

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

KIMBERLYM TÁBATA PESCH VIEIRA

REVISITANDO O REGISTRO DO PREENCHIMENTO DA BACIA DE CURITIBA



CURITIBA

2022

KIMBERLYM TÁBATA PESCH VIEIRA

REVISITANDO O REGISTRO DO PREENCHIMENTO DA BACIA DE CURITIBA

Dissertação apresentada ao Programa de pós-graduação em Geologia, Área de concentração em Geologia exploratória, Linha de pesquisa em Análise de bacias sedimentares, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

CURITIBA

2022

DADOS INTERNACIONAIS DE CATALOGAÇÃO NA PUBLICAÇÃO (CIP)
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
SISTEMA DE BIBLIOTECAS – BIBLIOTECA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

Vieira, Kimberlym Tábata Pesch

Revisitando o registro do preenchimento da bacia de Curitiba
/ Kimberlym Tábata Pesch Vieira. – Curitiba, 2022.

1 recurso on-line : PDF.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal do Paraná,
Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-graduação em
Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Luiz Alberto Fernandes

1. Sedimentação. 2. Paleontologia - Cenozóico. 3. Solos –
Formação. I. Fernandes, Luiz Alberto. II. Universidade Federal
do Paraná, Programa de Pós-graduação em Geologia. III.
Título.

Bibliotecária: Roseny Rivelini Morciani CRB-9/1585



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO
SETOR DE CIÊNCIAS DA TERRA
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO GEOLOGIA -
40001016028P5

TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação GEOLOGIA da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da dissertação de Mestrado de **KIMBERLYM TABATA PESCH VIEIRA** intitulada: **REVISITANDO O REGISTRO DO PREENCHIMENTO DA BACIA DE CURITIBA**, sob orientação do Prof. Dr. **LUIZ ALBERTO FERNANDES**, que após terem inquirido a aluna e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua **APROVAÇÃO** no rito de defesa.

A outorga do título de mestra está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 04 de Março de 2022.

Assinatura Eletrônica

04/03/2022 14:14:23.0

LUIZ ALBERTO FERNANDES

Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

14/06/2022 10:54:27.0

ANDRE LUIZ FERRARI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE)

Assinatura Eletrônica

04/03/2022 16:03:55.0

PAULO CÉSAR FONSECA GIANNINI

Avaliador Externo (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

AGRADECIMENTO

Agradeço a minha família e em especial a minha mãe Débora Pesch por me aguentar em casa todo esse tempo e aos meus companheiros de pandemia: Puppy, Spam, Dartagnan, Spock e Gregory. Também às minhas irmãs de coração pelos inúmeros anos de amizade.

Aos amigos e colegas do LABGEOL pela companhia, cafés e conversas antes da pandemia. Também aos meus amigos da graduação e da pós-graduação que compartilharam os dias no politécnico e/ou dias de campo.

Ao Programa de pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Paraná (PPGEOL-UFPR) pela oportunidade de desenvolver essa pesquisa, assim como à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento de parte desse período.

Ao Instituto Tecnológico de Transportes e Infraestrutura da Universidade Federal do Paraná (ITTI-UFPR) pela oportunidade de estágio e a todos os colegas desse período, onde pude aprender muito sobre a parte ambiental.

Por último, mas não menos importante, um agradecimento especial ao meu orientador Luiz Alberto Fernandes por toda ajuda ao longo desses anos de bacaria de Curitiba e também pela amizade na vida real.

*“Don't you know I'm still standing better than I ever did
Looking like a true survivor, feeling like a little kid
I'm still standing after all this time
Picking up the pieces of my life without you on my mind”*

(Bernie Taupin/Elton John)

RESUMO

Há muito se conhece a Formação Guabirotuba, sedimentos de tons esverdeados compostos por camadas de lamias intercaladas a lentes de areias quartzo feldspática, depositados em uma bacia continental de idade cenozoica na região de Curitiba. Recentes discussões acerca da idade dos depósitos, baseada em achados fossilíferos em afloramento representativo da unidade, trazem a Bacia de Curitiba como unidade a ser revisitada. O presente estudo teve o intuito de contribuir com o entendimento da formação dos depósitos e sua possível associação com distribuição da fauna Guabirotuba. Foram definidas cinco associações de fácies para os depósitos da Formação Guabirotuba, tendo como base a descrição de 58 exposições de superfície, cuja distribuição foi correlacionada com dados de poços tubulares obtidos na plataforma do serviço geológico do Brasil. A deposição da Formação Guabirotuba foi atribuída em maior parte a depósitos de leques fluviais, com pequena contribuição de rios axiais na porção nordeste e depósitos de fluxos densos intercalados aos leques fluviais nas margens da bacia. O preenchimento foi associado a evolução do Rift Continental do Sudeste do Brasil, em um momento inicial, com depósitos de fluxos densos nas margens em formação e de rios axiais antecedentes que adentravam a bacia na porção nordeste, rumo a sudoeste. Durante a fase de clímax da criação de espaço de acomodação continuava a deposição de fluxos densos e o início da formação dos leques fluviais. Nesse momento também se deu a maior intensidade de atividades tectônicas com deformação dos depósitos, registrada pontualmente em deformações plásticas reconhecidas em campo. A fase pós rifte foi marcada pela estabilização e aumento da área das bacias de drenagem nas áreas fontes e desenvolvimento dos leques fluviais. Em relação as modificações eodiagenéticas, foram observadas feições iniciais de compactação mecânica, além de horizontes de calcrete pedogenético de ocorrência pontual na porção norte/noroeste da distribuição dos depósitos. Ademais não foram identificadas feições mesodiagenéticas, apenas telodiagenéticas mais atuais, associadas ao intemperismo, com a formação de delgadas crostas e percolações de óxidos/hidróxidos de ferro que dão cor avermelhada aos horizontes mais superficiais dos depósitos, aspecto característico da unidade.

Palavras-chave: sedimentação continental fluvial, Cenozoico, Formação Guabirotuba.

ABSTRACT

The Guabirotuba Formation has long been known, sediments of greenish tones composed of layers of mud interspersed with quartz feldspathic sand lenses, deposited in a continental basin of Cenozoic age in the region of Curitiba. Recent discussions about the age of the deposits, based on fossiliferous findings in a representative outcrop of the unit, bring the Curitiba Basin as a unit to be revisited. The present study aimed to contribute to the understanding of the formation of deposits and their possible association with the distribution of the Guabirotuba fauna. Five facies associations were defined for the Guabirotuba Formation deposits, based on the description of 58 surface exposures, whose distribution was correlated with data from tubular wells obtained from the Brazilian Geological Service platform. The deposition of the Guabirotuba Formation was mostly attributed to fluvial fan deposits, with a small contribution from axial rivers in the northeast portion and dense flow deposits interspersed with fluvial fans at the basin margins. The infill was associated with the evolution of the Continental Rift of Southeast Brazil, at an early stage, with deposits of dense flows on the forming margins and of antecedent axial rivers that entered the basin in the northeast portion, towards the southwest. During the climax phase of the creation of accommodation space, the deposition of dense flows and the beginning of the formation of fluvial fans continued. At that moment, there was also the highest intensity of tectonic activities with deformation of the deposits, recorded punctually in plastic deformations recognized in the field. The post-rift phase was marked by the stabilization and increase in the area of the drainage basins in the source areas and the development of fluvial fans. Concerning eodiagenetic changes, initial features of mechanical compaction were observed, in addition to pedogenetic calcrete horizons of punctual occurrence in the north/northwest portion of the deposit distribution. Furthermore, no mesodiagenetic features were identified, only more current telodiagenetic features, associated with weathering, with the formation of thin crusts and percolations of iron oxides/hydroxides that give a reddish color to the most superficial horizons of the deposits, a characteristic feature of the unit.

Keywords: fluvial continental sedimentation, Cenozoic, Guabirotuba Formation.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Área de ocorrência dos sedimentos da Formação Guabirotuba	2
Figura 2.1 – Localização dos poços tubulares	6
Figura 2.2 – Exemplo da descrição de poço	7
Figura 3.1 – Localização dos principais componentes do <i>Rift</i> Continental	10
Figura 3.2 – Perfil leste-oeste do estado do Paraná	11
Figura 3.3 – Mapa de ‘isopropundidades’	12
Figura 3.4 – Modelo de evolução tectonossedimentar	12
Figura 3.5 - Seção colunar da melhor exposição dos sedimentos à época	14
Figura 3.6 – Nova seção tipo da Formação Guabirotuba	15
Figura 3.7 - Idade relativa para a deposição da Formação Guabirotuba	17
Figura 4.1 – Tipos de leques aluviais	20
Figura 4.2 – Comparação entre características geomorfológicas	21
Figura 4.3 – Feições encontradas em um leque aluvial	22
Figura 4.4 – Seção longitudinal esquemática de um <i>debris-flow aluvial fan</i>	23
Figura 4.5 – Seção longitudinal esquemática de um <i>waterlain aluvial fan</i>	24
Figura 4.6 – Feições encontradas em um leque aluvial	25
Figura 4.7 – Seção longitudinal esquemática de um leque fluvial (<i>fluvial fan</i>)	26
Figura 4.8 – Vista esquemática em planta de um sistema fluvial distributivo	27
Figura 4.9 – Principais feições de rios meandrante	28
Figura 4.10 – Comparação entre formas de leito	31
Figura 4.11 – Perfis esquemáticos com características sedimentares	32
Figura 5.1 – Aspecto comum da fácies Gh	38
Figura 5.2 – Aspecto comum da fácies Gmm	38
Figura 5.3 – Detalhe do aspecto da fácies Gmm	39
Figura 5.4 – Aspecto comum da fácies Gt	39
Figura 5.5 – Aspecto comum da fácies St	40
Figura 5.6 – Aspecto comum das fácies Sg	40
Figura 5.7 – Aspecto comum da fácies Sp	41
Figura 5.8 – Aspecto comum da fácies Sm	41
Figura 5.9 – Aspecto comum das fácies Fm e Fl	42
Figura 5.10 – Vistas de detalhe da fácies FG	42
Figura 5.11 – Elementos arquitetônicos identificados	44

Figura 5.12 – Localização dos afloramentos com ocorrência de calcretes _____	45
Figura 5.13 – Tipos de calcretes encontrados, da Fm. Guabirotuba _____	46
Figura 5.14 – Registro de cimentação por processos de remobilização _____	46
Figura 5.15 – Rizocrecção _____	47
Figura 5.16 – Crostas associadas à cimentação ferruginosa _____	47
Figura 5.17 – Aspecto microscópico geral das fácies arenosas - St _____	48
Figura 5.18 – Cimento carbonático em arcabouço siliciclástico _____	49
Figura 5.19 – Matriz de lama carbonática micrítica _____	49
Figura 5.20 – Cimento ferruginoso em arcabouço siliciclástico _____	50
Figura 5.21 – Possível feição de recristalização eodiagenética _____	51
Figura 5.22 – Registros de deformação plástica _____	52
Figura 5.23 – Registros de deformação rúptil _____	52
Figura 5.24 – Diques de areia _____	53
Figura 5.25 – Mapa de espessura total da unidade _____	54
Figura 5.26 – Espessura das camadas de lama _____	54
Figura 5.27 – Espessura das camadas de cascalho _____	55
Figura 5.28 – Espessura das camadas de areia _____	55
Figura 5.29 – Distribuição da espessura e diagramas de paleocorrentes _____	56
Figura 6.1 – Perfis esquemáticos das associações de fácies _____	58
Figura 6.2 – Associação de fácies 1 (AF1) _____	60
Figura 6.3 – Associação de fácies 2 (AF2) _____	61
Figura 6.4 – Associação de fácies 3 (AF3) _____	62
Figura 6.5 – Distribuição das associações de fácies _____	63
Figura 6.6 – Exemplo de arcabouço _____	64
Figura 6.7 – Associação de fácies 4 (AF4) _____	65
Figura 6.8 – Associação de fácies 5 (AF5) _____	66
Figura 6.9 – Distribuição dos componentes do trato de sistemas _____	68
Figura 6.10 – Área potencial para prospecção de novas ocorrências fossilíferas _____	74

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 – Identificação das lâminas _____	4
--	---

LISTA DE QUADROS

Quadro 5.1 – Fácies sedimentares _____	35
--	----

Quadro 5.2 – Elementos arquitetônicos _____	37
---	----

Quadro 6.1 – Associações de fácies _____	57
--	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Objetivos	2
1.2	Área de estudo	2
2	MATERIAIS E MÉTODOS	3
2.1	Revisão bibliográfica	3
2.2	Trabalhos de campo	3
2.3	Petrografia microscópica	4
2.4	Dados de poços tubulares	5
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	8
3.1	Contexto geológico regional	8
3.2	Bacia de Curitiba	10
3.2.1	Caracterização do arcabouço da bacia	11
3.2.2	Preenchimento sedimentar da bacia	13
3.2.3	Proveniência dos sedimentos	16
3.2.4	Paleontologia da bacia	16
3.2.5	A característica lama esverdeada da Formação Guabirotuba	17
3.2.6	Carbonatos diagenéticos	18
4	SEDIMENTAÇÃO FLUVIO-LACUSTRE EM BACIAS CONTINENTAIS	19
4.1.1	Leques	19
4.1.1.1	<i>Leques dominados por fluxos de gravidade</i>	21
4.1.1.2	<i>Leques dominados por fluxos de inundação</i>	23
4.1.1.3	<i>Leques dominados por fluxos de corrente/leques fluviais</i>	24
4.1.1.4	<i>Sistema fluvial distributivo</i>	26
4.1.2	Rios	27
4.1.2.1	<i>Paradigmas atuais</i>	29
4.1.3	Lagos	33

5	RESULTADOS	34
5.1	Fácies sedimentares e elementos arquitetônicos	34
5.2	Modificações pós-sedimentares	44
5.2.1	Cimentação	44
5.2.1.1	<i>Caracterização petrográfica</i>	47
5.2.2	Deformações dos depósitos	51
5.3	Distribuição das fácies em subsuperfície	53
5.4	Paleocorrentes	56
6	DISCUSSÃO (ARTIGO)	57
6.1	Associações de fácies	57
6.2	Preenchimento sedimentar da bacia	67
6.3	Após a deposição	71
6.4	Distribuição dos registros de vida	72
7	CONCLUSÕES	75
	REFERÊNCIAS	77
	APÊNDICE 1 - IDENTIFICAÇÃO DOS POÇOS TUBULARES DO SISTEMA DE INFORMAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO CPRM UTILIZADOS NA PESQUISA	82
	APÊNDICE 2 - LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS	84
	APÊNDICE 3 - COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS	85
	ANEXO 1 - ARTIGO: ANÁLISE FACIOLÓGICA E CONTEXTO DEPOSICIONAL DO GEOSÍTIO BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA, NOVA SEÇÃO-TIPO PARA A FORMAÇÃO GUABIROTUBA	86

1 INTRODUÇÃO

Há décadas se conhecem os sedimentos ou rochas, dependendo da concepção do autor, que ocorrem sobre o embasamento metamórfico em Curitiba e sua região metropolitana, tais como artigos pioneiros publicados desde o início do século XIX por Siemiradzki (1898), Oliveira (1927) e Carvalho (1934). Tais depósitos são considerados sedimentos nessa pesquisa por apresentarem grau diagenético inicial, incipiente. Esses constituem a principal, ou única, unidade que preenche a Bacia de Curitiba, descrita e nomeada Formação Guabirota por Bigarella e Salamuni (1962). Autores como Becker (1982), Salamuni (1998) e Lima (2010) realizaram estudos posteriores relevantes sobre a distribuição regional e características da unidade.

A Bacia de Curitiba formou-se no início do Cenozoico, integrando a feição denominada *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - RCSB (Riccomini, 1989). A criação desse espaço de acomodação propiciou a acumulação e preservação da Formação Guabirota. Em meio aos sedimentos dessa unidade, no único afloramento fossilífero localizado na Cidade Industrial de Curitiba, foram encontrados os registros da Fauna Guabirota (Sedor et al., 2014b). A ocorrência, além de ser um dos poucos registros de fósseis do Eoceno no Brasil, permitiu estimar a idade relativa para a sedimentação da Formação Guabirota.

Embora escassos, sobretudo pela intensa urbanização da área, os afloramentos continuam a fornecer novas informações para o avanço no entendimento das condições vigentes durante o preenchimento sedimentar da Bacia de Curitiba. Principalmente após a descoberta de fauna fóssil tão diversificada e rara, ainda que de ocorrência restrita, até o momento.

Esta pesquisa para dissertação de mestrado visou atualizar e refinar o conhecimento sobre o contexto deposicional e distribuição dos sedimentos da Bacia de Curitiba com base, sobretudo, na interpretação de exposições de superfície. Espera-se que as características litofaciológicas e deposicionais identificadas subsidiem a prospecção de novas áreas com potencial fossilífero na bacia, assim como futuros estudos tafonômicos e paleoambientais.

1.1 Objetivos

O principal objetivo da pesquisa foi a caracterização litofaciológica de detalhe de depósitos da Formação Guabirotuba, preferencialmente daqueles adjacentes e semelhantes aos do geossítio Bacia sedimentar de Curitiba, afloramento fossilífero situado no bairro Cidade Industrial de Curitiba. Para tanto, foram definidos os seguintes objetivos específicos: reconhecer e descrever exposições de superfície da unidade na região do geossítio, no rumo à atual borda da bacia; aprofundar o conhecimento acerca da constituição, arquitetura dos depósitos, distribuição e complementarmente, identificar modificações diagenéticas dos sedimentos.

1.2 Área de estudo

A área de distribuição dos sedimentos da Formação Guabirotuba compreende o município de Curitiba e parte de sua região metropolitana (Figura 1.1).

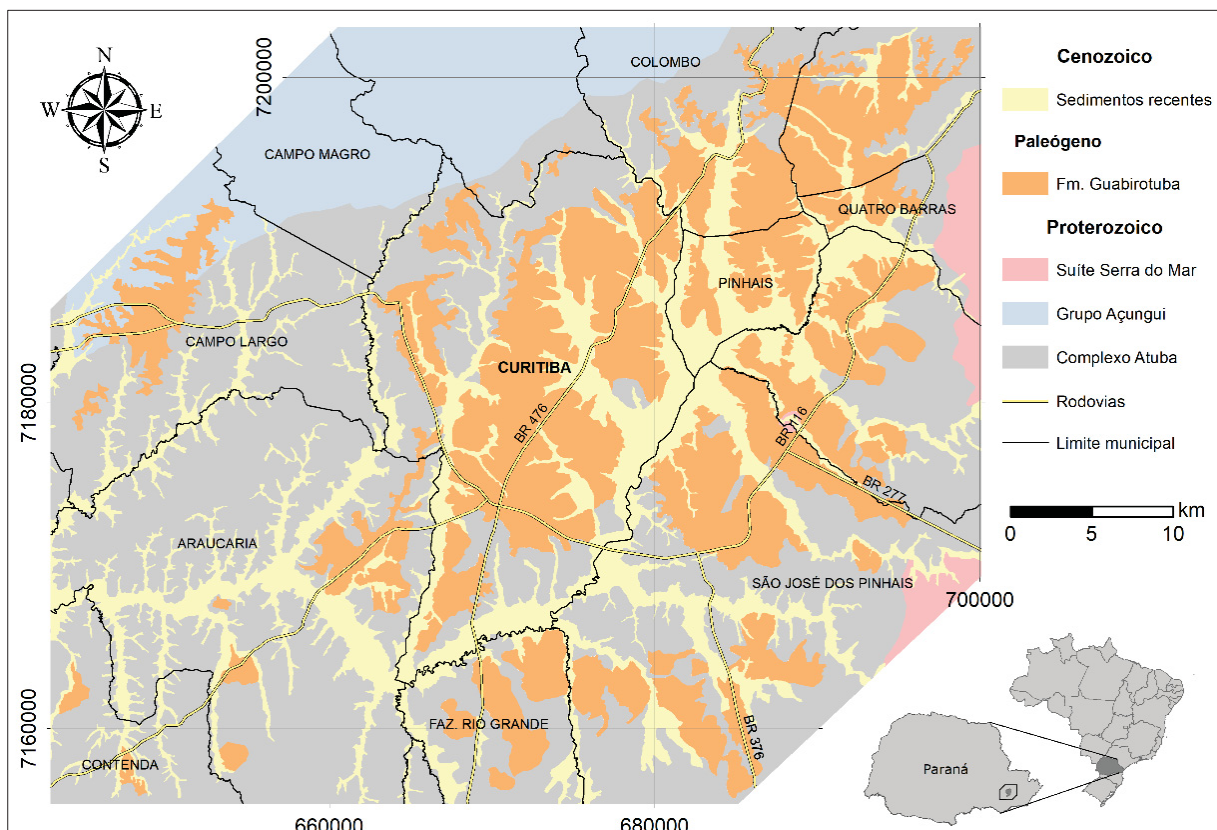


Figura 1.1 – Área de ocorrência dos sedimentos da Formação Guabirotuba. Modificado de Salamuni et al. (1999).

2 MATERIAIS E MÉTODOS

A pesquisa foi desenvolvida pelos métodos usuais, com as seguintes atividades:

- revisão bibliográfica;
- inventário de afloramentos;
- levantamento de dados de poços tubulares;
- trabalhos de campo;
- descrição micropetrográfica;
- interpretações deposicionais;
- confecção de ilustrações e redação.

2.1 Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica teve como objetivos o contexto geológico regional, especificamente a geologia da Bacia de Curitiba, e seu preenchimento; e os modelos de sedimentação continental, seus processos e produtos sedimentares.

As descrições de afloramentos encontradas na literatura acerca do preenchimento da Bacia de Curitiba foram inventariadas. Os locais tiveram sua existência verificada com uso de imagens de satélite e vistas panorâmicas da plataforma *Google Maps*. Nessa plataforma também foram identificados possíveis afloramentos não citados em estudos anteriores. Este inventário preliminar serviu para planejamento dos levantamentos de campo.

2.2 Trabalhos de campo

O levantamento de informações em campo consistiu na visita aos afloramentos inventariados. Nesses locais foram identificadas e descritas as características das fácies, suas associações e elementos arquitetônicos. Sempre que possível, como rotina de procedimentos, foram elaboradas seções geológicas e perfis colunares, tomadas medidas de atitudes das estruturas, registro fotográfico e amostragem.

As unidades sedimentares foram individualizadas em fácies genéticas seguindo conceitos de Walker (1992), considerando-se as características composicionais, texturais e estruturais. As fácies foram identificadas por códigos

segundo proposta de Miall (1977; 2006), sendo a primeira letra em letra maiúscula representando o tamanho predominante dos grãos do arcabouço (G=cascalho; S=areia; F=lama), e demais letras, em minúsculo, identificando texturas e/ou estruturas sedimentares.

As fácies, produtos, foram correlacionadas a processos e foram agrupadas em associações, com base em suas relações espaciais, variações verticais e laterais, com reconhecimento dos elementos arquitetônicos, segundo propostas de Miall (1985; 2006). Em seguida as associações de fácies e elementos arquitetônicos definidos foram confrontados com modelos da literatura, para interpretação dos ambientes e sistemas deposicionais da área de estudos.

Os rumos de paleocorrentes foram medidos por atitudes de *foresets* das fácies com estratificação cruzada e pela orientação dos clastos maiores alongados ou achatados, nas fácies cascalhosas. As medidas foram obtidas em azimute, com uso de bússola tipo Clar. Os dados foram agrupados por fácies, setorizados em mapa por proximidade dos afloramentos e apresentados com diagramas de rosetas, gerados com o *software OpenStereo*.

2.3 Petrografia microscópica

Para a descrição petrográfica com microscópio foram selecionadas 14 amostras representativas das fácies arenosas (Tabela 2.1). As lâminas foram confeccionadas pelo Laboratório de Laminação – LAMIN, do departamento de geologia - DEGEOL da Universidade Federal do Paraná - UFPR.

Tabela 2.1 – Identificação das lâminas, afloramento de origem da amostra e fácies correspondente.

ID lâmina	Afloramento	Fácies	ID lâmina	Afloramento	Fácies
02	GUABI02	SI	14	GUABI14	SI
05	GUABI05	SI	15	GUABI15	St
06	GUABI06	Sm/crosta	36 a	GUABI36	St
09	GUABI09	Sg	36 b	GUABI36	St
11	GUABI11	Sm	42 a	GUABI42	St
12	GUABI12	St	42 b	GUABI42	calcrete
13	GUABI13	St	56	GUABI56	St

As seções delgadas foram descritas com uso de microscópio petrográfico de luz transmitida polarizada, no Laboratório de Pesquisa em Microscopia – LAPEM/DEGEOL-UFPR. A análise permitiu refinar as descrições de campo acerca da composição do arcabouço, matriz e cimento, assim como suas relações (texturas e estruturas).

2.4 Dados de poços tubulares

O levantamento de dados de poços tubulares teve o intuito de acrescentar informações de áreas com poucas exposições de superfície e auxiliar nas correlações espaciais entre associações definidas nas exposições de superfície. Para tanto foram utilizadas informações do Sistema de Informações de Águas Subterrâneas (SIAGAS), do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), os quais, mesmo que sem o refinamento das descrições de afloramento, contribuíram com valores de espessura dos depósitos, assim como de composição granulométrica dos sedimentos, para análise da distribuição regional de lamas e areias/cascalhos.

Do acervo de dados do SIAGAS foram selecionados 247 poços (Apêndice 1 - Identificação dos poços tubulares do sistema de informação de águas subterrâneas do CPRM), localizados na área de exposição da Formação Guabirotuba, que continham descrições geológicas com qualidade suficiente para as correlações (Figura 2.1).

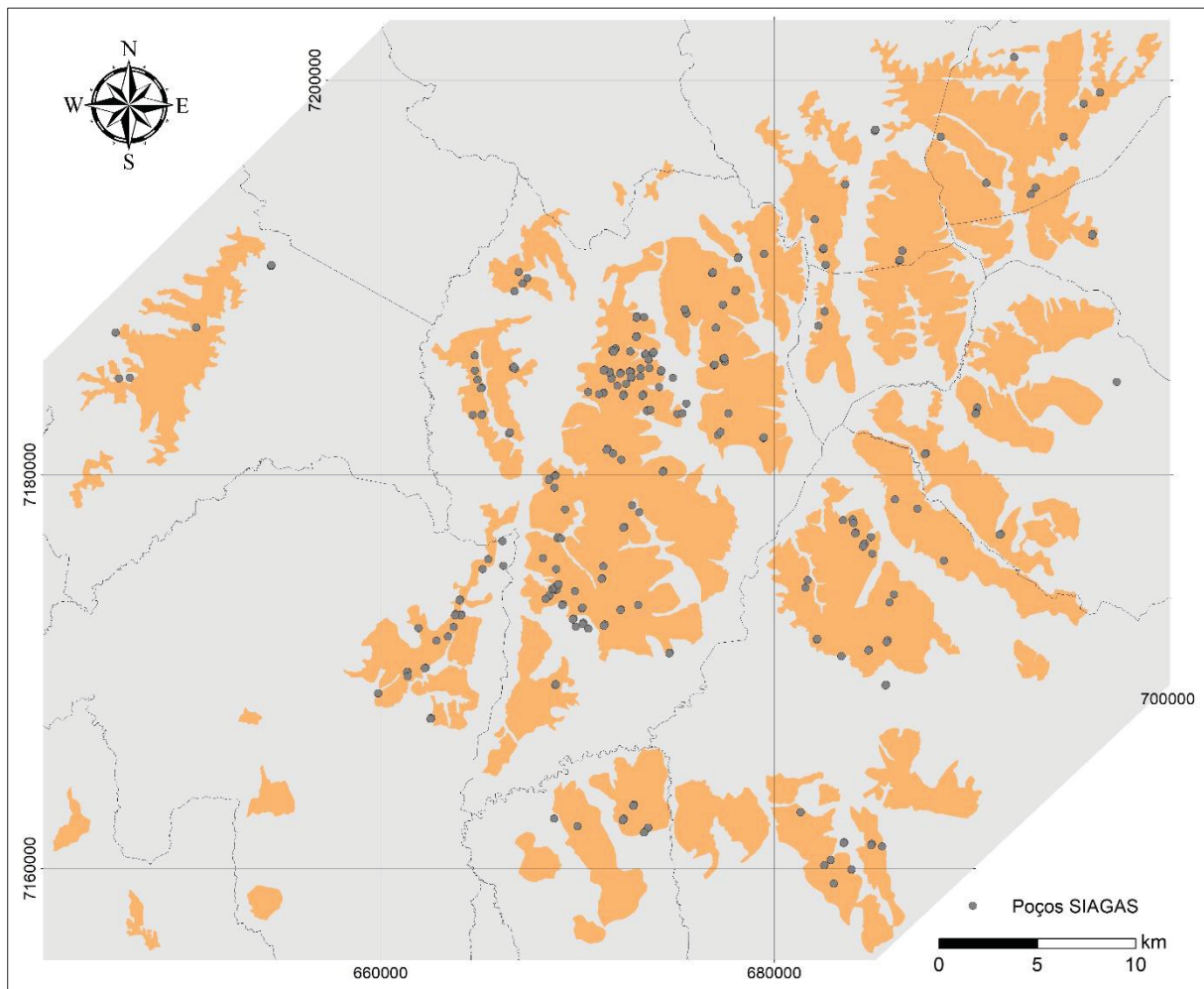


Figura 2.1 – Localização dos poços tubulares, disponíveis na plataforma SIAGAS (Sistema de informações de águas subterrâneas) cujos dados foram usados na pesquisa. Modificado de Salamuni et al. (1999).

A localização e informações do campo 'descrição litológica', encontrado na aba de informações geológicas (Figura 2.2), referente aos 247 poços tubulares foram tabeladas para posterior integração em ambiente SIG (sistema de informação geográfica).

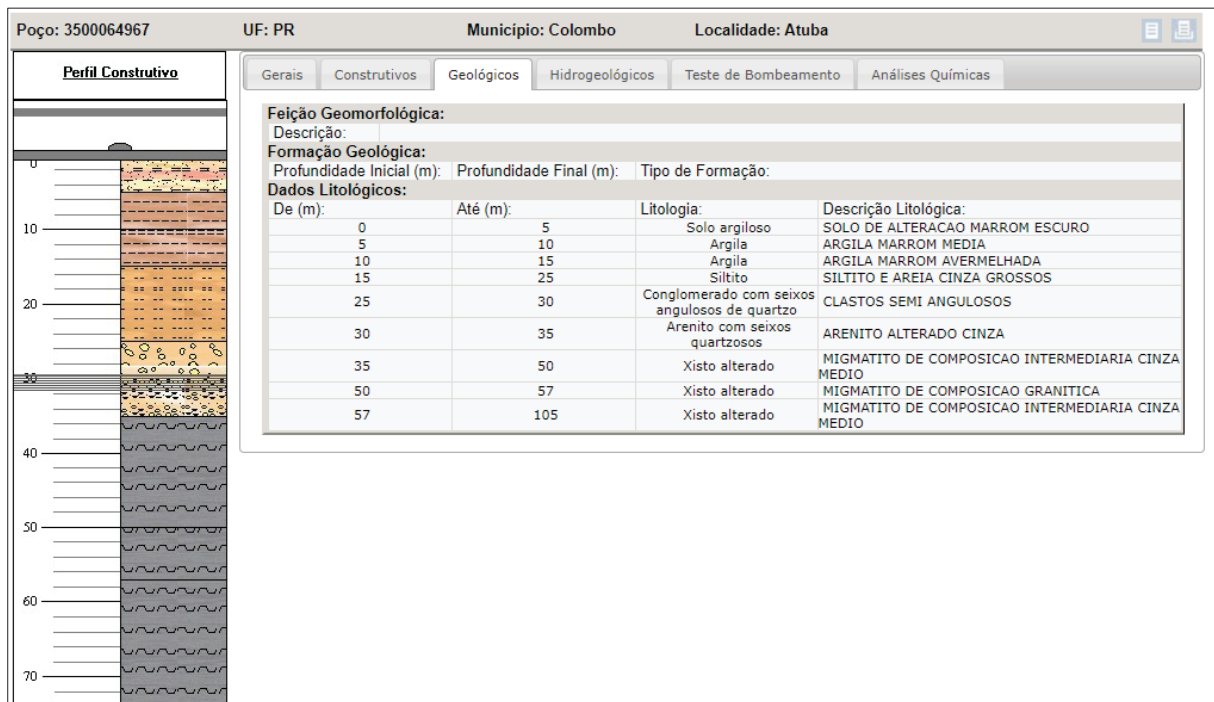


Figura 2.2 – Exemplo da descrição de poço que intercepta depósitos da Formação Guabiro tuba utilizada na pesquisa, obtida na plataforma SIAGAS (Sistema de informações de águas subterrâneas)., Fonte: SIAGAS/CPRM.

A espessura mais frequente de solos nas áreas de exposição do embasamento adjacentes aos sedimentos é de cinco metros. Por este motivo essa foi a espessura mínima de solo utilizada na seleção dos perfis de poços, para considerar o intervalo descrito como provável Formação Guabiro tuba indiferenciada.

Os dados obtidos deste acervo foram utilizados para gerar mapas de distribuição da espessura total da unidade, assim como mapas de distribuição relativa da espessura dos depósitos argilosos, arenosos e cascalhosos. Para isso foi efetuada interpolação pelo método do inverso do quadrado da distância (IQD) em ambiente SIG, com os valores de descrições dos poços.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 Contexto geológico regional

O sistema de riftes continentais que ladeiam a Bacia de Santos, definido por Almeida (1976) como o Sistema de *Rifts* da Serra do Mar, foi caracterizado pelo complexo de vales, montanhas e pequenas bacias sedimentares de origem tectônica. O autor relacionou a formação do sistema à movimentos verticais opostos, em parte acompanhados de magmatismo, resultando no desnível de escala quilométrica entre a Bacia de Santos e as porções elevadas da Serra do Mar.

A estruturação desse sistema está relacionada à reativação de estruturas pré-cambrianas do cinturão Ribeira, sobre o qual a feição se desenvolveu. Parte das feições descritas por Almeida (1976), de interesse desta pesquisa, foram: o *rift* de Paraíba do Sul, depressão alongada de direção ENE na qual se encontra a Bacia de Taubaté; a Bacia de São Paulo, um *half-graben* limitado a norte por falha E-W e internamente estruturado por falhas de direção NE; e o *rift* de Guanabara, *graben* situado entre blocos de falha inclinados para NNW.

Melo et al. (1985) descreveram quatro bacias principais para esse sistema, e o renomearam de Sistema de Bacias Tafrogênicas Continentais do Sudeste do Brasil. Tem-se, de sudoeste para nordeste dispostas em faixa de orientação ENE paralela à costa, as bacias de: São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Segundo os autores, essas bacias, formadas em consequência da criação e abertura do Atlântico Sul, localizam-se em blocos de falhas normais que condicionam depressões de fundo inclinados para NW.

Estes últimos autores apontaram não apenas a similaridade estrutural das bacias, mas também a semelhança no preenchimento. Caracterizaram três tipos de fácies que preencheram tais “bacias terciárias”: com predomínio de argilas verdes (esmectitas), interpretada como produto de deposição lacustre; com brechas e conglomerados polimíticos de matriz lamítica a arenosa, interpretada como depósitos de leques aluviais coalescentes associados a escarpas; de granulação variada e imaturidade textural e mineral, associados a depósitos fluviais.

Riccomini (1989) denominou tal feição como *Rift* Continental do Sudeste do Brasil - RCSB, empregando a definição geomorfológica e considerou sua extensão da cidade de Curitiba (PR) a Niterói (RJ), com comprimento de ao menos 800 km,

seguindo a linha de costa atual e distando dessa aproximadamente 70 km. O estudo do autor deu destaque ao segmento central e mais contínuo do *riff*, de cerca de 350 km de comprimento, entre as cidades de São Paulo (SP) e Volta Redonda (RJ). Para essa porção a formação da depressão (*hemi-graben*) ocorreu durante o Paleógeno, resultado da extensão NNW-SSE devido ao basculamento termomecânico da Bacia de Santos. Evento seguido pelo preenchimento sintectônico por sistemas de leques aluviais associados à planície aluvial de rios entrelaçados (Formação Resende), basal e lateralmente sistema *playa-lake* (Formação Tremembé), sistema fluvial meandrante (Formação São Paulo), e derrames de basanita associado ao sistema fanconglomerático.

A região foi afetada posteriormente, durante o Neógeno, por movimentação tectônica transcorrente sinistral EW, com extensão NW-SE, que acarretou na formação de soleiras, bacias *pull-apart* (sistema fluvial entrelaçado da Formação Itaquaquetuba) e erosão devido à mudança do nível de base. Durante o final do Pleistoceno, por movimentos de transcorrência dextral, houve a geração de novas soleiras e embaciamentos, definindo a distribuição atual dos depósitos de preenchimento das bacias. Essas transcorrências foram consequência dos esforços resultantes do balanço entre abertura da cadeia mesoatlântica e a subducção da placa de Nazca sob a Sul-Americana, dextral quando a taxa de abertura excedeu a subducção, sinistral no caso oposto (Riccomini, 1898).

Riccomini et al. (2004) dividiram o RCSB (Figura 3.1) em três segmentos: 1) ocidental, composto pela Bacia de Curitiba, Formações Alexandra e Pariquera-Açu, grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; 2) central, compreendendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, e ocorrências de Bonfim e Cafundó; e 3) oriental, formado pelos grábens de Barra de São João e da Guanabara, nos quais estão as bacias de Macacu e Itaboraí.

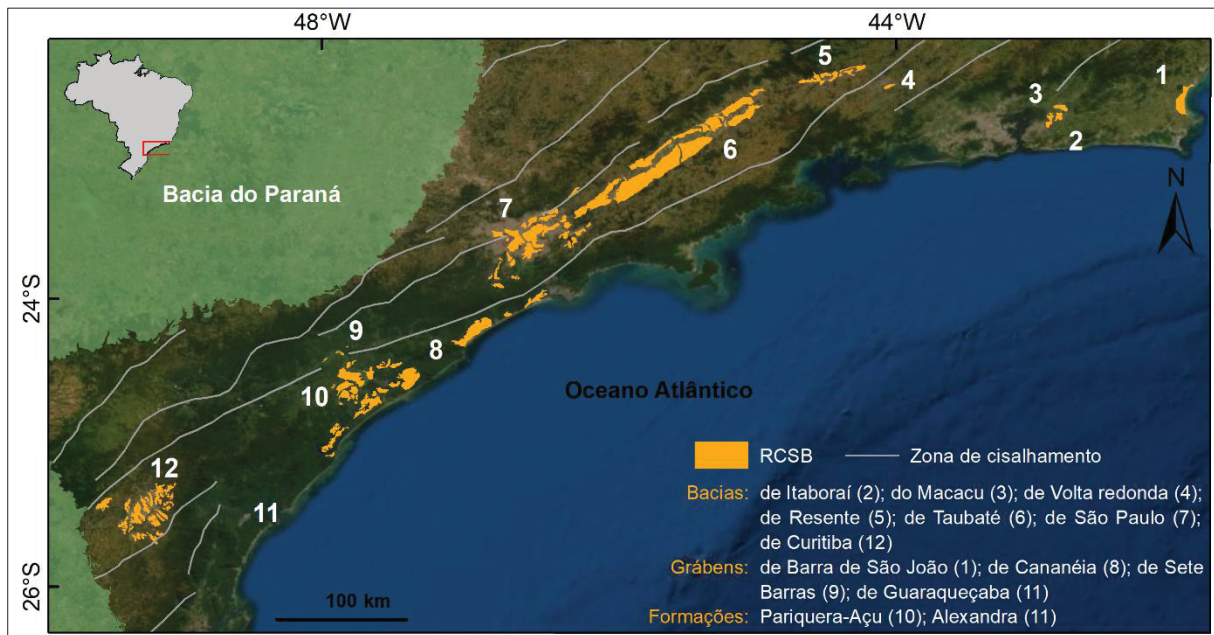


Figura 3.1 – Localização dos principais componentes do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Modificado de Riccomini et al. (2004).

Zalan e Oliveira (2005) renomearam a feição como *Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil*, formada por um colapso gravitacional de um megaplano dando origem a corredores de grábens paralelos à costa, os riftes: Paraíba do Sul, Litorâneo e Ribeira. Para estes autores a Bacia de Curitiba, mesmo apresentando controle tectônico nas bordas, não apresenta magnitude comparável aos demais grábens do interior dos riftes e seria uma “mera depressão topográfica a meio caminho de dois blocos de falha rotacionados divergentemente” (*sic*).

