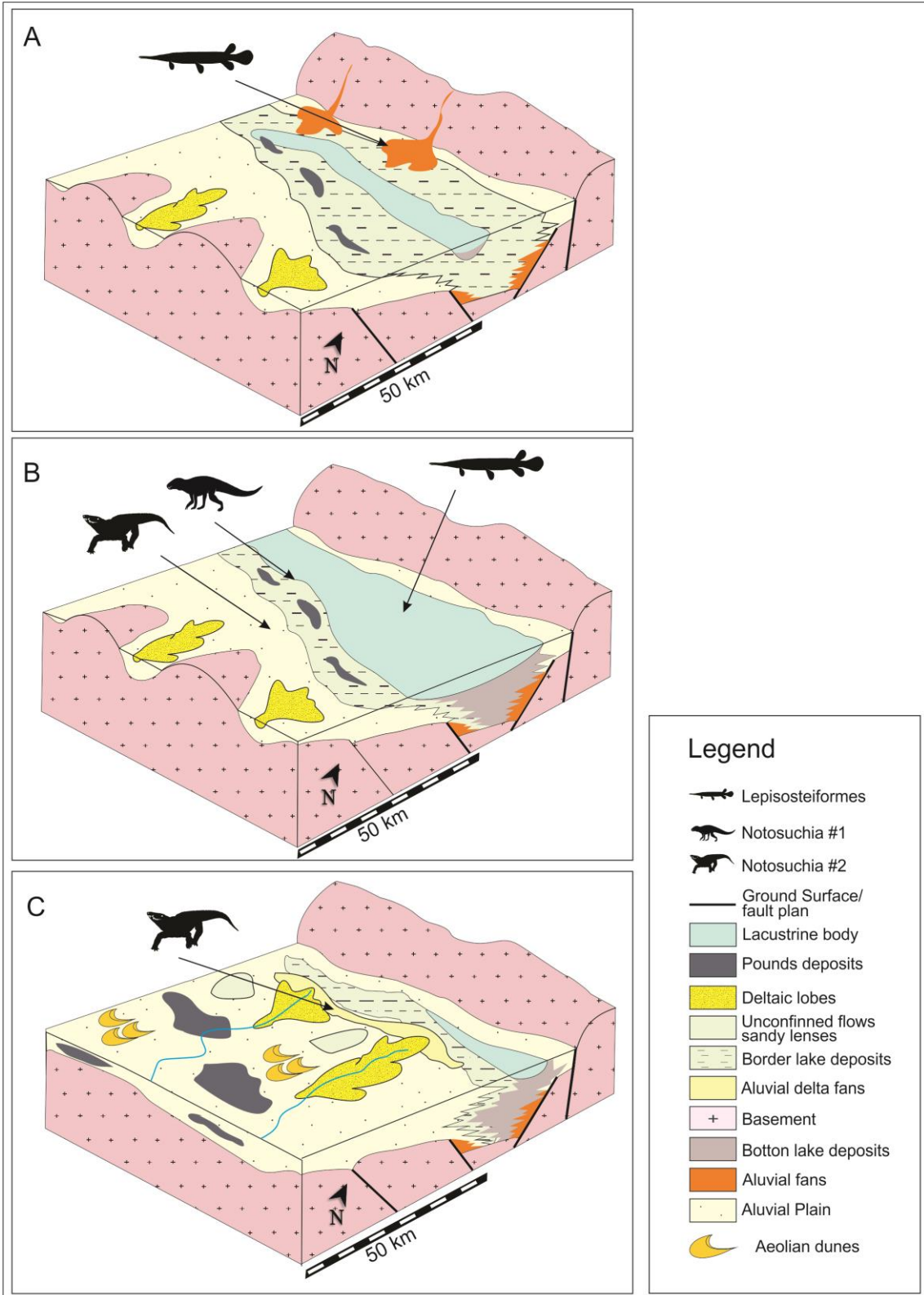












Upper Cretaceous	Ma	basins	1*	2*	3*	4*	5*	6*
		units	Alto Xingu sub basin	Juruena Sub Basin	Sanfranciscana Basin	Bauru Basin Center of Paraná Basin	Bauru Basin North of Paraná Basin	Neuquén Basin
72.1			???		Capacete Formation	Marília Fm.	Undetermined Units Bauru Group	B. de La Carpa Fm.
83.6	Fluvial Lacustrine	Utiariti Formation	Salto das Nuvens Formation	???	Adamantina Formation			
86.3								
89.8								
93.9								
100.5								

