

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus de Rio Claro

MIRIAN COSTA MENEGAZZO

SEDIMENTAÇÃO DA BACIA BAURU: CENÁRIO TECTÔNICO,
IDADE DOS DEPÓSITOS E AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências.

Orientador: Prof. Dr. Chang Hung Kiang
Departamento de Geologia Aplicada
Universidade Estadual Paulista

Coorientador: Prof. Dr. Octavian Catuneanu
Department of Earth and Atmospheric Sciences
University of Alberta - Canada

Rio Claro-SP
2016

551.303 Menegazzo, Mirian Costa
M541s Sedimentação da Bacia Bauru: cenário tectônico, idade dos depósitos e ambientes paleodeposicionais / Mirian Costa Menegazzo. - Rio Claro, 2016
292 f. : il., figs., tabs. + 2 Perfis litológicos

Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Chang Hung Kiang
Coorientador: Octavian Catuneanu

1. Sedimentação e depósitos. 2. Icnologia. 3. Cretáceo. 4. Sistema retroarco de antepaís. 5. Mecanismos de subsidência. 6. Orogenias andinas. I. Título.

Ficha Catalográfica elaborada pela STATI - Biblioteca da UNESP
Campus de Rio Claro/SP

MIRIAN COSTA MENEGAZZO

**SEDIMENTAÇÃO DA BACIA BAURU: CENÁRIO TECTÔNICO,
IDADE DOS DEPÓSITOS E AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS**

Tese de Doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências.

COMISSÃO EXAMINADORA

Prof. Dr. Chang Hung Kiang – orientador

Dr. Almério de Barros França

Prof. Dr. Claudio Riccomini

Dr. Luiz Carlos Veiga de Oliveira

Prof. Emérito Paulo Milton Barbosa Landim

RESULTADO: APROVADA

Rio Claro, 23 de março de 2016.

Dedico esse trabalho aos meus pais, Vany e Luís.

AGRADECIMENTOS

Sendo funcionária da **PETROLEO BRASILEIRO SA – PETROBRAS** –, agradeço a liberação e aprovação da empresa para minha participação no curso de pós-graduação no país, oferecido pela Universidade Estadual Paulista. Gostaria de externar minha gratidão ao Geólogo **Luiz Carlos Veiga de Oliveira**, gerente responsável pela autorização e grande apoiador desse projeto. Do mesmo modo, sou grata a todos os colegas da Universidade Petrobras que direta ou indiretamente apoiaram a realização desse doutorado, em especial ao Consultor **Gerson José Salamoni Terra**, por todo o incentivo e apoio, e ao Geólogo **Gustavo Tamara**, meu gerente imediato, que ofereceu todo o suporte necessário para o desenvolvimento da pesquisa.

Parte da pesquisa, realizada na Universidade de Alberta, foi financiada pelo **Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq** –, por meio de bolsa de doutorado sanduíche do Programa Ciências sem Fronteiras, **processo 242946/2013-5**.

Agradeço aos orientadores, **Professor Chang Hung Kiang**, que me amparou no decorrer dessa pesquisa e forneceu todo o apoio logístico necessário para a conclusão desse doutorado, e ao **Professor Octavian Catuneanu**, que gentilmente me recebeu na Universidade de Alberta e participou como coorientador dessa pesquisa.

Agradeço à **Professora Maria Rita Caetano Chang**, pela acurada revisão da versão inicial do texto.

Os testemunhos de sondagem utilizados foram obtidos e fornecidos pelo **Laboratório de Estudo de Bacias – LEBAC** –, da Universidade Estadual Paulista – UNESP. Agradeço à equipe do LEBAC pelo apoio, em especial à Geóloga **Marcia Regina Stradioto**, que colaborou na preparação de amostras para laminação e emprestou fotos que facilitaram a descrição do poço Pirapozinho, e ao Geólogo **Flávio de Paula e Silva**, que forneceu os dados de perfilagem geofísica dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, facilitando a organização das profundidades das caixas e a interpretação dos poços.

Os dados de poços no Estado de São Paulo, incluindo descrições e perfilagens, foram disponibilizados pelo **Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo – DAEE** –, Escritório de Apoio Técnico em Araraquara (BBT/BTEA). Agradeço nominalmente ao Geólogo **José Luiz Galvão de Mendonça**, por ter facilitado o acesso aos dados e gentilmente me recebido.

Os dados de dois poços no município de Uberaba (MG) foram disponibilizados pelo **Centro Operacional de Desenvolvimento e Saneamento de Uberaba – CODAU**. Agradeço

nominalmente ao Gerente de Desenvolvimento e Projetos **Lizandro Maurílio de Oliveira**, pela atenção ao pedido e fornecimento dos dados.

Agradeço o apoio das gerências de Sedimentologia e Estratigrafia das Unidades de Operações de Exploração e Produção das Bacias de Santos e Espírito Santo da Petrobras (UO-BS/EXP/SE e UO-ES/EXP/SE), pela confecção das lâminas petrográficas. Nominalmente gostaria de agradecer o apoio dos gerentes **André Henrique** e **Rute Maria Oliveira de Moraes**, das técnicas em Exploração de Petróleo **Silvia Chaucoski de Oliveira** e **Sofia de Mattos Menezes**, bem como de todos os demais envolvidos nas atividades dos laboratórios de laminação.

A contribuição direta e indireta de muitos amigos e familiares também foi muito significativa e impactante no desenvolvimento dessa pesquisa.

Agradeço ao meu marido **Rodrigo Prudente de Melo**, que me auxiliou em diversos aspectos na condução dessa pesquisa, incluindo a construção de um o banco de dados ArcGis para a elaboração de mapas geológicos e de isópacas, a preparação e o transporte dos testemunhos de sondagens, a participação em trabalhos de campo e a discussão de ideias.

Agradeço aos amigos **Jefferson Cassu Manzano** e **Liliane Maia T. Manzano**, que não só participaram de um trabalho de campo, mas prepararam um roteiro minucioso, incluindo os principais afloramentos da região de Santo Anastácio (SP).

Agradeço ao amigo **Aparecido Andrade Buchner**, que serrou os testemunhos de cinco dos seis poços estudados, e que me ajudou a transportar, deslocar e organizar todas as caixas. Também agradeço ao meu sogro, **Ademir Prudente de Melo**, que carregou nos ombros mais de uma centena de caixas de testemunhos e as transportou em seu caminhão, e ao meu pai e meu irmão, **Luís Menegazzo** e **Elson Costa Menegazzo**, que confeccionaram um suporte para que eu pudesse fazer as fotos de conjunto dos testemunhos e me fizeram companhia em Analândia para que eu pudesse descrever e estudar um dos poços.

Agradeço à amiga **Cibele Gasparelo Voltani**, por todo o suporte e incentivo durante todo o doutorado e por sua contribuição em um dos trabalhos de campo. Do mesmo modo, agradeço ao amigo **Caio Fabrício Cezar Geroto**, que também foi um grande incentivador e motivador, além de contribuir em trabalho de campo, discutir o registro de crocodilomorfos da Bacia Bauru e trocar publicações sobre o assunto.

Também não poderia deixar de agradecer à **Rosângela Vascello**, secretária do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente da UNESP, que com seu primoroso trabalho tem auxiliado a todos os estudantes na orientação dos procedimentos e de toda a papelada envolvida no processo.

AS MONTANHAS

I

Das nebulosas em que te emaranhas
Levanta-te, alma, e dize-me, afinal,
Qual é, na natureza espiritual,
A significação dessas montanhas!

Quem não vê nas graníticas entranhas
A subjetividade ascensional
Paralisada e estrangulada, mal
Quis erguer-se a cumiadas tamanhas?!

Ah! Nesse anelo trágico de altura
Não serão as montanhas, porventura,
Estacionadas, íngremes, assim,

Por um abortamento de mecânica,
A representação ainda inorgânica
De tudo aquilo que parou em mim?!

II

Agora, oh! deslumbrada alma, perscruta
O puerpério geológico interior,
De onde rebenta, em contrações de dor,
Toda a sublevação da crusta hirsuta!

No curso inquieto da terráquea luta
Quantos desejos férvidos de amor
Não dormem, recalcados, sob o horror
Dessas agregações de pedra bruta?!

Como nesses relevos orográficos,
Inacessíveis aos humanos tráficos
Onde sóis, em semente, amam jazer,

Quem sabe, alma, se o que ainda não existe
Não vive em gérmen no agregado triste
Da síntese sombria do meu Ser?!

Augusto dos Anjos,
Eu e outras poesias, 1920

RESUMO

O objetivo desta pesquisa é entender o cenário tectônico e os ambientes deposicionais da Bacia Bauru. Essa bacia localizada no Centro-Leste da América do Sul é usualmente classificada como intracratônica, embora a geometria do preenchimento da bacia, os mecanismos subsidência envolvidos e da idade dos depósitos sejam pouco compreendidos. Neste trabalho, é realizada uma reavaliação das amplitudes estratigráficas dos táxons fósseis presentes nesses depósitos e novas idades são propostas para as unidades litoestratigráficas. Os intervalos estratigráficos do preenchimento da bacia foram reconstruídos por meio de mapas isópacos. A estratigrafia da Bacia Bauru é comparada com bacias adjacentes, e os dados são integrados com as informações disponíveis sobre geodinâmica da América do Sul. Os resultados indicam que os sedimentos foram acumulados do Cenomaniano ao início do Paleoceno, sendo o início da sedimentação concomitante com a Fase Mochica da orogenia andina. A geometria do preenchimento da bacia, analisado por meio de mapas de isópacos dos diferentes intervalos estratigráficos, demonstra que ocorreu migração do depocentro da bacia. Tal migração foi simultânea com a migração da frente orogênica andina, imediatamente após a fase de orogenia Peruana. Tais observações indicam que a Bacia Bauru compõe um sistema de retroarco de antepaís desenvolvido durante os estágios iniciais da evolução andina, tendo se desenvolvido na província backbulge deste sistema. A Bacia Andina constituía depozona *foredeep* desse sistema *foreland*, incluindo as bacias Potosí, Oriente, Acre e Marañon. Os depósitos cretáceos das bacias do Solimões e Parecis provavelmente se desenvolveram na província *back-bulge*, como a Bacia Bauru. Considerando-se os modelos de sistemas de retroarco de antepaís, a relativa grande espessura acumulada na Bacia Bauru indica que outros mecanismos podem ter sobreposto a subsidência flexural nesta província *back-bulge*. Os traços fósseis descritos nesta pesquisa são uma importante adição ao registro icnofossilífero da Bacia Bauru. Pela primeira vez são aqui descritos traços fósseis para as formações Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui e São José do Rio Preto. Adicionalmente, o número de táxons de traços fósseis de invertebrados e de tipos de traços de raízes é significativamente acrescido para as formações Caiuá, Adamantina e Marília, que apresentavam um diminuto número de espécimens registrados. Esse estudo de caso demonstra a importância da análise icnológica na interpretação de ambientes paleodeposicionais não marinhos, se mostrando particularmente útil para o reconhecimento de subambientes e paleossolos, e interpretações acerca da posição do lençol freático, do grau de umidade do substrato e da taxa de sedimentação. Assim, os ambientes paleodeposicionais das unidades analisadas foram reavaliados por meio da integração da análise de fácies e a caracterização icnológica sistemática das unidades amostradas, além da utilização de dados paleontológicos e perfis geofísicos. Adicionalmente, são retomadas as discussões sobre a litoestratigrafia da bacia, principalmente com relação as formações Caiuá, Adamantina, São José do Rio Preto e Itaqueri.

PALAVRAS-CHAVE: Icnologia. Cretáceo. Sistema retroarco de antepaís. Mecanismos de subsidência. Orogenias Andinas.

ABSTRACT

The aim of this research is to understand the tectonic and depositional settings of the Bauru Basin. This basin in central eastern South America has been classified as intracratonic, but the basin-fill geometry, the involved subsidence mechanisms and the age of the deposits are poorly understood. In this work, the ranges of the fossil taxa are revised and ages are proposed for the lithostratigraphic units. Isopach maps were used to reconstruct the stratigraphic intervals of the basin fill. The stratigraphy of the Bauru Basin is compared with that of the adjacent basins, and the data are integrated with the available information on South American geodynamics. The fossil record indicates that sediment accumulated from the Cenomanian to early Paleocene, beginning after the Mochica Phase of the Andean orogeny. The basin-fill geometry demonstrates migration of the depocenter through time, which occurred simultaneously with migration of the Andean Basin and immediately after the orogenic events of the Peruvian Phase. The results indicate that the Bauru Basin is a component of a retroarc foreland system developed during the early stages of the Andean evolution and that it was developed in the backbulge province of this system. The Andean Basin constitutes the foredeep depozone of this foreland system (including the Potosí, Oriente, Acre and Marañón basins). In addition, the Upper Cretaceous of the Parecis and Solimões basins were likely also developed in the back-bulge province. The thickness of the Bauru accumulation indicates that other mechanisms might have overlapped the flexural subsidence in this back-bulge province. This research provides a significant addition to the ichnological record of the Bauru Basin. Herein, for the first time are described trace fossils in the Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui and São José do Rio Preto formations. Additionally, the number of invertebrate trace fossil taxa and types of root traces are significantly increased for the Caiuá, Adamantina and Marília formations. This case study demonstrates the importance of the ichnological analysis to interpretation of nonmarine paleodepositional environments. It is mainly useful for recognizing sub-environments and paleosols, and interpretation of the water table position, substrate moisture, and sedimentation rate. Thus, the depositional settings of most units of the basin were reassessed by integrating facies and ichnological analysis of the sampled units, and paleontological and geophysical data. In addition, the lithostratigraphy the basin are debated, especially regarding the Caiuá, Adamantina, São José do Rio Preto and Itaqueri formations.

KEY WORDS: Ichnology. Cretaceous. Retroarc foreland system. Subsidence mechanisms. Andean orogenies.

LISTA DE ABREVIATURAS

Traços fósseis

Ar	<i>Arenicolites</i> isp. e <i>Arenicolites sparsus</i>
Bf	<i>Beaconites filiformis</i>
Cb	<i>Camborygma</i> isp.
Cp	Coprólito
Co	<i>Cochlichnus</i> isp.
es	estrutura de escape
HB	estruturas horizontais simples
pb	Estrutura com preenchimento peletado
Pl	<i>Planolites</i> isp.
Pm	<i>Planolites montanus</i>
Pp	<i>Palaeophycus</i> isp.
Rh	Traços de raízes
Sc	<i>Scoyenia</i> isp.
Sk	<i>Skolithos</i> isp. e <i>Skolithos linearis</i>
Sp	<i>Spongiomorpha</i> isp.
Ta	<i>Taenidium</i> isp.
Tb	<i>Taenidium barretti</i>
Tc	<i>Taenidium cameronensis</i>
Tp	<i>Treptichnus bifurcus</i>
Tw	<i>Taenidium bowni</i>
VB	estruturas verticais simples

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	9
1.1 OBJETIVOS	13
1.2 JUSTIFICATIVA	13
1.3 RELEVÂNCIA DA PESQUISA.....	16
2 ESTADO DA ARTE DA BACIA BAURU.....	17
2.1 MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA	17
2.2 LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS	19
2.2.1 Formação Caiuá.....	27
2.2.2 Formação Pirapozinho.....	31
2.2.3 Formação Santo Anastácio.....	32
2.2.4 Formação Araçatuba	34
2.2.5 Formação Birigui.....	36
2.2.6 Formação São José do Rio Preto.....	36
2.2.7 Formação Uberaba	37
2.2.8 Formação Adamantina	39
2.2.9 Formação Marília	40
2.2.10 Formação Itaqueri	43
2.3 IDADE DOS DEPÓSITOS.....	44
2.4 ICNOFÓSSEIS	45
3 SISTEMAS RETROARCO DE ANTEPAÍIS (RETROARC FORELAND SYSTEMS).....	46
4 ICNOLOGIA.....	54
4.1 CLASSIFICAÇÃO DE TRAÇOS FÓSSEIS.....	55
4.2 ICNOFÁCIES CONTINENTAIS.....	58
4.3 TRAÇOS DE RAÍZES	62
5 DADOS E MÉTODOS	67
5.1 DESCRIÇÕES DE AFLORAMENTOS	70
5.2 DESCRIÇÕES DE TESTEMUNHOS DE SONDAGENS	70
5.3 DESCRIÇÕES ICNOLÓGICAS.....	72
5.4 MAPAS	77
6 IDADE DOS DEPÓSITOS DA BACIA BAURU	78
6.1 REAVALIAÇÃO DO RANGE ESTRATIGRÁFICO DOS TÁXONS	78
6.2 RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	93
6.2 IDADES RELATIVAS DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	97
7 GEODYNAMIC EVOLUTION	100
7.1. BAURU BASIN SEDIMENTATION	100
7.2. GEODYNAMIC EVOLUTION	104
7.3 PRECEDING TECTONIC SETTING - TRIASSIC TO EARLY CRETACEOUS	105
7.4 DEVELOPMENT OF THE RETROARC FORELAND SYSTEM	106
7.4.1 Initial stage - Cenomanian to Turonian.....	106
7.4.2 Migration of the system - Coniacian to Campanian.....	110

7.4.3 End of sedimentation in the Bauru Basin - Maastrichtian to Paleogene	112
7.4.4 The system during the Cenozoic	115
7.5 DISCUSSION	116
8 AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS	125
8.1 ICNOLOGIA SISTEMÁTICA.....	126
8.1.1 Formação Caiuá.....	126
8.1.1.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	135
8.1.2 Formação Pirapozinho.....	136
8.1.2.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	150
8.1.3 Formação Santo Anastácio.....	151
8.1.3.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	161
8.1.4 Formação Araçatuba	164
8.1.4.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	178
8.1.5 Formação Birigui.....	180
8.1.5.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	184
8.1.6 Formação São José do Rio Preto.....	184
8.1.6.2 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	198
8.1.7 Formação Adamantina	199
8.1.7.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	212
8.1.8 Formação Marília	214
8.1.8.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais	230
8.2 DISCUSSÃO	232
9 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	240
9.1 CONCLUSÕES	240
9.2 RESUMO DAS CONTRIBUIÇÕES.....	242
9.3 TRABALHOS FUTUROS	243
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	245

ANEXO 1. CONJUNTO DE FOTOS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

- ANEXO 1A. POÇO MARTINÓPOLIS
- ANEXO 1B. POÇO NOVA GRANADA
- ANEXO 1C. POÇO PIACATU
- ANEXO 1D. POÇO PIRAPOZINHO
- ANEXO 1E. POÇO PRESIDENTE EPITÁCIO
- ANEXO 1F. POÇO QUINTANA

ANEXO 2. PERFIS LITOLÓGICOS

- ANEXO 2A. POÇO MARTINÓPOLIS
- ANEXO 2B. POÇO NOVA GRANADA
- ANEXO 2C. POÇO PIACATU
- ANEXO 2D. POÇO PIRAPOZINHO
- ANEXO 2E. POÇO PRESIDENTE EPITÁCIO
- ANEXO 2F. POÇO QUINTANA

1 INTRODUÇÃO

“The formulation of a problem is often more essential than its solution, which may be merely a matter of mathematical or experimental skill. To raise new questions, new possibilities, to regard old problems from a new angle, requires creative imagination and marks real advance in science.”

Einstein e Infeld (1938)

Esta tese parte do princípio de que é necessária, em primeiro lugar, a compreensão geral, em grande escala, dos cenários tectônico e deposicional de uma bacia, para que as demais questões, envolvendo menores escalas, possam ser resolvidas de forma mais eficiente e no contexto geológico correto. Assim, a origem, o desenvolvimento e os ambientes paleodeposicionais são os temas centrais da presente análise da Bacia Bauru.

A Bacia Bauru cobre uma área de 379 362 km² e está localizada quase exclusivamente no Brasil (Figura 1), com alguns afloramentos no nordeste do Paraguai (Fúlfaro, 1996). Embora existam grandes discrepâncias entre as propostas litoestratigráficas para a unidade (Soares et al., 1980; Barcelos et al., 1983; Fúlfaro e Perinotto, 1996; Fernandes e Coimbra, 2000; Paula e Silva et al., 2005, 2009; Fernandes e Ribeiro, 2015), a sucessão sedimentar da Bacia Bauru pode ser caracterizada pelas formações: Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Birigui, Araçatuba, São José do Rio Preto, Uberaba, Adamantina, Marília e Itaqueri (Figura 2). As formações Pirapozinho e Birigui não são aflorantes.

Diferentes mecanismos de subsidência têm sido propostos para a formação e o desenvolvimento da Bacia Bauru. Além disso, embora exista consenso sobre a origem continental dos depósitos dessa bacia, os ambientes deposicionais de cada unidade litoestratigráfica são controversos, bem como as idades relativas das unidades.

Nesta pesquisa são discutidos os mecanismos de subsidência, o papel da tectônica no controle da geometria geral do preenchimento da Bacia Bauru, a geodinâmica da Placa Sul-Americana durante seu desenvolvimento, e compara a Bacia Bauru com outras bacias de mesma idade na América do Sul. Mapas de isópacas ilustram a geometria do preenchimento da bacia e a migração de seu depocentro através do tempo. A amplitude estratigráfica da paleobiota da bacia é revisada, acompanhada da determinação das idades relativas das unidades litoestratigráficas. Os ambientes paleodeposicionais das formações amostradas em testemunhos de sondagens de poços no Estado de São Paulo (Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui, São José do Rio Preto, Adamantina e Marília) são reavaliados com base nas análises de fácies e icnológica.



Figura 1. Localização da Bacia Bauru em relação aos principais elementos tectônicos da Placa Sul-Americana. Os terrenos e os crátons da margem oeste da América do Sul seguem Ramos (2009) e Ramos et al. (2010). As bacias sedimentares seguem Ramos (1999) e Milani et al. (2007). Os crátons, províncias e faixas móveis brasileiros, Cordani e Teixeira (2007). O cráton do Paranapanema, Mantovani et al. (1995). O Lineamento Transbrasiliiano é adaptado de Cordani e Teixeira (2007), Ramos et al. (2010) e Curto et al. (2014).

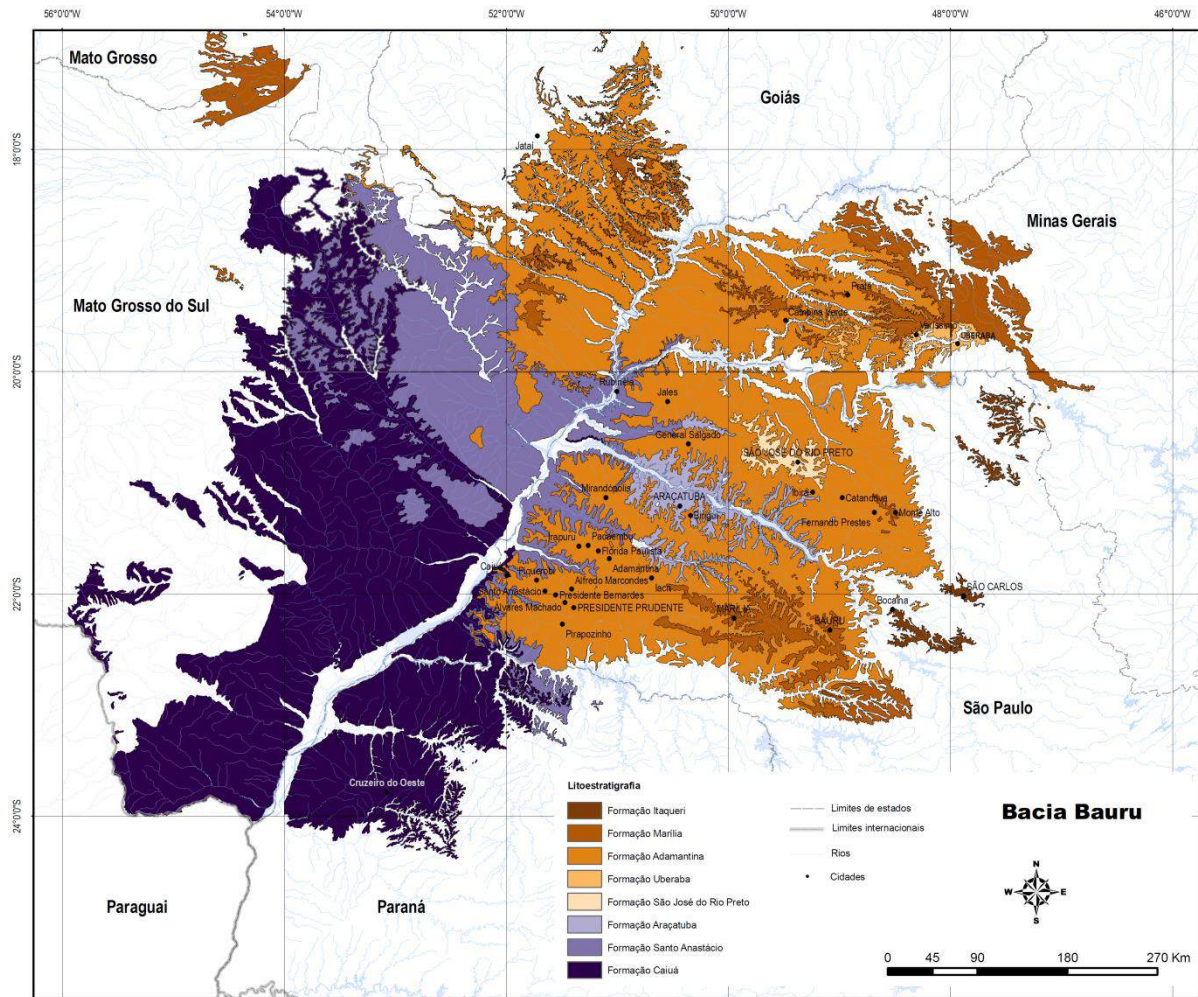


Figura 2. Mapa geológico da Bacia Bauru no Brasil. Modificado de Fernandes e Coimbra (2000) e Perrotta et al. (2005). As cidades selecionadas indicam localidades fossilíferas discriminadas na tabela 1 (Seção 5.1).

Essa bacia está instalada sobre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná em sua porção norte, majoritariamente sobre rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Figura 1). Nessa área, a crosta tem espessura média de 40 km (Assumpção et al., 2013; van der Meyde et al., 2013; Mariani et al., 2013), apresenta alta rigidez flexural (Peréz-Gussinté et al., 2007) e em grande parte compõe o Cráton do Paranapanema, de idade paleoproterozoica (Mantovani et al., 2005; Ramos et al., 2010).

A Bacia do Paraná se desenvolveu do Ordoviciano ao Cretáceo (Milani 1994, 2003), e sua sedimentação tem sido associada a ciclos de acreção de terrenos na margem pré-andina do Gondwana (Zalán et al., 1990; Milani 1994, 2003; Milani et al. 2007; Catuneanu et al., 1998). De acordo com Milani e De Wit (2008), a Bacia do Paraná é resultante da alternância de mecanismos de subsidência flexural (foreland) e outros associados a bacias intracratônicas. Assim, a Bacia do Paraná pode ser entendida como diferentes bacias superpostas em tempo e

espaço (Zalán et al., 1990), ou como um pacote sedimentar subdividido em sequências relacionadas a diferentes mecanismos de subsidência (Milani, 1994, 2003; Milani et al., 2007). Dentro desse contexto, os depósitos da Bacia Bauru têm sido classificados com uma sequência da Bacia do Paraná (por exemplo, Soares et al., 1980; Zalán et al., 1990; Chang e Kowsmann, 1996; Milani, 2003; Milani et al., 2004, 2007; Milani e De Wit, 2008; Paula e Silva et al., 2009) ou assumidos como uma unidade tectônica distinta (por exemplo, Fernandes e Coimbra, 1992; Fúlfaro e Perinotto, 1996; Fernandes e Coimbra, 1996, 2000; Riccomini, 1997a).

Considerando-se que o registro estratigráfico pode ser particionado em sucessões de primeira ordem e que tais sucessões são produtos da sedimentação em bacias sedimentares individualmente separadas e distintas, temos como os mais importantes limites de sequências do registro estratigráfico (“primeira ordem”) aqueles que estão geneticamente relacionados às mudanças no ambiente tectônico e, conseqüentemente, às mudanças na configuração e tipo de bacia sedimentar (Catuneanu, 2006). Uma vez que os limites de sequências de primeira ordem são independentes do intervalo de tempo entre os dois eventos tectônicos consecutivos, as sequências de primeira ordem correspondem a todo o preenchimento da bacia, independente da origem e a duração de cada bacia particular. Como o preenchimento sedimentar da Bacia Bauru é aqui entendido como uma sequência estratigráfica de primeira ordem, ou seja, o produto da sedimentação dentro de um cenário tectônico particular, essa unidade é tratada nesta tese como uma bacia.

Os resultados obtidos neste trabalho indicam que a Bacia Bauru se desenvolveu do Cenomaniano ao Paleoceno, em resposta a carga supracrustal e deflexão flexural resultantes do início da orogenia andina, durante a migração para oeste da Placa Sul-Americana e a subducção da Placa Farallon. A Bacia Bauru faz parte da província *back-bulge* de um *retroarc foreland system*, desenvolvido no oeste da América do Sul. Tais resultados foram publicados na revista *Marine and Petroleum Geology* (Menegazzo et al., 2016), e para não ocorrer sobreposição com os capítulos iniciais e introdutórios desta tese, o artigo não é copilado na íntegra. Os resultados acerca da idade dos depósitos e a evolução da bacia são aqui respectivamente apresentados nos capítulos 6 e 7. Como o item 6.2 é exclusivo desta tese, o capítulo 6 apresenta a tradução para do artigo para a língua portuguesa nos itens 6.1 e 6.3; o capítulo 7 permanece em língua inglesa, da maneira como apresentado no artigo. A número das figuras desses capítulos segue a numeração contínua da tese.

A sucessão sedimentar da bacia reflete mudanças de ambientes continentais eólico, lacustre, fluvial e leques aluviais, o que é corroborado pela assembleia fossilífera e os traços fósseis analisados.

1.1 OBJETIVOS

A Bacia Bauru recebeu a atenção de muitos trabalhos abordando diferentes aspectos locais e regionais; no entanto, várias questões têm sido tratadas de maneira divergente, incluindo a formação da bacia e os mecanismos de subsidência envolvidos, as relações estratigráficas dos depósitos, os ambientes paleodeposicionais e as idades das unidades.

Essa tese tem como objetivo analisar a Bacia Bauru sob o ponto de vista de sua evolução tectônica e dos ambientes paleodeposicionais associados. A análise da tectônica regional envolvendo a Bacia Bauru e a definição do tipo de bacia em questão permitem entender o padrão de subsidência que controlou a geometria geral e sua arquitetura interna.

Visto que para reconstrução da evolução tectônica e interpretação dos ambientes paleodeposicionais é necessário integrar dados regionais, informações bioestratigráficas e paleoecológicas, esta pesquisa tem como objetivos secundários: (a) clarificar as idades relativas das rochas da Bacia Bauru, com base em uma revisão da amplitude estratigráfica dos fósseis presentes; (b) reavaliar os ambientes paleodeposicionais, integrando vários tipos de dados derivados de testemunhos de sondagens, afloramentos e perfilagens, destacando informações paleontológicas e de traços fósseis presentes.

1.2 JUSTIFICATIVA

Historicamente, os mecanismos de formação propostos para a Bacia Bauru são controversos. As propostas existentes apontam para mecanismos de subsidência envolvendo afinamento da crosta por estiramento mecânico (Suguio et al., 1977; Fúlfaro e Barcelos, 1993), subsidência termal e carga regional relacionadas às rochas vulcânicas da Formação Serra Geral (Zalán et al., 1990; Fernandes e Coimbra, 1996, 2000; Riccomini, 1997b; Milani, 2003; Milani et al., 2004, 2007; Milani e De Wit, 2008; Fernandes e Ribeiro, 2015), *stress* horizontal (“*in-plane stress*”) (Chang e Kowsmann, 1996), ajustamento isostático relacionado a eventos magmáticos e soerguimentos de altos estruturais em regiões adjacentes à bacia (Batezelli, 2016; Batezelli e Ladeira, 2016) e carga subcrustal (Mariani et al., 2013).

As abordagens anteriores foram dificultadas pela: (a) limitação de dados disponíveis, principalmente na fase inicial de investigação da bacia; (b) abordagem focada em apenas um tipo de conjunto de dados, por exemplo, ora derivados de afloramentos, ora mais voltados para dados de poços; (c) e principalmente pela ausência de acurada bioestratigrafia, inibindo

correlações com outras bacias e eventos tectônicos. Desse modo, com relação ao cenário tectônico da Bacia Bauru, essa pesquisa se justifica por sua abordagem multidisciplinar, integrando vários tipos de dados para discutir os possíveis mecanismos de subsidência envolvidos e o papel da tectônica no controle da arquitetura estratigráfica da bacia, sua correlação com a geodinâmica da placa Sul-americana e comparações com outras bacias coetâneas da América do Sul.

O início do desenvolvimento da bacia e as idades das unidades também são pontos controversos na análise da Bacia Bauru. Trabalhos voltados para análises sedimentológicas e estratigráficas têm seguido, de modo geral, duas principais correntes. Na primeira hipótese, a formação da bacia teria começado no final do Eocretáceo, e as formações Caiuá e a Santo Anastácio seriam mais antigas que as demais unidades da bacia, tendo sido depositadas entre o final do Eocretáceo e início do Neocretáceo. Em uma segunda hipótese, todas as unidades da bacia são interpretadas como cronocorrelatas, tendo sido formadas no Neocretáceo.

Pesquisas paleontológicas, principalmente as que descrevem espécies endêmicas de vertebrados na Bacia Bauru, também adotam duas principais correntes, considerando-se que grande parte das ocorrências fossilíferas estão registradas nas formações Adamantina e Marília. Desse modo, parte dos trabalhos adota a proposta de Dias-Brito et al. (2001), baseada em dados micropaleontológicos, que interpreta a Formação Adamantina como do Turoniano-Santoniano e a Formação Marília como Maastrichtiano. A segunda corrente leva em conta o registro de ostracodes, carófitas e dinossauros, e atribui Campaniano-Maastrichtiano para a Formação Adamantina e Maastrichtiano para a Formação Marília (Bertini et al., 1993; Gobbo-Rodrigues et al., 1999a e 1999b; e Santucci e Bertini 2001).

Inicialmente, as propostas estratigráficas foram dificultadas pela limitada informação paleontológica existente no momento em que foram erigidas. Posteriormente, as propostas bioestratigráficas foram focadas em apenas determinados grupos fósseis e em suas ocorrências, principalmente nas formações Adamantina e Marília. Isso ocorreu provavelmente devido à existência de condições paleodeposicionais mais propícias para a preservação de fósseis nessas unidades, mas principalmente porque existem maiores exposições dessas formações em regiões de grandes centros urbanos nos estados de São Paulo e Minas Gerais, facilitando o acesso aos afloramentos e a coleta de materiais. Adicionalmente, com o surgimento de novas propostas litoestratigráficas, localidades fossilíferas anteriormente atribuídas a determinadas unidades passaram a ser consideradas como pertencentes a novas formações, sem que tivessem sido reavaliadas as idades das formações anteriormente definidas. Desse modo, com relação à idade relativa das unidades da Bacia Bauru, essa pesquisa se justifica por apresentar uma análise das

amplitudes estratigráficas dos fósseis reportados na bacia, redefinindo suas ocorrências com base nas mais recentes propostas litoestratigráficas e abrangendo as mais recentes descobertas fossilíferas em unidades previamente consideradas afossilíferas.

Os ambientes paleodeposicionais de algumas unidades são também alvo de debates, como será apresentado no capítulo 2. A Formação Caiuá é interpretada como de origem eólica, flúvio-deltaica ou resultante da associação de sedimentação eólica e fluvial. A Formação Santo Anastácio é interpretada como depósitos de lençóis de areias marginais a um complexo de dunas, ou relacionada a um sistema fluvial meandrante a entrelaçado, com algumas porções com retrabalhamento eólico. A Formação Araçatuba é interpretada como resultante de sistema fluvial meandrante, lacustre, ou paludal de águas salinas rasas. A Formação Adamantina é considerada como de origem fluvial meandrante; no entanto, quando são adotadas as subdivisões da Formação Adamantina, os depósitos da Formação Vale do Rio do Peixe são interpretados como de origem eólica, a Formação Presidente Prudente como resultante de sistema fluvial meandrante arenoso e a Formação São José do Rio Preto como resultante de sistema fluvial entrelaçado. A Formação Marília é interpretada como depósitos de leques aluviais, depósitos resultantes de um sistema fluvial entrelaçado, depósitos e paleossolos formados em áreas de baixo relevo (dominadas por transporte eólico de sedimentos, atravessadas por rios efêmeros largos e rasos), ou como depósitos de canais amalgamados intercalados com depósitos eólicos e paleossolos.

Obviamente, cada pesquisa esteve limitada à qualidade e à quantidade de dados disponíveis durante seu desenvolvimento, bem como à extensão da área analisada, como em qualquer outra análise de bacia. No caso da Bacia Bauru as investigações foram também muitas vezes limitadas pelo tipo de dado analisado. Enquanto dados geofísicos ofereceram informações indiretas, mas mais contínuas sobre as unidades em subsuperfície, por outro lado os dados de afloramentos permitiram uma avaliação direta das unidades rochosas e suas relações laterais e verticais, mas geralmente estiveram restritos a discretas porções da bacia. Embora tenham existido e ainda existam vários afloramentos da Bacia Bauru com fácil acesso em cortes de estradas, esses afloramentos são facilmente intemperizados e recobertos por vegetação. Ao mesmo tempo, os dados de poços disponíveis são espaçados entre si e concentrados principalmente nos estados de São Paulo e Minas Gerais, existindo poucas informações sobre as demais áreas de ocorrência da bacia. Considerando-se todos esses fatores, com relação a análise dos ambientes paleodeposicionais, esta pesquisa justifica-se por integrar vários tipos de dados, derivados principalmente de testemunhos de sondagens, mas incluindo também diversos afloramentos e perfilagens geofísicas de poços. De modo inédito, esta

pesquisa aborda as ocorrências de traços fósseis na análise de fácies das unidades da Bacia Bauru.

1.3 RELEVÂNCIA DA PESQUISA

Um entendimento mais abrangente do cenário tectônico atuante durante a sedimentação das unidades litoestratigráficas, bem como os controles da sedimentação e os ambientes paleodeposicionais da Bacia Bauru se destacam no presente estudo. A análise aqui elaborada agrega informações que contribuem para o entendimento da geodinâmica sul-americana durante o Neocretáceo e do desenvolvimento de várias bacias contemporâneas. Dessa forma, fornece um modelo de investigação para bacias semelhantes, mas com idades distintas, na América do Sul, e pode ser útil para avaliar o potencial petrolífero de bacias em novas fronteiras. A análise das amplitudes estratigráficas dos fósseis presentes na bacia e a proposição de idades relativas das unidades podem ainda suportar novos estudos paleobiogeográficos e evolutivos da paleobiota sul-americana. Adicionalmente, tais informações permitem aprimorar a caracterização e a exploração do Sistema Aquífero Bauru, localizado em uma das regiões mais populosas do Brasil.

2 ESTADO DA ARTE DA BACIA BAURU

*"E a Natureza disse com desgosto:
"Terei somente, porventura, rosto?!"
"Serei apenas mera crusta espessa?!"*

*"Pois é possível que Eu, causa do Mundo,
"Quando mais em mim mesma me aprofundo
"Menos interiormente me conheça?!"*

Natureza Íntima, Augusto dos Anjos (1920)

O termo Bauru foi introduzido na literatura geológica brasileira pelo trabalho de Gonzaga de Campos (1905 apud Brandt Neto et al., 1980) ao descrever a “Grês de Bauru”, denominada segundo sua ocorrência na cidade homônima no Estado de São Paulo. Desde o início do século XX, um grande número de investigações a respeito da Bacia Bauru tem sido publicado. No entanto, existem significativas divergências sobre os mecanismos de subsidência envolvidos, as relações estratigráficas de seus depósitos, os ambientes paleodeposicionais e as idades de suas unidades rochosas.

2.1 MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA

A literatura apresenta propostas discrepantes para a formação da Bacia Bauru. As hipóteses aventadas abrangem: subsidência por afinamento crustal com a formação de grabens em um cenário tectônico distensivo; subsidências termal e/ou flexural relacionadas com a sobrecarga e o resfriamento das rochas basálticas subjacentes; subsidência flexural relacionada a *stress* intraplaca; e subsidência flexural resultante de sobrecarga subcrustal.

Segundo Suguio et al. (1977) e Fúlfaro e Barcelos (1993), a sedimentação na Bacia Bauru foi condicionada por horsts e grabens. Para Fúlfaro e Barcelos (1993), a terminação abrupta da bacia ao longo do Alinhamento do Rio Piqueri seria indicativo de que a deposição inicial na bacia, caracterizada pela Formação Caiuá, teria sido condicionada por grabens. Por outro lado, alguns autores como Fernandes e Coimbra (1992), Fúlfaro e Perinotto (1996) e Paula e Silva et al. (2009) argumentaram que a reativação de elementos tectônicos do embasamento resultou em uma bacia extensional *sag*, como consequência da abertura do Oceano Atlântico Sul, com a migração da Placa Sul-americana para oeste e sua interação com as placas adjacentes.

Alguns estudos (Zalán et al., 1990; Fernandes e Coimbra, 1996, 2000; Riccomini, 1997b; Milani, 2003; Milani et al., 2004, 2007; Milani e De Wit, 2008; Fernandes e Ribeiro, 2015) consideraram que os depósitos da Bacia Bauru foram acumulados em uma depressão flexural criada pela carga e subsidência termal das rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Do ponto de vista de Chang e Kowsmann (1996), com a transição da fase rifte para a fase pós-rifte nas bacias costeiras brasileiras, ocorreu mudança do regime extensional, então regente na América do Sul, para compressional, e este prevaleceu no interior do continente com um campo de *stress* horizontal superposto à subsidência e ao soerguimento das bacias sedimentares; para esses autores, esse *stress* intraplaca seria responsável pelo incremento da depressão da área ocupada pelos depósitos do Grupo Bauru. Por sua vez, Mariani et al. (2013) sugeriram que a acomodação gerada por esses depósitos resultou de sobrecarga na crosta (*underplating*), gerada pela intrusão e resfriamento de magma máfico na crosta inferior e parte superior do manto.

Similarmente, existem divergências a respeito da relação entre as rochas da Bacia Bauru e os depósitos da Bacia do Paraná subjacentes. O desenvolvimento da Bacia do Paraná, do Ordoviciano ao Cretáceo, tem sido relacionado a ciclos de acreção de terrenos na margem pré-Andina do Gondwana (Zalán et al., 1990; Milani 1994, 2003; Milani et al. 2007; Catuneanu et al., 1998). De acordo com Milani e De Wit (2008), o registro da Bacia do Paraná é resultante de alternantes mecanismos de subsidência, intracratônicos ou flexural de antepaís. Desse modo, ela pode ser entendida como diferentes bacias superpostas em tempo e espaço (Zalán et al., 1990), ou um pacote sedimentar subdividido em sequências relacionadas aos diferentes mecanismos de subsidência (Milani, 1994, 2003; Milani et al., 2007). Neste contexto, os depósitos do Grupo Bauru têm sido classificados como uma sequência da Bacia do Paraná (por exemplo, Barbosa et al., 1970; Landim e Soares, 1976; Coimbra, 1976, Suguio et al., 1977; Brandt Neto et al., 1978; Almeida et al., 1980; Soares et al., 1980; Suguio, 1981; Brandt Neto, 1984; Barcelos, 1984; Barcelos e Suguio, 1987; Chang e Kowsmann, 1996; Milani et al., 2004 e 2007; Paula e Silva, 2003; Paula e Silva et al., 2005 e 2009; Milani e De Wit, 2008), ou assumidos como uma unidade tectônica distinta (por exemplo, Fernandes e Coimbra, 1992, 1996 e 2000; Fúlfaro e Perinotto, 1996; Riccomini, 1997a).

De acordo com Suguio et al. (1997), após a sedimentação da Bacia Bauru ocorreram intensas modificações tectônicas na placa Sul-Americana. Segundo os autores, essas movimentações no interior continental estariam relacionadas a uma fase tectônica miocênica, caracterizada pelo basculamento de grandes blocos em direção ao novo eixo estrutural da região ocupada pela Bacia Bauru, na direção da calha do Rio Paraná.

2.2 LITOESTRATIGRAFIA E AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS

Historicamente são registradas diferentes propostas litoestratigráficas para a unidade Bauru. Os trabalhos de Almeida e Barbosa (1953), Hasui (1968), Barbosa et al. (1970), Soares e Landim (1975), Landim e Soares (1976), Coimbra (1976), Suguio et al. (1977), Brandt Neto et al. (1978), Soares et al. (1979) e Stein et al. (1979) foram os primeiros a subdividir a unidade Bauru em membros, fácies ou litofácies (Figura 3).

A subdivisão proposta por Almeida e Barbosa (1953) baseia-se no teor de cimentação carbonática observado em rochas na região de Itaqueri da Serra, Estado de São Paulo. Segundo os autores, a Formação Itaqueri seria a unidade inferior, com ausência de cimentação carbonática, enquanto a sobreposta Formação Marília seria distinguida pela abundante cimentação carbonática. A subdivisão da unidade Bauru prossegue no trabalho de Freitas (1955), no qual a Série Bauru foi subdividida nos membros Bauru e Itaqueri. No entanto, algumas pesquisas seguintes sugeriram o abandono do termo Itaqueri, devido à descontinuidade de seus depósitos e incertezas sobre sua relação estratigráfica com os depósitos da unidade Bauru (por exemplo, Freitas, 1964; Arid, 1967; Mezzalira, 1974).

Hasui (1968) separou as rochas acima dos basaltos da Formação Serra Geral, na região de Uberaba, Estado de Minas Gerais, em formações Uberaba e Bauru. Barbosa et al. (1970) subdividiram a unidade Bauru em fácies, sendo a Fácies Uberaba equivalente à Formação Uberaba de Hasui (1968), e a Formação Bauru desse autor em fácies Bauru e Ponte Alta.

Soares e Landim (1975) indicaram que a Formação Bauru poderia ser dividida em dois membros na região centro-norte paulista. O Membro Inferior seria constituído pelas fácies Arenitos finos, Arenitos argilosos e Arenitos sílticos, enquanto o Membro Superior seria formado pelas fácies Arenitos tufáceos e Calco-conglomerática. Posteriormente, Landim e Soares (1976) descreveram a Fácies Santo Anastácio na região do Pontal do Paranapanema, que seria a transição entre a sotoposta Formação Caiuá e a sobreposta Formação Bauru. A Fácies Santo Anastácio foi incluída no Membro Inferior proposto por Soares e Landim (1975). Seguindo as propostas anteriores, Coimbra (1976) propôs a subdivisão da Formação Bauru nas fácies denominadas A, B e C: a Fácies A corresponderia ao Membro Inferior; a Fácies B equivaleria à Fácies Arenitos tufáceos de Soares e Landim (1975) e à Fácies Uberaba de Barbosa et al. (1970); e a Fácies C equivaleria à Fácies Calco-conglomerática de Soares e Landim (1975).

Autores	Gonzaga de Campos (1905)		Almeida e Barbosa (1953)	Freitas (1955)	Freitas (1964)	Arid (1967)	Hasui (1968)	Barbosa et al. (1970)	Suguió (1973)	Mezalira (1974)	Soares e Landim (1975)	Coimbra (1976)	Suguió et al. (1977)	Brandt Neto et al. (1978)	Soares et al (1979)	Stein et al. (1979)	
Região estudada	Nordeste do Estado de São Paulo		Itaqueri da Serra Estado de São Paulo	Estado de São Paulo	Estado de São Paulo	Noroeste do Estado de São Paulo	Triangulo Mineiro	Triangulo Mineiro	Regional	Estado de São Paulo	Centro-Norte do Estado de São Paulo	Regional	Estado de São Paulo	Baixo Tiête Estado de São Paulo	Sudoeste do Estado de São Paulo	Vale dos rios Paraná e Paranapanema Estado de São Paulo	
Estratigrafia	Grés de Bauru		Grupo Bauru Formação Marília	Série Bauru	Grupo Bauru	Formação Bauru	Formação Bauru	Formação Bauru Fácies Bauru (arenitos superiores) Fácies Ponte Alta	Formação Bauru	Formação Bauru	Formação Bauru Membro Superior Fácies Calco-conglomerática	Formação Bauru Fácies B	Formação Bauru Fácies São José do Rio Preto	Formação Bauru Membro Superior Litofácies Arenitos nodulares	Formação Bauru Parte Superior Fácies Marília	Formação Bauru Parte Superior Fácies Marília	Formação Bauru Parte Superior Litossoma B ₃ (Fácies Marília)
		Formação Itaqueri				Formação Uberaba	Fácies Uberaba				Fácies Arenitos tufáceos	Fácies A	Fácies São José do Rio Preto	Formação Bauru Membro Médio Litofácies Arenitos maciços Litofácies Arenitos com estruturas sedimentares de canais	Formação Bauru Parte Média Fácies Taciba	Formação Bauru Parte Média Fácies Ubrajara	Formação Bauru Unidade Inferior Litossoma B ₂ (Fácies Taciba)
											Fácies Arenitos silíticos Fácies Arenitos argilosos Fácies Arenitos finos		Fácies Araçatuba	Formação Bauru Membro Inferior Litofácies Siltica Litofácies Arenitos Vermelhos	Formação Bauru Parte Inferior Fácies Santo Anastácio		Formação Bauru Unidade Inferior Litossoma B ₁ (Fácies Ubrajara)

Figura 3. Quadro comparativo das propostas estratigráficas de 1905 a 1978. Adaptado de Brandt Neto et al. (1978) e Barcelos (1984).

A divisão tripartida da Formação Bauru prosseguiu em trabalhos posteriores realizados em diferentes regiões do Estado de São Paulo. Suguio et al. (1977) estabeleceu as fácies Araçatuba, São José do Rio Preto e Marília. Proposta semelhante foi apresentada por Brandt Neto (1977), na qual a Formação Bauru é subdividida em três membros: Inferior, composto pelas litofácies Arenitos vermelhos e Siltica; Médio, constituído pelas litofácies Arenitos com estruturas de canais e Arenitos maciços; e Superior, caracterizado pela Litofácies Arenitos nodulares. Soares et al. (1979) adotaram também três subdivisões para a Formação Bauru na região sudoeste do estado, além de identificarem a Formação Caiuá no extremo sudoeste da área. Desse modo, a Formação Bauru seria composta pela Parte Inferior, equivalente à fácies Santo Anastácio; a Parte Média, composta pelas fácies Ubirajara e Taciba; e a Parte Superior corresponderia à Fácies Marília. Por sua vez, Stein et al. (1979), ao estudarem a região de confluência dos rios Paranapanema e Paraná, reconheceram as Formações Caiuá e Santo Anastácio como distintas da Formação Bauru, e propuseram a divisão desta em duas unidades, a Unidade Inferior constituída pelas fácies Ubirajara e Taciba e a Unidade Superior equivalente à Fácies Marília.

Em trabalhos subsequentes na década de 1980, a Formação Bauru é elevada à categoria de grupo (Figura 4). Inicialmente, Soares et al. (1980) caracterizam o Grupo Bauru no Estado de São Paulo como constituído pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília (Figura 4A). Na concepção desses autores, a Formação Adamantina apresenta variações regionais que permitem sua subdivisão em três litofácies: São José do Rio Preto, Ubirajara e Taciba; além disso, consideraram a litofácies Itaqueri como parte da Formação Marília. Essa subdivisão em quatro formações também foi adotada por Almeida et al. (1980).

As propostas stratigráficas apresentadas nos trabalhos de Suguio et al. (1980) e Suguio e Barcelos (1983) consideram também a ocorrência do Grupo Bauru nos estados de Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul. Do ponto de vista desses autores, o Grupo Bauru é constituído pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Uberaba e Marília, sendo a Formação Adamantina subdividida nos membros Araçatuba e São José do Rio Preto, e a Formação Marília constituída pelos membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga (Figura 4C e D). Barcelos (1984) e Barcelos e Suguio (1987) adotaram as propostas stratigráficas de Soares et al. (1980), Suguio et al. (1980) e Suguio e Barcelos (1983), mas consideraram a Formação Itaqueri pertencente ao Grupo Bauru (Figura 4.B).

Alguns trabalhos como os de Gomes e Valarelli (1970), Coimbra (1976), Coimbra et al. (1981) e Valarelli et al. (1985) destacaram a ocorrência de rochas vulcânicas alcalinas associadas aos depósitos do Grupo Bauru nos municípios de Jaboticabal, Aparecida do Monte

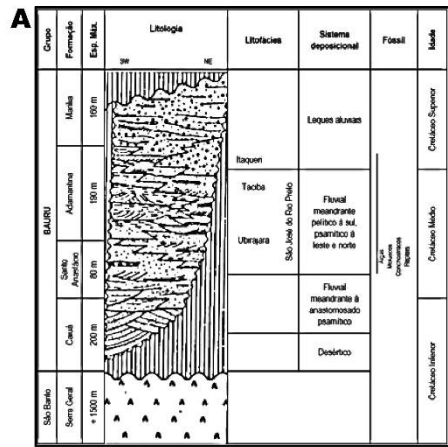
Alto, Taiuva e Piranji no Estado de São Paulo. Com base nas ocorrências paulistas e no registro de rochas vulcânicas alcalinas supostamente correlatas na região de Iporá (Goiás), Brandt Neto (1984) propôs a Formação Iporá (Figura 4E) para acomodar essas rochas vulcânicas, designação que não foi adotada em trabalhos subsequentes.

Fernandes (1992) e Fernandes e Coimbra (1994) subdividiram a Formação Caiuá nas formações Rio Paraná e Goio Erê, criando assim o Grupo Caiuá. Desse modo, o Grupo Caiuá seria constituído pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio, enquanto o Grupo Bauru seria composto pelas formações Adamantina, Uberaba e Marília, não incluindo a Formação Itaqueri; e as rochas alcalinas da região de Jaboticabal (SP) foram denominadas Analcimitos Taiúva (Figura 5A). Diferentemente dos estudos anteriores, Fernandes (1992) e Fernandes e Coimbra (1994) sugeriram a contemporaneidade de todas as unidades dos grupos Caiuá e Bauru. Todavia diversos autores (Fúlfaro e Perinotto, 1996; Batezelli, 2003; Paula e Silva, 2003; Batezelli et al., 2003, 2005, 2007; Paula e Silva et al., 2003, 2005, 2009) têm sustentado a definição inicial da Formação Caiuá, principalmente devido à dificuldade no reconhecimento das subdivisões propostas.

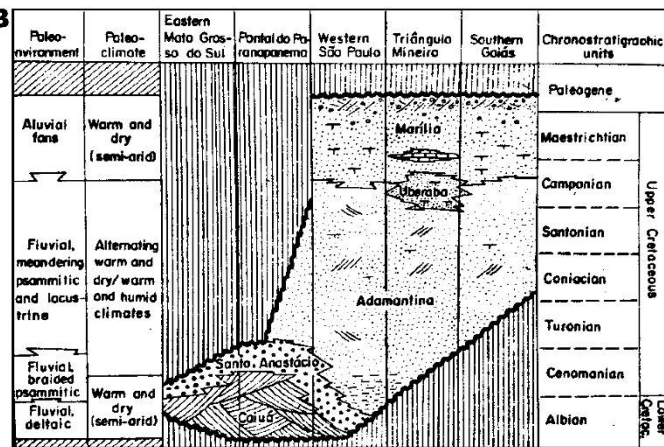
A estratigrafia apresentada por Fúlfaro e Perinotto (1996) é semelhante às propostas da década de 1980 (Soares et al., 1980; Barcelos, 1984; Barcelos e Suguio, 1987; Suguio e Barcelos, 1983). Assim como Barcelos e Suguio (1987), esses autores consideraram a Formação Itaqueri no Estado de São Paulo como cronocorrelata ao Membro Serra da Galga da Formação Marília em Minas Gerais, mas diferentemente de trabalhos anteriores, não incluíram a Formação Araçatuba (Figura 5B).

Com o incremento dos mapeamentos geológicos surgiram novas concepções estratigráficas para o Grupo Bauru. Fernandes (1998) apresentou uma revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru, na qual manteve a subdivisão dos depósitos nos grupos Caiuá e Bauru. Nessa proposta e em trabalhos subsequentes do autor (por exemplo, Fernandes e Coimbra, 2000; Fernandes, 2004; Fernandes e Ribeiro, 2015), a unidade fácies Araçatuba de Suguio et al. (1977) foi elevada à categoria de formação e considerada parte do Grupo Bauru, enquanto a então denominada Formação Adamantina foi subdividida nas seguintes formações:

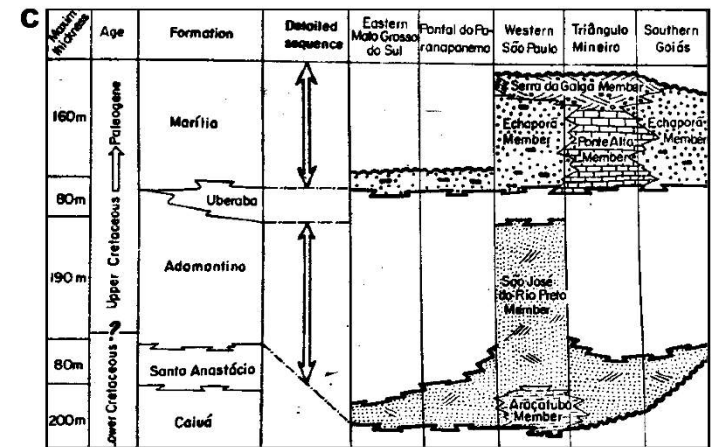
- Vale do Rio do Peixe, correspondente à Litofácies Ubirajara da Formação Adamantina de Soares et al. (1980), parte da Litofácies Taciba da Formação Adamantina de Soares et al. (1980), parte da Litofácies Araçatuba (Suguio et al., 1977) ou Formação Araçatuba de Suguio (1981) e grande parte da unidade Ka (Formação Adamantina) de Almeida et al. (1980);



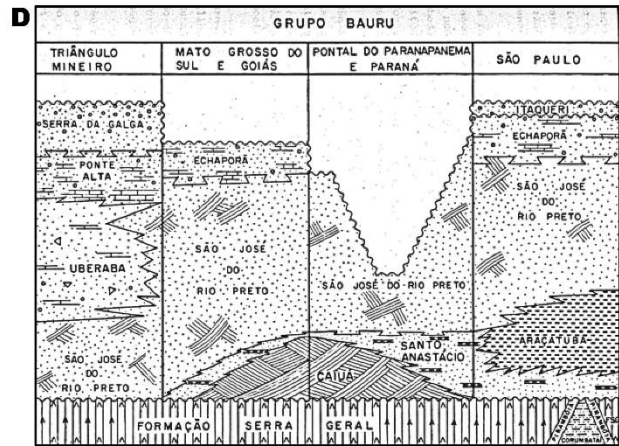
Soares et al. (1980)



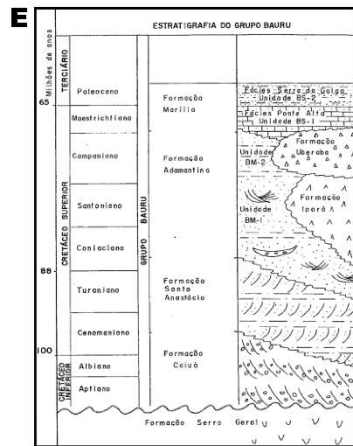
Sugiuo e Barcelos (1983)



Sugiuo e Barcelos (1983)



Barcelos (1984) e Barcelos e Sugiuo (1987)



Brandt Neto (1984)

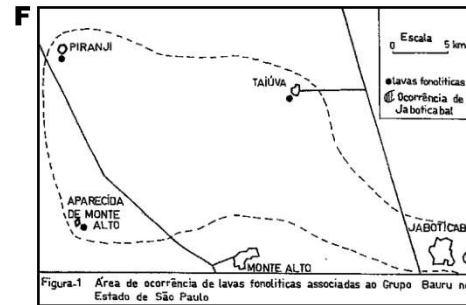


Figura-1 Área de ocorrência de lavas fonolíticas associadas ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo

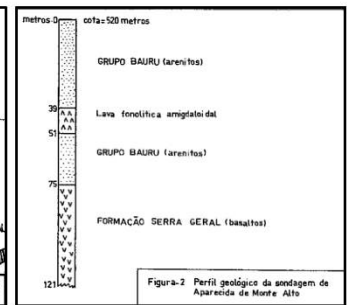


Figura-2 Perfil geológico da sítio de Aparecida de Monte Alto

Coimbra et al. (1981)

Figura 4. A. Proposta estratigráfica de Soares et al. (1980) para o Grupo Bauru no Estado de São Paulo, constituído pelas formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília. B. Estratigrafia do Grupo Bauru apresentada por Barcelos (1984) e Barcelos e Sugiuo (1987), definida em diversos estados. Esta proposta inclui as Formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina (membros Araçatuba e São José do Rio Preto), Uberaba, Marília (membros Ponte Alta, Echaporã e Serra da Galga) e Itaqueri. C-D. Estratigrafia do Grupo Bauru segundo Sugiuo et al. (1980) e Sugiuo e Barcelos (1983), com as subdivisões das formações Adamantina (membros Araçatuba e São José do Rio Preto) e Marília (membros Echaporã, Ponte Alta e Serra da Galga). E. Proposta estratigráfica de Brandt Neto (1984) para o Grupo Bauru. F. Ocorrências de rochas alcalinas associadas à Formação Adamantina no Estado de São Paulo, extraído de Coimbra et al. (1981).

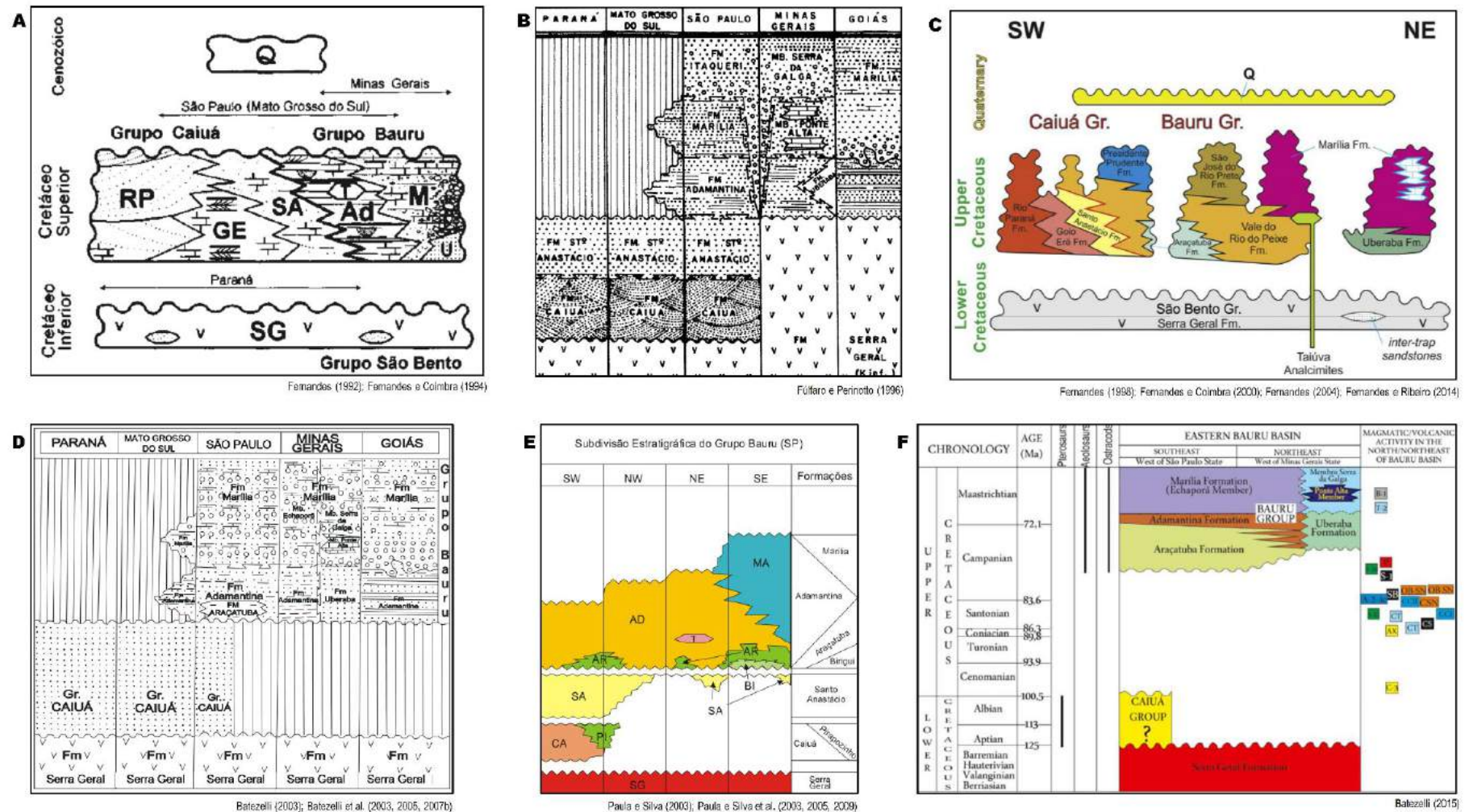


Figura 5. A. Estratigrafia da Bacia Bauru proposta por Fernandes (1992) (RP: Fm. Rio do Peixe; GE: Fm. Goio Erê; SA: Fm. Santo Anastácio; Ad: Fm. Adamantina; U: Fm. Uberaba; M: Fm. Marília; T: Analcimites Taiúva). B. Estratigrafia do Grupo Bauru apresentada por Fúlvaro e Perinotto (1996). C. Estratigrafia da Bacia Bauru segundo Fernandes (1998), seguida em trabalhos posteriores como Fernandes e Coimbra (2000), Fernandes (2004) e Fernandes e Ribeiro (2014). D. Estratigrafia dos grupos Bauru e Caiuá segundo Batezelli (2003). E. Estratigrafia do Grupo Bauru segundo Paula e Silva (2003), sustentada em publicações seguintes do autor (Paula e Silva et al., 2003, 2005, 2009). F. Estratigrafia dos grupos Bauru e Caiuá segundo Batezelli (2016).

- São José do Rio Preto, correspondente à Fácies São José do Rio Preto (Suguió et al., 1977) ou Formação São José do Rio Preto de Suguió (1981);
- Presidente Prudente, correspondente a parte da Litofácies Taciba de Soares et al. (1980) e parte da unidade Kav (Formação Adamantina) de Almeida et al. (1980).

As formações Presidente Prudente e São José do Rio Preto teriam ocorrência restrita ao Estado de São Paulo, nas regiões dos municípios homônimos, enquanto a Formação Vale do Rio do Peixe tem ampla distribuição nos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul.

Semelhantemente à proposta de subdivisão da Formação Caiuá, o abandono da designação Formação Adamantina e sua subdivisão em diferentes unidades foram questionados em alguns trabalhos subsequentes, nos quais a proposta inicial de Soares et al. (1980) é mantida (por exemplo, Batezelli, 2003; Paula e Silva, 2003; Batezelli et al., 2003, 2005, 2007b; Paula e Silva et al., 2003, 2005, 2009). Por outro lado, a proposta de Fernandes (1998) foi incorporada à revisão litoestratigráfica da Bacia do Paraná (Figura 6), elaborada por Milani et al. (2008), e também adotada no Mapa Geológico do Estado de São Paulo, produzido pelo Serviço Geológico do Brasil (Perrotta et al., 2005).

Os trabalhos de Batezelli (2003, 2005, 2007, 2015) incorporaram a definição de Grupo Caiuá de Fernandes (1992) e Fernandes (1998), e sua proposta litoestratigráfica é semelhante à apresentada por Fúlvaro e Perinotto (1996), diferindo por não conter a Formação Itaqueri, mas considerar a previamente definida Formação Araçatuba (Figura 5D e F). Os trabalhos de Fernandes (1998) e Batezelli (1998) formalmente descreveram a Formação Araçatuba, respectivamente propondo como seções-tipos um corte no km 548,5 da rodovia SP-300 (próximo à cidade de Araçatuba – SP) e um afloramento no vale de um afluente do Rio Aguapeí (na região de Rinópolis, – SP).

Adicionalmente, Fúlvaro e Barcelos (1993) e Fúlvaro et al. (1999a) propuseram a existência de uma bacia individualizada para os depósitos da Formação Caiuá, que seria anterior a existência da Bacia Bauru. Esta proposta baseia-se no fato de os depósitos da unidade Caiuá apresentarem litofácies distintas dos sedimentos do Grupo Bauru, e por estas bacias apresentarem distintas localizações de níveis de bases. Assim, os trabalhos de Batezelli (2003) e Batezelli et al. (2003) assumiram que os grupos Bauru e Caiuá resultam de eventos tectônicos e sedimentares distintos, podendo ser separados e analisados como bacias distintas. Segundo esses autores, a Bacia Bauru resulta de abatimentos relacionados à reativação de lineamentos do embasamento pré-cambriano, tendo sido implantada sobre os depósitos do Grupo Caiuá e da Formação Serra Geral.

Com o incremento na utilização de dados de subsuperfície, surgiram novas concepções estratigráficas para o Grupo Bauru. A investigação de Paula e Silva (2003) incorporou dados de subsuperfície no Estado de São Paulo, propôs uma nova estratigrafia para o Grupo Bauru, considerando-o como parte da Bacia do Paraná. Essa proposta, que é mantida em publicações seguintes do autor (por exemplo, Paula e Silva et al. 2003, 2005, 2009), é semelhante à proposta estratigráfica de Soares et al. (1980) ao reunir as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina e Marília; inclui também a Formação Araçatuba, já adotada por Suguio et al. (1977), Barcelos e Suguio (1987), Fernandes (1998) e redefinida por Batezelli et al. (1999); e adicionalmente define as formações Pirapozinho e Birigui, de ocorrência exclusiva em subsuperfície (Figura 5E).

Assim, considerando-se as propostas estratigráficas discutidas acima, a Bacia Bauru pode ser considerada como constituída pelas formações Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui, Adamantina, São José do Rio Preto, Uberaba, Marília (incluindo os membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã) e Itaqueri, de forma abrangente, incluindo assim as diversas características e aspectos definidos pelos diferentes autores.

2.2.1 Formação Caiuá

A Formação Caiuá é reconhecida desde o mapeamento realizado por Washburne (1930 apud Landim e Soares, 1976), mas somente a partir de Soares et al. (1980) esta unidade passa a ser considerada parte do Grupo Bauru.

A denominação Caiuá refere-se à localização de sua seção-tipo, próximo à estação Caiuá da antiga Estrada de Ferro Sorocabana (Washburne, 1930), à época um distrito de Presidente Venceslau (SP), atualmente localizada no município de Caiuá. A unidade ocorre principalmente no noroeste do Estado do Paraná e sudeste do Estado de Mato Grosso do Sul. Em São Paulo, sua exposição é mais expressiva na região do Pontal do Paranapanema, onde se destacam nos afloramentos da margem esquerda do Rio Paraná, em Presidente Epitácio, e em área restrita no noroeste do estado; em subsuperfície aparece também em poços na região de Presidente Prudente e na região centro-norte do estado, nas proximidades de São José do Rio Preto (Stein et al., 1979; Landim e Soares, 1976; Soares et al., 1980 e Paula e Silva et al., 2005).

Na definição de Soares et al. (1980), a Formação Caiuá apresenta uniformidade litológica, sendo constituída por arenitos muito finos a médios, com estratificações cruzadas de grande porte, tangenciais na base, e secundariamente apresenta lâminas de arenitos com alto teor de matriz; os grãos são predominantemente quartzosos, de subarredondados a bem arredondados, com grau variável de esfericidade, e são cobertos por película limonítica que fornece cor vermelha escura a roxa às rochas. Alguns autores notaram ocorrências locais de conglomerados basais pouco espessos (Figura 7A) (Sobreiro Neto et al., 1981; Barcelos, 1984; Barcelos e Suguio, 1987). Adicionalmente, Paula e Silva et al. (1994, 2005) relataram a ocorrência de arenitos sílticos marrom avermelhados na região de Teodoro Sampaio (SP). Segundo esses autores, os perfis geofísicos de poços que atravessam a Formação Caiuá na região sudoeste do Estado de São Paulo mostram intervalos com padrões de granodecrescência ascendente (*fining upward*), interpretados como variações granulométricas e/ou do teor de matriz dos arenitos, com tendência geral de aumento do teor de argila em direção à base da formação.

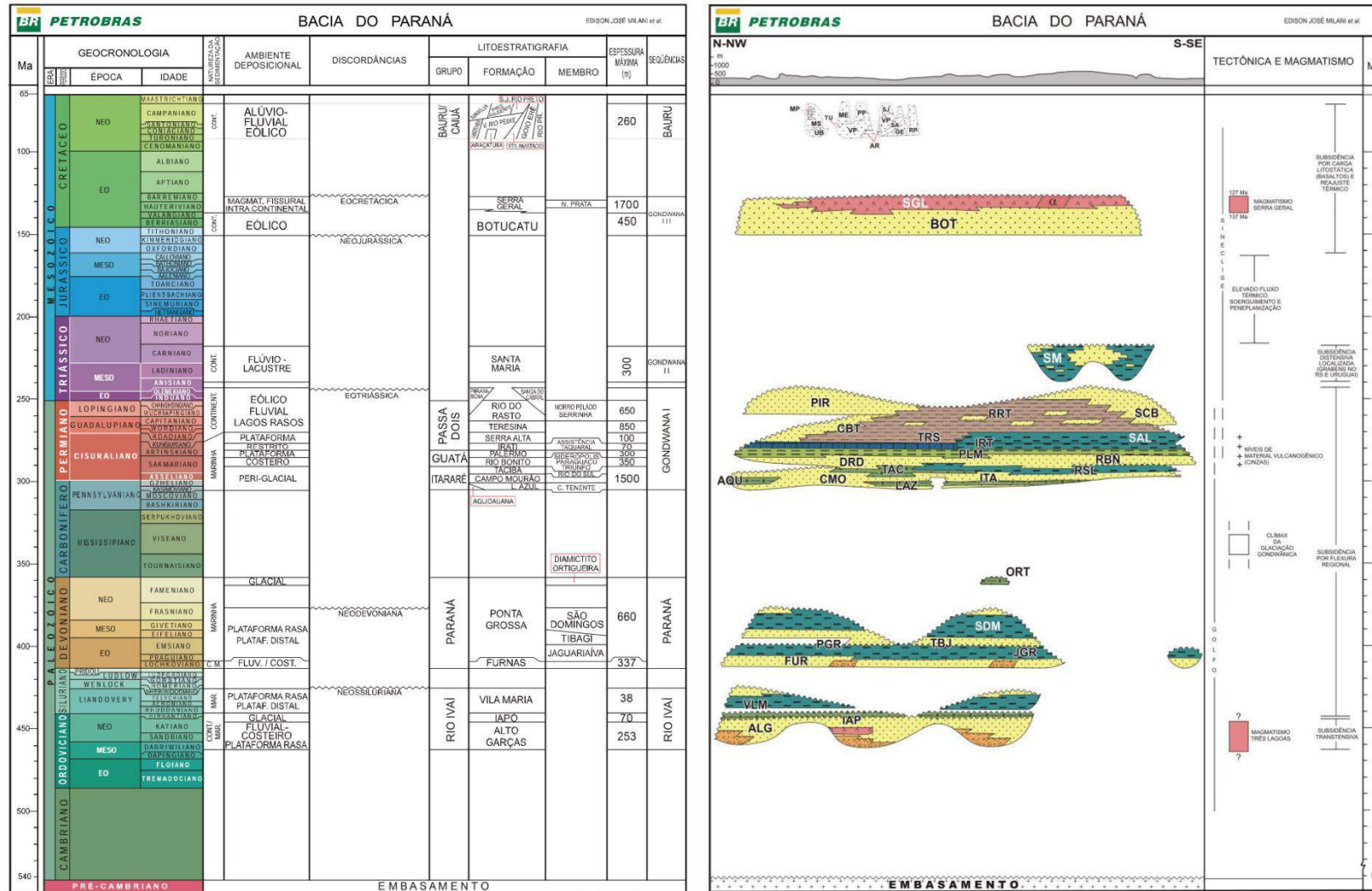
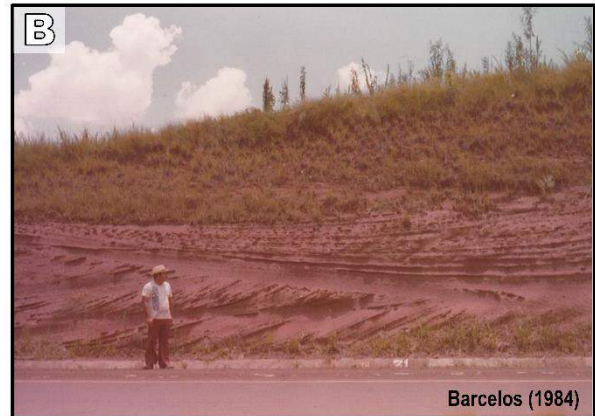


Figura 6. Carta litoestratigráfica da Bacia do Paraná, extraído de Milani et al. (2008). Na concepção de Fernandes e Coimbra (2000), os depósitos cretáceos constituem dois grupos cronocorrelatos: Caiuá (formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio) e Bauru (formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília).



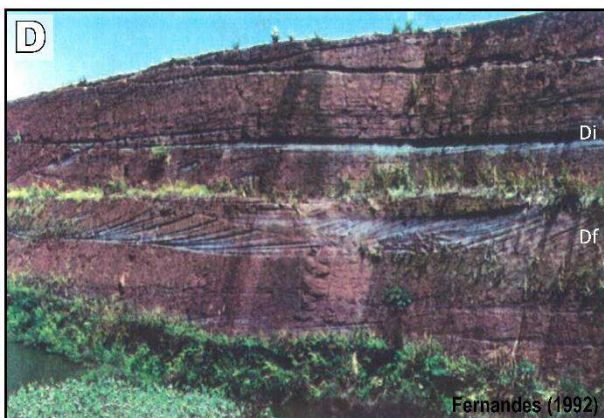
Segundo Barcelos (1984, p.52, fig. 12):
Conglomerado polimítico basal com intercalação de arenito arcossiano com estratificação cruzada pertencentes a Formação Caiuá.



Segundo Barcelos (1984, p.55, fig. 15):
Estratificações cruzadas acanaladas com camadas frontais de grande a médio porte (5 a 8 m de comprimento) tangenciais na base, em bancos de arenito fino a médio da Formação Caiuá. Estão sobrepostos por bancos sub-horizontais de arenitos finos a médios com acamamento plano-paralelo.



Segundo Fernandes (1998, p.54, foto 4.8):
Aspecto geral da associação Goio Erê: estratos tabulares formados pela alternância dos elementos df (dunas e dl (interdunas úmidas). Na unidade são comuns crostas e cimentação carbonática, como as que formam ressaltos no corte. Notar que as crostas às vezes interceptam a estratificação acanalada em posição paralela aos estratos maciços.



Segundo Fernandes (1992, p.135, foto 14):
Estratificação cruzada de grande porte, tangencial na base, em arenitos da unidade Rio Paraná: depósitos de foresets de dunas barcanóides (litofácies Df), em corte subparalelo à direção dominante de paleocorrentes, com intercalações de depósitos de interdunas secas (litofácies Di).

Figura 7. Compilação de imagens e descrições da Formação Caiuá. **A.** Foto de conglomerado da base da unidade, em Maíra (PR), extraída de Barcelos (1984). Trata-se de uma fácies pouco descrita em trabalhos subsequentes. **B-C.** Fotos do mesmo afloramento na rodovia BR-272, município de Goio Erê – PR, respectivamente extraídas de Barcelos (1984) e Fernandes (1998). **D.** Foto da seção-tipo da Formação Rio Paraná, na eclusa da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, extraída de Fernandes (1992).

Segundo Fernandes (1992) e Fernandes e Coimbra (1994, 2000), a Formação Rio Paraná é caracterizada por arenitos marrom-avermelhados a arroxeados, predominantemente finos a muito finos, quartzosos, com grãos foscos recobertos por película ferruginosa, com estratificações cruzadas de médio a grande porte (Figura 7D), lâminas com variação granulométrica bimodal, apresentando na base da unidade um estrato de arenito lamoso maciço, com aspecto brechoide e contendo fragmentos de basalto, nódulos carbonáticos e nódulos de esmectita. A Formação Goio Erê é composta de arenitos quartzosos, marrom-avermelhados a cinza-arroxeados, finos a muito finos, com grãos foscos recobertos por película de óxido de ferro, dispostos em camadas tabulares com estratificação cruzada (Figura 7C), alternadas com camadas de aspecto maciço, eventualmente com microestratificações cruzadas cavalgantes (*climbing ripples*) e dobras convolutas, sendo comum na base da unidade intercalações de arenitos conglomeráticos maciços, com clastos de basalto, ágata, nódulos carbonáticos e nódulos de argila. Além disso, os autores relatam a ocorrência de esmectita autigênica preenchendo poros (eventualmente transformada em caulinita), e frequente cimentação carbonática, localmente formando nódulos e crostas duras. Segundo os mesmos autores, Formação Goio Erê tem ocorrência restrita ao noroeste do Paraná, enquanto a Formação Rio Paraná aflora no restante da área de ocorrência da Formação Caiuá.

A Formação Caiuá ocorre sobre as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, existindo um hiato erosivo entre elas (Soares et al., 1980; Fúlfaro e Barcelos, 1993; Paula e Silva et al., 2005). A leste, está lateralmente interdigitada com a Formação Pirapozinho (Paula e Silva et al., 1999, 2005). Seu contato superior é discordante com a Formação Santo Anastácio (Soares et al., 1980; Paula e Silva et al., 2005), mas sem hiato significativo, do ponto de vista de Soares et al. (1980).

Existem divergências sobre o paleoambiente de sedimentação da Formação Caiuá, que tem sido interpretada como de origem eólica (por exemplo, Washburne, 1930; Soares et al., 1980; Fernandes e Coimbra, 1994, 2000; Batezelli, 2016), flúvio-deltaica (v. g., Landim e Soares, 1976; Stein et al., 1979; Arid et al., 1981; Sobreiro Neto et al., 1981; Barcelos, 1984; Barcelos e Suguio, 1987) ou resultante da associação de sedimentação eólica e fluvial (Almeida et al., 1980; Paula e Silva et al., 2005, 2009). Para Soares et al. (1980), a homogeneidade textural e as estratificações cruzadas de grande porte indicam deposição eólica. Barcelos (1984) e Barcelos e Suguio (1987) interpretaram que a sedimentação desses depósitos ocorreu em ambientes flúvio-deltaico, associado a depósitos eólicos marginais. Do ponto de vista de Fernandes e Coimbra (1994, 1996, 2000), constituem depósitos de um deserto no qual teriam se desenvolvido construções eólicas de grande porte, com complexos de dunas amalgamadas

(Formação Rio Paraná), e sedimentos de áreas desérticas periféricas, onde se desenvolveram construções eólicas de menor porte, sujeitas a variações do nível freático e com acumulações temporárias de água sob condições evaporíticas (Formação Goio Erê). Poder-se-ia esperar que as diferentes propostas resultassem de análises em regiões distintas, visto que os estudos de Soares et al. (1980) se concentraram em afloramentos da margem do Rio Paraná em Presidente Epitácio, enquanto os trabalhos de Barcelos (1984) e Fernandes e Coimbra (1994) se estenderam à região noroeste do Estado do Paraná. Contudo, é interessante notar que eventualmente, mesmo estudando o mesmo afloramento, os autores apresentam propostas divergentes, como no caso da seção-tipo da Formação Goio Erê (Figura 7B e C), em que o paleoambiente é interpretado como flúvio-deltaico por Barcelos (1984) e eólico periférico com acumulações temporárias de água por Fernandes e Coimbra (1994; 1998).

Fúlfaro et al. (1999b) também associaram os depósitos da Formação Caiuá a campos de dunas e interdunas. Em oposição, Paula e Silva (2003) considerou que os padrões de observados em perfis geofísicos permitem inferir deposição subaquosa fluvial para a unidade. Já Paula e Silva et al. (2009), considerando toda a extensão da Formação Caiuá em subsuperfície no estado de São Paulo, apontaram a dominância de deposição fluvial, cuja interação com deposição eólica ocorreria em áreas marginais do sistema, em particular na região do Pontal do Paranapanema.

2.2.2 Formação Pirapozinho

Até o momento, os trabalhos que descrevem a Formação Pirapozinho estão concentrados no Estado de São Paulo, não existindo informações sobre sua ocorrência nos demais estados abrangidos pela Bacia Bauru. Essa unidade foi reconhecida apenas em subsuperfície, nas regiões sudoeste e noroeste de São Paulo, sendo mais expressiva na primeira (Paula e Silva, 2003; Paula e Silva et al., 2005, 2009).

Segundo a definição de Paula e Silva (2003), a Formação Pirapozinho é constituída principalmente por espessos pacotes de siltitos, lamitos arenosos e argilitos, vermelhos e castanhos e de tons acinzentados a esverdeados, em geral carbonáticos. Secundariamente, ocorrem intercalações de camadas lenticulares de arenitos finos, raramente médios a grossos, em parte sílticos e argilosos, marrom-acastanhados a vermelhos (Paula e Silva et al., 2005, 2006).

A Formação Pirapozinho tem contato basal com a Formação Serra Geral, lateral interdigitado com a Formação Caiuá, e seu contato superior é discordante com a Formação Santo Anastácio (Paula e Silva et al., 2005).

Segundo Paula e Silva et al. (1994, 2005, 2006, 2009), o paleoambiente deposicional desses depósitos é interpretado como lacustre; localmente ocorrem depósitos de transbordamento de pequenos canais ou de rompimento de diques marginais associados a depósitos fluviais.

2.2.3 Formação Santo Anastácio

Essa unidade aflora principalmente no leste do Estado de Mato Grosso do Sul, na região oeste do Estado de São Paulo, nos vales dos afluentes do Rio Paraná, e no noroeste do Estado do Paraná, onde está restrita à região de Terra Rica (Soares et al., 1980; Fernandes e Coimbra, 2000). Em subsuperfície ocorre também na região centro-norte do Estado de São Paulo (Paula e Silva et al., 2005).

Soares et al. (1980) redefiniram essa unidade como uma formação do Grupo Bauru, mas devido à falta de continuidade lateral de seus afloramentos não elegeram uma seção-tipo para a unidade. Segundo a definição proposta por esses autores, a Formação Santo Anastácio é constituída de arenito quartzoso, subarcoseano, de granulometria muito fina a média, com pouca matriz, grãos subarredondados a subangulares cobertos por óxido de ferro, o que confere cor marrom avermelhada à rocha, e localmente ocorre cimentação carbonática na forma de concreções irregulares e nódulos; caracterizam-na como pobre em estruturas sedimentares, exibindo bancos espessos de arenitos com incipiente estratificação, predominantemente plano-paralela e cruzada de baixo ângulo.

De modo geral, o aspecto maciço e as incipientes estratificações são destacados por diversos autores. Por exemplo, Barcelos (1984) descrevem e ilustram os bancos de arenitos com incipiente estratificação plano-paralela da Formação Santo Anastácio (Figura 8), em corte da rodovia BR-158 no município de Marabá Paulista (SP), localidade que foi definida como seção-tipo da Formação Santo Anastácio por Fernandes e Coimbra (2000). Semelhantemente, Menegazzo et al. (2015) descreveram estratos amalgamados de arenitos finos, localmente conglomeráticos no contato com a subjacente Formação Serra Geral, apresentando

estratificações cruzadas acanaladas, com afinamento dos estratos para o topo, e arenitos maciços ou com incipiente estratificação cruzada planar. Segundo Fúlfaro et al. (1999a, p.126):

Esta unidade pode ser caracterizada como uma sucessão de bancos arenosos maciços a incipientemente estratificados de cores marrom-avermelhadas, marrom-arroxeadas ou creme-amarronzadas, ricos em orifícios irregulares centimétricos, que têm sido interpretados como moldes de nódulos carbonáticos. É possível que estes orifícios representem produto de atividade orgânica, como, por exemplo, ação perfurante de insetos. O fato mais marcante na unidade, é que resquícios de estratificações cruzadas, do tipo que caracterizam a unidade Caiuá, podem ser encontrados, amiúde, como nos afloramentos da UHE Caiuá em Martinópolis, SP, denotando uma destruição gradual das estruturas sedimentares devido ao avanço dos processos intempéricos.

Essas características levaram Fúlfaro et al. (1999) a proporem que a unidade Santo Anastácio é um geossolo desenvolvido sobre a Formação Caiuá, na concepção de unidade pedostratigráfica, em contraposição a nomenclatura litoestratigráfica até então utilizada. Entretanto, a concepção de geossolo não vem sendo adotada por outros grupos de pesquisa, como por exemplo Fernandes e Coimbra (2000), Paula e Silva et al. (2009), Basilici et al. (2010) e Fernandes e Ribeiro (2015).



Segundo Barcelos (1984, p.67, fig. 18):

Bancos espessos (2 a 3 m de espessura) aparentemente maciços, com incipiente estratificação plano-paralela, de arenito fino a médio da Formação Santo Anastácio. No topo da sequência ocorrem sedimentos finos a médios, laminados, da Formação Adamantina.



Segundo Barcelos (1984, p.67, fig. 19):

Bancos de arenito fino a médio da Formação Santo Anastácio, aparentemente maciços, mas com incipiente estratificação plano-paralela. No topo da sequência ocorre estrutura "boudinóide" onde se notam os sucessivos adelgaçamentos.

Figura 18. Compilação de fotos e descrições da Formação Santo Anastácio, extraídas de Barcelos (1984). O autor ilustra o aspecto maciço e as incipientes estratificações, também destacados por diversos autores. **A-B.** Corte da rodovia BR-158 em Marabá Paulista (SP), à 2 km do rio Santo Anastácio. Localidade definida como seção-tipo da Formação Santo Anastácio por Fernandes e Coimbra (2000). Esse corte de estrada também foi estudado na presente pesquisa, mas atualmente apresenta mais acentuado grau de intemperismo (vide figura 30).

Do ponto de vista de Soares et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2005), o contato basal da Formação Santo Anastácio é discordante com as formações Caiuá, Pirapozinho e Serra Geral. Para Soares et al. (1980), a abundante ocorrência de grãos bem arredondados, como os da Formação Caiuá, na porção basal da Formação Santo Anastácio, associada a brusca mudança no tipo de paleoambiente deposicional e meio de transporte, e a distribuição espacial dessas unidades, indicam descontinuidade na sedimentação, mas sem hiato significativo no processo deposicional. Paula e Silva et al. (2005, 2009) caracterizaram esse contato como uma discordância erosiva, denominada Superfície S1. O contato superior é discordante com as formações Birigui, Araçatuba e Adamantina (Soares et al., 1980; Paula e Silva et al., 2005), e é interpretado como uma discordância erosiva (Superfície S2) por Paula e Silva et al. (2005). Por outro lado, Fernandes e Coimbra (2000) consideraram que a Formação Santo Anastácio apresenta passagens graduais e recorrentes para as formações por eles designadas, Rio Paraná (Formação Caiuá) e Vale do Rio do Peixe (Formação Adamantina).

Existem divergências sobre a origem da Formação Santo Anastácio. Do ponto de vista de Fernandes e Coimbra (2000), a unidade consiste de depósitos de lençóis de areias, acumulados em extensas planícies desérticas, marginais a um complexo de dunas, e com eventuais depósitos de enxurradas de chuvas esporádicas. Para Soares et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2005, 2009) sua deposição deu-se predominantemente em sistema fluvial entrelaçado. Para Paula e Silva et al. (2005, 2009), esses depósitos associam-se a sedimentos eólicos, resultantes do retrabalhamento de fácies fluviais.

2.2.4 Formação Araçatuba

Essa unidade tem sido usualmente registrada em superfície e subsuperfície apenas no Estado de São Paulo (v. g. Barcelos e Suguio, 1987; Fernandes e Coimbra, 2000; Batezelli et al., 2003; Fernandes et al., 2003; Paula e Silva et al., 2005; Fernandes e Ribeiro, 2014), mas Batezelli (2010, 2016) sugerem sua ocorrência também no Estado de Minas Gerais.

De acordo com a redefinição de Batezelli et al. (1999), a Formação Araçatuba é constituída por siltitos arenosos cinza-esverdeados, maciços ou com estratificações plano-paralelas e cruzadas, com variações laterais para siltitos argilosos e arenitos, intercalados com bancos de arenitos muito finos e ocorrências de moldes romboédricos de cristais salinos. Fernandes e Coimbra (2000) e Fernandes et al. (2003) acrescentaram que ocorrem moldes e pseudomorfos de cristais de gipsita, pseudomorfos de dolomita, gretas de ressecção e marcas

de raízes; destacaram, ainda, a presença de estratos sigmoidais de arenito na borda da área de ocorrência da unidade.

A Formação Araçatuba está disposta sobre os basaltos da Formação Serra Geral (Batezelli et al., 1999; Fernandes e Coimbra, 2000; Paula e Silva et al., 2005), e apresenta contatos basais concordante com a Formação Birigui e discordante erosivo com a Formação Santo Anastácio (Paula e Silva et al., 2005, 2009). Seu contato superior é concordante e lateralmente interdigitado com a Formação Adamantina (Fernandes e Coimbra, 2000; Fernandes et al., 2003; Batezelli et al., 2003; Paula e Silva et al., 2005, 2009).

Batezelli (2010) sugeriu denominar de Litofácies Jales o pacote de rochas na base da Formação Araçatuba, no contato com a Formação Santo Anastácio. Para o autor essa unidade informal é caracterizada por arenitos finos a médios, com geometrias tabulares e lenticulares, intercalados por lamitos, com espessura máxima de 3 m, apresentando estratificações cruzadas acanaladas de pequeno a médio porte. Essa subdivisão não tem sido seguida em trabalhos posteriores.

Adicionalmente, Castro et al. (2002) definiram como Formação São Carlos os estratos de arenito com laminação cruzada e marcas de onda, associados a ritmitos areno-argilosos e siltico-argilosos com laminação horizontal, e arenito com estratificação cruzada, em um afloramento na Fazenda Nossa Senhora de Fátima, no município de São Carlos (SP) (seção-tipo da unidade). Trata-se de uma localidade rica em microfósseis, que foi previamente relacionada à Litofácies Itaqueri por Lima et al. (1986). Trabalhos posteriores apontaram que esta localidade equivale à Formação Araçatuba (Fernandes e Coimbra, 1996; Gobbo-Rodrigues et al., 1999). A denominação São Carlos não foi adotada em trabalhos posteriores.

Barcelos e Suguio (1987) interpretaram os depósitos da Formação Araçatuba como de origem fluvial meandrante. Segundo Batezelli et al. (1999, 2003), após a sedimentação das formações Caiuá e Santo Anastácio ocorreu a reativação dos lineamentos de Três Lagoas e Presidente Prudente, ocasionando um abatimento que permitiu a deposição das unidades sobrejacentes. Neste contexto, com o aumento da taxa de subsidência, a depressão formada tornou-se maior e adquiriu caráter de um sistema de lagos com pelo menos 60 000 km², que teria sido o paleoambiente deposicional da Formação Araçatuba. Para Fernandes e Coimbra (2000) e Fernandes et al. (2003), o contexto deposicional da Formação Araçatuba caracteriza-se por ambiente paludal, de águas salinas rasas, pouco agitadas, sujeitas a períodos de exposição, em área de caráter endorréico, baixa e alagadiça, como um pântano, brejo ou charco, e em suas bordas há depósitos de pequenos lobos deltaicos amalgamados e/ou dunas eólicas. Paula e Silva et al. (2009) concordaram com as prévias propostas de paleoambiente lacustre para a Formação

Araçatuba, mas ressaltaram que sua deposição pode ter ocorrido em pequenos lagos separados, formando em um intervalo de tempo de maior umidade, que favoreceu a acumulação de água em áreas mais deprimidas.

2.2.5 Formação Birigui

A Formação Birigui foi proposta por Paula e Silva (2003) para uma unidade que ocorre exclusivamente em subsuperfície, cujas maiores espessuras foram encontradas em poços na região do município de Birigui – SP. Sua área de ocorrência está restrita a porção centro-oriental do Estado de São Paulo (Paula e Silva, 2003).

De acordo com a proposta de Paula e Silva (2003), a Formação Birigui é caracterizada por corpos arenosos, com cores variando de cinza esverdeado a esbranquiçado, bege amarelado e marrom acastanhado, com granulometria comumente fina a média, mas localmente com arenitos grossos a conglomeráticos. Também ocorrem arenitos marrom acastanhados, finos a grossos, feldspáticos, e com cimentação carbonática; conglomerados com matriz areno-argilosa, contendo fragmentos de basalto, arenito e calcedônia; e raras intercalações de argilitos (Paula e Silva, 2003; Paula e Silva et al., 2003).

A Formação Birigui está estratigraficamente posicionada acima da Formação Santo Anastácio e abaixo da Formação Araçatuba, com a qual tem contato concordante interdigitado (Paula e Silva, 2003; Paula e Silva et al., 2003, 2005, 2009). Para Paula e Silva et al. (2003), as características granulométricas e os perfis geofísicos dessa unidade indicam deposição por correntes de alta energia, em sistemas fluviais predominantemente entrelaçados.

2.2.6 Formação São José do Rio Preto

Segundo Fernandes e Coimbra (2000), a Formação São José do Rio Preto tem ocorrência restrita na região do município homônimo. Para Barcelos e Suguio (1987), a unidade ocorre também nos estados de Minas Gerais, Paraná, Goiás e Mato Grosso do Sul, sendo substituída pelos arenitos da Formação Uberaba no Triângulo Mineiro.

Segundo a definição de Fernandes e Coimbra (2000), a Formação São José do Rio Preto é caracterizada por arenitos finos a muito finos, de cor marrom claro a bege,

frequentemente conglomeráticos, cujos clastos são nódulos carbonáticos, fragmentos de lamitos e argilitos e seixos silicosos, sendo comum a ocorrência de fragmentos de ossos; secundariamente ocorrem estratos de lamitos maciços, localmente bioturbados. Apresenta estratificações cruzadas acanaladas a tangenciais na base, e subordinadamente plano-paralelas (Fernandes e Coimbra, 2000). Manzini et al. (2006) acrescentaram que os estratos de arenitos são predominantemente tabulares maciços, mas são comuns estratos com estratificações plano-paralelas.

Existe consenso sobre a origem fluvial dos depósitos da Formação São José do Rio Preto (Suguio et al., 1977; Soares et al., 1980; Barcelos e Suguio, 1987; Fernandes e Coimbra, 2000; Manzini et al., 2006). Para Fernandes e Coimbra (2000), os depósitos da unidade foram acumulados em barras fluviais de sistemas de canais entrelaçados, amplos e rasos, enquanto Barcelos e Suguio (1987) sugeriram sistema fluvial meandrante.

2.2.7 Formação Uberaba

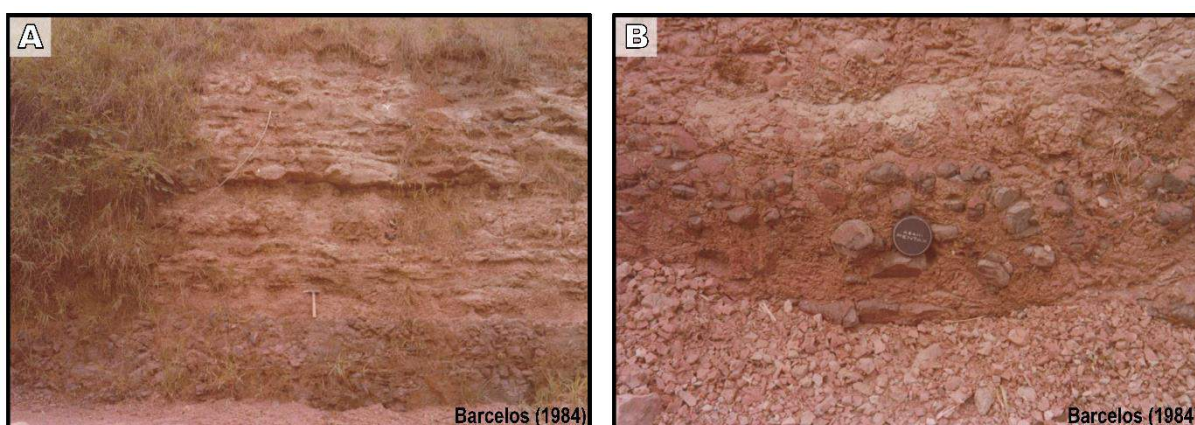
A área de ocorrência da Formação Uberaba está restrita ao oeste do Estado de Minas Gerais (Triângulo Mineiro) (Hasui, 1968; Fernandes e Coimbra, 2000). A seção-tipo da unidade foi proposta por Barcelos (1984) em corte da rodovia BR-050 com a ferrovia da FEPASA, no município de Uberaba (Figura 9).

A unidade é composta sobretudo por arenitos e secundariamente por argilitos, siltitos e conglomerados, exibindo cores cinza-esverdeada a verde-oliva, estando os arenitos dispostos em estratos lenticulares, com espessuras de 20 cm a 1,5 m, com seleção moderada e frequentes intraclastos de argilitos e basaltos, com intercalações pouco expressivas de argilitos e siltitos (Fernandes e Coimbra, 2000; Batezelli et al., 2005). Apresenta estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificações plano-paralelas, algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila, e são comuns nódulos carbonáticos e níveis com cimentação carbonática (Batezelli et al., 2005). A Formação Uberaba dispõe-se sobre a Formação Serra Geral e é sobreposta pelo Membro Serra da Galga da Formação Marília (Fernandes e Coimbra, 2000).

Diversos trabalhos têm destacado a contribuição de material vulcânico na constituição da Formação Uberaba. Dias-Brito et al. (2001) sugeriram contribuição vulcânica advinda de um evento de vulcanismo correlato ao vulcanismo Coniaciano-Santoniano, registrado em bacias costeiras brasileiras. Entretanto, Fúlfaro e Barcelos (1991) e Batezelli et al. (2005)

ressaltam que os depósitos da Formação Uberaba não tiveram contribuição de processos vulcânicos concomitantes à sua deposição. Como proposto por Gravina et al. (2002), os rumos de paleocorrentes da Formação Uberaba para sul-sudoeste (Fernandes e Coimbra, 2000) são condizentes com a derivação de detritos a partir de rochas alcalinas vulcânicas e plutônicas da região do Alto Paranaíba. Para os autores, a grande quantidade de detritos derivados de rochas alcalinas e a predominância dos argilominerais esmectita e illita indicam contribuição de rochas máficas e intemperismo químico pouco intenso na área-fonte, provavelmente as rochas alcalinas do Alto Paranaíba. Adicionalmente, Batezelli et al. (2005) afirmaram que esses depósitos tiveram grande contribuição de material erodido dos basaltos da Formação Serra Geral.

Para Hasui (1968), os depósitos da Formação Uberaba resultam de transporte aquoso continental, e a abundância de fragmentos de argilitos indica sedimentação descontínua, com inúmeros diastemas. Segundo Batezelli et al. (2005), a preservação de grãos de minerais instáveis no arcabouço da rocha e o baixo arredondamento dos grãos sugerem condições rápidas de transporte, sob clima semiárido a árido. Para os autores, a ausência de argila deposicional indica alta energia do ambiente e a infiltração mecânica de argilas poderia estar relacionada a enxurradas ocasionais. Assim, a pluralidade dos trabalhos concorda que o paleoambiente deposicional da Formação Uberaba corresponde a um sistema fluvial entrelaçado (Hasui, 1968; Fernandes e Coimbra, 2000; Batezelli et al., 2005).



Segundo Barcelos (1984, p.93, fig. 27):

Contato discordante e erosivo entre as Formações Uberaba e Serra Geral. No contato ocorre conglomerado basal constituído de fragmentos de basalto. No restante da sequência predominam os sedimentos finos a médios da Formação Uberaba, dispostos em camadas de pequena espessura.

Figura 9. Compilação de fotos e descrições da Formação Uberaba, extraídas de Barcelos (1984). **A.** Seção-tipo da Formação Uberaba em corte da rodovia BR-50 em Uberaba (MG). **B.** O autor ilustra o contato com a Formação Serra Geral e a presença de conglomerado basal

2.2.8 Formação Adamantina

A unidade aflora em toda a área de ocorrência do Grupo Bauru no Estado de São Paulo, Triângulo Mineiro, sul de Goiás e nordeste de Mato Grosso do Sul. Soares et al. (1980) propuseram as seções-tipos da unidade, em cortes da estrada entre Adamantina e Valparaíso, e entre os km 14 e 18 da estrada entre Adamantina e Mariápolis (SP).

Na definição de Soares et al. (1980), a Formação Adamantina é caracterizada por bancos métricos de arenito fino a muito fino, de cores rosa a castanha, com estratificações cruzadas, intercalados com bancos de argilitos, siltitos e arenitos argilosos, de cores castanha avermelhada e cinza acastanhada, maciços ou com acamamento plano-paralelo, com frequentes marcas onduladas e laminações cruzadas.

Segundo Soares et al. (1980), o contato basal da Formação Adamantina com a Formação Santo Anastácio é marcado por brusca mudança litológica, com a ocorrência de fácies de planície de inundação na base da Formação Adamantina, principalmente no oeste do Estado de São Paulo. Em outras regiões a Formação Adamantina pode ser encontrada em contato discordante com os basaltos da Formação Serra Geral, apresentando conglomerado basal (Soares et al., 1980). Contudo, no trabalho de Soares et al. (1980) a Formação Araçatuba ainda não era diferenciada da Formação Adamantina. Para Paula e Silva et al. (2003), a Formação Adamantina apresenta contato inferior concordante e interdigitado a localmente erosivo com a Formação Araçatuba. O contato superior com a Formação Marília é considerado discordante erosivo a interdigitado (Soares et al., 1980) ou apenas concordante interdigitado (Paula e Silva et al., 2003).