3.2 Bacia de Curitiba

O primeiro registro sobre o preenchimento da Bacia de Curitiba é de Siemiradzki (1989) que, em suas observações geológicas sobre o Sul do Brasil, apresentou um perfil longitudinal do estado do Paraná (Figura 3.2), indicando na região de Curitiba e Campo Largo, a ocorrência de arenitos (*sic*), por ele correlacionados as rochas devonianas encontradas em São Luís (do Purunã) e Ponta Grossa (*Devonischer sandstein*), sobre rochas cristalinas (*krystallinische*).

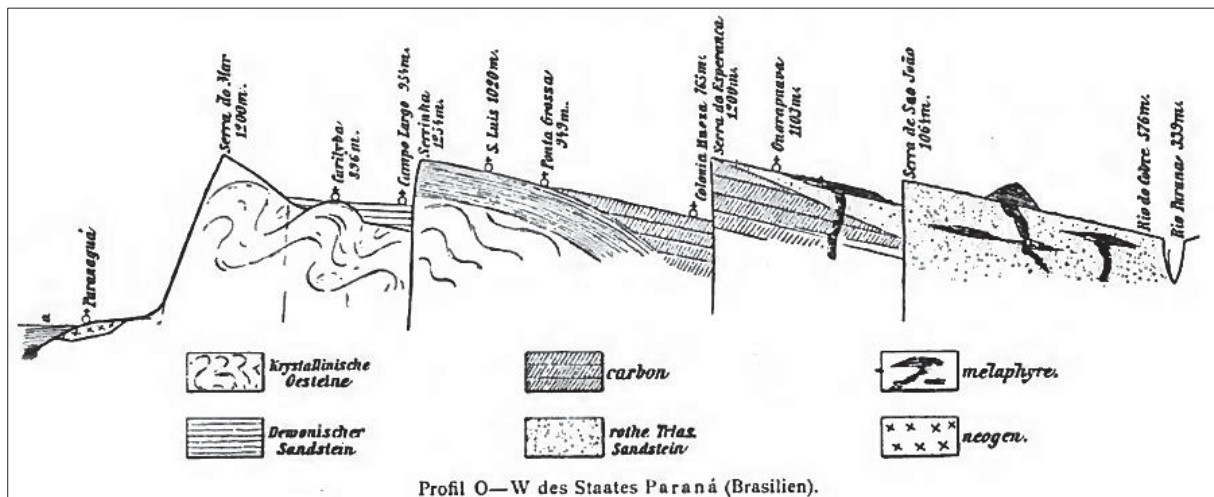


Figura 3.2 – Perfil leste-oeste do estado do Paraná com ocorrência de unidade sedimentar ao redor da cidade de Curitiba e em Campo Largo. Fonte: Siemiradzki (1898).

Ao tratar sobre a *Geologia do município de Curitiba*, Carvalho (1934) mencionou a ocorrência de depósitos, que não excediam 40 m de espessura, acima do embasamento de gnaiss, constituídos por argilas esverdeadas que para o topo são vermelhas, sem apresentar descontinuidades. O autor também relatou a ocorrência de lentes formadas por migração de canais, intercalação de leitos grossos finos e cascalhos na porção mais a leste, que seriam provenientes da Serra do Mar.

3.2.1 Caracterização do arcabouço da bacia

Bigarella, Salamuni e Ab'sáber (1961), ao caracterizar superfícies geomorfológicas regionais aventaram a possibilidade de ação de falhas na origem e preenchimento da bacia. Com o mapeamento do contorno estrutural do embasamento, Salamuni et al. (1997) identificaram a forma da Bacia de Curitiba como uma calha estrutural alongada de direção NE-SW, compartimentada por altos e baixos de direções NW-S (Figura 3.3).

O preenchimento dessa calha, embora formada por atividades tectônicas menos intensas que as demais bacias cenozoicas cratônicas do Sudeste brasileiro, foi controlado por sistemas de falhas regionais. O desenvolvimento de um planalto intermontano propiciou a formação, da borda ao centro, de leques, rios entrelaçados e lagoas (Salamuni, 1998; Salamuni et al., 1999). A deposição e distribuição dos sedimentos foi e ainda é, no caso dos sistemas de drenagem atuais, condicionada por atividades tectônicas (Salamuni, 1998; Salamuni et al., 2004).

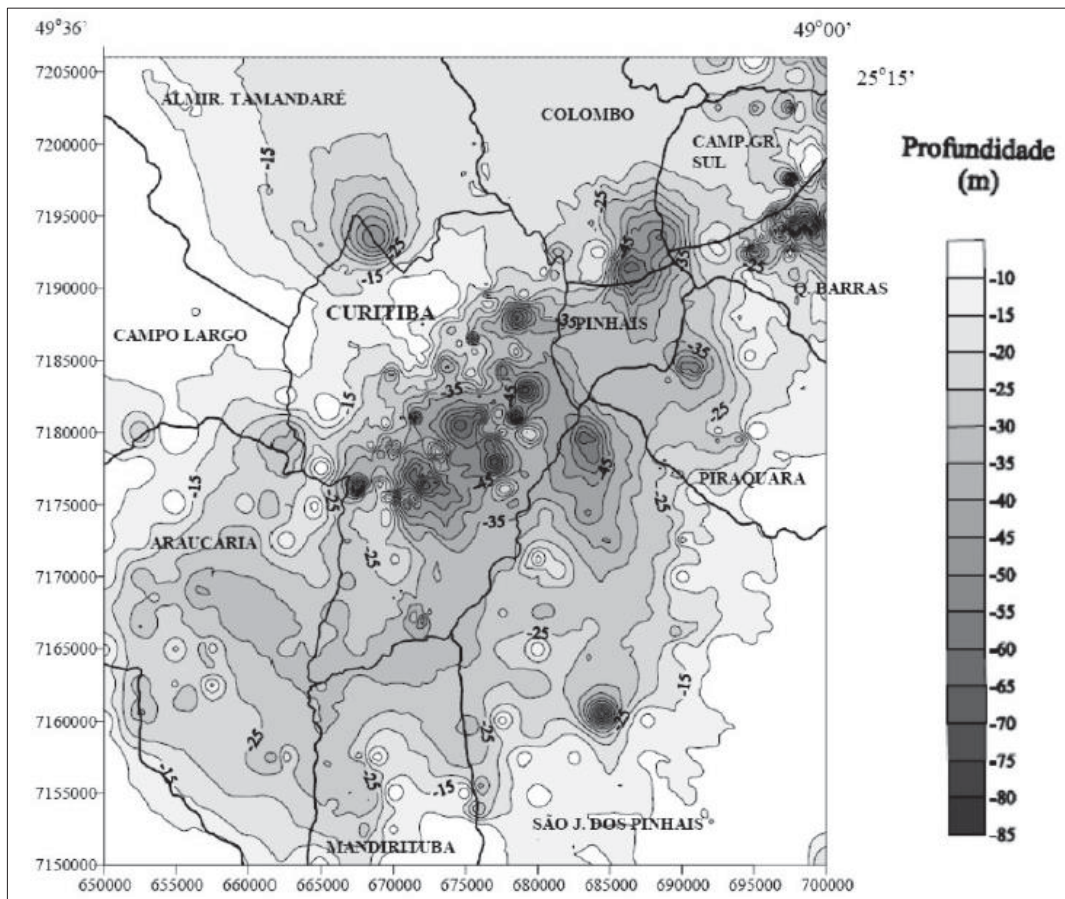


Figura 3.3 – Mapa de 'isoprofundidades' (*sic*) da Bacia Sedimentar de Curitiba. Fonte: Salamuni (1998).

Salamuni et al. (2003) afirmaram que a formação da bacia teve início como um *halfgraben*, com maior subsidência para oeste, que evoluiu para um *graben*, criando assim, espaço para a acumulação sedimentar (Figura 3.4). Posteriormente, a ação de esforços tectônicos direcionais reativou a subsidência, criando espaços de forma romboédrica (*pull-apart*) e criando mais espaço para deposição.

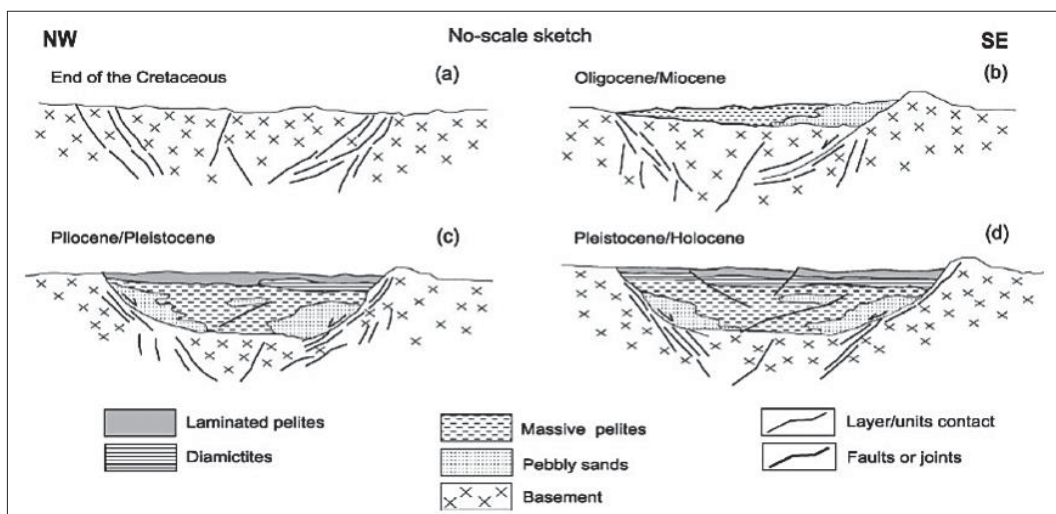


Figura 3.4 – Modelo de evolução tectonossedimentar da Bacia de Curitiba, segundo Salamuni et al. (2003).

3.2.2 Preenchimento sedimentar da bacia

Bigarella e Salamuni (1959) descreveram o preenchimento da Bacia de Curitiba como composto por *pacotes de sedimentos fluvio-playa (sic)* atribuídos ao Pleistoceno, além dos depósitos fluviais recentes. Esses depósitos, de espessura máxima de aproximadamente 80 m na porção central da bacia, seriam compostos predominantemente por “argilitos e arcósios” (*sic*), além de depósitos de “margas e rudáceos” (*sic*). A cor dos depósitos foi descrita como cinza, com tons avermelhados devido ao intemperismo. Em relação à distribuição dos depósitos, os autores afirmam que os *arcósios* apresentam ocorrência regional, ocupando estruturas lentiformes, enquanto que os *rudáceos* estão concentrados nas bordas da bacia, e as *margas* ocorrem de forma esporádica em camadas lenticulares, e como concreções.

Os autores atribuíram deposição por processos rápidos e de pouco transporte, em regime torrencial, produzidos por ocasionais precipitações intensas de clima seco ou semiárido, onde a vegetação seria escassa ou inexpressiva. A pouca vegetação favoreceria enxurradas que carrearam os sedimentos finos, deixando cascalhos nas bordas da bacia. A ocorrência de evaporitos (designados como *margas*), foi por eles atribuída à evaporação, assim como a formação de lateritas estariam associadas ao clima quente com estiagem prolongada (Bigarella e Salamuni, 1958).

Bigarella e Salamuni (1962) definiram a Formação Guabirota (Figura 3.5), atribuindo-lhe deposição em ambiente semiárido, com leques aluvionares que coalesciam rumo ao centro da bacia, para contexto de *playa-lacustre*.

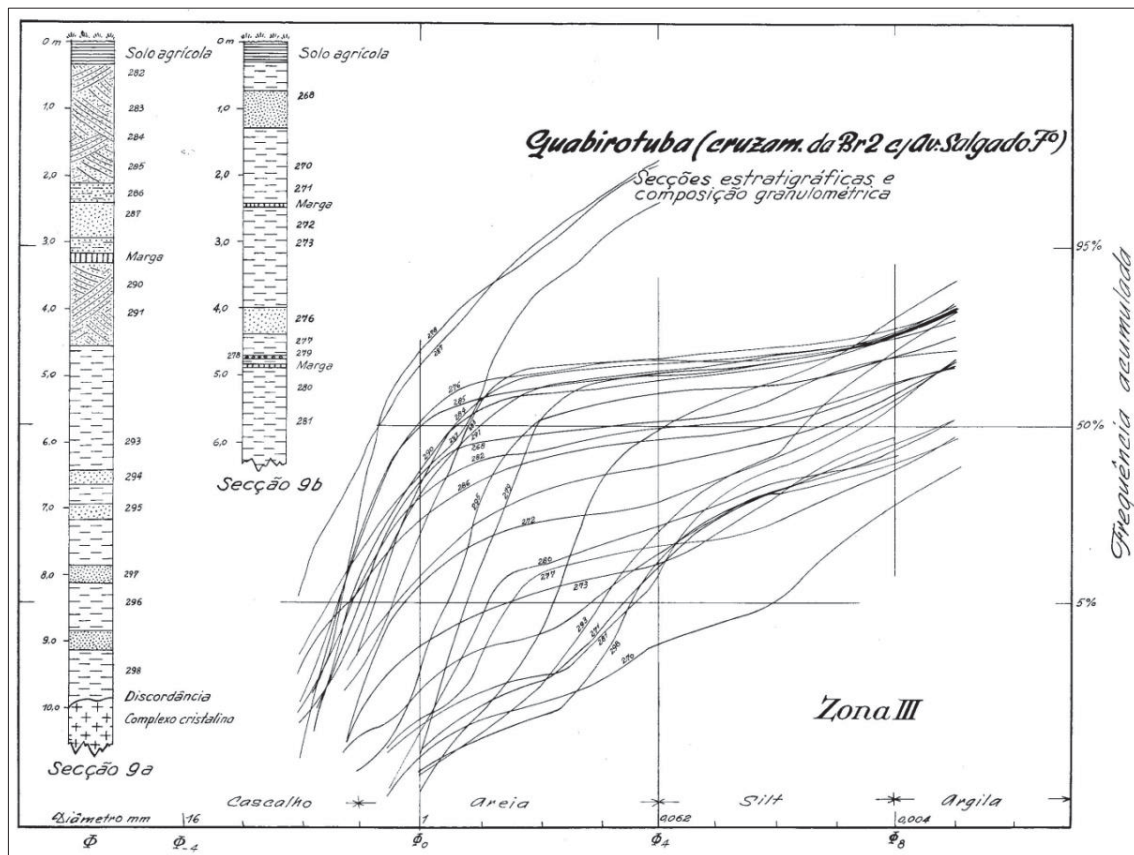


Figura 3.5 - Seção colunar da melhor exposição dos sedimentos à época, localizada no bairro Guabirotuba, que deu nome à unidade. Fonte: Bigarella & Salamuni (1962).

Becker (1982) considerou que a deposição da Formação Guabirotuba se deu em clima desértico semiárido, no Plioceno inferior. Os depósitos mal selecionados foram atribuídos a fluidos densos com muita lama. No Plioceno superior e Pleistoceno Inferior, segundo a autora, um clima mais úmido teria propiciado o retrabalhamento desses depósitos e a deposição da Formação Tinguis, caracterizada por conter mais argila e exibir cor avermelhada, separada por contato abrupto, sobreposta à Formação Guabirotuba. A autora também definiu a Formação Boqueirão, composta por depósitos mais arenosos de canais anastomosados, depositados durante o Pleistoceno Superior em amplos vales sobre migmatitos do embasamento. Salamuni et al. (1999) correlacionaram a unidade Boqueirão a depósitos de várzea holocênicos.

Coimbra et al. (1996) correlacionaram as formações Guabirotuba e Resende, atribuindo sua deposição a leques aluviais associados a planícies de rios entrelaçados em clima semiárido, no Eoceno Superior-Oligoceno Inferior. A calma tectônica e mudança para clima úmido no final do Oligoceno e início do Mioceno teriam propiciado a deposição da Formação Piraquara, em um sistema fluvial meandrante, com contato transicional a abrupto, sobre a Fm. Guabirotuba. A unidade foi descrita como

sedimentos com estratificação plano-horizantal, granodecrescência ascendente, marcas de raízes, camadas arenosas de arranjo sigmoidal e cores avermelhadas a esbranquiçadas que, segundo os autores, não é confundível com a Formação Tinguis, que é produto de intemperismo da Formação Guabirotuba.

Lima (2010) reviu a caracterização regional da Formação Guabirotuba e definiu associações correspondentes à sucessão de depósitos de sistemas fluviais provenientes de leste; sistemas de leques aluviais provenientes de oeste - que o autor correlaciona às descrições da Formação Tinguis; e uma associação que poderia corresponder aos depósitos da Formação Piraquara. Lima et al. (2013) atribuíram essas associações a depósitos de sistemas fluviais distributários, com exceção da associação semelhante a Formação Piraquara, a qual é considerada como depósitos de rios meandantes de sistemas de drenagem axiais.

Vieira e Fernandes (2020) propuseram nova seção tipo para a Formação Guabirotuba (Figura 3.6), na área tipo denominada *Geossítio bacia sedimentar de Curitiba*, berço dos achados fossilíferos e atualmente conservada pelo município como uma Área de relevante interesse ecológico (Lima et al., 2015; Sedor et al., 2017a; Fernandes et al., 2017).

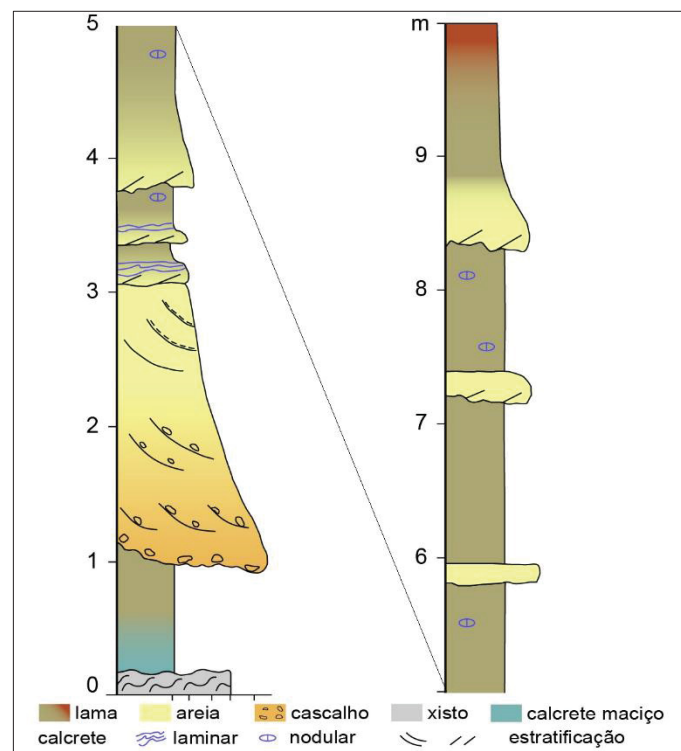


Figura 3.6 – Nova seção tipo da Formação Guabirotuba no Geossítio Bacia sedimentar de Curitiba. Fonte: modificado de Vieira e Fernandes (2020).

3.2.3 Proveniência dos sedimentos

Machado (2009) caracterizou duas associações de minerais pesados em pesquisa sobre a proveniência sedimentos da Bacia de Curitiba. Uma de alto zircão, atribuída ao aporte de sedimentos oriundos de leste e sudeste, da Província Graciosa e, secundariamente, do Complexo Atuba. Outra associação, de baixo zircão (ou alto epidoto por Machado et al., 2012), característica do aporte de sedimentos de oeste e sudoeste, do Complexo Atuba, e de norte e de noroeste, do Grupo Açungui.

3.2.4 Paleontologia da bacia

Azevedo (1981) estimou que a deposição na Bacia de Curitiba ocorreu entre o Pleistoceno e o Recente, com base na distribuição de microfósseis Thecamoebianos e organófitos. Garcia et al. (2013) atribuíram a deposição no Plioceno, indicado pela identificação de palinórfos de *Retistephanocolpites gracilis*.

Os primeiros macrofósseis da bacia foram registrados por Liccardo e Weinschutz (2010), constituídos por fragmentos de ossos e dente de crocodilomorfo. No mesmo afloramento, localizado na Cidade industrial de Curitiba, Rogério et al. (2012) apresentaram a primeira descrição de espécime de uma nova fauna Paleógena (Sedor et al., 2014a), a qual também conta com diversas espécies de vertebrados (Dias e Sedor, 2014; Dias et al., 2014; Sedor et al., 2014b; Silva et al., 2014a; 2014b; 2019; Klimeck et al., 2019; Lima et al., 2019).

A identificação da então denominada Fauna Guabiro tuba (Sedor et al., 2017b), permitiu estimar a idade de deposição da Formação Guabiro tuba, como Eoceno médio, na idade 'biocronológica' Barrancano da SALMA – *South America Land Lammal Age* (Figura 3.7). Essa fauna foi classificada por Cunha (2016) como parautóctone por apresentar características de transporte de curta distância, sem mudança de habitat.

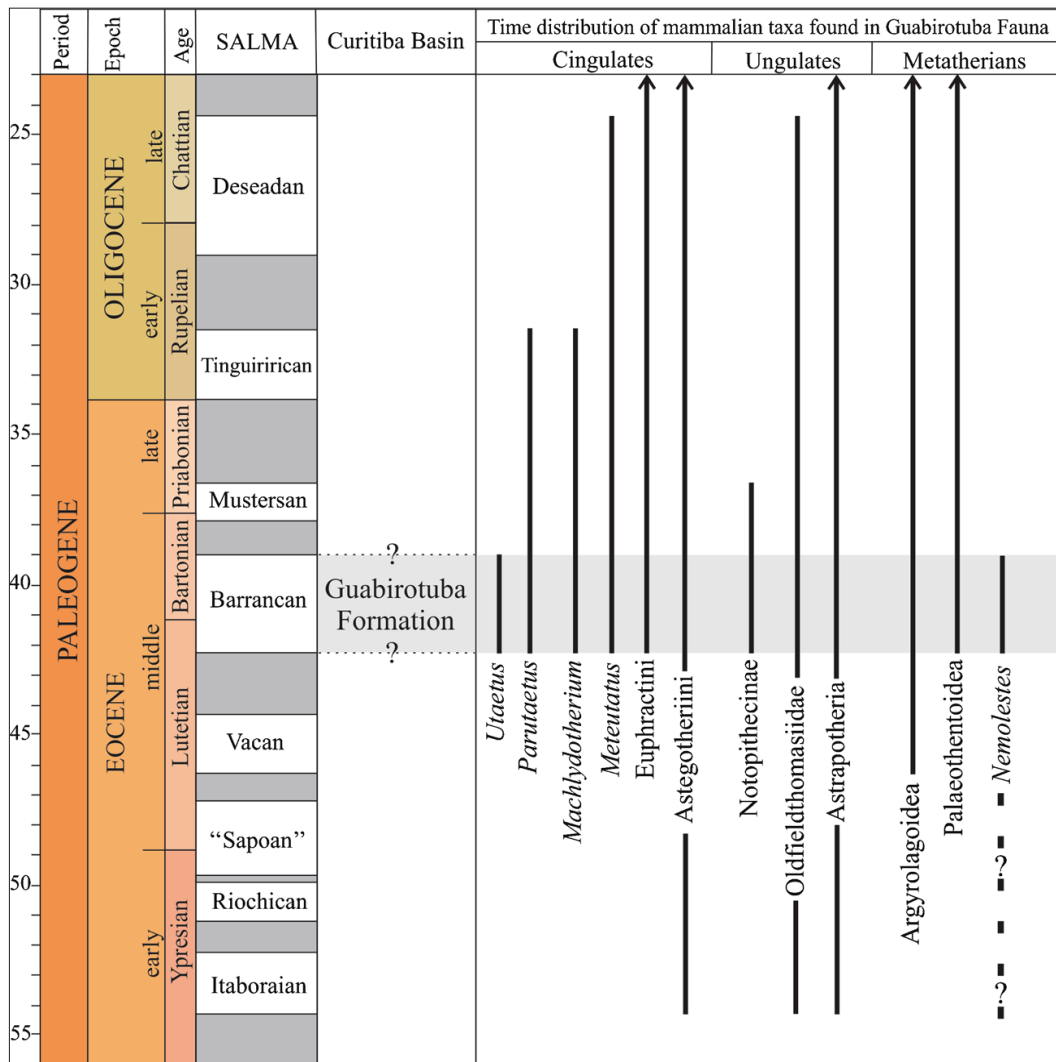


Figura 3.7 - Idade relativa para a deposição da Formação Guabirotuba, baseada em estudos de fósseis de mamíferos. Fonte: Sedor et al. (2017b).

3.2.5 A característica lama esverdeada da Formação Guabirotuba

No estudo do *comportamento geomecânico da Formação Guabirotuba*, Kormann (2002) caracterizou a composição das argilas da unidade, vulgarmente chamadas de *sabão de caboclo* devido a suas características geotécnicas, como constituídas por argilominerais expansivos, como a esmectita; enquanto as camadas mais intemperizadas de tons avermelhados constituídas por argilominerais mais estáveis em condições superficiais atuais, como a caulinita.

Melo et al. (2010) em estudos sobre as argilas, registram a ocorrência de caulinita, esmectita e illita nos depósitos lamosos da Bacia de Curitiba, a partir de caracterização química, mineral e tecnológica das argilas. Os autores atribuíram a formação de tais depósitos a processos gravitacionais (fluxo denso) e de decantação (transbordamento e fluxo denso subaquoso).

3.2.6 Carbonatos diagenéticos

Em suas *Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP), Resende (RJ), Coimbra e Riccomini* (1985) descreveram “caliches” em meio a areias/lamas verdes. Os autores atribuíram tais depósitos a leques aluviais formados por corridas de lama em condições de semiaridez, não necessariamente em clima quente. A similaridade entre as ocorrências, segundo tal interpretação, poderia indicar sincronidade ou pouca diferença entre os períodos de sedimentação nas bacias. Os autores também relataram a ocorrência de lantanita associada a esses depósitos. Esse mineral foi descrito em Curitiba por Coutinho (1955) em Curitiba como um carbonato de terras raras do grupo do cério (lantânio e neodímio) que ocorre em forma de rosetas, esferulitos ou agregados cruciformes, com formação atribuída a condições superficiais modernas.

Cunha (2011) estudou a cimentação carbonática de sedimentos da Bacia de Curitiba e a formação de calcretes, que ocorrem como nódulos, estratos laminares ou crostas duras. Atribuiu-lhes a gênese por processos freáticos, que eventualmente modificaram e obliteraram feições anteriores de origem pedogenética.

4 SEDIMENTAÇÃO FLUVIO-LACUSTRE EM BACIAS CONTINENTAIS

Os ambientes deposicionais continentais fluvio-lacustres são revistos aqui devido às características da unidade objeto de estudo, os quais são reconhecidos pelas associações de fácies predominantemente siliciclásticas, com componentes não siliciclásticos, como carbonatos de água doce e evaporitos, em menor proporção.

Os sistemas deposicionais de leques aluviais, fluviais e lacustres atualmente ocorrem em vários ambientes e condições climáticas em depósitos antigos, interrelacionados e sobrepostos. Por vezes essa relação torna difícil a correlação com os modelos, não só pela ocorrência escassa ou dimensões pequenas de afloramentos, mas também devido aos modelos caracterizarem exemplos extremos dos sistemas e seus processos.

A revisão teórica sobre sistemas deposicionais de contexto continental interior, apresentada a seguir, baseou-se, sobretudo, em Boggs Jr. (2012), Bridge (2006), Assine (2008), Scherer (2008), Nichols (2009) e Moscariello (2017). Considerações mais específicas estão devidamente citadas ao longo do texto.

4.1.1 Leques

Leques são depósitos sedimentares distribuídos em forma de radial, com perfil transversal convexo, localizados geralmente na base de quebras de relevo e bordas de bacias. São constituintes básicos em margens tectonicamente ativas, depositados por fluxos de água e sedimentos. Os depósitos são, tipicamente, mal selecionados e predominantemente cascalhosos. Apresentam características como diminuição do tamanho de grãos e espessura das camadas, com aumento da seleção, de montante para jusante. Os exemplos modernos de leques ocorrem associados a relevos elevados, base de montanhas, áreas com elevado suprimento de sedimentos e escarpas de falha.

Em regiões úmidas os leques podem passar à jusante, de forma gradual, para contexto fluvial, deltaico (*fandelta*), praia ou lacustre. Em clima árido/semiárido podem passar para desértico ou de lagos temporários (*playa-lake*). Em frentes de montanha depósitos de leques adjacentes unem-se lateralmente, coalescem, formando feições geomorfológicas denominadas de *piedmont* e *bajada*.

A classificação de uso mais frequente aplicada a leques aluviais leva em consideração os processos e produtos, relacionados a fatores tais como declividade

e suprimento de água e de sedimentos. Os extremos são leques dominados por processos de fluxo de gravidade (*debris-flow dominated fans*), caracterizados por declividades maiores que $1,5^\circ$; e os dominados por fluxo de corrente (*stream-flow dominated fans*), de declividades menores que $0,4^\circ$. Tais processos podem ocorrer alternados na evolução de um mesmo leque, assim como atuam processos intermediários como o que forma leques dominados por processos de inundação (*sheetflood fan*) (Figura 4.1).

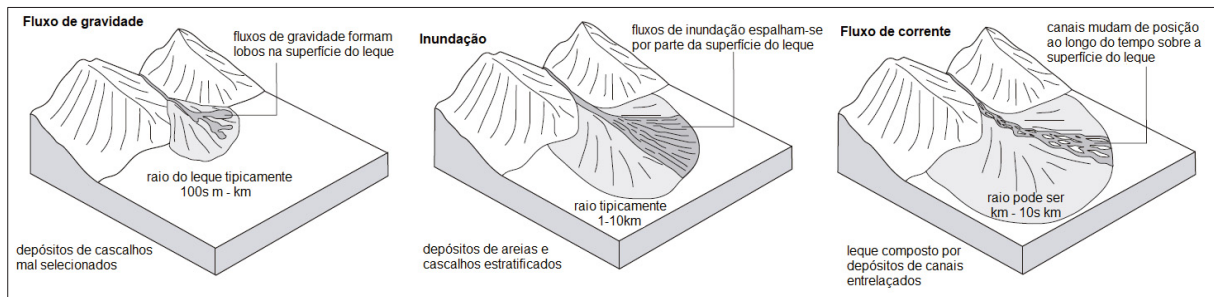
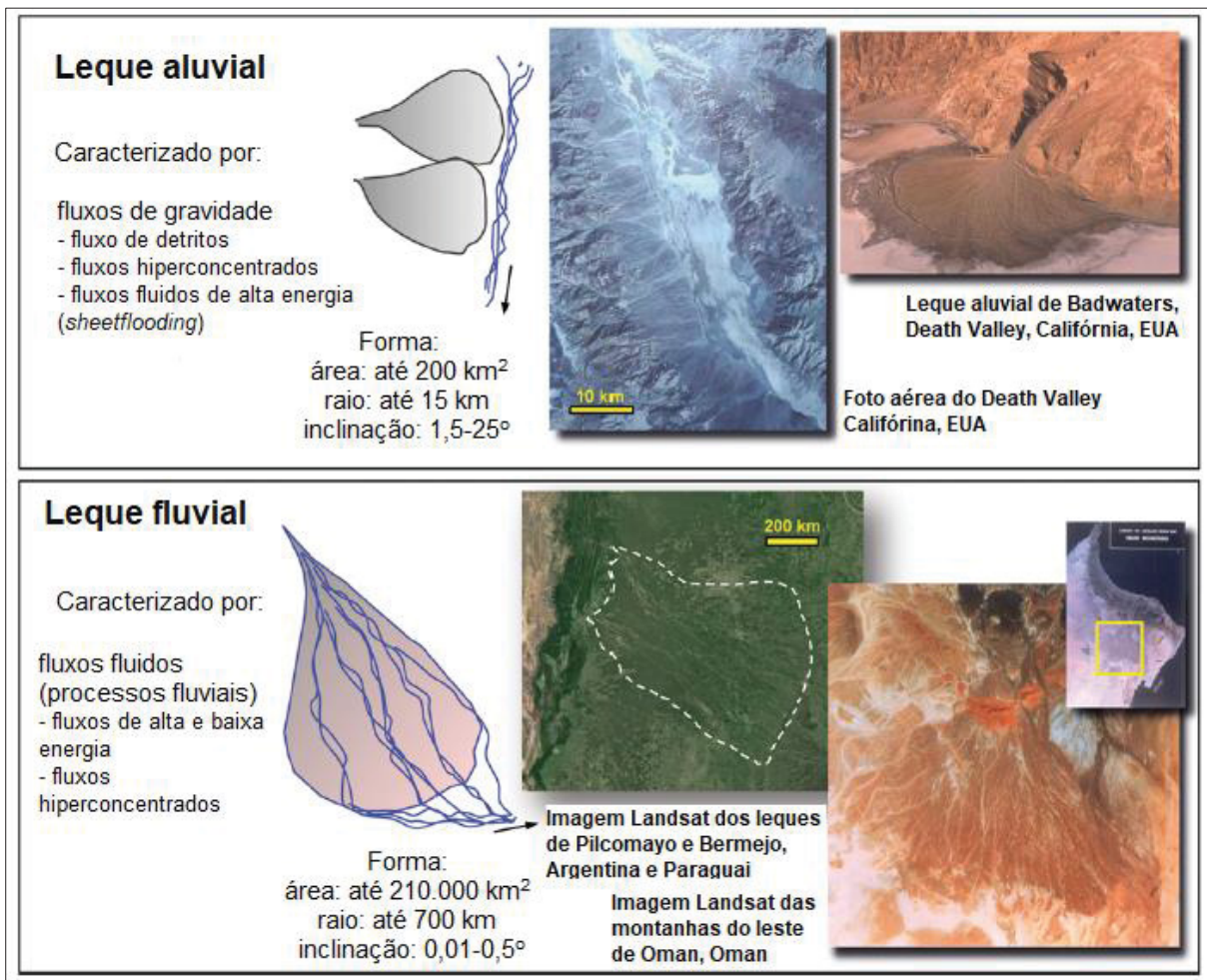


Figura 4.1 – Tipos de leques aluviais, dominados por: fluxo de gravidade (*debris-flow*); inundação (*sheetflood*); e fluxo de corrente (*stream/channel-flow*). Traduzido de Nichols (2009).

Outra classificação semelhante é a que separa os leques aluviais (*debris-flow aluvial fan* e *waterlain aluvial fan*) dos leques fluviais (*fluvial fan*). O primeiro é caracterizado pelos depósitos de fluxos de gravidade, em desnível relativamente alto, e com curta extensão radial. O segundo ocorre em desníveis mais suaves, dominado por processos fluviais, com clara distinção entre domínios de canal e planície (Figura 4.2).



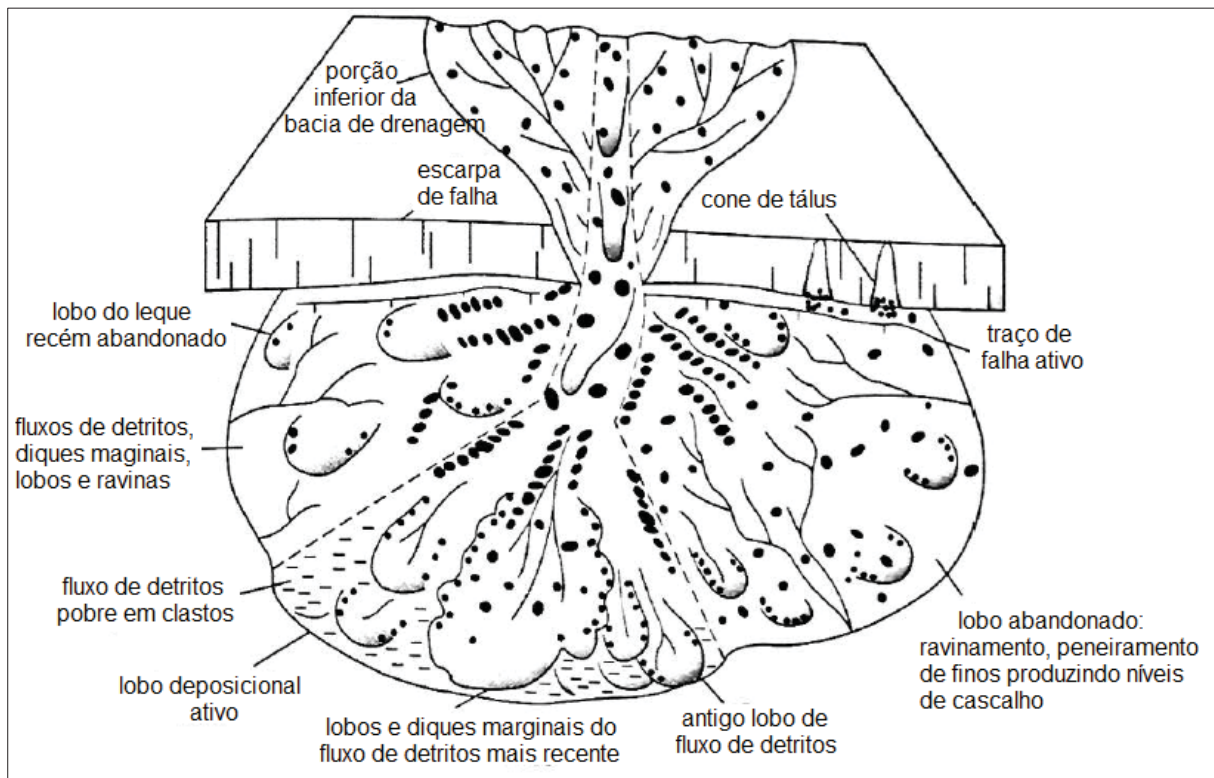


Figura 4.3 – Feições encontradas em um leque aluvial dominado por fluxos de detritos, adjacente à falha normal ativa. Traduzido de Boggs Jr. (2012).

O fluxo de gravidade pode ser separado em fluxo de detritos, quando o peso de sedimentos excede 80% da massa total, ou fluxo fluidificado, quando o peso de sedimentos fica entre 40 e 80% da massa total (sedimentos + água).

O fluxo de detritos pode ser coesivo (>10% de finos) resultando em comportamento plástico devido à baixa viscosidade e conseqüente fluxo mais laminar, formando depósitos sustentados por matriz. Assim como pode ser não coesivo (<10% de finos) com formação de depósitos de cascalhos sustentados pelo arcabouço, com gradação inversa e imbricação de clastos. Geralmente, o aumento de viscosidade resulta em depósitos de aspecto maciço. Todavia, a diminuição da viscosidade devido ao cisalhamento interno no fluxo pode gerar gradação e alinhamento de clastos.

O fluxo fluidificado tem comportamento de fluido viscoso, com componentes laminar e turbulento. Os depósitos gerados nestas condições são cascalhos sustentados pelo arcabouço, com gradação normal, que rumo ao topo pode passar para areia com estratificação, depositada por correntes de dissipação do fluxo.

Os depósitos desse tipo de leques são constituídos, tipicamente, por cascalhos finos a grossos, de clastos sustentados por matriz. Suas características texturais principais são: má seleção; ausência de estruturas sedimentares (embora possa

ocorrer alinhamento de clastos alongados ou gradação inversa na base), baixas permeabilidade e porosidade devido à elevada quantidade de matriz.

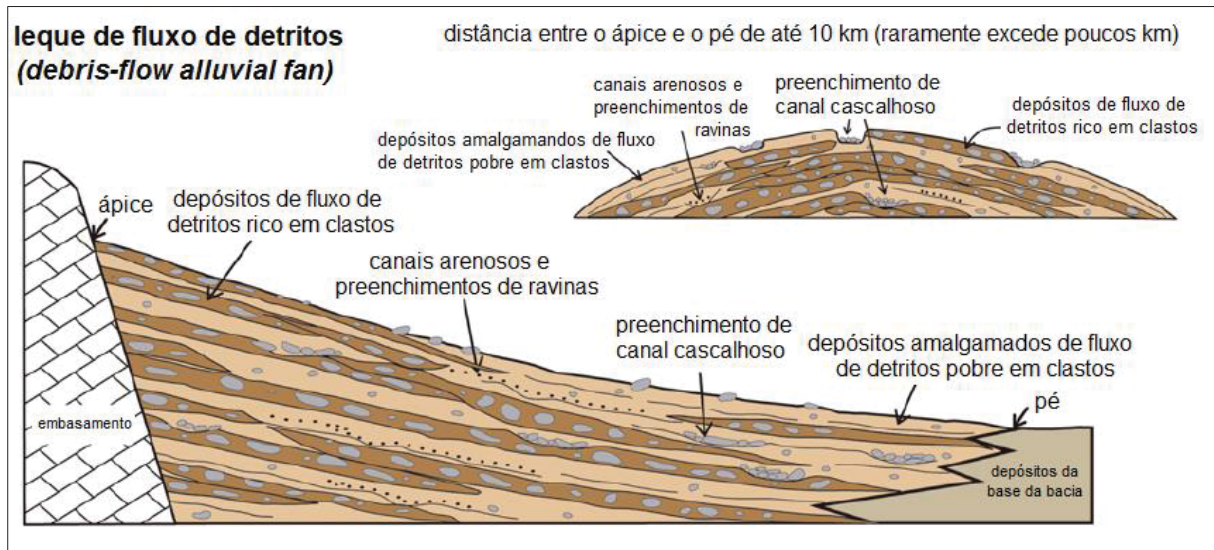


Figura 4.4 – Seção longitudinal esquemática de um *debris-flow alluvial fan*. Traduzido de Moscariello (2017).