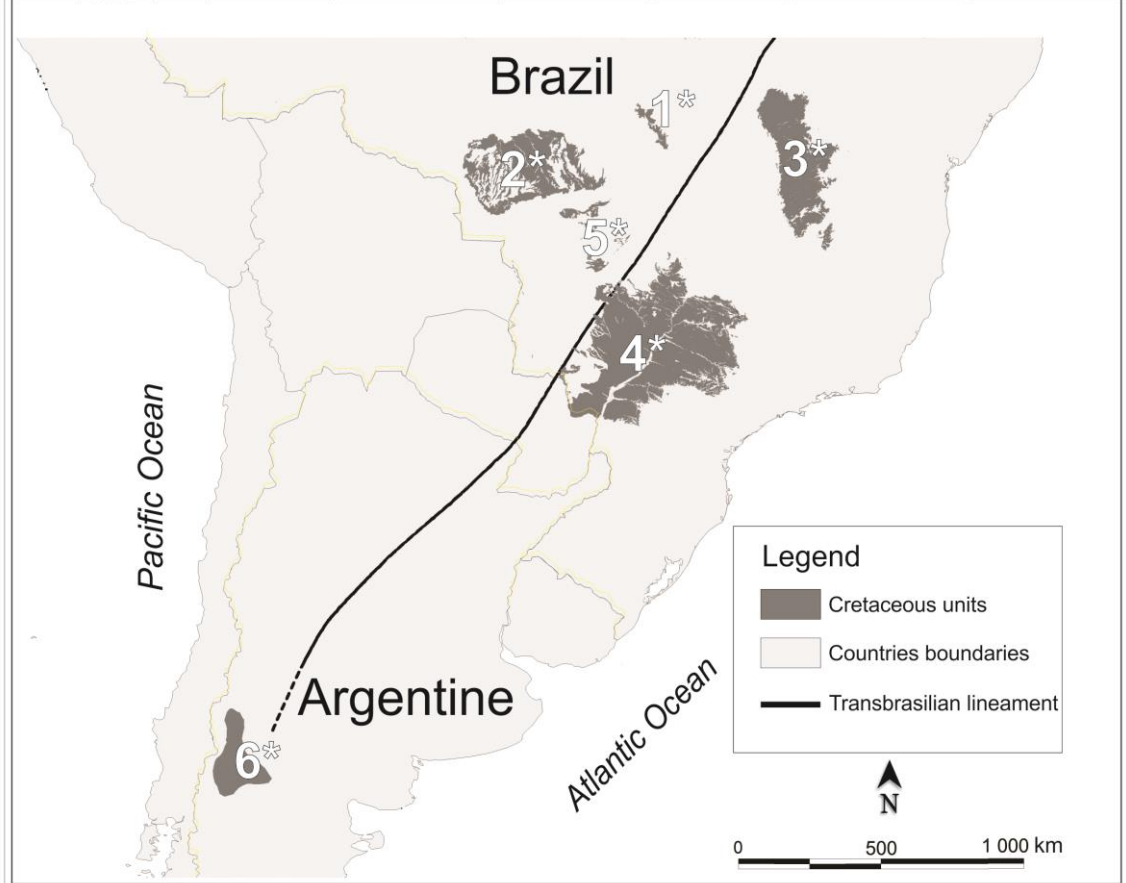


Table 1.

Summary of the lithofacies described in the Alto-Xingu Sub-basin, Parecis Basin.