De modo geral, os autores concordam sobre a deposição fluvial da Formação Adamantina. Soares et al. (1980) destacaram que a unidade foi depositada em um sistema fluvial predominantemente meandrante na porção sul da área de ocorrência dos depósitos, gradando para anastomosado nas porções leste e norte. Segundo os autores, os arenitos com estratificações cruzadas, maciços e plano-paralelos, resultariam de depósitos de barras de pontal ou transversais dos canais, os depósitos argilosos teriam sido depositados nas planícies de inundação, várzeas e lagoas; e os arenitos com estratificações cruzadas seriam resultantes de rompimento de diques marginais e espriamento sobre planícies de inundação. Sistema fluvial meandrante também é interpretado por Paula e Silva et al. (2005) e Batezelli et al. (2007). Entretanto, quando são adotadas as subdivisões propostas para a Formação Adamantina, os depósitos da Formação Vale do Rio do Peixe são interpretados como de origem eólica (Fernandes e Coimbra, 2000; Fernandes e Basilici, 2009; Fernandes e Ribeiro, 2015), a

Formação Presidente Prudente como resultante de sistema fluvial meandrante arenoso (Fernandes e Coimbra, 2000; Fernandes e Ribeiro, 2014) e a Formação São José do Rio Preto como resultante de sistema fluvial entrelaçado (Fernandes e Coimbra, 2000; Fernandes e Ribeiro, 2014).

2.2.9 Formação Marília

A Formação Marília está presente nas bordas norte e leste da bacia, estando os membros Ponte Alta e Serra da Galga restritos à região do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã se distribui também nos estados de São Paulo e Goiás (Barcelos e Suguio, 1987; Fernandes e Coimbra, 2000). A seção-tipo do Membro Serra da Galga foi definida em corte da rodovia BR-50, na Serra da Galga, em Uberaba – MG (Suguio e Barcelos, 1983; Barcelos, 1984), entretanto, Fernandes e Coimbra (2000) sugeriram como seção-tipo da unidade o afloramento da caieira na Serra do Veado, no distrito de Peirópolis em Uberaba - MG. A seção-tipo do Membro Echaporã foi determinada em corte da rodovia SP-333, entre os municípios de Echaporã e Marília – SP (Suguio e Barcelos, 1983; Barcelos, 1984), contudo, Fernandes e Coimbra (2000) adotaram como seção-tipo o corte da rodovia BR-153, km 275, na Serra do Mirante em Marília - SP. A seção-tipo do Membro Ponte Alta foi definida em uma pedreira de calcário no município de Ponte Alta - MG (Suguio e Barcelos, 1983; Barcelos, 1984), mas Fernandes e Coimbra (2000) sugeriram como seção-tipo a Pedreira do Lajeado, na Serra do Veado, próxima de Peirópolis em Uberaba – MG.

Na proposta de Soares et al. (1980), a Formação Marília é caracterizada por arenitos grossos a conglomeráticos, com grãos angulosos e seixos de quartzo, opala, basalto e argilito, com teor de matriz variável, sendo ricos em feldspatos, minerais pesados e minerais instáveis; os arenitos estão dispostos em bancos com espessura em torno de 1 m a 2 m, são maciços ou com acamamento incipiente subparalelo e descontínuo, e raramente apresentam estratificação cruzada de médio porte, com seixos concentrados nos estratos cruzados; frequentemente os estratos apresentam granocrescência ascendente, com abundantes nódulos carbonáticos irregulares, ora esparsos nos arenitos, ora concentrados em níveis, e raras camadas descontínuas de lamitos. Barcelos e Suguio (1987) ressaltaram a presença de calcretes nessa unidade. Do ponto de vista de Basilici et al. (2009), Basilici e Dal' Bó (2010), Dal' Bó et al. (2009, 2010) e Dal' Bó e Basilici (2011), a Formação Marília é caracterizada principalmente por paleossolos, arenitos com laminação plano-paralela (resultante de *ripples* transladantes subcríticos de

origem eólica) e arenitos grossos a conglomeráticos com estratificação cruzada acanalada (relacionados a fluxos de inundação e depósitos fluviais efêmeros).

Barcelos e Suguio (1987) descreveram o Membro Serra da Galga como constituído de arenitos imaturos e conglomerados. Segundo Fernandes e Coimbra (2000), a unidade caracteriza-se por estratos lenticulares de arenitos e arenitos conglomeráticos, com espessuras decimétrica a métrica, cimentados por carbonatos e eventualmente contendo crostas de sílex de espessura centimétrica; apresentam cor amarelo-clara, estratificações cruzadas tangenciais na base e acanaladas, de médio a pequeno porte. Esses autores acusam a ocorrência de intercalações menos expressivas de lentes de conglomerados e lamitos de cor marrom, às vezes com clastos esparsos imersos na matriz. Ribeiro (2000) destacou a presença de níveis e camadas horizontais de silcretos, contínuas e descontínuas, com espessuras milimétricas a métricas.

De acordo com Barcelos e Suguio (1987), o Membro Ponte Alta é constituído por calcários e calcretes. Segundo Fernandes e Coimbra (2000), a unidade é formada por calcários de aspecto maciço, com concentrações locais de sílica, na forma de vênulas e crostas sub-horizontais, além de revestimento e preenchimento de pequenas cavidades, de origem pós-sedimentar, provavelmente relacionadas à formação de calcretes. Para Alves e Ribeiro (1999), o Membro Ponte Alta constitui uma fácies diagenética, com intensa cimentação calcítica, e o Membro Serra da Galga é uma fácies com intensa cimentação silicosa.

O Membro Echaporã é composto por arenitos finos a grossos, frequentemente conglomeráticos, com calcretes associados (Barcelos e Suguio, 1987). De acordo com Fernandes e Coimbra (2000), esse membro é composto por arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas, com cimentação e nódulos carbonáticos, dispostos em estratos tabulares de aspecto maciço, de cor bege a rosa, poucas vezes exibindo estratificações cruzadas de médio porte, e com intercalações centimétricas de argilitos de cor marrom.

Segundo Fernandes e Coimbra (2000), o Membro Echaporã tem contatos graduais e interdigitados com a Formação Vale do Rio do Peixe (Formação Adamantina), podendo apresentar contato basal com a Formação Serra Geral (como na borda leste da bacia, no Estado de São Paulo) ou estar em contato discordante sobre as formações Botucatu, Pirambóia e Aquidauana (na borda norte da bacia, em Goiás). Soares et al. (1980) apontaram contato ora erosivo, ora interdigitado entre as formações Marília e Adamantina no Estado de São Paulo, enquanto Dias-Brito et al. (2001) destacaram a presença de hiato deposicional entre essas unidades.

O Membro Ponte Alta tem contatos superior e lateral com o Membro Serra da Galga (Suguio e Barcelos, 1983; Goldberg e Garcia, 1995; Fernandes e Coimbra, 2000). Segundo Fernandes e Coimbra (2000), as relações de contato com a Formação Uberaba são pouco definidas: aparentemente ambos os membros estão sobrepostos à Formação Uberaba, cujo contato seria um diastema. O contato entre os membros Serra da Galga e Echaporã não foi observado, mas, segundo Fernandes e Coimbra (2000), seria transicional.

Existem controvérsias a respeito do ambiente deposicional da Formação Marília, mas a maioria dos autores concorda que sua sedimentação ocorreu sob condições de clima semiárido, em leques aluviais (e.g. Soares et al., 1980; Barcelos e Suguio, 1987; Fernandes, 1998; Alves e Ribeiro, 1999; Paula e Silva et al., 2009). Soares et al. (1980) interpretaram os depósitos da Formação Marília como resultantes de correntes de alta energia, desconfinadas, com deposição rápida, e longos períodos de exposição que permitiram a atuação de processos pedogenéticos com a formação dos nódulos carbonáticos. Barcelos e Suguio (1987) sugeriram sedimentação em leques aluviais coalescentes, com calcretes e calcários lacustres associados. Similarmente, Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (2000) interpretaram esses depósitos como resultantes de leques aluviais, mas consideraram que os calcretes teriam origem pedogenética e diagenética.

Para Fernandes e Coimbra (2000), o sistema de leques aluviais medianos a distais do Membro Serra da Galga se associam a sistemas fluviais entrelaçados, com eventuais depósitos de pequenas dunas eólicas e sedimentos de fluxos densos esporádicos. Segundo Ribeiro (2001), na fase inicial da diagênese do Membro Serra da Galga, condições climáticas quentes e secas foram predominantes, com a formação de calcretes, palicretes e silcretes, enquanto na fase final existiu clima quente, mas com alguma umidade, indicada pela presença de caulinitas e óxidos e hidróxidos de ferro. Já o Membro Ponte Alta teria sido depositado sob as mesmas condições do Membro Serra da Galga, diferenciando-se pela formação de calcretes de águas subterrâneas e possível cimentação eodiagenética (Silva et al., 1994; Fernandes, 1998; Fernandes e Coimbra, 2000). Por sua vez, o contexto deposicional do Membro Echaporã corresponderia às partes distais de leques aluviais, com predomínio de fluxos em lençol, apresentando intercalações de depósitos de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos formados em intervalos de exposição. Os trabalhos de Paula e Silva et al. (2005, 2009) e Batezelli et al. (2007) se coadunam com as interpretações de leques aluviais.

Discordantemente das propostas mencionadas acima, Goldberg e Garcia (1995) sugeriram que o ambiente deposicional do Membro Ponte Alta compreendeu um sistema fluvial entrelaçado desenvolvido sob clima semiárido em uma extensa planície aluvial, na qual existiam vários pequenos lagos. Similarmente, segundo Andreis et al. (1999) a Formação

Marília, na região do Triângulo Mineiro, foi depositada em um sistema fluvial entrelaçado predominantemente arenoso, de fluxo permanente, formado por fácies de canais e localmente fácies de abandono de canais. Além disso, esses autores consideraram que os níveis carbonáticos são de origem freática, concordando com Fernandes (1998), e propuseram que a Formação Marília fosse considerada como unidade indivisa na região de Uberaba. Os trabalhos de Basilici et al. (2009), Basilici e Dal' Bó (2010), Dal' Bó et al. (2009, 2010) e Dal' Bó e Basilici (2011) sugeriram que os depósitos e paleossolos da Formação Marília se formaram em áreas de baixo relevo, dominadas por transporte eólico de sedimentos, atravessadas por rios efêmeros largos e rasos, em clima seco, com chuvas ocasionais. De modo similar, Batezelli (2016) sugeriu depósitos de canais amalgamados intercalados com depósitos eólicos e paleossolos.

Ribeiro (2000) concluiu que a formação de calcretes no Membro Serra da Galga propiciou a dissolução parcial ou total de grãos siliciclásticos do arcabouço, o que promoveu um enriquecimento em SiO_2 nos fluidos percolantes, resultando na precipitação de silcretes na parte superior do pacote.

2.2.10 Formação Itaqueri

Segundo Soares et al. (1973), a Formação Itaqueri é composta por arenitos com pouca cimentação carbonática, apresentando cimento silicoso; lateralmente, no sentido oeste da bacia, ocorre passagem gradual para as fácies de arenitos calco-conglomeráticos da Formação Marília.

A Formação Itaqueri tem ocorrência restrita na borda leste da Bacia Bauru no Estado de São Paulo (Perrotta et al., 2005). Sua seção-tipo foi definida no corte da rodovia Candido Portinari, próximo ao trevo do município de Pedregulho (SP) (Barcelos, 1984). Apresenta contatos basais discordantes com as formações Serra Geral e Botucatu (Riccomini, 1997a).

Há consenso sobre o paleoambiente deposicional da Formação Itaqueri, que tem sido interpretado como leques aluviais (Soares et al., 1973, 1980; Barcelos, 1984; Barcelos e Suguio, 1987; Fúlfaro e Perinotto, 1996; Riccomini, 1997a). Segundo Riccomini (1997b), a silicificação da unidade foi contemporânea à deposição e está associada ao hidrotermalismo resultante da colocação de corpos de rochas alcalinas ao longo do Alinhamento Moji-Guaçu. Entretanto, Ladeira e Santos (2005) consideraram a silicificação como resultante de processos pedogenéticos. Os autores destacam a ocorrência de paleossolos com marcas de raízes e traços fósseis.

2.3 IDADE DOS DEPÓSITOS

A assembleia fossilífera da Bacia Bauru é composta por conchostráceos, ostracodes, gastrópodes, bivalves, carófitas, palinómorfs, sapos, aves, dinossauros saurópodes e terópodes, mamíferos, lagartos, peixes, crocodilomorfos, tartarugas e pterossauros. Essa rica e diversificada paleobiota, apesar da ausência de qualquer datação radiométrica corroborativa, tem permitido a diversos pesquisadores concordarem com idade cretácea para quase toda a sequência, com exceção da Formação Itaqueri, que normalmente é considerada de idade eopaleocena (Riccomini, 1997a; Ladeira e Santos, 2005; Perrotta et al., 2005).

Baseando-se no parco registro fossilífero até então descoberto, os primeiros trabalhos paleontológicos apenas apontavam idade cretácea ou neocretácea para a denominada “Formação” Bauru (v.g. Pacheco, 1913; Von Huene, 1933; Price, 1950; Arid e Vizotto, 1966; Suarez, 1969; Mezzalira, 1974). Com o avanço das análises estratigráficas na década de 1980 e o incremento das descobertas fossilíferas atribuídas às formações recém-definidas, começaram a surgir datações relativas para as diferentes unidades da Bacia Bauru. Entretanto, apesar do seu rico conteúdo fossilífero, ainda existem divergências com relação às idades das formações.

Soares et al. (1980) atribuíram idade aptiana para as formações Caiuá e Santo Anastácio, idade cenomaniana a santoniana para a Formação Adamantina e idade santoniana a maastrichtiana para a Formação Marília (Figura 4). Os autores levaram em conta os registros fósseis da época e fizeram correlações com eventos em outras bacias sul-americanas.

Posteriormente, os estudos palinológicos de Lima et al. (1986) indicaram que alguns estratos de argilitos no município de São Carlos (SP) foram depositados no Coniaciano. Como mencionado anteriormente (seção 2.2.4), esse afloramento foi inicialmente associado à “Litofácies” Itaqueri (Lima et al., 1986), posteriormente considerado como Formação São Carlos (Castro et al., 2002) e finalmente atribuído à Formação Araçatuba (Fernandes e Coimbra, 1996; Gobbo-Rodrigues et al., 1999).

Gobbo-Rodrigues et al. (1999a, 1999b) sugeriram que as formações Adamantina e Araçatuba foram formadas no intervalo Campaniano–Maastrichtiano, e a Formação Marília durante o Maastrichtiano. Os autores consideram o registro de ostracodes e carófitas coletados em afloramentos dessas unidades nos estados de São Paulo e Minas Gerais.

Considerando o registro de saurópodomorfos, Santucci e Bertini (2001) indicaram Campaniano–Maastrichtiano para as formações Adamantina e Marília. Entretanto, com base no registro de ostracodes e carófitas, Dias-Brito et al. (2001) sugeriram idade Turoniano–

Santoniano para a Formação Adamantina (não discriminada da Formação Araçatuba), e Maastrichtiano para a Formação Marília (Figura 10). Para Dias-Brito et al. (2001) existe um hiato deposicional de 11 milhões de anos entre a Formação Adamantina e o Membro Ponte Alta da Formação Marília. Além disso, os autores estimaram idade Aptiano–Cenomaniano para as formações Caiuá e Santo Anastácio, e Coniaciano–Santoniano para a Formação Uberaba, analisando as posições estratigráficas dessas unidades e alguns eventos geodinâmicos coevos.

Recentemente, a descoberta de um espécimen de tartaruga na Formação Santo Anastácio e sua comparação com outras formas sul-americanas permitiu que Menegazzo et al. (2015) indicassem idade neocretácea para essa unidade.

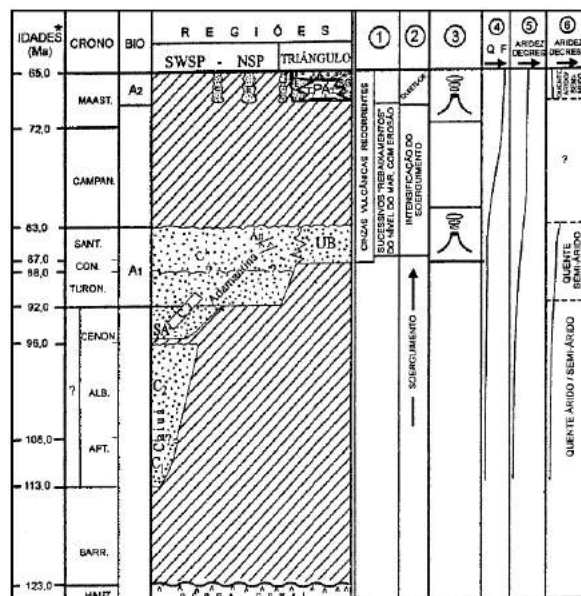


Figura 10. Idades das unidades litoestratigráfica do Grupo Bauru propostas por Dias-Brito et al. (2001).

2.4 ICNOFÓSSEIS

Existem poucos registros de traços fósseis nas unidades da Bacia Bauru, incluindo icnofósseis de invertebrados, pegadas de vertebrados e coprólitos. Na Formação Caiuá foram registradas pegadas de dinossauros Theropoda e Ornithopoda e *Taenidium* isp. (Leonardi, 1977; Fernandes et al., 2008). Na Formação Adamantina há registros de *Arenicolites* isp., *?Macanopsis* isp., *Palaeophycus heberti* e *Taenidium barretti* (Fernandes e Carvalho, 2006) e coprólitos (Souto e Nava, 2007; Nobre et al., 2008; Souto, 2010; Iori e Marinho, 2014). E na Formação Marília foram registrados *Macanopsis* isp. (Fernandes, 2001; Fernandes et al., 2002) e diversos coprólitos (Fernandes, 2001; Fernandes et al., 2002; Souto, 2008, Ribeiro et al., 2012; Oliveira, 2013; Franceschini et al., 2016; Souto e Fernandes, 2015).

3 SISTEMAS RETROARCO DE ANTEPAÍS (*RETROARC FORELAND SYSTEMS*)

“Classifications are theories about the basis of natural order, not dull catalogues compiled only to avoid chaos.”

Stephen Jay Gould (1989)

Segundo Einsele (2000), bacias sedimentares são áreas nas quais os sedimentos podem acumular com considerável espessura, sendo preservados por longos períodos de tempo geológico. A formação e o desenvolvimento de bacias sedimentares estão diretamente relacionados com o contexto tectônico no qual elas se desenvolvem. Assim, de modo geral os esquemas de classificação que incorporam a compreensão da tectônica de placas classificam as bacias sedimentares em termos de:

- Tipo de substrato litosférico no qual a bacia repousa (continental, oceânico ou transicional);
- Posição da bacia em relação à margem da placa (margem de placa ou interior da placa);
- Tipo de interação de margem de placa e tipo de interação que ocorre durante a sedimentação (divergente, convergente ou transformante), quando a bacia se encontra perto de uma margem de placa.

Na proposta de Dickinson (1974), as bacias sedimentares podem ser classificadas como: bacias oceânicas, margens continentais passivas, sistemas de arco-trincheira, faixas de sutura e bacias intracontinentais. Essa proposta foi amplamente difundida e apenas parcialmente modificada pelos os trabalhos de Reading (1982) e Miall (1990), com a incorporação de alguns tipos de bacias *strike-slip*. A partir da proposta de Dickinson (1974), inúmeros trabalhos abordaram o relacionamento entre o desenvolvimento de bacias sedimentares e a tectônica de placas (v.g. Kingston et al., 1983; Mitchell e Reading, 1986; Miall, 1990; Ingersoll e Busby, 1995; Einsele, 2000; Ingersoll, 2011), o que tem levado a uma proliferação de tipo de bacias. Dentre esses, destacam-se os de Ingersoll e Busby (1995) e Ingersoll (2011), que estabelecem um sistema de classificação no qual as bacias são agrupadas conforme a cinemática envolvida: intraplaca, divergente, convergente ou transformante.

A origem e evolução de uma bacia sedimentar dependem da isostasia, cujo conceito se baseia no princípio da conservação de massa. Assim, com o desequilíbrio da litosfera, seja por mudança de espessura crustal, alteração térmica ou alteração do estado de tensões, ocorrerá um mecanismo de compensação (isostasia), que deslocará massa correspondente de modo a

manter equilibrada a distribuição de tensões na litosfera (Chang et al., 1990). Segundo Allen e Allen (2013) e Allen et al. (2015), do ponto de vista dos processos geodinâmicos fundamentais, os principais mecanismos regionais de subsidência e soerguimento (isostáticos, flexurais e dinâmicos) podem ser resumidos em:

- Efeitos isostáticos relacionados a mudanças na espessura da crosta e litosfera. Essas alterações de espessura podem ser provocadas, por exemplo, puramente pela restauração da estrutura térmica da litosfera por arrefecimento, como ocorre após um período de estiramento mecânico. O afinamento da crosta pode ser causado por estiramento mecânico, erosão da superfície da crosta ou delaminação de uma raiz litosférica profunda. O espessamento mecânico da crosta, como o que ocorre em zonas de convergência continental, geralmente provoca soerguimento isostático; no entanto o espessamento causado por arrefecimento gera subsidência.
- Carregamento e descarregamento (*loading* e *unloading*) na superfície e subsuperfície, incluindo os efeitos de stresses horizontais. Sobrecarga litosférica pode ocorrer em pequena escala, na forma de vulcões ou cadeias de montanhas submarinas, e em grande escala na forma de cadeias de montanhas, causando flexura e, portanto, subsidência. *Stresses* horizontais intraplacas (*in-plane*) podem causar deformação de uma litosfera reologicamente laminada em uma série de antiformas e sinformas. O sedimento preenchendo uma bacia também atua como uma carga sedimentar, amplificando o mecanismo principal de subsidência.
- Efeitos dinâmicos do fluxo astenosférico, como correntes de convecção do manto e plumas mantélicas. A subsidência ou o soerguimento pode ser causado pelos efeitos de flutuabilidade das mudanças de temperatura no manto. Embora algumas das mudanças de temperatura possam resultar de heterogeneidades químicas, muitas são geradas pelo fluxo viscoso, de modo que as alterações na elevação da superfície podem ser denominadas dinâmicas.

Diferentes mecanismos podem potencialmente ser responsáveis pela formação de bacias sedimentares (Figura 11), operando em diferentes graus nas diferentes bacias (Ingersoll e Busby, 1995; Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). São eles:

- **Afinamento da crosta**, causado principalmente por estiramento mecânico e erosão da superfície durante eventos de soerguimento (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). Esse tipo de mecanismo é dominante durante os estágios iniciais de extensão, por exemplo, em riftes e bacias transtensionais (Ingersoll, 2011).

- **Espessamento litosférico**, tal como os causados por arrefecimento após estiramento, por arrefecimento devido ao espalhamento do fundo oceânico para longe da cadeia meso-oceânica ou pela adição de material magmático proveniente da fusão parcial da astenosfera (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). Esse tipo de mecanismo é dominante após o início do espalhamento do fundo oceânico durante a transição da fase rifte para a fase *drift* ao longo de margens divergentes (Ingersoll, 2011).
- **Sobrecarga sedimentar ou vulcânica**, que é responsável pela compensação isostática local da crosta e/ou compensação flexural regional da litosfera (por meio de flexão com longo comprimento de onda) durante a sedimentação ou vulcanismo (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). A sobrecarga sedimentar domina ao longo do limite entre as crostas continental e oceânica, que recebe sedimentos de grandes rios e deltas (Ingersoll, 2011).
- **Carga tectônica** (supracrustal), como a gerada pelo encurtamento tectônico em uma zona de convergência, causando compensação flexural (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). Carga tectônica domina em cenários de encurtamento crustal, como por exemplo trincheiras e bacias de antepaís (Ingersoll, 2011).
- **Carga subcrustal**, causada por intrusão de magmas densos na crosta (*underplating*) ou por fragmentos obductados do manto (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015).
- **Estresses horizontais intraplaca**, gerando flexura com longo comprimento de onda (Allen et al., 2015).
- **Efeitos dinâmicos do fluxo astenosférico**, usualmente devido à descida ou delaminação da litosfera subductada (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015).
- **Densificação crustal**, devido a mudanças nas condições de pressão e temperatura na base da crosta ou à intrusão de magmas de alta densidade (ultrabásicos) (Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015).

Um sistema de bacias retroarco de antepaís (*retroarc foreland system*) é formado atrás de um arco, na placa superior de um sistema de placas convergentes, e resulta da deflexão flexural da litosfera causada principalmente pela carga supracrustal do orógeno (Beaumont, 1981; Einsele, 1992; DeCelles e Giles, 1996; Miall, 2000; Catuneanu, 2004; Ingersoll, 2011). As bacias subandinas constituem um exemplo moderno desse tipo de bacia, enquanto exemplos antigos incluem a Bacia Karoo (*Karoo foreland system*, sul da África), a Bacia Bermejo (Argentina) e a Bacia *Western Interior* (América do Norte) (Ingersoll, 2011; Catuneanu, 2004; Allen et al., 2015).

MECANISMOS DE SUBSIDÊNCIA



Figura 11: Mecanismos responsáveis pela subsidência em bacias sedimentares, operando a diferentes graus nos diferentes tipos (Adaptado de Allen e Allen, 2013; Ingersoll, 2011). Para um determinado tipo de bacia, alguns ou todos os mecanismos de subsidência podem desempenhar um papel importante ou subordinado. Observa-se que um determinado mecanismo opera em mais do que um tipo de bacia.

Admitindo-se um comportamento visco-elástico, ao receber uma carga a litosfera se deformará de tal modo que o comprimento de onda e a amplitude da deformação da placa serão dependentes das propriedades reológicas e da espessura da litosfera submetida à carga flexural (Beaumont, 1981; Watts, 1992; Catuneanu, 2004). Esse modelo prevê que o ajustamento isostático, em resposta ao carregamento, é obtido mediante a distribuição da depressão gerada na superfície sobre comprimentos de onda progressivamente maiores. Ao mesmo tempo, o comprimento de onda tende a ser maior em situações de maior rigidez flexural da crosta subjacente (Beaumont, 1981). Detalhes sobre esse modelo e as características intrínsecas desse tipo de bacia são discutidos em muitos trabalhos, como Beaumont, (1981), Einsele (1992), DeCelles e Giles (1996), Miall (2000), Catuneanu (2004), DeCelles (2011) e Ingersoll (2011), entre outros.

Um *retroarc foreland system* é subdividido em províncias flexurais denominadas: *foredeep* (uma flexura negativa próxima ao orógeno), *forebulge* (uma protuberância a meia distância), e *back-bulge* (uma flexura negativa menor e mais distante) (Figura 12) (Catuneanu, 2004; DeCelles, 2011). Adicionalmente, DeCelles e Giles (1996) nomearam o sedimento acumulado no topo da porção frontal da cunha orogênica como a zona deposicional de *wedgetop*.

Observa-se que existe uma proporção relativa no tamanho dessas províncias (Figura 12). Na direção *dip*, as províncias *forebulge* e *back-bulge*, individualmente, equivalem à metade do comprimento de onda do perfil flexural sinusoidal ($\sim\lambda/2$), enquanto a província *foredeep* equivale a um quarto do comprimento de onda ($\sim\lambda/4$) (Catuneanu, 2004). A amplitude da deflexão, para baixo ou para cima, decresce aproximadamente em três ordens de magnitude do *foredeep* para o *back-bulge*, e como resultado a espessura de sedimentos preservados no *foredeep* é da ordem de quilômetros, enquanto estima-se que na província *back-bulge* seja apenas de alguns poucos metros (Catuneanu, 2004; DeCelles, 2011).

Vários autores têm mostrado que os efeitos dinâmicos da circulação astenosférica constituem um mecanismo adicional de subsidência em *retroarc foreland systems* (Figura 12) (v.g., Gurnis, 1992; Burgess et al., 1997; Catuneanu et al., 1997; Catuneanu, 2004). A subsidência dinâmica que ocorre na placa superior é causada pela força de arrasto gerada pelo fluxo viscoso do manto no canto adjacente à placa subductante, o que faz com que a placa superior incline em direção ao orógeno, de modo que o efeito da subsidência dinâmica decresce exponencialmente da região do orógeno para a região da província *back-bulge* (Figura 12). Esse mecanismo ocorre especialmente quando existe alta taxa de convergência das placas, e/ou se o ângulo da subducção for baixo (Gurnis, 1992; Burgess et al., 1997; Catuneanu et al., 1997; Catuneanu, 2004).

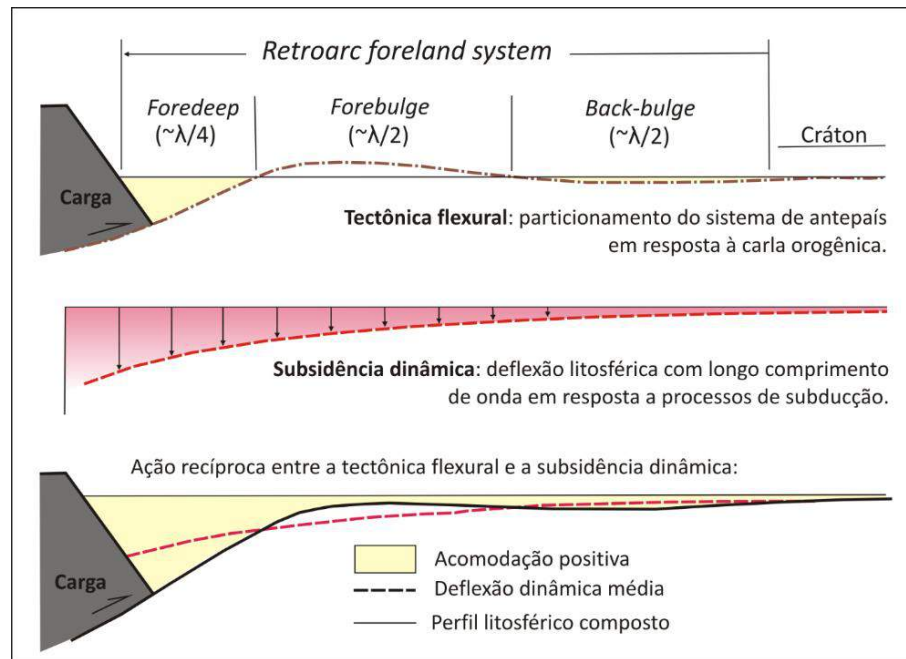


Figura 12: Sistema de bacias retroarco de antepaís e a relação entre a tectônica flexural e a subsidência dinâmica (Extraído de Catuneanu, 2004). Segundo Catuneanu (2004), a tectônica flexural e a subsidência dinâmica controlam a acomodação em escala de bacia, são mecanismos independentes, e estão relacionadas respectivamente à carga estática e dinâmica, podendo registrar flutuações de amplitude em diferentes escalas de tempo. O equilíbrio entre as taxas de tectônica flexural e subsidência dinâmica controla a direção e a magnitude das mudanças do nível de base nas diferentes províncias do sistema (Catuneanu, 2004). λ = comprimento de onda da flexão.

Retroarc foreland systems respondem diferentemente a ciclos de carregamento e descarregamento (Figura 13). De acordo com Beaumont et al. (1988), a carga orogênica aplicada à superfície produz uma deformação elástica imediata (curva 1, Figura 13A), gerando subsidência flexural nas províncias *foredeep* e *back-bulge*, e o *forebulge* é soerguido. Comportamento oposto é esperado durante períodos de quietude tectônica (Figura 13B). A litosfera relaxa o estresse devido ao ajuste isostático, produzido pelo descarregamento erosivo; desse modo, as províncias *foredeep* e *back-bulge* progressivamente sofrem soergimento, enquanto o *forebulge* afunda (Figura 14) (Beaumont et al., 1988; Catuneanu, 2004; DeCelles, 2011).

Adicionalmente, *retroarc foreland systems* migram em direção ao interior da placa (progradam) ou em direção ao orógeno (retrogradam) em resposta à redistribuição do carregamento e descarregamento orogênico (Campton e Allen, 1995; DeCelles e Giles, 1996; Catuneanu, 2004). A progradação de um sistema *foreland* é uma resposta direta à progradação da carga orogênica durante o processo de empurrão (Figura 15), e a taxa de progradação depende da dinâmica do cinturão orogênico, sendo que as distâncias atuais de progradação variam de menos de 100 km até 200 km ou mais (Catuneanu, 2004). A retrogradação do sistema

pode estar relacionada com o processo de empurrão e a retrogradação do centro de massa no interior do cinturão orogênico, ou relacionado com a retrogradação da carga orogênica causada pela erosão da frente orogênica durante momentos de descarregamento (Figura 13B) (Catuneanu, 2004).

Independentemente da carga orogênica, a retrogradação do sistema pode ser causada pela diminuição da rigidez flexural da litosfera ao longo do tempo (Figura 13A). Com o tempo e após sucessivos eventos de carregamento e deformação, ocorre relaxamento viscoelástico da litosfera. A província *foredeep* se torna mais profunda e mais estreita, e de modo geral o sistema migra em direção ao orógeno (Beaumont et al., 1988; Catuneanu, 2004). Assim, como uma tendência geral os *retroarc foreland systems* se deslocam em direção ao cráton nas fases iniciais de sua evolução e tendem a retrogradar em direção ao orógeno durante as fases tardias (Catuneanu, 2004).

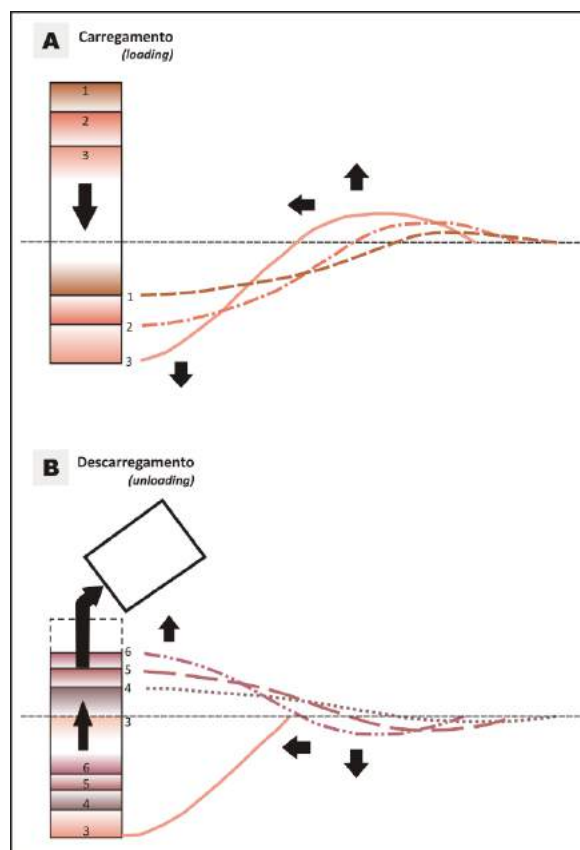


Figura 13. Representação qualitativa da resposta flexural da litosfera em resposta ao carregamento e descarregamento (Extraído de Beaumont et al., 1988). **A.** Uma carga aplicada à superfície produz uma deformação elástica imediata (curva 1) que muda com o tempo conforme a região viscoelástica da litosfera relaxa o estresse. Como a bacia *foredeep* produzida pela carga se torna mais profunda e mais estreita com o tempo, o *forebulge* migra em direção à carga (orógeno), soerguendo e erodindo os sedimentos anteriormente depositados (curvas 2 e 3). **B.** Na fase de descarregamento, parte da carga que estava acima da superfície é removida e, portanto, ocorre ajuste isostático (curva 4). À medida que a litosfera relaxa o estresse associado com o ajuste isostático, a superfície progressivamente sofre soergimento na região próxima ao orógeno (*foredeep*) e a província *forebulge* tende a afundar e migrar em direção ao orógeno (curvas 5 e 6). (Tempo = 1 a 6)

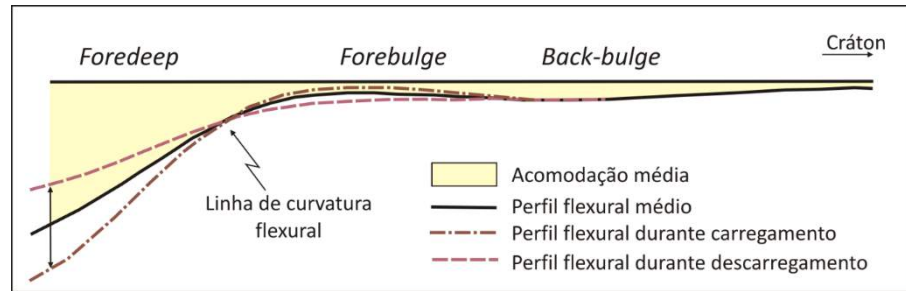


Figura 14. Resposta flexural ao carregamento e descarregamento orogênico (Extraído de Catuneanu, 2004). A renovação do empurrão do cinturão orogênico (carregamento) resulta em subsidência do *foredeep* e soerguimento do *forebulge*. O inverso ocorre durante fases de quietude tectônica (descarregamento erosivo ou extensional): o *foredeep* sofre soerguimento, como resultado de ajuste isostático, compensado por subsidência do *forebulge*.

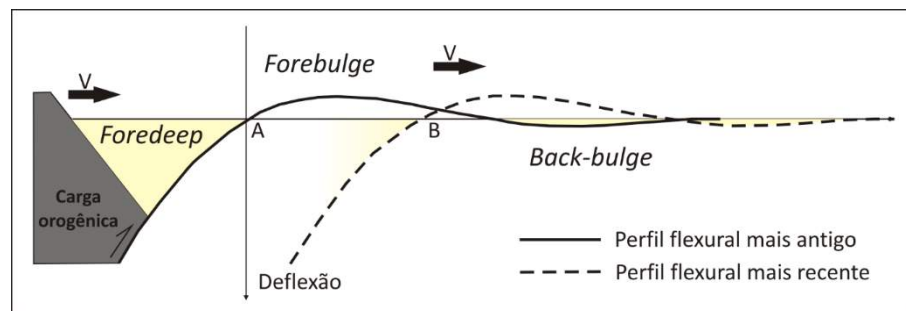


Figura 15. Representação qualitativa da progradação de um sistema *foreland* com o tempo, em resposta à progradação da carga orogênica (Extraído de Catuneanu, 2004). V = taxa de progradação (a taxa de progradação depende da dinâmica do cinturão orogênico).

4 ICNOLOGIA

“Owing to their nature, trace fossils can be considered as both paleontological and sedimentological entities, thereby bridging the gap between two of the main subdivisions in sedimentary geology.”

Pemberton et al. (1992)

Traços fósseis (ou icnofósseis) são estruturas sedimentares produzidas biologicamente, e incluem pegadas, pistas, perfurações, escavações, pelotas fecais e outros traços produzidos por organismos (Pemberton et al., 1992). O estudo dos traços fósseis – icnologia – é muito útil em análises de fácies sedimentares, auxiliando na reconstrução de fatores paleoecológicos e na interpretação da dinâmica sedimentar e do registro de mudanças temporais de fácies locais e regionais (Pemberton et al., 1992). A importância da icnologia em vários campos de estudos decorre das características básicas apresentadas pelos traços fósseis. Dentre suas características intrínsecas destacam-se:

- **Traços fósseis geralmente apresentam longas amplitudes temporais.** Essa característica obviamente limita a utilização de traços fósseis em bioestratigrafia, mas por outro lado facilita comparações paleoecológicas de rochas com idades distintas (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).
- **Traços fósseis geralmente possuem pequenas amplitudes ambientais.** Como as estruturas biogênicas são fortemente controladas por fatores ambientais, elas tendem a ocorrer preferencialmente em certos tipos de ambientes de deposição (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).
- **Traços fósseis são raramente transportados.** Considerando-se que traços fósseis representam o registro de atividade biogênica *in-situ* e muito raramente sofrem deslocamentos secundários, estão, portanto, intimamente relacionados ao ambiente no qual esses traços e o substrato hospedeiro foram formados (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).
- **Traços fósseis são comumente preservados em rochas consideradas não fossilíferas.** As condições de preservação de traços fósseis são consideravelmente diferentes das condições necessárias para a preservação de fósseis de partes esqueléticas. Por exemplo, enquanto alguns processos diagenéticos muitas vezes tendem a obliterar fósseis, esses processos podem, por outro lado, destacar os traços

fósseis, pois as paredes de escavações que são reforçadas com muco agem como foco de precipitação mineral (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).

- **Os produtores de muitos traços fósseis são usualmente animais de corpos moles, raramente preservados.** Tais organismos, em muitos ambientes, compõem grande parte da biomassa da comunidade (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).

4.1 CLASSIFICAÇÃO DE TRAÇOS FÓSSEIS

Diversos trabalhos produziram esquemas classificatórios para os traços fósseis (v.g., Frey, 1971, 1973; Pemberton et al., 1992). Usualmente as estruturas biogênicas são agrupadas em três categorias: estruturas sedimentares biogênicas, estruturas de bioerosão e outras evidências de atividades.

Estruturas sedimentares biogênicas são estruturas produzidas pela atividade de organismos dentro ou sobre um substrato inconsolidado, podendo ser divididas em estruturas de bioturbação, bioestratificação e biodeposição (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). **Estruturas de bioturbação** refletem a perturbação da estratificação ou fábrica sedimentar que ocorre devido à atividade de um organismo, incluindo trilhas, pistas e escavações (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). **Trilhas** (*trackway*) são séries de pegadas (*track*), ou seja, impressões deixadas por um apêndice individual de locomoção, enquanto **pistas** (*trail*) são marcas contínuas produzidas durante a locomoção de um organismo (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). **Escavações** (*burrows*) são estruturas mais ou menos permanentes, escavadas dentro do substrato (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). As **estruturas de biodeposição** refletem a produção ou a concentração de sedimento pela atividade de um organismo, incluindo coprólitos, pelotas fecais, pseudo-fezes e moldes fecais (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). As **estruturas de bioestratificação** consistem em estratificações promovidas pela atividade de um organismo, como estromatólitos, acamamento gradacional biogênico, trombolitos, tapetes algálicos etc. (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). Usualmente as estruturas de bioestratificação não são consideradas traços de organismos, pois não revelam sua anatomia funcional (Buatois e Mángano, 2011).

Estruturas de bioerosão são estruturas produzidas mecanicamente ou bioquimicamente pelos organismos em substratos rígidos, como perfurações, arranhaduras, mordidas, roeduras etc. (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011). **Outras evidências**

de atividades incluem estruturas como teias de aranhas, cápsulas de ovos etc. (Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2011).

Existem três tipos de classificação de traços fósseis: icnotaxonômica, etológica e estratinômica. Na **classificação icnotaxonômica**, convencionalmente tem sido adotado um esquema de classificação binominal, semelhante ao de porções fossilizadas de corpos de organismos. Contudo, diferentemente da taxonomia de fósseis, são utilizados os termos icnogênero e icnoespécie, justamente para se diferenciar traços fósseis de fósseis de corpos (Pemberton e Frey, 1982; Buatois e Mángano, 2011). Usualmente os traços fósseis são tratados nesses dois níveis hierárquicos, mas trabalhos recentes têm introduzido outras categorias como icnofamília, icnosubgênero e icnosubespécie (Buatois e Mángano, 2011).

Os traços fósseis podem ser classificados icnotaxonomicamente conforme determinadas características, conhecidas como icnotaxobases (Bromley, 1990, 1996). Uma **icnotaxobase** é uma característica morfológica distintiva de um traço fóssil que exibe uma variabilidade significativa e facilmente detectável, e que por isso é comumente usada em classificações icnotaxonômicas (Bromley, 1990, 1996; Buatois e Mángano, 2011). As características relacionadas aos principais aspectos comportamentais são utilizadas para diferenciar icnogêneros, enquanto outras de menor significância são aplicadas para diferenciar icnoespécies (Pemberton e Frey, 1982; Buatois e Mángano, 2011). As principais icnotaxobases utilizadas são: forma geral da estrutura (configuração, orientação e posição com relação ao substrato), tipo de parede, presença e tipos de ramificações, tipo de preenchimento e presença de *spreite* (laminação resultante da sucessiva mudança da posição da escavação) (Bromley, 1990, 1996; Buatois e Mángano, 2011).

A **classificação etológica** é fundamentada nos padrões comportamentais refletidos pela estrutura biogênica (Figura 16), por meio de sua morfologia (Buatois e Mángano, 2011). Esse sistema de classificação foi proposto por Seilacher (1953), sendo originalmente composto de cinco categorias: traços de repouso (*Cubichnia*), traços de locomoção (*Repichnia*), traços de pastagem (*Pascichnia*), traços de alimentação (*Fodinichnia*) e traços de habitação (*Domichnia*). Posteriormente novas categorias foram incorporadas ao sistema, como estruturas de escapes ou *Fugichnia* (Frey, 1973), estruturas de agricultura e armadilhas ou *Agrichnia* (Ekdale et al., 1984), estruturas de predação ou *Praedichnia* (Ekdale, 1985) e traços de equilíbrio ou *Equilibrichnia* (Bromley, 1990). Trabalhos mais recentes propõem categorias etológicas relacionadas a insetos terrestres, como traços de nidificação ou *Calichnia* (Genise e Brown, 1994) e câmaras de pupação ou *Pupichnia* (Genise et al., 2007), e relacionadas a bioerosores,

incluindo traços de fixação e ancoragem ou *Fixichnia* (Gilbert et al., 2004) e traços de confinamento ou *Impedichnia* (Tapanila, 2005).

Estratinomia é o estudo dos processos sedimentares que levam à preservação de um registro sedimentar, e dentro dessa análise a bioestratinomia refere-se a processos sedimentares que afetam os restos de organismos, incluindo seus traços, e a tafonomia refere-se aos processos que levam ao soterramento e a preservação dos fósseis (Rindsberg, 2012). Dentro da estratinomia, os organismos podem ser classificados de acordo com a consistência do substrato e suas toponomias (Rindsberg, 2012).

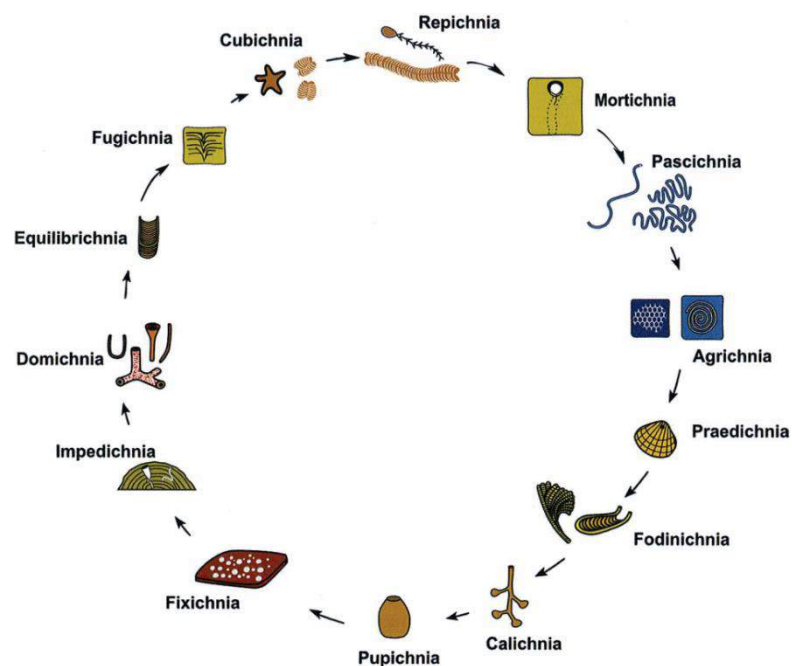


Figura 16. Classificação etológica de traços fósseis. Extraído de Buatois e Mángano (2011).

Os organismos são geralmente restritos a viver em substratos macios ou duros, mas não em ambos, de tal forma que escavações e perfurações são classificadas separadamente (Rindsberg, 2012). Os organismos escavadores em substratos moles geralmente estão restritos a intervalos granulométricos relativamente pequenos (principalmente lama e areia), e os animais que vivem na areia relativamente pura são comumente incapazes de escavar ou mesmo respirar em substratos lamosos (Rindsberg, 2012).

O tipo de substrato e sua consistência são fatores externos importantes na determinação das técnicas de escavação e a composição da endofauna (Bromley, 1996; Buatois e Mángano, 2011). A **consistência do substrato** depende da ação combinada de múltiplos fatores (por

exemplo, granulometria, seleção, conteúdo de água e conteúdo de matéria orgânica), que definem as propriedades mecânicas do substrato (Bromley, 1996; Buatois e Mángano, 2011). Com base no grau de consolidação, as categorias existentes em substratos siliciclásticos são: **empapado** (*soupground*), **mole** (*softground*), **firme** (*firmground*) e **duro** (*hardground*).

Substratos empapados são substratos saturados em água nos quais os organismos podem se mover e até mesmo nadar usando movimentos ondulatórios, com baixo potencial de preservação de estruturas (Buatois e Mángano, 2011). **Substratos moles** representam sedimentos inconsolidados, e são habitados por um grande número de escavadores, sendo o tipo de substrato mais apropriado para a produção e preservação de estruturas (Buatois e Mángano, 2011). **Substratos firmes** são sedimentos compactados e desidratados que não sofreram cimentação; tipicamente contêm abundantes escavações, embora apresentem icnodiversidade consideravelmente baixa (Buatois e Mángano, 2011). Os **substratos duros** são substratos cimentados, que podem conter estruturas de bioerosão (Buatois e Mángano, 2011).

A **classificação toponômica** foi iniciada por Seilacher (1953) e modificada por Martinson (1965, 1970), e tem como base as formas das estruturas (Figura 17), sendo os traços fósseis classificados de acordo com a sua preservação dentro de camadas sedimentares (Buatois e Mángano, 2011). Um traço fóssil preservado na superfície superior de um leito é chamado de *epichnion* (*epichnia*, no plural); quando preservado na base é chamado de *hypichnion* (*hypichnia*, no plural); e quando preservado dentro do leito é chamado de *endichnion* (*endichnia*, plural) (Buatois e Mángano, 2011). Juntos, *epichnia* e *hypichnia* são referidos como semi-relevos, enquanto icnofósseis preservados inteiros são chamados relevos completos (Buatois e Mángano, 2011). Semi-relevos que se projetam a partir do acamamento são chamados de relevos positivos, ou, alternativamente, podem ser chamados de convexos, em oposição aos icnofósseis com relevos negativos (Buatois e Mángano, 2011).

4.2 ICNOFÁCIES CONTINENTAIS

Dentre os conceitos atualmente utilizados para agrupar traços fósseis, o termo **icnofábrica** refere-se a qualquer aspecto da textura e estrutura interna de um substrato que seja resultante de bioturbação ou bioerosão, em qualquer escala (Bromley e Ekdale, 1986; Bromley, 1996; Goldring 1993). Esse conceito é bastante utilizado no estudo de testemunhos de sondagens, uma vez que não é possível observar os traços fósseis de forma tridimensional, sendo mais evidente apenas a textura gerada pela atividade biogênica.

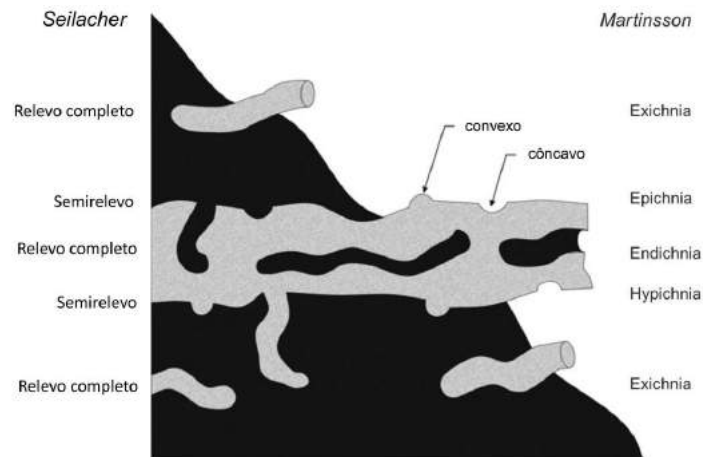


Figura 17. Toponomia de traços fósseis, segundo Seilacher (1953) e Martinsson (1970). Extraído de Buatois e Mángano (2011).

O conceito de **icnofácies**, proposto por Seilacher (1967), corresponde a uma assembleia de traços fósseis recorrentes no tempo geológico e particular de um dado conjunto de condições ambientais (Frey e Pemberton, 1984; Buatois e Mángano, 2007; Seilacher, 2007). O conceito de icnofácies possui natureza arquetípica, o que implica que uma determinada assembleia local peculiar, que não exhibe recorrência no registro estratigráfico sob um conjunto similar de condições ambientais, não se qualifica como uma icnofácies (Buatois e Mángano, 2007). Segundo Buatois e Mángano (2007), um equívoco comum é assumir uma correlação direta entre icnofácies e ambientes deposicionais. Icnofácies não são indicadores de ambientes sedimentares, tampouco indicam paleobatimetria, antes refletem conjuntos de fatores ambientais aos quais os organismos foram submetidos, tais como consistência do substrato, disponibilidade de alimentos, energia hidrodinâmica, salinidade, turbidez da água, taxa de sedimentação e níveis de oxigenação (Frey et al., 1990; Pemberton et al., 1992; Buatois e Mángano, 2007).

Seilacher (1967) reconheceu apenas uma icnofácies para ambientes continentais, a icnofácies *Scoyenia*, que, por isso, passou a ser utilizada indiscriminadamente para representar todas as assembleias de traços fósseis continentais (Frey et al., 1984; Buatois e Mángano, 2007). Atualmente seis icnofácies arquetípicas de invertebrados, isto é, da maneira como proposto por Seilacher, são aceitas em ambientes continentais: *Scoyenia*, *Mermia*, *Coprinisphaera*, *Termitichnus*, *Celliforma* e *Octopodichnus-Entradichnus* (Figura 18) (Buatois e Mángano, 2011; MacEachern et al., 2012). O reconhecimento dessas icnofácies é bastante útil na interpretação de processos e subambientes fluviais e lacustres, bem como na identificação de paleossolos.

A **icnofácies *Scoyenia*** é caracterizada por abundantes estruturas horizontais com preenchimentos meniscados (produzidas por organismos móveis que se alimentam do depósito), abundantes estruturas de locomoção (pistas e trilhas de deslocamento), e pela presença de domicílios verticais (Seilacher, 1967; Buatois e Mángano, 2011). Essa icnofácies é composta por uma mistura de traços de invertebrados (em sua maioria artrópodes), vertebrados e plantas; apresenta icnodiversidade baixa a moderada, e a abundância pode ser localmente alta (Seilacher, 1967; Buatois e Mángano, 2011). Segundo Melchor et al. (2012), a icnofácies *Scoyenia* se desenvolve em substratos que são periodicamente submersos e expostos. Em sistemas fluviais sua presença pode ser utilizada para delinear topos de barras de canais, margens de lagos na planície de inundação, incluindo poças temporárias associadas a processos de *crevasse splay*; em sistemas lacustres, tipicamente caracteriza áreas de margens de lagos (Buatois e Mángano, 2004, 2007, 2011).

A **icnofácies *Mermia*** é assinalada pela dominância de estruturas de alimentação, horizontais a sub-horizontais, pistas de pastagem pouco especializadas, com subordinada ocorrência de estruturas de locomoção; apresenta icnodiversidade relativamente alta a moderada e abundância de icnofósseis (Buatois e Mángano, 1995, 2011). De acordo com Buatois e Mángano (1998), em sistemas lacustres a icnofácies *Mermia* tipicamente está associada a sedimentos finos em zonas permanentemente subaquosas, bem oxigenadas e com baixa energia. Em sistemas fluviais essa icnofácies está associada a substratos depositados em lâminas d'água de baixa energia e que nunca são expostos, o que representaria uma condição restrita de lagos de planícies de inundação (Melchor et al., 2012).

A **icnofácies *Coprinisphaera*** é marcada pelo domínio de estruturas de nidificação construídas em ambiente terrestre por vespas, besouros, formigas, cupins, abelhas e câmaras de pulpas de coleópteros (Genise et al., 2000; Buatois e Mángano, 2011). Apresenta icnodiversidade moderada a relativamente alta, com abundância de icnofósseis (Genise et al., 2000; Buatois e Mángano, 2011).

A **icnofácies *Termitichnus*** é caracterizada pela predominância de estruturas de térmitas (cupins); apresenta baixa icnodiversidade e abundância de icnofósseis (Smith et al., 1993; Genise et al., 2000; Buatois e Mángano, 2011).

Na **icnofácies *Celliforma*** predominam traços de nidificação, principalmente ninhos de abelhas solitárias a subassociais (família Halictidae); também ocorrem câmaras de pupação, e conchas de caracóis podem ocorrer em associação (Genise et al., 2000; Buatois e Mángano, 2011). Apresenta icnodiversidade moderada e abundância de icnofósseis (Genise et al., 2000; Buatois e Mángano, 2011).

As icnofácies *Coprinisphaera*, *Celliforma* e *Termitichnus* são indicativas de desenvolvimento de solos (Melchor et al., 2012). A presença de câmaras e sistemas de câmaras produzidas por insetos evidencia que o depósito sedimentar sofreu exposição subaérea e que pode ser reconhecido como um paleossolo (Genise, 2004; Retallack, 2001; Melchor et al., 2012).

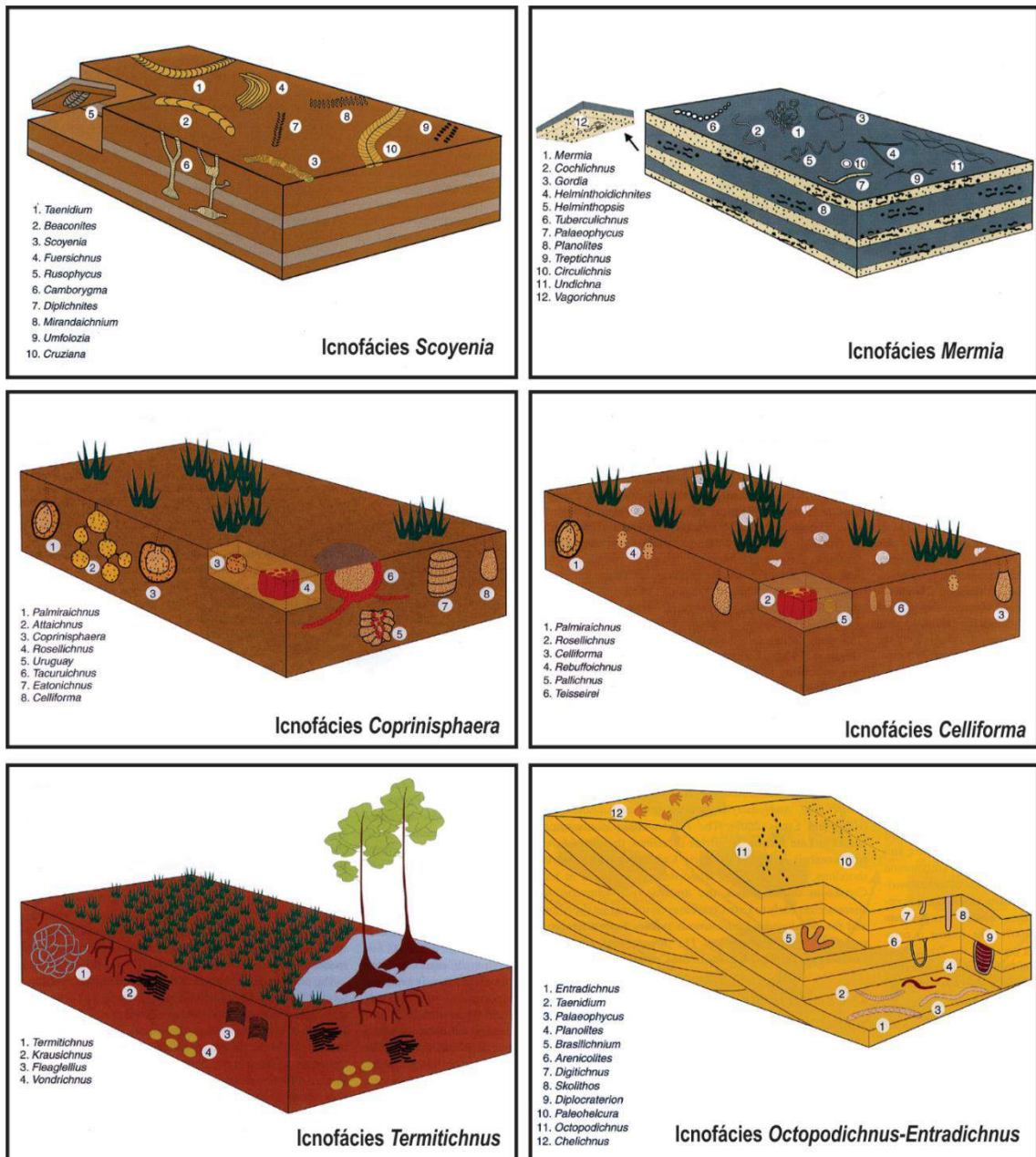


Figura 10. Reconstruções esquemáticas de icnofácies de invertebrados em ambientes continentais. Extraído de Buatois e Mángano (2011).

A **icnofácies *Octopodichnus-Entradichnus*** é característica de depósitos eólicos e consiste de uma assembleia icnofossilífera de baixa diversidade de traços produzidos por artrópodes, principalmente aranhas e escorpiões, e estruturas de habitação rasas produzidas por artrópodes de desertos, incluindo estruturas verticais e meniscadas (Hunt e Lucas, 2007; Ekdale et al., 2007; Buatois e Mángano, 2011).

Além dessas seis icnofácies de invertebrados formalmente propostas para ambiente continentais, alguns trabalhos reconhecem a **icnofácies *Skolithos*** (originalmente proposta para ambientes marinhos) em depósitos de canais fluviais e em ambientes lacustres de alta energia (Buatois e Mángano, 1998, 2004, 2007; Melchor et al., 2003; Scott et al., 2012). Nestes ambientes, a icnofácies *Skolithos* tem sido reconhecida pela dominância de escavações verticais simples, e em formas de Y e U, embora também possam estar presentes trilhas bilobadas e simples, escavações horizontais e meniscadas (Melchor et al., 2012). Buatois e Mángano (2004, 2007) consideram que a icnofácies *Skolithos* reflete a colonização de canais ativos, e as escavações verticais são interpretadas como estruturas de habitação de organismos suspensívoros. Contudo, Schlirf et al. (2001) e Netto (2007) consideram que as estruturas biogênicas presentes na icnofácies *Skolithos* têm origem subaérea, o que implica no abandono de canais ou exploração de depósitos arenosos de *crevasse splays*.

4.3 TRAÇOS DE RAÍZES

Diversos termos são utilizados em alusão aos traços de raízes. **Rizólito** (*rhizolith*) é um termo descritivo geral, empregado para todos os traços de raízes, até mesmo se a planta original está preservada dentro da estrutura, e inclui os moldes externos e internos (Klappa, 1980; Kraus e Hasiotis, 2006). **Moldes externos** (*root molds*) são caracterizados pelo vazio deixado na rocha hospedeira pela raiz decomposta; **moldes internos** (*root casts*) são constituídos por sedimento ou cimento preenchendo o molde da raiz (Kraus e Hasiotis, 2006). **Rizotúbulos** (*rhizotubules*) são cilindros cimentados em torno de moldes de raízes, que podem posteriormente ser preenchidos por sedimento (Klappa, 1980). **Rizocreções** (*rhizocretion*) são definidas como acumulações minerais em torno da raiz viva ou decomposta, na forma de concreções ou nódulos (Klappa, 1980). Adicionalmente, Kraus e Hasiotis (2006) definem como **rizohalos** (*rhizohalo*) as zonas empobrecidas em ferro e manganês que se formam em torno de uma raiz devido à flutuação dos níveis de umidade do solo e à decomposição da raiz.

O trabalho de Cohen (1982) mostra que com a decomposição de uma raiz uma pequena cavidade é formada (molde interno) e, dependendo da posição dessa cavidade, ela será preenchida por uma combinação de argila ou areia ou silte, proveniente do colapso das paredes da estrutura ou carreado de fora da cavidade. A decomposição de raízes pode mobilizar carbonato de cálcio pedogenético, que está em contínua percolação ascendente no perfil de um solo de deserto, por meio da introdução de condições temporariamente ácidas na zona imediatamente em torno da raiz (Cohen, 1982). Desse modo, quando o pH se torna alto o suficiente, os grãos líticos ou de feldspato presentes no preenchimento da cavidade são rapidamente substituídos por calcita drusiforme e espática, e quando o preenchimento é constituído de argila, geralmente ele se torna fortemente endurecido durante a cimentação (Cohen, 1982). A calcita espática pode ser secundariamente micritizada e, posteriormente, grande parte dessa calcita micritizada é recristalizada como cristais em continuidade óptica (Cohen, 1982). Frequentemente, a cimentação continua concentricamente para fora da estrutura, da cavidade original da raiz para a rocha hospedeira, e, desse modo, a zona de cimentação pode exceder muito o diâmetro original da raiz (Cohen, 1982). Bockelie (1994) também reconhece que raízes podem produzir localmente ambientes ácidos ou alcalinos que podem estimular a formação de vários minerais. Segundo o autor, em desertos e outros ambientes secos formam-se caliches, enquanto em alguns ambientes com limitada quantidade de oxigênio nos sedimentos, forma-se pirita contornando as raízes de várias formas.

Os traços de raízes são particularmente úteis para avaliar a posição do lençol freático, contudo existem poucos trabalhos voltados para sua aplicabilidade em análises paleoambientais, destacando-se os de Sarjeant (1975), Cohen (1982), Bockelie (1994) e Kraus e Hasiotis (2006). Cohen (1982) propôs um sistema de classificação de traços de raízes baseado na posição do rizólito com relação ao substrato, sendo composto por cinco categorias:

1. Esteiras horizontais de raízes planares: entrelaçados de traços de raízes finas, com diâmetros menores que 5 mm;
2. Moldes internos de raízes verticais: com espessura menor ou igual a 10 cm, relativamente retilíneos, com mudanças na orientação em pontos de bifurcação;
3. Moldes internos de raízes horizontais: discretos traços de raízes com diâmetro menor que 2 cm e raramente retilíneos;
4. Moldes internos de raízes diagonais: geralmente com ângulo de inclinação menor que 15° com relação a vertical ou a horizontal; usualmente se formam em pontos de bifurcação de raízes principais ou em torno de obstáculos nos sedimentos;

5. *Root balls*: estruturas globulares que podem se formar em torno dos outros tipos de traços de raízes.

Cohen (1982) considera que a morfologia dos rizólitos é um indicador direto das condições locais de fornecimento de água no momento do crescimento da raiz, e analisa a relação entre o desenvolvimento de raízes com as condições de águas subterrâneas em climas árido e semiárido (Figura 19). O autor sugere que ao longo de margens de lagos e canais perenes são predominantes as plantas com desenvolvimento de esteiras horizontais de raízes planares; em localidades onde o lençol freático é relativamente raso, predominam plantas com sistemas de raízes horizontais; e em terras altas e regiões com fontes de água superficial efêmeras são características as raízes verticais profundas e diagonais.

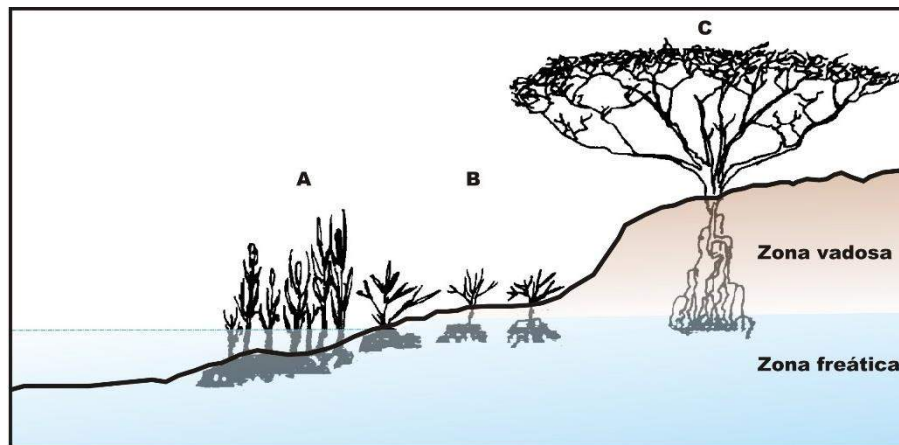


Figura 19. Relação do desenvolvimento de traços de raízes com condições de águas subterrâneas em climas árido e semiárido. **A.** Em margens de lagos e canais perenes predominam plantas com esteiras de raízes rasas. **B.** Em outras localidades, onde o lençol freático é raso, predominam sistemas horizontais de raízes. **C.** Em regiões de terras altas e regiões com fontes de água superficiais efêmeras predominam raízes verticais e diagonais profundas. Extraído de Cohen (1982).

Bockelie (1994) propôs um sistema de classificação de raízes baseado na morfologia externa das estruturas observadas em testemunhos de sondagens (Figura 20). Segundo a proposta do autor, as raízes podem ser agrupadas em três principais categorias: Grupo A, compreendendo cavidades de raízes preenchidas por sedimento; Grupo B, rizólitos com espaços abertos e preenchimento carbonoso; e Grupo C, rizólitos completamente preenchidos por carbono. O Grupo A estaria relacionado a plantas do tipo junco e cavalinha, ocorrendo com frequência em ambientes com lençol freático alto. O Grupo B pode compreender arbustos e plantas baixas, presentes em ambientes de lençol freático com altura intermediária, ou seja,

terras parcialmente molhadas. O Grupo C estaria relacionado a plantas com troncos mais grossos e árvores presentes em ambientes com lençol freático relativamente mais profundo, em uma camada superior do solo possivelmente seca ou moderadamente seca. Adicionalmente, Bockelie (1994) define um Grupo D, que incluiria rizoides horizontais, e um Grupo E, composto por madeira mais sólida.

Kraus e Hasiotis (2006) concordam que o modo de preservação dos traços fósseis é indicativo das condições de umidade de paleossolos aluviais. Os autores observam que em paleossolos vermelhos, moderadamente bem drenados, ocorrem predominantemente: em zonas de depleção, caracterizadas por mosqueados cinzas alongados, que afinam e se ramificam para baixo, com nítidos contornos vermelhos ou roxos; e em acumulações calcárias, caracterizadas por rizohalos cinzas com calcita micrítica ou espática no centro; em paleossolos roxos relativamente mal drenados distinguem-se rizohalos cinzas contornados por óxido de ferro (de cor marrom amarelado); em zonas de depleção cinzas (rizohalos) ocorrem acumulações marrom amareladas (rizocrecções de goethita); em paleossolos cinzas muito mal drenados prevalecem: rizólitos de óxido de ferro, rizólitos com fósseis carbonosos de raízes dentro deles, rizocrecções esféricas de jarosita (sulfato hidratado de ferro e potássio formado pela oxidação de sulfetos de ferro), e rizólitos manganíferos e preenchidos por arenito.

De modo geral, os traços de raízes tendem a ser rasos e horizontalmente estendidos em solos pobremente drenados e com nível freático alto, como uma resposta a falta de aeração (Cohen, 1982). Esse tipo de raiz é tipicamente preenchido com material carbonoso e se ramifica em intervalos distintos (Bockelie, 1994). Os traços de raízes são comumente contornados por goethita em paleossolos pobremente drenados, e nesse ambiente alguns rizólitos podem ser preservados como corpos tubulares de óxidos de Fe e Mn e jarosita (Kraus e Hasiotis, 2006).

Em contraste, em ambientes com nível freático baixo as raízes tendem a ser profundas e penetrativas (Cohen, 1982; Bockelie, 1994). Esse paleossolos bem drenados são caracterizados por rizocrecções calcárias e mosqueados cinzas alongados, envoltos por hematita (Kraus e Hasiotis, 2006). Adicionalmente, Buatois e Mángano (2011) destacam que em ambientes áridos afetados por chuvas torrenciais esporádicas, os sistemas radiculares podem ser horizontalmente estendidos para seguir o nível freático rapidamente gerado perto da superfície.

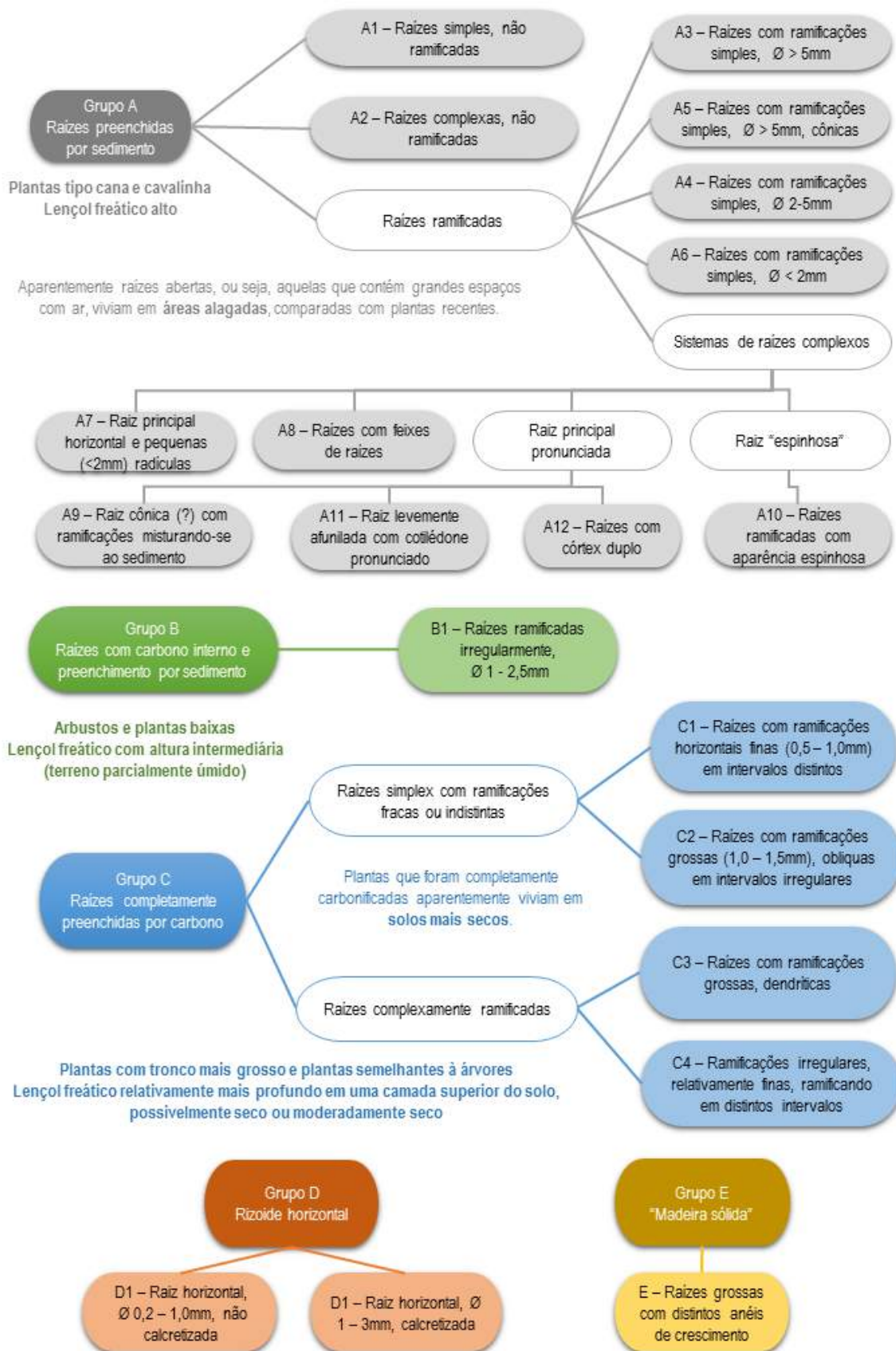


Figura 20. Sistema de classificação morfológica de traços de raízes, em testemunhos de sondagens, proposto por Bockelie (1994).

5 DADOS E MÉTODOS

Os dados utilizados nesta pesquisa foram obtidos por meio de descrições litológicas e icnológicas de testemunhos de sondagens e afloramentos, bem como de descrições e perfilagens geofísicas de poços de água, dados de poços (perfis geofísicos e descrições), lâminas petrográficas, e também dados paleontológicos disponíveis na literatura.

Foram analisados testemunhos de sondagens de seis poços perfurados no Estado de São Paulo, denominados conforme seus municípios de procedência: Martinópolis, Nova Granada, Piacatu, Pirapozinho, Presidente Epitácio e Quintana (Figura 21). Esses poços amostraram as formações Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui, São José do Rio Preto, Adamantina e Marília, excetuando-se as formações Uberaba e Itaqueri.

Os testemunhos providos para essa pesquisa foram obtidos pelo Laboratório de Estudos de Bacias (Lebac) da Universidade Estadual Paulista – UNESP –, por meio de prévios projetos de pesquisas financiados pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo e a Fundação para o desenvolvimento da UNESP (Fundunesp). De modo geral os poços apresentaram boa recuperação, exceto o poço Presidente Epitácio, cuja recuperação foi inferior a 4 m. Os poços Martinópolis, Piacatu, Pirapozinho e Quintana foram perfilados (Potencial Espontâneo, Raios Gama, Resistividade e Sônico).

Os trabalhos de campo abrangeram as regiões noroeste e sudoeste do Estado de São Paulo, com algumas observações também no noroeste do Estado do Paraná e leste do Estado do Mato Grosso do Sul (Figura 21). O trecho percorrido no leste do Mato Grosso do Sul, partindo de Presidente Epitácio (SP) até Campo Grande (MS) e de Campo Grande a Três Lagoas (MS), é bastante plano e não foram encontrados afloramentos nos cortes das rodovias. Em campo, foram observadas as formações Caiuá, Santo Anastácio, Adamantina, Araçatuba e Marília.

Também foram utilizadas informações de subsuperfície (descrições litológicas e perfilagens) disponibilizadas pelo Sistema de Informações de Águas Subterrâneas – SIAGAS, do Serviço Geológico Brasileiro (SIAGAS, 2014), e dados não publicados fornecidos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica – DAEE –, do Governo do Estado de São Paulo, e pelo Centro Operacional de Desenvolvimento e Saneamento de Uberaba – CODAU.

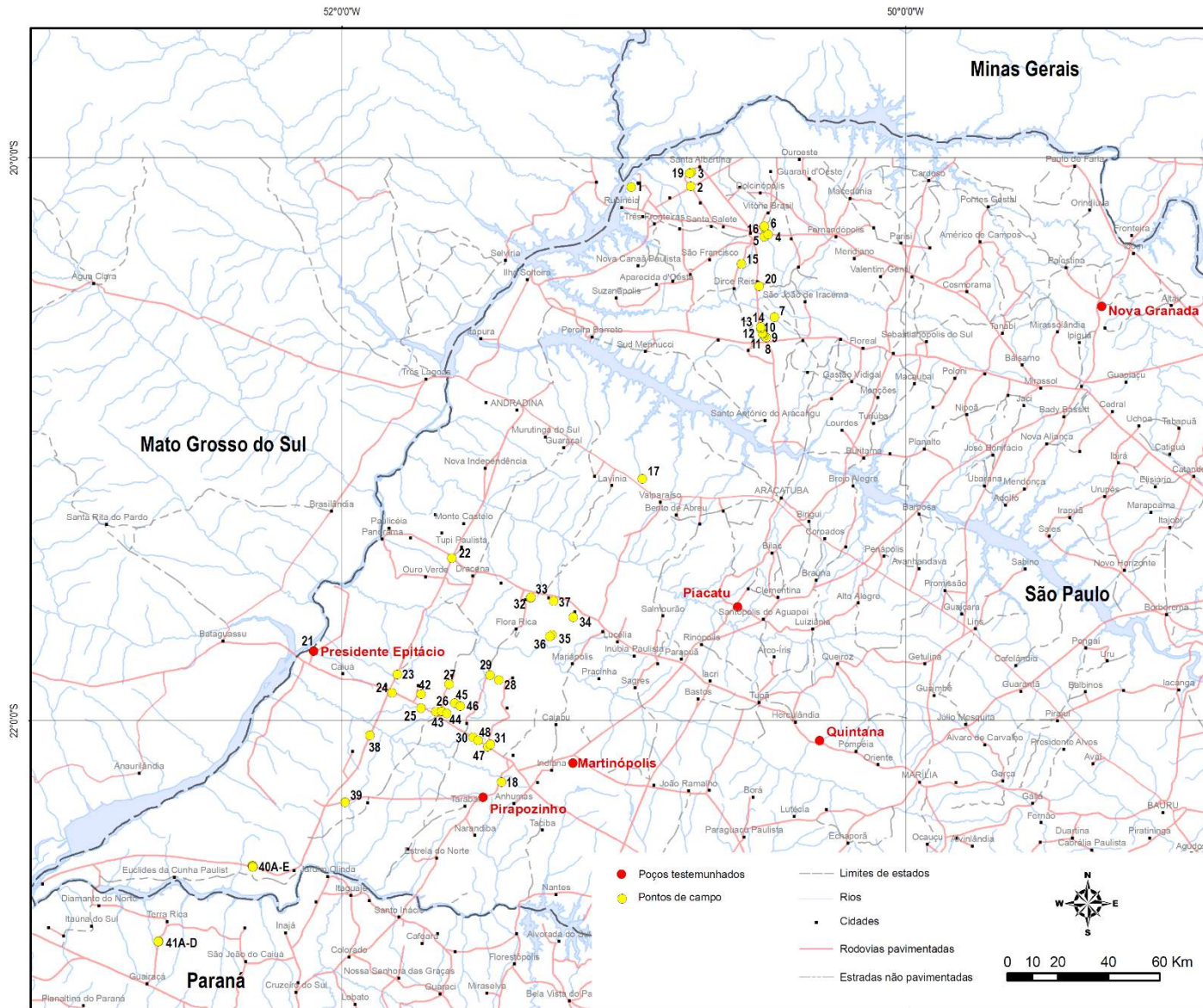


Figura 21. Mapa de pontos de afloramentos estudados e localização dos poços testemunhados.

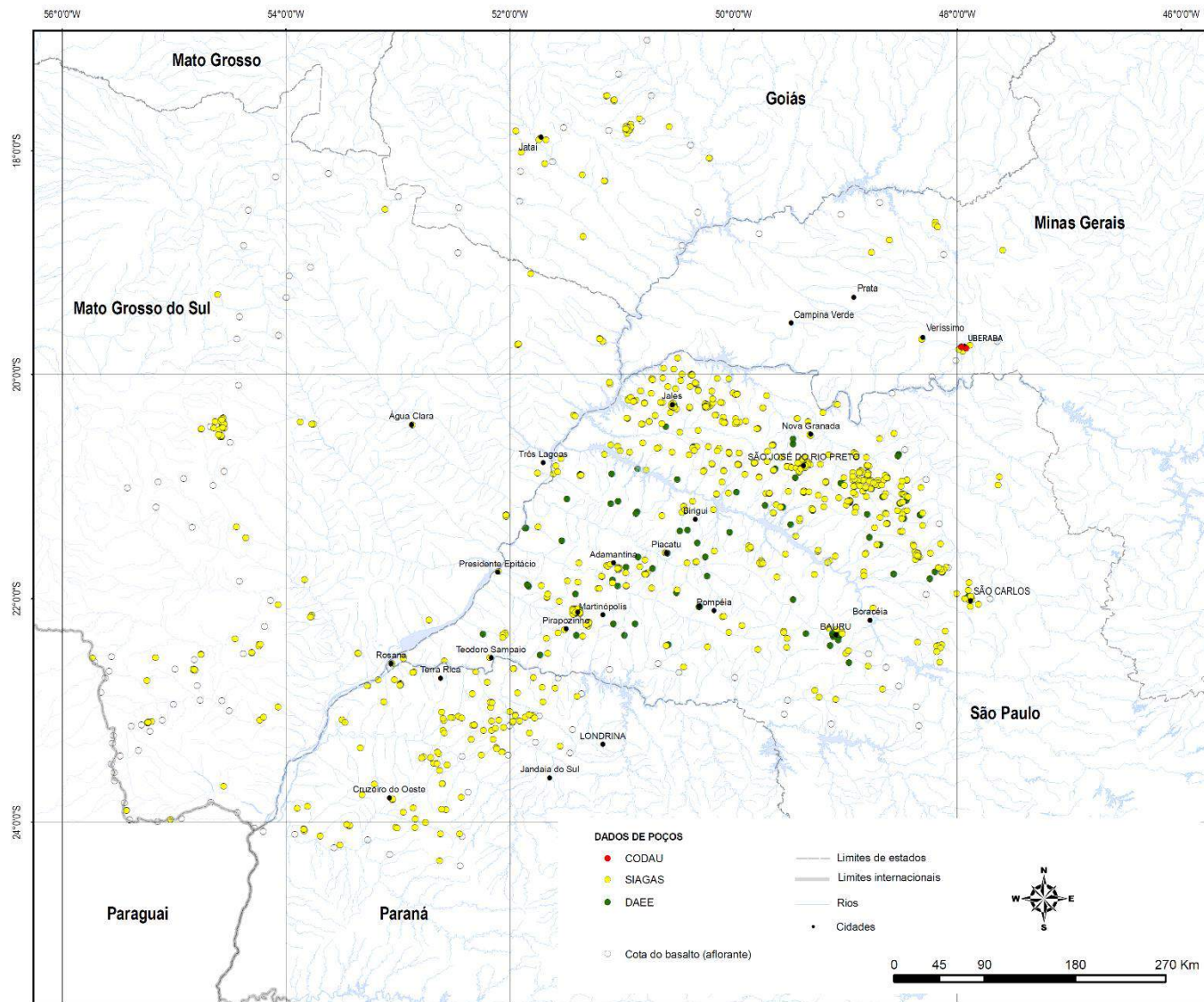


Figura 22. Distribuição dos dados de poços. Foram utilizados dados disponibilizados pelo Serviço Geológico Brasileiro por meio do sistema SIAGAS e dados não publicados, fornecidos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica do Estado de São Paulo – DAEE – e pelo Centro Operacional de Desenvolvimento e Saneamento de Uberaba – CODAU.

5.1 DESCRIÇÕES DE AFLORAMENTOS

A descrição dos afloramentos consistiu em observar e esquematizar as características dos estratos, suas estruturas sedimentares e biogênicas, e as relações de contatos. Após as observações de campo foram elaborados fotomosaicos de alguns afloramentos, e as imagens foram tratadas utilizando-se o *software* CorelDraw X5 para realçar contornos e facilitar o desenho de linhas de interpretação. A figura 23 apresenta um exemplo do método empregado para desenhar linhas de interpretação sobre uma imagem de afloramento.

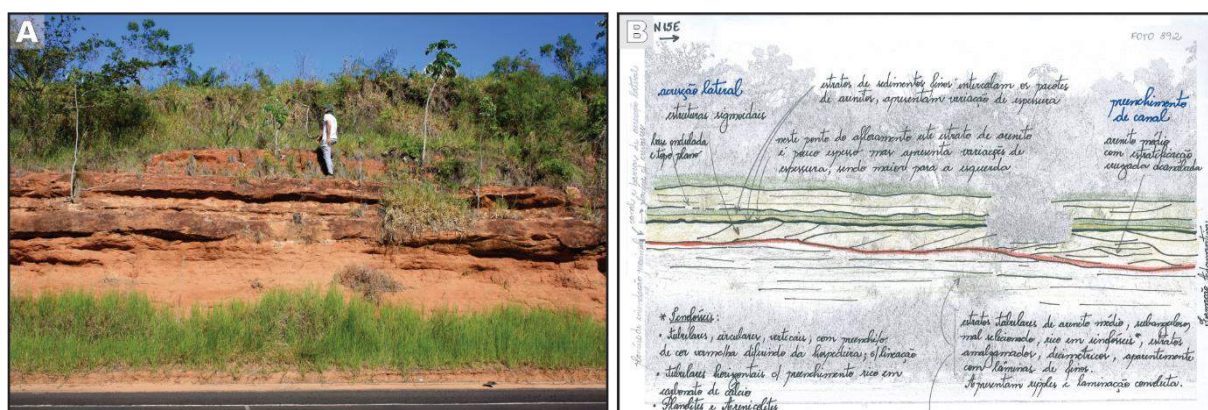


Figura 23. Exemplo de método utilizado para desenhar linhas de interpretação sobre imagem de afloramento, facilitando a análise dos elementos arquiteturais. **A.** Afloramento da Formação Adamantina em Marabá Paulista (SP) (Ponto 38). **B.** Linhas de interpretação traçadas sobre imagem tratada em CorelDraw X5.

5.2 DESCRIÇÕES DE TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

O procedimento de descrição de testemunhos de sondagem incluiu as etapas de perfuração e recuperação dos testemunhos, preparação das amostras, correção das profundidades anotadas durante a coleta e descrição dos poços em fichas pré-elaboradas. O fluxograma das etapas empregadas no processo de descrição de testemunhos é apresentado na figura 24.

Na descrição dos testemunhos foram observadas e classificadas as litofácies seguindo clássicos métodos de análises de fácies e elementos arquiteturais (Reading, 1996; Miall, 1985, 1990, 1996, 1999; Walker, 1984). Os estratos foram classificados com base em seus atributos sedimentares primários, incluindo acamamento, granulometria, textura, estruturas sedimentares, fósseis e estruturas sedimentares biogênicas.



Figura 24. Procedimento empregado na coleta, preparação e descrição dos testemunhos dos poços analisados.

Como esta pesquisa envolve várias unidades estratigráficas depositadas sob ambientes amplamente variáveis, os esquemas de fácies foram organizados separadamente para cada unidade litoestratigráfica. Do mesmo modo, os traços fósseis foram descritos separadamente para cada formação amostrada, porquanto as litofácies e as assembleias icnofossilíferas são diferentes em cada unidade.

Os testemunhos foram descritos em escala 1:20, empregando fichas de descrição litológica e icnológica elaboradas para esta pesquisa, como exemplificado nas figuras 25 e 26. Cada estrato foi descrito individualmente e em detalhe, e a ele atribuído um código para facilitar sua classificação. Os códigos de litofácies consistem de duas partes, uma letra maiúscula para a moda granulométrica (G, grânulos e seixos; S, areia; F, finos – silte e argila) e uma ou mais letras minúsculas como mnemônico de texturas e estruturas distintas para cada litofácies (Miall, 1977, 1996).

A descrição das estruturas sedimentares biogênicas foi realizada simultaneamente à descrição litológica, e algumas informações contidas nas fichas de descrição de traços fósseis (Figura 26) foram transcritas para as fichas de descrição litológica, como posicionamento de fotos de detalhes, identificação e posicionamento dos traços fósseis, índice de bioturbação do intervalo analisado e classificação das icnofácies.

Em todos os poços e também nas descrições de afloramentos as cores das rochas foram especificadas utilizando a notação da Munsell Geological Rock-Color Chart (Munsell Color, 2009).

5.3 DESCRIÇÕES ICNOLÓGICAS

Na classificação icnotaxonômica é recomendável que quando possível os icnotáxons sejam classificados ao nível de icnoespécie, a fim de evitar a potencial perda de informações (Pemberton e Frey, 1982). Entretanto, em muitos casos a qualidade da preservação do traço fóssil inibe a indicação de icnoespécies. Em testemunhos de sondagens, traços fósseis são usualmente classificados ao nível de icnogênero, mas em alguns casos é possível indicar a icnoespécie quando se trata de um icnogênero cujas icnoespécies são classificadas de acordo com características fáceis de serem observadas em testemunhos (Ekdale, 1977; Buatois e Mángano, 2011).

Diferentemente do método comumente empregado em estudos de fósseis, que basicamente se concentram na descrição e classificação sistemáticas dos espécimes, as pesquisas icnológicas se baseiam nas classificações etológicas e na interpretação dos significados das estruturas biogênicas, e não apenas na classificação icnotaxonômica.

Assim, a descrição dos icnofósseis é realizada ao mesmo tempo que a descrição das litofácies, e as interpretações dos ambientes paleodeposicionais são realizadas utilizando as duas informações em conjunto. O método de descrição de traços fósseis empregado nessa pesquisa segue a proposta apresentada por Netto (2011), conforme ficha apresentada na figura 26. Esse método consiste em analisar as informações por etapas, começando pela descrição geral dos traços fósseis encontrados; com base nessas descrições, os traços fósseis são classificados e identificados, fundamentando a análise da assembleia icnofossilífera do intervalo analisado e as interpretações decorrentes.

Inicialmente, utiliza-se uma foto do testemunho para compor a ficha de descrição (Figura 26), de forma a que os traços fósseis sejam devidamente posicionados nos estratos onde estão preservados (Figura 26, nº 3). A descrição das estruturas biogênicas segue o conceito de icnotaxobases introduzido por Bromley (1990, 1996), que consiste em observar características morfológicas distintivas dos icnofósseis que apresentem significativa variabilidade e que sejam prontamente detectáveis, e, portanto, comumente utilizadas na classificação icnotaxonômica (Figura 26, nº 4). Os principais icnotaxobases utilizados foram: forma geral da estrutura (configuração, orientação e posição com relação ao substrato), tipo de parede e presença de lineação, presença e tipos de ramificações, tipo de preenchimento da estrutura e presença de *spreite*.

A classificação icnotaxonômica exige prática e familiaridade com as estruturas, e em testemunhos de sondagens essa classificação é dificultada porque os icnofósseis não podem ser observados tridimensionalmente. Desse modo, por meio de um levantamento de icnofósseis normalmente encontrados em ambientes continentais, mencionados em textos-chave, tais como Bromley e Asgaard (1979), Pollard et al. (1982), Frey et al. (1984), Ekdale e Picard (1985), D'Alessandro et al. (1987), Buatois e Mángano (1995, 2004, 2007, 2011), Bromley (1996), Genise et al. (2000, 2004, 2010), Hasiotis (2002, 2007) e Melchor et al. (2012), foi elaborado um compêndio pessoal de imagens disponíveis em diversos trabalhos publicados. Este compêndio foi utilizado como um atlas para comparação e identificação dos icnogêneros e icnoespécies.

A classificação etológica consiste em avaliar os padrões comportamentais refletidos pelas estruturas biogênicas, a partir de suas morfologias (Figura 16), e segue os trabalhos de

Seilacher (1953), Frey (1973), Ekdale et al. (1984), Ekdale (1985), Bromley (1990), Genise e Brown (1994), Genise et al. (2007), Gilbert et al. (2004) e Tapanila (2005). Após o reconhecimento dos padrões etológicos, são analisados o conjunto de estruturas presentes em uma dada assembleia icnofossilífera, os padrões etológicos representados, como se relacionam entre si, e que padrões ecológicos refletem (Figura 26, n° 6). A essência da análise envolve o agrupamento de icnofósseis característicos dentro de recorrentes icnofácies.

Os traços fósseis nem sempre são reconhecidos com facilidade e identificados com certeza em testemunhos de sondagem. Por outro lado, a continuidade vertical desse tipo de amostragem favorece uma abordagem em termos de icnofábricas. O estudo da icnofábrica permite a análise da sobreimpressão tafonômica e o modo de preservação dos icnofósseis, trazendo elementos para a interpretação da história pós-deposicional das unidades sedimentares (Buatois e Mángano, 2011).

Nesta pesquisa utilizou-se o método descritivo proposto por Taylor e Goldring (1993), que estabelece categorias de Índice de Bioturbação (BI) com base na densidade de escavações, quantidade de sobreposições de estruturas e nitidez da fábrica original (Figura 27). O BI varia de 0 a 6, sendo que um estrato classificado como 0 indica ausência de bioturbação e, no extremo oposto, um estrato classificado como 6 é considerado completamente bioturbado. Um campo específico da ficha de descrição dos testemunhos foi destinado ao BI na (Figura 25, n° 9).

Por fim, a apreciação em conjunto das análises litofaciológicas e icnológicas permite inferir condições ambientais com base na distribuição das paleoicnocenoses ao longo da sucessão sedimentar (Figura 26, n° 7).

Além da análise dos traços fósseis de invertebrados e vertebrados, também foram analisadas as ocorrências de traços de raízes. Os trabalhos de Cohen (1982), Bockelie (1994) e Kraus e Hasiotis (2006) serviram de base para a identificação de diferentes morfologias de traços de raízes, recorrentes nas diferentes unidades amostradas. Quando observados, os traços de raízes foram também descritos nas fichas de descrição icnológica e devidamente posicionados nas fotos que acompanham as fichas.

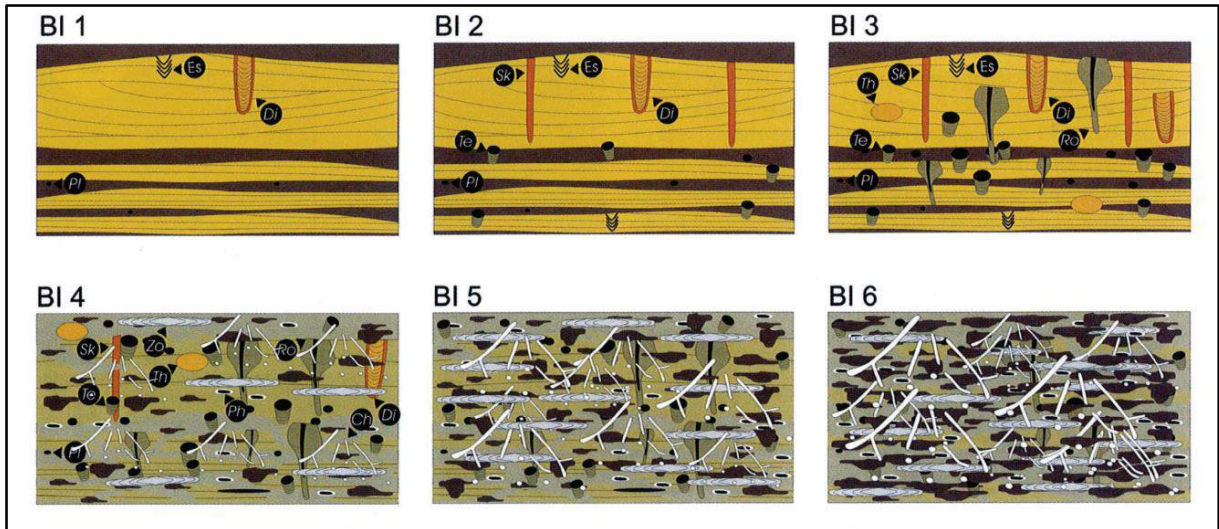


Figura 27. Ilustração gráfica das diferentes categorias de Índice de Bioturbação (BI) propostas por Taylor e Goldring (1993). Extraído de Buatois e Mángano (2011). **BI = 0** caracterizado por ausência de bioturbação (não está ilustrado). **BI = 1** bioturbação esparsa, com poucos traços discretos. **BI = 2** baixa intensidade de bioturbação em sedimento que ainda tem preservadas as estruturas sedimentares. **BI = 3** icnofábrica com traços fósseis discretos, bioturbação de moderada intensidade e limites de estratos ainda distinguíveis. **BI = 4** intensa bioturbação, alta densidade de traços fósseis, comum sobreposição de traços fósseis e estruturas sedimentares primárias quase apagadas. **BI = 5** sedimento com acamamento completamente perturbado e intensa bioturbação. **BI = 6** sedimento completamente bioturbado e retrabalhado, devido à repetida sobreimpressão de traços fósseis. Os autores utilizam nesta ilustração alguns exemplos de icnofósseis comumente marinhos: (Ch) *Chondrites*, (Di) *Diplocraterion*, (Pl) *Planolites*, (Ro) *Rosselia*, (Sk) *Skolithos*, (Ta) *Thalassinoides*, (Te) *Teichichnus*, e (Zo) *Zoophycos*.

5.4 MAPAS

O mapa de contorno estrutural do topo da Formação Serra Geral, que constitui o embasamento da Bacia Bauru (apresentado no capítulo 7) foi elaborado utilizando-se dados de poços disponibilizados pelo sistema SIAGAS e dados de poços não publicados fornecidos por DAEE e CODAU, além da atitude do basalto aflorante nas bordas da bacia. A distribuição desses dados é apresentada na figura 22. Os dados de poços também foram utilizados na elaboração dos mapas de isópacas do preenchimento total da bacia e de distintos intervalos de tempo, sendo os últimos elaborados após a revisão das idades relativas das unidades.

Os mapas de contorno estrutural do basalto e de isópacas foram preparados utilizando-se a ferramenta *Spacial Analyst* do *software* ArcGis, versão 9 (ESRI, 2008).

6 IDADE DOS DEPÓSITOS DA BACIA BAURU

“Organized Fossils are to the naturalist as coins to the antiquary; they are the antiquities of the earth; and very distinctly show its gradual regular formation, with the various changes of inhabitants in the watery element. Thus endless gratification may be derived from mountains of ancient animated nature, wherein extinct animals and plants innumerable, with characters and habits distinctly preserved, have transmitted to eternity their own history, and the clearest and best evidence of the earth’s formation.”

William Smith (1817)

6.1 REAVALIAÇÃO DO RANGE ESTRATIGRÁFICO DOS TÁXONS

Recentes descobertas de ocorrências fósseis na Bacia Bauru e em outras bacias sul-americanas, têm trazido novos elementos para discutir a idade de seus depósitos. Essas novas descobertas estendem a amplitude temporal de alguns táxons e indicam idades para unidades previamente consideradas não fossilíferas. Adicionalmente, os detalhados mapeamentos geológicos realizados a partir da década de 1990, somados aos mais recentes estudos litoestratigráficos (v.g., Fernandes e Coimbra, 2000; Paula e Silva et al., 1994, 2009), resultaram na redefinição de algumas localidades fósseis da Bacia Bauru. As amplitudes estratigráficas dos principais táxons fósseis identificados nessa bacia estão resumidas na figura 28; as proveniências e dados cronológicos são apresentados na tabela 1.

Com relação aos vertebrados, até mesmo considerando algumas espécies endêmicas, quase todos os grupos identificados na Bacia Bauru indicam idade cretácea (Figura 28). Por exemplo, tomando como base os registros mais antigos de sapos e lagartos na América do Sul, a presença de espécies endêmicas como *Brasiliguana prudentis*, *Pristiguana brasiliensis*, *Baurubatrachus pricei* e *Uberabatrachus carvalhoi* (Baéz et al., 2012; Ester e Price, 1973; Candeiro, et al. 2009; Nava e Martinelli, 2011; Simões et al., 2015) indicam idades mais recentes que o Aptiano para as formações Marília e Adamantina. Considerando a ocorrência de mamíferos na América do Sul (Marshall et al., 1983; Bonaparte, 1990; Gayet et al., 2001), o espécime de mamífero encontrado na Formação Adamantina, tentativamente identificado como um placentário (Bertini et al., 1993), pode indicar idades do final do Neocretáceo, tendo em vista as ocorrências desse grupo no Campaniano-Maastrichtiano da América do Sul.

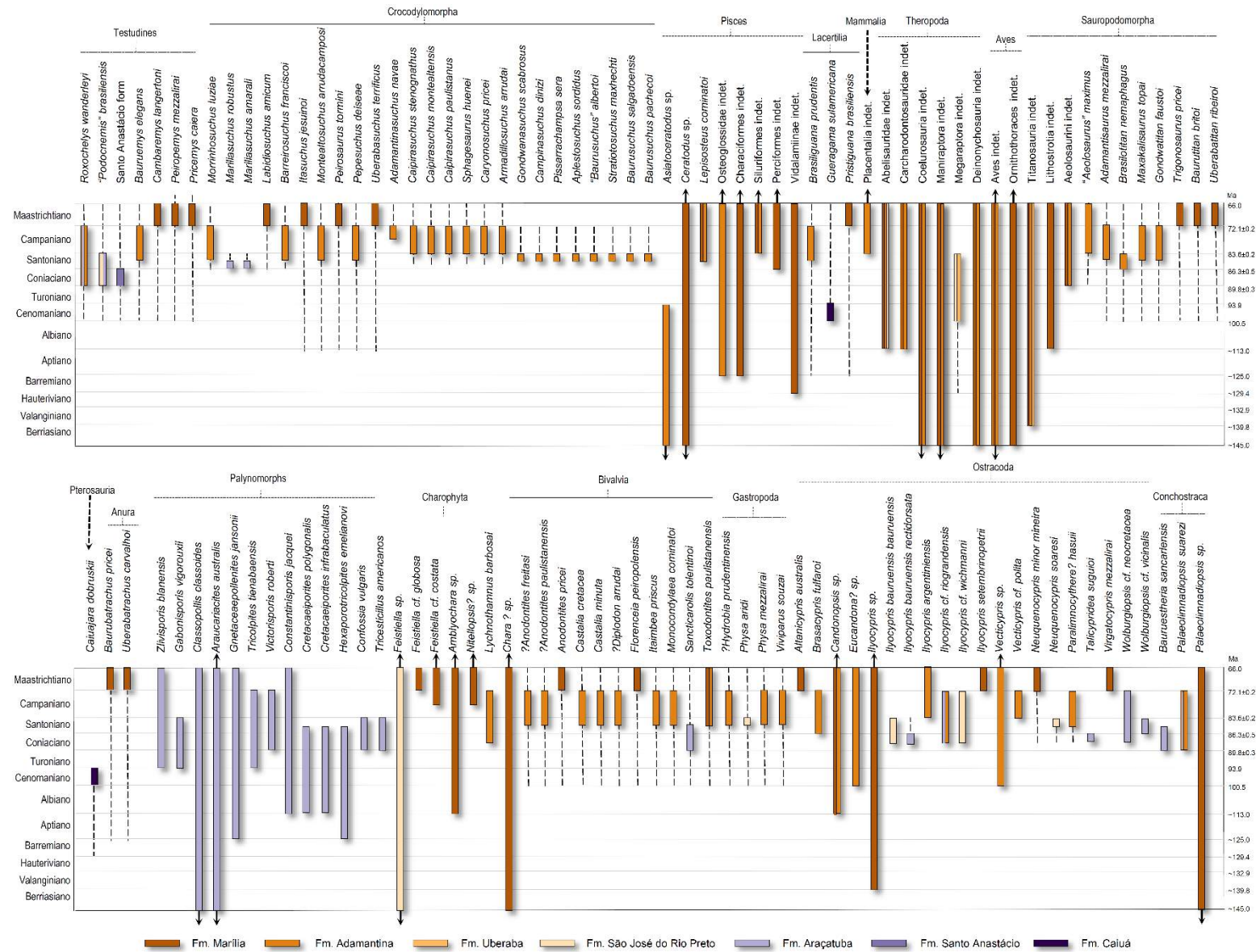


Figura 28. Carta de intervalo estratigráfico dos principais táxons fósseis presentes na Bacia Bauru. As linhas tracejadas expressam possíveis amplitudes de fósseis endêmicos. As cores indicam as ocorrências nas unidades litoestratigráficas. Veja Tabela 1 para detalhes e referências. Escala de tempo de Cohen et al. (2013).

