

Universidade de Brasília - UnB

Instituto de Geociências - IG

**Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes
(Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da
bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil**

Henrique Zimmermann TOMASSI

Dissertação de mestrado

2009



Universidade de Brasília - UnB
Instituto de Geociências - IG
Pós-Graduação em Geologia Regional

Taxonomia, tafonomia e paleoecologia de ostracodes (Crustacea) da Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil

Henrique Zimmermann TOMASSI

Dissertação de Mestrado nº 254

Banca examinadora:

Prof. Dr. Dermeval Aparecido DO CARMO (Orientador)
Instituto de Geociências (IG-UnB)

Prof^a. Dr^a. Edi Mendes GUIMARÃES
Instituto de Geociências (IG-UnB)

Prof. Dr. Gerson FAUTH
Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas (CCET-UNISINOS)

Maio de 2009

Brasília, Brasil

Este trabalho é dedicado a elas,
as pequenas criaturas que, apesar
de sua vida efêmera e discreta,
nos instruem do além-túmulo.
Vós não morrestes em vão!

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade de Brasília pelo auxílio financeiro via concessão de bolsa técnica e ao Instituto de Geociências pela disponibilização de infra-estrutura que possibilitou a realização do trabalho. Ao CNPq, FUB/FINATEC pelo auxílio financeiro e à PETROBRÁS/ANP, via projeto OSTRAKi pela concessão de bolsas de iniciação científica aos alunos de graduação em Geologia, que auxiliaram na etapa de triagem, e disponibilização de microscópios estereoscópicos e bancos de dados de acervos bibliográficos. Agradeço à Embrapa, na pessoa de Marcelo Picanço de Farias, operador do microscópio eletrônico de varredura, pelas imagens dos ostracodes. Ao geólogo Wagner M. dos Santos e ao Laboratório de Difractometria de Raios-X pelas análises de identificação dos argilominerais da Formação Corumbataí.

À Daniel C. Serra Verde e Maria Alice M. C. C. Fernandes pelas discussões na época do *Capetocephalus*. A Rafaela S. Veloso e TITONETO! pela ajuda na triagem de algumas das amostras. Agradeço ao prof. M.Sc. Cláudio M. de Almeida, pelo companheirismo e auxílios gerais, que contribuíram em muito para a elaboração desta dissertação. M.Sc. Ricardo P. Meireles, pelas discussões em bioestratigrafia e interpretação paleoambiental. À equipe do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília pelo apoio nas atividades cotidianas.

Agradeço à prof^a. Dr^a. Edí M. Guimarães e à Dr^a. Camila W. D. Dos Anjos pelas discussões sobre estratigrafia e sedimentologia, ao prof. Dr. João C. Coimbra, pelas discussões sobre a taxonomia dos ostracodes. Agradeço ao Dr. Francisco Henrique de O. Lima pelas orientações em bioestratigrafia.

A Michael Crichton, cujo trabalho e imaginação manteve acesa em mim a vontade de me dedicar à paleontologia e, posteriormente, por mostrar que a ciência pode evoluir para patamares ainda inimagináveis, à medida que os cientistas abrirem mão de dogmas e preconceitos particulares.

Meus agradecimentos sinceros vão para o Vlad, Lisi, Rê e Nicolas, por todo amor e apoio que me foram dados nestes anos que já se foram e naqueles que ainda virão. Dirijo um agradecimento especial à Michelly, por todo esse tempo de carinho, companheirismo, amor, compreensão e ajuda. A esta turma do último parágrafo devo todos os méritos da conclusão do mestrado, pois sem eles nada do que foi feito seria possível.

“Sim, mortais insensatos, o dilúvio de Noé ainda não cessou;
dois terços do belo mundo ele ainda cobre”
Herman Melville (1851)

“A realidade desafia qualquer descrição”
Michael Crichton (1988)

“Os maiores inimigos das boas idéias
são as pessoas de ‘bom senso’ ”
Alberto Santos Dumont (1893)

RESUMO

Este trabalho apresenta a taxonomia, tafonomia, paleoecologia e bioestratigrafia de ostracodes da Formação Corumbataí, Permiano da porção setentrional da bacia do Paraná. O material de estudo é proveniente de afloramentos no sudoeste do Estado de Goiás, próximo à divisa com o Estado do Mato Grosso. Os afloramentos estudados situam-se a nordeste do Município de Santa Rita do Araguaia. Onze espécies de ostracodes marinhos foram identificadas nas seções estudadas. São elas: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1 *Basslerella* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 2 e Gen. 3 sp. 3. Nas amostras estudadas, apenas a ocorrência de *Bairdiacypris* sp. 2, em uma amostra, pode ser considerada autóctone. A assemblagem de ostracodes indica a idade da Formação Corumbataí, na localidade estudada, como Kunguriano (Neocisuraliano). Com base na ocorrência de espécies exclusivamente marinhas, o paleoambiente pode ser interpretado como nerítico, com salinidade normal e substrato terrígeno pelítico a arenoso, provavelmente em paleoclima quente. A baixa diversidade da fauna sugere ambiente deposicional marinho restrito, hipótese a ser confirmada em trabalhos futuros.

Palavras-chave: Ostracode; Kunguriano; Permiano; Formação Corumbataí; Grupo Passa Dois; Sequência Gondwana I; bacia do Paraná; Estado de Goiás; Brasil.

ABSTRACT

This work presents the ostracod taxonomy, paleoecology and biostratigraphy from the Corumbataí Formation, Permian of the the Paraná basin's northern area. The studied material came from outcrops of the the southwest Goiás State, near the limit with Mato Grosso State. The studied outcrops are in the northeast area of the Santa Rita do Araguaia Municipality. Eleven marine ostracod species were identified. They are: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1 *Basslerella* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 2 and Gen. 3 sp. In the studied samples, only the occurrence of *Bairdiacypris* sp. 2, in just one sample, can be considered autochthonous. The ostracod assemblage confirms the Corumbataí Formation dating as Kungurian (Late Cisuralian) in the studied area and, besides the alochtonous occurrences in most samples, it allows the marine shallow environment interpretation, with normal salinity and terrigenous muddy to sandy substrate, probably in a warm paleoclimate. The fauna's low diversity suggests a restricted marine environment, hypothesis to be confirmed in future research..

Key-words: Ostracod; Kungurian; Permian; Corumbataí Formation; Passa Dois Group; Gondwana I sequence; Paraná basin; Goiás State; Brazil.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. BACIA DO PARANÁ	3
2.1. Grupo Passa Dois	6
3. FORMAÇÕES CORUMBATAÍ E IRATI	9
3.1 Conteúdo fossilífero e paleoambiente	12
4. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO	19
5. MÉTODO	29
6. TAXONOMIA	31
7. BIOESTRATINOMIA E ESTRUTURA POPULACIONAL	55
8. BIOESTRATIGRAFIA	59
9. PALEOECOLOGIA E INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS ...	65
9.1 Paleoambiente da Formação Corumbataí: discussão	67
10. CONCLUSÕES	69
11. REFERÊNCIAS	71
12. ESTAMPAS	83
13. ANEXO: Em busca das causas da maior extinção em massa - Mutter <i>et al.</i> (2008).....	91

1. INTRODUÇÃO

Os registros fossilíferos do Permiano da bacia do Paraná nos estados de Goiás e Mato Grosso apresentam vasto conteúdo paleontológico. Diversas publicações tratam da descrição de fósseis, especialmente macrofósseis provenientes da Formação Irati (Oleofsen & Araújo, 1983; Daemon *et al.*, 1996; Quadros, 2007).

Na América do Sul apenas quatro publicações e uma dissertação de mestrado ilustram ostracodes do Permiano (Zabert, 1985; Sohn & Rocha-Campos, 1990; Maranhão & Petri, 1996; Díaz Saravia & Herbst, 2001 e Almeida, 2005). Destes trabalhos, três examinam fósseis provenientes do Brasil, e identificam na Formação Corumbataí os gêneros *Cypripodopsis* Brady, 1868, *Darwinula* Brady & Robertson, 1885, *Gutskhickia* Scott, 1944, *Candona* Baird, 1846, *Bythocypris* Brady, 1880 e *Praepilatina* Polénova, 1970, além de apresentarem vários gêneros em nomenclatura aberta.

Numerosos estudos em todo o mundo focaram as mudanças taxonômicas ocorridas no limite entre o Paleozóico e o Mesozóico. Os conjuntos fossilíferos do neopermiano mostram grandes diferenças em termos ecológicos e taxonômicos quando comparados com conjuntos do Eotriássico. interface em que ocorreu a maior extinção em massa registrada no Fanerozóico (Benton, 1995; Knoll *et al.*, 1996; Hallam & Wignall, 1999). Este intervalo foi marcado pela diminuição brusca da área de margens passivas (Bradley, no prelo). Em relação à província de Tethys e o Hemisfério Norte, as mudanças da fauna no limite Permiano-Triássico no Hemisfério Sul e, especialmente na América do Sul, são pouco conhecidas (Scholle *et al.*, 1995).

O presente trabalho visa apresentar novos dados micropaleontológicos para o entendimento das mudanças paleoambientais ocorridas no limite entre as eras Paleozóica e Mesozóica (há cerca de 250 Ma). As rochas sedimentares do Permo-Triássico da América do Sul representam seqüências-chave praticamente inexploradas para se investigar a magnitude da extinção em massa, bem descrita no Hemisfério Norte e na província do antigo mar de Thetys, que pode ter ocorrido no Hemisfério Sul (Mutter *et al.*, 2008). Poucos trabalhos descrevem a evolução da fauna de vertebrados (ver Piñeiro *et al.*, 2007), mas o estudo de microfósseis da América do Sul para este intervalo são embrionários.

O objetivo desta dissertação é apresentar a taxonomia, paleoecologia e bioestratigrafia de ostracodes da Formação Corumbataí, admitida por muitos autores como depositada no intervalo Permiano-Triássico, na porção setentrional da bacia do Paraná. Com base nestes

dados realizar-se-ão as análises paleoambientais e a verificação da idade de deposição da formação. Este estudo, que abrange a porção sudoeste do Estado de Goiás, Brasil, contribui para o detalhamento da sucessão fossilífera que marca a o intervalo estratigráfico em questão.

2. BACIA DO PARANÁ

A bacia do Paraná se encontra distribuída em grande área da América do Sul, aflorante no Brasil, Argentina, Uruguai e Paraguai (Fig. 1). Trata-se de uma bacia intracratônica, por possuir embasamento consolidado e domínio crustal caracterizado por elevada resistência a esforços originados em margens de placas (Milani & Ramos, 1998). Simétrica, a bacia é composta por rochas sedimentares e derrames basálticos do Fanerozóico (Schneider *et al.*, 1974) e seu registro estratigráfico excede sete mil metros de espessura, no depocentro principal (Milani & Zalán, 1999).

A reativação de estruturas herdadas do embasamento é um fenômeno relativamente comum em bacias intracratônicas (Rostirolla *et al.*, 2000, Mantovani *et al.*, 2005). A evolução tectônica desta bacia, principalmente a paleozóica, foi intimamente relacionada a reativações de lineamentos em duas direções preferenciais: N0-65W e N50-90E (Zalán *et al.*, 1991; Alvarenga *et al.*, 1998). Na porção norte da bacia, destacam-se as reativações de falhas durante o Cretáceo, com rejeitos que chegam a atingir centenas de metros. Próximo a estas falhas é comum o basculamento de blocos, que em alguns casos produz mergulhos de até 60° (Alvarenga *et al.*, 1998).

Na bacia do Paraná preservam-se rochas sedimentares do Neo-Ordoviciano ao Neocretáceo (Zalán *et al.*, 1991) com importantes hiatos deposicionais no Siluriano Superior, Carbonífero Inferior, Triássico Superior e Cretáceo Inferior (Milani *et al.*, 1994). A seção cronoestratigráfica abrange o Grupo Rio Ivaí, Grupo Paraná, seqüência Gondwana I, seqüência Gondwana II, seqüência Gondwana III e Grupo Bauru (Milani *et al.*, 2007) (Fig. 1).

Ao longo do século XX, várias seções cronoestratigráficas foram propostas para a bacia do Paraná. A classificação das unidades ainda são motivo de muito debate (ver Andreis & Carvalho, 2001; Milani *et al.*, 2007). Segundo Gama Jr. *et al.* (1982), as reclassificações das unidades da bacia do Paraná, visando uma coluna-padrão, são fortemente influenciadas pelas características presentes em afloramentos. O problema é que apenas 4% do volume total de rochas existentes na bacia afloram, o que não representa adequadamente os múltiplos aspectos presentes na estratigrafia (Gama Jr. *et al.*, 1982). Desta forma, além de descrever o maior número possível de afloramentos, deve-se descrever um número maior de seções amostradas por calha ou cilindros de sondagem.

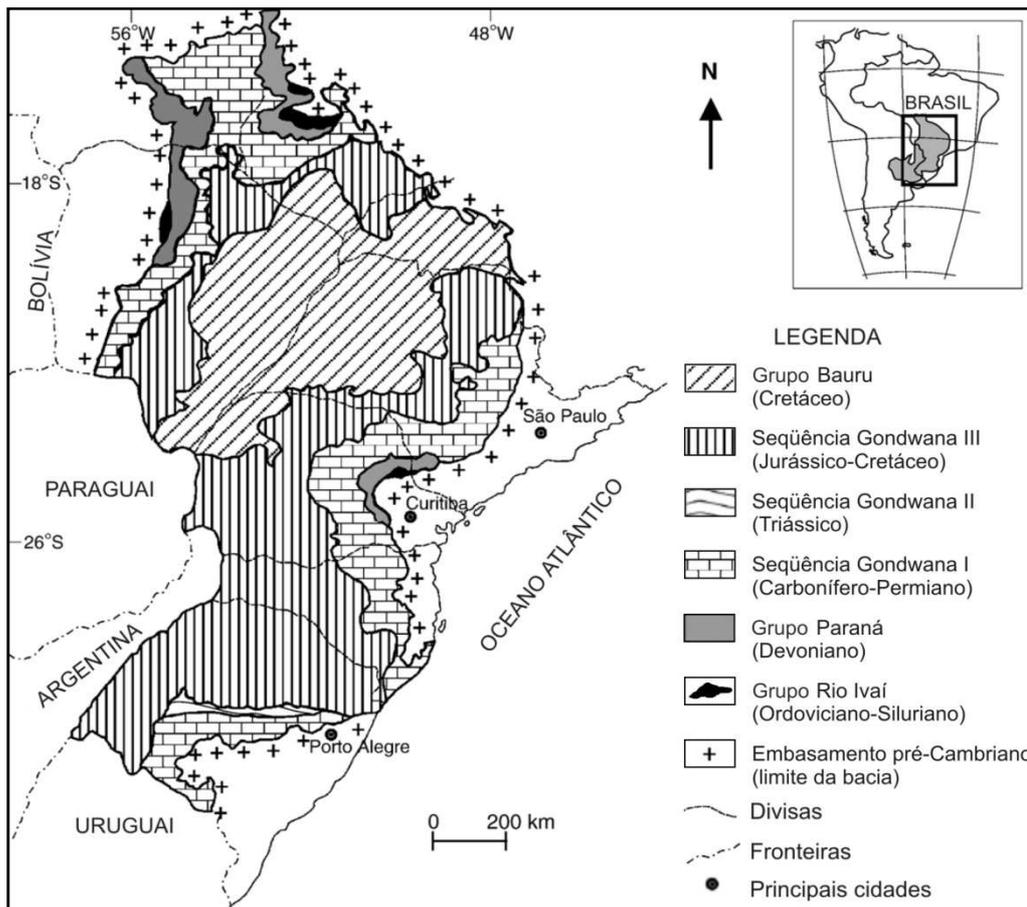


Figura 1. Mapa de localização da bacia do Paraná (Milani, 1997; unidades aloestratigráficas segundo Milani *et al.*, 2007).

As colunas descritas no presente trabalho se inserem no Grupo Passa Dois, que em parte corresponde à porção superior da seqüência Gondwana I, que inclui o maior volume sedimentar da bacia do Paraná, com cerca de dois mil e quinhentos metros de espessura máxima (Fig. 2). A ausência de fósseis-guia da coluna padrão, como amonóides e conodontes, aliada à escassez de datações absolutas, impossibilitam o posicionamento preciso das formações gondwânicas (Souza & Milani, 2006; Milani *et al.*, 2007). O fechamento progressivo do interior continental às incursões marinhas foi favorecido pelo processo de crescimento da litosfera nas margens do Gondwana, pela acreção de terrenos alóctones (Ramos, 1988; Milani & Ramos, 1998) (Fig. 3).

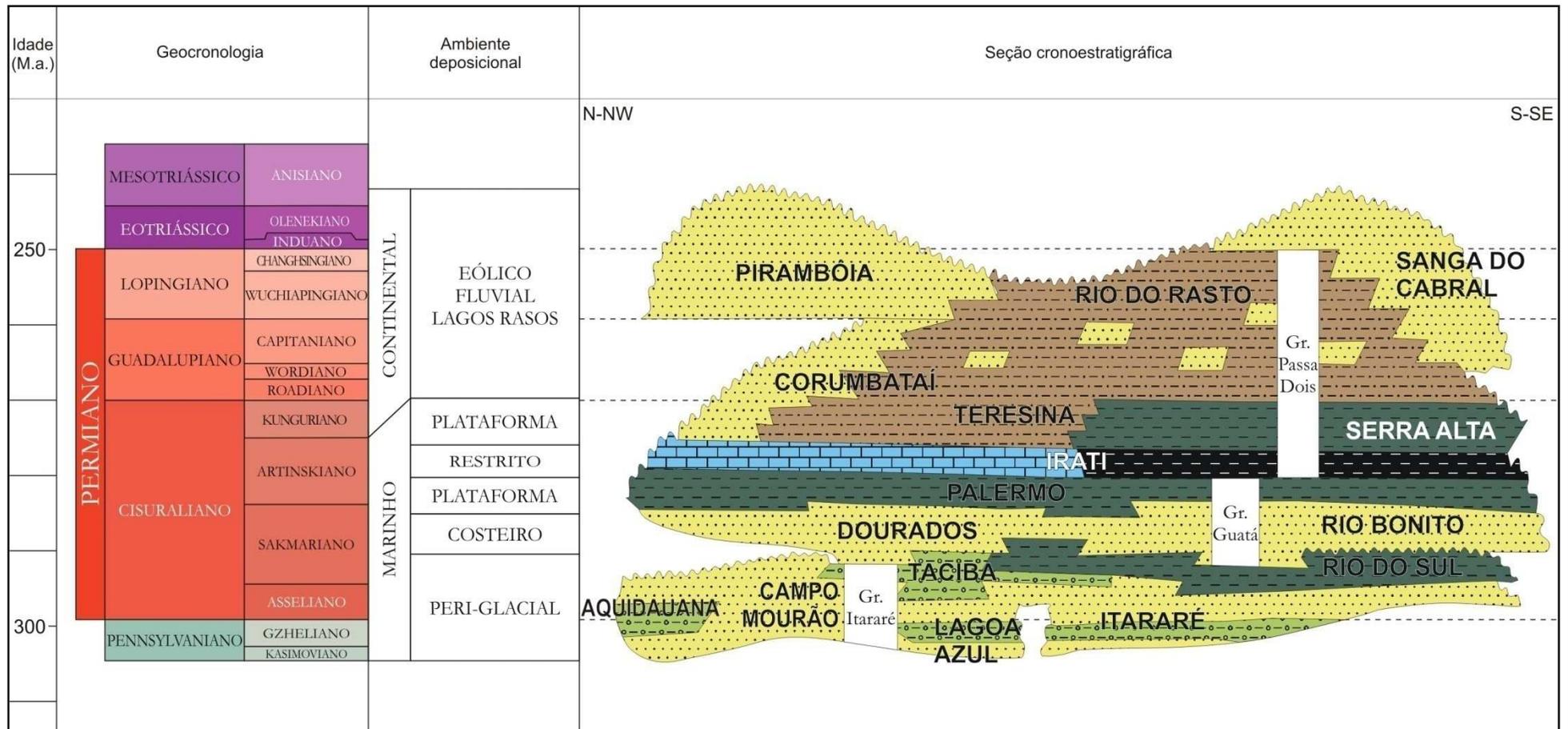


Figura 2. Seção cronoestratigráfica da seqüência Gondwana I, bacia do Paraná (Milani *et al.*, 2007). Idades segundo ICS (2008).

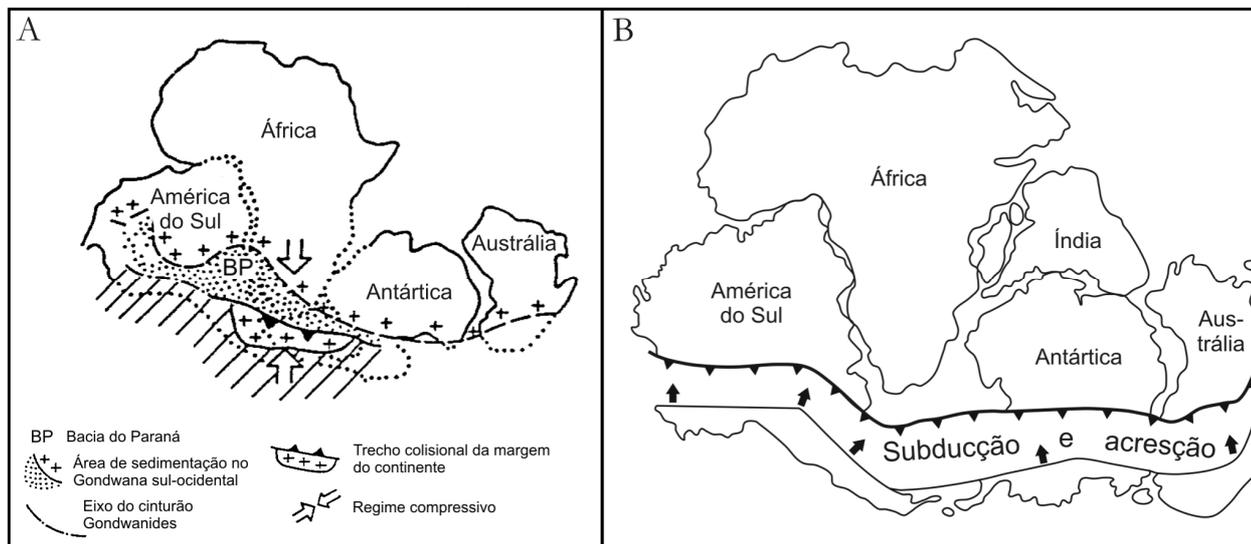


Figura 3. Contexto paleogeográfico e tectônico da margem sul do Gondwana no Paleozóico, caracterizado pela subducção persistente do assoalho oceânico do Panthalassa sob o paleocontinente. **A:** Posição geográfica das bacias epicontinentais, com destaque para a bacia do Paraná, no intervalo Neocarbonífero-Eotriássico (Milani, 1997). **B:** Acresção de terrenos alóctones na margem do Gondwana pela subducção de crosta oceânica, há 300 ± 75 Ma (eopermiano) (Milani, 1992).

2.1. Grupo Passa Dois

No Permiano, a bacia do Paraná foi palco de uma sedimentação terrígena em condições tectônicas e paleoambientais completamente diferentes daquelas vigentes no Hemisfério Norte (Gama Jr. *et al.*, 1982). Esta sedimentação está representada pelas formações do Grupo Passa Dois, mas a compartimentação deste grupo em formações é bastante variável e polêmica. Praticamente cada autor que dedicou-se ao tema criou uma classificação distinta das unidades litoestratigráficas aflorantes (Mendes, 1984).

O Grupo Passa Dois está dividido em cinco formações: Irati, subdividida em membros Taquaral e Assistência, e Corumbataí na porção setentrional e, na porção meridional, pelas formações Irati, Serra Alta, Teresina, e Rio do Rasto, subdividida em membros Serrinha e Morro Pelado (Schneider *et al.*, 1974; Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 2007) (Fig. 4).

A seqüência sedimentar deste grupo indica um ciclo regressivo de ampla magnitude (Milani *et al.*, 1994), em ambiente de subsidência tectônica acelerada (Quintas *et al.*, 1997; Quintas *et al.*, 1999) (Fig. 5), gerada pelas orogenias da margem oeste do Gondwana (Milani & Ramos, 1998). Com exceção da Formação Irati, o Grupo Passa Dois pode ser considerado como o resultado do assoreamento do mar epicontinental por três sistemas deposicionais progradacionais penecontemporâneos: plataforma epinerítica, sistema deltáico, e planície de maré (Gama Jr., 1979).

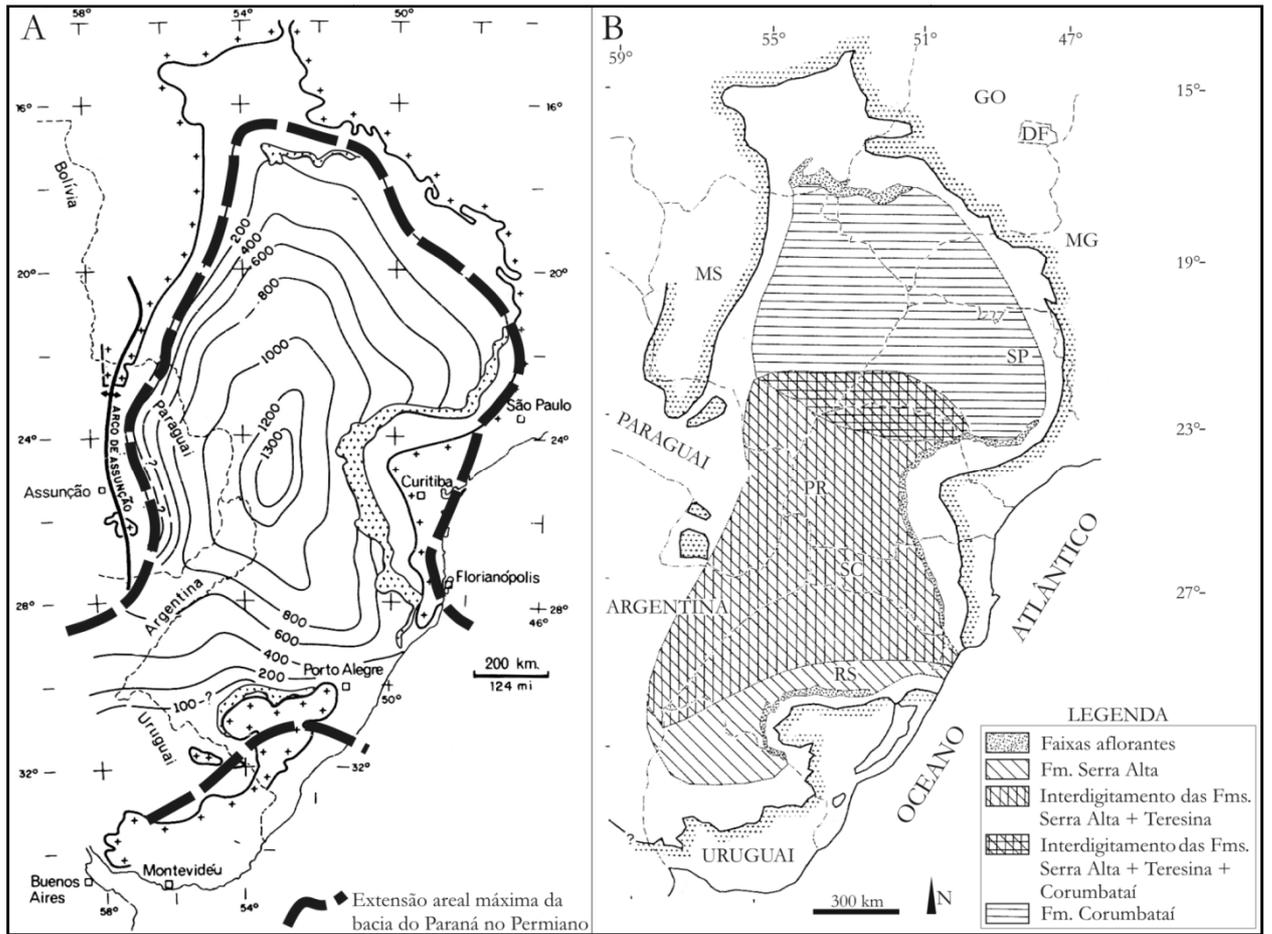


Figura 4. O Grupo Passa Dois da bacia do Paraná. **A:** Mapa de isópacas acumuladas das formações Serra Alta, Corumbataí, Teresina e Rio do Rasto e distribuição espacial máxima do pacote Permo-Carbonífero (Zalán *et al.*, 1991). **B:** Distribuição geográfica das formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí na bacia do Paraná (Daemon *et al.*, 1996).

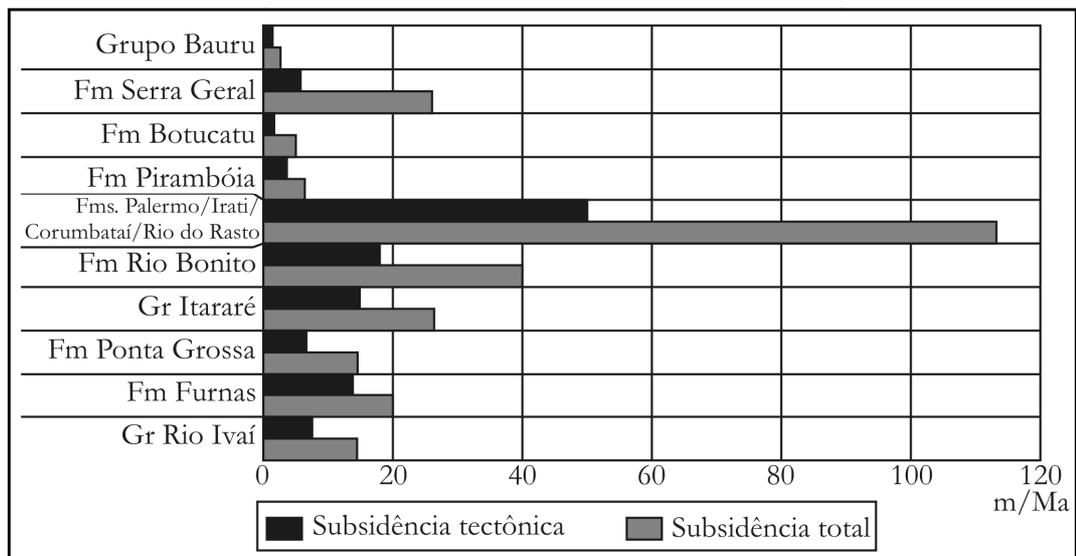


Figura 5. Taxas de subsidência ao longo da história sedimentar da bacia do Paraná (Quintas *et al.*, 1999).

O início da deposição do Grupo Passa Dois se deu com a deposição da Formação Irati, no Neoartinskiano. O topo do grupo é representado pela deposição da Formação Rio do Rasto, no Chaghosingiano (Milani *et al.*, 2007). A idade do limite superior do grupo foi por muito tempo considerada como Eotriássico (Daemon & Quadros, 1970; Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 1997), e aquela do limite inferior como neopermiano (Daemon & Quadros, 1970; Zalán *et al.*, 1991; Milani *et al.*, 1994; Milani *et al.*, 1997; Milani *et al.*, 2006).

Os contatos entre as formações do Grupo Passa Dois não são superfícies ideais para correlação porque podem representar idades e paleoambientes distintos. Intercalações de fácies típicas da Formação Serra Alta, por exemplo, aparecem nas formações Irati e Teresina. A distribuição estratigráfica de tetrápodes mostra que uma mesma isócrona corta diferentes unidades litoestratigráficas que, teoricamente, deveriam sobrepor-se (Mendes, 1984).

Há evidências de que a espessura média das formações do Grupo Passa Dois diminuiu drasticamente à medida que se aproxima das bordas da bacia (Rohn, 1988). As variações laterais das unidades deste grupo indicam que, ao longo da bacia, o leito provavelmente apresentava ondulações de modo que, nas partes mais rasas, tendo maior energia, ocorria a geração de oóides; entre os baixios (*shoals*) depositava-se lama micrítica (Rohn *et al.*, 2007).

3. FORMAÇÕES CORUMBATAÍ E IRATI

A Formação Irati aflora em todas as regiões da bacia do Paraná, possui faciologia bastante complexa, com folhelho cinza e preto, folhelho betuminoso, arenito, marga, carbonatos e anidrita (Milani *et al.*, 1994). O topo desta formação, assim como as discordâncias devoniana e pré-mesozóica, é um excelente *datum*, devido à persistência e suposta contemporaneidade desta unidade, do Rio Grande do Sul ao Mato Grosso (Gama Jr. *et al.*, 1982; Oleofsen & Araújo, 1983). O interesse econômico favoreceu o estudo desta unidade, pois, aliado ao uso do calcário como corretivo agrícola, as rochas desta formação entraram na janela de geração de carbonetos líquidos há aproximadamente 90 Ma (Oliveira, 1989), aquecidas pelos sistemas vulcânicos da Formação Serra Geral. Estes hidrocarbonetos representam o segundo sistema petrolífero mais importante da bacia do Paraná, depois do sistema da Formação Ponta Grossa (Milani *et al.*, 2006).

A integração de dados de geoquímica, paleontologia e sedimentologia da Formação Irati sugerem a deposição em mar epicontinental, com influência dos ambientes límnicos marginais e condições salinas a hipersalinas em golfos isolados (Mello *et al.*, 1993). O teor de boro pode ser usado como indicador de paleosalinidade, e o estudo dos teores deste elemento, na Formação Irati, revelou que os valores são incompatíveis com ambientes de água doce, e que a salinidade era maior no centro e na borda oriental da bacia (Rodrigues & Quadros, 1976).

A Formação Corumbataí constitui o principal foco do presente estudo. As rochas desta unidade afloram em área que compreende as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, presente predominantemente na porção norte do Estado de São Paulo, Goiás e Mato Grosso (Beurlen, 1954; Schneider *et al.*, 1974). Proposta por Cardoso (1917), em relatório da Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo, esta formação foi descrita com base em afloramentos ao longo do vale do rio Corumbataí, Município de Piracicaba, Estado de São Paulo.

O uso de rochas da Formação Corumbataí como matéria-prima para cerâmica é adotado há bastante tempo (Mezzalira, 1941). Este uso impulsionou o estudo intenso da Formação Corumbataí no Estado de São Paulo a partir da década de 1990 (Christofoletti *et al.*, 2005), mas nos demais estados em que aflora esta formação tem recebido pouca atenção da comunidade científica. A indústria de hidrocarbonetos, apesar da ocorrência de vestígios de gás e óleo, não obteve êxito localização por campos nas formações superiores do Grupo Passa Dois (Mezzalira, 1941; Barbosa & Gomes, 1958).

Segundo Washburne (1930), o nome “Estrada Nova”, proposto por White (1908) teria prioridade sobre Corumbataí, mas a unidade denominada de Formação Corumbataí apresenta feições sedimentares e sucessão de fácies que a diferencia da Formação Estrada Nova (ou as formações Serra Alta e Teresina, equivalentes). A formação Serra Alta é composta pela predominância de pelitos depositados em águas profundas e calmas, abaixo do nível base das ondas. A regressão do mar epicontinental produziria a sedimentação diferenciada da Formação Teresina, caracterizada pelo aumento de depósitos arenosos de cores avermelhadas, em relação aos sedimentos da Formação Serra Alta, formados em ambientes de transição entre a face de praia e o alto-mar (Mello e Souza, 1985).

Em sua porção inferior, a Formação Corumbataí é caracterizada por um pacote de argilitos, folhelhos e siltitos cinza escuros e pretos, com fraturas conchoidais e concreções calcíferas e, ainda, apresenta folhelhos cinza escuros, de aspecto rítmico, com ocasionais leitos de calcários silicificados, oolíticos em parte, além de níveis coquinóides. Na porção superior ocorre uma seqüência de argilitos e arenitos finos e argilosos, regulares a bem selecionados, esverdeados, arroxeados e avermelhados (Mezzalira, 1941; Mezzalira *et al.*, 1981). Camadas finas de conglomerado gradando a arenito, com estratificação cruzada seguida de laminação ondulada truncante a simétrica, sobrepostos por níveis pelíticos com estruturas de *drape* e *flaser*, são denominados de “tempestitos grossos” (Castro *et al.*, 2001).

As estruturas sedimentares mais comuns são, além da estratificação plano-paralela, a laminação tipo *flaser*, gretas de contração, laminação cruzada, marcas onduladas, estromatolitos em bancos finos de calcários oolíticos, e, nos arenitos, estratificação cruzada de muito pequeno porte e laminação ondulada descontínua. Há a tendência da formação adquirir caráter silto-arenoso predominante no flanco norte e noroeste da bacia. Lateralmente, a parte superior da formação interdigita-se com o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto (Schneider *et al.*, 1974).

Os argilominerais desta formação são compostos, predominantemente, de montmorilonita, seguidos de illita. A clorita aparece subordinada, nunca nos mesmos níveis com montmorilonita. Interestratificados de illita-montmorilonita são raros (Ramos & Formoso, 1976). Na fase posterior à deposição das rochas da base da Formação Corumbataí ocorreram dois processos que produziram mudanças na composição destes argilominerais. O primeiro foi o hidrotermalismo imposto aos argilitos e siltitos da porção basal da formação pelas intrusões básicas relacionadas ao evento ígneo da Formação Serra Geral (Juro-Cretáceo). O segundo foi o intemperismo, responsável pela concentração de

esmectitas (Ibrahim, 2008).

As características sedimentológicas indicam a deposição, para a Formação Corumbataí, em condições litorâneas sob o domínio de correntes de maré. Intercalações de camadas com calcários biodetríticos indicam variações de suprimento terrígeno, que, quando ausente, permitiria o desenvolvimento de colônias algálicas (Gama Jr, 1979). No norte e nordeste de São Paulo e no sul do Estado de Goiás, a sedimentação se deu em planície de maré. Os rios costeiros se encarregavam de trazer os terrígenos e os fluxos de maré os distribuíam (von Straaten & Kuenen, 1968 *in* Gama Jr., 1979). De certa forma, a extensão das camadas e a aparente continuidade litológica já constituem argumentos a favor da hipótese de paleoambiente marinho (Mezzalana, 1941).