4.1.1.2 Leques dominados por fluxos de inundação

Leques dominados por fluxos de inundação formam-se quando os sedimentos são movidos da bacia de drenagem por um grande aporte repentino de água e transportados como carga de fundo e em suspensão. Ao alcançar o ápice do leque o material se espalha rapidamente na forma de inundação (*sheetflood*), como um fluxo não confinado de curta duração, supercrítico e turbulento. Os depósitos tendem a ser mais bem selecionados que os de fluxo de detritos, sendo compostos por areia e cascalho, uma vez que os finos são carreados à jusante pelo fluxo. São estruturados em lentes ou lençóis com algumas estruturas menores de corte-e-preenchimento ou de canal (Figura 4.5).

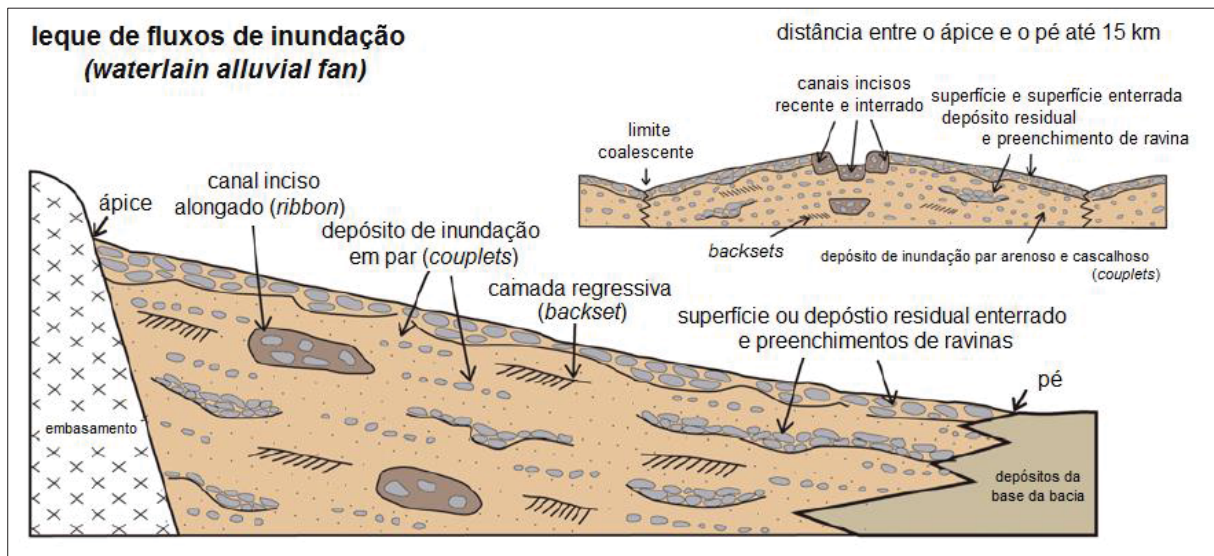


Figura 4.5 – Seção longitudinal esquemática de um *waterlain alluvial fan*. Traduzido de Moscariello (2017).

A feição de acamamento mais comum formada por esse processo é o par deposicional (*depositional couplets*) de cascalho grosso, depositado como carga de fundo, sobreposto a cascalho fino e areia, depositados da suspensão quando o fluxo se dissipa. Como principais características, tem-se: depósitos em forma de lençol e internamente constituídos por diversos pares deposicionais; ocorrência de clastos imbricados e estratificação formada por antidunas; má seleção com ausência de sedimentos finos (silte/argila), carregados em suspensão para além do leque; e gradação normal devido à diminuição do fluxo.

4.1.1.3 Leques dominados por fluxos de corrente/leques fluviais

Este tipo de leque é formado por rios perenes ou intermitentes que podem exibir padrão distributivo a anastomosado dos canais, não necessariamente contemporâneos (Figura 4.6).

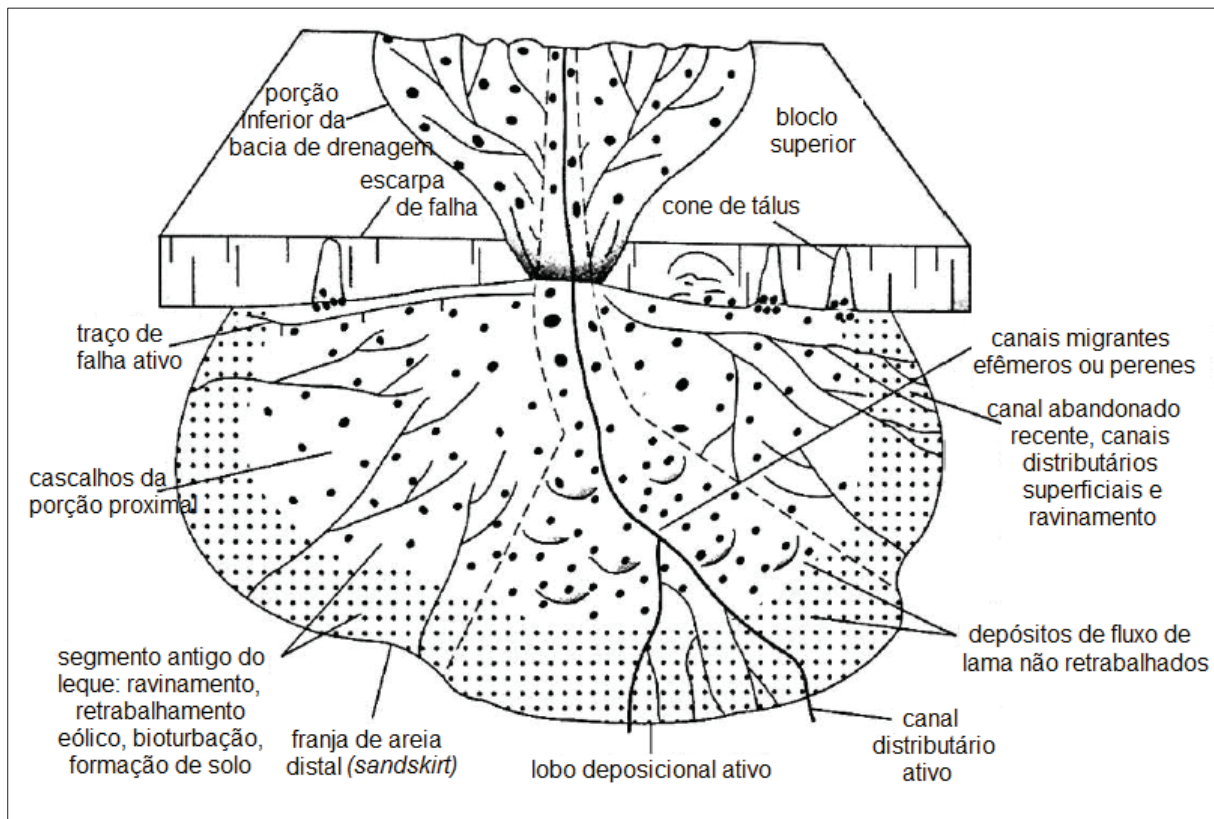


Figura 4.6 – Feições encontradas em um leque aluvial dominado por fluxo de corrente, adjacente a falha normal ativa. Traduzido de Boggs Jr. (2012).

Os leques dominados por fluxos de corrente ou leque fluviais formam-se com predomínio de processos fluviais (Figura 4.7). Podem ser considerados como depositados por sistemas fluviais distributivos (*distributive fluvial system*), devido a frequente avulsão ou fracionamento do fluxo. Esses sistemas são caracterizados por produtos clássicos do espectro fluvial, tais como: distinção de depósitos de canais e planícies; e mudanças nas fácies, textura, tamanho e seleção dos grãos nos depósitos a jusante, radial e lateralmente.

Neste tipo de leque, a ausência de confinamento, além de característica, é responsável pela complexidade do sistema. Os leques fluviais exibem distribuição radial mais extensa que os leques aluviais, e atualmente podem ser encontrados em bacias sedimentares continentais, especialmente de antepaís (*foreland*), intracratônica, intraorogênica e riftes.

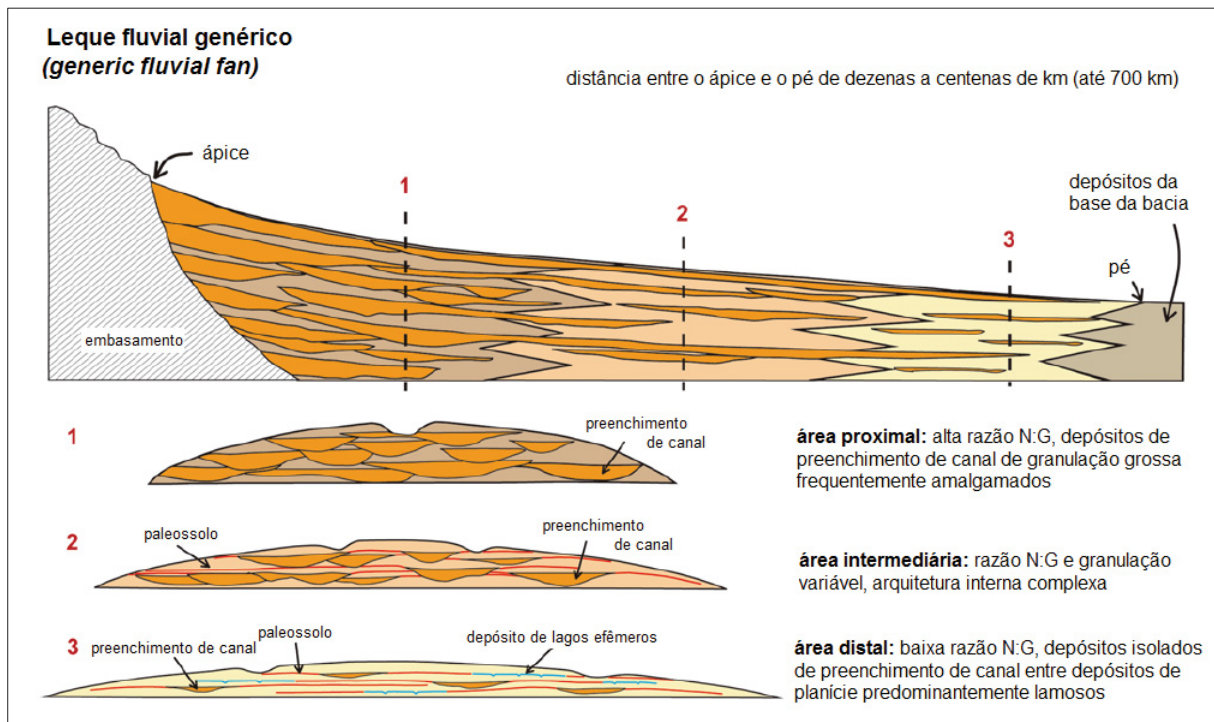


Figura 4.7 – Seção longitudinal esquemática de um leque dominado por fluxos de corrente ou leque fluvial (*fluvial fan*). Traduzido de Moscariello (2017).

Em relação a ocorrência de leques fluviais, Hansford e Plink-Bjorklund (2020), a partir da análise de 85 estações de medidas de descarga (*gauging station*) em 68 leques, confirmam a ocorrência global de leques fluviais sem associação com regimes climáticos específicos, mas indicativos de climas com sazonalidade ou padrão de precipitação variado.

A variabilidade da descarga favorece a formação de leques, havendo correlação entre ocorrência e padrão de precipitação. Embora essa variabilidade promova uma maior ocorrência de leques, há associação também a frequência de avulsões, desde que com suficiente espaço lateral, como, por exemplo, em locais de elevada taxa de deposição devido ao elevado suprimento de sedimentos, áreas com excesso de vegetação ou nível freático elevado. Como exceção tem-se os leques com baixa variabilidade de descarga, do rio Taquari no Pantanal e de Okavango, ambos em regiões paludiais (*wetlands*) com descargas marcadamente sazonais (Hansford e Plink-Bjorklund, 2020).

4.1.1.4 Sistema fluvial distributivo

O sistema fluvial distributivo (SFD), por vezes nomeado sistema fluvial distributário (e.g. Nichols e Fischer, 2007), é caracterizado pela distribuição de forma

radial de canais e depósitos associados, a jusante do ponto em que um rio confinado em um vale adentra uma bacia sedimentar (Figura 4.8). Essa designação apresenta caráter geomorfológico em sua definição, englobando depósitos que podem ser de leques aluviais, leques fluviais até megaleques. Junto aos SFD outros depósitos associados são de rios tributários axiais ou entre leques, depósitos eólicos e lacustres/playa (Davidson et al., 2013; Weissmann et al., 2013; 2015).

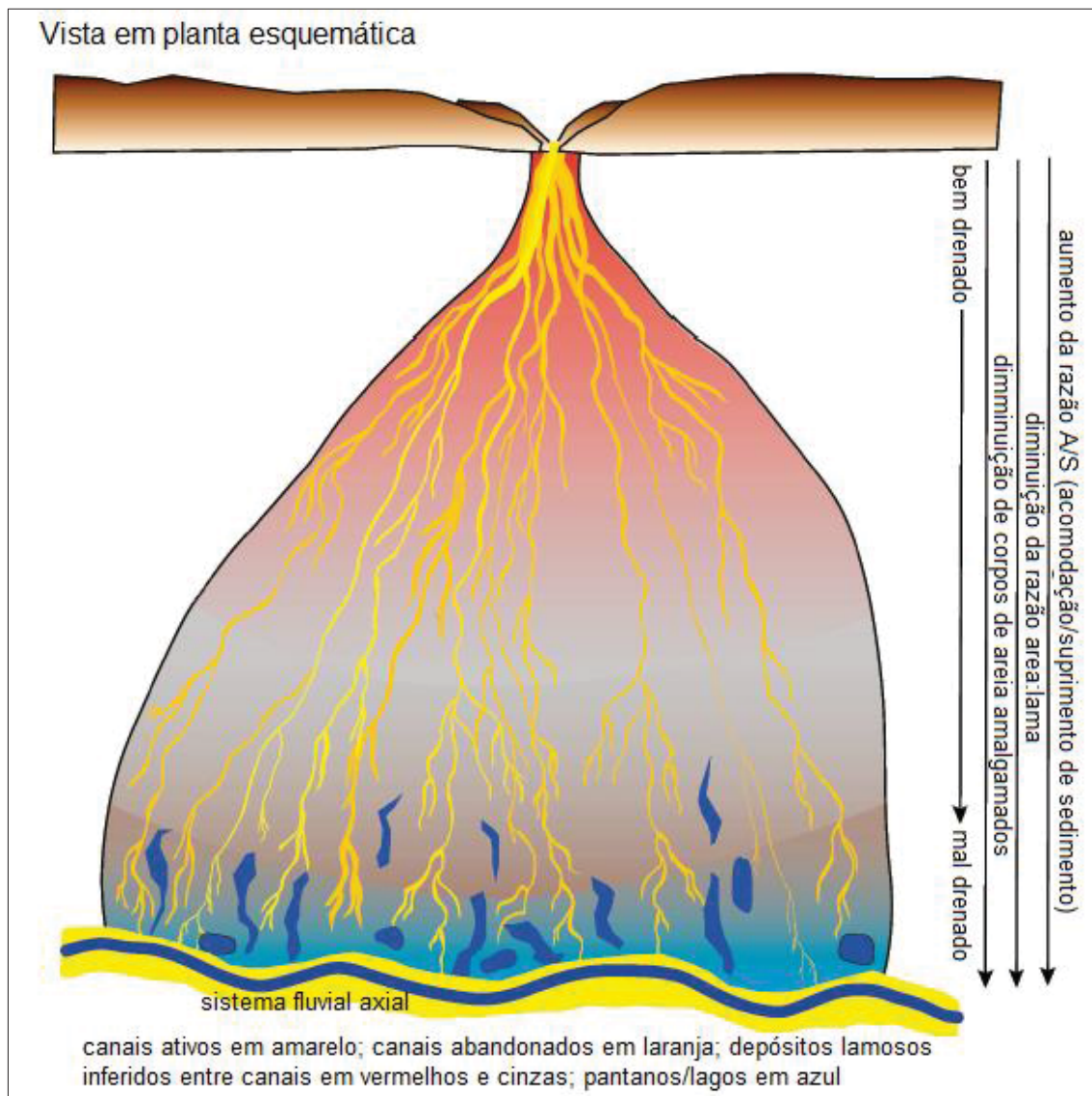


Figura 4.8 – Vista esquemática em planta de um sistema fluvial distributivo e as variações ao longo da feição. Traduzido de Weissmann et al. (2013).

4.1.2 Rios

Os depósitos aluviais são constituídos por dois elementos principais, depósitos de canal e de planície de inundação. A classificação de sistemas fluviais de maior aceitação baseia-se na forma do canal e suas características (sinuosidade, número

de canais e subdivisões do canal por barras), classificando-os em meandrante, entrelaçado ou retilíneo. Tal classificação pode ser considerada rígida e simplista, uma vez que vários fatores complexos e interrelacionados influenciam na sinuosidade e entrelaçamento de canais, tais como: volume do fluxo, declividade do canal, tamanho dos grãos, rugosidade do leito, carga sedimentar e estabilidade dos bancos de areia. Outra classificação, que usa como critério a carga sedimentar no rio, classifica-os de acordo com o predomínio da forma de transporte em: carga de fundo (*bed-load*), carga mista (*mixed-load*) e carga em suspensão (*suspended load*).

A carga de fundo é transportada no canal por tração (arrasto, rolamento ou saltação), e depositada na forma de barras (Figura 4.9). Estas podem ser fixas na margem (*point, side, lateral bars*) ou internas ao canal (*braid, channel, midchannel, longitudinal, transverse bars*). Na planície os depósitos são formados pela deposição da carga transportada em suspensão quando uma cheia ultrapassa os diques marginais e carrega material em suspensão para a planície; ou por tração com posterior decantação de depósitos de rompimento dos diques marginais (*crevasse splay*), que pode vir a formar um caminho preferencial para o rio e abandonar parte do canal (*oxbow lake*). Neste contexto também podem ocorrer depósitos de fluxo de detritos ou fluxos hiperconcentrados, quando ocorre diluição.

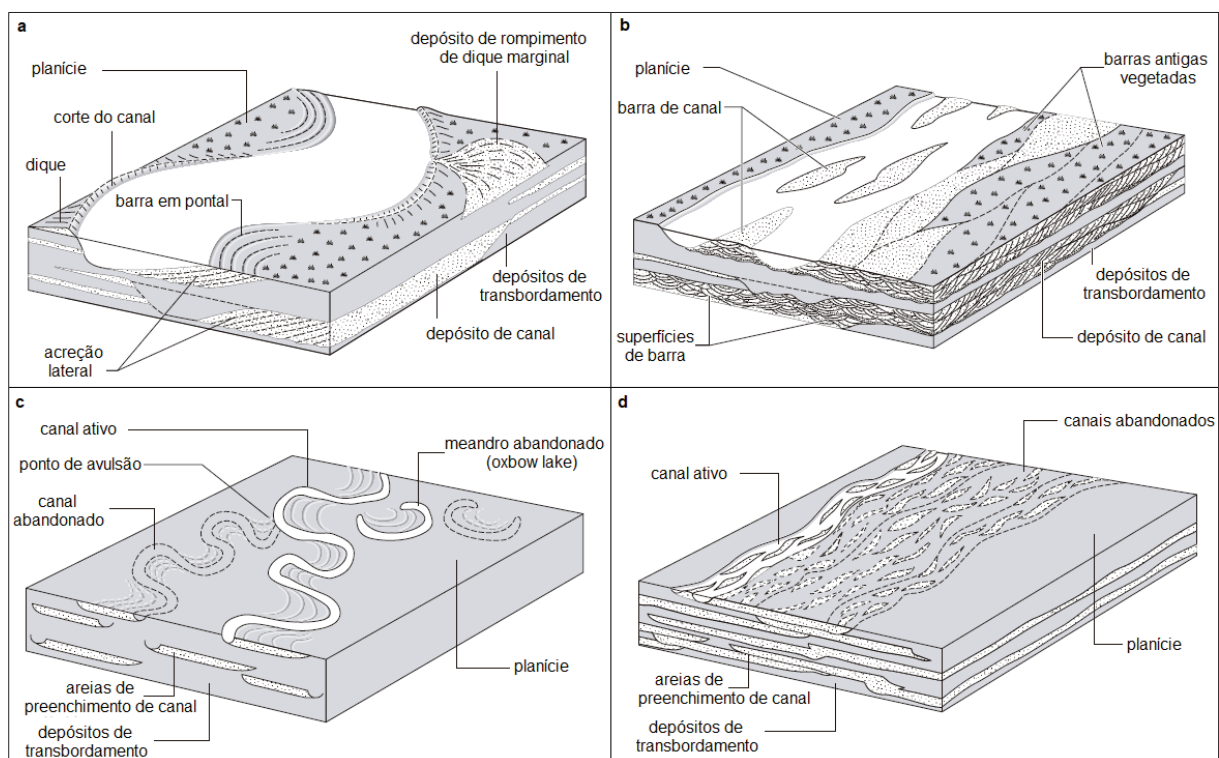


Figura 4.9 – Principais feições de rios meandrante (a) e entrelaçado (b), com respectivas arquiteturas deposicionais meandrante (c) e entrelaçada (d). Traduzido de Nichols (2009).

As principais características dos depósitos de rios/fluviais são: i) composição por areia e cascalho, preenchendo canais, e lamas, depositadas preferencialmente na planície de inundação; ii) seleção moderada a má; iii) disposição em barras com gradação normal e sucessões de afinamento para o topo, intercaladas em depósitos de lama, que ocorrem principalmente em depósitos de rios meandrante; iv) sucessão lateral de barras, verticalmente separadas por lama, em forma de lençol ou cunha, característica da migração lateral de rios entrelaçados; v) abundantes estruturas de tração, como estratificação plano-paralela ou cruzada, unidirecionais com indicação de fluxo para jusante.

4.1.2.1 Paradigmas atuais

Em recente publicação, Best e Fielding (2019) resumizam os principais avanços nos estudos de sistemas fluviais: i) as dunas como componentes primários na construção dos depósitos de sedimentos fluviais; ii) a influência de sedimentos de granulação fina; iii) associação de modelos de fácies e tipos de rios (*river planforms*); iv) tipos de drenagem e a controvérsia do SFD.

Quanto às dunas, os autores destacam três principais avanços a serem considerados no estudo de depósitos antigos e inferência de processos deposicionais: a) estimativa da profundidade a partir da espessura dos estratos, a forma das dunas (amplitude e comprimento de onda) invés de ser controlada primariamente pela profundidade do fluxo relaciona-se melhor as variações do tensão de cisalhamento do fluxo (*flow shear stress*) e velocidade de cisalhamento (*shear velocity*). Essas variações por sua vez são frequentemente relacionadas à profundidade, levando a aparente relação direta entre o tamanho da duna e a profundidade; b) dunas com baixo ângulo do *leeside* ($<15^\circ$) podem ser comuns a dominantes em muitos rios, com o mecanismo para sua formação pouco compreendido, mas com sugestão de fatores como elevado estresse de cisalhamento do leito e elevada concentração de sedimentos em suspensão. A ocorrência de tais dunas pode resultar em pseudo-laminações horizontais, sendo necessária atenção às superfícies internas para evitar interpretações incorretas de processos, assim como estimar a altura, uma vez que tais dunas exibem complexa estruturação e orientações; c) superposição e amalgamação de formas de leito em canais são o normal e não a exceção no contexto aluvial. Diferentes tamanhos de leito e barras interagem hidrodinâmica- e morfologicamente

produzindo padrões complexos de estratificação, como exemplo gerando superfícies de reativação e tendência nos padrões de tamanhos de grãos.

Sedimentos finos, sejam transportados por suspensão ou presentes no leito, podem ter significativa influência no desenvolvimento da forma de leito e das fácies depositadas (Figura 4.10). A existência desta fração granulométrica na coluna d'água pode aumentar ou diminuir o grau de turbulência do fluxo. Essa modulação da turbulência depende do tamanho dos grãos, concentração, composição e tensão de cisalhamento (taxa de deformação do fluido). A maioria dos diagramas de forma de leito comumente utilizada provem de dados de laboratório, com baixa concentração de finos em suspensão, ou leitos sem coesão. Recentes estudos com misturas coesivas de lama e areia mostram que a maior concentração de sedimentos favorece:

- a) o aumento no tamanho das marcas de corrente em fluxos com maior turbulência;
- b) a presença de formas de leito de baixo ângulo a sub-horizontais, em concentração de sedimento elevadas;
- c) a geração de estratificação cruzada com alternância de *foresets* arenosos e lamosos (estilo frequentemente atribuído ao ambiente de maré, associado a variação de fluxo periódica);
- d) a contribuição ao desenvolvimento de fluidização sindeposicional, devido a intercalação de sedimentos finos e grossos e cargas diferenciais (Best e Fielding, 2019).

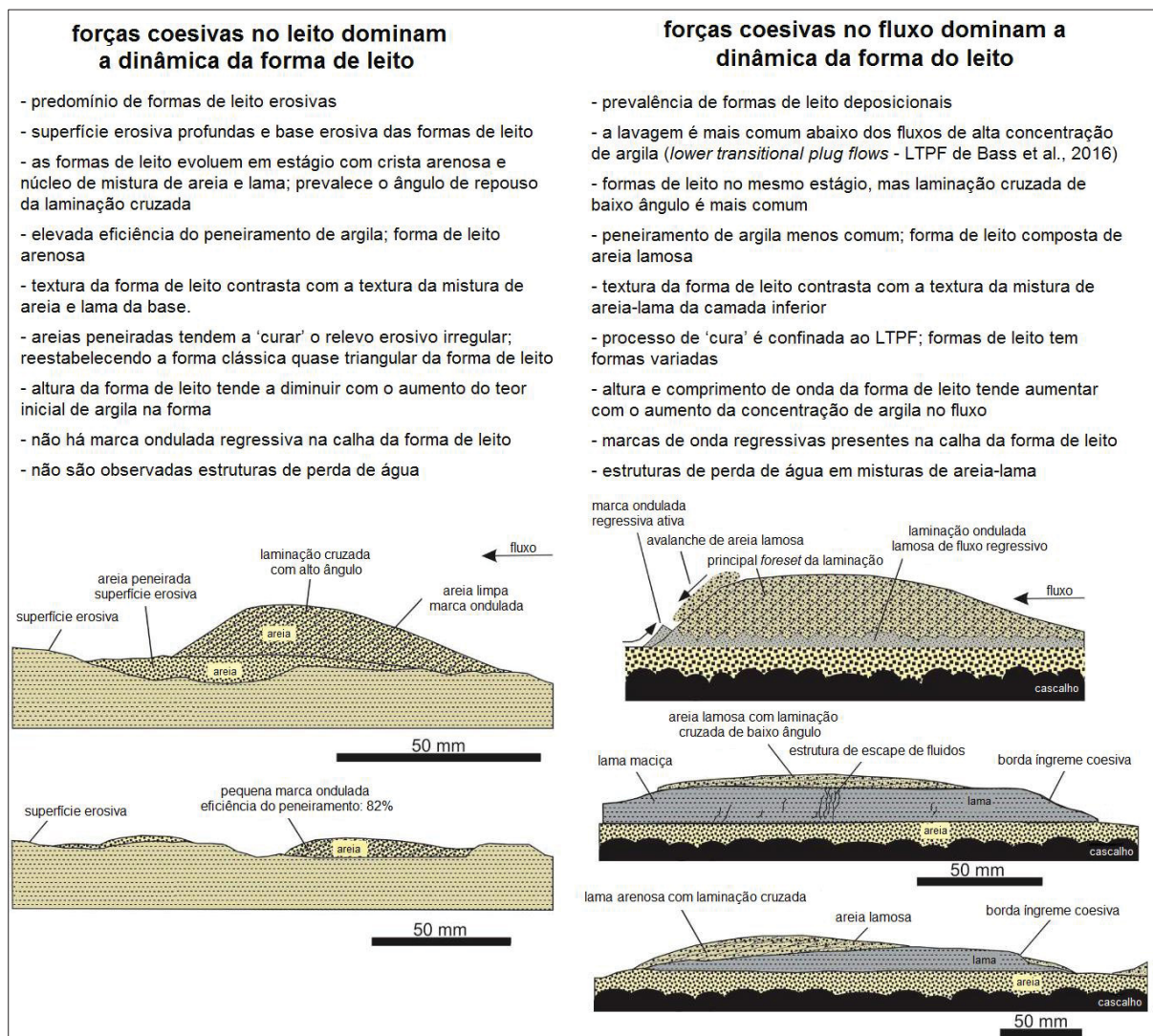


Figura 4.10 – Comparação entre formas de leito dominadas por argila (força coesiva) no leito ou no fluxo. Traduzido de Best e Fielding (2019).

Best e Fielding (2019) afirmaram que modelos de fácies construídos a partir de estudo de rios atuais, usados para prever formas interna e externa dos depósitos, assim como a composição de depósitos aluviais no registro geológico, têm êxito limitado. Mesmo com avanços desde as primeiras classificações geomorfológicas de rios pela sua forma em planta (retilíneo, entrelaçado, meandrante e anastomosado), esses modelos continuam sendo a base das classificações, apesar da discordância de muitos autores. Algumas das objeções à classificação geomorfológica referem-se a: a) coexistência de diferentes estilos ao longo de curta distância em um mesmo rio; b) existência de rios que exibem características transicionais entre os estilos; c) variação do estilo de um rio de acordo com o estágio do fluxo. Há também a sugestão de que o tipo anastomosado não seria incluído na mesma classificação com os demais estilos, por descrever o padrão de uma faixa de canais (*channel belts*) ao invés de

apenas referir-se a um canal. Diante destas considerações, a acumulação de sedimentos está mais relacionada ao padrão da variação da descarga de um rio do que à sua forma. Os autores sugeriram então a necessidade de novos modelos de fácies que considerem os processos físicos e hidrológicos como, por exemplo, exemplo a classificação baseada na variância do pico de descarga de Fielding et al. (2018, Figura 4.11). Nessa proposta os tipos extremos são construídos de forma: gradual (*low discharge variance alluvial deposits*), caracterizados pelo registro de estratificação cruzada possibilitando a interpretação da formação de barras; ou menos contínua/catastrófica (*high discharge variance alluvial deposits*), constituídos de depósitos de fluxos crítico a supercrítico com abundância de fragmentos vegetais.

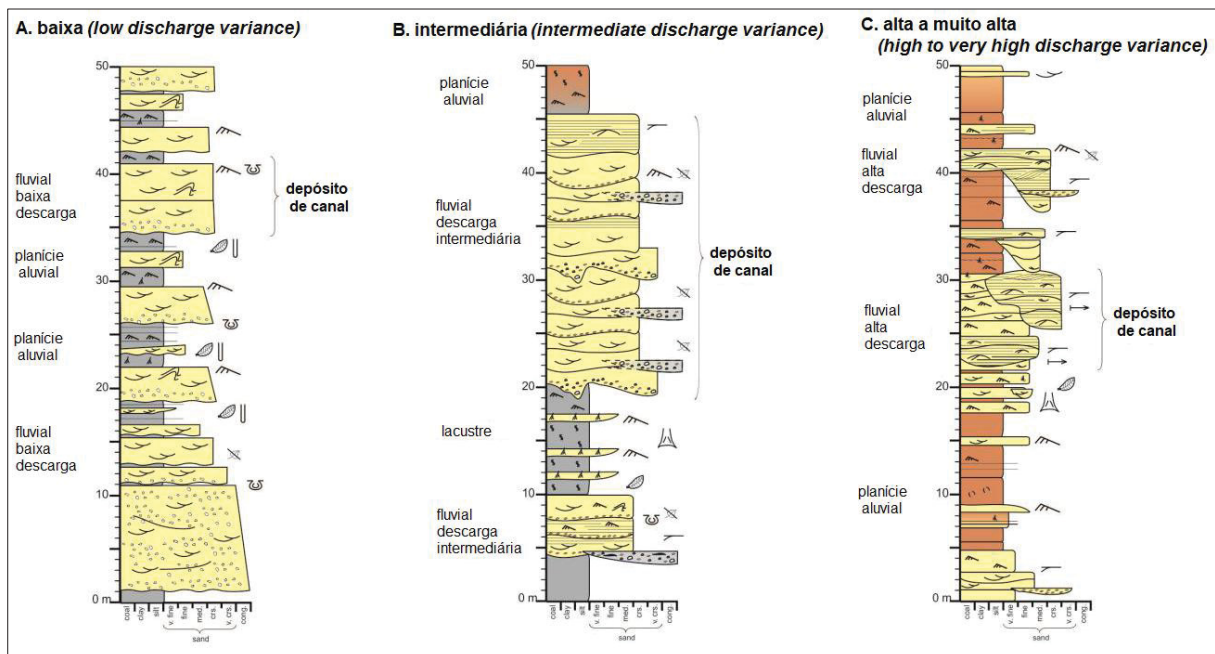


Figura 4.11 – Perfis esquemáticos com características sedimentares que definem a variância do pico de descarga (*peak discharge variance*) de canais aluviais como: baixa (a), intermediária (b), alta e muito alta (c). Traduzido de Fielding (2018).

O último tópico discutido por Best e Fielding (2019) sumariza as discussões geradas a partir da publicação de Weissmann et al. (2010) sobre a predominância de depósitos de sistemas fluviais distributivos no registro geológico. Os autores reiteram que o debate e discussão de novos modelos levam à reflexão e contribuem para o avanço da ciência. Mas frisam a necessidade de cautela na avaliação sem apoio de dados de campo sobre os processos e suas escalas na formação, feita apenas por imagens de sistemas fluviais. Para os autores, a rigorosa definição de um depósito antigo como SFD, é de difícil reconhecimento, pois suas características podem ser encontradas em sistemas tributários e avulsivos. Além disso, o registro pode ser uma

sucessão não walteriana, ou seja, há registros parciais de diferentes fases da sedimentação aluvial, o que é característico dos depósitos aluviais.

4.1.3 Lagos

Um lago pode ter origem variada, por exemplo relacionada a atividades tectônicas, a contextos glacial, vulcânico ou fluvial. Por isso suas dimensões, área e profundidade, também são muito variadas, assim como as condições climáticas em que se formou. Basicamente, os lagos são classificados em abertos ou fechados, em relação a entrada e saída de água, geralmente condicionada por condições climáticas.

Em lagos abertos o aporte de água por rios ou precipitação meteórica é equivalente à saída de água por rios e evaporação, dessa forma, o lago tende a apresentar dimensões estáveis e predomínio de sedimentação siliciclástica. Em lagos fechados a saída de água tende a ser maior que o aporte, causando variação de suas dimensões, e predomínio de sedimentação química (com registros de formação de gipsita, halita e outros sais para clima árido; e predomínio de carbonatos em condições mais úmidas).

Na parte interna mais funda de lagos predomina a deposição de sedimentos finos por decantação ou formação de depósitos de correntes de turbidez. Na porção mais rasa a deposição é controlada pelos influxos fluviais e correntes desviadas para as margens, assim como remobilização por ondas e correntes geradas pela ação do vento.

Nos depósitos lacustres são registradas diversas estruturas sedimentares que podem ser atribuídas a outros ambientes, com exceção das varves que, ao se considerar apenas a estrutura e não o contexto pode ser considerado diagnóstico. As estruturas são: laminação, estromatólitos, estratificação cruzada, marcas onduladas, lineação de partição, gradação granulométrica, marcas de objeto, gretas de contração e diversos tipos de bioturbação.

5 RESULTADOS

A seguir são apresentados, resumidamente, os dados obtidos em campo que serviram para as discussões do artigo apresentado a seguir, no item 6.

Ao todo foram identificados e descritos 58 locais de exposição da Formação Guabirota e 23 locais de ocorrência de rochas do embasamento nas imediações das exposições de sedimentos (Apêndice 2 - Localização dos afloramentos descritos e Apêndice 3 - Coordenadas dos afloramentos descritos).

5.1 Fácies sedimentares e elementos arquitetônicos

De maneira geral, os depósitos da Formação Guabirota são constituídos por camadas de espessura decimétrica, compostas predominantemente de lama, com intercalações de camadas de espessuras decimétricas e largura métrica, de areia e/ou cascalhos. Nos afloramentos descritos foram individualizadas 12 fácies sedimentares (Quadro 5.1) e 5 elementos arquitetônicos (Quadro 5.2).

Quadro 5.1 – fácies sedimentares individualizadas nos afloramentos estudados.

Fácies	Constituição	Composição mineral	Forma de ocorrência	Interpretação genética
Cascalhos (G)				
Gh cascalhos imbricados	grânulos, seixos e blocos sustentados pelo arcabouço, maciço ou com clastos orientados horizontalmente ou imbricados (Figura 5.1)	quartzo e feldspatos róseo e branco (esses predominantes), principalmente na parte leste da bacia; assim como litoclastos de rochas metamórficas como filito, xisto e quartzito, mais frequentes para oeste; predominam clastos subarredondados a arredondados, de baixa esfericidade, alongados a lamelares	restrita, camadas tabulares ou lenticulares acima de superfícies erosivas; às vezes associadas, no topo, com passagem abrupta, para fácies Gt	depósitos residuais (<i>lags</i>), depósitos de barras longitudinais cascalhosas, e depósitos de peneiramento(?)
Gmm cascalhos maciços sustentados por matriz	grânulos, seixos e blocos - pontualmente ocorrem matacões-, sustentados por matriz predominantemente maciça, por vezes apresentando gradação inversa incipiente (Figura 5.2 e Figura 5.3)		camadas tabulares com limites abruptos, ocorrendo sempre na base dos afloramentos, e próximo ou em contato com o embasamento; por vezes ocorre como lente, de contatos difusos, em camada de lama	depósitos depositados "em massa" por fluxo denso coesivo (fluxo de detritos) ou por congelamento friccional de fluxo denso não coesivo (fluxo hiperconcentrado) <i>sensu</i> Mulder e Alexander (2001)
Gt cascalhos com estratificação cruzada	grânulos e seixos - pontualmente ocorrem blocos-, sustentados por matriz com estratificação cruzada acanalada evidenciada pelo alinhamento dos clastos alongados (Figura 5.4)		camadas lenticulares ou em cunha com largura > altura; por vezes tem passagem gradual, no topo, para fácies St	depósitos de preenchimento de canal por barras cascalhosas, de crista sinuosa
Areias (S)				
St areias com estratificação cruzada acanalada	areia fina a muito grossa cascalhosa, com estratificação cruzada acanalada; por vezes as laminações exibem gradação normal para o topo; alguns sets contêm grânulos/seixos alinhados na base e lentes de lama* paralelas à estratificação, no topo da camada (Figura 5.5)	quartzo e feldspatos, esses que perfazem até 60% do arcabouço; os grânulos e seixos são constituídos de quartzo, feldspatos, fragmentos líticos (ígneos e metamórficos), fósseis e fragmentos arredondados de possíveis restos orgânicos; tem matriz lamosa de cor cinza esverdeada; altera-se	camadas tabulares, lenticulares ou em cunha com largura > altura; por vezes são associadas com fácies cascalhosas na base das camadas, e com fácies lamosas no topo	depósitos de preenchimento de canal por migração de dunas de crista sinuosa, em regime de fluxo inferior *elevada concentração de argila (Baas et al., 2011)
Sg areias com gradação normal	areia muito fina a grossa, com gradação normal para o topo (Figura 5.6)		estratos de espessura centimétrica, de ocorrência pontual, intercaladas com camadas de fácies lamosas	depósitos de fluxo de detritos com pouco cascalho

Sp areias com estratificação cruzada tabular	muito fina a grossa, com estratificação cruzada tabular; por vezes de baixo ângulo de mergulho (SpI) (Figura 5.7)	em coberturas argilosas de cor vermelha (caulinita, com óxidos/hidróxidos de ferro)	camadas tabulares ou lenticulares delgadas, intercaladas em fácies lamosas	migração subaquosa de dunas de crista reta, em regime de fluxo inferior (Sp) a transicional (SI)
Sh areias com laminação plano- paralela	areia muito fina a fina lamosa com laminação plano-paralela		ocorrência restrita de estratos delgados, de contato difuso, intercalados em camadas de lama	depósitos de formas de leito plano, fluxo superior/crítico
Sm areias maciças	areia fina a grossa com grânulos, maciça (Figura 5.8)		ocorrência pontual preenchendo depressões do embasamento ou estrutura/feição de corte-e- preenchimento	depósito de fluxo hiperconcentrado; preenchimento de depressões suaves; bioturbação(?); fluidização (?)
Lamas (F)				
Fl lamas com laminação plano- paralela	argila, silte e areia muito fina, laminação plano-paralela; localmente as lâminas exibem ondulações (Figura 5.9)	lamas esverdeadas (esmectita e illita; Vieira & Fernandes, 2020) e avermelhadas (com caulinita neoformada por intemperismo)	camadas delgadas intercaladas com as fácies Fm e St/Sp	deposição por fluidos com elevada carga de sedimentos em suspensão (pouca tração); fluxos de regime inferior; fluxo minguante
Fm lamas maciças	argila, silte e areia muito fina, maciça (Figura 5.9)		camadas tabulares de espessura centimétrica a métrica, com intercalações de estratos arenosos e cascalhosos; localmente, ocorrem como lentes de espessura milimétrica, paralelas à estratificação cruzada	deposição por fluidos com elevada carga de sedimentos em suspensão; fluxo de lama; <i>mud drapes</i>
FG lamas com cascalhos	argila, silte e areia muito fina com cascalho (<5%) de clastos arredondados (r) ou angulosos (a), maciça (Figura 5.10)		camadas de espessura centimétrica a métrica, com contatos abruptos com outras fácies;	depósitos de fluxo de lama (<i>mud flow sensu Mulder e Alexander, 2001</i>)

		geralmente localizado na base dos depósitos e/ou em contato com o embasamento	
--	--	---	--

Quadro 5.2 – Elementos arquitetônicos individualizados na análise faciológica dos locais de exposição de superfície estudados (Figura 5.12).