Facies	Description	Interpretation
Gib	Conglomerate intraformational, bioclastic, argillaceous intraclasts and fossil vertebrates in silt-sand matrix.	Subaqueous traction sedimentation, high energy events and poor selection.
Sgt	Conglomeratic sandstone with middle trough cross-stratification, granules and quartz pebbles in the stratification beds.	Migration in 3D subaqueous sand-gravel dunes with sinuous crests or filling of smaller subaqueous channels.
Sgm	Massive conglomeratic sandstone, early lamination, clasts immerse into sandy matrix.	Deposition by hyperconcentrated aqueous flux non-channeled under high energy.
Sh	Fine to coarse sandstone with planar lamination.	Deposition in subaqueous environment in upper flow regime.
Sla	Sandstone with climbing cross-stratification in low-angle layers, pelitic intraclasts in the stratification beds.	Migration of current ripples under wind action.
St	Sandstone with trough cross-stratification, small internal cycles of normal gradation.	Migration of 3D subaqueous sand dunes or filling of smaller channels in subaqueous environment.
Sfl	Intercalation of centimetric lenses of very fine sandstone, siltstone, calcilutite; sometimes with marl levels.	Alternation of suspension clastic and chemical sedimentation, with clastic contribution by traction in aqueous environment.
Sm	Massive sandstone, fine to middle, quartz to feldspathic.	Subaqueous fluxes hyperconcentrated or channel banks collapses.
Sr	Fine sandstone with crossed climbing stratifications.	Migration of current ripples under inferior flux, aqueous environment.
Mm	Marl massive to laminate, greenish brown to light gray.	Concomitant deposition: clastic by suspension and chemical by carbonate precipitation.
MI	Laminate marls with reddish levels.	Evidences of subaerial exposition.
Fma	Massive siltstone or with incipient lamination.	Deposition of fine sediments by concomitant action of both water and wind.
Fl	Siltstone and pelite with horizontal lamination, interspersed or in homogeneous packs, layers massive and with breccia.	Deposition in lower flow in areas of spreading of channels and crevasses.
Fsm	Pelite massive, red-brownish, rare levels of breccia.	Deposition by suspension in aqueous environments.
Fm	Massive green mudstone on top and red breccia in the base, locally bioturbated.	Clastic sedimentation by suspension, with subaerial events of exposition associated.
Frl	Rhythmic intercalations of gray marl in lenses with green mudstone, millimetric oxidized levels.	Seasonal alternance of sedimentary processes of chemical deposition and clastic by suspension.
Fbs	Pelite with carbonate cementation, red to brown, with breccia, bioturbates, with root marks and levels of paleoalteration.	Long term expositions of sedimentary material creating paleoalterations.

Table 2.

Facies associations of the Cretaceous sequences in the Alto Xingu Sub-basin (see facies descriptions in Tab. 1).

Facies Association	Facies	Lithology	Depositional Environment
Bottom Lake (BL)	Gib, Mm, MI, Fm, Frl	Layers with up to 10 m thick, tabular, lateral continuity for tens of kilometers, rhythmic milimetric intercalations of marls and mudstones, breccias, vertebrate and invertebrate fossils, lenses of bioclastic conglomerates.	Alternance of chemical and clastic deposition in a still deep restrict lake, shallow, with high evaporation and occasional subaerial exposition and flooding.
Lake Shoreline (LS)	Sfl, Fma, Fl, Fsm, Fbs	Pelitic tabular layers and fine sandstone lenses; brown pelites, with breccia; reddish pelites, oxidized, with breccia and bioturbation.	Subaqueous clastic deposition by traction and suspension, with eventual chemical and aeolian contributions in lake shoreline environments, paludal environments with biogenic activity and subaerial exposition, chemical sedimentation in restrict bodies, surge zones.
Prodelta Lake (PL)	Sr, Fma, Fl	Tabulate layers of siltstone, sandstone and massive to stratified pelite, intercalations of mudstones and siltite massive and with breccia.	Deposition by traction in subaqueous flux alternated with suspension and episodic subaerial exposition, prodelta environment.
Proximal Delta Plain (PDP)	Sgt, Sgm, St, Sm, Sh, Fl	Trough cross-stratified to tabular sandstone and conglomeratic sandstone bodies. Presence of sandy and pebbly bars with frontal and lateral accretion.	Deposition by traction in subaqueous environment under low flux with episodes of sandy bar collapse, restrict suspension deposition in deltaic front.
Delta Front (DF)	Fma, Fl	Tabular layers of laminate to massive siltstone, interspersed with massive pelite.	Deposition of fine sediments by suspension and restrict traction in depressed regions of distal deltaic plains.
Fluvial Plain (FP)	St, Sh, Sgm, Sr	Tabular bodies with lateral continuity of tens of meters, sandstone to conglomeratic sandstones, grains with sparse distribution, sandstone with lamination plano-parallel and sandstones with climbing lamination.	Alluvial plain environment with torrential of low channeling, episodics, with restrict deposition of current ripples in areas of reduction of the flux acceleration.
Aeolian Plain (AP)	Sla, Sm, Fsm	Very fine sandstone with climbing lamination in layers of low angle; laminate siltstone lenses.	Aeolian deposition in arid plains with restrict deposition in ephemeral lacustrine bodies.