A diferença entre as fácies de lamitos cinzas e de lamitos arroxeados reside na profundidade da lâmina d'água e na origem dos sedimentos. Nas fácies de lamitos cinzas as condições são mais profundas, de infra-maré, nas proximidades de desembocaduras de rios, caracterizadas pela baixa energia. Na deposição dos lamitos arroxeados, as condições são de inter-maré, relativamente afastadas das fontes de suprimento terrígeno e caracterizadas pelo aumento da energia deposicional (Gama Jr., 1979).

Os depósitos de tempestitos anteriormente mencionados têm composição fosfática ou carbonática e constituem sistemas transgressivos sobre sedimentos siliciclásticos de plataforma. A fisiografia seria similar àquela de mares epicontinentais, mas a assemblagem fóssilífera não suportaria esta interpretação paleoambiental (Castro *et al.*, 2001).

A Formação Corumbataí diferencia-se destas duas formações pela deposição em planície de maré, ambiente mais raso e oxidante do que aquele paleoambiente inferido para as formações Serra Alta e Teresina. A sucessão de fácies indica a interrupção da regressão marinha por pequenas transgressões, que produzem a intercalação de sedimentos de águas profundas (semelhantes aos da Formação Serra Alta) e sedimentos depositados em condições mais rasas (semelhantes aos da Formação Teresina). Estas flutuações do nível relativo do mar impedem que se subdivida a Formação Corumbataí em duas unidades distintas (Mello e Souza, 1985).

O contato da Formação Corumbataí com a Formação Pirambóia é reconhecidamente erosivo, em todos os estados em que aflora. Assim, qualquer correlação de camadas baseada a partir do topo daquela unidade pode levar a falsas interpretações. O recomendável, portanto, é determinar para a região de estudo a profundidade do topo da Formação Irati,

em vários pontos, obtendo-se assim um *datum* de excelente qualidade (Perinotto & Rösler, 1985).

3.1. Conteúdo fossilífero e paleoambiente

As formações Irati e Corumbataí estão inseridas na biozona *Lueckisporites virkkae*, espécie de palinomorfo (Souza & Marques-Toigo, 2003; Souza & Marques-Toigo, 2005; Souza, 2006). Vale ressaltar que esta zona substituiu as biozonas K e L propostas por Daemon & Quadros (1970). A deposição do pacote relativo à Formação Irati estaria relacionado a evento de transgressão marinha (Beurlen, 1954; Milani *et al.*, 1994) em corpo aquoso de condições restritas, progressivamente mais salino da base para o topo (Milani *et al.*, 1994).

A Formação Irati é rica em fósseis de vegetais, vertebrados, invertebrados, palinomorfos e icnofósseis (Quadros, 2007). Em porções consideradas litorâneas, a presença de microplâncton marinho (Souza *et al.*, 1992) e acritarcas são elementos que sugerem influência marinha (Oleofsen & Araújo, 1983).

Fragmentos dispersos de peixes são bons para a indicação da energia do sistema deposicional, porém dificilmente podem solucionar, neste estágio do conhecimento, a questão da salinidade. A associação de alguns tipos de escamas de peixes inteiros exclusivamente com fósseis marinhos típicos, entretanto, sugere a natureza marinha eurihalina da ictiofauna não apenas da Formação Irati, mas de todas as unidades do Permiano da bacia do Paraná (Richter *et al.*, 1985).

Fósseis de invertebrados, como lingulídeos, braquiópodes, foraminíferos bentônicos aglutinantes (*Ammodiscus* e *Sorosphaera*) e ostracodes do gênero *Bairdia* M'Coy, 1844 ocorrem nesta formação no Estado de São Paulo. No mesmo estado, nos folhelhos basais, há o registro de *Botryococcus*, que vive tanto em águas doces como salobras. Esta assemblagem reforça a interpretação de ambiente misto para a Formação Irati (Campanha, 1983 *in* Mendes, 1984). A base da formação é caracterizada pela ausência da estrutura primária e a intensa degradação da matéria orgânica, que são indicadores de estratificação bem marcada e de concentração alta de oxigênio da coluna d'água (Araújo *et al.*, 2004).

A ocorrência dos gêneros de répteis *Mesosaurus*, *Stereosternum* e *Brazilosaurus* são contemporâneos, na Formação Irati (Oleofsen & Araújo, 1983). Utilizado em correlações com a bacia do Karoo (África do Sul), o gênero *Mesosaurus* é o macrofóssil mais comum da formação (Quadros, 2007) e a distribuição destes répteis estaria subordinada às condições

ambientais. Os gêneros *Brazilosaurus* e *Stereosternum* são encontrados em calcários formados em águas rasas (o primeiro nas regiões costeiras e o segundo em regiões afastadas da costa) e pegadas de mesossaurídeos, descritas na Formação Irati do Estado de Goiás, podem ser atribuídas a estes répteis (Sedor & Silva, 2004). As espécies do gênero *Mesosaurus* viveriam, portanto, em paleoambiente pelágico (Oelofsen & Araújo, 1983; Daemon *et al.*, 1996). No limite entre as formações Irati e Serra Alta pode existir um delgado nível bioclástico (*bone bed*), que provavelmente representa uma discordância (Rohn *et al.*, 2007).

Restos de conteúdo digestivo de *Brazilosaurus sanpauloensis* mostram predação de crustáceos e canibalismo (Raimundo-Silva *et al.*, 1997). A presença de *Stereosternum* e o crustáceo *Liocaris* nos mesmos horizontes e a ausência de fósseis de outros animais sugere que estes répteis se alimentavam dos crustáceos, ou de outros animais desprovidos de esqueletos fossilizáveis (Vieira *et al.*, 1991).

Em áreas consideradas mais afastadas da sedimentação marinha/lagunar, a assemblagem de palinórfos indica flora predominante em gimnospermas, com pouca representação de pteridófitas. Nestas áreas o conjunto fossilífero é composto por elementos estritamente continentais, e nenhuma influência marinha é observada (Dellazzana, 1976). Com relação à palinologia do Gondwana, pode-se estabelecer correlação, em nível específico, apenas com exemplares da bacia do Karoo, África do Sul (Dellazzana, 1976).

Troncos de plantas recuperados da Formação Irati indicam paleoambiente mais quente, em relação às unidades mais antigas (Mussa, 1978). A anatomia dos troncos remetem a plantas que vivem em ambientes pantanosos, em localidades que são inundadas periodicamente ou locais em que há estações chuvosas bem marcadas (Mussa, 1978; Pessôa, 1985). Com base no estudo das madeiras de gimnospermas, a estes pântanos costeiros foi atribuído clima temperado a frio (Pessôa, 1985).

A presença contínua e ampla de pólen dissacados e estriados sugerem a permanência de clima semi-árido (Oelofsen & Araújo, 1983; Dellazzana, 1976) e a preservação de grãos de pólen, caracterizada pela deposição com pouco transporte (Souza *et al.*, 1992), indica que o ambiente não era nem fortemente redutor ou oxidante (Dellazzana, 1976). Paralelamente, intervalos de folhelhos radioativos, ricos em matéria orgânica, podem indicar ambientes deposicionais anóxicos ou disaeróbicos para a Formação Irati, em algumas áreas da bacia (Rodrigues, 2007).

Em suma, a complexidade da análise paleoambiental da Formação Irati, uma unidade que se depositou ao longo de toda a bacia, se deve à enorme extensão do ambiente

deposicional, que pode transpor limites climáticos. A ocorrência de espécies de plantas diferentes na porção norte e sul da bacia sugere a presença de variações ecológicas entre estas duas partes da bacia (Guerra, 1975). Variações climáticas cíclicas também poderiam ocorrer ao longo de toda a bacia durante a deposição da Formação Irati, segundo a análise de anéis de crescimento nas madeiras fossilizadas (Guerra, 1975).

A Formação Corumbataí apresenta registro fóssilífero vasto, composto por restos vegetais e animais. Há o registro de várias ocorrências de vegetais fósseis (*Woodworthia* spp., *Marchantites* sp., *Stigmaria* sp., *Dadoxylon nummularium*, *Dadoxylon roxoi*, *Dadoxylon* sp., *Lycopodiopsis derbyi*, *Tietea singularis*, *Sigillaria brardii* var. *menardi*, *Glossopteris taeniopteroides*, *Pecopteris boanovae*) hastes de folhas de *Lepidodendron* spp. e palinomorfos (Schneider *et al.*, 1974, Simões & Torello, 2003), compostos por esporos e folíolos de felicíneas (Mezzalira, 1941).

A fauna de invertebrados é composta por ostracodes (Schneider *et al.*, 1974, Sohn & Rocha-Campos, 1990; Simões & Torello, 2003; Almeida, 2005; Almeida & Do Carmo, em preparação), que ocorrem esporadicamente na porção mediana da formação (Maranhão & Petri, 1996), e moluscos bivalves (Schneider *et al.*, 1974, Simões & Torello, 2003).

As associações de moluscos bivalves mostram um grande número de espécies, são elas: *Anbembia froesi*, *Anbembia gigantea*, *Jacquesia* spp, *Pinzonellopsis*, spp. *Plesiocyprinella carinata*, *Pachycardia neotropica*, *Pachycardia rugosa* var. *occidentalis*, *Anodontophora* sp., *Ferrazia cardinalis*, *Pinzonella illusa*, *Pinzonella similis*, *Myophoriopsis brasiliensis*, *Myophoriopsis* cf. *M. carinata*, *Plesiocyprinella carinata*, *Angatubia comperesioides*, *Casterella gratiosa*, *Favalia arcuata*, *Holdhausiella elongata* e *Terraia aequilateralis* (Mezzalira, 1941). É importante salientar que as espécies de moluscos originalmente propostas como *Leinzia froesi* e *Leinzia gigantea* foram transferidas para o gênero *Anbembia*, segundo recomendação de Mezzalira *et al.* (1990). A assemblagem de moluscos bivalves da Formação Corumbataí, que inclui indivíduos jovens e adultos, parece indicar mortalidade em massa (Fulvaro, 1964).

A fauna de vertebrados mostra registro abundante de restos de peixes, (Schneider *et al.*, 1974, Maranhão & Petri, 1996; Simões & Torello, 2003; Toledo & Bertini, 2005). Na Formação Corumbataí ocorrem dentes e escamas de peixes palaeonisciformes (*Tholonotus brasiliensis*) (Mezzalira, 1941), dipnoiformes, petalodontiformes, xenacanthiformes, elasmobranchiformes e hybodontiformes (Toledo & Bertini, 2005). As ocorrências mais importantes de dipnoiformes no Brasil pertencem à Formação Corumbataí do Estado de São Paulo (Toledo & Bertini, 2005).

A ocorrência de fósseis de peixes é importante porque, além de abundante, surge como evidência que nem toda a fauna da Formação Corumbataí foi endêmica. O ictiofóssil *Xenacanthus moorei*, anteriormente apenas reconhecido no Hemisfério Norte, ocorre na formação (Ragonha, 1984). Além dos restos de vertebrados, a Formação Corumbataí pode conter, raramente, coprólitos espiralados (Ragonha, 1987 *in* Petri, 2001). A formação também compartilha a fauna de moluscos bivalves com o Grupo Ecça, da África do Sul, e este fato é forte evidência que a laguna permiana se estenderia até a África (Cooper & Kinsley, 1984 *in* Petri, 2001).

Restos de mesossaurídeos foram reportados para uma localidade da Formação Corumbataí (Suguió & Melo e Souza, 1985). A fácies carbonática rosada, presente na porção superior da Formação Irati, seria uma fração oxidada da formação, fácil de ser confundida com rochas da Formação Corumbataí (Dos Anjos, 2008). Desse modo, a ocorrência referida por Suguió & Melo e Souza (1985) poderia se tratar de uma porção oxidada do topo da Formação Irati, possibilidade a ser avaliada em trabalhos futuros.

Existem evidências de que os ambientes de sedimentação posteriores à Formação Serra Alta mantiveram conexão com o mar, e a maior parte é de caráter paleontológico (Mendes, 1984). A assemblagem fossilífera de todos os grupos fósseis indica a coexistência de ambiente marinho, lacustre e continental, mas atestam o recuo do nível do mar, submetendo o ambiente a maior restrição e aumento da salinidade (Daemon *et al.*, 1996). Os teores altos de C¹³ e O¹⁸ observados em calcário oolítico corroboram o modelo de ambiente marinho ou lacustre de água salgada, submetido a evaporação intensa (Suguió *et al.*, 1974 *in* Mendes, 1984).

A presença de braquiópodes (Mendes, 1984) e foraminíferos aglutinantes (Fúlvaro *et al.*, 1978 *in* Mendes, 1984) representam argumento forte para a atribuição da ligação do sistema deposicional com o ambiente marinho. A presença de acritarcas também é um elemento importante que indicar influência marinha (Daemon *et al.*, 1996). Espículas de esponjas são abundantes (Maranhão & Petri, 1996), mas seu paleoambiente de vida permanece indefinido. A ocorrência de estromatólitos em abundância, aliada à presença de laminação *flaser*, oolitos, fragmentos de moluscos bivalves indicam ambiente deposicional com dominância de energia de maré, marcada pelo avanço prográdacional de fácies litorâneas, em águas com tapetes extensos de algas (Schneider *et al.*, 1974). Ostracodes marinhos foram identificados na porção basal da formação, próximo ao contato com a Formação Irati, mas este trabalho ainda se encontra em desenvolvimento (Almeida & Do

Carmo, em preparação).

A influência de ambientes limnéticos na deposição da Formação Corumbataí é constatada pela ocorrência de restos de licófitas, no Estado de São Paulo (ver Faria *et al.*, 2007). Gimnospermas produtoras de pólen estriados a teniados viviam em ambiente seco e as licopodiales, por sua vez, têm ocorrência próxima a regiões limnéticas ou ribeirinhas (Daemon *et al.*, 1996). Não há espécies dulciaquícolas de moluscos bivalves, que estavam expostos a estresse ambiental causado por variações de salinidade (Ghilardi, 1999 *in* Petri, 2001), em corpo de águas rasas com ações freqüentes de tempestades (Klein & Simões, 1998; Ghilardi, 1999 *in* Petri, 2001; Simões & Torello, 2003). Com base em restos de peixes, o paleoambiente da Formação Corumbataí pode ser interpretado como o domínio de um sistema lacustre em planície de inundação sobre outros sistemas deposicionais eventualmente atuantes (Ragonha, 1984; Andreis & Carvalho, 2001).

Nesta formação pode-se observar a mudança brusca de uma fauna “arcaica” de moluscos bivalves para uma fauna “moderna”, caracterizada pelo aumento da espessura e da complexidade das conchas. Este contraste constitui um bom marcador bioestratigráfico para a formação (Simões *et al.*, 2000). Com base em registros de ostracodes, a partir de quatro afloramentos na pedreira Sugal, Estado de Goiás, foi proposto que a deposição da base da Formação Corumbataí seja coeva à deposição do topo da Formação Irati (Almeida, 2005).

As formações superiores do Grupo Passa Dois contém fósseis de peixes que há muito estavam extintos em outras partes do globo (Richter, 2007). Por outro lado, espécimes de peixes das famílias Ceratodontidae e Gnarthorizidae são semelhantes a formas mesozóicas da América do Norte, África e Austrália. Embora com suspeitas, a sua presença na Formação Corumbataí deve ser considerada como pertencente ao neopermiano (Toledo & Bertini, 2005). A abundância de dentes de tubarões xenacantídeos e actinopterígios é comum nas proximidades do limite Permiano-Triássico, e estes fósseis são comuns em níveis bioclásticos da Formação Corumbataí (Mutter *et al.*, 2007; Mutter *et al.*, 2008).

A sugestão de que a deposição da Formação Corumbataí teria se estendido até o Triássico é evidenciada pela presença de pegadas de répteis tridáctilos. Estes icnofósseis somente ocorrem, na África do Sul, em rochas deste período e os gêneros de mesossaurídeos do Permiano da bacia do Paraná não poderiam ter produzido tais pegadas (Andreis & Carvalho, 2001). Além dos icnofósseis, restos do peixe *Xenacanthus moorei*, permitiria a atribuição de Triássico, possivelmente Carniano, para o topo da Formação Corumbataí (Ragonha, 1984).

Inferências paleoclimáticas podem ser elaboradas a partir do estudo da paleoflora. A macroflora foi caracterizada por alta diversidade, característica de clima semi-árido quente e desértico (Goldberg, 2004). Restos de plantas pecopterídeas com feições tridimensionais se preservaram por incrustações de sílica e a conservação de estruturas celulares sugere adaptações anatômicas a fim de evitar perda de água em ambientes secos e condições de exposição direta das folhas ao sol (Tavares & Rohn, no prelo). Dentre os palinomorfos, predominam formas de pólen estriados a teniados, indicadores de paleoambiente quente e semi-árido (Daemon *et al.*, 1996).

4. GEOLOGIA DA ÁREA DE ESTUDO

O material de estudo é proveniente do sudoeste do Estado de Goiás, próximo à divisa com o Estado do Mato Grosso. Os afloramentos estudados situam-se a nordeste do Município de Santa Rita do Araguaia (Fig. 6; Tab. I). Nesta região afloram faixas extensas de rochas da Formação Corumbataí. Localmente podem ser encontrados afloramentos de outras formações da bacia do Paraná, como as formações Irati, Pirambóia e Botucatu.

Esta região se encontra próxima à cratera de impacto denominada de domo de Araguainha, localizada no Estado do Mato Grosso. As amostras estudadas neste trabalho afloram há cerca de vinte quilômetros da borda da cratera e não parecem afetadas pelo impacto do meteorito. A queda do corpo foi datada como Eotriássico, próxima ao limite Permiano-Triássico, mas a possibilidade da queda do meteorito ter ocorrido durante a deposição do Grupo Passa Dois ainda não foi descartada (Mutter *et al.*, 2008).

As rochas das seqüências Paraná e Gondwana I passaram pelo processo de metamorfismo de impacto, deformadas pela queda do corpo (Theilen-Willige, 1981; Lana *et al.*, 2006). A unidade mais jovem afetada pelo impacto em Araguainha foi a Formação Irati (Mutter *et al.*, 2008), e, portanto, o impacto deve ser mais recente que Eopermiano. A determinação com base em estratigrafia não se mostra precisa. Theilen-Willige (1981) inicialmente sugeriu que a queda do meteorito teria ocorrido no Cretáceo. Estudos posteriores de geocronologia posicionam o evento de impacto nas proximidades do limite Permiano-Triássico, com idades que variam entre 249 ± 15 Ma (Moon *et al.*, 2001; Koeberl, 2007), $247 \pm 5,5$ Ma, (Engelhardt *et al.*, 1992), $245,5 \pm 3,5$ Ma e $243,3 \pm 3,0$ Ma (Hammerschmidt & Engelhardt, 1995).

O impacto certamente afetou drasticamente o ecossistema na bacia do Paraná, provocando uma extinção em massa local, porém este tema ainda carece de estudos aprofundados. Sua contribuição para a extinção em massa no limite Permiano-Triássico é igualmente desconhecida (Mutter *et al.*, 2008), apesar de serem identificados isótopos de hélio e argônio que sugerem a ocorrência de evento de impacto neste limite, no Japão, China e Hungria (ver Becker *et al.*, 2001). A presença dos corpos aquosos existentes na ocasião da queda do meteorito, em Araguainha, não teve relevância na formação da cratera de impacto, provavelmente por serem muito rasos (Lana *et al.*, 2007).

Tabela I. Coordenadas UTM do afloramento na margem direita do córrego do Jacaré e dos pontos que compõem os perfis de caminhamento realizados na drenagem intermitente (fazenda Vale do Araguaia) e no córrego Cuiabano, com as respectivas amostras coletadas.

Coluna	Ponto	Coordenadas UTM (Zona 22K, <i>South American Datum 1969</i>)			Amostras coletadas
		Coord. leste	Coord. norte	Altitude	
Córrego do Jacaré	Único	271568 m	8092934 m	608 m	MP-979 a MP-987
Drenagem intermitente na fazenda Vale do Araguaia	1	270992 m	8095185 m	645 m	-
	2	271016 m	8095192 m	651 m	-
	3	271081 m	8095172 m	644 m	-
	4	271130 m	8095175 m	665 m	-
	5	271162 m	8095196 m	659 m	-
	6	271202 m	8095199 m	671 m	-
	7	271272 m	8095189 m	658 m	MP-968 e MP-969
	8	271408 m	8095115 m	693 m	MP-970
	9	271467 m	8095127 m	697 m	MP-971 a MP-978
Córrego Cuiabano	1	280136 m	8095852 m	749 m	MP-959 a MP-961
	2	280185 m	8095848 m	755 m	MP-962
	3	280286 m	8095851 m	755 m	MP-963
	4	280330 m	8095804 m	755 m	MP-964
	5	280412 m	8095816 m	768 m	MP-965
	6	280493 m	8095822 m	774 m	MP-966 e MP-967
	7	280713 m	8096171 m	782 m	-
	8	280925 m	8096384 m	800 m	-

Os afloramentos descritos estão localizados em três áreas distintas, na margem direita do córrego do Jacaré, em drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano (Fig. 6). As duas primeiras áreas formam uma coluna composta, onde o afloramento no córrego do Jacaré compõe a base da coluna e o perfil realizado na fazenda Vale do Araguaia compõe o topo da mesma.

O primeiro afloramento descrito se localiza na margem direita do córrego do Jacaré, próximo ao rio Babilônia (Figs 6.A, 7 e 8; Tab. I). Nesta localidade aflora, na base, uma camada de calcário da Formação Irati (níveis entre 0-30 cm). Esta camada se mantém abaixo do nível d'água do córrego durante a estação chuvosa (outubro-março), e contém restos de peixes, ostracodes e, no topo, cavidades diagenéticas que se assemelham a corais. Estas cavidades foram denominadas, neste trabalho, por “pseudocorais”. Acima do calcário, a Formação Corumbataí assenta-se em contato concordante, caracterizada por intercalações decimétricas de siltitos e arenitos de várias cores (cinza claro e escuro, verde acinzentado, roxo e lilás). Os arenitos encontram-se silicificados (níveis entre 30-410 cm).

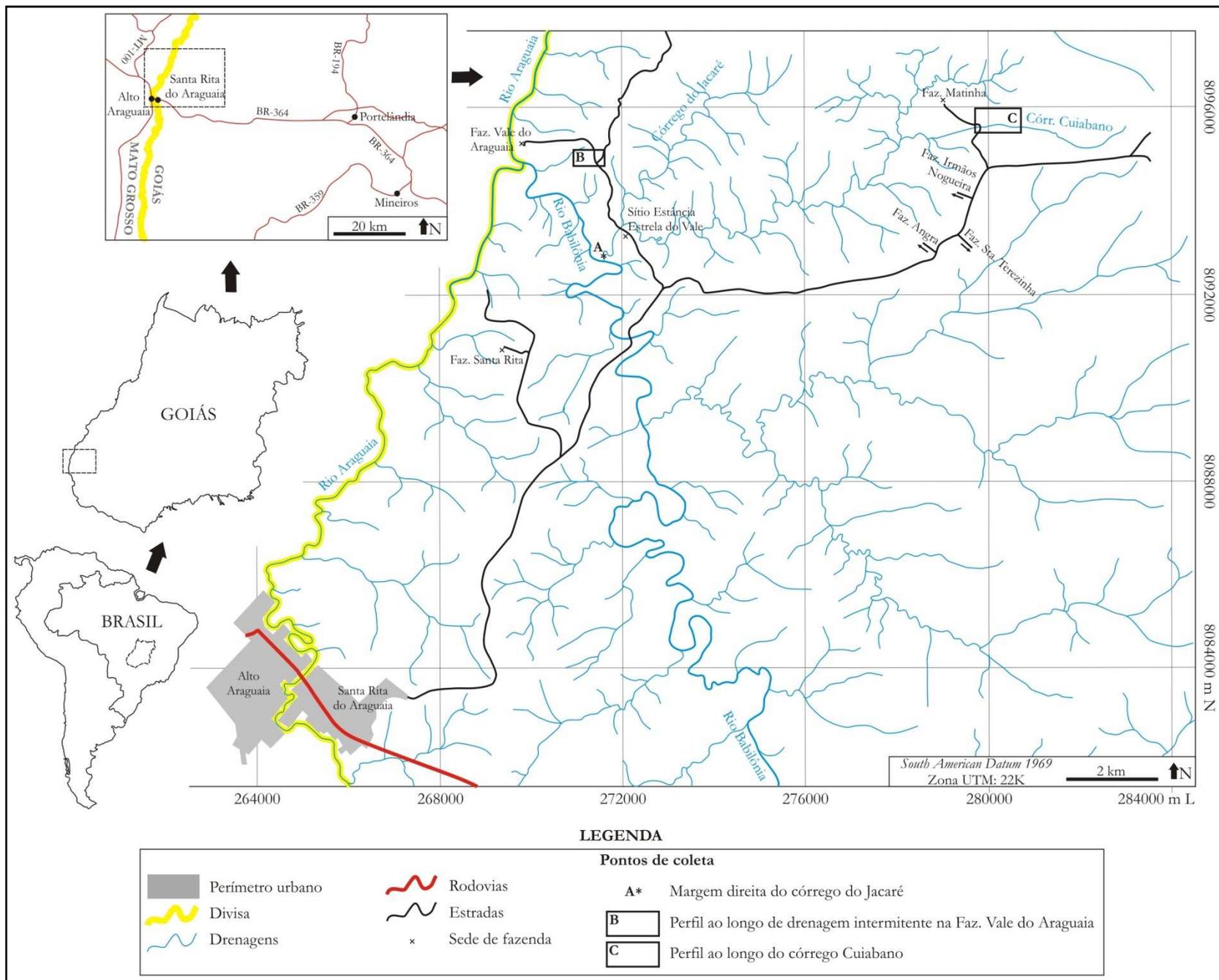


Figura 6. Área de estudo da Formação Corumbataí, a nordeste da cidade de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Na porção basal ocorrem, além de um nível de evaporito com estruturas “rosa-do-deserto”, três níveis de folhelhos (cinza escuro, verde e creme, respectivamente) (níveis entre 30-205 cm). A última camada da coluna é um ritmito argilo-arenoso, e as espessuras dos níveis arenosos aumentam gradativamente no sentido do topo (níveis entre 410-475 cm).

Microfósseis e bioturbação ocorrem ao longo de toda a coluna, que incluem ostracodes, restos de peixes (dentes, escamas e ossos). Uma amostra foi coletada na Formação Irati e nove na Formação Corumbataí (Fig. 8).

A segunda coluna foi elaborada em perfil descrito ao longo de drenagem intermitente, afluente do rio Babilônia, na Fazenda Vale do Araguaia (Figs. 6.B, 9 e 10; Tab. I). Nesta localidade todas as rochas aflorantes pertencem à Formação Corumbataí. O pacote é composto, em sua base, pela intercalação de siltitos lilases com argilitos roxos (níveis entre 0-520 cm). Imediatamente acima as camadas argilosas aumentam em espessura e adquirem coloração cinza esverdeada (níveis entre 520-1160 cm). Acima, as camadas siltosas mostram espessuras maiores e intercalam-se com argilitos roxos e arenitos de cores claras (branco e creme) (níveis entre 1160-1600 cm). Grandes bancos de arenitos brancos laminados estão depositados na seqüência, sempre precedendo níveis coquinóides (níveis entre 1600-3190 cm). Camadas espessas de ritmitos recobrem as anteriores, por vezes contendo lentes arenosas com valvas de moluscos bivalves (níveis entre 3190-4030 cm). No topo da coluna, aparecem camadas de arenitos amarelados que incluem lâminas de siltito verde, intercaladas com argilitos roxos (níveis entre 4030-4399 cm). Ao longo da coluna ocorrem pseudocorais e raros níveis arenosos silicificados.

Fósseis ocorrem ao longo de toda a coluna, a assemblagem é composta de restos de peixes (escamas, dentes e ossos), ostracodes, moluscos bivalves (muitas vezes concentrados em níveis coquinóides), espículas e megásporos com marca trilete (especificamente no nível 1300 cm). Onze amostras foram coletadas neste perfil, dando-se preferência aos níveis estratigráficos superiores (Fig. 11).

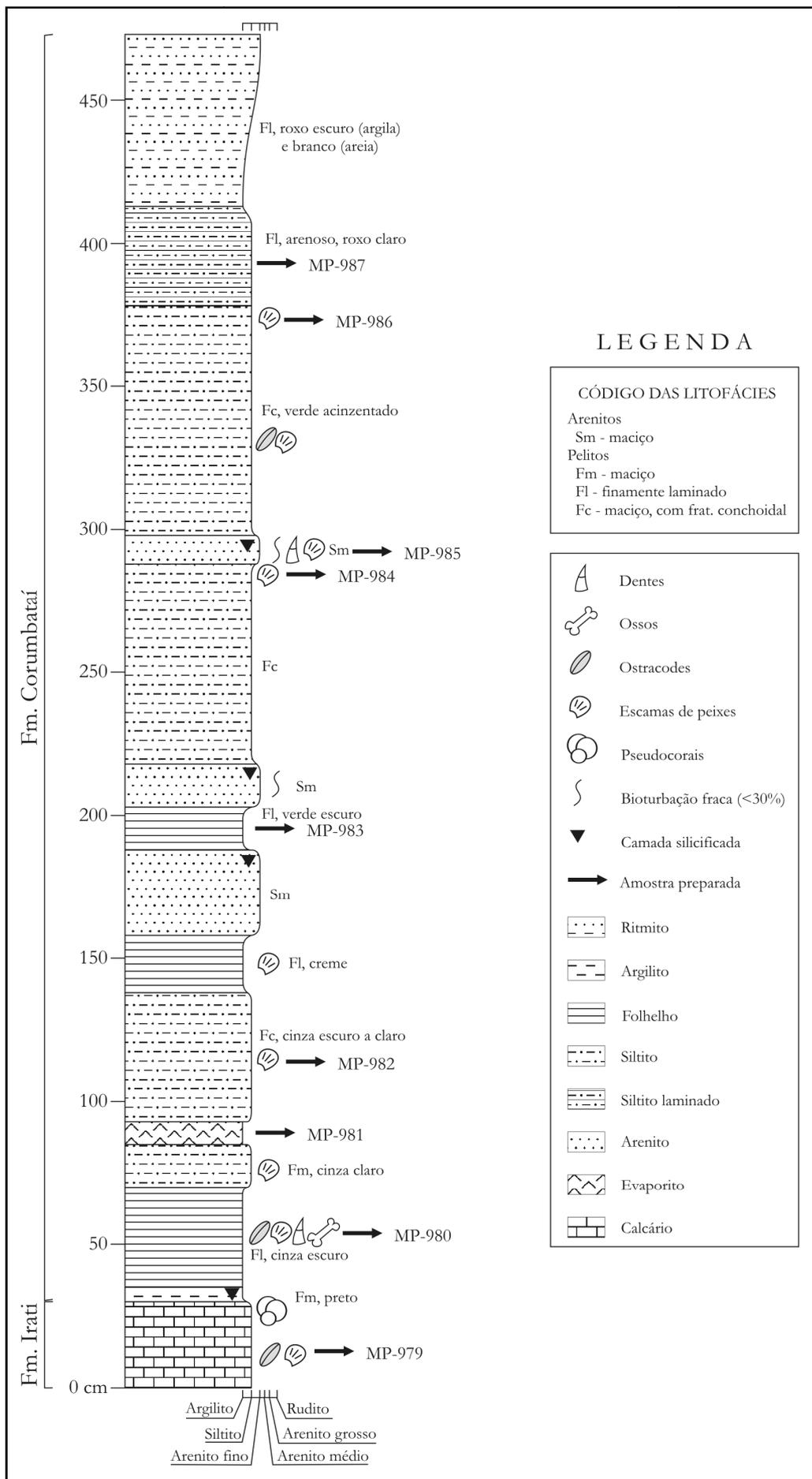


Figura 7. Coluna estratigráfica das formações Irati e Corumbataí elaborada na margem direita do córrego do Jacaré, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil. Coordenadas UTM: 22 K 271568 m E 8092934 m N 608 m de altitude *South American Datum 1969*.

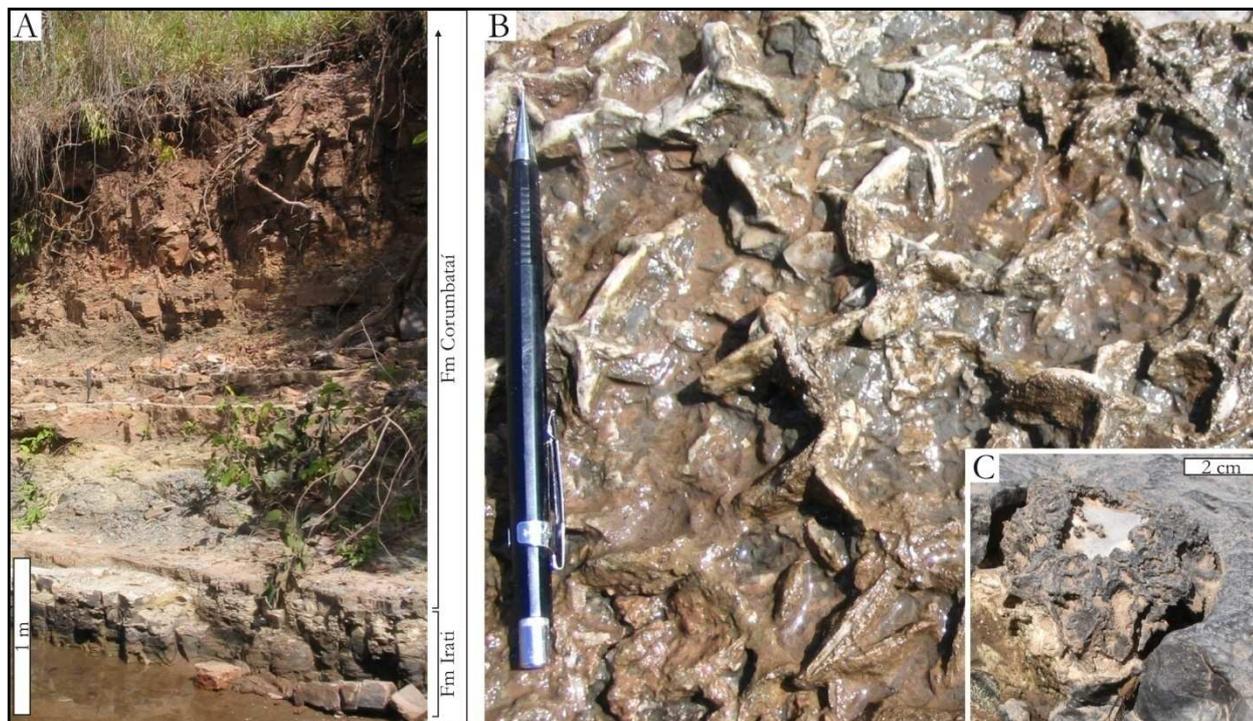


Figura 8. Rochas das formações Irati e Corumbataí na margem direita do córrego do Jacaré, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil. **A:** afloramento descrito na margem do córrego. **B:** estruturas “rosa-do-deserto” em evaporito (nível 80 cm). **C:** Detalhe da estrutura aqui denominada como “pseudocoral” (nível 30 cm).

A terceira coluna foi descrita em perfil ao longo do córrego Cuiabano, Fazenda Matinha (Fig. 6.C, 11 e 12; Tab. I). A descrição da coluna iniciou-se numa cachoeira, a partir de um nível bioclástico localizado na porção mediana do paredão da cachoeira (nível 0 cm). O topo da cachoeira é sustentado por um nível coquinóide, composto por valvas de moluscos bivalves, restos de peixes e ostracodes (nível 150 cm). Posteriormente se sucedem camadas de arenitos, siltitos, argilitos e ritmitos, predominantemente verdes (níveis entre 150-680 cm). Em seguida há uma camada fina de calcário silicificado, com gretas de contração no topo (nível 690 cm). A porção superior local da Formação Corumbataí, no córrego Cuiabano, é composta, da base para o topo, por uma camada de brechas formadas por clastos angulosos, silicificados, em matriz argilosa verde (níveis entre 750-850 cm), sobreposta por camadas decimétricas de argilitos intercalados com arenitos silicificados (níveis entre 850-950 cm). A última camada desta formação foi examinada em trincheira, e se trata de siltito laminado, branco, com fósseis no topo (níveis entre 950-1050). A Formação Pirambóia aflora no topo do morro, caracterizada por arenito maciço, creme a branco, friável e argiloso, de espessura desconhecida (a partir do nível 1050 cm), com possíveis fragmentos de ossos. Apesar de não ter sido observado em campo, o contato entre as

formações Corumbataí e Pirambóia foi inferido como discordante erosivo pois assim é reconhecido em toda a porção setentrional da bacia.

Fósseis ocorrem ao longo de toda a coluna do córrego Cuiabano, a assemblagem é composta de restos de peixes (escamas, dentes e ossos), ostracodes, moluscos bivalves (em nível coquinóide, 150 cm) e espículas. Nove amostras foram coletadas neste perfil, todas pertencentes à Formação Corumbataí (Fig. 11).