Elemento arquitetônico	Conjunto de fácies	Forma e relações
Depósito de preenchimento de canal (CH)	todas	lenticular a tabular, base côncava erosiva, escala variável podendo ter superfícies erosivas internas; pode ser preenchido pelos demais elementos
Depósito de barra cascalhosa (GB)	Gh, Gt	camada em forma de lente ou cunha; ocorre associada com SB
Depósito de barra arenosa (SB)	St, Sp	camada em forma de lente ou cunha, ocorre associada com GB
Depósito de espraçamento (LS)	Sh, Sp, Spl, Sg	camada tabular delgada, intercalada com FF
Depósito de fluxo de gravidade (GS)	Gmm, Sm, Sg, FG	lobo, na base de GB ou intercalado com FF
Depósito de transbordamento (FF)	Fl, Fm, Sh	tabular de espessura centimétrica a métrica, geralmente intercalado com SB/GB e LS



Figura 5.1 – Aspecto comum da fácies **Gh** (cascalhos imbricados). Notar os grãos maiores de formato alongado/lamelar paralelos uns aos outros. Afloramentos 21 (a), 25 (b), 22 (c) e 58 (d).

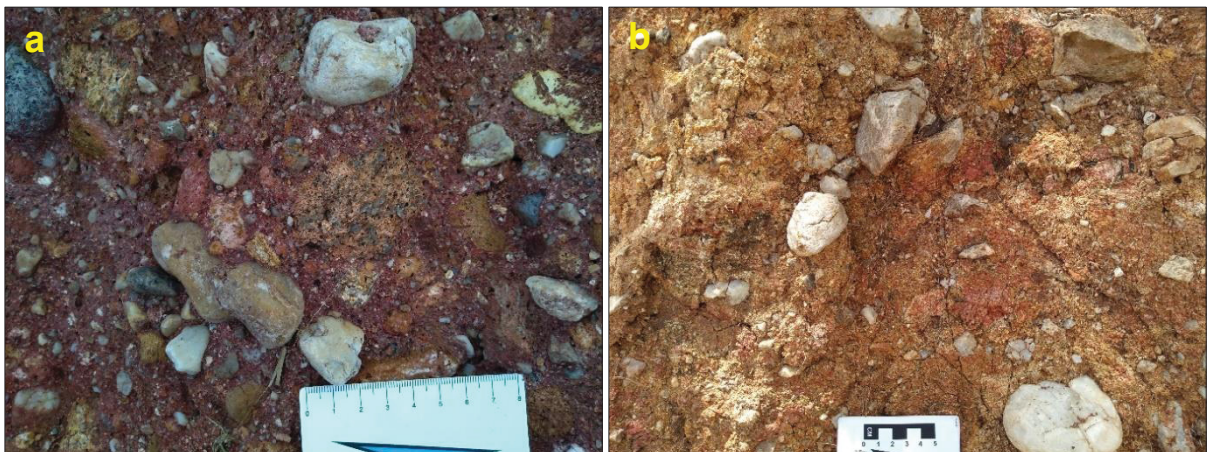


Figura 5.2 – Aspecto comum da fácies **Gmm** (cascalhos maciços sustentados por matriz). Notar a imaturidade textural dos sedimentos, característica dessa fácies rudácea. Afloramentos 10 (a) e 27 (b).



Figura 5.3 – Detalhe do aspecto da fácies **Gmm** (cascalhos maciços sustentados por matriz) intercalada com contatos difusos (setas) com a fácies **Fm** (lamas maciças). Afloramento 24.



Figura 5.4 – Aspecto comum da fácies **Gt** (cascalhos com estratificação cruzada). Notar predomínio de grânulos e seixos, com exceção da figura d, onde há predomínio de blocos, em matriz lamosa. Afloramentos 10 (a), 56 (b), 38 (c) e 37 (d).

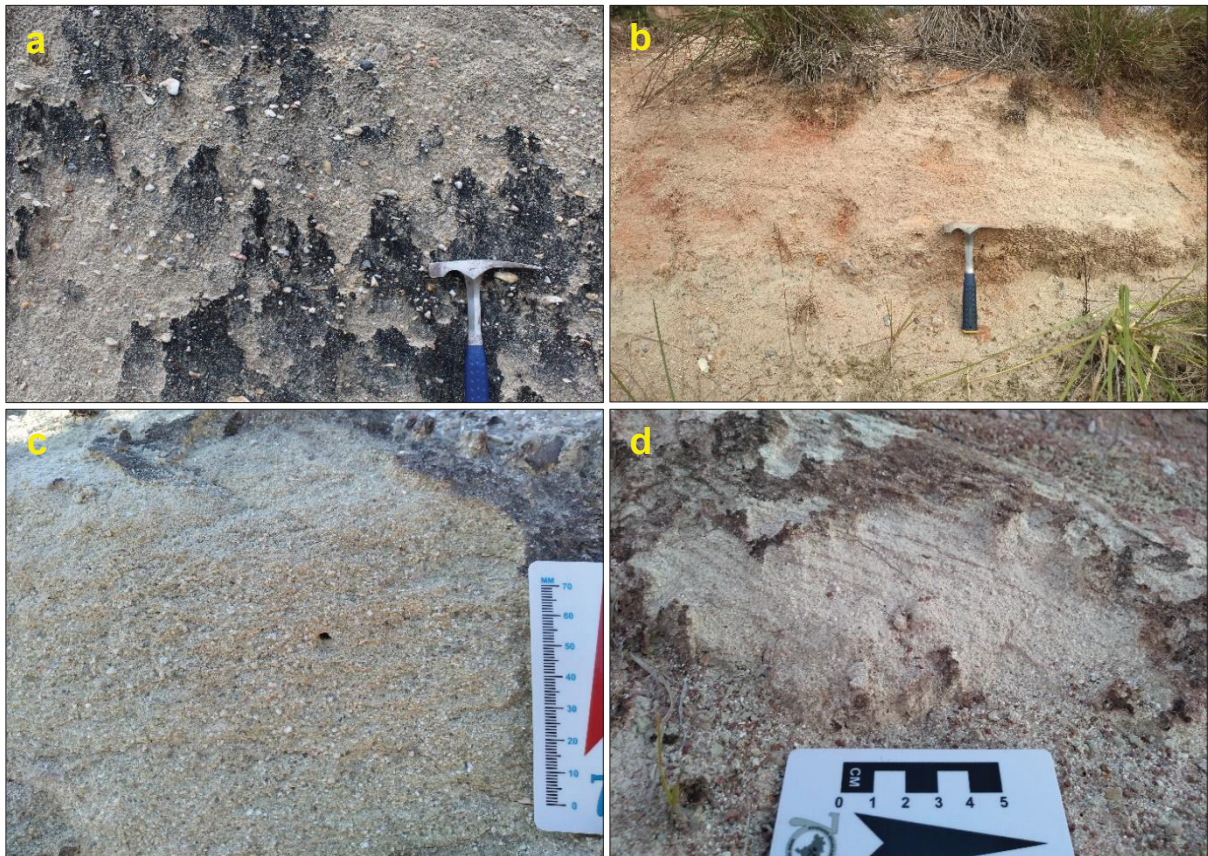


Figura 5.5 – Aspecto comum da fácies **St** (areias com estratificação cruzada acanalada). Notar seixos paralelos à laminação, na foto **a**. Afloramentos 01 (a), 08 (b), 54 (c) e 58 (d).



Figura 5.6 – Aspecto comum das fácies **Sg** (areias com gradação normal (a), e **Sh**, composta por areias com laminação plano-paralela (b). Na fácies **Sg**, notar a gradação de areia muito grossa para areia fina no topo, e contato com **Fm** (na base). Afloramentos 06 (a) e 01 (b).

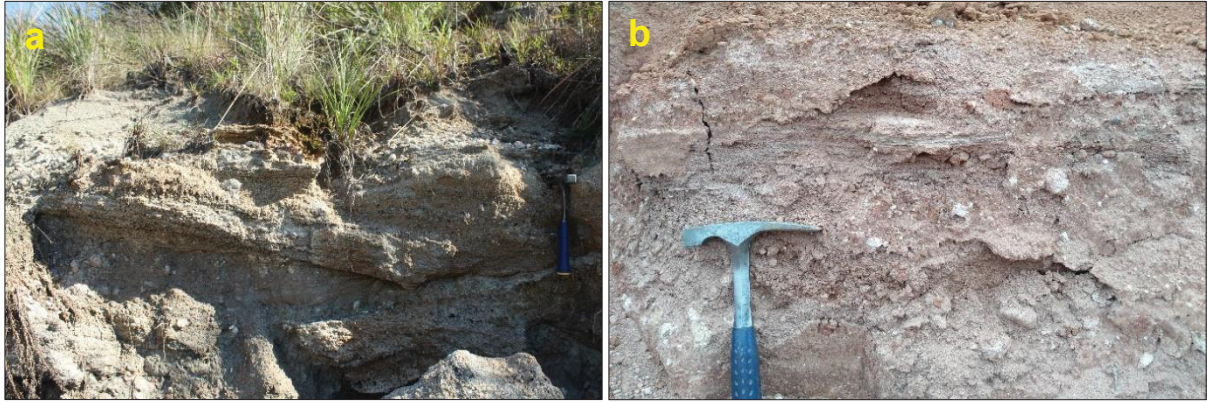


Figura 5.7 – Aspecto comum da fácies **Sp** (areias com estratificação cruzada tabular). Exemplo de estratificação cruzada tabular, com mergulho inferior a 10° - **Spl** (b). Afloramentos 01 (a) e 40 (b).



Figura 5.8 – Aspecto comum da fácies **Sm** (areias maciças), constituída por areia mal selecionada e lama, esverdeada. Afloramento 01 (a) e 35 (b).

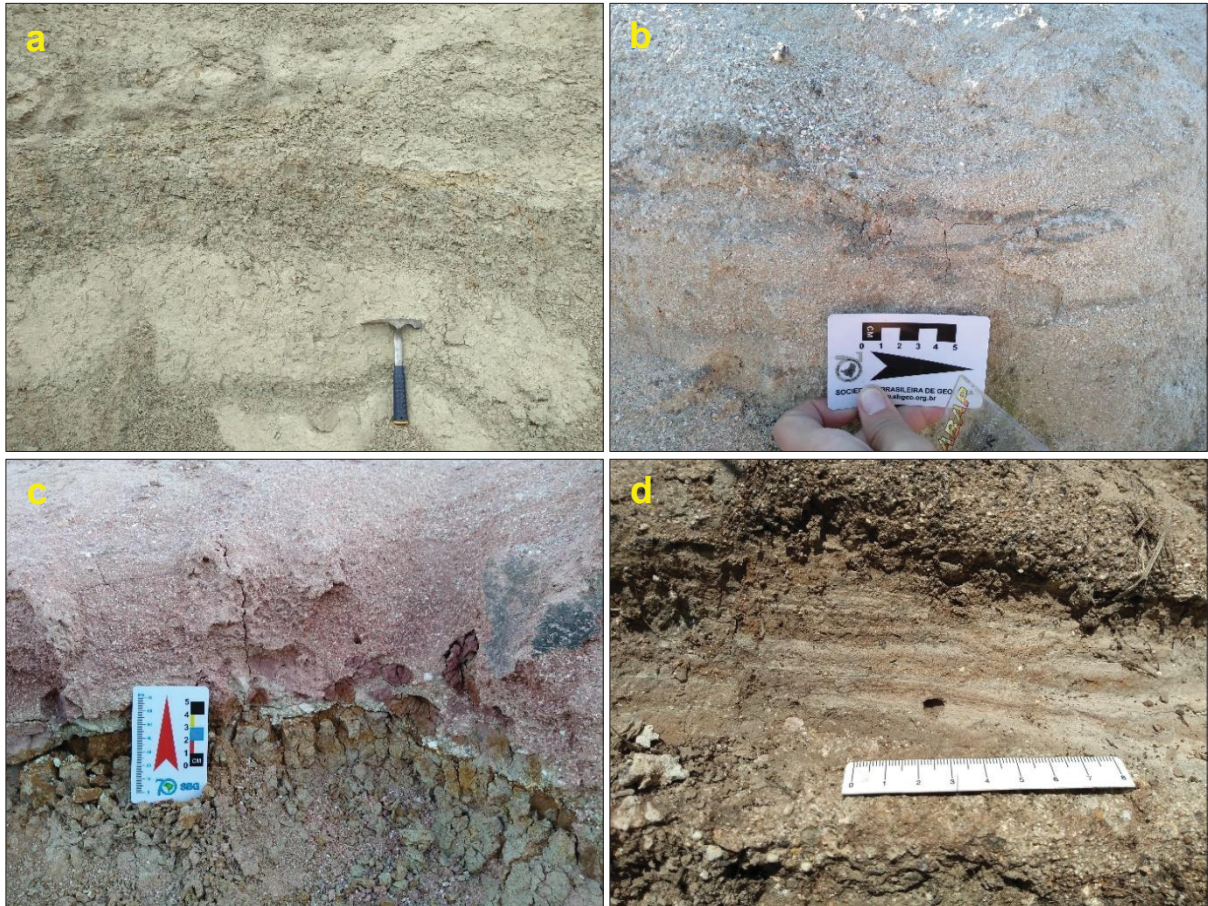


Figura 5.9 – Aspecto comum das fácies **Fm** (lamas maciças - a, b, c) e **FI** (lamas com laminação plano-paralela - d). Notar lentes (b) e intraclastos (c) de **Fm** intercalada com a fácies **St**. Afloramentos 01 (a), 56 (b), 58 (c) e 11 (d).



Figura 5.10 – Vistas de detalhe da fácies **FG** (lamas com cascalhos). Notar os clastos arredondados em matriz esverdeada de areia fina e lama. Afloramento 53.

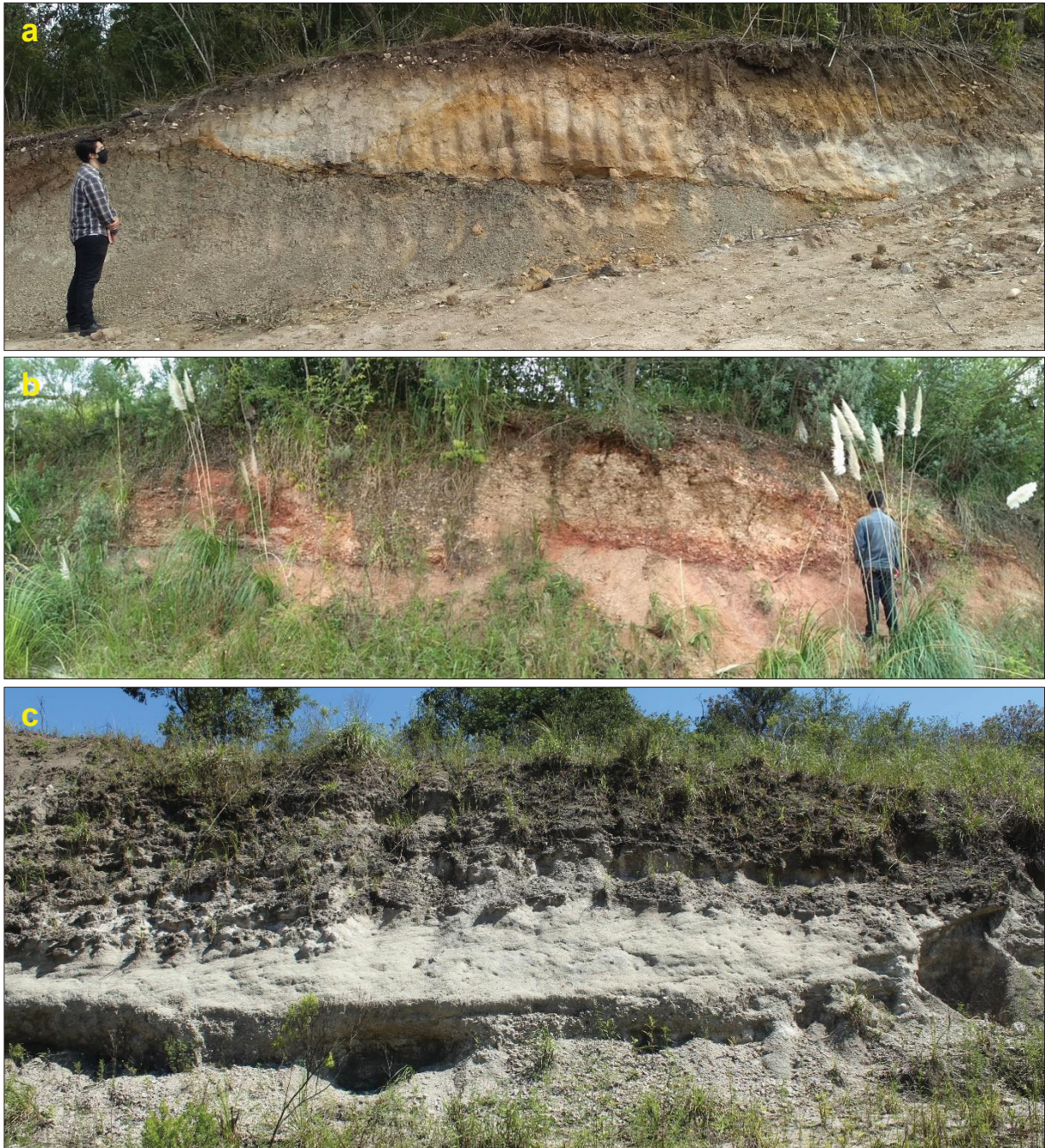


Figura 5.11 – Elementos arquitetônicos identificados: a) depósito de preenchimento de canal (**CH**) por barras arenosas (**SB**), instalado em depósitos de transbordamento (**FF**); b) depósito de preenchimento de canal (**CH**) por barras cascalhosas (**GB**), em depósitos de transbordamento (**FF**); c) depósito de preenchimento de canal (**CH**) por barras cascalhosas (**GB**) e arenosas (**SB**), intercalado com depósitos de transbordamento (**FF**) e fluxo de gravidade (**GS**);



Figura 5.12 – Elementos arquitetônicos identificados: d) depósitos de espraçamento (**LS**) intercalado com depósitos de transbordamento (**FF**); e) depósito de fluxo de gravidade (**GS**) sob depósito de preenchimento de canal (**CH**). Afloramentos 38 (a), 25 (b) e 01 (c, d, e).

5.2 Modificações pós-sedimentares

5.2.1 Cimentação

Em campo foram observados dois tipos de cimentação, carbonática e a ferruginosa. Ao todo foram registradas oito ocorrências de cimentação carbonática, que foram classificadas como calcretes (Figura 5.14). As ocorrências apresentam textura difusa na matriz (tipo pulverulento), como nódulos milimétricos a centimétricos (tipo nodular), cimentando toda ou parte específica de uma camada (tipo laminar) e/ou substituindo boa parte da camada (tipo maciço). Outra forma de ocorrência registrada foi de carbonado remobilizado, em forma de vênulas e preenchimento de fraturas (Figura 5.15), assim como rizocrecções (Figura 5.16).

O calcrete de textura difusa ocorre em camadas da fácies lama maciça, por vezes estando associado com o calcrete de textura laminar, esse que ocorrem em fácies arenosas (ex. afloramento GUABI 01). O calcrete de textura nodular ocorre associado a fácies tanto arenosas como lamosas, com nódulos de formato esférico ou elíptico variando de tamanho de poucos centímetros até decímetros, quando em

fácies mais arenosas. O calcrete de textura maciça ocorre associado a fácies arenosas mais grossas ou cascalhosas, sempre na porção inferior do depósito e próximo à discordância com o embasamento quando esse contato é exposto.

Pontualmente foram encontrados registros de cimentação ferruginosa (ferricrete?), em forma de camadas delgadas e descontínuas, localizadas nas porções mais alteradas dos afloramentos, próximas do topo (Figura 5.14).



Figura 5.13 – Localização dos afloramentos com ocorrência de calcres (pontos azuis) e demais afloramentos descritos (pontos pretos).

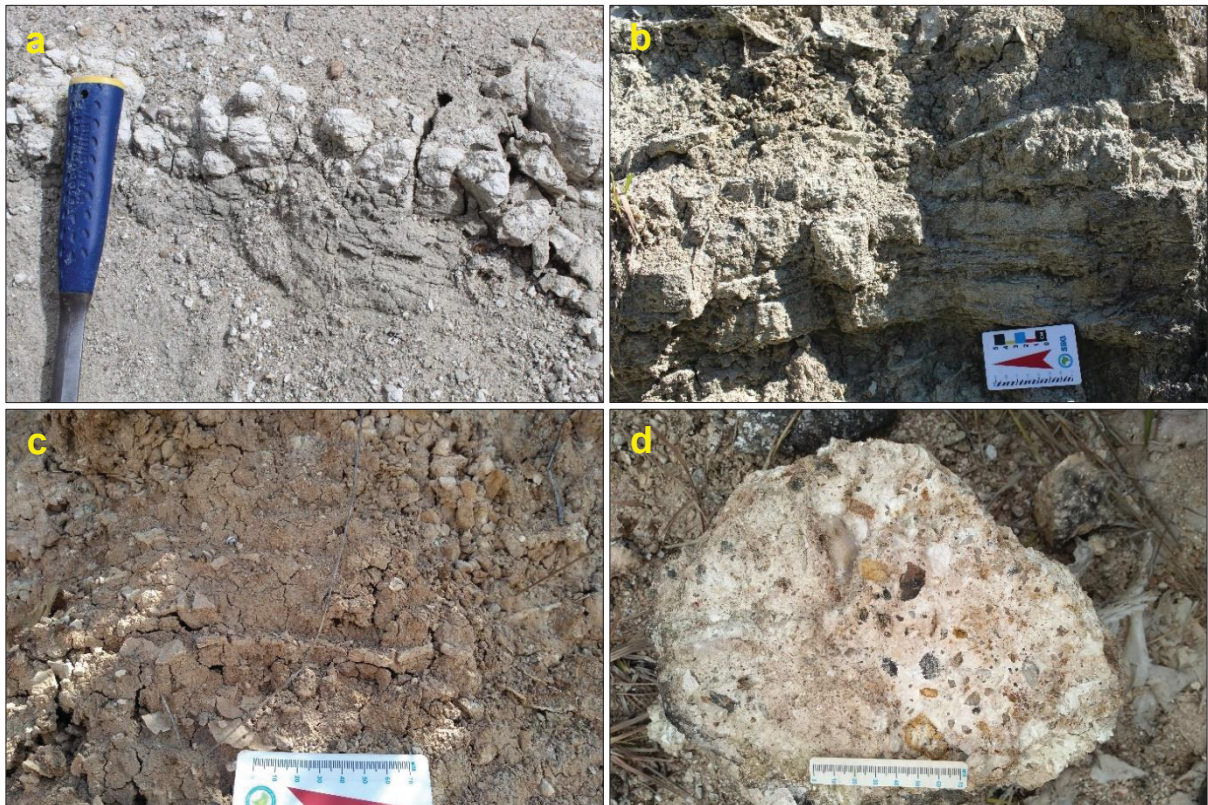


Figura 5.14 – Tipos de calcretes encontrados, da Fm. Guabirota. Calcretes: nodular (a) e laminar (b) em fácies areias com estratificação cruzada tabular e lamas maciças; laminar (c) em fácies lamas maciças; e maciço (d) em fácies cascalhos maciços sustentados por matriz. Afloramentos 01 (a, b), 29 (c) e 03 (d).

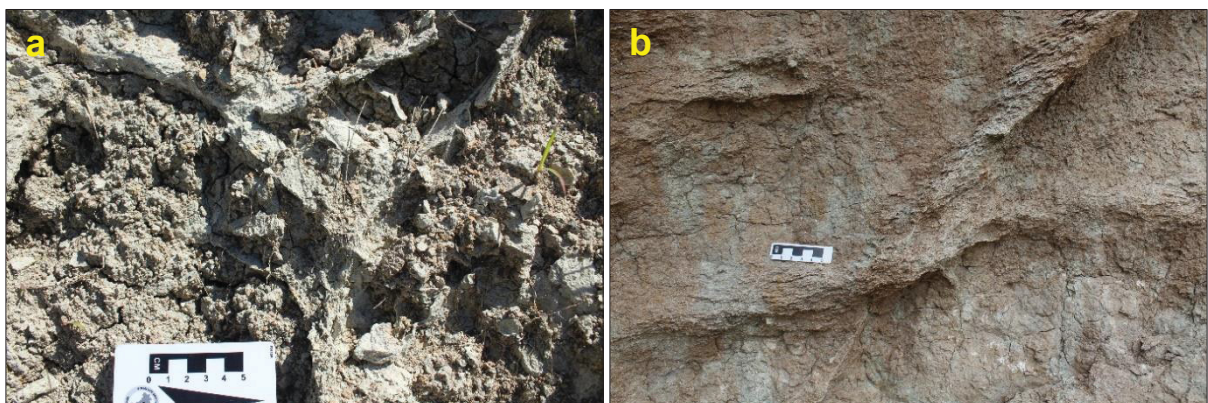


Figura 5.15 – Registro de cimentação por processos de remobilização carbonática. Planos irregulares com preenchimento de carbonato, em fácies lamosas que apresentam calcrete pulverulento (a) e laminar (b). Afloramento 01.



Figura 5.16 – Rizocrecção, croncreção formada entorno de raízes, encontradas em camadas de lama maciça, em locais onde também ocorrem calcretes. Afloramentos 01 (a) e 29 (b).

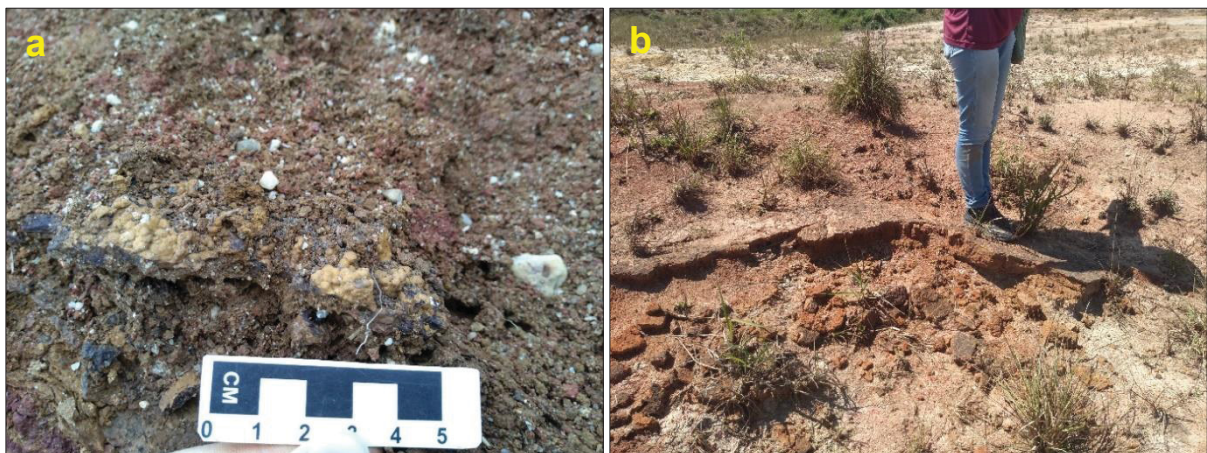


Figura 5.17 – Crostas associadas à cimentação ferruginosa. Intervalos de maior concentração de óxidos e hidróxidos de ferro com textura botroidal (a) e laminar (b), localizados na porção superior, mais avermelhada, dos depósitos. Possivelmente foram formadas por processos superficiais de intemperismo, mais recentes. Afloramentos 06 (a) e 13 (b).

5.2.1.1 Caracterização petrográfica

Os depósitos arenosos, mas especificamente a fácies **St**, exibem arcabouço composto por grãos de quartzo e feldspatos, e em menor proporção líticos (<10%). A porcentagem entre quartzo e feldspato varia entre afloramentos, podendo conter até 40% de feldspatos. O quartzo também apresenta diferença na porcentagem entre grãos mono e policristalinos, chegando até a 60% de grãos policristalinos. Para o grau de seleção esse varia entre pobremente a moderadamente selecionado, com porcentagem de matriz de até 30%, não sendo observada porosidade primária.

O arcabouço é marcado pelo predomínio da baixa esfericidade, com grãos alongados que muitas vezes se encontram alinhados com a estratificação. Os grãos exibem forma de angulosa a subarredondada, com contatos pontual ou plano, às vezes sustentados pela matriz (Figura 5.18).

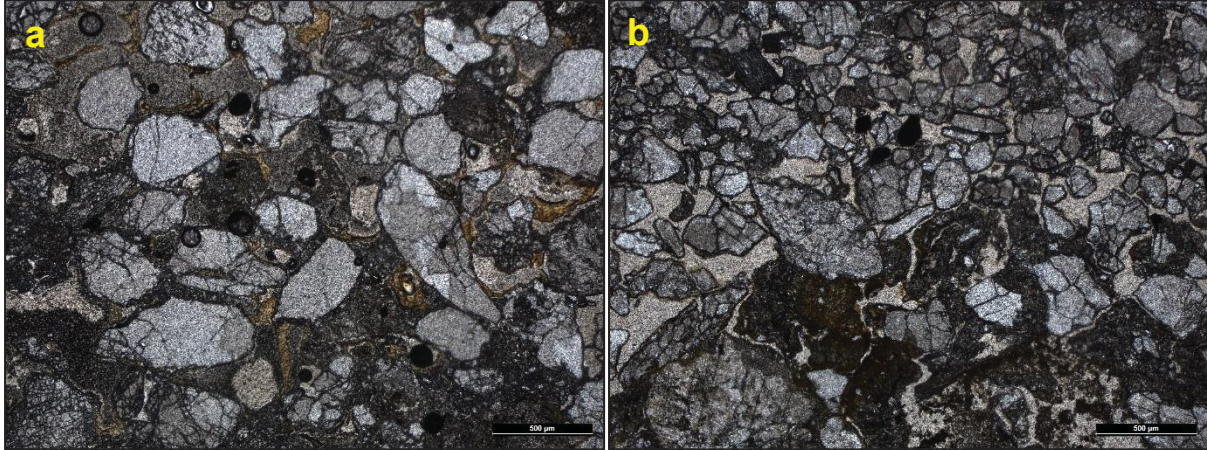


Figura 5.18 – Aspecto microscópico geral das fácies arenosas - **St**. O arcabouço possui baixa esfericidade, de seção subangulosa a subarredondada com contatos pontuais ou sustentados pela matriz. Os grãos alongados estão alinhados com a estratificação, a qual é mais nítida macroscopicamente, mas pode ser observada na figura b sendo marcada pela diferença de seleção. Fotomicrografias de seções delgadas das lâminas 13 (a) e 36b (b), polarizadores descruzados.

A análise petrográfica possibilitou confirmar e caracterizar três tipos de modificações diagenéticas nos depósitos arenosos: cimentação por carbonato, cimentação por óxido/hidróxidos de ferro e aparentemente, a possível recristalização de argila da matriz, ao redor dos grãos.

Nos afloramentos onde ocorrem calcretes, o cimento carbonático tem textura micrítica a microespática, conforme se observou em lâminas petrográficas das fácies arenosas (Figura 5.19). No calcrete, nesse caso de textura maciça observada em campo, predomina a textura micrítica (Figura 5.20).

A cimentação ferruginosa ocorre em locais onde os sedimentos apresentam cor mais avermelhada, nas porções superiores dos depósitos (Figura 5.21). Em alguns casos foi possível observar porções de material mais translúcido que a matriz, de cor castanho claro, que em parte acompanha o contorno dos grãos e exibe cor de interferência amarela de primeira ordem. Esta feição foi considerada como de pontual recristalização da matriz, uma vez que ocorre em seções delgadas de sedimentos arenosos que ainda apresentam porções com matriz maciça e aspecto turvo, sem feições claras de recristalização ou neoformação (Figura 5.22). Essa recristalização está dispersa pela lâmina petrografia, e não concentrada, sendo assim se descarta a interpretação de origem por infiltração ou remobilização de argila proveniente de outra

camada, também considerando que os sedimentos exibem baixa porosidade e pouca conectividade entre os poros devido a pobre seleção.

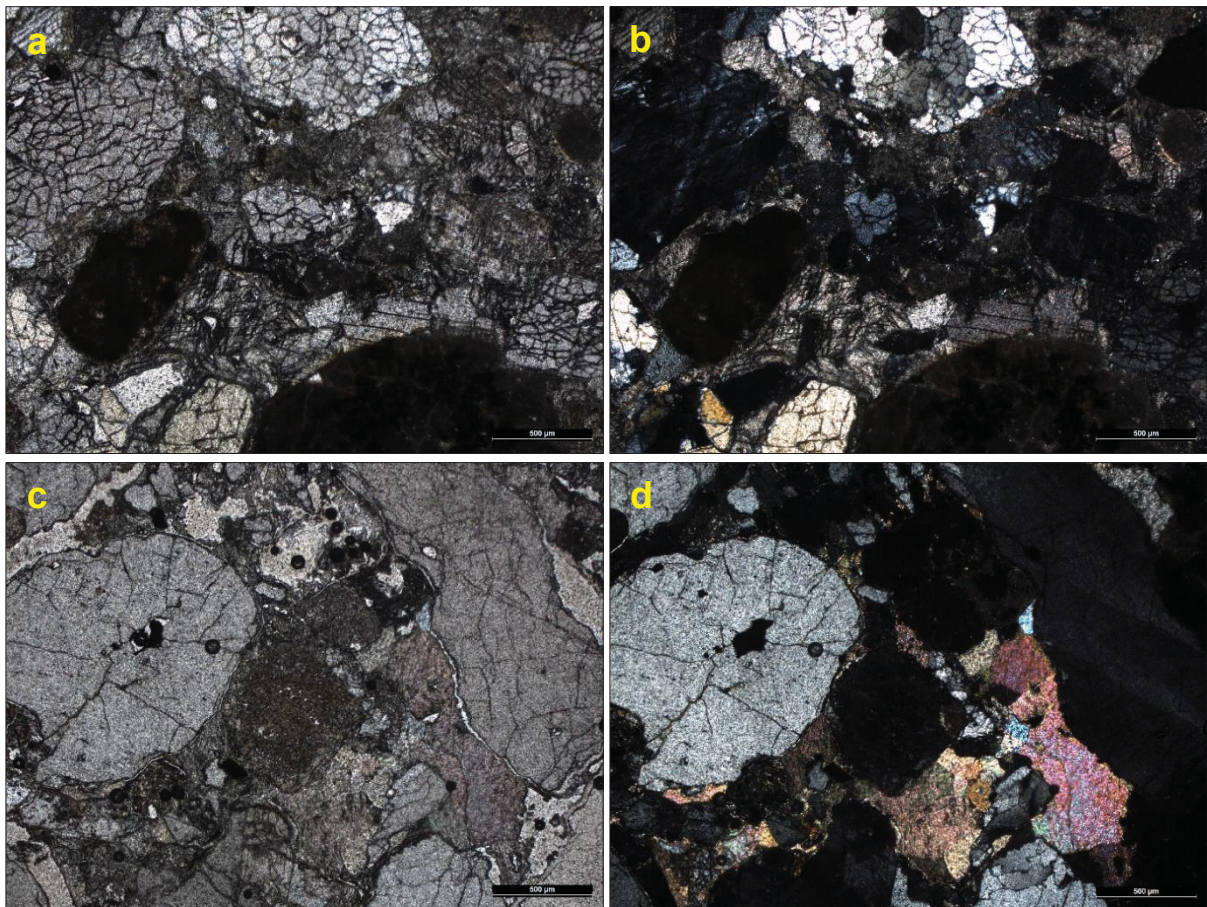


Figura 5.19 – Cimento carbonático em arcabouço siliciclástico. Cimento micrítico (a/b) e microespático (c/d) em lâminas de fácies arenosas. Fotomicrografias de seções delgadas das lâminas 11 (a, b) e 42; polarizadores descruzados (a, c), cruzados (b, d).

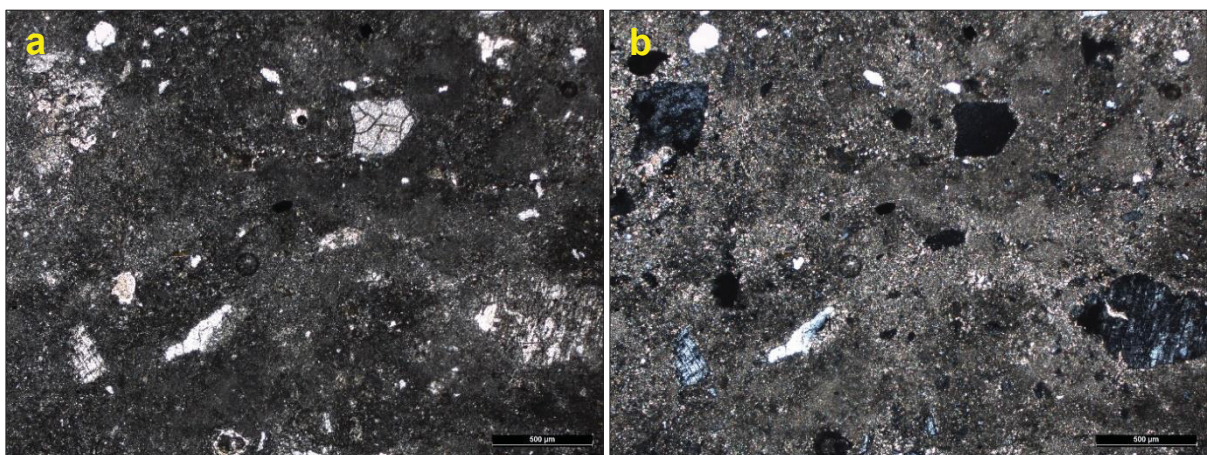


Figura 5.20 – Matriz de lama carbonática micrítica. Calcrete maciço proveniente de intervalo de areias com estratificação cruzada acanalada, fácies **St**. Fotomicrografias de seções delgadas da lâmina 42b; polarizadores descruzados (a) e cruzados (b).