Capítulo 6 – Conclusões

6.1. CONCLUSÕES

Propõe-se uma revisão do arcabouço estratigráfico do Mesozoico da bacia dos Parecis no estado de Mato Grosso onde:

- As porções basais do Grupo Parecis, que englobam pacotes de conglomerados sobrepostos pela Formação Tapirapuã estão inseridas na Formação Fazenda Casa Branca (*sensu* Leal *et al.*, 1978), de idade Permiana;
- O pacote vulcânico pertence à Formação Tapirapuã, permanece posicionado no Jurássico com base em datação radiométrica, assim como o pacote sedimentar sobreposto que ocorre intercalado com o topo dos derrames da Formação Tapirapuã;
- A base da Formação de Salto das Nuvens é reiniciada a partir uma discordância claramente identificada com a unidade jurássica sobrejacente e pelo contraste nítido entre litologias finas desta unidade com um paraconglomerado muito grosseiro sobreposto as litologias finas. Este conglomerado assim é relacionado à porção basal da Formação Salto das Nuvens, que aflora nas porções superiores dos afloramentos da região do Rio Russo;
- O contato superior da formação Salto das Nuvens é agora estabelecido por uma superfície regional não erosiva que separa os pacotes eminentemente eólicos de seu topo, dos pacotes sotopostos, predominantemente fluviais, com contribuições eólicas, que afloram no terço superior do platô de Parecis, estes últimos atribuídos a Formação Utiariti. A idade atribuída no momento ao conjunto de formações Salto das Nuvens e Utiariti é estabelecida no intervalo Cenomaniano-Turoniano;
- Para os pacotes de afloramento na borda oriental da bacia, na sub-bacia do Alto Xingu, é proposta uma nova unidade denominada de Formação Rio Tapirapé, com idade atribuída ao intervalo Conaciano-Santoniano, em vista da associação fossilífera ali identificada na sequência com répteis notossuquios e peixes

lepisosteiformes, sendo mais jovem, assim, que os pacotes cretácicos da Sub-bacia Juruena;

As reativações tectônicas e movimentações dos arcos internos ocorridas na Bacia dos Parecis e geração de depocentros de sedimentação cretácica são associados temporalmente a diferentes fases de deformação compressiva da Orogenia Andina no Oeste da Placa Sul-Americana e aos eventos de separação final das placas Sul-americana e Africana e estágios finais de abertura do Oceano Atlântico.

As diferentes assinaturas das sequências sedimentares posicionadas respectivamente a leste e oeste do Arco da Serra Formosa são interpretadas como produto da relação entre a taxas de subsidência tectônica e taxas de sedimentação. Na Sub-bacia Alto Xingu ocorreu a deposição inicial de uma sequência lacustre continental que requereu inicialmente a ação da tectônica com uma alta taxa de subsidência e baixa taxa de sedimentação. A oeste do Arco da Serra Formosa, por sua vez, a deposição de uma sequência clástica de alta energia com arenitos e conglomerados associa-se a um regime tectônico com subsidência mais lenta e altas taxas de sedimentação.