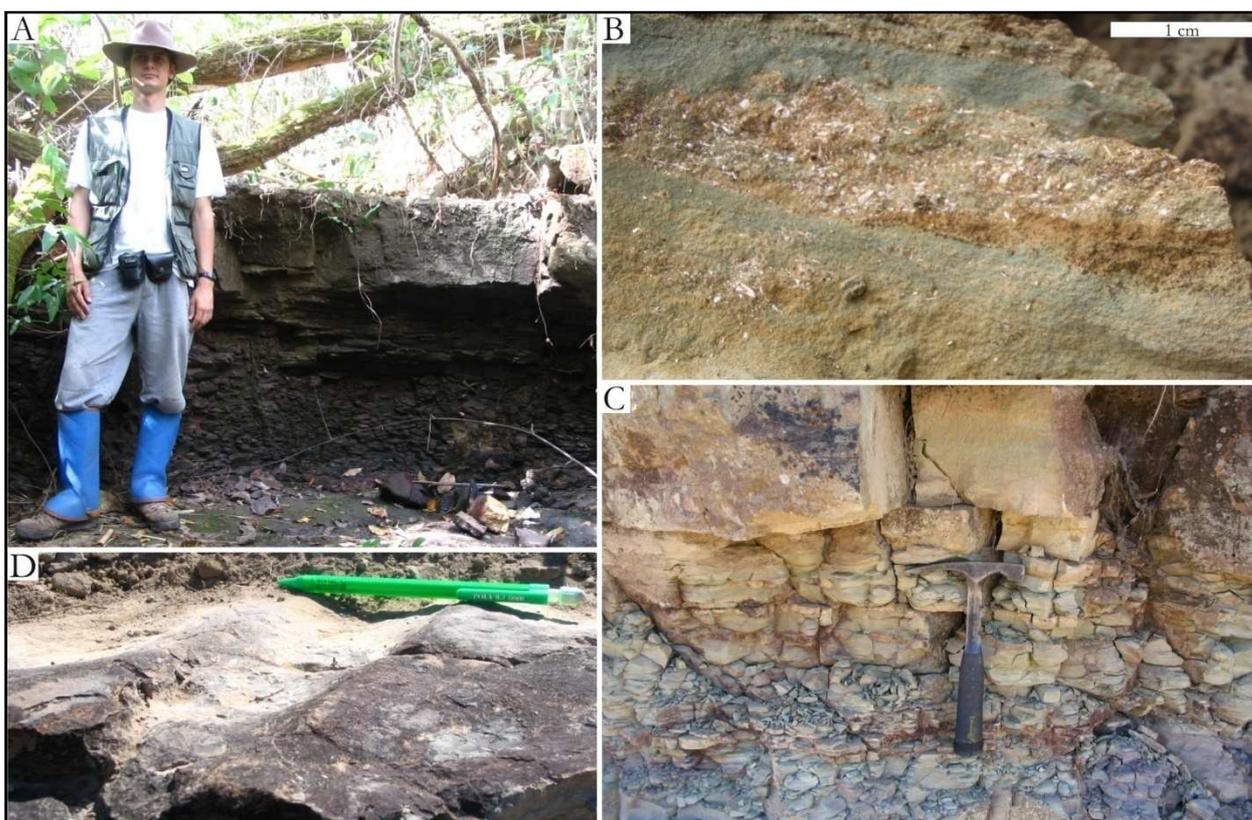


Figura 9. Formação Corumbataí em drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil. **A:** Camadas de argilito maciço verde sobreposta por arenito fino maciço creme, expostas no leito seco da drenagem intermitente (níveis entre 525-600 cm). **B:** Aspecto lenticular de níveis bioclásticos na Formação Corumbataí, compostos predominantemente por restos de peixes (nível 2880 cm, amostra MP-968). **C:** Aspecto das camadas esverdeadas do topo da coluna. Siltito laminado esverdeado, com fraturamento conchoidal sobreposto por arenito fino maciço amarelado (níveis 4200-4250 cm). **D:** Marcas onduladas simétricas na base de arenito fino maciço amarelado, a paleocorrente inferida possuía direção N60-70W, mas com sentido indeterminado (nível 4250 cm).

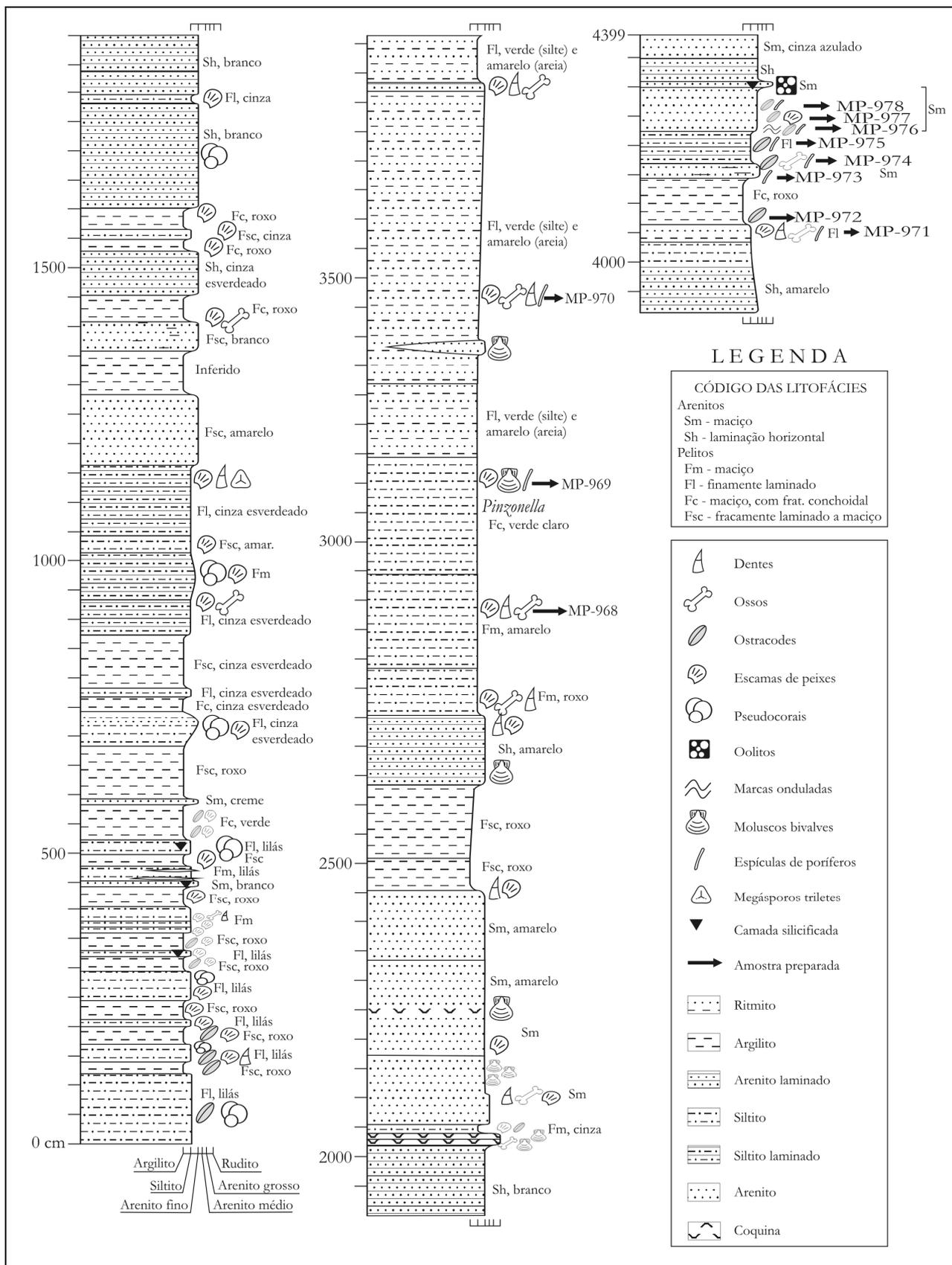


Figura 10. Coluna estratigráfica da Formação Corumbataí elaborada em drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

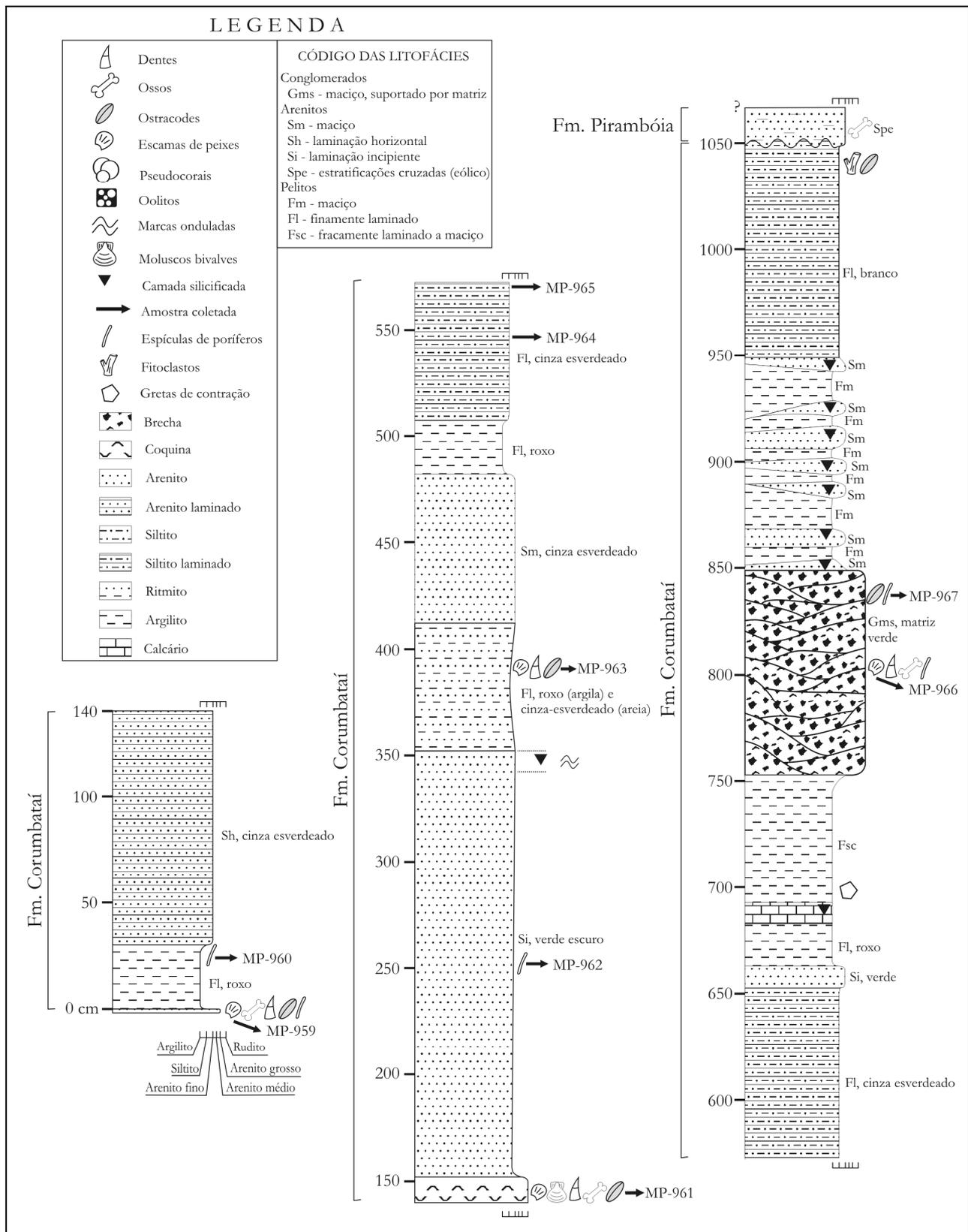


Figura 11. Coluna estratigráfica das formações Corumbataí e Pirambóia elaborada ao longo do córrego Cuiabano, próximo à Fazenda Matinha, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.



Figura 12. Rochas descritas ao longo do córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil. **A e B:** detalhe de nível coquinóide da Formação Corumbataí composto, predominantemente, por conchas de moluscos (nível 145 cm). **C:** brecha caracterizada por clastos mal selecionados suportados por matriz argilosa verde, da Formação Corumbataí (nível 800 cm). **D:** arenito fino argiloso, eólico, da Formação Pirambóia (nível 1060 cm). O detalhe mostra possíveis fragmentos de ossos provenientes desta formação.

5. MÉTODO

Os afloramentos estudados foram descritos com uso de lupa de mão, peróxido de hidrogênio (H₂O₂, a 35%) e ácido clorídrico (HCl, a 10%). Durante a elaboração das colunas estratigráficas, a classificação das litofácies foi feita com base no código de Miall (1978 *in* Miall, 1990). As amostras foram coletadas priorizando o topo da Formação Corumbataí, a fim de verificar se a idade de deposição da formação ultrapassa o limite Permiano-Triássico. Cada amostra foi embalada em sacos plásticos individuais e etiquetada de acordo com número provisório de campo.

Na etapa de laboratório as amostras foram tombadas na coleção do Laboratório de Micropaleontologia segundo o prefixo “MP”. Foram, então, submetidas à preparação padrão para recuperação de ostracodes paleozóicos, ou seja, desfragmentação mecânica de 100 g de amostra seguida de desagregação química pelo ataque com peróxido de hidrogênio (35%) . A rocha desagregada passa então por processo de peneiramento nas frações 630, 250, 120 e 80 µm e posterior secagem em estufa há 80°C. O material seco é então armazenado em potes plásticos devidamente etiquetados e, posteriormente, os microfósseis são triados em microscópio estereoscópico, em bandeijas de triagem. As amostras residuais permanecem abrigadas no Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília. A taxonomia é realizada com base em descrições em microscópio estereoscópico e em imagens de microscópio eletrônico de varredura. O tamanho dos ostracodes foi medido com o uso de ocular de medição.

6. TAXONOMIA

Onze espécies de ostracodes marinhos foram descritas a partir das seções estudadas. São elas: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1 *Basslerella* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 2 e Gen. 3 sp. 3. A sistemática supragenérica segue Liebau (2005). Para a descrição dos ostracodes foi utilizada nomenclatura proposta por Kesling (1951), que divide a superfície externa da valva em treze regiões. Para se referir à frequência das espécies, adota-se os seguintes parâmetros: rara, uma a quatro carapaças; comum, cinco a dez carapaças; abundante, número superior a dez carapaças. Os espécimes ilustrados foram depositados na Coleção de Pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília, sob o prefixo “CP”, onde permanecem abrigados.

Subclasse OSTRACODA Latreille, 1802

Superordem PODOCOPOMORPHA Kozur, 1972

Ordem PODOCOPIDA Sars, 1866

Subordem SIGILLIOCOPINA Cohen *et al.*, 1998

Superfamília BAIRDIOCYPRIDOIDEA Shaver, 1961

Família BAIRDIOCYPRIDIDAE Shaver, 1961

Gênero *Silenites* Coryell & Booth, 1933

Espécie-tipo: *Silenites silenus* Coryell & Booth, 1933.

Diagnose: “Carapaça pequena, pouco comprida (altura maior que a metade do comprimento); margem dorsal arqueada, alta, com as porções anterior e posterior caindo em arco amplo no sentido das extremidades; na região dorsal, o contato entre as valvas é arqueado ou retilíneo na porção central, com as extremidades côncavas, retilíneas ou convexas; a margem ventral é retilínea ou côncava; superfície das valvas lisa, sem ornamentações visíveis” (Coryell & Booth, 1933).

Discussão: Os gêneros *Bairdiocypris* Kegel, 1932, e *Bythocypris* Brady, 1880 são semelhantes a *Silenites*. O contorno, o recobrimento e as impressões musculares grandes e redondas são caracteres comuns a *Bairdiocypris* e *Silenites*, mas a ausência do sulco postero-ventral, em *Silenites*, distingue este dois gêneros (Kellet, 1935). *Silenites* assemelha-se a *Bythocypris* pela maior altura e comprimento da valva esquerda e pelo recobrimento em todas as margens, mas *Bythocypris* apresenta formato reniforme ou subreniforme em vista lateral. A espécie *Bythocypris?* *texana* Harlton, 1927 foi atribuída como sinônima de *Silenites texanus* por Sohn

(1960), devido ao contorno semelhante a *Silenites*, interpretação confirmada por Shi & Chen (1987) e pelas análises do presente trabalho. A diagnose do gênero não determina qual a posição da maior altura e, portanto, estas duas espécies podem ser incluídas neste gênero. Todas as espécies propostas para *Silenites*, incluindo a espécie-tipo, possuem maior altura antero-mediana. Talvez seja necessária a proposição de novo gênero para incluir estas espécies caracterizadas pela maior altura postero-mediana e a publicação de uma emenda à diagnose de *Silenites*, pois a indistinção da posição da maior altura deixa a diagnose do gênero por demais abrangente. Da mesma forma, talvez seja necessária a proposição de outro novo gênero para a espécie *Silenites symmetricus* Kummerow, 1953, pois este, além de apresentar a maior altura mediana, não possui o recobrimento espesso característico de *Silenites*. Há a tentativa de atribuir o gênero *Silenites* à Família Cytherellidae devido às características do recobrimento, da charneira e do padrão de impressões musculares (Kellett, 1935). Neste trabalho posicionou-se o gênero na Família Bairdiocyprididae, devido à semelhança de contorno, recobrimento e impressões musculares semelhantes à *Bairdiocypris*, posição também adotada por Crasquin (1985a).

Distribuição estratigráfica: O gênero *Silenites* tem ocorrência registrada no Devoniano da Alemanha, Polônia e Rússia Ocidental (Kummerow, 1953); no Mississipiano do Canadá (Crasquin, 1985a), Estados Unidos da América (Morey, 1936; Sohn, 1940; Echols & Creath, 1959; Sohn 1979) e Escócia (Williams *et al.*, 2006); no Pennsylvaniano dos Estados Unidos da América (Coryell & Booth, 1933; Cooper, 1946; Echols & Creath, 1959) e no Permiano dos Estados Unidos da América (Kellet, 1935; Kellet, 1943), Tibete (Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a), China (Guan, 1978), Bolívia (Sohn & Rocha-Campos, 1990) e Brasil (neste trabalho).

Paleoambiente: As espécies do gênero *Silenites* são eurihalinas e ocorrem em ambiente marinho (Crasquin, 1984), tanto em regiões proximais quanto distais, sendo abundantes em ambiente lagunar (Melnik & Maddocks, 1988a).

***Silenites* sp. 1**

Estampa 1, Fig. 1

Espécime ilustrado: Carapaça adulta, CP-366, amostra MP-977, 926 μm de comprimento, 561 μm de altura e 540 μm de largura. Depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 13).

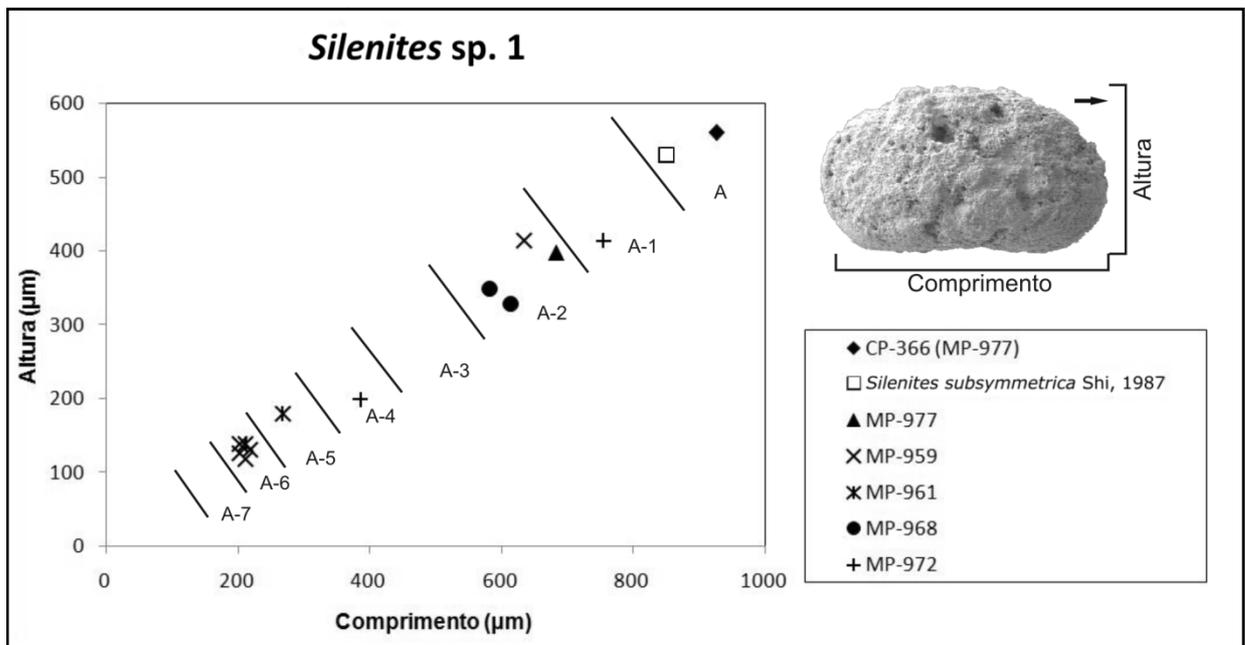


Figura 13. Estágios ontogenéticos de *Silenites* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça reniforme em vista lateral esquerda, maior altura mediana. Extremidades anterior e posterior arredondadas, simétricas. Margem dorsal convexa, com caimento discreto e simétrico para as extremidades anterior e posterior. Margem ventral côncava a subretilínea. Recobrimento visível na região antero-ventral e dorsal, incompleta pela má preservação. Carapaça lisa, sem ornamentações. O exemplar juvenil é caracterizado pela margem ventral retilínea e a leve assimetria da margem dorsal, com a maior altura levemente deslocada para a extremidade posterior. Em vista dorsal, carapaça biconvexa, simétrica e ovalada, com maior largura mediana. Charneira retilínea. Extremidades anterior e posterior pouco afiladas, simétricas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: *Silenites* sp. 1 assemelha-se a *Silenites subsymmetrica* Shi & Chen, 1987 pelo aspecto reniforme em vista lateral, pela leve assimetria entre as extremidades anterior, posterior e pelo aumento da assimetria entre as extremidades nos espécimes juvenis, mas distinguem-se pelo contorno ovóide em vista dorsal e pela dificuldade, em *Silenites* sp. 1, de se observar o recobrimento da valva esquerda sobre a direita. A preservação precária impossibilita a comparação de feições delicadas da carapaça.

Localidades: Drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou comum nos níveis estudados (Tab. II).

Tabela II. Ocorrências de *Silenites* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-959		Comum	Ruim
	MP-961		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-968		Rara	Ruim
	MP-972		Rara	Ruim
	MP-977	CP-366	Rara	Moderada

Preservação: Qualidade de preservação moderada a ruim, em carapaças de composição carbonática original, geralmente com marcas de dissolução.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Silenites? sp. 2

Estampa 1, Fig. 2

Espécime ilustrado: Contramolde de instar A-2, CP-367, amostra MP-980, 605 μm de comprimento e 504 μm de altura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 14).

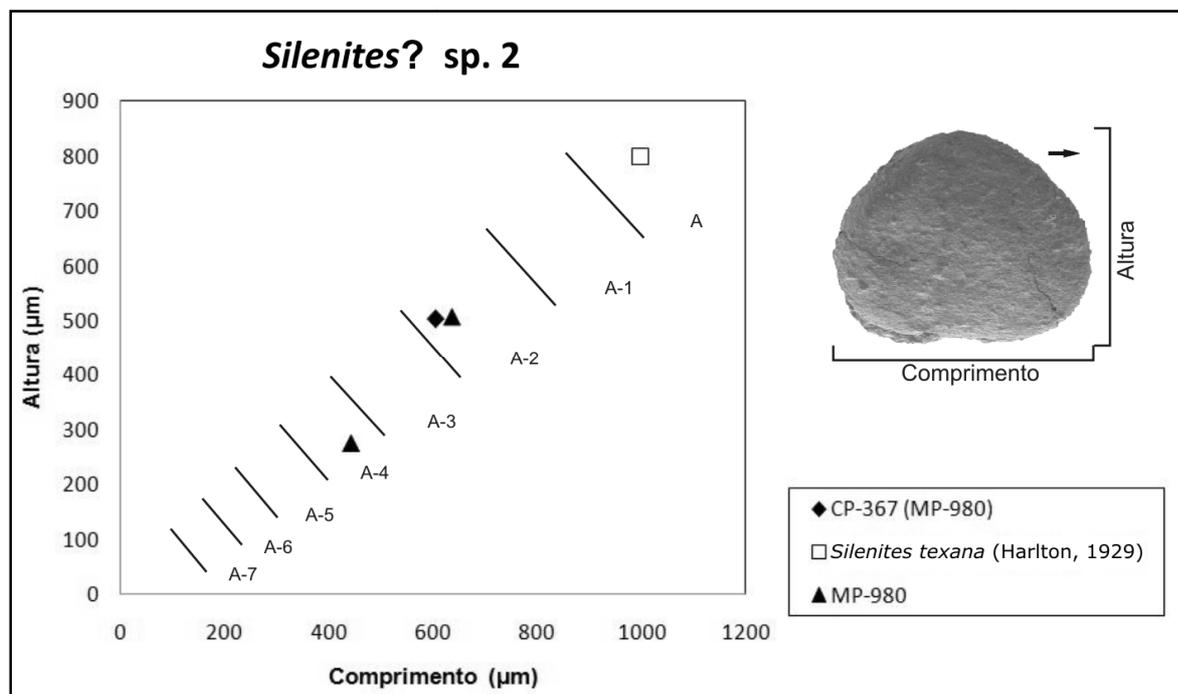


Figura 14. Estágios ontogenéticos de *Silenites?* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça com formato subtriangular, em vista lateral, e maior altura mediana. Extremidades anterior e posterior arredondadas, baixas e simétricas. Margem dorsal convexa na região mediana e sub-retilínea nas regiões antero-dorsal e postero-dorsal, com caimento simétrico para ambas as extremidades. Margem ventral retilínea a levemente côncava. Carapaça lisa, sem ornamentações. Não é possível observar a superfície interna da valva devido à presença de sedimentos. A fragilidade do contramolde da valva impede que este material seja removido.

Discussão: *Silenites?* sp. 2 assemelha-se a *Silenites? texanus* ilustrado por Shi & Chen (1987) pelo contorno subtriangular, posição da maior altura e relação comprimento/altura em torno de 1,5. A má qualidade de preservação precária de um contramolde e dois moldes externos desta espécie não permite análises taxonômicas mais detalhadas, razão que justifica a classificação incerta de gênero.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro nos níveis estudados (Tab. III).

Tabela III. Ocorrências de *Silenites?* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego do Jacaré	MP-980	CP-367	Rara	Ruim

Preservação: Mal preservado, em contramolde e moldes externos.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Suborder CYTHEROCOPINA Gründel, 1967

Infraordem NOMOCYTHERININA Liebau, 1991

Superfamília CYTHERIDEOIDEA Sars, 1888

Família CYTHERIDEIDAE Sars, 1925

Gênero *Basslerella* Kellett, 1935

Espécie-tipo: *Basslerella crassa* Kellett, 1935.

Diagnose: “Carapaça pequena, subtriangular em vista lateral; ventre quase retilíneo, dorso arqueado ou ligeiramente anguloso, extremidade anterior amplamente arredondada ou

angulosa e extremidade posterior muito baixa e arredondada, curta a pontiaguda; maior altura anterior a mediana, maior largura mediana a posterior; ventre arredondado e plano; em vista dorsal a extremidade posterior é mais arredondada que a anterior, que pode ser comprimida; valva esquerda maior que a direita e a sobrepõe, com exceção da região postero-dorsal, onde a charneira comumente apresenta uma depressão ligeira, o recobrimento é discreto, com exceção das regiões anterior e antero-dorsal; recobrimento ventral estreito e subretilíneo, ligeiramente mais largo na porção central ventral; valva esquerda com estrias na borda interior e à frente do centro da região central dorsal onde recebe a valva direita, sendo que a espécie-tipo mostra estrias verticais discretas ou dentes na porção central e estrias largas e grossas, melhor definidas, à medida que se desloca para a porção anterior; lamela interna calcária de largura média ao longo do ventre e extremidades, menos desenvolvida dorsalmente e aparentemente modificada pelas estruturas da charneira; linha de concrecência paralela e disposta próxima à margem interna da lamela interna; a superfície externa da carapaça é lisa, com exceção de algumas estrias compridas observadas em duas espécies” (Kellett, 1935).

Discussão: *Basslerella* se assemelha ao gênero *Cytheridea* Bosquet, 1852 e possivelmente se trata de seu ancestral direto, conforme discutido por Kellett (1935). As semelhanças entre estes gêneros não se restringem ao formato geral da carapaça e do recobrimento, mas a lamela interna e a linha de concrecência são idênticas em ambos os táxons e o dente discreto da charneira da valva esquerda de *Basslerella* parece dar origem à barra crenulada observável na valva esquerda de *Cytheridea*. Mas o aspecto primitivo deste dente e a ausência de recobrimento na região postero-dorsal de *Basslerella* diferencia este gênero primitivo de *Cytheridea* (Kellett, 1935).

Distribuição estratigráfica: Ocorrência no Devoniano da Rússia (Polenova, 1970; Rozhdestvenskaya, 1962), República Tcheca (Příbyl, 1952) e registro incerto no Devoniano da Alemanha (Jordan, 1959; Levinson, 1962); Carbonífero da Rússia (Shneyder, 1958); Pennsylvaniano da Rússia (Levinson, 1962), Estados Unidos da América (Kellett, 1935; Scott & Borger, 1941; Cooper, 1946; Echols & Creath, 1959; Thompson *et al.*, 1959; Levinson, 1962); Permiano da Itália (Crasquin *et al.*, 2008), Turquia (Crasquin-Soleau *et al.*, 2004a; Crasquin-Soleau *et al.*, 2004b), Rússia (Kochetkova & Guseva, 1972; Gorsky *et al.*, 2003), China (Shi & Chen, 1987; Jin *et al.*, 2006; Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a), Canadá (Crasquin-Soleau & Orchard 1994), Estados Unidos da América (Kellett, 1935; Kellett, 1943; Echols & Creath, 1959) e do Brasil (neste trabalho) e Triássico da China (Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a).

Paleoambiente: Ostracodes da Família Cytherideidae são abundantes em ambiente plataformal raso de águas quentes. Estudos mostram que parecem ser restritos a águas acima de 10°C (Sohn, 1962 *in* Crasquin-Soleau & Depêche, 1993). Espécies do gênero *Basslerella* ocorrem ambiente nerítico raso (Crasquin *et al.*, 2008), mas predominam em ambiente nerítico profundo (Knight, 1928 *in* Melnyk & Maddocks, 1988a).

***Basslerella* sp. 1**

Estampa 1, Fig. 3

Espécimes ilustrados: Carapaça adulta, CP-368, amostra MP-979, 910 µm de comprimento, 723 µm de altura e 650 µm de largura. Valva juvenil CP-369, amostra MP-977, 618 µm de comprimento e 512 µm de altura. Valva juvenil CP-370, amostra MP-968, 349 µm de comprimento e 236 µm de altura. Espécimes depositados na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 15).

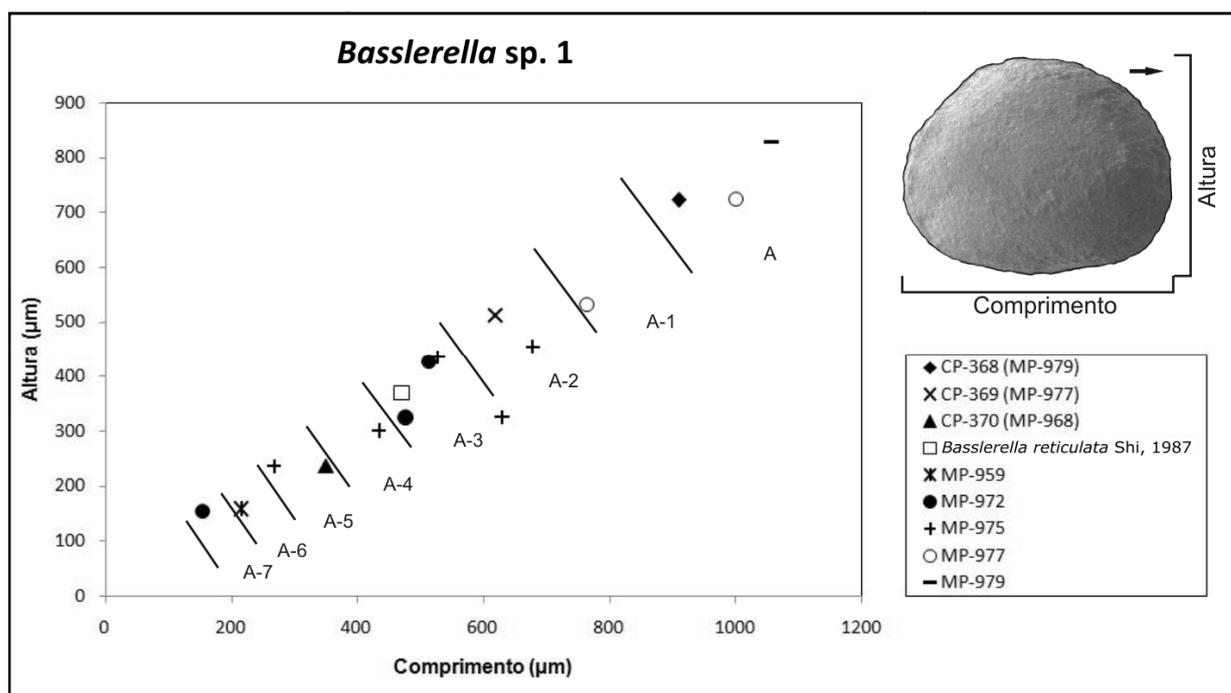


Figura 15. Estágios ontogenéticos de *Basslerella* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça hemisférica em vista lateral, com maior altura mediana. Extremidade anterior arredondada. Extremidade posterior arredondada, baixa. Margem dorsal convexa, com caimento convexo para a extremidade anterior e subretilíneo para a extremidade

posterior. Margem ventral subretilínea a convexa. Valva esquerda maior, recobrimento visível na porção posterior e postero-dorsal. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica e larga, com maior largura mediana. Extremidades anterior e posterior arredondadas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: O hipótipo apresenta, em vista lateral, contorno semelhante ao holótipo de *Basslerella reticulata* Shi, 1987. O contorno ovóide em vista lateral e em vista dorsal são características que permitem a classificação de *Basslerella* sp. 1. A atribuição específica permanece indeterminada devido ao tamanho de *Basslerella* sp. 1 e à ausência de ornamentação na superfície da carapaça, da mesma forma que pode ser observado no homótipo de *Basslerella* cf. *reticulata* ilustrado por Crasquin-Soleau (1997). As diferenças na convexidade da margem ventral, observadas nas valvas CP-369 e CP-370, podem representar variações intraespecíficas.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou comum nos níveis estudados (Tab. IV).

Tabela IV. Ocorrências de *Basslerella* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-959		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-968	CP-370	Rara	Boa
	MP-972		Rara	Ruim
	MP-975		Comum	Moderada
	MP-977	CP-369	Rara	Moderada
Córrego do Jacaré	MP-979	CP-368	Rara	Moderada

Preservação: Qualidade de preservação de ruim a boa, em carapaças substituídas por sílica ou com composição carbonática original.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Basslerella sp. 2

Estampa 1, Fig. 4

Espécime ilustrado: Carapaça instar A-4, CP-365, amostra MP-979, 654 μm de comprimento, 496 μm de altura e 443 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 16).

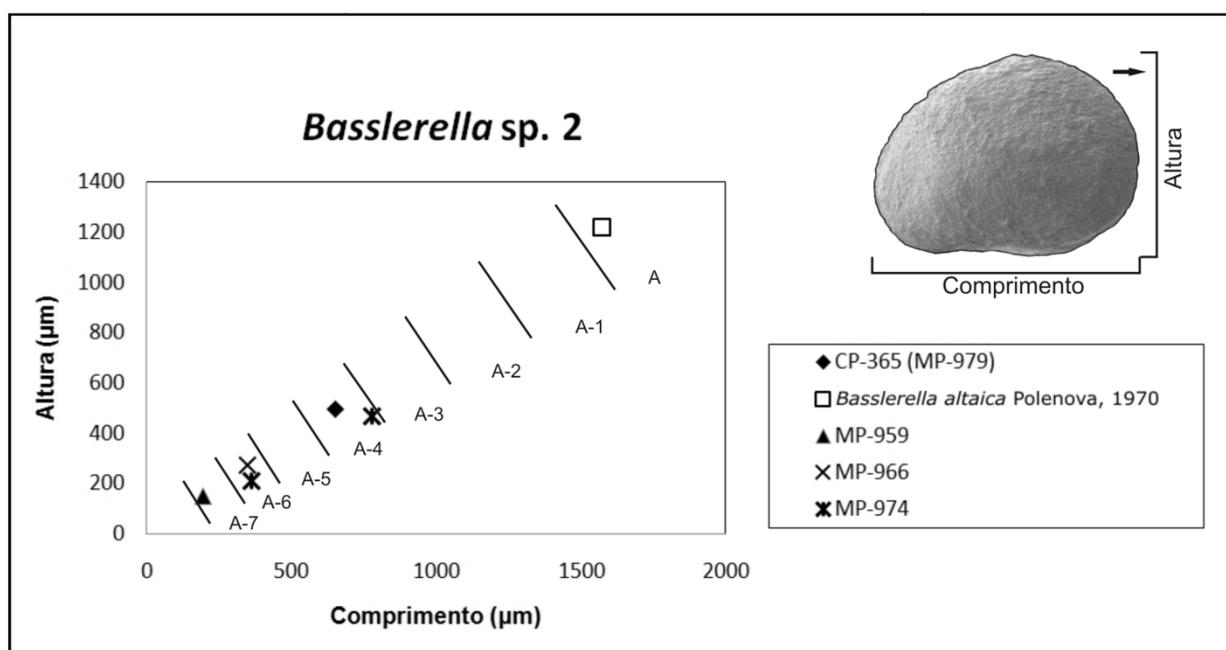


Figura 16. Estágios ontogenéticos de *Basslerella* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça piriforme, com maior altura anterior. Extremidade anterior amplamente arredondada. Extremidade posterior arredondada, baixa. Margem dorsal convexa, com caimento convexo para a extremidade posterior. Margem ventral subcôncava a retilínea. Recobrimento não visível. Carapaça lisa. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica, com contorno ovóide. Maior largura mediana a postero-mediana, linha de charneira retilínea, extremidades anterior e posterior moderadamente afiladas.