Tabela 1. Ocorrências e amplitudes temporais dos principais fósseis identificados na Bacia Bauru.

	<i>Táxons</i>	<i>Proveniências (Formações)</i>	<i>Municípios</i>	<i>Amplitudes temporais</i>	<i>Referências</i>
<i>Testudines</i>	<i>Roxochelys wanderleyi</i>	Araçatuba e Adamantina	Araçatuba e Presidente Prudente	Neocretáceo (Coniaciano a Campaniano?)	Price (1953), Romano et al. (2013), Menegazzo et al. (2015)
	" <i>Podocnemis</i> " <i>brasiliensis</i>	Araçatuba e São José do Rio Preto	Mirandópolis e São José do Rio Preto	Neocretáceo (Coniaciano a Santoniano ?)	Price (1953), Arid e Vizotto (1966), Menegazzo et al. (2015)
	Santo Anastácio form	Santo Anastácio	Rubinéia	Neocretáceo (Coniaciano?)	Menegazzo et al. (2015)
	<i>Bauruemys elegans</i>	Adamantina	Pirapozinho	Neocretáceo (Santoniano a Campaniano ?)	Suarez (1969), Kischlat (1994), Menegazzo et al. (2015)
	<i>Cambaremys langertoni</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano ?)	França e Langer (2005), Menegazzo et al. (2015)
	<i>Peiropemys mezzalirai</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano ?)	Gaffney et al. (2011), Menegazzo et al. (2015)
	<i>Pricemys caiera</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano ?)	Gaffney et al. (2011), Menegazzo et al. (2015)
<i>Crocodylomorpha</i>	<i>Morrinhosuchus luziae</i>	Adamantina	Monte Alto	Santoniano a Campaniano (?)	Iori e Carvalho (2009)
	<i>Marillasuchus robustus</i>	Araçatuba	Marília	Eosantoniano (?)	Nobre et al. (2007)
	<i>Marillasuchus amarali</i>	Araçatuba	Marília	Eosantoniano (?)	Carvalho e Bertini (1999), Zaher et al. (2006)
	<i>Labidiosuchus amicum</i>	Marília	Uberaba	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Kellner et al. (2011a)
	<i>Barreirosuchus franciscoi</i>	Adamantina	Monte Alto	Santoniano a Campaniano (?)	Iori e Garcia (2012)
	<i>Itasuchus jesuinoi</i>	Marília	Uberaba	Neoconiaciano a Maastrichtiano (?)	Price (1955), Bertini et al. (1993), Martinelli et al. (2012), Pol et al. (2014)
	<i>Montealtosuchus arrudacamposi</i>	Adamantina	Monte Alto	Neoconiaciano a Maastrichtiano (?)	Carvalho et al. (2007), Martinelli et al. (2012), Pol et al. (2014)
	<i>Peirosaurus torminni</i>	Marília	Uberaba	Neoconiaciano a Maastrichtiano (?)	Price (1955), Bertini et al. (1993), Martinelli et al. (2012), Pol et al. (2014)
	<i>Pepesuchus deiseae</i>	Adamantina	Pirapozinho	Neoconiaciano (Santoniano) a Maastrichtiano (?)	Campos et al. (2011), Martinelli et al. (2012), Pol et al. (2014)
	<i>Uberabasuchus terrificus</i>	Marília	Uberaba	Neoconiaciano a Maastrichtiano (?)	Carvalho et al. (2004), Martinelli et al. (2012), Pol et al. (2014)
<i>Adamantinasuchus navae</i>	Adamantina	Marília	Neocampaniano (?)	Nobre e Carvalho (2006), Novas et al. (2009)	

	<i>Caipirasuchus stenognathus</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Pol et al. (2014)
	<i>Caipirasuchus montealtensis</i>	Adamantina	Monte Alto	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Andrade e Bertini (2008), Pol et al. (2014)
	<i>Caipirasuchus paulistanus</i>	Adamantina	Monte Alto	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Iori e Carvalho (2011)
	<i>Sphagesaurus huenei</i>	Adamantina	Catanduva e Santo Anastácio	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Price (1950), Andrade e Bertini (2008)
	<i>Caryonosuchus pricei</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Kellner et al. (2011b)
	<i>Armadillosuchus arrudai</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Marinho e Carvalho (2009)
	<i>Gondwanasuchus scabrosus</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Campaniano (?)	Marinho et al. (2013), Montefeltro et al. (2011)
	<i>Campinasuchus dinizi</i>	Adamantina	Campina Verde	Santoniano a Campaniano (?)	Carvalho et al. (2011), Montefeltro et al. (2011)
	<i>Pissarrachampsia sera</i>	Adamantina	Campina Verde	Santoniano	Montefeltro et al. (2011)
	<i>Aplestosuchus sordidus</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Campaniano (?)	Godoy et al. (2014), Montefeltro et al. (2011)
	<i>"Baurusuchus" albertoi</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Campaniano (?)	Nascimento e Zaher (2010), Araújo Júnior e Marinho (2013), Montefeltro et al. (2011)
	<i>Stratiosuchus maxhechti</i>	Adamantina	Irapuru e Monte Alto	Santoniano a Campaniano (?)	Campos et al. (2001), Pinheiro et al. (2008), Montefeltro et al. (2011)
	<i>Baurusuchus salgadoensis</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Campaniano (?)	Carvalho et al. (2005), Montefeltro et al. (2011)
	<i>Baurusuchus pachecoi</i>	Adamantina	General Salgado	Santoniano a Campaniano (?)	Price (1945), Carvalho et al. (2005), Bertini et al. (1993), Geroto e Bertini (2012), Montefeltro et al. (2011)
Pisces	<i>Asiatoceratodus</i> sp.	Adamantina	Santo Anastácio	Eotriássico a Cenomanian	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993), Alves et al. (2013)
	<i>Ceratodus</i> sp.	Marília	Uberaba	Triássico a Paleogeno	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993), Alves et al. (2013)
	<i>Lepisosteus cominatoi</i>	Adamantina e Marília	Santo Anastácio, Pacaembu e Uberaba	Santoniano a Maastrichtiano (?)	Gayet e Brito (1989), Mezzalira (1989), Bertini et al. (1993)
	Osteoglossidae indet.	Adamantina	Santo Anastácio	Aptiano (?) ao presente	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993)
	Characiformes indet.	Marília	Uberaba	Aptiano ao presente	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993), Otero et al. (2008)
	Siluriformes indet.	Adamantina e Marília	Santo Anastácio e Uberaba	Campaniano ao presente	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993), Cione e Prasad (2002)

	Perciformes indet.	Marília	Uberaba	Santoniano ao presente	Gayet e Brito (1989), Bertini et al. (1993), Arratia et al (2004), Martinelli et al. (2004)
	Vidalamiinae indet.	Marília	Uberaba	Barremiano a Maastrichtiano	Martinelli et al. (2013a)
Lacertilia	<i>Brasiliguana prudentis</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Nava e Martinelli (2011)
	<i>Guaragama sulamericana</i>	Caiuá	Cruzeiro do Oeste	Cenomanian – (?)	Simões et al. (2015)
	<i>Pristiguana brasiliensis</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Estes e Price (1973), Candeiro et al. (2009)
Mammalia	Placentalia indet.	Adamantina	Santo Anastácio	Neocretáceo ao presente	Bertini et al. (1993)
Theropoda	Abelisauridae indet.	Marília, Adamantina e São José do Rio Preto	Uberaba, Flórida Paulista, Monte Alto e Ibirá	Albiano a Maastrichtiano	Bertini (1996), Novas et al. (2008), Candeiro et al. (2012), Azevedo et al. (2013), Machado et al. (2013a), Méndez et al. (2014), Sereno et al. (2004)
	Carcharodontosauridae indet.	Marília e Adamantina	Uberaba e Alfredo Marcondes	Albiano a Maastrichtiano	Kellner e Campos (2000), Candeiro et al. (2004), Azevedo et al. (2013), Bittencourt e Langer (2011)
	Coelurosauria indet.	Marília e Adamantina	Uberaba e Alfredo Marcondes	Mesojurássico a Maastrichtiano	Bertini et al. (1993), Azevedo et al. (2013), Bittencourt e Langer (2011)
	Maniraptora indet.	Marília e Adamantina	Uberaba e Santo Anastácio	Mesojurássico a Maastrichtiano	Novas et al. (2005), Bittencourt e Langer (2011), Machado et al. (2008), Candeiro et al. (2012), Méndez et al. (2012), Delcourt e Grillo (2014)
	Megaraptora indet.	São José do Rio Preto e Uberaba	Ibirá	Barremiano (ou Cenomaniano) a Santoniano	Calvo et al. (2004), Novas et al. (2008, 2013), Sereno et al. (2008), Méndez et al. (2012), Martinelli et al. (2013), Benson et al. (2010)
	Deinonychosauria indet.	Marília e Adamantina	Uberaba e Presidente Prudente	Berriasiano a Maastrichtiano	Bertini e Franco-Rosas (2001), Franco-Rosas (2002), Bittencourt e Langer (2011)
Aves	Aves indet.	Marília e Adamantina	Uberaba, Jales e Presidente Prudente	Neojurássico ao presente	Alvarenga e Nava (2005), Candeiro et al. (2012a), Azevedo et al. (2007)
	Ornithothoraces indet.	Marília	Uberaba	Berriasiano ao presente	Candeiro et al. (2012), Alvarenga e Nava (2005), Azevedo et al. (2007)

Sauropodomorpha	Titanosauria indet.	Marília, Adamantina, Uberaba	Álvares Machado e Uberaba	Neocretáceo	Bertini et al. (1999), Santucci e Bertini (2001), Almeida et al. (2004), Martinelli et al. (2011), Marinho e Candeiro (2005), Santucci (2008)
	Lithostrotia indet.	Marília	Uberaba	Aptiano a Maastrichtiano	Martinelli et al. (2015); Upchurch et al. (2004)
	Aeolosaurini indet.	Adamantina e Marília	Monte Alto, Uberaba e Veríssimo	Coniaciano a Maastrichtiano	Franco-Rosas et al. (2004), Santucci e Bertini (2001), Martinelli et al. (2011), Lopes e Buchmann (2008), Filippi et al. (2013)
	<i>“Aeolosaurus” maximus</i>	Adamantina	Monte Alto	Santoniano a Campaniano	Santucci e Arruda-Campos (2011)
	<i>Adamantisaurus mezzalirai</i>	Adamantina	Flórida Paulista	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Santucci e Bertini (2006), Martinelli et al. (2011)
	<i>Brasilotitan nemaphagus</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Neocretáceo (Santoniano?)	Machado et al. (2013b)
	<i>Maxakalisaurus topai</i>	Adamantina	Prata - MG	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Kellner et al. (2006), Martinelli et al. (2011)
	<i>Gondwatitan faustoi</i>	Adamantina	Álvares Machado	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Kellner e Azevedo (1999), Martinelli et al. (2011)
	<i>Trigonosaurus pricei</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Campos et al. (2005), Martinelli et al. (2011)
	<i>Baurutitan britoi</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Kellner et al. (2005)
<i>Uberabatitan ribeiroi</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Salgado e Carvalho (2008)	
Pterosauria	<i>Caiuajara dobruskii</i>	Caiuá	Cruzeiro do Oeste	Cenomaniano (Barremiano a Cenomaniano?)	Manzig et al. (2014), Kellner e Campos (2007), Wang e Zhou (2003), Wellnhofer e Buffetaut (1999), Lu et al. (2006); Vullo et al. (2012)
Anura	<i>Baurubatrachus pricei</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Báez et al. (2012), Báez e Petri (1989)
	<i>Uberabatrachus carvalhoi</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Báez et al. (2012)
Palinomorfos	<i>Zlavisporis blanensis</i>	Araçatuba	São Carlos	Turoniano a Maastrichtiano	Lima et al. (1986), Alaug et al. (2013)
	<i>Gabonispuris vigorouxii</i>	Araçatuba	São Carlos	Turoniano a Santoniano	Lima et al. (1986), El Beialy et al. (2010)
	<i>Classopollis classoides</i>	Araçatuba	São Carlos	Eojurássico a Maastrichtiano	Lima et al. (1986), Fernandes et al. (2013)
	<i>Araucariacites australis</i>	Araçatuba	São Carlos	Jurássico a Mioceno	Lima et al. (1986), Archangelsky (1994)

	<i>Gnetaceapollenites jansonii</i>	Araçatuba	São Carlos	Aptiano a Maastrichtiano	Lima et al. (1986), Neumann et al. (2003)
	<i>Tricolpites tienabaensis</i>	Araçatuba	São Carlos	Turoniano a Campaniano	Lima et al. (1986), Morgan (1978)
	<i>Victorisporis roberti</i>	Araçatuba	São Carlos	Coniaciano a Campaniano	Lima et al. (1986)
	<i>Constantinisporis jacquei</i>	Araçatuba	São Carlos	Albiano a Maastrichtiano	Lima et al. (1986)
	<i>Cretaceaiporites polygonalis</i>	Araçatuba	São Carlos	Albiano a eosantoniano	Lima et al. (1986), Olatunji (2013), Morgan (1978)
	<i>Cretaceaiporites infrabaculatus</i>	Araçatuba	São Carlos	Albiano a eosantoniano	Lima et al. (1986), Olatunji (2013), Morgan (1978)
	<i>Hexaporotricolpites emelianovi</i>	Araçatuba	São Carlos	Albiano a eosantoniano	Lima et al. (1986), Olatunji (2013), Ola-buraimo e Boboye (2011)
	<i>Confossia vulgaris</i>	Araçatuba	São Carlos	Coniaciano a Santoniano	Lima et al. (1986), Vallati (2010)
	<i>Tricesticillus americanus</i>	Araçatuba	São Carlos	Coniaciano a Santoniano	Lima et al. (1986), Vallati (2010)
Charophyta	<i>Feistiella</i> sp.	São José do Rio Preto	Ibirá	Santoniano a Paleoceno	Dias-Brito et al. (2001), Louterbach et al. (2014), Musachio (2000), Jaillard et al. (1993)
	<i>Feistiella</i> cf. <i>globosa</i>	Marília	Uberaba	Maastrichtiano	Dias-Brito et al. (2001), Grambast e Gutierrez (1977)
	<i>Feistiella</i> cf. <i>costata</i>	Marília	Uberaba	Neocampaniano a Paleoceno	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio (1973), Jaillard et al. (1993, 1994)
	<i>Amblyochara</i> sp.	Marília	Uberaba	Neocampaniano a Maastrichtiano	Dias-Brito et al. (2001), Jaillard et al. (1993, 1994)
	<i>Nitellopsis?</i> sp.	Marília	Uberaba	Neocampaniano a Plioceno	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio (2000), Musacchio (2010), Jaillard et al. (1993)
	<i>Lychnothamnus barbosai</i>	Adamantina	Álvares Machado, Presidente Prudente, Pirapozinho, Santo Anastácio, Piquerobi, Flórida Paulista, Pacaembu	Neoconiaciano a Campaniano	Mezzalira (1989), Dias-Brito et al. (2001), Musacchio (2010), Musacchio e Vallati (2007)
	<i>Chara?</i> sp.	Marília	Uberaba	Berriasiano ao presente	Dias-Brito et al. (2001), Altınışıl et al. (2004), Petri (1955), Musachio (2010)
Bivalvia	? <i>Anodontites freitasi</i>	Adamantina	Pacaembu	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Ghilardi et al. (2011)
	? <i>Anodontites paulistanensis</i>	Adamantina	Álvares Machado e Pacaembu	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Anodontites pricei</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Ghilardi et al. (2011), Mezzalira (1974)

	<i>Castalia cretacea</i>	Adamantina	Pacaembu	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Ghilardi et al. (2011), Mezzalira e Simone (1999)
	<i>Castalia minuta</i>	Adamantina	Álvares Machado	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Ghilardi et al. (2011), Mezzalira e Simone (1999)
	? <i>Diplodon arrudai</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Florenceia peiropolensis</i>	Marília	Uberaba	Neocretáceo (Maastrichtiano?)	Simone e Mezzalira (1997), Mezzalira (1974)
	<i>Itaimbeia priscus</i>	Adamantina	Fernando Prestes	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Ghilardi et al. (2011), Van Damme et al. (2015)
	<i>Monocondylaea cominatoi</i>	Adamantina	Pacaembu	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Sancticarolis tolentinoi</i>	Araçatuba	São Carlos	Neocretáceo (Coniaciano a neosantoniano?)	Mezzalira (1989), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Toxodontites paulistanensis</i>	Adamantina e Marília	Álvares Machado, Flórida Paulista, Pacaembu e Uberaba	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Simone e Mezzalira (1997), Beu et al. (2014), Ghilardi et al. (2011), Van Damme et al. (2015)
Gastropoda	? <i>Hydrobia prudentinensis</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1989), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Physa aridi</i>	São José do Rio Preto	São José do Rio Preto	Neocretáceo (Albiano a Maastrichtiano?)	Mezzalira (1974, 1989), Martinelli et al. (2007), Ghilardi et al. (2011)
	<i>Physa mezzalirai</i>	Adamantina	Marília	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Ghilardi et al. (2011)
	<i>Viviparus souzai</i>	Adamantina	Jataí?	Neocretáceo (neosantoniano a Maastrichtiano?)	Ghilardi et al. (2011)
Ostracoda	<i>Altanicypris australis</i>	Marília	Uberaba	Maastrichtiano	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio (1973)
	<i>Brasacypris fulfaroi</i>	Adamantina	Álvares Machado, Flórida Paulista, e Pacaembu	Santoniano a Campaniano	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio (1973), Khand et al. (2000)
	<i>Candonopsis</i> sp.	Adamantina e Marília	Álvares Machado, Flórida Paulista, Pacaembu e Uberaba	Albiano a presente	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Eucandona?</i> sp.	Adamantina	Marília	Neocretáceo	Uliana e Musacchio (1978), Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Ilyocypris</i> sp.	Marília	Uberaba	Valanginiano a Pleistoceno	Dias-Brito et al. (2001), Poyato-Ariza (2000)
	<i>Ilyocypris bauruensis bauruensis</i>	São José do Rio Preto	Ibirá	Neoconiaciano a Campaniano	Dias-Brito et al. (2001)
<i>Ilyocypris bauruensis rectidorsata</i>	Adamantina	Álvares Machado	Neoconiaciano a Campaniano	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio e Vallati (2007)	

	<i>Ilyocypris argentinensis</i>	Adamantina	Presidente Prudente	Campaniano a Maastrichtiano	Gobbo-Rodrigues et al. (1999a), Musacchio e Simeoni (1991), Musacchio e Vallati (2007)
	<i>Ilyocypris cf. riograndensis</i>	Adamantina e Araçatuba	Álvares Machado, Flórida Paulista, Pacaembu e Presidente Prudente	Neoconiaciano a Campaniano	Musacchio e Simeoni (1991), Gobbo-Rodrigues et al. (1999a), Dias-Brito et al. (2001), Musacchio e Vallati (2007), Carignano e Varela (2011)
	<i>Ilyocypris cf. wichmanni</i>	São José do Rio Preto	Ibirá	Neoconiaciano a Campaniano	Musacchio (1973), Dias-Brito et al. (2001), Musacchio e Vallati (2007)
	<i>Ilyocypris setembrinopetrii</i>	Marília	Uberaba	Maastrichtiano	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Vecticypris</i> sp.	Adamantina	Álvares Machado e Pacaembu	Cenomaniano a Paleogeno	Dias-Brito et al. (2001), Colin et al. (2000), Carignano e Varela (2011), Altınışağı et al. (2004)
	<i>Vecticypris cf. polita</i>	Adamantina	Álvares Machado e Pirapozinho	Campaniano	Dias-Brito et al. (2001), Colin et al. (2000), Carignano e Varela (2011)
	<i>Neuquenocypris minor mineira</i>	Marília	Uberaba	Maastrichtiano (Neoconiaciano a Maastrichtiano?)	Dias-Brito et al. (2001), Musacchio e Simeoni (1991)
	<i>Neuquenocypris soaresi</i>	São José do Rio Preto	Ibirá	Neosantoniano?	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Paralimmocythere? hasuii</i>	Adamantina	Pacaembu	Neoconiaciano a Campaniano?	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Talicypridea suguioi</i>	Adamantina	Pirapozinho	Neoconiaciano a Campaniano?	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Virgatoocypris mezzalirai</i>	Marília	Uberaba	Maastrichtiano	Dias-Brito et al. (2001)
	<i>Wolburgiopsis cf. neocretacea</i>	Adamantina e Araçatuba	Álvares Machado, Pirapozinho e Presidente Prudente	Neoconiaciano a Campaniano	Bertels (1972), Gobbo-Rodrigues et al. (1999b), Dias-Brito et al. (2001), Carignano e Varela (2011), Uliana e Musacchio (1978)
	<i>Wolburgiopsis cf. vicinalis</i>	Adamantina e Araçatuba	Álvares Machado e Presidente Prudente	Santoniano	Uliana e Musacchio (1978), Gobbo-Rodrigues et al. (1999b), Dias-Brito et al. (2001)
Conchostraca	<i>Bauruetheria sancarlensis</i>	Araçatuba	São Carlos	Coniaciano a eosantoniano	Rohn et al. (2005)
	<i>Palaeolimnadiopsis suarezi</i>	Adamantina e Araçatuba	Iacri, Presidente Bernardes e Bocaina	Coniaciano a Campaniano	Mezzalira (1974, 1989), Carbonaro et al. (2013)
	<i>Palaeolimnadiopsis</i> sp.	Marília	Uberaba	Devoniano a Cretáceo	Mezzalira (1974), Carbonaro et al. (2013)

O registro de peixes fósseis da Bacia Bauru foi recentemente revisado. Alves et al. (2013) atribui o gênero *Asiatoceratodus* ao espécimen encontrado na Formação Adamantina que fora previamente identificado como *Neoceratodus* (Bertini et al., 1993). Entretanto, os autores ressaltam que esse espécimen provém de um clasto retrabalhado de argilito e pode não ter a mesma idade que a rocha hospedeira, portanto, não indicando a idade da Formação Adamantina. O registro de Siluriformes (Gayet e Brito, 1989; Bertini et al., 1993; Cione e Prasad, 2002) é mais significativo, pois indica que pelo menos parte das formações Adamantina e Marília são mais recentes que o neosantoniano.

Em geral, a amplitude temporal dos Testudines registrados na Bacia Bauru é estimada como Neocretáceo (Gaffney et al., 2011; Romano et al., 2013). Menegazzo et al. (2015) indicam um relacionamento próximo entre a forma Santo Anastácio (registrado na Formação Santo Anastácio), "*Podocnemis*" *brasiliensis* (proveniente das formações São José do Rio Preto e Araçatuba) e *Portezueloemys patagônica*, que é registrada na Formação Portezuelo, Turoniano superior-Coniaciano inferior da Argentina (de la Fuente, 2003). Adicionalmente, as espécies *Peiopemys mezzalirai* e *Pricemys caiera*, ambas provenientes da Formação Marília, têm sido consideradas grupos-irmãos de *Lapparentemys vilavilensis*, da Formação Santa Lucía, Paleoceno da Bolívia (Gaffney et al., 2011; Menegazzo et al., 2015). Assim, o registro de tartarugas indica que as formações Santo Anastácio, Araçatuba e São José do Rio Preto são relativamente mais antigas que a Formação Marília (Figura 28).

A assembleia de terópodes indica idade neocretácea para as formações Adamantina, Marília, Uberaba e São José do Rio Preto (Figura 28). Na Argentina, *Megaraptora* é registrado do Cenomaniano ao Santoniano (Novas et al., 2008; Benson et al., 2010; Méndez et al., 2012; Martinelli et al., 2013), na medida em que os espécimes encontrados na Formação Mata Amarilla, previamente datada como Maastrichtiano, foram redefinidos como de idade cenomaniana (Varela et al., 2012; Novas et al., 2013). Consequentemente, a presença de *Megaraptora* nas formações São José do Rio Preto e Uberaba (Méndez et al., 2012; Martinelli et al., 2013) pode ser indicativa de idades anteriores ao limite entre o Santoniano e o Campaniano.

Similarmente, as novas atribuições taxonômicas dos saurópodes presentes nas formações Adamantina, Marília e Uberaba também indicam idade neocretácea. O gênero *Aeolosaurus* foi previamente utilizado para atribuir idade Campaniano-Maastrichtiano às formações Adamantina e Marília (Bertini et al., 1999; Santucci e Bertini, 2001), com base no registro argentino. Contudo, do ponto de vista de Martinelli et al. (2011) e Filippi et al. (2013), as evidências desse gênero na Bacia Bauru são inconclusivas. Assim, alguns espécimens

anteriormente identificados como *Aeolosaurus* (Santucci e Bertini, 2001; Franco-Rosas et al., 2004; Marinho e Candeiro, 2005; Lopes e Buchmann, 2008; Santucci e Arruda Campos, 2011) têm sido atribuídos a Titanosauria indet. (Martinelli et al., 2011) e Aeolosaurini indet. (Martinelli et al., 2011; Filippi et al., 2013). Considerando que Aeolosaurini é registrado do Coniaciano Inferior ao Maastrichtiano da Argentina (Filippi et al., 2013), assume-se que as formações Adamantina, Marília e Uberaba foram depositadas dentro deste intervalo. Além disso, Machado et al. (2013) indicam que *Brasilotitan nemaphagus* da Formação Adamantina parece ser proximamente relacionado a *Antarctosaurus wichmannianus* (Cretáceo Superior da Argentina) e *Bonitasaura salgadoi* (Santoniano da Argentina), o que pode indicar idade santoniana para ao menos parte da Formação Adamantina.

O rico registro de crocódilomorfos nas formações Araçatuba, São José do Rio Preto, Adamantina e Marília também indica Neocretáceo. Particularmente, a presença de *Mariliasuchus* é indicativa de idade Santoniano para a porção superior da Formação Araçatuba, ou parte inferior da Formação Adamantina, pois vários estudos indicam o seu relacionamento próximo a *Notosuchus*, do Santoniano argentino (Andrade e Bertini, 2008; Turner e Sertich, 2010; Godoy et al., 2014; Pol et al., 2014). Os espécimens de *Mariliasuchus amarali* e *M. robustus* são de um afloramento originalmente identificado como Formação Araçatuba (Carvalho e Bertini, 1999), e posteriormente associado à Formação Adamantina (Carvalho e Bertini, 2000; Zaher et al., 2006; Nobre et al., 2007). Entretanto, considerando os trabalhos de Carvalho e Bertini (2000) e Zaher et al. (2006), que descrevem estratos predominantemente argilosos, com laminação horizontal e marcas onduladas, esses depósitos correspondem provavelmente à Formação Araçatuba, estando próximo do contato com a sobreposta Formação Adamantina.

De acordo com Geroto e Bertini (2012), baurusuquideos estão presentes não somente na Bacia Bauru, mas também no Santoniano da Argentina (*Cynodontosuchus* e *Wargosuchus*, da Formação Bajo de la Carpa), e possivelmente o grupo inclui *Pabwehshi*, do Maastrichtiano do Paquistão (Wilson et al., 2001). Na Bacia Bauru esse grupo compreende *Gondwanasuchus*, *Pissarachampsa*, *Campinasuchus*, *Aplestosuchus*, *Baurusuchus* e *Stratiotosuchus*, todos provenientes da Formação Adamantina (Geroto e Bertini, 2012; Godoy et al., 2014). Análises filogenéticas têm demonstrado que *Pissarachampsa* é grupo-irmão de *Wargosuchus* (Montefeltro et al., 2011; Godoy et al., 2014), o que também corrobora idade santoniana para ao menos parte da Formação Adamantina. Por outro lado, já considerando o registro de esfagesaurídeos, a presença de *Adamantinasuchus* pode indicar idades mais jovens para alguns estratos da Formação Adamantina, pois esse gênero é considerado grupo-irmão de *Yacarerani*,

registrado na Formação Cajones, Maastrichtiano da Bolívia (Novas et al., 2009; Iori e Carvalho, 2011; Pol et al., 2014; Leardi et al., 2015). Contudo, existem dúvidas a respeito da associação de *Adamantinasuchus* com a Formação Adamantina, pois não são apresentadas descrições litológicas no trabalho que descreve o táxon (Nobre e Carvalho, 2006), e a localização indicada pelos autores está na área de afloramento da Formação Marília. Todos os demais esfagesaurídeos ocorrem apenas na Formação Adamantina, a saber *Caipirasuchus*, *Sphagesaurus*, *Caryonosuchus* e *Armadilosuchus* (Andrade e Bertini, 2008; Iori e Carvalho, 2011; Kellner et al., 2011b; Marinho e Carvalho, 2009; Pol et al., 2014; Price, 1950; Andrade e Bertini, 2008).

De modo geral, o complexo inter-relacionamento entre os peirosaurídeos sul-americanos e africanos inibe um acurado uso desse grupo na bioestratigrafia da Bacia Bauru. Análises filogenéticas indicam que *Montealtosuchus* e *Uberabasuchus* da Formação Marília têm afinidades com as formas argentinas *Lomasuchus* e *Gasparinisuchus* (Pol et al., 2014; Leardi et al., 2015). *Lomasuchus* é proveniente da Formação Portezuelo, Turoniano-Coniaciano da Bacia Neuquén (Gasparini et al., 1991), e *Gasparinisuchus* provém das formações Bajo de la Carpa (Santoniano) e Anacleto (Campaniano), ambas da Bacia Neuquén (Martinelli et al., 2012), considerando-se que os espécimens inicialmente associados a *Peirosaurus torminni* (Gasparini, 1982; Gasparini et al., 1991) foram posteriormente descritos como *Gasparinisuchus peirosauroides* (Martinelli et al., 2012).

Martinelli et al. (2012) consideram que *Uberabasuchus terrificus* é uma sinonímia de *Peirosaurus torminni*, ambos provenientes da Formação Marília, em Uberaba (MG). Adicionalmente, Lio et al. (2015) reconhecem dois tipos de morfótipos de peirosaurídeos. O morfótipo de rostro longo inclui *Hamadasuchus* (Albiano-Cenomaniano do Marrocos; Lasso e Sues, 2007; Pol et al., 2014), *Pepesuchus* (Formação Adamantina, próximo ao contato basal com a Formação Araçatuba) e *Itasuchus* (Formação Marília), enquanto o de rostro curto inclui *Gasparinisuchus* (Santoniano-Campaniano, Argentina), *Lomasuchus* (Turoniano-Coniaciano, Argentina), *Montealtosuchus* (Formação Adamantina, próximo do contato superior com a Formação Marília), *Peirosaurus* (Formação Marília) e *Patagosuchus* (Turoniano-Coniaciano da Argentina). Eventualmente a descrição de novas formas, bem como novas análises filogenéticas e paleobiogeográficas trarão maiores elementos para discutir o inter-relacionamento dos peirosaurídeos e suas idades, mas de modo geral o registro desse grupo nas formações Adamantina e Marília permite ao menos indicar idades neocretáceas para esses depósitos.

Por fim, ainda considerando o registro de crocodilomorfos, Montefeltro et al. (2009) indica que alguns dentes isolados, encontrados na Formação São José do Rio Preto, têm afinidade com táxons do mesocretáceo. Isso pode indicar uma idade relativa mais antiga para essa unidade quando comparada as formações Adamantina e Marília.

As recentes descrições de um pterossauro Tapejaridae, *Caiuajara dobruskii* (Manzig et al., 2014), e de um lagarto Acrodonta, *Gueragama sulamericana* (Simões et al., 2015), trouxeram clarificações sobre a idade da parcamente fossilífera Formação Caiuá. Essa unidade foi previamente considerada neocretácea, baseado em pegadas tentativamente associadas a pequenos dinossauros terópodes e mamíferos (Leonardi 1977; Fernandes et al., 2003; Fernandes et al., 2008; Fernandes e Ribeiro, 2015). O registro de *G. sulamericana* também indica Neocretáceo (Simões et al., 2015), mas de acordo com Manzig et al. (2014), pterossauros tapejarides estão presentes em depósitos do Barremiano ao Cenomaniano, como no Nordeste do Brasil (Kellner e Campos, 2007), China (Wang e Zhou, 2003), Marrocos (Wellnhofer e Buffetaut, 1999) e Espanha (Lu et al., 2011). Portanto, Cenomaniano é a mais recente idade que pode ser proposta para a Formação Caiuá.

Em relação aos invertebrados fósseis, o endemismo e a escassez de informações a respeito dos bivalves, gastrópodes e conchostráceos inibe o uso desses táxons na bioestratigrafia da Bacia Bauru. Todavia, os registros de *Physa aridi* na Formação São José do Rio Preto e *Bauruesthesia sancarlensis* na Formação Araçatuba, são mais informativos. De acordo com Mezzalana (1974), *P. aridi* é muito similar a *Physa wichmanni*, que é reconhecido do Aptiano ao Maastrichtiano da Argentina, nas formações Lahan Cura, Allen, Los Alamitos e Augustura Colorada (Martinelli et al., 2007). Rohn et al. (2005) demonstram a similaridade entre *B. sancarlensis* e algumas espécies do Cenomaniano superior ao Santoniano da Ásia.

Por outro lado, o notável registro de ostracodes tem sido empregado para assinalar idades das unidades mais superiores da bacia (Gobbo-Rodrigues et al., 1999 a, 1999b; Dias-Brito et al., 2001). Dias-Brito et al. (2001) expressam sérias reservas sobre a identificação de alguns ostracodes do Eocretáceo nas formações Adamantina e Marília: *Paracypria?* sp. 1, *Paracypria?* sp.2, *?Reconcavona ?ultima*, *“Salvadoriella”* sp., *“Lycopterocypris”* cf. *angulate*, *Mantelliana* sp., and *“Hourcqia”* sp.. Além disso, trabalhos posteriores não confirmaram a presença desses táxons. Por conseguinte, os dados parecem indicar idade neocretácea para essas unidades, uma vez que não existem evidências conclusivas da presença de ostracodes eocretáceos na Bacia Bauru.

Estudos recentes estendem a distribuição geográfica e a amplitude temporal de alguns táxons de ostracodes na América do Sul (Musacchio and Vallatti, 2007; Carignano and Varela,

2011); ao mesmo tempo, alguns afloramentos onde Dias-Brito et al. (2001) coletaram ostracodes foram redefinidos. Alguns afloramentos na cidade de Ibirá (SP) (Figura 2), previamente identificados como Formação Adamantina, são atualmente considerados como Formação São José do Rio Preto, seguindo Fernandes e Coimbra (2000). Assim, o registro de *Ilyocypris wichmanni*, *I. bauruensis rectidorsata* e *Neuquenocypris soaresi* está relacionado à Formação São José do Rio Preto. Além disso, algumas localidades apresentando fácies lacustres que eram previamente reconhecidas como Formação Adamantina (Dias-Brito et al., 2001), nas proximidades de Presidente Prudente e Álvares Machado (SP) (Figura 2), provavelmente pertencem à Formação Araçatuba, considerando os estudos de Paula e Silva et al. (1994, 2006) e Gobbo-Rodrigues et al. (1999b) naquela região. Consequentemente, o registro de *I. bauruensis rectidorsata*, *Talicypridea suguioides*, *Wolburgiopsis cf. neocretacea* e *W. vicinalis* estaria associado à Formação Araçatuba.

Os ostracodes *Altanicypris australis*, *Brasacypris fulfaroi*, *Ilyocypris bauruensis*, *I. bauruensis rectidorsata*, *I. setembrinopetrii*, *Neuquenocypris minor mineira*, *N. soaresi*, *Paralimnocythere? hasuii*, *Talicypridea suguioides* e *Virgatocypris mezzalirai* são considerados endêmicos na Bacia Bauru por Dias-Brito et al. (2001). Contudo, Musacchio e Vallati (2007) reconhecem *I. bauruensis* e *Talicyprideinae* no Coniaciano superior da Argentina (Formação Plottier), considerando os espécimes estudados respectivamente similares a *I. bauruensis rectidorsata* e *T. suguioides* da Formação Araçatuba. A subespécie *N. minor mineira* está registrada apenas na Formação Marília, mas é muito similar a *N. minor* (Dias-Brito et al., 2001), que está presente nas formações Allen e Plottier, Coniaciano superior e Maastrichtiano da Argentina (Musacchio and Simeoni, 1991; Musacchio e Vallati, 2007). Além disso, Dias-Brito et al. (2001) consideram *A. australis*, da Formação Marília, próximo de *A. szzechuriae*, que está presente no Campaniano-Maastrichtiano da Ásia (Khand et al. 2000).

Outras espécies de ostracodes da Bacia Bauru têm distribuição mais generalizada na América do Sul. Por exemplo, *I. argentinensis* da Formação Adamantina (Gobbo-Rodrigues et al., 1999a) é encontrado na Formação Loncoche, Campaniano-Maastrichtiano da Argentina (Uliana and Musacchio, 1978; Parras and Griffin, 2013). *I. riograndensis* é encontrado nas formações Adamantina (Dias-Brito et al., 2001) e Araçatuba (Gobbo-Rodrigues et al., 1999b) em várias localidades, e também é descrito nas formações Plottier, Bajo de la Carpa e Anacleto, Coniaciano superior-Campaniano da Argentina (Musacchio e Vallati, 2007; Carignano e Varella, 2011). *I. wichmanni* da Formação São José do Rio Preto, na região do município de Ibirá (Dias-Brito et al., 2001), é encontrado nas formações Plottier (Musacchio e Vallati, 2007) e Anacleto (Musacchio, 2000). *Wolburgiopsis cf. neocretacea*, presente na Formação

Araçatuba (Gobbo-Rodrigues et al, 1999b; Dias-Brito et al., 2001), é também registrado nas formações Plottier, Bajo de la Carpa e Anacleto, Coniaciano superior-Campaniano da Argentina (Bertels, 1972; Uliana e Musacchio, 1978; Carignano e Varella, 2011). Similarmente, *W. vicinalis* da Formação Bajo de la Carpa (Uliana and Musacchio, 1978), santoniana, é identificado na Formação Araçatuba (Gobbo-Rodrigues et al, 1999b; Dias-Brito et al., 2001). De acordo com Colin et al. (2000), o gênero *Metacypris*, previamente identificado na Formação Adamantina (Dias-Brito et al., 2001), foi redefinido como *Vecticypris*, que é registrado do Cenomaniano ao Paleogeno (Colin et al., 2000; Altinsaçli et al., 2004). Adicionalmente, Carignano e Varella (2011) afirmam que os espécimens de *Vecticypris* sp. da Formação Allen, Campaniano superior-Maastrichtiano da Argentina, são muito similares à *Vecticypris* cf. *polita*, descrito na Formação Adamantina (Dias-Brito et al., 2001).

Com relação ao registro de carófitas, diversos espécimes descritos como *Chara barbosai* (Petri, 1955) para a Formação Adamantina (Dias-Brito et al.; 2001) foram inclusos na nova combinação *Lychnothamnus barbosai* (Musacchio, 2006, 2010), que é também identificada no Coniaciano da Argentina. Do ponto de vista de Dias-Brito et al. (2001), alguns girogonites presents na Formação Marília podem ser relacionados ao gênero *Globichara* (*Pseudoharrisichara*), contudo algumas subespécies do gênero *Pseudoharrisichara* (Musacchio, 1973) foram mais recentemente inclusas no gênero *Lychnothamnus* (Musacchio, 2010), e assim, a classificação destes espécimes permanece inconclusiva. São mais significativos os táxons de carófitas que incidam idade Maastrichtiano para a Formação Marília. De acordo com Dias-Brito et al. (2001), os girogonites de *Feistella globosa* são comparáveis aos do Maastrichtiano da Espanha (Grambast e Gutierrez, 1977); os de *F. costata* são similares aos descritos no Maastrichtiano e Paleoceno do Peru e do Equador (Jaillard et al., 1993, 1994); e os girogonites de *Amblyochara* sp. são muito similares aos descritos por Musacchio (1973) para a Formação Yacoraite, Maastrichtiano da Argentina. *Amblyochara* é também registrado no Campaniano e Maastrichtiano do Peru e da Bolívia (Jaillard et al., 1993, 1994). O gênero *Nitellopsis*, tentativamente identificado na Formação Marília por Dias-Brito et al. (2001), é documentado do Campaniano superior ao Paleoceno do Peru e da Bacia do Acre, no Brazil Jaillard et al., 1993, 1994; Musacchio, 2000).

Por sua vez, o registro de palinomorfos está restrito à Formação Araçatuba, em uma localidade na cidade de São Carlos, SP. De acordo com Lima et al. (1986), a assembléia palinológica desses estratos indica idade Coniaciano. Para os autores, esta localidade corresponde a “Litofácies Itaqueri”, porção superior da Bacia Bauru. Contrariamente, Fernandes e Coimbra (1996) e Gobbo-Rodrigues et al. (1999b) consideram que esses estratos

estão localizados em uma porção basal da bacia. Castro et al. (2002) descrevem esse afloramento como o contato de facies lacustres e fluviais, e definem a Formação São Carlos, cuja idade seira Coniaciano – Santoniano. A descrição deste afloramento corresponde as observações do contato entre as formações Araçatuba e Adamantina, e a descrição de amostras da perfuração de poços artesianos na região comprova a ocorrência de depósitos da Bacia Bauru na região (Sallun Filho et al., 2009). Consequentemente, essa localidade é entendida como Formação Araçatuba. Assim, o registro dos grãos de polen de angiospermas, *Victorisporis roberti*, *Confossia vulgaris* e *Tricesticillus americanus* (Lima et al., 1986; Vallati, 2010), limitam a base da amplitude temporal da assembleia da Formação Araçatuba ao Coniaciano. Adicionalmente, *Cretacaeiporites polygonalis*, *C. infrabaculatus* e *Hexaporotricolpites emelianovi* limitam o topo da amplitude no eo-Santoniano.

6.2 RELAÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

As relações estratigráficas são o primeiro indicativo de idades relativas entre unidades litoestratigráficas. Assim, considerando as informações apresentadas no capítulo 2 e as inter-relações observadas nesta pesquisa, tanto em afloramentos (Figuras 29 e 30) quanto em testemunhos dos poços analisados (Figura 31, Anexos 1 e 2), é apresentada a seguir uma súmula das relações entre as unidades do Grupo Bauru:

- As formações Caiuá e Pirapozinho estão posicionadas na base da sequência estratigráfica da Bacia Bauru. A Formação Caiuá recobre os basaltos da Formação Serra Geral, que constitui o embasamento da bacia. Segundo Paula e Silva et al. (2003, 2005, 2009), a Formação Pirapozinho também ocorre em contato com a Formação Serra Geral e em subsuperfície recobre parcialmente a Formação Caiuá, como observado nos poços Pirapozinho e Martinópolis (Figura 31);
- A Formação Santo Anastácio está sobreposta às formações Caiuá (Figuras 4 e 5) e Serra Geral (Figura 30), na região oeste da bacia, e em subsuperfície recobre a Formação Pirapozinho, como observado nos poços Martinópolis, Pirapozinho e Piacatu (Figura 31);



Figura 29. Contato entre as formações Adamantina (sobreposta) e Santo Anastácio (sotoposta). **A-C.** Corte da rodovia SP-563, entre os municípios de Presidente Venceslau e Marabá Paulista, SP (Ponto 38). **B.** Detalhe de A. **C.** Afloramento no lado oposto da rodovia, em frente a A. **D-E.** Cortes em diferentes pontos da rodovia SP- 463, entre os municípios de Jales e Auriflana, SP (D: ponto, 14; E: ponto 20). **F-G.** Pedreira inativa no município de Rubinéia, SP (Ponto 1).

- A Formação Araçatuba está sobreposta à Formação Serra Geral, parcialmente recobre a Formação Santo Anastácio (Figura 31), com a qual também apresenta contato lateral (Figuras 4 e 5);
- A Formação Birigui está sotoposta e em contato lateral com a Formação Araçatuba, e sobrepõe-se à Formação Santo Anastácio (Figura 31, Poço Piacatu). Segundo Paula e Silva et al. (2009), a Formação Birigui também ocorre em contato com a Formação Serra Geral (Figura 5E);
- A Formação Adamantina recobre parcialmente as formações Santo Anastácio (Figura 29) e Araçatuba (Anexos 1 e 2). Diversos autores destacam que nas bordas norte e leste da bacia a Formação Adamantina recobre os basaltos da Formação Serra Geral (Figuras 4 e 5) e lateralmente faz contato com as formações São José do Rio Preto e Uberaba;
- A Formação São José do Rio Preto está sobreposta à Formação Santo Anastácio, conforme observado no poço Nova Granada (Anexos 1 e 2);
- A Formação Uberaba, de ocorrência restrita à região de Uberaba, recobre os basaltos da Formação Serra Geral (Figura 19);
- A Formação Marília está sobreposta às formações Adamantina (Figura 31) e Uberaba (Figuras 4 e 5);
- A Formação Itaqueri recobre as formações Serra Geral e Botucatu na borda leste da Bacia Bauru, e está parcialmente em contato com a Formação Marília.

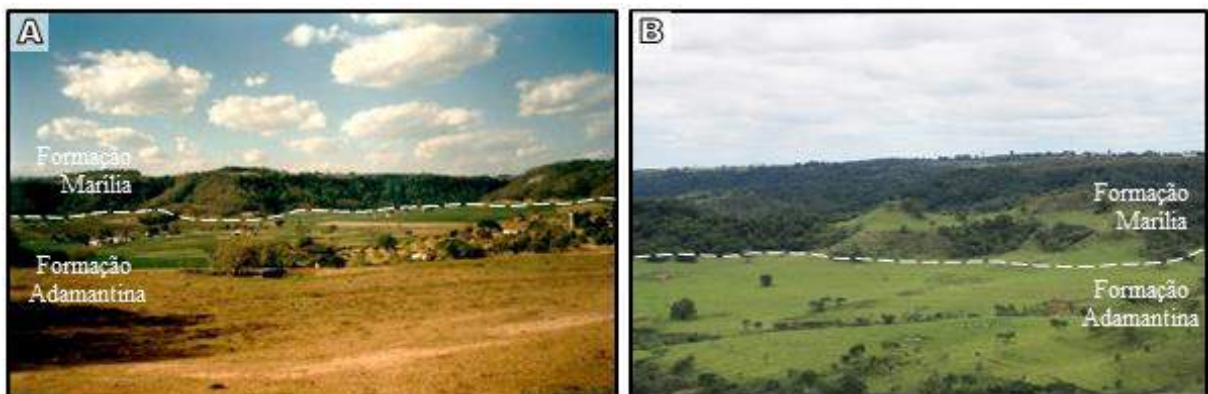


Figura 30. Relevo escarpado associado ao contato entre as formações Marília (sobreposta) e Adamantina (sotoposta), resultante da maior resistência à erosão apresentada pela Formação Marília devido ao seu maior teor de cimentação carbonática. **A.** Escarpas da Formação Marília, observadas a partir da rodovia SP-323, entre os municípios de Monte Alto e Vista Alegre do Alto, SP. **B.** Escarpas da Formação Marília, observadas a partir da rodovia SP-294 (Posto Panorama), município de Gália, SP.

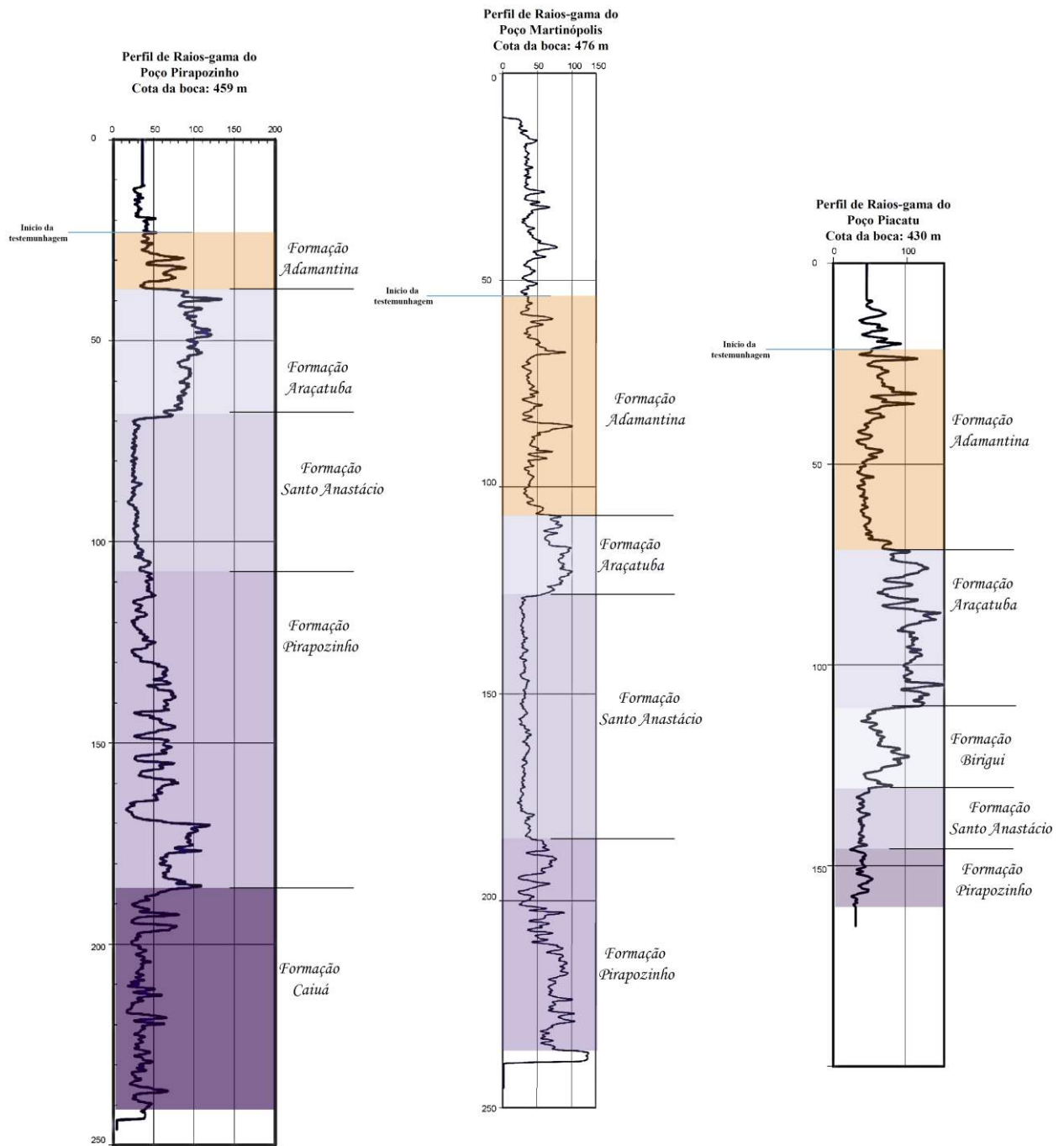


Figura 31. Relações estratigráficas. Perfis de raios-gama dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu.

6.2 IDADES RELATIVAS DAS UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Com base na reavaliação da amplitude temporal dos fósseis presentes na Bacia Bauru, novas idades podem ser atribuídas aos seus depósitos. Entretanto, algumas unidades da bacia, como as descritas apenas em subsuperfície, ainda não apresentam registros fósseis, e em algumas outras a resolução bioestratigráfica é ainda consideravelmente pobre. Além disso, os dados paleontológicos não estão distribuídos uniformemente por toda a bacia, e o nível de conhecimento difere dependendo da localização e densidade de estudos, comumente concentrados na região leste.

A paleobiota registrada até o momento na Bacia Bauru indica que sua sedimentação ocorreu entre o Cenomaniano e o Eopaleoceno. De modo geral, esta proposta pode parecer semelhante a trabalhos anteriores que sugerem idade neocretácea para toda a sequência sedimentar da bacia, como proposto por Fernandes (1992, 1998, 2004), Fernandes e Coimbra (1994, 2000) e Fernandes e Ribeiro (2014). Todavia, observa-se que as unidades da bacia não são todas cronocorrelatas como proposto por esses autores.

Primeiramente, a associação de *Caiuajara dobruskii*, *Gueragama sulamericana* e pegadas de terópodes indica idade Cenomaniano para a Formação Caiuá. Essa proposta difere das anteriormente apresentadas, por exemplo por Soares et al. (1980), Dimas Brito et al. (2001) e Batezelli (2015), que estimaram idade Aptiano/Albiano para a unidade.

A Formação Pirapozinho pode ser considerada parcialmente cronocorrelata à Formação Caiuá, pois ocorre em contato lateral e sobrepõe-se parcialmente a Formação Caiuá, sendo sobreposta pela Formação Santo Anastácio. Dessa forma, a idade da Formação Pirapozinho é estimada como Cenomaniano-eoturoniano (?), embora ainda não tenham sido registrados fósseis nessa unidade.

Levando-se em conta a relação estratigráfica da Formação Santo Anastácio com as unidades adjacentes, presume-se que seja mais jovem que as formações Caiuá e Pirapozinho; parcialmente cronocorrelata à Formação Araçatuba; e mais antiga que as demais formações da Bacia Bauru. Assim, somando-se o registro da tartaruga fóssil, a idade da Formação Santo Anastácio é estimada como Coniaciano, o que destoa de propostas anteriores que indicavam idade eocretácea a cenomaniana para essa unidade (v.g., Soares et al., 1980; Dimas Brito et al., 2001; Batezelli, 2015).

A assembleia palinológica assinala idade Coniaciano-eosantoniano à Formação Araçatuba, e amplitude temporal que é consistente com a presença dos ostracodes *Ilyocypris bauruensis rectidorsata*, *I. riograndensis*, *Talicypridea suguioides*, *Wolburgiopsis neocretacea*, e

W. vicinalis, o conchostráceo *Bauruetheria sancarlensis* e os crocodilomorfos *Mariliasuchus robustus* e *M. amarali* na unidade. Desse modo, esta proposta é semelhante à apresentada por Lima et al. (1986) e difere das propostas de Gobbo-Rodrigues et al. (1999a, 1999b) e Batezelli (2015).

Considerando-se que a Formação Birigui ocorre interdigitada com a Formação Araçatuba e acima da Formação Santo Anastácio, estima-se que sua idade seja eosantoniano, embora ainda não tenham sido registrados fósseis na unidade.

Considerando que as rochas magmáticas do Alto Paranaíba constituíram uma fonte de sedimentos para a Formação Uberaba e que esses eventos de magmatismo alcalino ocorreram na área entre 100 Ma e 79 Ma, somando-se ainda o registro de Megaraptora na unidade, a deposição da Formação Uberaba é assumida como mais antiga que o limite Santoniano-Campaniano, e sua idade pode ser considerada Santoniano.

A associação dos ostracodes *Ilyocypris argentinensis*, *I. riograndensis*, *Vecticypris polita*, *Paralimnocythere hasuii* e dos vertebrados Aeolosaurini, *Brasilotitan nemaphagus*, Placentalia, Siluriformes, *Pissarrachampsia sera*, *Campinasuchus dinizi*, *Adamantinasuchus navae* indica idade Santoniano-Campaniano para a Formação Adamantina. Trata-se de uma nova proposta de idade para essa unidade, diferindo de Soares et al. (1980), Gobbo-Rodrigues et al. (1999a, 1999b), Santucci e Bertini (2001) e Dias-Brito et al. (2001), embora as propostas desses autores estejam parcialmente contempladas nesse intervalo de tempo.

A idade da Formação São José do Rio Preto é estimada como Santoniano, considerando sua relação estratigráfica, isto é, parcialmente correlata com as formações Araçatuba e Adamantina e sobreposta à Formação Santo Anastácio, bem como a associação dos ostracodes *Ilyocypris bauruensis* e *I. wichmanni*, vertebrados "*Podocnemis*" *brasiliensis*, Megaraptora e dentes isolados de crocodilomorfos.

A associação dos vertebrados *Peiropemys mezzalirai*, *Pricemys caiera*, Siluriformes e Perciformes com as carófitas *Feistiella globosa*, *F. costata*, *Nitellopsis* sp., e os ostracodes *Altanicypris australis* e *Neuquenocypris minor mineira* indica idade Maastrichtiano para a Formação Marília. Embora a amplitude temporal de alguns desses táxons ultrapasse o limite Cretáceo-Paleogeno, a presença de terópodes e sauropodomorfos limita a deposição da Formação Marília no Cretáceo. Essa proposta está em acordo com pesquisas anteriores que também indicam idade Maastrichtiano para a Formação Marília (Gobbo-Rodrigues et al., 1999a, 1999b; Dias-Brito et al., 2001).

Segundo Riccomini (1997a) Formação Itaqueri é estimada como Paleoceno-Eoceno, considerando que seus arenitos silicificados resultam de hidrotermalismo relacionado com o

magmatismo alcalino na região de Jaboticabal, como proposto por Coimbra et al. (1981). No entanto, a idade desse evento magmático é controversa (Coimbra et al, 1981; Gomes e Valarelli, 1970; Coutinho et al, 1982) e a datação K/Ar pode ter sido mascarada por alteração deutérica (Valarelli et al., 1985). Além disso, Ladeira e Santos (2005) consideram que essa cimentação por sílica é resultante de processos pedogenéticos, mas também indicam idade Cenozoica para a Formação Itaqueri. Assim, seguindo a proposta de Perrotta et al. (2005), considera-se a Formação Itaqueri como de idade Maastrichtiano (?) – eopaleoceno, até que a descoberta de fósseis possa clarificar sua idade.

7 GEODYNAMIC EVOLUTION

“The type of basin that hosts the sedimentary succession under analysis is a fundamental variable that needs to be constrained in the first stages of sequence stratigraphic research. Each tectonic setting is unique in terms of subsidence patterns, and hence the stratigraphic architecture, as well as the nature of depositional systems that fill the basin, are at least in part reflection of the structural mechanisms controlling the formation of the basin.”

Catuneanu (2006)

7.1. BAURU BASIN SEDIMENTATION

As demonstrated by the paleontological data, the sedimentation of the Bauru Basin began in the Cenomanian with the deposition of the Caiuá and Pirapozinho formations, superimposed on the basalts of the Serra Geral Formation (Fig. 32A). The isopach map of the preserved entire basin-fill demonstrates that its geometry is lightly asymmetric (Fig. 32B) with two major depocenters. The isopach pattern is concentric, lacking evidence of synsedimentary faulting. In addition, the isopach map of the Cenomanian-Turonian sequence makes it evident that its deposition was not uniform throughout the entire basin and was limited to the southern area (Fig. 32C), where the maximum preserved thickness reaches 271 m (well 2-AN-0001-BR, SIAGAS n.d.).

After an unconformity that separates the Santo Anastácio Formation from the Pirapozinho and Caiuá formations, previously recognized by Paula and Silva et al. (2009), a new depositional cycle began in the Coniacian in the Bauru Basin, initiated with the Araçatuba and Santo Anastácio formations and followed by the Birigui, São José do Rio Preto, Uberaba and Adamantina formations (Fig. 33). This Coniacian-Campanian depositional cycle overlaps only partially with the Cenomanian-Turonian succession. Indeed, the isopach map of this stratigraphic interval demonstrates the significant migration of its depocenter, from northern Paraná State to north-northwestern São Paulo State (Fig. 32D), representing a cratonward shift of approximately 250 km. The maximum preserved thickness of the Coniacian-Campanian sequence is 226m in the São José do Rio Preto region.

Immediately after the Late Campanian tectonic phase, accommodation was created in the Bauru Basin, enabling the sedimentation of alluvial fan deposits (Marília and Itaqueri formations) (Fig. 2). These deposits partially recover the Santonian-Campanian Adamantina Formation overlapping the north and east borders of the basin. Apparently, this new cycle expresses a shift of the basin's depocenter, but insufficient information exists to reconstruct the basin-fill geometry of this stratigraphic interval. The sedimentation in the Bauru Basin ended with the Maastrichtian-lower Paleocene sequence.

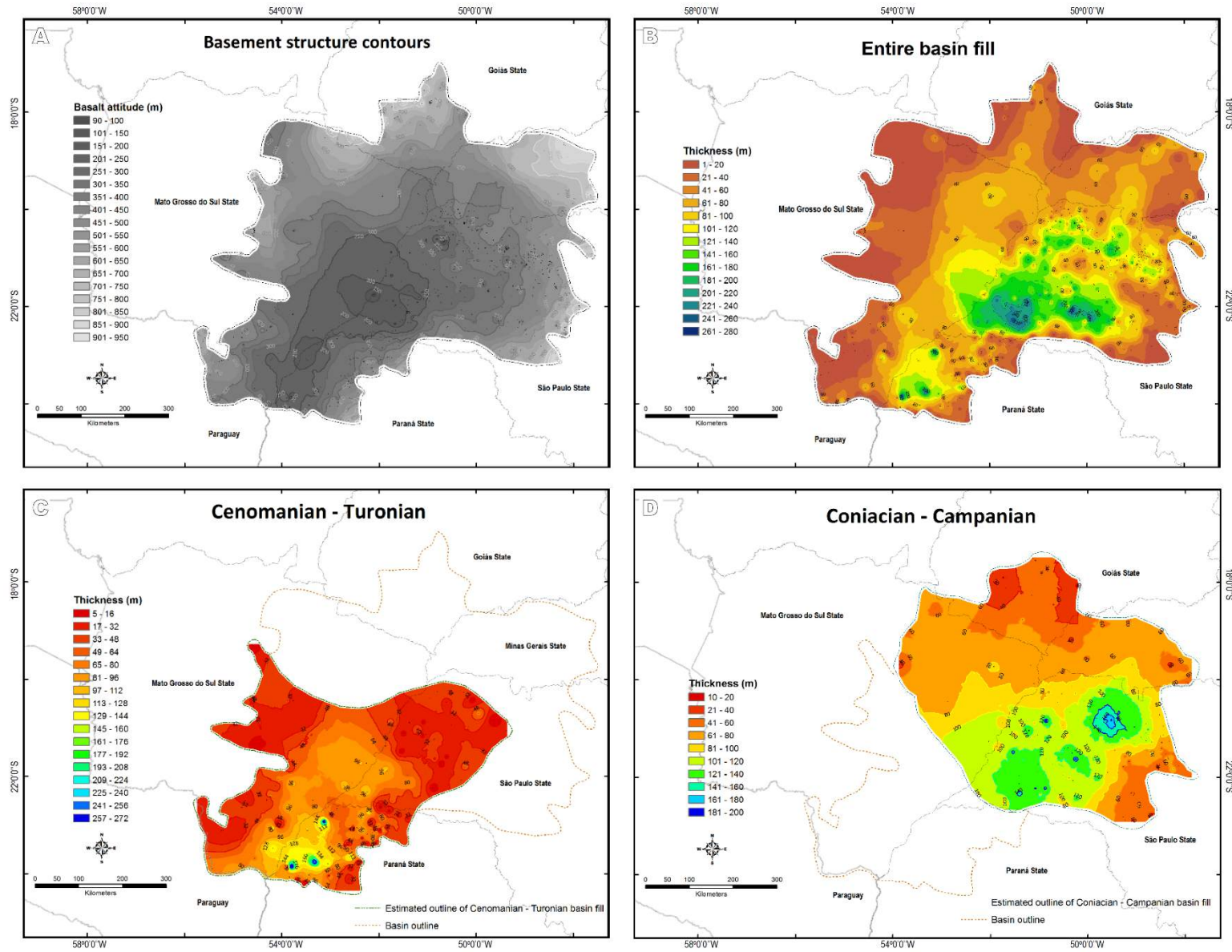


Figure 32. **A.** Basement structure contours of the Bauru Basin based on the contact with subjacent basalts of the Serra Geral Formation. **B.** Isopach map of the preserved entire basin fill. The basin-fill is asymmetric, with two major depocenters (Northwest Paraná State and West São Paulo State). **C.** Cenomanian-Turonian stratigraphic interval based on the thickness of the Caiuá and Pirapozinho formations. **D.** Coniacian-Campanian interval, taking in account the thickness of the Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui, São José do Rio Preto, Uberaba e Adamantina formations.

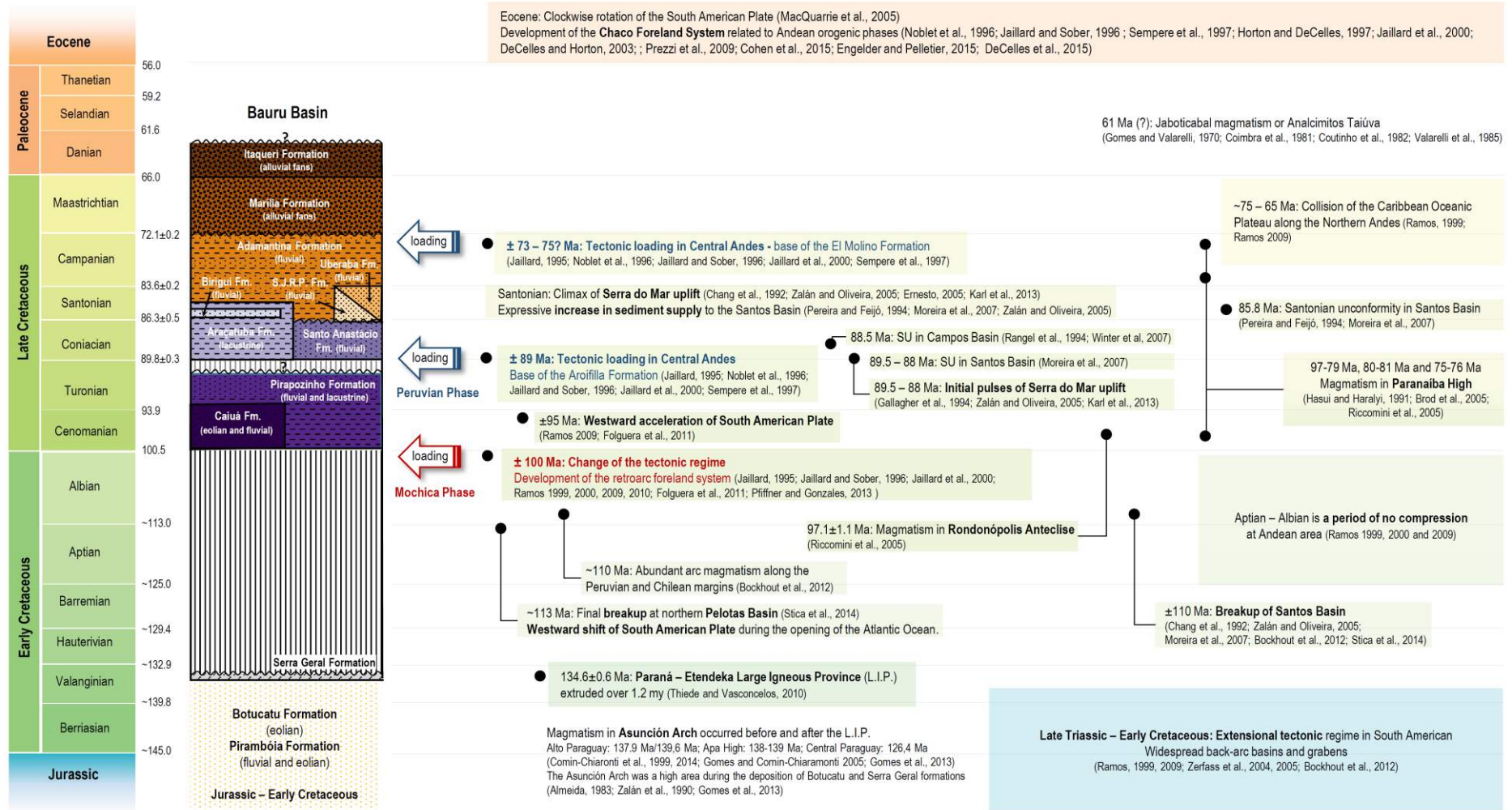


Figure 33. Main regional geological processes contemporaneous with the sedimentation in Bauru Basin. The basin developed in response to the supracrustal loading and flexural deflection resulting from the deformation in the Andean margin. Magmatism and local tectonism on the border of the basin acted creating source areas of sediments. Time scale from Cohen et al. (2013).

The Bauru Basin is primarily bounded by Paleozoic-Mesozoic sedimentary rocks of the Paraná Basin and the basalts of the Serra Geral Formation (Fig. 1). Along the northwestern, northeastern and southwestern it is also bounded by Cretaceous alkaline magmatic rocks and Paleoproterozoic rocks of the basement, exposed on the Asunción Arch, Rondonópolis Anticline and Paranaíba High. These areas supplied sedimentary, magmatic and metamorphic detritus to the basin. For example, the Asunción Arch was established in the Early Paleozoic (Almeida, 1983; Gomes et al., 2013), where deposition and erosion alternated during the Chaco-Paraná Basin evolution (Zalán et al., 1990; Milani et al., 1994, 2007). From the Valanginian to Aptian, alkaline magmatism occurred in this region, and the Asunción Arch was uplifted during the Cretaceous (Comin-Chiaromonte et al., 1999; Comin-Chiaromonte et al., 2014; Gomes et al., 2013); therefore, it might have been a source area of sediments for the Bauru Basin. Indeed, Coimbra (1976) recognizes a pre-existent sedimentary and volcanic (basalt) provenance for the lower interval of the basin, corresponding to the Cenomanian-Turonian sequence.

In the following sequences, from Coniacian to Paleocene, occurred a relatively more cratonal derivation of the sediments. The Paranaíba and Rondonópolis structures, that separate the Bauru Basin from the Cretaceous deposits of the São Francisco and Parecis basins, represented significant source areas. These structures were uplifted during the Late Cretaceous, as evidenced by magmatism since the Cenomanian (Fig. 33) (Hasui and Haralyi, 1991; Brod et al., 2005; Riccomini et al., 2005). Actually, petrographic provenance analysis recognize an important contribution of alkaline magmatic rocks from the Paranaíba High in the Uberaba Formation (Coimbra, 1976; Gravina et al., 2002; Batezelli et al., 2005) and detrital zircons (U-Pb) analysis indicate provenance from the crystalline basement exposed on the Rondonópolis Anticline in the Adamantina Formation (Dias et al., 2011).

In addition, the initial pulses of the Serra do Mar uplift began at 89.5e88 Ma (Gallagher et al., 1994; Zalán and Oliveira, 2005; Karl et al., 2013), which is reflected in the Santos and Campos basins in the form of Coniacian subaerial unconformities (Rangel et al., 1994; Winter et al., 2007; Moreira et al., 2007). The climax of this uplift occurred in the Santonian (Chang et al., 1992; Zalán and Oliveira, 2005; Ernesto, 2005; Karl et al., 2013), generating an expressive increase in sediment supply to the Santos Basin on the east (Pereira and Feijó, 1994; Zalán and Oliveira, 2005; Moreira et al., 2007) and possibly to the Bauru Basin on the west.

Finally, the Maastrichtian-Paleocene sequence is rich in basaltic and sedimentary rock clasts of the Paraná Basin, mostly from east and north adjacent source areas (Riccomini, 1997b; Gravina et al., 2002).

7.2. GEODYNAMIC EVOLUTION

The opening of the South Atlantic Ocean and the westward migration of the South American Plate resulted in a profound change in the tectonic setting of the South American Plate. Sedimentation in Bauru Basin occurred simultaneously with the early stages of the Andean uplift during the Late Cretaceous (Mochica and Peruvian phases). The Mochica Phase of orogeny (Mégard, 1984; Jaillard et al., 2000) was responsible for the initial development of a retroarc foreland system. The foredeep depozone of this system is characterized by the Andean Basin, which developed in an elongated area parallel to the west margin of South America and includes the Potosí, Marañón, Acre and Oriente basins (Reyes, 1972; Sempere, 1995; Jaillard et al., 2000). In a cratonward position parallel to the Andean Basin are located the Bauru, Parecis and Solimões basins (Fig. 1). Herein, we propose that the Bauru Basin developed in response to supracrustal load and flexural deflection resulting from the beginning of the early Andean orogeny, during the westward absolute motion of the South American Plate and subduction of the Farallon Plate. The Bauru Basin is in the back-bulge province of a retroarc foreland system developed adjacent to the western margin of South America (Fig. 34). The deposits of the Bauru Basin did not develop uniformly throughout the entire basin, with evidence of migration of its depocenter. The Andean foredeep basins also migrated eastward during the Peruvian pulses of the Andean orogeny (Sempere et al., 1997). This event occurred after the migration of the orogenic front during the pulses of orogeny.

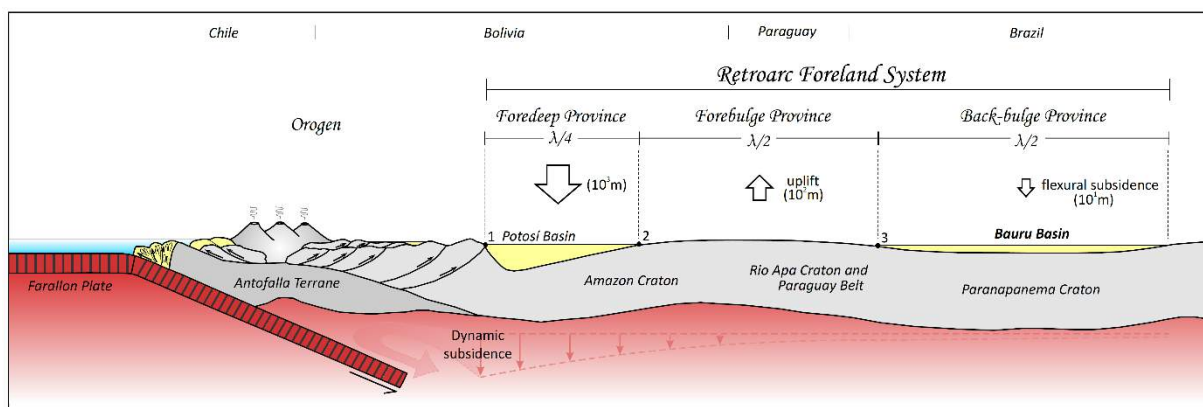


Figure 34. The South American retroarc foreland system developed in Late Cretaceous. The flexural profile is partitioned into the provinces foredeep, forebulge and back-bulge. The amplitude of deflections decreases by three orders of magnitude (10^3 m to 10^1 m) with distance from the orogen, and the rate of dynamic subsidence exponentially decay with distance (Catuneanu et al., 1997; Catuneanu, 2004). The boundary between the Antofalla Terrane and the Amazon Craton constitutes a paleosuture and crustal weakness zone inherited from Mesoproterozoic evolution of the Grenville Orogen (Jaillard et al., 2000). Subduction model of the Farallon Plate, faults and previous suture of the Antofalla Terrane from Ramos (2009). λ = flexural wavelength; 1 = orogenic front; 2 and 3 = flexural hingelines. No vertical scale.

7.3 PRECEDING TECTONIC SETTING - TRIASSIC TO EARLY CRETACEOUS

Before the development of the Bauru Basin, the South America Plate was subjected to an extensional regime during most of the Triassic to Early Cretaceous, which was conditioned by the breakup of Gondwana (Sempere, 1995; Ramos, 2010). This tectonic process created regional tectonism, magmatism and creation of accommodation in sedimentary basins. In the west margin, grabens and back-arc basins have been established associated with reactivated basement structures (Jaillard et al., 2000; Ramos, 2009; Zerfass et al., 2004, 2005; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997; Maloney et al., 2013). In the Solimões Basin, an echelon arrangement of folds and faults developed during the Late Jurassic (Caputo (1991). In the region where the Andean Basin later developed, were deposited the eolian deposits of the Ichoa and Yantara formations in Bolivia (Moretti et al., 1996) and the upper portion of the Juruá Mirim Formation in the Acre Basin (Fig. 35) (Feijó and Souza, 1994; Cunha, 2007). The fluvio-eolian Triassic or Jurassic deposits of the Pirambóia Formation and the eolian Late Jurassic-Early Cretaceous deposits of the Botucatu Formation were deposited in the Paraná Basin (Caetano-Chang, 1997; Assine et al., 2003; Milani et al., 2007a, b; Soares et al., 2008). The Parecis Basin was also submitted to extensional tectonics that generated accommodation for the eolian Jurassic deposits of the Rio Ávila Formation (Bahia et al., 2006). In addition, this Early Cretaceous extensional regime resulted in the development of a the Salta rift system in northern Argentina (Salfity and Marquillas, 1994; Marquillas et al., 2005; Ramos, 2009; Siks and Horton, 2011; Maloney et al., 2013), whose distribution has been associated with the triple junction involving the Amazonian, Arequipa and Pampia cratons (Comínguez and Ramos, 1995).

During this extensional regime, magmatism occurred in most sedimentary basins of South America (Fig. 35), including the Anari (198.0 ± 0.8 Ma) and Tapirapuã (196.6 ± 1.8 Ma) magmatic subprovinces of the Parecis Basin and the Penatecaua magmatism in the Solimões and Amazonas basins (Marzoli et al., 1999; De Min et al., 2003; Wanderley Filho et al., 2007; Cunha et al., 2007), all belonging to the extensive magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Marzoli et al., 1999; De Min et al., 2003; Bahia et al., 2006). In Southeast South America and West Africa, the Paraná-Etendeka Large Igneous Province (LIP) extruded over 1.2 m.y. at 134.6 ± 0.6 Ma (Thiede and Vasconcelos, 2010). In Brazil, the LIP is characterized by the Serra Geral Formation, covering most areas of the sedimentary rocks of the Paraná Basin, which are thicker than 1500 m in the Bauru Basin area (Zalán et al., 1990; Milani, 2003). These large continental flood basalts have been assumed as a result of decompressional melting of abnormally hot mantle brought to the base of the lithosphere by

plumes (White and McKenzie, 1995) and are usually related to the Tristan da Cunha plume (Bizzi and Vidotti, 2003). However, paleomagnetic reconstructions and geochemical and isotopic data do not support this hypothesis (Ernesto, 2005; Ernesto et al., 2002; Rocha-Júnior et al., 2012), and the LIP has been linked to local hotter mantle conditions due to the combined effects of edge-driven convection and large-scale mantle warnings (Rocha-Júnior et al., 2013).

In this setting, during the final breakup of western Gondwana, the South Atlantic Ocean evolved as a branch of a Jurassic-Cretaceous intraplate rift between the African and South American plates (Heine et al., 2013). The breakup of the southeastern Brazilian continental margin occurred in steps during the Early Cretaceous. In different segments of the Pelotas Basin (Fig. 1), this process occurred from the early Barremian to late Aptian (Stica et al., 2014). In the Santos and Campos basins, this process occurred near 113-115 Ma (Moreira et al., 2007; Winter et al., 2007; Stica et al., 2014). The final breakup between South America and Africa occurred in the equatorial Atlantic domain at 103 Ma (Heine et al., 2013).

7.4 DEVELOPMENT OF THE RETROARC FORELAND SYSTEM

7.4.1 Initial stage - Cenomanian to Turonian

The breakup between South America and Africa in the late Albian began the westward absolute motion of the South American Plate (Jaillard and Soler, 1996; Ramos, 1999, 2000, 2009; Jaillard et al., 2000; Folguera et al., 2011; Boekhout et al., 2012; Maloney et al., 2013) and increased the velocity of the subduction of the oceanic lithosphere beneath the Andean margin (Ramos, 2009; Folguera et al., 2011). The subduction began at a steep angle, but in some segments of the Andes, evidence exists of shallow subduction by the Late Cretaceous (Jaillard et al., 2000; Ramos, 2009; Folguera et al., 2011; Spagnuolo et al., 2012).

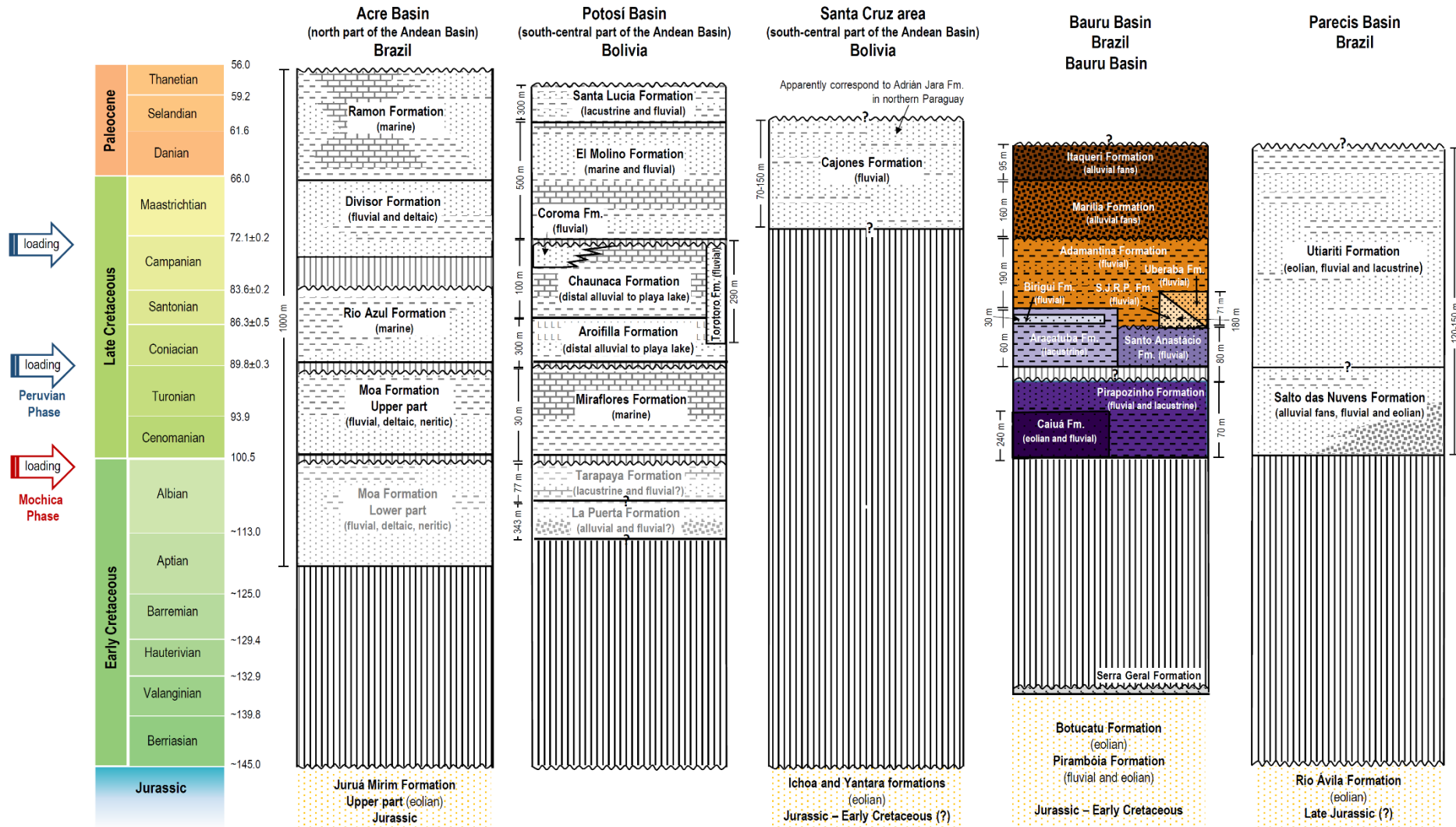


Figure 35. Generalized stratigraphic table for the retroarc foreland system developed in South America during the Late Cretaceous. Acre and Potosí basins illustrate the foredeep province. Cajones Formation were deposited in the forebulge. Bauru and Parecis basins exemplify the back-bulge province. Andean Basin stratigraphy and maximum thickness in Bolivia compiled from Reyes (1972), Rouchy et al. (1993), Welsink et al. (1995), Moretti et al. (1996), Camoin et al. (1997), Jaillard and Sempere (1991), Sempere et al. (1997), Deconinck et al. (2000), Jaillard et al. (2000), Gayet et al. (2001), Kusiak and Zubietta Rossetti (2003) and Jimenez et al. (2009). Acre Basin from Feijó and Souza (1994) and Cunha (2007). Parecis Basin from Bahia et al. (2006) and Batezelli et al. (2014). Time scale from Cohen et al. (2013).

The start of compressional deformation in Central Andes occurred at the base of the Late Cretaceous, with the beginning of the Andean uplift younger than 98.6 Ma (Tunik et al., 2010), characterizing the Mochica orogenic phase in the Central segment (Mégard, 1984; Jaillard et al., 2000). This tectonic phase is the earliest major compressional Cretaceous event in the Central Andes and has been interpreted as responsible for significant crustal shortening (Jaillard, 1994). Several studies developed in different areas of the Andean orogen have also described the initial uplift of this subduction-related orogen at Cenomanian (Mégard, 1984; Jaillard, 1994; Jaillard et al., 2000; Mosquera and Ramos, 2006; Jaimes and Freitas, 2006; Zamora Valcarce et al., 2006; Giulio et al., 2012; Pfiffner and Gonzalez, 2013; Fennel et al., 2015).

The Mochica orogeny is responsible for the initial development of the foredeep Andean Basin from northern Peru to south of Bolivia, parallel to the Andean margin (Fig. 36) (Reyes, 1972; Jaillard and Sempere, 1991; Sempere et al., 1997). In the south, a set of arches formed a boundary between the Andean Basin and the Salta Basin in northern Argentina. It is widely accepted that the Salta Basin resulted from the Early Cretaceous extensional regime, with sedimentation in a series of fault-bounded basins related either to the opening of the South Atlantic or back-arc extension (Salfity and Marquillas, 1994; Siks and Horton, 2011; Becker et al., 2015). As a result, from the Valanginian to Campanian, the sedimentation in the Salta Basin has been assumed as a rift phase (Hernandez et al., 1999; Masferro et al., 2003; Siks and Horton, 2011), and the Maastrichtian-Paleocene sedimentation has been attributed to post-rift thermal subsidence, which began with the Yacoraite Formation (Salfity and Marquillas, 1994; Comínguez and Ramos, 1995; Masferro et al., 2003; Siks and Horton, 2011; Marquillas et al., 2011). Usually, only the Cenozoic sequence of the Salta Basin has been interpreted as a foreland basin (Masferro et al., 2003; DeCelles et al., 2011; Siks and Horton, 2011; Becker et al., 2015).

A marine transgression in the Andean foredeep basin, from the north toward the south, occurred in the Cenomanian (Jaillard, 1994; Camoin et al., 1997; Martinez and Mamani, 1995; Jaillard and Sempere, 1991; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997) and is represented (for example) by the upper portion of the Moa Formation in the Acre Basin (Feijó and Souza, 1994; Cunha, 2007) and the Miraflores Formation in the Potosí Basin (Fig. 35) (Jaillard and Sempere, 1991; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997). The Cenomanian age of the Miraflores Formation is well established by the record of *Neolobites vibrayeanus* (Reyes, 1972; Jaillard and Sempere, 1991; Wiese and Schulze, 2005). However, the ages of the subjacent nonfossiliferous La Puerta and Tarapaya formations are controversial (Reyes, 1972; Jaillard et al., 2000), raising doubts related to the relationship of these units with the foreland system or the previous extensional

regime. In southern central Bolivia, the total Cretaceous succession is approximately 1200 km thick and is composed of marine and nonmarine deposits (Sempere et al., 1997).

Late Cretaceous sedimentation also occurred in cratonward areas parallel to the Andean Basin characterizing the Bauru, Parecis and Solimões basins (Figs. 35 and 36). The Cretaceous of the Parecis Basin is composed of nonmarine deposits of the Salto das Nuvens and Utiariti formations (Parecis Group), occupying a relative wide area and with a maximum preserved thickness of approximately 150 m (Bahia et al., 2006). The fossil record provides evidence of Late Cretaceous age for the undifferentiated Parecis Group consisting of theropods (Kellner and Campos, 2002; Bittencourt and Langer, 2011), the sauropod Gondwanatitan (Franco-Rosas et al., 2004), and crocodyliformes similar to *Mariliasuchus* and *Notosuchus* (Marconato, 2006). The underlying eolian deposits of the Rio Ávila Formation are assumed to be Late Jurassic (Batezelli et al., 2014), although no fossil record exists to support this hypothesis. The sedimentation of the thick Alter do Chão Formation in the Solimões (1250 m) and Amazonas (1000 m) basins began at the same time. According to Silva et al. (2003), the preservation of these fluvial and alluvial fan deposits in the Solimões Basin is related to the Andean orogeny events. However, the age assignment of the Alter do Chão Formation is controversial, i.e., early Cenomanian-Maastrichtian (Daemon and Contreiras, 1971) or late Aptian for the lower portion and Cenomanian for the middle portion (Dino et al., 1999), with a lack of biostratigraphic definition for its upper portion (Dino et al., 2012; Mendes et al., 2012).

There is no record of Cenomanian-Turonian sedimentation in the region between the Potosí Basin in Bolivia (south-central portion of the Andean Basin) and the Bauru and Parecis basins in Brazil (Figs. 35 and 36), which indicates the existence of an uplifted area that was not received or did not preserve sediments at this time.

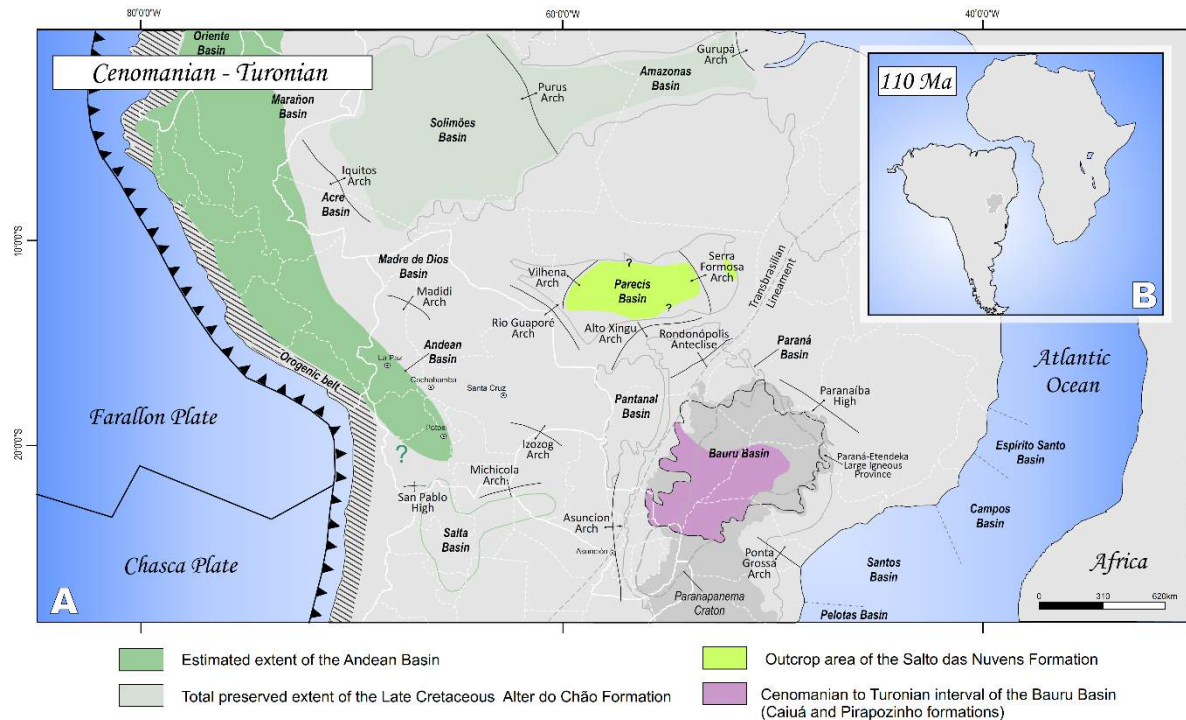


Figure 36. A. The retroarc foreland system at Cenomanian-Turonian, with South America fixed in present-day coordinates. Orogenic belt and estimated extent of the Andean Basin from Jaillard and Arnaud-Vanneau (1993), Pindell (1995) and Jaillard et al. (2000). Plate configuration from Maloney et al. (2013). Outcrop area of the Salto das Nuvens Formation (Parecis Basin) from Bahia et al. (2006). Extent of the Alter do Chão Formation from Caputo (1991) and Mendes et al. (2012). Deposition in the Bauru Basin following the isopach maps presented in this work (Figure 35). Position of arches and highs compiled from Comínguez and Ramos (1995), Riccomini et al. (1997), Bahia et al. (2006), Milani et al. (2007b), Marquillas et al. (2011), Curto et al. (2014) and Lisboa et al. (2013). **B.** Relative position of South America and Africa at 110 Ma, with Africa fixed in present-day orientation (Heine et al., 2013).

7.4.2 Migration of the system - Coniacian to Campanian

By the late Turonian to earlier Coniacian, a new event of Andean orogeny occurred in the Central Andes and portions of the North Andes, which characterize the first event of the Peruvian Phase (Noblet et al., 1996; Jaillard and Soler, 1996; Sempere et al., 1997; Jaillard et al., 2000). The Peruvian Phase extended from the Coniacian to early Paleocene and was characterized by relatively short deformation events: the Turonian-Coniacian boundary (~88 Ma), Santonian (~85 Ma), late Campanian (~80e75 Ma) and late Maastrichtian (~70-65 Ma) alternating with longer intervals of tectonic quiescence (Jaillard, 1994; Jaillard and Soler, 1996; Sempere et al., 1997; Jaillard et al., 2000). The subduction that began near the Aptian-Albian boundary in the west margin of South America accelerated after 90e95 Ma, simultaneously with the acceleration of the absolute motion of the South American plate during the opening of the South Atlantic Ocean (Folguera et al., 2011; Ramos, 1999, 2000, 2009; Maloney et al., 2013).

For Jaillard et al. (2000), the Turonian-Coniacian boundary is marked by the end of carbonate sedimentation in the Andean Basin and is replaced by marine shales in the north portion and red shales and siltstones in the south with abundant evaporites layers (Fig. 35). A significant tectonic shortening occurred in the western areas of northern Chile, and consequently, a remarkable increase in subsidence occurred in the Andean foredeep basin (Sempere et al., 1997; Jaillard et al., 2000). The sudden increase in subsidence is defined in the Potosí Basin by the accumulation of a thick sequence initiated with the deposition of the Aroifilla Formation in the Coniacian and followed by the Chaunaca, Torotoro and Coroma formations (Jaillard and Sempere, 1991; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997; Jaillard et al., 2000). At the same time, the deposition of the marine deposits of the Rio Azul Formation began in the Acre Basin (Cunha, 2007). In both basins, unconformities separate the Cenomanian-Turonian and Coniacian-Campanian successions (Sempere, 1995; Cunha, 2007). In the Coniacian, the arc migrated eastward in Peru together with the depocenter of the Andean Basin (Fig. 37) (Jaillard, 1994; Jaillard et al., 2000).

For the Parecis Basin, the exposition area of the Utiariti Formation might indicate that migration of its depocenter (Fig. 37), but there is insufficient data available to support this hypothesis. Similarly, there is no available information that allows reconstruction of the basin-fill geometry of the Alter do Chão Formation in the Solimões Basin. However, Caputo (1991) states that the Iquitos Arch between Acre and Solimões basins resulted from flexural uplift in response to orogenic loading of the Andes, and this structure migrated toward the Solimões Basin during its Cretaceous and Cenozoic sedimentation (Fig. 37).

In the northern Peruvian margin, an incipient thrusting and progressive emergence occurred in the early Santonian (Jaillard, 1994; Jaillard et al., 2000). However, in southern Peru and Bolivia, the stratigraphic data are insufficient to demonstrate the occurrence and duration of this event (Jaillard et al., 2000; Sempere et al., 1997), and it appears equally unrecorded in the Bauru Basin.

From the point of view of Sempere (1995), the latest Turonian-earlier Coniacian orogenic pulse of the Peruvian Phase in Central Andes was followed by a stage of orogenic quiescence in Campanian, which is viewed in the Andean Basin as the decrease in the rate of sedimentation and progradation of immature sands from the west (Sempere, 1995). In the Bauru Basin, the fluvial meandering deposits of the Adamantina Formation were deposited by the Campanian.

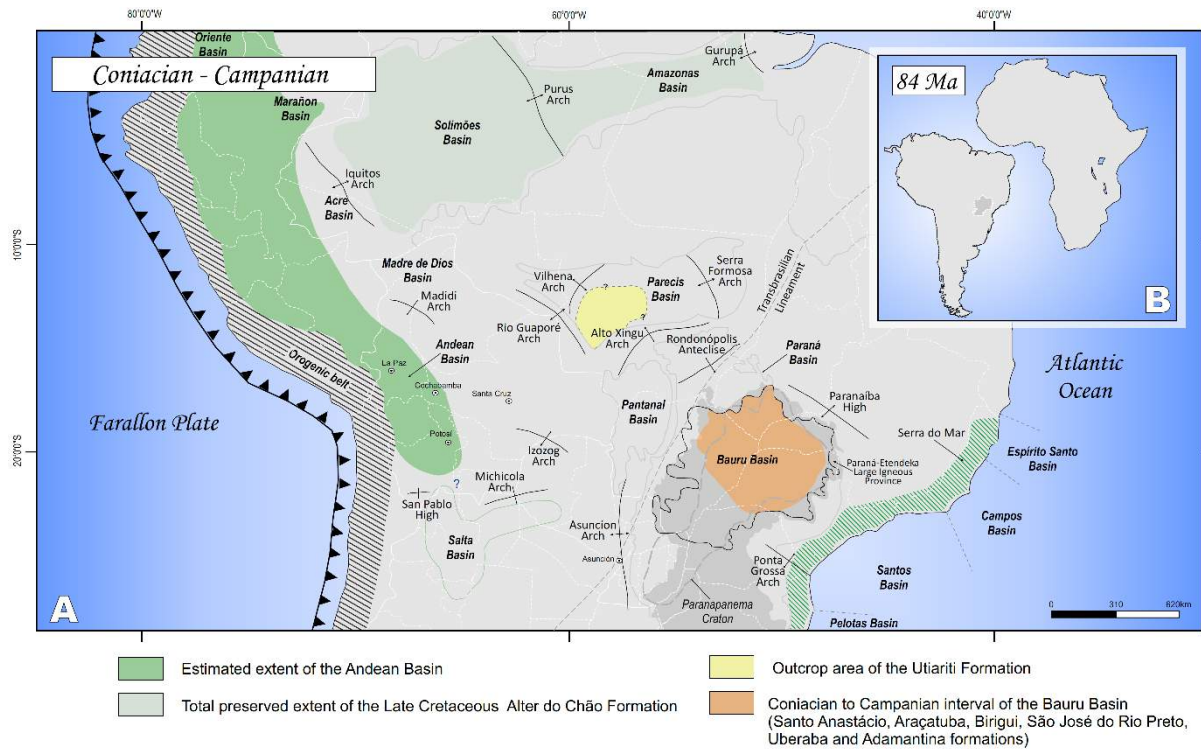


Figure 37. A. The retroarc foreland system at Coniacian-Campanian, with South America fixed in present-day coordinates. Orogenic belt and estimated extent of the Andean Basin from Sempere (1995), Pindell (1995) and Sempere et al. (1997). Plate configuration from Maloney et al. (2013). Outcrop area of the Utiariti Formation (Paracis Basin) from Bahia et al. (2006). Extent of the Alter do Chão Formation from Caputo (1991) and Mendes et al. (2012). Deposition in the Bauru Basin following the isopach maps presented in this work (Figure 35). Serra do Mar uplift from Chang et al. (1992), Gallagher et al. (1994), Zalán and Oliveira (2005) and Karl et al. (2013). See figure 34 for references about structures. B. Relative position of South America and Africa at 84 Ma, with Africa fixed in present-day orientation (adapted from Nurnberg and Müller, 1991).

Similar to the Cenomanian-Turonian interval, no Coniacian-Campanian sediment is preserved in the west of Bolivia and northwest of Paraguay, between the Andean Basin and the Bauru Basin (Figs. 35 and 37).

7.4.3 End of sedimentation in the Bauru Basin - Maastrichtian to Paleogene

After a relatively long interval of tectonic quiescence, a new contractional pulse of the Peruvian orogeny occurred in the late Campanian, with thrusting and uplift recorded in the Central Andes (Jaillard, 1994; Jaillard and Soler, 1996; Sempere et al., 1997; McQuarrie et al., 2005; Ramos, 2009). In the North Andes, accretion of oceanic crust occurred at 75-65 Ma along the Ecuadorian and Colombian margins, interpreted as multi-episodic collisions of the leading edge of the Caribbean Plateau with the South American Plate (Ramos, 1999, 2009; Ramos and

Alemán, 2000). Moreover, in the Late Campanian, the location of the magmatic arc in northern Chile significantly shifted eastward, which has been interpreted as a decrease of the slab subduction angle (Jaillard and Soler, 1996; Jaillard et al., 2000). This latest Late Cretaceous shallowing of the subduction is also interpreted in the southern Central Andes and the South Andes (Ramos, 2009; Folguera et al., 2011; Spagnuolo et al., 2012).

The crustal loading event is represented in the Andean Basin by a high rate of subsidence near the Campanian-Maastrichtian boundary, which declined in the late Maastrichtian when the Maastrichtian-lower Paleocene sequence was deposited (Sempere, 1995; Jaillard and Soler, 1996; Sempere et al., 1997). In addition, the depocenter of the Andean Basin shifted eastward (Fig. 38) (Jaillard et al., 2000).

According to Sempere (1995), the sedimentation rate increased in the Potosí Basin near the Campanian-Maastrichtian boundary, and an influx of sand occurred from the west (Brazilian Shield), attributed to thrusting in the Andes accompanied by uplift of a forebulge in the west of Bolivia. A new cycle of marine transgression simultaneously occurred in the Andean Basin, extending southward to the Salta Basin. This transgression is characterized by the base of the El Molino Formation in the Potosí Basin and its equivalent Yacoraite Formation in the Salta Basin (Sempere, 1995; Gayet et al., 2001). In the Acre Basin, the Maastrichtian-Paleocene sequence is represented by the basal fluvial deposits of the Divisor Formation, the marine shales of the Rio Azul Formation (Fig. 35), and the marine transgressive facies of the Ramon Formation (Cunha, 2007). From the point of view of DeCelles and Horton (2003) and McQuarrie et al. (2005), the El Molino and Santa Lucía formations (Potosí Basin) might have been deposited in a backbulge province of a retroarc foreland system. Conversely, Sempere et al. (1997) propose that this Upper Cretaceous-Paleocene sequence was deposited in a foredeep basin, and Mpodozis et al. (2005) noted the absence of a forebulge separating the Bolivian Potosí Basin from the deposits of the Purilactis Group close to the zone of active deformation.

During the Maastrichtian to Paleocene, the sedimentation in the studied area was markedly different from that of the preceding periods, with the preservation of the Cajones Formation in the area between the Andean Basin and the Bauru Basin (Figs. 35 and 38). An unconformity separates the Cajones Formation from the Jurassic extensional deposits below (Moretti et al., 1996). In the region of Santa Cruz in Bolivia, the Cajones Formation is interpreted as the product of fluvio-deltaic environment with a marine influence from the northwest and is laterally equivalent to the El Molino Formation (Kusiak and Zubieta Rossetti, 2003). The Cajones Formation is dated to the Maastrichtian based on fish fossils that also occur in the El Molino (Maastrichtian-Danian) and Yacoraite (Maastrichtian) formations (Aguilera

et al., 1989; Gayet et al., 2001; Kusiak and Zubieta Rossetti, 2003; Cónsole Gonella et al., 2009). The Adrián Jara Formation in northwest Paraguay corresponds to the Bolivian Cajones Formation (Gómez Duarte, 1986).

In the Parecis Basin, the age range of the Utiariti Formation extends to the early Paleocene (Bahia et al., 2006); but in the Solimões Basin, the upper limit of the Alter do Chão Formation is controversial (Dino et al., 1999).

According to Jaillard et al. (2000), widespread unconformities are recorded near the Maastrichtian-Paleocene boundary, with coarse sedimentation and deformation in the Central Andes suggesting that a tectonic event occurred by this time, but this possible event is still poorly known.

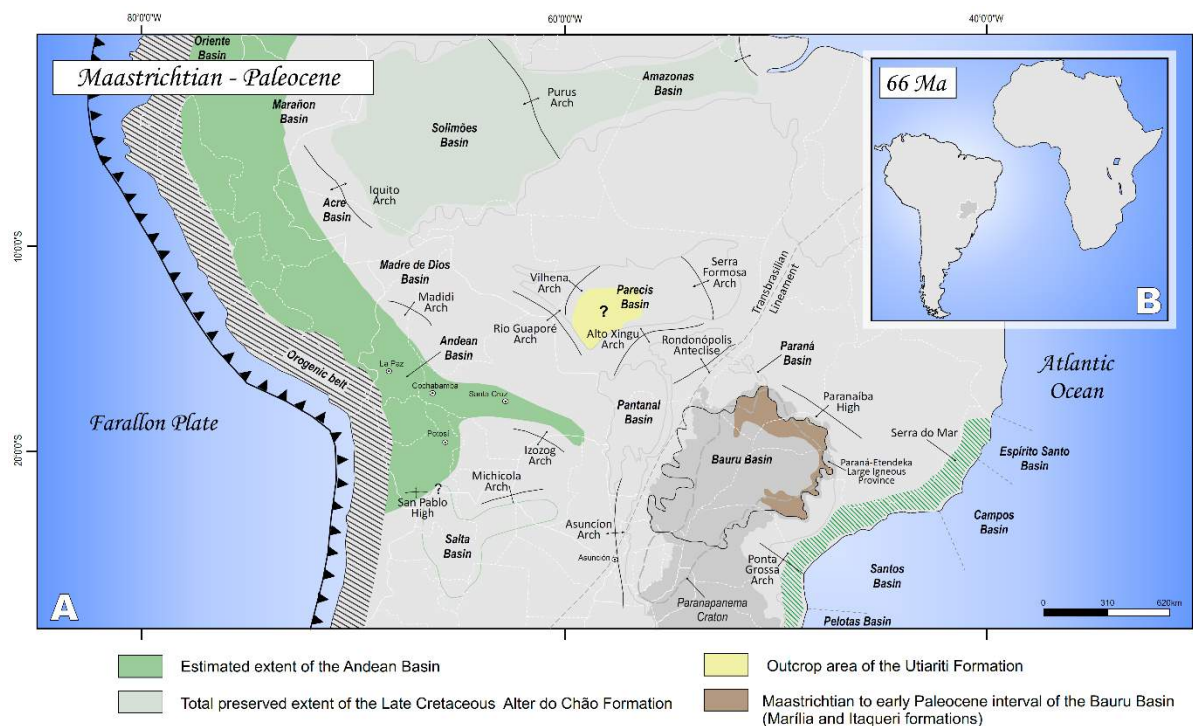


Figure 38. A. The retroarc foreland system at Maastrichtian-Paleocene, with South America fixed in present-day coordinates. Orogenic belt and estimated extent of the Andean Basin from Reyes (1972), Gayet et al. (1995), Sempere (1995), Pindell (1995), Sempere et al. (1997), Jaillard et al. (2000), Gayet et al. (2001) and Kusiak and Zubieta Rossetti (2003). Plate configuration from Maloney et al. (2013). Outcrop area of the Utiariti Formation (Parecis Basin) from Bahia et al. (2006). Extent of the Alter do Chão Formation from Caputo (1991) and Mendes et al. (2012). Deposition in the Bauru Basin following outcrop area of the Marília and Itaqueri formations (Figure 2). For references about See figures 34 and 37 for references about structures and Serra do Mar uplift. **B.** Relative position of South America and Africa at 66 Ma, with Africa fixed in present-day orientation (Scotese, 2001).