A reconstrução paleoambiental da sequência cretácica da sub-bacia Alto Xingu indica ambiente lacustre raso na base com sedimentação química e clástica de fundo do lago com lagos efêmeros e lagos temporários e sedimentação eólica nas bordas. A parte superior registra um ambiente deltaico e posteriormente uma planície fluvial árida com fluxos episódicos e deposição eólica ao final da história deposicional. Tanto a tectônica como o clima influenciaram a história evolutiva em diferentes escalas, com a tectônica influenciando na geração do espaço de acomodação e na configuração inicial do ambiente como o clima que permitiu a formação de um ambiente com altas taxas de evaporação.

A associação fossilífera com peixes e fósseis de notossuquios (Marconato, 2006) permite estabelecer uma idade coniaciana-santoniana. A assembléia ostracodes (Adorno et al., 2014) reforça a idade de deposição do Cretáceo Superior, com correlações para a Formação Adamantina (Grupo Bauru, Bacia do Paraná), Formação Bajo de Carpa (Grupo Neuquén) e Formação Capacete (Grupo Urucuaia, Bacia Sanfranciscana).

7. Referências Bibliográficas

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DNPM-DGM**, 241, 36 p, 1967.

_____, F.F.M.; BRITO-NEVES, B.B.; CARNEIRO, C.D.R. The Origin and Evolution of South American Platform. **Earth Sciences Reviews**, v. 50. p. 77-111, 2000.

ALVES, C.L.; SABÓIA, A.M.; MARTINS, E.G.; STROPER, J.C. 2010. **Folhas São José do Xingu e Rio Comandante Fontoura. Goiânia, CPRM. 120 p.**

ASSINE, M.L.. Bacia do Araripe. **Boletim de Geociências da Petrobras**. V. 15, n. 2, p. 371-389, 2007.

BAHIA, R. B. C.; MARTINS-NETO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.; PEDREIRA, A.J. Revisão Estratigráfica da Bacia dos Parecis-Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 4, p. 692-703, 2006.

_____, R. B. C. **Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis. Ouro Preto**. 2007. 149 p. Tese (Doutorado). Departamento de Geologia, Escola de Minas, Fundação Universidade Federal de Ouro Preto.

_____, R. B. C.; MARTINS-NETO, M. A.; BARBOSA, M. S. C.; PEDREIRA, A.J. Análise da Evolução Tectono-Sedimentar da Bacia dos Parecis através de Métodos potenciais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 4, p. 639-649, 2006.

BARBOSA, O.; BRAUN, E.H.C. Projeto Xingu-Sul, Relatório Anual do Diretor. Rio de Janeiro, **Boletim DNPM-DGM**. p. 32-33, 1959.

_____, O.; ANDRADE R, J.R.; GOMES, F.A.; HEMBOLD, R. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Rio de Janeiro, **Boletim DNPM-DGM**, 94 p, 1966.

BARROS, M. S. A.; PASTORE Jr, W.P. Projeto Alto Guaporé. Relatório final. Folha -- Tangará da Serra-SD.21-Y-B. Goiânia, **Boletim DNPM-CPRM**, 322 p, 1974.

_____, A.M., R. H., CARDOSO, O. R. F. A.; FREIRE, F. A.; SOUZA Jr, J. J.; RIVETTI, M.; Luz, D.; PALMEIRA, R. C. B.; TASSINARI, C. C. G. 1982. **Folha SD. 21 Cuiabá - Projeto Radambrasil: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro, 540 p.

Barros, M. S A.; MIZUSAKI, A. M. P.; WESKA, R. K.; BORBA, A. W.; CHEMALE Jr., F.; COSTA, E. C. Petrografia, Geoquímica, Análises Isotópicas (Sr, Nd) e

Geocronologia Ar-Ar dos Basaltos de Tapirapuã (Tangará da Serra, Mato Grosso, Brasil). **Pesquisas em Geociências**, v. 33, n 2, p. 71-77, 2006.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B.; ASSINE, M.L. Ambientes Depositionais e Evolução Estratigráfica do Cretáceo Superior da Bacia dos Parecis. **Pesquisas em Geociências**, v.33, n 3, p. 429-448, 2014.