Discussão: *Basslerella* sp. 2. assemelha-se a *Basslerella altaica* Polenova, 1970 pela extremidade anterior, convexidade da margem dorsal e pela extremidade posterior baixa. *Basslerella* sp. 2 difere de *Basslerella altaica* pela convexidade da margem ventral e pela extremidade posterior ligeiramente mais baixa.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raros em todos os níveis estudados (Tab. V).

Tabela V. Ocorrências de *Basslerella* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-959		Rara	Moderada
	MP-966		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-974		Rara	Ruim
Córrego do Jacaré	MP-979	CP-365	Rara	Boa

Preservação: Qualidade de preservação ruim a moderada e carapaças substituídas por sílica.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Subordem BAIRDIOCOPINA Gründel, 1967

Superfamília BAIRDIOIDEA Sars, 1888

Família BAIRDIIDAE Sars, 1888

Gênero *Saumella* Zenkova, 1977

Espécie-tipo: *Saumella angusta* Zenkova, 1977.

Diagnose: Não encontrada (ver Zenkova, 1977).

Discussão: Proposto inicialmente para o Siluriano dos montes Urais, Rússia, *Saumella angusta*, *Saumella sokolovi* e *Saumella salairica* foram registradas em poucas unidades geológicas da Rússia e China. Apenas *Saumella cadominensis* foi reportada na América do Norte.

Distribuição estratigráfica: Siluriano da Rússia (Zenkova, 1977; Zenkova, 1999; Zenkova, 2000a; Zenkova, 2000b); Devoniano da China (Mikhaylova, 1981); Mississipiano do Canadá (Crasquin, 1985a; Crasquin, 1985b) e Permiano do Brasil (neste trabalho).

Paleoambiente: Os ostracodes da Família Bairdiidae são usados para indicar ambiente marinho franco (Crasquin, 1984). Os representantes lisos desta família são tipicamente marinhos e tem sido encontrados em águas quentes de plataforma, com salinidade normal, desde o Neopaleozóico (Crasquin, 1984). *Saumella cadominensis* Crasquin, 1985a ocorre em ambiente marinho (Crasquin, 1985b).

Saumella? sp. 1

Estampa 2, Fig. 1

Espécime ilustrado: Carapaça instar A-6, CP-371, amostra MP-959, 252 μm de comprimento, 142 μm de altura e 110 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 17).

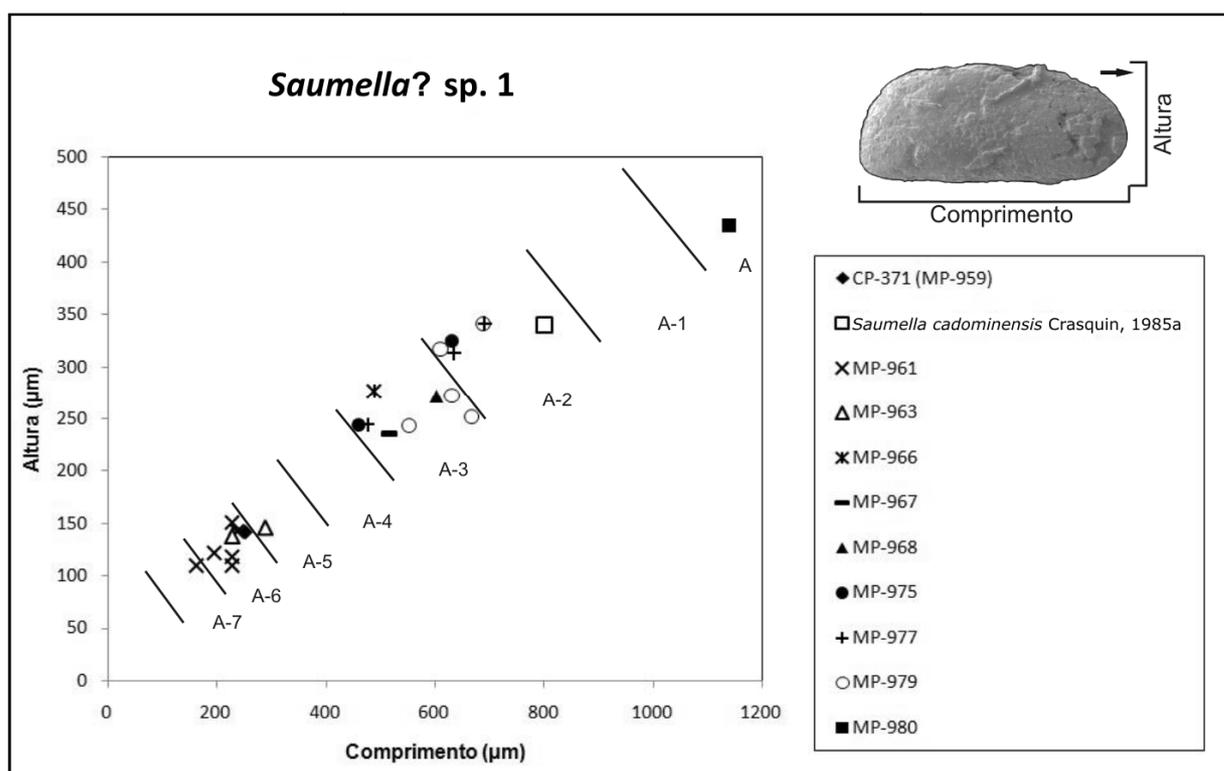


Figura 17. Estágios ontogenéticos de *Saumella?* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça alongada em vista lateral, com maior altura mediana. Extremidade anterior arredondada. Extremidade posterior baixa, caracterizada pela queda abrupta da margem dorsal na região postero-dorsal. Margem dorsal subretilínea, levemente convexa. Margem ventral retilínea, subparalela à margem dorsal. Recobrimento não visível. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça alongada com maior largura postero-mediana. Linha de charneira bem marcada, retilínea e larga. Extremidades anterior e posterior afiladas, simétricas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: *Saumella?* sp. 1 assemelha-se a *Saumella cadominensis* Crasquin, 1985a pelo formato alongado em vista lateral e pela linha de charneira larga e bem marcada em vista dorsal. A atribuição específica permanece em nomenclatura aberta devido à posição da maior largura,

que é postero-mediana em *Saumella?* sp. 1 e posterior em *Saumella cadominensis* e pela morfologia arredondada da extremidade anterior e baixa altura da extremidade posterior de *Saumella?* sp. 1. Ou seja, a queda abrupta da margem dorsal, observada na extremidade posterior de *Saumella?* sp. 1 aparece na extremidade anterior de *Saumella cadominensis* e o arredondamento presente na extremidade anterior de *Saumella?* sp. 1 aparece na extremidade posterior de *Saumella cadominensis*. A identificação ao gênero *Saumella* permanece incerta em função ao inaccessível à diagnose original do gênero.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou comum nos níveis estudados (Tab. VI).

Tabela VI. Ocorrências de *Saumella?* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-959	CP-371	Rara	Moderada
	MP-961		Comum	Ruim
	MP-963		Rara	Ruim
	MP-966		Rara	Ruim
	MP-967		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-968		Rara	Ruim
	MP-975		Rara	Ruim
	MP-977		Rara	Ruim
Córrego do Jacaré	MP-979		Comum	Ruim
	MP-980		Rara	Ruim

Preservação: Qualidade de preservação de ruim a moderada, em carapaças com composição carbonática original, ocasionalmente com marcas de dissolução.

Distribuição estratiográfica e geográfica: Neste trabalho registra-se a primeira ocorrência do gênero para o Permiano, na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Gênero *Bairdiacypris* Bradfield, 1935

Especie-tipo: *Bairdiacypris deloi* Bradfield, 1935

Diagnose: “Carapaça alongada, robusta, subreniforme em vista lateral; maior comprimento pouco abaixo da região central; maior altura e largura na região posterior; margem dorsal comprida, retilínea ou levemente convexa; caimentos antero-dorsal e postero-dorsal

retilíneos, curtos; margem ventral côncava; extremidade posterior baixa, arredondada e curta; extremidade anterior pouco mais baixa que a altura mediana, arredondada com maior amplitude que a posterior; valva esquerda maior, com recobrimento estreito, mas predominante; superfície externa lisa” (Bradfield, 1935).

Discussão: Este gênero mostra semelhanças com *Bairdia* McCoy, 1844 e com *Bythocypris* Brady, 1880. O comprimento é quase o dobro do observado em *Bythocypris* e se aproxima das medidas de *Bairdia*. No entanto, o recobrimento se dá em regiões em que não ocorre em *Bairdia* além de ser, geralmente, mais estreito. A espécie *Argilloecia regularis* Delo, 1930 apresenta semelhanças este gênero, e a ele deve ser transferido, pois *Argilloecia* inclui espécies com valvas iguais (Bradfield, 1935). Duas espécies do gênero *Bairdia* foram transferidas para *Bairdiacypris*. A primeira é *Bairdia glennensis* Harlton, 1927, pois, segundo Cordell (1952), apresenta o caimento antero-dorsal e postero-dorsal marcado pela retilinearidade, característica comum em espécies de *Bairdiacypris*. A segunda espécie é *Bairdia subelongata* Jones & Kirkby, 1879, conforme adotado por Masurel (1989). Por outro lado, *Bairdiacypris ardua* Cooper, 1946 e *Bairdiacypris acuminata* Cooper, 1946 fizeram o caminho oposto, sendo transferidas para o gênero *Bairdia* por Cordell (1952), devido à ausência de extremidades baixas e dos ângulos cardinais bem marcados, quando em vista lateral.

Distribuição estratigráfica: Ordoviciano dos Estados Unidos da América (Kraft, 1962); Siluriano da Ucrânia (Abushik, 1971) e Canadá (Copeland, 1974; Copeland, 1977); Devoniano da China (Guan *et al.*, 1978; Jiang, 1983, Liu, 1985), Polônia (Adamczak, 1976; Casier *et al.*, 2002; Gluchowski *et al.*, 2007), Alemanha (Casier *et al.*, 1999), França (Lethiers *et al.*, 1998) e Estados Unidos da América (Berdan, 1971; Casier & Lethiers, 1998a; Casier & Lethiers, 1998b; Casier & Lethiers, 1998c; Casier *et al.*, 2006); Carbonífero da China (Wei *et al.*, 1983; Sun & Lin, 1988), Rússia (Zanina, 1971), Alemanha (Kummerow, 1939), Bélgica (Kummerow, 1939), Polônia (Kummerow, 1953), Inglaterra (Robinson, 1978a; Masurel, 1989), Canadá (Crasquin, 1984; Crasquin, 1985a; Crasquin, 1985b; Tibert & Scott, 1999) e Estados Unidos da América (Bradfield, 1935; Scott, 1942; Echols & Creath, 1959; Melnyk & Maddocks, 1988b; Hoare & Merrill, 2004); Permiano da China (Guan *et al.*, 1978; Shi & Chen, 1987; Jin *et al.*, 2006; Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a), Tailândia (Chitnarin *et al.*, 2008), Rússia (Kochetkova & Guseva, 1972), Tunísia (Sohn & Rocha-Campos, 1990), Arábia Saudita (Crasquin-Soleau *et al.*, 2005), América do Norte (Melnyk & Maddocks, 1988b; Sohn & Rocha-Campos, 1990), Inglaterra (Robinson, 1978b) e Brasil (neste trabalho); Triássico da China (Ye *et al.*, 1977; Guan, 1985; Crasquin-Soleau & Kershaw, 2005; Crasquin-Soleau *et al.*,

2006), Romênia (Crasquin-Soleau & Gradinaru, 1996), Turquia (Crasquin-Soleau *et al.*, 2004a; Crasquin-Soleau *et al.*, 2004b) e Austrália (Crasquin-Soleau & Depêche, 1993; Depêche & Crasquin-Soleau, 1992) e registro incerto no Jurássico da França (Donze, 1966).

Paleoambiente: A Superfamília Bairdioidea ocupa ambientes rasos a profundos, com salinidade normal (Chitnarin *et al.*, 2008). *Bairdiacypris* é, aliada a *Rectobairdia*, o gênero mais euritópico desta superfamília (Melnyk & Maddocks, 1988a), sendo reportada em ambiente marinho franco (Crasquin, 1984), raso e quente (Crasquin-Soleau & Depêche, 1993) nerítica (Crasquin-Soleau & Kershaw, 2005) em plataforma externa e em regiões litorâneas (Lethiers & Casier, 1999; Casier *et al.*, 2006; Crasquin-Soleau *et al.*, 2006). A maior diversidade de espécies de *Bairdiacypris* aparece em ambiente proximal (Melnyk & Maddocks, 1988a).

Bairdiacypris sp. 1

Estampa 2, Fig. 2

Espécime ilustrado: Carapaça instar A-3, CP-372, amostra MP-961, 536 μm de comprimento, 264 μm de altura e 228 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 18).

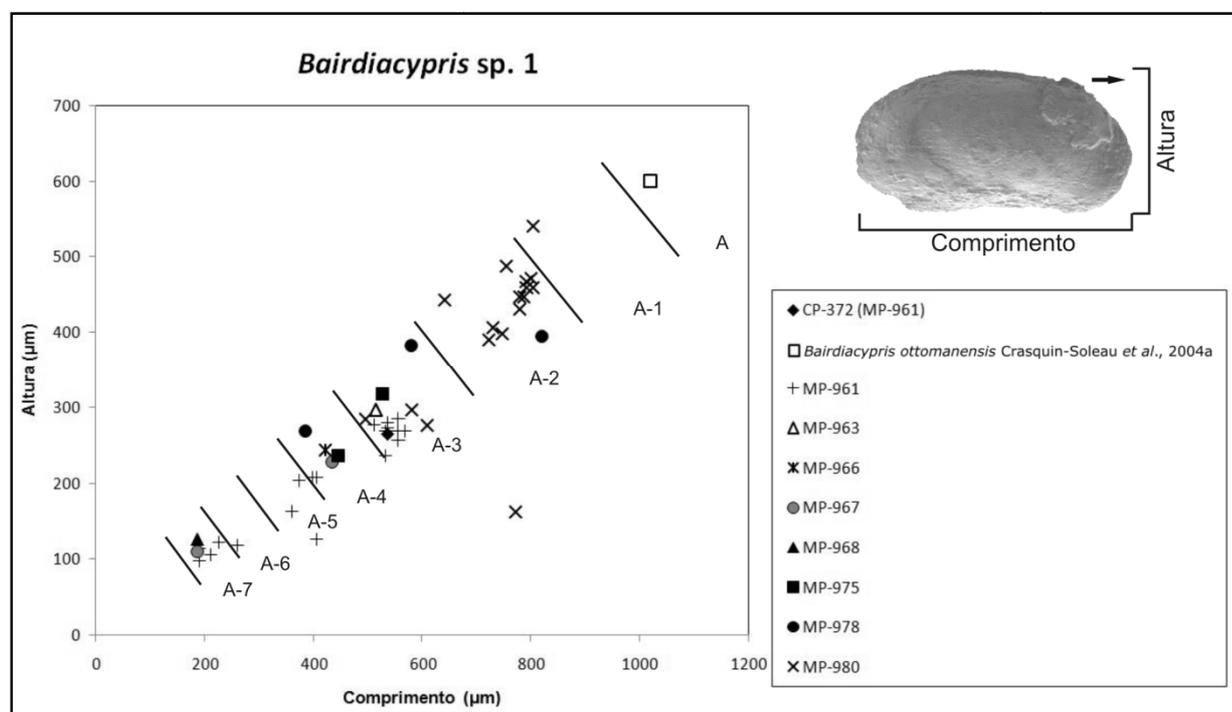


Figura 18. Estágios ontogenéticos de *Bairdiacypris* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça alongada em vista lateral, com maior altura postero-mediana. Extremidade anterior arredondada, baixa. Extremidade posterior arredondada, pouco mais alta que a anterior. Margem dorsal levemente convexa, com caimento discreto para a extremidade anterior. Margem ventral subretilínea a levemente côncava. Recobrimento estreito da valva esquerda sobre a direita, observável em todas as margens. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica, com maior largura na região mediana. Linha de charneira retilínea. Extremidades anterior e posterior afiladas, simétricas.

Discussão: *Bairdiacypris* sp. 1 Assemelha-se a *Bairdiacypris ottomanensis* Crasquin-Soleau, 2004a pela convexidade da margem dorsal, margem ventral côncava, extremidades anterior e posterior arredondadas, quase simétricas, e recobrimento em todas as margens. O hipótipo permanece em nomenclatura aberta devido à precariedade da preservação, que não permite a observação detalhada do recobrimento, que é, em *Bairdiacypris* sp. 1, invertido em relação à *Bairdiacypris ottomanensis* (a valva direita maior, recobrindo a esquerda). *Bairdiacypris* sp. 1 assemelha-se, também, a *Bairdiacypris* sp. 3 ilustrado por Almeida & Do Carmo (em preparação), mas, apesar das semelhança de contorno em vista lateral, *Bairdiacypris* sp. 1 apresenta-se menos largo em vista dorsal do que os espécimes descritos pelos autores supracitados.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou abundante nos níveis estudados (Tab. VII).

Tabela VII. Ocorrências de *Bairdiacypris* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-961	CP-372	Abundante	Moderada
	MP-963		Rara	Ruim
	MP-966		Rara	Ruim
	MP-967		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-968		Rara	Ruim
	MP-975		Rara	Ruim
	MP-978		Rara	Ruim
Córrego do Jacaré	MP-980		Abundante	Moderada

Preservação: Qualidade de preservação de ruim a moderada, em carapaças com composição carbonática original, ocasionalmente com marcas de dissolução.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação

Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Bairdiacypris sp. 2

Estampa 2, Fig. 3

Espécime ilustrado: Carapaça instar A-1, CP-373, amostra MP-980, 711 μm de comprimento, 488 μm de altura e 305 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 19).

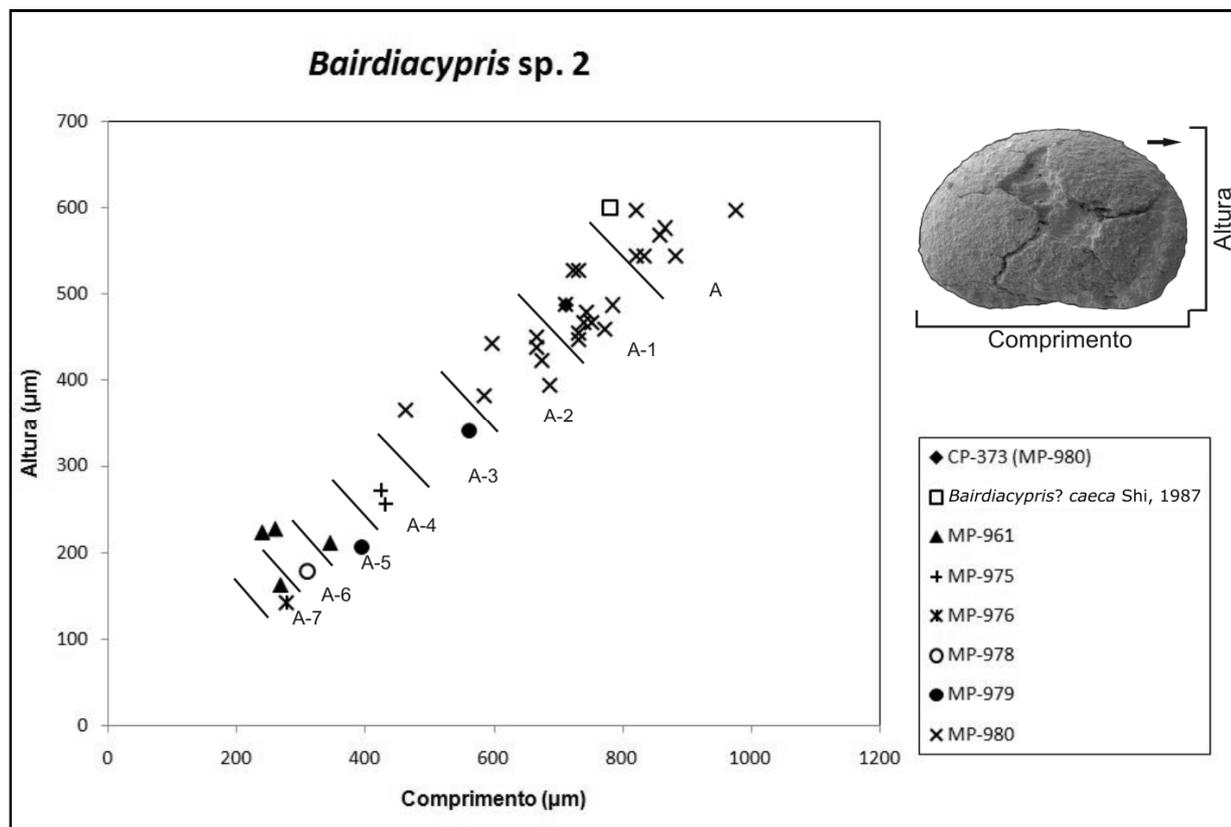


Figura 19. Estágios ontogenéticos de *Bairdiacypris* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça com formato reniforme em vista lateral, maior altura mediana. Extremidades anterior e posterior arredondadas, baixas e simétricas. Margem dorsal convexa, com caimento simétrico para ambas as extremidades. Margem ventral côncava na porção mediana e convexa nas extremidades, concavidade oral na porção mediana. Recobrimento discreto da valva direita sobre a esquerda, visível em todas as margens. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica, com maior

largura na região mediana. Linha de charneira retilínea. Extremidades anterior e posterior afiladas, simétricas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: *Bairdiacypris* sp. 2 assemelha-se a *Bairdiacypris? caeca* Shi, 1987, e foi identificado pelo formato reniforme em vista lateral, extremidades arredondadas, simétricas, e leve concavidade da valva direita na margem ventral. *Bairdiacypris* sp. 2 difere de *Bairdiacypris? caeca* pelo contorno reniforme em vista lateral, enquanto *Bairdiacypris? caeca* mostra contorno subovóide, e pelo recobrimento da valva esquerda sobre a direita na margem ventral. Estas características justificam a permanência de *Bairdiacypris* sp. 2 em nomenclatura aberta.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou abundante nos níveis estudados (Tab. VIII).

Tabela VIII. Ocorrências de *Bairdiacypris* sp. 2 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-961		Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-975		Rara	Ruim
	MP-976		Rara	Ruim
	MP-978		Rara	Ruim
Córrego do Jacaré	MP-979		Rara	Ruim
	MP-980	CP-373	Abundante	Moderada

Preservação: Preservação de ruim a moderada, em carapaças com composição carbonática original, ocasionalmente com marcas de dissolução.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Ordem PLATYCOPIIDA Sars, 1866

Superfamília KLOEDENELLOIDEA Ulrich & Bassler, 1908

Família KNOXITIDAE Egorov, 1950

Gênero *Langdaia* Wang, 1978

Especie-tipo: *Langdaia suboblonga* Wang, 1978

Diagnose: “Carapaça pequena, suboblonga a subelíptica em vista lateral. Margem dorsal retilínea, ângulo antero-dorsal mais obtuso que o postero-dorsal; margem ventral retilínea.

Extremidade anterior mais arredondada e ampla que a posterior. Valva direita maior, sobrepondo a esquerda, exceto na margem dorsal ao longo da charneira, onde a valva esquerda sobrepõe a direita com discrição. Superfície marcada por sulco mediano, ou poro (*pit*) (S₂), normalmente não distinguível quando a lamela externa está preservada. Lobo mediano (L₂) ausente. Dimorfismo proeminente, os tecnomorfos são lenticulares em vista dorsal, com maior largura postero-mediana; os heteromorfos são cuneiformes em vista dorsal, com maior largura posterior” (Wang, 1978).

Discussão: Originalmente, Wang (1978) não determina a família do gênero *Langdaia*. Crasquin-Soleau *et al.* (1999) e Crasquin-Soleau & Kershaw (2005) incluem o gênero na Família Knoxitidae, posição também adotada neste trabalho.

Distribuição estratiográfica: Permiano de Omã (Crasquin-Soleau *et al.*, 1999) e Brasil (neste trabalho); Triássico da China (Wang, 1978; Wei, 1981 *in* Crasquin-Soleau *et al.*, 2004b; Crasquin-Soleau & Kershaw, 2005; Crasquin-Soleau *et al.*, 2007b), Hungria (Haas *et al.*, 2007) e Arábia Saudita (Crasquin-Soleau *et al.*, 2005).

Paleoambiente: O gênero *Langdaia* tem ocorrência atribuída a ambientes neríticos de águas quentes (Crasquin-Soleau & Kershaw, 2005).

***Langdaia?* sp. 1**

Estampa 2, Fig. 4

Espécime ilustrado: Carapaça de tecnomorfo adulto, CP-374, amostra MP-978, 1308 µm de comprimento, 983 µm de altura e 581 µm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 20).

Descrição: Carapaça adulta ovalada em vista lateral, com maior altura antero-mediana. Extremidade anterior amplamente arredondada. Extremidade posterior retilínea, sub-vertical. Margem dorsal subretilínea a levemente convexa, ângulos cardinais bem marcados. Margem ventral amplamente convexa, acompanhando a curvatura da margem anterior. Recobrimento não visível. Superfície da carapaça com leve compressão na região central dorsal e reticulação discreta nas regiões central dorsal, postero-dorsal, central posterior, postero-central e dorso-central. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica, com maior largura postero-mediana. Charneira retilínea, bem marcada. Extremidades anterior e posterior afiladas, comprimidas lateralmente. Reticulação fina observável nas regiões central

dorsal e postero-dorsal.

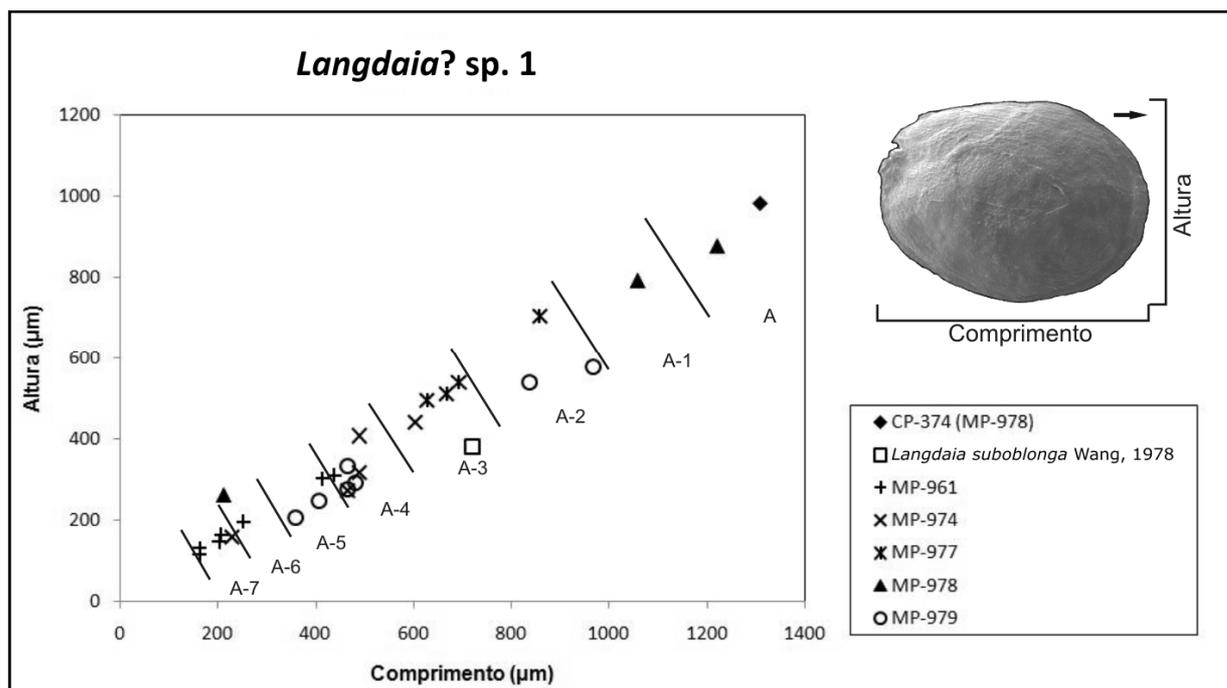


Figura 20. Estágios ontogenéticos de *Langdaia?* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Discussão: *Langdaia?* sp. 1 assemelha-se a *Langdaia suboblunga* ilustrado por Crasquin-Soleau & Kershaw (2005) pela margem dorsal retilínea, pela extremidade anterior amplamente arredondada e pela extremidade posterior subvertical. *Langdaia?* sp. 1 distingue-se de *Langdaia suboblunga* pela ausência dos sulcos S₂, tão bem marcados na segunda espécie, pelo maior tamanho e pelo contorna mais ovóide. Na posição de S₂, *Langdaia?* sp. 1 apresenta uma leve constrição dorsal. De acordo com a diagnose do gênero, esta estrutura pode ser indistinta nos casos em que a lamela externa está preservada. A atribuição genérica é incerta devido à convexidade da margem ventral, à ausência de recobrimento e ao tamanho maior da carapaça de *Langdaia?* sp. 1, características presentes na diagnose do gênero.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou comum nos níveis estudados (Tab. IX).

Preservação: Qualidade de preservação de ruim a boa, em moldes externos ou carapaças com composição carbonática original, ocasionalmente com marcas de dissolução ou fragmentadas.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação

Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Tabela IX. Ocorrências de *Langdaia?* sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-961		Comum	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-974		Comum	Ruim
	MP-977		Rara	Ruim
	MP-978	CP-374	Rara	Boa
Córrego do Jacaré	MP-979		Comum	Ruim

Família Incertae

Gen. 1 sp. 1

Estampa 3, Fig. 1

Espécime ilustrado: Contramolde CP-375, amostra MP-967, 475 μm de comprimento, 293 μm de altura e 211 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 21).

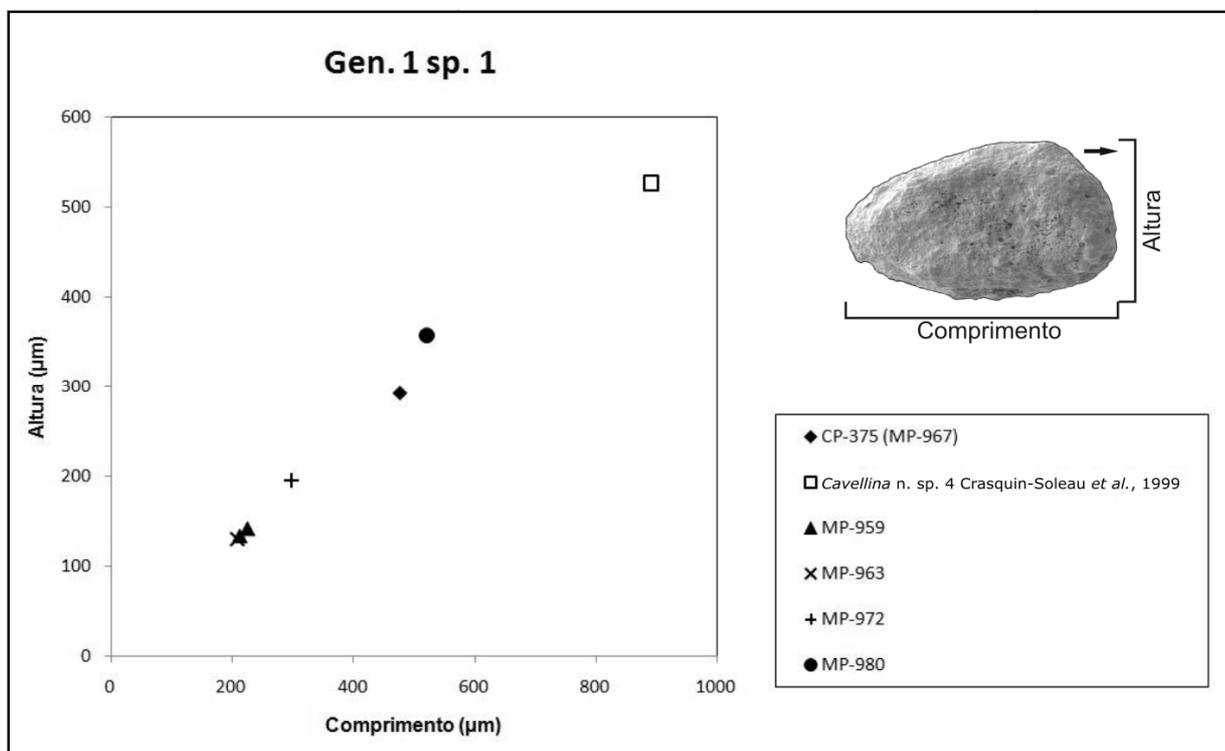


Figura 21. Estágios ontogenéticos de Gen. 1 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Em vista lateral esquerda, carapaça alongada, em forma de gota, com maior altura antero-dorsal. Extremidade anterior arredondada, pouco baixa. Extremidade posterior arredondada, baixa, quase pontiaguda. Margem dorsal sub-retilínea, com caimento moderado para a extremidade posterior. Margem ventral convexa, retilínea na região postero-ventral. Recobrimento da valva direita sobre a esquerda em todas as margens, pouco visível devido à qualidade de preservação. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça biconvexa simétrica, alongada, com maior largura mediana. Linha de charneira retilínea. Extremidades anterior e posterior afiladas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: Gen. 1 sp. 1 possui contorno, em vista lateral, bastante semelhante à *Cavellina* n. sp. 4 (Crasquin-Soleau *et al.*, 1999), bem como o recobrimento da valva esquerda sobre a direita em todas as margens. As espécies distinguem-se pela margem dorsal ligeiramente menos côncava de Gen. 1 sp. 1. A precariedade da preservação não permite a atribuição genérica segura, especialmente porque a morfologia inequívoca, caractere marcante do gênero *Cavellina*, não pode ser observado. A maior largura mediana, pouco comum em espécimes do gênero *Cavellina*, poderia explicada por se tratar de espécimes juvenis.

Localidades: Córrego do Jacaré, drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro ou comum nos níveis estudados (Tab. X).

Tabela X. Ocorrências de Gen. 1 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego Cuiabano	MP-959		Rara	Ruim
	MP-963		Rara	Ruim
	MP-967	CP-375	Rara	Ruim
Fazenda Vale do Araguaia	MP-972		Rara	Ruim
Córrego do Jacaré	MP-980		Rara	Ruim

Preservação: Ruim, na forma de contramoldes.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Gen. 2 sp. 1.

Estampa 3, Fig. 2

Espécime ilustrado: Contramolde CP-376, amostra MP-975, 585 μm de comprimento e 406 μm de altura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 22).

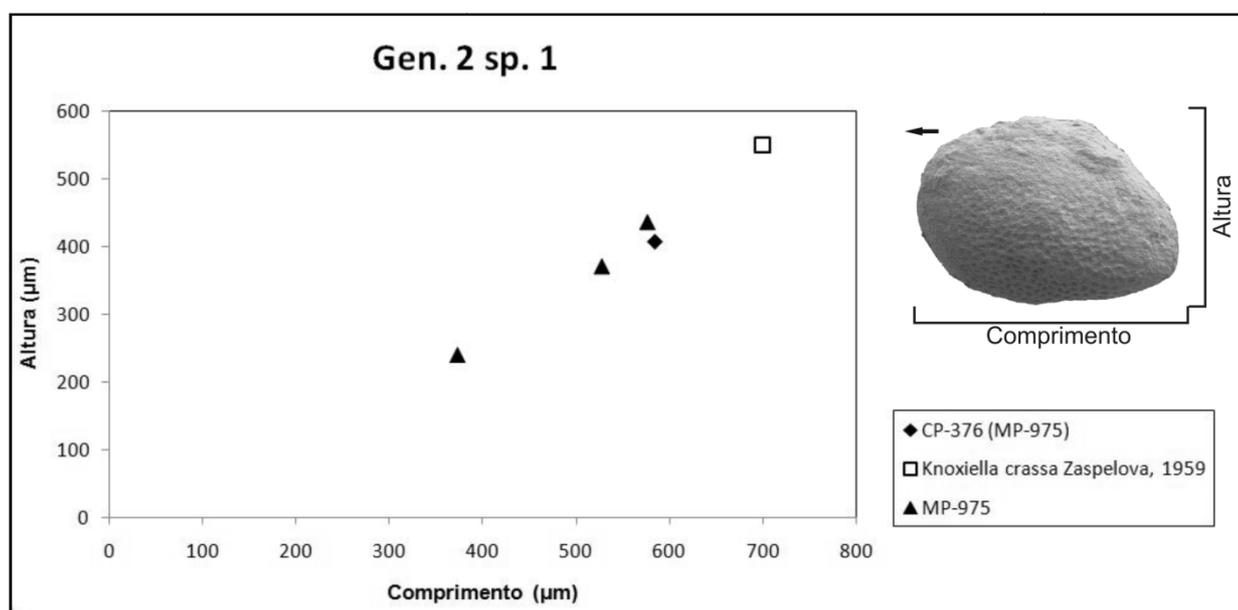


Figura 22. Estágios ontogenéticos de Gen. 2 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Em vista lateral, carapaça com formato piriforme, maior altura mediana. Extremidade anterior amplamente arredondada. Extremidade posterior baixa, afilada. Margem dorsal convexa, com caimento forte para a extremidade posterior. Margem ventral pouco convexa, caracterizada pelo aumento da curvatura na região antero-ventral. A superfície externa da valva é reticulada em toda a valva.