7.4.4 The system during the Cenozoic

The retroarc foreland system evolved during the Late Eocene to Miocene into the Chaco Basin (Fig. 1), with a Cenozoic sequence that is approximately 2.5 km thick, predominantly consisting of fluvial and lacustrine deposits (DeCelles and Horton, 2003). Its evolution is related to a clockwise rotation of the South American Plate in the Eocene and the orogenic pulses of the Incaic and Quechua tectonic phases (Mégard et al., 1984; Noblet et al., 1996; Jaillard and Soler, 1996).

A full discussion of the development of the system during the Cenozoic is beyond the scope of this contribution, which is focused on the depositional time of the Bauru Basin. The Cenozoic evolution has been intensively studied by many authors (i.e. Lamb et al., 1997; Horton and DeCelles, 1997; Jaillard et al., 2000; DeCelles and Horton, 2003; McQuarrie et al., 2005; Uba et al., 2006; Sempere et al., 1997; Jiménez et al., 2009; Prezzi et al., 2009; DeCelles et al., 2011; Maloney et al., 2013; Cohen et al., 2015; Engelder and Pelletier, 2015; Quade et al., 2015). Certain studies have demonstrated that the system also migrated toward the craton during the Cenozoic, coupled with the eastward shift of the orogenic front and the development of the Eastern Cordillera (Horton and DeCelles, 1997; Jaillard et al., 2000; DeCelles and Horton, 2003; McQuarrie et al., 2005; Uba et al., 2006; Prezzi et al., 2009). Consequently, the Miocene deposits of the Pantanal Basin were deposited in the back-bulge province of the system and still constitute the backbulge of the modern foreland system (Horton and DeCelles, 1997; McQuarrie et al., 2005).

The thickness of the Pantanal basin-fill exceeds 400 m (Assine, 2003; Assine and Soares, 2004), which is not consistent with the thickness expected in back-bulge depozones (Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Giles, 1996). Therefore, additional mechanisms of subsidence have been considered to explain this thickness, including the dynamic effects of the subduction and isostatic effects of high-density rocks underlying the Pantanal Basin (Horton and DeCelles, 1997).

The Cenozoic sedimentation in Acre and Solimões basins has been associated with the Andean orogeny (Feijó and Cunha, 1994; Cunha, 2007; Cunha et al., 2007) and is characterized by fluvial meandering and lacustrine deposits of the Solimões Formation that reach 2200 m of thickness in the Acre Basin (Cunha, 2007) and 1800 m in the Solimões Basin (Wanderley Filho et al., 2007).

7.5 DISCUSSION

The mechanisms of sediment accumulation and preservation in the Bauru Basin have been poorly understood. Integration of its characteristics (basin-fill geometry, thickness, depositional systems and age) with the available information on the overall tectonic setting and adjacent coexistent basins has aided in characterizing its subsidence pattern and has contradicted previous hypotheses.

The depositional systems in the Bauru Basin are nonmarine, and the caliber of sediment is predominantly fine. Local accumulations of coarse-grained sediments (alluvial fans) are limited to the Maastrichtian to early Paleocene portion of the succession in the north and east borders of the basin. As selected sedimentological studies previously noted (Soares et al., 1980; Paula e Silva et al., 2009), no evidence exists that faults controlled the initial sedimentation. Although the extensional regime that prevailed from the Jurassic to Early Cretaceous was responsible for widespread rifting in South America, the sedimentation in the Bauru Basin began in the Cenomanian with the Caiuá and Pirapozinho formations, as proposed herein. Hence, evidence was not found to support the preceding proposals of grabens and rifts.

Among the mechanisms that might potentially be important in basin development, the dynamic effects of plumes can be rejected as a basin-forming mechanism for the Bauru Basin. Previously, alkaline magmatism in structures near the border of the basin (Rondonópolis Antecline, Paranaíba High and Asunción Arch) and the uplift of Serra do Mar were linked to the impact of the Trindade and Tristan da Cunha mantle plumes (Riccomini et al., 2005; Gibson et al., 1995; Van Decar et al., 1995; Brod et al., 2005; Zalán and Oliveira, 2005). Posteriorly, certain studies demonstrated a disconnection between the isotopic and geochemical compositions of the alkaline magmatic rocks and these plumes (Ruberti et al., 2005; Comin-Chiaramonti et al., 1997, 1999; Comin-Chiaramonti et al., 2014; Gomes et al., 2013). Moreover, paleomagnetic reconstructions have demonstrated that the Tristan da Cunha plume was located too far from the Paraná-Etendeka LIP at the time of its eruption (Valanginian), and the Trindade Plume was located approximately 1000 km to the north of Serra do Mar and Paranaíba High at the moment of the Late Cretaceous alkaline magmatism (Ernesto et al., 2002; Ernesto, 2005). These alkaline magmatic events could have resulted from decompressional melting due to local lithospheric extension and reactivation of normal pre-existing faults in the basement reactivated as transgressive structures related to the opening of the Atlantic Ocean (Almeida and Carneiro, 1998; Hasui and Haralyi, 1991). Consequently, alkaline magmatism adjacent to the Bauru Basin does not indicate that the basin was subjected to an extensional regime in Late Cretaceous

and/or its subsidence related to mantle plumes. In addition, the uplift of these extrabasinal arches is not responsible for the basin subsidence, in opposition to previous hypotheses (i.e. Batezelli, 2015). The alkaline magmatic events are local occurrences in regions that were uplifted simultaneously with the sedimentation in Bauru Basin and might have acted as source areas of sediments.

Similarly, although the initial pulses of the Serra do Mar uplift were almost simultaneous with the beginning of the Coniacian sedimentation in Bauru Basin (Figs. 33 and 38), they do not have a direct relationship with its subsidence. For Chang et al. (1992) and Gallagher et al. (1994), the uplift of the Serra do Mar was caused by isostatic rebound due to unloading of the lithosphere during the rifting of South Atlantic, probably associated with underplating.

This continental marginal uplift is deeply associated with the opening of the South Atlantic Ocean and cannot explain the creation of the Bauru Basin. During the climax of the Serra do Mar uplift, an expressive increase occurred in the sediment supply to the Santos Basin (Pereira e Feijó, 1994) and might have contributed similarly to the sedimentation of the Bauru Basin.

The Bauru Basin is positioned over the maximum preserved thickness of the basalts of the Paraná-Etendeka LIP or Serra Geral Formation (700e1000 m; Zalán et al., 1990) (Fig. 39). Therefore, certain authors have explained the Bauru Basin development as the result of thermal subsidence related to the cooling of these extensive and thick lava flows (Zalán et al., 1990) and/or a flexural depression created by the load of the basalts (Riccomini, 1997b; Fernandes and Coimbra, 1996, 2000; Milani, 2003; Milani and De Wit, 2008; Batezelli, 2015). Leng and Zhong (2010) demonstrated that surface subsidence occurs over tens of millions of years before flood basalt eruptions in LIPs, and during the basalt eruption, the loading from erupted rocks causes subsidence at the periphery of the eruption area that affects the environment for subsequent episodes of basalt eruption.

In contrast, Mariani et al. (2013) suggested that underplated material might have been the mechanism that drove the subsidence of the Bauru Basin due to subcrustal loading and cooling. Indeed, magmatic underplating appears to be common in LIPs (MacLennan and Lovell, 2002; Thybo and Artemieva, 2013), but the existence of underplating beneath the Bauru Basin is still disputed (Molina et al., 1999; An and Assumpção, 2006; Mariani et al., 2013). MacLennan and Lovell (2002) have shown that the addition of mafic magma to the lithosphere causes surface uplift of approximately 10% of the thickness of the magma sill. Due to solidification of the magma, rapid subsidence occurs at an order of magnitude of approximately

half of the original uplift, and additional relatively slow subsidence results from cooling of the solid lithosphere after magma injection (Maclennan and Lovell, 2002). According to Maclennan and Lovell (2002), the time scale of solidification is controlled by the sill thickness, but even considering the thickness of 10 km of the underplated material suggested by Mariani et al. (2013), the overall subsidence expected should be on the time scale of a few million years.

In both cases, loading from the erupted rocks or subcrustal loading and cooling of underplated material, these hypothesis should take in account that subsidence is expected to occur during or immediately after these events. Because the LIP extruded in the Valanginian (Thiede and Vasconcelos, 2010) and sedimentation in Bauru Basin is assumed to have started in Cenomanian, there is a time span of approximately 34 Ma between these hypothesized basin-forming mechanisms and the beginning of sedimentation.

The key aspects of the Bauru Basin are that the isopach pattern of the preserved entire basin-fill shows regional closure surrounding central thick zones (Fig. 32B), with accumulation in a shallow and broad region suggesting that the sediment accommodation could have involved a component of flexural subsidence. Furthermore, the isopach map of the interval from the Cenomanian to Turonian shows a depocenter in northwestern Paraná State (Fig. 32C), whereas the interval from the Coniacian to Campanian shows a depocenter in northwestern São Paulo State (Fig. 32D). This pattern can be explained as a migration of the depocenter through time and suggests an episodic history of creation of accommodation.

The stratigraphic architecture of the Bauru and Potosí basins are in phase, and both are out of phase with the region between them (Fig. 35). The tectonic load event at early Cenomanian led to subsidence and the establishment of marine and distal alluvial environments in the Andean Basin, e.g., as characterized by the upper portion of the Moa Formation in Acre Basin and the Miraflores Formation in Potosí Basin (Jaillard, 1994; Camoin et al., 1997; Martinez and Mamani, 1995; Jaillard and Sempere, 1991; Sempere, 1995; Sempere et al., 1997). The accumulation in the Bauru Basin began concomitantly with this Cenomanian transgression in the Andean Basin with the lacustrine, fluvial and eolic deposits of the Pirapozinho and Caiuá formations. A similar situation is observed during the second loading event in the early Coniacian (Peruvian Phase), starting with the deposition of the Rio Azul and Aroifilla formations, respectively, in Acre and Potosí basins, and the Araçatuba and Santo Anastácio formations in Bauru Basin. In both the Andean and Bauru basins, eastward shifts of their depocenters are observed (Fig. 9). Again, the load event in Late Campanian is responsible for the creation of accommodation in the Andean Basin (i.e., the Divisor and El Molino formations) following a new cratonward migration of the orogenic front and the associated shift of the basin

depo-center (Sempere, 1995; Sempere et al., 1997). At the same time, there is an apparent shift of the Bauru depositional area, with the northwest onlap pattern of the Marília and Itaqueri formations onto the cratonic margin (Fig. 10). The simultaneous shifting of the Andean and Bauru basins in the same direction after orogenic events and their reciprocal stratigraphy are characteristics indicating that supracrustal loading was also responsible for the subsidence in Bauru Basin. From the shape, thickness and cratonward position of the Bauru Basin related to the foredeep Andean Basin and the Late Cretaceous orogen, it is deducible that the Bauru Basin has evolved in the back-bulge province of a retroarc foreland system (Figs. 2 and 39). Therefore, the Bauru sedimentary fill corresponds to a first-order sequence, with basal contact changing the tectonic setting, i.e., from the Mesozoic extensional deposits of the Parana Basin below to the foreland system above.

The forebulge in retroarc foreland systems is an elevated feature, and therefore, it is generally considered to be a zone of nondeposition or erosion, and a resulting unconformity has been used to track its position through time (DeCelles and Giles, 1996; Catuneanu, 2004). Consequently, the region in the west of Bolivia and northwest of Paraguay characterizes the forebulge depozone of this system, which has not received or preserved sediment from the Cenomanian to Campanian (Figs. 35-37).

Taking into account the extent of the foredeep Andean Basin, other contemporaneous deposits should be expected to exist along the cratonic side of the system, similar to the back-bulge Bauru Basin. Indeed, the position of the Upper Cretaceous deposits of the Parecis and Solimões basins appear to indicate that these basins evolved in the back-bulge province of this retroarc foreland system (Figs. 35 and 39). For Caputo (1991), the Iquitos Arch between the Acre and Solimões basins resulted from flexural uplift in response to the orogenic loading of the Andean belt during the Cretaceous. The progressive cratonward onlap of the foredeep strata of the Acre Basin onto an unconformity in the Iquitos Arc indicates that this structure underwent eastward migration coeval with the Cretaceous and Cenozoic sedimentation (Caputo, 1991). Therefore, the Iquitos Arch might be a forebulge between the foredeep Acre Basin and the back-bulge Solimões Basin. Still, there is no accurate biostratigraphy for the Upper Cretaceous deposits of the Parecis and Solimões basins due to the scarcity of fossil records, and there are insufficient data to reconstruct their basin-fill geometry. Therefore, the evidence is inconclusive for demonstration that they are back-bulge basins.

Certain authors interpreted the Cretaceous accumulation in Potosí Basin as resulting from thermal subsidence related to a rift system (Welsink et al., 1995; Camoin et al., 1997; Viramonte et al., 1999; Deconinck et al., 2000; Jiménez et al., 2009), similar to the nearby Salta

rift system in northern Argentina. However, several authors have shown that at least a portion of the upper Puca Group (Aroifilla, Chaunaca, Torotoro, Coroma, El Molino and Santa Lucía formations) might represent a foreland basin related to initial shortening of the Andes (Sempere et al., 1997; Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Horton, 2003; McQuarrie et al., 2005). These authors suggested that the high rate of sediment accumulation, the variable rates of sedimentation through time and the abrupt cessation of sedimentation after the deposition of the Santa Lucía Formation are characteristics that differs from the expected gradual decrease of the subsidence rates predicted for rift models. In addition, the influence of the early Andean orogen on the Salta Group sedimentation in the Salta rift system remains unclear; it might not be initially controlled directly by the geodynamic process related to the orogenic belt (Salfity and Marquillas, 1994; Cominguez and Ramos, 1995; Hernandez et al., 1999; Masferro et al., 2003; Marquillas et al., 2011; DeCelles et al., 2011; Siks and Horton, 2011; Becker et al., 2015). This research is consistent with the previous interpretations in which the Potosí Basin is a component of the foredeep Andean Basin.

The Cenomanian-early Paleocene South American retroarc foreland system is comparable with other systems in flexural profile, size, preserved thickness and pattern of depositional shift trough time, especially the Karoo and Western Canada basins, which are also formed on thick and Precambrian crusts with high flexural rigidity (Catuneanu et al., 1997b; Catuneanu et al., 1998; Miall et al., 2008). Along the dip, the relative proportion among the flexural provinces of the South American system is compatible with extant models and the proportions observed in the Karoo and Western Canada foreland systems (DeCelles and Giles, 1996; Catuneanu, 2004). The forebulge and the back-bulge are wider than the foredeep province (Figs. 34 and 39). The foredeep measures approximately a quarter of the wavelength, the forebulge is slightly longer than half of the wavelength, and the back-bulge is somewhat narrower than half of the wavelength. The flexural profile might be modified if the crust contains pre-existing weaknesses that allow the development of fault-controlled uplifts and depocenters (DeCelles and Giles, 1996; Catuneanu et al., 1997a, b). Accordingly, the slightly asymmetric flexural profile observed in the South American foreland system might be a consequence of heterogeneities of the basement.

The South American retroarc foreland system extends approximately 2005 km from the orogenic front, considering the preserved sedimentary fill of the interval from the Maastrichtian to Paleocene of the Bauru Basin (Fig. 39). Thus, the maximum size of this system along dip is wider than the North American Western Interior Foreland Basin with 865 km on the Western Canada Basin but is comparable with the Karoo retroarc foreland system. Although

the back-bulge province of the Karoo system has not been completely understood, it is known that a portion of the sediments of this province is preserved in Tuli Basin, approximately 1550 km from the orogenic front (Catuneanu et al., 1998; Catuneanu et al., 2002; Bordy and Catuneanu, 2001; Catuneanu et al., 2005). Because the maximum extent of its foredeep reaches 415 km (Catuneanu et al., 1998), and this province represents a quarter of the wavelength of the sinusoidal flexural profile, the total extent of the Karoo system might be estimated at approximately 2075 km. Wide retroarc foreland systems are developed in thicker, older or less deformed crust (high flexural rigidity or effective elastic thickness T_e) because the wavelength of the flexural profile depends primarily on the rheology and thickness of the underlying lithosphere (Beaumont, 1981; Watts, 1992; Catuneanu, 2004). Therefore, a wide system could be predictable for the South American case during the Late Cretaceous because this system was formed largely on thick and old crust with high T_e (Figs.1 and 34), including the Proterozoic-Archean Amazonian Craton (Cordani and Teixeira, 2007), the Neoproterozoic Paraguay Belt (Godoy et al., 2010), the Paleoproterozoic Paranapanema Craton (Mantovani et al., 2005; Ramos et al., 2010), and the Paleoproterozoic Rio Apa Block (Godoy et al., 2009; Faleiros et al., 2015).

A cratonward movement of the system is likely a response to the orogenic front shifting and redistribution of the load. The simultaneous shift of the depocenters of Bauru and Andean basins during times dominated by orogenic loading (Mochica and Peruvian phases) demonstrate that progradation of the South American retroarc foreland system occurred during its early stages in the Late Cretaceous, when the crust probably had a relatively higher rigidity. However, several authors have demonstrated that shifting occurred toward the craton during its later stages, as represented by the Chaco foreland system extending to the modern Pantanal Basin (Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Horton, 2003; McQuarrie et al., 2005). Flexural models predict that after successive loading events, the lithosphere relaxes stress, and with lower flexural rigidity, the system tends to be relatively smaller (Beaumont, 1981; Beaumont et al., 1988; Watts, 1992; Catuneanu, 2004). This condition explains the relatively shorter wavelength of the system observed in Cenozoic (Fig. 39), and a more significant progradation of the orogenic front occurred during this time of the Andean evolution.

The maximum preserved thickness (271 m) of the Bauru sedimentary fill is an order of magnitude greater than what would be expected if accommodation resulted only from flexural subsidence. Flexural models predict a subsidence on the order of 10 m for reasonably rigid continental lithosphere in back-bulge depozones (Beaumont, 1981; Allen and Allen, 2005; DeCelles and Giles, 1996). Nevertheless, several authors have documented accumulations of

sediment in back-bulge depozones that range in thickness from tens of meters to more than 600 m (e.g. Plint et al., 1993; DeCelles and Currie, 1996; Holt and Stern, 1994; DeCelles and Giles, 1996; Leier et al., 2007). Thick accumulation have been explained by superimposed mechanisms, such as differential uplift and subsidence of basement blocks (Plint et al., 1993; Catuneanu et al., 1997a, b), dynamic subsidence and subcrustal loading (Holt and Stern, 1994). A key question is which set of variables controlled the widespread accommodation and thick sediment accumulation in the Bauru Basin.

First, mini-basins within the back-bulge province as well as the foreland system as a whole might have potentially been generated by differential subsidence and uplift associated with zones of weakness in the underlying crust, similar to the Western Canada Basin (Plint et al., 1993) and the Karoo foreland system (Catuneanu et al., 1997a, b). Therefore, in theory, the reactivation of crustal faults by the Cretaceous geodynamics could have been a mechanism overlapping the flexural subsidence of the Bauru Basin and might also have controlled its thickness.

Subcrustal loading processes can also act in the retroarc foreland system as a minor subsidence mechanism (Holt and Stern, 1994; Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015). Thus, the subcrustal loading and cooling of underplating material suggested by Mariani et al. (2013) could be taken into account as an addition control on the Bauru accommodation. However, as discussed previously, the addition of mafic magma to the lower crust and uppermost mantle associated with the LIP is still uncertain, and the time span between this process and the beginning of the sedimentation should be better investigated.

Apparently, the forebulge was elevated above the base level during the Cenomanian to Campanian because there is no sediment with this age preserved in the west of Bolivia and northwest of Paraguay (Figs. 35 and 39). In the Maastrichtian, the dynamic subsidence might have been sufficiently high to outpace the flexural uplift of the forebulge and led to the preservation of fluvial-deltaic deposits in the forebulge province, the Cajones Formation in Bolivia and the Adrián Jara in Paraguay (Fig. 35). In the Santa Cruz region, a nonconformity separates the Jurassic extensional deposits below from the foreland deposits of the Cajones Formation above, and a northwest marine influence is recorded in the Cajones Formation (Kusiak and Zubieta Rossetti, 2003). However, the northwest marine incursions did not flood the entire foreland system because there is no evidence of marine paleodepositional environments in the back-bulge province. In fact, the rate of dynamic subsidence decreases exponentially from the subduction zone to the backbulge province (Fig. 34), tilting the entire flexural profile toward the orogen (Catuneanu, 2004; DeCelles et al., 2011), which explains the

extent of the marine incursions only in the areas undergoing higher subsidence and preservation of the forebulge deposits in an area closer to the foredeep province. The active role of dynamic subsidence in the late Cretaceous is consistent with interpretations of shallowing of the subduction angle of the Farallon Plate at this time (i.e. Jaillard and Soler, 1996; Jaillard et al., 2000; Ramos, 2009; Folguera et al., 2011; Spagnuolo et al., 2012) because certain studies demonstrated that the dynamic loading by viscous mantle corner flow coupled to the subducting slab is more expressive if there is a shallow dipping slab as a result increasing dynamic subsidence (Mitrovica et al., 1989; Gurnis, 1992; Holt and Stern, 1994; Catuneanu et al., 1997a). Therefore, evidence exists of the action of dynamic subsidence in this foreland system, which also might have influenced the accommodation in Bauru Basin.

The South American plate shifted westward during the opening of the Atlantic Ocean (Figs. 36-38). The plate shows horizontal stress orientations nearly parallel to the direction of the absolute plate motion, indicating that the forces related to its motion are also responsible for the regional stress orientations (Allen and Allen, 1990; Assumpção, 1992). According to Cloetingh (1992), plates deform as they change latitude, and temporal fluctuations in stress are a natural consequence of the horizontal motions of the plates. It has been demonstrated that horizontal (in-plane) stress modifies the effects of existing vertical stresses on sedimentary basins, enlarging or reducing the amplitude of the resulting flexural deformation and simultaneously affecting several basins within a plate (Cloetingh et al., 1985; Miall, 2000). Indeed, in-plane stress is a minor mechanism in retroarc foreland basins (Allen and Allen, 1990; Ingersoll, 2011; Allen et al., 2015), and its superposition might amplify the primary driving mechanism; therefore, it might potentially act as another variable controlling the thickness of the Bauru deposits. This hypothesis is consistent with the idea addressed by Chang and Kowsmann (1996), who proposed that the region occupied by the Bauru Basin and other Cretaceous deposits (the Codó Formation in the Paraíba Basin and the Urucuia Group in the São Francisco Basin) were downwarped by the action of inplane stress associated with the change in stress regime in South America.

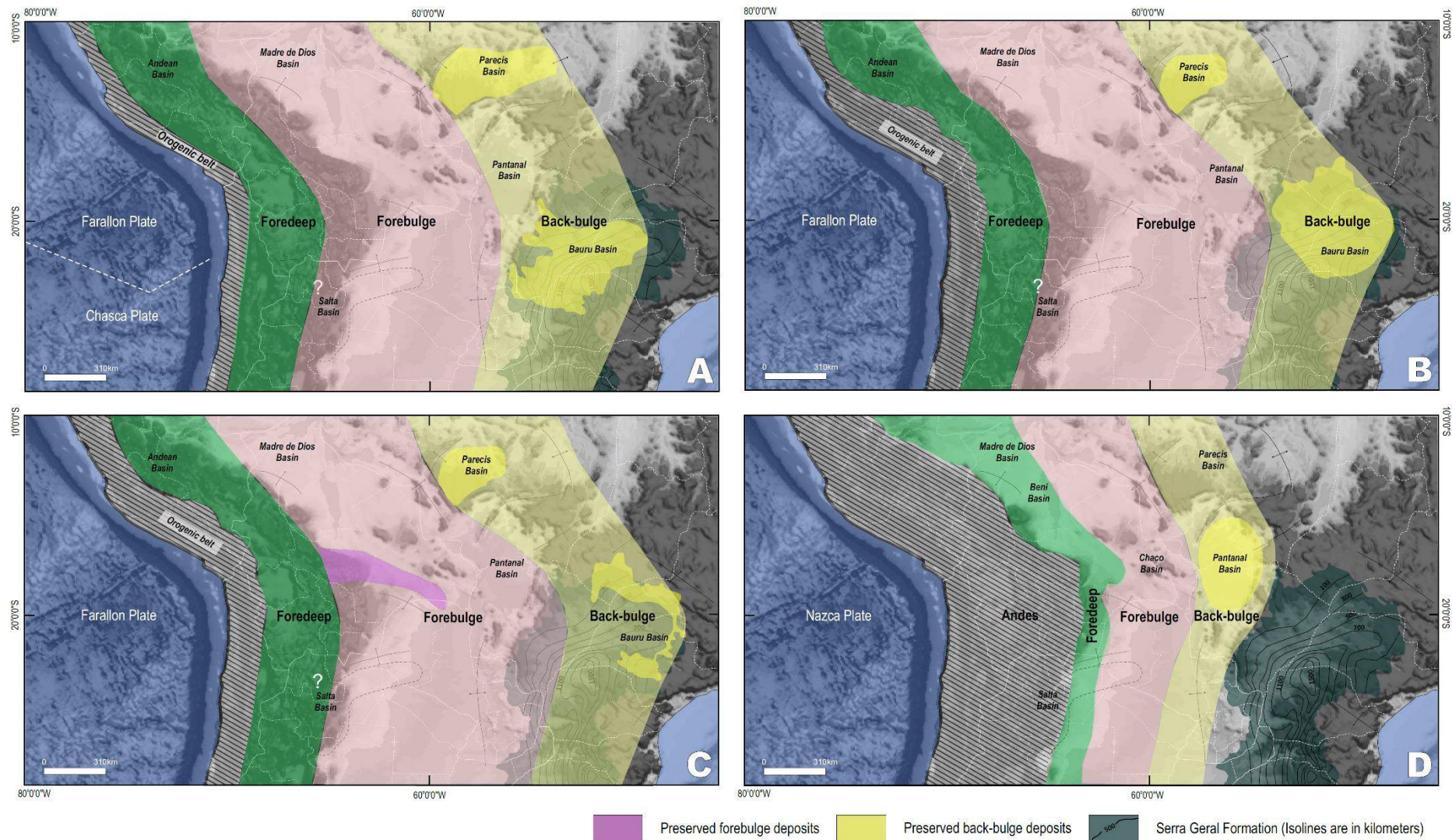


Figure 39. Evolution of the retroarc foreland system. **A.** Initial development of the system. **B.** Cratonward migration of the whole system. **C.** Sedimentation in the forebulge resultant of the increased dynamic subsidence. **D.** Modern retroarc foreland system, after its eastward migration during the Cenozoic (following Horton and DeCelles, 1997; DeCelles and Horton, 2003; McQuarrie et al., 2005). Estimated position of the provinces based on preserved deposits of the Andean Basin and back-bulge basins (see references in figures 34, 37 and 38). Isopach map of the Serra Geral Formation from Zalán et al. (1990).

8 AMBIENTES PALEODEPOSICIONAIS

*“If it keeps on rainin', levee's goin' to break
If it keeps on rainin', levee's goin' to break
When the levee breaks I'll have no place to stay”*

When the Levee Breaks, Kansas Joe McCoy e Memphis Minnie (1929)

Neste trabalho apresenta-se uma análise de fácies de testemunhos de sondagens de seis poços (Anexo 2), combinada com informações de dados geofísicos desses poços (Figura 31). Tais dados trazem informações mais contínuas sobre a geologia de subsuperfície da Bacia Bauru. Maior ênfase é dada para as informações paleoecológicas da Icnologia, inferida da análise de fácies dos testemunhos de sondagens e também de alguns afloramentos.

A análise paleoecológica da assembleia de vertebrados e invertebrados fósseis da Bacia Bauru é naturalmente limitada por fatores intrínsecos da preservação da tafocenose como processos de transporte, fragmentação, dissolução, etc. A tafocenose, por sua vez, representa uma pequena parcela da assembleia de vida que habitava os ambientes paleodeposicionais, e adicionalmente, daquilo que é preservado, ocorre ainda uma grande redução da informação gerada pela coleta irregular ou aleatória dos fósseis. A irregularidade da coleta é notadamente um fator controlador significativo para o registro fóssil dessa bacia, pois está concentrada em cortes de rodovias e ferrovias, e algumas pedreiras abandonadas, nas proximidades de centros urbanos, principalmente nos estados de São Paulo e Minas Gerais, com raras ocorrências nos estados de Goiás e Paraná (Figura 2 e Tabela 1).

Com poucas exceções, a literatura sobre o registro fóssil da Bacia Bauru não discute aspectos tafonômicos. As informações disponíveis são insuficientes para se comprovar a ausência, ou não, de assembleias bioestratigraficamente condensadas. Não se pode descartar a possibilidade de que espécies de biozonas distintas tenham sido misturadas no mesmo horizonte, porque, embora os trabalhos destaquem a unidade litoestratigráfica na qual os fósseis foram encontrados (Tabela 1), muitas vezes as informações sobre a posição na sequência deposicional são insuficientes. Todavia, não existem registros de assembleias ambientalmente condensadas, ou seja, espécies ecologicamente distintas preservadas em associação, o que poderia comprometer significativamente a análise paleoecológica.

Apesar da análise paleoecológica de sua assembleia fossilífera estar limitada a esses fatores, não há dúvidas de que os depósitos da Bacia Bauru foram formados em sistemas

deposicionais continentais. Em termos paleontológicos isso vem sendo indicado pela associação de tartarugas, crocodilomorfos, peixes, lagartos, mamíferos, dinossauros saurópodes e terópodes, aves, pterossauros, anuros, palinomorfos, carófitas, bivalves, gastrópodes, ostracodes e conchostráceos. Os icnofósseis e icnofácies reconhecidos nessa pesquisa coadunam-se com essa interpretação e auxiliam na distinção de processos e subambientes paleodeposicionais.

8.1 ICNOLOGIA SISTEMÁTICA

As formações Caiuá, Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba, Birigui, São José do Rio Preto, Adamantina e Marília apresentam rica e diversificada icnofauna de invertebrados, além de coprólitos e diversos tipos de marcas de raízes. Os espécimes foram observados em testemunhos de sondagens (poços Martinópolis, Nova Granada, Piacatu, Pirapozinho, Presidente Epitácio e Quintana) e estão acomodados nas respectivas caixas dos testemunhos, armazenadas no Laboratório de Estudos de Bacias – LEBAC, da Universidade Estadual Paulista – UNESP, em Rio Claro (SP). Também foram observados traços fósseis em afloramentos da Formação Adamantina, e esses não foram coletados. As formações Uberaba e Itaqueri não foram amostradas.

A seguir, são descritos os traços fósseis presentes em cada unidade litoestratigráfica amostrada. Os traços de raízes estão informalmente numerados para exemplificar os diferentes tipos analisados.

8.1.1 Formação Caiuá

Icnogênero *Arenicolites* Salter, 1857

***Arenicolites sparsus* Salter, 1857**

Figuras 40A e 40B

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: tubos verticais, simples, em forma de U, com paredes lisas e sem lineações. Não apresentam ramificações e *spreite*. Exibem preenchimento maciço, passivo, igual à rocha

hospedeira, e eventualmente com cimentação carbonática ressaltando a estrutura (Figura 40). Em corte perpendicular (Figura 40B), são observados na forma de estruturas circulares pareadas, que correspondem as aberturas dos tubos. O comprimento das estruturas é sempre maior que a largura, tendo sido observadas estruturas com até 7 cm de comprimento preservado. Os diâmetros dos tubos variam de 0,5 a 1,25 cm.

Observações: *A. sparsus* difere das demais icnoespécies de *Arenicolites* por sua posição vertical em relação aos estratos, ausência de lineação e por não apresentar ramificações. Esse icnogênero está registrado em depósitos de ambientes eólicos, marinhos, lacustres e fluviais, sendo interpretado como estruturas de habitação (*Domichnia*) de organismos suspensívoros e/ou filtradores (Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002; Rindsberg e Kopaska-Merkel, 2005). Os possíveis organismos produtores de *Arenicolites* são ser vermes poliquetas marinhos (como o moderno *Arenicola*), crustáceos anfípodas marinhos ou de água doce (como os Gammaridea) e larvas de insetos da ordem Díptera, particularmente mosquitos quironomídeos e efemerópteros (efêmeras), que são tipicamente encontrados em ambientes de água doce (Häntzchel, 1975; Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002; Rindsberg e Kopaska-Merkel, 2005).

Em depósitos fluviais, *Arenicolites* compõem a Icnofácies *Skolithos*. De acordo com Melchor et al. (2012), a Icnofácies *Skolithos* ocorre tipicamente na parte superior de barras de canais ou depósitos de *crevasse splays*. Pode estar associada a insetos escavadores, quando em exposição subaérea, ou pode ser resultante da colonização subaquosa de barras de alta energia.

Na Formação Caiuá, *A. sparsus* foi observado em estratos de arenito fino a médio com estratificações cruzadas, monoespecíficos, com baixos índices de bioturbação. De modo geral, os *Arenicolites* da Formação Caiuá são pouco definidos e apresentam diâmetros maiores que os observados nas demais formações da Bacia Bauru.

Icnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

***Palaeophycus* isp.**

Figura 40E

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas horizontais, cilíndricas, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 2 a 6 mm. Apresentam paredes com lineação e preenchimento passivo, maciço, idêntico à rocha hospedeira (Figura 40E). Não apresentam ramificações.

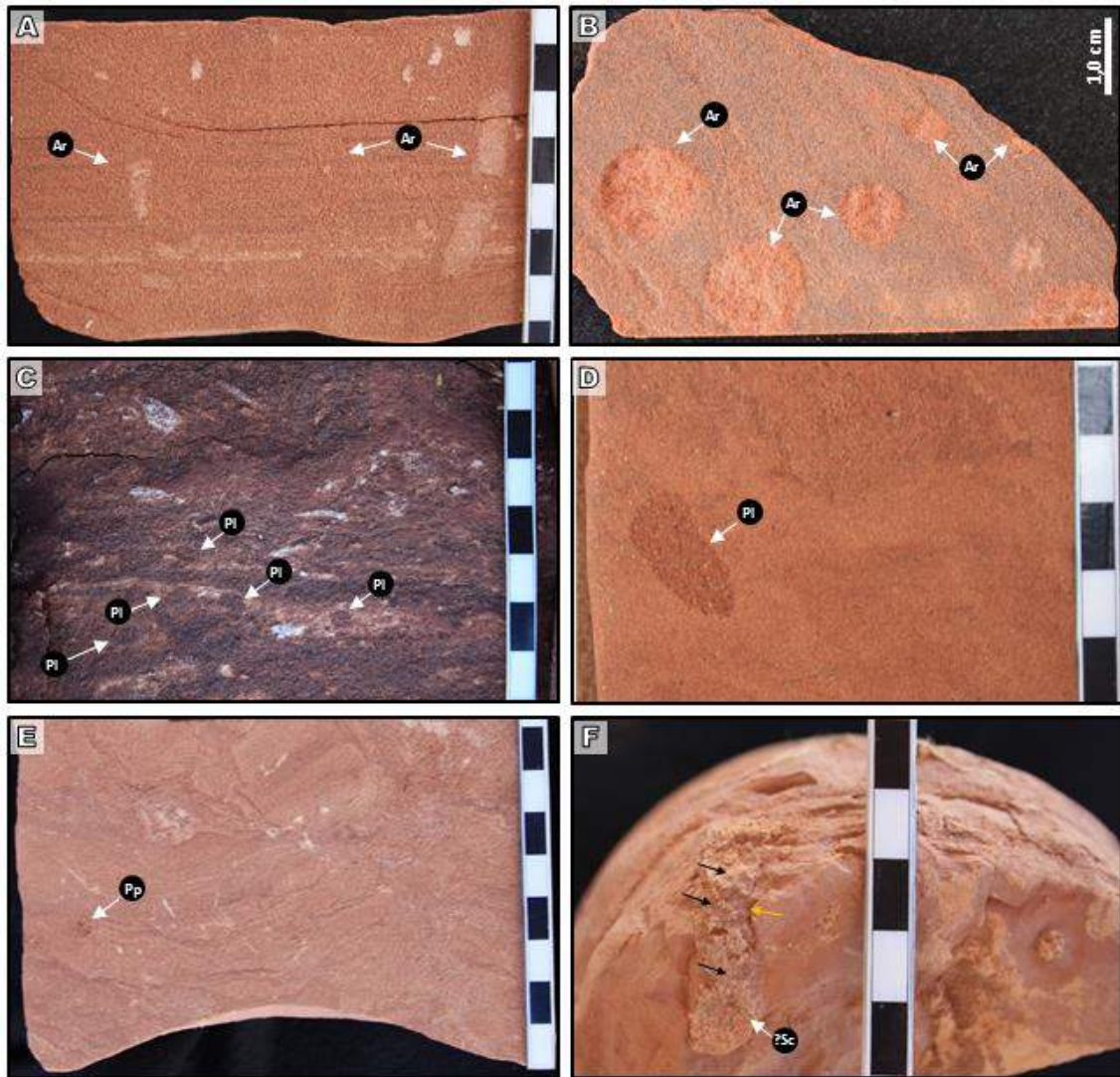


Figura 40. Traços fósseis presentes na Formação Caiuá. **A-B:** *Arenicolites sparsus* (Ar). Poço Pirapozinho, profundidade 201,40 m. **B:** Corte perpendicular do topo do intervalo ilustrado em A, mostrando aberturas circulares pareadas de *Arenicolites sparsus*. **C:** *Planolites* isp. (Pl). Poço Presidente Epitácio, profundidade 100,20 m. **D:** *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 213,35 m. **E:** *Palaeophycus* isp. (Pp). Poço Pirapozinho, profundidade 208,25 m. **F:** *?Scoyenia* isp. (?Sc), poço Pirapozinho, profundidade 193,50 m. As setas pretas indicam linhas que aparentemente são meniscos. A seta amarela indica lineação e ornamentações parcialmente preservadas na parede da estrutura. Escalas em centímetros.

Observações: as icnoespécies do icnogênero *Palaeophycus* são distinguidas pela espessura das paredes e tipo de ornamentação, o que dificulta a identificação das icnoespécies em testemunhos de sondagens. O icnogênero pode ser identificado pela presença de parede com lineação e preenchimento passivo, portanto diferindo de *Planolites*, que apresenta preenchimento ativo e paredes sem lineação (Pemberton e Frey, 1982; Keighly e Pickerill, 1995). *Planolites* é considerado sinônimo júnior de *Palaeophycus*, mas esse icnogênero tem sido mantido na literatura como um táxon válido (Keighly e Pickerill, 1995).

Palaeophycus ocorre em ambientes marinhos e continentais (fluviais, eólicos e lacustres). Esse tipo de estrutura pode ser produzido por diversos invertebrados; em planícies de inundação tem sido associado a insetos ortópteros (por exemplo, Tridactylidae), hemípteros (por exemplo, Salidae) e coleópteros (como Heteroceridae e Cicindelinae) (Ratcliffe e Fagerstrom, 1980; Bachmann e Mazzuconi, 1995; Mazzuconi et al, 1995; Krapovickas et al., 2009). Segundo Pemberton et al. (2001), estruturas que apresentam preenchimento passivo e lineação são tipicamente interpretadas como estruturas de habitação (*Domichnia*).

Em sistemas deposicionais fluviais, *Palaeophycus* comumente ocorre em sedimentos argilosos a arenosos de pequenos corpos d'água em planícies de inundação, sendo associados à Icnofácies *Mermia*. Também estão presentes em arenitos com estratificações cruzadas planares ou *ripples*, que compõem topos de barras fluviais e depósitos de *crevasse splays*, e nesses casos associados à Icnofácies *Skolithos* (Melchor et al., 2012).

Na Formação Caiuá, a ocorrência de *Palaeophycus* está restrita a estratos de sedimentos finos bioturbados.

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* isp.**

Figuras 40C, 41A-C e 42A

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Presidente Epitácio.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais a inclinadas, circulares a subcirculares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 2 a 6 mm. Apresentam paredes sem lineação e preenchimentos maciços e ativos, que diferem das rochas hospedeiras quanto a textura e a cor. São estruturas sem ramificações.

***Planolites* *beverleyensis* Billings, 1862**

Figura 40D

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estrutura cilíndrica, inclinada, circular em corte perpendicular, com diâmetro de 16 mm. Apresenta parede sem lineação e preenchimento maciço, ativo, com textura e cor diferentes da rocha hospedeira. Não apresenta ramificações.

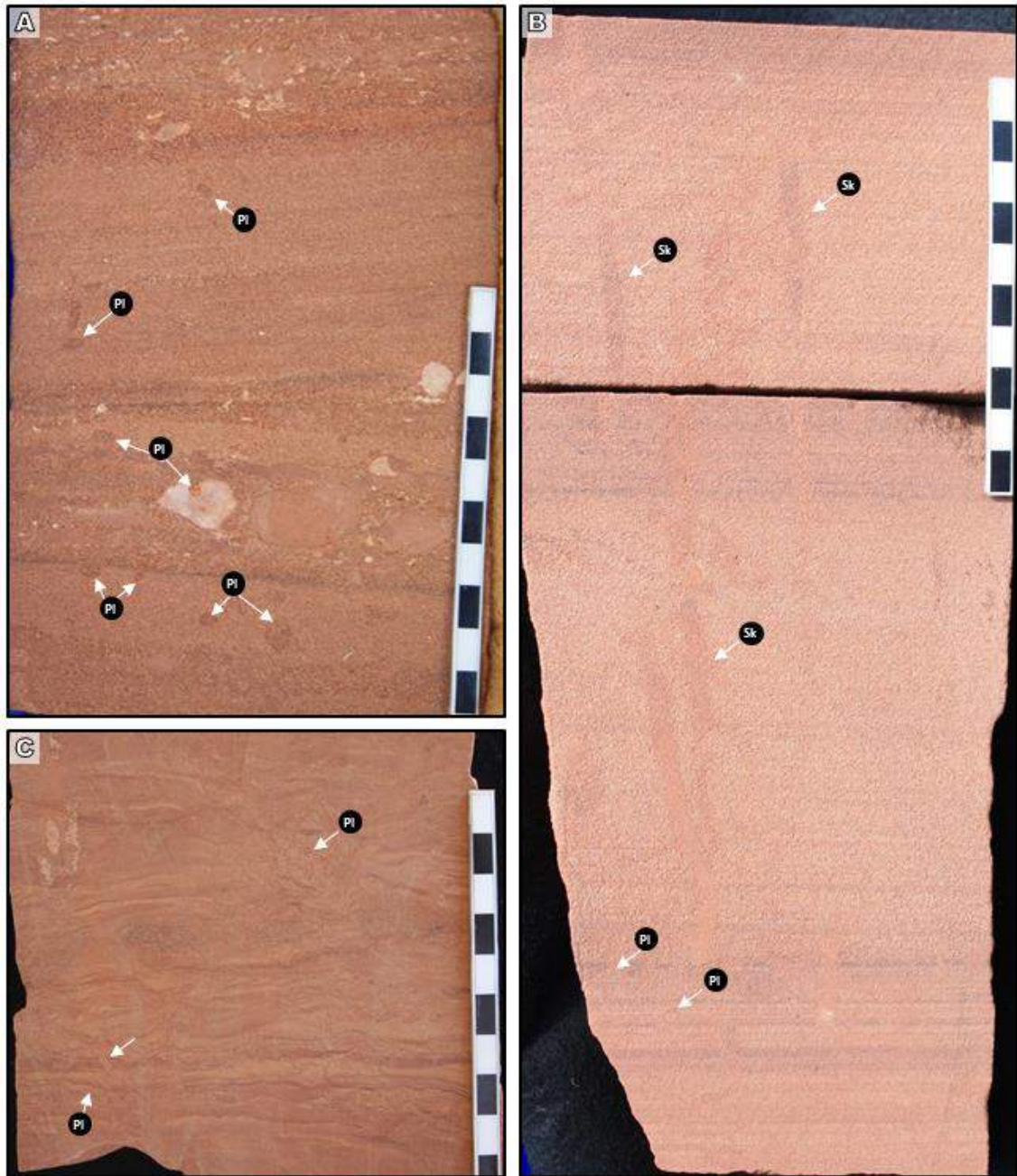


Figura 41. Traços fósseis presentes na Formação Caiuá. **A:** *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 222,25 m. **B:** *Skolithos linearis* (Sk) e *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 212,10 m. **C:** *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 192,10 m. Escalas em centímetros.

Observações: as icnoespécies de *Planolites* podem ser diferenciadas por suas dimensões e alinhamentos. Os *Planolites* observados na Formação Caiuá são majoritariamente pequenos e alguns são aparentemente curvados (Figuras 41A e C), portanto, semelhantes a *Planolites montanus* Richter, 1937. Por outro lado, a estrutura observada na figura 40D é consideravelmente maior, sendo identificada como *Planolites beverleyensis*.

Segundo Pemberton et al. (2001), o preenchimento de *Planolites* representa o sedimento processado pelo organismo construtor da estrutura, especialmente por aqueles endobentônicos que se alimentam de depósitos, como poliquetas e outros organismos alongados de corpo mole, assim, essas estruturas são consideradas traços de alimentação (*Fodinichnia*). Essas estruturas também podem ser produzidas por insetos e aracnídeos (Ekdale et al., 2007). *Planolites* são encontrados em diversos ambientes, desde continental de água doce a marinho profundo (Pemberton et al., 2001).

Na Formação Caiuá, *Planolites* isp. são encontrados em estratos monoespecíficos, ocorrendo em estratos de arenito fino com laminações planas horizontais a irregulares (Figura 40C), arenito conglomerático estratificado (Figura 41A), e sedimentos finos laminados (Figura 41C). Também são encontrados em associação com *Skolithos* (Figura 41B), *Palaeophycus* e traços de raízes (Figura 42A).

Ícnogênero ?*Scoyenia* White, 1929

?*Scoyenia* isp.

Figura 40F

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estrutura cilíndrica, sub-horizontal em relação ao acamamento, levemente curva, com diâmetro de 9 mm. Apresenta parede com lineação fina (argila), parcialmente preservada, ornamentada com pequenas ondulações que lhe dão aspecto enrugado. O preenchimento é ativo, essencialmente arenoso, bastante diferente da rocha hospedeira, e apresenta discretas linhas semelhantes a meniscos.

Observações: o estado de preservação da estrutura, bem como o seu preenchimento essencialmente arenoso dificultam sua identificação. No entanto, ela apresenta características semelhantes a *Scoyenia*. Alternativamente poderia representar alguma icnoespécie ornamentada de *Palaeophycus*, caso as linhas observadas não sejam meniscos. A estrutura ocorre isoladamente em um estrato de sedimento fino, maciço.

Ícnogênero *Skolithos* Haldeman, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 41B

Material: espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas verticais, cilíndricas, simples, retilíneas e sem ramificações. Estão orientadas perpendicularmente aos estratos ou levemente inclinadas. As paredes das estruturas não apresentam lineações e o seus preenchimentos são maciços, passivos, similares às rochas hospedeiras ou aos estratos imediatamente acima. Os diâmetros variam de 3 a 5 mm.

Observações: *Skolithos* é frequentemente considerado uma estrutura de habitação (*Domichnia*) produzida por organismos vermiformes suspensívoros, oportunistas, indicativos de ambientes de alta energia, incluindo poliquetas marinhos, sipúnculos (vermes marinhos), foronídeos (Lophophorata: Phoronida), e anêmonas do mar (Bromley, 1996; Pemberton et al., 2001). Também são reportados em depósitos fluviais e lacustres, sendo atribuídos a diversos organismos, como aranhas, grilos, cigarras, insetos, besouros, formigas e cupins (D'Alessandro et al., 1987; Buatois e Mángano, 2004).

Na Formação Caiuá, os espécimes de *Skolithos* estão presentes em estratos monoespecíficos ou associados a *Planolites*. Ocorrem estratos de arenito com *ripples*, e arenito com estratificações cruzadas planar e acanalada.

Ícnogênero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium barretti* (Bradshaw, 1981) Keighley e Pickerill, 1994**

Figura 42D

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estrutura retilínea, com parede sem lineação e preenchimento meniscado, com alternância de meniscos de arenito e arenito lamoso. O espécime observado está orientado perpendicularmente ao estrato, com comprimento de 4 cm e diâmetro de 1 cm. Os meniscos do preenchimento são hemisféricos, com empacotamento apertado, formando finos segmentos em forma de lua crescente, ou seja, com relativamente pouco material presente entre os sucessivos meniscos. Os meniscos convergem na margem da estrutura formando cúspides (extremidades agudas).

Observações: *Taenidium* é uma estrutura com parede sem lineação e preenchimento meniscado, cujas icnoespécies são diferenciadas com base no tipo de preenchimento. O espécime observado na Formação Caiuá apresenta características que permitem defini-lo como *Taenidium barretti*, seguindo Keighley e Pickerill (1994). *Taenidium* isp. foi previamente reportado em depósitos eólicos da Formação Caiuá (Fernandes et al., 2003), mas o espécime não foi descrito e ilustrado, o que impede comparações.

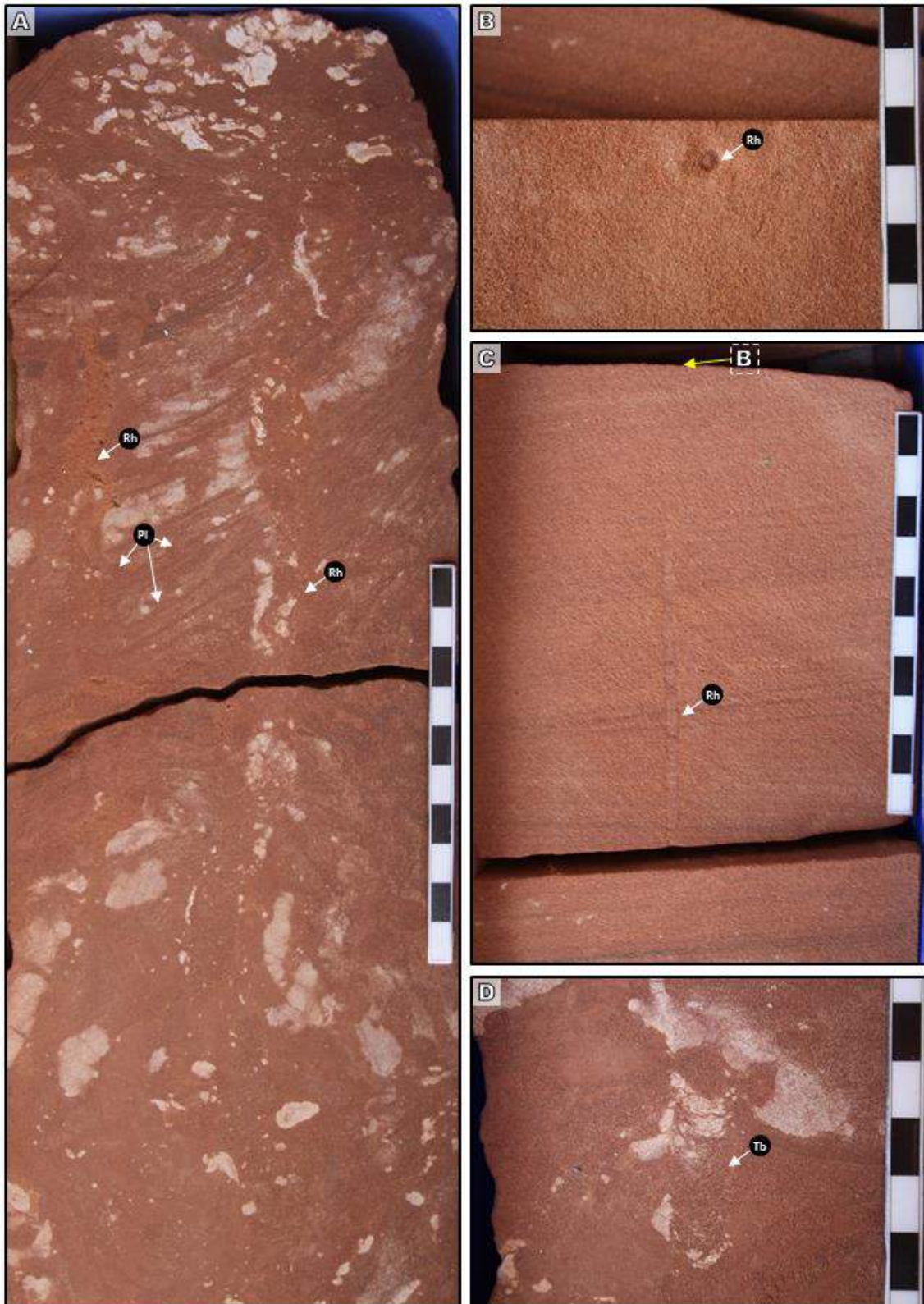


Figura 42. Traços fósseis presentes na Formação Caiuá. **A:** Traços de raízes (Rh) associados a *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 217,36 m. **B-C:** Traço de raiz (Rh), visto em corte perpendicular (B) e longitudinal (C). Poço Pirapozinho, profundidade 214,90 m. **D:** *Taenidium barretti* (Tb). Poço Pirapozinho, profundidade 116,80 m. Escalas em centímetros.

Taenidium barretti tem sido interpretado como estruturas de alimentação (*Fodinichnia*), produzidas por organismos que se alimentam de depósitos, como anelídeos oligoquetas (D'Alessandro et al., 1987), e escavações produzidas por insetos em ambientes terrestres (Krapovickas et al., 2009).

O espécime observado na Formação Caiuá ocorre em estrato de arenito muito fino, com *ripples*, bioturbado. Existe cimentação carbonática na rocha hospedeira, com maior concentração em algumas partes próximas a estrutura em partes do seu preenchimento.

Traço de raiz – tipo 1

Figura 42A

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas tubulares verticais, longas e largas, que se estreitam para baixo, com até 20 cm de comprimento preservado e diâmetros de 7 a 18 mm. São estruturas relativamente retilíneas, com limites pouco definidos, sem lineação, preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira.

Observações: traços de raízes são comumente encontrados em paleossolos fracamente a bem desenvolvidos, em áreas aluviais proximais a distais, margens de lagos e ambientes lacustres rasos. Os traços de raízes ocorrem relativamente em menor quantidade na Formação Caiuá, comparativamente as demais unidades amostradas. Os traços de raízes do tipo 1 ocorrem em estratos de arenito fino, bioturbados, com vestígios de estratificações cruzadas acanaladas, com nódulos carbonáticos irregulares.

Traços de raízes longos estão geralmente associados a paleossolos mais drenados (Cohen, 1982; Bockelie, 1994). Segundo Hasiotis (2002) a parte superior de um horizonte com traços de raízes representa uma superfície de descontinuidade de duração variável. Assim, os traços de raízes do tipo 1 observados na Formação Caiuá indicam exposição subaérea, com formação de solo, associado a lençol freático relativamente mais baixo.

Traço de raiz – tipo 2

Figura 42B-C

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estrutura tubular, vertical, retilínea e circular em corte perpendicular (Figura 42B). Apresenta comprimento de pelo menos 11 cm e diâmetro de 3 mm, que não varia ao longo do comprimento. Não apresenta lineação e é preenchida por sedimento fino, argiloso, similar aos estratos imediatamente acima da rocha hospedeira. A estrutura não apresenta ramificações, não há halo de alteração em torno da estrutura e não existe cimentação carbonática associada.

Observações: os traços de raízes do tipo 2 encontrados na Formação Caiuá ocorrem em estratos de arenito muito fino a fino, com estratificação cruzada planar, e siltitos, ambos pouco bioturbados. Esse tipo de marca de raiz simples, não ramificada e preenchida por sedimento é geralmente associada a plantas com raízes abertas, em áreas alagadas com lençol freático alto (Bockelie, 1994).

8.1.1. Implicações paleoecológicas e paleoambientais

Os depósitos da Formação Caiuá são caracterizados por uma infauna de invertebrados de baixa diversidade, dominada por estruturas do tipo *Domichnia* e *Fodinichnia*, provavelmente produzidas por insetos. A assembleia é predominantemente composta por traços fósseis horizontais simples (*Planolites* e *Palaeophycus*), meniscados (*Taenidium* e *Scoyenia*) e verticais simples (*Skolithos* e *Arenicolites*). Os depósitos são pouco bioturbados a não bioturbados (BI 0-2).

Nas fácies eólicas não foram encontrados icnofósseis típicos da Icnofácies *Octopodichnus-Entradichnus*, que caracteriza ambientes eólicos. Isso pode ser resultante da baixa recuperação dos testemunhos do poço Presidente Epitácio, no qual as fácies eólicas da Formação Caiuá são observadas; todavia, naturalmente é esperada uma escassez de traços fósseis em depósitos de dunas, principalmente devido ao baixo potencial de preservação das estruturas.

Segundo Buatois e Mángano (2011), podem ocorrer concentrações locais de trilhas, pistas e escavações em cenários interdunas com lençóis freáticos altos. Sob tais condições o potencial de preservação de estruturas biogênicas é intensificado, principalmente em interdunas úmidas. A ocorrência de *Planolites* isp. em estrato de arenito fino com laminações planas a irregulares, coaduna-se com a interpretação de depósitos interdunas para essa fácies.

Quando observadas as fácies fluviais, no poço Pirapozinho, as estruturas verticais simples (*Arenicolites* e *Skolithos*) que ocorrem na Formação Caiuá compõem assembleias monoespecíficas ou com baixa icnodiversidade, e caracterizam a Icnofácies *Skolithos*. A baixa

densidade de espécimes dessa icnofácies e sua ocorrência em arenitos com laminação ou estratificação planar e arenitos com *ripples* indicam a colonização do topo de barras de canais ativos.

Também foram observados componentes diagnóstico da Icnofácies *Scoyenia*. Ocorrem escavações meniscadas simples associadas a *Planolites* isp. em estratos de arenito com dobras convolutas e arenito com estratificação cruzada acanalada, no último caso em associação com o traço de raiz do tipo 1 e nódulos carbonáticos pedogenéticos. Somam-se a essa icnofácies o registro de *Taenidium barretti*, em estrato de arenito muito fino com *ripples*, e ?*Scoyenia* isp., em intervalo heterolítico com gretas de ressecamento. A presença da Icnofácies *Scoyenia* implica em deposição dos sedimentos em áreas subaquosa que foram periodicamente emersas, relacionadas a depósitos de planície de inundação e *crevasse splays*, sugerindo substratos relativamente mais firmes.

8.1.2 Formação Pirapozinho

Icnogênero *Arenicolites* Salter, 1857

Arenicolites isp.

Figuras 43A-C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu, Martinópolis e Pirapozinho.

Descrição: tubos verticais simples, em forma de U, com preenchimentos passivos, maciços, semelhantes às rochas hospedeiras ou como o estrato imediatamente acima. Estão orientados verticalmente em relação à estratificação. Em corte perpendicular apresentam-se na forma de estruturas circulares pareadas (Figura 43C). Aparentam paredes lisas e sem lineações. Sem ramificações e sem *spreite*. O comprimento das estruturas é sempre maior que a sua largura, tendo sido observadas estruturas com até 7 cm de comprimento. Os diâmetros dos tubos variam de 5 a 7 mm.

Observações: *Arenicolites* é interpretado como uma estrutura de habitação (Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002; Rindsberg e Kopaska-Merkel, 2005). Esse icnogênero ocorrem frequentemente na parte superior de barras de canais ou depósitos de *crevasse splays* (Melchor et al., 2012). Os *Arenicolites* da Formação Pirapozinho ocorrem em associação com *Planolites* e *Skolithos*, em estratos de arenito com estratificação planar, arenitos com *ripples* e sedimentos finos bioturbados.

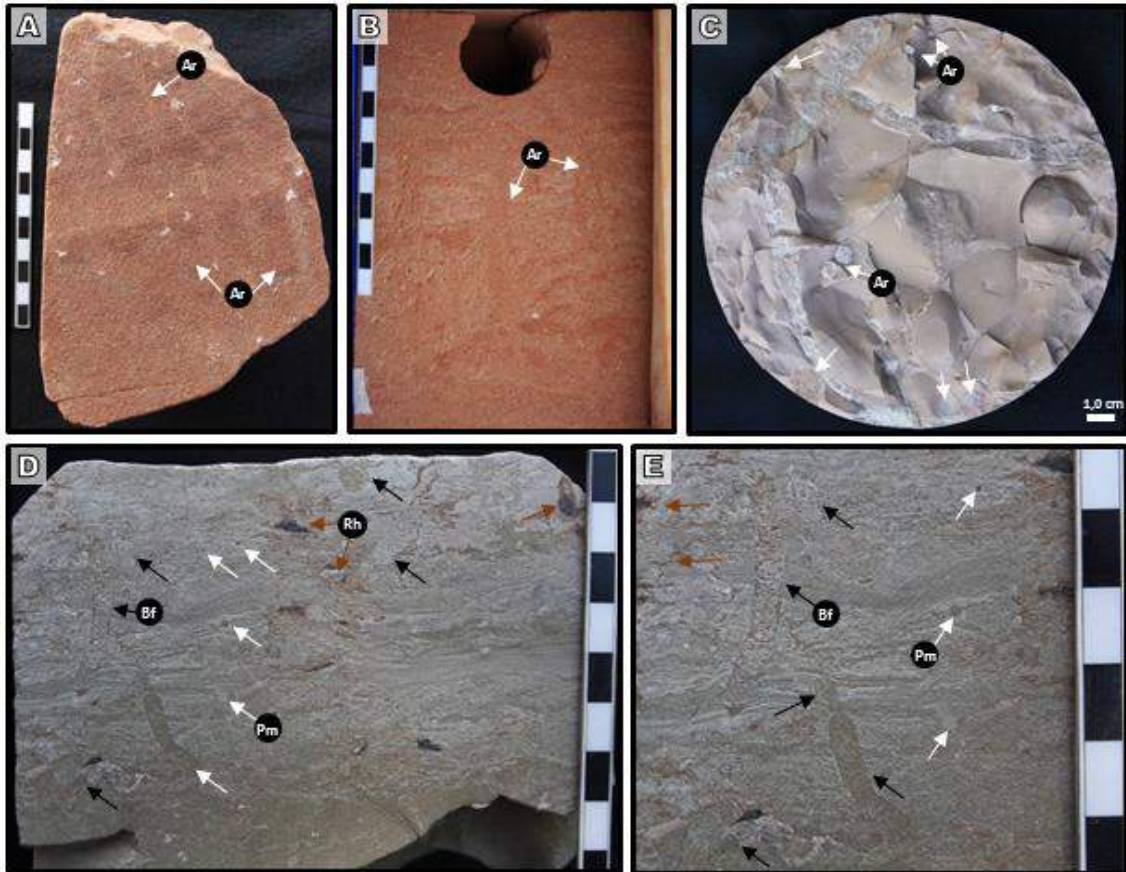


Figura 43. Traços fósseis presentes na Formação Pirapozinho. **A-C:** *Arenicolites* isp. (Ar). **A.** Poço Piacatu, profundidade 147,10 m. **B:** Poço Pirapozinho, profundidade 128,80 m. **C.** Aberturas pareadas dos tubos em corte perpendicular. Poço Martinópolis, profundidade 207,35 m. **D-E.** As setas pretas indicam *Beaconites filiformis* (Bf), as brancas indicam *Planolites montanus* (Pm) e as vermelhas indicam traços de raízes (Rh). Poço Pirapozinho, profundidade 176,35 m. **E.** Detalhe de D. Escalas em centímetros.

Ícnogênero *Beaconites* Vialov, 1962

Beaconites filiformis Uchman e Álvaro, 2000

Figuras 43D-E

Material: vários espécimes observados um estrato no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas pequenas, cilíndricas, não ramificadas, apresentando parede com lineação fina e preenchimento meniscado. O preenchimento é formado por finos segmentos, ligeiramente arqueados. As estruturas são levemente sinuosas, e estão orientadas verticalmente ou inclinadas. Possuem diâmetro de 3,3 mm e comprimentos de até 3 cm.

Observações: o ícnogênero *Beaconites* é distinguido de outras estruturas meniscadas por apresentar parede com lineação, não ornamentada. Suas ícnospecies são diferenciadas pelo

tipo de preenchimento e dimensões das estruturas (Keighley e Pickerill, 1994; Retallack, 2001). Segundo Uchman e Álvaro (2000), *B. filiformis* difere das demais icnoespécies de *Beaconites* por sua orientação predominantemente vertical, pequeno tamanho e lineação fina. São interpretados como estruturas de alimentação (*Fodinichnia*) produzidas por larvas de mosquitos da família Chironomidae, que são vermiformes e alimentam-se de detritos orgânicos, ocorrendo em densas populações e sempre associadas a substratos úmidos em ambientes de água doce a salgada. Os espécimes observados na Formação Pirapozinho ocorrem em grande densidade no topo de um estrato de siltito laminado, verde acinzentado, com cimentação carbonática, associados a *Planolites montanus* e traços de raízes.

ICNOGÊNERO *Camborygma* HASIOTIS E MITCHELL, 1993

***Camborygma* isp.**

Figura 44

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estrutura de grande porte, com 19 cm de comprimento, composta por uma escavação vertical (*shaft*) terminando em uma câmara basal mais larga. A estrutura está parcialmente preservada na lateral do testemunho, assim não é possível mensurar o seu diâmetro total. O *shaft* tem diâmetros preservados que variam de 3,4 a 4 cm e a câmara tem largura máxima preservada de 5,5 cm. O preenchimento da estrutura é passivo, composto de arenito fino igual ao estrato imediatamente acima (Figura 44, nº. 3), com laminação horizontal, e intercalações de lâminas de argilito (Figura 44, nº. 1). Em algumas partes a estrutura apresenta lineação de argila bem definida, principalmente na parte basal da câmara, com espessura de 2 mm (Figura 44, nº. 2). A superfície da estrutura apresenta textura nodosa (Figura 44A, nº. 2) e marcas protuberantes de arranhões (Figura 44, nº. 4).

Observações: segundo Hasiotis e Mitchell (1993) e Hasiotis (2002), *Camborygma* é tipicamente encontrado em paleossolos fracamente a bem desenvolvidos, formados em ambientes aluviais e lacustres. São interpretados como estruturas de habitação de lagostins de água doce (Hasiotis e Mitchell, 1993).

Os modernos lagostins constroem escavações em corpos d'água ou adjacente a eles, onde podem escavar o solo até uma posição abaixo do nível do lençol freático. Assim, a profundidade das câmaras de *Camborygma* indica flutuações locais no nível do lençol freático, pois as câmaras permanecem subaquosas enquanto são habitadas pelos organismos (Hasiotis e Honey, 2000; Hasiotis, 2002).

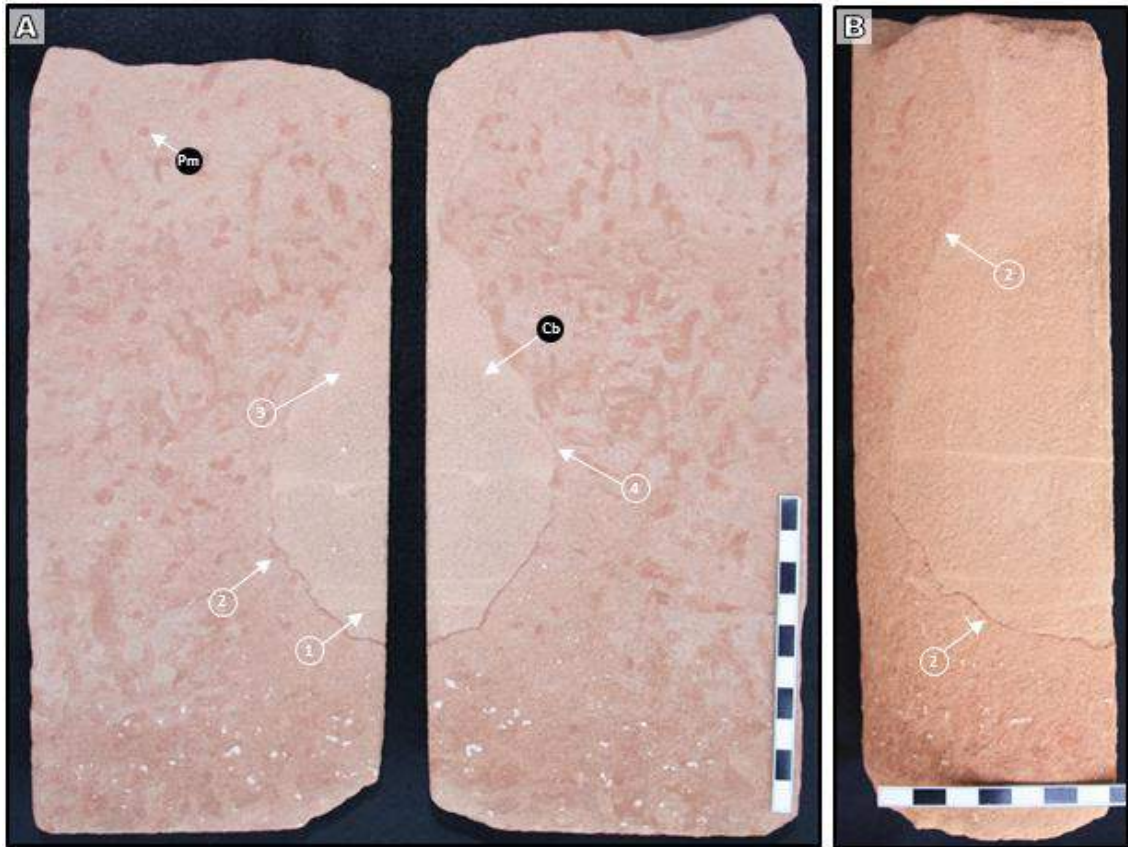


Figura 44. *Camborygma* isp. (Ca) registrado na Formação Pirapozinho. Poço Pirapozinho, profundidade 115,17 m. **A.** As duas partes do testemunho em corte longitudinal. **B.** Parede externa do testemunho. **1.** Preenchimento de arenito com laminação horizontal e intercalações de lâminas de argilito. **2.** Lineação de argila e textura nodosa. **3.** Preenchimento passivo de arenito igual ao estrato acima. **4.** Marcas protuberantes de arranhões. Escalas em centímetros.

Na Formação Pirapozinho, *Camborygma* está associado a uma grande densidade de estruturas cilíndricas, com diâmetro de 3 a 4 mm, tubulares, tortuosas, dispostas em diversas direções e preenchidas por arenito de cor diferente da rocha hospedeira. Essas estruturas são interpretadas como *Planolites montanus*. Nota-se que *Camborygma* corta essas estruturas e elas não incidem em seu preenchimento, o que indica que a estrutura de *Camborygma* foi formada posteriormente. O limite superior da estrutura coincide com uma superfície erosiva, entre o estrato de arenito fino bioturbado e com vestígios de estratificação no qual ocorre *Camborygma*, e o estrato sobreposto de arenito fino sem estrutura visível.

Ichnogênero *Edaphichnium* Bown e Kraus, 1983

***Edaphichnium lumbricatum* Bown e Kraus, 1983**

Figuras 45A-D

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas tubulares, verticais a horizontais, com diâmetros de 3 a 11 mm e comprimentos variados, chegando a atingir 13 cm. São preenchidas por pequenos *pellets*, que também estão preservados nos limites das estruturas, tornando-as irregulares e bulbosas. Não apresentam ramificações. Os *pellets* são predominantemente ricos em carbonato de cálcio.

Observações: essas estruturas têm aparência semelhante à *Ophiomorpha*, mas diferem por apresentar o preenchimento peletado. Segundo Bown e Kraus (1983), *Edaphichnium* é produzido por minhocas (Annelida: Oligochaeta: Lumbricacea), sendo o seu preenchimento constituído por pelotas fecais, que comumente apresentam alto teor de carbonato de cálcio devido à concentração desse mineral pelo trato digestivo dos organismos. Assim, representam estruturas de alimentação (*Fodinichnia*) e habitação (*Domichnia*) de organismos detritívoros (Bown e Kraus, 1983; Hasiotis, 2002).

Segundo Ruppert et al. (2005), a maioria das espécies de oligoquetas, tanto aquáticas quanto terrestres, é detritívora, e usualmente alimentam-se de matéria orgânica morta, principalmente vegetal. As minhocas também comem depósitos, ingerindo a matéria orgânica contida na lama ou solo enquanto escavam o substrato, construindo galerias forçando a sua extremidade anterior através de fendas e ingerindo o solo, portanto estão limitas a camada superior do solo que possui algum material orgânico (Ruppert et al., 2005). O material defecado preenche as galerias na forma de pelotas fecais (Ruppert et al., 2005). Como as trocas gasosas das minhocas ocorrem por difusão dos gases através da parede do corpo, elas necessitam de um ambiente com oxigênio livre e, portanto, vivem acima do lençol freático (Ruppert et al., 2005; Hasiotis, 2002).

Edaphichnium foi originalmente descrito em depósitos de planície de inundação fluvial, principalmente em paleossolos (Bown e Kraus, 1983). Segundo Hasiotis (2002), essas estruturas também ocorrem em ambiente lacustre marginal e palustres. Na Formação Pirapozinho *Edaphichnium* está sempre associado a estratos heterolíticos bioturbados, compostos por arenito fino a muito fino e siltitos, bioturbados, que podem ser interpretados como depósitos de planície de inundação pedogeneizados.

Estruturas côncavas aparentemente com *spreite* retrusivo

Figuras 45D-E

Material: duas ocorrências, respectivamente observadas nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

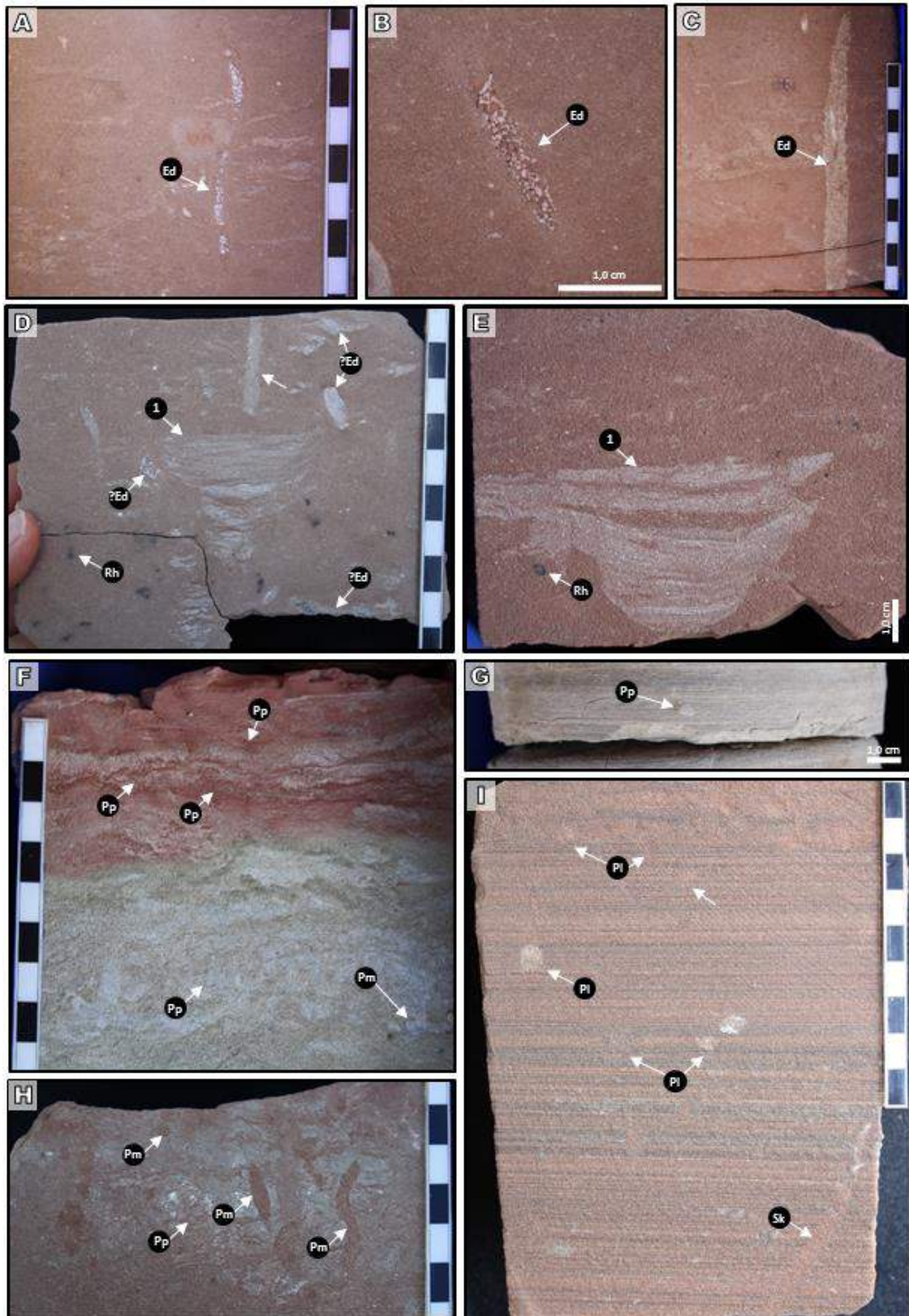


Figura 45. Traços fósseis presentes na Formação Pirapozinho. **A-C.** *Edaphichnium lumbricatum* (Ed), observados no poço Pirapozinho, respectivamente nas profundidades 178,50 m, 179,80 m e 184,00 m. **D-E.** Feições côncavas, aparentemente com *spreite* retrusivo (1), *?Edaphichnium lumbricatum* (Ed) e traços de raízes (Rh). **D.** Poço Pirapozinho, profundidade 178,40 m. **E.** Poço Martinópolis, profundidade 198,35 m. **F.** *Palaeophycus* isp. (Pp) e *Planolites* isp. (Pl). Poço Pirapozinho, profundidade 169,40 m. **G.** *Palaeophycus* isp. (Pp), poço Martinópolis, profundidade 208,90 m. **H.** *Planolites montanus* (Pm), Poço Pirapozinho, profundidade 181,50 m. **I.** *Planolites* isp. (Pl) e *Skolithos* isp. (Sk). Poço Piacatu, profundidade 147,35 m. Escalas em centímetros.

Descrição: aparecem como uma série vertical de lâminas empacotadas com concavidade para cima, que aparentam ser escavações curvadas, em forma de U, semelhantes a *spreite* retrusivo, com paredes sem lineação, e preenchimentos semelhantes às rochas hospedeiras. Seguem um padrão de curvatura, de modo geral sem aumento de profundidade. Em ambas as estruturas são observados estreitamentos para baixo, o que lhes conferem aspecto afunilado. Na estrutura observada no poço Pirapozinho, o comprimento horizontal varia de 15 a 40 mm (Figura 45D), e a profundidade do agrupamento chega a 38 mm, e nesse caso aparentemente ocorrem estruturas semelhantes e de menor porte associadas. A estrutura observada no poço Martinópolis apresenta comprimentos de 20 mm a 65 mm e profundidade de 31 mm (Figura 45E).

Observações: as estruturas foram observadas apenas no corte longitudinal dos testemunhos. Apresentam cimentação carbonática diferencial, o que destaca as estruturas com relação as rochas hospedeiras, mas oblitera as suas possíveis características diagnósticas.

No poço Pirapozinho, a estrutura ocorre em um intervalo de arenito muito fino bioturbado, de cor vermelha clara, com granodecrescência ascendente para siltito cinza esverdeado, localmente com vestígios de laminação ou estratificação. Ocorrem em associação com marcas de raízes horizontais, com preservação de matéria orgânica, e escavações com preenchimento peletado e com cimento carbonático (Figura 45D). No poço Martinópolis, a estrutura ocorre em um intervalo de arenito fino com matriz, bioturbado, localmente com lâminas de argilito, cor laranja avermelhado moderado (10R 6/6). Ocorrem em associação com pequenas marcas de raízes horizontais com preservação de matéria orgânica. Na base do estrato há laminações convolutas e maior teor de cimentação carbonática. Em ambos os casos, o baixo grau de preservação das estruturas e a presença de cimentação carbonática inibem sua identificação.

Apesar dessas estruturas não serem identificáveis, suas morfologias parecem indicar o trabalho de exploração de um animal que se alimenta de depósitos, ao longo de um eixo curvo, com mudanças de posição. Morfologia semelhante é observada no icnogênero *Fuersichnus* Bromley e Asgaard, 1979. Segundo Bromley e Asgaard (1979), *Fuersichnus* é caracterizado por um complexo de escavações horizontais retrusivas, que apresentam vários graus de organização. Quando bem organizado forma uma estrutura com configuração de orelha ou língua, semelhante a um *spreite*, e quando em menor grau de organização esse “*spreite*” se torna irregular e semelhante a um cacho de bananas, ou apenas na forma de escavações curvadas isoladas (Figura 46). *Fuersichnus* é interpretado como uma estrutura produzida por larvas de insetos (Ephemeroptera) em ambientes aquáticos (Hasiotis, 2002).

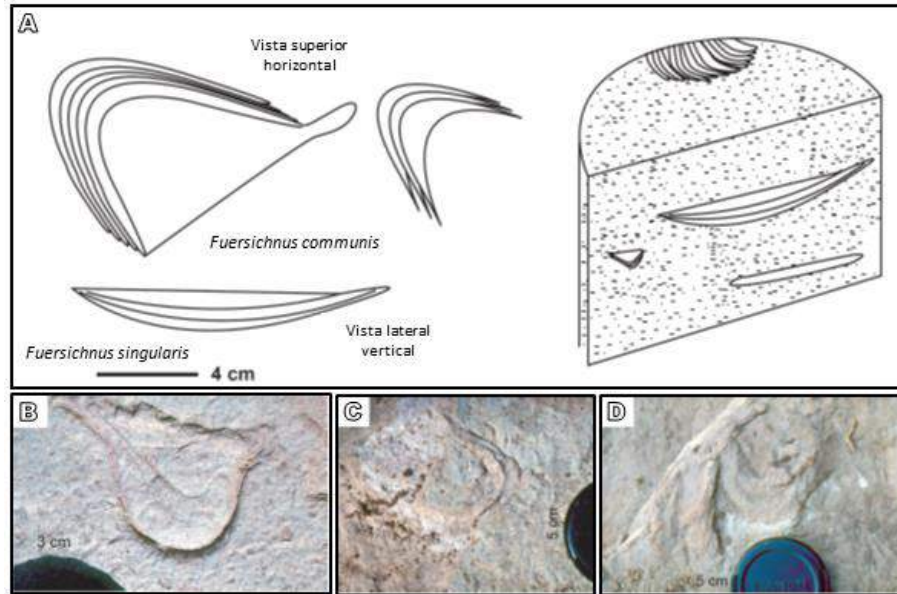


Figura 46. A. Representação da ocorrência de *Fuersichnus* em testemunho de sondagem. Extraído de Hasiotis (2002). B-D: Exemplos de diferentes morfologias de espécimes de *Fuersichnus communis*, preservados em depósitos lacustres de água rasa, Membro Tidwell, Formação Morisson (Colorado, Estados Unidos). Extraído de Hasiotis (2002).

Ícnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

Palaeophycus isp.

Figura 45F-G

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Piacatu e Martinópolis.

Descrição: estruturas horizontais, cilíndricas, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 2 a 6 mm. Apresentam paredes com lineação e preenchimento passivo, maciço, idêntico à rocha hospedeira. Não apresentam ramificações.

Observações: são estruturas de habitação (*Domichnia*), produzidas por diversos invertebrados (Pemberton et al., 2001). Na Formação Pirapozinho, ocorrem em sedimentos argilosos e arenitos muito fino laminados, monoespecíficos, associados à Icnofácies *Mermia*.

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites isp.

Figuras 45I, 47A

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagens do poço Pirapozinho.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 4 a 6 mm. São escavações sem lineações, sem ramificações, e com preenchimento maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto a textura.

***Planolites montanus* Richter, 1937**

Figuras 45F e H

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: assim como os espécimes de *Planolites* isp. essas estruturas são cilíndricas, circulares em cortes perpendiculares, sem lineações, sem ramificações, e com preenchimento maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto à textura. Tais estruturas diferem dos demais espécimes de *Planolites* por ser pequenas (diâmetros de até 3 mm), tortuosas e estarem dispostas em variáveis posições.

Observações: *Planolites* são traços de alimentação (*Fodinichnia*) produzidos por poliquetas ou outros organismos de corpo mole e insetos; estão presentes em diversos ambientes (Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002).

Na Formação Pirapozinho, *Planolites* ocorre em sedimentos argilosos e arenitos muito fino laminados, relacionados às icnofácies *Mermia* e *Scoyenia*, em depósitos de planícies de inundação. Também ocorrem em estratos de arenito com estratificação cruzada planar de depósitos de barras fluviais ou de *crevasse splay*s, associados a *Skolithos* e *Arenicolites*.

Ícnogênero ?*Scoyenia* White, 1929

?*Scoyenia* isp.

Figura 47B

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais a verticais, curvilíneas, não ramificadas. Apresentam parede com lineação de argilito, com pequenas irregularidades que podem representar ornamentações. O preenchimento é meniscado, com finos meniscos. Possuem diâmetros em torno de 3 a 4 mm e comprimentos variados.

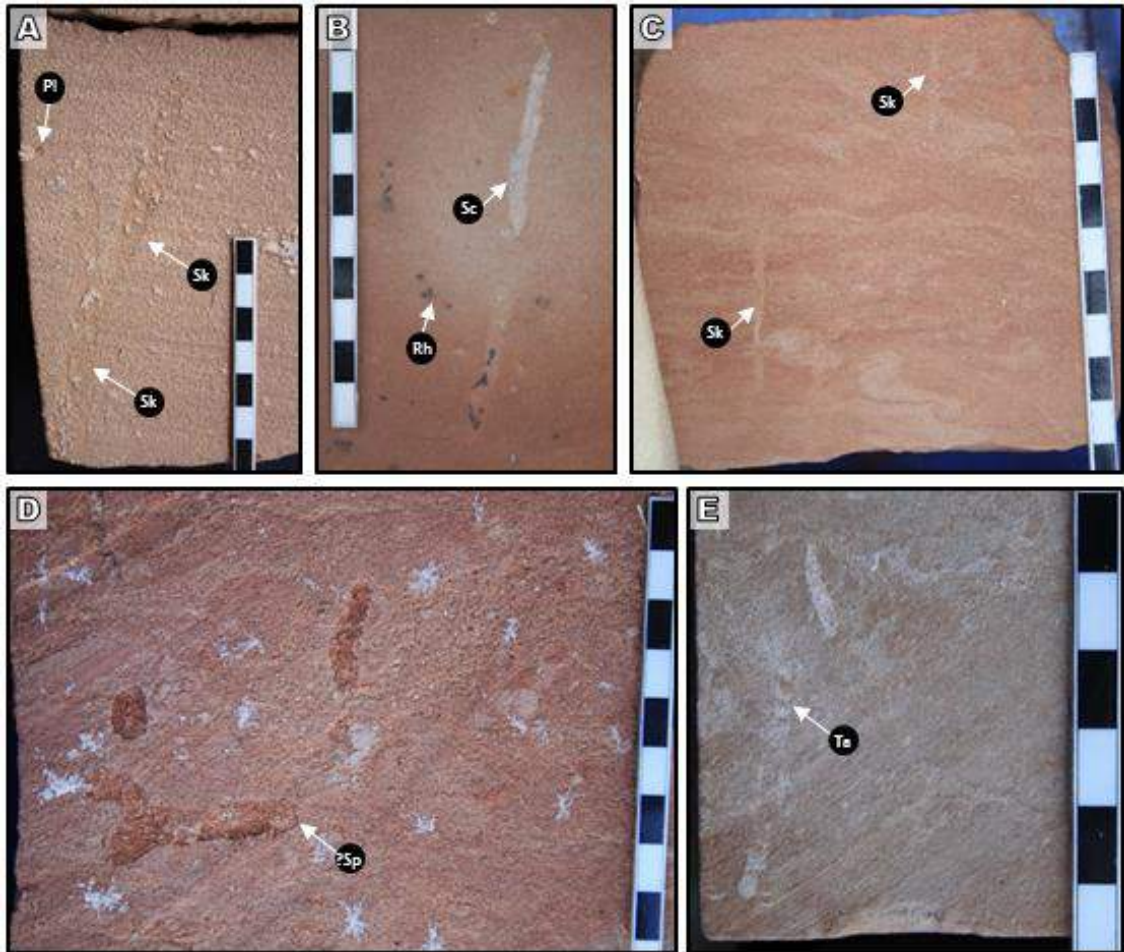


Figura 47. Traços fósseis presentes na Formação Pirapozinho. **A.** *Skolithos* isp. (Sk). Poço Piacatu, profundidade 148,50 m. **B.** *Scoyenia* isp. (Sc) e traços de raízes (Rh). Poço Pirapozinho, profundidade 182,45 m. **C.** *Skolithos* isp. (Sk). Poço Pirapozinho, profundidade 108,85 m. **D.** *?Spongeliomorpha* isp. (?Sp). Poço Martinópolis, profundidade 190,00 m. **E.** *Taenidium* isp. (Ta). Poço Pirapozinho, profundidade 157,75 m.

Observações: o icnogênero *Scoyenia* é interpretado como estrutura de alimentação (*Fodinichnia*) e habitação (*Domichnia*) (Retallack, 2001; Hasiotis, 2002), atribuída à artrópodes (Frey et al., 1984; Retallack, 2001), poliquetas (D'Alessandro et al., 1987), crustáceos decápodes (Olsen, 1977) e insetos (Hasiotis, 2002). Segundo Hasiotis (2002), esse tipo de escavação reflete a atividade de larvas de besouros (Insecta: Coleoptera) e de larvas de insetos dípteros da família Tipulidae, que utilizam movimentos peristálticos para se mover através do sedimento. Retallack (2001) considera que *Scoyenia beerboweri* é provavelmente produzido por artrópodes diplópodes (milípedes).

Quase todos os coleópteros (besouros) são terrestres, mas algumas famílias são importantes em água doce; as larvas de dípteros são vermiformes e estão sempre associadas a

substratos úmidos, incluindo água e lama; os diplópodes são detritívoros que se alimentam de matéria orgânica em decomposição e habitam solos (Ruppert et al., 2005).

Scoyenia tem sido registrado em depósitos fluviais e lacustres (Seilacher, 1967; Hasiotis, 2002), e são comuns em paleossolos (Retallack, 2001). O registro de *Scoyenia* na Formação Pirapozinho está restrito a sedimentos finos laminados ou estratos bioturbados, com vestígios de estratificação planar. São encontrados em associação com traços de raízes, *Planolites*, *Palaeophycus* e *Taenidium*.

ICNOGÊNERO *Skolithos* Haldeman, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 45I, 47A e C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas simples, cilíndricas, retilíneas, verticais a subverticais, sem ramificações. Não apresentam lineações e as paredes são lisas. O preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira. Os diâmetros variam de 3 a 9 mm e apresentam comprimentos variados. Em um dos casos, observa-se sobreposição de duas estruturas se cortando (Figura 47A).

Observações: *Skolithos* representa estruturas de habitação de organismos suspensívoros ou carnívoros passivos (Pemberton et al., 2001). Na Formação Pirapozinho, ocorrem em estratos de arenito com estratificação cruzada planar, em estratos monoespecíficos ou associados principalmente a *Arenicolites* e *Planolites*, e secundariamente a *Taenidium*. Caracterizam a Icnofácies *Skolithos*, usualmente presente em depósitos de barras de canais e margens de lagos.

ICNOGÊNERO *Spongeliomorpha* Saporta, 1887

?*Spongeliomorpha* isp.

Figura 47D

Material: uma ocorrência observada no testemunho de sondagem do poço Martinópolis.

Descrição: sistema de escavações cilíndricas a subcilíndricas, composto predominantemente por elementos horizontais, apresentando múltiplas ramificações em forma

de Y ou T, e preenchimento maciço. No corte do testemunho não é possível identificar as típicas estriações que ocorrem em *Spongeliomorpha*, mas é possível observar que as paredes não são lisas, o que pode ser indicativo da presença de ornamentações.

Observações: Esse tipo de estrutura é semelhante à *Ophiomorpha* e *Thalassinoides*, entretanto, diferencia-se por não apresentar lineação de *pellets* e por suas paredes ornamentadas com estrias. As icnoespécies de *Spongeliomorpha* são diagnosticadas pelo padrão de estriações da superfície, o que dificilmente é observado em testemunhos de sondagens. Estruturas semelhantes a essas observadas na Formação Pirapozinho são registradas e melhor preservadas Formação Santo Anastácio, descritas no item 8.1.3.

Segundo Melchor et al. (2010), *Spongeliomorpha* é um bom indicador de ambientes deposicionais não marinhos, sendo interpretado como estruturas produzidas por insetos, principalmente por paquinhos (Insecta: Orthoptera: Gryllotalpidae) e escaravelhos (Insecta: Coleoptera: Heteroceridae). De acordo com Buatois e Mángano (2011), *Spongeliomorpha* caracteriza a suíte desenvolvida em substratos firmes da Icnofácies *Scoyenia*.

Na Formação Pirapozinho, *?Spongeliomorpha* ocorre em um estrato de arenito médio, bioturbado, com cimentação carbonática e nódulos carbonático aciculares dispersos. Nesse estrato também ocorrem estruturas meniscadas não identificadas. Esse sistema de escavações é melhor visualizado em um nível com maior cimentação carbonática no topo do estrato.

Icnogênero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium* isp.**

Figura 47E

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Martinópolis.

Descrição: estruturas subverticais a horizontais, retilíneas ou ligeiramente curvas, com paredes sem lineação e preenchimento meniscado. Eventualmente existe cimentação carbonática associada às estruturas. Possuem diâmetros de 5 mm e comprimentos variados.

Observações: *Taenidium* é interpretado como estruturas de alimentação (*Fodinichnia*), produzidas por organismos que se alimentam de depósitos, como anélídeos oligoquetas (D'Alessandro et al., 1987), e escavações produzidas por insetos (Krapovickas et al., 2009). Na Formação Pirapozinho, *Taenidium* e outras estruturas meniscadas não identificadas ocorrem em associação com a estruturas verticais simples como *Arenicolites* e *Skolithos*, e portanto, constituindo elementos acessórios da Icnofácies *Skolithos*, que está presente em estratos de

arenito com estratificações cruzadas planares. Também ocorrem em sedimentos finos, em associação com espécimes de *Scoyenia* e traços de raízes, caracterizando suítes de substratos moles da Icnofácies *Scoyenia*.

Traço de raiz – tipo 3

Figuras 48A, B e D

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas tubulares, verticais, retilíneas a ligeiramente curvilíneas. Apresentam comprimentos variados, majoritariamente entre 9 e 12 cm, e diâmetros menores que 5 mm, com pouca variação do diâmetro ao longo do comprimento das estruturas. As paredes não apresentam lineações e em alguns casos são mal definidas. Essas estruturas são preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira ou aos estratos imediatamente acima, usualmente sendo preenchidas por arenito (Figuras 48 A e D) ou siltito (Figura 48B). Eventualmente apresentam ramificações sub-horizontais ou para baixo (Figura 48A). Não apresentam halo de alteração e o preenchimento das estruturas não possui teor de cimentação carbonática maior que o da rocha hospedeira.

Observações: na Formação Pirapozinho, os traços de raízes do tipo 3 ocorrem principalmente em estratos de arenito muito fino a fino, com estratificação planar ou intensamente bioturbados, e em estratos heterolíticos de sedimentos finos. Segundo Bockelie (1994), os traços de raízes simples, ramificados ou não, e preenchidos por sedimento, são geralmente associados à plantas com raízes abertas, em áreas alagadas com lençol freático alto.

Traço de raiz – tipo 4

Figura 48C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: traços de raízes com ramificações simples, com diâmetros menores ou iguais a 2 mm, preenchidos por sedimento argiloso, diferido da rocha hospedeira com relação a cor. Apresentam discreto afinamento para baixo.

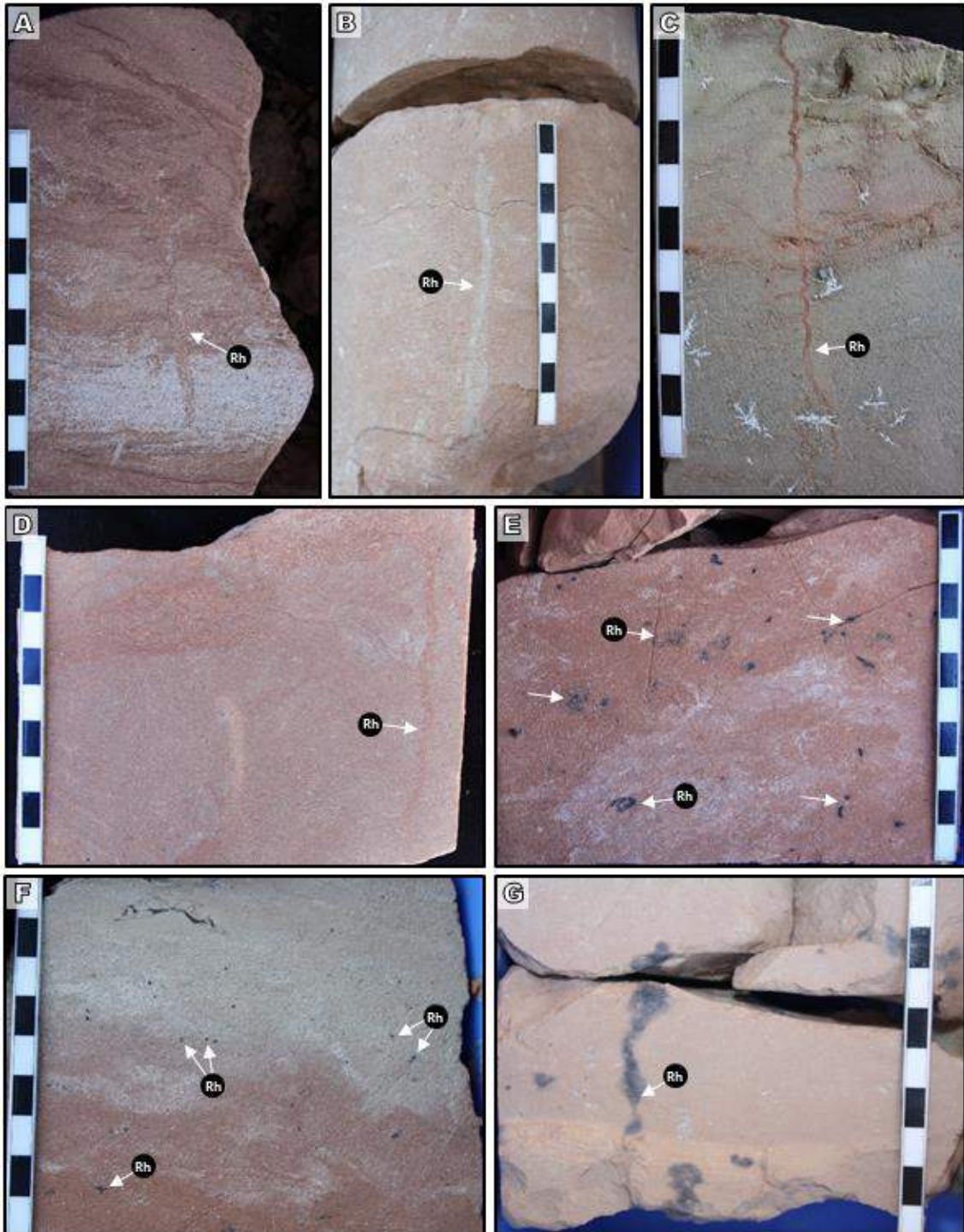


Figura 48. Traços de raízes preservados na Formação Pirapozinho. **A.** Poço Martinópolis, profundidade 193,00 m. **B.** Poço Martinópolis, profundidade 207,30 m. **C.** Poço Piacatu, profundidade 154,05 m. **D.** Poço Pirapozinho, profundidade 161,00 m. **E.** Poço Martinópolis, profundidade 185,50 m. **F.** Poço Martinópolis, profundidade 199,55 m. **G.** Poço Pirapozinho, profundidade 170,40 m. Escalas em centímetros.

Observações: trata-se de traços de raízes relativamente curtos e que são preenchidos por sedimento. Esse tipo de rizólito é usualmente associado com áreas alagadas (Cohen, 1982; Bockelie, 1994). Na Formação Pirapozinho, os traços de raiz do tipo 4 estão associados a estratos de argilito ou siltito.

Traço de raiz – tipo 5

Figuras 48E-G, 47B, 45D-E, 43D-E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: traços de raízes preenchidos com material carbonoso, com formas irregulares a circulares, ocorrendo em grande densidade, com diâmetros entre 1 a 5 mm. São predominantemente horizontais, ramificados e em muitos casos apresentam uma “parede” externa argilosa. Eventualmente, apresentam diâmetros em torno de 1 cm, nesses casos são mais contínuos e verticalizados (Figura 48G).

Observações: segundo Cohen (1982), os traços de raízes tendem a ser rasos e horizontalmente estendidos em solos pobremente drenados e com nível freático alto, como uma resposta à falta de aeração. Esse tipo de traço de raiz é tipicamente preenchido com material carbonoso e apresenta ramificações horizontais. No processo de decomposição pode ocorrer um encolhimento da raiz formando uma cavidade em torno dela; dependendo da posição essa cavidade pode ser preenchida por argila ou outro sedimento do substrato, proveniente do colapso das paredes da estrutura ou carreado de fora da cavidade. Esse processo explica a presença de argila envolvendo o material carbonoso, como observado em alguns espécimes. Na Formação Pirapozinho, esse tipo de traço de raiz está restrito a estratos de argilito ou siltito.

8.1.2.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A assembleia de traços fósseis da Formação Pirapozinho apresenta moderada diversidade e relativa densidade, na qual predominam estruturas de habitação e alimentação (*Domichnia* e *Fodinichnia*), produzidas por distintos táxons de invertebrados, além de diferentes tipos de traços de raízes. De modo geral, tais características indicam condições ambientais mais favoráveis ao desenvolvido da biota e/ou preservação de suas estruturas biogênicas, comparativamente à Formação Caiuá. Os depósitos da Formação Pirapozinho são moderadamente bioturbados a não bioturbados (BI 0-4).

São reconhecidas as icnofácies *Mermia*, *Scoyenia* e *Skolithos*. Em testemunhos de sondagens é difícil identificar a Icnofácies *Mermia*, pois ela é composta principalmente de trilhas e pistas que são preservadas na superfície dos estratos, pouco perceptíveis no corte longitudinal dos testemunhos. Contudo, a ocorrência de apenas estruturas horizontais simples, como *Planolites* e *Palaeophycus*, em estratos de sedimentos finos pode ser indicativa da

presença da Icnofácies *Mermia*, caracterizando fácies submersas. A Icnofácies *Mermia* indica condições de baixa energia, permanentemente subaquosas, em zonas sublitorais a profundas em lagos, ou em corpos d'água em planícies de inundação.

Nos sedimentos arenosos da Formação Pirapozinho os icnofósseis geralmente estão concentrados em intervalos específicos, principalmente no topo de estratos de arenitos fino a médios com estratificação cruzada planar. Nesses estratos ocorrem principalmente *Skolithos* e *Arenicolites*, secundariamente *Planolites*, *Taenidium* e outras estruturas meniscadas não identificadas, e eventualmente traços de raízes do tipo 3. Essa assembleia caracteriza a Icnofácies *Skolithos*, produzida em substratos moles, típica de áreas de maior energia (canais fluviais e zonas litoral e sublitoral de lagos).

A Icnofácies *Scoyenia* apresenta duas suítes de traços fósseis. A suíte composta por traços fósseis com paredes estriadas (*Scoyenia*, ?*Spongeliomorpha*, *Camborygma*), estruturas peletadas (?*Edaphichnium*) e traços de raízes, indica um substrato relativamente mais coeso que experimentou dessecação devido à exposição subaérea. Por sua vez, a suíte composta por traços fósseis meniscados e sem ornamentação (*Taenidium* e *Beaconites*), incluindo outros elementos não diagnósticos como estruturas horizontais simples (*Planolites* isp. e *Planolites montanus*) e possíveis estruturas produzidas por larvas de insetos, indica substratos moles, pré-dessecação.

Na porção superior da Formação Pirapozinho observa-se maior proporção de traços fósseis relacionados à fácies pedogeneizadas, como traços de raízes do tipo 5, estruturas com preenchimento peletado (?*Edaphichnium*) e sistemas de escavações (?*Spongeliomorpha*). Essa assembleia reflete ambiente deposicional com maior potencial para o desenvolvimento de solos, comparativamente à porção inferior da unidade.

8.1.3 Formação Santo Anastácio

Icnogênero *Arenicolites* Salter, 1857

Arenicolites isp.