BEURLIN, K. Geologia da zona de Barra do Garças a Chavantina - Estado do Mato Grosso. Rio de Janeiro, **Boletim DNPM-DGM**, 61 p, 1959.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. 2003. **Geologia tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG**. Brasília, CPRM, 673 p.

CAMPOS, C. L.; DARDENNE, M. A. Origem e Evolução Tectônica da Bacia Sanfranciscana. **Revista Brasileira de Geociências**. V 27,n. 3, p. 283-297, 1997.

CAPUTO, M. V. **Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of northern basins of brazil**. Santa bárbara. 1984. 586 p. Tese de Doutorado, Universidade da Califórnia. 1984.

CATUNEANU, O. (2006). **Principles of Sequence Stratigraphy**. New York, Elsevier, 386 p.

CIGUEL, J. H.; PEDREIRA, A. J.; GÓIS, J. R. Os icnofósseis da localidade de Sítio Cercado, Brasil-Formação Furnas (Siluro-Devoniano), flanco oriental da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, 1., 1996, Ponta Grossa, **Anais...Curitiba**, 1996. v.1, p. 319-335.

CORREA, J. A.; COUTO, E. A. Projeto aluviões diamantíferos de Mato Grosso. Goiânia, **Boletim DNPM-CPRM**, 172 p., 1972.

COSTA, S. A. G.; FRAGOMENI, P. R. P.; FRAGOMENI, M. G. Projeto Serra do Roncador: Reconhecimento geológico. Goiânia, **Boletim DNPM-CPRM**, 56 p., 1975.

DERBY, O. A. **Notas sobre a geologia e paleontologia de Mato Grosso**. **Archivos do Museu Nacional**, 1895. v. 9, p. 59-88.

EVANS, J. W. The geology of Mato Grosso. **Quartely Journal of Geological Society of London**. V. 50, n. 2, p. 95-104, 1894.

FARIA H. P. A. **Caracterização de domínios tectono-geofísicos na Bacia dos Parecis com base em dados de métodos potenciais.** 2015. 142 p. Brasília, Dissertação de Mestrado, Universidade de Brasília. 2015.

FRANÇOLIN, J. B. L.; SZATAMARI, P. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem norte brasileira. **Revista Brasileira de Geociências.** V. 17, n. 2, p. 196-207, 1987.

GLENNIE, K. W. Desert Sedimentary Environments. **Developments in Sedimentology.** Amsterdam: Elsevier, v. 14, p. 222, 1970.

GÓES, A. M.; ROSSETTI, D. F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú. In: Rossetti, D. F., Góes, A. M., Truckenbrodt, W. (Ed.). **O Cretáceo da Bacia de São Luís-Grajaú, Belém.** MPEG Editoração. 2001. p. 15-29.

HEAMAN, L.; TEIXEIRA, N. A.; GOBBO, L. E.; GASPAR, J. C. U-Pb mantle zircon ages for kimberlites from de Juína and Paranatinga Provinces, Brazil. In: International Kimberlite Conference, 7, 1998, Cape Town (South Africa). **Extended Abstracts...** Cape Town: IKC Organising Committee, 1998, p. 322-324.

KOCUREK, G. & HAVHLON, K.G. Aeolian Sequence stratigraphy - A conceptual Framework. In: Weimer, P. & Posamentier, H. W. (Ed.). **Siliciclastic Sequence Stratigraphy.** Tulsa, American Association of Petroleum Geology, p. 393-409, 1993.

LACERDA F., J. V.; ABREU F., W.; VALENTE, C. R.; OLIVEIRA, C. C.; ALBUQUERQUE, M. C. 2004. Geologia e Recursos Minerais do Estado de Mato Grosso. Goiânia, Convênio SICME/CPRM. 200 p. escala 1:1.000.000.

LEAL, J. W.; SILVA, G. F.; SANTOS, D. B.; TEIXEIRA, W.; LIMA, M. I. C.; FERNANDES, A. C.; PINTO, A. C. Folha SC. 20 Porto Velho; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Projeto Radambrasil. Rio de Janeiro, **Programa de Levantamento de Recursos Naturais**, 1978. 661 p.