Discussão: A identificação de Gen. 2 sp. 1 é dificultada pela escassez de material preservado, mas a espécie assemelha-se ao holótipo de *Knoxiella crassa* ilustrado por Zaspelova (1959), diferindo por possuir a extremidade posterior afilada e por não apresentar o sulco característico do gênero *Knoxiella* Yegorov, 1950. A ausência do sulco, da valva esquerda (que mostra recobrimento distinto em espécies deste gênero) e o contorno distinto são características que justificam a atribuição genérica incerta. As espécies do gênero possuem dimorfismo sexual e carapaças cuja extremidade posterior se mostram pouco infladas são atribuídas a tecnomorfos (Yegorov, 1950).

Localidade: Drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia (Fig. 6).

Ocorrência: Raro no nível de ocorrência (Tab. XI).

Tabela XI. Ocorrências de Gen. 2 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Fazenda Vale do Araguaia	MP-975	CP-376	Rara	Ruim

Preservação: Preservação ruim e restrita a contramoldes e moldes externos.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Gen. 3 sp. 1

Estampa 3, Fig. 3

Espécime ilustrado: Carapaça CP-377, amostra MP-980, 687 μm de comprimento, 451 μm de altura e 443 μm de largura, depositado na coleção de pesquisa do Laboratório de Micropaleontologia da Universidade de Brasília (Fig. 23).

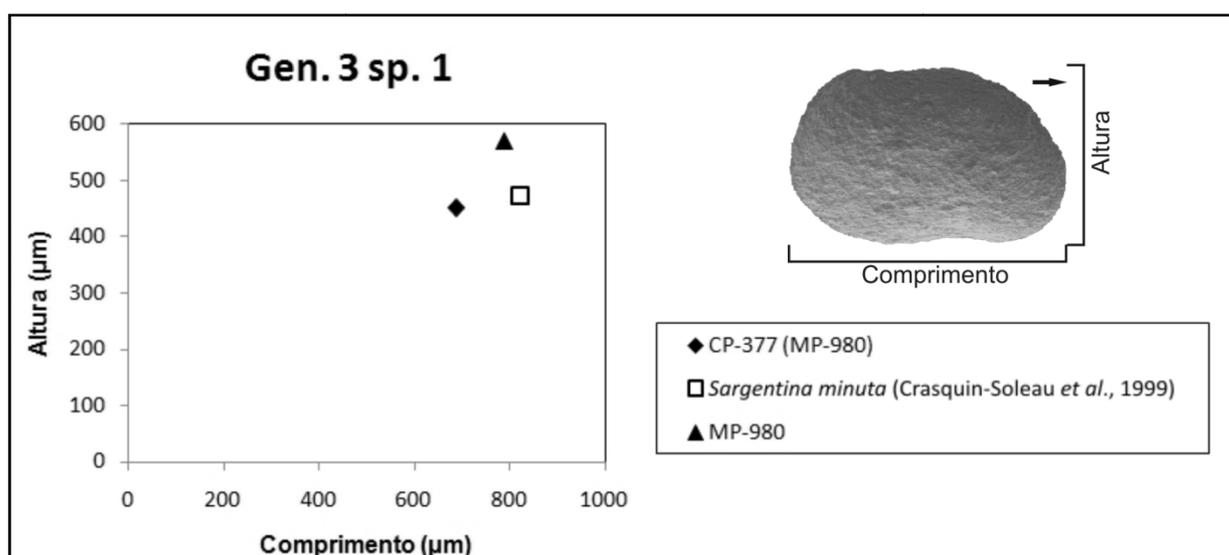


Figura 23. Estágios ontogenéticos de Gen. 3 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Descrição: Carapaça subtrapezoidal em vista lateral, com maior altura mediana.

Extremidade anterior amplamente arredondada. Extremidade posterior arredondada, baixa. Margem dorsal com ângulos cardinais bem marcados, com leve concavidade na porção central dorsal, com pouco caimento para a extremidade posterior. Na região postero-dorsal, a margem dorsal mostra caimento abrupto. Margem ventral sinuosa, côncava na região mediana e convexa nas extremidades. Recobrimento não visível. Carapaça lisa, sem ornamentações. Em vista dorsal, carapaça ovalada larga, com maior largura na região mediana. Linha de charneira retilínea. Extremidades anterior e posterior arredondadas, simétricas. Carapaça lisa, sem ornamentações.

Discussão: Gen. 3 sp. 1 assemelha-se a *Sargentina minuta* Wang, 1978 ilustrado por Crasquin-Soleau *et al.*, (1999) pela carapaça compacta, com leve depressão na região central dorsal. Gen. 3 sp. 1 difere de *Sargentina minuta* pela extremidade anterior baixa e pela ausência de recobrimento. O formato largo e ovóide de Gen. 3 sp. 1, em vista dorsal, sugere que a carapaça submeteu-se a intensa deformação, justificando a permanência do gênero em nomenclatura aberta.

Localidade: Córrego do Jacaré, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil (Fig. 6).

Ocorrência: Raro no nível de ocorrência (Tab. XII).

Tabela XII. Ocorrências de Gen. 3 sp. 1 nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

Localidade	Amostra	Ilustrações	Ocorrência	Qualidade de preservação
Córrego do Jacaré	MP-980	CP-377	Rara	Ruim

Preservação: Qualidade ruim de preservação, em carapaças deformadas e silicificadas.

Distribuição estratigráfica e geográfica: Neste trabalho registra-se na Formação Corumbataí (Permiano), Grupo Passa Dois, bacia do Paraná, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.

7. BIOESTRATINOMIA E ESTRUTURA POPULACIONAL

A qualidade da interpretação do paleoambiente depende do conhecimento da tafonomia da assemblagem fossilífera (Palacios-Fest *et al.*, 1994). A distinção entre fósseis que foram transportados e fósseis soterrados onde viviam é imprescindível para a determinação paleoambiental adequada (Whatley, 1983). A ocorrência de fósseis, na Formação Corumbataí, na forma de lentes bioclásticas (Fig. 9.B) parece indicar que a concentração de restos biogênicos se deu por eventos de alta energia. Portanto, é esperado que, nestes casos, a ocorrência dos fósseis seja predominantemente alóctone.

O método adotado para a determinação de ocorrências autoctóctone ou alóctone de ostracodes das amostras analisadas utiliza-se da estrutura populacional. Este método consiste na análise da ocorrência de estágios ontogenéticos de ostracodes de um mesmo nível ou amostra. O crescimento dos ostracodes, por ecdises sucessivas, tende a promover “saltos” no incremento dos valores de comprimento, altura e largura das carapaças, característica que auxilia a determinação do estágio ontogenético do espécimen e na determinação paleoambiental (Whatley, 1983).

O conjunto fossilífero pode indicar deposição em três ambientes deposicionais básicos (Fig. 24). A presença de ostracodes de toda a série ontogenética indica biocenose em ambiente de baixa energia (ambiente tipo A), ou seja, a energia do ambiente deposicional não foi suficiente para o transporte das carapaças e valvas e, portanto, as ocorrências podem ser consideradas autóctones. O segundo ambiente (tipo B) é caracterizado pelo aparecimento de machos e fêmeas adultos e apenas os estágios ontogenéticos adultos e próximos aos adultos. Para este ambiente interpreta-se que a energia do ambiente é elevada a ponto de transportar os estágios juvenis, porém a ocorrência dos estágios remanescentes permanecem autóctones. Este ambiente é denominado de biocenose de alta energia. No terceiro ambiente (tipo C) ocorrem apenas os estágios juvenis de ostracodes. Interpreta-se que as carapaças juvenis, após serem transportadas, depositam-se à medida que o fluxo aquoso perde energia, e, portanto, esta ocorrência é considerada alóctone em ambiente de baixa energia (Whatley, 1983). A análise bioestratinômica pode ser melhor avaliada se estes dados forem complementados com o estado de preservação das carapaças e o conhecimento prévio da batimetria das espécies (Bergue, 2006).

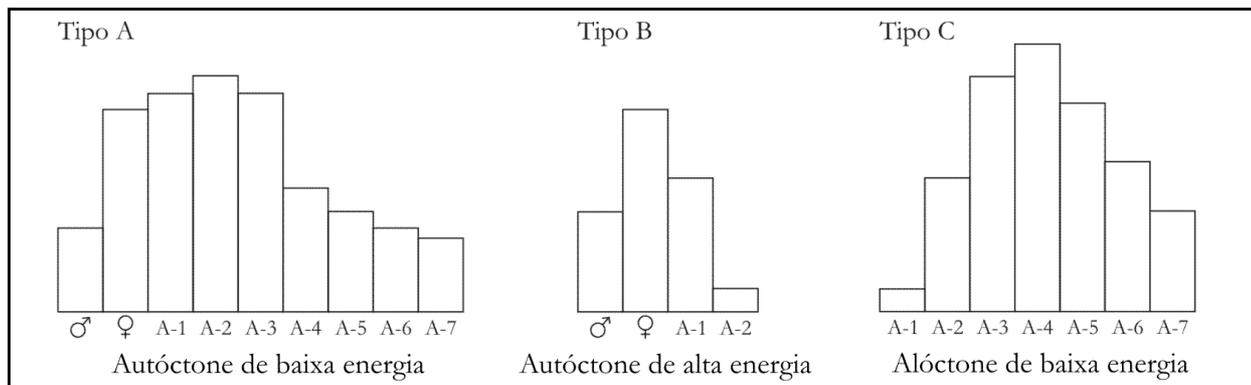


Figura 24. Tipos de assemblagens de ostracodes e respectivas interpretações de bioestratinomia e da energia do sistema deposicional (Whatley, 1983).

Das vinte e nove amostras estudadas, três foram selecionadas para estudos de estrutura populacional a fim de determinar ocorrência de ostracodes autóctones e alóctones. São elas: MP-961, MP-979 e MP-980 (Fig. 25). Esta seleção foi feita com base na abundância absoluta de carapaças da amostra, pois a presença de número maior de carapaças aumenta a representatividade estatística, resultando em maior confiabilidade da análise tafonômica.

Na amostra MP-961, a assemblagem é constituída por estágios juvenis de *Silenites?* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 1 e *Bairdiacypris* sp. 2. Este conjunto indica, para todas as espécies, a deposição de carapaças alóctones em ambiente de baixa energia.

Na amostra MP-979, a o conjunto fossilífero é caracterizado pela ocorrência de estágios juvenis de ostracodes das espécies *Silenites* sp. 1, *Saumella?* sp. 1, *Langdaia?* sp. 1 e *Bairdiacypris* sp. 2. Esta assemblagem indica, para estas espécies, a deposição de carapaças alóctones em ambiente de baixa energia. A ocorrência de apenas uma carapaça adulta de *Basslerella* sp. 1 não oferece subsídios estatísticos para a determinação da bioestratinomia desta espécie.

A amostra MP-980 é caracterizada pela presença de estágios juvenis de *Silenites?* sp. 2 e *Bairdiacypris* sp. 1. Este conjunto indica deposição de carapaças alóctones em ambiente de baixa energia para ambas as espécies. A assemblagem de *Bairdiacypris* sp. 2 é composta por carapaças de adultos e juvenis próximos a adultos, indicando autoctonia em ambiente de alta energia. A ocorrência de apenas uma carapaça adulta de *Saumella?* sp. 1 não oferece subsídios estatísticos para a determinação da bioestratinomia desta espécie.

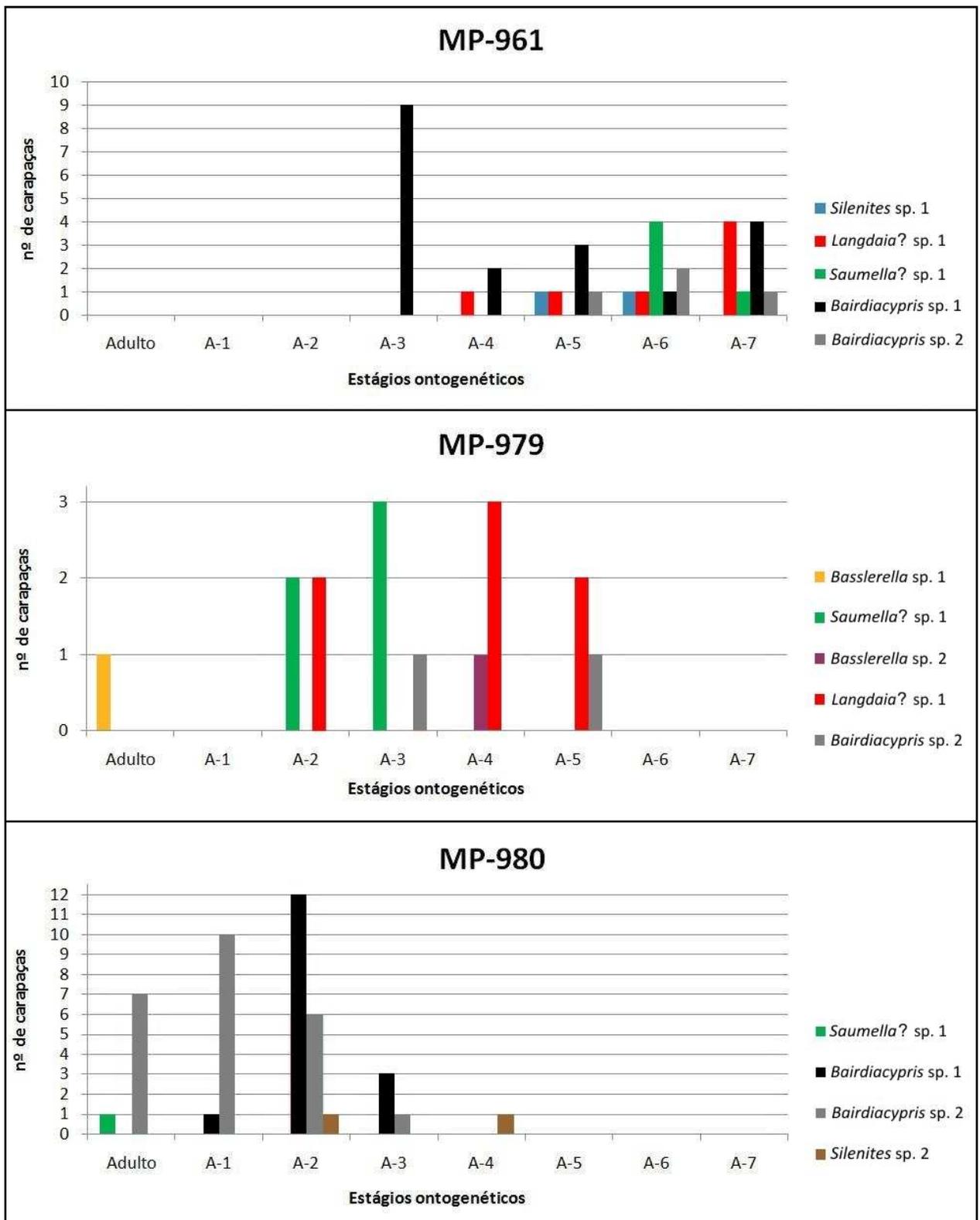


Figura 25. Estrutura populacional de ostracodes nas amostras selecionadas: MP-961, MP-979 e MP-980.

Assim sendo, segundo o método adotado, a deposição autóctone pode ser interpretada apenas para *Bairdiacypris* sp. 2, na amostra MP-980. As demais espécies, em todas as três

amostras, depositaram-se após transporte, em ambientes onde a energia do fluxo decresceu a ponto de permitir a deposição das carapaças alóctones de estágios juvenis.

Esta interpretação é confirmada pelo estado ruim de preservação das carapaças, provavelmente fragmentadas durante o transporte. A presença de gêneros identificados em paleoambiente nerítico em outras bacias sugere que o transporte de carapaças na planície de maré do Corumbataí, apesar de predominante, não misturou faunas de profundidades distintas, ou seja, todos os fósseis de ostracodes são provenientes de ambiente raso.

8. BIOESTRATIGRAFIA

Com base na distribuição estratigráfica dos ostracodes descritos no presente trabalho, propõe-se um ensaio de biozoneamento local para a Formação Corumbataí. Este biozoneamento é composto por duas zonas: *Bairdiacypris* sp. 1 e *Saumella?* sp. 1. A primeira destas, do tipo zona de coincidência e, a outra, zona diferencial superior.

A zona de coincidência *Bairdiacypris* sp. 1 tem a base marcada pelo aparecimento de *Bairdiacypris* sp. 1, e o topo marcado pela extinção de *Bairdiacypris* sp. 2, abrangendo o intervalo em que ambas espécies ocorrem. Nesta zona podem ocorrer as seguintes espécies: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1, *Basslerella* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 1 e Gen. 3 sp. 1.

A zona diferencial superior *Saumella?* sp. 1 tem a base marcada pela extinção de *Bairdiacypris* sp. 2 e o topo marcado pela extinção de *Saumella?* sp. 1. Nesta zona podem ocorrer as espécies *Basslerella* sp. 2, *Bairdiacypris* sp. 1, *Saumella?* sp. 1 e Gen. 1 sp. 1.

Das espécies identificadas, algumas apresentam ocorrência em níveis restritos. *Silenites?* sp. 2 e Gen. 3 sp. 1 foram registradas apenas na base da Formação Corumbataí (Fig. 26). O aparecimento de Gen. 2 sp. 1 se restringe ao topo da formação, nas camadas superiores da coluna elaborada na Fazenda Vale do Araguaia. Por outro lado, a distribuição estratigráfica de *Basslerella* sp. 2 *Saumella?* sp. 1 *Bairdiacypris* sp. 1, Gen. 1 sp. 1 se estende por toda a Formação Corumbataí.

As espécies *Basslerella* sp. 1, *Langdaia?* sp. 1 e *Bairdiacypris* sp. 2 possuem distribuição estratigráfica ampla, ocorrendo por quase toda a extensão vertical da Formação Corumbataí, com os níveis de extinção posicionados nas camadas do topo da coluna elaborada na drenagem intermitente na Fazenda Vale do Araguaia. No entanto, *Silenites* sp. 1 possui distribuição restrita às amostras provenientes desta coluna.

O bioevento de extinção local de *Silenites* sp. 1, *Bairdiacypris* sp. 2 e *Langdaia?* sp. 1, permitem a correlação bioestratigráfica entre as seções descritas na Fazenda Vale do Araguaia e no córrego Cuiabano. Esta informação bioestratigráfica coincide com a correlação por critérios litoestratigráficos estabelecida pela presença de camadas de arenito fino cinza esverdeados, no topo da primeira coluna e na base da segunda.

Todos os gêneros identificados ocorrem na Era Paleozóica (Fig. 27). O gênero *Bairdiacypris* tem seu aparecimento registrado no Meso-Ordoviciano, endêmico nos Estados Unidos da América. No intervalo Siluriano-Triássico sua distribuição passa a ser global, com ocorrência registrada no Gondwana, Eurásia e América do Norte. O registro de *Bairdiacypris*

no Jurássico Inferior é incerto, e nenhuma ocorrência é descrita para idades mais novas (Donze, 1966).

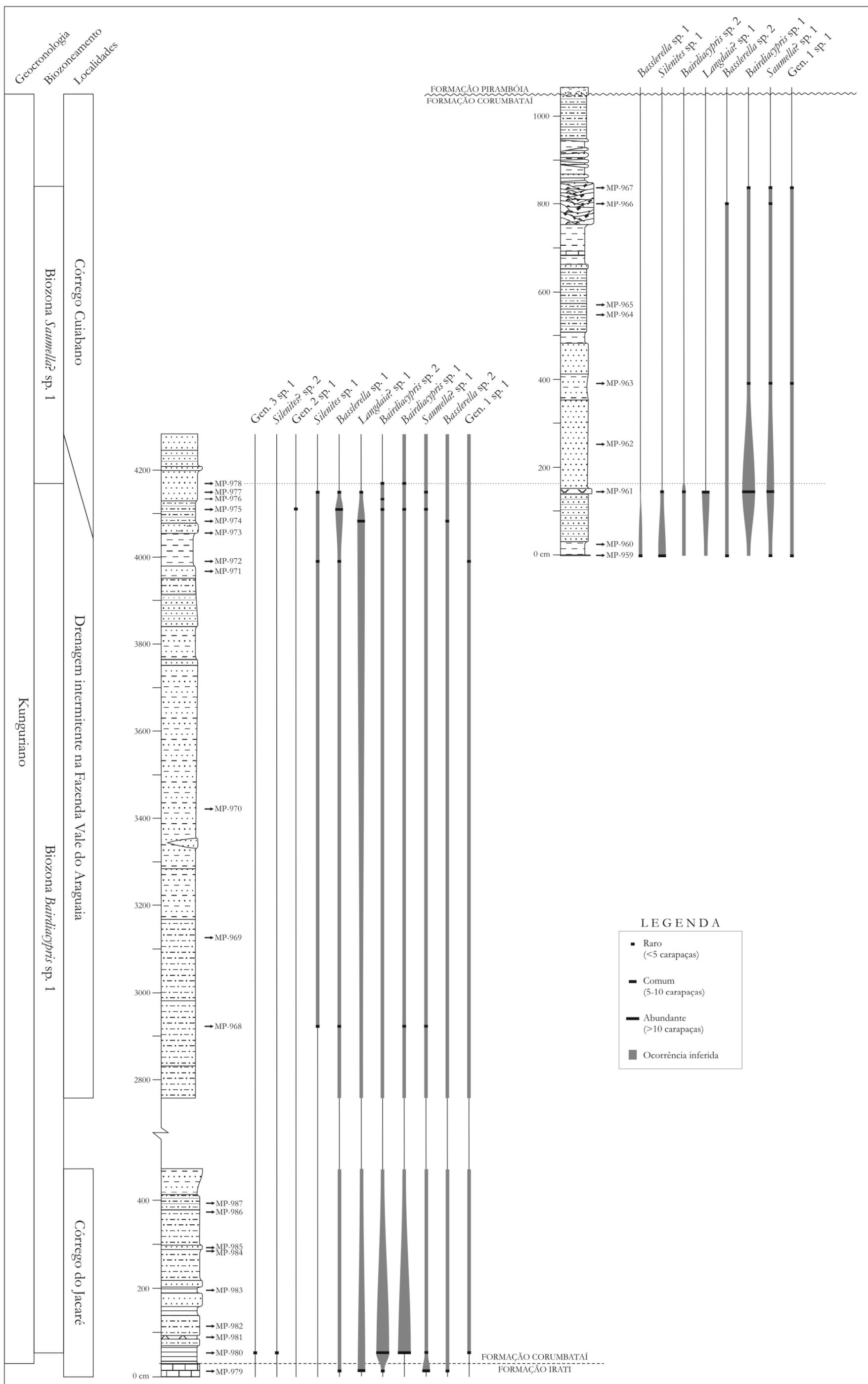
Os gêneros *Silenites* e *Basslerella* surgem no Devoniano (Kummerow, 1953) e apresentam distribuição cosmopolita durante o Permiano (Kellet, 1935; Kellet, 1943; Guan, 1978; Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a). Não há registros de *Silenites* na Era Mesozóica, mas *Basslerella* foi reportada para o Triássico Inferior, na China (Crasquin-Soleau *et al.*, 2007a). O gênero *Langdaia* mostra distribuição geográfica restrita à Omã, durante o Permiano (Crasquin-Soleau *et al.*, 1999). Neste trabalho, estende-se sua distribuição ao Gondwana, para a bacia do Paraná. Posteriormente, durante o Eo-Mesotriássico, sua distribuição se torna cosmopolita (Wang, 1978; Crasquin-Soleau *et al.*, 2005; Crasquin-Soleau *et al.*, 2007b; Haas *et al.*, 2007).

Os gêneros descritos no presente trabalho compartilham a ocorrência em estratos do Permiano, com exceção de *Saumella*. Este táxon tem registro descrito para o Siluriano da Rússia (Zenkova, 1977) e o Mississípiano do Canadá (Crasquin, 1985a) teve sua distribuição estratigráfica estendida, neste trabalho, para o Permiano.

A idade atualmente admitida para a Formação Corumbataí compreende o intervalo Kunguriano-Capitaniano (Milani *et al.*, 2007), baseada, principalmente, na bioestratigrafia de palinómorfos aliada a datações de cinzas vulcânicas (Santos *et al.*, 2006).

No extremo norte da bacia, o intervalo preservado da Formação Corumbataí se restringe ao Kunguriano (Fig. 2). A distribuição estratigráfica das espécies de ostracodes aqui descritas corrobora a idade admitida para esta área da bacia, pois os gêneros descritos ocorrem no Kunguriano. Sugere-se a extensão do aparecimento do gênero *Langdaia* no registro estratigráfico para o Kunguriano, com a ressalva de que estudos posteriores devem ser realizados a fim de confirmar a presença de *Langdaia* neste intervalo, pois a identificação deste táxon no presente trabalho é inconclusiva.

Figura 26. Distribuição estratigráfica das espécies de ostracodes nas seções estudadas, Município de Santa Rita do Araguaia, Estado de Goiás, Brasil.



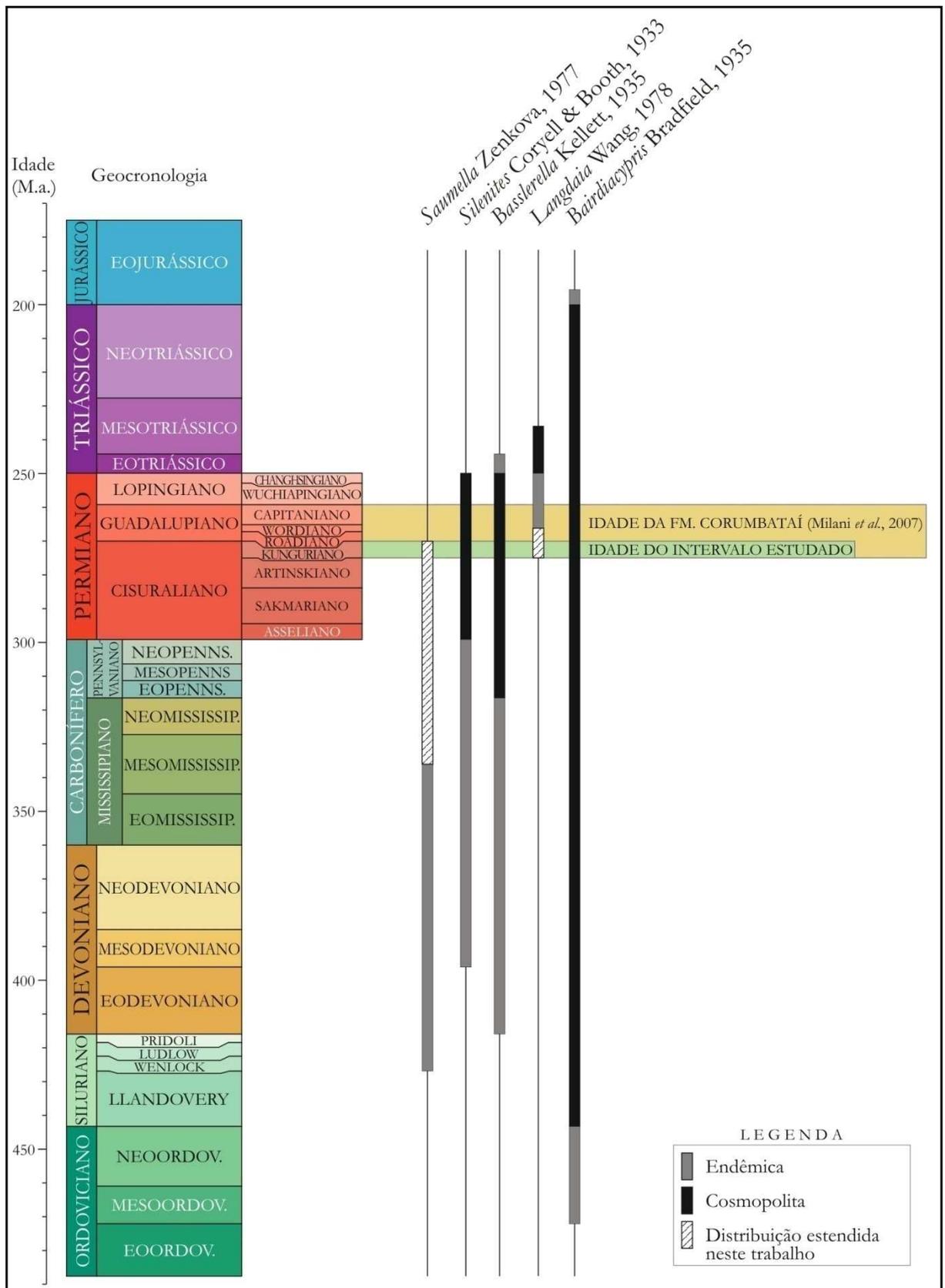


Figura 27. Distribuição estratigráfica dos gêneros identificados, segundo dados apresentados na taxonomia. A idade da Formação Corumbataí, baseada em dados palinológicos, segue Milani *et al.* (2007). Idades segundo ICS (2008).

9. PALEOECOLOGIA E INFERÊNCIAS PALEOAMBIENTAIS

Das onze espécies de ostracodes identificadas no presente trabalho, oito pertencem às famílias Bairdiocyprididae, Cytherideidae, Bairdiidae e Knoxitidae: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1, *Basslerella* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1. Para três espécies que não tiveram determinação em nível de gênero, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 2 e Gen. 3 sp. 3, nenhuma inferência paleoambiental foi possível. Estas três famílias cujos gêneros foram identificadas agrupam gêneros reportados para paleoambiente exclusivamente marinho e, portanto o mesmo admitido para para as oito espécies de ostracodes acima listadas (Tab. XIII).

Tabela XIII. Lista de espécies recuperadas e afinidade paleoecológica, segundo dados apresentados na taxonomia.

Família	Espécie	Ambiente	Paleoecologia	Batimetria	Temperatura
Bairdiocyprididae	<i>Silenites</i> sp. 1	Marinho	Eurihalino	Nerítica	Indeterminado
	<i>Silenites?</i> sp. 2	Marinho	Eurihalino	Nerítica	Indeterminado
Cytherideidae	<i>Basslerella</i> sp. 1	Marinho	Estenohalino	Nerítica	Quente
	<i>Basslerella</i> sp. 2	Marinho	Estenohalino	Nerítica	Quente
Bairdiidae	<i>Saumella?</i> sp. 1	Marinho	Estenohalino	Nerítica a batial	Quente
	<i>Bairdiocypris</i> sp. 1	Marinho	Estenohalino	Nerítica a batial	Quente
	<i>Bairdiocypris</i> sp. 2	Marinho	Estenohalino	Nerítica a batial	Quente
Knoxitidae	<i>Langdaia?</i> sp. 1	Marinho	Estenohalino	Nerítica	Quente
Incertae	Gen. 1 sp. 1	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado
	Gen. 2 sp. 1	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado
	Gen. 3 sp. 1	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado	Indeterminado

A Família Bairdiocyprididae comporta gêneros eurihalinos com registro em ambiente marinho raso, de substrato terrígeno e pelítico macios, com gêneros de hábito endobionte, euritópicos. Espécies maiores e de aspecto robusto aparecem em águas rasas, ocorrendo comumente associados a braquiópodes e a diversidade diminui à medida que se afasta da costa (Melnik & Maddocks, 1988a). Os ostracodes da Família Cytherideidae ocorrem em ambiente raso, com salinidade marinha normal, em substrato terrígeno, pelítico e calcário, com hábito bentônico vágil. Os gêneros da Família Knoxitidae são euritópicos (Melnik & Maddocks, 1988a), mas o gênero *Langdaia* tem sido reportado em paleoambientes neríticos (Crasquin-Soleau & Kershaw, 2005).

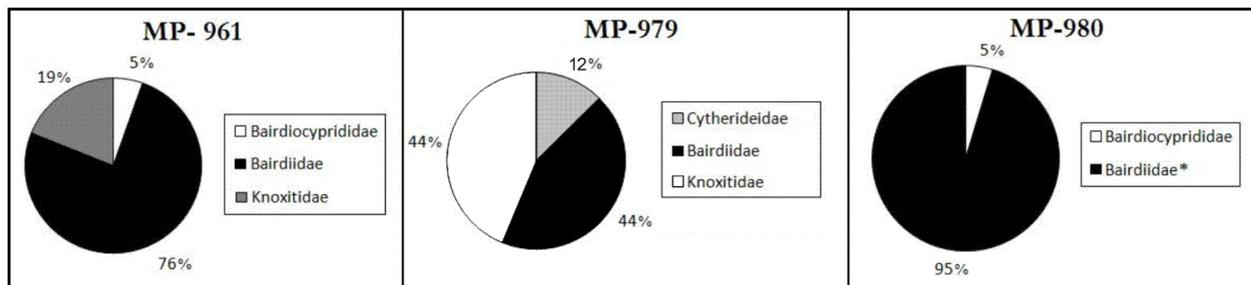


Figura 29. Abundância relativa das famílias de ostracodes nas amostras MP-961, MP-979 e MP-980. A família destacada com * possui indivíduos com ocorrência autóctone.

Melnyk & Maddocks (1988a) descreve o paleoambiente interpretado para as principais famílias de ostracodes marinhos do Neopaleozóico. Nas amostras analisadas, o único táxon cujos indivíduos mostram ocorrência autóctone é a Família Bairdiidae, na amostra MP-980. Segundo Melnyk & Maddocks (1988a), a Família Bairdiidae é geralmente identificada associada a fósseis de esponjas e briozoários, tendo seu aparecimento registrado em paleoambientes rasos a profundos, com salinidade marinha normal, em substrato calcário ou lamoso firme, possuindo hábito escavador. Os representantes lisos desta família são tipicamente marinhos e têm sido encontrados em águas neríticas quentes, com salinidade normal, desde o Neopaleozóico (Crasquin, 1984). O gênero *Bairdiocypris*, representante da família com ocorrência autóctone na amostra MP-980, é abundante em ambientes marinhos proximais (Melnyk & Maddocks, 1988a).

A assemblagem de ostracodes é exclusivamente composta espécies marinhas, neríticas de substrato terrígeno, pelítico a arenoso, provavelmente em águas quentes. Com relação à salinidade, com exceção *Silenites* sp.1 e *Silenites?* sp.2, todas as espécies são estenohalinas. Assim sendo, condições euhalinas podem ser admitidas para o paleoambiente da Formação Corumbataí.

A baixa diversidade ecológica dos ostracodes é característica predominante nos níveis estudados. Esta característica pode ser interpretada de duas maneiras, uma que considera implicações de idade e, outra paleoecológica.

Aquela interpretação relativa à idade seria a proximidade do limite Permiano-Triássico, pois a diversidade da fauna e flora mostra queda abrupta neste intervalo. No entanto, a idade determinada para esta formação não mostra proximidade com o referido limite pois, conforme discutido anteriormente, tanto por ostracodes quanto por palinologia, data-se como Kunguriano.

A outra interpretação, que melhor adequa a assemblagem recuperada da Formação

Corumbataí, leva em consideração a variação natural da diversidade de ostracodes em ambientes distintos, em função da maior ou menor proximidade do sítio deposicional marinho com aqueles límnicos e transicionais. A fauna de ostracodes apresenta menor diversidade em ambientes límnicos e transicionais, estuarino e lagunar, do que em ambientes marinhos abertos (Remane & Schlieper, 1971; Whatley, 1983). A baixa diversidade de espécies marinhas e a baixa abundância de espécies do gênero *Silenites*, cuja alta abundância é indicadora de ambientes lagunares (Melnik & Maddocks, 1988a), nas amostras estudadas sugerem que o paleoambiente da Formação Corumbataí na área de estudo pode ter sido marinho restrito, onde ostracodes marinhos típicos viviam, mas em paleoambiente sem conexão franca com massas oceânicas. Para esta interpretação paleoambiental ser confirmada, é necessário o estudo da formação em mais regiões da bacia do Paraná, pois ambientes marinhos restritos mostram considerável extensão geográfica.

9.1. Paleoambiente da Formação Corumbataí: discussão

As inferências paleoambientais interpretadas neste trabalho corroboram o modelo proposto por Milani *et al.* (2007) para a Formação Corumbataí. Segundo este autor, a porção preservada da formação, no extremo norte da bacia, registra sedimentos depositados em paleoambiente marinho nerítico com pouca influência limnética. Somente a partir do Roadiano, a deposição da Formação Corumbataí passaria a ocorrer em paleoambiente de lagos rasos. Esta passagem de paleoambiente marinho para continental pode resultar na baixa diversidade da fauna de ostracodes observada nas amostras estudadas.

Quando considerados os fósseis descritos em trabalhos anteriores, o ambiente marinho constitui uma interpretação paleoambiental freqüente. Moluscos bivalves, que mostram alta diversidade, são marinhos (Ghilardi, 1999 *in* Petri, 2001). Na formação ocorrem braquiópodes (Fúlvaro *et al.*, 1978 *in* Mendes, 1984) e foraminíferos aglutinantes (Mendes, 1984), apesar destes grupos não terem sido formalmente descritos e ilustrados. Outras evidências paleontológicas que suportam esta interpretação são a ocorrência de estromatolitos, que sugere avanço progradacional de fácies (Schneider *et al.*, 1974), e acritarcas (Daemon *et al.*, 1996). Tempestitos de plataforma, com fisiografia idêntica à de mares epicontinentais (Castro *et al.*, 2001), e teores altos de C¹³ e O¹⁸ encontrados em calcário oolítico (Suguio *et al.*, 1974 *in* Mendes, 1984) também são argumentos em favor de ambiente de sedimentação marinho.

Além das ocorrências de fósseis límnicos, como licófitas e pólen de gimnospermas

(Mezzalana, 1941; Schneider *et al.*, 1974; Simões & Torello, 2003), a ocorrência de oogônios de carófitas foi reportada nas formações Irati e Corumbataí, no Município de Perolândia, há cerca de 130 km da área de estudo do presente trabalho (Almeida, 2005). Nas amostras coletadas no Município de Santa Rita do Araguaia, há a total ausência de elementos límnicos, fato que sugere que o paleoambiente limnético se encontrava distante e exercia pouca influência na área de estudo, apesar da proximidade do registro de Almeida (2005).