Figuras 49A-B

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Nova Granada, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: tubos verticais simples, em forma de U, com preenchimentos passivos, maciços, sempre constituídos de arenitos semelhantes às rochas hospedeiras. Estão orientados

verticalmente em relação a estratificação. Apresentam paredes sem lineações e não possuem ramificações e *spreite*. O comprimento das estruturas é sempre maior que a sua largura, tendo sido observadas estruturas com até 8 cm de comprimento, mas predominam comprimentos menores, em torno de 4 cm. Os diâmetros dos tubos são sempre menores que 5 mm.

Observações: *Arenicolites* são interpretados como estruturas de habitação de organismos suspensívoros ou produzidas por insetos. (Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002; Rindsberg e Kopaska-Merkel, 2005). Ocorrem principalmente no topo de estratos de arenito fino a médio com estratificação cruzada planar e eventualmente em arenito muito fino com *ripples*. Podem compor assembleias monoespecíficas ou ocorrer associados a *Planolites*, *Skolithos* ou estruturas meniscadas sem lineação (e.g. *Taenidium*).

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* isp.**

Figuras 49B-C e G, 50E-F

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Nova Granada, Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 3 a 5 mm. As paredes são lisas e sem lineações. Não apresentam ramificações. O preenchimento é maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto a textura e a cor.

Observações: Em alguns intervalos há grandes concentrações de *Planolites* com pequenas dimensões, associados a intensa cimentação carbonática nas estruturas e eventualmente na rocha hospedeira (Figura 49C e G). Nesses casos o pequeno porte das estruturas lembra *Planolites montanus*, contudo a cimentação carbonática dificulta a observação do alinhamento dessas estruturas, impedindo o reconhecimento da icnoespécie.

***Planolites* *beverleyensis* Billings, 1862**

Figuras 50A-D

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Nova Granada, Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais a levemente inclinadas, circulares em corte perpendicular. Os diâmetros variam de 6 a 10 mm. Apresentam paredes sem lineação e preenchimento maciço, ativo, com texturas e cores diferentes da rocha hospedeira. Não apresentam ramificações.

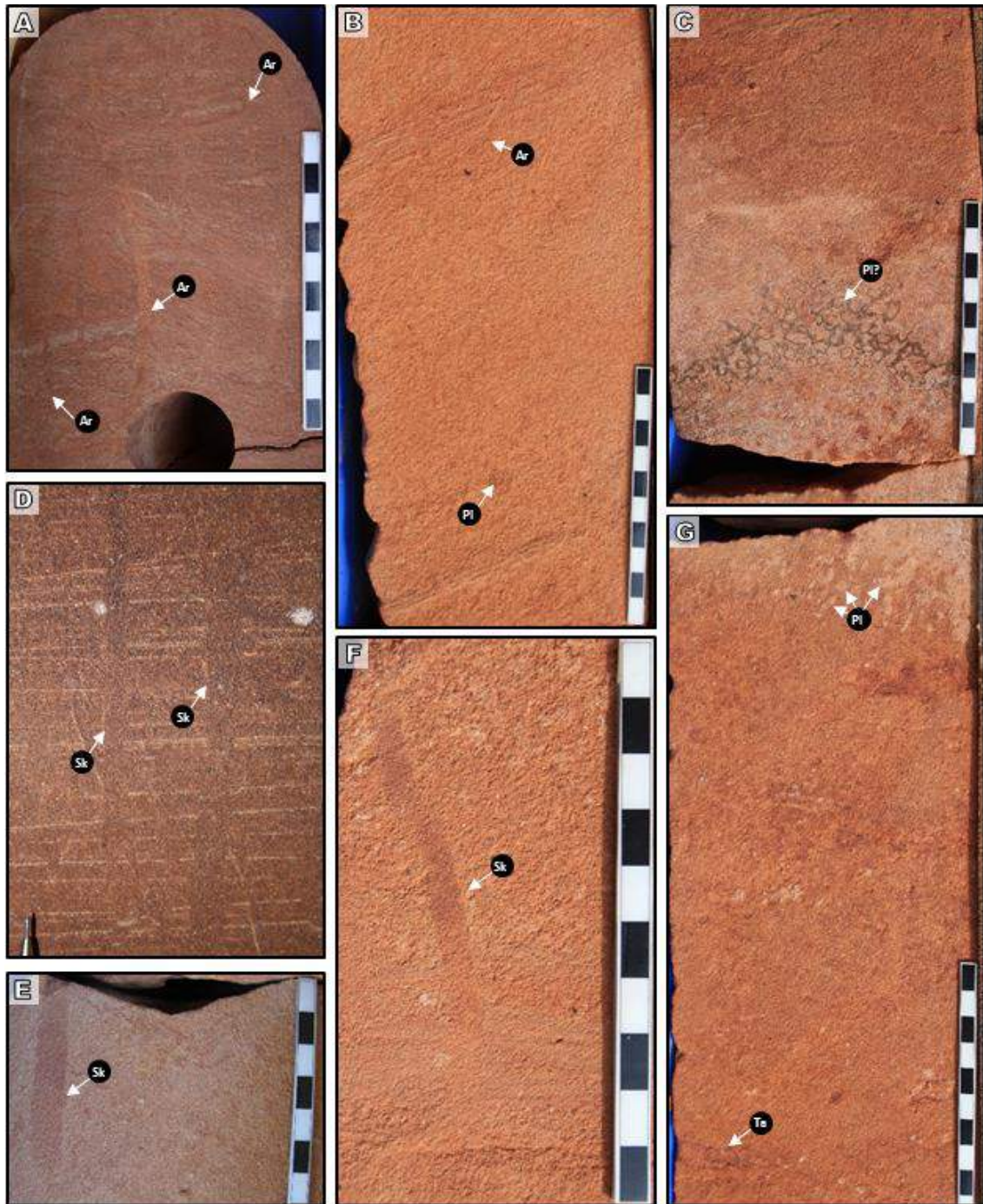


Figura 49. Traços fósseis presentes na Formação Santo Anastácio. **A.** *Arenicolites* isp. (Ar). Poço Pirapozinho, profundidade 108,40 m. **B.** *Arenicolites* isp. (Ar) e *Planolites* isp. (Pl). Poço Martinópolis, profundidade 168,60 m. **C.** ?*Planolites* isp. (Pl). Poço Martinópolis, profundidade 163,60 m. **D-F.** *Skolithos* isp. (Sk). **D.** Poço Nova Granada, profundidade 85,90 m. **E.** Poço Pirapozinho, profundidade 85,70 m. **F.** Poço Martinópolis, 173,40 m. **G.** *Taenidium* isp. (Ta) e *Planolites* isp. (Pl). Poço Martinópolis, profundidade 163,80 m. Escalas em centímetros.

Observações: na Formação Santo Anastácio, *Planolites* isp. e *P. beverleyensis* são encontrados principalmente em estratos de arenito com estratificação cruzada planar, monoespecíficos ou associados a *Arenicolites*, *Skolithos* ou *Taenidium*. Também são comuns

em estratos de arenito sem estrutura visível. Essas estruturas são consideradas traços de alimentação (*Fodinichnia*) produzidas por organismos de corpo mole ou por insetos e aracnídeos (Pemberton et al., 2001; Ekdale et al., 2007).

Icnogênero *Skolithos* Haldeman, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 49D-F

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Nova Granada, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas simples, cilíndricas, verticais a subverticais, sem ramificações. Não apresentam lineações e o preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira. Os diâmetros variam de 5 a 7 mm, e apresentam comprimentos variados.

Observações: *Skolithos* representa estruturas de habitação de organismos suspensívoros ou carnívoros passivos (Pemberton et al., 2001). Assim como observado nas formações Caiuá e Pirapozinho, os *Skolithos* da Formação Santo Anastácio correm principalmente no topo de estratos de arenito com estratificação cruzada planar, monoespecíficos ou associados a *Arenicolites*, *Planolites* ou estruturas meniscadas, compondo a Icnofácies *Skolithos*.

Icnogênero *Spongeliomorpha* Saporta, 1887

***Spongeliomorpha* isp.**

Figura 51

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Nova Granada, Pirapozinho e Piacatu.

Descrição: sistemas de escavações cilíndricas a ovais, predominantemente composto por elementos horizontais, mas apresentando múltiplas ramificações em forma de Y ou T com elementos verticalizados. Apresentam terminações afuniladas ou hemisféricas. O preenchimento é maciço e distinto da rocha hospedeira, sempre com cores mais claras (grãos sem película de óxido de ferro). Eventualmente, em cortes perpendiculares das amostras, é possível observar estrias na superfície da estrutura (Figura 51G).

Observações: o padrão de estriações da superfície de algumas estruturas parece ser longitudinal (Figura 51G), semelhante a *Spongeliomorpha ibérica*, mas como as estruturas são

predominantemente visualizadas no corte longitudinal dos testemunhos de sondagens não é possível identificar a icnoespécie.

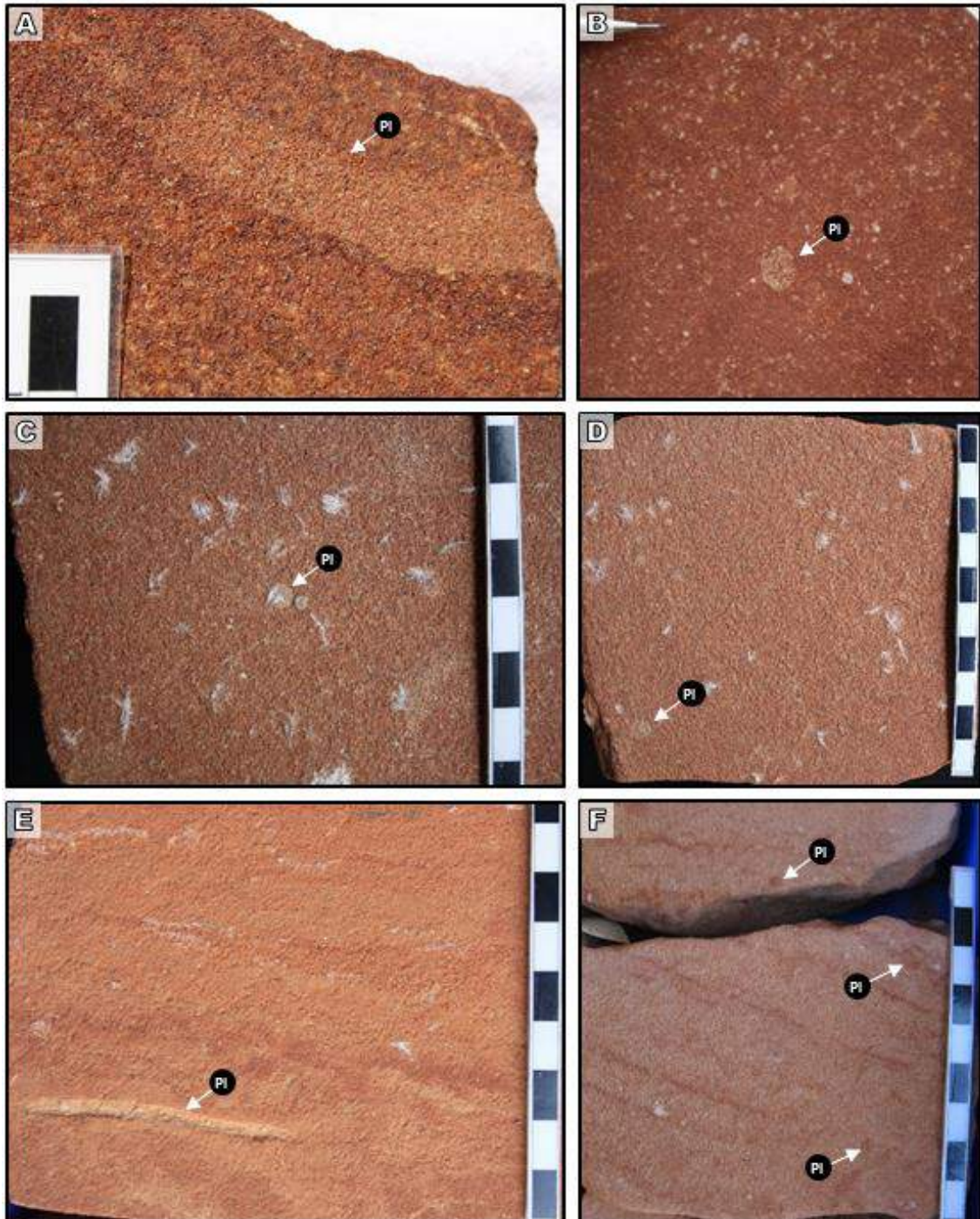


Figura 50. *Planolites* presentes na Formação Santo Anastácio. **A-D.** *Planolites beverleyensis* (Pl). **A-B.** Poço Nova Granada, respectivamente nas profundidades 70,00 m e 57,90 m. **C-D.** Poço Piacatu, respectivamente nas profundidades 140,20 m e 143,45 m. **E-F.** *Planolites* isp. **E.** Poço Martinópolis, profundidade 177,40 m. **F.** Poço Pirapozinho, profundidade 87,05 m. Escalas em centímetros.

Como discutido anteriormente, *Spongeliomorpha* é interpretado como estruturas produzidas por insetos (Melchor et al., 2010), e caracteriza a suíte desenvolvida em substratos firmes da Icnofácies *Scoyenia* (Buatois e Mángano, 2011). Essas estruturas ocorrem em grande quantidade na Formação Santo Anastácio, principalmente em estratos de arenito sem estruturas visíveis (fácies pedogeneizadas), com ou sem nódulos carbonáticos associados, e em estratos de arenito com incipiente estratificação cruzada planar. Ocorrem preferencialmente em intervalos monoespecíficos, mas também ocorrem em associação com traços de raízes do tipo 6 e *Planolites*.

Icnogênero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium* isp.**

Figura 49G

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas predominantemente horizontais e aparentemente retilíneas. Apresentam paredes sem lineações e preenchimento meniscado. Os diâmetros variam de 9 a 12 mm, com comprimentos variados.

Observações: *Taenidium* é interpretado como estruturas de alimentação (Fodinichnia), produzidas por organismos que se alimentam de depósitos, como anélídeos oligoquetas (D'Alessandro et al., 1987), e escavações produzidas por insetos (Krapovickas et al., 2009).

Na Formação Santo Anastácio, *Taenidium* e outras estruturas semelhantes não identificadas ocorrem associadas a *Planolites*, *Arenicolites* e *Skolithos*, preferencialmente no topo de estratos de arenito com estratificação cruzada tabular ou arenitos com *ripples*.

Traço de raiz – tipo 1

Figuras 52A e D, 53E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Nova Granada, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas tubulares verticais longas e largas, que se estreitam para baixo, com comprimento preservado maior que 20 cm e larguras variáveis. São estruturas retilíneas a ligeiramente curvas, com limites pouco definidos, sem lineação, preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira, mas com cores mais claras.

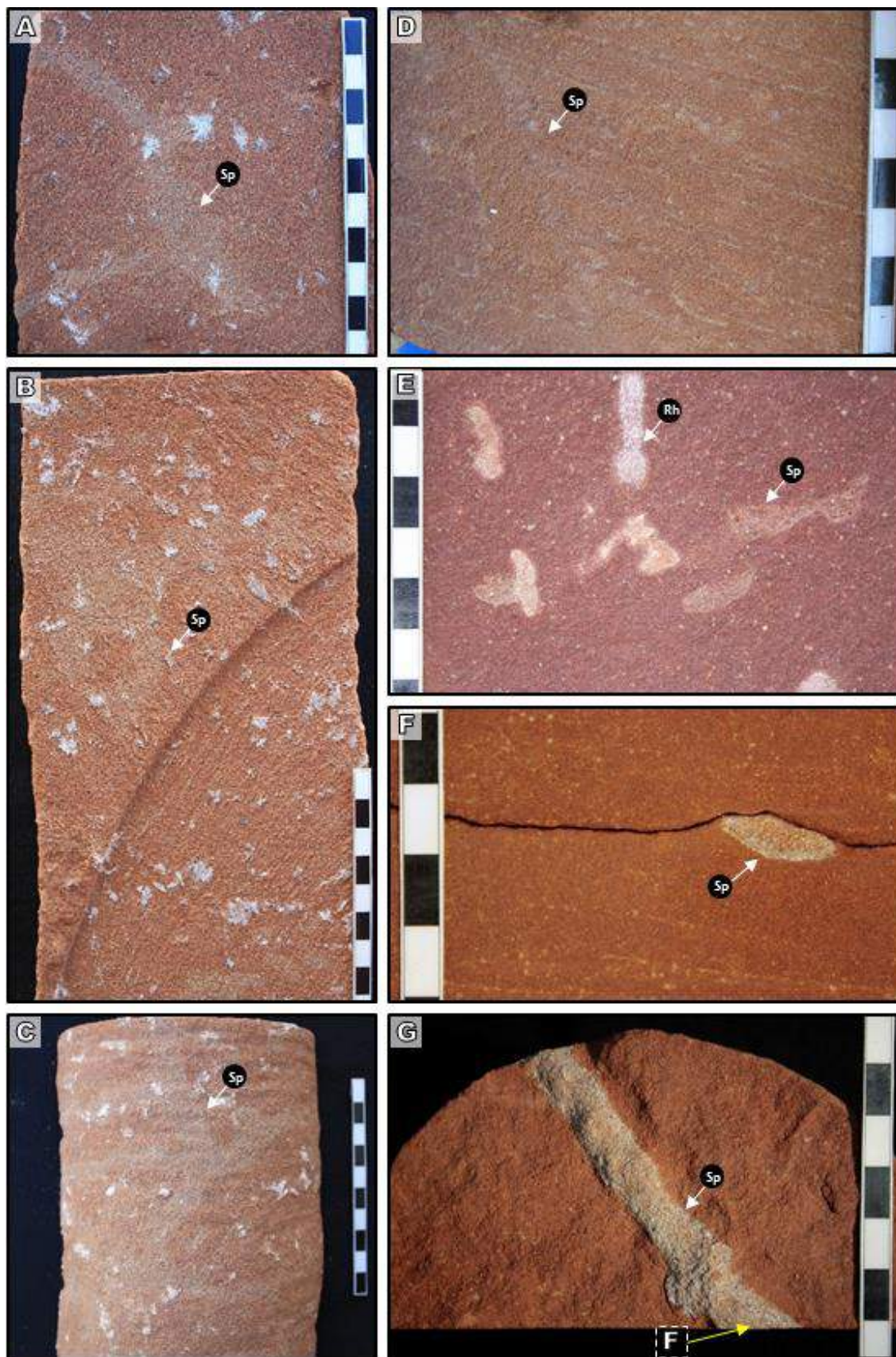


Figura 51. *Spongiomorpha* isp. registrado na Formação Santo Anastácio. **A.** Poço Piacatu, profundidade 134,45 m. **B-C.** Corte longitudinal e parede externa do mesmo intervalo do poço Piacatu, profundidade 131,10 m. **D.** Poço Pirapozinho, profundidade 86,00 m. **E.** Poço Nova Granada, profundidade 60,50 m. **F-G.** Estrutura vista em corte longitudinal e em corte perpendicular. Poço Nova Granada, profundidade 54,50 m. Escalas em centímetros.

Observações: os traços de raízes do tipo 1 ocorrem preferencialmente no topo de estratos de arenito muito fino a fino, com vestígios de estratificações cruzadas tabulares, eventualmente com nódulos carbonáticos irregulares.

Como os traços de raízes do tipo 1 presentes na Formação Caiuá, esses rizólitos longos podem estar associados a paleossolos mais drenados, representando uma superfície de descontinuidade de duração variável. Assim, os traços de raízes do tipo 1 observados na Formação Santo Anastácio podem indicar exposição subaérea, com formação de solo, associado a lençol freático momentaneamente mais baixo.

Traço de raiz – tipo 2

Figura 53E

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagem dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas tubulares, verticais, retilíneas, preenchidas por sedimento semelhante à rocha hospedeira. Os limites das estruturas são bem definidos e não apresentam lineação. Não ramificados. Não apresentam halos de alteração em torno das estruturas. Não há cimentação carbonática associada.

Observações: Semelhantemente aos espécimes observados na Formação Caiuá, os traços de raízes do tipo 2 encontrados na Formação Santo Anastácio estão associados a estratos de arenito muito fino a fino, com estratificação cruzada planar e são pouco frequentes. Esse tipo de raiz simples, não ramificada e preenchida por sedimento é geralmente associado a plantas com raízes abertas, em áreas alagadas com lençol freático alto (Bockelie, 1994).

Traço de raiz – tipo 3

Figura 52C

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: moldes internos, verticais, retilíneos a ligeiramente curvilíneos. Apresentam diâmetros menores que 5 mm, discretamente afinando para baixo, e comprimentos menores que 10 cm. As paredes são bem definidas e não apresentam lineações. Essas estruturas são preenchidas por sedimento texturalmente similar à rocha hospedeira, mas com cores

diferentes. Não apresentam halo de alteração e o preenchimento das estruturas não possui cimentação carbonática.

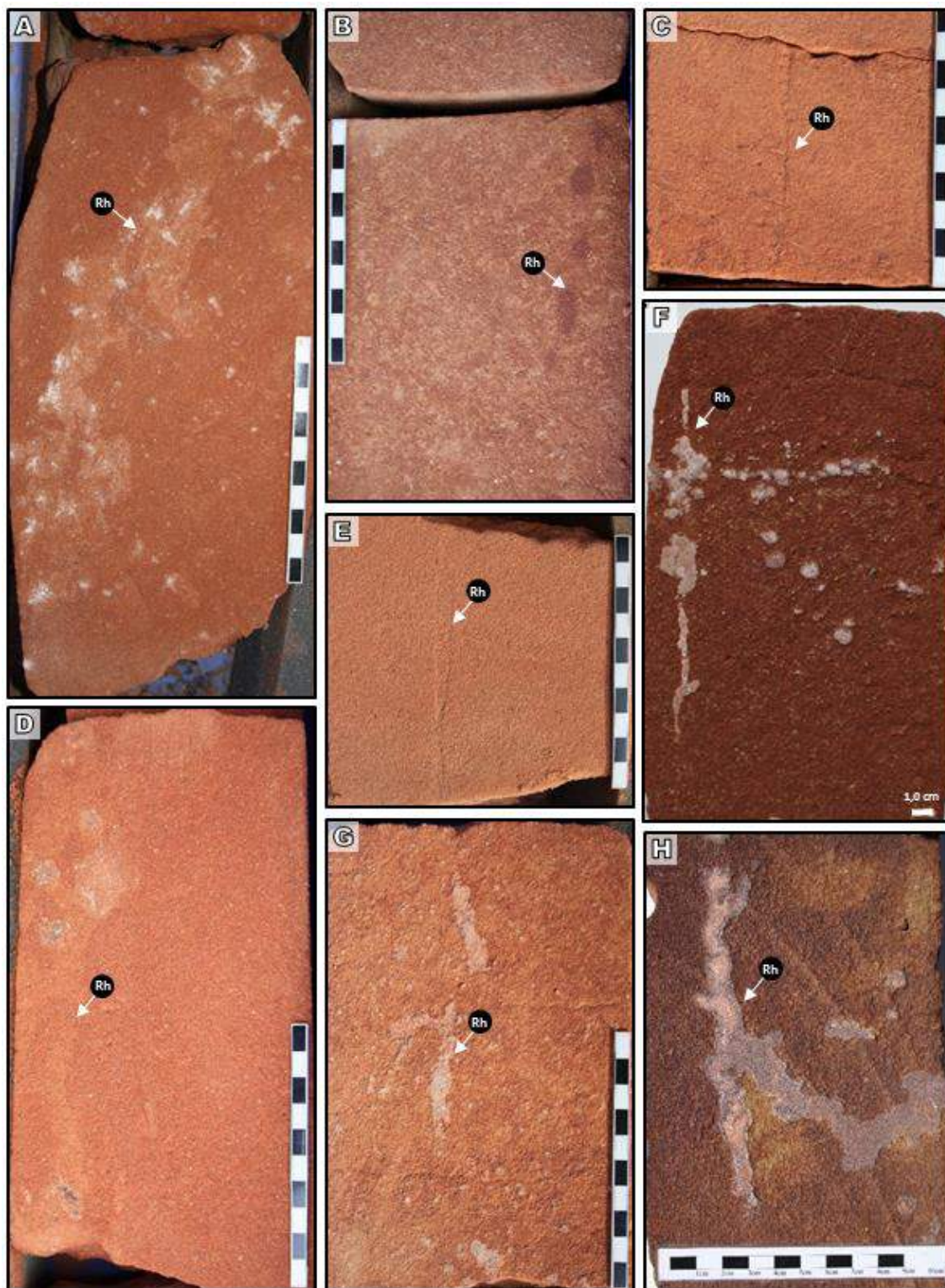


Figura 52. Traços de raízes preservados na Formação Santo Anastácio. **A.** Poço Martinópolis, profundidade 137,75. **B.** Poço Martinópolis, profundidade 148,80 m. **C.** Poço Martinópolis, profundidade 166,22 m. **D.** Poço Martinópolis, profundidade 142,05 m. **E.** Poço Martinópolis, profundidade 165,20 m. **F.** Poço Nova Granada, profundidade 63,20 m. **G.** Poço Nova Granada, profundidade 77,90 m. Escalas em centímetros.

Observações: na Formação Santo Anastácio, os traços de raízes do tipo 3 são pouco frequentes e ocorrem principalmente em estratos de arenito muito fino, com estratificação planar ou sem estruturas visíveis. Segundo Bockelie (1994), raízes simples, ramificadas ou não, preenchidas por sedimento, são geralmente associadas a plantas com raízes abertas, em áreas alagadas com lençol freático alto.

Traço de raiz – tipo 6

Figuras 52F-H, 53B-C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Nova Granada, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: acumulações de carbonato de cálcio preenchendo moldes de raízes, muitas vezes de modo descontínuo, predominantemente verticais, com ramificações inclinadas para baixo ou horizontais. Apresentam comprimentos menores que 20 cm e larguras entre 3 e 9 mm. Frequentemente formam concreções irregulares que ultrapassam os limites da estrutura. O preenchimento usualmente é uma mistura de sedimento com carbonato de cálcio (Figuras 52F-H). Eventualmente formam cilindros com cimento espático e espaços vazios centrais (Figuras 53B-C).

Observações: Os traços de raízes do tipo 6 são muito frequentes na Formação Santo Anastácio. Ocorrem em estratos de arenito com incipiente estratificação cruzada, ou sem estruturas visíveis. Os trabalhos de Cohen (1982) e Kraus e Hasiotis (2006) demonstram que rizocrecções calcárias caracterizam paleossolos moderadamente bem drenados.

Traço de raiz – tipo 7

Figura 52B

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: traços de raízes identificados pelo alinhamento de manchas marrom arroxeadas alongadas, contínuas a descontínuas, que afinam para baixo. Comprimentos em torno de 10 cm e largura menor que 1 cm.

Observações: ocorrem em estratos de arenito com incipiente estratificação cruzada, ou sem estrutura visível. Feições semelhantes são descritas por Kraus e Hasiotis (2006), e associadas a paleossolos vermelhos moderadamente bem drenados.

Traço de raiz – tipo 8

Figuras 53A e D

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: traços de raízes inclinadas, penetrando profundamente, ligeiramente curvos, com afinamento para baixo, com ou sem ramificações. Caracterizam-se como feições de cores mais claras que a rocha hospedeira, com limites mal definidos, que esmaecem para fora. Estão preenchidos por sedimento com textura similar à rocha hospedeira, sem estrutura. Eventualmente estão associados a nódulos carbonáticos irregulares a circulares. A profundidade máxima de penetração é 30 cm, com larguras em torno de 2 ou 3 cm.

Observações: segundo Cohen (1982), moldes internos de raízes diagonais, usualmente se formam em pontos de bifurcação de raízes principais ou em torno de obstáculos nos sedimentos. Semelhantemente aos traços de raízes do tipo 1, os longos traços inclinados do tipo 8 podem estar associados a paleossolos drenados.

8.1.3.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A assembleia de traços fósseis da Formação Santo Anastácio é notadamente distinta das assembleias anteriormente descritas e das demais unidades da Bacia Bauru. Apresenta icnodiversidade relativamente mais empobrecida, porém rica em traços de raízes e sistemas de escavações produzidos por insetos terrestres (*Spongeliomorpha*). Secundariamente ocorrem traços verticais e horizontais simples (*Arenicolites*, *Skolithos* e *Planolites*), e alguns poucos traços meniscados (*Taenidium* e outros não identificados).

Os traços horizontais e verticais simples, e os que apresentam preenchimento meniscado (*Arenicolites*, *Skolithos*, *Planolites* e *Taenidium*), usualmente ocorrem em associação, constituindo a Icnofácies *Skolithos*. Esses traços estão majoritariamente presentes no topo de estratos de arenito fino a médio com estratificações cruzadas planares. *Planolites* também ocorre isoladamente em estratos de arenito com estratificações ou sem estruturas visíveis.

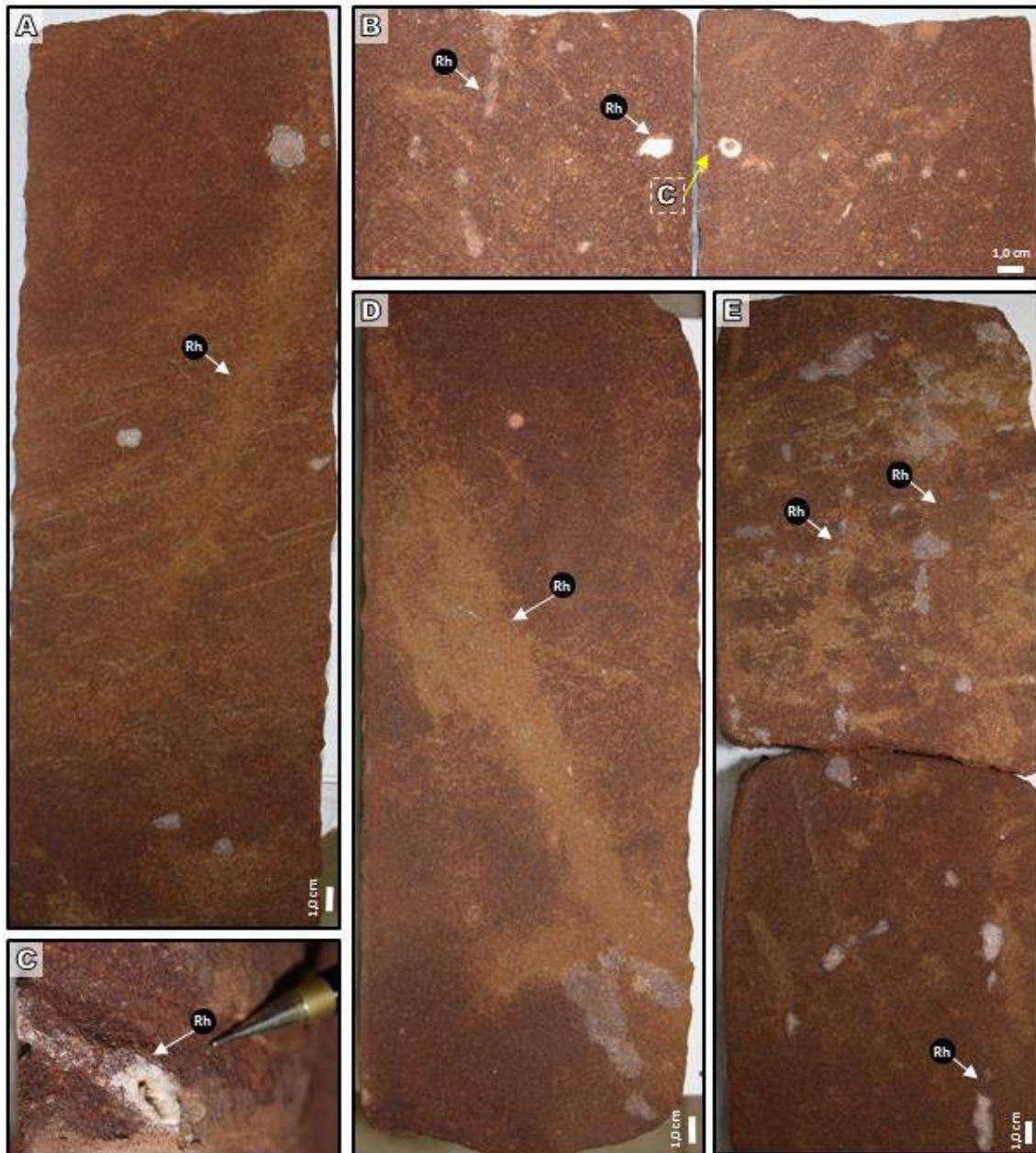


Figura 53. Traços de raízes preservados na Formação Santo Anastácio, observados nos testemunhos de sondagem do Poço Nova Granada. **A.** Profundidade 86, 30 m. **B-C.** Profundidade 79,50 m. **C.** Detalhe de B. **D.** Profundidade 78,80 m. **E.** Profundidade 82,40 m.

Os traços fósseis indicam a existência de paleossolos na Formação Santo Anastácio, cujo caráter pedogeneizado foi inicialmente reconhecido por Fúlvaro et al. (1999). A identificação de sistemas de escavações produzidos por insetos terrestres (*Spongeliomorpha*) evidencia a exposição subaérea e pedogeneização dos estratos sedimentares nos quais estão presentes. Tais processos também são confirmados pela abundância e tipos de traços de raízes encontrados.

Segundo Genise et al. (2000), diversos fatores controlam a formação da icnofauna em paleossolos, tais como a intensidade dos processos pedogenéticos, a posição do lençol freático, o clima, a duração da exposição subaérea e a evolução dos insetos que produzem a bioturbação do substrato. Observa-se que alguns desses fatores atuaram no desenvolvimento da assembleia de traços fósseis da Formação Santo Anastácio.

O papel da evolução dos insetos se mostra particularmente importante. Uma vez que ocorrem intervalos pedogeneizados, seria esperado encontrar assembleias fossilíferas típicas de paleossolos, como as icnofácies *Celliforma* e *Coprinisphaera*. Contudo, tais icnofácies não são observadas na Formação Santo Anastácio. A Icnofácies *Celliforma* caracteriza paleossolos ricos em carbonato, mas é reconhecida apenas desde o Eoceno (Genise et al., 2010). Por sua vez, a Icnofácies *Coprinisphaera* é relacionada a paleossolos desenvolvidos em diversos ambientes deposicionais, em áreas com vegetação abundante, e é documentada apenas desde o Paleoceno, com alguns registros de assembleias semelhantes no final do Cretáceo (Genise et al., 2000). Assim, os típicos traços fósseis dessas icnofácies, tais como células de abelhas, câmaras pupais de coleópteros e ninhos de vespas, naturalmente não são esperados nos depósitos coniacianos da Formação Santo Anastácio. Por outro lado, o registro de *Spongeliomorpha* é condizente com a idade da unidade, pois esse icnogênero é registrado desde o Neotriássico (Melchor et al., 2010).

A posição do lençol freático também foi um fator controlador importante. A maioria dos traços de raízes observados na Formação Santo Anastácio (tipos 1, 6, 7 e 8) são indicativos de paleossolos moderadamente bem drenados, associados a níveis freáticos relativamente mais baixos. Adicionalmente, na Formação Santo Anastácio não ocorrem estruturas peletadas produzidas por minhocas (*Edaphichnium*), como as encontradas em estratos pedogeneizados da Formação Pirapozinho. Segundo Genise et al. (2004), traços fósseis de minhocas indicam ambientes com solos úmidos, devido as necessidades fisiológicas desses organismos.

Por sua vez, a intensidade dos processos pedogenéticos pode ter sido responsável pela relativa escassez de traços fósseis de invertebrados. Em alguns estratos, os processos de formação de solos que afetaram a fábrica sedimentar primária provavelmente desfizeram grande parte das estruturas biogênicas.

Com relação a distribuição dos traços fósseis, observa-se distintos padrões ao longo da Formação Santo Anastácio (Anexo 2A-D). A Icnofácies *Skolithos* ocorre apenas na parte inferior da unidade. Os traços de raízes são menos frequentes nessa porção, ocorrendo principalmente os tipos 2 e 3. Adicionalmente, as estruturas sedimentares estão melhor preservadas. Na parte superior da unidade, predominam os traços de raízes dos tipos 1, 6, 7 e 8,

que não ocorrem associados a traços fósseis de invertebrados. *Spongiomorpha* ocorre quase restritamente na porção superior.

Esse padrão de distribuição, somado a maior abundância de intervalos mosqueados na parte superior da Formação Santo Anastácio, sugerem a existência de intervalos de paleossolos relativamente mais desenvolvidos que aqueles da parte inferior. Concordantemente, os perfis de raios gama apresentam padrão em caixote na parte superior, indicando maior homogeneização, enquanto a parte inferior apresenta um padrão relativamente mais serrilhado.

8.1.4 Formação Araçatuba

ICNOGÊNERO *Arenicolites* Salter, 1857

***Arenicolites* isp.**

Figuras 54A e B

Material: Alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Martinópolis e Piacatu.

Descrição: tubos verticais simples, em forma de U, com preenchimentos passivos, maciços, semelhantes aos estratos imediatamente acima das estruturas. Em corte perpendicular apresentam-se na forma de estruturas circulares pareadas (Figura 54A). Apresentam paredes lisas e sem lineações. Não ramificados e sem *spreite*. Os comprimentos são maiores que as larguras, com até 8 cm de comprimento e diâmetros entre 4 e 5 mm.

Observações: Como discutido anteriormente, *Arenicolites* é um típico elemento da Icnofácies *Skolithos*, comumente produzida em substratos moles, em cenários com moderada a alta energia, e podem ser encontrados em ambientes lacustres rasos e fluviais.

Existem poucas ocorrências na Formação Araçatuba, em estratos de arenito com estratificação cruzada ou *ripples*, com baixa diversidade ou monoespecíficos.

ICNOGÊNERO *Camborygma* Hasiotis e Mitchell, 1993

***Camborygma* isp.**

Figura 55

Material: Um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

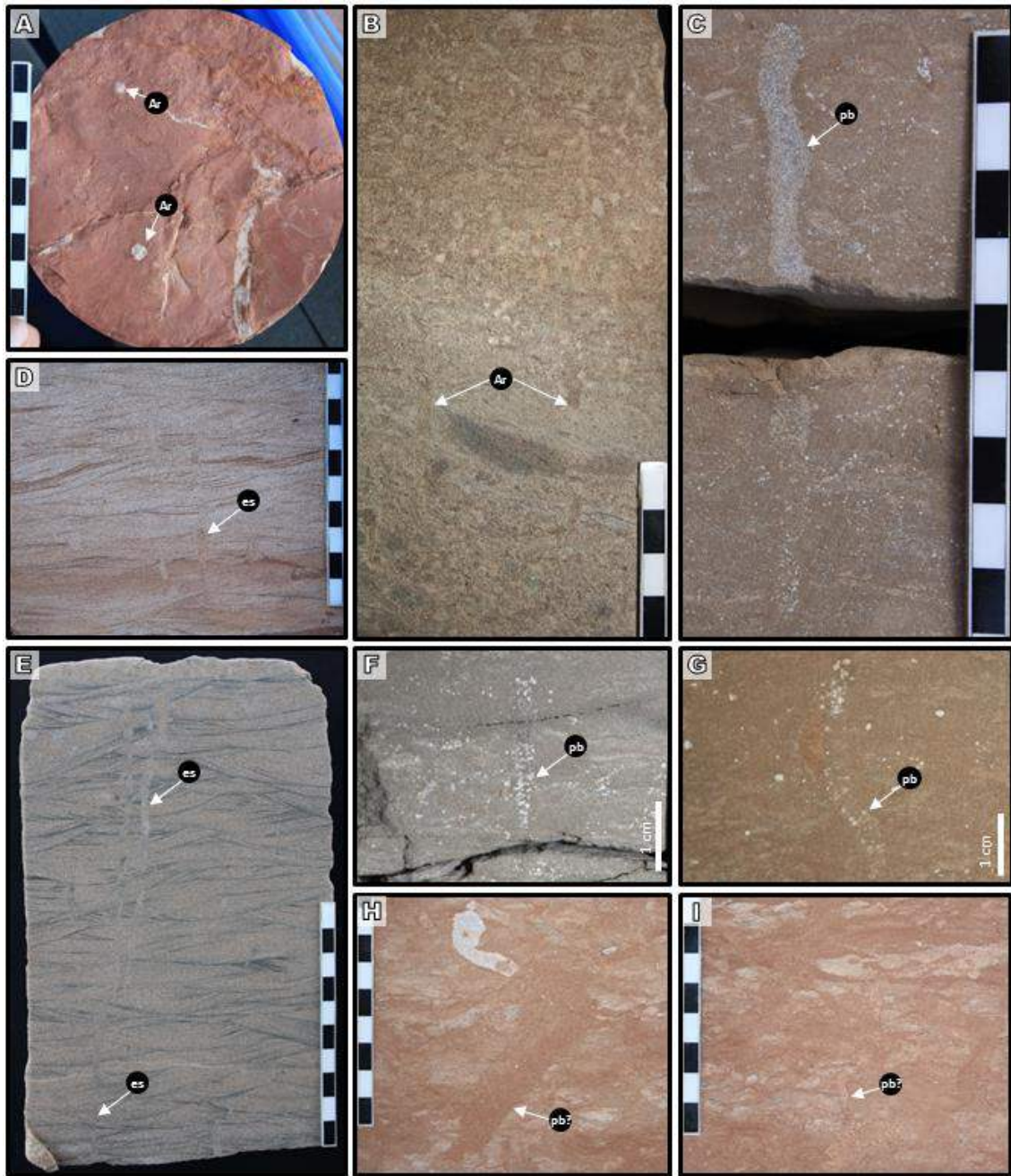


Figura 54. Traços fósseis presentes na Formação Araçatuba. **A.** Aberturas pareadas de *Arenicolites* isp. (Ar). Poço Martinópolis, profundidade 114,50 m. **B.** *Arenicolites* isp. (Ar). Poço Piacatu, profundidade 110,90 m. **C.** Estrutura com preenchimento peletado (pb). Poço Piacatu, profundidade 93,30 m. **D-E.** Estruturas de escape (es). **D.** Poço Martinópolis, profundidade 110,55 m. **E.** Poço Piacatu, profundidade 81,50 m. **F-I.** Estruturas com preenchimentos peletados (pb). **F-G.** Poço Piacatu, respectivamente nas profundidades 100,40 m e 100,10m. **H-I.** Poço Martinópolis, respectivamente nas profundidades 123,80 m e 124,30 m. Escalas em centímetros.

Descrição: estrutura de grande porte, composta por uma escavação vertical (*shaft*) terminando em uma câmara basal mais larga. O preenchimento da estrutura é passivo, composto de arenito fino semelhante à rocha hospedeira, com laminações horizontais e intercalações de lâminas de argilito (Figura 55D e, 1). A câmara basal apresenta parede com lineação de argila

bem definida, com espessura entre 1 e 2 mm. A superfície da estrutura apresenta textura nodosa (Figura 55D e E, 2) e marcas de arranhões (Figura 55B, 4).

Observações: essa estrutura é semelhante ao espécime de *Camborygma* registrado na Formação Pirapozinho (Figura 44), e do mesmo modo pode ser interpretada como estruturas de habitação de lagostins de água doce (Hasiotis e Mitchell, 1993).

Segundo Hasiotis e Mitchell, (1993), os modernos lagostins constroem suas escavações dentro ou adjacente a corpos d'água, onde os animais podem escavar o substrato para atingir uma posição abaixo do lençol freático. Quando em corpos d'água perenes, os modernos lagostins constroem apenas escavações verticais ou subverticais muito rasas. Na Formação Araçatuba, *Camborygma* está associado a traços de escape e ocorre em estrato de arenito com laminação cruzada gerada por ondas, portanto é indicativo de ambiente marginal lacustre.

Traços de escape

Figuras 54D e E, 55A

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Martinópolis e Piacatu.

Descrição: repetição vertical de estruturas circulares com morfologia *cone-in-cone*. As paredes são pobremente definidas e sem lineação.

Observações: essas estruturas foram encontradas em arenitos finos a muito finos com laminação cruzada gerada por onda e em estrados com acamamento *flaser*. Segundo Buatois e Mángano (2011), traços de escape são formados em resposta à rápidas mudanças na sedimentação, tipicamente relacionadas a deposição episódica. Os organismos são forçados a rapidamente reajustarem suas estruturas para evitar o soterramento.

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* isp.**

Figuras 56A-B

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de até 5 mm. São escavações sem lineações, sem ramificações, e com preenchimento maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto a textura.



Figura 55. *Camborygma* isp. (Ca) registrado na Formação Araçatuba. Poço Piacatu, profundidade 81,52 m. **A.** Corte longitudinal do testemunho, mostrando parte da câmara de *Camborygma* e traços de escape (es) associados. **B.** Parede externa do testemunho. **C-D.** Detalhes de A, respectivamente mostrando provável shaft e a câmara da estrutura. **E.** Parede externa do testemunho (lado direito inferior de B), mostrando a câmara da estrutura. **1.** Preenchimento de arenito com laminação horizontal e intercalações de lâminas de argilito. **2.** Lineação de argila e textura nodosa. **3.** Possível shaft de *Camborygma*, mas não necessariamente a mesma estrutura. **4.** Marcas de arranhões. Escalas em centímetros. Escalas em centímetros.

***Planolites montanus* Richter, 1937**

Figuras 56E, 59F e I

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu.

Descrição: estruturas cilíndricas, curvas, horizontais a subverticais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros menores que 3 mm. Não apresentam lineações, e o preenchimento é maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto a textura. Não ramificadas.

Observações: na Formação Araçatuba, esses traços fósseis ocorrem em sedimentos argilosos e arenitos muito fino laminados, podendo estar relacionados à Icnofácies *Mermia*, e eventualmente associados a espécimes de *Scoyenia*, e nesses casos constituindo elementos acessórios da Icnofácies *Scoyenia*. Também ocorrem em estratos de arenito com laminação cruzada gerada por ondas ou por correntes, podendo estar associados a *Skolithos* e *Taenidium*.

Ícnogênero *Scoyenia* White, 1929

***Scoyenia* isp.**

Figuras 56D, F e G; 57; 58; 59A-E e G; 60C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu.

Descrição: estruturas cilíndricas, predominantemente verticais e curvilíneas. Os diâmetros variam entre 4 a 9 mm, podendo atingir mais que 20 cm de comprimento. Apresentam paredes com lineação de argila, ornamentadas com pequenas ondulações que lhe dão aspecto enrugado ou com finas estrias. O preenchimento é meniscado simples, heterolítico.

Observações: as icnoespécies de *Scoyenia* são diferenciadas com base no tipo de ornamentação e padrão de preenchimento. Segundo Retallack (2001), *Scoyenia gracilis* apresenta marcas de arranhões finos organizados dentro de arranhões maiores, e o preenchimento é formado por meniscos arqueados simples. *S. beerboweri* difere por apresentar ornamentação finamente estriada e preenchimento composto por meniscos em forma de W, com gradação normal.

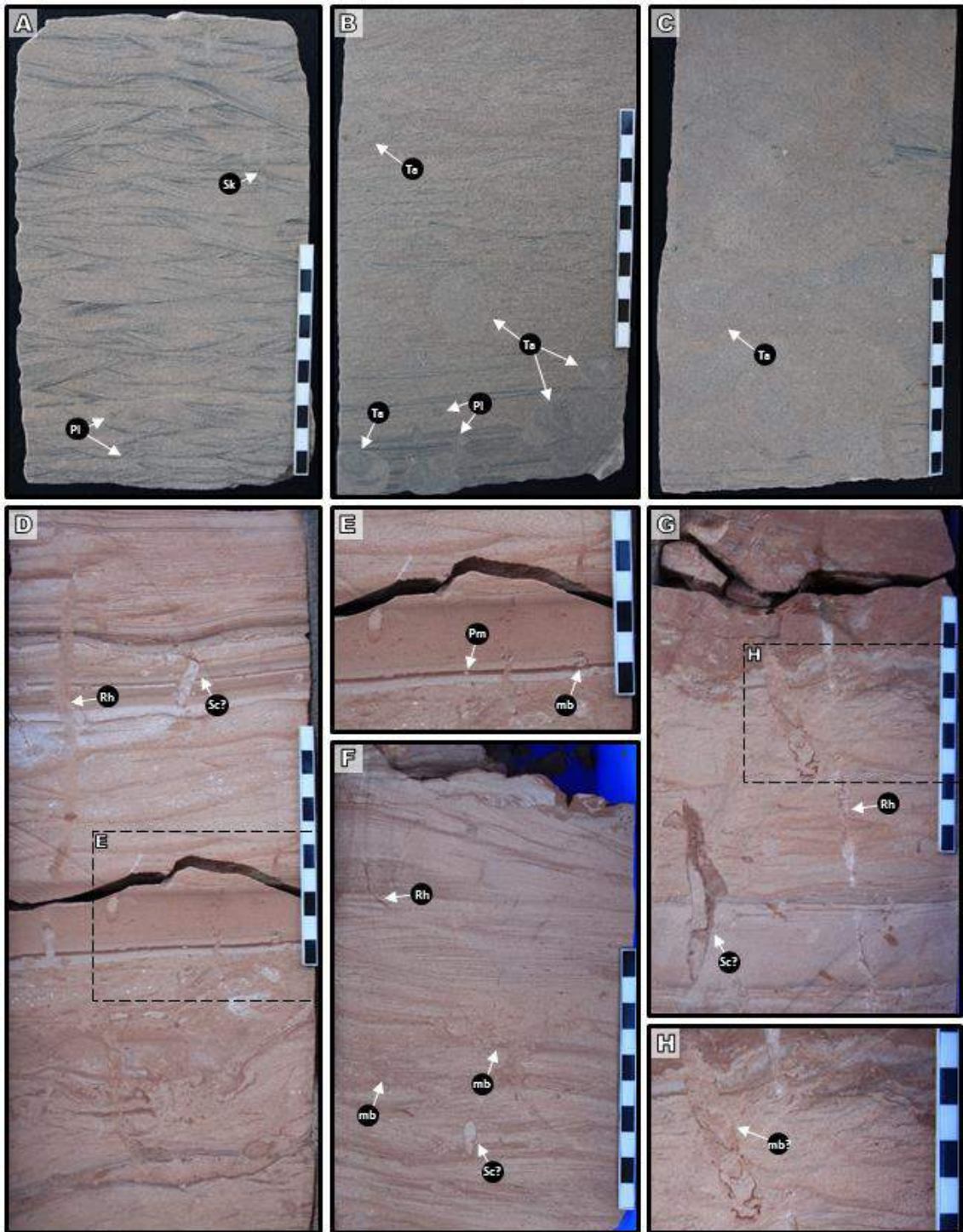


Figura 56. Traços fósseis presentes na Formação Araçatuba. **A.** *Skolithos* isp. (Sk) e estruturas de escape (es). Poço Piacatu, profundidade 81,85 m. **B.** *Planolites* isp. (Pl) e *Taenidium* isp. (Ta). Poço Piacatu, profundidade 78,10 m. **C.** *Taenidium* isp. (Ta). Poço Piacatu, profundidade 78,80 m. **D-E.** *Scoyenia* isp. (Sc), *Planolites montanus* (Pm), estruturas meniscadas não identificadas (mb) e traço de raiz (Rh). Poço Martinópolis, profundidade 111,40 m. **F.** *Scoyenia* isp. (Sc), estruturas meniscadas não identificadas (mb) e traço de raiz (Rh). Poço Martinópolis, profundidade 112,80 m. **G-H.** ?*Scoyenia* isp. (Sc), ?*Taenidium* isp. (mb) e traço de raiz (Rh). Poço Martinópolis, profundidade 111,78 m. Escalas em centímetros.



Figura 57. *Scoyenia* isp. (Sc) preservado na Formação Araçatuba, em associação com traço de raiz (Rh). **A.** O corte longitudinal do testemunho cortou a estrutura de *Scoyenia*, que também pode ser visualizada em C. **B.** Detalhe do canto superior de A. **C.** Lado oposto de A, mostrando as mesmas estruturas. **D.** Detalhe do canto superior de B. **1.** Finas estrias na superfície da estrutura. **2.** Preenchimento densamente meniscado com gradação granulométrica. O cimento carbonático destaca os meniscos mais arenosos. **3.** Parede com lineação de argila, que dependendo do corte mostra superfície delicadamente ondulada. **4.** Ornamentação externa da parede com lineação de argila. Escalas em centímetros.

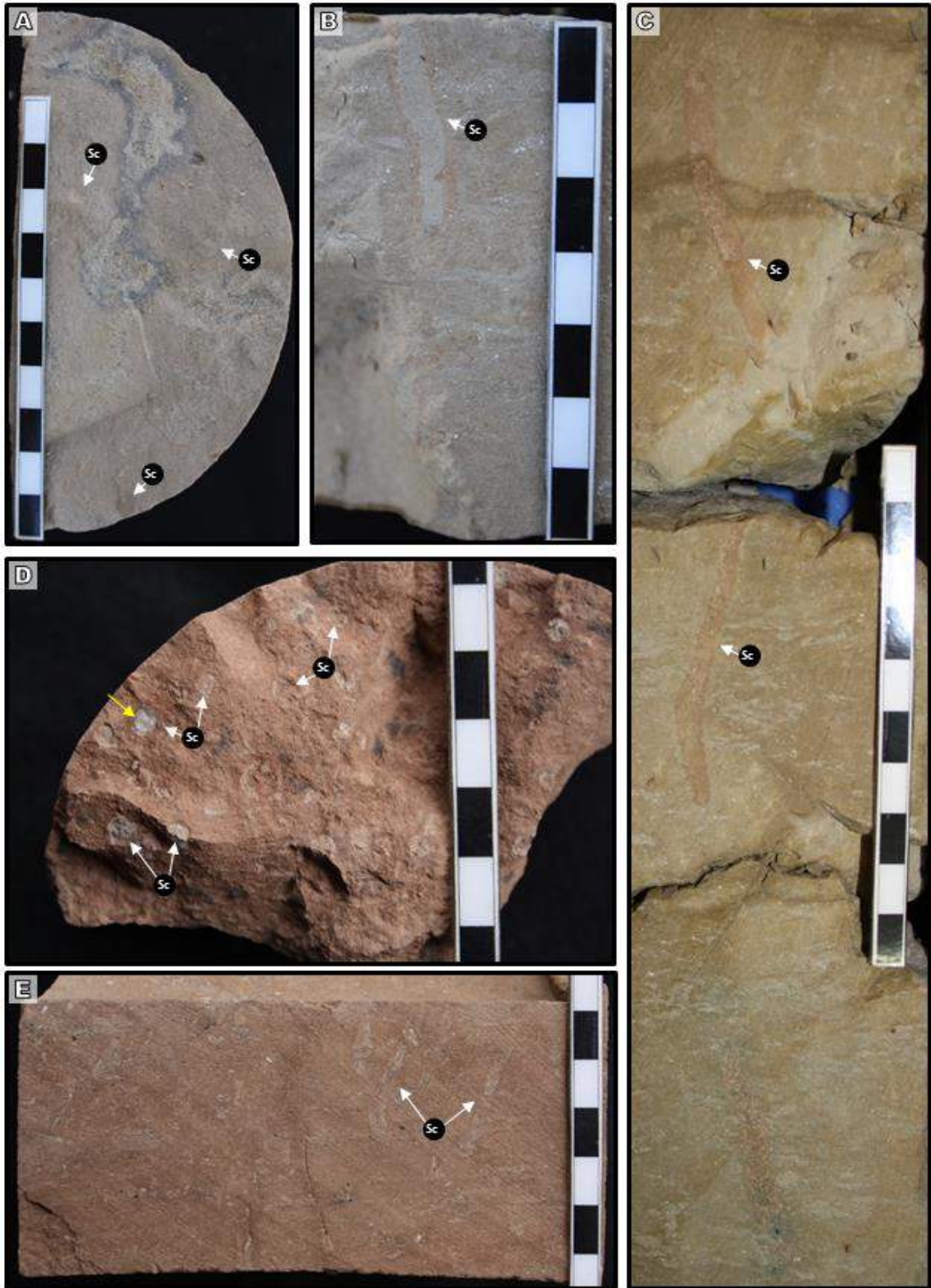


Figura 58. Diferentes modos de preservação de *Scoyenia* isp. (Sc) na Formação Araçatuba. **A.** Corte perpendicular do intervalo observado na figura 57. Note a lineação de argila presente nas estruturas. Poço, Piacatu, profundidade 92,80 m. **B.** Em corte longitudinal, eventualmente o preenchimento meniscado é pouco visível, devido a discreta variação granulometria. Poço Piacatu, profundidade 99,10 m. **C.** Estrutura vertical, curvilínea, bastante longa. O corte está próximo da parede e não é possível identificar o preenchimento meniscado. Poço Piacatu, profundidade 97,10 m. **D-E.** As estruturas também aparecem em grande densidade formando *pipe-rocks*, e podem ser reconhecidas por apresentarem lineação e preenchimento meniscado, geralmente melhor visualizados em corte perpendicular (seta amarela em D). Poço Pirapozinho, profundidade 66,90 m. Escalas em centímetros.

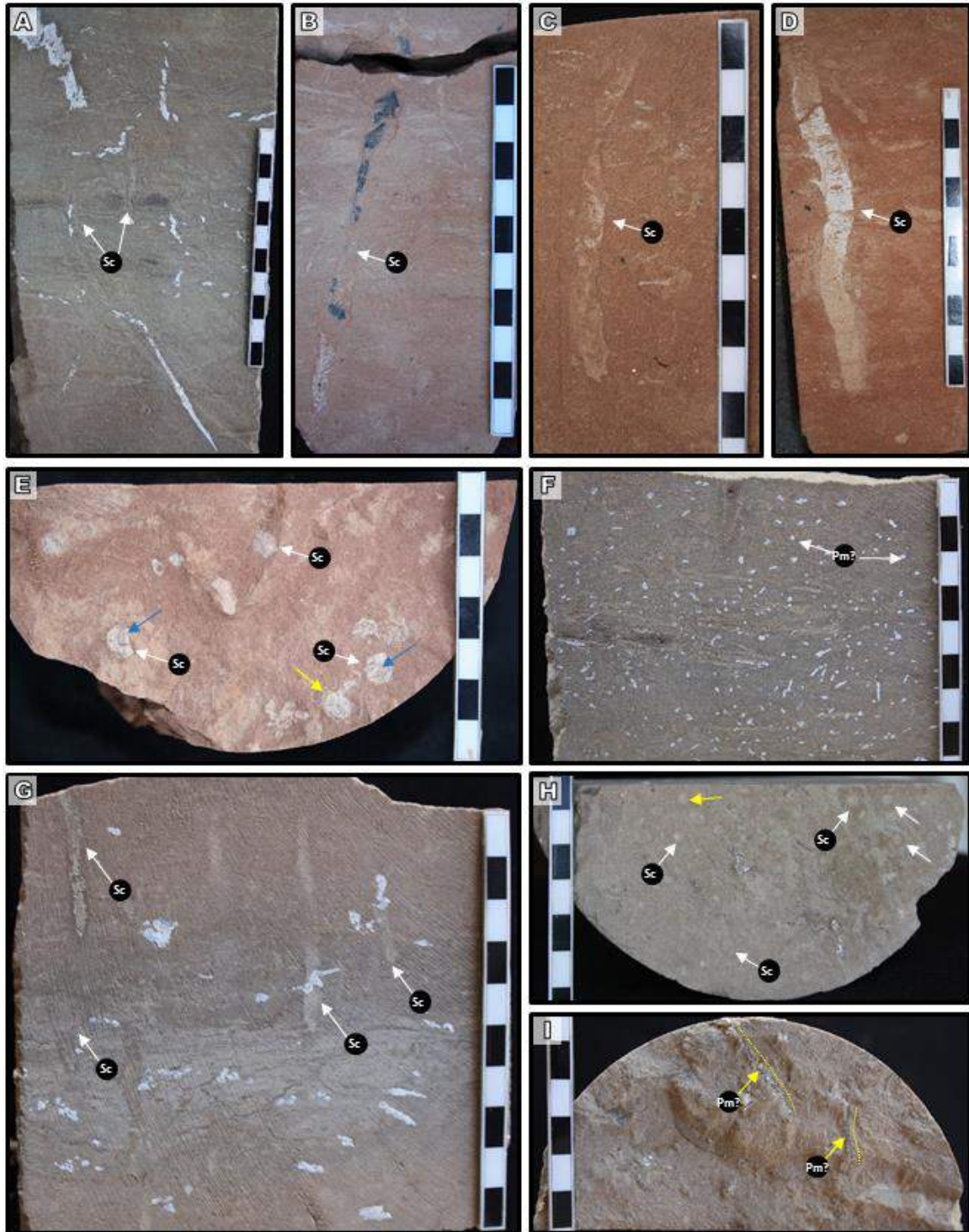


Figura 59. Traços fósseis presentes na Formação Araçatuba. **A.** *Scoyenia* (Sc) em intervalo com fraturas preenchidas por anidrita. Poço Piacatu, profundidade 106,80 m. **B-E.** Diferentes modos de preservação de *Scoyenia* isp. (Sc). **B-C.** Feições de estreitamento ocorrem devido a posição do corte do testemunho em relação a curvatura das estruturas. **B.** Note preenchimento peletado na base da estrutura. Poço Martinópolis, profundidade 113,35 m. **C.** Poço Pirapozinho, profundidade 71,70 m. **D-E.** O preenchimento pode ser destacado por cimentação carbonática diferencial (D), e em corte perpendicular as estruturas são identificadas por apresentarem paredes com lineações (seta amarela) e eventualmente tubos centrais indicando o preenchimento meniscado (setas azuis). Poço Pirapozinho, profundidade 123,20 m. **F e I.** Pequenas concreções de carbonato de cálcio, eventualmente circulares em corte longitudinal do testemunho. Em corte perpendicular (I) observa-se que são tubulares, aparentemente no preenchimento de *Planolites montanus* (?Pm). Poço Piacatu, profundidade 109,10 m. Escalas em centímetros.

Tais características usualmente não são observadas com facilidade em testemunhos de sondagem, contudo, alguns espécimes observados na Formação Araçatuba apresentam características similares a *Scoyenia gracilis*, como o espécime da figura 57. Nesse exemplar é possível observar pequenas estrias na superfície da parte superior da estrutura (Figuras 57B e D, 1), pequenas ondulações na parte inferior (Figuras 57A, 4), além de preenchimento com meniscos arqueados simples. Além de variações no tipo de ornamentação, eventualmente um mesmo espécime pode apresentar diferentes tipos de preenchimento. A figura 59B mostra um espécime de *Scoyenia* com preenchimento peletado na base e meniscado simples no restante da estrutura.

Como discutido anteriormente, esse tipo de estrutura reflete condições ambientais de baixa energia, com substratos submetidos a alternância de exposição subaérea e submersão. Tais estruturas são abundantes na Formação Araçatuba, principalmente em sedimentos finos. Frequentemente ocorrem em associação com traços de raízes e gretas de ressecamento.

Os espécimes mais longos são encontrados em baixa densidade, o que pode ser resultante da pequena amostragem espacial dos testemunhos de sondagens (Figuras 57 e 58C). Espécimes menores geralmente ocorrem em maior densidade, frequentemente com aparência de *pipe-rocks*. Por exemplo, entre as profundidades 106,20 m e 110,00 m do poço Piacatu, ocorrem intervalos com grande densidade de *Scoyenia*. Nesses casos, as estruturas são relativamente pequenas e lembram alguns espécimes identificados como *Skolithos* na Formação Birigui (Figura 61A), mas diferem por apresentar distinta lineação de argilito, com até 2 mm de espessura, e preenchimento meniscado heterolítico (Figuras 59A, G e H). Feições *pipe-rock* geradas por altas densidade de *Scoyenia* também foram observadas nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho (figuras 58D-E) e Martinópolis (Figuras 59D-E).

Os espécimes de *Scoyenia* encontrados na Formação Araçatuba estão frequentemente muito bem preservados, e puderam ser observados em diferentes cortes (Figuras 57, 58 e 59), servindo de guias para a identificação dessas estruturas nas demais unidades estudadas.

Estruturas com preenchimento peletado

Figuras 54 C, F-I

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Martinópolis e Piacatu.

Descrição: estruturas tubulares, verticais a subverticais, com diâmetros de 4 a 13 mm, comprimentos relativamente curtos, eventualmente atingindo 10 cm. São preenchidas por

pequenos *pellets*, que não ocorrem nos limites das estruturas. Apresentam paredes com lineação de argila (Figuras 54 C e G). Frequentemente os *pellets* são ricos em carbonato de cálcio (Figuras 54 C, F e G). Não apresentam ramificações.

Observações: essas estruturas diferem dos espécimes de *Edaphichnium* descritos para a Formação Pirapozinho por apresentarem paredes com lineação, e os pellets estarem limitados ao preenchimento das estruturas. Características semelhantes foram observadas na base de alguns espécimes de *Scoyenia* (Figura 59B), o que poderia indicar que as estruturas peletadas observadas correspondem as partes basais de espécimes desse icnogênero. Contudo, o estado de preservação das estruturas impossibilita uma acurada identificação.

ICNOGÊNERO *Skolithos* HALDEMAN, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 56A

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu e Martinópolis.

Descrição: estruturas simples, cilíndricas, verticais, sem ramificações. Não apresentam lineações e o preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira. Os diâmetros variam de 5 a 7 mm, e apresentam comprimentos variados.

Observações: *Skolithos* são estruturas de alimentação simples que ocorrem em diversos ambientes. Sua frequência é discreta na Formação Araçatuba, ocorrendo em estratos de arenito com laminação cruzada gerada por onda, eventualmente associados a *Arenicolites*, *Taenidium* e *Planolites*. Assinalam a Icnofácies *Skolithos*, portanto indicativos de substratos moles em condições energéticas moderadas a altas.

ICNOGÊNERO *Taenidium* HEER, 1887

***Taenidium* isp.**

Figuras 56B-C, G-H,

Material: Vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu, Pirapozinho e Martinópolis.

Descrição: estruturas sem lineação e com preenchimento meniscado simples. As de maiores diâmetros geralmente são horizontais a sub-horizontais (Figuras 56B-C), enquanto as que apresentam menores diâmetros são preferencialmente inclinadas (Figuras 56G e H).

Observações: Na Formação Araçatuba, *Taenidium* frequentemente ocorre em estratos de arenito com laminações cruzadas, podendo ser encontrados em alta densidade (Figura 56C). Quando em arenitos, podem compor assembleias monoespecíficas ou estar associados a *Planolites*, em ambos os casos caracterizando suítes de substratos moles. *Taenidium* e outras estruturas meniscadas não identificadas também ocorrem em sedimentos finos, em associação com espécimes de *Scoyenia*, *Planolites* e traços de raízes (Figuras 56D-H). Nesses casos representam suítes de substratos mole pré-dessecação, da Icnofácies *Scoyenia*.

Traço de raiz – tipo 1

Figura 60A

Material: Um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: estruturas tubulares verticais longas e relativamente largas, que se estreitam para baixo, com até 20 cm de comprimento. Apresentam limites pouco definidos, sem lineação, preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira.

Observações: esse traço de raiz é similar aos do tipo 1 descritos para as formações Caiuá e Santo Anastácio, mas na Formação Araçatuba não há nódulos carbonáticos pedogenéticos associados. Ocorre no topo de um estrato de arenito fino, bioturbado, com vestígios de laminações cruzadas acanaladas.

Usualmente, traços de raízes longos com afinamento para baixo (*tap roots*) são relacionados a paleossolos mais drenados, quando outras feições pedogenéticas estão associadas (Cohen, 1982; Hasiotis, 2002). Por outro lado, traços de raízes preenchidos por sedimento também podem estar associados a áreas alagadas (Bockelie, 1994), o que parece ser o caso do espécime da Formação Araçatuba.

Traço de raiz – tipo 3

Figuras 56D e G, 60B

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Piacatu e Martinópolis.

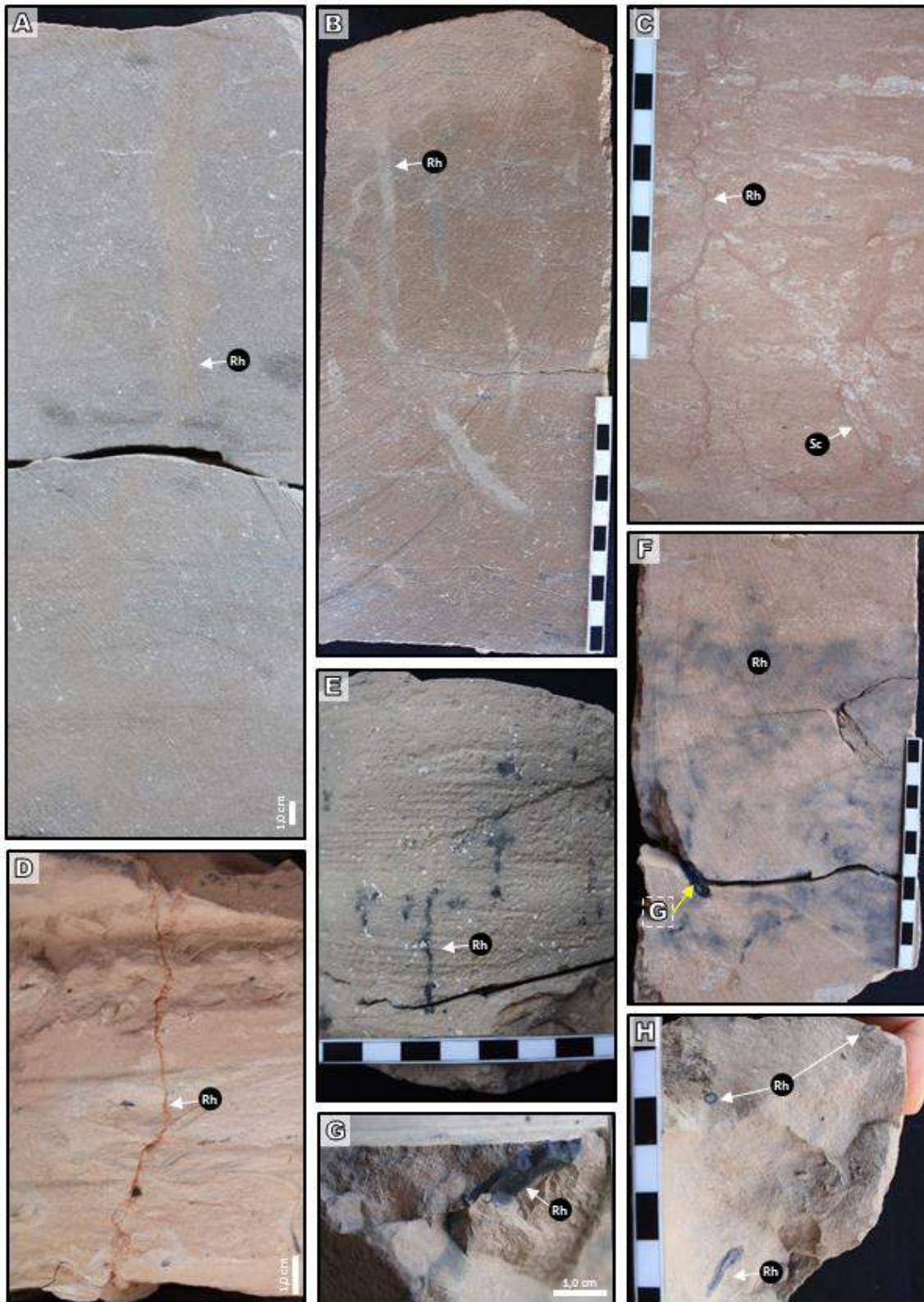


Figura 60. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Araçatuba. **A.** Poço Martinópolis, profundidade 115,50 m. **B.** Poço Piacatu, profundidade 102,00 m. **C.** Em associação com *Scoyenia* isp. (Sc). Poço Martinópolis, profundidade 115,60 m. **D.** Poço Pirapozinho, profundidade 49,20 m. **E.** Poço Piacatu, profundidade 74,90 m. **F-G.** Poço Piacatu, profundidade 88,90 m. **H.** Poço Piacatu, profundidade 89,95 m. Escalas em centímetros.

Descrição: moldes internos, verticais, retilíneos a curvilíneos, preenchidos por sedimento texturalmente similar à rocha hospedeira. As paredes são bem definidas e não apresentam lineações.

Observações: são relativamente pouco abundantes na Formação Araçatuba. Ocorrem em estratos de siltito e arenito muito fino com *ripples*. Assim como as ocorrências registradas nas Formações Pirapozinho e Santo Anastácio, esse tipo de traço de raiz indica condições alagadas associadas a lençol freático alto.

Traço de raiz – tipo 4

Figuras 60C-D,

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Piacatu e Martinópolis.

Descrição: traços de raízes com ramificações simples, com diâmetros menores ou iguais a 2 mm, preenchidas por sedimento argiloso, diferido da rocha hospedeira com relação a cor. São verticais e curvilíneos. Eventualmente ocorre preservação de matéria orgânica.

Observações: na Formação Araçatuba esse tipo de traço de raiz ocorre frequentemente acompanhado de outros tipos (5, 6 e 9), e eventualmente de *Scoyenia* e estruturas meniscadas não identificadas. Ocorrem em estratos de argilito ou siltito, semelhantemente aos exemplares observados na Formação Pirapozinho, e do mesmo modo relacionados a áreas alagadas.

Traço de raiz – tipo 5

Figuras 57A e C

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Piacatu e Martinópolis.

Descrição: traços de raízes preenchidos com material carbonoso, com formas irregulares a circulares, predominantemente com diâmetros menores que 5 mm. Ocorrem em grande densidade. Apresentam uma “parede” externa de argila.

Observações: assim como os espécimes observados na Formação Pirapozinho, esses traços de raízes indicam condições pobremente drenadas e com nível freático alto. Na Formação Araçatuba ocorrem em sedimentos finos, eventualmente associados a traços de raízes do tipo 9.

Traço de raiz – tipo 9

Figuras 60E-H

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Piacatu.

Descrição: emaranhados horizontais de raízes ramificadas em intervalos distintos, preenchidas com material carbonoso. Apresentam-se como manchas contínuas (Figura 60E) ou irregulares (Figura 60F), e em alguns casos com forma cilíndrica (Figura 60H). Eventualmente o material carbonoso é muito bem preservado (Figura 60G).

Observações: estão presentes principalmente em estratos de argilito e siltito. Segundo Cohen (1982), plantas com esteiras de raízes rasas ou sistemas horizontais de raízes estão relacionados às margens de lagos ou canais perenes (Figura 19).

8.1.4.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A Formação Araçatuba apresenta assembleia de traços fósseis de moderada diversidade e relativa densidade. Predominam estruturas de habitação e alimentação (*Domichnia* e *Fodinichnia*), produzidas por diferentes táxons de invertebrados, além de diferentes tipos de traços de raízes. De modo geral, os traços fósseis de invertebrados observados refletem a atividade de uma fauna aquática bentônica. São reconhecidas as icnofácies *Mermia*, *Skolithos* e *Scoyenia* (Anexos 2A, C e D).

A densidade e diversidade de traços fósseis indicam condições ambientais não estressantes, ou seja, com salinidade normal. Comumente condições hipersalinas inibem a existência de fauna de invertebrados escavadores, embora existam relatos da ocorrência de icnofaunas empobrecidas em depósitos evaporíticos de moderada salinidade (Gierlowsky-Kordesh e Rush, 1994; Rodríguez-Aranda e Calvo, 1998; Buatois e Mángano, 2011). O registro de tartarugas, crocodilomorfos e conchostráceos na Formação Araçatuba coaduna-se com a interpretação de condições de salinidade normal (Tabela 1). A hipótese aqui apresentada difere de propostas anteriores que consideram os depósitos da Formação Araçatuba como resultantes de ambiente de água salina, submetido a fases de exposição subaérea (Etchebehere et al., 2001; Fernandes et al., 2003). Tais trabalhos baseiam-se na ocorrência de moldes de gipsita em afloramentos na região do vale do Rio Tietê (municípios de Araçatuba, Guararapes e Novo Horizonte) que são interpretados como resultantes de deposição evaporítica.

Não foi possível identificar trilhas e pistas nos testemunhos de sondagens, pois são estruturas pouco perceptíveis no corte longitudinal das amostras. Contudo, alguns intervalos argilosos apresentam laminação com pequenos rompimentos, que podem ser interpretados como trilhas e ou pistas, eventualmente associados a *Planolites* e *Palaeophycus*, caracterizando a Icnofácies *Mermia*. Essa icnofácies reflete condições de áreas protegidas, sob condições permanentemente subaquosas de baixa energia.

A assembleia composta por estruturas verticais simples (*Skolithos*), estruturas verticais em forma de U (*Arenicolites*) e estruturas de escape, apresenta afinidades com a Icnofácies *Skolithos*. Segundo Buatois e Mángano (2011), esses traços fósseis são dominantes em condições de moderada a alta energia na margem de lagos afetados por ondas ou próximo a desembocadura de canais distributários. Tais condições são observadas no poço Pirapozinho, onde esses icnofósseis ocorrem em estratos de arenito com laminação cruzada gerada por ondas. Nesses depósitos também ocorre *Camborygma*, que comumente é associado a Icnofácies *Scoyenia*, como observado na Formação Pirapozinho. Contudo, nessas condições essa estrutura reflete maior profundidade relativa da água com relação as típicas assembleias de traços fósseis meniscados da Icnofácies *Scoyenia*, e está associada a condições ambientais mais energéticas.

Segundo Frey e Pemberton (1987) e Buatois e Mángano (2011), a Icnofácies *Scoyenia* está associada a condições de baixa energia, incluindo margens de lagos, e registra adaptações da fauna bentônica a sedimentos ligeiramente submersos que são periodicamente dessecados ou substratos subaéreos próximos de corpos de água que são periodicamente submersos. Tais condições podem ocorrer em lagos hidrologicamente abertos (de água doce) que podem experimentar períodos de baixo nível relativo do lago, gerando exposição dos depósitos litorâneos e dessecação de áreas nas margens. Tais condições de dessecação dos depósitos nas margens podem explicar a presença significativa de icnofósseis meniscados estriados (*Scoyenia*) que ocupam *firmgrounds*, principalmente observados nos poços Piacatu e Martinópolis. Esses traços fósseis estão frequentemente associados a traços de raízes e gretas de ressecamento, que indicam exposição subaérea.

Observa-se que as assembleias dominadas por estruturas verticais relacionadas à Icnofácies *Skolithos* são menos frequentes que as típicas assembleias de margens de lagos da Icnofácies *Scoyenia*.

8.1.5 Formação Birigui

Ícnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

***Palaeophycus* isp.**

Figura 61B

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: estruturas horizontais, cilíndricas, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 2 a 4 mm. Apresentam paredes com lineação e preenchimento passivo, maciço, idêntico à rocha hospedeira. Não apresentam ramificações.

Observações: ocorrem em estratos de arenito, usualmente associados a *Skolithos*.

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* *beverleyensis* Billings, 1862**

Figuras 61C-G

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais a subverticais, circulares ou subcirculares em corte perpendicular. Os diâmetros variam de 6 a 13 mm. Apresentam paredes sem lineação e preenchimento maciço, ativo, com textura e cor diferentes da rocha hospedeira. Não apresenta ramificações.

Observações: apenas *Planolites* de grande porte são observados na Formação Birigui e identificados como *P. beverleyensis*. Ocorrem em estratos monoespecíficos.

Ícnogênero *Skolithos* Haldeman, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 61A

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: estruturas verticais simples, cilíndricas, retilíneas, sem ramificações. Não apresentam lineações e as paredes são lisas. O preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira.

Observações: estão presentes em estratos monoespecíficos, ou associados a *Palaeophycus*, sempre em baixa densidade.

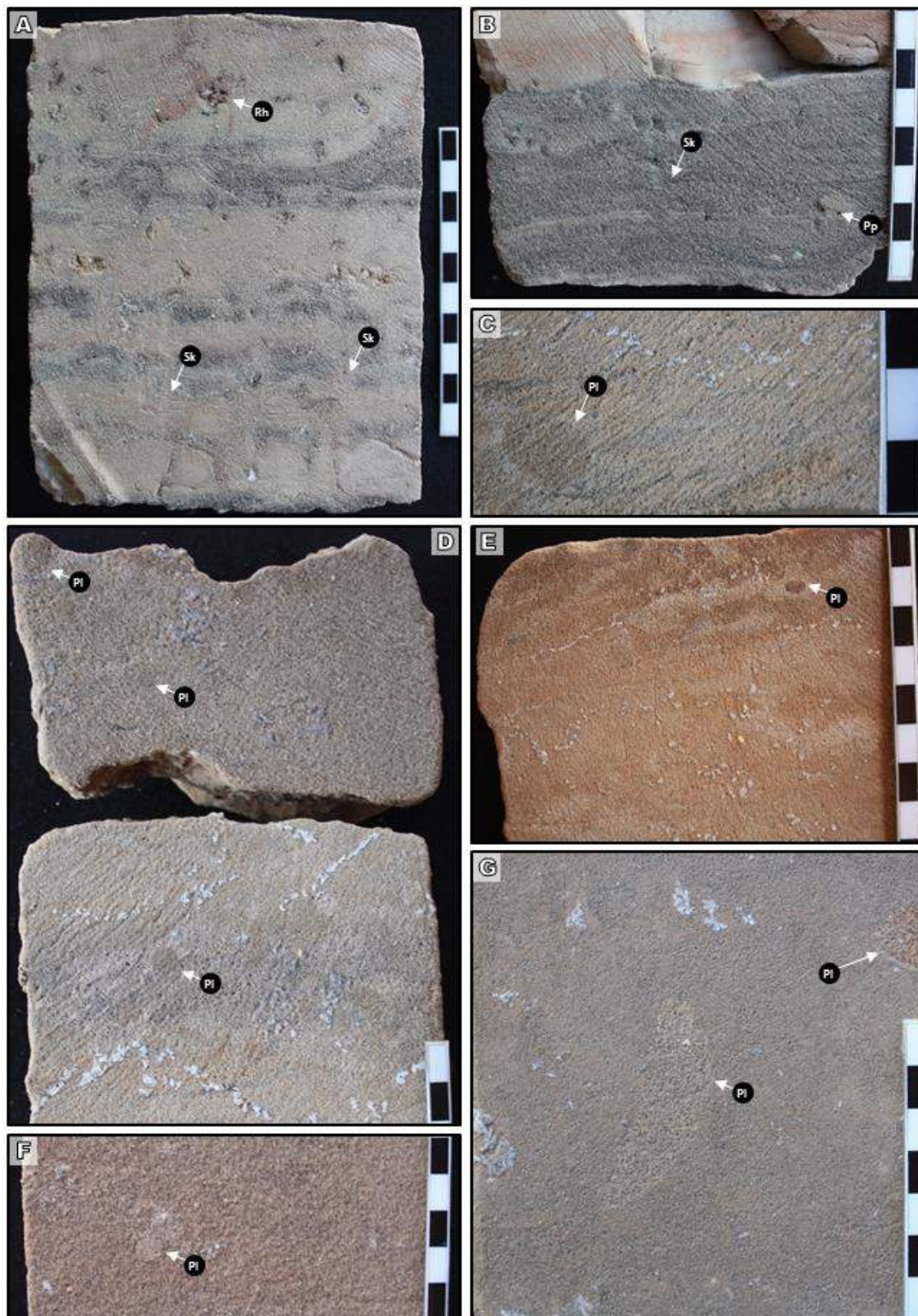


Figura 61. Traços fósseis presentes na Formação Birigui, observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu. **A.** *Skolithos* isp. (Sk) e traço de raiz (Rh). Profundidade 122,50 m. **B.** *Skolithos* isp. (Sk) e *Palaeophycus* (Pp). Profundidade 122,40 m. **C-G.** *Planolites beverleyensis* (Pl). **C.** Profundidade 114,10 m. **D.** Profundidade 115,20 m. **E.** Profundidade 117,40 m. **F.** Profundidade 129,20 m. **G.** Profundidade 126,30 m. Escalas em centímetros.

Iconôgenero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium* isp.**

Figuras 62C

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: estruturas predominantemente horizontais e aparentemente retilíneas. Apresentam paredes sem lineações e preenchimento meniscado. Os diâmetros variam de 9 a 12 mm, com comprimentos variados.

Observações: na Formação Birigui são observadas estruturas com preenchimento meniscado e sem lineação em diversos estratos (Figuras 62A-D), podendo ocorrer isoladamente (Figura 62D) ou em alta densidade (Figura 62B). São semelhantes ao iconôgenero *Taenidium*, mas o baixo grau de preservação inibe a identificação dos espécimes. Ocorrem em estratos de arenito monoespecíficos.

Traço de raiz – tipo 3

Figuras 63A-B

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: moldes internos, subverticais, ligeiramente curvilíneos, preenchidos por sedimento texturalmente similar à rocha hospedeira. Apresentam um discreto afinamento para baixo. As paredes são bem definidas e não apresentam lineações.

Observações: Assim como as ocorrências registradas nas Formações Pirapozinho, Santo Anastácio e Araçatuba, esses traços de raízes podem indicar condições alagadas com lençol freático alto.

Traço de raiz – tipo 4

Figuras 61A e 63C

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu.

Descrição: traços de raízes com ramificações simples, preenchidas por argila ou areia, diferido da rocha hospedeira com relação a cor ou a textura. São verticais e curvilíneos.

Observações: são semelhantes aos traços de raízes do tipo 4 observados nas demais unidades, mas são relativamente mais curtos e largos. Traços de raízes curtos e preenchidos por sedimento indicam áreas alagadas.



Figura 62. Estruturas com preenchimento meniscado (mb) e *Taenidium* isp. presentes na Formação Birigui, observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu. **A.** Profundidade 111,90 m. **B.** Profundidade 111,60 m. **C.** Profundidade 126,60 m. **D.** Profundidade 123,90 m. Escalas em centímetros.

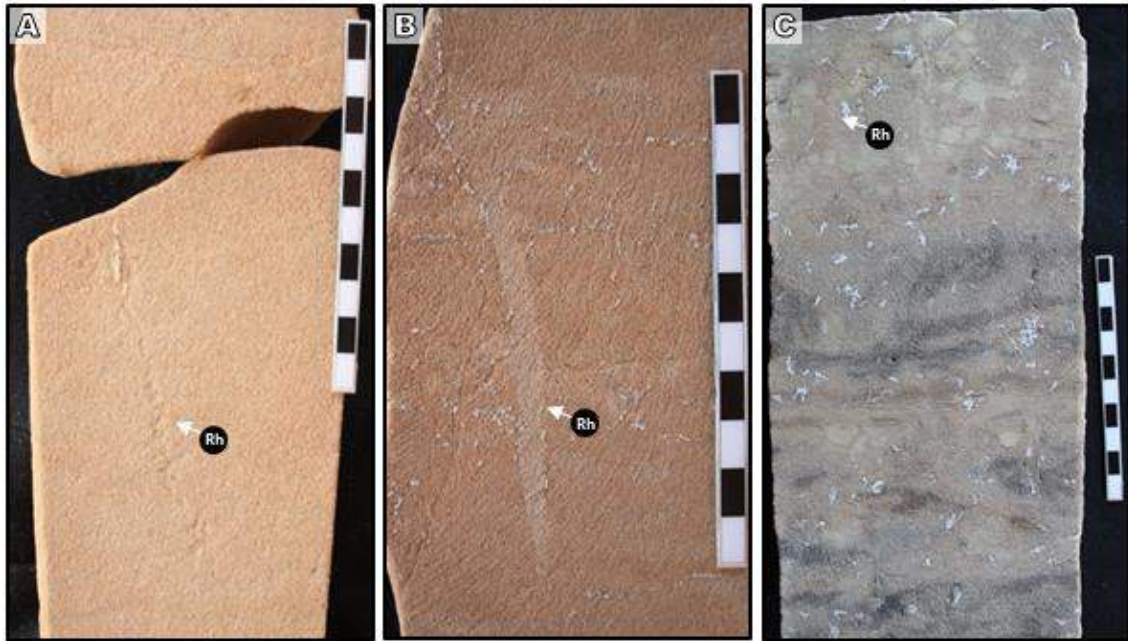


Figura 63. Traços de raízes presentes na Formação Birigui, observados no testemunho de sondagem do poço Piacatu. **A.** Profundidade 113, 30 m. **B.** Profundidade 116,10 m. **C.** Profundidade 122,60 m. Escalas em centímetros.

8.1.5.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A assembleia de traços fósseis da Formação Birigui foi registrada apenas no poço Piacatu, e apresenta baixa diversidade e baixa densidade. A assembleia é basicamente composta por estruturas verticais simples (*Skolithos* e *Arenicolites*), estruturas horizontais simples (*Palaeophycus* e *Planolites beverleyensis*), estruturas meniscadas sem lineação e sem estrias (*Taenidium*) e traços de raízes curtas preenchidos por sedimentos.

Essa assembleia é consideravelmente menos diversa que a registrada na Formação Araçatuba. De modo geral, indica colonização de substratos moles, ocorrendo principalmente no topo de alguns estratos de arenito fino com ripples. Majoritariamente os estratos são desprovidos de bioturbação, o que aparentemente reflete alta taxa de sedimentação inibindo o desenvolvimento da endofauna de invertebrados.

8.1.6 Formação São José do Rio Preto

Ícnogênero *Arenicolites* Salter, 1857

***Arenicolites* isp.**

Figuras 64A-B

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

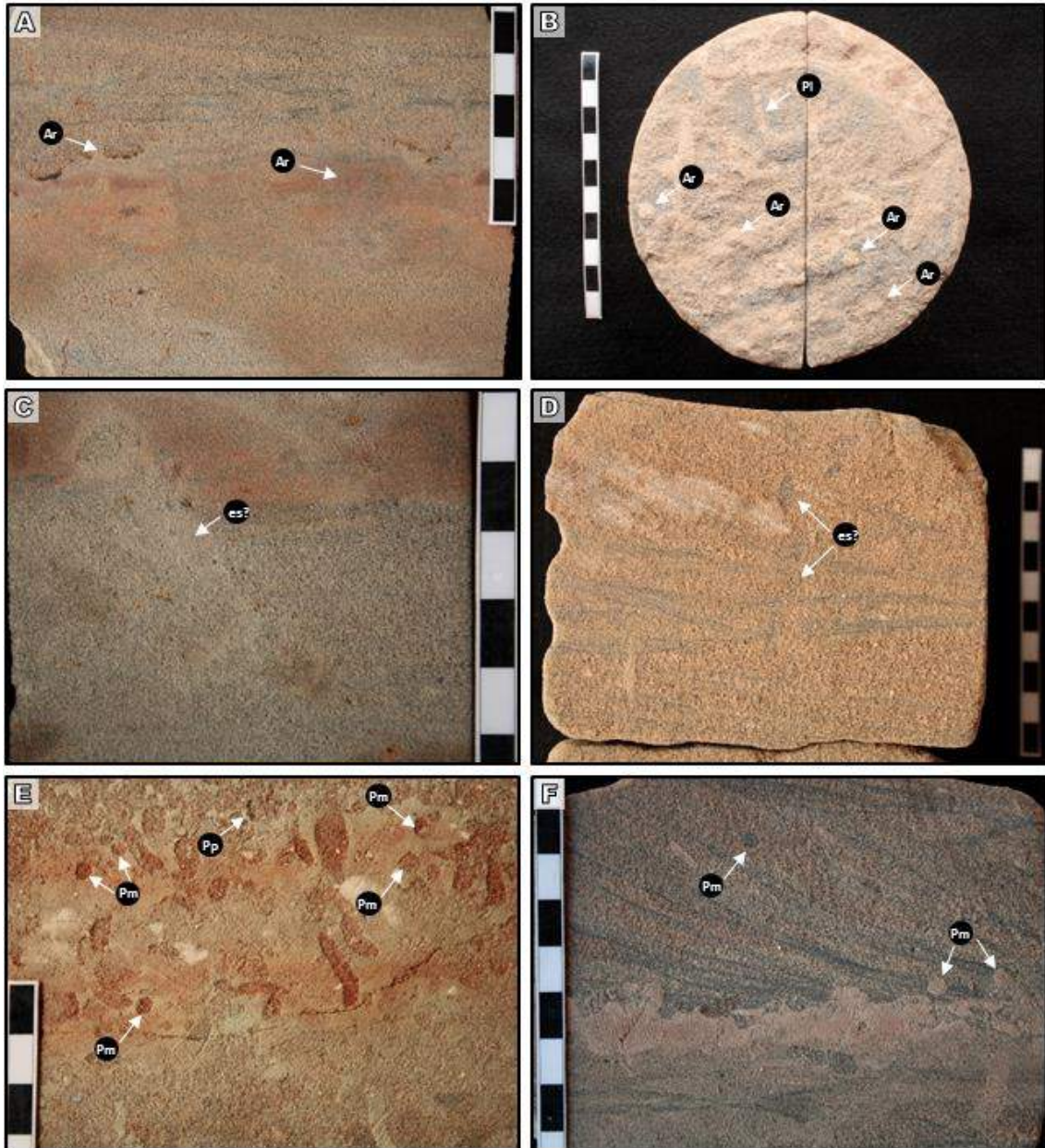


Figura 64. Traços fósseis presentes na Formação São José do Rio Preto, observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada. **A e B.** *Arenicolites* (Ar). **A.** Profundidade 48,75 m. **B.** Profundidade 27,50 m. **C-D.** Estruturas de escape (es). **C.** Profundidade 48,90 m. **D.** Profundidade 37,40 m. **E-F.** *Planolites* (Pl) e *Palaeophycus* (Pp). **E.** Profundidade 37,15 m. **F.** Profundidade 44,85 m. Escalas em centímetros.

Descrição: tubos simples, verticais, em forma de U (Figura 64A). Dependendo do corte do testemunho às vezes aparecem em forma de J, mal preservados. Também são identificados por aberturas circulares pareadas (Figura 64B), bem definidas, quando em cortes perpendiculares dos testemunhos. O comprimento das estruturas é sempre maior que a sua largura e variam de 3 a 3,5 cm. Os diâmetros dos tubos variam de 2 a 4 mm, e as distâncias entre os braços das estruturas variam de 1,4 a 2,4 cm. Apresentam paredes lisas e sem lineações.

O preenchimento é passivo, maciço e similar à rocha hospedeira. Sem ramificações e sem *spreite*.

Observações: em ambientes continentais essas estruturas têm sido associadas a crustáceos anfípodes e larvas de insetos da ordem Díptera (quironomídeos e efemerópteros), caracterizando estruturas de habitação (*Domichnia*) de organismos suspensívoros e/ou filtradores (Häntzchel, 1975; Pemberton et al., 2001; Hasiotis, 2002; Rindsberg e Kopaska-Merkel, 2005).

As estruturas foram observadas isoladamente (estratos contendo apenas *Arenicolites*) e também em associação com *Skolithos*, marcas de raízes preenchidas por sedimento, *Planolites* e *Taenidium barretti*. Sempre em estratos com baixo índice de bioturbação e baixa icnodiversidade. Majoritariamente os *Arenicolites* da Formação São José do Rio Preto são pouco definidos e de difícil identificação. Isso ocorre porque estão preservados no topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas planares ou acanaladas que foram recobertos por estratos sem grande variação textural e composicional, e por isso o preenchimento das estruturas não se destaca em relação à rocha hospedeira. Também ocorrem no topo de estratos de arenito fino com *ripples* sotopostos por estratos de argilito.

ICNOGÊNERO *Camborygma* Hasiotis e Mitchell, 1993

***Camborygma* isp.**

Figuras 65 e 66A-C

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estrutura de grande porte parcialmente preservada na lateral do testemunho. Apresenta uma escavação vertical (*shaft*) terminando em uma câmara basal mais larga. O preenchimento da estrutura é passivo, aparentemente maciço, composto de arenito médio semelhante ao estrato imediatamente acima da rocha hospedeira. A câmara basal apresenta parede com lineação de argila em algumas porções, mas é pouco definida. A superfície da estrutura apresenta textura nodosa, com protuberâncias, e marcas de arranhões.

Observações: essa estrutura é semelhante aos espécimes de *Camborygma* registrados nas formações Pirapozinho e Araçatuba (Figuras 44 e 55), e do mesmo modo pode ser interpretada como estruturas de habitação de lagostins de água doce (Hasiotis e Mitchell, 1993).



Figura 65. *Camborygma* isp. na Formação São José do Rio Preto. Poço Nova Granada. Profundidade 3,30 m. Escalas em centímetros. **1.** Marcas protuberantes de arranhões. **2.** Shaft ou sobreposição de estrutura. **3.** Preenchimento passivo de arenito igual ao estrato acima. Escala em centímetros.

Na Formação Araçatuba, *Camborygma* está associado a *Scoyenia*, *Planolites*, *Palaeophycus* (Figuras 66A-C) e *Taenidium* (Figura 66F). Ocorre atravessando estratos de arenito com ripples intensamente bioturbados, que são sobrepostos por estrato de argilito.

ICNOGÊNERO *Edaphichnium* BOWN E KRAUS, 1983

Edaphichnium lumbricatum BOWN E KRAUS, 1983

Figuras 67C-D

Material: um espécime observado no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estrutura tubular, subvertical (levemente inclinada), com diâmetro de 2 cm e comprimento observado de 9,5 cm (Figura 67D). Apresenta preenchimento ativo, maciço, peletado. As pelotas são de arenito fino a muito fino argiloso e argilito, com tamanhos e formas irregulares. O limite da estrutura é irregular, formados pelas pelotas, sem lineação. Estrutura retilínea e aparentemente sem ramificações.

Observações: *Edaphichnium* é interpretado com uma estrutura produzida por minhocas e essas estruturas são principalmente associadas a depósitos de planície de inundação fluvial, principalmente paleossolos (Bown e Kraus, 1983; Hasiotis, 2002).

Não foram observados outros traços fósseis no nível onde ocorre *Edaphichnium*, mas logo acima são encontradas marcas de raízes pequenas, ramificadas e preenchidas por sedimento. Ocorre em estrato de arenito muito fino, bioturbado, com vestígios de ripples, associado a estrato de argilito.

A estrutura subvertical observada na figura 67C apresenta algumas características semelhantes à estrutura ilustrada na figura 67D, que foi identificada como *Edaphichnium*. Seu preenchimento parece ser peletado em algumas porções da estrutura, mas em outras partes o preenchimento parece ser apenas ativo e maciço, sendo sobreposto por *Palaeophycus*. Desse modo, a classificação dessa estrutura é inconclusiva.

Traços de escape

Figuras 64C-D

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas caracterizadas pela perturbação das lâminas da rocha sedimentar. As estruturas têm morfologia semelhante a *cone-in-cone*. A parede é pobremente definida e sem lineação.

Observações: a figura 64C mostra uma estrutura de perturbação em arenito, com direção diagonal para cima. Trata-se de um estrato de arenito fino com laminação cruzada e porções avermelhadas mais argilosas. No topo, a estruturas apresenta forma quase circular, com diâmetro de 1 cm, aparentemente com lineação de filme pelítico.

A figura 64D exhibe lâminas perturbadas em intervalo de arenito fino com *ripples*. Trata-se de um estrato com granodecrescência ascendente, com arenito médio conglomerático na base gradando para arenito fino com grânulos dispersos, apresentando estratificação cruzada acanalada (na base) à laminação cruzada (no topo).

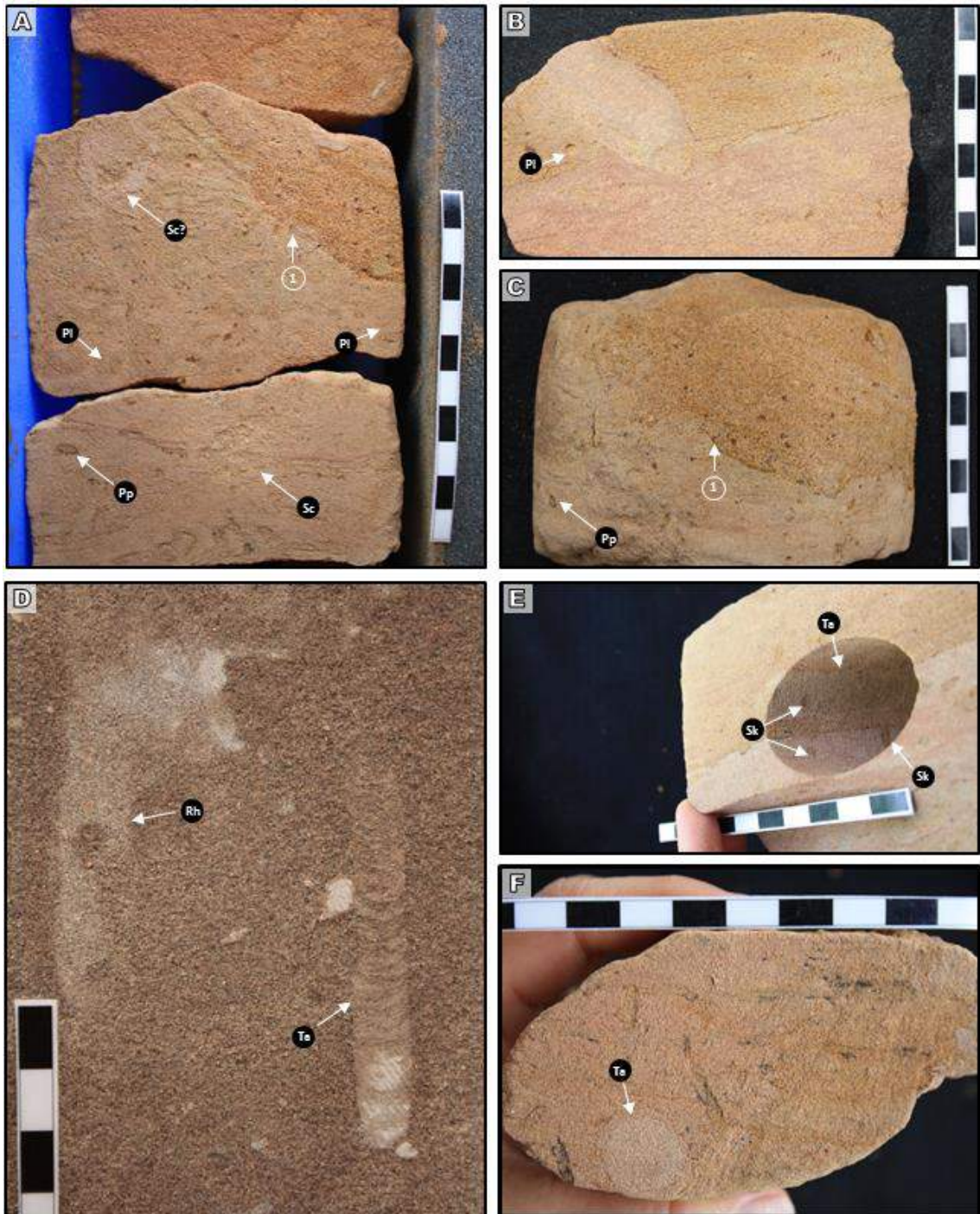


Figura 66. Traços fósseis presentes na Formação São José do Rio Preto, observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada. **A-C.** Detalhes da figura 65. *Camborygma* (1), *Scoyenia* (Sc), *Planolites* (Pl) e *Palaeophycus* (Pp). Profundidade entre 3,30 m e 3,50 m. **D.** Traço de raiz (Rh) e *Taenidium* (Ta). Profundidade 35,85 m. **E.** *Taenidium barretti* (Tb) Profundidade 3,70 m. **F.** *Taenidium* isp. (Ta) Profundidade 3,60 m. Escalas em centímetros.

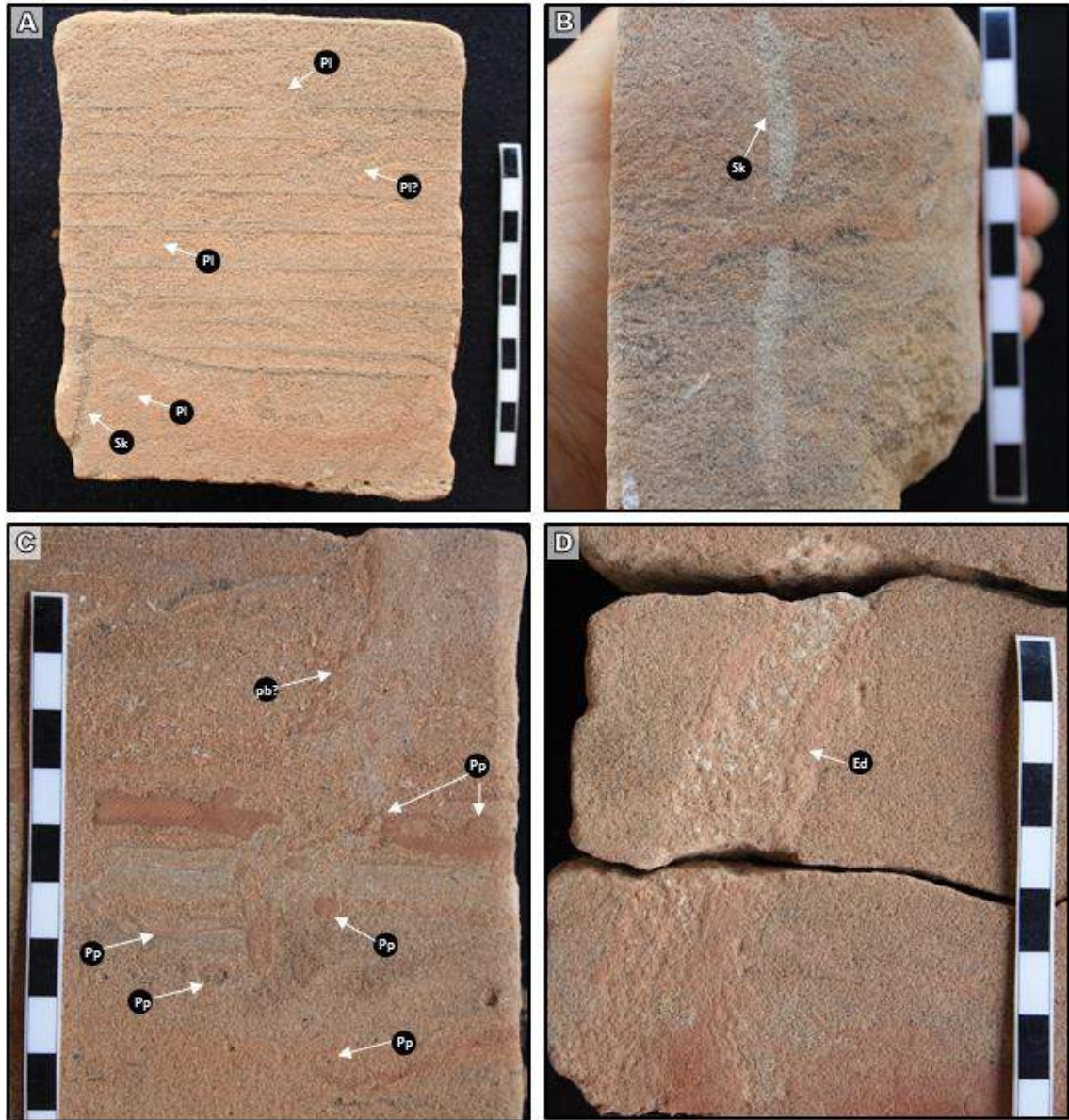


Figura 67. Traços fósseis presentes na Formação São José do Rio Preto, observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada. **A.** *Planolites* (Pl) e *Skolithos* (Sk). Profundidade 5,55 m. **B.** *Skolithos* (Sk). Profundidade 4,05 m. **C.** Estrutura vertical semelhante a *Edaphichnium* (Ed?) e *Palaeophycus* (Pp). Profundidade 5,15 m. **D.** *Edaphichnium lumbricatum*. Profundidade 4,50 m. Escalas em centímetros.