LEME, A. B. P. Mineralogia e Geologia. Rio de Janeiro. **Relatório Comissão de Linhas Telegraficas Estratégicas de Matto Grosso ao Amazonas.** 1911. 23 p.

MARTINS, E. G.; ABDALLAH, S. Geologia e recursos minerais da folha Juína SC. 21-YC. Projeto Noroeste de Mato Grosso, **Programa Geologia do Brasil (PGB).** Goiânia: CPRM. 2007. 96p.

MARTINSEN, O.J.; RYSETH, A.; HELLANDHANSEN, W.; FLESHE, H.; TORKILDSEN, G.; IDILL, S. Stratigraphic Base Level and Fluvial Architecture:

Ericson Sandstone (Campanian), Rocky Springs Uplift, SW Wyoming, USA. **Sedimentology**, v. 46, p. 235-259, 1999.

MARZOLI, A.; RENNE, P.R.; PICCIRILLO, E.M.; ERNESTO, M.; BELLINI, G.; DE MIN, A. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. **Science**, v. 284, n. 616-618, 1999.

MENEGAZZO, M. C.; CATUNEANU, O.; CHANG, H. K. The South American retroarc foreland system: The development of the Bauru Basin in the back-bulge province. **Marine Petrology Geology**, v.73, p. 131-156, 2016.

MIALL, A. D. Achitertural-elements analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. In: Flores, R.M.; Ethridge, F.G.; Miall, A.D., Galloway, W.E., Fouch, W.E.(Eds.). **SEPM Short Course**. Tulsa: S.E.P.M. 1985. p.33-81.

_____, A. D. Geology of Fluvial Deposits. **Sedimentary Fácies, Basin Analysis and petroleum Geology**. Berlin, Springer-Verlag, 1996. 582p.

_____, A.D. Alluvial Deposits. In: James, N.P. & Darlymple, R.W. (Eds.). **Facies models 4**. Ottawa, Geological Association of Canada, 2010. p. 105-113.

MILANI, E. J. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. Holz, M. & de Ros, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. 2000. p. 275-302.

MINIOLI, B.; PONÇANO, W. L.; OLIVEIRA, S. M. B. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, 1971.v.43, p. 433-437.

OLIVEIRA, E. P. O terreno devoniano do sul do Brasil. **Annaes da Escola de Minas de Ouro Preto**, 1912. v.14, p. 31-41.

_____, E. P. Reconhecimento geológico do noroeste de Mato Grosso. **Expedição Científica Roosevelt-Rondon**. Comissão Linhas Telegráficas Estratégicas de Mato Grosso ao Amazonas. v. 50, p. 1-82, 1915.

OLIVEIRA, A. I.; LEONARDOS, O. H. **Geologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Serviço Informação Agrícola/Ministério da Agricultura, 1943. 813 p.

OLSEN, P. E. Tectonic, climatic and biotic modulation of lacustrine ecosystems – examples of Newark Supergroup of Eastern of North America. In:Katz, B.J. (Ed.).**Lacustrine Basin Exploration – Case Studies and Modern Analogs**. Tulsa, AAPG, p. 209-224, 1991.

PADILHA, A. V.; MONTES, A. S. L.; BARROS, C. A. F.; LEMOS, D. B.; FROTA, G. B.; LUZ, J. S.; MOREIRA, J. M. P.; MORENO, J. J. P.; MONTES, M. L.; MENEZES F., N. R.; CARDOSO, O. R. F. A.; LIMA, P. F. C.; ALMEIDA, W. J.; ABREU F., W.; SILVEIRA, W. P.; SANTANA, W. R. R. Projeto Centro-Oeste de Mato Grosso. Goiânia. **Boletim DNPM-CPRM**, Relatório final, 5v, 1974.

PINTO F., F. P.; FREITAS, A. F.; MELO, C. F.; ROMANINI, S. J. Projeto Sudeste de Rondônia. Porto Velho. **Boletim DNPM-CPRM**, v1, 169 p., 1977.