Assim como a fauna de peixes, as espécies de ostracodes do sudoeste de Goiás mostram que a fauna da Formação Corumbataí não foi endêmica. A ocorrência de gêneros comuns em ambiente marinho do mar de Tethys, como *Silenites*, *Basslerella* e *Bairdiacypris* corroboram a hipótese de comunicação deste ambiente deposicional com outros paleoambientes marinhos coevos.

A assemblagem de moluscos bivalves da Formação Corumbataí, que inclui indivíduos jovens e adultos, parece indicar eventos de mortalidade em massa (Fulvario, 1964). Tal característica não parece ter influenciado a fauna de ostracodes, pois seu registro bioestratigráfico não apresenta níveis de extinção em massa, ao menos na localidade estudada.

A ocorrência freqüente de ostracodes alóctones, em lentes de composição bioclástica (Fig. 9.B), corrobora, por sua vez, o modelo paleoambiental de eventos de tempestade. A maior parte das ocorrências fossilíferas nas seções estudadas está relacionada com estas concentrações tafonômicas de restos animais, e, das amostras estatisticamente analisadas, apenas a ocorrência de *Bairdiacypris* sp. 2, na amostra MP-980, pode ser considerada autóctone. Esta alta freqüência de ostracodes alóctones pode ser explicada pelo transporte de restos em eventos de alta energia, previamente reconhecidos pelo estudo tafonômico de moluscos bivalves descritos por Klein & Simões (1998), Ghilardi (1999 *in* Petri, 2001) e Simões & Torello (2003).

10. CONCLUSÕES

Onze espécies de ostracodes foram descritas para as seções estudadas, todas indeterminadas. São elas: *Silenites* sp. 1, *Silenites?* sp. 2, *Basslerella* sp. 1, *Basslerella* sp. 2, *Saumella?* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 1, *Bairdiocypris* sp. 2, *Langdaia?* sp. 1, Gen. 1 sp. 1, Gen. 2 sp. 2 e Gen. 3 sp. 3. Os ostracodes ocorrem com abundância moderada na Formação Corumbataí nas proximidades do Município de Santa Rita do Araguaia.

As amostras MP-961, MP-979 e MP-980 foram selecionadas para estudos de estrutura populacional a fim de determinar ocorrências autóctones e alóctones, devido à abundância relativa de carapaças. Segundo o método analítico adotado, a deposição autóctone pode ser interpretada apenas para *Bairdiocypris* sp. 2, na amostra MP-980. As demais espécies, em todas as três amostras, depositaram-se após transporte, em ambientes onde a energia do fluxo decresceu a ponto de permitir a deposição das carapaças alóctones de estágios juvenis. Esta alta freqüência de ostracodes alóctones pode ser explicada pelo transporte de restos em eventos de alta energia, neste caso possivelmente relacionados a eventos de tempestade.

A assemblagem de ostracodes permite a interpretação de paleoambiente marinho raso, euhalino, em substrato terrígeno pelítico a arenoso, provavelmente em paleoclima quente. As inferências paleoambientais foram feitas pela presença das famílias marinhas Bairdiidae, Bairdiocyprididae, Cytherideidae e Knoxitidae. Destas, apenas a Família Bairdiidae registra carapaças autóctones em ambiente de alta energia. A baixa diversidade da fauna sugere ambiente deposicional marinho restrito, hipótese a ser confirmada com o estudo em diferentes regiões da Formação Corumbataí na bacia do Paraná.

Todos os gêneros identificados ocorrem na Era Paleozóica e compartilham a ocorrência em estratos do Permiano, com exceção de *Saumella*. Este gênero tem registro descrito para o Siluriano da Rússia e o Mississipiano do Canadá teve sua distribuição estratigráfica estendida, neste trabalho, para o Permiano. A idade atualmente admitida para a Formação Corumbataí compreende o intervalo Kunguriano-Capitaniano, baseada, principalmente, na bioestratigrafia de palinomorfos, aliada a datações absolutas de cinzas vulcânicas. A distribuição estratigráfica dos ostracodes aqui descritos corrobora estas datações e confirma Kunguriano para a deposição da formação no noroeste da bacia do Paraná.

11. REFERÊNCIAS¹

- Abushik, A.F. 1971 [Ostracodes do Siluriano-Eodevoniano da seção de referência de Podolia] [russo]. In: V.A. Ivanova (ed.) [ostracodes paleozóicos das seções de referência da porção européia da URSS] [russo]. Izdatel'stvo Nauka, p. 121-122.
- Adamczak, F. 1976. Middle Devonian Podocopida (Ostracoda) from Poland: their morphology, systematics and occurrence. *Senckenbergiana Lethaea*, **57**(4/6):265-467.
- Almeida, C. M. 2005. *Taxonomia e paleoecologia de ostracodes do Permiano da bacia do Paraná, Estado de Goiás, Brasil: Considerações paleoambientais e cronoestratigráficas*. Instituto de Geociências (IG) da Universidade de Brasília (UnB), Dissertação de Mestrado n°194, 59p.
- Almeida, C.M. & Do Carmo, D.A. (em preparação). Ostracods from Irati and Corumbataí formations, Paraná basin, Goiás State, Brazil: relative dating and palaeoenvironmental approaches.
- Alvarenga, C.J.S.; Guimarães, E.M.; Assine, M.L.; Perinotto, J.A. & Laranjeira, N.P.F. 1998. Seqüência Ordovício-Siluriana e Devoniana no flanco norte da bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(3):587-606.
- Andreis, R.R & Carvalho, I.S. 2001. A Formação Corumbataí (Permiano Superior-Triássico Inferior, bacia do Paraná) na região de Pau Preto, Município de Taguaí, São Paulo, Brasil: análise paleoambiental e das pegadas fósseis. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **2**:33-46.
- Araújo, L.M.; Rodrigues, R. & Scherer, C.M.S. 2004. Interrelação entre a fábrica sedimentar, o conteúdo orgânico e o potencial redox do ambiente deposicional, deduzida das litofácies de rampa distal das seqüências deposicionais da Formação Irati, Permiano da bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **12**(2)429-434.
- Baird, W. 1846. Arrangement of the British Entomostraca, with a list of species, particularly noticing those which have as yet been discovered within the bounds of the club. *Berwickshire Nat. Club*, **2**(13):152.
- Barbosa, O. & Gomes, F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, Estado de São Paulo. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Ministério da Agricultura, 40p. (Boletim 171).
- Becker, L.; Poreda, R.J.; Hunt, A.G.; Bunch, T.E. & Rampino, M. 2001. Impact event at the Permian-Triassic Boundary: evidence from extraterrestrial noble gases in fullerenes. *Science*, **291**:1530-1533.
- Benton, M.J. 1995. Diversification and Extinction in the History of Life. *Science*, **268**:52-58.
- Berdan, J.M. 1971. Some Ostracodes from the Schoharie Formation (Lower Devonian) of New York. In: F.T. Dutro Jr (ed) *Paleozoic perspectives: a paleontological tribute to G. Arthur Cooper* (Smithsonian Contributions to Paleobiology, Number 3), Smithsonian Institution Press, p. 161-174.
- Bergue, C.T. 2006. A aplicação dos ostracodes (Crustacea) em pesquisas paleoceanográficas e paleoclimáticas. *Terræ Didática*, **2**(1):54-66.
- Beurlen, K. 1954. Paläogeographie und Morphogenese des Paraná-Beckens (Süd-Brasilien). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **106**:519-537.
- Bosquet, J. 1852. Description des Entomostráces fossils des terrains Tertiaires de la France et de la Belgique. *Acad. Roy. Sci. Lettres Beaux-Arts Belgique. Mém. Cour., Bruxelles*, **24**(1850-1851):37.
- Bradfield, H.H. 1935. Pennsylvanian Ostracoda of the Ardmore Basin, Oklahoma, *Bulletin of*

¹ As referências bibliográficas estão citadas segundo as normas da Revista Brasileira de Paleontologia.

American Paleontology **22**:1-173.

- Bradley, D.C. no prelo. Passive margins through earth history. *Earth-Science Reviews*.
- Brady, G.S. & Robertson, D. 1885. Genus Darwinula. In: T.R. Jones (ed.) *On the Ostracoda of the Purbeck Formation; with notes on the Wealden species*. Quat. Jour. Geological Society of London **41**parte **3**(163):346.
- Brady, G.S. 1868. A synopsis of the Recent British Ostracoda. *Observer*, **12**:117.
- Brady, G.S. 1880. Report on the Ostracoda dredged by HMS Challenger during the years 1873-1876 (Report on the scientific results of the Voyage of HMS Challenger). *Zoology*, **1**:1-184.
- Cardoso, J.P. 1917. *Relatório do anno de 1916*. Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo, Secretaria da Agricultura Commercio e Obras Publicas. Relatório interno, 20p.
- Casier, J.-G. & Lethiers, F. 1998a. Les ostracodes survivants a l'extinction du Devonien Supérieur dans la coupe du col de Devils Gate (Nevada, U.S.A.). *Geobios*, **30**(6):811-821.
- Casier, J.-G. & Lethiers, F. 1998b. Ostracods late Devonian mass extinction: the Schmidt quarry parastratotype (Kellerwald, Germany). *Earth & Planetary Sciences*, **326**:71-78.
- Casier, J.-G. & Lethiers, F. 1998c. The recovery of the ostracod fauna after the Late Devonian mass extinction: the Devils Gate Pass section example (Nevada, USA). *Earth & Planetary Sciences*, **327**:501-507.
- Casier, J.-G.; Berra, I.; Olempska, E.; Sandberg, C. & Prétat, A. 2006. Ostracods and facies of the Early and Middle Frasnian at Devils Gate in Nevada: Relationship to the Alamo Event. *Acta Palaeontologica Polonica* **51**(4):813-828.
- Casier, J.-G.; Devleeschouwer, X.; Lethiers, F.; Prétat, A. & Racki, G. 2002. Ostracods and fore-reef sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in Kielce (Holy Cross Mountains, Poland). *Acta Palaeontologica Polonica* **47**(2):227-246.
- Casier, J.-G.; Lethiers, F. & Baudin, F. 1999. Ostracods, organic matter and anoxic events associated with the Frasnian/Famennian boundary in the Schmidt quarry (Germany). *Geobios*, **32**(6):869-881.
- Castro, J.C.; Rohn, R.; Castro, M.R. & Toledo, C.E.V. 2001. Camadas de tempestito grosso (*coarse grained storm beds*): exemplos do Permiano da bacia do Paraná. *Revista Escola de Minas* **54**(3):179-184.
- Chitnarin, A.; Crasquin, S.; Chonglakmani, C.; Broutin, J. Grote, P.J. & Thanee, N. 2008. *Geobios*, **41**:341-353.
- Christofoletti, S.R.; Thomazella, H.R.; Moreno, M.M.T. & Masson, M.R. 2005. Utilização da análise estatística multivariada no tratamento de dados aplicados a matérias-primas cerâmicas. *Revista do Instituto Geológico*, **26**(1/2):19-29.
- Cooper, C.L. 1946. Pennsylvanian ostracodes of Illinois. *Illinois State Geological Survey Bulletin*. **70**:1-177.
- Copeland, M.J. 1974. Silurian Ostracoda from Anticosti Island, Quebec. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, **241**:1-133.
- Copeland, M.J. 1977. Early Paleozoic Ostracoda from southwestern District of Mackenzie and Yukon Territory. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **275**:1-88.
- Cordell, R.J. 1952. Ostracodes from the Upper Pennsylvanian of Missouri. Part I: The Family Bairdiidae. *Journal of Paleontology*, **26**(1):74-112.
- Coryell, H.N. & Booth, R.T. 1933. Pennsylvanian Ostracoda; A continuation of the study of the Ostracoda fauna from the Wayland shale, Graham, Texas. *American Midland Naturalist* **14**(3):258-253.
- Crasquin, S. 1984. L'écozone à Bairdiacea et al. Paraparchitacea (Ostracoda) au Dinatien. *Geobios*, **17**(3):341-348.

- Crasquin, S. 1985a. Nouvelles especes d'ostracodes Dinatiens (France, Belgique, Canada). *Revue de Paléobiologie*, **4**(1):79-109.
- Crasquin, S. 1985b. Zonation par les ostracodes dans Le Mississipien de L'Ouest Canadien. *Revue de Paléobiologie*, **4**(1):43-52.
- Crasquin, S.; Carcione, L. & Martini, R. 2008. Permian ostracods from the Lercara Formation (Middle Triassic-Carnian?), Sicily, Italy. *Palaeontology*, **51**(3):537-560.
- Crasquin-Soleau S. & Depêche F. 1993. Paleocology of ODP Leg 122 Triassic Ostracodes (Wombat Plateau, NW Australia). *Geobios*, **26**(3):331-344.
- Crasquin-Soleau S. & Gradinaru, E. 1996. Early Anisian ostracode fauna from the Tulcea Unit (Cimmerian North Dobrogean Orogen, Romania). *Annales de Paleontologie*, **82**(2):59-116.
- Crasquin-Soleau S. & Kershaw S. 2005. Ostracod fauna from the Permian-Triassic Boundary Interval of South China (Huaying Mountains, eastern Sichuan Province): palaeoenvironmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **127**:131-141.
- Crasquin-Soleau S. & Orchard M.J. 1994. Upper Paleozoic ostracodes of the Harper Ranch beds (south-central British Columbia, Canada). *Micropaleontology*, **40**(3):242-254.
- Crasquin-Soleau S. 1997. First Upper Paleozoic Ostracodes from British Columbia (Canada): Harper Ranch Group. *Palaeontographica*, **244**(1-3):37-84.
- Crasquin-Soleau S., Vaslet D. & Le Nindre Y.M. 2005. Ostracods as markers of the Permian/Triassic boundary in the Khuff Formation of Saudi Arabia. *Palaeontology*, **48**(4):853-868.
- Crasquin-Soleau S.; Broutin J.; Roger J.; Platel J.-P.; Al Hashmi A.; Angiolini L.; Baud A.; Bucher H. & Marcoux J. 1999. First Permian ostracode fauna from the Arabian Plate (Khuff Formation, Sultanate of Oman). *Micropaleontology*, **45**(2):163-182.
- Crasquin-Soleau S.; Galfetti T. & Bucher H. 2006. Palaeoecological changes after the end-permian mass extinction: Early Triassic ostracods from North West Guangxi, South China. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **112**(1):55-75.
- Crasquin-Soleau S.; Galfetti T.; Bucher H.; Kershaw S. & Feng Qinglai. 2007b. Ostracod fauna recovery in the aftermath of Permian-Triassic crisis: Palaeozoic-Mesozoic turnover. *Hydrobiologia*, **585**:13-27.
- Crasquin-Soleau S.; Marcoux J.; Angiolini L. & Nicora A. 2004a. Palaeocopida (Ostracoda) across the Permian-Triassic events: new data from South-Western Taurus (Turkey). *Journal of Micropalaeontology*, **23**:67-76.
- Crasquin-Soleau S.; Marcoux J.; Angiolini L.; Richoz S.; Nicora A.; Baud A. & Bertho Y. 2004b. A new ostracode fauna from the Permian-Triassic boundary in Turkey (Taurus, Antalya Nappes). *Micropaleontology*, **50**(3):281-296.
- Crasquin-Soleau, S.; Chen, S.-Z.; Li, W.-Z. & Cao, C.-Q. 2007a Ostracods from the Lopingian and Permian-Triassic boundary beds at the Gyanyima section in southwestern Tibet, China. *Palaeoworld*, **16**:222-232.
- Crichton, M. 1988. In Crichton, M. 2007. *Álbum de viagens*. Rocco, Rio de Janeiro, 471p (epígrafe extraída da página 466).
- Daemon, R.F. & Quadros, L.P. 1970. Bioestratigrafia do Neopaleozóico da bacia do Paraná: *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, XXIV, 1970. *Anais...*, Brasília, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), p. 359-412.
- Daemon, R.F., Casaletti, P.L. & Ciguel, J.H.G. 1996. Biopaleogeografia da bacia do Paraná. *In*: SIMPÓSIO SUL AMERICANO DO SILURO-DEVONIANO, 1996. *Anais*, Ponta Grossa, Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG)/Universidade Federal do Paraná (UFPR), p. 55-71.

- Dellazzana, J.G. 1976. Contribuição à palinologia da Formação Irati (Permiano) Rio Grande do Sul, Brasil. *Ameghiniana*, **XIII**(1):1-42.
- Delo, D.M. 1930. Some Upper Carboniferous Ostracoda from the shale basin of western Texas. *Journal of Paleontology*, **4**:152-178.
- Dépêche, F. & Crasquin-Soleau, S. 1992. 26. Triassic Marine Ostracodes of the Australian Margin (Holes 759b, 760b, 761c, 764a, And 764b). In: U. von Rad, *et al* (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Integrated Ocean Drilling Program, **122**:453-462.
- Díaz Saravia, P. & Herbst, R. 2001. Ostrácodos duceacuícolas de la Formación Yaguarí, Pérmico Superior, R.O. del Uruguay. *Ameghiniana*, **38**(2):213-218.
- Donze, P. 1966. Ostracodes de l'Hettangien entre Aubenas et Privas (Ardèche), *Travaux des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, n.s.*, **13**:121-139.
- Dos Anjos, C. W. D. 2008. *Facteurs conditionnant la genèse des minéraux argileux des blackshales et des pélites associées à La Formation Irati, nord du Bassin Du Paraná*. Université de Poitiers, U.P., França, com período co-tutela na Universidade de Brasília, Tese de doutorado 124 p.
- Dumont, A.S. 1893. In Cheuiche, A. 2001. *Nos céus de Paris – O romance da vida de Santos Dumont*. L&PM Pocket, Porto Alegre, 308p (epígrafe extraída da página 73).
- Echols, D.J. & Creath, W.B. 1959. Survey of Mississippian, Pennsylvanian, and Permian Ostracoda Recorded in the United States. *Micropaleontology*, **5**(4):389-414.
- Engelhardt, W.v.; Matthäi, S.K.; Walzebeck, J. 1992. Araguainha impact crater, Brazil. I. The interior part of the uplift. *Meteoritics*, **27**:442-457.
- Faria, R.S.; Ricardi-Branco, F. & Rohn, R. 2007. Licófitas Neopermianas da Formação Corumbataí, SP. *Revista Brasileira de Biociências*, **5**(2):6-8.
- Fulvaro, V.J. 1964. *A Formação Corumbataí nos arredores de Conchas, Estado de São Paulo*. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p.43-53 (Boletim volume 13, nº 1-2).
- Gama Jr., E.G. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (exclusive Formação Irati): um modelo geomórfico. *Revista Brasileira de Geociências*, **9**(1):1-16.
- Gama Jr., E.G.; Bandeira Jr. A.N. & França, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **12**(4):578-589.
- Gluchowski, E.; Casier, J.-G. & Olempska, E. 2007. Crinoid and ostracod succession within the Early–Middle Frasnian interval in the Wietrznia quarry, Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeontologica Polonica*, **51**(4):695-706.
- Goldberg, K. 2004. Floral diversity data in the assessment of paleoclimate in the Paraná Basin, southern Brazil. *The Journal of Geology*, **112**:719-727.
- Gorsky, V.P.; Gusseva, E.A.; Crasquin-Soleau, S. & Broutin, J. 2003. Stratigraphic data of the Middle-Late Permian on Russian Platform. *Geobios*, **36**:533-558.
- Guan, S. 1978. *Silenites limatus* Guan. In: Guan, S.; Sun, Q.; Jiang, Y.; Li, L.; Zhao, B.; Zhang, X.; Yang, R. & Feng, B. Ostracoda. In: [Atlas paleontológico da China Central e Sul. Volume 4 (Microfósseis)] [Chinês]. *Geological Publishing House*, p.323.
- Guan, S.; Quanying, S.; Yewen, J.; Linli, L.; Biequan, Z.; Xieqiu, Z.; Runlin, Y. & Boying, F. 1978. [Ostracoda]. In: [Atlas paleontológico da China Central e Sul. Volume 4 (microfósseis)] [chinês]. *Geological Publishing House*, 323? p.
- Guan, S.-S. 1985. [Ostracodes mesotriássicos marinhos do oeste de Hubei] [chinês com resumo em inglês]. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, **2**(2):171-172.
- Guerra, M. 1975. Presença do gênero *Polysolenoxylon* na Formação Irati, Rio Grande do Sul, Brasil: In: CONGRESO ARGENTINO DE PALEONTOLOGÍA Y BIOESTRATIGRAFIA, I, 1975, *Actas...*, Tucumán, p. 371-399.

- Haas, J.; Demény, A.; Hips, K.; Zajzon, N.; Weiszburg, T.G.; Sudar, M. & Pálffy, J. 2007. Biotic and environmental changes in the Permian-Triassic boundary interval recorded on a western Tethyan ramp in the Bükk Mountains, Hungary. *Global and Planetary Change*, **55**:136-154.
- Hallam, A. & Wignall, P.B. 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, **48**:217-250.
- Hammerschmidt, K. & Engelhardt, W. v. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics*, **30**:227-233.
- Harlton, B.H. 1927. Some Pennsylvanian ostracodes of the Glenn and Hoxbar formations of southern Oklahoma and the upper part of the Cisco formation of northern Texas. *Journal of Paleontology*, **1**:203-212.
- Hoare, R.D. & Merrill, G.K. 2004. A Pennsylvanian (Morrowan) ostracode fauna from Texas. *Journal of Paleontology*, **78**(1):185-204.
- Ibrahim, L. 2008. *Argilominerais da porção basal da Formação Corumbataí (bacia do Paraná) na região de Rio Claro/SP*. Programa de Pós-Graduação em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Campus de Rio Claro, Tese de doutorado 136 p.
- International Commission on Stratigraphy. 2008. International Stratigraphic Chart. [Online]. Disponível em: <http://www.stratigraphy.org/chcu.pdf> [Acessado em 18 de dezembro de 2008].
- Jiang, Z.W.; Xie, L.C. & Wei, M. 1983. [Superfamília Healdiacea da Ordem Podocopida] [chinês]. In: [Atlas paleontológica do sudoeste da China, Volume de microfósseis], Editora de Publicação Geológica do Instituto Chengdu de Geologia e Recursos Minerais, p. 187-188.
- Jin, Y.G.; Wang, Y.; Henderson, C.; Wardlaw, B.R.; Shen, S.Z. & Cao, C. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of Changhsingian Stage (Upper Permian). *Episodes*, **29**(3):175-182.
- Jones, T.R. & Kirkby, J.W. 1879. *Description of the species of the ostracodous genus Bairdia, M'Coy, from the Carboniferous strata of Great Britain*. Londres, Geol. Soc. London, Quart. Jour., p. 573 (vol. 35).
- Jordan, H. 1959. Ostracoden aus dem Älteren Herzyn (Unterdevon) des Harzes und ihre stratigraphische Bedeutung. *Freiberger Forschungsht.*, **C**(72):22-24.
- Kegel, W. 1932. Zur Kenntnis paläozoischer Ostrakoden: II – Bairdiidae aus dem Mitteldevon des Rheinischen Schiefergebirges. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin*, **52**:246.
- Kellet, B. 1935. Ostracodes of the Upper Pennsylvanian and the Lower Permian Strata of Kansas: III. Bairdiidae (Concluded), Cytherellidae, Cypridinidae, Entomoconchidae, Cytheridae and Cypridae. *Journal of Paleontology*, **9**(2):132-166.
- Kellet, B. 1943. Permian ostracodes. *Journal of Paleontology*, **17**(6):615-628.
- Kesling, R.V. 1951. *Terminology of ostracod carapaces*. Michigan, University of Michigan, p. 93-171 (Contributions from the Museum of Paleontology, vol IX, n° 4).
- Klein, C. & Simões, M.G. 1998. Tafonomia de pelecípodes da Formação Teresina (Permiano), Tiaraçu, RS, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(3):617-625.
- Knoll, A.H.; Bambach, R.K.; Canfield, D.E. & Grotzinger, J.P. 1996. Comparative Earth History and Late Permian Mass Extinction. *Science*, **273**:452-457.
- Kochetkova, N.M. & Guseva, E.A. 1972. [Ostracodes eopermianos do sul e centro dos pré-Urais] [russo]. *Izdatel'stvo Nauka*, p.79-70.
- Koerberl, C. 2007. Impakt und Massensterben – Ein Überblick über den aktuellen Forschungsstand. *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **147**(1+2):169-191.

- Kraft, J. C., 1962, Morphologic and systematic relationships of some Middle Ordovician Ostracoda. *Geological Society of America Memoir*, **86**:104p.
- Kummerow, E. 1939. Die Ostrakoden und Phyllopoden des Deutschen Unterkarbons. *Jahrbuch der Preußischen Geologischen Landesanstalt zu Berlin, Neue Folge*, **194**:107p.
- Kummerow, E. 1953. Über oberkarbonische und devonische Ostracoden in Deutschland und in der Volksrepublik Polen. *Geologie (Berlin)*, **2**(7):75p.
- Lana, C.; Romano, R.; Reimold, U. & Hippertt, J. 2006. Collapse of large complex impact craters: Implications from the Araguainha impact structure, central Brazil. *Geology*, **34**(1):9-12.
- Lana, C.; Souza Filho, C.R.; Marangoni, Y.R.; Yokoyama, E.; Trindade, R.I.F.; Tohver, E.; Reimold, W.U. 2007. Insights into the morphology, geometry, and post-impact erosion of the Araguainha peak-ring structure, central Brazil. *GSA Bulletin*, **119**(9/10):1135-1150.
- Lethiers, F. & Casier, J.-G. 1999. Autopsie d'une extinction biologique. Une exemple: la crise de la limite Frasnien-Famennien (364 Ma). *Earth & Planetary Sciences*, **329**:303-315.
- Lethiers, F.; Baudin, F. & Casier, J.-G. 1998. Ostracodes de la limite Frasnien-Famennien em environnement anoxique (La Serre, Montagne Noire, France). *Revue de Micropaléontologie*, **41**(4):321-336.
- Levinson, S.A. 1962. Bibliography and Index to New Genera and Species of Ostracoda for 1958-1959. *Micropaleontology*, **8**(1):77-105.
- Liebau, A. 2005. A revised classification of the higher taxa of the Ostracoda (Crustacea). *Hydrobiologia*, **538**:115-137.
- Liu, Z.-M. 1985. [Ostracodes meso-devonianos do Condado de Ninglang, Yunnan] [chinês com resumo em inglês]. *Acta micropalaeontologica Sinica*, **2**(2):201-202.
- Mantovani, M.S.M.; Quintas, M.C.L.; Shukowsky, W. & Brito Neves, B.B. 2005. Delimitation of the Paranapanema Proterozoic block: a geophysical contribution. *Episodes*, **28**(1):18-22.
- Maranhão, M.S. & Petri, S. 1996. Novas ocorrências de fósseis nas formações Corumbataí e Estrada Nova do Estado de São Paulo e considerações preliminares sobre seu significado paleontológico e bioestratigráfico. *Revista do Instituto Geológico*, São Paulo, **17**(1-2):33-54.
- Masurel, H. 1989. Ostracods as palaeoenvironmental indicators in the Lower Carboniferous Yoredale Series of northern England. *Journal of Micropaleontology*, **8**(2):157-182.
- M'Coy F. 1844. A Synopsis of the Characters of the Carboniferous Limestone Fossils of Ireland. *University Press, Dublin*, 207 p.
- Mello e Sousa, S.H. 1985. *Fácies sedimentares das Formações Estrada Nova e Corumbataí no Estado de São Paulo*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), Dissertação de mestrado, 142 p.
- Mello, M.R.; Koutsoukos, E.A.M.; Santos Neto, E. & Telles Jr., A.C.S. 1993. Geochemical, and micropaleontological characterization of lacustrine and marine hypersaline environments from Brazilian sedimentary basins. In: B.J. Katz & L.M. Pratt (eds.) *Source Rocks in a Sequence Stratigraphic Framework*, AAPG Studies in Geology n.37, p. 17-34.
- Melnyk, D.H. & Maddocks, R.F. 1988a. Ostracode Biostratigraphy of the Permian-Carboniferous of Central and North-Central Texas, Part I: Paleoenvironmental Framework. *Micropaleontology*, **34**(1):1-20.
- Melnyk, D.H. & Maddocks, R.F. 1988b. Ostracode Biostratigraphy of the Permian-Carboniferous of Central and North-Central Texas, Part II: Ostracode Zonation. *Micropaleontology*, **34**(1):21-40.
- Melville, H. 1851 in Melville, H. 2008. *Moby Dick*. Cosac Naify, São Paulo, 656 p. (epígrafe extraída da página 299).

- Mendes, J.C. 1984. Sobre os ambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto Geológico*, **5**(1/2):15-24.
- Mezzalira, S. 1941. *Geologia do Estado de São Paulo*. São Paulo, Secretaria da Agricultura, p.69-84 (Boletim do Instituto Geográfico e Geológico nº41).
- Mezzalira, S., Mendes, J.C. & Maranhão, M.S.A.S. 1990. *Anbembia*: novo gênero de bivalves do Grupo Passa Dois – Permiano. *Revista do Instituto Geológico*, **11**(1):51-54.
- Mezzalira, S.; Azevedo, A.A.B.; Tominaga, L.K.; Pressinotti, M.M.N. & Massoli, M. 1981. *Léxico estratigráfico do Estado de São Paulo*. São Paulo, Secretaria de Agricultura e Abastecimento, Coordenadoria da Pesquisa de Recursos Naturais, Instituto Geológico, p.47-50 (Boletim nº 5).
- Miall, A.D. 1990. Facies Analysis. In: A.D. Miall *Principles of sedimentary basin analysis*. 2ª ed. New York, Springer-Verlag, p. 149-264.
- Mikhaylova, Ye. D. 1981. Predstaviteli rodov Saumella i Obisafitelli (Ostracoda) iz nizhnego devona Yuzhnogo Tyan-Shanya [Português: Representantes dos gêneros *Saumella* e *Obisafitella* (Ostracoda) do Devoniano Inferior do sul de Tien Shan]. *Zapiski Leningradskogo, Ordena Lenina, Ordena Oktyabr'skoy Revolyutsii i Ordena Trudovogo Krasnogo Znameni Gornogo Instituta im G.V. Plekhanova*, **85**:21-32.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio Sul-Occidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**(4):473-484.
- Milani, E.J. & Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**(3):199-205.
- Milani, E.J. 1992. Intraplate tectonics and the evolution of the Paraná basin, SE Brazil. In: M.J. de Wit & I.G.D. Ransome (eds.) *Inversion tectonics of the Cape Fold Belt, Karoo and cretaceous basins of southern Africa*, Balkema, p. 101-108.
- Milani, E.J. 1997. *Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental*. 1997. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de doutorado, 254 p. + volume de anexos.
- Milani, E.J.; França, A.B. & Medeiros, R.Á. 2006. Rochas geradoras e rochas-reservatório da bacia do Paraná, faixa oriental de afloramentos, Estado do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(1):135-162.
- Milani, E.J.; França, B. F. & Schneider, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **8**(1):69-82.
- Milani, E.J.; Melo, J.H.G.; Souza, P.A., Fernandes, L.A. & França, A.B. 2007. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(2):265-287.
- Moon, H.-K.; Min, B.-H.; Fletcher, A.B.; Kim, B.-G.; Han, W.-Y.; Chun, M.-Y.; Jeon, Y.-B.; Lee, W.-B. 2001. Terrestrial Impact Cratering Chronology : A Preliminary Analysis. *Journal of Astronomy and Space Science*, **18**(3):191-208.
- Morey, P.S. 1936. Ostracoda from the Chouteau Formation of Missouri. *Journal of Paleontology*, **10**(2):114-122.
- Mussa, D. 1978. *On the anatomy of Wood showing affinities with the genus *Vertebraria* Royle, from the Irati Formation, State of São Paulo, Brazil*. São Paulo, Universidade de São Paulo (USP), Instituto de Geociências (IG), **9**:153-201 (Boletim IG).
- Mutter, R.J.; Richter, M. & Toledo, C.E.V. 2007. In pursuit of causes for the greatest mass extinction: the Permo-Triassic Boundary in the Southern Hemisphere – part I (Fishing for fossils in 260 million years old sedimentary rocks of a former epicontinental sea in southern Brazil). *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **152**(3):1-8.

- Mutter, R.J.; Tomassi, H.Z. & Do Carmo, D.A. 2008. In pursuit of causes for the greatest mass extinction: the Permo-Triassic Boundary in the Southern Hemisphere – part II (Investigating 260 million years old, meteorite-impacted sedimentary rocks in central-west Brazil). *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **153**(3/4):81-91.
- Oelofsen, B. & Araújo, D.C. 1983. Palaeoecological implications of the distribution of mesosaurid reptiles in the Permian Irati sea (Paraná basin), South America. *Revista Brasileira de Geociências*, **13**(1):1-6.
- Oliveira, L.O.A. 1989. Aspectos da evolução termomecânica da bacia do Paraná no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **19**(3):330-342.
- Palacios-Fest, M.R.; Cohen; A.S. & Anadón, P. 1994. Use of ostracodes as paleoenvironmental tools in the interpretation of ancient lacustrine records. *Revista Española de Paleontología*, **9**(2):145-164.
- Perinotto, J.A.J. & Rösler, O. 1985. Nota sobre a ocorrência de *Glossopteris* na porção superior da Formação Corumbataí. In: *Coletânea de trabalhos Paleontológicos*, Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), p.619-622 (Série Geologia nº27, Seção Paleontologia e Estratigrafia nº2).
- Pessôa, R.H.C. 1985. Madeiras gimnospérmicas no Irati do Rio Grande do Sul: observações sobre anatomia, sistemática e paleoecologia. In: *Coletânea de trabalhos Paleontológicos*, Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), p.623-639 (Série Geologia nº27, Seção Paleontologia e Estratigrafia nº2).
- Petri, S. 2001. As pesquisas paleontológicas no Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **1**:9-136.
- Piñeiro, G; Marsicano, C.; Goso, C. & Morosi, E. 2007. Temnospondyl diversity of the Permian-Triassic Colonia Orozco local fauna (Buena Vista Formation) of Uruguay. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **10**(3):169-180.
- Polenova, E.N. 1970. [Late Silurian and Early Devonian ostracods of the Altai-Sayan region] [russo]. *Trudy Instituta Geologii i Geofiziki, Sibirskoe Otdelenie Pribyl*, **127**:1-104.
- Příbyl, A. 1952. O několoka nových ostrakodech z českého spodního a středního devonu. *Česká Akad Věd a Umění*, **61**(2):23 [em tcheco].
- Quadros, L.P. 2007. Caracterização paleontológica de Superseqüências na Bacia do Paraná: In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ, 4, 2007. *Boletim de resumos*, Búzios, Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP), p. 12.
- Quintas, M.C.L.; Mantovani, M.S.M & Zalán, P.V. 1997. Contribuição para o estudo da evolução mecânica da bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **11**(1/2):48-73.
- Quintas, M.C.L.; Mantovani, M.S.M. & Zalán, P.V. 1999. Contribuição ao estudo da evolução mecânica da bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):217-226.
- Ragonha, E.W. 1984. *Taxonomia de dentes e espinhos isolados de Xenacanthodii (Chondrichthyes Elasmobranchii) da Formação Corumbataí. Considerações Cronológicas e paleográficas*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), Tese de doutorado, 166p.
- Raimundo-Silva, R.; Ferigolo, J. & Sedor, F.A. 1997. Primeiras evidências de conteúdo digestivo em *Brazilosaurus sanpauloensis* (Reptilia, Mesosauridae) da Formação Irati, bacia do Paraná: In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 15º, 1997. *Boletim de resumos*, São Pedro, Universidade Estadual Paulista (UNESP), p. 85.
- Ramos, A.N. & Formoso, M.L.L. 1976. Clay mineralogy of the sedimentary rocks of the Paraná basin, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **6**:15-42.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*, **11**(3):168-174.
- Remane, A. & Schlieper, C. 1971. *Biology of Brackish Water*. John Wiley & Sons., Nova Iorque, Toronto e Sidney, 372p.