Aparentemente a estrutura observada na figura 64D é uma repetição vertical de traços de habitação. Essas possíveis estruturas de escape foram observadas próximas a *Skolithos*, *Arenicolites* e *Planolites*. Assim como observado nas demais unidades, essas estruturas de escape indicam uma rápida mudança na sedimentação, quando o organismo é forçado a reajustar rapidamente sua escavação para evitar o soterramento.

ICNOGÊNERO *Palaeophycus* Hall, 1847

***Palaeophycus* isp.**

Figuras 64E, 66A e C, 67C

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas cilíndricas ou subcilíndricas, horizontais a sub-horizontais, sem ramificações, com diâmetros variando de 4 mm a 1,0 cm. Apresentam paredes com filme pelítico, lisas, e preenchimentos passivos, maciços, com a mesma litologia e textura da rocha hospedeira.

Observações: *Palaeophycus* são reportados em ambientes continentais e marinhos, produzidos por diversos invertebrados, e em ambientes continentais geralmente estão associados as icnofácies *Mermia* e *Scoyenia* (Buatois e Mángano, 2007). Comparados aos *Planolites*, os *Palaeophycus* da Formação São José do Rio Preto ocorrem em quantidade significativamente menor.

Os *Palaeophycus* da Formação São José do Rio Preto estão restritos as fácies de sedimentos finos (arenitos muito finos e siltitos). Ocorrem principalmente em associação com estruturas biogênicas horizontais não identificadas, *Planolites*, *Taenidium* de pequeno porte e secundariamente *Arenicolites*, *Skolithos*, *Scoyenia* e *Camborygma*.

ICNOGÊNERO *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* isp.**

Figuras 64B, 66A-B, 67A, 68E-F

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas cilíndricas ou subcilíndricas, horizontais, sem ramificações, com diâmetros em torno de 6 mm e 16 mm. Não apresentam lineação e o preenchimento é maciço, com textura diferente da rocha hospedeira.

***Planolites montanus* Richter, 1937**

Figuras 64E-F

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas cilíndricas ou subcilíndricas, horizontais a sub-horizontais, sem ramificações, com diâmetros menores que 5 mm. Em corte longitudinal são curvilíneos, e os comprimentos variam de 2,5 cm a 4,0 cm. As estruturas não apresentam lineação e o preenchimento é maciço, com textura diferente da rocha hospedeira. Eventualmente o preenchimento possui cimento carbonático.

Observações: *Planolites* é considerado sinônimo júnior de *Palaeophycus*, mas esse icnogênero tem sido mantido na literatura como um táxon válido (Keighly e Pickerill, 1995).

Na Formação São José do Rio Preto Planolites ocorrem associados a diversos outros traços fósseis. Em ordem de maior frequência, são eles: *Arenicolites*, *Skolithos*, marcas de raízes, *Scoyenia*, *Taenidium* e *Palaeophycus*. Eventualmente ocorrem em intervalos monoespecíficos. Ocorrem em quase todas as fácies, estando principalmente associados ao topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas ou ripples.

ICNOGÊNERO *Scoyenia* White, 1929

***Scoyenia* isp.**

Figuras 66A, 68A-D

Material: espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas cilíndricas, sub-horizontais a verticais, curvilíneas, não ramificadas, apresentando parede com lineação de argilito, aparentemente ornamentada. Em corte perpendicular nota-se que as estruturas apresentam paredes irregulares, como pequenas ondulações (Figura 66A). O preenchimento é meniscado simples, em forma de U, com gradação normal (Figura 68D). Os diâmetros variam de 4 mm a 1,8 cm, e com até 6 cm de comprimento.

Observações: o registro de *Scoyenia* da Formação São José do Rio Preto é muito reduzido quando comparado com a Formação Pirapozinho, Araçatuba e Adamantina. As ocorrências estão restritas associação de fácies de arenitos finos com *ripples* e argilitos, e ocorrem principalmente em associação a marcas de raízes, *Taenidium*, *Planolites*, *Palaeophycus* e *Camborygma*.

Ichnogênero *Skolithos* Haldemann, 1840

***Skolithos* isp.**

Figuras 67A-B

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas cilíndricas simples, sem ramificações, verticais, retilíneas a levemente curvas, orientadas perpendicularmente aos estratos ou levemente inclinadas. Apresentam parede sem lineação e preenchimento maciço, passivo, similar à rocha hospedeira ou como o estrato acima, sempre de arenito. Com diâmetros entre 3 e 6 mm.

Observações: semelhantemente as ocorrências de *Arenicolites*, os *Skolithos* da Formação São José do Rio Preto ocorrem em estratos com baixo índice de bioturbação e baixa icnodiversidade, predominantemente no topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas planares ou acanaladas. Ocorrem associados a *Arenicolites*, *Planolites* e *Taenidium*.

Ichnogênero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium* isp.**

Figuras 66F

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas predominantemente horizontais. Apresentam paredes sem lineações e preenchimento meniscado, com diâmetros entre 9 e 15 mm, com comprimentos variados.

***Taenidium barretti* (Bradshaw, 1981) Keighley e Pickerill, 1994**

Figuras 66D-E

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas retilíneas, com parede sem lineação e preenchimento meniscado, com alternância de meniscos de arenito e arenito lamoso. Estão orientados perpendicularmente ou horizontalmente em relação ao estrato, com comprimentos de até 6 cm e diâmetros em torno de 1 cm. Os meniscos do preenchimento são hemisféricos, com empacotamento apertado, formando finos segmentos em forma de lua crescente, ou seja, com relativamente pouco

material presente entre os sucessivos meniscos. Os meniscos convergem na margem da estrutura formando cúspides.

Observações: *Taenidium barretti* é comumente reportado em depósitos fluviais (Keighley e Pickerill, 1994). Na Formação São José do Rio Preto, *Taenidium* compõe a icnofácies *Scoyenia*, ocorrendo em associação com *Scoyenia* e *Camborygma*, e também associados a traços de raízes do tipo 1.

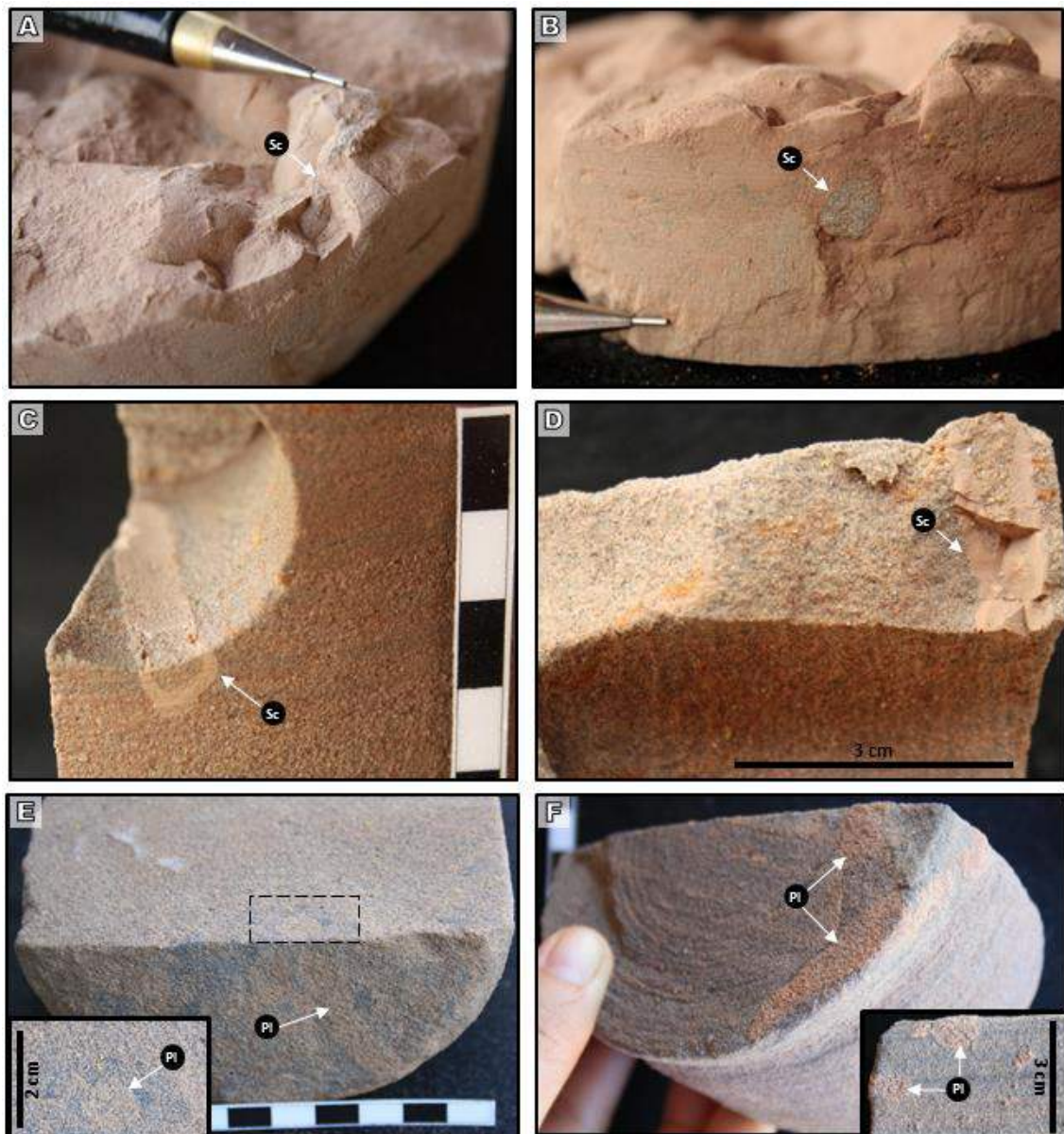


Figura 68. Traços fósseis presentes na Formação São José do Rio Preto, observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada. **A-B.** *Scoyenia* (Sc), mesma estrutura em diferentes posições. Profundidade 47,70 m. **C-D.** Espécimes de *Scoyenia* (Sc) no mesmo intervalo, com diferentes orientações. Profundidade 45,95 m. **E.** *Planolites* (Pl), na base de um fragmento do testemunho cortado perpendicularmente e em detalhe no corte longitudinal. Profundidade 32,20 m. **F.** *Planolites* (Pl), no topo de um fragmento do testemunho cortado perpendicularmente e em detalhe no corte longitudinal. Profundidade 24,85 m. Escalas em centímetros.

Traço de raiz – tipo 1

Figuras 69A-C e F-G

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: estruturas tubulares verticais longas, retilíneas a curvilíneas, com largura variável, mas em geral relativamente largas. Apresentam estreitamento para baixo, e podem atingir mais de 30 cm de comprimento. Apresentam limites pouco definidos, sem lineação, preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira. Podem ocorrer ramificações.

Observações: esse tipo de traço de raiz apresenta similaridades com aos observados nas formações Caiuá, Santo Anastácio e Araçatuba, por serem longos e preenchidos por sedimento. Contudo são relativamente menos largos, podem ser curvilíneos, e não há nódulos carbonáticos pedogenéticos associados. Eventualmente a rocha hospedeira e/ou o preenchimento das estruturas apresentam cimentação carbonática.

Na Formação São José do Rio Preto, ocorrem restritamente no topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas planares ou acanaladas, isoladamente ou associados a estruturas meniscadas (*Taenidium*). O traço de raiz observado na figura 69D pode representar uma ramificação parcialmente preservada de um traço de raiz do tipo 1.

Traço de raiz – tipo 4

Figura 70F

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: traços de raízes com ramificações simples, com diâmetros menores ou iguais a 3 mm, preenchidas por sedimento argiloso, diferido da rocha hospedeira com relação a cor ou textura. Apresentam discreto afinamento para baixo.

Observações: trata-se de traços de raízes relativamente curtos e que são preenchidos por sedimento. Esse tipo de rizólito é usualmente associado a áreas alagadas (Cohen, 1982; Bockelie, 1994). Na Formação São José do Rio Preto, estão associados a estratos de argilito ou arenito fino.

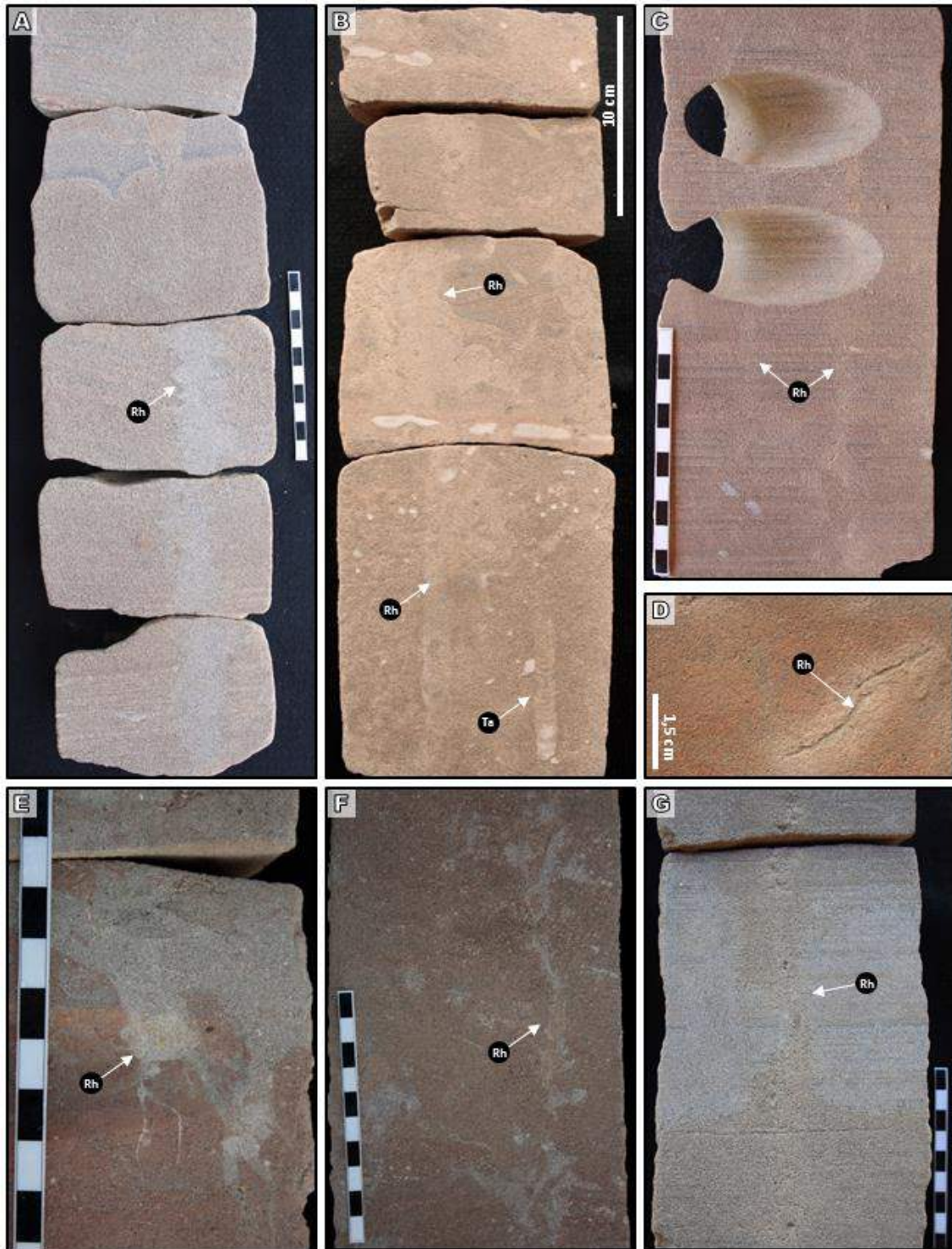


Figura 69. Traços de raízes presentes na Formação São José do Rio Preto, observadas no testemunho de sondagem do Poço Nova Granada. **A.** Profundidade 33,40 m. **B.** Profundidade 35,80 m. **C.** Profundidade 31,65 m. **D.** Profundidade 47,40 m. **E.** Profundidade 39,90 m. **F.** Profundidade 42,90 m. **G.** Profundidade 18,80 m. Escalas em centímetros.

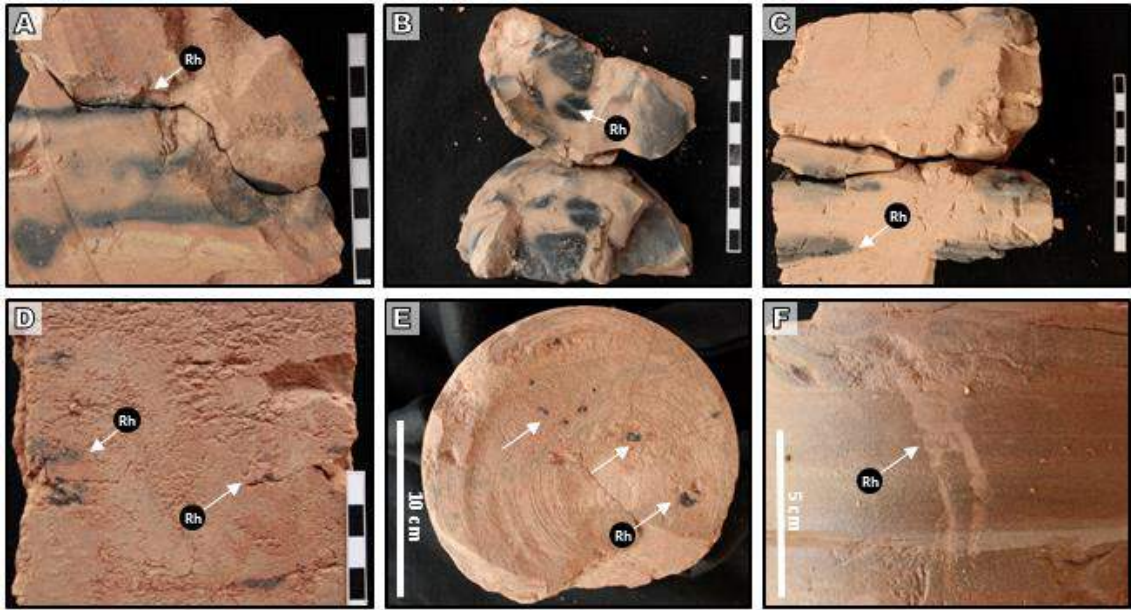


Figura 70. Traços de raízes presentes na Formação São José do Rio Preto, observadas no testemunho de sondagem do Poço Nova Granada. **A-B.** Cortes longitudinal e perpendicular. Profundidade 50,75 m. **C.** Profundidade m. **D.** Profundidade 51,70 m. **E.** Profundidade 43,00 m. **F.** Profundidade 42,90 m. **G.** Profundidade m. **H-I.** Parede externa do testemunho e corte perpendicular. Profundidade 45,80 m. Escalas em centímetros.

Traço de raiz – tipo 5

Figuras 70D-E

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: traços de raízes preenchidos com material carbonoso, com formas irregulares a circulares, predominantemente com diâmetros menores que 5 mm. Ocorrem em grande densidade. Apresentam uma “parede” externa de argila.

Observações: assim como os espécimes observados na formação Pirapozinho e Araçatuba, esses traços de raízes indicam condições pobremente drenadas e com nível freático alto. Na Formação São José do Rio Preto ocorrem restritamente em estratos de argilito e siltito, eventualmente associados a traços de raízes do tipo 9.

Traço de raiz – tipo 9

Figuras 70A-C

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Nova Granada.

Descrição: manchas contínuas ou irregulares, e em alguns casos com forma cilíndrica. Eventualmente o material carbonoso é muito bem preservado (Figura 70B).

Observações: estão presentes principalmente em estratos de argilito e siltito. Segundo Cohen (1982), plantas com esteiras de raízes rasas ou sistemas horizontais de raízes estão relacionados às margens de lagos ou canais perenes.

8.1.6.2 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A assembleia de traços fósseis da Formação São José do Rio Preto apresenta moderada diversidade e baixa densidade, na qual predominam estruturas de habitação e alimentação produzidos invertebrados, e traços de raízes. São reconhecidas as icnofácies *Scoyenia* e *Skolithos* (Anexo 2B).

A Icnofácies *Skolithos* é composta principalmente por *Skolithos*, *Arenicolites* e estruturas de escape, eventualmente apresentando *Planolites*. Ocorre em dois cenários distintos: no topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas planares (topo de barras fluviais); e no topo de estratos de arenito fino a muito fino com ripples, sotopostos por estratos de siltito ou argilito (depósitos de *crevasse splay*s). No caso dos arenitos de preenchimento de canais, observa-se que as bioturbações são pouco profundas, majoritariamente ocupando os primeiros centímetros (10-20 cm), com baixos índices de bioturbação. Tais características indicam a ocorrência de pequenas janelas de colonização, ou seja, refletem pequenos intervalos de tempo entre os eventos de deposição dos sedimentos.

Os traços de raízes relativamente longos e preenchidos por sedimento (tipo 1) também ocorrem no topo de estratos de arenito com estratificações cruzadas planares e acanaladas (barras fluviais) e podem marcar pequenas interrupções na descarga fluvial. Frequentemente estão associados a estruturas meniscadas como *Taenidium*, que indicam substrato mais firme, mas não dessecado.

A Icnofácies *Scoyenia* é representada estruturas meniscadas estriadas (*Scoyenia*), estruturas meniscadas simples (*Taenidium*), estruturas com preenchimento peletado (*Edaphichnium*), estruturas horizontais simples (*Planolites* e *Palaeophycus*) e escavações de grande porte (*Camborygma*). Notadamente ocorre em proporção muito menor que a Icnofácies *Skolithos*, e está restrita a alguns poucos estratos de arenitos finos a muito finos com ripples intercalados com finos intervalos de siltitos e argilitos.

Traços de raízes com preservação de material carbonoso estão restritos a estratos de argilito e siltito na porção inferior da unidade, e indicam condições pobremente drenadas e com

nível freático alto. Nesses casos, existem raros espécimes de *Scoyenia* associados, o que indica que esses estratos sofreram pouca dessecação.

Comparativamente as formações Pirapozinho e Adamantina, a Formação São José do Rio Preto apresenta menor proporção de traços fósseis relacionados a ambientes de planície de inundação pedogeneizados. Claramente esta distinção se deve as condições energéticas do sistema fluvial da Formação São José do Rio Preto, com menor desenvolvimento e preservação de fácies de planície de inundação.

8.1.7 Formação Adamantina

ICNOGÊNERO *Arenicolites* Salter, 1857

***Arenicolites* isp.**

Figuras 71A-E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: tubos simples, verticais, em forma de U, frequentemente reconhecidos por aberturas circulares pareadas nos cortes perpendiculares dos testemunhos e em afloramentos. O comprimento das estruturas é sempre maior que a sua largura; os diâmetros dos tubos variam de 5 a 9 mm. Apresentam paredes lisas e sem lineações. O preenchimento é passivo, maciço e texturalmente similar à rocha hospedeira. Sem ramificações e sem *spreite*. Em afloramentos frequentemente as estruturas apresentam cores diferenciadas da rocha hospedeira devido ao intemperismo.

Observações: As estruturas foram observadas com maior frequência em estratos de arenito fino com *ripples* sotopostos por estratos de argilito, e secundariamente em estratos de arenito com estratificações cruzadas planares. Quando presentes em arenitos estratificados usualmente ocorrem associados a *Skolithos*, *Planolites* e *Taenidium*. Como discutido anteriormente, essas estruturas são interpretadas como estruturas de habitação produzidas por diversos invertebrados, muito frequentes em depósitos de *crevasse sprays* e barras fluviais.

Espécimes de *Arenicolites* isp. foram previamente identificados em depósitos da Formação Adamantina por Fernandes e Carvalho (2006), e alguns espécimes observados nesta pesquisa são semelhantes aos exemplares ilustrados pelos autores, e do mesmo modo compartilham similaridades com *A. sparsus*.

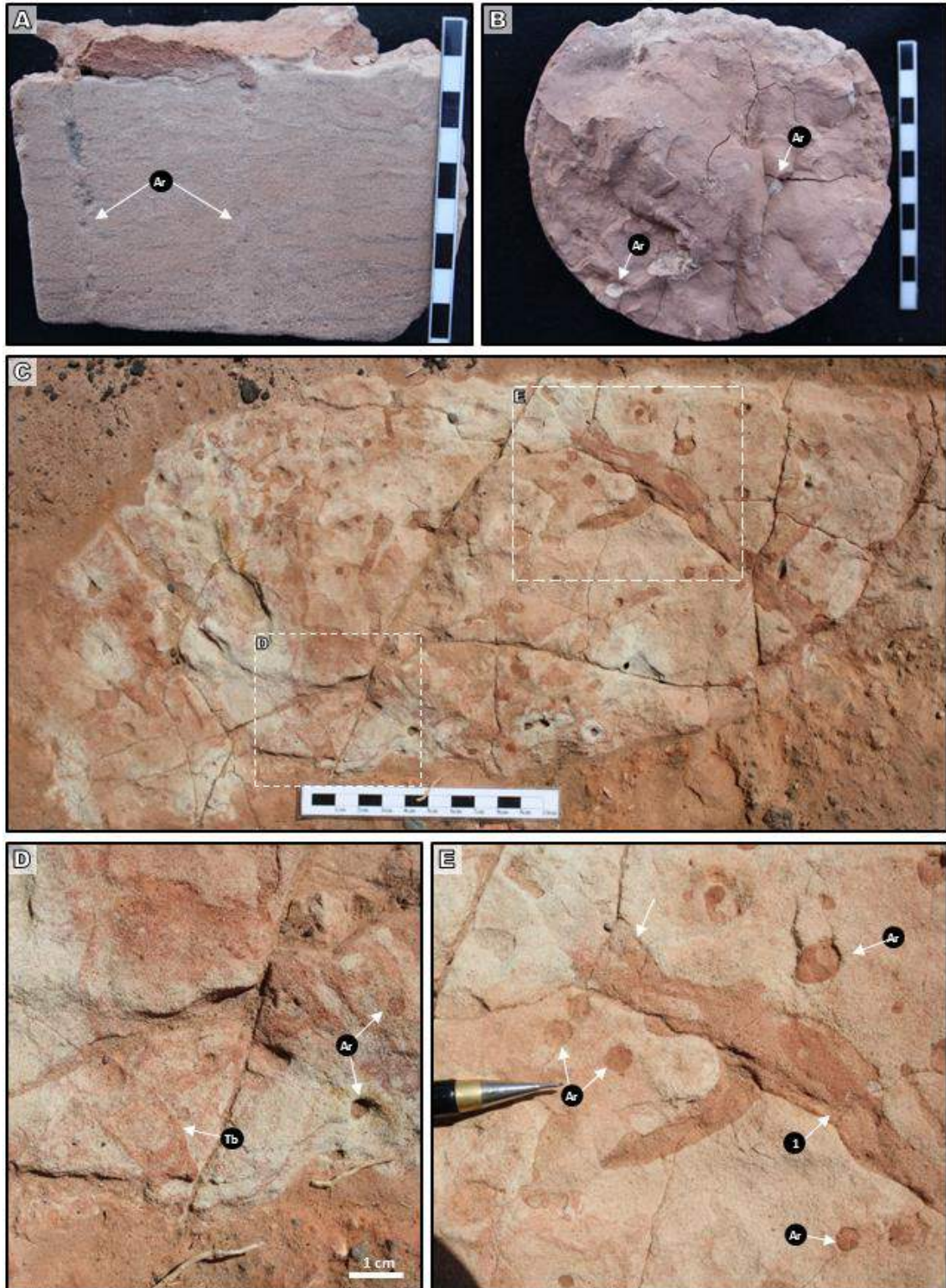


Figura 71. Traços fósseis presentes na Formação Adamantina. **A-B.** *Arenicolites* (Ar). Poço Piacatu, profundidade 47,30 m. **C.** Visão geral em planta de afloramento de arenito com traços fósseis. Corte da rodovia BR-373, entre Presidente Venceslau e Santo Anastácio (SP) (Ponto 24). **D.** *Taenidium barretti* (Tb) e *Arenicolites* (Ar). **E.** *Arenicolites* (Ar) e estrutura ramificada semelhante a *Spongeliomorpha* (1). Escalas em centímetros.

ICNOGÊNERO *Beaconites* VIALOV, 1962***Beaconites* isp.**

Figura 72A

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Martinópolis.

Descrição: estruturas pequenas, cilíndricas, não ramificadas, apresentando parede com lineação fina e preenchimento meniscado. O preenchimento é formado por finos segmentos, ligeiramente arqueados. As estruturas são levemente sinuosas, orientadas em diversas posições; possuem diâmetro em torno de mm.

Observações: *Beaconites* são frequentemente encontrados em depósitos continentais, sendo interpretados como estruturas produzidas por insetos. Na Formação Adamantina, foram observados espécimes semelhantes a *Beaconites* em todos os poços analisados, contudo somente os observados no poço Martinópolis (Figura 72A) apresentam características suficientes para o reconhecimento do icnogênero.

ICNOGÊNERO *Cochlichnus* HITCHCOCK, 1858**? *Cochlichnus* isp.**

Figura 72F

Material: um espécime observado em afloramento.

Descrição: traços horizontais curvilíneos, semelhantes a uma curva sinusoidal, com preenchimento de argilite.

Observações: Segundo Hasiotis (2002), *Cochlichnus* são estruturas de locomoção produzidas por anelídeos aquáticos ou larvas de insetos, que podem ser encontradas em ambientes aquáticos continentais.

ICNOGÊNERO *Edaphichnium* BOWN e KRAUS, 1983**? *Edaphichnium* isp.**

Figuras 72B e E

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho e Piacatu.

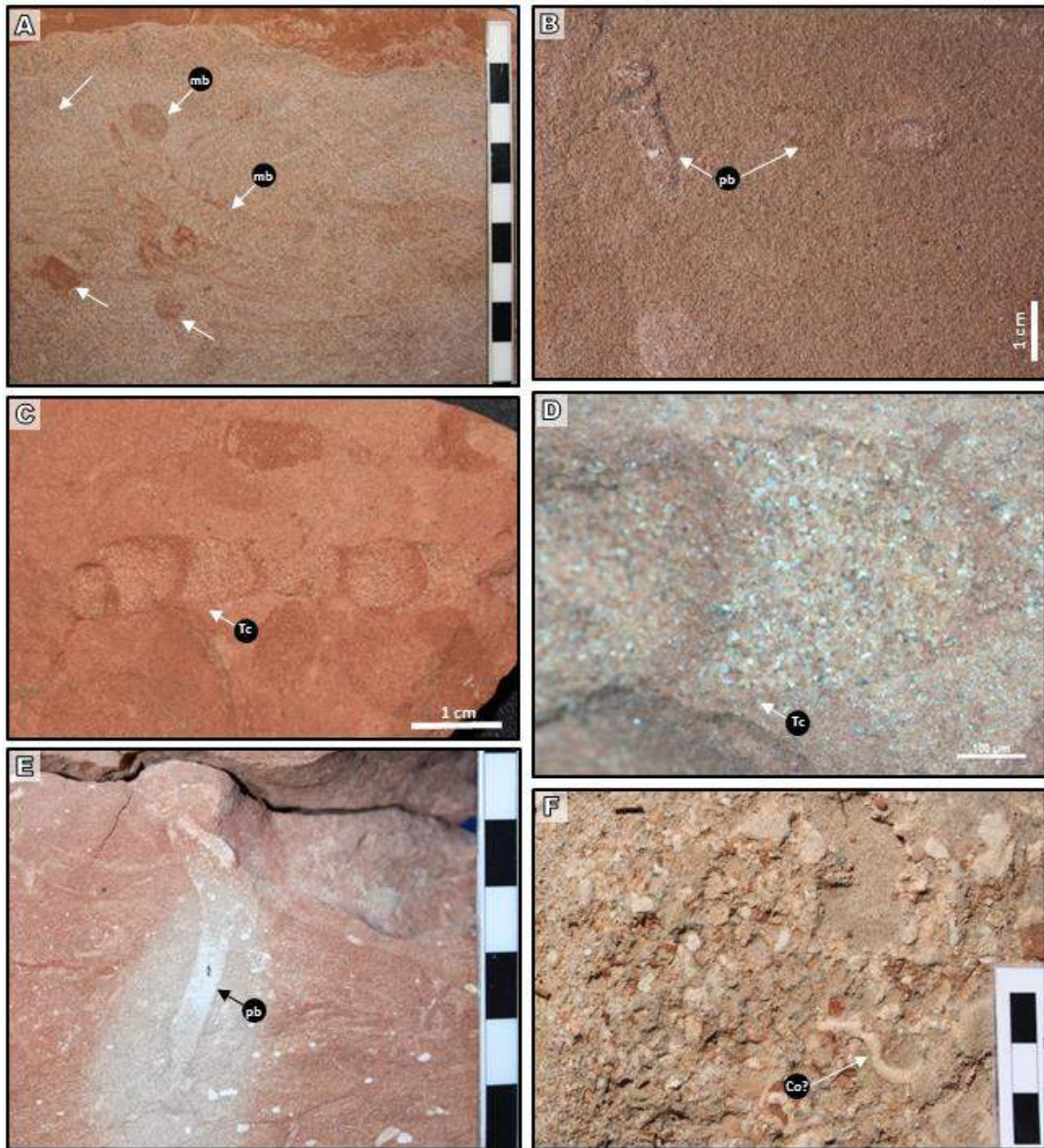


Figura 72. Traços fósseis presentes na Formação Adamantina. **A.** *Beaconites* *isp.* (mb). Poço Martinópolis, profundidade 63,85 m. **B.** Estruturas com preenchimento peletado (pb). Poço Piacatu, profundidade 36,90 m. **C-D.** *Taenidium cameronsensis* (Tc). Poço Martinópolis, profundidade 54,70 m. **D.** Detalhe de C, note parede sem lineação e preenchimento com meniscos mais longos que largos. **E.** Estrutura com preenchimento peletado (pb). Poço Piacatu, profundidade 43,30 m. **F.** *?Cochlichnus* *isp.* (?Co). Afloramento em Flórida Paulista (SP) (Ponto 33). Escalas gráficas em centímetros.

Descrição: estruturas tubulares, verticais a horizontais, com diâmetros em torno de 5 mm, preenchidas por pequenos *pellets* ricos em carbonato de cálcio, que aparentemente também estão preservados nos limites das estruturas.

Observações: representam estruturas de alimentação (*Fodinichnia*) e habitação (*Domichnia*) de organismos detritívoros em depósitos de planície de inundação fluvial, principalmente paleossolos. São pouco abundantes na Formação Adamantina, tendo sido encontrados em estratos heterolíticos de arenito fino a muito fino e siltitos, que apresentam traços de raízes, Planolites e estruturas meniscadas, portanto, interpretados como depósitos de planície de inundação pedogeneizados.

Ícnogênero *Palaeophycus* Hall, 1847

***Palaeophycus* isp.**

Figura 73A e F

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu.

Descrição: estruturas horizontais, cilíndricas, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros em torno de 4 mm; apresentam paredes com lineação e preenchimento passivo, maciço, similar à rocha hospedeira. Não apresentam ramificações.

Observações: na Formação Adamantina, *Palaeophycus* é bem menos frequente que *Planolites*, tendo sido registrado apenas em estratos de arenito muito fino ou intervalos heterolíticos, usualmente associados a *Taenidium*.

Os espécimes de *Palaeophycus* observados nos testemunhos de sondagem não permitem a identificação da icnoespécie, pois não foi possível avaliar a presença de ornamentação. Desse modo, não é possível concluir se pertencem a icnoespécie *P. heberti* previamente descrita para a Formação Adamantina por Fernandes e Carvalho (2006).

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

***Planolites* isp.**

Figuras 73A-C, 76E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros entre 5 e 7 mm. São escavações sem lineações, sem ramificações, com preenchimento maciço, diferente da rocha hospedeira.

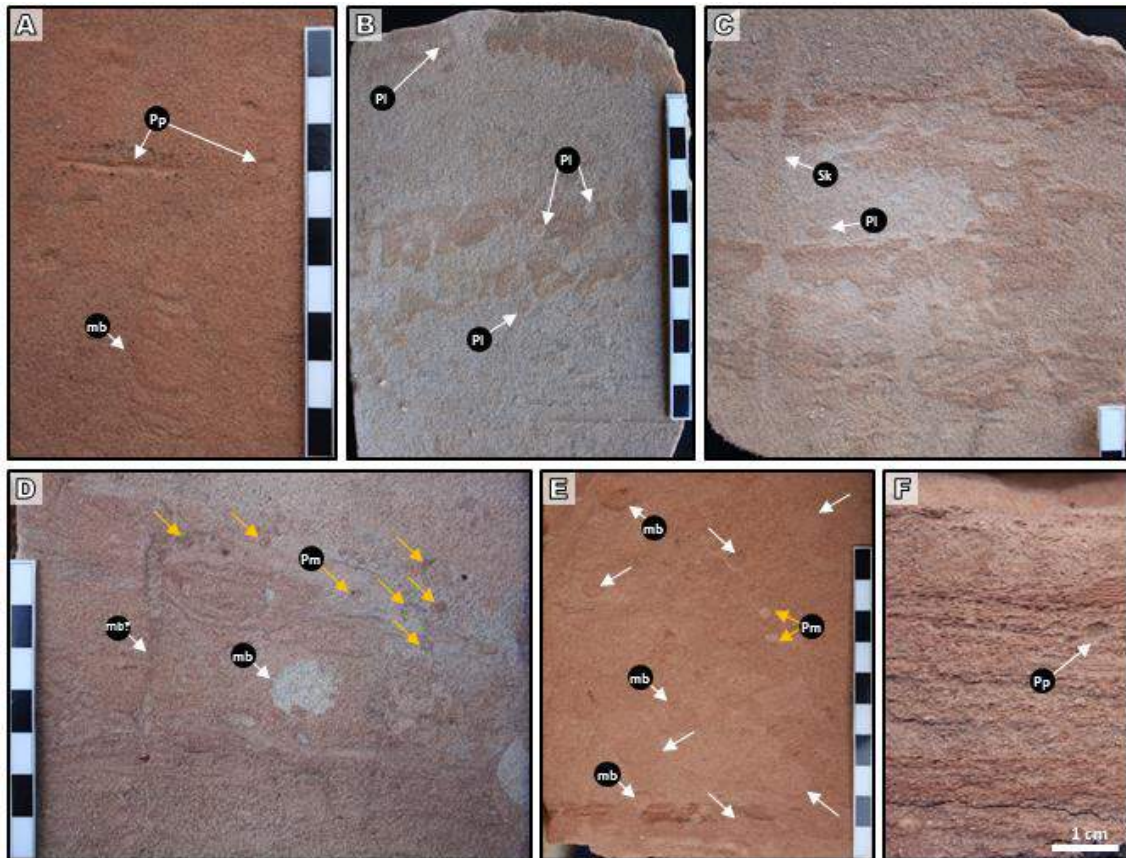


Figura 73. Traços fósseis presentes na Formação Adamantina. **A.** *Palaeophycus* isp. (Pp) e *Taenidium* isp. (mb). Poço Martinópolis, profundidade 42,60 m. **B.** *Planolites* isp. (Pl). Poço Piacatu, profundidade 67,15 m. **C.** *Skolithos* (Sk) e *Planolites* isp. (Pl). Poço Piacatu, profundidade 65,00 m. **D.** *Planolites montanus* (Pm) e estruturas meniscadas (mb). Poço Piacatu, profundidade 45,40 m. **E.** *Planolites montanus* (Pm) e estruturas meniscadas (mb). Poço Pirapozinho, profundidade 27,10 m. **F.** *Palaeophycus* isp. (Pp). Poço Piacatu, profundidade 45,80 m. Escalas em centímetros.

Planolites montanus Richter, 1937

Figuras 73D-E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: apresentam características semelhantes a *Planolites* isp., mas diferem por apresentarem menores diâmetros (menor que 4 mm), serem tortuosos e estarem dispostos em variáveis posições.

Observações: *Planolites* são traços de alimentação produzidos por invertebrados presentes em diversos ambientes. Na Formação Adamantina, *Planolites* são frequentes em estratos de arenito com estratificação cruzada planar, frequentemente associados a *Skolithos* e *Arenicolites*, e também em estratos heterolíticos bioturbados, nesses casos usualmente associadas a espécimes de *Scoyenia* e *Taenidium*.

ICNOGÊNERO *Scoyenia* White, 1929

***Scoyenia* isp.**

Figuras 74A-E, 76B

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas tubulares, curvilíneas, dispostas verticalmente ou horizontalmente em relação aos estratos. Apresentam paredes com lineação de argila, ornamentadas com pequenas ondulações que lhe dão aspecto enrugado e com finas estrias. O preenchimento é meniscado simples.

Observações: o registro de *Scoyenia* na Formação Adamantina é relativamente frequente, e está restrito a sedimentos finos heterolíticos laminados ou com *ripples*, caracterizando dessecação de depósitos de planície de inundação. São frequentemente encontrados em associação com traços de raízes, *Planolites*, *Palaeophycus* e *Taenidium*.

ICNOGÊNERO *Skolithos* Haldeman, 1840

***Skolithos* isp.**

Figura 73C, 74F

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas verticais simples, cilíndricas, retilíneas, sem ramificações. As paredes são lisas e sem lineações e o preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira.

Observações: *Skolithos* estão presentes em estratos de arenito fino a médio com estratificações cruzadas planares ou *ripples*, podendo estar associados a *Arenicolites*, *Planolites* e eventualmente a estruturas meniscadas simples. Na Formação Adamantina, a ocorrência de *Skolithos* é menos abundante comparada a Formação São José do Rio Preto.

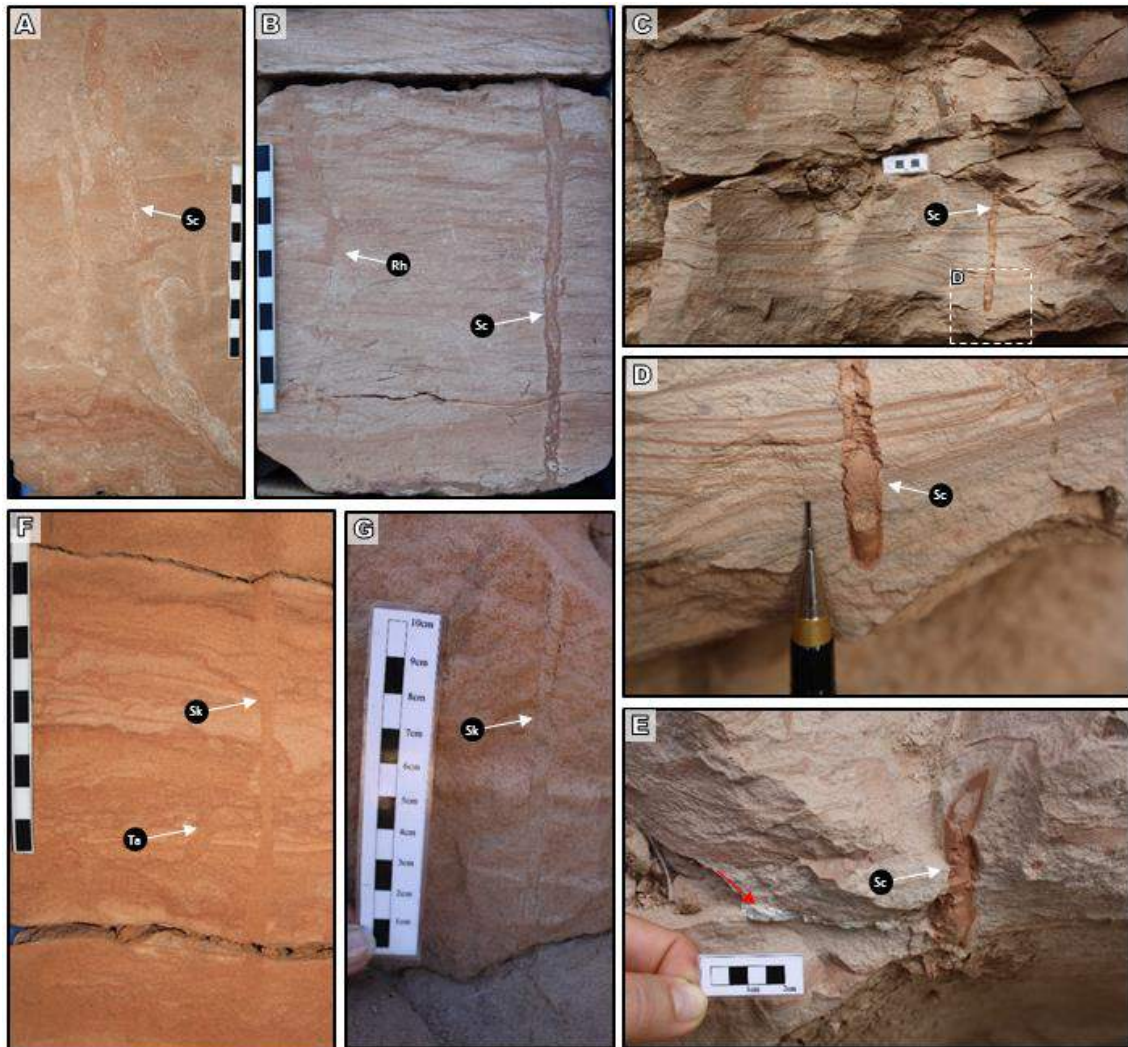


Figura 74. Traços fósseis presentes na Formação Adamantina. **A.** *Scoyenia* isp. (Sc). Poço Piacatu, profundidade 34,50 m. **B.** *Scoyenia* isp. (Sc) e traço de raiz (Rh). Poço Martinópolis, profundidade 109,90 m. **C-E.** *Scoyenia* isp. (Sc). Afloramento conhecido como Tartaruguito, em Pirapozinho (SP) (Ponto 18). **E.** A seta vermelha indica fragmento de casco de tartaruga. **F.** *Skolithos* isp. (Sk) e *Taenidium* (Ta). Poço Martinópolis, profundidade 82,40 m. **G.** *Skolithos* isp. (Sk). Afloramento em Flórida Paulista (SP) (Ponto 33). Escalas em centímetros.

Ícnogênero *Spongeliomorpha* Saporta, 1887

?*Spongeliomorpha* isp.

Figuras 71C e E

Material: uma ocorrência observada em afloramento.

Descrição: sistema de escavações aparentemente cilíndricas a subcilíndricas, com preenchimento maciço, distinto da rocha hospedeira; o sistema é predominantemente horizontal, apresentando ramificações em forma de Y. Não foram observadas as típicas estriações que

ocorrem em *Spongeliomorpha*, mas é possível observar que as paredes não são lisas, o que pode ser indicativo da presença de ornamentações. Apresentam terminações afuniladas.

Observações: *Spongeliomorpha* é interpretado como estruturas produzidas por insetos, e caracteriza a suíte desenvolvida em substratos firmes da Icnofácies *Scoyenia*. No estrado onde foi encontrado há uma grande densidade de estruturas meniscadas, incluindo *Taenidium barretti*, e um grande número de estruturas circulares pareadas que caracterizam *Arenicolites*. Trata-se de um estrato de arenito fino com *ripples*, associado a estratos de siltitos.

Iconôgenero *Taenidium* Heer, 1887

***Taenidium* isp.**

Figuras 73A, D-E; 74F

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas predominantemente horizontais. Apresentam paredes sem lineações e preenchimento meniscado, com diâmetros entre 9 e 15 mm, com comprimentos variados.

Observações: as icnoespécies de *Taenidium* são diferenciadas com base no tipo de preenchimento da estrutura, por isso dependendo do corte observado, seja em testemunhos de sondagens ou afloramentos, as características do preenchimento não podem ser identificadas. Assim, muitos espécimes de *Taenidium* presentes na Formação Adamantina não puderam ser identificados a nível de icnoespécie. Por outro lado, dada a abundância de *Taenidium* nessa unidade e o alto grau de preservação dos espécimes, muitos puderam ser observados em diferentes cortes (Figuras 75 e 76), permitindo a identificação das icnoespécies, seguindo as definições de Keighley e Pickerill (1994).

***Taenidium barretti* (Bradshaw, 1981) Keighley e Pickerill, 1994**

Figuras 71C-D, 75, 76, 77D

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas retilíneas a curvilíneas, com paredes sem lineação. Apresentam preenchimento meniscado, com alternância de meniscos de arenito e arenito lamoso ou argilito. Os meniscos são hemisféricos, com empacotamento apertado, formando finos segmentos em

forma de lua crescente, ou seja, com relativamente pouco material presente entre os sucessivos meniscos. Os meniscos convergem na margem da estrutura formando cúspides. Os espécimes estão orientados em diversas posições em relação aos estratos. Os comprimentos são bastante variáveis, com um espécime atingindo 25 cm. Apresentam diâmetros sempre maiores que 1 cm.

Observações: *Taenidium barretti* é comumente reportado em depósitos fluviais. São as estruturas mais abundantes na Formação Adamantina, encontrados tanto em estratos monoespecíficos (Figura 75A-E) como em associação com traços de raízes, *Scoyenia* e *Planolites* (Figuras 76B e E). Podem ser encontrados em baixa densidade, mas frequentemente são encontrados em grande densidade, como ilustrado nas figuras 76A e E.

Essa icnoespécie foi previamente identificada na Formação Adamantina por Fernandes e Carvalho (2006), e muitos espécimes observados são idênticos aos ilustrados por esses autores.

A figura 75A ilustra um espécime incomumente longo, que quando observado nos diferentes cortes exibe características distintas. A posição em relação ao estrato varia ao longo da estrutura, sendo mais horizontalizada no topo. Na região do arqueamento da estrutura, os meniscos são ligeiramente mais espaçados (Figura 75B). Na base da estrutura os meniscos parecem ser malformados e mais espaçados, aparentemente com pelotas fecais (Figura 75C). Em corte perpendicular a sobreposição dos meniscos pode parecer um tubo central (Figura 75D). Note que na parte central da estrutura existe um falso afinamento (lado direito da figura 75A), resultante do corte do testemunho estar mais próximo da parede da estrutura, que justamente por esta razão não aparece no lado oposto do corte, onde a estrutura esmaece para baixo (Figura 75E). Todas essas características observadas em um único espécime não foram reportadas na literatura acerca de *Taenidium barretti*, sendo pela primeira vez ilustradas nesta pesquisa.

***Taenidium bowni* (Smith et al., 2008) Krapovickas et al., 2009**

Figuras 75F-H

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas sinuosas, com várias orientações, não ramificadas, e sem lineações. Apresentam preenchimento meniscado composto por series de distintos pacotes assimétricos, com formas elipsoidais, com finos meniscos subparalelos contidos dentro de um maior. Em média as estruturas possuem diâmetro maior que 1 cm.

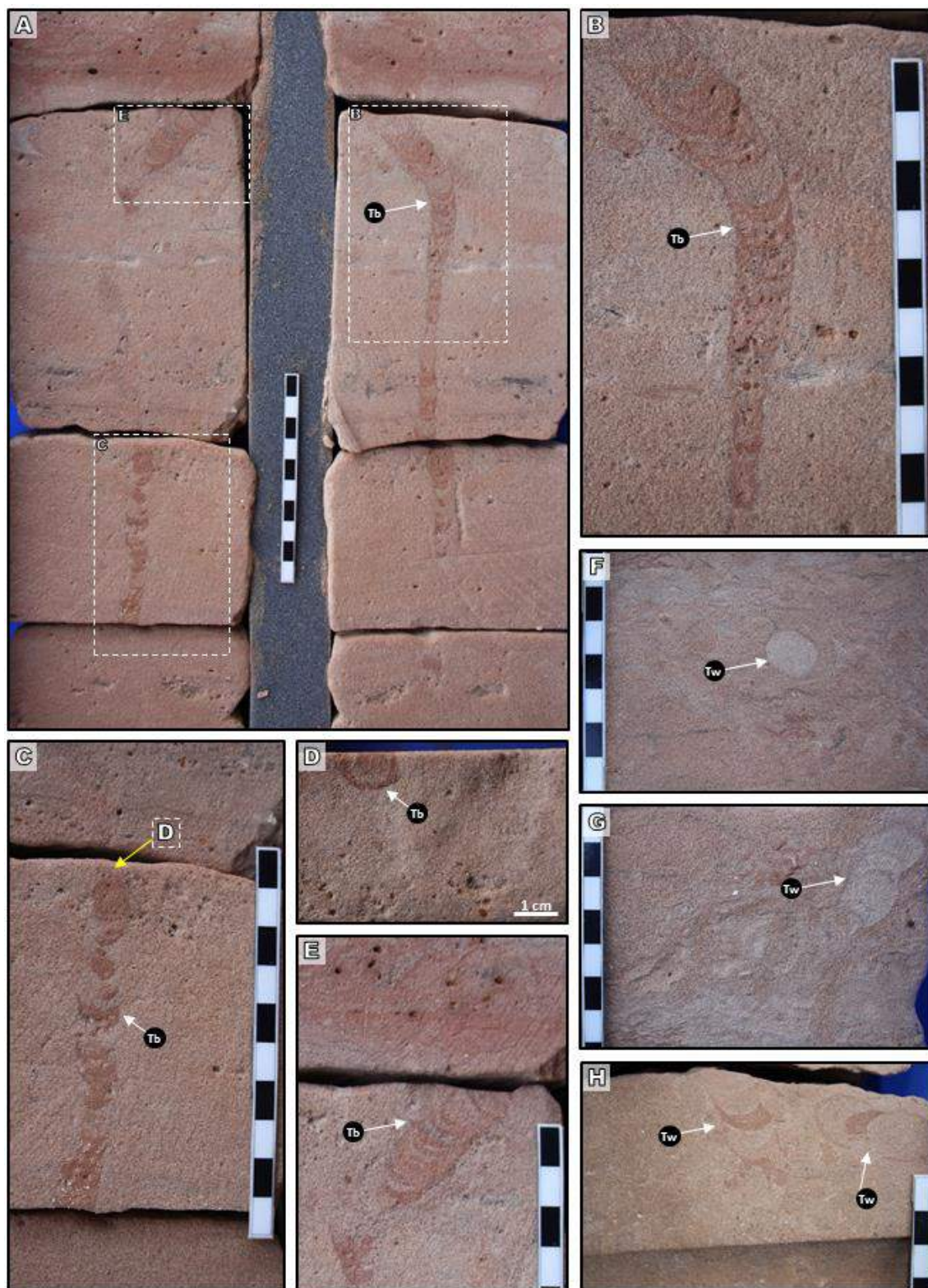


Figura 75. Traços fósseis presentes na Formação Adamantina. **A-E.** Diferentes aspectos de um espécime de *Taenidium barretti* (Tb) observado nas duas partes do testemunho e em detalhes. Poço Piacatu, profundidade 50,10 m. **F-G.** *Taenidium boweni* (Tw), observado nas duas partes do mesmo intervalo do testemunho. Poço Piacatu, profundidade 45,40 m. **H.** *Taenidium boweni* (Tw). Poço Piacatu, profundidade 36,25 m. Escalas em centímetros.

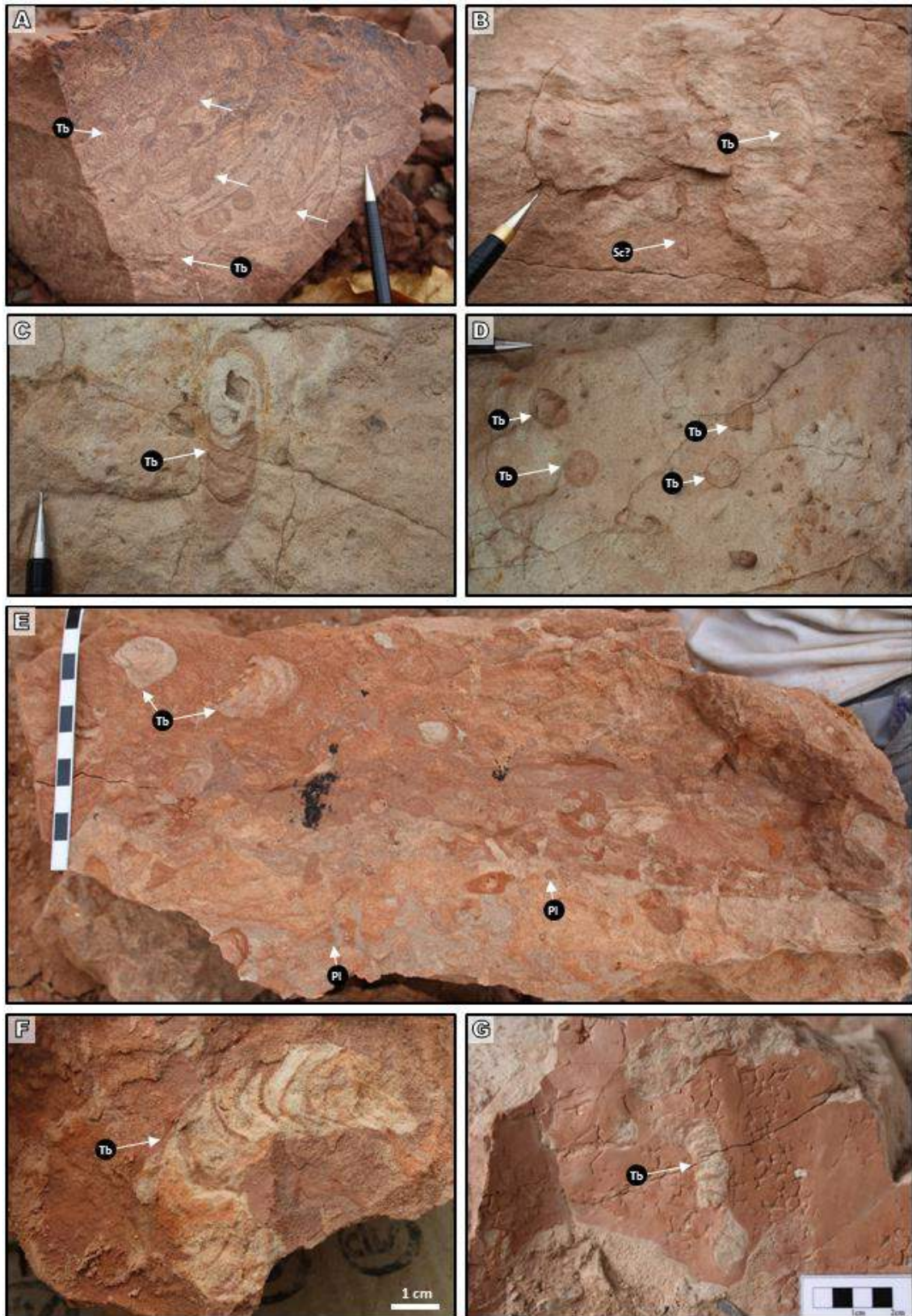


Figura 76. Espécimes de *Taenidium barretti* (Tb) observados em afloramentos da Formação Adamantina. **A.** Corte da rodovia SP-270, entre Álvares Machado e Presidente Prudente (SP) (Ponto 48). **B.** *Scoyenia* (Sc). Corte da rodovia SP-270, trevo de acesso a Álvares Machado (Ponto 31). **C-D.** Corte da rodovia SP-270, entre Piquerobi e Santo Anastácio (SP) (Ponto 25). **E-F.** *Planolites* isp. (Pl). Corte da estrada vicinal entre Santo Anastácio e Piquerobi (SP) (Ponto 42). **G.** Afloramento conhecido como Tartaruguito, em Pirapozinho (SP) (Ponto 18). Escalas em centímetros.

Observações: segundo Smith et al. (2008), essa icnoespécie representa estruturas de habitação de organismos que se alimentam de depósitos, como cigarras e larvas de besouros, construídas na zona vadosa, e indicativas de condições de solo moderadamente a bem drenados.

Na Formação Adamantina esse icnogênero ocorre restritamente em estratos de arenito muito fino laminado ou com *ripples*, que estão associados a estratos de siltito e argilito.

***Taenidium cameronensis* Brady, 1947**

Figuras 72C-D

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Martinópolis.

Descrição: estruturas retilíneas a ligeiramente curvilíneas, predominantemente horizontais. Apresentam paredes sem lineação e preenchimento meniscado. Os pacotes de meniscos são mais longos que largos, com alternância de meniscos de arenito e arenito lamoso, e as interfaces dos meniscos são profundamente côncavas, resultando em uma aparência aninhada, ou seja, um menisco parcialmente contido dentro do outro.

Traço de raiz – tipo 1

Figura 77B

Material: alguns espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: estruturas tubulares verticais longas e relativamente largas, que se estreitam para baixo. Apresentam limites pouco definidos, sem lineação, preenchidas por sedimento similar à rocha hospedeira.

Observações: ocorrem no topo de estratos de arenito fino intensamente bioturbados.

Traço de raiz – tipo 3

Figuras 74B, 77A, D-E

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: moldes internos, verticais, retilíneos a ligeiramente curvilíneos, preenchidos por sedimento texturalmente similar à rocha hospedeira. As paredes são bem

definidas, não apresentam lineações e frequentemente apresentam pequenas protuberâncias que podem indicar ramificações.

Observações: esse tipo de traço de raiz é abundantemente encontrado na Formação Adamantina, sendo comuns em estratos de arenito fino bioturbados, que estão associados a estratos de siltito e argilito.

Traço de raiz – tipo 5

Figuras 77C, F-G

Material: vários espécimes observados nos testemunhos de sondagens dos poços Pirapozinho, Martinópolis e Piacatu, e em afloramentos.

Descrição: traços de raízes preenchidos com material carbonoso, com formas irregulares a circulares, predominantemente com diâmetros menores que 5 mm, eventualmente formando manchas maiores e mais contínuas. Usualmente ocorrem em grande densidade. Alguns apresentam preenchimento de argilito no limite das estruturas (contorno), como observado nas formações Pirapozinho e Araçatuba.

Observações: ocorrem em estratos de siltito ou argilito.

8.1.7.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A Formação Adamantina apresenta assembleia de traços fósseis de moderada diversidade, com alternância de intervalos não bioturbados e intervalos com grande densidade de traços fósseis. Estão presentes estruturas de habitação, alimentação e locomoção, produzidas por invertebrados, além de traços de raízes. São reconhecidas as icnofácies *Scoyenia* e *Skolithos* (Anexo 2A, C e D).

A Icnofácies *Skolithos* é composta principalmente por *Skolithos* e *Arenicolites*, eventualmente *Planolites*. Ocorre em estratos de arenito com estratificações cruzadas planares (barras fluviais), algumas vezes limitada ao topo desses estratos, portanto, caracterizando condições de maior taxa relativa de sedimentação. Entretanto, frequentemente a bioturbação atinge expressivas profundidades, indicando maiores janelas de colonização relacionadas a maiores intervalos de tempo entre os eventos deposicionais. No segundo caso, estruturas meniscadas sem ornamentação são particularmente abundantes, como *Taenidium*.

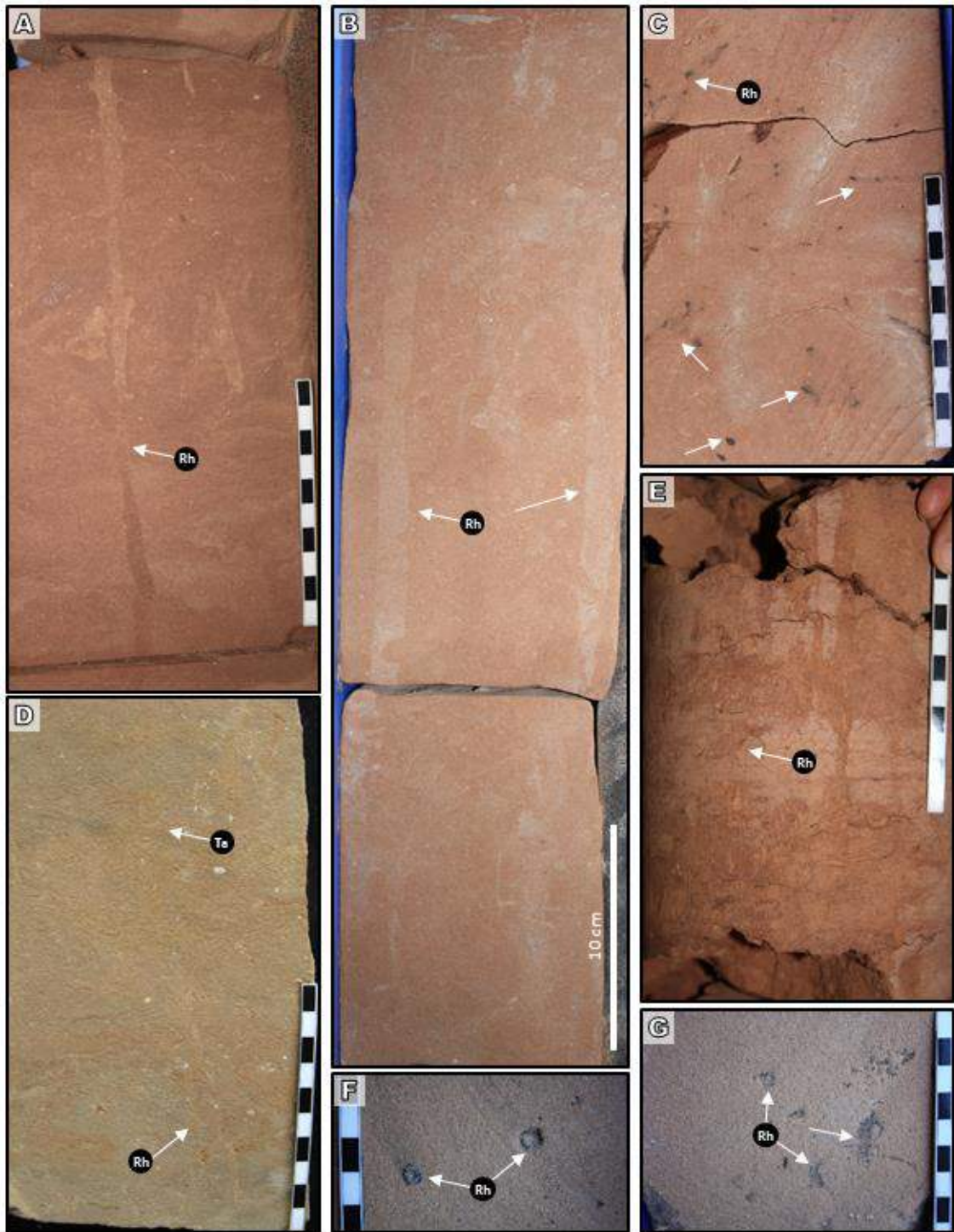


Figura 77. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Adamantina. **A.** Poço Martinópolis, profundidade 74,65 m. **B.** Poço Piacatu, profundidade 35,00 m. **C.** Poço Pirapozinho, profundidade 34,20 m. **D.** *Taenidium* isp (Ta). Poço Piacatu, profundidade 70,38 m. **E.** Poço Martinópolis, profundidade 62,28 m. **F-G.** Poço Piacatu, profundidade 53,50 m. Escalas em centímetros.

A Icnofácies *Scoyenia* é composta por traços fósseis estriados tipicamente desenvolvidos em substratos firmes (*Scoyenia* e *Spongeliomorpha*); traços fósseis

desenvolvidos em substratos relativamente moles, como os meniscados e sem ornamentação (*Taenidium* e *Beaconites*), e estruturas horizontais simples (*Planolites*, *Palaeophycus*). Ocorre em estratos de arenito fino a muito fino com *ripples* que se encontram associados a estratos de siltitos e argilitos, sendo essa icnofácies frequentemente acompanhada de traços de raízes dos tipos 3 e 5. Também estão presentes, em menor proporção, traços fósseis relacionados a depósitos pedogeneizados, como *Edaphichnium* e *Taenidium bowni*.

Eventualmente traços fósseis característicos de *firmgrounds* (v.g. *Spongiomorpha*) se sobrepõe a outros tipicamente desenvolvidos em *softgrounds* (v.g. *Arenicolites* e *Taenidium*), como ilustrado na figura 71C. Tais icnofábricas indicam progressiva dessecação de depósitos de planície de inundação. Adicionalmente, pacotes de arenitos intensamente bioturbados sotopostos à estratos de lamitos de planície de inundação indicam baixas taxas de sedimentação e longos períodos entre os eventos de *crevasse*.

A Formação Adamantina apresenta considerável proporção de traços fósseis relacionados a planícies de inundação. Tal característica é visivelmente relacionada ao maior desenvolvimento e preservação desses depósitos. Adicionalmente, os traços de raízes observados na Formação Adamantina indicam condições pobremente drenadas e com nível freático alto.

8.1.8 Formação Marília

ICNOGÊNERO *Arenicolites* Salter, 1857

Arenicolites isp.

Figuras 78A-B

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: tubos simples, verticais, em forma de U, com diâmetros entre 5 a 12 mm, sem lineações e com paredes lisas a irregulares. O preenchimento é passivo, maciço e texturalmente similar à rocha hospedeira. Sem ramificações e sem *spreite*.

Observações: são pouco frequentes na Formação Marília, sendo observados em estratos de arenito, usualmente associados a *Planolites* e estruturas meniscadas.

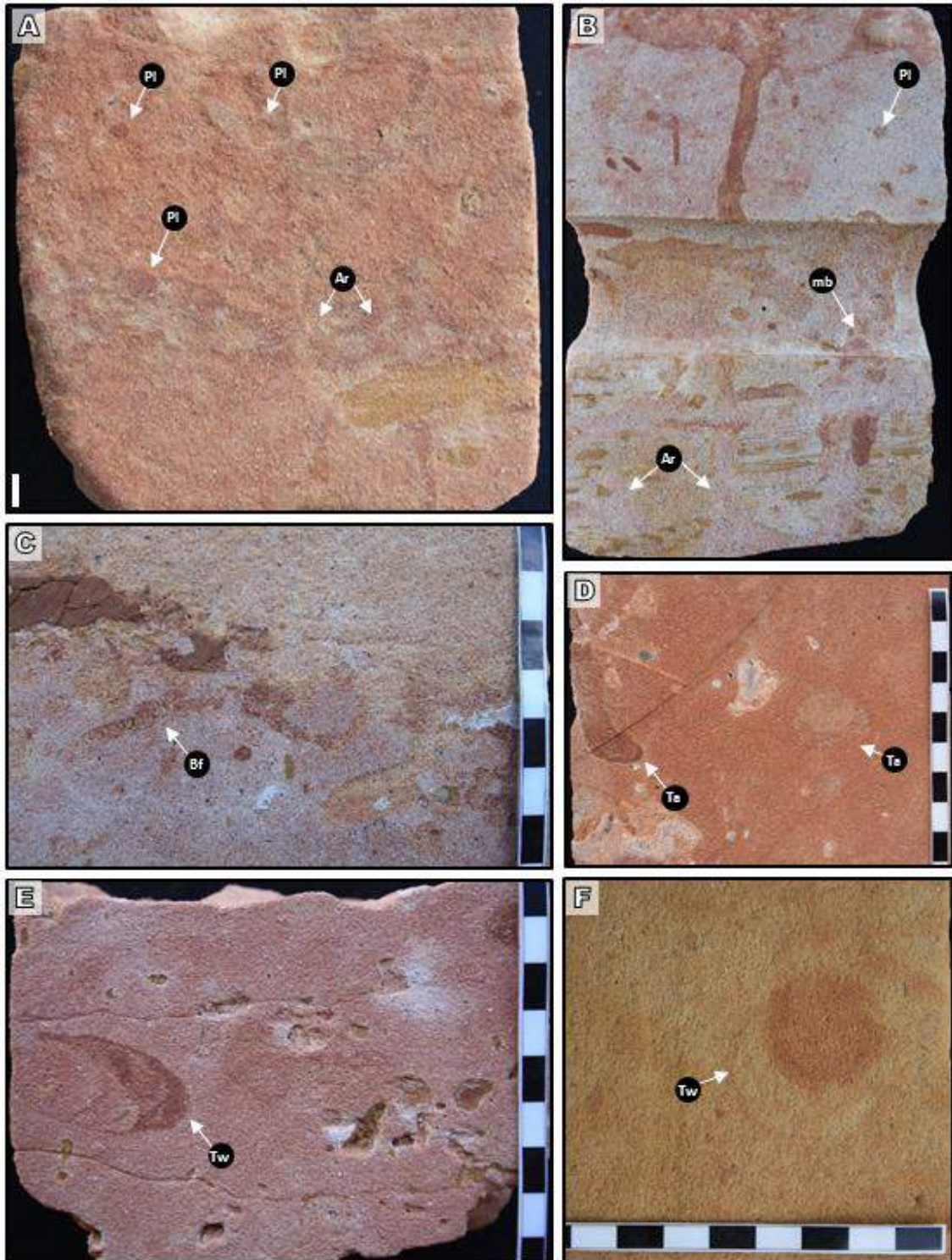


Figura 78. Traços fósseis presentes na Formação Marília observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** *Arenicolites* isp. (Ar) e *Planolites* isp. (Pl). Profundidade 89,78 m. **B.** *Arenicolites* isp. (Ar), *Planolites* isp. (Pl) e estruturas com preenchimento meniscado (mb). Profundidade 122,52 m. **C.** *Beaconites filiformis* (Bf). Profundidade 83,20 m. **D.** *Taenidium* isp. (Ta). Profundidade 114,70 m. **E.** *Taenidium bowni* (Tw). Profundidade 127,22 m. **F.** *Taenidium bowni* (Tw). Profundidade 151,92 m. Escalas em centímetros.

Iconôgênero *Beaconites* Vialov, 1962***Beaconites* isp.**

Figura 78C

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas pequenas, cilíndricas, não ramificadas, sinuosas. Apresentam parede com lineação fina e preenchimento meniscado formado por finos segmentos, ligeiramente arqueados. Estão orientadas horizontalmente. Possuem diâmetro em torno de mm e os comprimentos ultrapassam 5 cm.

Observações: as características apresentadas por esses espécimes são semelhantes a *Beaconites filiformis*, contudo a orientação em relação ao substrato é diferente, e os segmentos dos meniscos parecem ser ligeiramente mais espessos. São raros na Formação Marília, com alguns espécimes registrados no topo de estratos de arenito com *fining upward*.

Coprólitos Buckland, 1829

Figuras 79A-E

Material: dois espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: material fecal fossilizado, alto grau de compactação interna, apresentando irregularidades na superfície. A forma geral é arredondada, mas apresentam irregularidades na superfície, eventualmente com aspecto de enrolamento (Figura 79E).

Observações: o alto grau de compactação interna e a presença de fragmentos de escamas de peixes indicam afinidades com excrementos de seres carnívoros (Figura 79D). Ocorrem associados a traços de raízes. Diversos coprólitos foram previamente descritos para a Formação Marília, usualmente atribuídos a sauropodomorfos e crocodiliformes (Fernandes, 2001; Fernandes et al., 2002; Souto, 2008, Ribeiro et al., 2012; Oliveira, 2013; Francischini et al., 2016; Souto e Fernandes, 2015).



Figura 79. Traços fósseis presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A-C e E.** Traços de raízes (Rh) e coprólitos (Cp). Profundidade do topo 73,46 m. **D.** Coprólito (Cp). A seta indica fragmentos de escamas de peixes. Profundidade da base 73,46 m. Escalas em centímetros.

Ícnogênero *Planolites* Nicholson, 1873

Planolites isp.

Figuras 78A-B

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas cilíndricas, horizontais, circulares em cortes perpendiculares, com diâmetros de 4 a 9 mm. São escavações sem lineações, sem ramificações, e com preenchimento maciço, ativo, diferente da rocha hospedeira quanto a textura.

Observações: são relativamente frequentes na Formação Marília, sendo encontrados isoladamente ou associados a *Arenicolites*, *Skolithos*, *Scoyenia* e *Taenidium*.

***Planolites montanus* Richter, 1937**

Figuras 80A-B

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: apresentam características semelhantes a *Planolites* isp., mas diferem por apresentarem menores diâmetros (menor que 4 mm), serem tortuosos e estarem dispostos em usualmente em grande densidade e em posições variáveis.

Observações: são pouco frequentes na Formação Marília, sendo encontrados associados a *Skolithos* e estruturas meniscadas.

Ícnogênero *Scoyenia* White, 1929**?*Scoyenia* isp.**

Figuras 81A-E

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas cilíndricas, predominantemente verticais, curvilíneas, com diâmetros em torno de 7 mm. Aparentemente apresentam paredes com lineação (Figuras 81 A e C) e superfícies estriadas (Figura 81B), com preenchimento meniscado.

Observações: os espécimes observados apresentam características muito semelhantes aos exemplares observados nas demais unidades da Bacia Bauru. Entretanto, no caso da Formação Marília os espécimes muitas vezes estão intensamente cimentados, como a rocha hospedeira, e as características do preenchimento são pouco distinguíveis.

Ícnogênero *Skolithos* Haldeman, 1840***Skolithos* isp.**

Figura 80B

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas verticais simples, cilíndricas, retilíneas, sem ramificações. Não apresentam lineações e as paredes são lisas. O preenchimento é passivo, maciço, similar à rocha hospedeira.

Observações: são raros na Formação Marília, usualmente associados a *Planolites* e estruturas meniscadas.

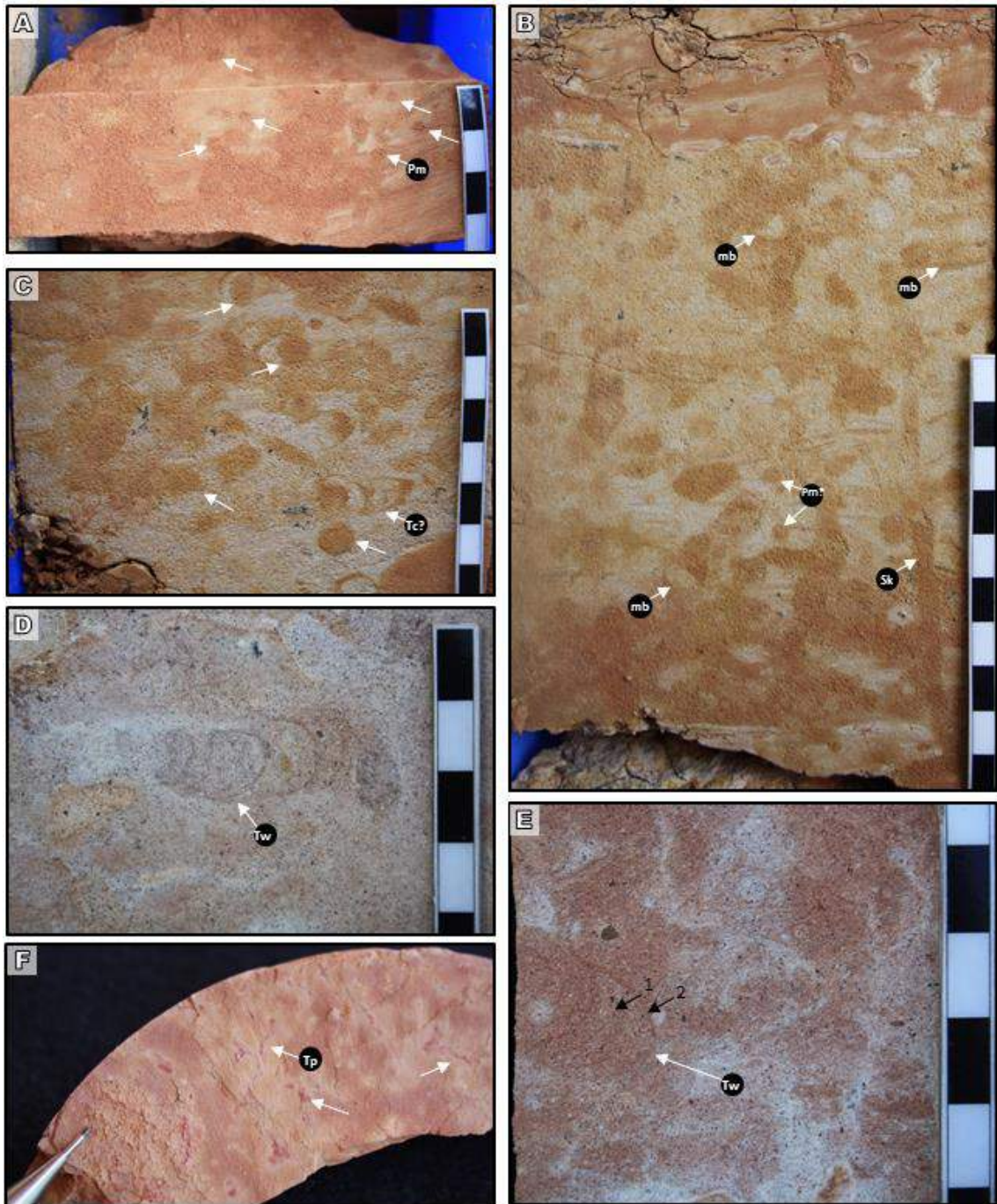


Figura 80. Traços fósseis presentes na Formação Marília observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** *Planolites montanus* (Pm). Profundidade 117,60 m. **B.** *Skolithos* isp. (Sk), estruturas com preenchimento meniscado (mb) e *?Planolites montanus* (Pm). Profundidade 217,95 m. **C.** *?Taenidium cameronensis* (?Tc). Profundidade 118,80 m. **D.** *Taenidium boweni* (Tw). Profundidade 127,30 m. **E.** *Taenidium boweni* (Tw). Profundidade 44,80 m. O preenchimento apresenta um padrão de finos meniscos subparalelos (1) contidos dentro de um maior (2). **F.** *Treptichnus bifurcus* (Tp). Profundidade 118,65 m. Escalas em centímetros.

ICNOGÊNERO *Taenidium* Heer, 1887***Taenidium* isp.**

Figuras 78D, 82A e E

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas com paredes sem lineações e preenchimento meniscado, com diâmetros entre 9 e 15 mm, com comprimentos variados.

Observações: estruturas meniscadas sem lineação são relativamente abundantes na Formação Marília. Frequentemente compõe icnofabricas de alto índice de bioturbação, como observados nas figuras 82A e E. Esse icnogênero, incluindo as icnoespécies *T. barretti*, *T. bowni* e *T. cameronensis*, ocorre em estratos bioturbados de arenitos finos, eventualmente com vestígios de *ripples*, que ocorrem associados a estratos de argilito. Podem compor estratos monoespecíficos ou apresentarem-se associados a *Scoyenia*, *Skolithos*, *Planolites*, *Arenicolites* e coprólitos.

***Taenidium barretti* (Bradshaw, 1981) Keighley e Pickerill, 1994**

Figuras 81D-F

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas predominantemente retilíneas, eventualmente ligeiramente curvas e com ramificações secundárias sucessivas (Figuras 81D-E). Apresentam preenchimento meniscado, com meniscos hemisféricos, dispostos em empacotamento apertado. Os espécimes estão orientados em diversas posições em relação aos estratos. Os comprimentos são bastante variáveis, eventualmente com mais de 10 cm, e diâmetros em média maiores que 1 cm.

***Taenidium bowni* (Smith et al., 2008) Krapovickas et al., 2009**

Figuras 78E-F, 80D-E, 81G, 82B-D

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas sinuosas, dispostas em diversas orientações, não ramificadas, sem lineações, e com preenchimento meniscado composto por series de distintos pacotes assimétricos, com formas elipsoidais, com finos meniscos subparalelos contidos dentro de um maior (Figura 80E). Em média as estruturas possuem diâmetro maior que 1 cm.

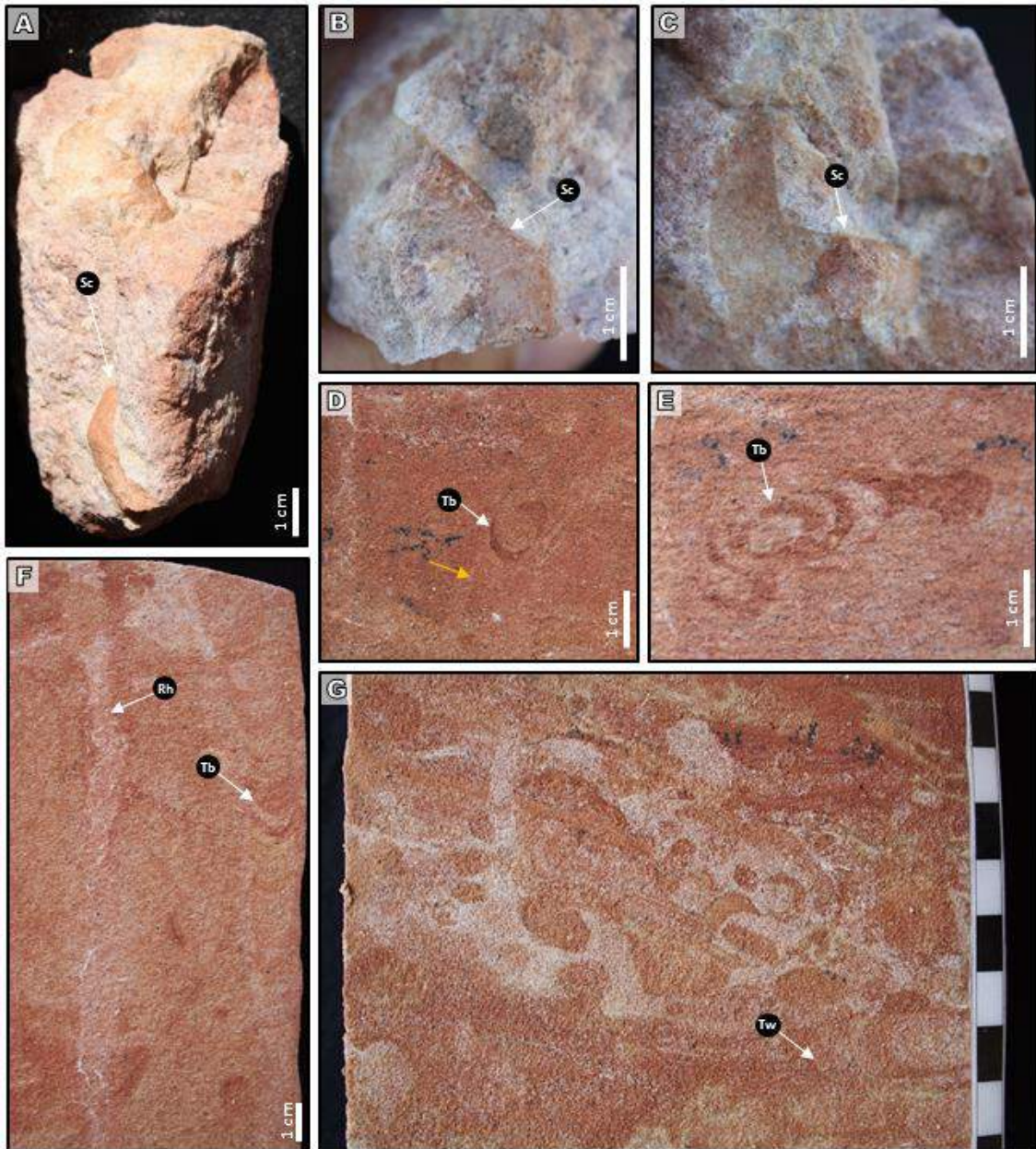


Figura 81. Traços fósseis presentes na Formação Marília observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A-C.** *Scoyenia* (Sc). Intervalo entre 61,70 m e 61,80 m. **D.** *Taenidium barretti* (Tb). A seta amarela indica discretos meniscos. Profundidade 86,40 m. **E.** *Taenidium barretti* (Tb), com meniscos em diferentes direções. Profundidade 86,30 m. **F.** *Taenidium barretti* (Tb) e traço de raiz (Rh). Profundidade 74,40 m. **G.** *Taenidium bowni* (Tw). Profundidade 73,28 m. Escalas em centímetros.

Taenidium cameronensis Brady, 1947

Figura 80C

Material: alguns espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas retilíneas a ligeiramente curvilíneas, predominantemente horizontais. Apresentam paredes sem lineação e preenchimento meniscado. Os pacotes de meniscos são mais longos que largos, com alternância de meniscos de arenito e arenito lamoso, e as interfaces dos meniscos são profundamente côncavas, resultando em uma aparência aninhada, ou seja, um menisco parcialmente contido dentro do outro.

ICNOGÊNERO *Treptichnus* Miller, 1889

?*Treptichnus bifurcus* Miller, 1889

Figura 79F

Material: uma ocorrência observada no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: escavação sub-horizontal, de largura milimétrica, que consiste em uma série de segmentos conectados em um padrão ziguezague

Observações: segundo Rindsberg e Kopaska-Merkel (2005), esse icnogênero é registrado em ambientes marinhos, lacustres, planícies de inundação e planícies de mares em ambiente salobro, sendo produzido por insetos, como larvas de dípteros. Na Formação Marília, ocorre em um estrato de argilito.

Traço de raiz – tipo 6

Figuras 83B-D, 86D e H, 87G

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: acumulações de carbonato de cálcio preenchendo moldes de raízes, predominantemente verticais, com múltiplas ramificações horizontais ou inclinadas para baixo. São relativamente mais curtas que o tipo 10, podendo atingir 40 cm de comprimento. Frequentemente formam concreções irregulares que ultrapassam os limites da estrutura. O preenchimento usualmente é uma mistura de sedimento com carbonato de cálcio.

Observações: Os trabalhos de Cohen (1982) e Kraus e Hasiotis (2006) mostram que rizocrecções calcárias caracterizam paleossolos moderadamente bem drenados.

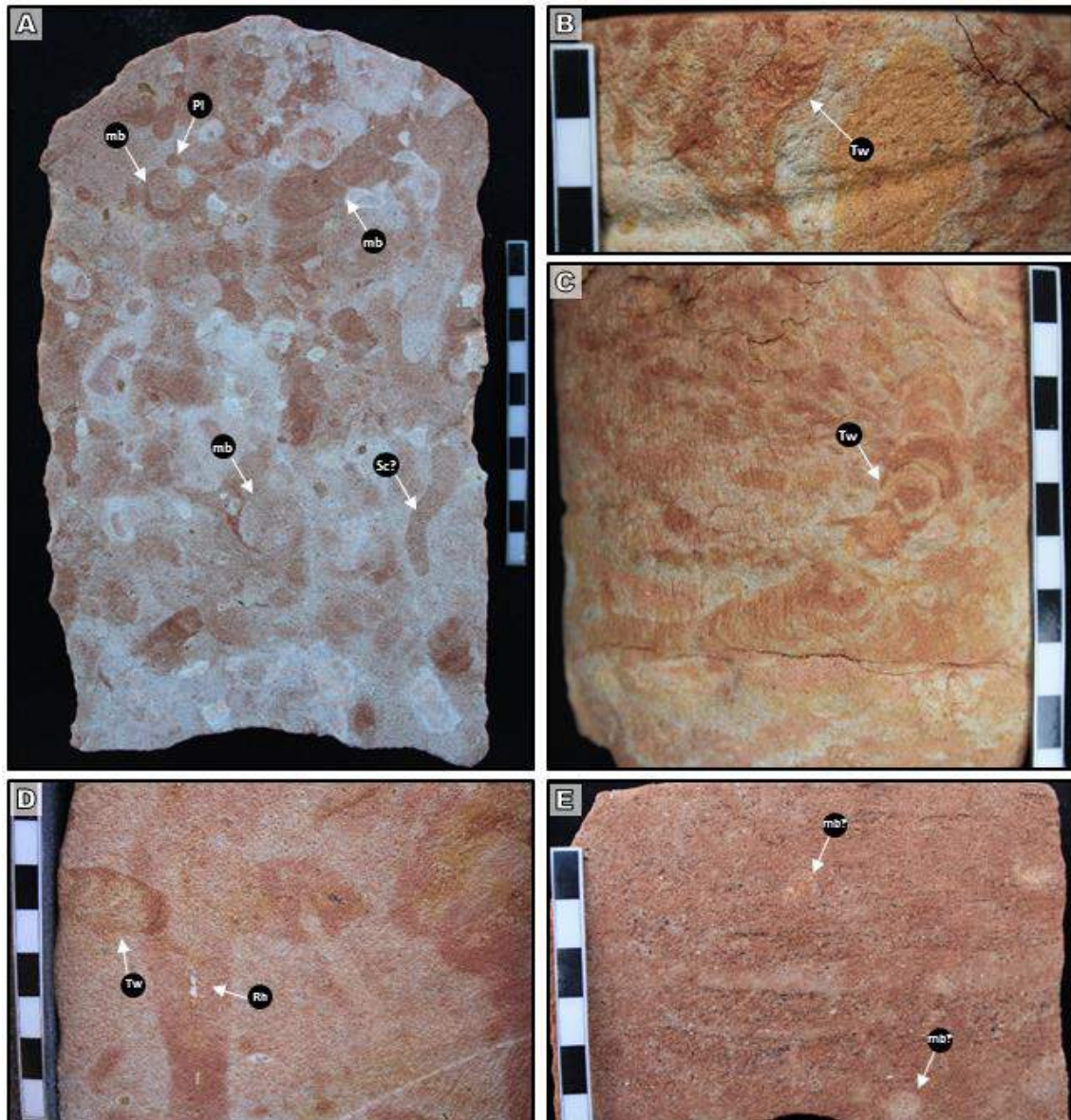


Figura 82. Traços fósseis presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** *Planolites* isp. (Pl), ?*Scoyenia* isp. (Sc) e estruturas com preenchimento meniscado (mb). Profundidade 55,24 m. **B e D.** *Taenidium boweni* (Tw), no corte longitudinal do testemunho (D) e na parede externa (B). Profundidade 73,80 m. **C.** *Taenidium boweni* (Tw), na parede externa do testemunho. Profundidade 74,10 m. **E.** Estruturas com preenchimento meniscado (mb). Profundidade 91,70 m. Escalas em centímetros.

Traço de raiz – tipo 10

Figuras 84A-E

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: acumulações de carbonato de cálcio preenchendo moldes de raízes, muitas vezes de modo descontínuo. São verticais, muito longas, em alguns casos ultrapassam 1 m. São relativamente largas, e podem apresentar ramificações inclinadas para baixo ou horizontais.

Frequentemente há concreções irregulares na rocha hospedeira, próximas dos limites das estruturas.

Observações: embora os traços de raízes do tipo 6 descritos para a Formação Santo Anastácio também apresentem cimento carbonático no preenchimento, as dimensões do tipo 10 identificado na Formação Marília são muito maiores.

Traços de raízes profundas e penetrativas formando rizocrecções calcárias são indicativas de paleossolos bem drenados, com nível freático significativamente baixo (Cohen, 1982; Bockleie, 1994; Kraus e Hasiotis, 2006). Kraus e Hasiotis (2006) destacam que esse tipo de traço de raiz está intimamente relacionado a paleossolos vermelhos bem drenados, portanto não possuem origem diagenética. Indicam condições de evapotranspiração maiores que a precipitação efetiva, com períodos episódicos de secagem do solo suficientemente longos, permitindo a precipitação de micrita quando chuvas episódicas introduzem água em um sistema com CaCO_3 facilmente solubilizado.

Traço de raiz – tipo 11

Figuras 83A e E, 85A-G, 86E-G

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: estruturas tubulares verticais ou inclinadas, relativamente curtas, preenchidas por sedimento texturalmente semelhante a rocha hospedeira. Eventualmente são longas, semelhantemente ao tipo 1 (Figura 83A). Podem apresentar limites pouco definidos, quando o preenchimento possui cor idêntica à rocha hospedeira (Figura 85A), ou quando são finas (Figuras 85E e 86F).

Podem ter largura constante ou apresentar afinamento para baixo (Figura 85D). São comuns pequenos pontinhos pretos na borda da estrutura, possivelmente óxido de manganês (Figuras 85A-C e F). Podem apresentar nódulos carbonáticos pedogenéticos associados (Figura 85B e 86G). Eventualmente podem formar um emaranhado de traços de raízes, conferindo aspecto mosqueado à rocha (Figura 85G).

Observações: esse tipo de traço de raiz apresenta similaridades com os tipos 1 e 6, previamente descritos nas demais unidades da Bacia Bauru. Tais características podem indicar condições de umidade relativamente maiores que o tipo 10.

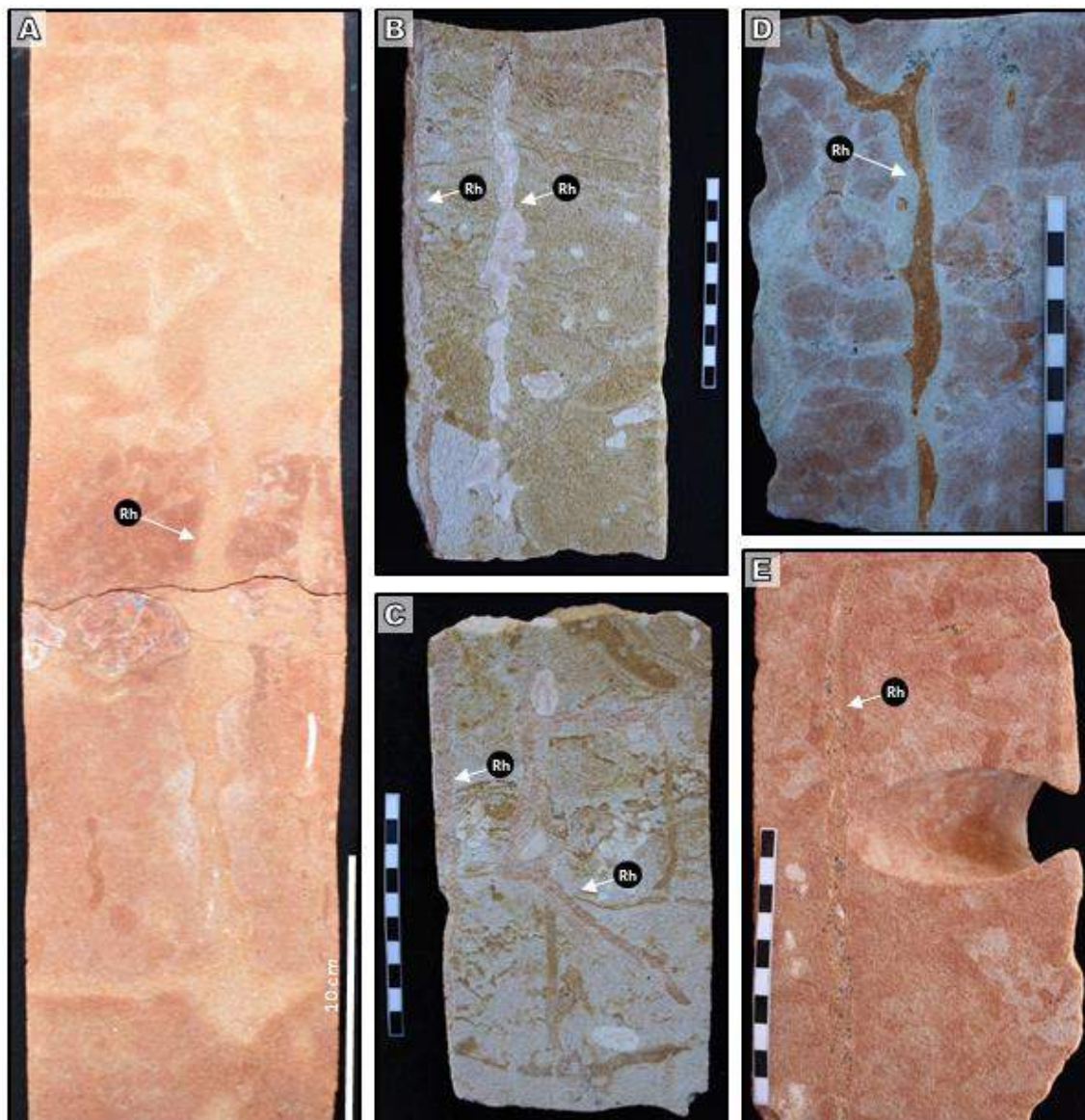


Figura 83. A-E. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** Profundidade 85,66 m. **B-C.** Estão em continuidade. Profundidade 90,00 (topo de B). **D.** Profundidade 49,06 m. **E.** Profundidade 89,70 m. Escalas em centímetros.

Traço de raiz – tipo 12

Figuras 79A, 86A-C

Material: vários espécimes observados no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: feições embranquecidas alongadas (rizohalos) que afinam para baixo, envoltas por anéis de cor vermelha. São circulares em seção transversal.

Observações: segundo Kraus e Hasiotis (2006), tais feições tipicamente ocorrem em paleossolos vermelhos bem drenados, resultantes de mudanças nas condições *redox* em resposta a flutuações de saturação.

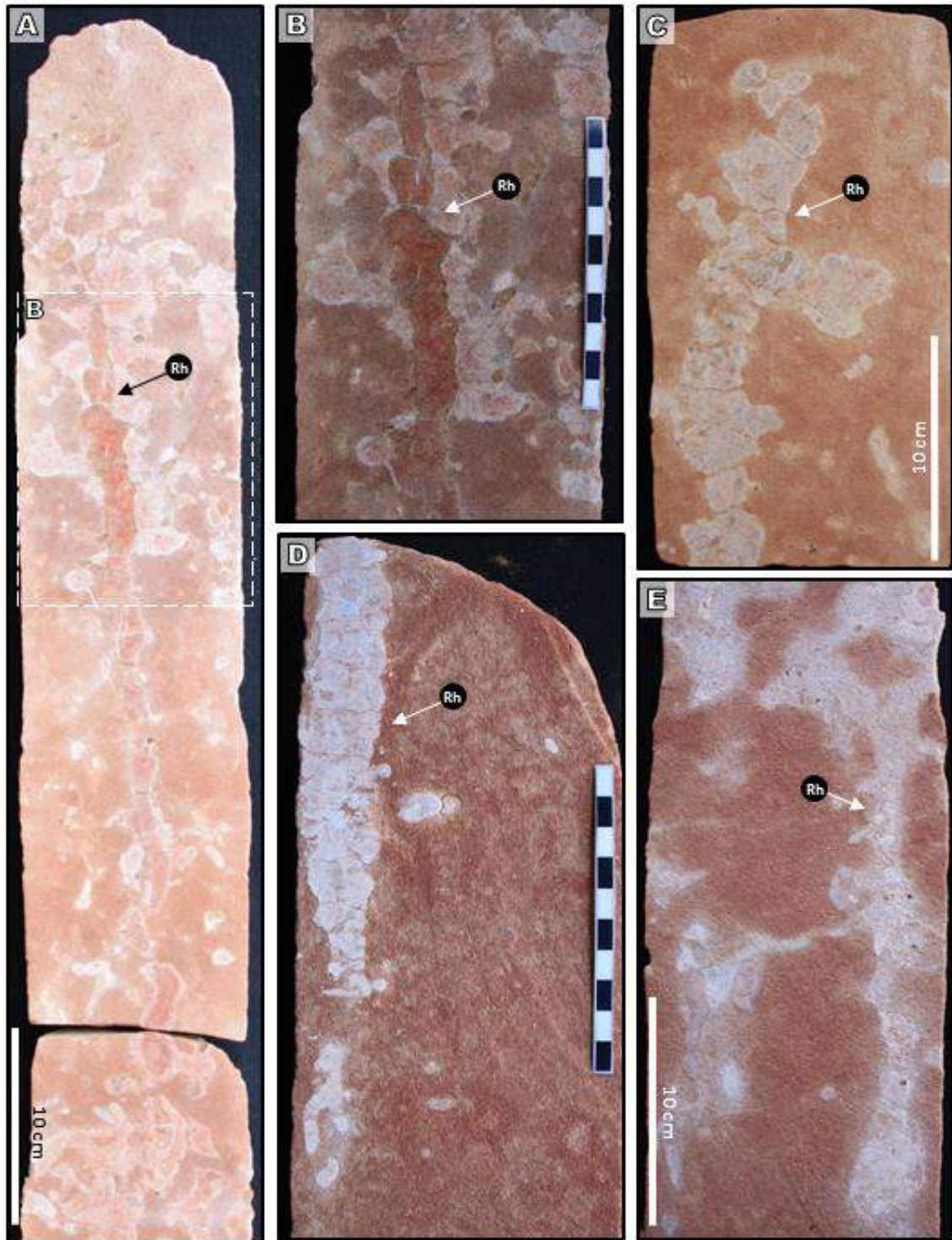


Figura 84. A-D. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. A-B. Profundidade 95,18 m. C. Profundidade 114,18 m. D. Profundidade 87,66 m. E. Profundidade 136,50 m. Escalas em centímetros.