QUADROS, M. L. E. S; RIZZOTTO, G. J. Geologia e recursos minerais do Estado de Rondônia. **Texto Explicativo do Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado de Rondônia**. Porto Velho, CPRM. 2007. 153 p.

RIBEIRO F., W., LUZ, J. S.; ABREU F., W. Projeto Serra Azul. Reconhecimento geológico. Goiânia. **Boletim DNPM-CPRM**, 198 p., 1975.

RODRIGUES, I. S.; VASCONCELOS, C.S.; CARMO, I.O.; COSTA, J.; MORALES, I. V. F.; MORAIS Neto, J. M., SIMBRAS, F. M.; VASCONCELOS, P. M. P. Basalto Santiago do Norte - Nova Ocorrência de Rocha Ígnea na Bacia Parecis-Alto Xingu, MT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Porto Alegre. **Anais...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia. 2016. V.48,

RUBERT, R. R.; SILVA, G. D.; BARROS, A. J. P.; ARAÚJO, R. A. R. O registro de sedimentação flúvio-lacustre do Cretáceo da Bacia dos Parecis na região nordeste mato-grossense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42., Araxá, **Anais...** Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia. 2004.v.1, p.96-97.

_____, R. R., Projeto Linha de Transmissão Brasnorte-Juína, Levantamento Geológico e do Potencial Fossilífero da Área do Trajeto. Cuiabá: ARCHAEO. (**Relatório Interno**). 2011. 31 p.

SCOTESE, C. R. 2001. **Paleoclimatemaps and Earth History**. Disponível em: <<http://www.scotese.com/cretaceo.htm>> Acessado em 23/06/2013.

SHANLEY, K. W.; Mc CABE, P. J. Perspectives on the sequence stratigraphy of continental strata. **American Association of Petroleum Geology**. V.78, n. 4, p. 544-566, 1994.

SCHOBENHAUS, C.; BRITO-NEVES, B. B. A geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M, Gonçalves, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**. Brasília, 2003. CPRM, 673p.

SCHOLZ, C. A., ROSENDAHL, B. R.; SCOTT, D. L. Development of coarse-grained facies in lacustrine rift basins: example of east of Africa. **Geology**, v.18, n.2, 1990.

SILVA, G. D.; RUBERT, R. R.; BARROS, A. J. P. Projeto Caulim do Xingu: mapeamento geológico. Escala 1: 100.000. Cuiabá, METAMAT, 2003. 88 p.

SIQUEIRA L. P. 1989. Bacia dos Parecis. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v.3, p. 3-16.

VAN WAGONER, J. C. Sequence Stratigraphy and Marine to Non-marine Facies Architecture of foreland Basin Strata, Book Cliffs, Utah, U.S.A, In: Wan Wagoner, J.C. & Bertram, G.T. (Eds.). **Sequence Stratigraphy of Foreland Basins Deposits**. Tulsa, AAPG, 1995. p. 137-223.

VASCONCELOS C. S.; MORALES I. V.F.; FIGUEIREDO M. F. Revisão da Estratigrafia da Bacia dos Parecis-Alto Xingu. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47, Salvador, **Anais...** Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia. 2014. v.1, p. 400.

WALKER, R. G.; JAMES, N.P. **Fácies Models: Response to Level Sea Change**. St. John's, New Foundland: Geology Association of Canadá. 1992. 410 p.

WESKA, R. K. **Geologia da região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso**. São Paulo, 1998. 219 p. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1998.

_____, R. K. Uma síntese do Cretáceo Superior matogrossense. **Revista Geociências**. UNESP. Rio Claro. V. 25, n. 1, p. 71-81, 2006.

WRIGHT, V. P., MARRIOTT, S. B. The Sequence Stratigraphy of Fluvial Depositional System: The Role of Floodplain Sediment Storage. **Sedimentary Geology**, v. 86, p. 203-210, 1993.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. In: Neto, V. M., Bartorelli, A., Carneiro, J. C., Brito-Neves, B.B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo, 2004. p. 595-613.