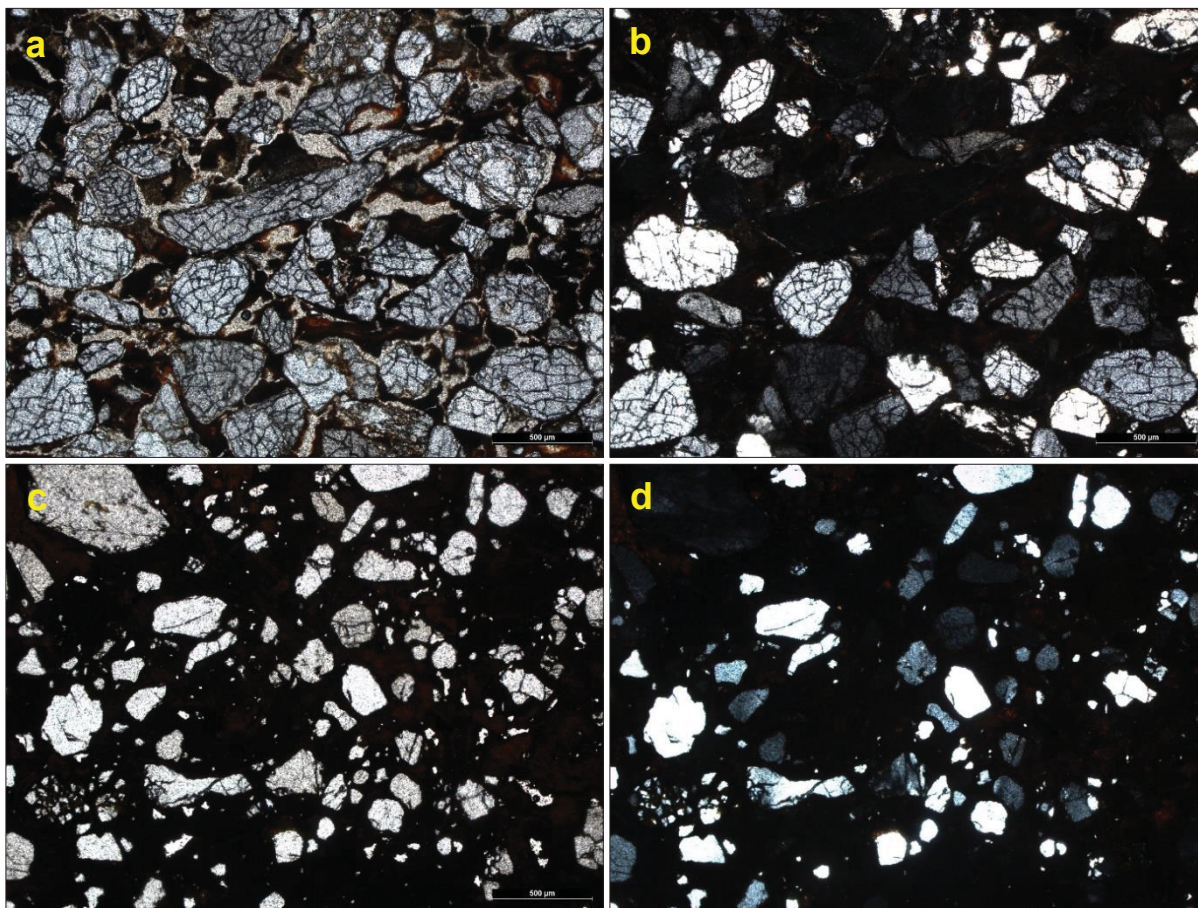


Figura 5.21 – Cimento ferruginoso em arcabouço siliciclástico. Cimento de cor castanho avermelhado a vermelho muito escuro, preenchendo parcial (a, b) ou totalmente (c, d) os poros. Fotomicrografias de seções delgadas das lâminas 05 (a, b) e 06 (c, d); polarizadores descruzados (a, c) e cruzados (b, d).

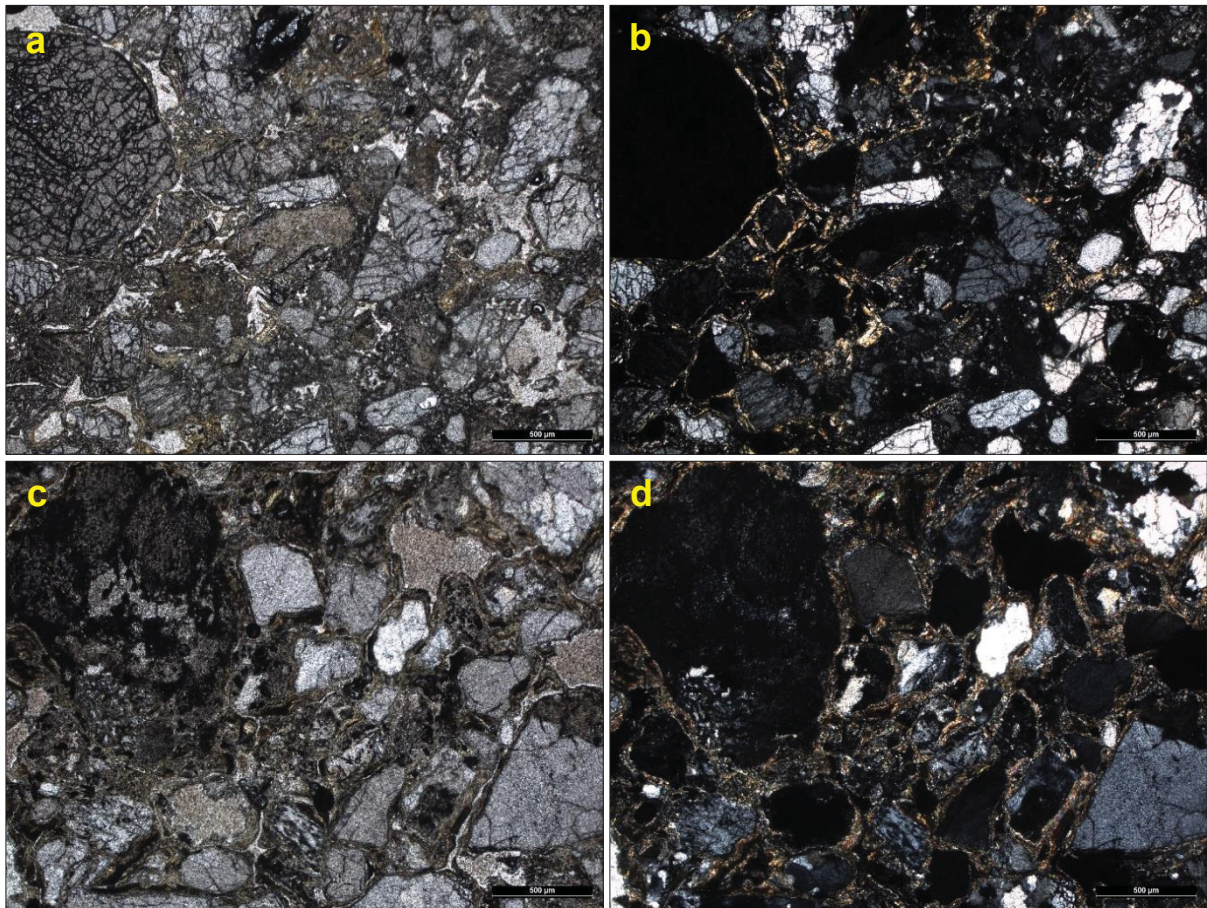


Figura 5.22 – Possível feição de recristalização eodiagnética da matriz argilosa. Notar porções de cor castanho claro que acompanham, em parte, o contorno dos grãos. Fotomicrografias de seções delgadas das lâminas 12 (a, b) e 56 (c, d); polarizadores descruzados (a, c) e cruzados (b, d)

5.2.2 Deformações dos depósitos

Deformações plásticas penecontemporâneas foram identificadas em alguns locais. Trata-se de estruturas de sobrecarga de fácies arenosas sobre camadas de lama, algumas estratificações deformadas pelo crescimento de calcretes e feições que se assemelham a dobras convolutas, não associadas a falhas ou crescimento de calcretes (Figura 5.23).

Falhas deslocando as camadas e fraturas foram identificadas em diversos locais, por vezes desenvolvendo dobras de arrasto (Figura 5.24). Em afloramentos com exposição o embasamento, algumas vezes foi possível observar a continuidade de fraturas dos depósitos sedimentares no embasamento (ex. planos de atitude 220/35 encontrados no afloramento GUABI01).

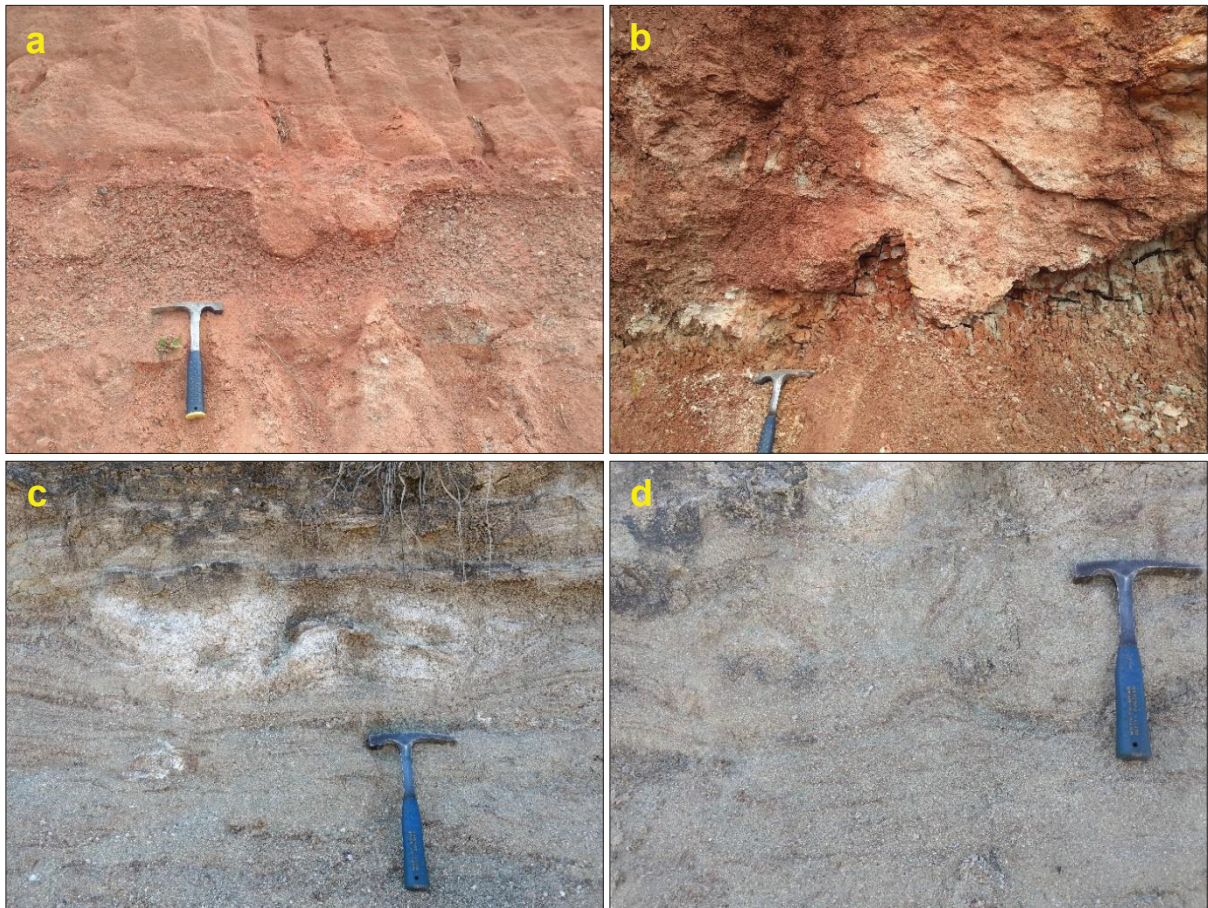


Figura 5.23 – Registros de deformação plástica. Estruturas de sobrecarga, “em chama” (a, b), deformação de laminação por crescimento de calcrete (c) e possível dobra convoluta, de deformação por sobrecarga, formada provavelmente abaixo do nível freático (d). Afloramentos 39 (a), 02 (b) e 01 (c, d).

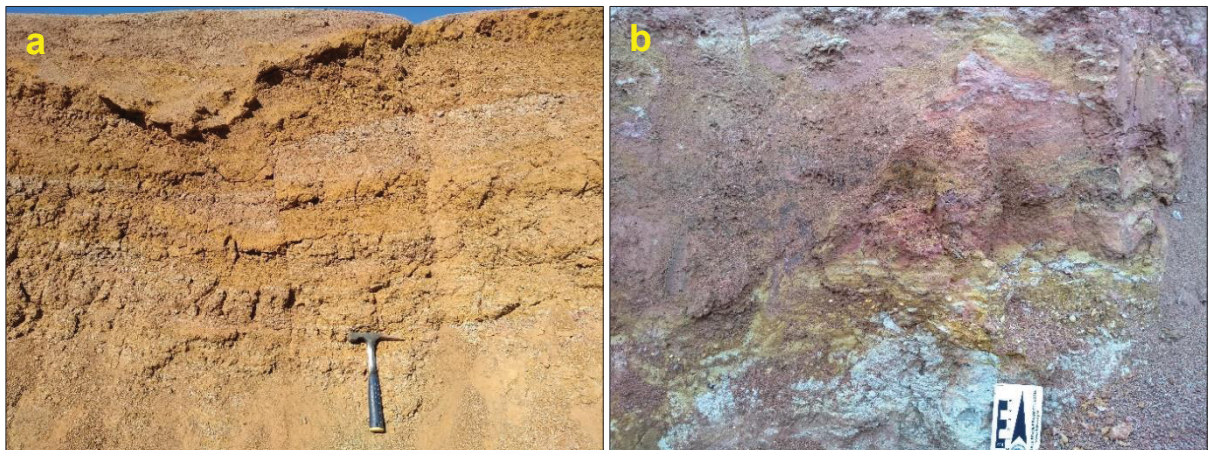


Figura 5.24 – Registros de deformação rúptil. Falhas subverticais de atitude 235/7 (a) e falha de atitude 62/53 com dobra de arrasto (b). Afloramentos 52 (a) e 37 (b).

Em dois locais foram identificados diques de areia nos depósitos (Figura 5.25). Em especial o localizado no afloramento GUABI 44, representa o primeiro registro de sismo para a Bacia de Curitiba. O afloramento consiste de vários diques de aproximadamente 10 cm de espessura, compostos de areia média a grossa com grãos de quartzo e feldspato com matriz, cortando camada da fácies **St** com as

mesmas características composicionais intercalada com camadas de lama maciça. Os diques são paralelos, com atitude 270/60.



Figura 5.25 – Diques de areia. Diques paralelos de atitude 270/60 (a) e pequeno dique de atitude 120/26 (b). Afloramentos 44 (a) e 58 (b).

5.3 Distribuição das fácies em subsuperfície

De acordo com o processamento de informações de poços de águas subterrâneas do SIAGAS a espessura máxima dos depósitos é de 68 m. Exceção deve ser feita a valores atípicos (*outliers*) encontrados, que variam entre 70 m e 150 m, coincidem com as porções mais espessas na parte central da bacia e se alinham segundo a estruturação tectônica regional.

Os mapas de interpolação de dados produzidos indicaram uma região de maior espessura dos depósitos concentrada na parte central francamente paralela ao alongamento da bacia (Figura 5.26). Assim como outra porção a NE, sendo essas duas aparentemente separadas por uma área menos espessa, correspondente a um alto do embasamento.

Os depósitos lamosos apresentam a maior espessura do total de até 70 m, com distribuição seguindo as regiões de maiores espessuras da unidade (Figura 5.27). Os depósitos de cascalho encontram-se mais às margens atuais da distribuição dos sedimentos da bacia. Assim como a espessura total de cascalhos, de <1 a 5 m, apresenta as maiores espessuras na porção marginal nordeste (Figura 5.28). Por sua vez os depósitos arenosos têm maior expressão nas porções nordeste e sudoeste, com variação de espessura entre <10 e 40 m (Figura 5.29).



Figura 5.26 – Mapa de espessura total da unidade interpolada a partir dos dados pontuais. Falhas Principais conforme Salamuni et al., 1999.

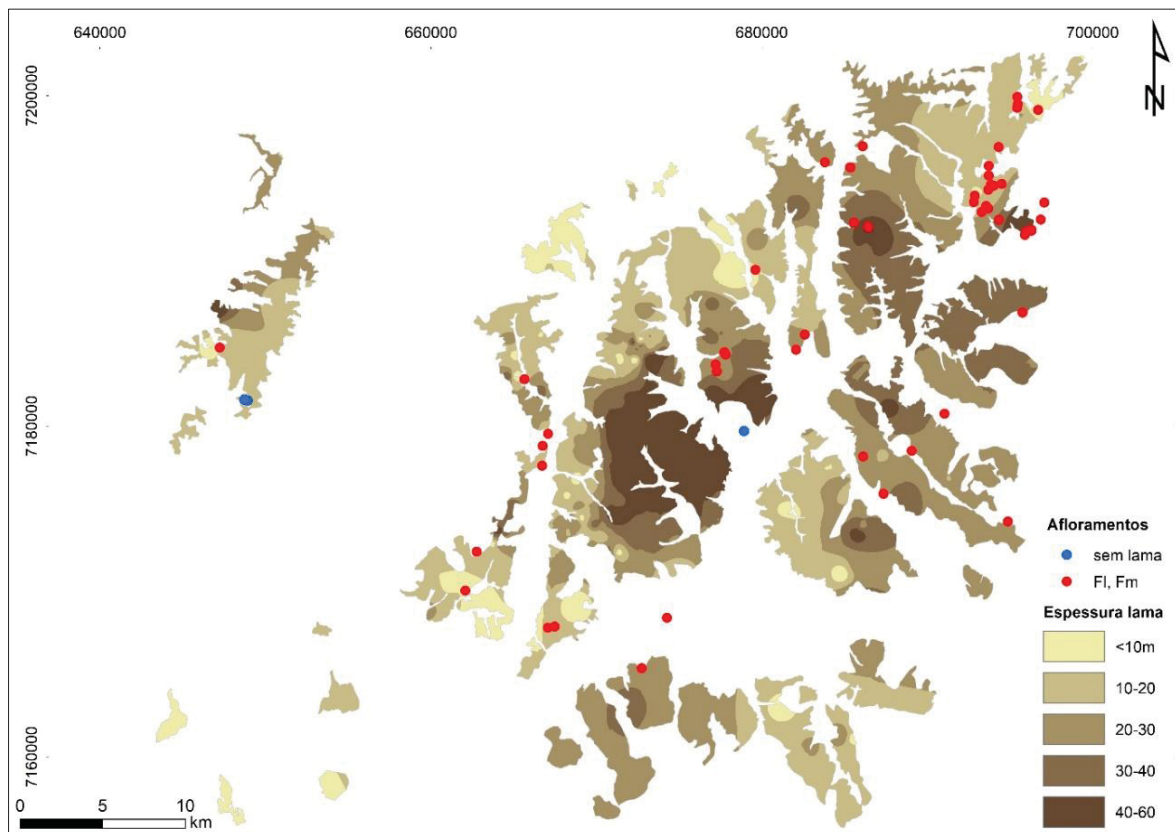


Figura 5.27 – Espessura das camadas de lama, com localização dos afloramentos com fácies lamosas.



Figura 5.28 – Espessura das camadas de cascalho, com localização dos afloramentos com fácies cascalhosas.

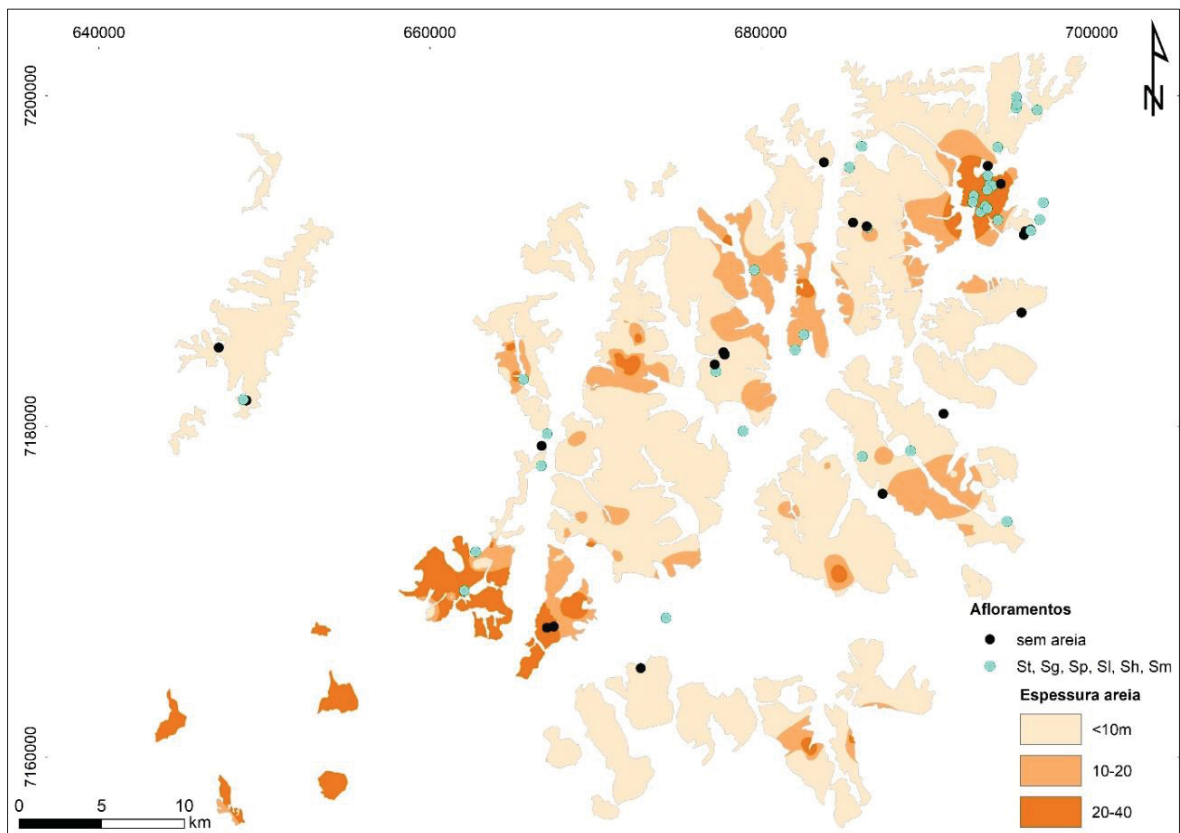


Figura 5.29 – Espessura das camadas de areia, com localização dos afloramentos com fácies arenosas.

5.4 Paleocorrentes

As medidas de atitudes de estruturas sedimentares de fluxo das fácies Gt, St e Sp, foram agrupadas por proximidade geográfica dos afloramentos. Nos setores nordeste, leste e oeste da bacia a atitude predominante das estratificações cruzadas indicou fluxos rumo ao centro da bacia. A exceção foi registrada na porção oeste, que coincide com resultados do setor sudoeste, apontando rumos de transporte de sedimentos para sudeste (Figura 5.30).

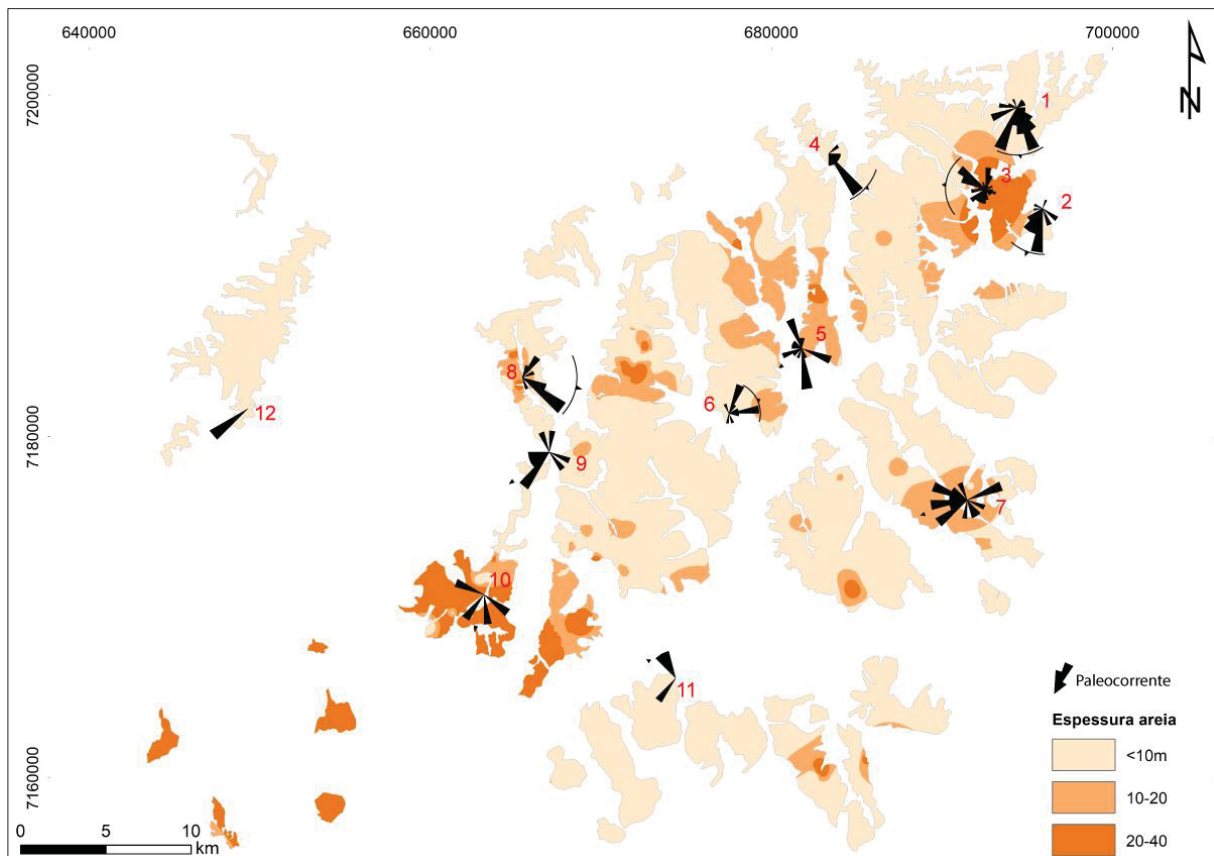


Figura 5.30 – Distribuição da espessura total de depósitos arenosos da Fm. Guabirota e diagramas de paleocorrentes, obtidos por medidas de atitudes de estruturas sedimentares nas fácies **St** e **Sp**. As medidas dos afloramentos foram agrupadas por regiões: 1 - n=32, dir. média 175°; 2 - n=20, dir. média 200°; 3 - n=71, dir. média 276°; 4 - n=10, dir. média 132°; 5 - n=20, dir. média 230°; 6 - n=12, dir. média 66°; 7 - n=16, dir. média 252°; 8 - n=11, dir. média 99°; 9 - n=9, dir. média 231°; 10 - n=4, dir. média. 195°; 11 - n=3, dir. média 302°; 12 - n=1, 240°.

6 DISCUSSÃO (ARTIGO)

A seguir serão apresentados os principais resultados da pesquisa em subitens, organizados na forma de artigo científico, a ser submetido à publicação. Por facilidade para leitura, os itens anteriores às discussões do artigo foram suprimidos por já terem sido apresentados, assim como as referências das citações que se encontram junto às demais. No que concerne ao afloramento GUABI 01, alguns resultados já foram publicados (Vieira e Fernandes, 2020; Anexo 1 - Artigo: Análise faciológica e contexto deposicional do geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, nova seção-tipo para a Formação Guabirota) e serão incorporados ou revistos na discussão a seguir.

6.1 Associações de fácies

A partir dos afloramentos estudados, foram definidas 12 fácies sedimentares e interpretados cinco elementos arquitetônicos. As relações espaciais entre os elementos e sua composição faciológica possibilitou a definição de cinco associações de fácies (Quadro 6.1, Figura 6.1), as quais serão descritas a seguir.

Quadro 6.1 – Associações de fácies definidas para a unidade e interpretações deposicionais

Associação	Elementos	Fácies		Interpretação	
AF1	GB	Gh, Gt	canal	depósitos de rios de carga predominantemente cascalhosa	área proximal, leque dominado por fluxo de corrente (leque fluvial)
	FF	Fm, FI	planície		
AF2	CH, GB, SB	Gh, Gt, St, Sp	canal	depósitos de rios de carga mista	área intermediária, leque dominado por fluxo de corrente (leque fluvial)
	FF	Fm, FI	planície		
AF3	CH, SB	St, Sp, Spl, Sh	canal	depósitos de rios de carga predominantemente arenosa	depósitos de rio axial aos leques
	FF	FI, Fm	planície		
AF4	FF	Fm, FI	planície	depósitos de espraiamento	área distal, leque dominado por fluxo de corrente (leque fluvial)
	LS, CH	Sh, Sp, Spl, Sg			
AF5	GS	Gmm, FG, Sm, Sg	-	depósitos de fluxo denso	depósitos de leque dominado por fluxo de gravidade

Em termos litoestratigráficos a Formação Guabirota corresponde a sequência sedimentar composta pelas cinco associações de fácies. Não foram encontradas discordâncias em escala de bacia que individualize outra unidade, além

daquela com os depósitos recentes. As partes superiores de tons mais avermelhados, já considerados como outra unidade estratigráfica - Formação Tinguis - de retrabalhamento da Formação Guabirota, foram considerados produtos de intemperismo, assim como proposto por Bigarella e Salamuni (1962), pela ausência de discordância ou diferença entre os depósitos. Fato também indicado pela alteração de esmectitas nas porções de lamias esverdeadas para caulinita nas lamias avermelhadas de topo (Karmann, 2002; Vieira, 2018).

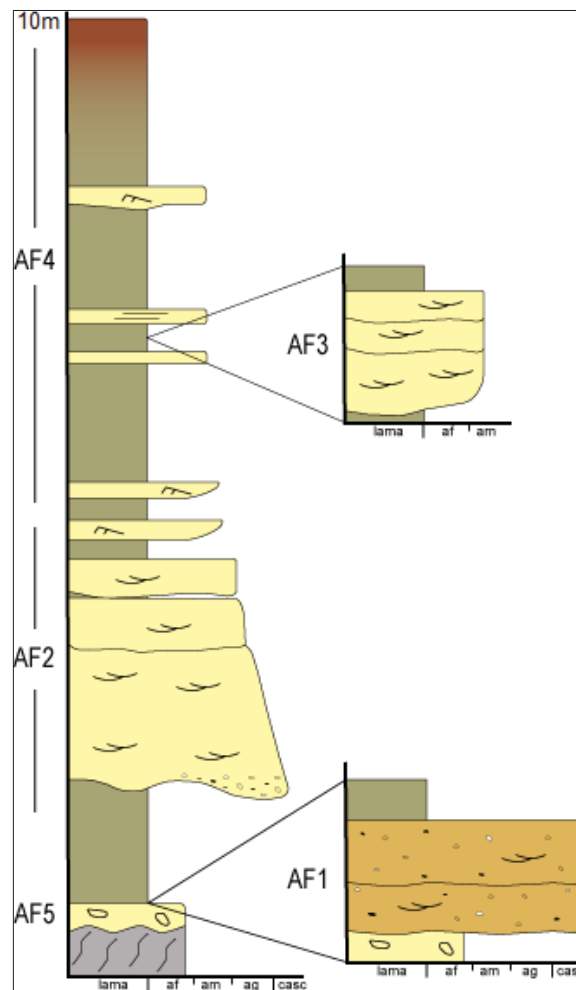


Figura 6.1 – Perfis esquemáticos das associações de fácies. AF1 - depósitos de rios com carga cascalhosa; AF2 - depósitos de rios com carga mista, AF3 - depósitos de rios com carga arenosa, AF4 - depósitos de espraçamento, AF5 - depósitos de fluxo densos.

As associações de fácies 1, 2 e 3 são compostas por depósitos de areias e cascalhos intercalados com camadas de lamias. Muitas vezes as fácies mais grossas formam camadas de base côncava erosiva sobre as fácies finais, sendo comum a ocorrência de fragmentos da camada lamiosa inferior, retrabalhadas, na base da camada arenosa superior. Esses depósitos foram interpretados como depósitos de preenchimento de canal e planície fluvial.

As associações ocorrerem em locais diferentes da bacia, sendo que apenas a AF1 e AF2 foram encontradas em posições estratigráficas diferentes no mesmo afloramento. Elas também exibem diferentes fácies de preenchimento do canal, sendo: predominantemente cascalhosos (AF1, Figura 6.2), mistos (AF2, Figura 6.3) e arenosos (AF3, Figura 6.4).

A associação AF1 é composta predominantemente por depósitos de barras cascalhosas (GB) que ocorrem como camadas tabulares ou lenticulares, em discordância com camadas de finos (FF) sotopostos. Pontualmente ocorrem intercalações de barras arenosas (SB) interna as camadas de cascalhosas. Essas camadas não ultrapassam muito um metro de espessura e cinco metros de largura.

Para a AF2, tem-se a passagem gradual de depósitos compostos por barras cascalhosas (GB) para barras arenosas (SB) com cascalhos, preenchendo formas de canal (CH). Sua espessura média é da ordem de dois a três metros e a largura pode chegar a dez metros. Por vezes, os depósitos de canais encontram-se parcialmente sobrepostos, vertical ou lateralmente amalgamados.

Na associação AF3 predominam depósitos de barras arenosas (SB), sem presença de barras cascalhosas. As barras ocorrem em camadas tabulares ou preenchendo feições de canais, de espessuras da ordem de cinco metros, e largura de mais de dez metros, intercaladas com depósitos lamosos (FF).

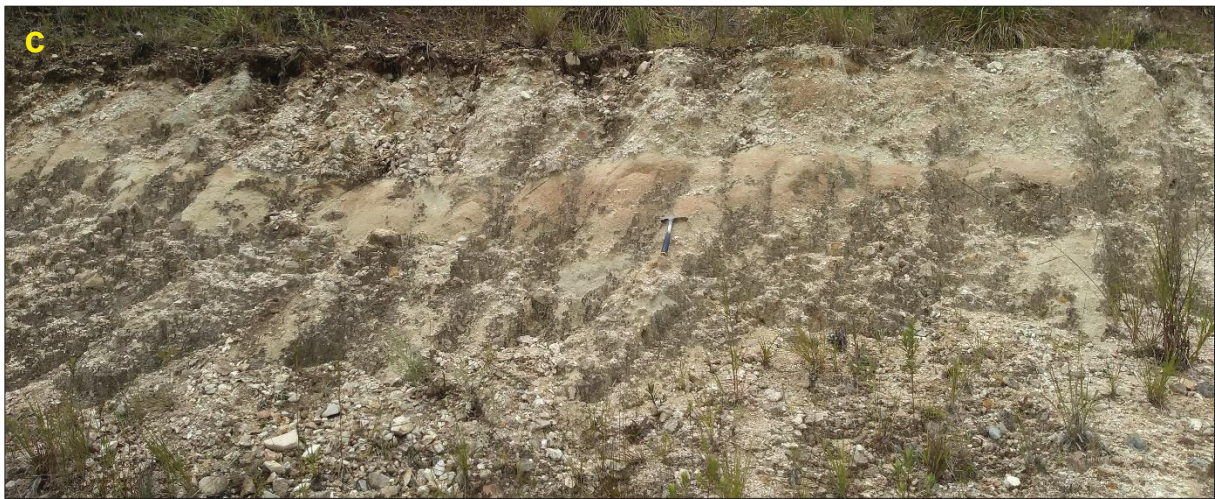


Figura 6.2 – Associação de fácies 1 (AF1), depósitos de barras cascalhosas (SB), em camadas tabulares ou lenticulares, localmente intercaladas com barras arenosas (c). Afloramentos 25 (a), 37 (b) e 22 (c).



Figura 6.3 – Associação de fácies 2 (AF2): passagem gradual de depósitos de barras cascalhosas (GB) para depósitos de barras arenosas (SB) com cascalhos, preenchendo formas de canal (CH). Notar estratificação com intercalação de porções com predomínio de areias ou cascalhos (c). Afloramentos 58 (a), 41 (b) e 10 (c).

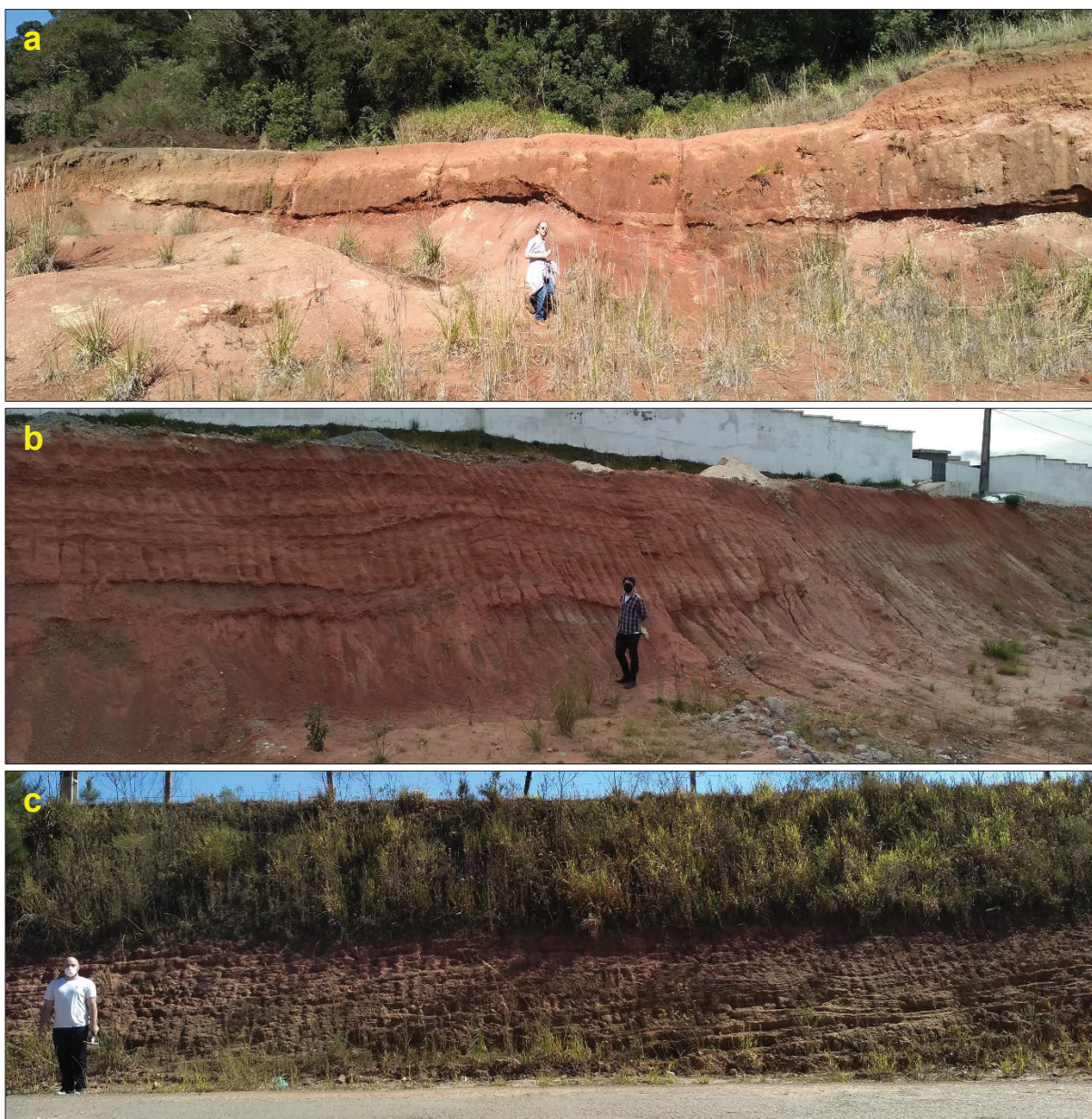


Figura 6.4 – Associação de fácies 3 (AF3): depósitos de barras arenosas (SB) em camadas tabulares ou como preenchimento de canais intercaladas com depósitos lamosos de planície (FF). Notar canais relativamente mais largos e feições de deformação por sobrecarga. Afloramentos 02 (a), 39 (b) e 51 (c).