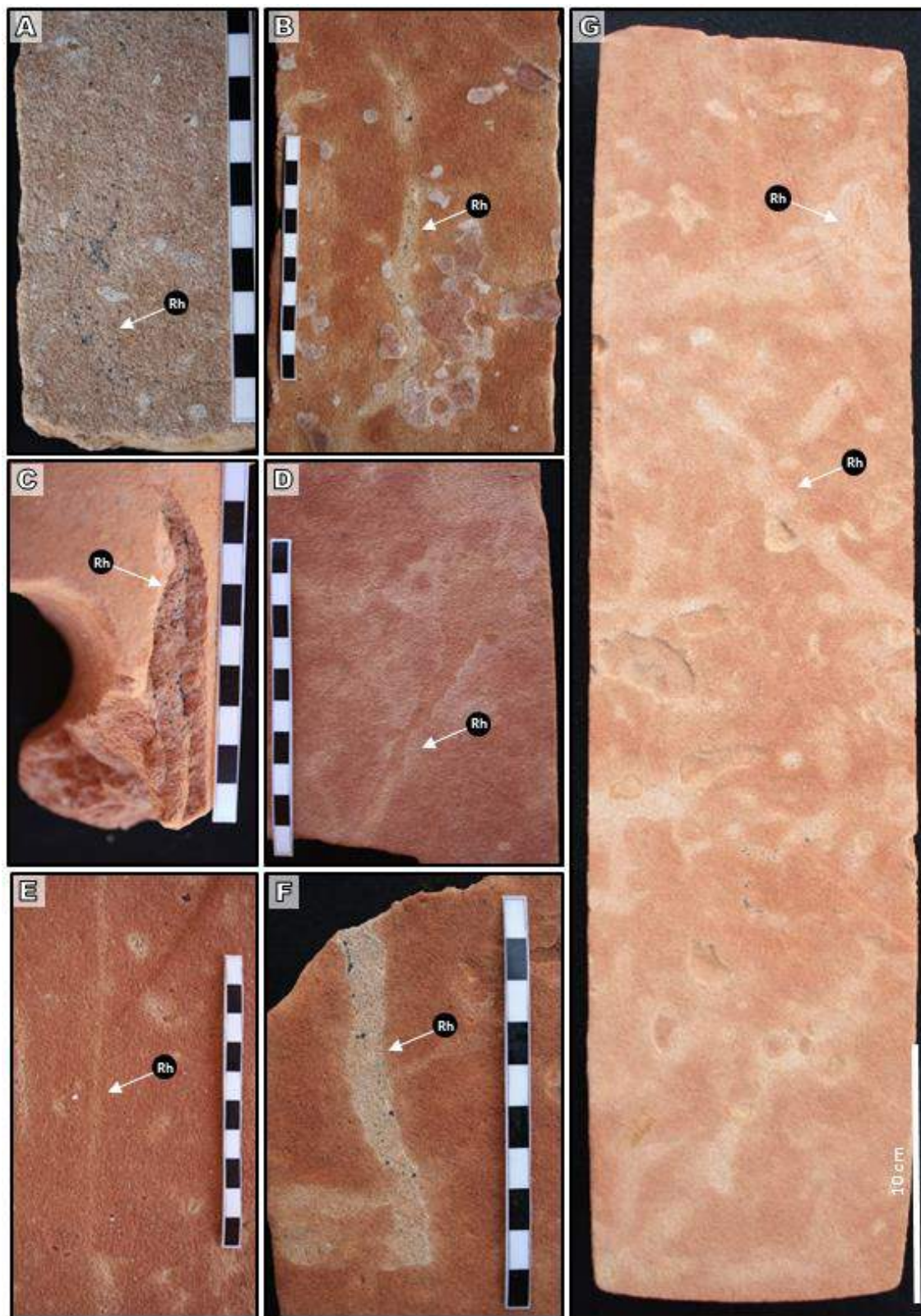


Figura 85. A-G. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** Profundidade 148,75 m. **B.** Profundidade 145,60 m. **C.** Profundidade 125,12 m. **D.** Profundidade 125,24 m. **E.** Profundidade 148,10 m. **F.** Profundidade 112,90 m. **G.** Profundidade 113,50 m. Escalas em centímetros.



Figura 86. A-I. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. **A.** Profundidade 86,66 m. **B.** Profundidade 97,50 m. **C.** Profundidade 91,80 m. **D.** Profundidade 98,60 m. **E.** Profundidade 111,40 m. **F.** Profundidade 127,10 m. **G.** Profundidade 106,60 m. **H.** Profundidade 65,50 m. **I.** Profundidade 46,85 m. Escalas em centímetros.

Traço de raiz – tipo 13

Figuras 86I, 87A-F

Material: algumas ocorrências observadas no testemunho de sondagem do poço Quintana.

Descrição: traços de raízes com preservação de material carbonoso. Apresentam-se na forma de emaranhado de finas raízes com halo esbranquiçado (Figuras 87A-B); raízes tubulares

em corte transversal e formas irregulares em corte longitudinal (Figuras 87C-F), eventualmente afinando para baixo (Figura 87E).

Observações: assim como os tipos 5 e 6, esses traços de raízes indicam condições pobremente drenadas e com nível freático alto. Segundo Kraus e Hasiotis (2006), a preservação de raízes carbonosas depende de condições anóxicas que são resultantes de lençóis freáticos altos. Esse tipo de traço de raiz é bastante raro na Formação Marília, estando restrito a alguns intervalos argilosos.

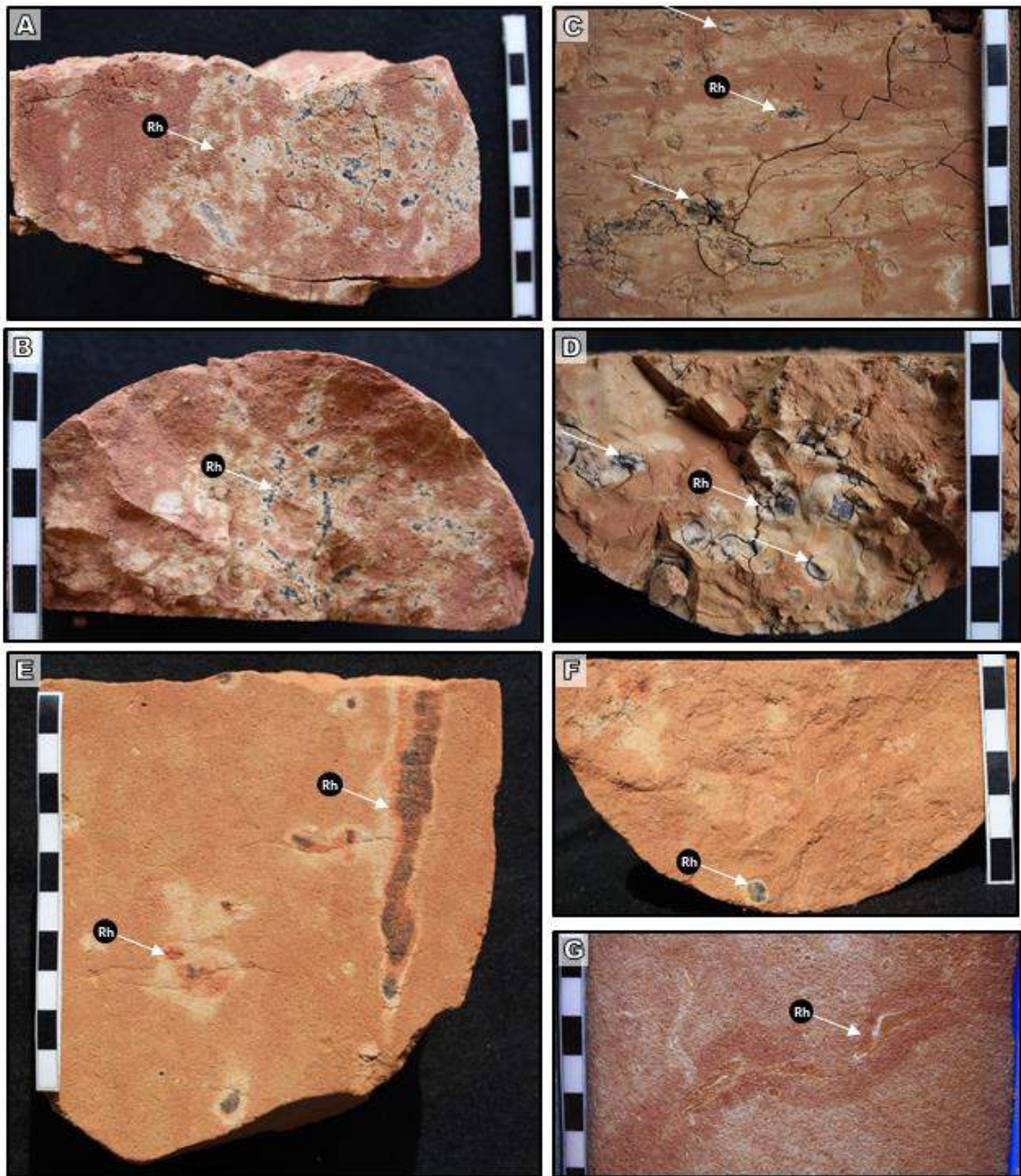


Figura 87. A-G. Traços de raízes (Rh) presentes na Formação Marília, observados no testemunho de sondagem do poço Quintana. A-B. Profundidade 72,90 m. C-D. Profundidade 117,80 m. E-F. Profundidade 144,80 m. G. Profundidade 74,20 m. Escalas em centímetros.

8.1.8.1 Implicações paleoecológicas e paleoambientais

A Formação Marília apresenta uma modesta assembleia de traços fósseis de invertebrados, com baixa diversidade, composta por estruturas de habitação e alimentação.

Podem ser reconhecidas as Icnofácies *Skolithos* e *Scoyenia*, bastante empobrecidas quando comparadas, por exemplo, com as formações Adamantina e São José do Rio Preto. A Icnofácies *Skolithos* é caracterizada por poucos *Arenicolites* e *Skolithos*, eventualmente associados a *Planolites* e estruturas meniscadas simples. Essas estruturas estão eventualmente presentes no topo de estratos de arenitos maciço ou estratificados, com *fining upward*, aparentemente refletindo rápida colonização durante paradas na sedimentação.

A Icnofácies *Scoyenia* é particularmente depauperada, sendo composta por estruturas tentativamente identificadas como *Scoyenia*, além de *Taenidium* e *Planolites*. Está associada a fácies de sedimentos finos, indicando progressiva consolidação do substrato devido a dessecação.

O potencial de preservação das estruturas biogênicas produzidas por invertebrados pode ter sido reduzido pela natureza fortemente erosiva observada nesses depósitos, frequentemente conglomeráticos, bem como a alta energia do ambiente deposicional pode ter proporcionado condições extremamente severas para o desenvolvimento de invertebrados endobentônicos. Entretanto, o registro de traços de raízes é visivelmente significativo.

Existe uma repetição regular da distribuição dos traços de raízes, discriminada da base para o topo nos seguintes intervalos:

- 153,40 m a 136,20 m: predominam traços de raízes do tipo 11 na base, e do tipo 10 no topo, com a ocorrência localizada do tipo 13 na porção intermediária (aproximadamente 145 m);
- 136,30 m a 114,0 m: repetição do ciclo anterior, com predomínio do tipo 11 na base e do tipo 10 no topo, e na porção intermediária há um intervalo de sedimentos finos, no qual são observados espécimes de *Scoyenia*, *Planolites*, *Taenidium* e *Treptichnus*;
- Aproximadamente 114,0 m a 95,10 m: diferentemente dos ciclos precedentes, predominam rizólitos do tipo 6 na base, gradualmente aumentando a quantidade do tipo 10 para o topo. Nesse intervalo são observados os mais penetrativos traços do tipo 10 de toda a sequência;

- 95,10 m a aproximadamente 60,0 m: predomínio de traços de raízes do tipo 12 na porção inferior, e do tipo 6 na parte superior, com a ocorrência do tipo 13 na porção intermediária (aproximadamente 73 m). Logo abaixo da ocorrência do tipo 13 há um intervalo bioturbado, com presença de coprólitos;
- 60,0 m a 44,44 m: predominam traços do tipo 6, com algumas ocorrências do tipo 10 na parte superior do intervalo.

Tal ciclicidade parece indicar variações relativas do nível do lençol freático, pois os traços do tipo 6 e 10 são característicos de paleossolos bem drenados, com nível freático significativamente baixo. Comparativamente, os traços de raízes dos tipos 11 e 12 parecem indicar condição intermediária, enquanto os traços do tipo 13 indicam alto nível relativo do lençol freático. Desse modo, o registro de traços de raízes indica ciclos de rebaixamento do lençol freático representados pelos intervalos descritos acima, e o intervalo entre 114,0 m a 95,10 m pode representar um momento de maior rebaixamento dentro de um ciclo maior.

Tais variações no nível do lençol freático podem representar variações climáticas, com momentos de maior aridez associados ao rebaixamento do lençol freático. Os ciclos de maior umidade, podem ter favorecido o desenvolvimento da biota de vertebrados registrada na Formação Marília (Tabela 1), ao mesmo tempo favorecendo o desenvolvimento e ou o registro da endofauna de invertebrados.

8.2 DISCUSSÃO

A análise das assembleias de traços fósseis, acompanhada da observação das fácies em testemunhos de sondagens, trazem novos elementos para a interpretação dos ambientes paleodeposicionais da Bacia Bauru, em acordo com algumas prévias conjecturas e refutando outras.

A Formação Caiuá, quando observada no poço Pirapozinho, exhibe estratos compostos por base erosiva, que da base para o topo frequentemente apresentam conglomerados de intraclastos argilosos, seguidas de camadas arenosas com estratificações cruzadas tabulares ou acanaladas, eventualmente cobertas por estratos de arenito fino com *ripples* e argilitos (Anexo 2D). São recorrentes as icnofácies *Skolithos* e *Scoyenia*, com predominância de *Skolithos*, concordantemente com a maior abundância de estratos de arenito e conglomerados. Observa-se que a Icnofácies *Skolithos* está limitada ao topo dos estratos arenosos, caracterizando pequenas janelas de colonização. Localmente traços de raízes associados a nódulos pedogenéticos ocorrem no topo de um estrato de arenito com estratificação cruzada acanalada, indicando pausa na sedimentação. Todas essas características são indicativas de sistema fluvial entrelaçado cascalhoso, que apresentam alto suprimento sedimentar e variabilidade da descarga do fluxo, com a capacidade de transportar sedimentos grossos, erodindo as planícies de inundação. Quando observada no poço Presidente Epitácio, a Formação Caiuá apresenta estratos de arenito com grãos foscas, subarredondados a arredondados, apresentando variações modais, indicativos de laminação de fluxos e quedas de grãos; e arenitos finos com laminações planas a irregulares, nos quais ocorrem *Planolites* isp., aparentemente caracterizando depósitos interdunas.

Tais interpretações coadunam-se com a associação de sedimentação eólica e fluvial proposta por Almeida et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2009). Por outro lado, a icnofauna registrada nessa pesquisa, e a fauna de vertebrados que começa a ser revelada, não condizem com as severas condições de aridez interpretadas por Fernandes e Coimbra (1994, 2000). Manzig et al. (2014) e Simões et al. (2015) sugerem que a presença de *Gueragama* e *Caiujara* na Formação Caiuá indicam a provável existência de um oásis, com disponibilidade sazonal de água, suportando alguma vegetação. Adicionalmente existem registros de pegadas de dinossauros terópodes e pequenos mamíferos (Leonardi, 1977; Fernandes et al., 2009). Ambos os grupos apresentam hábitos e habitats variados, mas de modo geral a presença desses grupos coaduna-se com as interpretações de Manzig et al. (2014) e Simões et al. (2015) sobre a existência de disponibilidade de água e alimento nesse ambiente paleodeposicional.

Possivelmente a interpretação de ambiente flúvio-deltaico, de Barcelos e Suguio (1987), é referente ao topo da Formação Pirapozinho, que à época não havia sido distinguida da Formação Caiuá.

Em termos gerais, a Formação Pirapozinho apresenta um ciclo de granodecrescência ascendente seguido de granocrescência ascendente (Anexos 2A, C e D; Figura 31). A porção inferior da unidade é composta por: alternância heterolítica de estratos de argilito e arenito muito fino, relacionados à Icnofácies *Scoyenia* e traços de raízes do tipo 5; argilitos maciços com subordinados estratos de arenito fino com *ripples*, usualmente pouco bioturbados, com predominância de estruturas biogênicas horizontais simples, que podem estar relacionados a Icnofácies *Mermia*; e eventualmente estratos de arenito com laminação cruzada por onda, não bioturbados. A porção superior da unidade é caracterizada por: estratos de arenito com estratificação cruzada planar ou acanalada, eventualmente com intraclastos na base, gradando para sedimentos mais finos com *ripples* no topo, que estão frequentemente bioturbados (Icnofácies *Skolithos*); sedimentos finos heterolíticos intercalados com estratos de arenito fino a médio, associados as suítes de dessecação (*Scoyenia*, *?Spongeliomorpha*, *Camborygma*) e pré-dessecação (*Taenidium*, *Beaconites* e *Planolites*) da Icnofácies *Scoyenia*, incluindo traços fósseis de substratos pedogeneizados (*?Edaphichnium*). Tais associações de fácies e icnofácies indicam intrincada relação de depósitos lacustres e fluviais. Essa interpretação coaduna-se com as propostas de Paula e Silva et al. (2005, 2006, 2009), nas quais a Formação Pirapozinho resultaria da associação de sistemas lacustre e fluvial.

As características do sistema lacustre da Formação Pirapozinho enquadram-se no modelo de lagos *overfilled*, hidrologicamente abertos, descrito por Bohacs et al. (2000). Tais características incluem: abundância de icnofauna, aparentemente indicando ambiente de água doce; presença de traços de raízes carbonosos e traços de raízes curtos, preenchidos por sedimento, e estruturas típicas de depósitos pedogeneizados úmidos (v.g. *Edaphichnium*) indicando nível freático alto; e a íntima relação com depósitos fluviais, com a progradação da linha de costa caracterizada pelo ciclo de granocrescência ascendente (Figura 31).

Por sua vez, a Formação Santo Anastácio é caracterizada por camadas arenosas com predomínio de estratificação cruzada planar, raramente com intraclastos, e aparentemente estratos de sedimentos finos são ausentes ou raros. Nessa unidade, assembleias de traços fósseis de paleossolos moderadamente bem drenados são recorrentes, como sistemas de escavações de invertebrados (*Spongeliomorpha*) e traços de raízes dos tipos 1, 6, 7 e 8. Frequentemente a estratificação é mais perceptível na base dos estratos e esmaece para o topo com o incremento da bioturbação e/ou atuação de processos pedogenéticos. A Icnofácies *Skolithos* é reconhecida

no topo de algumas camadas arenosas, e ocorre predominantemente na porção inferior da unidade, enquanto as assembleias típicas de paleossolos são mais frequentes em sua porção superior.

As características da Formação Santo Anastácio indicam ambiente paleodeposicional fluvial entrelaçado arenoso, com frequentes fácies pedogeneizadas. Essa interpretação está em acordo com os trabalhos de Soares et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2005, 2009). A típica variabilidade da descarga do fluxo em sistemas fluviais entrelaçados pode ter proporcionado condições para a colonização e pedogenização dos depósitos da Formação Santo Anastácio. A maior abundância de traços fósseis relacionados a paleossolos no topo da unidade pode indicar diminuição no aporte sedimentar para o topo. Adicionalmente, nota-se uma abrupta mudança no regime fluvial e na taxa de acomodação entre as formações Pirapozinho e Santo Anastácio, o que parece indicar um hiato temporal entre as duas unidades, em concordância com Paula e Silva (2003) e Paula e Silva et al (2009), que descrevem esse evento como uma descontinuidade regional caracterizada por hiato erosivo e temporal, denominado Superfície 1.

A assembleia icnofossilífera e as fácies observadas na Formação Santo Anastácio não são condizentes com a interpretação de depósitos de lençóis de areia de extensas planícies desérticas apresentada por Fernandes e Coimbra (2000). E apesar da unidade apresentar abundantes intervalos pedogeneizados, sua definição como geossolo desenvolvido sobre a Formação Caiuá, como proposto por Fúlfaro et al. (1999), não acrescenta e pode levar a má compreensão desses depósitos, pois desse modo pode parecer um espesso intervalo pedogeneizado no topo da Formação Caiuá, o que não se configura.

A Formação Araçatuba, semelhantemente à Formação Pirapozinho, exhibe um ciclo de granodecrescência ascendente seguido de um ciclo de granocrescência ascendente (Figura 31; Anexos 2A, C e D). Apresenta alternância heterolítica de estratos de argilito e arenito muito fino, com abundante registro da Icnofácies *Scoyenia*; argilitos maciços com subordinados estratos de arenito fino com *ripples*, usualmente pouco bioturbados, e eventualmente associados à Icnofácies *Mermia*; e estratos de arenito com laminação cruzada por onda apresentando traços fósseis que compõem a Icnofácies *Skolithos*, com intercalações centimétricas de conglomerados (*lags*) ricos em escamas de peixes. Tal associação de fácies é indicativa de ambiente lacustre, portanto, essa interpretação harmoniza com propostas de diversos autores, como Fernandes e Coimbra (2000), Fernandes et al. (2003), Batezelli et al. (2003) e Paula e Silva et al. (2009). Contudo, discordantemente de Fernandes e Coimbra (2000) e Fernandes et al. (2003), as evidências apresentadas nesta pesquisa indicam um sistema lacustre *overfilled*, ou seja, hidrologicamente aberto e de água doce.

No intervalo entre 106 m a 108 m do poço Piacatu foram observadas pequenas fraturas e veios de dilatação (*tension gashes*) preenchidos por sulfato de cálcio (anidrita), dispostos subverticalmente, cortando os argilitos da Formação Araçatuba (Figuras 59A e 88A-B). A anidrita também ocorre na forma de cristais euédricos dispersos na rocha hospedeira (Figura 88C e D). Tratam-se de estratos de argilito verde acinzentado, localmente com manchas pretas, que apresentam aumento na leitura de raios gama, interpretados como aumento do teor de matéria orgânica.

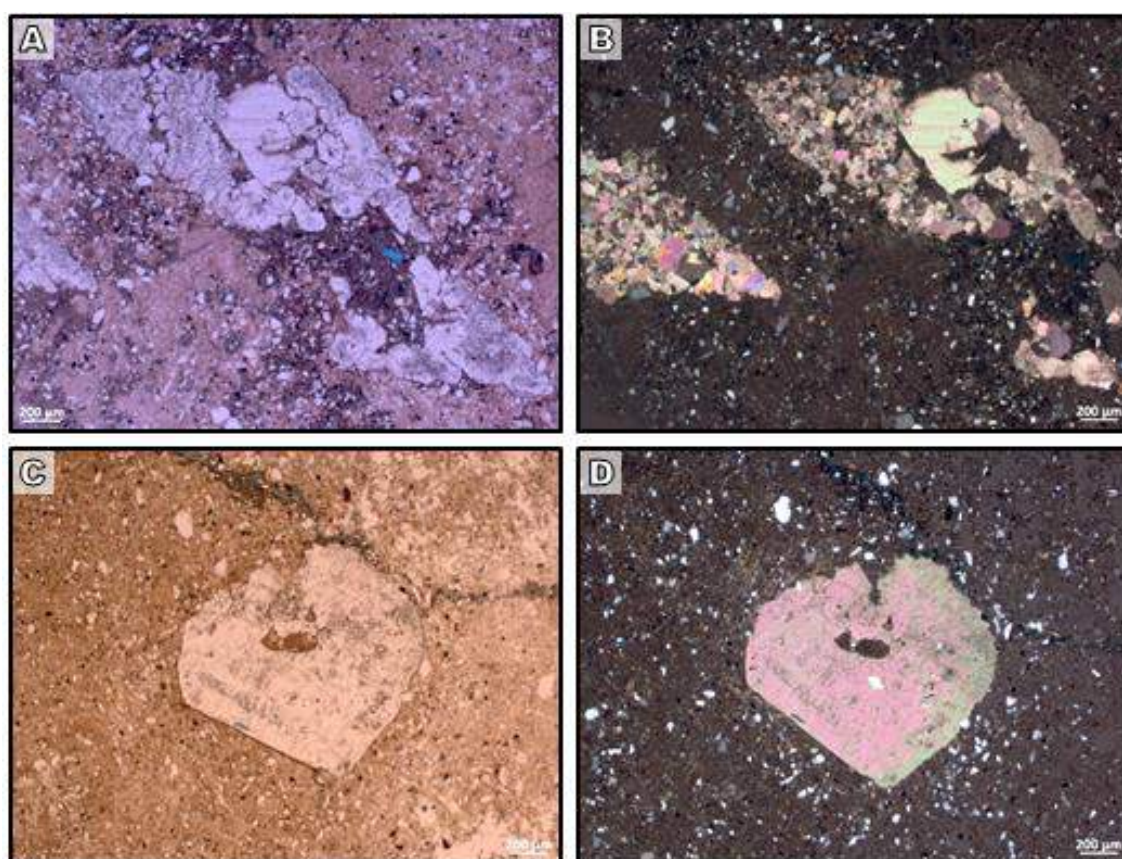


Figura 88. Fotomicrografias ilustrando a ocorrência de anidrita diagenética na Formação Araçatuba. Poço Piacatu, profundidade 106,28 m. **A-B.** Anidrita preenchendo pequenos veios de dilatação (*tension gashes*). **B.** A nicóis cruzados. **C-D.** Grandes cristais euédricos de anidrita em argilito. **D.** A nicóis cruzados. Observa-se uma inclusão euédrica de dolomita (pequeno cristal romboédrico no centro).

Segundo Tucker (2001), minerais evaporíticos como gipsita e anidrita formam crostas ou horizontes endurecidos quando associados a solos de áreas desérticas. A anidrita também pode ser precipitada nas partes mais interiores de *sabkhas* na forma de camadas finas ou estratos compostos por nódulos coalescentes. Sua formação requer clima árido, com alta temperatura média anual (acima de 22°C), e com temperaturas sazonais excedendo 35°C. Adicionalmente,

a anidrita pode ser formada diageneticamente em rochas siliciclásticas e carbonáticas, submetidas ao soterramento, na forma de cimento, cristais de substituição ou nódulos (Machel e Burton, 1991; Machel, 1993). Nesses casos, a anidrita não é estritamente um mineral evaporítico, embora o sulfato seja usualmente derivado da dissolução de evaporitos dentro da bacia. De acordo com Tucker (2001), em profundidades maiores que algumas centenas de quilômetros, o sulfato de cálcio apresenta-se na forma de anidrita, e com o soergimento e/ou exposição da rocha, a anidrita é normalmente convertida em gipsita.

Na amostragem desta pesquisa, a ocorrência de anidrita na Formação Araçatuba está restrita a alguns estratos do testemunho de sondagem do poço Piacatu, perfurado no município homônimo, localizado no vale do Rio Aguapeí (paralelo e próximo ao Rio Tietê), próximo da região na qual foram previamente registrados moldes de gipsita em afloramentos por Etchebehere et al. (2001) e Fernandes et al. (2003). As feições observadas indicam que as fraturas preenchidas por anidrita requereram a litificação da Formação Araçatuba para serem formadas, permitindo que o estresse aplicado causasse deformação rúptil (*brittle strain*) da rocha. Essas fraturas, quando abertas, serviram de conduto para o transporte de fluidos, resultando na precipitação de minerais cimentantes dentro desses argilitos inicialmente com baixa permeabilidade. As fraturas podem ter sido criadas por faturamento hidráulico devido à alta pressão de fluidos que pode ter sido obtida durante o soterramento dos estratos da Formação Araçatuba.

Assim, as características observadas indicam que a ocorrência de anidrita na Formação Araçatuba não tem significado paleoambiental (*sabkha*, ambiente subaquoso, etc.), sendo sua origem interpretada como diagenética. Essa interpretação é atestada por: (1) sua ocorrência no preenchimento de fraturas; (2) alguns cristais conterem inclusões de cristais de dolomita, aparentemente formados durante a diagênese, como observado na Formação Leduc, em Alberta, Canadá (Machel, 1993); (3) ausência de características indicativas de fraturamento dos cristais de anidrita por compactação mecânica durante o soterramento do depósito, o que seria esperado considerando-se a baixa dureza desse mineral; (4) não estar disposta na forma de estratos horizontais e a ausência de texturas que possam indicar sua formação por precipitação em ambiente evaporítico (por exemplo, nódulos coalescentes). Essa interpretação se soma as evidências apresentadas pela assembleia icnofossilífera e os registros fósseis da unidade, como discutido anteriormente no item 8.1.4.1.

Também foi possível observar que a Formação Araçatuba apresenta distintas características nos diferentes poços estudados, com relação às assembleias icnofossilíferas e associações de fácies (Anexos 2A, C e D). Nos poços Pirapozinho e Martinópolis predominam

as fácies heterolíticas associadas a Icnofácies *Scoyenia*, enquanto no poço Piacatu são mais frequentes depósitos mais energéticos, com a preservação de significativo pacote de arenito com laminação cruzada por onda, associado à Icnofácies *Skolithos*. Essas diferenças refletem variações laterais nas condições ambientais do sistema lacustre, aparentemente com a predominância de um sistema deposicional de baixa energia na região dos poços Pirapozinho e Martinópolis, e sistemas deposicionais influenciados por ondas na região do poço Piacatu.

Existe abrupta mudança faciológica no contato entre as formações Santo Anastácio e Araçatuba, destacadas pelos perfis de raios-gama (Figura 31). Tal mudança foi observada por Paula e Silva (2003) e Paula e Silva et al (2009), que caracterizam o contato superior da Formação Santo Anastácio com as unidades sobrepostas como uma descontinuidade regional erosiva, denominada Superfície 2. Notadamente, em diferentes regiões da bacia observa-se uma discordância entre os depósitos da Formação Santo Anastácio com os depósitos das unidades suprajacentes. Esse é o caso do contato com a Formação Adamantina, observado em afloramentos em diferentes regiões do Estado de São Paulo (Figura 30); do contato com a Formação São José do Rio Preto, observado no poço Nova Granada (Anexos 1B e 2B); e do contato com a Formação Birigui, observado no poço Piacatu (Anexos 1C e 2C). Esses contatos marcam abruptas mudanças no estilo fluvial, indicando descontinuidades subaéreas. Entretanto, no caso do contato com a Formação Araçatuba, a abrupta mudança litológica alternativamente pode indicar uma superfície de inundação, resultante da transgressão do sistema lacustre sobre os depósitos fluviais, sem representar significativo hiato temporal.

Quanto à Formação Birigui, sua amostragem foi bastante reduzida, sendo observada apenas no poço Piacatu (Anexo 2C). A predominância de depósitos desprovidos de bioturbação, aparentemente indicando alta taxa de sedimentação, harmoniza com a interpretação de Paula e Silva et al. (2009) de que esses depósitos resultam de correntes de alta energia em sistemas fluviais entrelaçados.

Por sua vez, a Formação São José do Rio Preto, observada no poço Nova Granada (Anexos 1B e 2B), é caracterizada por estratos com base erosiva, apresentando níveis de seixos ou espessos conglomerados de intraclastos, seguidas de arenito com estratificações cruzadas planares ou acanaladas, eventualmente cobertas por estratos de arenito fino com *ripples* (Anexo 2D). Esses estratos usualmente são pouco bioturbados, com a presença da Icnofácies *Skolithos* apenas nos primeiros centímetros do topo dessas sequências, configurando pequenas janelas de colonização associadas às altas taxas de sedimentação. Na porção inferior da unidade ocorrem estratos relativamente espessos de sedimentos finos, com abundantes traços de raízes dos tipos 5 e 9, com poucas ocorrências de traços da Icnofácies *Scoyenia*. Tais características indicam

baixo potencial de dessecação dos depósitos. Em direção ao topo, a unidade apresenta maior autofagia do sistema, com a incorporação de grandes intraclastos de argilitos e arenitos nos estratos conglomeráticos; e o desaparecimento da Icnofácies *Scoyenia*, bem como de traços de raízes carbonosas. Localmente, no topo da sequência, a Icnofácies *Scoyenia* reaparece, caracterizada pelas típicas suítes pré-dessecação (*Taenidium* e *Palaeophycus*) e pós-dessecação (*Scoyenia* e *Camborygma*). Todas essas características indicam um ambiente deposicional fluvial entrelaçado cascalhoso, com alta taxa de sedimentação, alta capacidade de transportar sedimentos grossos, com erosão das planícies de inundação, e aparentemente com maior amalgamamento no topo da sequência. Essa conclusão destoa do sistema fluvial meandrante proposto por Barcelos e Suguio (1987), e soma-se a interpretação de canais entrelaçados apresentada por Fernandes e Coimbra (2000).

A Formação Adamantina apresenta associações de fácies e icnofácies semelhantes as observadas na porção superior da Formação Pirapozinho (Anexos 2A, C e D). Apresenta estratos de arenito com estratificação cruzada planar ou acanalada, eventualmente com intraclastos na base dos estratos ou arrançados segundo a estrutura, gradando para sedimentos mais finos com *ripples* para o topo. Os estratos de arenitos são frequentemente bioturbados, usualmente apresentando *Taenidium* e elementos da Icnofácies *Skolithos*, que não se limitam ao topo dos estratos, atingindo consideráveis profundidades e, portanto, indicam grandes janelas de colonização devido a pausas na sedimentação. Esses estratos de arenito usualmente estão isolados por estratos lamosos, relativamente espessos, intercalados com finos estratos de arenito fino estratificados ou com *ripples*, ambos intensamente bioturbados, com traços fósseis que indicam dessecação do substrato (v.g. *Scoyenia* e *Spongeliomorpha*), e traços fósseis relacionados a depósitos pedogeneizados (v.g. *Edaphichnium* e *Taenidium bowni*).

De modo geral, a associação de fácies da Formação Araçatuba indica ambiente paleodeposicional fluvial meandrante, em condições de alta acomodação, resultando na preservação de abundantes depósitos de planícies de inundação pedogeneizadas úmidas. Essa interpretação harmoniza com as propostas apresentadas, por exemplo, por Soares et al. (1980) e Paula e Silva et al. (2005, 2009). Todavia, não foram encontradas evidências de sedimentação eólica na Formação Adamantina, como admitido por Fernandes e Coimbra (2000), Fernandes e Basilici (2009) e Fernandes e Ribeiro (2014).

Por fim, a Formação Marília, observada apenas no poço Quintana (Anexo 2F) é caracterizada pelo empilhamento de camadas de conglomerados com clastos extrabaciais, arenitos com estratificações cruzadas, e menos frequentes estratos de arenito com estratificação plano-paralela. Existem intervalos apresentando alternância de arenito com *ripples* e estratos

de argilitos, nos quais estão concentrados os poucos traços fósseis de invertebrados presentes na unidade. Também ocorrem estratos conglomeráticos, com gradação inversa. Tais características indicam deposição por leques aluviais, como previamente proposto por Soares et al. (1980), Barcelos e Suguio (1987), Fernandes e Coimbra (2000) e Paula e Silva et al. (2009). Na seção analisada, não foram encontradas evidências de transporte eólico, como arguido por Basilici et al. (2009). Similarmente, as fácies observadas não se coadunam com a interpretação de ambiente fluvial entrelaçado arenoso, com fluxo permanente, como admitido por Andreis et al. (1999). Adicionalmente, a abundância e os tipos de traços de raízes encontrados suportam prévias interpretações da origem pedogenética para os calcretes da Formação Marília, formados na zona vadoza.

9 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

9.1 CONCLUSÕES

1. A sedimentação dos depósitos da Bacia Bauru ocorreu do Cenomaniano ao início do Paleoceno, na província *back-bulge* de um sistema retroarco de antepaís, que se desenvolveu em resposta a eventos orogênicos andinos. As características da bacia demonstraram que a carga supracrustal foi o principal processo atuante em seu desenvolvimento, entretanto, outros mecanismos de subsidência podem ter se sobreposto, sendo responsáveis pela espessura total preservada dos depósitos.

2. O reconhecimento desses depósitos neocretáceos compondo um sistema retroarco de antepaís na América do Sul fornece evidências adicionais de que a orogenia andina começou no início do Neocretáceo. Além disso, a concomitante migração das bacias andinas e a Bacia Bauru pode ser vista como um indicador de pulsos de atividade orogênica.

3. Adicionalmente, este estudo de caso mostra que o progressivo aumento da taxa de *dynamic loading* pode ser associado ao decréscimo do ângulo da subducção na margem andina, e a interação entre a carga supracrustal e a subsidência dinâmica resultou no rebaixamento do *forebulge* abaixo do nível de base, gerando acomodação em escalas continentais.

4. O desenvolvimento desse sistema retroarco de antepaís provavelmente influenciou a evolução e a distribuição paleogeográfica da biota coeva. São notáveis as semelhanças entre as paleobiotas das bacias Bauru, Parecis e Potosí. Assim, os eventos geodinâmicos discutidos nesta pesquisa poderão ser aplicados em futuros estudos paleobiogeográficos envolvendo ciclos de vicariância e geodispersão.

5. Os traços fósseis descritos nesta pesquisa são uma importante adição ao registro icnofossilífero da Bacia Bauru. Pela primeira vez são aqui descritos traços fósseis para as formações Pirapozinho (onze táxons e três tipos de traços de raízes), Santo Anastácio (seis táxons e seis tipos de traços de raízes), Araçatuba (nove tipos de traços fósseis de invertebrados e cinco tipos de traços de raízes), Birigui (quatro táxons e dois tipos de traços de raízes) e São José do Rio Preto (nove tipos de traços fósseis de invertebrados e cinco tipos de traços de raízes). Adicionalmente, para a Formação Caiuá, cujo registro icnofossilífero era composto apenas por pegadas de dinossauros e *Taenidium* isp., são aqui registrados sete táxons e dois tipos de traços de raízes; para a Formação Adamantina são discutidos quatorze táxons e três tipos de traços de raízes, aumentando significativamente o registro, que previamente era composto de cinco

táxons; e para a Formação Marília, cujo registro era composto apenas por *Macanopsis* isp. e coprólitos, são aqui registrados doze táxons e cinco tipos de traços de raízes.

6. Essa análise demonstra a importância dos traços fósseis na caracterização de ambientes paleodeposicionais, permitindo interpretações acerca da posição do lençol freático, do grau de umidade do substrato, e traz informações sobre a taxa de sedimentação. A análise icnológica se mostrou particularmente útil para:

- A. O reconhecimento de depósitos de margens de lagos, com o registro da Icnofácies *Scoyenia* caracterizando a dessecação dos substratos;
- B. O reconhecimento de paleossolos;
- C. A estimativa do grau de saturação de paleossolos e do nível do lençol freático, por meio da análise dos diferentes tipos de traços de raízes encontrados;
- D. O reconhecimento do topo de barras fluviais com exposição subaérea ou natureza subaquosa;
- E. A caracterização de depósitos de planícies de inundação pedogeneizadas, suas relações com o potencial de preservação e as condições energéticas dos sistemas fluviais;
- F. A estimativa do intervalo de tempo entre os eventos de deposição, ou seja, a janela de colonização (profundidade das bioturbações nos estratos), e sua relação com possíveis variações na descarga fluvial.

7. Os ambientes paleodeposicionais das unidades analisadas foram reavaliados por meio da integração da análise de fácies dos testemunhos de sondagens e afloramentos e a análise icnológica, além da utilização de dados paleontológicos e perfis geofísicos. Conclui-se que:

- A. A Formação Caiuá resulta de um sistema fluvial entrelaçado cascalhoso, com alto suplemento sedimentar, com variabilidade das descargas dos fluxos e com capacidade de transportar sedimentos grossos, erodindo suas planícies de inundação. Também estão presentes fácies eólicas, com icnofósseis nas fácies interdunas.
- B. A Formação Pirapozinho é composta por depósitos lacustres na base e depósitos de um sistema fluvial meandrante no topo. Trata-se de um sistema lacustre hidrologicamente aberto, caracterizado pela abundância de traços fósseis e a íntima relação com depósitos fluviais, que é evidenciada pela progradação da linha de costa (ciclo de granodecrescência ascendente no topo). São comuns depósitos pedogeneizados de planícies de inundação, caracterizados por típicos traços de invertebrados e raízes.

- C. A Formação Santo Anastácio é resultante de um sistema fluvial entrelaçado arenoso, cuja típica variabilidade da descarga do fluxo pode ter proporcionado condições para a frequente colonização e pedogeneização dos depósitos. A unidade apresenta intervalos de paleossolos mais desenvolvidos na porção superior, o que pode indicar uma diminuição do aporte sedimentar para o topo.
- D. A Formação Araçatuba procede de um sistema deposicional lacustre hidrologicamente aberto, cuja densidade e diversidade de traços fósseis indicam condições ambientais não estressantes. Observa-se que a presença de anidrita nessa unidade é restrita e não tem significado paleoambiental.
- E. A Formação Birigui resulta de um sistema fluvial entrelaçado, com frequentes depósitos desprovidos de bioturbação que podem indicar alta taxa de sedimentação.
- F. A Formação São José do Rio Preto corresponde à depósitos de um sistema fluvial entrelaçado arenoso, com alta capacidade de transportar sedimentos grossos, com característica autofagia do sistema erodindo as planícies de inundação. Os depósitos são mais amalgamados na porção superior da unidade.
- G. A Formação Adamantina resulta de um sistema fluvial meandrante, em condições de alta acomodação caracterizadas pela preservação de abundantes depósitos de planície de inundação. São abundantes os traços fósseis de planícies de inundação pedogeneizadas e traços de raízes característicos de condições pobremente drenadas com nível freático alto. Não foram observadas fácies eólicas nessa unidade.
- H. A Formação Marília é caracterizada por depósitos de leques aluviais. A abundância e os tipos de traços de raízes indicam origem pedogenética para os calcretes desta unidade, e as variações dos tipos de traços de raízes ao longo da seção analisada podem indicar variações climáticas, com momentos de maior aridez associados a paleossolos bem drenados. Não foram observadas fácies eólicas nessa unidade.

9.2 RESUMO DAS CONTRIBUIÇÕES

1. É proposto um novo modelo para a formação e a evolução da Bacia Bauru, bem como para o Cretáceo das bacias Parecis e Solimões;

2. São apresentadas novas propostas de idades relativas para as unidades da Bacia Bauru, com a revisão da amplitude temporal dos táxons fósseis previamente registrados e comparações com paleobiotas de outras bacias;

3. Apresenta-se a caracterização icnológica sistemática das unidades amostradas, de caráter inédito para a Bacia Bauru;

4. São apresentadas novas informações acerca dos ambientes paleodeposicionais, com a descrição de testemunhos de sondagens e icnofósseis;

5. São retomadas as discussões sobre a litoestratigrafia da bacia, adotando-se propostas anteriores, principalmente com relação as formações Caiuá, Adamantina, São José do Rio Preto e Itaqueri.

9.3 TRABALHOS FUTUROS

1. Existem vários problemas a serem resolvidos com relação a bioestratigrafia da Bacia Bauru. Por exemplo:

- A. Não há registro fóssil para as formações Pirapozinho, Birigui e Itaqueri;
- B. O posicionamento estratigráfico dos fósseis dentro de cada unidade é desconhecido;
- C. Apesar de usualmente ser reconhecida uma discordância subaérea entre as formações Adamantina e Marília, não se sabe a dimensão do hiato entre elas;
- D. Similarmente, o hiato entre as formações Pirapozinho e Santo Anastácio é desconhecido;
- E. A idade proposta para a Formação Santo Anastácio é pouco acurada, devido ao seu pouco registro fossilífero;
- F. Devido a imprecisão bioestratigráfica, não se sabe se o contato entre as formações Santo Anastácio e Araçatuba corresponde a uma discordância erosiva (hiato) ou uma superfície de inundação (mudança abrupta de fácies).

2. A litoestratigrafia da Bacia Bauru permanece complexa. Existe a necessidade de maiores simplificações, por exemplo, analisando-se a possibilidade de tratar as unidades Uberaba, São José do Rio Preto e Birigui como uma única formação, dadas as similaridades de suas fácies e a distribuição espacial dessas unidades.

3. Novos mapeamentos geológicos se fazem necessários, uma vez que o mapeamento da unidade geológicas da Bacia Bauru no Estado do Mato Grosso do Sul é pouco acurado, as

informações sobre a ocorrência de depósitos equivalentes à Formação Caiuá em território paraguaio são ainda pouco explicitadas, e não se sabe se as unidades definidas em subsuperfície no Estado de São Paulo são também aflorantes.

4. Quanto ao modelo de sistema retroarco de antepaís proposto para a formação e desenvolvimento da Bacia Bauru, alguns pontos necessitam de maiores investigações. São eles:

- A. Possível mudança do depocentro da Bacia Bauru após o evento orogênico andino do neocampaniano;
- B. Possíveis mudanças do depocentro da Bacia do Parecis, concomitantes com as mudanças observadas nas demais bacias do sistema;
- C. Delimitação da província *back-bulge* na Bacia do Solimões, bem como a necessidade de maior resolução bioestratigrafia para o Cretáceo, a análise do seu preenchimento e a elaboração de mapas de isópocas que possam demonstrar mudanças do depocentro;
- D. Verificação de evidências nas bacias *foredeep* e *back-bulge* de eventos que reflitam um possível pulso orogênico menor da Fase Peruana no eosantoniano;
- E. Considerando-se as hipóteses apresentadas nesta pesquisa, maiores investigações poderão ser desenvolvidas acerca dos mecanismos de subsidência que se sobrepuseram durante o desenvolvimento da Bacia Bauru.

5. A aplicação da metodologia da Estratigrafia de Sequências, com sua intrínseca interdisciplinaridade, será de fundamental importância para o entendimento do preenchimento da Bacia Bauru.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUILERA, E.; SOLAS, H.; PEÑA S., E. La Formación Cajones: Cretácico terminal del Subandino Central de Bolivia. **Revista Técnica de YPFB**, v. 10, n. 3-4, p. 131-148, 1989.

AL AUG, A. S.; BATTEN, D. J.; AHMED, A. F. Organic geochemistry, palynofacies and petroleum potential of the Mukalla Formation (late Cretaceous), Block 16, eastern Yemen. **Marine and Petroleum Geology**, v. 46, p. 67-91, 2013.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. A. **Basin analysis: principles and applications**. 2nd. Blackwell Publishing Ltd, 2005. 549.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis : principles and application to petroleum play assessment**. Third edition. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell, 2013. 619 p.

ALLEN, P. A. et al. Classification of basins, with special reference to Proterozoic examples. In: MAZUMDER, R. e ERIKSSON, P. G. (Ed.). **Precambrian Basins of India: Stratigraphic and Tectonic Context**. 23. London: Geological Society, 2015. cap. 2, p.5-28. (Memoirs).

ALMEIDA, E. B.; AVILLA, L. S.; CANDEIRO, C. R. A. Restos caudais de Titanosauridae da Formação Adamantina (Turoniano-Santoniano), sítio do Prata, Estado de Minas Gerais, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 7, n. 2, p. 239-244, 2004.

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.

ALMEIDA F. F. M.; CARNEIRO C. D. R.; CREMONINI O. A. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. Consórcio CESP / IPT - Paulipetro, Relatório N° 14.091, São Paulo, 187 p., 1980

ALMEIDA, F. F. M.; BARBOSA, O. 1953. Geologia das Quadrículas de Piracicaba e Rio Claro, Estado de São Paulo. **DNPM, DGM Boletim**, 143 p.

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

ALTINSAÇLI, S.; ALTINSAÇLI, S.; TOMBULOĞLU, Ş. The freshwater Ostracod *Metacypris cordata* Brady & Robertson, 1870, new for Turkey. **Zoology in the Middle East**, v. 32, n. 1, p. 118-120, 2004

ALVARENGA, H.; NAVA, W. R. **Aves Enantiornithes do Cretáceo Superior da Formação Adamantina do Estado de São Paulo, Brasil**. II Congresso Latinoamericano de

Paleontologia de Vertebrados. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Paleontologia: 20 p. 2005.

ALVES, J. A. P.; RIBEIRO, D. T. P. **Evolução diagenética das rochas da Formação Marília - Minas Gerais, Brasil**. 5o. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro - SP: UNESP: 327-332 p. 1999.

ALVES, Y. M. et al. Redescription of two lungfish (Sarcopterygii: Dipnoi) tooth plates from the Late Cretaceous Bauru Group, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 40, p. 243-250, 2013.

AN, M.; ASSUMPÇÃO, M. Crustal and upper mantle structure in the intracratonic Paraná Basin, SE Brazil, from surface wave dispersion using genetic algorithms. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, n. 3, p. 173-184, 2006.

ANDRADE, M. B.; BERTINI, R. J. A new Sphagesaurus (Mesoeucrocodylia: Notosuchia) from the Upper Cretaceous of Monte Alto City (Bauru Group, Brazil), and a revision of the Sphagesauridae. **Historical Biology**, v. 20, n. 2, p. 101-136, 2008.

ANDREIS, R. R.; CAPILLA, R.; REIS, C. C. **Considerações estratigráficas e composição dos arenitos da Formação Marília (Cretáceo Superior) na região de Uberaba (MG)**. 5o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro - SP: UNESP: 449-455 p. 1999.

ANJOS, A. D. **Eu e outras poesias**. Imprensa Oficial do Estado da Paraíba. 1920.

ARAÚJO JÚNIOR, H. I.; MARINHO, T. D. Taphonomy of a *Baurusuchus* (Crocodyliformes, Baurusuchidae) from the Adamantina Formation (Upper Cretaceous, Bauru Basin), Brazil: Implications for preservational modes, time resolution and paleoecology. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 47, p. 90-99, 2013.

ARCHANGELSKY, S. Comparative ultrastructure of three Early Cretaceous gymnosperm pollen grains: *Araucariacites*, *Balmeiopsis* and *Callialasporites* **Review of Palaeobotany and Palynology**, v. 83, p. 185-198, 1994.

ARID, F. M.; BARCHA, S. F.; MEZZALIRA, S. Contribuição ao estudo da Formação Caiuá. **Revista do Instituto Geológico**, v. 2, n. 1, p. 5-20, 1981.

ARID, F. M., VIZOTTO, L. D. 1966. Um quelônio fóssil de São José do Rio Preto. **Ciência e Cultura**, v. 18, n. 4, p. 422-428.

ARRATIA, G. et al. Late Cretaceous-Paleocene percomorphs (Teleostei) from India – Early radiation of Perciformes In: ARRATIA, G.; WILSON, M. V. H., et al (Ed.). **Recent Advances in the Origin and Early Radiation of Vertebrates**. München, Germany: Verlag Dr. Friedrich Pfeil, 2004. p.635-663.

ASSINE, M. L. A bacia sedimentar do Pantanal mato-grossense. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A., *et al* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2003. cap. IV, p.61-74.

ASSINE, M. L.; PIRANHA, J. M.; CARNEIRO, C. D. R. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A., *et al* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Becca, 2003. p.76-92.

ASSINE, M. L.; SOARES, P. C. Quaternary of the Pantanal, west-central Brazil. **Quaternary International**, v. 114, n. 1, p. 23-34, 2004.

ASSUMPCÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 97, n. B8, p. 11889-11903, 1992.

ASSUMPCÃO, M. et al. Models of crustal thickness for South America from seismic refraction, receiver functions and surface wave tomography. **Tectonophysics**, v. 609, p. 82-96, 2013.

AZEVEDO, R. P. et al. Restos microscópicos de vertebrados fósseis do Grupo Bauru (Neocretáceo), no oeste do Estado de São Paulo, Brasil. In: CARVALHO, I. S.; CASSAB, R. C., *et al* (Ed.). **Paleontologia: Cenários da Vida**. Rio de Janeiro: Interciências, v.2, 2007. p.541-549.

AZEVEDO, R. P. F. et al. First Brazilian carcharodontosaurid and other new theropod dinosaur fossils from the Campanian-Maastrichtian Presidente Prudente Formation, Sao Paulo State, southeastern Brazil. **Cretaceous Research**, v. 40, p. 131-142, 2013.

BACHMANN, A.O., MAZZUCCONI, S.A. Insecta Heteroptera (=Hemiptera s. str.). In: LOPRETTO, E.C., TELL, G. (Eds.), **Ecosistemas de aguas continentales**. Ediciones Sur, La Plata, pp. 1291-1325. 1995.

BÁEZ, A. M. et al. The diverse Cretaceous neobatrachian fauna of South America: *Uberabatrachus carvalhoi*, a new frog from the Maastrichtian Marília Formation, Minas Gerais, Brazil. **Gondwana Research**, v. 22, n. 3-4, p. 1141-1150, 2012.

BÁEZ, A. M.; PETRI, S. *Baurubatrachus pricei*, nov. gen. et sp., un Anuro del Cretácico Superior de Minas Gerais, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 61, p. 447-458, 1989.

BAHIA, R. B. C. et al. Revisão estratigráfica da Bacia dos Parecis - Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 36, n. 4, p. 692-703, 2006.

BARBOSA, O.; BRAUN, O. P. G.; DYER, R. C.; CUNHA, C. A. R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. **DNPM - DFPM, Boletim 136**, 140 p.

BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. 1984. 190 p. Tese de Livre - Docência, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

BARCELOS, J. H. et al. **A Formação Itaqueri: um exemplo de tectonofácies**. 4 Simpósio Regional de Geologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 245-252 p. 1983.

BARCELOS, J. H.; SUGUIO, K. A. 1987. **Correlação e extensão das unidades litoestratigráficas do Grupo Bauru, definidas em território paulista, nos estados de Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná**. In: Simpósio Regional de Geologia, 6, Rio Claro. Atas..., Rio Claro, SBG-SP, p. 313-321.

BASILICI, G.; BO, P. Anatomy and controlling factors of a Late Cretaceous Aeolian sand sheet: The Marília and the Adamantina formations, NW Bauru Basin, Brazil. **Sedimentary Geology**, v. 226, n. 1-4, p. 71-93, 2010.

BASILICI, G.; DAL BO, P.; LADEIRA, F. Climate-induced sediment-palaeosol cycles in a Late Cretaceous dry aeolian sand sheet: Marília Formation (North-West Bauru Basin, Brazil). **Sedimentology**, v. 56, n. 6, p. 1876-1904, 2009.

BATEZELLI, A. 1998. **Redefinição litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru no Estado de São Paulo**. 110 p. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

_____. 2003. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. 183 f. Tese (Doutoramento em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro.

_____. Arcabouço tectono-estratigráfico e evolução das Bacias Caiuá e Bauru no Sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 2, p. 265-285, 2010.

BATEZELLI, A.; GOMES, N. S.; PERINOTTO, J. A. J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da Porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, p. 311-322, 2005.

BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 65, p. 1-24, 2016.

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

BATEZELLI, A.; SAAD, A. R.; BASILICI, G. Arquitetura deposicional e evolução da sequência aluvial neocretácea da porção setentrional da Bacia Bauru, no sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 37, n. 1, p. 163-181, 2007.

BATEZELLI, A. et al. Análise estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru - Ks) no Centro-Oeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 22, p. 5-19, 2003.

BATEZELLI, A. et al. **Redefinição litoestratigráfica da unidade Araçatuba e sua extensão regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil**. 5o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro: UNESP: 195-200. 1999.

BEAUMONT, C. Foreland basins. **Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society**, v. 65, n. 2, p. 291--329, 1981.

BEAUMONT, C.; QUINLAN, G.; HAMILTON, J. Orogeny and stratigraphy: Numerical models of the Paleozoic in the eastern interior of North America. **Tectonics**, v. 7, n. 3, p. 389-416, 1988.

BECKER, T. P. et al. Temporal growth of the Puna Plateau and its bearing on the post-Salta Rift system subsidence of the Andean foreland basin at 25°30'S In: DECELLES, P. G.; DUCEA, M. N., *et al* (Ed.). **Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile** Bolder: Geological Society of America, 2015. p.407-433. (Memoir 212).

BENSON, R. B. J.; CARRANO, M. T.; BRUSATTE, S. L. A new clade of archaic large bodied predatory dinosaurs (Theropoda: Allosauroidea) that survived to the Latest Mesozoic. **Naturwissenschaften** v. 97, n. 71-78, 2010.

BERTELS, A. Ostrácodos de agua dulce del miembro inferior de la Formación Huantrai-Co (Maastrichtiano inferior), provincia del Neuquén, República Argentina. **Ameghiniana**, v. 9, p. 173-182, 1972.

BERTINI, R. J. **Evidências de Abelisauridae (Carnosauria: Saurischia) do Neocretáceo da Bacia do Paraná**. Águas de São Pedro: 267-271 p. 1996.

BERTINI, R. J.; FRANCO-ROSAS, A. C. Scanning electronic microscopic analysis on Maniraptoriformes teeth from the Upper Cretaceous of Southeastern Brazil. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 21, n. Supplement to number 3: Abstracts of Papers Sixty-First Annual Meeting Society of Vertebrate Paleontology, Museum of the Rockies, Montana State, University Bozeman, Montana, p. 33A, 2001.

BERTINI, R. J. et al. Vertebrate faunas from the Adamantina and Marília formations (Upper Baurú Group, late Cretaceous, Brazil) in their stratigraphic and paleobiogeographic context. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, v. 188, n. 1, p. 71-101, 1993.

BERTINI, R. J.; SANTUCCI, R. M.; ARRUDA-CAMPOS, A. C. **First occurrence of *Aeolosaurus* (Sauropoda, Titanosauridae) in Bauru Group of the Paraná Basin, Brazil.** 16 Congresso Brasileiro de Paleontologia. Crato: Sociedade Brasileira de Paleontologia: 27-28 p. 1999.

BEU, A. G.; MARSHALL, B. A.; REAY, M. B. Mid-Cretaceous (Albian–Cenomanian) freshwater Mollusca from the Clarence Valley, Marlborough, New Zealand, and their biogeographical significance. **Cretaceous Research**, v. 49, p. 134-151, 2014.

BILLINGS, E. New species of fossils from different parts of the Lower, Middle, and Upper Silurian rocks of Canada. **Paleozoic Fossils**, Volume 1, Canadian Geological Survey, pp. 96–168. 1862.

BITTENCOURT, J. S.; LANGER, M. C. Mesozoic dinosaurs from Brazil and their biogeographic implications. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 1, p. 23-60, 2011.

BIZZI, L. A.; VIDOTTI, R. M. Condicionamento do Magmatismo pós-Gondwana. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C., *et al* (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2003. cap. VI, p.335-361.

BOCKELIE, J.F. Plant roots in core. In: Donovan, S.K. (Ed.), **The Palaeobiology of Trace Fossils**. Wiley, Chichester, p. 177–199, 1994.

BOEKHOUT, F. et al. Mesozoic arc magmatism along the southern Peruvian margin during Gondwana breakup and dispersal. **Lithos**, v. 146, p. 48-64, 2012.

BOHACS, K.M., et al. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character: an integrated sequence-stratigraphic–geochemical framework. In: Gierlowski-Kordesch, E.H., Kelts, K.R. (Eds.), **Lake Basins through Space and Time**. AAPG Studies in Geology, v. 46, p. 3–34, 2000.

BONAPARTE, J. F. New Late Cretaceous mammals from the Los Alamitos Formation, Northern Patagonia. **National Geographic Research**, v. 6, p. 63-93, 1990.

BORDY, E. M.; CATUNEANU, O. Sedimentology of the upper Karoo fluvial strata in the Tuli Basin, South Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 33, n. 3-4, p. 605-629, 2001.

BOWN, T. M.; KRAUS, M. J., 1983. Ichnofossils of the Alluvial Willwood Formation (Lower Eocene), Bighorn Basin, Northwest Wyoming, USA. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 43, p. 93-128.

BRANDT NETO M. **Estratigrafia da Formação Bauru na região do baixo Tietê. São Paulo**. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 74 p., 1977

BRANDT NETO, M. **O Grupo Bauru na região Cento Norte do Estado de São Paulo**. 2 v. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1984.

BRANDT NETO, M.; PETRI, S.; COIMBRA, A. M. 1978. **Considerações sobre a Estratigrafia e ambiente de sedimentação da Formação Bauru**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Recife. Anais... Recife: SBG, p.557-566, 1978.

BRADY, L. F.. Invertebrate tracks from the Coconino Sandstone of Northern Arizona. **Journal of Paleontology**, v. 21, p. 466-472, 1947.

BRADSHAW, M.A. Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (lower Beacon Supergroup), Antarctica, **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, 24:5-6, 615-652. 1981.

BROD, J. A. et al. The Late-Cretaceous Goiás Alkaline Province (GAP), Central Brazil. In: COMIN-CHIARAMONTI, C. e GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic Alkaline Magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: Edusp/Fapesp, 2005. p.261-316.

BROMLEY, R.G. **Trace Fossils. Biology and Taphonomy**. Unwin Hyman, London, 280 p. 1990.

BROMLEY, R.G., **Trace Fossils: Biology, Taphonomy and Applications**. Chapman & Hall, London, 361p. 1996.

BROMLEY, R.G., ASGAARD, U. Triassic freshwater ichnocoenoses from Carlsberg Fjord, East Greenland. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v. 28, p. 39–80. 1979.

BROMLEY, R.G., EKDALE, A.A. Composite ichnofabric and tiering of burrows. **Geological Magazine**, v. 123, p. 59–65. 1986.

BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G. The paleoenvironmental and paleoecological significance of the lacustrine Mermia Ichnofacies: an archetypical subaqueous nonmarine trace fossil assemblage. **Ichnos**, v. 4, p. 155–161, 1995.

_____. Trace fossil analysis of lacustrine facies and basins. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 183, p. 71–86, 1998.

_____. Animal-substrate interactions in freshwater environments: applications of ichnology in facies and sequence stratigraphic analysis of fluvio-lacustrine successions. In: MCILROY, D. (Ed.), **The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis**. Geol. Soc. London, Spec. Publ., vol. 228, pp. 311–333. 2004.

_____. **Ichnology: organism-substrate interactions in space and time**. Cambridge; New York: Cambridge University Press, 2011. 358 p.

_____. Chapter 17 - Invertebrate Ichnology of Continental Freshwater Environments. In: MILLER, W. (Ed.). **Trace Fossils**. Amsterdam: Elsevier, 2007. p.285-323.

_____. Applications of ichnology in lacustrine sequence stratigraphy: Potential and limitations. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 272, n. 3–4, p. 127-142, 2009.

BUCKLAND, W. Additional remarks on coprolites and fossil sepia. *Proceedings of the Geological Society of London* 11: 142-143. 1829.

BURGESS, P. M.; GURNIS, M.; MORESI, L. Formation of sequences in the cratonic interior of North America by interaction between mantle, eustatic, and stratigraphic processes. **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, n. 12, p. 1515-1535, 1997.

CALVO, J. O. et al. Phylogenetic status of *Megaraptor namunhuaiquii* Novas based on a new specimen from Neuquén, Patagonia, Argentina **Ameghiniana**, v. 41, p. 565–575, 2004.

CAMOIN, G. et al. Environmental controls on perennial and ephemeral carbonate lakes: the central palaeo-Andean Basin of Bolivia during late Cretaceous to early Tertiary times. **Sedimentary Geology**, v. 113, n. 1-2, p. 1-26, 1997.

CAMPOS, D. A. et al. On a titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) vertebral column from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 63, p. 565-593, 2005.

_____. On a new peirosaurid crocodyliform from the Upper Cretaceous, Bauru Group, southeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 1, p. 317-327, 2011.

_____. Short note on a new Baurusuchidae (Crocodyliformes, Metasuchia) from the Upper Cretaceous of Brazil. **Boletim do Museu Nacional**, v. 57, p. 1-7, 2001.

CANDEIRO, C. R. A. et al. Dinosaurs remains from western Sao Paulo state, Brazil (Bauru

Basin, Adamantina Formation, Upper Cretaceous). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 18, n. 1, p. 1-10, 2004..

_____. First bird remains from the Upper Cretaceous of the Peiropolis site, Minas Gerais state, Brazil. **Geodiversitas**, v. 34, n. 3, p. 617-624, 2012.

_____. First evidence of an unenlagiid (Dinosauria, Theropoda, Maniraptora) from the Bauru Group, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 37, p. 223-226, 2012.

_____. New lizard record (Diapsida, Lepidosauria) from the Upper Cretaceous Adamantina Formation, Brazil. **Bulletin of Geosciences**, v. 84, n. 3, p. 573-576, 2009.

CAPUTO, M. V. Solimões megashear: Intraplate tectonics in northwestern Brazil. **Geology**, v. 19, p. 246-249, 1991.

CARBONARO, F. A.; ROHN, R.; GHILARDI, R. P. Conchostráceos *Palaeolimnadiopsis* (Spinicaudata, Crustacea) do Grupo Bauru (Cretáceo Superior, Bacia Bauru): Taxonomia, Paleoecologia e Paleobiogeografia. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 16, n. 2, p. 283-296, 2013.

CARIGNANO, A. P.; VARELA, J. A. Ostrácodos (Crustacea) de la Formación Allen (Cretácico Tardío), Cuenca Neuquina, Argentina. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 14, n. 2, p. 169-178, 2011.

CARVALHO, I. D.; RIBEIRO, L. C. B.; AVILLA, L. D. *Uberabasuchus terrificus* sp nov., a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Upper Cretaceous), Brazil. **Gondwana Research**, v. 7, n. 4, p. 975-1002, 2004.

CARVALHO, I. D.; VASCONCELLOS, F. M.; TAVARES, S. A. S. *Montealtosuchus arrudacamposi*, a new peirosaurid crocodile (Mesoeucrocodylia) from the Late Cretaceous Adamantina Formation of Brazil. **Zootaxa**, n. 1607, p. 35-46, 2007.

CARVALHO, I. S.; BERTINI, R. J. *Mariliasuchus*: um novo Crocodylornorpha (Notosuchia) do Cretaceo da Bacia Bauru, Brasil **Geologia Colombiana**, v. 24, p. 83-105, 1999.

_____. Contexto geológico dos notossuquíos (Crocodylomorpha) cretácicos do Brasil. **Geología Colombiana**, v. 25, p. 163-184, 2000.

CARVALHO, I. S.; CAMPOS, A. C. A.; NOBRE, P. H. *Baurusuchus salgadoensis*, a new crocodylomorpha from the Bauru Basin (Cretaceous), Brazil. **Gondwana Research**, v. 8, n. 1, p. 11-30, 2005.

CARVALHO, I. S. et al. *Campinasuchus dinizi* gen. et sp nov., a new Late Cretaceous baurusuchid (Crocodyliformes) from the Bauru Basin, Brazil. **Zootaxa**, n. 2871, p. 19-42,

2011.

CASTRO, J. C. et al. **Formação São Carlos: uma nova unidade para o Grupo Bauru (Cretáceo continental do Brasil)**. 6 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista: 351-357 p. 2002.

CATUNEANU, O. Retroarc foreland systems - evolution through time. **Journal of African Earth Sciences**, v. 38, n. 3, p. 225-242, 2004.

CATUNEANU, O.; BEAUMONT, C.; WASCHBUSCH, P. Interplay of static loads and subduction dynamics in foreland basins: Reciprocal stratigraphies and the "missing" peripheral bulge. **Geology**, v. 25, n. 12, p. 1087-1090, 1997.

CATUNEANU, O. et al. Foredeep submarine fans and forebulge deltas: orogenic off-loading in the underfilled Karoo Basin. **Journal of African Earth Sciences**, v. 35, n. 4, p. 489-502, 2002.

CATUNEANU, O.; HANCOX, P. J.; RUBIDGE, B. S. Reciprocal flexural behaviour and contrasting stratigraphies: a new basin development model for the Karoo retroarc foreland system, South Africa. **Basin Research**, v. 10, n. 4, p. 417-439, 1998.

CATUNEANU, O.; SWEET, A. R.; MIALL, A. D. Reciprocal architecture of Bearpaw T-R sequences, uppermost Cretaceous, Western Canada Sedimentary Basin. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology**, v. 45, n. 1, p. 75-94, 1997.

CATUNEANU, O. et al. The Karoo basins of south-central Africa. **Journal of African Earth Sciences**, v. 43, n. 1-3, p. 211-253, 2005.

CATUNEANU, O. **Principles of sequence stratigraphy**: Elsevier, Amsterdam, 375p. 2006.

CHANG, H. K. et al. Origem e evolução termomecânica de bacias sedimentares. In: RAJA GABAGLIA, G. P. e MILANI, E. J. (Ed.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1990. p. 49-71.

CHANG, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, n. 1-2, p. 97-138, 1992.

CHANG, H. K.; KOWSMANN, R. O. **The role of intraplate stress in the formation of Cretaceous interior basins of Brazil**. 30th International Geological Congress. Beijing, China. 1: 328 p. 1996.

CIONE, A. L.; PRASAD, G. V. R. The Oldest Known Catfish (Teleostei: Siluriformes) from Asia (India, Late Cretaceous). **Journal of Paleontology**, v. 76, n. 1, p. 190-193, 2002.

CLOETINGH, S. Intraplate stress and sedimentary basin evolution. In: BROWN, G. C.; HAWKESWORTH, C. J., *et al* (Ed.). **Understanding the Earth**: Cambridge University Press, 1992. p.415-434.

CLOETINGH, S.; MCQUEEN, H.; LAMBECK, K. On a tectonic mechanism for regional sea level variations. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 75, p. 157-166, 1985.

COHEN, A. *et al*. Lake formation, characteristics, and evolution in retroarc deposystems: A synthesis of the modern Andean orogen and its associated basins. In: DECELLES, P. G.; DUCEA, M. N., *et al* (Ed.). **Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile**. Boulder: Geological Society of America, 2015. p.309–335 (Memoir 212).

COHEN, A.S. Paleoenvironments of root casts from the Koobi Fora Formation, Kenya. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 52, p.401–414, 1982.

COHEN, K. M. *et al*. The ICS International Chronostratigraphic Chart. **Episodes** v. 36, p. 199-204, 2013; updated.

COIMBRA, A. M. **Arenitos da Formação Bauru: estudos de áreas fonte**. 2 v. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.

COIMBRA, A. M. *et al*. **Lavas fonolíticas associadas à Formação Bauru no Estado de São Paulo**. 3 Simpósio Regional de Geologia. Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia. 1: 324-328 p. 1981.

COLIN, J.-P. *et al*. *Sinuocythere* n. gen. (Ostracoda, Limnocytheridae, Timiriaseviinae); a new genus of limnic ostracode from southern Tethyan Middle and Upper Jurassic. **Micropaleontology**, v. 46, n. 2, p. 123-134, 2000.

COMIN-CHIARAMONTI, P. *et al*. Early Cretaceous-Tertiary magmatism in Eastern Paraguay (western Parana basin): geological, geophysical and geochemical relationships. **Journal of Geodynamics**, v. 28, n. 4-5, p. 375-391, 1999.

_____. Potassic and sodic igneous rocks from Eastern Paraguay: their origin from a lithospheric mantle and genetic relationships with the associated Paraná flood tholeiites. **Journal of Petrology**, v. 38, n. 4, p. 495-528, 1997.

_____. Carbonatites and primary carbonates in the Rio Apa and Amambay regions, NE Paraguay. **Lithos**, v. 188, p. 84-96, 2014.

COMÍNGUEZ, A. H.; RAMOS, V. A. Geometry and seismic expression of the Cretaceous Salta rift system, northwestern Argentina. In: TANKARD, R.; SUÁREZ SORUCO, *et al* (Ed.). **Petroleum basins of South America**: American Association of Petroleum Geologists,

1995. p.325-340. (Memoir 62).

CORDANI, U. G.; TEIXEIRA, W. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. In: HATCHER JR., R. D. C., M.P.MCBRIDE, J.H.MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (Ed.). **4-D Framework of Continental Crust**. Bolder: Geological Society of America 2007. p.297–320 (Memoir 200).

COUTINHO, J. M. V. et al. **Lavas alcalinas analcimíticas associadas ao Grupo Bauru (K-b) no Estado de São Paulo**. 5 Congreso Latinoamericano de Geología. Buenos Aires: LIBRART, Department of Argentine Scientific Publications. 2: 185-196 p. 1982.

CUNHA, P. R. C. Bacia do Acre. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 207-215, 2007.

CUNHA, P. R. C.; MELO, J. H. G.; SILVA, O. B. Bacia do Amazonas **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 227-251, 2007.

CURTO, J. B. et al. The tectonic evolution of the Transbrasiliano Lineament in northern Paraná Basin, Brazil, as inferred from aeromagnetic data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 119, n. 3, p. 1544-1562, 2014.

CÓNSOLE GONELLA, C. A.; CIONE, A. L.; ACEÑOLAZA, F. G. Registro del teleósteo *Gasteroclupea branisai* en la Formación Yacoraite (Maastrichtiano-Daniano) en el área de Tres Cruces, Jujuy, Argentina. Tafonomía y correlación estratigráfica **Serie Correlación Geológica**, v. 25, p. 129-138, 2009.

CRAMPTON, S. L.; ALLEN, P. A. Recognition of Forebulge Unconformities Associated with Early Stage Foreland Basin Development: Example from the North Alpine Foreland Basin. **AAPG Bulletin**, v. 79, n. 10, p. 1495–1514, 1995.

D'ALESSANDRO, A., EKDALE, A.A., PICARD, M.D., 1987. Trace fossils in fluvial deposits of the Duchesne River Formation (Eocene), Uinta Basin, Utah. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v. 61, p. 285–301.

DAEMON, R. F.; CONTREIRAS, C. J. A. **Zonamento palinológico da Bacia do Amazonas**. 25 Congresso Brasileiro de Geologia São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 79-88 p. 1971.

DAL' BO, P. et al. Paleoclimatic interpretations from pedogenic calcretes in a Maastrichtian semi-arid eolian sand-sheet palaeoenvironment: Marília Formation (Bauru Basin, southeastern Brazil). **Cretaceous Research**, v. 30, n. 3, p. 659-675, 2009.

DAL BO, P.; BASILICI, G.; ANGELICA, R. Factors of paleosol formation in a Late Cretaceous eolian sand sheet paleoenvironment, Marília Formation, Southeastern Brazil. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 292, n. 1-2, p. 349-365, 2010.

DAL'BÓ, P. F. F.; BASILICI, G. Interpretação paleoambiental da Formação Marília na porção noroeste da Bacia Bauru: relações entre sedimentação e paleopedogênese em um antigo lençol de areia eólica. **Geociências**, v. 30, n. 4, p. 509-528, 2011.

DE LA FUENTE, M. S. Two new pleurodiran turtle from the Portezuelo Formation (Upper Cretaceous) of the Northern Patagonia, Argentina. **Journal of Paleontology**, v. 77, n. 3, p. 559-575, 2003.

DE MIN, A. et al. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, Geochemistry, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Ages, Paleomagnetism and Geodynamic Implications. In: (Ed.). **The Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea**: American Geophysical Union, 2003. p.91-128.

DECELLES, P. G. et al. Cenozoic foreland basin system in the central Andes of northwestern Argentina: Implications for Andean geodynamics and modes of deformation. **Tectonics**, v. 30, 2011.

DECELLES, P. G.; CURRIE, B. S. Long-term sediment accumulation in the Middle Jurassic–early Eocene Cordilleran retroarc foreland-basin system. **Geology**, v. 24, n. 7, p. 591-594, 1996.

DECELLES, P. G.; GILES, K. A. Foreland basin systems. **Basin Research**, v. 8, n. 2, p. 105-123, 1996.

DECELLES, P. G.; HORTON, B. K. Early to middle Tertiary foreland basin development and the history of Andean crustal shortening in Bolivia. **Geological Society of America Bulletin**, v. 115, n. 1, p. 58-77, 2003.

DECONINCK, J. F. et al. Palaeoenvironmental and diagenetic control of the mineralogy of Upper Cretaceous–Lower Tertiary deposits of the Central Palaeo–Andean basin of Bolivia (Potosi area). **Sedimentary Geology**, v. 132, n. 3–4, p. 263-278, 2000.

DELCOURT, R.; GRILLO, O. N. On Maniraptoran Material (Dinosauria: Theropoda) from Vale do Rio do Peixe Formation, Bauru Group, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 17, n. 3, p. 307-316, 2014.

DIAS-BRITO, D. et al. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil - concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

DICKINSON, W. R. Plate tectonics and sedimentation. In: DICKINSON, W. R. (ed.) **Tectonics and Sedimentation**. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 22, 1–27. 1974.

DINO, R.; SILVA, O. B.; ABRAHÃO, D. **Caracterização palinológica e estratigráfica de estratos cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas**. 5 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil Rio Claro: Universidade Estadual Paulista: 557-565 p. 1999.

DINO, R. et al. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 34, p. 61-80, 2012.

EINSELE, G. **Sedimentary Basins: evolution, facies, and sediment budget**. Berlin: SpringerVerlag, 1992. 628.

_____. **Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget**. Second, completely rev. and enl. Berlin; New York: Springer, 2000. 792 p.

EINSTEIN, A.; INFELD, L. **The Evolution of Physics from Early Concepts to Relativity and Quanta**. New York: Simon & Schuster, 1966. 336 p.

EKDALE, A.A. Paleocology of the marine endobenthos. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 50, p.63–81, 1985.

EKDALE, A.A. Abyssal trace fossils in worldwide deep sea drilling project cores. In: CRIMES, T.P., HARPER, J.C. (Eds.), **Trace Fossils 2**. Geol. J., Spec. Iss. 9, pp. 163–182. 1977.

EKDALE, A.A.; PICARD, M.D. Trace fossils in a Jurassic eolianite, Entrada Sandstone, Utah, USA. In CURRAN, H.A., (ed.), **Biogenic Structures: Their Use in Interpreting Depositional Environments**: SEPM Special Publication, 35:3--12. 1985.

EKDALE, A. A.; BROMLEY, R. G. Chapter 14 - Eolian Environments. In: DIRK KNAUST AND RICHARD, G. B. (Ed.). **Developments in Sedimentology**: Elsevier, v. Volume 64, 2012. p.419-437.

EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G., LOOPE, D.B. Ichnofacies of an ancient erg: a climatically influenced trace fossil association in the Jurassic Navajo sandstone, southern Utah, USA. In: Miller III, W. (Ed.), **Trace Fossils**. Concepts, Problems, Prospects. Elsevier, Amsterdam, p. 562–574, 2007.

EKDALE, A.A., BROMLEY, R.G., PEMBERTON, S.G. **Ichnology—The use of Trace Fossils in Sedimentology and Stratigraphy**. SEPM Short Course 15, 317 p., 1984.

EL BEIALY, S. Y. et al. Palynological, palynofacies, paleoenvironmental and organic geochemical studies on the Upper Cretaceous succession of the GPTSW-7 well, North Western Desert, Egypt. **Marine and Petroleum Geology**, v. 27, n. 2, p. 370-385, 2010.

ENGELDER, T. M.; PELLETIER, J. D. Simulating foreland basin response to mountain belt kinematics and climate change in the Eastern Cordillera and Subandes: An analysis of the Chaco foreland basin in southern Bolivia. In: DECELLES, P. G.; DUCEA, M. N., *et al* (Ed.). **Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile** Boulder: Geological Society of America, 2015. p.337–357 (Memoir 212).

ERNESTO, M. Paleomagnetism of the post-paleozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform: Questioning the mantle plume model. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform**. São Paulo: Edusp, 2005. p.689-705.

ERNESTO, M. et al. Paraná Magmatic Province–Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v. 118, n. 1–2, p. 15-36, 2002.

ESTES, R.; PRICE, L. I. Iguanid Lizard from the Upper Cretaceous of Brazil. **Science**, v. 180, p. 748-751, 1973.

ETCHEBEHERE, M. L. C. et al. Moldes de cristais salinos no Grupo Bauru, Estado de São Paulo: implicações econômicas e paleoclimáticas. **Geociências**, n. 10, p. 101-117, 1991.

FALEIROS, F. M. et al. Zircon U–Pb ages of rocks from the Rio Apa Cratonic Terrane (Mato Grosso do Sul, Brazil): New insights for its connection with the Amazonian Craton in pre-Gondwana times. **Gondwana Research**, 2015.

FEIJÓ, F. J.; SOUZA, R. G. Bacia do Acre. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 9-16, 1994.

FENNELL, L. M. et al. Cretaceous deformation of the southern Central Andes: synorogenic growth strata in the Neuquén Group (35° 30'–37° S). **Basin Research**, p. 1365-2117. 2015.

FERNANDES, A. C. S. A paleoicnofauna brasileira de artrópodes: estado atual de seu conhecimento. **Acta Geologica Leopoldensia**, v. 24, n. 52/53, p. 359-372, 2001.

_____. **Guia dos icnofósseis de invertebrados do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2002. 260 p.

FERNANDES, A. C. S.; CARVALHO, I. S. Invertebrate ichnofossils from the Adamantina Formation (Bauru Basin, Late Cretaceous), Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 2, p. 211-220, 2006.

FERNANDES, L.A. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 129 p. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1992.

FERNANDES, L. A. Mapa litoestratigráfico da parte Oriental da Bacia Bauru (PR, SP, MG), escala 1:1.000.000. **Boletim Paranaense de Geociências**, v. 55, p. 53-66. 2004.

_____. **Estratigrafia e evolução geológica da parte Oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 216 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

FERNANDES, L. A.; BASILICI, G. Transition of ephemeral palustrine to aeolian deposits in a continental arid - semi-arid environment (Upper Cretaceous Bauru Basin, Brazil). **Cretaceous Research**, v. 30, n. 3, p. 605-614, 2009.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. **A cobertura cretácea suprabasáltica no Estado do Paraná e Pontal do Paranapanema (SP): os grupos Bauru e Caiuá**. 37 Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 2: 506-508 p. 1992.

FERNANDES, L. A., COIMBRA, A. M. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-176. 1994.

_____. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 68, n. 2, p. 195-205, 1996.

_____. Revisão estratigráfica da parte Oriental da Bacia Bauru (Neo-Cretáceo). **Revista Brasileira de Geociências** v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FERNANDES, L. A.; GIANNINI, P. C. F.; GÓES, A. M. Araçatuba Formation: palustrine deposits from the initial sedimentation phase of the Bauru Basin. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 75, n. 2, p. 173 – 187, 2003.

FERNANDES, L. A.; RIBEIRO, C. M. M. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 61, p. 71-90, 2015.

FERNANDES, L.A.; SEDOR, F.A.; SILVA, R.C.; SILVA, L.R.; AZEVEDO, A.A.; SIQUEIRA, A.G. Icnofósseis da Usina Porto Primavera, SP - Rastros de dinossauros e de mamíferos em rochas do deserto Neocretáceo Caiuá. In: WINGE, M. (Ed.) et al. 2009. **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Brasília: CPRM, 2009. v. 2. 515p. 2008.

FERNANDES, P. et al. Organic maturation of the Algarve Basin (southern Portugal) and its bearing on thermal history and hydrocarbon exploration. **Marine and Petroleum Geology**, v. 46, p. 210-233, 2013.

FILIPPI, L. S.; MARTINELLI, A. G.; GARRIDO, A. C. Registro de un dinosaurio

Aeolosaurini (Sauropoda, Titanosauria) en el Cretácico Superior (Formación Plottier) del norte de la Provincia de Neuquén, Argentina, y comentarios sobre los Aeolosaurini sudamericanos. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 16, n. 1, p. 147-156, 2013.

FOLGUERA, A. et al. A review of Late Cretaceous to Quaternary palaeogeography of the southern Andes. **Biological Journal of the Linnean Society**, v. 103, n. 2, p. 250-268, 2011.

FRANCISCHINI, H. et al. Invertebrate traces in pseudocoprolites from the upper Cretaceous Marília Formation (Bauru Group), Minas Gerais State, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 57, p. 29-39, 2016.

FRANCO-ROSAS, A. C. Methodological parameters for identification and taxonomic classification of isolated theropodomorph teeth. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 74, p. 367, 2002.

FRANCO-ROSAS, A. C. et al. Nuevos materiales de titanosaurios (Sauropoda) em el Cretácico Superior de Mato Grosso, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 7, p. 329-336, 2004.

FRANÇA, M. A. G.; LANGER, M. C. A new freshwater turtle (Reptilia, Pleurodira, Podocnemidae) from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) of Minas Gerais, Brazil. **Geodiversitas**, v. 27, n. 3, p. 391-411, 2005.

FREITAS, R. O. Sedimentação, estratigrafia e tectônica da Série Bauru (Estado de São Paulo). **Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da USP**, v. 194, n. Geologia 14, 185p., 1955.

FREITAS, R.O. Grupo Bauru. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**: 41, 126-147. 1964

FREY, R.W. Ichnology—the study of fossil and recent lebensspuren. In: PERKINS, B.F. (Ed.), **Trace Fossils: A Field Guide to Selected Localities in Pennsylvanian, Permian, Cretaceous, and Tertiary rocks of Texas and Related Papers**. Louisiana State University, Miscellaneous Publication 71-1, pp. 91–125. 1971.

FREY, R.W., PEMBERTON, S.G. The Pylonichnus ichnocoenose, and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia coast. **Bulletin of Canadian Petroleum Geology** 35, 333–357. 1987.

FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., SAUNDERS, T.D.A. Ichnofacies and bathymetry: a passive relationship. **J. Paleontol.** 64, 155–158. 1990.

FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., FAGERSTROM, J.A. Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. **Journal of Paleontology**, v. 58, p. 511–528, 1984.

FÚLFARO, V. J. Geología del Paraguay Oriental. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C. B. (Ed.). **Magmatismo Alcalino en Paraguay Central-Oriental Relaciones con Magmatismo Coeval en Brasil**. São Paulo: Edusp/Fapesp, 1996. p.11-29.

FÚLFARO, V. J.; BARCELOS, J. H. **Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica**. 2 Simpósio de Geologia do Sudeste. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 59-66 p. 1991.

_____. Fase rifte na Bacia Sedimentar do Paraná: a Formação Caiuá. **Geociências**, v. 12, n. 1, p. 33-45, 1993.

FÚLFARO, V. J. et al. **Santo Anastácio: um geossolo cretácico na Bacia Caiuá**. 5 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Serra Negra: Universidade Estadual Paulista: 125-130 p. 1999.

FÚLFARO, V. J.; PERINOTTO, J. A. J. **A Bacia Bauru: Estado da Arte**. 4 Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro: Universidade Estadual Paulista: 297-303 p. 1996.

GAFFNEY, E. S. et al. Evolution of the Side-necked Turtles: the Family Podocnemididae. **Bulletin of the American Museum of Natural History**, n. 350, p. 1-237, 2011 2011.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B9, p. 18117-18145, 1994.

GASPARINI, Z.B. **Una nueva familia de cocodrilos zifodontes cretácicos de América del Sur**. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires 4, pp. 317-329. 1982.

GASPARINI, Z.B., CHIAPPE, L., FERNÁNDEZ, M. A new Senonian peirosaurid (Crocodylomorpha) from Argentina and a synopsis of the South American crocodylians. **Journal of Vertebrate Paleontology** 17, 316-333. 1991.

GAYET, M.; BRITO, P. M. New Ichthyofauna from the Upper Cretaceous of the Bauru Group (São Paulo and Minas Gerais, Brazil). **Geobios**, v. 22, n. 6, p. 841-847, 1989.

GAYET, M. et al. Middle Maastrichtian vertebrates (fishes, amphibians, dinosaurs and other reptiles, mammals) from Pajcha Pata (Bolivia). Biostratigraphic, palaeoecologic and palaeobiogeographic implications. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 169, n. 1-2, p. 39-68, 2001.

GENISE, J.F., BOWN, T.M. New Miocene scarabeid and hymenopterous nests and early Miocene (Sanctacrucian) paleoenvironments, Patagonian Argentina. **Ichnos**, v. 3, p. 107–117, 1994.

GENISE, J.F., et al. Insect trace fossil associations in paleosols: The Coprinisphaera Ichnofacies. **Palaios**, v. 15, 49–64, 2000.

_____. Invertebrate and vertebrate trace fossils from continental carbonates. In: ALONSO-ZARZA, A.M., TANNER, L. (Eds.), **Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes. Developments in Sedimentology**, v. 61. Elsevier, Amsterdam, p. 319–369, 2010.

GENISE, J. F. Ichnotaxonomy and ichnostratigraphy of chambered trace fossils in paleosols attributed to coleopterans, ants and termites. In McILROY, D. (ed.), **The application of ichnology to paleoenvironmental and stratigraphic analysis**. Geological Society of London Special Publication, 228: 419–454. 2004.

GENISE, J.F. et al. New insect pupation chambers (Pupichnia) from the Late Cretaceous of Patagonia (Argentina). **Cretaceous Research** 28,545-559. 2007.

GENISE, J.F., BELLOSI, E.S., GONZÁLEZ, M.G., 2004. An approach to the description and interpretation of ichnofabrics in palaeosols. In: MCILROY, D. (Ed.), **The Application of Ichnology to Palaeoenvironmental and Stratigraphic Analysis**. Geol. Soc. London, Spec. Publ., v. 228, p. 355–382.

GEROTO, C. F. C.; BERTINI, R. J. Descrição de um espécime juvenil de Baurusuchidae (Crocodyliformes: Mesoeucrocodylia) do Grupo Bauru (Neocretáceo): considerações preliminares sobre ontogenia. **Revista do Instituto Geológico**, v. 33, n. 2, p. 13-29, 2012.

GHILARDI, R. P. et al. Moluscos fósseis do Grupo Bauru. In: CARVALHO, I. S.; SRIVASTAVA, N. K., *et al* (Ed.). **Paleontologia: Cenários da Vida**. Rio de Janeiro: Interciência, v.3, 2011. p.197-208.

GIBSON, S. A. et al. The Late Cretaceous impact of the Trindade mantle plume: evidence from large-volume, mafic, potassicmagmatism in SE Brazil. **Journal of Petrology**, v. 36, p. 189-229, 1995.

GIBERT, J.M., DOMÈNECH, R., MARTINELL, J., 2004. An ethological framework for animal bioerosion trace fossils upon mineral substrates with proposal of a new class, fixichnia. **Lethaia**, v. 37, p. 429-437.

GIERLOWSKY-KORDESH, E.; RUSH, B.R. The Jurassic East Berlin Formation, Hartford Basin, Newark Supergroup (Connecticut and Massachusetts): a saline lake-playa-alluvial plain system. In: RENAUT, R.W.; LAST, W.M. (Eds.), **Sedimentology and Geochemistry**

of **Modern and Ancient Saline Lakes**. SEMP Special Publication, v. 50, p. 249-266, 1994.

GIULIO, A. et al. Detrital zircon provenance from the Neuquen Basin (south-central Andes): Cretaceous geodynamic evolution and sedimentary response in a retroarc-foreland basin. **Geology**, v. 40, n. 6, p. 559-562, 2012.

GOBBO-RODRIGUES, S. R.; PETRI, S.; BERTINI, R. J. Ocorrências de ostrácodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte I - Família Ilyocyprididae. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 23, n. 49, p. 3-13, 1999a.

_____. Ocorrências de ostrácodes na Formação Adamantina do Grupo Bauru, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná e possibilidades de correlação com depósitos isócronos argentinos. Parte II - Família Limnocytheridae. **Revista Universidade de Guarulhos - Geociências**, v. 6, n. 6, p. 5-11, 1999b.

GODOY, A. M. et al. Contexto geológico e estrutural do Maciço Rio Apa, sul do Cráton Amazônico – MS. **Geociências**, v. 28, n. 4, p. 485-499, 2009.

_____. Estudos isotópicos das rochas granitóides neoproterozóicas da Faixa de Dobramento Paraguai **Revista Brasileira de Geociências**, v. 40, n. 3, p. 380-391, 2010.

GODOY, P. L. et al. An Additional Baurusuchid from the Cretaceous of Brazil with Evidence of Interspecific Predation among Crocodyliformes. **Plos One**, v. 9, n. 5, MAY 8 2014 2014.

GOLDBERG K.; GARCIA A.J.V. Faciologia dos calcários do Grupo Bauru na região de Uberaba (MG). **Geociências**, v. 4, n. 2, p.121-131. 1995.

GOLDRING, R. Ichnofacies and facies interpretation. **Palaos** 8, 403–405. 1993.

GOMES, C. B.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; VELÁZQUEZ, V. F. A synthesis on the alkaline magmatism of Eastern Paraguay. **Brazilian Journal of Geology**, v. 43, p. 745-761, 2013.

GOMES, C. B.; VALARELLI, J. V. **Nova ocorrência de rochas alcalinas no Estado de São Paulo**. 24 Congresso Brasileiro de Geologia. Brasília: Sociedade Brasileira de Geologia: 336-337 p. 1970.

GONZAGA DE CAMPOS, L. F. **Reconhecimento da região compreendida entre Bauru e Itapura (Estrada de Ferro Noroeste do Brasil)**. Tip. Ideal, 1905.

HALL, J. Palaeontology of New York. Containing Descriptions of the Organic Remains of the Lower Division of the New York System (Equivalent to the Lower Silurian rocks of Europe)., vol. I. C. van Benthuyzen, Albany. 1847.

GOULD, S. J. **Wonderful life: the Burgess Shale and the nature of history**. 1st. New York: W.W. Norton, 1989. 347 p.

GOLDRING, R., 1993. Ichnofacies and facies interpretation. **Palaios**, v. 8, p. 403–405.

GRAMBAST, L.; GUTIÉRREZ, G. Espèces nouvelles de charophytes du Crétacé supérieur terminal de la Province de Cuenca (Espagne). **Paléobiologie continentale** v. 8, n. 1-34, 1977.

GRAVINA, E. G. et al. Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências** v. 32, n. 4, p. 545-558, 2002.

GURNIS, M. Rapid Continental Subsidence Following the Initiation and Evolution of Subduction. **Science**, v. 255, n. 5051, p. 1556-1558, 1992.

GÓMEZ DUARTE, D. **Contribución al conocimiento de la geología del norte del Chaco paraguayo**. COMUNICACIONES, M. D. O. P. Y. Lagerenza: Republica del Paraguay: 31 p. 1986.

HALDEMAN, S.S., 1840. **Supplement to number one of “A monograph of the Limniades, or freshwater univalve shells of North America”, containing descriptions of apparently new animals in different classes, and the names and characters of the subgenera in Paludina and Anculosa**. Philadelphia, 3 p., 1840.

HÄNTZSCHEL, W. Trace fossils and problematica. In: Teichert, C. (Ed.), **Treatise on Invertebrate Paleontology, Part W, Miscellanea, Supplement 1**. Geological Society of America and University of Kansas Press, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas, p. W1–W269, 1975.

HASIOTIS, S.T., HONEY, J.G. Paleohydrologic and stratigraphic significance of crayfish burrows in continental deposits: examples from several Paleocene Laramide basins in the Rocky Mountains. **Journal of Sedimentary Research**, v. 70, p. 127–139, 2000.

HASIOTIS, S.T., MITCHELL, C.E. A comparison of crayfish burrow morphologies: Triassic and Holocene fossil, paleo- and neo-ichnological evidence, and the identification of their burrowing signatures. **Ichnos**, v. 2, p. 291–314, 1993.

HASIOTIS, S. T.; VAN WAGONER, J. C. **Continental trace fossils**. Tulsa, Okla.: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 2002. 132 p.

HASUI, Y. **Formação Uberaba**. 22 Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte: Sociedade Brasileira de Geologia: 67-179 p. 1968.

HASUI, Y.; HARALYI, N. L. E. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do soerguimento do Alto Paranaíba. **Geociências**, v. 10, p. 57-77, 1991.

HEER, O. Flora Fossilis Helvetiae. Die vorweltliche Flora der Schweiz. **J. Wurster**, Zürich, 182 p, 1887.

HEINE, C.; ZOETHOUT, J.; MULLER, R. D. Kinematics of the South Atlantic rift. **Solid Earth**, v. 4, n. 2, p. 215-253, 2013.

HERNÁNDEZ, R. et al. **Estratigrafía secuencial del Grupo Salta, con énfasis en las subcuencas de Metán-Alemania, Noroeste Argentino**. 14° Congreso Geológico Argentino. GONZÁLEZ BONORINO, O. e VIRAMONTE. Salta: Asociación Geológica Argentina. 1: 263-283 p. 1999

HITCHCOCK, E. **Ichnology of New England**. William White, Boston, 348 pp. 1858.

HOLT, W. E.; STERN, T. A. Subduction, platform subsidence, and foreland thrust loading: The late Tertiary development of Taranaki Basin, New Zealand. **Tectonics**, v. 13, n. 5, p. 1068-1092, 1994.

HORTON, B. K.; DECELLES, P. G. The modern foreland basin system adjacent to the Central Andes. **Geology**, v. 25, n. 10, p. 895-898, 1997.

HUNT, A.P., LUCAS, S.G. Tetrapod ichnofacies: a new paradigm. **Ichnos** 14, 59-68. 2007.

INGERSOLL, R. V. 2012. Tectonics of sedimentary basins, with revised nomenclature. In: BUSBY, C. J.; AZOR, A. (eds) **Tectonics of Sedimentary Basins**, 2nd edn. Wiley-Blackwell, Oxford, 3-43.

INGERSOLL, R. V., BUSBY, C. J. Tectonics of sedimentary basins. In: BUSBY, C. J.; INGERSOLL, R. V. (eds) **Tectonics of Sedimentary Basins**. Blackwell Science, Oxford, 1-52. 1995.

IORI, F. V.; CARVALHO, I. S. *Morrinhosuchus luziae*, um novo Crocodylomorpha Notosuchia da Bacia Bauru, Brasil **Revista Brasileira de Geociências**, v. 39, n. 4, p. 717-725, 2009.

_____. *Caipirasuchus paulistanus*, a new sphagesaurid (Crocodylomorpha, Mesoeucrocodylia) from the Adamantina Formation (Upper Cretaceous, Turonian-Santonian), Bauru Basin, Brazil. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 31, n. 6, p. 1255-1264, 2011.

IORI, F. V.; GARCIA, K. L. *Barreirosuchus franciscoi*, um novo Crocodylomorpha Trematochampsidae da Bacia Bauru, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 2, p. 397-410, 2012.

IORI, F. V.; MARINHO, T. S. **A coprolite with crocodyliform remains from Bauru basin (Late Cretaceous), Brazil.** 4th International Palaeontological Congress. Mendoza: 731 p. 2014.

JAILLARD, E. Kimmeridgian to Paleocene tectonic and geodynamic evolution of the Peruvian (and Ecuadorian) margin In: SALFITY, J. A. (Ed.). **Cretaceous tectonics in the Andes**. Braunschweig/Wiesbaden: Fried. Vieweg & Sohn 1994. p.101-167. (Earth Evolution Sciences).

JAILLARD, E. et al. Sedimentology, Paleontology, Biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of the Southern Peru. **Cretaceous Research**, v. 14, n. 6, p. 623-661, 1993.

_____. Senonian-Paleocene charophyte succession of the Peruvian Andes. **Cretaceous Research**, v. 15, p. 445-456, 1994.

_____. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and Northernmost Chile. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J., *et al* (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.481-558.

JAILLARD, E.; SEMPERE, T. Las secuencias sedimentarias de la Formacion Miraflores y su significado cronoestratigrafico. **Revista Técnica de YPF**, v. 12, n. 2, p. 257-264, 1991.

JAILLARD, E.; SOLER, P. Cretaceous to early Paleogene tectonic evolution of the northern Central Andes (0–18°S) and its relations to geodynamics. **Tectonophysics**, v. 259, n. 1–3, p. 41-53, 1996.

JAIMES, E.; FREITAS, M. An Albian–Cenomanian unconformity in the northern Andes: Evidence and tectonic significance. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 21, n. 4, p. 466-492, 2006.

JIMÉNEZ, N.; LÓPEZ-VELÁSQUEZ, S.; SANTIVÁÑEZ, R. Evolución Tectonomagmática de los Andes Bolivianos. **Revista de la Asociación Geológica Argentina**, v. 65, n. 1, p. 36-67, 2009.

KARL, M. et al. Evolution of the South Atlantic passive continental margin in southern Brazil derived from zircon and apatite (U–Th–Sm)/He and fission-track data. **Tectonophysics**, v. 604, p. 224-244, 2013.

KEIGHLEY, D.G., PICKERILL, R.K. The ichnotaxa *Palaeophycus* and *Planolites*: historical perspectives and recommendations. **Ichnos**, v. 3, p. 301–309, 1995.

KEIGHLEY, D.G., PICKERILL, R.K. The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. **Palaeontology** 37, 305–337. 1994.

KELLNER, A. W. A.; AZEVEDO, S. A. K. A new sauropod dinosaur (Titanosauria) from the Late Cretaceous of Brazil. **Natural Science Museum Monographs**, v. 15, p. 111-142, 1999.

KELLNER, A. W. A.; CAMPOS, D. A. Brief review of dinosaur studies and perspectives in Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 72, p. 509-538, 2000.

_____. On a theropod dinosaur (Abelisauria) from the continental Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 60, n. 3, p. 163-170, 2002.

_____. Short Note on the Ingroup Relationships of the Tapejaridae (Pterosauria, Pterodactyloidea). **Boletim do Museu Nacional**, v. 75, p. 1-14, 2007.

KELLNER, A. W. A. et al. On a new Titanosaur Sauropod from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Boletim do Museu Nacional**, v. 74, p. 1-31, 2006.

_____. A new crocodylomorph (Sphagesauridae, Notosuchia) with horn-like tubercles from Brazil. **Zoological Journal of the Linnean Society**, v. 163, p. S57-S65, 2011.

KELLNER, A. W. A.; CAMPOS, D. A.; TROTTA, M. N. F. Description of a titanosaurid caudal series from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. **Arquivos do Museu Nacional**, v. 63, p. 529-564, 2005.

KELLNER, A. W. A. et al. A new cretaceous notosuchian (Mesoeucrocodylia) with bizarre dentition from Brazil. **Zoological Journal of the Linnean Society**, v. 163, p. S109-S115, 2011.

KHAND, Y. et al. Cretaceous system in Mongolia and its depositional environments. In: OKADA, H. e MATEER, N. J. (Ed.). **Developments in Palaeontology and Stratigraphy**: Elsevier, v. 17, 2000. p.49-79.

KINGSTON, D. R.; DISHROON, C. P.; WILLIAMS, P. A. Global basin classification. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, 67, 2175–2193. 1983.

KISCHLAT, E. E. Observações sobre *Podocnemis elegans*. **Acta Geológica Leopoldensia**, v. 17, p. 345-351, 1994.

KLAPPA, C.F. Rhizoliths in terrestrial carbonates: classification, recognition, genesis and significance. **Sedimentology** 27, 613–629. 1980.

KRAPOVICKAS, V., et al. Paleobiology and paleoecology of an arid-semiarid Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 284, p. 129–152, 2009.

KRAUS, M. J.; HASIOTIS, S. T. Significance of different modes of rhizolith preservation to interpretation of paleoenvironmental and paleohydrologic settings: Examples from Paleogene paleosols, Bighorn Basin, Wyoming, USA. **Journal of Sedimentary Research**, v. 76, p. 633-646, 2006.

KUSIAK, M.; ZUBIETA ROSSETTI, D. **Cajones Formation Geometry and Regional Facies Distribution in the Boomerang Hills Area, Bolivia**. 8th Simposio Bolivariano - Exploracion Petrolera en las Cuencas Subandinas Bogotá: Asociación Colombiana de Geólogos y Geofísicos del Petroleo: 275-278 p. 2003.

LADEIRA, F. S. B.; M., S. O uso de paleossolos e perfís de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 2, p. 3-20, 2005.

LAMB, S. et al. **Cenozoic evolution of the Central Andes in Bolivia and northern Chile. Orogeny Through Time**. BURG, J.-P. e FORD, M. London: Geological Society. 121: 237-264 p. 1997.

LANDIM, P. M. B.; SOARES, P. C. 1976. **Estratigrafia da Formação Caiuá**. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29, Ouro Preto. Anais... Ouro Preto: SBG, V. 2, p. 195-206.

LARSSON, H.C.E., SUES, H.-D. Cranial osteology and phylogenetic relationships of *Hamadasuchus rebouli* (Crocodyliformes, Mesoeucrocodyia) from the Cretaceous of Morocco. **Zoological Journal of the Linnean Society** 149, 533-567. 2007.

LEARDI, J. et al. The Postcranial Anatomy of *Yacarerani Boliviensis* and the Phylogenetic Significance of the Notosuchian Postcranial Skeleton. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 35, n. 6, 2015.

LEIER, A. et al. The takeda formation of the Lhasa terrane, southern Tibet: The record of a Late Cretaceous retroarc foreland basin. **Geological Society of America Bulletin**, v. 119, n. 1-2, p. 31-48, 2007.

LEONARDI, G. Two new ichnofaunas (Vertebrates and Invertebrates) in the eolian Cretaceous sandstones of the Caiuá Formation in Northwest Paraná. Simpósio de Geologia Regional, 1977, São Paulo. 1: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo de São Paulo. p.112-128.

LIMA, M. R. et al. Descoberta de microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 7, n. 1/2, p. 5-9, 1986.

LIO, G. et al. A new peirosaurid (Crocodyliformes) from the Late Cretaceous (Turonian–Coniacian) of Patagonia, Argentina. **Historical Biology**, p. 1-7, 2015.

LOPES, R. P.; BUCHMANN, F. S. C. Fossils of titanosaurs (Dinosauria, Sauropoda) from a new outcrop in Triângulo Mineiro, Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 1, p. 69-72, 2008.

LOUTERBACH, M. et al. Evidences for a Paleocene marine incursion in southern Amazonia (Madre de Dios Sub-Andean Zone, Peru). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 414, p. 451-471, 2014.

LU, J. C. et al. A new species of Huaxiapterus (Pterosauria : Pterodactyloidea) from the lower cretaceous of Western Liaoning, China with comments on the systematics of tapejarid pterosaurs. **Acta Geologica Sinica-English Edition**, v. 80, n. 3, p. 315-326, 2006.

MACHADO, E. B. et al. A new titanosaur sauropod from the Late Cretaceous of Brazil. **Zootaxa**, v. 3701, n. 3, p. 301-321, 2013.

_____. A new titanosaur sauropod from the Late Cretaceous of Brazil. **Zootaxa**, v. 3701, p. 301-21, 2013.

_____. A new Abelisauroid from the Upper Cretaceous of Brazil. **Revista Mexicana de Ciencias Geológicas**, v. 30, n. 2, p. 446-452, 2013.

MACHADO, E. B.; CAMPOS, D. A.; KELLNER, A. W. A. On a theropod scapula (Upper Cretaceous) from the Marília Formation, Bauru Group, Brazil. **Palaeontologische Zeitschrift**, v. 82, n. 3, p. 308-313, 2008.