- Richter, M. 2007. First Record of eugeneodontiformes (Chondrichthyes: Elasmobranchii) from the Paraná basin, Late Permian of Brazil. *In: I.S. Carvalho; R.C.T. Cassab; C. Schwanke; M.A. Carvalho; A.C.S. Fernandes; M.A.C. Rodrigues; M.S.S. Carvalho; M. Arai & M.E.Q. Oliveira (eds.) Paleontologia: cenários de vida*, Volume 1, Interciência, p. 149-156.
- Richter, M.; Piccoli, A.E.M. & Lima, M.C.F.S. 1985. Variação morfológica de restos de paleoniscídeos (Pisces) no Permiano da bacia do Paraná. *In: Coletânea de trabalhos Paleontológicos*, Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), p.111-122 (Série Geologia nº27, Seção Paleontologia e Estratigrafia nº2).
- Robinson, E. 1978a. The Carboniferous. *In: R.H. Bate & E. Robinson (eds.) A stratigraphical index of British Ostracoda*, Seel House Press, Liverpool, 121–166.
- Robinson, E. 1978b. The Permian. *In: R.H. Bate & E. Robinson (eds.) A stratigraphical index of British Ostracoda*, Seel House Press, Liverpool, 167-174.
- Rodrigues, R. & Quadros, L.P. 1976. Mineralogia das argilas e teor de boro das formações paleozóicas da bacia do Paraná: *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 29, 1976. *Anais...*, Ouro Preto, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), p. 351-379.
- Rodrigues, R. 2007. O registro de eventos anóxicos/disóxicos na Bacia do Paraná: caracterização geoquímica: *In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ*, 4, 2007. *Boletim de resumos*, Búzios, Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP), p. 13.
- Rohn, R. 1988. *Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná)*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (USP), Dissertação de mestrado, 250p.
- Rohn, R.; Meghioratti, T.; Lourenço, A.T.A.; Lages, L.C.; Tavares, T.M.V.; Neregato, R. & Cordeiro-Silva, A. 2007. Formações Serra Alta e Teresina (Permiano da Bacia do Paraná): pesquisas entre 1995 e 2007: *In: SIMPÓSIO SOBRE CRONOESTRATIGRAFIA DA BACIA DO PARANÁ*, 4, 2007. *Boletim de resumos*, Búzios, Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP), p. 18.
- Rostirolla, S.P.; Assine, M.L.; Fernandes, L.A. & Artur, P.C. 2000. Reativação de paleolineamentos durante a evolução da bacia do Paraná – O exemplo do Alto Estrutural de Quatiguá. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(4):639-648.
- Rozhdestvenskaya, A.A. 1962. [Ostracodes mesodevonianos da borda ocidental do sul dos Urais, depressão Cis-Ural e área plataformal da Bashkiria] [russo]. *In: A.P. Tyazheva; A.A. Rozhdestvenskaya & E.V. Chibrikova (eds.), [Braquiópodes, ostracodes e esporos do Devoniano Médio e Superior da Bashkiria]*, Izdatel'stvo Nauka, p. 260.
- Santos, R.V.; Souza, P.A.; Alvarenga, C.J.S.; Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Oliveira, C.G. & Araújo, L.M. 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, **9**(2006):456-463.
- Schneider, R.A.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R. A.; Daemon, R. F. & Nogueira, A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 28, 1974. *Anais*, Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), p. 41-65.
- Scholle, P.A.; Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.S. (eds.). 1995. *The Permian of Northern Pangea, volume 1: Paleogeography, Paleoclimates, Stratigraphy*. New York (EUA), Springer-Verlag. 312p.
- Scott, H.W. 1942. Ostracods from the Upper Mississippian of Montana. *Journal of Paleontology*, **16**:152-163.
- Scott, H.W. 1944. Permian and Pennsylvanian fresh-water ostracodes. *Journal of Paleontology (Tulsa)*, **18**(2):146.

- Scott, H.W., & Borger, H.D. 1941. Pennsylvanian ostracodes from Lawrence County, Illinois. *Journal of Paleontology*, **15**:354-358.
- Sedor, F.A. & Silva, R.C. 2004. Primeiro registro de pegadas de Mesosauridae (Amniota, Sauropsida) na Formação Irati (Permiano Superior da bacia do Paraná) do Estado de Goiás, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(2):269-274.
- Shi, C.-g & Chen, D.-q. 1987. The Changhsingian ostracodes from Meishan Changxing, Zhejiang. In: B. Kummel & C. Teichert (eds.) *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China: Permian and Triassic Boundary*, vol. **5**, Nanjing University Press, Nanjing, p. 23-80.
- Shi, C.-g. 1987. *Bairdiacypris? caeca* in Shi, C.-g & Chen, D.-q. 1987. The Changhsingian ostracodes from Meishan Changxing, Zhejiang. In: B. Kummel & C. Teichert (eds.) *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China: Permian and Triassic Boundary*, vol. **5**, Nanjing University Press, Nanjing, p. 23-80.
- Shi, C.-g. 1987. *Baslerella reticulata* in Shi, C.-g & Chen, D.-q. 1987. The Changhsingian ostracodes from Meishan Changxing, Zhejiang. In: B. Kummel & C. Teichert (eds.) *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China: Permian and Triassic Boundary*, vol. **5**, Nanjing University Press, Nanjing, p. 23-80.
- Shi, C.-g. 1987. *Rectobairdia tantilla* in Shi, C.-g & Chen, D.-q. 1987. The Changhsingian ostracodes from Meishan Changxing, Zhejiang. In: B. Kummel & C. Teichert (eds.) *Stratigraphy and Palaeontology of Systemic Boundaries in China: Permian and Triassic Boundary*, vol. **5**, Nanjing University Press, Nanjing, p. 23-80.
- Shneyder, G.F. 1958. [Novos gêneros e espécies de Ostracoda] [russo]. *Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geol.-Razved Inst. (VNIGRI)*, **115**(9):263-264.
- Simões, M.G. & Torello, F.F. 2003. Modelo de tafofácies para os moluscos bivalves do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí), Permiano Superior, bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*. **33**(4):371-380.
- Simões, M.G.; Kowalewski, M.; Torello, F.F.; Ghilardi, R.P. & Mello, L.H.C. 2000. Early onset of modern-style shell beds in the Permian sequences of the Paraná basin: implications for the Phanerozoic trend in bioclástico accumulations. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(3):499-503.
- Sohn, I.G. & Rocha-Campos, A.C. 1990. Late Paleozoic ostracodes in the Corumbataí Formation, Paraná Basin, Brazil. *Journal of Paleontology*, **64**(1):116-128.
- Sohn, I.G. 1940. Check List of Mississippian Ostracoda of North America. *Journal of Paleontology*, **14**(2):154-160.
- Sohn, I.G. 1960. Revision of some Paleozoic ostracode genera. Part 1. Paleozoic species of Bairdia and related genera. U.S. Geological Survey Professional Paper 330-A, 105 p.
- Sohn, I.G. 1979. Biostratigraphic Significance of the Late Devonian and Mississippian Genus Pseudoleperditia Schneider, 1956 (Ostracoda, Crustacea). *Journal of Paleontology*, **53**(5):1243-1256.
- Souza, P.A. & Marques-Toigo, M. 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales.*, **5**(2):205-214.
- Souza, P.A. & Marques-Toigo, M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**(2):353-365.
- Souza, P.A. & Milani, E.J. 2006. O pioneirismo do zoneamento palinoestratigráfico de Daemon e Quadros (1970): um marco no conhecimento estratigráfico da bacia do Paraná. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **15**(1):118-130.
- Souza, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup,

- northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, **138**:9-29.
- Souza, P.A.; Santos, P.R. & Lima, M.R. 1992. Contribuição à palinologia da Formação Irati no Estado de Goiás: *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, 1992. *Boletim de resumos expandidos (volume 2)*, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia (SBG), p. 485-486.
- Suguio, K. & Melo e Souza, S.H. 1985. Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **57**(3): 399-347.
- Sun, Q.-Y & Lin, J.-X. 1988. [Material novo de ostracodes do Carbonífero Inferior em Hubei Ocidental] [chinês com sumário em inglês]. *Acta Micripalaeontologica Sinica*, **5**(1):98.
- Tavares, T.M.V. & Rohn, R. no prelo. First record of petrified Permian pectopterids from the Paraná basin, Brazil, (Corumbataí Formation, Passa Dois Group, northeastern State of São Paulo): Morphology, anatomy and paleoecological implications. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Theilen-Willige, B. 1981. The Araguinha impact structure/Central Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **11**(2):91-97.
- Thompson, M.L.; Shaver, R.H. & Riggs, E.A. 1959. Early Pennsylvanian Fusulinids and Ostracods of the Illinois Basin. *Journal of Paleontology*, **33**(5):770-792.
- Tibert, N.E. & Scott, D.B. 1999. Ostracodes and Agglutinated Foraminifera as Indicators of Paleoenvironmental Change in an Early Carboniferous Brackish Bay, Atlantic Canada. *PALAIOS*, **14**(3):246-260.
- Toledo, C.E.V. & Bertini, R.J. 2005. Occurrences of the fossil dipnoiformes in Brazil and its stratigraphic and chronological distributions. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **8**(1):47-56.
- Vieira, P.C.; Mezzalana, S. & Ferreira, F.J.F. 1991 Mesossaurídeo (*Stereosternum tumidum*) e crustáceo (*Liocaris huenei*) no Membro Assistência da Formação Irati (P) nos municípios de Jataí e Montevidiu, Estado de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(3):224-235.
- Wang, S.-q. 1978. Late Permian and Early Triassic ostracodes of western Guizhou and northeastern Yunnan. *Acta Palaeontologica Sinica*, **17**(3):277-312.
- Washburne, C.H. 1930. Petroleum Geology of the State of São Paulo – Brasil. São Paulo, Comissão Geographica e Geologica do Estado de São Paulo, 282 p. (Boletim 22).
- Wei, M.; Jiang, Z.W.; Xie, L.C. & Li, Y. 1983. [Superfamília Bairdiacea da Ordem Podocopida] [chinês]. *In*: [Atlas paleontológica do sudoeste da China, Volume de microfósseis], Editora de Publicação Geológica do Instituto Chengdu de Geologia e Recursos Minerais, p. 64.
- Whatley, R. 1983. The application of Ostracoda to palaeoenvironmental analysis. *In*: R.F. Maddocks (ed.) *Applications of Ostracoda*, Univ. Houston Geosc., p. 51-77.
- White, I. C. 1908. Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de pedras do Brasil. Rio de Janeiro, Imprensa Nacional. 415p.
- Williams, M.; Leng, M.J.; Stephenson, M.H.; Andrews, J.E.; Wilkinson, I.P.; Siveter, D.J.; Horne, D.J. & Vannier, J.M.C. 2006. Evidence that Early Carboniferous ostracods colonised coastal flood plain brackish water environments. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **230**:299-318.
- Ye, C.-H.; Gou, Y.-X.; Hou, Y.-T. & Cao, M.-Z. 1977. [Fauna de ostracodes mesozóicos e cenozóicos de Yunnan] [chinês]. *In*: [Fósseis mesozóicos de Yunnan, China, Volume 2], Science Press, p. 182.
- Yegorov, V.G. 1950. [Ostracodes do Frasniano da plataforma russa; 1 Kloedenellidae.] [Russo.]. *Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geol.-Razved. Inst. (VNIGRI)* [Instituto de Prospecção e Pesquisa Científica Geológica da União]. Moscou. p.90.

- Zabert, L.L. 1985. Ostracodes de agua dulce del Permiano Superior de Colônia Independencia (Depto. Guira), Paraguay. *Ameghiniana*, **22**(1-2):121-131.
- Zalán, P.V., Wolff, S., Conceição, J.C.J., Marques, A., Astolfi, M.A.M., Vieira, I.S., Appi, V.T., Zanotto, O.A. 1991. Bacia do Paraná. In: G.P.R. Gabaglia & E.J. Milani (coords.) *Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobrás, p. 135-168.
- Zanina, I.E. 1971. [Ostracodes da seção de referência Kizelovsk do Carbonífero Inferior] [russo]. In: V.A. Ivanova (ed.) [ostracodes paleozóicos das seções de referência da porção européia da URSS] [russo]. Izdatel'stvo Nauka, p. 175-176.
- Zaspelova, V.S. 1959. [Ostracodes e seu significado para a estratigrafia do Devoniano da região noroeste da plataforma russa.] [Russo.] *Vses. Neft. Nauchno-Issled. Geol.-Razved. Inst. (VNIGRI), Trudy, vypusk 136, Mikrofauna SSSR, sbornik 10*, p.38.
- Zenkova, G.G. 1977. Alguns ostracodes do Wenlock da vertente leste dos Urais. *Trudy inst. Geol. Geokhim, Sverdlovsk*, **129**:74-84 [em russo].
- Zenkova, G.G. 1999. Ostracodes from the Wenlock-Ludlow Boundary Beds of the Eastern Slope of the Urals. *Paleontologicheskii Zhurnal* (2):38-39.
- Zenkova, G.G. 2000a. Silurian Ostracodes from the Central Part of the Ufa Depression. *Paleontologicheskii Zhurnal* (4):61-62.
- Zenkova, G.G. 2000b. Silurian ostracodes from the central part of the Ufa Amphitheater. *Paleontological Journal*. **34**(4):419-425.

12. ESTAMPAS

ESTAMPA 1

As escalas gráficas correspondem a 200 μm

Figura 1: *Silenites* sp. 1

1a: vista lateral direita; (CP-366).

1b: vista lateral esquerda; (CP-366).

1c: vista dorsal; (CP-366).

Figura 2: *Silenites?* sp. 2

2: vista lateral esquerda; (CP-367).

Figura 3: *Basslerella* sp. 1

3a: vista lateral direita; (CP-368).

3b: vista lateral esquerda; (CP -368).

3c: vista dorsal; (CP -368).

3d: vista interna da valva direita; (CP-369).

3e: vista interna da valva direita; (CP-370).

Figura 4: *Basslerella* sp. 2

4a: vista lateral direita; (CP-365).

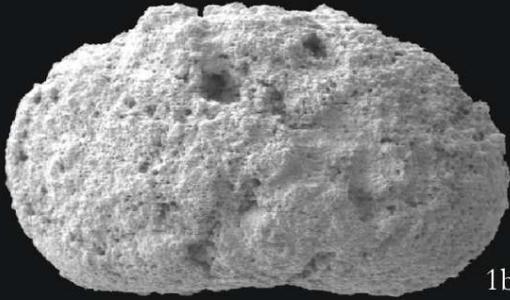
4b: vista lateral esquerda; (CP-365).

4c: vista dorsal; (CP-365).



200 μ m

1a



1b



1c



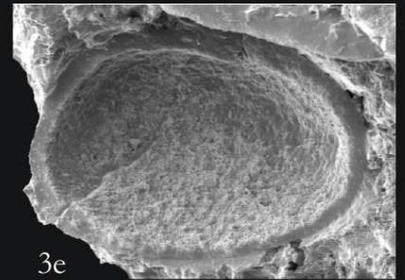
2



3d



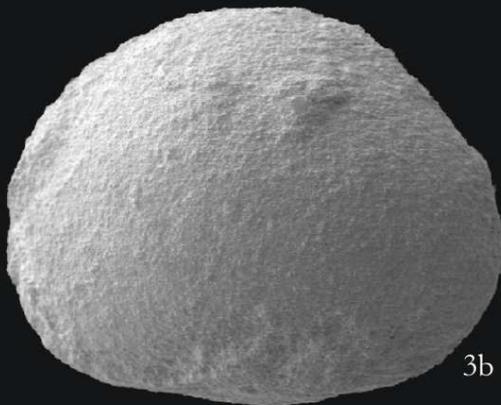
3a



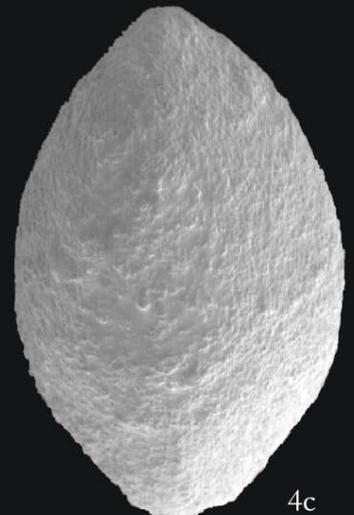
3e



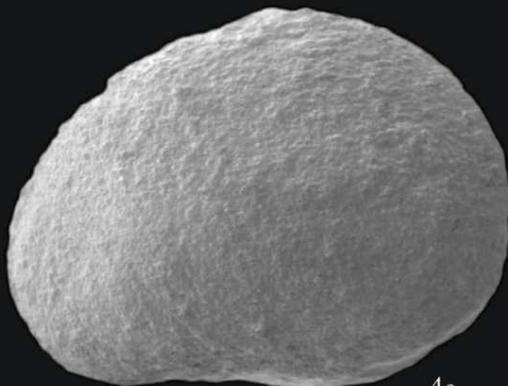
3c



3b



4c



4a



4b

ESTAMPA 2

As escalas gráficas correspondem a 200 μm

Figura 1: *Saumella?* sp. 1

1a: vista lateral direita; (CP-371).

1b: vista lateral esquerda; (CP-371).

1c: vista dorsal; (CP-371).

Figura 2: *Bairdiacypris* sp. 1

2a: vista lateral direita; (CP-372).

2b: vista lateral esquerda; (CP-372).

2c: vista dorsal; (CP-372).

Figura 3: *Bairdiacypris* sp. 2

3a: vista lateral esquerda; (CP-373).

3b: vista lateral esquerda; (CP-373).

3c: vista dorsal; (CP-373).

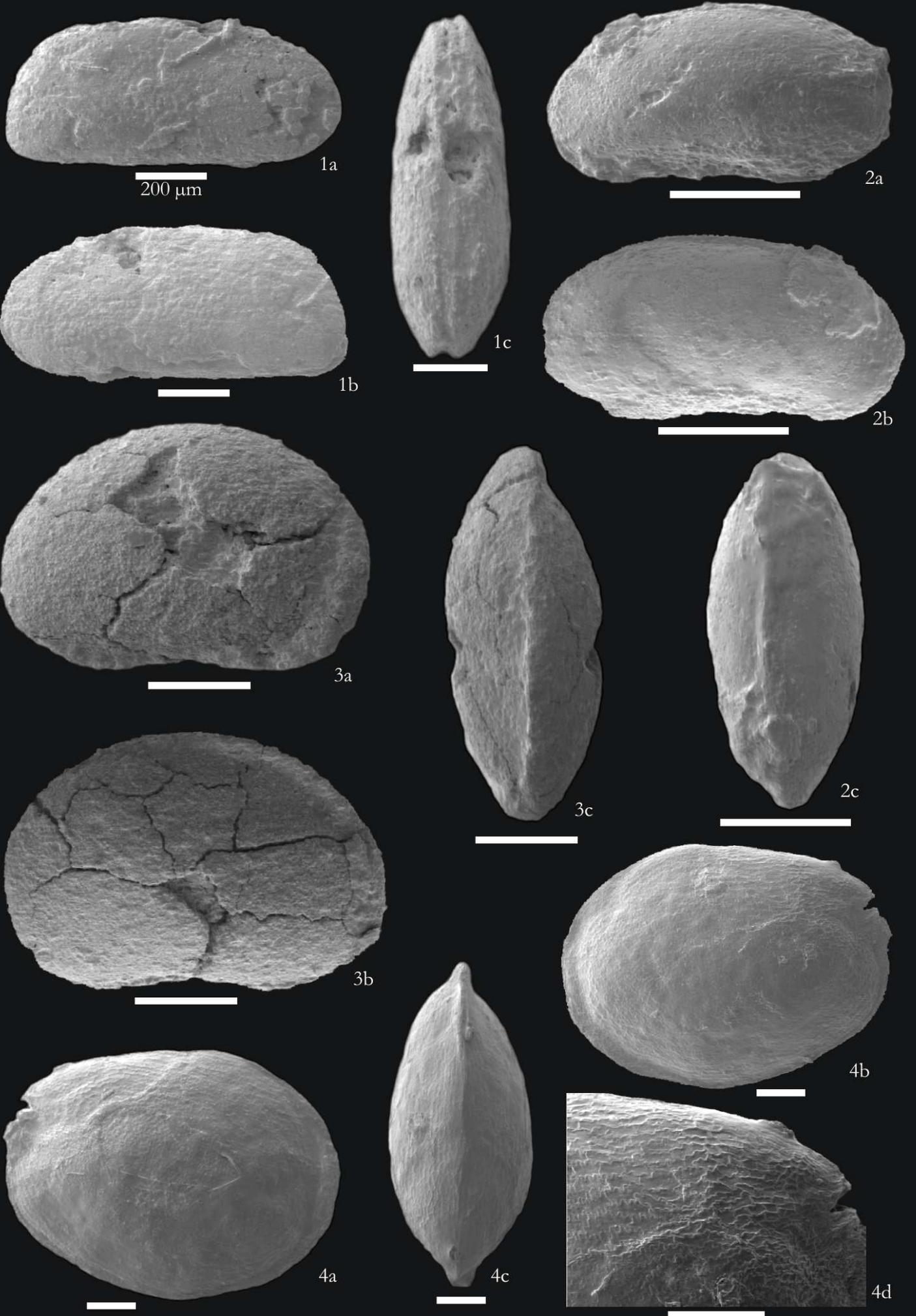
Figura 4: *Langdaia?* sp. 1

4a: vista lateral direita; (CP-374).

4b: vista lateral esquerda; (CP -374).

4c: vista dorsal; (CP -374).

4d: detalhe da ornamentação, na porção postero-dorsal, vista lateral esquerda; (CP-374).



ESTAMPA 3

As escalas gráficas correspondem a 200 μm

Figura 1: Gen. 1 sp. 1

1a: vista lateral direita; (CP-375).

1b: vista lateral esquerda; (CP-375).

1c: vista dorsal; (CP-375).

Figura 2: Gen. 2 sp. 1

2a: vista lateral esquerda; (CP-376).

2b: detalhe da ornamentação, na porção central ventral, vista lateral esquerda; (CP-376).

Figura 3: Gen. 3 sp. 1

3a: vista lateral direita; (CP-377).

3b: vista lateral esquerda; (CP-377).

3c: vista dorsal; (CP-377).



1a

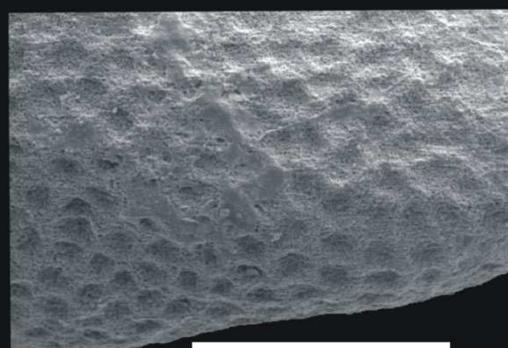
200 μ m



2a



1c



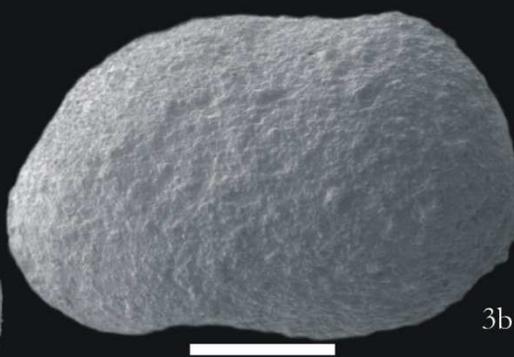
2b



1b



3a



3b



3c

13. ANEXO:

Em busca das causas da maior extinção em massa

Mutter *et al.* (2008)

In pursuit of causes for the greatest mass extinction: the Permo-Triassic Boundary in the Southern Hemisphere – part II

Investigating 260 million years old, meteorite-impacted sedimentary rocks in central-west Brazil

Raoul J. Mutter (London), Henrique Z. Tomassi (Brasília) and Dermeval A. do Carmo (Brasília)

Abstract

Various catastrophic and/or episodic events have been suggested to have caused the end-Permian mass extinction close to the Permo-Triassic Boundary (PTB). The theories and extinction-scenarios are however predominantly based on the sedimentary rock record and fossil record of the Northern Hemisphere – the Southern Hemisphere and in particular the fossil fish record worldwide being least well explored. In this second of four contributions we briefly present a little-known meteorite-impact crater relatively close to the PTB on the border of the States of Goiás and Mato Grosso in central west-Brazil. We discuss the occurrence of neighbouring Permian sedimentary rocks, a selection of accessible outcrops, fossil content and their potential to contribute to the discussion around the end-Permian extinction event.

Auf der Suche nach Ursachen für das grösste Massenaussterbe-Ereignis: die Perm-Trias-Grenze der Südhemisphäre – Teil II.

Erforschung 260 Millionen Jahre alter Meteoriteneinschlag-verformter Sedimentgesteine im zentralen Westbrasilien

Verschiedene katastrophenhafte und/oder episodische Ereignisse sind als Ursachen für das Massenaussterbe-Ereignis am Ende des Perms in der Nähe der Perm-Trias-Grenze (PTB) vorgeschlagen worden. Die Theorien und Aussterbe-Szenarien gründen allerdings mehrheitlich auf dem Sedimentgestein- und Fossilbeleg der Nordhemisphäre, während die Südhemisphäre und speziell der fossile Fisch-Beleg weltweit am wenigsten gründlich erforscht sind. In diesem zweiten von vier Beiträgen stellen wir einen wenig bekannten Meteoriten-Einschlagkrater relativ nahe der PTB an der Grenze der Staaten Goiás und Mato Grosso im zentralen West-Brasilien vor. Wir diskutieren das Auftreten benachbarter permischer Sedimentgesteine, eine Auswahl zugänglicher Aufschlüsse, Fossilinhalte und ihr Potential zur Diskussion um das Aussterbe-Ereignis am Ende des Perms beizutragen.

Key words: Brazil – fossil fishes – geochemistry – mass extinction – meteorite impact – palaeontology – Permian – Permo-Triassic Boundary – States of Goiás/Mato Grosso – stratigraphy – Southern Hemisphere
Schlagwörter: Brasilien – fossile Fische – Geochemie – Massenaussterben – Meteoriteneinschlag – Paläontologie – Perm – Perm-Trias-Grenze – Staaten Goiás/Mato Grosso – Stratigraphie – Südhemisphäre

1 INTRODUCTION

Although extensive faunal and floral turnover is known to have taken place also in the Southern Hemisphere during the Permo-Triassic over a longer geological time interval (ERWIN, 2006), the question remains as to what degree

the decline of biotic diversity in the Late Permian may be attributed to catastrophic global or rather more localized events. It is widely agreed that regardless of the nature of such events – catastrophic, episodic, continuous, random or stochastic – only establishing considerable interregional

correlation using stratigraphy, biostratigraphy and, where possible, absolute dating, will eventually lead to relative sequencing. This is crucial for correct sequencing of events in time. ‘Time control’ and interpreting palaeoenvironmental changes through time are crucial components in interpreting these underlying processes. Some fossil sites and rock sections close to or across **the Permo-Triassic Boundary (PTB)** differ widely in sedimentological, geochemical and palaeontological respects (e.g., LÓPEZ-GÓMEZ and TAYLOR, 2005; YIN et al., 2007). Even more problematic, respective sites may be condensed in time, are often discontinuous and unconformable in the Southern Hemisphere, and none of them are easily correlated (for details, see MUTTER and RICHTER, 2007: 221–222). Nevertheless, the so-called Araguainha-impact structure in central-west Brazil is an indispensable source of information: the fossil-bearing layers provide the only accessible (terrestrial) impact structure that may be linked to the PTB, and where an impact actually caused at least a regional extinction.

The end-Cretaceous extinction event that led to the disappearance of about 75% of existing species including dinosaurs (e.g., ERWIN, 2006) is more thoroughly investigated than the end-Permian mass extinction. There is an ongoing dispute about the Cretaceous-Paleogene Boundary mass extinction. Probably, the end-Cretaceous Chicxulub bolide-impact has been attributed to the mass extinction prematurely, because the diversity in many fossil groups actually dwindled some time before that particular boundary (see MACLEOD et al., 1997; KELLER, 2001). Recent, more detailed palaeontological and geochemical studies do not support immediate or direct links between decline in diversity, extinction, Cretaceous-Paleogene Boundary and impact craters, and have re-opened the discussion (see, for instance KELLER et al., 2003a, b, 2004; KELLER, 2004; ARCHIBALD and FASTOVSKY, 2004).

For obvious reasons, events that happened about 180–200 million years before that boundary are more difficult to study. As outlined in Part I of this series of contributions, there have been several possible causes suggested for the end-Permian extinction event(s). Since impact craters and impact events are also increasingly more difficult to identify going back in time, there has only been recognized a vague line of evidence pointing toward a possible connection between impact(s) at the PTB and (long-term) Permo-Triassic faunal turnover (for a review, see ROHDE and MULLER, 2005). None of the evidence to support impact-related

extinction comes from the reasonably well-known Northern Hemisphere. Instead, another major geological event, formation of the Siberian traps¹, was suggested to have been associated with the PTB in the Northern Hemisphere (see CZAMANSKE and FEDORENKO, 2004). A disadvantage in testing the latter hypothesis is that igneous² rocks are poor in or devoid of fossils.

There are currently three crater-like structures known and placed close to the PTB (Fig. 1). The Bedout High, a disputed, impact crater-like, semi-circular morphological structure, approximately 100 km in diameter, was disco-

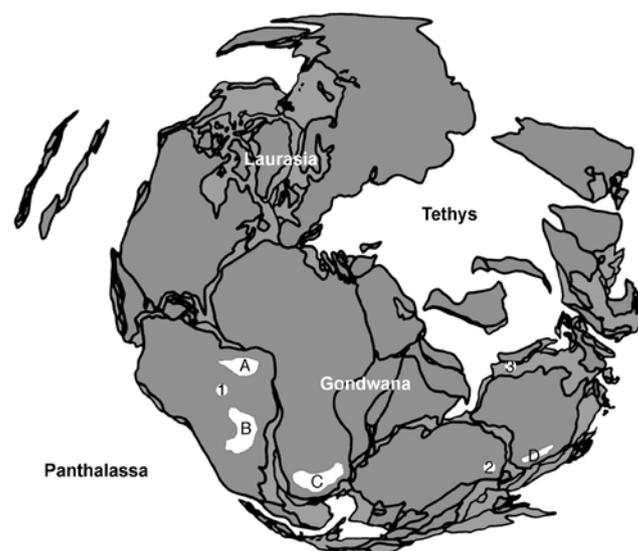


Fig. 1. Snapshot of the palaeogeography of continents around the PTB showing continents of the Northern Hemisphere (Laurasia) and the Southern Hemisphere (Gondwana) joined together in the supercontinent Pangaea. Circles indicate possible PTB impact craters (1, «Araguainha Dome» in Brazil; 2, «Wilkes Land» below Antarctica; 3, «Bedout High» off the north west coast of Australia). Irregular blank areas with letters indicate relevant Gondwana basins yielding Permian and Early Triassic fish assemblages (A, Parnaíba basin in Brazil; B, Paraná basin in Brazil; C, Karoo basin in South Africa; D, Sydney-Bowen basin in Australia).

Abb. 1. Momentaufnahme der Paläogeografie der Kontinente um die PTB, in welcher die Kontinente der Nordhemisphäre (Laurasia) und die der Südhemisphäre (Gondwana) zum Superkontinent Pangäa zusammengefügt waren. Die Kreise bezeichnen mögliche PTB-Einschlagkrater (1, «Araguainha Dome» in Brasilien; 2, «Wilkes Land» unterhalb der Antarktis; 3, «Bedout High» vor der Nordwestküste Australiens). Irreguläre weiße Flächen symbolisieren relevante Becken Gondwanas, aus denen permische und untertriassische Fossilreste geborgen werden (A, Parnaíba-Becken in Brasilien; B, Paraná-Becken in Brasilien; C, Karoo-Becken in Südafrika; D, Sydney-Bowen-Becken in Australien).

¹ Siberian traps: the largest known continental flood basalt (a large igneous province)

² igneous: magmatic

vered on the sea floor off the northwest coast of Australia (BECKER et al., 2004). Another controversial structure is a circular gravity-anomaly with a diameter of about 300 km, situated below the ice shield of Wilkes Land in northeast Antarctica (FRESE et al., 2006). The Araguinha impact-crater in central-west Brazil was originally interpreted as a structure resulting from a Cretaceous syenite intrusion that uplifted and deformed the Phanerozoic sediments in the shape of a dome (NORTHFLEET et al., 1969) but is now accepted to be clear evidence of a bolide-impact, which caused a crater of about 40 km in diameter (DIETZ and FRENCH, 1973; DIETZ et al., 1973; CRÓSTA, 1987, 1999).

In this paper, we explore this sole palaeontologically relevant impact structure – known as the Araguinha dome on the border of the States of Goiás and Mato Grosso. Despite the fact that the Brazilian bolide – a possible PTB meteorite – was comparatively small with an estimated diameter of not more than two kilometers, it was ‘large enough’ to cause a regional extinction – which possibly stroke near the PTB. Strangely, this crater has not yet received the scientific attention it probably deserves with respect to the end-Permian extinction event (see for instance REIMOLD, 2003), although its age (currently dated about 249–242 million years; HAMMERSCHMIDT and ENGELHARDT, 1995) could be within striking distance of the PTB, which is currently dated 251 million years or slightly older (METCALFE et al., 2001; OVTCHAROVA et al., 2006). The youngest currently known sedimentary rocks in the area are believed to be around 260 million years old. Upon improvement of dating methods in the future, these absolute dates may be further refined. The Araguinha impact crater is not only the sole accessible and indisputable impact crater near the boundary currently known, the rim of the crater also yields rare palaeontological information – and there is the potential of preservation of post-impact sedimentary rocks overlying impacted layers. These strata hence hold directly observable key evidence to addressing the question of a possible impact-related extinction event in this window in time, and at a regional scale (see also THÉRY et al., 2007; LANA et al., 2007).

2 GEOLOGY OF THE ‘ARAGUAINHA DOME’ IMPACT SITE IN THE PARANÁ BASIN

The Chaco-Paraná basin is distributed throughout a great area of South America, it crops out in Brazil, Argentina, Uruguay and Paraguay (Fig. 2). In Brazil, the Paraná ba-

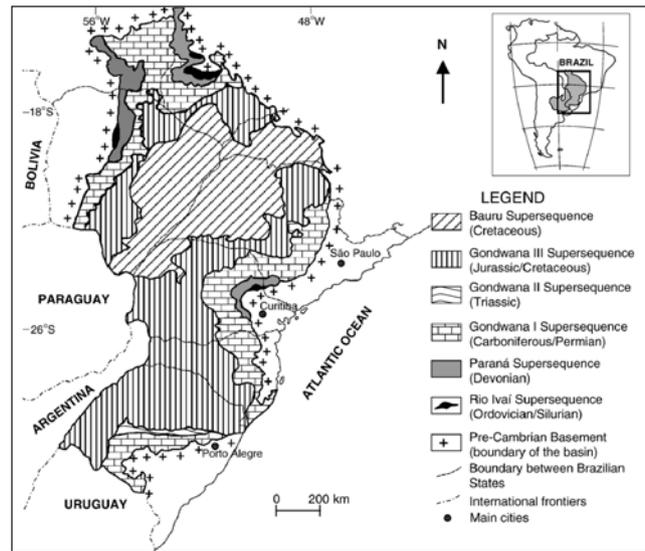


Fig. 2. Geologic map of the Paraná basin within Brazil and its borders with Uruguay, Argentina, Paraguay and Bolivia (SANTOS et al., 2006).

Abb. 2. Geologische Karte des Paraná-Beckens innerhalb von Brasilien und seine Grenzen mit Uruguay, Argentinien, Paraguay und Bolivien (SANTOS et al., 2006).

sin yields sedimentary rocks from the Ordovician up to the Quaternary³ (MILANI and THOMAZ-FILHO, 2000) with substantial gaps in the Late Silurian, Early Carboniferous, Late Triassic and Early Cretaceous (MILANI et al., 1994). The Palaeozoic/Mesozoic stratigraphic chart of the Paraná basin is subdivided into eight groups: Rio Ivaí, Paraná, Itararé, Guatá, Passa Dois, São Bento, Caiuá and Bauru (MILANI et al., 1994).

The Precambrian basement⁴ and strata of Paraná, Itararé and Passa Dois groups (Fig. 3; see also Crósta, 1999) crop out outside and in the dome of Araguinha. The crater was excavated in horizontally bedded sediments of the Paraná basin (HAMMERSCHMIDT and ENGELHARDT, 1995; see also LANA et al., 2006). After the impact event, the sedimentary rocks in this area were not further deformed (ENGELHARDT et al., 1992; LANA et al., 2006), although parts of the rim collapsed and rocks were folded outside the rim immediately following the impact (see below).

Strata in the annular trough and around the crater rim comprise Carboniferous sandstones of the Itararé Group. These rocks are found inside and outside the impact structure and there are Permian claystones of the Passa Dois Group, mainly concentrically arranged inside the border of the rim of the crater (see below and LANA et al., 2006).

³ Ordovician to Quaternary: a time span longer than 400 million years

⁴ Precambrian basement: underlying non-sedimentary rocks, at least 540 million years old

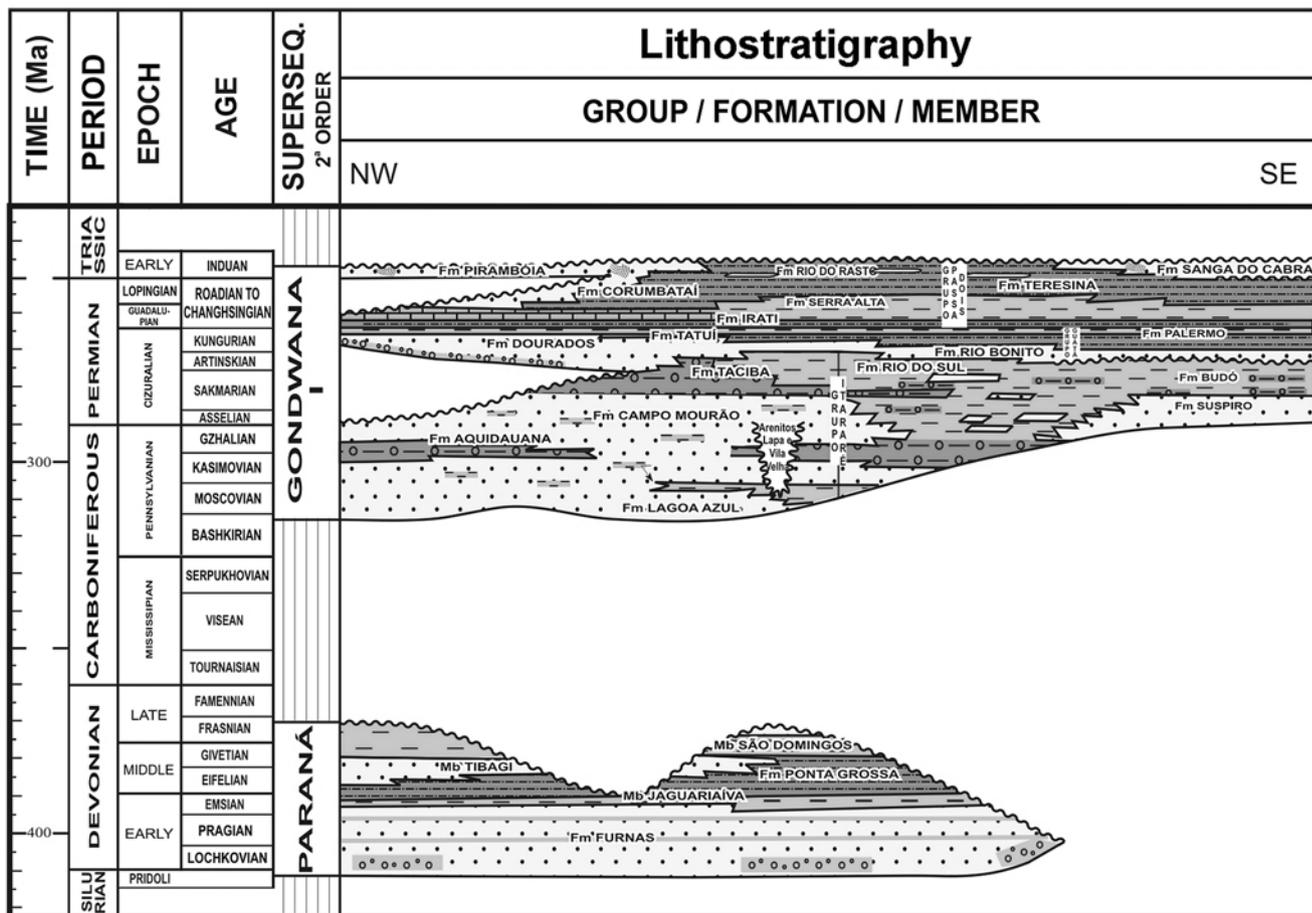


Fig. 3. Lithostratigraphic chart of the Upper Palaeozoic and the lowermost Mesozoic (Triassic) in the Paraná basin (after MILANI, 1997; absolute ages according to ICS and IUGS, 2004).