Correlacionando a predominância de classes granulométricas arenosas e cascalhosas dos depósitos de barras (GB/SB) de AF1, AF2 e AF3, com a espessura atual dos depósitos, infere-se que as maiores espessuras de AF2 e AF3 estão nas partes nordeste e sudoeste da bacia, com registros de espessuras de 10 a 40 m, além de algumas “manchas” mais centrais, evidenciando discreta tendência de distribuição NE-SW, paralela à forma determinada pela estruturação tectônica da bacia.

A associação AF1 tem maior expressão apenas na parte nordeste da bacia, com espessuras entre 1 e 5 m (Figura 6.5), e indicações de tendência de transporte sedimentar para sul.

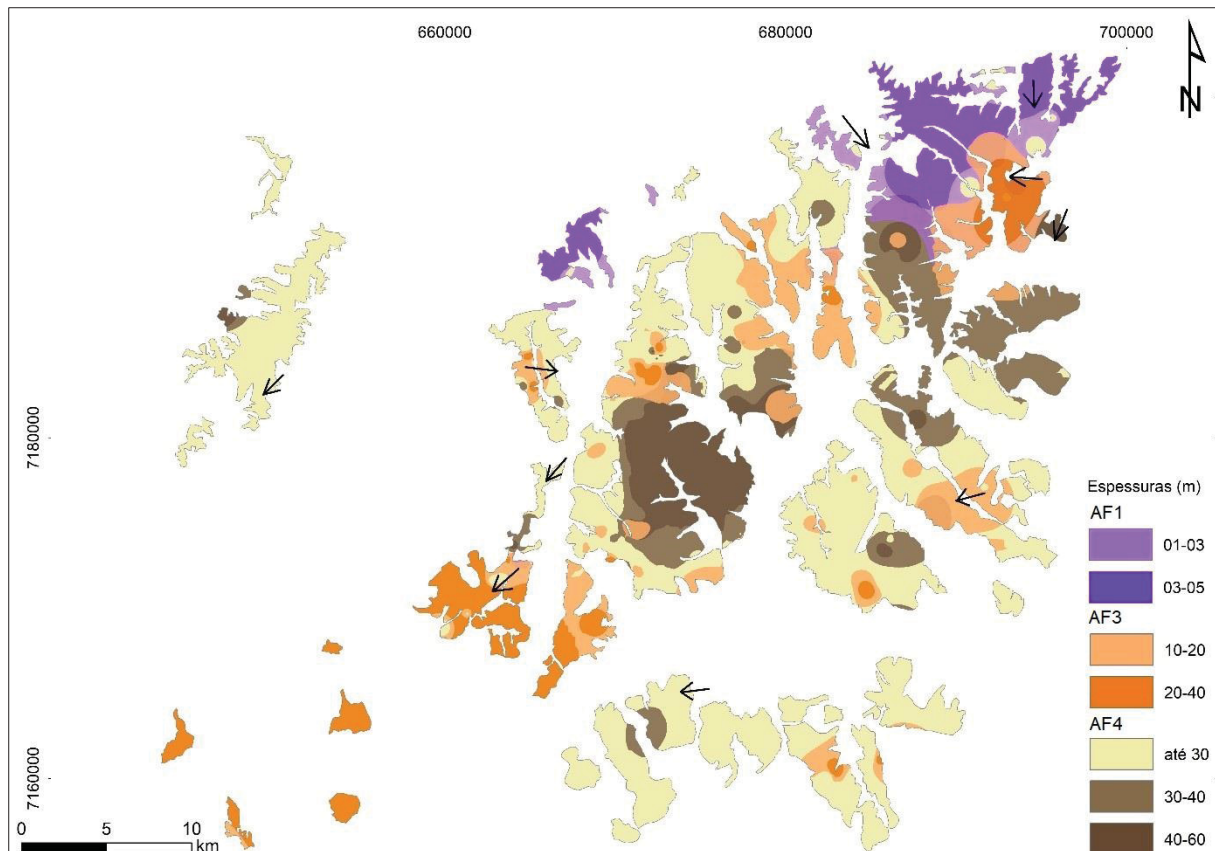


Figura 6.5 – Distribuição das associações de fácies de acordo com o predomínio de classes granulométricas das seções verticais analisadas (perfis de poços). Cascalho para a AF1, areia para AF3 e lama para AF4. Setas pretas indicam o rumo predominante das paleocorrentes das fácies arenosas.

As características texturais observadas na distribuição dos depósitos condizem com os resultados de estudo de proveniência apresentados por Machado et al. (2012), com a contribuição de material de granulação mais grossa, areia e cascalho, vindos dos corpos graníticos da Serra do Mar, localizada a leste da bacia. Isso é visível nos depósitos da parte nordeste, onde o arcabouço é composto predominantemente por grãos de quartzo, além de feldspatos branco (plagioclásio) e rosa (feldspato alcalino) e fragmentos líticos de rochas granitóides (Figura 6.6). Por outro lado, na porção oeste houve predomínio de aporte de partículas finas (silte e argila), provenientes da decomposição de metapelitos do Grupo Açungui. A alteração dessas rochas metassedimentares (filitos, mármores e quartzitos), seria a principal fonte das lamas, assim como fonte do carbonato para formação dos calcretes e dos grãos de quartzo policristalinos observados microscopicamente.

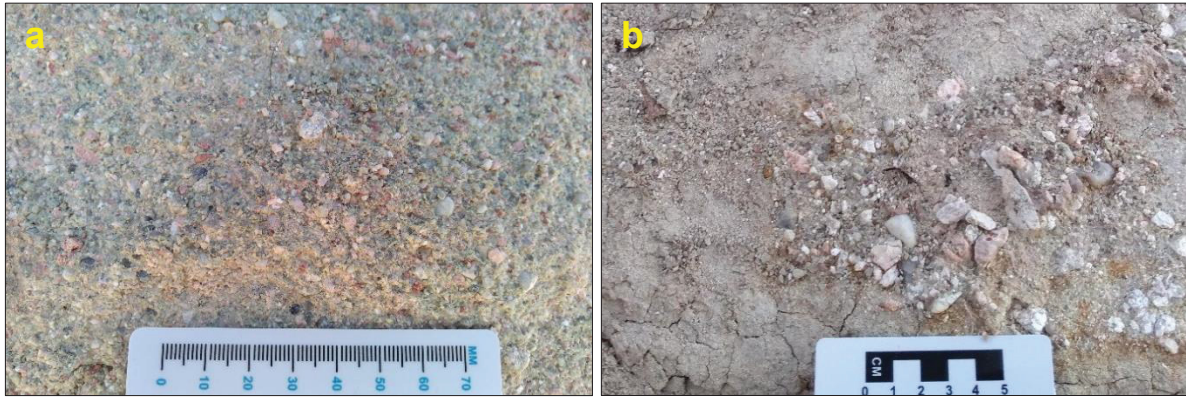


Figura 6.6 – Exemplo de arcabouço composto essencialmente por grãos de quartzo e feldspatos brancos (plagioclásio) e róseos (feldspato alcalino). Afloramentos 54 (a) e 58 (b).

As associações de fácies 4 e 5 apresentam predomínio de sedimentos pelíticos, da fácies Fm, dispostos em camadas tabulares de espessura métrica. Na AF4 essas camadas são intercaladas a estratos delgados de areia ou pequenas escavações preenchidas por areia. Já na associação de fácies AF5, a intercalação ocorre com camadas de espessura métrica de depósitos de cascalho sustentado pela matriz - Gmm, e areias maciças - Sm.

A associação AF4 foi interpretada como depósitos de espraiamento na planície fluvial (Figura 6.7), devido ao predomínio de fácies finas e intercalação com areias em menor proporção (LS). Enquanto AF5 foi definida como associação de depósitos de fluxo densos intercalados com depósitos de planície pelíticos (Figura 6.8).

A AF4 é a mais abundante em volume e distribuição, enquanto a AF5 tem ocorrência mais restrita às porções marginais da bacia. A AF4, por vezes, ocorre em mesmo afloramento que as demais associações com depósitos de canal, mas em diferente nível estratigráfico. Os depósitos de AF5 foram encontrados muito comumente próximo a discordância com o embasamento, sendo sucedidos ou não por depósitos das demais associações.



Figura 6.7 – Associação de fácies 4 (AF4): depósitos de espraiamento na planície fluvial. Notar predomínio de camadas de lama intercalada a camadas e lentes de areia. Afloramento 01 (a, b) e 21 (c).



Figura 6.8 – Associação de fácies 5 (AF5): depósitos pelíticos de planície intercalados com depósitos de fluxo densos. Notar diferença marcante entre a matriz fina e arcabouço composto por seixos, blocos e matacões. Afloramento 27.

De acordo com o apresentado, todas associações de fácies contêm depósitos correlacionados a planícies fluviais, nas quais predominam espessos estratos de lama maciça, uma das características da Formação Guabirotuba. Algumas associações apresentam, além dos depósitos de planície, depósitos de preenchimento de canal - caracterizados por barras de fácies com estratificações cruzadas (AF1, AF2 e AF3), enquanto outras exibem intercalações de espraamentos de areias (AF5) ou depósitos caóticos de fluxos de densos (AF5).

As associações AF1, AF2 e AF4, foram interpretadas como depósitos de leques fluviais ou de leques dominado por fluxos de corrente, correspondente ao por Mascariello (2017). Essa interpretação se deu pelas características da unidade, localizada em bacia continental: predomínio de feições de origem trativa associadas a deposição fluvial; registro da mobilidade dos canais principais; seleção moderada nos depósitos; variação das direções do paleofluxo e estruturação dos depósitos. Para os depósitos mais bem selecionados da associação AF4, esses foram considerados depósitos fluviais de rios axiais aos leques que adentravam a bacia pela região nordeste, devido a estruturação em canais mais largos com rumo de paleofluxo paralelo ao eixo maior da bacia e ocorrência restrita nessa porção dos depósitos. Por último a associação AF5 seria depositada por fluxos densos formando leques de fluxo de detritos (*sensu* Mascariello, 2017) em meio as planícies dos leques fluviais que predominavam no preenchimento da bacia.

6.2 Preenchimento sedimentar da bacia

O preenchimento da Bacia de Curitiba desenvolveu-se como trato de sistemas fluvio-lacustre, aqui definido como composto por quatro sistemas deposicionais distintos: 1) leques fluviais, de maior distribuição pela bacia (AF1, AF2 e AF4); 2) leques de fluxo de detritos, de ocorrência marginal e menor extensão (AF5); 3) rio axial na porção nordeste (AF3); e 4) provável ocorrência de lago(s) ou áreas alagadiças na região central, indicada pela predominância de sedimentos pelíticos observada nos dados de poços.

Os sentidos de paleofluxos indicam o predomínio do transporte de sedimentos para o centro da bacia nas regiões nordeste, leste e noroeste. A exceção a esse comportamento ocorre nos depósitos da parte sudoeste, que apresentam rumos de transporte predominantes para sudoeste, para onde hoje não há registro de depósitos sedimentares, o que poderia ser relacionado a possível alto entre a porção central e sudoeste (?). A porção sudoeste também exhibe maior espessura de depósitos arenosos, de acordo com os dados de subsuperfície, o que poderia indicar continuidade ou outro segmento de rio axial saindo da bacia.

A existência de um lago na porção central, já sugerida por Bigarella e Salamuni (1982), condiz com o predomínio e grandes espessuras de depósitos pelíticos nessa região, que poderiam ser resultado do acúmulo mais perene de água no depocentro. Essa porção mais deprimida seria alimentada por espraiaamentos terminais dos leques, predominantemente finos. As partículas maiores teriam se depositado à montante como barras preenchendo canais ou até espraiaamentos laterais dos rios nas planícies.

A bacia apresenta altos de direção NW no seu embasamento (Salamuni et al. 1997) que poderiam estar relacionadas ao represamento e desenvolvimento de uma região lacustre na porção central. Pode também ser responsável pelos sentidos de fluxo para sul encontrados na parte sudoeste da bacia.

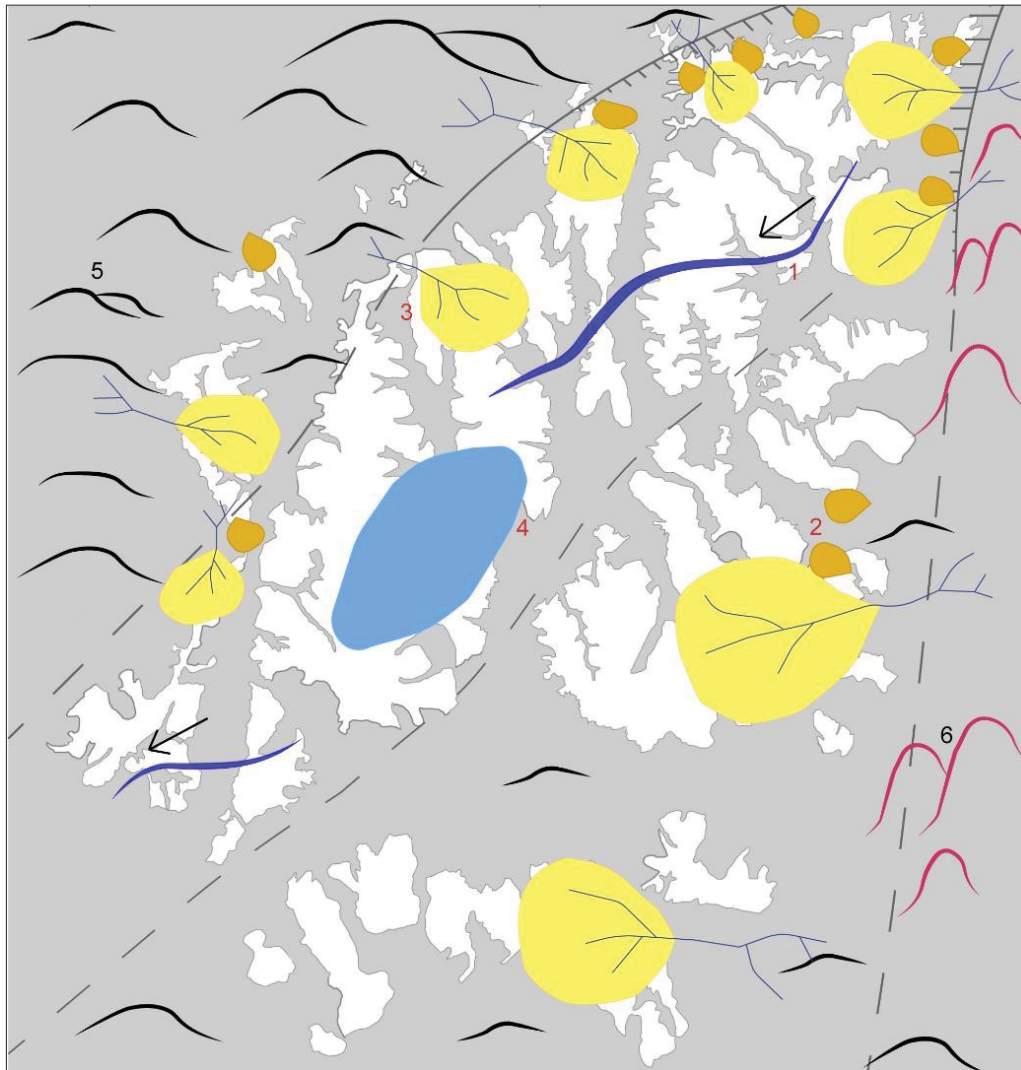


Figura 6.9 – Distribuição dos componentes do trato de sistemas que preencheram a Bacia de Curitiba. Composto por: leques fluviais (3) e de fluxos de gravidade (2) nas bordas, prováveis rios axiais (1) e lago(s?) (4) na porção central. Principais áreas-fonte da bacia: rochas migmatíticas do embasamento e graníticas da Serra do Mar (6) a leste, e rochas metassedimentares do Grupo Açungui a oeste (5).

A ordem de preenchimento da bacia por essas associações descritas pode ser associada com o estágio de evolução de um rifte, no sentido de Prosser (1993). Em um primeiro momento (*rift initiation*), ocorre a deposição dos depósitos de fluxo denso (AF5), uma vez que não se encontra estabilizada a drenagem nas áreas fontes recém-criadas em relação a bacia, favorecendo o transporte de material detrítico por gravidade. Nesse mesmo momento, segundo a autora, predomina o preenchimento da depressão por rios antecedentes de bacias de drenagem já estabelecidas anteriormente, resultando em preenchimento transversal (axiais), por sedimentos maduros, finos e bem selecionados. A origem da associação de fácies AF3 foi assim interpretada, uma vez que não foi possível verificar suas relações de contato com as demais unidades para atribuir sua deposição como posterior às demais em um

período de estabilidade. Pelo sentido dos fluxos de transporte indicados por estruturas medidas nos depósitos da AF3, os rios entravam na bacia pela sua parte nordeste e seguiam rumo ao centro.

A fase inicial é seguida pela fase de clímax do rifteamento, quando ocorre a criação de espaço de acomodação igual ou superior ao da sedimentação. Esse período é marcado por menor volume no registro sedimentar, com ocorrência de deformações (escape de fluidos, escorregamento e fluxos densos), devido a maior intensidade das atividades tectônicas. Nessa fase a deposição teria continuado por fluxos densos (AF5) e iniciada a instalação dos leques fluviais, assim como o desenvolvimento de deformações sin- a pós deposicionais encontradas nos depósitos.

Seguindo a evolução, a fase pós rifte é marcada pelo aumento da área da bacia de drenagem e aporte de sedimentos grossos em um primeiro momento, seguido pela estabilização e contínuo preenchimento da bacia. A partir de então os leques fluviais foram responsáveis pela deposição das principais associações de fácies AF1, AF2 e AF4, que constituem o maior volume do registro sedimentar.

Em relação à distribuição espacial preservada, tem-se a predominância de rios de carga cascalhosa (AF1) nas bordas da bacia, principalmente na parte nordeste. Esses depósitos passam para os de rios de carga mista (AF2) rumo ao centro da bacia conforme a progressão da deposição, além da natural seleção ao longo do rio. A variação das características texturais verticalmente dos depósitos também é resultado da evolução da drenagem na área fonte. Segundo modelo de Prosser (1993), no primeiro momento tem-se aporte de frações granulométricas mais grossas, posteriormente as mais finas. A diferença relativa entre a localização de depósitos das AF1 e AF2, em relação às margens leste ou oeste, é resultado da diferente composição litológica da área fonte, assim como possível variação da inclinação das margens, acarretando em diferentes dimensões dos leques.

Há uma discreta tendência de rumos de paleocorrentes dos depósitos mais ao sul para o sudoeste da bacia, associada com maior quantidade relativa de areias nessa região. Enquanto no centro da depressão predominam pelitos (porções mais distais dos leques). Estes fatos poderiam indicar ter havido uma saída de material da bacia para SW, com a continuidade dos depósitos da associação AF3 naquele sentido. Todavia, não foi possível confirmar tal hipótese, pois os afloramentos são escassos na região. Os registros podem ter sido erodidos, ou não ocorridos. As

informações foram inferidas com base na descrição preexistente de poços que não possibilitou a correlação com fácies específicas.

A origem dos depósitos da associação AF3 também poderia ser correlacionada a fase pós rifte, com seus canais mais largos resultado de maior estabilidade tectônica como mencionado anteriormente. Essa interpretação condiz com o que foi definido como Formação Piraquara por Coimbra et al. (1996), para depósitos fluviais arenosos encontrados na parte nordeste da bacia. E discorda do proposto por Lima et al. (2013) para esses depósitos, interpretados como porções distais de leques modificadas por drenagem axial com paleocorrentes caracterizando um exoréismo da bacia para norte.

As fácies arenosas subarcosianas da Fm. Guabirota apresentam notável imaturidade textural e mineralógica, com elevado teor de matriz argilosa, grãos angulosos e elevada porcentagem de feldspatos e fragmentos líticos. Tais características indicam contexto de rápida criação de espaço de acomodação e deposição próxima da área-fonte, diminuindo o tempo de interação das partículas mais lábeis com os fatores físicos e químicos. Podem indicar ainda, serem resultado de vigência de clima mais brando ou de menor tempo de atuação das condições do intemperismo químico sobre a área fonte, resultando em um aporte de material mais imaturo composicionalmente, o que também estaria relacionado a presença de argilas expansivas.

Seguindo a classificação de Fielding et al. (2018), a composição dos depósitos de preenchimento de canal, com preservação de barras arenosas e a continuidade dos depósitos, pode ser atribuída à deposição em ambiente de baixa a média variância do pico de descarga, caracterizando uma deposição mais contínua. Nessas condições, mesmo apresentando sazonalidade periódica, os depósitos preservam as feições de deposição e modificação das barras de canal, sendo possível interpretar a sucessão de eventos. O autor apresenta exemplos de rios classificados como entrelaçados e meandrantos, resultados de ambiente de moderada variância do pico de descarga. Considerando a estruturação dos depósitos de preenchimento de canal descritos nesta pesquisa para os depósitos de leques fluviais, esses podem ser atribuídos a canais entrelaçados, onde há o predomínio dos depósitos de barras internas ao canal em rios de baixa sinuosidade.

6.3 Após a deposição

As modificações diagenéticas reconhecidas nos sedimentos analisados são feições iniciais de eodiagênese e feições mais recentes de telodiagênese ligadas ao intemperismo superficial. A análise petrográfica das fácies arenosas revelou que os grãos do arcabouço exibem contatos pontuais a planos, do início de compactação mecânica (eodiagênese). A matriz argilosa apresenta insipiente recristalização, podendo ser associada tanto ao início da diagênese, quanto ou ao intemperismo e neoformação de argilominerais mais recente (telodiagenéticos). O registro de pouca compactação mecânica nos depósitos se deve ao pequeno soterramento a que foram submetidos, uma vez que apresentam espessuras máximas preservadas de 80 m. Outra característica que pode ter contribuído a preservação estrutural dos depósitos é o elevado teor de finos, atribuído não a infiltração posterior de argila, mas pela elevada quantidade de pelitos dos fluxos densos originais, depositados não somente na planície, mas junto aos depósitos de barra, de contexto similar ao descrito por Baas et al. (2011).

A feição eodiagenética mais evidente reconhecida dos depósitos foi a cimentação carbonática formando os horizontes de calcretes que ocorrem em alguns afloramentos da parte norte/nordeste da área. A ocorrência de calcretes em sedimentos da bacia sempre foi diretamente correlacionada a clima semiárido, atuante durante ou após a deposição. Porém, a formação desses intervalos de cimentação carbonática não necessariamente necessita ser associada à alta evapotranspiração. A gênese desses horizontes pode ter sido penecontemporânea à deposição dos sedimentos nas porções da planície mais distantes do canal, onde há menor taxa de sedimentação, que propicia o desenvolvimento de solo e fixação do carbonato por ação de raízes da vegetação. Este contexto também explica a ocorrência de bioturbação e rizocrecções nos horizontes de calcrete pedogenético observados em afloramento fossilífero (Viera e Fernandes, 2020).

Horizontes maciços de calcrete de origem freática podem ter origem penecontemporânea ou telodiagenética (?), associam-se a porções mais arenosas de maior permeabilidade, indicando origem associada à circulação freática e à barreira formada pelas rochas do embasamento. Os íons para a cimentação carbonática seriam provenientes das mesmas áreas-fonte dos sedimentos, em parte constituída por mármore dolomíticos do Grupo Açungui. Períodos bem definidos de seca e chuva

são considerados favoráveis para a formação de calcretes, ao menos os de origem freática. Porém a formação de dolocrete freático, como o encontrado no afloramento GUABI01, pode ser atribuída não apenas a condições de precipitação inorgânica de dolomita associadas a elevada evaporação. Há outros fatores não climáticos a se considerar, tais como: a razão Ca/Mg, devida à alta disponibilidade de Mg da área fonte; a diminuição de Ca pela formação dos calcretes pedogenéticos; e a possível influência orgânica na mudança das condições físico-químicas do meio (Alonso-Zarza e Tanner, 2010).

Os depósitos da Formação Guabirotuba são tratados nesta pesquisa como sedimentos - não como rochas, devido ao estágio de fraca eodiagênese atingido, decorrente de pouco ou nenhum soterramento após a deposição. As principais feições diagnósticas foram a baixa compactação mecânica do arcabouço e a cimentação carbonática penecontemporânea (calcretes), que imobilizam o arcabouço com baixo empacotamento.

Modificações mais recentes, telodiagenéticas, incluem a remobilização de carbonatos dos calcretes e redeposição em falhas e fraturas nos depósitos, estruturas possivelmente associadas à deformação rúptil transpessional pós-deposicional, descrita por Salamuni et al. (2003). Incluem também registros do intemperismo responsável pela alteração de lamias com argilas esverdeadas (esmectita), cor original dos sedimentos, em horizontes avermelhados (com caulinita), próximo à superfície do terreno. Esse registro do resultado do intemperismo sobre os depósitos da Formação Guabirotuba mencionado por Bigarella e Salamuni (1962) e posteriormente caracterizado em laboratório por Kormann (2002). Análises de amostras do afloramento tipo da unidade (GUABI 01, Vieira, 2018) determinaram a presença de esmectita e illita nas camadas de lamias esverdeadas, e illita e caulita nos horizontes superiores avermelhados. Nesses horizontes também ocorrem crostas e concreções de óxidos/hidróxidos de ferro, produtos de remobilização por processos de intemperismo químico sobre os depósitos sedimentares.

6.4 Distribuição dos registros de vida

Até o presente, conhece-se apenas um local fossilífero na Bacia de Curitiba, designado como *Geossítio bacia sedimentar de Curitiba* (local GUABI 01), onde foi definida a *fauna Guabirotuba*. No local afloram depósitos das associações de fácies

AF2, AF4 e AF5. O principal sentido de transporte dos sedimentos de AF2 foi para SE; e para SW e N dos depósitos de AF4.

Na busca de novas exposições com potencialidade para ocorrências fossilíferas, baseando-se no padrão estratigráfico, pode-se adotar duas estratégias. A primeira é a delimitação de outras áreas de ocorrência das associações de fácies férteis do local GUABI 01 (AF2, AF4 e AF5). Mediante uma correlação baseada essencialmente na composição de associações faciológicas. Afloramentos com o mesmo conjunto de associações foram identificados em posições opostas na bacia, a nordeste e leste. Outra forma de abordagem é orientar a prospecção de novos sítios fossilíferos em áreas à montante e à jusante do local GUABI 01, com base nas paleocorrentes ali medidas, imaginando-se ter havido um “nicho fluvio-lacustre” mais ocupado pela vida paeógena. Neste caso, os afloramentos com maior potencial seriam aqueles localizados na parte sul/sudoeste da bacia (Figura 6.10). Os sistemas fluviais distributivos têm, como uma de suas características intrínsecas, a grande dispersão de rumos de transporte sedimentar. Os resultados da análise de potencialidade de novos sítios fossilíferos, por dois modos de abordagem, geraram respostas distintas, mas suficientes para orientar a continuidade de pesquisas paleontológicas, estratigráficas, paleoambientais, de evolução da bacia e correlação com outras componentes do rifte.

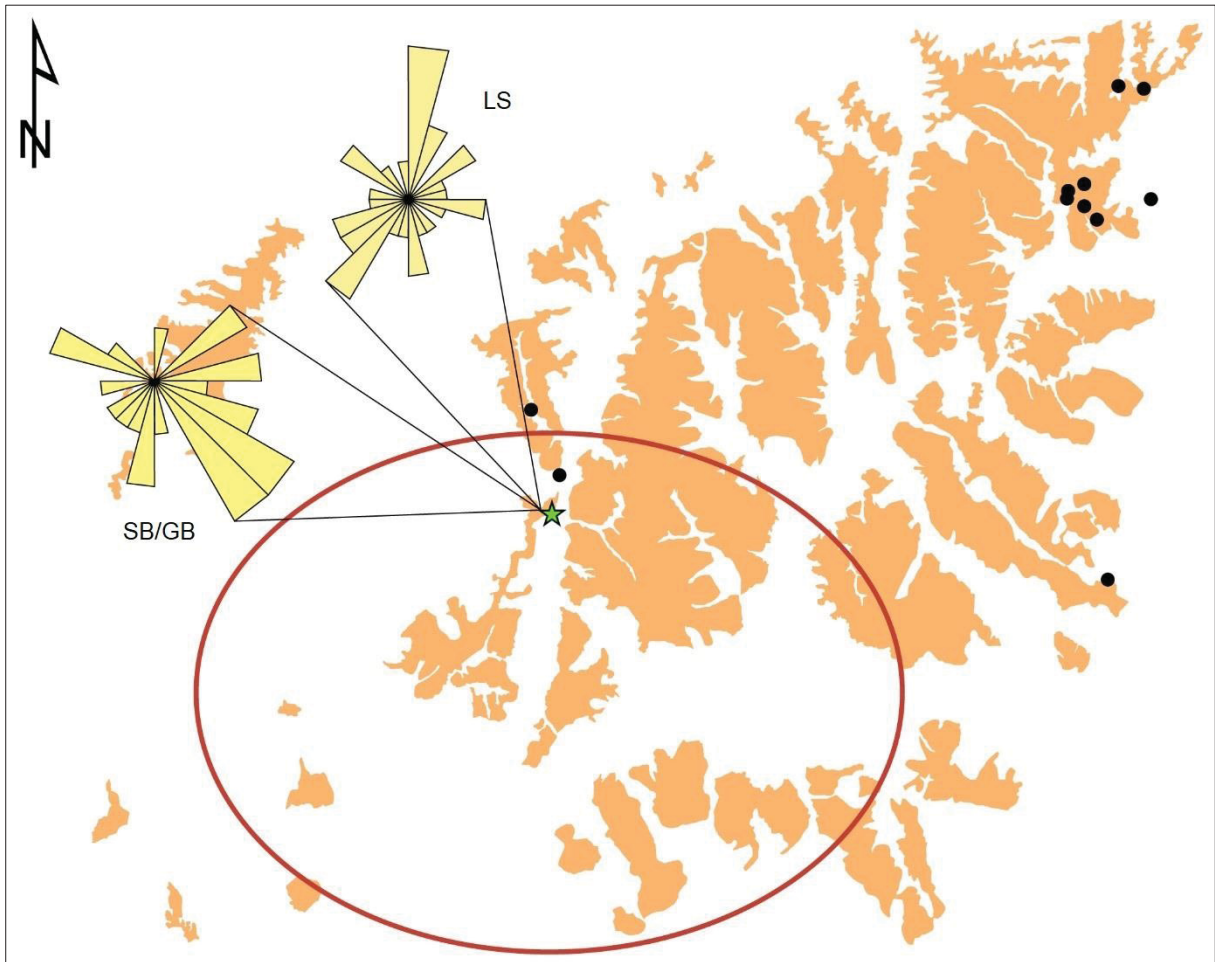


Figura 6.10 – Área potencial para prospecção de novas ocorrências fossilíferas. Os pontos pretos indicam os afloramentos com associações similares à do GUABI 01. A elipse vermelha delimita a área potencial de distribuição dos sedimentos a partir do GUABI 01, de acordo com as paleocorrentes de preenchimento de canal representado pelas barras (SB/GB) $n=24$ e depósitos de planícies pelos lençóis de areia (LS) $n=32$ obtidas no afloramento (estrela).

7 CONCLUSÕES

A Formação Guabirotuba depositou-se, predominantemente, na forma de leques fluviais, responsáveis pelo acúmulo dos sedimentos mais característicos da unidade: camadas de lamias maciças com intercalações de depósitos de preenchimento de canal por barras de areias - subarcosianas, com estratificação cruzada acanalada - a cascalhos. Em menor proporção formou-se como depósitos de fluxos densos e depósitos de rios axiais aos leques.

O preenchimento da bacia se deu, na fase inicial de um processo de rifteamento continental, por depósitos de fluxos densos nas porções mais marginais, principalmente na parte nordeste da bacia. Nessa região também são encontrados registros de rios antecedentes que adentravam a bacia e foram condicionados paralelos a calha dessa, resultando em depósitos arenosos bem selecionados, contrastante aos demais depósitos da bacia.

Durante o clímax das atividades tectônicas da bacia manteve-se o predomínio da deposição por fluxos densos, com a formação de estruturas de deformação plástica nos sedimentos. Com a diminuição do tectonismo, na fase pós rifte, as bacias de drenagem na área fonte começam a aumentar e se estabilizar, propiciando assim o desenvolvimento de leques fluviais no interior da bacia sedimentar. Inicialmente com aporte de sedimentos mais grossos, formando os depósitos de rios de carga cascalhosa, seguido pela deposição por rios de carga mista.

Para esses depósitos de leques fluviais, segundo a classificação baseada na variância do aporte de água na formação e deposição fluvial, podem ser correlacionados à deposição mais contínua com a preservação de depósitos de construção de barras, correspondente a baixa a moderada variância do pico de descarga. Essas características podem ser encontradas em regiões com marcada sazonalidade, porém com variação entre os anos constante, podendo ser atribuída as condições vigentes na deposição.

A área-fonte na parte oeste da bacia, constituída por rochas metassedimentares proterozoicas do Grupo Açungui, por sua composição textural mais fina, em relação a fonte granítica a leste, forneceu maior quantidade de sedimentos finos para a bacia, assim como seus mármores dolomíticos contribuíram como fonte de íons para formação dos calcretes encontrados em nos sedimentos.

Devido ao pouco soterramento, feições de compactação mecânica são localizadas, sendo o processo de eodiagênese mais evidente o desenvolvimento de horizontes de calcrete. Esses ocorrem com textura pulverulenta, nodular e laminar associados aos processos pedogenéticos que ocorreram em porções dos leques fluviais distantes do canal ativo. Já as camadas de calcrete maciço foram correlacionados à origem freática, condicionados a estratos mais arenosos, encontrados próximo da discordância com o embasamento.

Nas condições atuais os depósitos estão submetidos a intemperismo superficial, que transforma as argilas esmectíticas esverdeadas originais em caulinitas, em perfis avermelhados, onde também se desenvolveram crostas e cimento por percolação de óxidos/hidróxidos de ferro, do estágio telodiagenético.

A extensão de registros da fauna Guabirota para outros afloramentos além do geossítio não foi confirmada. Porém foi possível indicar afloramentos com associações, semelhantes às do sítio fossilífero, cuja área pode ser potencialmente mais prolífica na procura de novos jazigos fossilíferos. Também foi delimitada uma região, de acordo com os paleofluxos registrados no afloramento fossilífero, para onde foram transportados os sedimentos provenientes da mesma bacia de drenagem dos encontrados no geossítio, que também podem conter elementos da fauna Guabirota.

Finalmente, aponta-se uma questão para discussão futura. Como explicar o fraco controle estrutural verificado na disposição atual dos depósitos, se comparado com outras bacias do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, como São Paulo e Taubaté, que apresentam os depósitos nitidamente condicionados por falhas marginais? Tal condição poderia ser resultado de menor intensidade da extensão tectônica na porção mais ao sul da feição (?). Ou até, considerando a definição de Zalán e Oliveira (2005), a Bacia de Curitiba seria uma depressão associada a formação dos grábens Alto Ribeira e Paranaguá, exibindo assim certo controle tectônico em suas bordas, porém sem a magnitude dos demais grábens onde estão inseridas as bacias de São Paulo e Taubaté (?).

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(suplemento):15–26.
- ALONSO-ZARZA A.M., TANNER L.H. (Eds.) 2010. Carbonates in continental settings: facies, environments, and processes, Elsevier.
- ASSINE L.M. 2008. Ambientes de leques aluviais. In: SILVA A.J.C.L.P., ARAGÃO M.A.N.F., MAGALHÃES A.J.C. (Eds.). Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil. São Paulo, Beca-BALL edições, p. 52-71.
- AZEVEDO F.F. 1981. Thecamoebianas e organófitas na Formação Guabirotuba. In: 3º Simpósio Regional de Geologia. Curitiba, Atas, v. 2, p. 226-242.
- BAAS J.H., BEST J.L., PEAKALL J. 2011. Depositional processes, bedform development and hybrid bed formation in rapidly decelerated cohesive (mud–sand) sediment flows. *Sedimentology*, 58:1953-1987.
- BECKER R.D. 1982. Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional. Tese de Doutorado. Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 237p.
- BEST J., FIELDING C.R. 2019. Describing Fluvial Systems: linking processes to deposits and stratigraphy. *Geological Society Special Publications*, 488:152-166.
- BIGARELLA J.J., SALAMUNI R. 1958. Consideração sobre o paleoclima da bacia de Curitiba. *Boletim do Instituto de História Natural*, 1:1-10.
- BIGARELLA J.J., SALAMUNI R. 1959. Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, 40:1-14.
- BIGARELLA J.J., SALAMUNI R. 1962. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, 7:1-164.
- BIGARELLA J.J., SALAMUNI R., AB'SÁBER A.N. 1961. Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4/5:71-81.
- BOGGS JR. S. 2012. Principles of sedimentology and stratigraphy, 5th. Prentice Hall.
- BRIDGE J.S. 2006. Fluvial facies models: recent developments. In: POSAMENTIER H.W., WALKER R.G. (Eds.). Facies models revisited. Society for Sedimentary Geology, p. 85-170.
- CARVALHO P.F. 1934. Geologia do município de Curityba. *Boletim DNPM-SGM*, 82:1-21.
- COIMBRA A.M., RICCOMINI C. 1985. Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP), Resende (RJ). *Anais da Academia brasileira de ciências*, 57:517-518.
- COIMBRA A.M., RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., VALARELLI J.V. 1996. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, Anais, v. 1, p. 135-137.

- COUTINHO J.M.V. 1955. Lantanita de Curitiba, Paraná. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo. 13:119-126.
- CUNHA P.V.C. 2011. Gênese de calcretes da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná. Dissertação de mestrado, Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 74p.
- CUNHA R.F. 2016. Contexto Paleoambiental e Tafonomia da Assembléia Fóssil da Formação Guabirotuba, Bacia De Curitiba, Paraná. Dissertação de mestrado, Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 120p.
- DAVIDSON S.K., HARTLEY A.J., WEISSMANN G.S., NICHOLS G.J., SCUDERI L.A. 2013. Geomorphic elements on modern distributive fluvial systems. *Geomorphology*, 180-181:82-95.
- DIAS E.V., SEDOR F.A. 2014. New Sebecosuchian Ziphodont teeth from the Guabirotuba Formation, Curitiba Basin (Paleogene), Brazil. In: 4th International Palaeontological Congress. Mendoza, Abstract, p. 698.
- DIAS E.V., OLIVEIRA E.V., SILVA D.D., SEDOR F.A. 2014. Paleogene Metatheria from the Guabirotuba Formation, Curitiba Basin, Paraná, Brazil: taxonomy and fauna correlation. In: 4th International Palaeontological Congress. Mendoza, Abstract, p. 380.
- FERNANDES L.A., LIMA F.F., SEDOR F.A., VARGAS J.C., DIAS E.V. 2016. Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba: conservação de patrimônio geológico de excepcional relevância científica em área urbana. In: 48º Congresso Brasileiro de Geologia. Porto Alegre, Resumos.
- FIELDING C.R., ALEXANDER J., ALLEN J.P. 2018. The role of discharge variability in the formation and preservation of alluvial sediment bodies. *Sedimentary Geology*, 365:1-20.
- GARCIA M.J., LIMA F.M., FERNANDES L.A., MELO M.S., DINO R., ANTONIOLI L., MENEZES J.B. 2013. Idade e palinologia da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, PR, Brasil. In: XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia/I Simpósio de Paleontologia Brasil-Portugal. Gramado, Boletim de resumos, v. 1, p. 125-125.
- HANSFORD M.R., PLINK-BJÖRKLUND P. 2020. River discharge variability as the link between climate and fluvial fan formation: *Geology*, v. 48, p. 952-956.
- KLIMECK T.D.F., DIAS E.V., OLIVEIRA E.V., SILVA D.D., SEDOR F.A. 2019. New skeletal elements of *utaetus* (euphractinae, "utaetini") from Guabirotuba Formation, Curitiba Basin, Brazil. In: Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontological Argentina, Libro de Resúmenes, p. 36-37.
- KORMANN A.C.M. 2002. Comportamento geomecânico da Formação Guabirotuba: estudos de campo e laboratório. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia de Estruturas e Fundações, Universidade de São Paulo, 429p.
- LICCARDO A., WEINSCHÜTZ L.C. 2010. Registro inédito de fósseis de vertebrados na bacia sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 40:330-338.
- LIMA F.M. 2010. Faciologia e ambientes deposicionais da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, PR. Dissertação de mestrado, Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 103 p.