MACEACHERN, J.A., et al. The ichnofacies paradigm. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), **Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology**, v. 64. Elsevier, Amsterdam, p. 103–138, 2012.

MACHEL, H. G. Anhydrite nodules formed during deep burial. **Journal of Sedimentary Research**, v. 63, p. 659-662, 1993.

MACHEL, H. G.; BURTON, E. A. Burial-diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite nodules. **Journal of Sedimentary Research**, v. 61, p. 394-405, 1991.

MACLENNAN, J.; LOVELL, B. Control of regional sea level by surface uplift and subsidence caused by magmatic underplating of Earth's crust. **Geology**, v. 30, n. 8, p. 675-678, 2002.

MALONEY, K. T. et al. The Late Jurassic to present evolution of the Andean margin:

Drivers and the geological record. **Tectonics**, v. 32, n. 5, p. 1049-1065, 2013.

MANTOVANI, M. S. M. et al. Delimitation of the Parapanema Proterozoic block: A geophysical contribution **Episodes**, v. 28, n. 1, p. 18-22, 2005.

MANZIG, P. C. et al. Discovery of a Rare Pterosaur Bone Bed in a Cretaceous Desert with Insights on Ontogeny and Behavior of Flying Reptiles. **Plos One**, v. 9, n. 8, 2014.

MANZINI, F. F.; MENEZES, N. D.; BERTINI, R. J. **Considerações preliminares sobre os depósitos sedimentares e a área de exposição da Formação São José do Rio Preto (KS). 7o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil.** Serra Negra - SP: UNESP: 77 p. 2006.

MARCONATO, L. P. **Dois novos crocodilos (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) do Mato Grosso, Bacia dos Parecis: descrição e relações filogéticas com os "Notossúquios"**. 2002. 246 (PhD.). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

MARIANI, P.; BRAITENBERG, C.; USSAMI, N. Explaining the thick crust in Parana basin, Brazil, with satellite GOCE gravity observations. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 45, p. 209-223, 2013.

MARINHO, T. D. et al. *Gondwanasuchus scabrosus* gen. et sp nov., a new terrestrial predatory crocodyliform (Mesoeucrocodylia: Baurusuchidae) from the Late Cretaceous Bauru Basin of Brazil. **Cretaceous Research**, v. 44, p. 104-111, 2013.

MARINHO, T. S.; CARVALHO, I. S. An armadillo-like sphagesaurid crocodyliform from the Late Cretaceous of Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 27, n. 1, p. 36-41, 2009.

MARQUILLAS, R. A.; DEL PAPA, C.; SABINO, I. F. Sedimentary aspects and paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous–Paleogene), northwestern Argentina. **International Journal of Earth Sciences**, v. 94, 2005.

MARQUILLAS, R. A. et al. U-Pb zircon age of the Yacoraité Formation and its significance to the Cretaceous-Tertiary boundary in the Salta basin, Argentina In: SALFITY, J. A. e MARQUILLAS, R. A. (Ed.). **Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina**. Salta: SCS Publisher, 2011. p.227-246.

MARSHALL, L. G.; DE MUIZON, C.; SIGÉ, B. Late Cretaceous Mammals (Marsupialia) from Bolivia. **Geobios**, v. 16, n. 6, p. 739-745, 1983.

MARTINELLI, A. G. et al. First fossil record of amiid fishes (Halecomorphi, Amiiiformes, Amiidae) from the Late Cretaceous of Uberaba, Minas Gerais State, Brazil. **Alcheringa**, v. 37, n. 1, p. 105-113, 2013.

MARTINELLI, A. G.; FORASIEPI, A. M. Late Cretaceous vertebrates from Bajo de Santa Rosa (Allen Formation), Río Negro province, Argentina, with the description of a new sauropod dinosaur (Titanosauridae). **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 6, n. 2, p. 257-305, 2004.

MARTINELLI, A. G. et al. Notes on fossil remains from the Early Cretaceous Lohan Cura Formation, Neuquén Province, Argentina. **Gondwana Research**, v. 11, n. 4, p. 537-552, 2007.

_____. Cranial bones and atlas of titanosaurs (Dinosauria, Sauropoda) from Late Cretaceous (Bauru Group) of Uberaba, Minas Gerais State, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 61, n. 0, p. 164-170, 2015.

_____. Insight on the Theropod Fauna from the Uberaba Formation (Bauru Group), Minas Gerais State: New Megaraptoran Specimen from the Late Cretaceous of Brazil. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, v. 119, n. 2, p. 205-214, 2013.

MARTINELLI, A. G.; RIFF, D.; LOPES, R. P. Discussion about the occurrence of the genus *Aeolosaurus* Powell 1987 (Dinosauria, Titanosauria) in the Upper Cretaceous of Brazil. **Gaea - Journal of Geoscience**, v. 7, n. 1, p. 34-40, 2011.

MARTINELLI, A. G. et al. A new peirosaurid from the Upper Cretaceous of Argentina: Implications for specimens referred to *Peirosaurus torminni* Price (Crocodyliformes: Peirosauridae). **Cretaceous Research**, v. 37, p. 191-200, 2012.

MARTINEZ, E. D.; MAMANI, N. C. Paleozoico Superior y Cretacico del area de Huaranca (Sapahaqui - Rio La Paz), Cordillera Oriental de Bolivia. **Revista Técnica de YPF**, v. 16, n. 1-2, p. 161-167, 1995.

MARTINSSON, A. Toponymy of trace fossils. In: Crimes, T.P., Harper, J.C. (Eds.), Trace Fossils. **Geol. J.**, Spec. Iss. 3, pp. 323-330. 1970.

MARZOLI, A. et al. Extensive 200-Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province **Science**, v. 284, p. 616-619, 1999.

MASAFERRO, J. L. et al. Kinematic evolution and fracture prediction of the Valle Morado structure inferred from 3D seismic data, Salta province, northwest Argentina. **AAPG Bulletin**, v. 87, n. 7, p. 1083-1104, 2003.

MAZZUCCONI, S.A., BACHMANN, A.O., TRÉMOUILLES, E.R., Insecta Saltatoria (=Orthoptera s. str.). In: LOPRETTO, E.C., TELL, G. (Eds.), **Ecosistemas de aguas continentales**. Ediciones Sur, La Plata. 1995.

MCCOY, K. J.; MINNIE, M. **When the Levee Breaks.** When the Levee Breaks 1929.

MCQUARRIE, N. et al. Lithospheric evolution of the Andean fold–thrust belt, Bolivia, and the origin of the central Andean plateau. **Tectonophysics**, v. 399, n. 1–4, p. 15–37, 2005.

MELCHOR, R.N., BELLOSI, E., GENISE, J.F. Invertebrate and vertebrate trace fossils from a Triassic lacustrine delta: the Los Rastros Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. In: BUATOIS, L.A., MÁNGANO, M.G. (Eds.), **Iconología: Hacia una Convergencia entre Geología y Biología. Asociación Paleontológica**, Argentina, Publicación Especial, vol. 9, p. 17–33. 2003.

MELCHOR, R.N., et al. Large striated burrows from fluvial deposits of the Neogene Vinchina Formation, La Rioja, Argentina: a crab origin suggested by neoichnology and sedimentology. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 291, p. 400–418, 2010.

MELCHOR, R. N. et al. Chapter 12 - Fluvial Environments. In: DIRK KNAUST AND RICHARD, G. B. (Ed.). **Developments in Sedimentology**: Elsevier, v. Volume 64, 2012. p.329-378.

MELCHOR, R.N., CARDONATTO, M.C., VISCONTI, G. Palaeoenvironmental and palaeoecological significance of flamingo-like footprints in shallow-lacustrine rocks: an example from the Oligocene-Miocene Vinchina Formation, Argentina. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 315–316, p. 181–198, 2012

MENDES, A. C.; TRUCKENBROD, W.; NOGUEIRA, A. C. R. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil **Revista Brasileira de Geociências**, v. 42, n. 1, p. 39-57, 2012.

MENEGAZZO, M. C.; BERTINI, R. J.; MANZINI, F. F. A new turtle from the Upper Cretaceous Bauru Group of Brazil, updated phylogeny and implications for age of the Santo Anastacio Formation. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 58, p. 18-32, 2015.

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

MEZZALIRA, S. **Contribuição ao conhecimento da estratigrafia e paleontologia do arenito Bauru**. São Paulo: Instituto Geográfico e Geológico, 1974. 166.

_____. **Os fósseis do Estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto Geológico, 1989.

MEZZALIRA, S.; SIMONE, L. R. L. Duas novas espécies de *Castalia* (Mollusca, Bivalvia, Unionoidea) no Cretáceo do Grupo Bauru, São Paulo, Brasil. **Revista da**

Universidade de Guarulhos - Geociências, v. 4, n. 6, p. 58-60, 1999.

MIALL, A. D. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology**. Berlin; New York: Springer, 1996. 582 p.

MIALL, A. D. **Principles of sedimentary basin analysis, third edition**: Springer-Verlag Inc., New York, N. Y., 616 p. 1999.

MIALL, A. D. **Principles of Sedimentary Basin Analysis**. Second Edition, Springer, p. 668. 1990.

_____. **Principles of sedimentary basin analysis**. 3rd updated and enl. Berlin ; New York: Springer, 2000. 616 p.

MIALL, A.D. A review of the braided river depositional environment. **Earth Science Reviews**, v. 13, n.4, p. 1-62. 1977.

MIALL, A.D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, v. 22, n. 4, 261-300. 1985.

MIALL, A. D. et al. The Western Interior Basin. In: MIALL, A. D. (Ed.). **The Sedimentary Basins of the United States and Canada**. Amsterdam: Elsevier, 2008. p.329-362. (Sedimentary Basins of the World).

MILANI, E. J. Comentários sobre a origem e a evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A., *et al* (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano - Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2003. cap. XVI, p.265-279.

MILANI, E. J.; DE WIT, M. J. Correlations between the classic Paraná and Cape–Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 294, n. 1, p. 319-342, 2008.

MILANI, E. J.; FRANÇA, A. B.; SCHNEIDER, R. L. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 69-82, 1994.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007.

_____. Bacias Sedimentares Brasileiras - Cartas Estratigráficas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. Anexo, 2007.

MILLER, S.A. North American Geology and Paleontology for the Use of Amateurs, Students and Scientists, Western Methodist Book Concern, Cincinnati, Ohio. 1889.

MITCHELL, A. H. G.; READING, H. G. 1986. Sedimentation and tectonics. In: READING, H. G. (ed.) *Sedimentary Environments and Facies*. Blackwell Scientific, Oxford, 471–519.

MITROVICA, J. X.; BEAUMONT, C.; JARVIS, G. T. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. **Tectonics**, v. 8, n. 5, p. 1079-1094, 1989.

MOLINA, E. C. et al. Interpretação dos dados gravimétricos da parte norte da bacia do Paraná. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 19, p. 187–196, 1999.

MONTEFELTRO, F. C.; LARSSON, H. C. E.; LANGER, M. C. A New Baurusuchid (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) from the Late Cretaceous of Brazil and the Phylogeny of Baurusuchidae. **Plos One**, v. 6, n. 7, 2011.

MONTEFELTRO, F. C.; LAURINI, C. R.; LANGER, M. C. Multicusped crocodyliform teeth from the Upper Cretaceous (Sao Jose do Rio Preto Formation, Bauru Group) of Sao Paulo, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 30, n. 5, p. 1279-1286, 2009.

MOREIRA, J. L. P. et al. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 531-549, 2007.

MORETTI, I. et al. Hydrocarbon generation in relation to thrusting in the Sub Andean Zone from 18 to 22oS, Bolivia **Petroleum Geoscience** v. 2, p. 17-28, 1996.

MORGAN, R. **Albian to Senonian Palynology of Site 364, Angola Basin**. National Science Foundation. Washington, p.915-951. 1978

MOSQUERA, A.; RAMOS, V. A. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. In: KAY, S. M. e RAMOS, V. A. (Ed.). **Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat)** Geological Society of America, 2006. p.97–123. (Special Paper 407).

MUSACCHIO, E. A. Charophytas y ostrácodos no marinos del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en algunos afloramientos de las provincias de Río Negro y Neuquén en la República Argentina. **Revista Museo de La Plata**, v. 8, n. 48, p. 1-33, 1973.

_____. Biostratigraphy and biogeography of Cretaceous charophytes from South America. **Cretaceous Research**, v. 21, n. 2–3, p. 211-220, 2000.

_____. Upper Cretaceous Lychnothamnus, Nitella and Tolypella (Charophyta) from Zampal, Argentina. **Cretaceous Research**, v. 31, n. 5, p. 461-472, 2010.

MUSACCHIO, E. A.; SIMEONI, M. Taxonomy of some Cretaceous non-marine ostracods of palaeobiogeographical interest. **Neues Jahrbuch für Geologie und Palaöntologie**, v. 180, p.

349-389, 1991.

MUSACCHIO, E. A.; VALLATI, P. Late Cretaceous non marine microfossils of the Plottier Formation at Zampal, Argentina. **Cuadernos del Museo Geominero**, v. 8, p. 273-278, 2007.

MÉGARD, F. The Andean orogenic period and its major structures in central and northern Peru. **Journal of the Geological Society**, v. 141, n. 5, p. 893-900, 1984.

MÉGARD, F. et al. Multiple pulses of Neogene compressive deformation in the Ayacucho intermontane basin, Andes of central Peru. **Geological Society of America Bulletin**, v. 95, n. 9, p. 1108-1117, 1984.

MÉNDEZ, A. H.; NOVAS, F. E.; IORI, F. V. First record of Megaraptora (Theropoda, Neovenatoridae) from Brazil. **Comptes Rendus Palevol**, v. 11, n. 4, p. 251-256, 2012.

_____. New Record of Abelisauroid Theropods from the Bauru Group (Upper Cretaceous), São Paulo State, Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 17, n. 1, p. 23-32, 2014.

NASCIMENTO, P. M.; ZAHER, H. A new species of Baurusuchus (Crocodyliformes, Mesoeucrocodylia) from the Upper Cretaceous of Brazil, with the first complete postcranial skeleton described for the family Baurusuchidae. **Papéis Avulsos de Zoologia**, v. 50, n. 21, p. 323-361, 2010.

NAVA, W. R.; MARTINELLI, A. G. A new squamate lizard from the Upper Cretaceous Adamantina Formation (Bauru Group), Sao Paulo State, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciencias**, v. 83, n. 1, p. 291-299, 2011.

_____. A new squamate lizard from the Upper Cretaceous Adamantina Formation (Bauru Group), São Paulo State, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 83, n. 1, p. 291-9, 2011.

NEUMANN, V. H. et al. Organic matter composition and distribution through the Aptian–Albian lacustrine sequences of the Araripe Basin, northeastern Brazil. **International Journal of Coal Geology**, v. 54, p. 21-40, 2003.

NETTO, R.G. Skolithos-dominated piperock in non-marine environments: an example from the Triassic Caturrita Formation, southern Brazil. In: Bromley, R.G. et al. (Eds.), **Sediment-Organism Interactions: A Multifaceted Ichnology**. SEPM Spec. Publ., v. 88, p. 109–121, 2007.

NETTO, R.G. 2011. **Reconhecimento de icnofósseis em testemunhos de sondagem**. Material didático de curso ministrado na Petrobras, Macaé. Não publicado.

NICHOLSON, H.A. Contributions to the study of the errant annelids of the older Palaeozoic rocks. **Proc. R. Soc. Lond.** 21, 288–290. 1873.

NOBLET, C.; LAVENU, A.; MAROCCO, R. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. **Tectonophysics**, v. 255, n. 1–2, p. 65-78, 1996.

NOBRE, P. et al. Feeding behavior of the gondwanic Crocodylomorpha *Mariliasuchus amarali* from the upper cretaceous Bauru Basin, Brazil. **Gondwana Research**, v. 13, n. 1, p. 139-145, 2008.

NOBRE, P. H.; CARVALHO, I. S. *Adamantinasuchus navae*: A new Gondwanan Crocodylomorpha (Mesoeucrocodylia) from the Late Cretaceous of Brazil. **Gondwana Research**, v. 10, n. 3-4, p. 370-378, 2006.

NOBRE, P. H. et al. *Mariliasuchus robustus*, um Novo Crocodylomorpha (Mesoeucrocodylia) da Bacia Bauru, Brasil. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 30, n. 1, p. 38-49, 2007.

NOVAS, F. E. et al. Evolution of the carnivorous dinosaurs during the Cretaceous: The evidence from Patagonia. **Cretaceous Research**, v. 45, p. 174-215, 2013.

_____. First abelisaurid bone remains from the Maastrichtian Marília Formation, Bauru Basin, Brazil. **Cretaceous Research**, v. 29, n. 4, p. 625-635, 2008.

_____. Bizarre Notosuchian Crocodyliform with Associated Eggs from the Upper Cretaceous of Bolivia. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 29, n. 4, p. 1316-1320, 2009.

NOVAS, F. E.; RIBEIRO, L. C. B.; CARVALHO, I. S. Maniraptoran theropod ungual from the Marília Formation (Upper Cretaceous), Brazil. **Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales**, v. 7, n. 1, p. 31-36, 2005.

NURNBERG, D.; MÜLLER, R. D. The Tectonic Evolution of the South-Atlantic from Late Jurassic to Present. **Tectonophysics**, v. 191, n. 1-2, p. 27-53, 1991.

OLA-BURAIMO, A. O.; BOBOYE, O. A. Palynological Investigation of the Albian to Lower Cenomanian Bima Formation, Bornu Basin, Nigeria **World Applied Sciences Journal**, v. 12, n. 7, p. 1026-1033, 2011.

OLATUNJI, O.-B. A. Biostratigraphy and Paleoenvironment of the Coniacian Awgu Formation in Nzam-1 Well, Anambra Basin, Southeastern Nigeria. **International Journal of Scientific & Technology Research**, v. 2, n. 3, p. 112-122, 2013.

OLIVEIRA, F. A. A. **Análise tafonômica de coprólitos da região de Peirópolis, Minas Gerais, Grupo Bauru (Cretáceo Superior)**. 2013. 40 (Trabalho de Conclusão de Curso).

Universidade de Brasília., Planaltina.

OLSEN, P., Stop 11. Triangle Brick Quarry. 59±60. In: BAIN, G.L., HARVEY, B.W. (Eds.), **Field Guide to the Geology of the Durham Triassic Basin**. Carolina Geological Survey, Raleigh, North Carolina, p. 139. 1977.

OTERO, O.; VALENTIN, X.; GARCIA, G. Cretaceous characiform fishes (Teleostei: Ostariophysi) from Northern Tethys: description of new material from the Maastrichtian of Provence (Southern France) and palaeobiogeographical implications. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 295, n. 1, p. 155-164, 2008.

PARRAS, A.; GRIFFIN, M. Late Cretaceous (Campanian/Maastrichtian) freshwater to restricted marine mollusc fauna from the Loncoche Formation, Neuquén Basin, west-central Argentina. **Cretaceous Research**, v. 40, n. 0, p. 190-206, 2013.

PAULA e SILVA, F. **Geologia de subsuperfície e hidroestratigrafia do Grupo Bauru no Estado de São Paulo**. 166 p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2003.

PAULA e SILVA, F. et al. Estudo estratigráfico do Grupo Bauru na região de Presidente Prudente com base em perfis geofísicos de poços para água. **Geociências**, v. 13, n. 1, p. 63-82, 1994.

_____. **Arquitetura deposicional do Grupo Bauru (Ks) na região Sudoeste do Estado de São Paulo**. 5o Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. Rio Claro: UNESP: 45-49 p. 1999.

_____. Perfis de Referência do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Geociências**, n. 22, n. Especial, p. 21-32, 2003.

_____. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77-88, 2005.

_____. Sucessão sedimentar do Grupo Bauru na região de Pirapozinho (SP). **Geociências**, v. 25, n. 1, p. 17-26, 2006.

_____. Sedimentation of the Cretaceous Bauru Group in Sao Paulo, Parana Basin, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 28, n. 1, p. 25-39, 2009.

PEMBERTON, S. G. **Applications of ichnology to petroleum exploration : a core workshop**. Tulsa, Okla.: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1992. 429 p.

PEMBERTON, S. G.; FREY, R. W. Trace fossil nomenclature and the Planolites-Palaeophycus dilemma. **Journal of Paleontology**, v. 56, p. 843-881, 1982.

PEMBERTON, S.G., et al. **Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems: Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin**. Geol. Ass. Can., Short Course Notes 15, 343 p., 2001.

PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 219-234, 1994.

PERROTTA, M. M. et al. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. Programa Geologia do Brasil. São Paulo: Serviço Geológico do Brasil - CPRM 2005.

PETRI, S. Charophyta cretácicas de São Paulo (Formação Bauru). **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia** v. 4, p. 67-72, 1955.

PIFFNER, O.; GONZALEZ, L. Mesozoic–Cenozoic Evolution of the Western Margin of South America: Case Study of the Peruvian Andes. **Geosciences**, v. 3, n. 2, p. 262, 2013.

PINDELL, J. L.; TABBUTT, K. D. Mesozoic-Cenozoic Andean Paleogeography and Regional Controls on Hydrocarbon Systems. In: TANKARD, A. J.; SUAREZ SORUCO, R., et al (Ed.). **Petroleum basins of South America**: American Association of Petroleum Geologists, 1995. p.101-128. (Memoir 62).

PINHEIRO, A. E. P. et al. A New Specimen of *Stratiotosuchus maxhechti* (Baurusuchidae, Crocodyliformes) from the Adamantina Formation (Upper Cretaceous), Southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 11, n. 1, p. 37-50, 2008.

PLINT, A. G.; HART, B. S.; DONALDSON, W. S. Lithospheric flexure as a control on stratal geometry and facies distribution in Upper Cretaceous rocks of the Alberta foreland basin. **Basin Research**, v. 5, p. 69-77, 1993.

POL, D. et al. A New Notosuchian from the Late Cretaceous of Brazil and the Phylogeny of Advanced Notosuchians. **Plos One**, v. 9, n. 4, 2014.

POLLARD, J.E., STEEL, R.J., UNDERSRUD, E. Facies sequences and trace fossils in lacustrine/fan delta deposits, Hornelen Basin (M. Devonian), western Norway. **Sediment. Geol.** 32, 63–87. 1982.

POYATO-ARIZA, F. J.; LÓPEZ-HORGUE, M. A.; GARCÍA-GARMILLA, F. A new early Cretaceous clupeomorph fish from the Arratia Valley, Basque Country, Spain. **Cretaceous Research**, v. 21, n. 4, p. 571-585, 2000.

PREZZI, C. B.; UBA, C. E.; GÖTZE, H.-J. Flexural isostasy in the Bolivian Andes: Chaco foreland basin development. **Tectonophysics**, v. 474, n. 3–4, p. 526-543, 2009.

PRICE, L. I. A new reptile from the Cretaceous of Brazil. **Boletim do Departamento**

Nacional da Produção Mineral, Notas preliminares e estudos, v. 25, p. 1-8, 1945.

_____. On a new Crocodilia, Sphagesaurus, from the Cretaceous of the São Paulo State, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 22, p. 77-83, 1950.

_____. **Boletim do Departamento Nacional de Produção Mineral**, v. 147, p. 1-36, 1953.

_____. Novos Crocodilídeos dos Arenitos da Série Baurú, Cretáceo do Estado de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 27, n. 4, p. 487-501, 1955.

PÉREZ-GUSSINYÉ, M.; LOWRY, A. R.; WATTS, A. B. Effective elastic thickness of South America and its implications for intracontinental deformation. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 8, n. 5, p. 1-22, 2007.

QUADE, J. et al. The growth of the central Andes, 22°S–26°S In: DECELLES, P. G.; DUCEA, M. N., *et al* (Ed.). **Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile** Boulder: Geological Society of America, 2015. p.277-308. (Memoir 212).

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

_____. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. In: KAY, S. M.; RAMOS, V. A., *et al* (Ed.). **Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision**: Geological Society of America, v.Memoir 204, 2009. P.31-65.

_____. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. **Geological Journal**, v. 45, p. 2-45, 2010.

RAMOS, V. A.; ALEMÁN, A. Tectonic evolution of the Andes. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J., *et al* (Ed.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p.635–685.

RAMOS, V. A. et al. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. **Journal of Geodynamics**, v. 50, n. 3-4, p. 243-255, 2010.

RANGEL, H. D. et al. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 203-217, 1994.

RATCLIFFE, B.C., FAGERSTROM, J.A. Invertebrate lebensspuren of Holocene flood plains: their morphology, origin and paleoecological significance. *J. Paleontol.* 54, 614–630, 1980.

READING, H. G. Sedimentary basins and global tectonics In: BALLANCE, H. G.;

READING, H. G. (eds) **Sedimentation in Oblique-Slip Mobile Zones**. International Association of Sedimentologists Special Publications, 4, 7–26. 1982.

READING, H.G.. **Sedimentary Environments and Facies**. Blackwell Publications, Oxford, 1996. 688 pp.

RESTALLACK, G.J., 2001. Soils of the Past. An Introduction to Paleopedology. Blackwell Science, Oxford, 404 p.

REYES, F. C. Correlaciones en el Cretacico de la Cuenca Andina de Bolivia, Peru y Chile. **Revista Técnica de YPFB**, v. 1, n. 2, p. 101-144, 1972.

RIBEIRO, D. T. P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, v. 1, p. 7-12., 2001.

RIBEIRO, D. T. P. Caracterização dos silcretos do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 663-664, 2000.

RIBEIRO, L. C. B. et al. Geoparque Uberaba e terra dos dinossauros do Brasil (MG). In: SCHOBENHAUS, C. e SILVA, C. R. (Ed.). **Geoparques do Brasil e propostas**. Rio de Janeiro: CPRM, v.1, 2012. p.583-616.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997a.

_____. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da Formação Itaqueri na porção centro-leste do Estado de São Paulo. **Revista do Instituto de Geociências**, v. 18, n. 1/2, p. 41-48, 1997b.

RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform**. São Paulo: Edusp, 2005. p.31-56.

RINDSBERG, A.K., KOPASKA-MERKEL, D.C.. Treptichnus and Arenicolites from the Steven C. Minkin Paleozoic footprint site (Langsettian, Alabama, USA). In: Buta, R.J., Rindsberg, A.K., Kopaska-Merkel, D.C. (Eds.), **Pennsylvanian Footprints in the Black Warrior Basin of Alabama**. Alabama Paleontol. Soc., Monogr. 1, p. 121–141, 2005.

RINDSBERG, A.K. Ichnotaxonomy: finding patterns in a welter of information. In: Knaust, D., Bromley, R.G. (Eds.), **Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology**, vol. 64. Elsevier, Amsterdam, pp. 45–78. 2012.

RITCHER, R. Marken und Spuren aus alten Zeiten I-II. **Senckenbergiana**, 19: 150-169. 1937.

ROCHA-JÚNIOR, E. R. V. et al. Sr–Nd–Pb isotopic constraints on the nature of the mantle sources involved in the genesis of the high-Ti tholeiites from northern Paraná Continental Flood Basalts (Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 46, p. 9-25, 2013.

_____. Re–Os isotope and highly siderophile element systematics of the Paraná continental flood basalts (Brazil). **Earth and Planetary Science Letters**, v. 337–338, p. 164-173, 2012.

RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P. Trace fossils and rhizoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.140, p. 383–399, 1998.

ROHN, R.; SHEN, Y.; DIAS-BRITO, D. A new Coniacian-Santonian conchostracan genus from the Bauru Group, southeast Brazil: Taxonomy, palaeobiogeography and palaeoecology. **Cretaceous Research**, v. 26, n. 4, p. 581-592, 2005.

ROMANO, P. S. R. et al. New Information about Pelomedusoides (Testudines: Pleurodira) from the Cretaceous of Brazil Morphology and Evolution of Turtles. - **Morphology and Evolution of Turtles**, p. - 261-275, 2013.

ROUCHY, J. M. et al. The central Palaeo-Andean Basin of Bolivia (Potosi Area) during the Late Cretaceous and Early Tertiary - reconstruction of ancient saline lakes using sedimentological, paleoecological and stable-isotope records. **Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology**, v. 105, n. 3-4, p. 179-198, 1993.

RUBERTI, E.; GOMES, C. B.; COMIN-CHIARAMONTI, P. The alkaline magmatism from Ponta Grossa Arch. In: COMIN-CHIARAMONTI, P. e GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian platform**. São Paulo: Edusp/Fapesp, 2005. p.473-522

RUPPERT, E.E.; FOX, R.S.; BARNES, R.D. **Zoologia dos Invertebrados**. 7ª ed., Roca, São Paulo, 1145 p., 2005.

SALFITY, J. A.; MARQUILLAS, R. A. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina,. In: SALFITY, J. A. (Ed.). **Cretaceous tectonics of the Andes** Braunschweig/Weisbaden: Friedr. Vieweg & Sohn 1994. p.266-315. (Earth Evolution Sciences Monograph Series).

SALGADO, L.; CARVALHO, I. D. *Uberabatitan ribeiroi*, a new titanosaur from the Marília Formation (Bauru Group, Upper Cretaceous), Minas Gerais, Brazil. **Palaeontology**, v. 51, p. 881-901, 2008.

SALLUN FILHO, W. et al. **Geologia de subsuperfície do Estado de São Paulo - 75 anos de levantamentos do Instituto Geológico (1932-2007)**. São Paulo: Secretaria do Meio Ambiente, Instituto Geológico, 2009. 2738.

SALTER, J.W. On annelide-burrows and surface-markings from the Cambrian rocks of the Longmynd. **Quarterly Journal of the Geological Society of London.**, v. 13, 199–206, 1857.

SANTUCCI, R. M. First titanosaur (Saurischia, Sauropoda) axial remains from the Uberaba Formation, Upper Cretaceous, Bauru Group, Brazil. **Historical Biology**, v. 20, n. 3, p. 165-173, 2008.

SANTUCCI, R. M.; ARRUDA-CAMPOS, A. C. A new sauropod (Macronaria, Titanosauria) from the Adamantina Formation, Bauru Group, Upper Cretaceous of Brazil and the phylogenetic relationships of Aeolosaurini. **Zootaxa**, n. 3085, p. 1-33, 2011.

SANTUCCI, R. M.; BERTINI, R. J. Distribuição paleogeográfica e biocronológica dos titanossauros (Saurischia, Sauropoda) do Grupo Bauru, Cretáceo Superior do sudeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 3, p. 307-314, 2001.

_____. A new titanosaur from western Sao Paulo State, Upper Cretaceous Bauru Group, south-east Brazil. **Palaeontology**, v. 49, p. 59-66, 2006.

SAPORTA, G. de. Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. **Bulletin Société Géologique de France**, Séries 3, 15, 286–302. 1887.

SARJEANT, W.A.S. Plant trace fossils. In: Frey, R.W. (Ed.), **The Study of Trace Fossils**. Springer, Berlin, p. 163–179, 1975.

SCHLIRF, M., UCHMAN, A., KÜMMEL, M. Upper Triassic (Keuper) non-marine trace fossils from the Haßberge area (Franconia, south-eastern Germany). **Paläontologische Zeitschrift**, v. 75, p. 71–96, 2001.

SCOTTESE, C. R. **Atlas of Earth History**. Arlington, Texas: PALEOMAP Project, 2001. 52.

SCOTT, J. J.; BUATOIS, L. A.; MÁNGANO, M. G. Chapter 13 - Lacustrine Environments. In: DIRK KNAUST AND RICHARD, G. B. (Ed.). **Developments in Sedimentology**: Elsevier, v. Volume 64, 2012. p.379-417.

SEILACHER, A. Studien zur Palichnologie. I.Über die Methoden der Palichnologie. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie**, v. 96, p. 421–452, 1953.

_____. Bathymetry of trace fossils. **Marine Geology**, v. 5, p. 413–428, 1967.

_____. **Trace fossil analysis**. Berlin: Springer, 2007. 226 p.

SEMPERE, T. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. In: TANKARD, A. J.; SUÁREZ SORUCO, R., *et al* (Ed.). **Petroleum Basins of South America**: American Association of Petroleum Geologists, 1995. p.207–230. (Memoir 62).

SEMPERE, T. et al. Stratigraphy and chronology of upper Cretaceous lower Paleogene strata in Bolivia and northwest Argentina. **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, n. 6, p. 709-727, JUN 1997 1997.

SERENO, P. C. et al. Evidence for avian intrathoracic air sacs in a new predatory dinosaur from Argentina. **PLoS ONE**, v. 3, n. 9, p. 1-20, 2008.

SERENO, P. C.; WILSON, J. A.; CONRAD, J. L. New dinosaurs link southern landmasses in the mid-Cretaceous. **Proceedings of the Royal Society of London B**, v. 271, n. 1546 p. 1325-1330, 2004.

SIAGAS. **Sistema de Informações de Águas Subterrâneas**: Serviço Geológico do Brasil - SGB Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, 2014.

SIKS, B. C.; HORTON, B. K. Growth and fragmentation of the Andean foreland basin during eastward advance of fold-thrust deformation, Puna plateau and Eastern Cordillera, northern Argentina. **Tectonics**, v. 30, n. 6, p. TC6017, 2011.

SILVA, A. J. P. et al. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores In: BIZZI, L.; SCHOBENHAUS, A. C., *et al* (Ed.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. Brasília: Serviço Geológico do Brasil - CPRM, 2003.

SILVA R.B.; ETCHEBEHERE M.L.C.; SAAD A. **Groundwater calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro**. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, Boletim, 85-89. 1994.

SIMÕES, T. R. et al. A stem acrodontan lizard in the Cretaceous of Brazil revises early lizard evolution in Gondwana. **Nat. Commun.** 6:8149. 2015.

SIMONE, L. R. L.; MEZZALIRA, S. A posição sistemática de alguns bivalves Unionoidea do Grupo Bauru (Cretaceo Superior) do Brasil. **Revista da Universidade de Guarulhos - Geociências**, v. 2, n. 6, p. 63-65, 1997.

SMITH, J.J., HASIOTIS, S.T., WOODY, D.T., KRAUS, M.J. *Naktodemasis boweni*: new ichnogenus and ichnospecies for adhesive meniscate burrows (AMB), and

paleoenvironmental implications, Paleogene Willwood Formation, Bighorn Basin, Wyoming. **Journal of Paleontology**, v. 82, p. 267–278, 2008.

SMITH, R. Sedimentology and Ichnology of Floodplain Paleosurfaces in the Beaufort Group (Late Permian), Karoo Sequence, South-Africa. **Palaios**, v. 8, n. 4, p. 339-357, 1993.

SMITH, W. **Stratigraphical System of Organized Fossils, with reference to the specimens of the original Geological Collection in the British Museum: explaining their state of preservation and their use in identifying the British Strata.** London: London (England): Printed for E. Williams, 1817.

SOARES, P. C. et al. **Geologia do Noroeste do Estado de São Paulo.** Congresso Brasileiro de Geologia, 27, Aracajú.: SBG. p. 209 - 229. 1974.

SOARES, P. C. et al. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 10, n. 3, p. 177-185, 1980.

_____. Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no Estado de SP. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro. Resumos..., Rio Claro: SBG, p. 30–31, 1979.

SOARES. P. C.; LANDIM, P. M. B. Comparison between the tectonic evolution of the intracratonic and marginal basins in South Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48 (Suplemento), p. 313-324. 1976.

SOBREIRO NETO, et al. **Estruturas sedimentares primárias de ambiente flúvio-deltaico da Formação Caiuá.** Simpósio Regional de Geologia, 3, Curitiba, PR, Atas, pp. 47–59. 1981.

SOUTO, P. R. F. **Coprólitos do Brasil: Principais ocorrências e estudo.** Rio de Janeiro, Publit, 2008, 89 p.

SOUTO, P. R. F. Crocodylomorph coprolites from the Bauru basin, upper Cretaceous, Brazil. **New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin**, v. 51, p. 201-208, 2010.

SOUTO, P. R. F.; FERNANDES, M. A. Fossilized excreta associated to dinosaur in Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 57, p. 32-38, 2015.

SOUTO, P. R. F.; NAVA, W. Coprólitos de vertebrados da localidade de Presidente Prudente, Formação Adamantina, Bacia do Paraná. In: CARVALHO, I. S.; SRIVASTAVA, N. K., *et al* (Ed.). **Paleontologia: Cenários da Vida.** Rio de Janeiro: Interciência, v.1, 2007. p.517-522.

SPAGNUOLO, M. G. et al. Late Cretaceous arc rocks in the Andean retroarc region at 36.5 degrees S: Evidence supporting a Late Cretaceous slab shallowing. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 38, p. 44-56, 2012.

STEIN, D. P. et al. Geologia de parte dos vales dos rios Paraná e Paranapanema. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro. Resumos..., Rio Claro: SBG, v. 2, p. 291-306, 1979.

STICA, J. M.; ZALAN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Parana-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. **Marine and Petroleum Geology**, v. 50, p. 1-21, 2014.

SUAREZ, J. M. **Um quelônio da formação Bauru**. 23th Congresso Brasileiro de Geologia. GEOLOGIA, S. B. D. Salvador, Brasil: 167-176 p. 1969.

SUGUIO, K. **Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru**. Mesa redonda: a Formação Bauru no Estado de São Paulo e Regiões Adjacentes. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia: 15-26 p. 1981.

SUGUIO, K. et al. **Comportamentos estratigráfico e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo**. 1 Simpósio de Geologia Regional. São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo São Paulo: 231-247 p. 1977.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H.; MATSUI, E. **Significados paleoclimáticos e paleoambientais das rochas calcárias da Formação Caatinga (BA) e do Grupo Bauru (MG/SP)**. 31o Congresso Brasileiro de Geologia: SBG: 607-616 p. 1980.

SUGUIO, K.; BARCELOS, J. H. 1983. Calcretes of the Bauru (Cretaceous) Brasil: Petrology and Geological Significance. **Boletim Instituto Geológico**, v. 14, p. 49-54.

TAPANILA, L. Palaeoecology and diversity of endosymbionts in Palaeozoic marine invertebrates: Trace fossil evidence. **Lethaia**, v. 38, n. 2, p. 89-99, 2005.

TAYLOR, A.; GOLDRING, R. Description and Analysis of Bioturbation and Ichnofabric. **Journal of the Geological Society**, v. 150, p. 141-148, 1993.

THIEDE, D. S.; VASCONCELOS, P. M. Parana flood basalts: Rapid extrusion hypothesis confirmed by new Ar-40/Ar-39 results. **Geology**, v. 38, n. 8, p. 747-750, 2010.

THYBO, H.; ARTEMIEVA, I. M. Moho and magmatic underplating in continental lithosphere. **Tectonophysics**, v. 609, p. 605-619, 2013.

TUCKER, M. E. **Sedimentary petrology: an introduction to the origin of sedimentary rocks**. 3rd. Oxford; Malden, MA: Blackwell Science, 2001. 262 p.

TURNER, A. H.; SERTICH, J. J. W. Phylogenetic History of *Simosuchus clarki*

(Crocodyliformes: Notosuchia) from the Late Cretaceous of Madagascar. **Journal of Vertebrate Paleontology**, v. 30, n. sp1, p. 177-236, 2010.

UBA, C. E.; HEUBECK, C.; HULKA, C. Evolution of the late Cenozoic Chaco foreland basin, Southern Bolivia. **Basin Research**, v. 18, n. 2, p. 145-170, 2006.

UCHMAN, A.; ÁLVARO, J.J. Non-marine invertebrate trace fossils from the Tertiary Calatayud-Teruel Basin, NE Spain. **Revista Española de Paleontología**, v. 15, p. 203–218, 2000.

ULIANA, M. A.; MUSACCHIO, E. A. Microfósiles calcáreos no marinos del Cretácico Superior en el Zampal, Provincia de Mendoza, Argentina. **Ameghiniana**, v. 15, p. 111-135, 1978.

UPCHURCH, P.; BARRET, P. M.; DODSON, P. Sauropoda. In: WEISHAMPEL, D. B.; DODSON, P., *et al* (Ed.). **The Dinosauria**. Second. Berkeley: University of California Press 2004. p.259-324.

VALARELLI, J. V. et al. O Tinguáito de Jaboticabal, SP. **Boletim do Instituto de Geociências**, v. 16, p. 1-10, 1985.

VALLATI, P. Asociaciones palinológicas con angiospermas en el Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina, Argentina. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 13, n. 2, p. 143-158, 2010.

VAN DAMME, D.; BOGAN, A. E.; DIERICK, M. A revision of the Mesozoic naiads (Unionoida) of Africa and the biogeographic implications. **Earth Science Reviews**, v. 147, p. 141-200, 2015.

VAN DECAR, J. C.; JAMES, D.; ASSUMPÇÃO, M. Seismic evidence for a fossil mantle plume beneath South America and implications for driving forces **Nature**, v. 378, p. 25-31, 1995.

VAN DER MEIJDE, M.; JULIÀ, J.; ASSUMPÇÃO, M. Gravity derived Moho for South America. **Tectonophysics**, v. 609, p. 456-467, 2013.

VARELA, A. N. et al. U-Pb zircon constraints on the age of the Cretaceous Mata Amarilla Formation, Southern Patagonia, Argentina: its relationship with the evolution of the Austral Basin. **Andean Geology**, v. 39, n. 3, p. 359-379, 2012.

VIALOV, O. S. Stratigrafiya Neogenovix Molass Predcarpatskogo Progiba [Neogene stratigraphy of the Ciscarpathian Basin Molasse]. **Naukova Dumka**, Kiev, 192 p., 1962.

VIRAMONTE, J. G. et al. Cretaceous rift related magmatism in central-western South

America. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 12, n. 2, p. 109-121, 1999

VON HUENE, F.. Ein Versuch zur Stammesgeschichte der Krokodile. **Centralblatt für Mineralogie**. v. 11, p. 577-585. 1933.

VULLO, R. et al. A New Crested Pterosaur from the Early Cretaceous of Spain: The First European Tapejarid (Pterodactyloidea: Azhdarchoidea). **Plos One**, v. 7, n. 7, 2012.

WALKER, R.G. General Introduction: Facies, Facies Sequences and Facies Models. In WALKER, R.G. (ed.) **Facies Models**. Geological Association of Canada, Geoscience Canada, Reprint Series 1, 1-10. 1984.

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

WANG, X. L.; ZHOU, Z. H. A new pterosaur (Pterodactyloidea, Tapejaridae) from the Early Cretaceous Jiufotang Formation of western Liaoning, China and its implications for biostratigraphy. **Chinese Science Bulletin**, v. 48, n. 1, p. 16-23, 2003.

WASHBURNE, C. W. Petroleum Geology of the State of São Paulo, Brasil. **Boletim da Comissão Geográfica e Geológica**, n. 22, p. 1-282. Tradução de J. Pacheco. Rio de Janeiro: Departamento Nacional de Produção Mineral, 1939, 228p. 1930.

WATTS, A. B. The effective elastic thickness of the lithosphere and the evolution of foreland basins. **Basin Research**, v. 4, n. 3-4, p. 169-178, 1992.

WELLNHOFER, P.; BUFFETAUT, E. Pterosaur remains from the Cretaceous of Morocco. **Paläontologische Zeitschrift**, v. 73, n. 1, 1999.

WELSINK, H. J. et al. Structural inversion of a Cretaceous rift basin, southern Altiplano, Bolivia. In: TANKARD, A. J. S. S., R. e WELSINK, H. J. (Ed.). **Petroleum basins of South America**: American Association of Petroleum Geologists, 1995. p.305-324. (Memoir 62).

WHITE, C. D. Flora of the Hermit shale, Grand Canyon, Arizona. **Carnegie Institute Washington Publication**, v. 405, 221 p., 1929.

WHITE, R. S.; MCKENZIE, D. Mantle plumes and flood basalts. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 100, n. B9, p. 17543-17585, 1995.

WIESE, F.; SCHULZE, F. The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841) in the Middle East: taxonomic and palaeoecologic remarks. **Cretaceous Research**, v. 26, n. 6, p. 930-946, 2005.

WILSON, J.A.; MALKANI, M.S.; GINGERICH, P.D. New crocodyliform (Reptilia, Nesoeucrocodylia) from the Upper Cretaceous Pab Formation of Vitakri, Balochistan (Pakistan). **Contributions from the Museum of Paleontology**, 30(12): 321-336. 2001.

WINTER, W. R.; JAHNERT, R. J.; FRANÇA, A. B. Bacia de Campos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 511-529, 2007.

ZAHER, H. et al. Redescription of the Cranial Morphology of *Mariliasuchus Amarali*, and its Phylogenetic Affinities (Crocodyliformes, Notosuchia). **American Museum Novitates**, p. 1-40, 2006.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.

ZALÁN, P. V. et al. The Parana Basin. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R., *et al* (Ed.). **Interior Cratonic Basins**. Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1990. cap. 33, p.681-708. (AAPG Memoir 51).

ZAMORA VALCARCE, G. et al. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. In: KAY, S. M. e RAMOS, V. A. (Ed.). **Geological Society of America Special Papers**. Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°–39°S lat): Geological Society of America, 2006. p.125-145. (Special Paper 407).

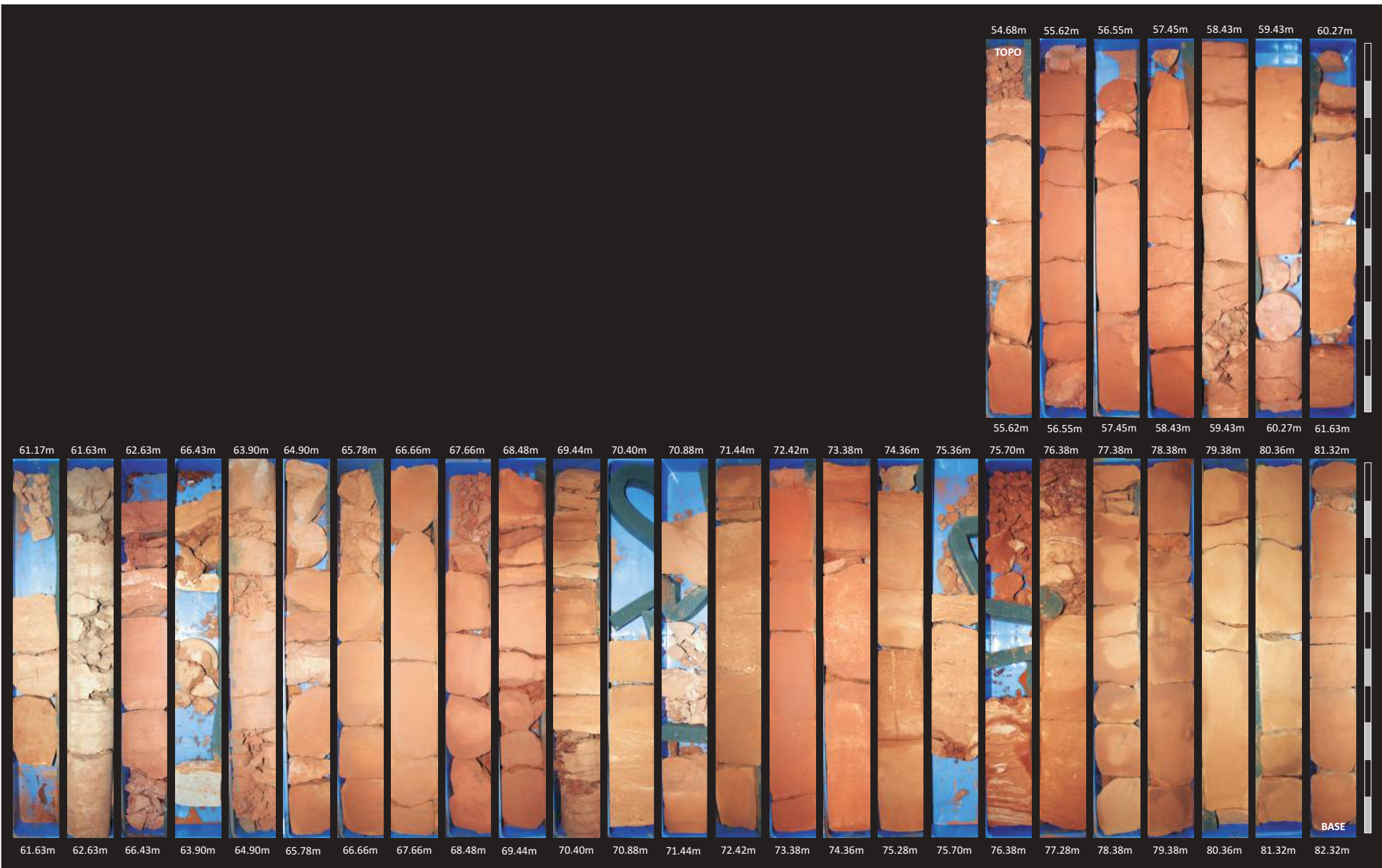
ZERFASS, H.; CHEMALE JR., F.; LAVINA, E. Tectonic Control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, Southernmost Brazil, and its Correlation to the Waterberg Basin, Namibia. **Gondwana Research**, v. 8, n. 2, p. 163-176, 2005.

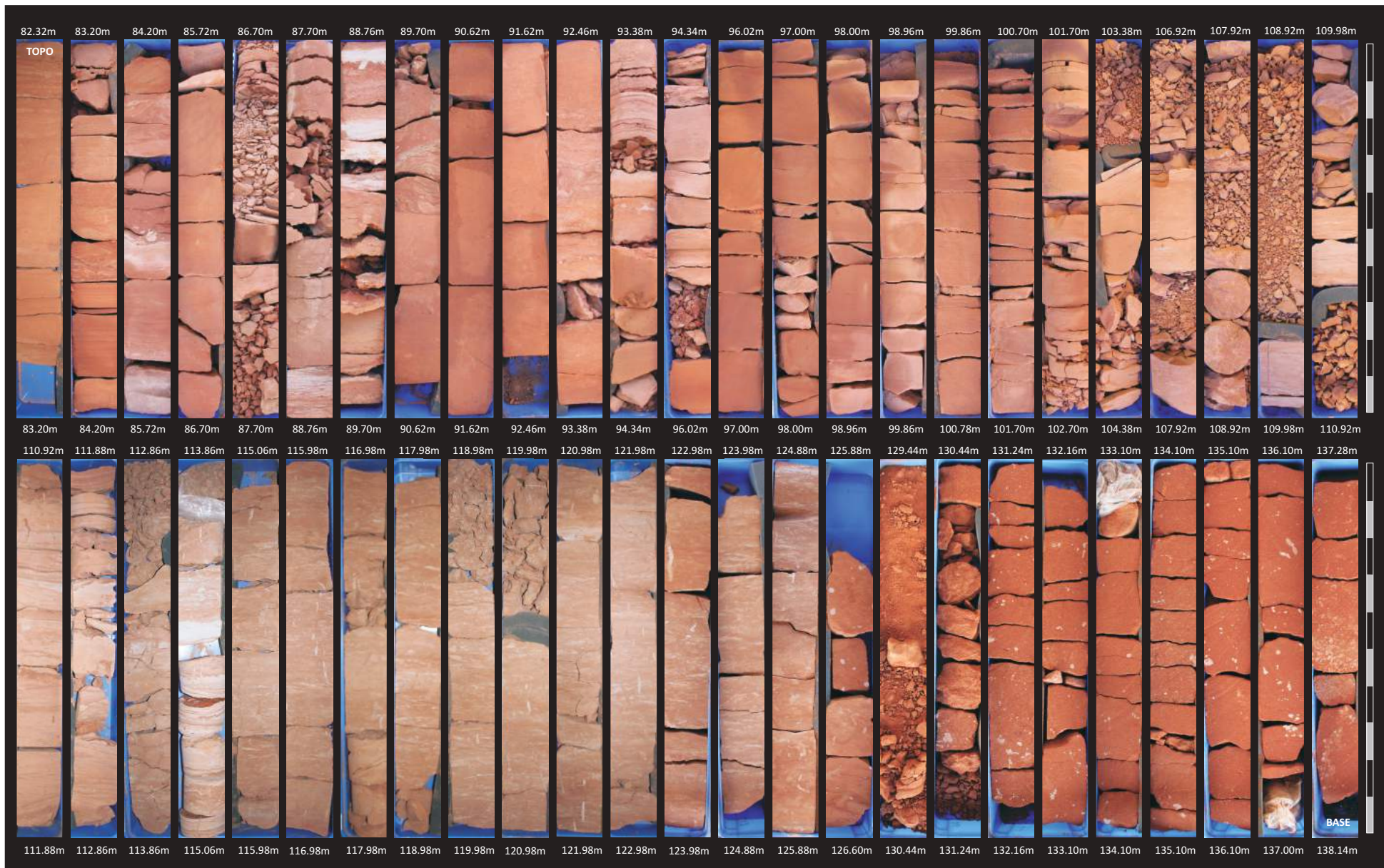
ZERFASS, H. et al. Tectonics and sedimentation in Southern South America during Triassic. **Sedimentary Geology**, v. 166, n. 3–4, p. 265-292, 2004.

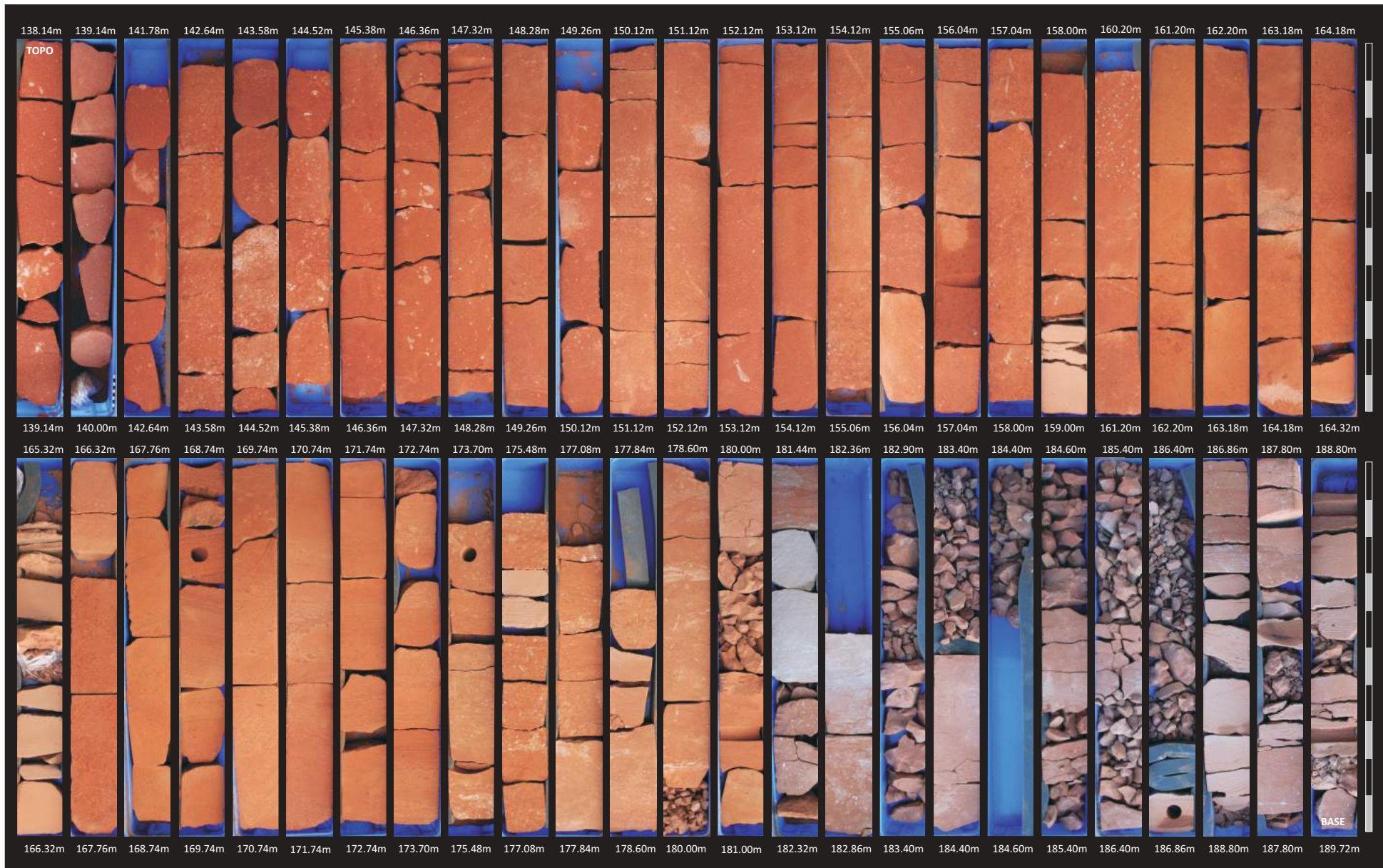
ANEXO 1. CONJUNTO DE FOTOS DOS TESTEMUNHOS DE SONDAGENS

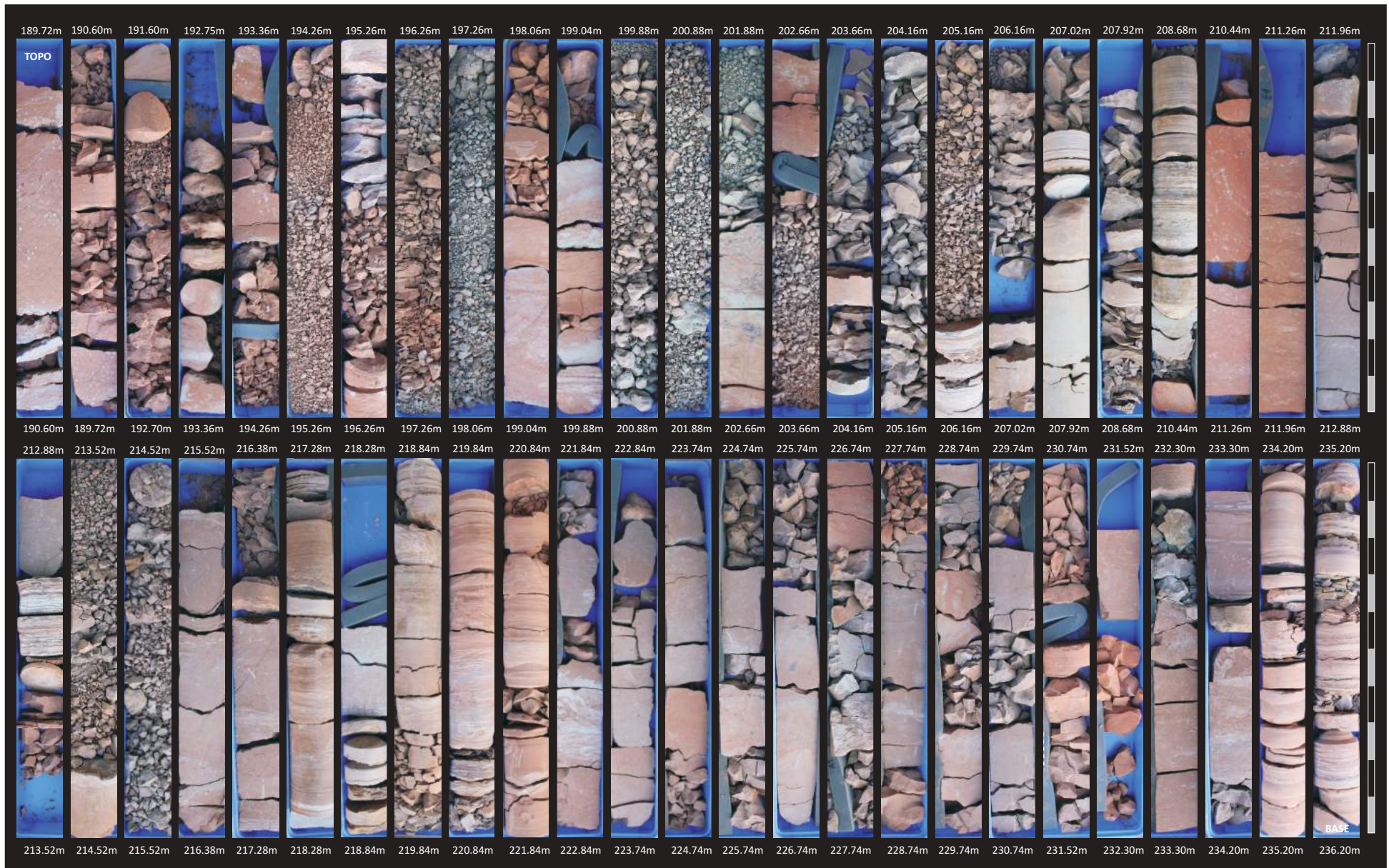
Os testemunhos estão dispostos da base para o topo, com a base no canto inferior direito e topo no canto superior esquerdo. Os números indicam as profundidades no topo e na base das caixas.

ANEXO 1A. POÇO MARTINÓPOLIS



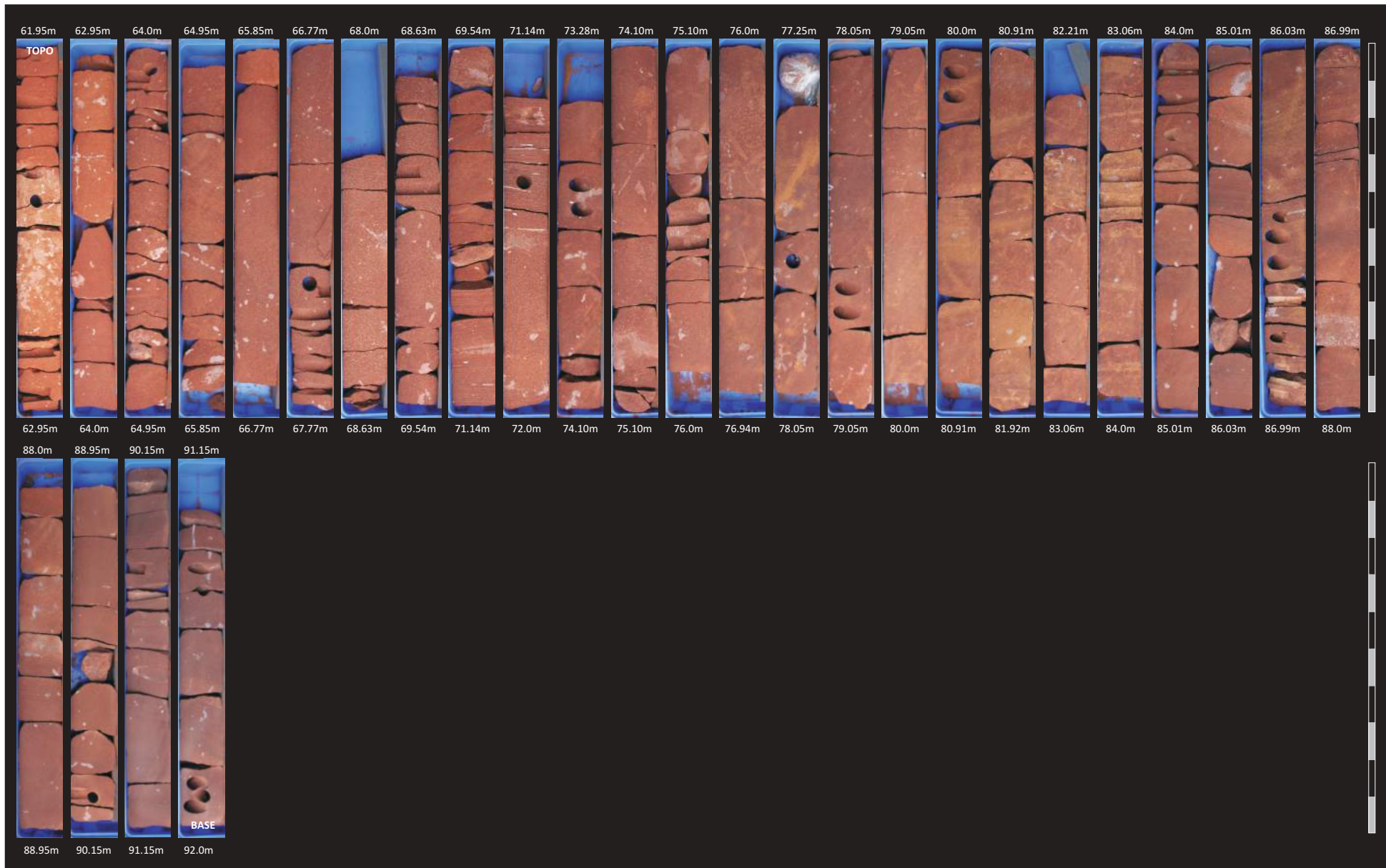




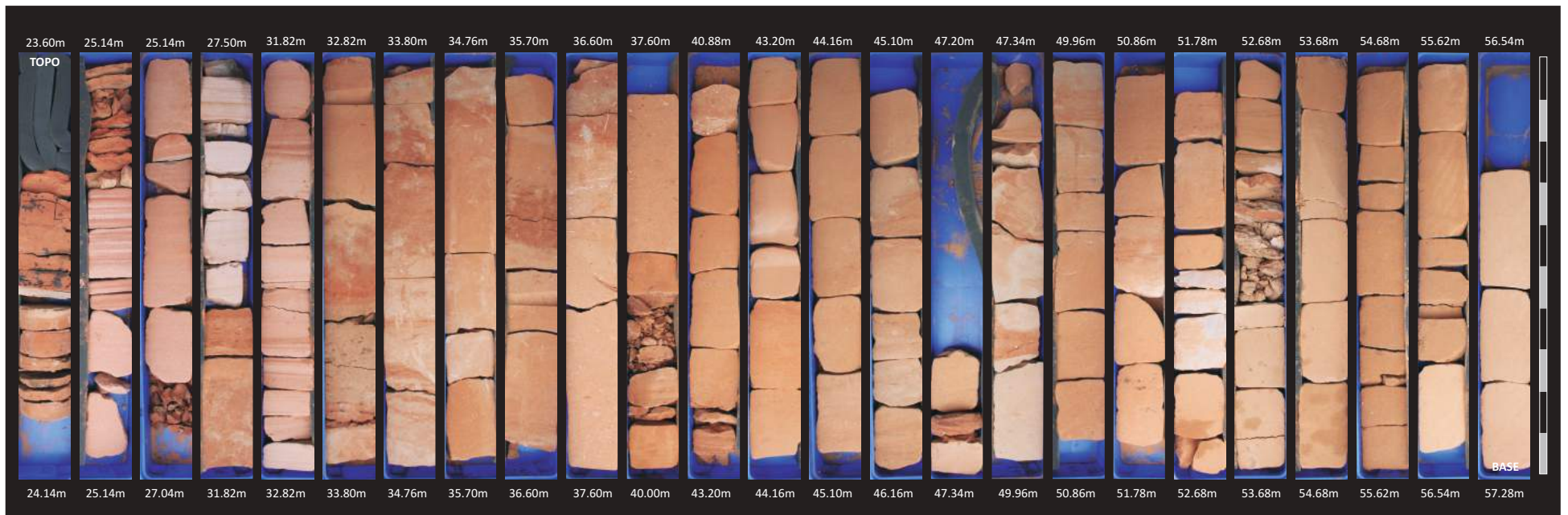


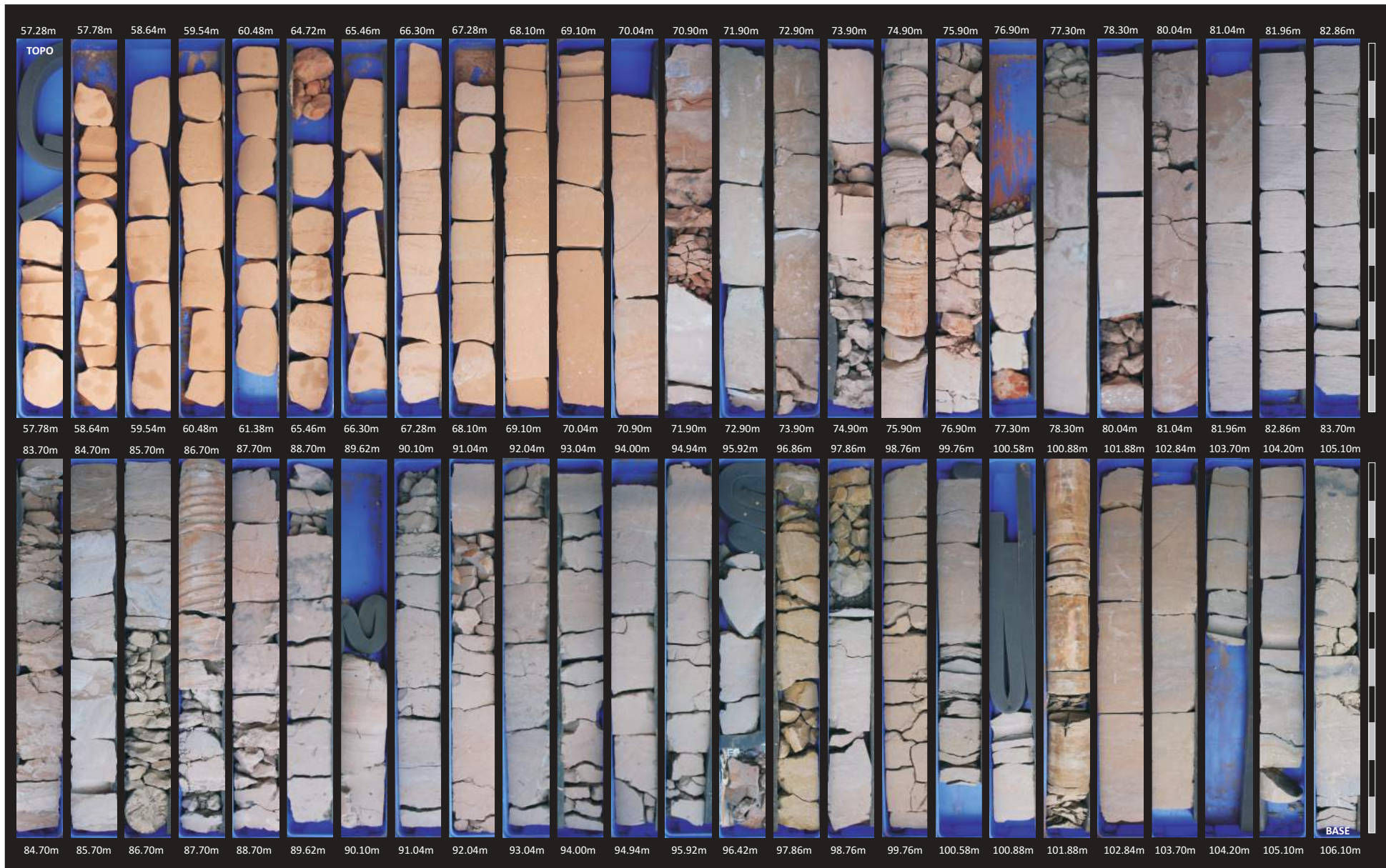
ANEXO 1B. POÇO NOVA GRANADA





ANEXO 1C. POÇO PIACATU







ANEXO 1D. POÇO PIRAPOZINHO



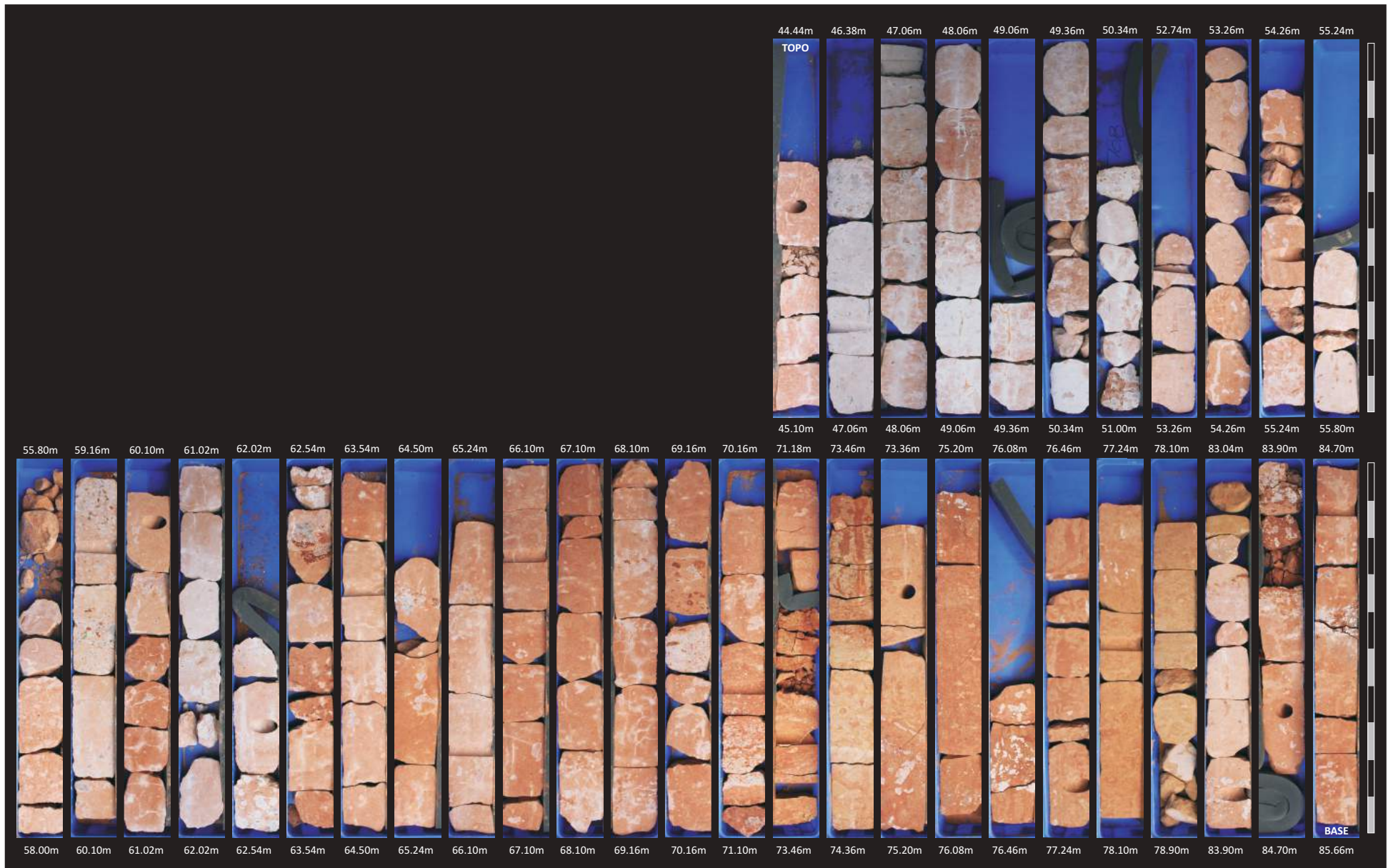




ANEXO 1E. POÇO PRESIDENTE EPITÁCIO



ANEXO 1F. POÇO QUINTANA





Anexo 2A. Poço Martinópolis

Localização: Martinópolis – SP

Cota da boca do poço: 476 m

Unidades amostradas: formações Pirapozinho, Santo Anastácio, Araçatuba e Adamantina. As fácies das formações Pirapozinho, Santo Anastácio e Araçatuba são respectivamente apresentadas nos anexos 2D, 2B e 2C.

Fácies da Formação Adamantina



Gmm – conglomerado matriz suportado. Clastos subangulosos a subredondados, sem orientação. Matriz muito mal selecionada, de arenito argiloso com grânulos. Apresenta fraca graduação normal.

Interpretação: fluxo de detritos plástico (preenchimento de canal).



G4 – conglomerado matriz suportado com estratificação cruzada acamada, composto por intraclastos de arenito e argilito.

Interpretação: preenchimento de canal.



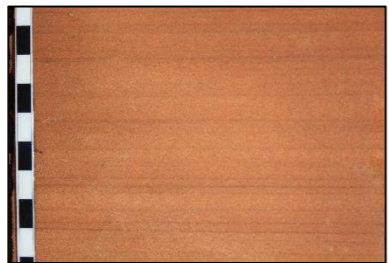
Gp – conglomerado matriz suportado com estratificação cruzada tabular bem marcada, composto por intraclastos de argilito e arenito, usualmente com granodrecrescência ascendente para arenito conglomerático.

Interpretação: formas de leito transversais (preenchimento de canal).



Brecha – brecha composta por clastos angulosos de arenito e argilito, não orientados, com arenito mal selecionado entre os clastos. Ocorre associado a intervalos com microfalhas e fraturas preenchidas por carbonato de cálcio.

Interpretação: brecha intraformacional.



Sh – arenito fino a muito fino, com laminação horizontal, localmente com pequenos intraclastos de argilito. A laminação é marcada por minerais escuros. Rocha semifrável. Cor 10R 7/4 (rosa alaranjado moderado).

Interpretação: regime de fluxo superior.



Sr – arenito muito fino a fino, com ripples e climbing-ripples subcríticas a supercríticas, as vezes intensamente bioturbados, com cor 10R 7/4 (rosa alaranjado moderado).

Interpretação: regime de fluxo inferior.



Sp – arenito fino a muito grosso, com estratificação cruzada tabular comumente marcada por lâminas de minerais escuros; pode apresentar pequenos intraclastos de argilito na base das estratificações; usualmente dispostos em estratos com granodrecrescência ascendente. Pode apresentar pouca a moderada cimentação carbonática e alguns intervalos apresentam laminação convoluta. Cores 10R 7/4 – 5YR 8/4 (rosa alaranjado moderado) e 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado).

Interpretação: formas de leito transversais ou linguoides.



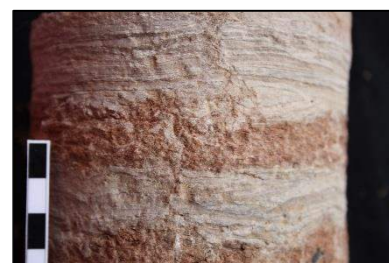
St – arenito fino a médio, com estratificação cruzada acamada, usualmente com minerais escuros marcando a estratificação, pode apresentar ou não cimentação carbonática; cor 10R 7/4 (rosa alaranjado moderado).

Interpretação: dunas de cristas sinuosas.



Fr – arenito muito fino a fino, argiloso, com aspecto maciço a intensamente bioturbado, com marcas de raízes. As vezes intensamente bioturbados. Cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 5YR 6/4 (marrom claro).

Interpretação: depósitos de planície de inundação e paleossolos incipientes.



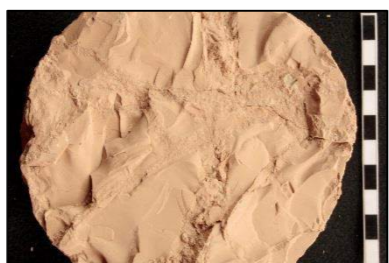
Fl – intervalo heterolítico de siltito/argilito e arenito muito fino a fino, com fina laminação, eventualmente com fins estratos de arenito fino com pequenas ripples. Localmente pode ocorrer laminação convoluta. Apresenta fraca a intensa cimentação carbonática. A razão areia/argila varia bastante ao longo dos perfis. Cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado), 5YR 6/4 (marrom claro), 10R 7/4 – 5YR 8/4 (rosa alaranjado moderado), e 10YR 8/2 (laranja muito pálido).

Interpretação: depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados.



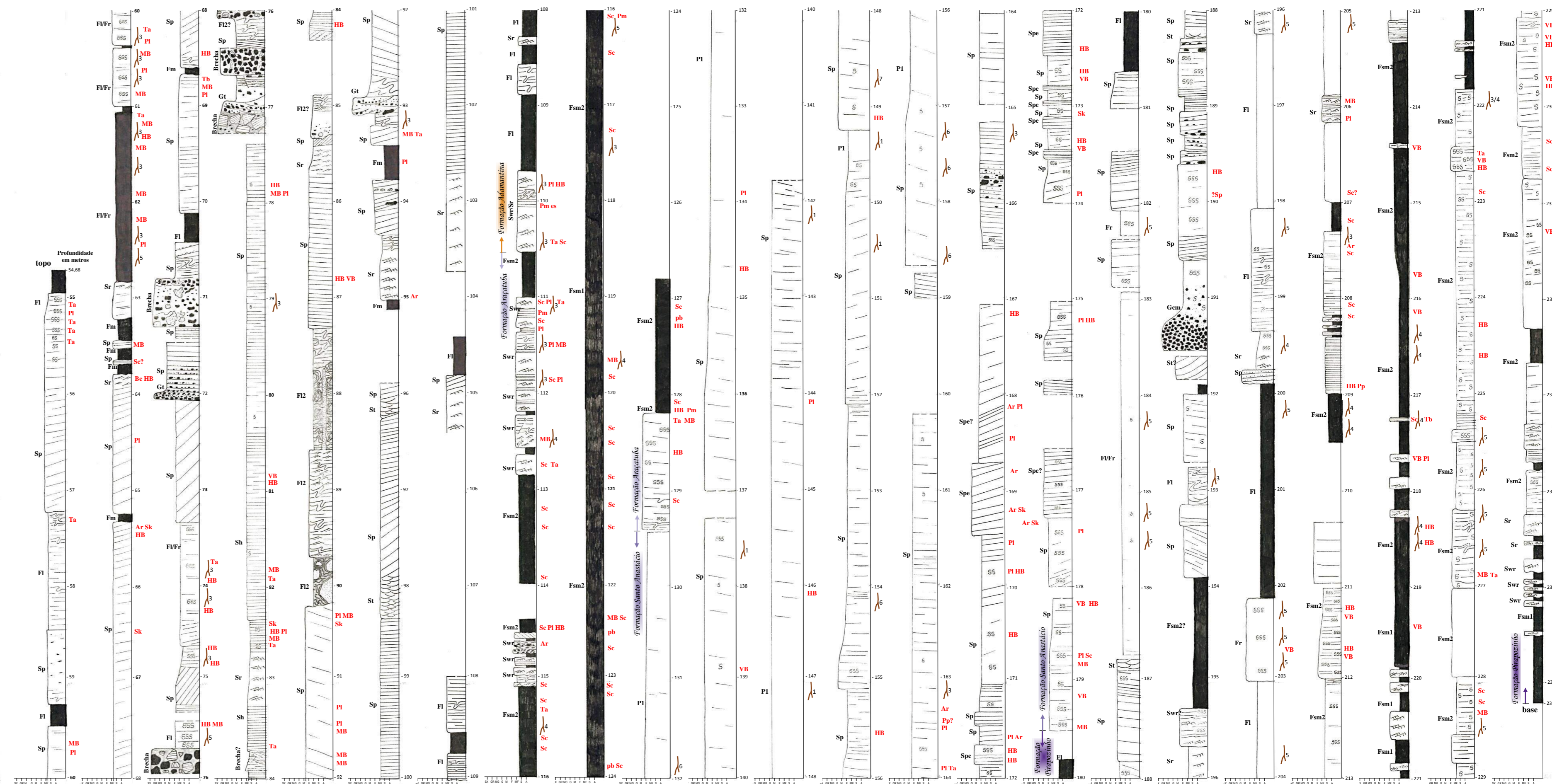
FI – intervalo semelhante a Fl mas com lâminas completamente rompidas ou com dobras convolutas, associadas a microfalhas e a diaques de arenito cortando os depósitos.

Interpretação: depósitos de planícies de inundação que sofreram liquefação, provavelmente resultante de terremotos.



Fm – argilito maciço, bem compactado, com gretas de ressecamento. Cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 5YR 6/4 (marrom claro).

Interpretação: depósitos de planície de inundação ou canais abandonados.



Anexo 2B. Poço Nova Granada

Localização: Nova Granada – SP

Cota da boca do poço: 482 m

Unidades amostradas: formações Santo Anastácio e São José do Rio Preto

Fácies da Formação São José do Rio Preto



Gmg – conglomerado matriz suportado com clastos de argilito e arenito cimentado, com gradação inversa a normal, cor 10YR 6/2 (marrom amarelado pálido).

Interpretação: depósito de fluxo de detritos pseudoplástico (preenchimento de canal)



Gt – conglomerado clasto suportado com granodrecrescência ascendente, às vezes matriz suportado, com estratificação cruzada acanalada (eventualmente tabular no topo), composto por intraclastos de argilito de cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido), e eventualmente contendo fragmentos de arenito com *ripples* (como Sr).

Interpretação: preenchimento de canais.



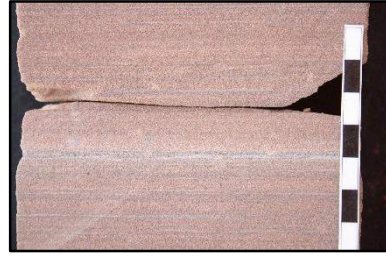
Gp – conglomerado matriz suportado com estratificação cruzada tabular, com intraclastos arredondados de argilito, de dimensões variadas e cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido).

Interpretação: formas de leito transversais (preenchimento de canais)



Brc – brecha composta por clastos angulosos de arenito estratificado, não orientados, com arenito médio entre os clastos.

Interpretação: brecha intraformacional.



Sh – arenito muito fino a médio, com laminação horizontal. Rico em feldspatos e com laminação bem marcada por minerais escuros. Cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 10YR 6/2 (marrom amarelado pálido).

Interpretação: regime de fluxo superior.



Sp – arenito fino a muito fino, quartzoso e frequentemente micáceo, com estratificação cruzada tabular, usualmente com granodrecrescência ascendente, e eventualmente com grânulos de argilito concentrados em alguns níveis. Apresenta cimentação carbonática. Eventualmente no topo dos estratos não há estrutura visível, e apresentam moderada a intensa bioturbação e/ou marcas de raízes. Cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado), 10YR 8/6 (laranja amarelado pálido) e 10YR 6/2 (marrom amarelado pálido).

Interpretação: formas de leito transversais ou linguóides. Quando sem estrutura e com marcas de raízes indicam incipiente pedogeneização.



St – arenito fino a grosso, com estratificação cruzada acanalada, de cor 10YR 8/6 (laranja amarelado pálido), com cimentação carbonática.

Interpretação: dunas de cristas sinuosas.



Sr – arenito muito fino com climbing-ripples críticas, de cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 10YR 8/2 (laranja muito pálido), com pequenas concreções carbonáticas dispersas (<5 mm).

Interpretação: regime de fluxo inferior (crítico).



Fr – silito, argilito ou arenito muito fino argilosos, maciço, com marcas de raízes e frequentemente intensamente bioturbados. Cor 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado).

Interpretação: paleossolo incipiente.



Fm – argilito ou silito, maciço, de cor 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido), frequentemente com gretas de ressecamento.

Interpretação: depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados.



Fsm – argilito ou silito, maciço, de cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido).

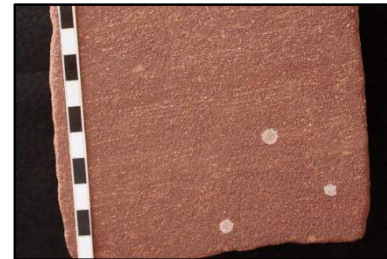
Interpretação: depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados.



Fl – intervalo heterolítico de silito ou argilito e arenito muito fino a fino, com fina laminação, frequentemente com pequenas ripples, de cores 10R 6/6 (laranja avermelhado moderado) e 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido). Pode ocorrer laminação convoluta. Apresenta cimentação carbonática, eventualmente com nódulos irregulares dispersos (<1 cm).

Interpretação: depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados.

Fácies da Formação Santo Anastácio



Sp – arenito fino a médio, bem selecionado, com estratificação cruzada tabular (que frequentemente esmaece no topo do estrato), com grão envolvidos por óxido de ferro, de cor 10R 3/4 (marrom avermelhado escuro). Usualmente com granodrecrescência ascendente. Sem cimento carbonático ou com pequenas concreções carbonáticas irregulares (0,5-5 cm) dispersas ou concentradas em determinadas porções. Raramente apresenta intraclastos argilosos.

Interpretação: formas de leito transversais ou linguóides (preenchimento de canal), às vezes, com incipiente pedogeneização.



Spe – arenito fino a médio, com lâminas lenticulares de arenito grosso, com grão envolvidos por óxido de ferro, de cor 10R 3/4 (marrom avermelhado escuro). Apresenta estratificação cruzada tabular bem definida, às vezes marcada por linhas de pontilhadas de cor clara (grãos sem película de óxido de ferro).

Interpretação: retrabalhamento eólico de barras fluviais.



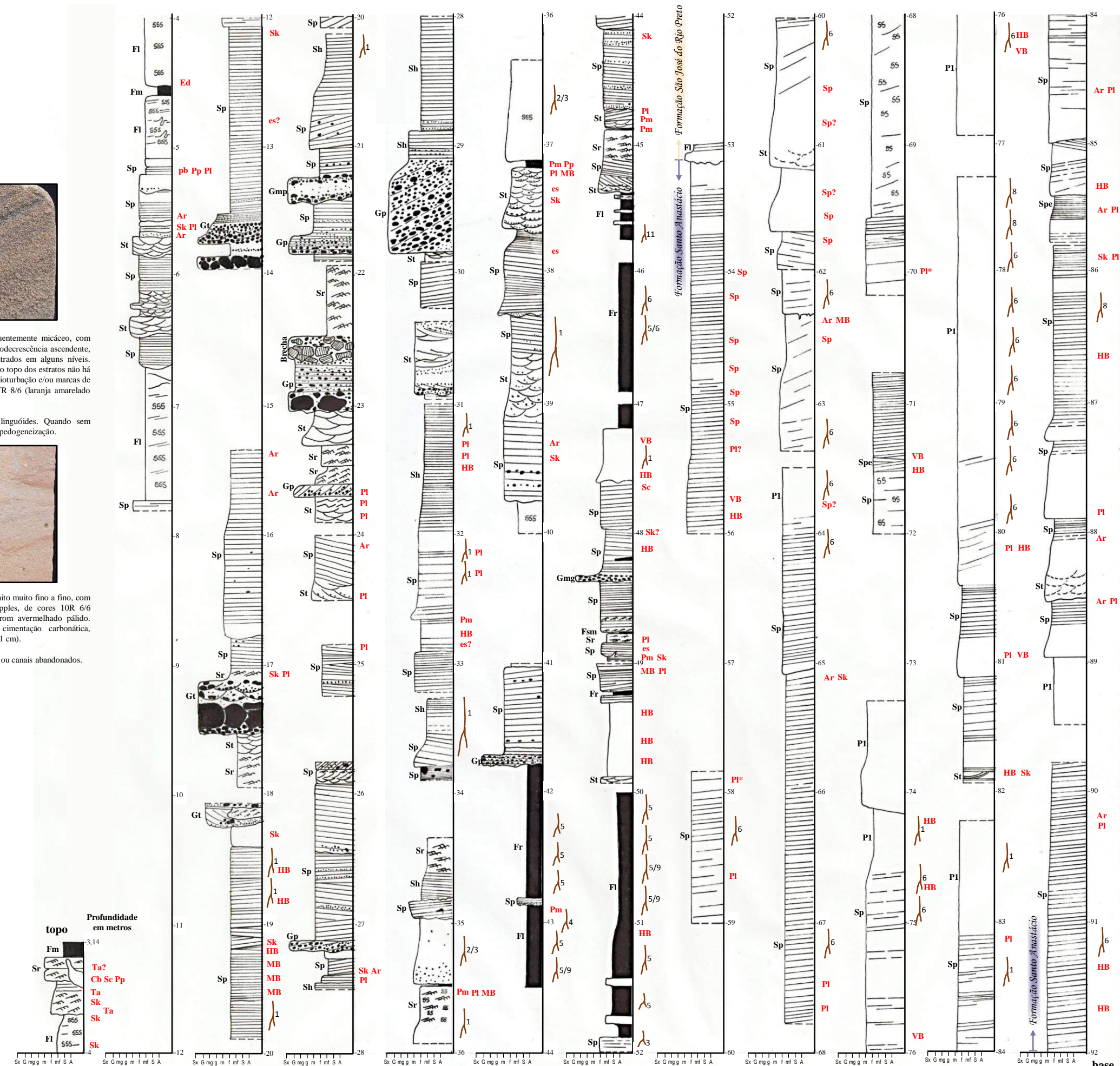
Pl – estratos de arenito fino a médio, sem gradação, de cor 10R 3/4 (marrom avermelhado escuro) ou mosqueado (10R 3/4 e 10YR 5/4 – marrom amarelado moderado). Sem estrutura visível, bioturbados e/ou com marcas de raízes, preenchidas por sedimentou ou com cimento carbonático.

Interpretação: paleossolo.



St – arenito fino, com estratificação cruzada acanalada, sem cimentação carbonática, de cor 10R 3/4 (marrom avermelhado escuro).

Interpretação: dunas de cristas sinuosas.



Anexo 2C. Poço Piacatu

Localização: Piacatu – SP

Cota da boca do poço: 430 m

Unidades amostradas: formações Pirapozinho, Santo Anastácio, Birigui, Araçatuba e Adamantina. As fácies das formações Pirapozinho, Santo Anastácio e Adamantina são respectivamente apresentadas nos anexos 2D, 2B e 2A.

Fácies da Formação Birigui



Sm – arenito fino a médio, maciço, seleção boa, sem cimentação carbonática mas com algumas pequenas concreções dispersas. Cor 5Y 7/2 (cinza amarelado) e 10YR 8/2 (laranja muito pálido).

Interpretação: fluxos de sedimento por gravidade.

Sp – arenito fino a médio, com estratificação cruzada tabular, seleção boa, com pouca ou sem cimentação carbonática. Cor 5Y 7/2 (cinza amarelado) e 10YR 8/2 (laranja muito pálido).

Interpretação: formas de leito transversais ou linguóides.

St – arenito fino com granodrecência ascendente, com estratificação ou laminação cruzada acanalada, mal preservada, com concreções carbonáticas dispersas. Cores 5YR 7/2 (cinza esverdeado) e 5GY 6/1 (cinza acinzentado).

Interpretação: dunas de cristas sinuosas.

Sr – arenito fino com ripples pouco visíveis, bioturbados, eventualmente com laminação convoluta. Cores 5YR 7/2 (cinza esverdeado) e 5GY 6/1 (cinza acinzentado).

Interpretação: regime de fluxo inferior.

F1 – intervalos heterolítico de arenito fino com matriz e lamina de argilito. Pode apresentar ripples e laminação convoluta. Pouco bioturbados a não bioturbados. Cores 5YR 6/4 (marrom claro), 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 5YR 7/2 (cinza esverdeado).

Interpretação: depósitos de planícies de inundação.

Fácies da Formação Araçatuba



Fsm1 – argilito arenoso, maciço e bem compactado ou com laminação plano-paralela, podendo apresentar lâminas de arenito muito fino com ripples superficiais a subfritas, eventualmente com rip-up clasts muito pequenos de argilito, e localmente laminação convoluta. Os estratos normalmente apresentam discreta granodrecência ascendente. Localmente pode apresentar pequenos traços de raízes e bioturbações. As lâminas de arenito são de cor branca, e os estratos de argilito podem apresentar as cores 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido), 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado), 5GY 7/2 (verde amarelado acinzentado) e 5YR 7/2 (rosa alaranjado acinzentado).

Interpretação: depósitos lacustres sublitórais a profundos.

Fsm2 – intervalos heterolíticos de arenito muito fino e argilito, que pode ser maciço e bem compactado. Apresentam traços de raízes e icnofósseis. Estratos sem estruturas sedimentares visíveis com granodrecência ascendente. Cor 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado).

Interpretação: depósitos de planície lacustre, supralitoral a litoral.

Swr – arenito fino a muito fino com argilito/silito, formando estruturas heterolíticas (flaser, wavy e linsen). Localmente ocorrem laminações convolutas e microfalhas.

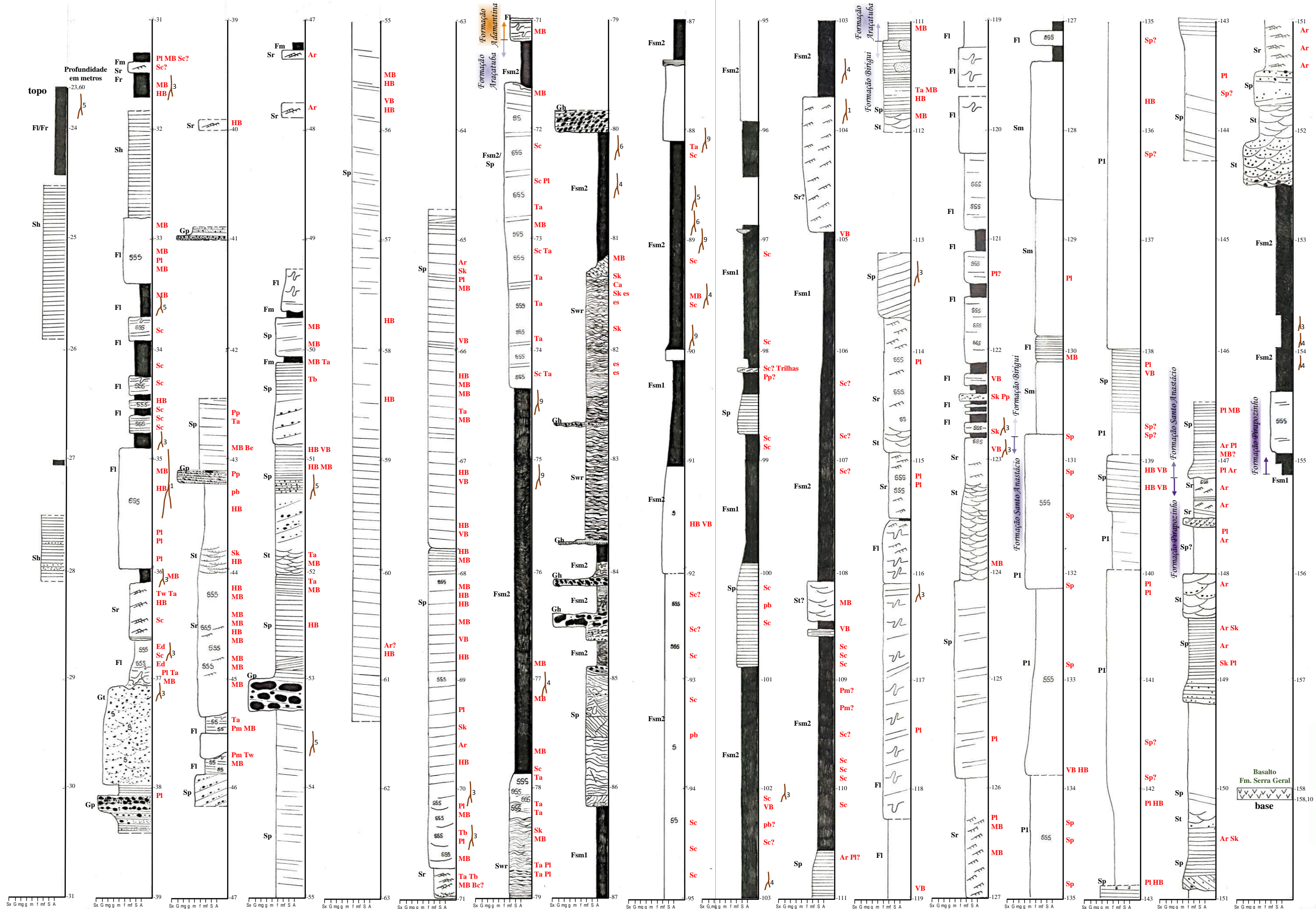
Interpretação: ambiente de baixa energia, mas com a ação intermitente de ondas ou correntes.

Sp – arenito muito fino com estratificação cruzada tabular, apresentando pequenos intraclastos argilosos. Ocorrem laminações convolutas e fragmentos vegetais.

Interpretação: depósitos de canais na planície lacustre.

Gh – estratos finos de conglomerados compostos por grânulos de intraclastos argilosos, usualmente imbricados, ricos em escamas de peixes, com base erosiva. Internamente apresentam acamamento horizontal.

Interpretação: depósitos de lags.



Anexo 2E. Poço Presidente Epitácio

Localização: Presidente Epitácio– SP

Cota da boca do poço: 274 m

Unidade amostrada: Formação Caiuá

Fácies da Formação Caiuá



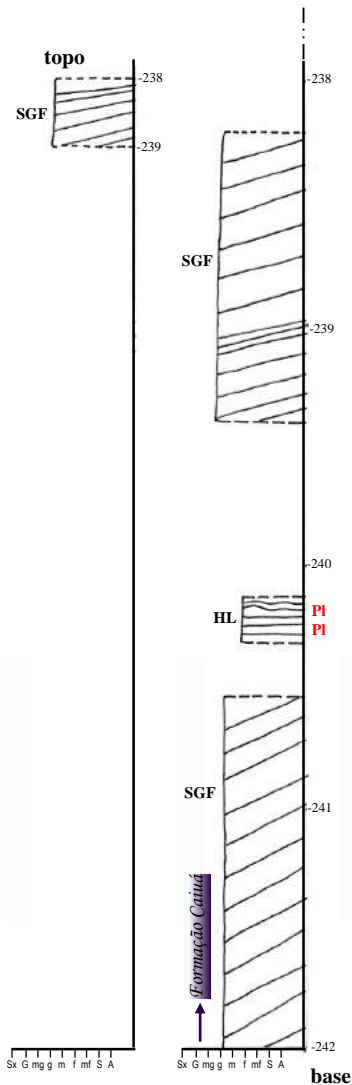
SGH – arenito médio a grosso, bem selecionado, arredondado, apresentando lâminas com gradação inversa, sendo laminações de fluxo de grãos e queda de grãos. Os grãos estão cobertos por película de óxido de ferro. Cores 5R 4/2 (vermelho acinzentado) e 5P 6/2 (roxo pálido). Pode ser semifriável a intensamente cimentado por carbonato de cálcio.

Interpretação: dunas eólicas



HL – arenito fino a médio, com laminação horizontal irregular, moderadamente selecionado, com cores 5R 4/2 (vermelho acinzentado) e 5P 6/2 (roxo pálido). Bioturbado.

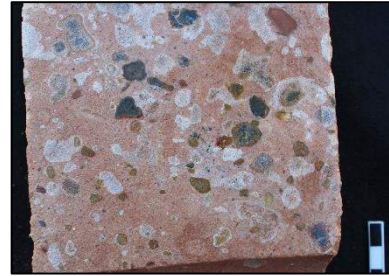
Interpretação: depósitos interdunas sob condições de areia saturada.



Anexo 2F. Poço Quintana

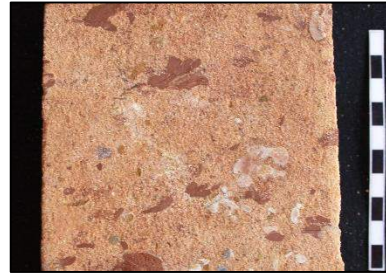
Localização: Quintana – SP
Cota da boca do poço: 602 m
Unidade amostrada: Formação Marília

Fácies da Formação Marília



Gmg – Conglomerado matriz suportado, com gradação inversa, e seleção pobre; matriz de arenito médio com cimentação carbonática, cor 5YR 8/4 (rosa alaranjada moderada); nódulos carbonáticos com núcleos detríticos subangulosos a arredondados de diferentes composições (argilitos, rochas metamórficas e vulcânicas, fragmentos de calcretes e quartzo).

Interpretação: depósitos de fluxos de detritos.



Gmm - Conglomerado matriz suportado, maciço, com seleção pobre; matriz de arenito médio com cimentação carbonática, cor 5YR 8/4 (rosa alaranjada moderada) e 10YR 7/4 (laranja acinzentado); com clastos angulosos principalmente de argilitos, e secundariamente de rochas metamórficas e vulcânicas, fragmentos de calcretes e quartzo.

Interpretação: depósitos de fluxos de detritos.



Gt – Conglomerado matriz suportado, moderadamente selecionado, com estratificação cruzada acanalada, matriz de arenito médio com cimentação carbonática, cor 10YR 7/4 (laranja acinzentado); com clastos angulosos a subarredondados de argilitos, rochas metamórficas, e fragmentos de calcretes, frequentemente com coating de carbonato.

Interpretação: barra longitudinal cascalhosa, preenchimento de canal.



Sm – Arenito fino a médio, mal selecionado, grãos subarredondados a subangulosos, podendo apresentar grânulos e pequenos seixos dispersos, cores 10YR 6/6 (laranja amarelado escuro) e 10R 8/2 (rosa alaranjado acinzentado); sem cimentação carbonática ou com nódulos dispersos; maciço ou com vestígios de estratificação.

Interpretação: fluxos de sedimento por gravidade.



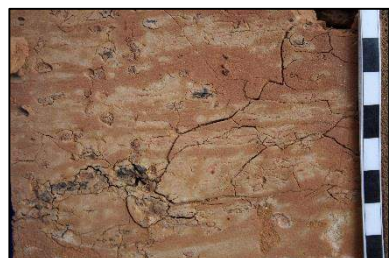
Sp - Arenito médio a grosso, com estratificação cruzada tabular planar, podendo apresentar clastos de argilitos dispersos ou concentrados em alguns níveis, com cimentação carbonática.

Interpretação: depósitos resultantes de transporte por tração em barras longitudinais (preenchimento de canal).



Sr – Arenito muito fino a fino, com climbing ripples críticas, com ou sem cimentação carbonática, com cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado).

Interpretação: regime de fluxo inferior (topo de barras longitudinais, preenchimento de canal).



Fl – intervalo heterolítico com intercalações de arenito muito fino a fino, laminado, sem cimentação carbonática, com cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado).

Interpretação: depósitos de planície de inundação.



Fr – intervalo heterolítico de sedimentos finos (arenito muito fino, siltito e argilito), sem estrutura visível ou com pequenas ripples, com ou sem cimentação carbonática, com cores 10YR 7/4 (laranja acinzentado) e 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado), com abundantes traços de raízes.

Interpretação: depósitos de planície de inundação pedogeneticamente modificados.



P – estratos de arenito muito fino a médio, sem estruturas visíveis, com muitos traços de raízes e intensa cimentação carbonática, apresentando nódulos carbonáticos verticalmente alongados, horizontais e irregulares; eventualmente com cristais romboédricos de calcita dispersos; mosqueados, apresentando cores 10R 4/6 (marrom avermelhado moderado), 10R 5/4 (marrom avermelhado pálido), 10R 6/6 (laranja amarelado escuro), 10YR 8/2 (laranja muito pálido), 5YR 8/4 (rosa alaranjado moderado) e branco.

Interpretação: paleossolos com precipitação química (calcretes).