Abb. 3. Lithostratigraphie des oberen Paläozoikums und des unteren Mesozoikums (Trias) im Paraná-Becken (nach MILANI, 1997; absolute Datierung folgt ICS und IUGS, 2004).

The Paraná Group crops out in the central uplift and only in this area it is characterized by upturning and thickening, supported by recumbent folds and bedding imbrications⁵. The geometry of the structures indicate inward movement and constriction of the target rocks in the uplift area, where strata are also concentrically arranged (LANA et al., 2006). Sandstones of the Itararé Group remained relatively undeformed in the outer 5–6 km of the crater, showing evidence of bedding-parallel shearing along decimeter- to centimeter-wide breccia zones. Folding and faulting of these Carboniferous sandstones are observed in the annular trough, over a radial distance of 15 km from the central uplift. The bedding is relatively steep and it is crosscut by several meter-wide radial and concentric fault zones (LANA et al., 2006).

In the crater rim, the bedding orientation of the Permo-Triassic Passa Dois Group remained essentially horizontal. Outside the crater and on a meter scale, however, the sedimentary rocks are sometimes strongly asymmetrically folded and faulted (Fig. 4). In the outer part of the sedimentary collar the Passa Dois Group follows the Itararé Group, concentrically arranged, and dips are subvertical to vertical, sometimes rotated by kilometer-scale radial fault zones (LANA et al., 2006). Outcrops of shale and limestone from the Irati Formation are preserved and show verticalized layers having collapsed after the impact (Fig. 5).

In the areas surrounding the Araguinha impact-structure, strata of the Furnas Formation (Paraná Group) comprise homogeneous, eventually conglomeratic, fluvial sandstones. These strata are overlain by usually biotur-

⁵ imbrications: overlapping layers of rock

bated⁶ shales, siltstones and sandstones from the Ponta Grossa Formation deposited in marine neritic⁷ palaeoenvironment⁸ (SCHNEIDER et al., 1974).

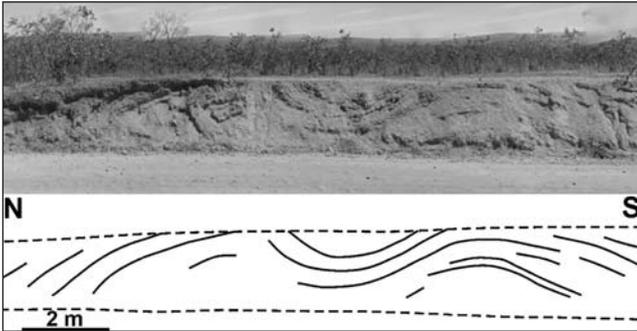


Fig. 4. Composite figure of meter-scale folding structures of Permian rocks (? Corumbataí Formation) outside the rim of the crater as a result of the impact. The roadcut section (looking west) is about 25 m wide and is approximately 20 km away from the centre of the crater.

Abb. 4. Zusammengesetzte Abbildung der durch den Einschlag verursachten meter-langen Faltungs-Strukturen in Permischen Gesteinen (? Corumbataí-Formation) ausserhalb des Krater-randes. Die Abbildung (Blick nach Westen) zeigt einen etwa 25 m weiten Ausschnitt eines Strassen-Aufschlusses etwa 20 km vom Zentrum des Kraters entfernt.



Fig. 5. Close-up of the uppermost, nodular brecciating limestone-shale succession in the Irati Formation, Passa Dois group of the Paraná basin, cropping out in vertical succession in the outer part of the sedimentary collar. The compass is 7.5 cm long.

Abb. 5. Detailaufnahme der obersten, muschelartig brechenden Kalksteinschiefer-Abfolge der Irati-Formation, Passa-Dois-Gruppe des Paraná-Beckens, in vertikaler Abfolge im äusseren Teil des Sedimentgestein-Randes. Der Kompass ist 7,5 cm lang.

Within the Araguainha dome, the Itararé Group is characterized mostly by sandstones of the Aquidauana Formation (LANA et al., 2006) deposited under influence of glacial palaeoclimate and mass flux deposits and turbidites⁹ (MILANI et al., 1994).

As in the northern areas of the Paraná basin, the Corumbataí Formation (uppermost Permian formation of the Passa Dois Group) possibly contains equivalents of the Permo-Triassic Boundary. In the area surrounding the impact-structure, siltstones of the Palermo Formation outcrop, and limestones and shales of the Irati Formation can be found, as well as claystones and siltstones of the Corumbataí Formation. Sections in various distances from the Araguainha dome have been logged in this area in order to evaluate sedimentological and faunal changes within this formation – some of which are discussed in more detail below (Fig. 6 and 7). Previous studies conducted in the Passa Dois Group also indicate that a regressive sedimentary sequence is recorded in the Paraná basin (MILANI et al., 1994). Taphonomic studies based on clams from Upper Permian formations (Corumbataí, Rio do Rasto and Rio Bonito formations) indicate a deposition in a mostly shallow marine palaeoenvironment dominated by events of high energy (SIMÕES and TORELLO, 2003).

3 ROCK SEQUENCES AND FOSSIL EVIDENCE

A number of rock sections of supposedly similar age along roadcuts and rivercuts were measured and logged in the vicinity of the Araguainha-impact-structure 30 km south, 50 km west and up to 135 km south-east of the Araguainha dome (Figs. 6, 7). The rock sequences are dominated by siltstone and sandstones of very variable thickness, and coloured claystone lenses or laminae are intercalated. Bioclastic levels¹⁰, consisting of predominantly aquatic species, usually either invertebrates or vertebrates, are locally common but restricted to certain horizons and lentil-shaped layers.

Our preliminary analysis of some of these correlated profiles (Fig. 7) enables us to make interesting observations. The conspicuous, bituminous limestone sequence of the Irati Formation serves as a lithological ‘time’ marker running in section A above, in B below and in C and D within the

⁶ bioturbated: sediment disturbed by organism(s)

⁷ neritic: shallow sea environment down to approx. 200 meters

⁸ palaeoenvironment: shallow sea environment of that time

⁹ turbidite: voluminous sedimentary avalanche under water

¹⁰ bioclastic level: a rock unit with cemented fragments and isolated fossil remains

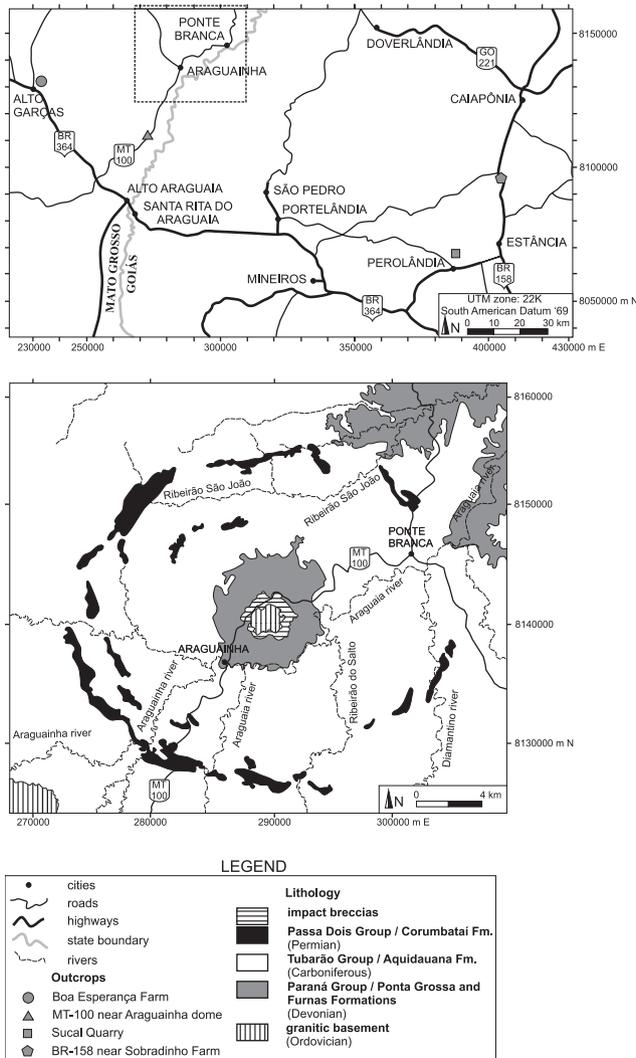


Fig. 6. A (above): geographic map of the area of the Araguinha impact-crater and its vicinity. Symbols delineate studied outcrops and sections in Fig. 7. B (below): simplified geological map of the area of the Araguinha impact-crater showing the dome in the centre, remnants of the rim, rivers and streams. Symbols delineate studied sections and sampled localities.

Abb. 6. A (oben): geografische Karte der Region um den Araguinha-Einschlagskrater. Symbole markieren die Aufschlüsse in Abb. 7. B (unten): vereinfachte geologische Karte des Araguinha-Kraters mit dem Dom im Zentrum, Reste des Kraterandes, Flüsse und Bäche. Symbole markieren die untersuchten Aufschlüsse und beprobten Lokalitäten.

section. The sequences below the Irati (B and D) both near and distant from the impact site show at least moderate bioturbation. Bioturbation is characteristically absent above the Irati in all studied sections. If the correlation using the Irati Formation is correct and there is an equivalent present at the section in Fig. 7D underlying a succession of eva-

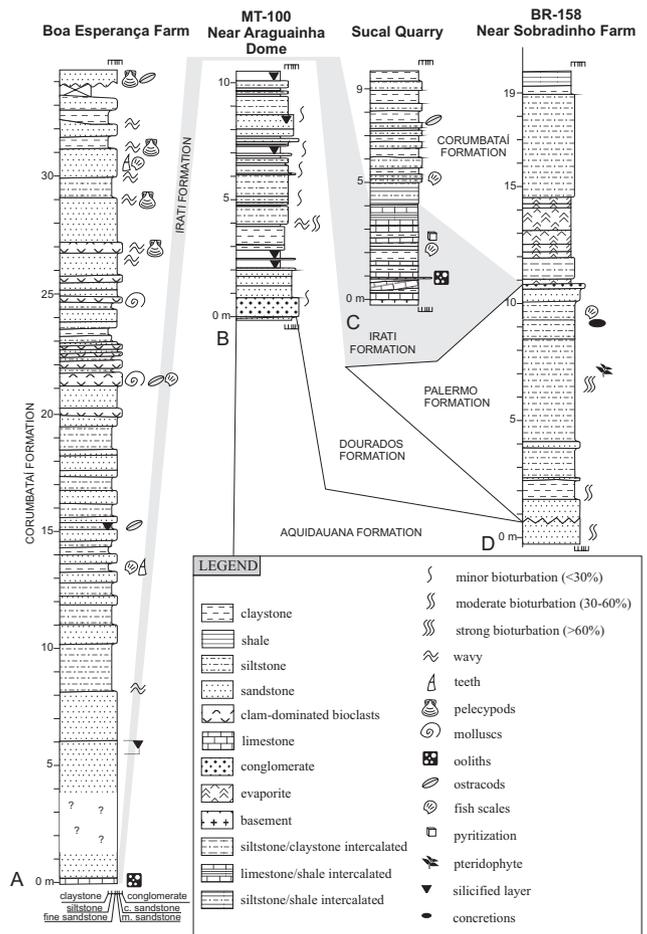


Fig. 7. Four Permian rock sequences (A, B, C, D) in Mato Grosso and Goiás correlated using the Irati Formation as a lithological marker bed. Note that the most complete section in the vicinity of the Araguinha dome (B) is stratigraphically below the remainder of the Irati Formation, pointing at a relatively older age of this particular section near the dome.

Abb. 7. Vier permische Aufschlüsse (A, B, C, D) in Mato Grosso und Goiás korreliert anhand der Irati-Formation als lithologischer Markerhorizont. Man beachte, dass sich der vollständigste Aufschluss in der Nähe des Araguinha-Domes (B) stratigraphisch unter dem erhaltenen Rest der Irati-Formation befindet, was für ein relativ höheres Alter dieses Aufschlusses in Domnähe spricht.

poritic clay layers at the base of the Corumbataí Formation, then the available data in these sequences suggests that horizons immediately overlying the Irati Formation largely lack fossils. No bioturbation has been recorded (noticeably, a section 125 km from the dome yields fragmentary fish and ostracode remains immediately above the Irati Formation; Fig. 7C). Of course, several environmental interpretations are conceivable to explain these observations and more research on many more sections is needed to place

changes through layers in a larger context. In particular, the conglomeratic and oolitic¹¹ nature of certain horizons, but also the fish and crustacean fossil record requires more attention in order to tie-in all sequences in an over-regional environmental scenario.

The accurate dating of these layers, the impact and all events associated with this impact are indeed of great importance, because the changes of diversity in these layers may not only be linked to a 'regional' extinction but may be of importance beyond the region and greatly help our understanding of the effect of a large-scale change in the biotic system. Establishment of relative and possibly absolute ages will then be indispensable reference for evaluating the allegedly global end-Permian extinction event(s).

Among fossils provisionally identified in the field, actinopterygian scales and clams seem the most ubiquitous faunal elements. Our field studies and preliminary comparisons of rock sections show that there is yet little lithological and palaeontological evidence available to establish interregional correlation. Like elsewhere in the uppermost Lower to Upper Permian of Brazil, the facies¹² are readily interpreted as sequences deposited under classic lacustrine-fluvial circumstances with limited lateral extent. Time-informative fossils, such as the bivalves *Pinzonella neotropica* or *Leinzia similis* may be recorded from additional sections (see Figs. 6 and 7) upon further examination and may help determining approximate ages of rock sequences. Scales of actinopterygians are ubiquitous, for instance in four bioclastic layers in one section, and might be useful for comparison of morphological features and geochemical signals.

A quite complete actinopterygian has been recovered from a quarry in Alto Garças (Mato Grosso/Goiás, Brazil) (Fig. 8), and several types of flank scales of actinopterygians have been recovered from other localities suggesting the presence of many more actinopterygian species (Plate 1A, B). Particularly brittle rock samples (Plate 1C) may only be studied by means of sections or thin sections. Scales of coelacanths have been observed in the field and collected as imprints (Plate 1D), and xenacanth¹³ teeth have been recorded and collected in variable size and state of preservation (Plate 1E, F).

Some of these fish remains or their faunal composition may well prove useful in addition to clams and crustaceans in order to achieve a regional correlation and eventually a

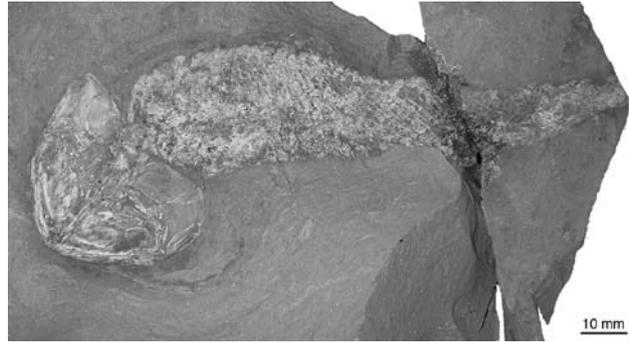


Fig. 8. A fairly well-preserved Permian actinopterygian missing only its fins. The specimen was recovered from a quarry near Alto Garças (in the State of Mato Grosso near locality 'Boa Esperança', Fig. 7 A), is dorso-ventrally flattened and preserved in dorsal view (for details, see MUTTER et al., subm.).

Abb. 8. Ein relativ gut erhaltener permischer Actinopterygier, dem nur die Flossen fehlen. Das Exemplar wurde in einem Steinbruch nahe Alto Garças (im Staat Mato Grosso, nahe der Lokalität «Boa Esperança», Abb. 7 A) gefunden, ist dorso-ventral abgeflacht und in dorsaler Ansicht erhalten (weitere Details in MUTTER et al., subm.).

relative sequencing of palaeoenvironmental events through time. Xenacanth and other chondrichthyan remains from elsewhere in the Passa Dois Group have already been studied in considerable detail (WÜRDIG-MACIEL, 1975; RICHTER, 2005 and references therein). Acanthodian remains and yet another relatively complete actinopterygian have recently been reported from southern parts of the Paraná basin (MUTTER and RICHTER, 2007; TOLEDO et al., 2007). The currently logged sequences of about 125 meters in total represent, however, only snapshots in time and space and several sections likely pre-date the impact event.

4 PRELIMINARY CONCLUSIONS

As we conclude from preliminary lithological correlation using four selected sections of the study area, the Irati Formation yields evidence of a conspicuous 'short-term' event leaving a denotative lithological signature possibly during the uppermost Lower and Middle-Upper Permian suitable for interregional correlation in central-west Brazil. However, the lateral extension of the Irati Formation may be less developed than previously thought. This formation is absent in section D (Fig. 7D) but observed stratigraphically above and only in the vicinity of section B (Fig. 7 B). There is no evidence of the bituminous limestone sequence typi-

¹¹ oolitic: tiny spherical grains of sedimentary rock

¹² facies: association of rock features that reflect original environment

¹³ xenacanths: ancient extinct sharks

cal of the Irati Formation in section D (Fig. 7D) but a series of variably thick evaporitic horizons overlies the siltstone-

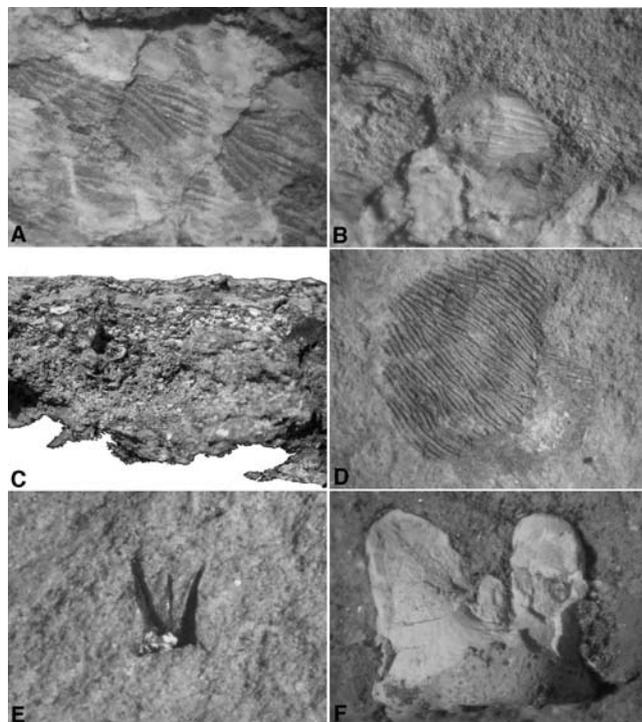


Plate 1. A: patch of actinopterygian scales (occlusal view) from the Corumbataí Formation from one of the sampled localities in central-west Brazil. Note the densely spaced and in part obliquely angled ridges in the scale surface. B: imprints of scales of the same specimen (occlusal view) from the Corumbataí Formation. Note the fairly well-spaced and running grooves. C: a bioclastic lens predominantly composed of fish teeth and fish scales. D: imprint of a sarcopterygian scale (occlusal view), showing the posterior free scale surface with longitudinal grooves and the much smaller and smooth anterior area (covered in the squamation). E: imprint of a xenacanth shark tooth with a relatively long and slender median cusp. F: weathered xenacanth shark tooth with a presumably less conspicuous median cusp than the tooth in Fig. E.

Tafel 1. A: im Verband erhaltene Actinopterygier-Schuppen (Aufsicht) aus der Corumbataí-Formation aus einer der beprobten Lokalitäten im westlichen Zentral-Brasilien. Man beachte die dicht stehenden und zum Teil schräg verlaufenden Rippen in der Schuppenoberfläche. B: Abdruck von Schuppen desselben Aktinopterygier-Exemplares (Aufsicht) aus der Corumbataí-Formation. Man beachte die relativ weit auseinanderliegenden und fast parallel verlaufenden Furchen. C: eine bioklastische Linse, die zur Hauptsache aus Fischzähnen und -schuppen besteht. D: Abdruck einer Sarkopterygier-Schuppe (Aufsicht) mit länglichen Furchen im hinteren (unbedeckten) Teil und einer glatten, viel kleineren vorderen (im Verband überlappten) Schuppenoberfläche. E: Abdruck eines xenacanthiden Haiﬂischzahnes mit einer relativ langen und schlanken Mittelspitze. F: angewitterter xenacanthider Haiﬂischzahn mit einer vermutlich weniger ausgeprägten Mittelspitze als der Zahn in Abb. E.

dominated, bioturbated and fish scales-containing Palermo Formation. Although the Irati Formation outcrops basin-wide, we suggest here that this formation is actually absent in some localities along the basin's extreme northwest border.

Hence, based on evidence from section B (in Fig. 7 and field observation in collapsed ring-structures), the oldest possible age for the Araguinha impact is stratigraphically above the Irati Formation, possibly even after deposition of the Corumbataí Formation, following consolidation of the sediments of that formation (see Fig. 4 and Fig. 7). There are several possible absolute ages currently available for the Irati Formation, bracketing a time interval of over 17 million years (approx. 280–263 my), equivalent to the late Early to Middle Permian (see MUTTER and RICHTER, 2007 for discussion). The currently youngest possible age for the impact event is Early Triassic with 245 my based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -dating (CROSTÁ, 1999), allowing for a time bracket of about 35 million years for the impact to have taken place. Considering the fact that the bolide struck unconsolidated sediments of a shallow sea at the time, we may, actually not, expect preservation of any sedimentary rocks immediately prior to the impact, in the impact zone: the collapsed ring structures – uppermost Lower Permian containing the Irati Formation – must be clearly older than the actual impact event.

It will be highly rewarding for future studies to systematically collect and study in detail rock and fossil samples from as many localities as possible in the Paraná basin close to and far from the impact crater in order to understand and reconstruct changes through time and space in this crucial end-Permian timeframe. Although the Araguinha bolide-impact was likely large enough to cause a regional extinction, it is currently unclear whether it predated, coincided, overlapped with or postdated other possible biotic extinction events.

5 EPILOGUE: IS THE PERMO-TRIASSIC TRANSITION A UNIQUE EVENT IN TIME?

As detailed in part I (MUTTER et al., 2007, pp. 72–73), there have been other exceptional, global or large-scale geological events suggested to be associated with the PTB such as the Siberian traps and sea level fall. In trying to assess changing biotic diversity during the Phanerozoic – during several hundred million years – it may also be advisable to remember the Earth in our solar system as a celestial object, which was initially (in geological terms 'shortly'

– within 1.5 billion years after its own formation) heavily bombarded by extraterrestrial impacts (HÖRZ et al., 1991). Impact rate then decreased rapidly beginning about 4 billion years before present but it is concluded from both, theoretical consideration and actual dating of terrestrial craters that an unusually high number of impacts on Earth (so-called ‘terrestrial craters’) fall within the 300–200 million years time window before present (see original data in SÖDERBLOM and LEBOWSKY, 1972; also GRIEVE, 1982; HÖRZ et al., 1991; FRENCH, 1998). Hence, it is this time window (and not the end-Cretaceous featuring the popular dinosaur extinction) that is unique in terms of both greatest decline in biotic diversity and greatest extraterrestrial impact rate during the Phanerozoic. Interestingly, the biotic diversity (as inferred from the fossil record) during the Phanerozoic has furthermore been suggested to have undergone a cyclic decline-recovery phase every 62 million years (ROHDE and MULLER, 2005). However, even for the greatest Phanerozoic extinction event, there is no clear evidence for a causal relationship between decline in diversity and extraterrestrial impact(s).

Considering the severity of the Araguinha (and currently only accepted) impact alone (equivalent to or greater than the Earth’s total annual energy release, or over 15 million Hiroshima bombs; FRENCH, 1998: table 2.1) in this time frame, serious concerns may arise as to whether currently applied palaeontological and geochemical techniques are capable of capturing and re-constructing catastrophic biotic and abiotic events that took place about 250–260 million years ago.

In this context, it is noteworthy that a major gap in preservation of the sedimentary rock record (2 km in thickness) is reported east of the 24° E longitude in southern Africa, where the most complete rock record is exposed in the Karoo basin. Therefore, Brazilian sedimentary rocks younger than Early Permian are notoriously difficult to date (see WANKE et al., 2000; RUBIDGE, 2005; MUTTER and RICHTER, 2007 and references therein). There may be far greater information value than previously thought in gaps of the rock record, in ‘mutual boundaries’ and in disentangling time-averaged fossils from within sedimentary rocks, if we assume the working hypothesis that the Permo-Triassic transition was a difficult time for life on Earth.

6 ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Martha Richter (Natural History Museum, London) for initiation of and assistance in this field work

project. Financial support was received through CNPq grant 474426/2007-6 to DADC and HZT, and CNPq grant 52039/99-5 to DADC. Research for this paper was supported by a Marie Curie Intra-European Fellowship within the 6th European Community Framework Programme (MEIF-CT-2006-023691) and the foundation Dr. Joachim de Giacomi SANW (Chur) (both grants to RJM). Essential support during the final stage of this research was provided by granting a guest stay at the Casa Zia Lina in Capoliveri on the Isola d’Elba (Italy) offered by the foundation Dr. Robert and Lina Thyll-Dürr (Arlesheim).

7 LITERATURE

ARCHIBALD, J. D. & FASTOVSKY, D. E. 2004. In: «Dinosaur Extinction», D. B. WEISHAMPEL, P. DODSON & H. OSMÓLSKA. The Dinosauria, 2nd edition. University of California Press, Berkeley, p. 672–684.

BECKER, L., POREDA, R. J., BASU, A. R., POPE, K. O., HARRISON, T. M., NICHOLSON, C., IASKY, R. 2004. Bedout: A possible End-Permian impact crater offshore of Northwestern Australia. *Science* 304 (5676), 1469–1476.

CRÓSTA, A. P. 1987. Impact structures in Brazil. *Research in Terrestrial Impact Structures*, J. Pohl, Friedrich, Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbad, 30–38.

CRÓSTA, A. P. 1999. Domo de Araguinha – O maior astroblema da América do Sul. In: «Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil», C. SCHOBENHAUS, D. A. CAMPOS, E. T. QUEIROZ, M. WINGE, M. BERBERT-BORN. [web address: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio001/sitio001.htm>]

CZAMANSKE, G. K. & FEDORENKO, V. A. 2004. www.mantleplumes.org

Website: <http://www.mantleplumes.org/Siberia.html>

DIETZ, R. S. & FRENCH, B. M. 1973. Two probable astroblemes in Brazil. *Nature* 244, 561–562.

DIETZ, R. S., FRENCH, B. M. & OLIVEIRA, M. A. M. 1973. Araguinha dome (Goiás) and Serra da Cangalha (Mato Grosso): probable astroblemes? In «SBG, Congresso Brasileiro de Geologia» 27, Resumo das Comunicações 1, 102.

ERWIN, D. H., 2006. *How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago*. Princeton University Press, 306 pp.

FRENCH, B. M. 1998. *Traces of Catastrophe. A handbook of Shock-Metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures*. LPI Contribution No. 954. 120 pp.

VON FRESE, R. R., POTTS, L., WELLS, S., GAYA-PIQUE, L., GOLYNSKY, A. V., HERNANDEZ, O., KIM, J., KIM, H. & HWANG, J. 2006. Permian-Triassic Mascon in Antarctica. *Eos Trans. AGU*,

- 87 (36), *Jt. Assem. Suppl.*, (Abstract). [web address: http://www.agu.org/meetings/sm06/sm06-sessions/sm06_T41A.html]
- GRIEVE, R. A. F. 1982. The record of impact on Earth: Implications for a major Cretaceous/Tertiary impact event. *Geological Society of America Special paper* 190, 25–37.
- HAMMERSCHMIDT, K. & VON ENGELHARDT, W. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Araguinha impact structure, Mato Grosso, Brazil. *Meteoritics* 30, 227–233.
- HÖRZ, F., GRIEVE, R. A. F., HEIKEN, G., SPUDIS, P. & BINDER, A. 1991. Lunar surface processes, p. 66–120. In: «Lunar Sourcebook: A User's Guide to the Moon», G. H. HEIKEN, D. T. VANIMAN & B. M. FRENCH (eds.). Cambridge University, New York.
- ICS & IUGS. 2004. International Stratigraphic Chart. Published by International Commission on Stratigraphy (ICS) and International Union of Geological Sciences.
- KELLER, G. 2001. The end-cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and Space Science* 49, 827–830.
- KELLER, G. 2004. Chicxulub impact predates the K/T boundary mass extinction. *Philosophical Transactions of the National Academy of Sciences* 1001 (11), 3753–3758.
- KELLER, G., STINNESBECK, W., ADATTE, T., HOLLAND, B., STÜBEN, D., HARTING, M., DE LEON, C. & DE LA CRUZ, J. 2003a. Spherule deposits in Cretaceous/Tertiary boundary sediments in Belize and Guatemala. *Journal of the Geological Society of London* 160, 783–795.
- KELLER, G., STINNESBECK, W., ADATTE, T. & STÜBEN, D. 2003b. Multiple impacts across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Earth Science Reviews* 62, 327–363.
- KELLER, G., ADATTE, T., STINNESBECK, W., STÜBEN, D., BERNER, Z., KRAMAR, U. & HARTING, M. 2004. More evidence that the Chicxulub impact predates the K/T mass extinction. *Meteoritics & Planetary Science* 39, 1127–1144.
- LANA, C., ROMANO, R., REIMOLD, U. & HIPPERTT, J. 2006. Collapse of large complex impact craters: Implications from the Araguinha impact structure, central Brazil. *Geology* 34 (1), 9–12.
- LANA, C., SOUZA FILHO, C. R., MARANGONI, Y., YOKOYAMA, E., TRINDADE, R., TOHVER, E. & REIMOLD, W. U. 2007. The 245 Ma Araguinha impact structure (central Brazil): the record of a violent catastrophic event in the Paraná basin. *Geological Society of America Bulletin* 119 (9–10), 1135–1150.
- LÓPEZ-GÓMEZ, J. & TAYLOR, E. L. (eds.) 2005. Permian-Triassic Transition in Spain: A Multidisciplinary Approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 1–177 (Special Issue).
- MACLEOD, N., RAWSON, P. F., FOREY, P. L., BANNER, F. T., BOUDAGHER-FADEL, M. K., BOWN, P. R., BURNETT, J. A., CHAMBERS, P., CULVER, S., EVANS, S. E., JEFFERY, C., KAMINSKI, M. A., LORD, A. R., MILNER, A. C., MILNER, A. R., MORRIS, N., OWEN, E., ROSEN, B. R., SMITH, A. B., TAYLOR, P. D., URQUHART, E. & YOUNG, J. R. 1997. The Cretaceous-Tertiary biotic transition. *Journal of the Geological Society* 154, 265–292.
- METCALFE, I., NICOLL, R. S., MUNDIL, R., FOSTER, C., GLEN, J., LYCONS, J., WENG, X., WENG, CH.-Y., RENNE, P. R., BLACK, L., QU, X., MAO, X. 2001. The Permo-Triassic boundary & mass extinction in China. *Episodes* 24 (4), 239–244.
- MILANI, E. J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-Occidental. 2 vols. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Tese de doutorado, 255 p.
- MILANI, E. J., FRANÇA, B. F. & SCHNEIDER, R. L. 1994. Bacia do Paraná. *Boletim de Geociências. Petrobrás, Rio de Janeiro* 8 (1), 69–82.
- MILANI, E. J. & THOMAZ-FILHO, A. 2000. Sedimentary basins of South America. In: «Tectonic Evolution of South America», U. G. CORDANI, E. J. MILANI & A. THOMAZ-FILHO. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 389–449.
- MUTTER, R. J. & RICHTER, M. 2007. Acanthodian remains from the Middle-Late Permian of Brazil. *Geological Journal* 42, 213–224.
- MUTTER, R. J., RICHTER, M. & TOLEDO, C. E. V. 2007. In pursuit of the greatest mass extinction: The Permo-Triassic Boundary in the Southern Hemisphere – part I. Fishing for fossils in 260 million years old sedimentary rocks of a former epicontinental sea in southern Brazil. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 152 (3), 71–78.
- MUTTER, R. J., RICHTER, M., SAES, G. & SUNDARAM, D. (subm.). A new actinopterygian from the Permian of west-central Brazil. *Palaeontology*.
- NORTHFLEET, A. A., MEDEIROS, R. A. & MUHLMANN, H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. *Boletim Técnico da Petrobrás* 12, 291–346.
- OVTCHAROVA, M., BUCHER, H., SCHALTEGGER, U., GALFETTI, T., BRAYARD, A. & GUEX, J. 2006. New Early to Middle Triassic U-Pb ages from South China: calibration with ammonoid biochronozones and implications for the timing of the Triassic biotic recovery. *Geophysical Research Abstracts* vol. 8. [web address: <http://www.cosis.net/abstracts/EGU06/09989/EGU06-J-09989.pdf>]
- REIMOLD, W. U. 2003. Impact Cratering comes of Age. *Science* 300, 1889–1890.
- RICHTER, M. 2005. A new xenacanthid shark (Chondrichthyes) from the Teresina Formation, Permian of the Paraná Basin, southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia* 8 (2), 149–158.

- ROHDE, R. & MULLER, R. 2005. Cycles in fossil diversity. *Nature* 434, 208–210.
- RUBIDGE, B. 2005. 27th Du Toit Memorial Lecture: re-uniting lost continents – fossil reptiles from the ancient Karoo and their wanderlust. *South African Journal of Geology* 108, 135–172.
- SANTOS, R. V., SOUZA, P. A., ALVARENGA, C. J. S., DANTAS, E. L., PIMENTEL, M. M., OLIVEIRA, C. G. & ARAÚJO, L. M. 2006. Shrimp U-Pb zircon dating and palynology of bentonic layers from the Permian Irati Formation, Paraná basin, Brazil. *Gondwana Research* 9, 456–463.
- SCHNEIDER, R. A., MUHLMANN, H., TOMMASI, E., MEDEIROS, R. A., DAEMON, R. F. & NOGUEIRA, A. 1974. Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná. In: «Congresso Brasileiro de Geologia» 28, Porto Alegre. *Anal* 1, 41–65.
- SIMÕES, M. G. & TORELLO, F. F. 2003. Modelo de tafofácies para os moluscos bivalves do Grupo Passa Dois (formações Serra Alta, Teresina e Corumbataí), Permiano Superior, bacia do Paraná, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 33 (4), 371–380.
- SODERBLOM, L. A. & LEBOSKY, L. A. 1972. Technique for rapid determination of relative ages of lunar areas from orbital photography. *Journal of Geophysical Research* 77 (2), 279–296.
- THÉRY, J. M., VACHARD, D. & DRANSART, E. 2007. Late Permian limestones and the Permian-Triassic boundary: new biostratigraphic, palaeobiogeographical and geochemical data in Caucasus and eastern Europe. *Geological Society, London, Special Publications* 275, 255–274.
- TOLEDO, C. E. V., RICHTER, M. & BERTINI, R. J. 2007. A new «Palaeonisciformes» from the Corumbataí Formation, Middle Permian of the Paraná Basin, São Paulo State, southeastern Brazil. *Ichthyolith Issues Special Publication* 10, 86 (abstract).
- YIN, H., WARRINGTON, G. & XIE, S. (eds.) 2007. Environmental and biotic changes during the Paleozoic-Mesozoic Transition. *Global and Planetary Change* 55, 1–235 (Special Issue).
- WANKE, A., STOLLHOFEN, H., STANISTREET, I. G. & LORENZ, V. 2000. Karoo unconformities in NW-Namibia and their tectonic implications. *Communications of the Geological Survey of Namibia* 12, 259–268.
- WÜRDIG-MACIEL, N. L. 1975. Ichtiodontes e Ichtiodorulitos da Formação Estrada Nova e sua Aplicação na estratigrafia do Grupo Passa Dois. *Pesquisas, Porto Alegre*.
- Dr. Mutter, Raoul Josua, Department of Palaeontology, Natural History Museum, Cromwell Road, London SW7 5BD, United Kingdom. E-mail: R.Mutter@nhm.ac.uk
- Tomassi, Henrique Zimmermann, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências Brasília, CEP 70.910-900, Brazil. E-mail: HZTomassi@gmail.com
- Dr. Do Carmo, Dermeval Aparecido, Universidade de Brasília, Instituto de Geociências Brasília, CEP 70.910-900, Brazil. E-mail: derme@unb.br