- LIMA L.C., DIAS E.V., OLIVEIRA E.V., SEDOR F.A. 2019. New material of machlydotherium from Guabirota Formation (middle-late Eocene), Curitiba Basin, Paraná, Brazil. In: Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontological Argentina, Libro de Resúmenes, p. 37-38.
- LIMA F.M., FERNANDES L.A., MELO M.S., GÓES A.M., MACHADO D.A.M. 2013. Faciologia e contexto deposicional da Formação Guabirota, Bacia de Curitiba (PR). *Brazilian Journal of Geology*, 43(1):168-184.
- LIMA F.F., SEDOR F.A., FERNANDES L.A., VARGAS G.C., DIAS E.V., SILVA D.D. 2015. Guabirota geosite, Curitiba Basin, Brazil: exceptional geological heritage at risk in an urban área. In: VIII International ProGEO symposium. Reykjavík, Programme and abstracts, p. 86-87.
- MAACK R. 1947. Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2:63-154.
- MACHADO D.A.M. 2009. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudo de minerais pesados. Dissertação de mestrado, Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, 67p.
- MACHADO D.A.M., FERNANDES L.A., GÓES A.M., MESQUITA M.J., LIMA F.M. 2012. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3), 563-572.
- MELO M.S., RICCOMINI C., HASUI Y., ALMEIDA F.F.M., COIMBRA A.M. 1985. Geologia e evolução do Sistema de Bacias Tafrogênicas Continentais do Sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15:193–201.
- MELO M.S., MELO T.F.S., CHINELATTO A.S.A., CHINELATTO A.L., FERNANDES L.A., GUIMARÃES G.B. 2010. Caracterização de argilas da Depressão do Piraí e da Bacia de Curitiba (PR). *Revista Brasileira de Geociências*, 40(1): 138-150.
- MIALL A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13:1-62.
- MIALL A.D. 1985 Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22:261-308.
- MIALL A.D. 2006. The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 4ed., 582p.
- MOSCARIELLO A. 2017. Alluvial fans and fluvial fans at the margins of continental sedimentary basins: geomorphic and sedimentological distinction for geo-energy exploration and development. In: VENTRA D., CLARKE L.E. (Eds.). 2018. *Geology and Geomorphology of Alluvial and Fluvial Fans: Terrestrial and Planetary Perspectives*. London: Geological Society, Special publications, 440: 215-243.
- NICHOLS G.J. 2009. *Sedimentology and stratigraphy*, 2. Wiley-Blackwell.
- NICHOLS G.J., FISHER J.A. 2007. Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195:75-90.
- OLIVEIRA E.P. 1927. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Serviço geológico e mineralógico do Brasil: Rio de Janeiro, 172p.

- PROSSER S. 1993. Rift-related linked depositional systems and their seismic expression. In: WILLIAMS G.D., DOBB A. (Eds.). *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*. Geological Society Special Publication, 71:35-66.
- RICCOMINI C. 1989. O rift continental do sudeste do Brasil. Tese de doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo São Paulo, 256p.
- RICCOMINI C., SANT'ANNA L.G., FERRARI A.L. 2004. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO V., BARTORELLI A., CARNEIRO C.D.R., NEVES B.B.B. (eds) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Editora, São Paulo, 383-405p.
- ROGÉRIO D.W., DIAS E.V., SEDOR F.A., WEINSCHÜTZ L.C., MOURO L.D., WAICHEL B.L. 2012. Primeira ocorrência de Pleurodira (Testudines) para a Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, Paraná, Brasil. *Gaea – Journal of Geoscience*, 8(2):42–46.
- SALAMUNI E. 1998. Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). Tese de Doutorado, Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, 214p.
- SALAMUNI E., EBERT H.D., HASUI, Y. 2004. Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4):469-478.
- SALAMUNI E., SALAMUNI R., EBERT H.D. 1999. Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*, (47):123-142.
- SALAMUNI E., EBERT H.D., BERNARDI J.V.E., BORGES M.D.S. 1997. Mapeamento do contorno estrutural do embasamento da bacia sedimentar de Curitiba-PR. *Boletim Paranaense de Geociências*, 45:133-148.
- SALAMUNI E., EBERT H.D., BORGES M.S., HASUI Y., COSTA J.B.S., SALAMUNI R. 2003. Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:901-910.
- SCHERER C.M.S. 2008. Ambientes fluviais. In: SILVA A.J.C.L.P., ARAGÃO M.A.N.F., MAGALHÃES A.J.C. (Eds.). *Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil*. São Paulo, Beca-BALL edições, p. 102-131.
- SEDORE F.A., DIAS E.V., CUNHA R.F., ALVARENGA H. 2014a. Paleogene Phorusrhacid bird (Aves, Phorusrhacidae) from the Guabirotuba Formation, Curitiba Basin, Paraná, South of Brazil. In: 4th International Palaeontological Congress. Mendoza, *Abstract*, p. 806.
- SEDORE F.A., DIAS E.V., FERNANDES L.A., LIMA F.F., VARGAS J.C., SILVA D.D. 2017a. Geossítio Bacia sedimentar de Curitiba (Formação Guabirotuba): características, importância paleontológica e conservação. In: IV Simpósio brasileiro de patrimônio geológico & II Encontro luso-brasileiro de patrimônio geomorfológico e geoconservação. Ponta Grossa, Anais, p. 152-156.
- SEDORE F.A., OLIVEIRA E.V., SILVA D.D., FERNANDES L.A., CUNHA R.F., RIBEIRO A.M., DIAS E.V. 2014b. A new South American Paleogene fauna, Guabirotuba Formation (Curitiba, Paraná State, south of Brazil). In: IV International Palaeontological Congress. Mendoza, *Abstract*, p. 614.

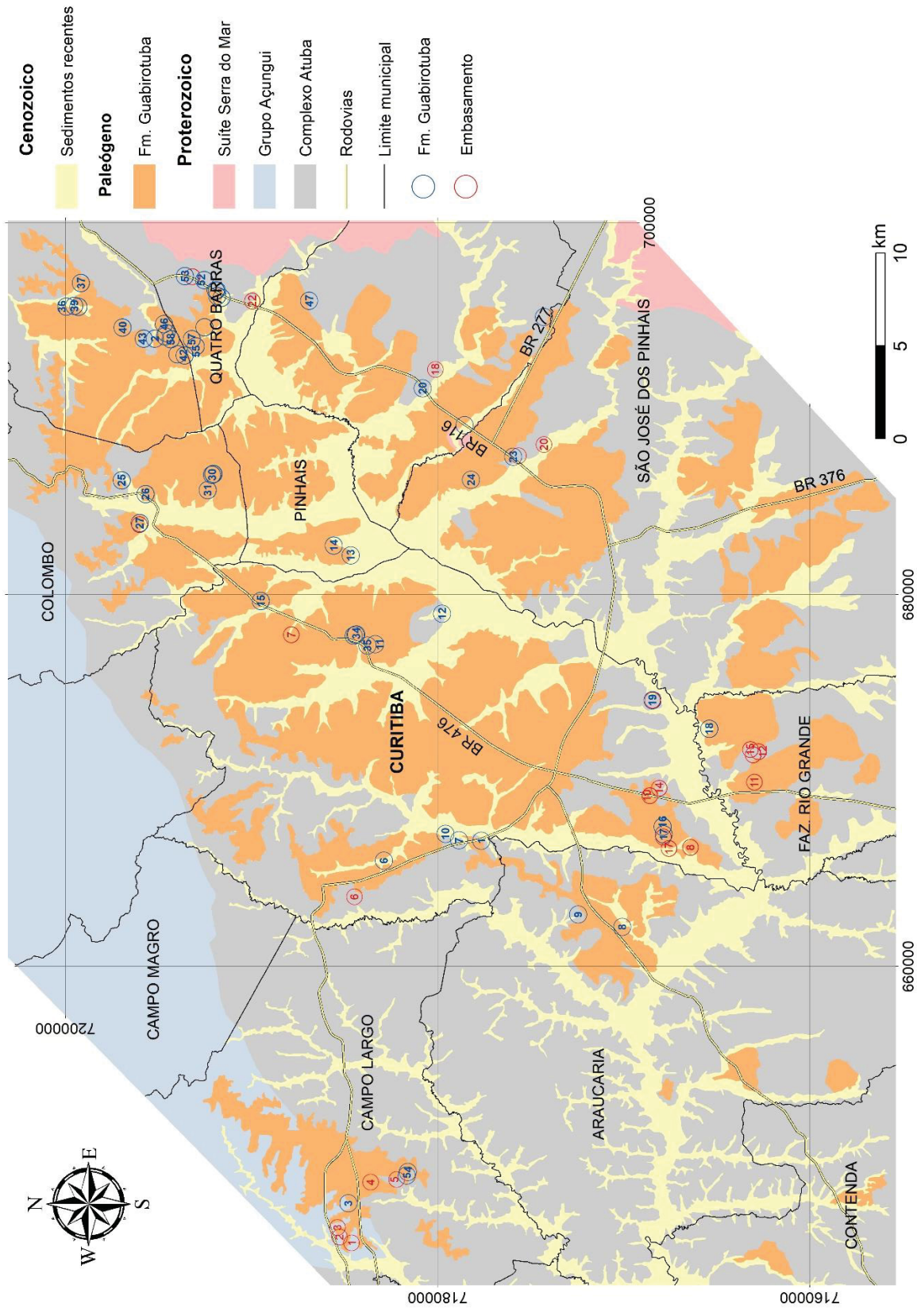
- SEADOR F.A., OLIVEIRA E.V., SILVA D.D., FERNANDES L.A., CUNHA R.F., RIBEIRO A.M., DIAS E.V. 2017b. A New South American Paleogene Land Mammal Fauna, Guabirota Formation (Southern Brazil). *Journal of Mammalian Evolution*, 24(1):39-55.
- SIEMIRADZKI J. 1898. Geologische reisebeobachtungen in Süd-brasilien. Aus der Kaiserlich-königlichen hof-und staatsdruckerei, 107(1): 23-40.
- SILVA D.D., OLIVEIRA E.V., SEADOR F.A. 2014a. Paleogene Cingulata from the Guabirota Formation, Curitiba Basin, Paraná, Brazil: Taxonomy and biochronology. In: 4th International Palaeontological Congress. Mendoza, *Abstract*, p. 379.
- SILVA D.D., RIBEIRO A.M., DIAS E.V., SEADOR F.A. 2014b. Paleogene notoungulates from Guabirota Formation, Curitiba Basin, Paraná State (South Brazil). In: 4th International Palaeontological Congress. Mendoza, *Abstract*, p. 197.
- SILVA D.D., DIAS E.V., VIEIRA K.T.P., SEADOR F.A. 2019. The presence of pyrotheria in Guabirota Formation (middle late Eocene), Curitiba Basin, Paraná, Brazil. In: Reunión de comunicaciones de la Asociación Paleontological Argentina, Libro de Resúmenes, p. 38.
- VIEIRA, K.T.P. 2018. Faces do geossítio Bacia sedimentar de Curitiba: uma análise faciológica da Formação Guabirota. Trabalho de Conclusão de Curso, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 69p.
- VIEIRA K.T.P., FERNANDES L.A. 2020. Análise faciológica e contexto deposicional do geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, nova seção-tipo para a Formação Guabirota. *Geologia USP Série Científica*, 20(2):87-104.
- WALKER R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. (Eds.), *Facies models: response to sea level changes*. Stittsville, Geol. Assoc. Can., p. 1-14.
- WEISSMANN G.S., HARTLEY A.J., NICHOLS G.J., SCUDERI L.A., OLSON M., BUEHLER H., BANTEAH R. 2010. Fluvial form in modern continental sedimentary basins: distributive fluvial systems. *Geology*, 38:39-42.
- WEISSMANN G.S., HARTLEY A.J., SCUDERI L.A., NICHOLS G.J., OWEN A., WRIGHT S., FELICIA A.L., HOLLAND F., ANAYA F.M.L. 2015. Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, 250:187-219.
- WEISSMANN G.S., HARTLEY A.J., SCUDERI L.A., NICHOLS G.J., DAVIDSON S.K., OWEN A., ATCHLEY S.C., BHATTACHARYYA P., CHAKRABORTY T., GHOSH P., MICHEL L., TABOR N.J. 2013. Prograding distributive fluvial systems: geomorphic models and ancient examples. In: *New Frontiers in Paleopedology and Terrestrial Paleoclimatology*. SEPM, Special Publication 104, p. 131-147.
- ZALÁN P.V., OLIVEIRA J.A.B. 2005. Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 13:269-300.

APÊNDICE 1 - IDENTIFICAÇÃO DOS POÇOS TUBULARES DO SISTEMA DE INFORMAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS DO CPRM UTILIZADOS NA PESQUISA

ID	X	Y	ID	X	Y	ID	X	Y
3500037254	646548	7187222	3500064050	681345	7162874	3500012673	697403	7184713
3500031876	646712	7184881	3500035741	683555	7161345	3500034101	696170	7192220
3500064948	647278	7184927	3500061033	683527	7161306	3500060017	696142	7192150
3500022246	650632	7187475	3500064973	682875	7160453	3500064824	694704	7197157
3500060417	654440	7190601	3500064975	682536	7160181	3500031613	695721	7198835
3500034604	654468	7190641	3500040180	683927	7159955	3500031614	696545	7199399
3500061333	668874	7169316	3500064976	683025	7159250	3500032676	693277	7194570
3500036338	668902	7169357	3500042041	685763	7171594	3500022456	693040	7194226
3500035823	662573	7167651	3500042394	685705	7171503	3500033464	690774	7194798
3500061083	662546	7167610	3500040200	685675	7169349	3500022289	688467	7197152
3500063868	659883	7168904	3500063042	685647	7169309	3500018338	692189	7201194
3500036202	661374	7170004	3500063867	686074	7173919	3500063473	685115	7197445
3500061262	661347	7169964	3500013475	685846	7173522	3500041185	685143	7197516
3500042281	661371	7169758	3500034503	684806	7171116	3500031733	683595	7194727
3500034889	662297	7170208	3500060348	684779	7171075	3500062978	686338	7190873
3500060580	662242	7170169	3500021471	683407	7170786	3500040052	686394	7190913
3500014040	663719	7172273	3500060549	682162	7171634	3500013997	686513	7191363
3500018921	663435	7171785	3500034855	682190	7171675	3500064540	682061	7192963
3500064344	662845	7171576	3500021471	683407	7170786	3500064967	682617	7190648
3500042327	661932	7172213	3500036050	683501	7177688	3500062310	682488	7191449
3500036759	664117	7172894	3500064691	683977	7177734	3500038485	682516	7191490
3500061515	664090	7172854	3500064693	684031	7177548	3500014115	682239	7187544
3500035725	663810	7172929	3500039561	684135	7177065	3500020435	682557	7188279
3500061024	663782	7172857	3500062768	684107	7177024	3500040725	678177	7191055
3500041031	664043	7173664	3500039033	684914	7176838	3500063286	678149	7190985
3500063425	664015	7173623	3500034720	684602	7176504	3500013095	679494	7191213
3500034601	665464	7175708	3500060489	684546	7176433	3500014071	675541	7188187
3500064700	665179	7175210	3500039692	684516	7176351	3500014057	675460	7188404
3500013970	666202	7176613	3500021737	684986	7175996	3500062453	676853	7190232
3500063873	666243	7175382	3500012710	681584	7174258	3500038776	676881	7190272
3500021640	668816	7162547	3500064963	681701	7174656	3500014211	677040	7187460
3500022030	670010	7162163	3500021164	688613	7175638	3500035109	678043	7189364
3500035338	672869	7163274	3500033484	687281	7178273	3500060674	678015	7189325
3500060798	672841	7163203	3500014111	686142	7178750	3500014221	677391	7188625
3500039701	672358	7162542	3500034886	687710	7181077	3500062183	676932	7185553
3500062831	672302	7162471	3500060577	687654	7181038	3500038249	676987	7185593
3500063818	673607	7162085	3500035087	691507	7176992	3500020979	677492	7185731
3500063817	673381	7161842	3500060668	691451	7176952	3500061957	677411	7185886
3500039318	684949	7161265	3500035996	690314	7183410	3500037783	677466	7185925
3500062676	684921	7161194	3500040976	690254	7183134	3500014102	677135	7182012
3500014173	685478	7161125	3500063407	690226	7183094	3500014101	677277	7182164

ID	X	Y	ID	X	Y	ID	X	Y
3500031585	677681	7183112	3500039747	672216	7173161	3500035143	671753	7184922
3500063115	679452	7181858	3500064825	673085	7173386	3500060687	671725	7184882
3500040359	679480	7181897	3500062863	672188	7173120	3500062965	672707	7185177
3500064731	666806	7189314	3500037779	671396	7172403	3500040018	672735	7185218
3500013193	667231	7189709	3500061954	671340	7172332	3500039695	672679	7185249
3500033502	667457	7189983	3500034603	672382	7177344	3500062827	672652	7185209
3500033503	667014	7190296	3500060416	672326	7177304	3500014228	672731	7184900
3500022325	664782	7186047	3500034790	671323	7175357	3500013969	672732	7184962
3500063448	666521	7182086	3500037509	671259	7174743	3500040944	672203	7185163
3500041118	666577	7182157	3500061817	671232	7174703	3500063390	672175	7185123
3500063168	666842	7185375	3500035648	668896	7179973	3500037690	671644	7185232
3500063226	666730	7185438	3500060974	668868	7179933	3500061892	671618	7185191
3500040608	666786	7185478	3500040901	668586	7179793	3500036679	671394	7185327
3500035603	665191	7183066	3500063368	668558	7179722	3500061475	671339	7185288
3500060953	665136	7183026	3500064754	668833	7179350	3500062440	674244	7185219
3500064453	664688	7183032	3500014231	669378	7178235	3500038753	674273	7185290
3500034112	665152	7184420	3500060011	668996	7176762	3500064612	673207	7184987
3500060022	665096	7184381	3500034093	669025	7176833	3500060422	673445	7186092
3500064657	664935	7184814	3500031849	669163	7176760	3500034610	673473	7186131
3500018931	664801	7185277	3500043012	674373	7180180	3500061811	673809	7186148
3500060471	668907	7174147	3500064089	674345	7180140	3500037488	673865	7186219
3500034682	668963	7174187	3500039134	672787	7178447	3500013939	673610	7185843
3500060959	668568	7173844	3500063967	673146	7178094	3500064985	673659	7185411
3500035622	668595	7173884	3500022156	672230	7180752	3500035313	673212	7185397
3500060421	668739	7174180	3500038598	671815	7181075	3500034543	671939	7186397
3500034609	668767	7174221	3500034138	671539	7181325	3500060375	671884	7186327
3500020342	668854	7174302	3500060042	671483	7181255	3500013996	671772	7186297
3500061261	669022	7174392	3500062588	675536	7183602	3500014005	671826	7186236
3500036201	669050	7174432	3500022245	670543	7184190	3500014016	672692	7186254
3500038353	668257	7175766	3500041325	673576	7183268	3500040770	673023	7188046
3500035156	668920	7175204	3500063516	673548	7183228	3500063311	672994	7187974
3500014295	668399	7173692	3500020954	673716	7183288	3500014232	673386	7188000
3500035419	669260	7173445	3500021228	675083	7183085	3500037649	673010	7187030
3500064108	669883	7174074	3500021312	675334	7183112	3500061871	672982	7186990
3500060849	669232	7173374	3500013943	674151	7184451			
3500064055	670557	7172188	3500035777	673363	7184071			
3500042347	670309	7172477	3500061061	673306	7184001			
3500063896	670281	7172407	3500035740	672357	7184084			
3500063907	670235	7173208	3500061032	672329	7184013			
3500042404	670263	7173248	3500041520	671352	7184159			
3500034589	669809	7172700	3500063570	671296	7184119			
3500060405	669782	7172659	3500014061	671101	7184090			
3500014284	669916	7172289	3500064865	674855	7184904			
3500038154	674700	7170975	3500014046	672476	7184626			
3500062122	674672	7170934	3500013256	672027	7184509			

APÊNDICE 2 - LOCALIZAÇÃO DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS



APÊNDICE 3 - COORDENADAS DOS AFLORAMENTOS DESCRITOS

ID	X	Y	ID	X	Y	ID	X	Y
GUABI_01	666717	7177607	GUABI_30	686405	7192081	EMB_01	645100	7184581
GUABI_02	693722	7195157	GUABI_31	685571	7192315	EMB_02	645408	7185223
GUABI_03	647223	7184760	GUABI_32	677804	7184364	EMB_03	645921	7185337
GUABI_04	648902	7181555	GUABI_33	677738	7184473	EMB_04	648365	7183563
GUABI_05	648721	7181612	GUABI_34	677816	7184325	EMB_05	648502	7182157
GUABI_06	665647	7182843	GUABI_35	677215	7183731	EMB_06	663708	7184430
GUABI_07	666753	7178807	GUABI_36	695446	7199916	EMB_07	677802	7187815
GUABI_08	662078	7170044	GUABI_37	696710	7199126	EMB_08	666365	7166379
GUABI_09	662759	7172408	GUABI_38	695428	7199266	EMB_09	666912	7167832
GUABI_10	667084	7179537	GUABI_39	695478	7199481	EMB_10	669140	7168551
GUABI_11	677283	7183316	GUABI_40	694311	7196889	EMB_11	669872	7162934
GUABI_12	678933	7179715	GUABI_41	692870	7193945	EMB_12	671505	7162714
GUABI_13	682066	7184631	GUABI_42	692815	7193552	EMB_13	671343	7163006
GUABI_14	682597	7185535	GUABI_43	693717	7195751	EMB_14	669543	7168058
GUABI_15	679610	7189458	GUABI_44	693842	7194608	EMB_15	671628	7163148
GUABI_16	667480	7167873	GUABI_45	694022	7194543	EMB_16	674272	7168409
GUABI_17	667063	7167813	GUABI_46	694505	7194661	EMB_17	666303	7167534
GUABI_18	672735	7165363	GUABI_47	695758	7186863	EMB_18	692058	7180077
GUABI_19	674272	7168409	GUABI_48	695905	7191572	EMB_19	687429	7175609
GUABI_20	691044	7180760	GUABI_49	696308	7191889	EMB_20	688018	7174249
GUABI_21	689061	7178508	GUABI_50	696005	7191807	EMB_21	683722	7195983
GUABI_22	694878	7174238	GUABI_51	696308	7191823	EMB_22	695747	7189921
GUABI_23	687364	7175904	GUABI_52	696866	7192504	EMB_23	697050	7193140
GUABI_24	686130	7178162	GUABI_53	697077	7193535			
GUABI_25	686097	7196936	GUABI_54	694332	7192492			
GUABI_26	685360	7195649	GUABI_55	693295	7192952			
GUABI_27	683808	7195965	GUABI_56	693557	7193318			
GUABI_28	686446	7192005	GUABI_57	693691	7193171			
GUABI_29	686440	7192020	GUABI_58	693691	7194298			

GUABI = afloramentos da Formação Guabiortuba; EMB = afloramentos de embasamento.

**ANEXO 1 - ARTIGO: ANÁLISE FACIOLÓGICA E CONTEXTO DEPOSICIONAL DO
GEOSSÍTIO BACIA SEDIMENTAR DE CURITIBA, NOVA SEÇÃO-TIPO PARA A
FORMAÇÃO GUABIROTUBA**

Análise faciológica e contexto deposicional do geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, nova seção-tipo para a Formação Guabiro tuba

Facies analysis and depositional context of the Curitiba Sedimentary Basin geosite: new type section to Guabiro tuba Formation

Kimberlym Tábata Pesch Vieira¹ , Luiz Alberto Fernandes¹ 

¹Universidade Federal do Paraná - UFPR, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Avenida Coronel Francisco Heráclito dos Santos, 210, Jardim das Américas, CEP 81531-980, Curitiba, PR, BR (pesch@ufpr.br; lualfernandes@ufpr.br)

Recebido em 8 de janeiro de 2020; aceito em 12 de junho de 2020

Resumo

O geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba é um afloramento da Formação Guabiro tuba, unidade que preencheu a Bacia de Curitiba, em área urbanizada. O sítio, localizado na região industrial da capital do Paraná, ganhou notoriedade por ser berço das ocorrências fossilíferas da Fauna Guabiro tuba, uma das poucas representantes do Paleógeno no país, que permitiu estabelecer a idade relativa para o preenchimento da bacia. A análise faciológica do afloramento teve o objetivo de refinar o conhecimento acerca dos depósitos sedimentares da unidade, almejando contribuir para futuros estudos tafonômicos e paleoambientais. Para tanto, utilizaram-se métodos de análise faciológica em três segmentos representativos do afloramento, nos quais foram reconhecidas fácies sedimentares, elementos arquitetônicos, modificações eodiagnéticas (calcretes) e o contato com o embasamento. A caracterização composicional dos sedimentos foi complementada com análises petrográficas. O contexto deposicional da Formação Guabiro tuba foi interpretado como de depósitos de canais e planícies de inundação de rios entrelaçados em sistema fluvial distributário. As associações de areias e cascalhos em barras que preencheram feições acanaladas foram consideradas como correspondentes a porções proximais, em que predominam depósitos de canais amalgamados, com avulsões frequentes. Esses depósitos ocorrem intercalados com associações de lamias, lençóis e lentes arenosas, caracterizadas como depósitos de espriamentos laterais em porções distais do sistema. Nos cortes que compõem o afloramento foram feitas importantes descobertas fossilíferas nos últimos anos. Esse foi um dos motivos que tornaram a área unidade de conservação protegida por decreto municipal. Considerando-se tais novidades, e o fato de a seção original da Formação Guabiro tuba ter sido ocultada pela urbanização, propõe-se designar o afloramento como área-tipo e o conjunto de seções como nova seção-tipo da unidade.

Palavras-chave: Bacia de Curitiba; *Rift* Continental do Sudeste do Brasil; Paleógeno.

Abstract

The Curitiba sedimentary Basin geosite is an outcrop of the Guabiro tuba Formation, a unit that fills the Curitiba Basin, in an urbanized area. The site, located on the capital of Paraná's industrial region, gained notoriety due to the fossiliferous occurrences of Guabiro tuba Fauna, one of the few fossil occurrences representing the Paleogene in the country and that defines a relative age for the fill of the basin. The facies analysis of the outcrop aimed to refine the knowledge about the unit's sedimentary deposits and thus to contribute to future taphonomic and paleoenvironmental studies. For this purpose, methods of faciological analysis were used in three representative segments of the outcrop, in which sedimentary facies, architectural elements, eodiagenetic features (calcrete), and bedrocks. The compositional characterization of the sediments was complemented with petrographic analyses. The depositional context of the Guabiro tuba Formation was interpreted as shallow channel deposits and floodplains of braided rivers in distributary fluvial systems. The facies of sands and gravels, in bars that fill channel features, were interpreted as proximal portions, where deposits of channels amalgamated by frequent avulsion. These deposits are interspersed with associations of mud, sheets, and sandy lenses, characterized as lateral spreading deposits in distal portions of the system. In the cuts that make up the outcrop, important fossiliferous discoveries have been made in recent years. This was one of the reasons that made the conservation area, protected by municipal decree. Considering such novelties, and the fact that the original Guabiro tuba Formation section was hidden by urbanization, it is proposed to designate the outcrop as a type area and the set of sections as a new type-section of the unit.

Keywords: Curitiba Basin; Continental Rift of Southeastern Brazil; Paleogene.

INTRODUÇÃO

A Bacia de Curitiba localiza-se na porção leste do Estado do Paraná, constituindo o substrato da cidade homônima e sua região metropolitana. Geologicamente, a bacia integra o segmento ocidental do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, desenvolvido no Cenozoico (Figura 1).

Os estudos que caracterizaram a origem e evolução da bacia, bem como da Formação Guabirotuba (Bigarella e Salamuni, 1962; Becker, 1982; Salamuni et al., 1999), tiveram caráter regional, com descrição de muitos afloramentos que não existem mais, devido ao avanço da urbanização. Esses estudos também são anteriores à descoberta de fósseis e à definição da Fauna Guabirotuba (Sedor et al., 2017b), que contribuíram para estabelecer idade mais precisa para o preenchimento da bacia, além de constituírem uma das raras ocorrências fossilíferas conhecidas do Paleógeno no Brasil.

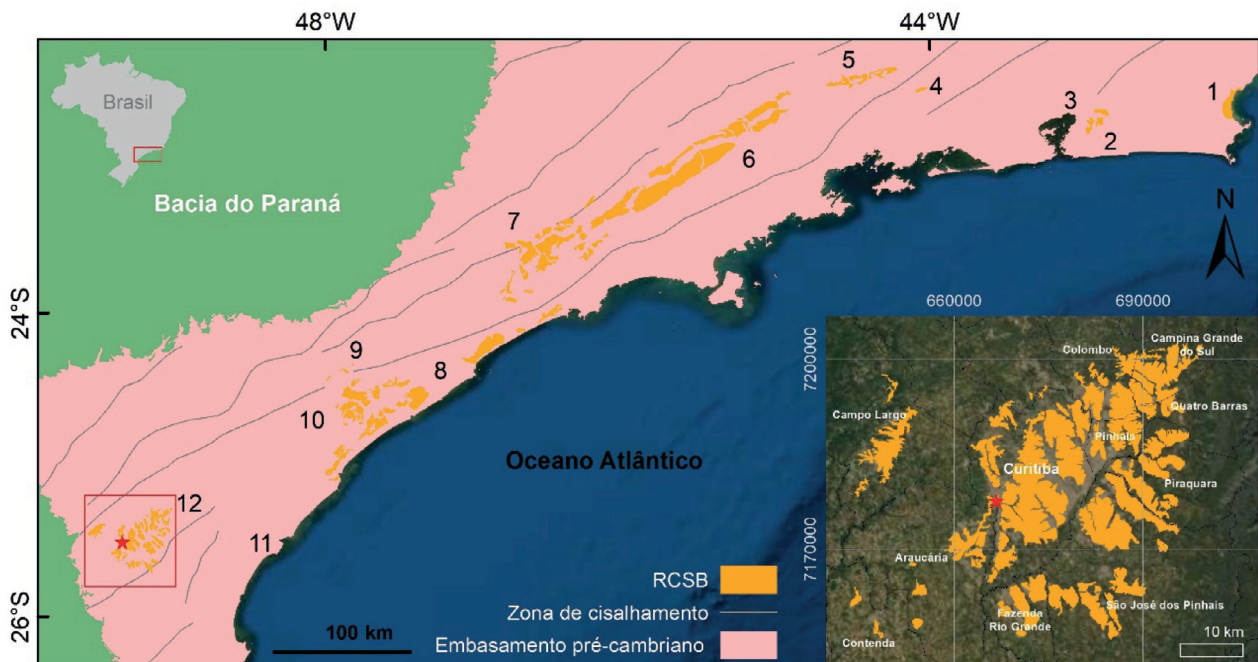
Este artigo apresenta modelos deposicionais e considerações paleoambientais, com base em análise de associações de fácies do Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, afloramento fossilífero protegido, localizado no bairro Cidade Industrial de Curitiba. Apresenta também proposta de designação de nova seção-tipo para a Formação Guabirotuba no local, uma vez que descrições mais antigas, que poderiam

ser informalmente consideradas estratotipos, foram ocultadas ou destruídas pela urbanização. O geossítio é protegido como unidade de conservação pelo município, pois, além de ser representativo da Formação Guabirotuba, abriga a única ocorrência de fósseis conhecida, de grande valor científico por sua raridade e diversidade.

BACIA DE CURITIBA

A origem

Desde o início do século passado se conhece a “pequena bacia sedimentar” localizada no Primeiro Planalto Paranaense (Carvalho, 1934; Oliveira e Leonardos, 1943), substrato ao crescimento da capital paranaense. Assim foi descrita por Bigarella e Salamuni (1962), que mencionam que o marco zero da cidade assenta-se em sedimentos dessa bacia. A expansão inicial da cidade priorizou esses depósitos, evitando, assim, os terrenos de rochas metamórficas. A Bacia de Curitiba tem seus depósitos aflorantes ou em subsuperfície no município homônimo e parte da sua região metropolitana, compreendendo área de aproximadamente 1.150 km² (Riccomini et al., 2004).



Fonte: modificado de Riccomini et al. (2004), CPRM (2004), Salamuni et al. (1999), IBGE (2015) e ESRI (2020).

Figura 1. Localização da Bacia de Curitiba no contexto regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil – RCSB [Bacias: de Itaboraí (2), do Macacu (3), Volta Redonda (4), de Resende (5), de Taubaté (6), de São Paulo (7), de Curitiba (12). Grábens: de Barra de São João (1), de Seta Barras (9), de Guaraqueçaba (11), de Cananeia (8). Formações: Pariquera-Açu (10), Alexandra (11)]. Estrela vermelha indica o Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, coordenadas UTM S22: 666700, 7177700 WGS84.

Almeida (1976) incluiu a Bacia de Curitiba no Sistema de Rifts da Serra do Mar, região do Sudeste brasileiro formada por vales, montanhas e bacias de origem tectônica, desenvolvido no final do Mesozoico, com estruturação influenciada pelo embasamento (Cinturão Ribeira) de direções ENE e NE. Em 1989, Riccomini propôs a estrutura tectônica *Rift Continental do Sudeste do Brasil (RCSB)*, definido como uma feição alongada e deprimida paralela e distando 70 km da linha de costa, entre os Estados do Paraná e do Rio de Janeiro. Nessa concepção, a Bacia de Curitiba localiza-se no segmento ocidental do RCSB, adjacente aos grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras, Cananeia, assim como as áreas de exposição das formações Alexandra e Pariquera-Açu. O *rift* teve sua origem e seu desenvolvimento associados a reativações de estruturas regionais do embasamento, relacionadas com ruptura continental e formação do Oceano Atlântico Sul (Riccomini et al., 2004). Zalán e Oliveira (2005) definiram a mesma estrutura regional como Sistema de Riftes Cenozoicos do Sudeste do Brasil, constituído por grábens alongados, assimétricos e com assoalho mergulhando para NW, nucleados a partir de antigas estruturas dúcteis sub-verticais do Ciclo Brasileiro. Mesmo com evidências de controle estrutural nas bordas, os autores consideram que, na escala utilizada para o estudo, a Bacia de Curitiba não integraria o sistema de riftes, sendo apenas uma “depressão topográfica” entre os grábens Ribeira e Marítimo.

Ao estudar a estruturação da Bacia de Curitiba, Salamuni et al. (2003) relacionaram sua formação com a tectônica extensional formadora do RCSB, com o registro de falhas normais e o desenvolvimento de um gráben, formando, assim, uma depressão alongada segundo NE-SW, que propiciou a deposição e preservação da Formação Guabirotuba. Segundo os autores, há evidências de atividades tectônicas posteriores à deposição dos sedimentos que estariam relacionadas a evento de compressão com registros transtrativos nos sedimentos e transpressivos no embasamento.

O embasamento da bacia foi descrito como formado por rochas metamórficas pré-cambrianas (Bigarella e Salamuni, 1962). Tais rochas compreendem uma faixa alongada de direção NE-SW integrante do Complexo Atuba, composta principalmente por gnaisses bandados, migmatizados, com intercalações de anfíbolitos e xistos, em fácies anfíbolito. É limitada ao noroeste pelas sequências metassedimentares do Grupo Açungui e ao leste por granitoides da Província Graciosa (Siga Jr. et al., 1995).

O preenchimento da bacia: Formação Guabirotuba

Em registro pioneiro, Siemiradzki (1898) notificou a existência de camadas sedimentares assentadas sobre rochas cristalinas nos arredores da cidade de Curitiba. Os sedimentos foram descritos inicialmente como cascalhos,

argilas esverdeadas-avermelhadas para o topo do depósito, com intercalações de leitos grossos e finos e espessura que não excederia 40 m (Carvalho, 1934; Maack, 1947). Ao definir a Formação Guabirotuba, assim nomeada por a melhor exposição dos sedimentos ocorrer no bairro homônimo, Bigarella e Salamuni (1962) apresentaram-na como constituída por argilitos de tons cinza que apresentam cor avermelhada quando intemperizados, com lentes de arcóseo, depósitos rudáceos nas margens da bacia e horizontes de impregnação calcária (*caliche*), com espessura total não ultrapassando 60 m.

Coutinho (1955) relatou a ocorrência de pequenos cristais de mineral róseo, identificado como lantanita, um carbonato de elementos terras-raras, geneticamente associado às camadas calcíferas. Posteriormente, Coimbra e Riccomini (1985) comparam tais ocorrências de *caliches* da Bacia de Curitiba com as bacias de Taubaté e de Resende, também integrantes do RCSB, e sugeriram que esses horizontes de calcário com formação de lantanita em areias e lamas verdes indicariam sincronidade entre as bacias.

Bigarella e Salamuni (1962) propuseram que a sedimentação ocorrera em clima semiárido, na forma de leques aluvionares que coalesciam rumo ao centro da bacia em um ambiente *playa*-lacustre, o que explicaria a existência dos depósitos rudáceos na periferia e as camadas lenticulares de arcóseos intercaladas aos depósitos de lama na área central. Essa interpretação assemelha-se a outras propostas anteriores (Carvalho, 1934; Maack, 1947; Bigarella e Salamuni, 1959; Bigarella et al., 1961) e posteriores (Becker, 1982; Salamuni et al., 1999), que consideraram tais depósitos como, mais genericamente, fluviais e lacustres. Lima et al. (2013) definiram seis associações de fácies para as lamas, as areias imaturas e os cascalhos da unidade, atribuindo-as a depósitos de sistemas fluviais distributários, em clima úmido com alternância de períodos secos, que contribuíram para a formação dos calcretes, considerados por Cunha (2011) como de origem predominantemente freática.

Até há alguns anos, a idade da sedimentação na bacia não era bem definida, uma vez que a unidade era considerada afossilífera. Diversas propostas de idade foram sugeridas, com base em: relações geomorfológicas (pediplanos e pedimentos); comparação com outras bacias do RCSB; e dados palinológicos: Holoceno (Carvalho, 1934); Pleistoceno (Maack, 1947; Bigarella e Salamuni, 1958; Azevedo, 1981); Plio-Pleistoceno (Bigarella et al., 1961; Bigarella e Salamuni, 1962); Plioceno (Oliveira, 1927; Becker, 1982; Garcia et al., 2013); Mio-Plioceno (Salamuni et al., 2003); e Oligo-Mioceno (Salamuni et al., 2004).

Com a descoberta, por Liccardo e Weinschütz (2010), dos primeiros fósseis na Formação Guabirotuba, estudos que se seguiram identificaram uma nova fauna paleógena, denominada Guabirotuba, constituída de mamíferos, aves e répteis, entre outros (Sedor et al., 2014). A idade relativa

da deposição da unidade foi estabelecida como do período Paleógeno, mediante correlação da *Fauna Guabiro tuba* com a unidade biocronológica Barrancano da SALMAs — *South American land mammal ages*, a qual corresponde a um intervalo do Eoceno médio que abrange as idades Lutertiano e Bartoniano. Outras unidades do RCSB nas quais foram encontrados fósseis do mesmo período são as bacias de Itaboraí, com fósseis do Eoceno inferior; e de Taubaté, com fósseis do Oligoceno superior ao Mioceno inferior (Sedor et al., 2017b).

Outras unidades, desmembradas da Formação Guabiro tuba, foram propostas para o preenchimento da Bacia de Curitiba, todavia não há consenso sobre sua aceitação: a Formação Tinguís, constituída por depósitos de retrabalhamento da Formação Guabiro tuba, e a Formação Boqueirão, depositada por rios anastomosados, ambas propostas por Becker (1982), além da Formação Piraquara, de Coimbra et al. (1996), representada por depósitos de sistemas fluviais meandantes.

O geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba

O local de estudo situa-se no km 597 da BR 376, Cidade Industrial de Curitiba, em área de 16 ha denominada Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba (Fernandes et al., 2016; Sedor et al., 2017a). Essa designação para o afloramento foi proposta segundo conceitos de geoconservação do patrimônio geológico, por seu elevado valor científico.

Sua grande relevância paleontológica associa-se também à geológica, pois o geossítio constitui importante exposição representativa da Formação Guabiro tuba, algo que a urbanização torna cada vez mais rara. Esses foram os principais motivos para que medidas de geoconservação fossem discutidas desde 2015 (Lima et al., 2015) com a Secretaria do Meio Ambiente de Curitiba e com integrantes do Grupo de Pesquisa em Geoconservação e Patrimônio Geológico (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/ Universidade Federal do Paraná [CNPq/UFPR]) e do Museu de Ciências Naturais da UFPR. Tal iniciativa culminou no estabelecimento de uma Área de Relevante Interesse Ecológico (ARIE) e na criação o Parque Paleontológico Formação Guabiro tuba — Geossítio de Curitiba, um local para conservar e garantir a continuidade das pesquisas no local (Decreto Municipal nº 286/2018).

Ao descrever o afloramento, Lima et al. (2013) caracterizaram-no como constituído pelas associações que denominaram de D e E, respectivamente interpretadas como depósitos de rios rasos dominados por inundação laminar arenosa e de rios entrelaçados de baixa sinuosidade, rasos e cascalhosos, ambos em ambiente deposicional de leque aluvial, o primeiro distal proveniente da porção leste da bacia e o segundo proximal, originado na borda oeste.

Cunha (2011) caracterizou, para o mesmo local, a ocorrência de dois tipos de horizontes com cimentação carbonática,

calcretes nodular e laminar, ambos nas porções arenosas. As microtexturas descritas pela autora, do tipo alfa de Wright (1990), foram atribuídas à precipitação predominantemente inorgânica, associadas a calcretes de origem freática.

Em estudo de caráter tafonômico, Cunha (2016) definiu duas fases de deposição e preservação dos fósseis, com passagem gradual. A primeira caracterizada por contexto de rios entrelaçados de alta energia e a segunda, por um sistema de planícies fluviais distais com rios efêmeros de baixa energia. A fauna Guabiro tuba foi caracterizada como parautóctone, por apresentar características de curtas distâncias de transporte, com fósseis encontrados em todos os intervalos estratigráficos, sem alteração das características do *habitat*.

O estudo de proveniência de minerais pesados, realizado por Machado et al. (2012), constatou que os sedimentos da área estudada apresentam assembleia com provável área fonte as rochas do Complexo Atuba e do Grupo Açungui.

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a caracterização da unidade, foram definidas três seções (Seção Guabiro tuba 1, 2 e 3 — SG1, SG2 e SG3) dos cortes que compõem o afloramento, os quais foram descritos com o auxílio de seções horizontais (Figura 2) e perfis verticais (Figura 3), para identificação de fácies e suas associações. Foram também medidas atitudes de estruturas sedimentares, para análises de paleocorrentes, assim como registrada a ocorrência de modificações eodiagnéticas.

A Formação Guabiro tuba tem sido caracterizada como composta ora por rochas sedimentares, ora por sedimentos. Essa divergência, muito provavelmente, se deve ao baixo grau diagenético atingido pelos depósitos, o que preservou suas características, sobretudo texturais, de sedimentos pouco consolidados. A sequência sedimentar que preencheu a Bacia de Curitiba praticamente não foi submetida a soterramento pós-deposicional. Os depósitos alcançaram, no máximo, o início da fase eodiagnética, na qual ocorreram início da compactação mecânica e alguma cimentação por carbonato (calcretes), fatos que justificam, também, a baixa coesão do material, que se apresenta, em geral, friável. Por tais motivos, optou-se por tratar os materiais componentes da formação como sedimentos: cascalhos, areias e lamas.

Na individualização de fácies sedimentares foram consideradas as características composicionais, texturais e estruturais dos sedimentos, segundo a definição de Walker (1992). As fácies foram definidas e identificadas por códigos propostos por Miall (1977, 2006), sendo a primeira letra em maiúsculo correspondente ao tamanho do grão predominante (G = cascalho, S = areia, F = lama), seguida por uma letra minúscula indicativa de textura ou estrutura sedimentar principal encontrada na fácies. As acumulações diagenéticas, como a cimentação carbonática (calcretes),

não foram consideradas na definição das fácies, por serem produtos de processos pós-deposicionais.

As associações de fácies foram agrupadas com base na relação espacial e nas variações laterais e verticais entre elas, com o auxílio da análise dos elementos arquitetônicos, necessariamente coetâneos e geneticamente associados no ambiente deposicional. Os elementos arquitetônicos foram reconhecidos com o auxílio dos fotomosaicos (Figura 2) e da descrição de campo, definidos e classificados mediante caracterização das fácies e formas internas e externas, segundo proposta de Miall (1985, 2006). A identificação de fácies e processos

deposicionais permitiu estabelecer o contexto no sistema deposicional e sua discussão à luz dos modelos existentes.

RESULTADOS

Análise litofaciológica

Após descrição detalhada das três seções geológicas, foram definidas oito fácies sedimentares, apresentadas na Tabela 1 com suas características gerais.

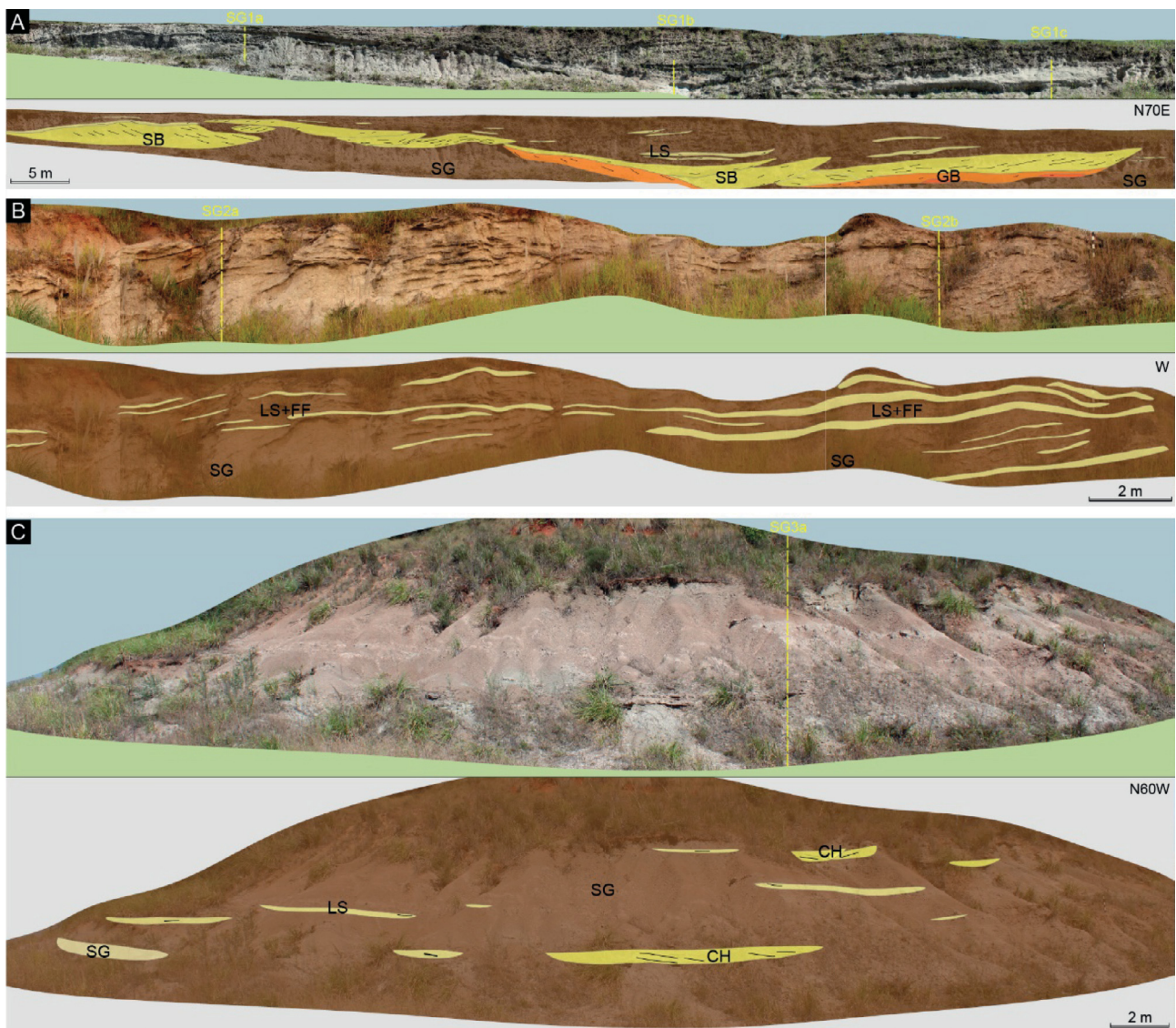


Figura 2. Visão geral e esquemática das seções: (A) Guabirotuba 1 – SG1, (B) Guabirotuba 2 – SG2 (B) e (C) Guabirotuba 3 – SG3. Linha tracejada amarela indica a localização das seções colunares. Elementos arquitetônicos: CH: canal, GB: barra cascalhosa, SB: barra arenosa, SG: sedimentos de fluxo de gravidade, LS: lençol de areia, FF: sedimentos de transbordamento. Escala vertical = escala horizontal.

Cascalhos

Os cascalhos, que formam os depósitos de menor volume no afloramento, são constituídos predominantemente de seixos e grânulos polimíticos, com blocos em quantidade subordinada, e matriz de lama a areia grossa de composição quartzo feldspática. O arcabouço é mal selecionado, de baixa esfericidade e subarredondado, constituído por clastos de quartzo (de translúcido a leitoso esbranquiçado, acastanhado, preto), fragmentos de granitoide deformado,

filito, quartzito, xisto, além de calcrete retrabalhado e ossos (bioclastos).

Gh: cascalho sustentado por arcabouço

Fácies constituída de depósitos rudáceos sustentados pelo arcabouço de grânulos a blocos com matriz de lama arenosa (Figura 4A). O arcabouço é muito mal selecionado, subanguloso a arredondado, de baixa esfericidade, com predomínio de clastos alongados a discoides, que definem

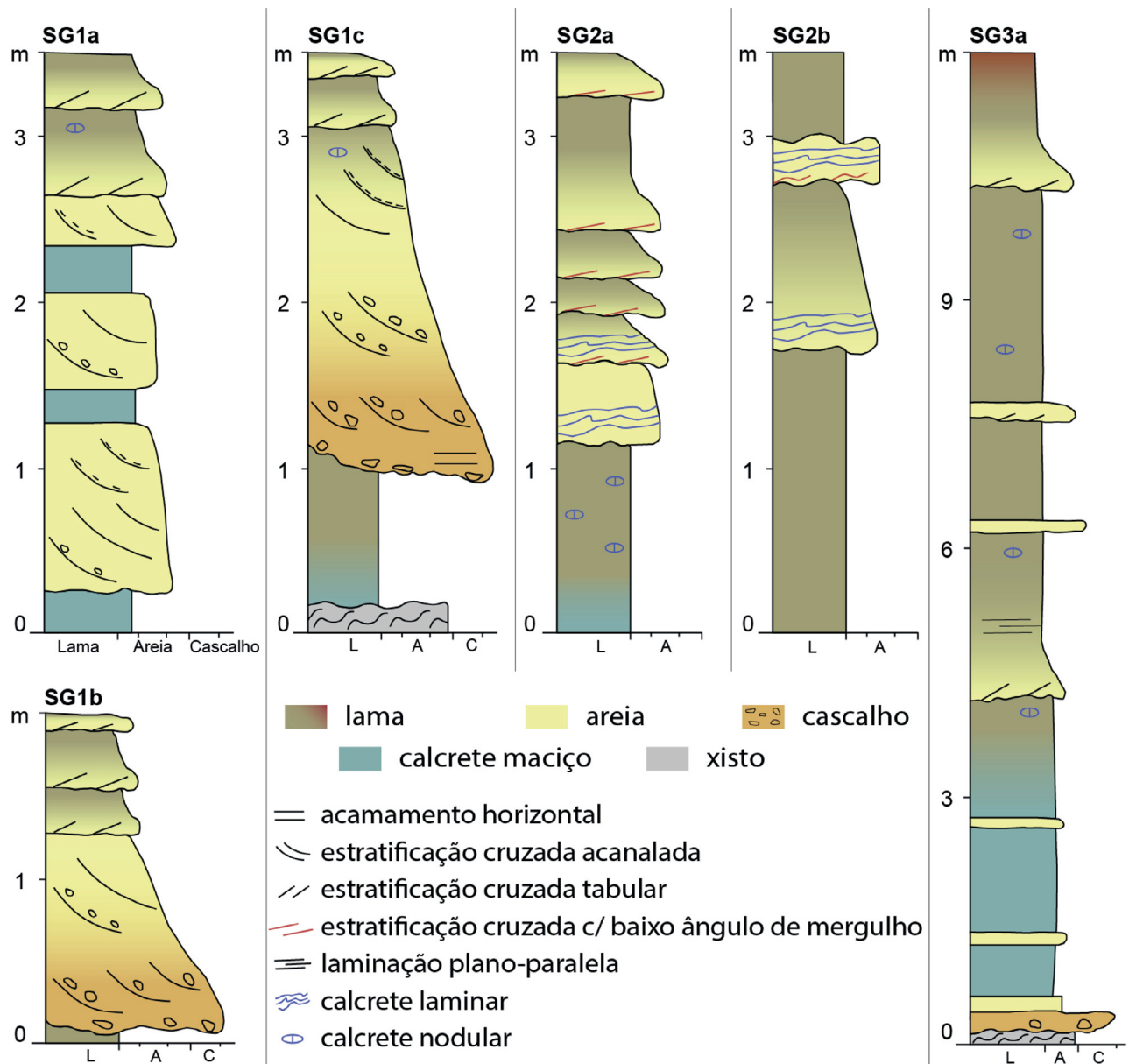


Figura 3. Perfis das seções Guabirota 1 (SG1a, SG1b e SG1c), Guabirota 2 (SG2a e SG2b) e Guabirota 3 (SG3a). A localização dos perfis, linha tracejada amarela, encontra-se na figura 2.

um acamamento mal definido. Ocorre em estratos de forma lenticular com contato inferior erosivo, variando lateral e verticalmente para a fácies Gm, com contato superior abrupto não erosivo com as fácies arenosas.

Gm: cascalho sustentado por matriz

Fácies composta de grânulos a seixos, com poucos blocos, sustentada por matriz de areia lamosa (Figura 4B). O arcabouço, mal selecionado, exibe estratificação cruzada acanalada mal definida formada pelo alinhamento de grãos alongados e discreta gradação normal para o topo. Ocorre em

camadas tabulares com base côncava. Passam lateralmente para a fácies Gh e verticalmente com contato gradual para fácies arenosa.

Areia

As fácies arenosas são constituídas predominantemente por grãos de quartzo e feldspatos de granulação muito fina a areia muito grossa, com matriz de lama esverdeada e/ou cimentação carbonática. Por vezes, contém grânulos e seixos — em menor quantidade blocos, de fragmento lítico, argila, calcrete retrabalhado e bioclasto (fósseis).

St: areia com estratificação cruzada acanalada

Fácies composta de areias de granulação muito fina a muito grossa, predominantemente média a grossa, com matriz de lama, por vezes, carbonática. Em algumas porções, contém até 15% de grânulos e seixos. O arcabouço é constituído de quartzo e feldspato, moderadamente selecionado, em que predominam grãos subarredondados e de alta esfericidade. A estratificação cruzada acanalada é realçada pelo alinhamento dos clastos de cascalhos na base dos estratos (Figura 5A), ou pela intercalação concordante de lâminas de até 1 cm de lamaz maciças (Figura 5B). Ocorre em camadas lenticulares ou tabulares de *sets* com até 1 m de espessura, com contato inferior gradual com a fácies Gm ou abrupto com a Gh, e superior transicional com a fácies Fm.

Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Fácies de granulação areia fina a média, com areia grossa e seixos em quantidade subordinada, exibindo estratificação cruzada tabular, por vezes, realçada pela cimentação carbonática. Em algumas camadas, a estratificação exibe ondulações

Tabela 1. Fácies sedimentares definidas para o Geossítio *Bacia Sedimentar de Curitiba*.

Código	Composição	Estrutura
Gh	Cascalho sustentado por arcabouço	Acamamento horizontal mal definido
Gm	Cascalho sustentado por matriz	Estratificação cruzada acanalada mal definida e gradação
St	Areia fina a grossa, pode conter cascalho	Estratificação cruzada acanalada
Sp	Areia fina a grossa, pode conter cascalho	Estratificação cruzada tabular
Sl	Areia fina a grossa	Estratificação cruzada com baixo ângulo de mergulho (< 15°)
Sm	Areia fina a grossa	Maciça a estratificação incipiente
Fl	Lama, pode conter areia muito fina	Laminação plano-paralela
Fm	Lama, pode conter areia e cascalho	Maciça

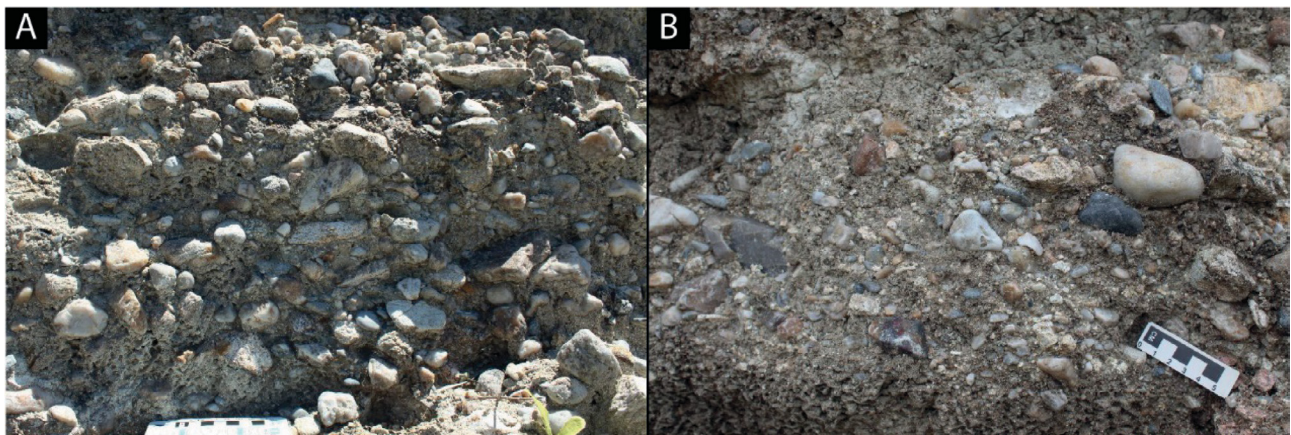


Figura 4. Cascalhos. (A) fácies Gh, cascalhos sustentados por arcabouço, com matriz de lama arenosa. Notar clastos mais alongados fracamente orientados; (B) fácies Gm com grânulos, seixos e blocos sustentados por matriz de areia lamosa, com estratificação cruzada acanalada.

suaves (Figura 5C). O arcabouço é composto de grãos de quartzo e feldspato, moderadamente selecionados e predominantemente subarredondados e esféricos. Forma camadas lenticulares com base plana a côncava erosiva, com *sets* de aproximadamente 20 cm de espessura (Figura 5D). O contato superior é gradual, com fácies lamosas (Fm, FI).

Sl: areia com estratificação cruzada com baixo ângulo de mergulho

Nesta fácies predomina areia fina a média, de seleção moderada e grãos subangulosos. Exibe estratificação cruzada incipiente, com mergulhos $< 15^\circ$, que é ressaltada pelo

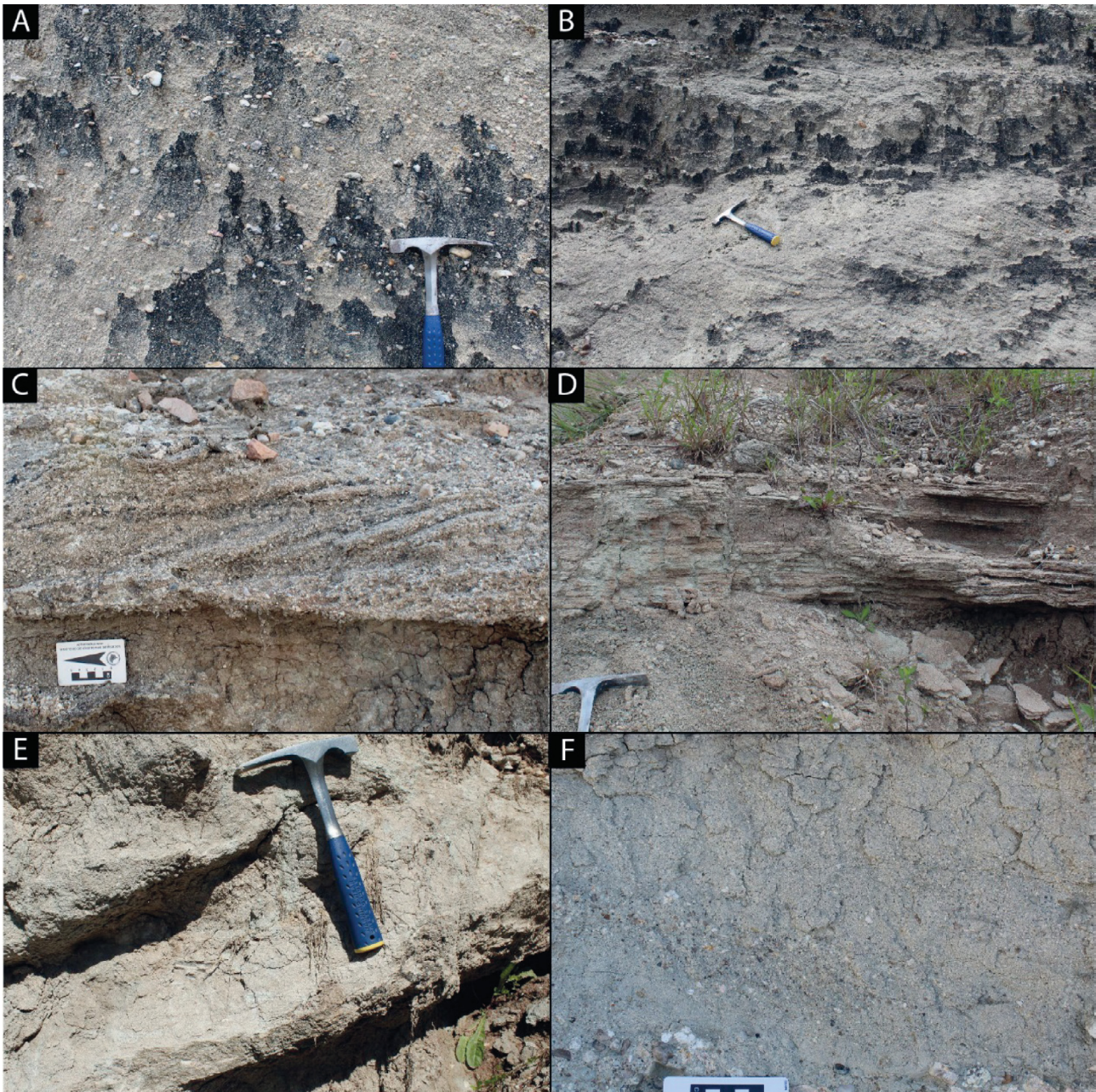


Figura 5. Fácies arenosas. (A) fácies St com estratificação realçada pela orientação dos clastos de cascalhos; (B) fácies St com estratificação realçada pela intercalação de lâminas de granulação areia fina/lama e areia média/grossa; (C) fácies Sp com estratificação cruzada tabular exibindo planos com ondulações suaves; (D) estrato de Sp em contato erosivo com fácies Fm; (E) fácies Sl realçada por cimentação carbonática com passagem gradual para Fm; (F) areia maciça sobre fácies Gh com concentração de formato alongado de grânulos e seixos fracamente orientados.

desenvolvimento de calcrete laminar paralelo às estruturas. Ocorre em camadas tabulares com base plana erosiva, com espessura média de 20 cm e variação vertical gradual para fácies Fm (Figura 5E).

Sm: areia maciça a fracamente estratificada

Fácies constituída de areia fina a grossa, moderadamente selecionada, que subordinadamente contém grânulos, seixos e fragmentos de argila dispersos ou concentrados em intercalações lenticulares (Figura 5F). Apresenta estrutura maciça predominante, por vezes, com estratificação cruzada incipiente. Ocorre em camadas lenticulares a tabulares com contato inferior abrupto ou não conformidade, sobre o embasamento.

A imaturidade das fácies Sm e St, característica observada macroscopicamente pela presença de matriz lamosa, má seleção e grãos de composição instável, foi verificada em

seções delgadas. Em termos texturais, verificaram-se: matriz argilosa envolvendo grãos (caracterizada como esmectita, Figuras 6A e 6B) e baixo grau de seleção e arredondamento de parte do arcabouço. Em relação à imaturidade composicional (mineralógica), foram encontrados, principalmente na fração mais grossa do arcabouço, grãos de minerais física e/ou quimicamente mais instáveis ao intemperismo (Figuras 6C e 6D), como, por exemplo: feldspato, minerais máficos, clastos de argila e fragmentos líticos (granitoide). Também é frequente, nos grãos mais grossos, ocorrência de quartzo policristalino com contatos internos poligonais a interdigitados (quartzito).

Lama

As fácies de lama, que constituem depósitos que aumentam sua espessura para o topo do afloramento, apresentam

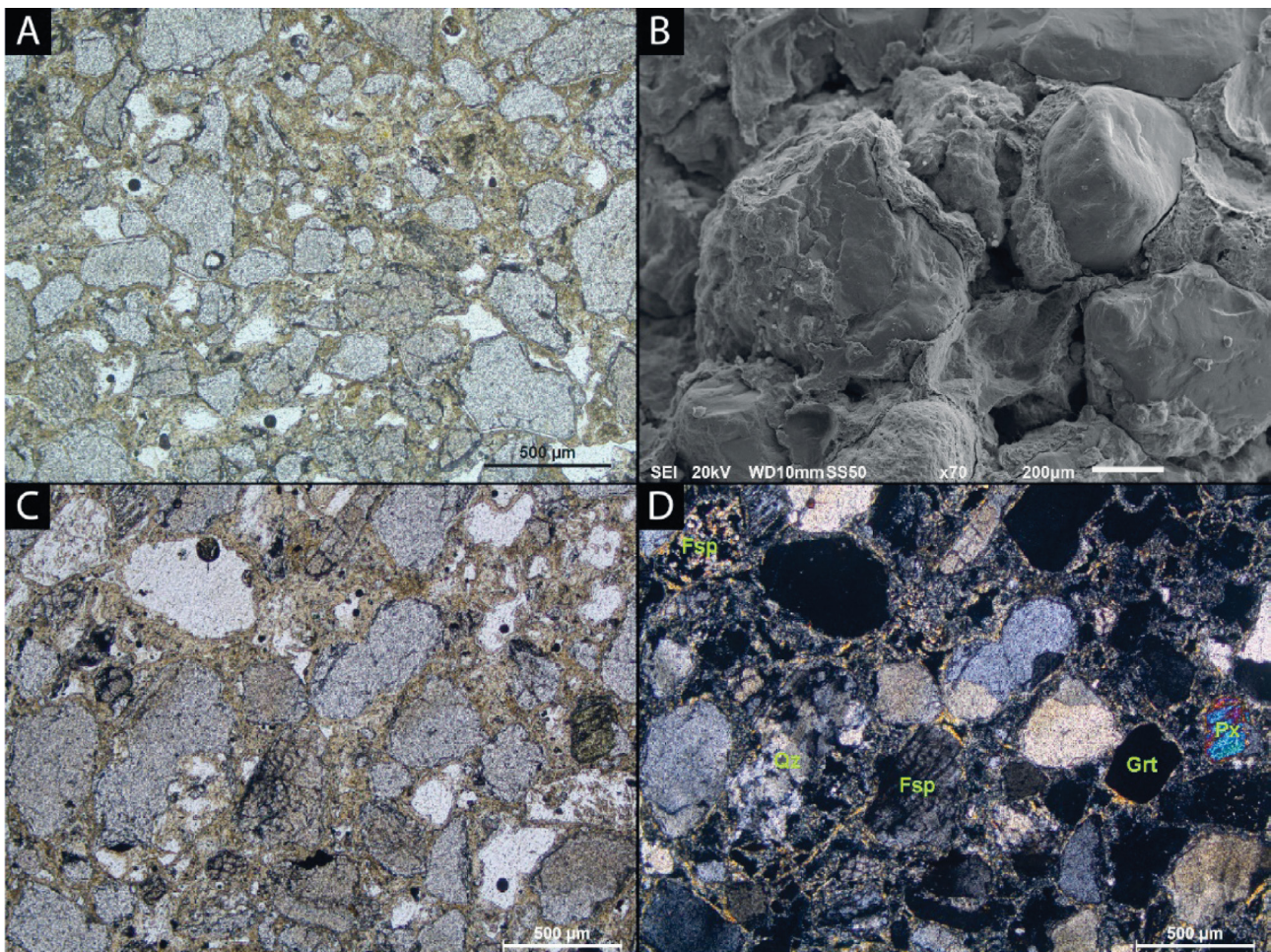


Figura 6. Imaturidade textural e composicional das areias. (A) aspecto geral exibindo matriz de cor acastanhada envolvendo os grãos; (B) detalhe da matriz de esmectita, no caso envolvendo e preenchendo espaços entre grãos de quartzo; (C/D) exemplo da composição mineral imatura do arcabouço: feldspato (Fsp), granada (Grt), piroxênio (Px) e quartzito (Qz).

predomínio da fração argila e exibem cor esverdeada, passando de forma gradual para tons avermelhados, de alteração, na parte superior do corte (Figura 7).

Fl: lama arenosa com laminação plano-paralela

Fácies composta por lama com proporções variadas de areia muito fina a fina, com fraco a moderado desenvolvimento de laminação. Integra camadas lenticulares a tabulares, com *sets* de cerca de 10 cm de altura, sendo que para a base passa gradualmente para fácies Sp e ao topo, para fácies Fm.

Fm: lama maciça

Fácies constituída predominantemente de argila, com silte e areia muito fina em menores quantidades. São encontrados, em algumas camadas, grânulos a blocos dispersos, além de intercalações lenticulares de areias e cascalhos, com contatos difusos. Forma camadas maciças tabulares de espessuras centimétricas a métricas. Ocorre também como lentes de até 1 cm de espessura, associada com fácies arenosas. O contato inferior geralmente é feito de modo gradual, com fácies arenosas.

Calcretes

Os calcretes são constituídos por material cimentado por carbonatos, de arcabouço muito mal selecionado (característica original dos depósitos), formado por lama, areia e cascalho. Exibem texturas laminar, nodular ou maciça.

Na porção inferior da seção SG2 ocorrem calcretes nodular (Figura 8A) e laminar nas camadas mais arenosas (Figura 8B). Na seção SG3 predomina calcrete do tipo maciço, formando um estrato de 3 m de espessura com contato inferior irregular, levemente ondulado (Figura 8C), no qual internamente são encontradas porções de areia média a grossa com grânulos, não cimentadas por carbonato e delimitadas por argilas castanhas em contato abrupto com a porção cimentada. Acima dessa camada são encontrados apenas calcretes nodulares. Na porção inferior da seção SG1 são encontradas feições dômicas de calcrete maciço, além de pequenos bolsões do mesmo material entre as fácies Fm e Gh ou no interior da fácies St, deformando as estratificações (Figura 8D).

Os calcretes do tipo maciço ocorrem em horizontes de espessura métrica, predominantemente em areias e cascalhos, e por vezes próximo do contato com o embasamento. São constituídos de até 80% de carbonato micrítico, no qual estão imersos grãos siliciclásticos de composição, textura e tamanho variados. Como sua constituição é, ao menos em parte, dolomítica (Figura 9A), esse tipo de calcrete pode ser nomeado de dolocrete. Eventualmente, o cimento carbonático é espático, formando franjas de cristais romboédricos contornando os grãos (Figura 9B).

Associações de fácies nas seções

Para as seções analisadas, os elementos arquitetônicos (Figura 2) e suas fácies constituintes foram individualizados em:

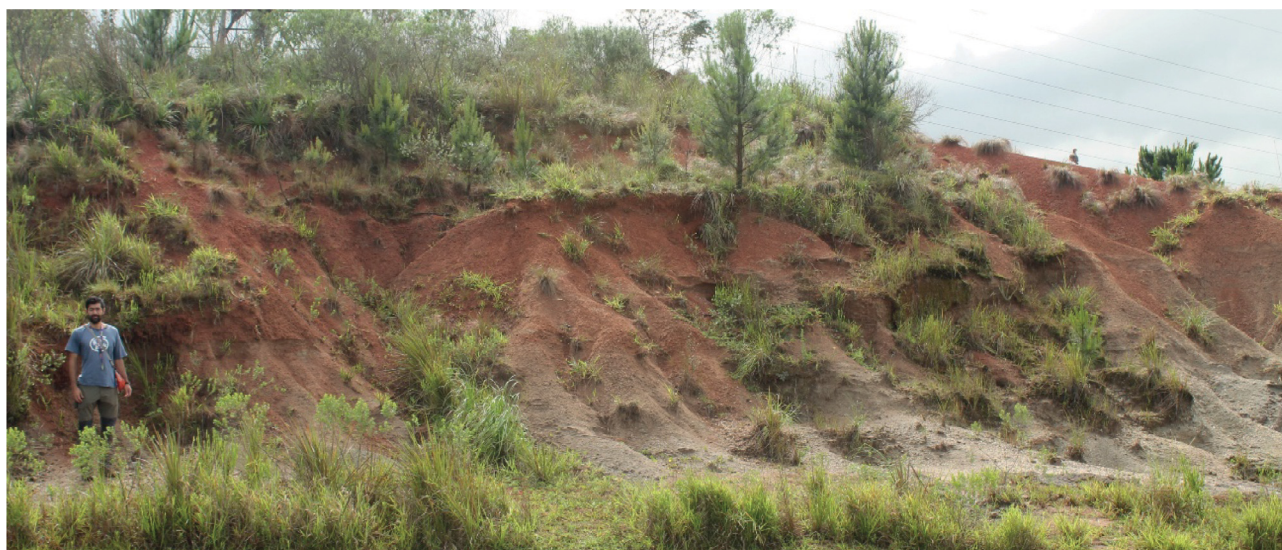


Figura 7. Exposição de fácies lamosa Fm, predominante no topo da seção estudada. Passagem gradual da cor esverdeada (7/10BG *light greenish gray*) a avermelhada (2,5YR *red*) de alteração, no topo. Porção central do afloramento, visada para leste.

- canal — CH, qualquer combinação de fácies, forma de lente ou camada alongada de base erosiva com concavidade para cima de dimensões e formas variadas;
- barra cascalhosa — GB, fácies Gm e Gh, lenticular e comumente intercalada com SB;
- barra arenosa — SB, fácies St e Sp, lenticular ou em cunha, ocorrem como preenchimento de canal;
- sedimentos de fluxo de gravidade — SG, fácies Sm e Fm, forma lobada ou lençol (inclui camadas espessas de lama com clastos dispersos), tipicamente intercalado com GB;
- lençol de areia — LS, fácies Sl e menos comum Sp, forma de lençol;
- sedimentos de transbordamento — FF, fácies Fm e Fl, camada tabular delgada comumente intercalada a LS.

Foram definidas duas associações de fácies distintas: uma constituída de depósitos de preenchimento de canal de rio entrelaçado, composta dos elementos CH, GB e SB, com direção geral das paleocorrentes obtida nas fácies St com tendência para sudeste (Figura 10A); e outra formada por depósitos de planície de inundação, caracterizada pelos elementos SG, LL, FF e CH, nos quais as direções de paleocorrentes nas fácies Sp e Sl apontam uma fraca tendência para norte-nordeste e sudoeste (Figura 10B). A distribuição

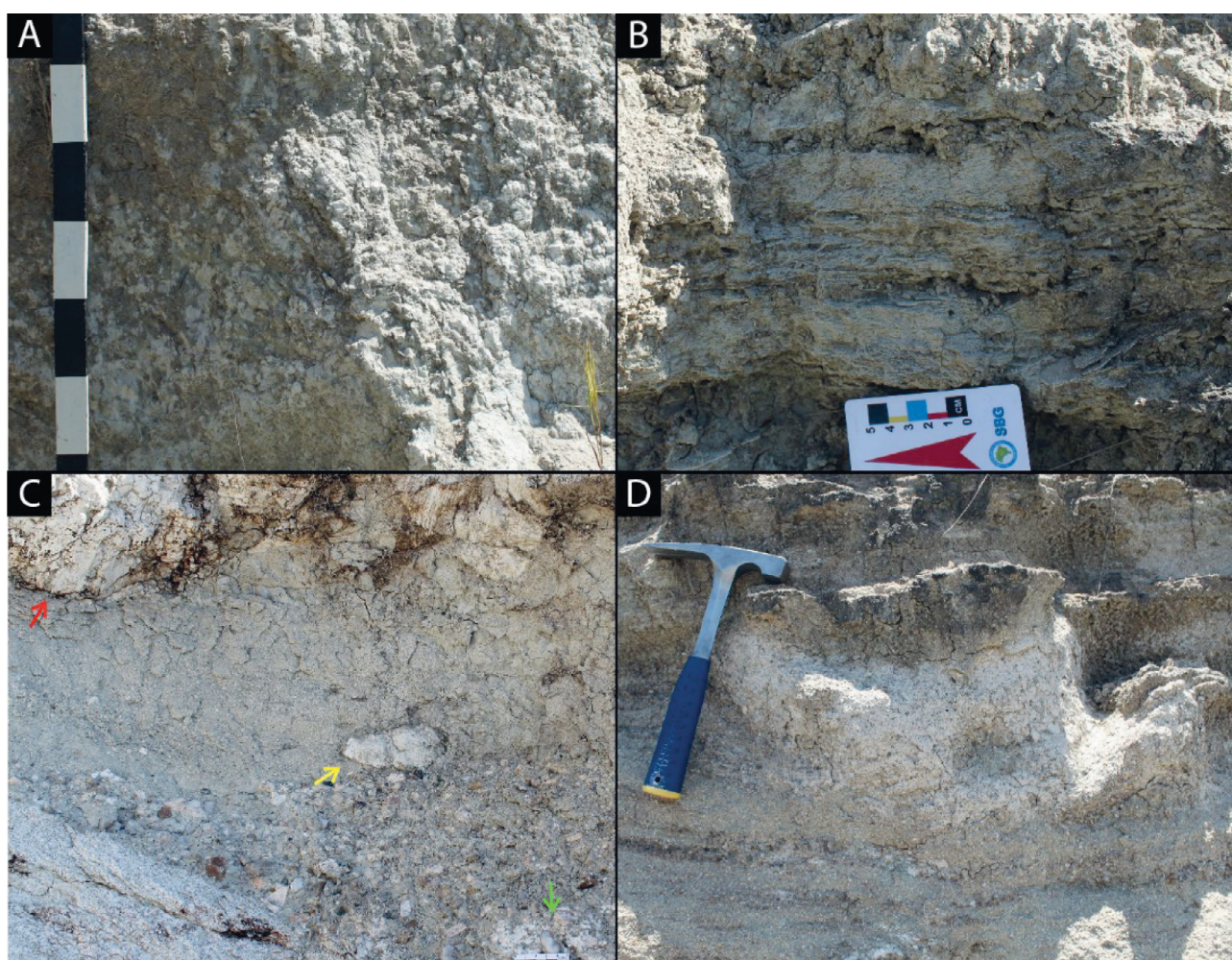


Figura 8. Texturas macroscópicas dos calcretes. (A) nodular, canto inferior esquerdo da seção SG2, na fácies Fm. Escala segmento de barra mede 10 cm; (B) laminar, ressaltando a porção de granulação mais grossa da camada, fácies Sl, seção SG2; (C) contato abrupto, ondulado, da camada de calcrete maciço com areia da fácies Sm (seta vermelha), nódulos de calcrete na fácies Sm (seta amarela) e Gh (seta verde), base da seção SG3; (D) bolsão de calcrete na fácies St, que deforma levemente as lentes de argilas (fácies Fm) que, por sua vez, evidenciam a estratificação, porção leste da seção SG1.

dessas associações de fácies e características importantes das seções é apresentada a seguir.

Seção Guabirotuba 1

A SG1 é composta predominantemente da associação de preenchimento de canal, depósitos arenosos da fácies St e cascalhos de Gm (SB e GB). Os cascalhos da fácies Gh marcam níveis de erosão sobre a associação de depósitos de planície de inundação composto de lamelas maciças (SG), assim como ao topo ocorrem, intercaladas na fácies Fm (FF), camadas delgadas de passagem gradual da fácies Sp para Fl e Fm (CH/LS) dessa associação de fácies.

Sobre porções expostas do embasamento na parte inferior da seção, encontra-se um horizonte de calcrite maciço (perfil SG1c) que passa lateralmente para uma camada de lama maciça com calcrite nodular, vênulas de carbonato e rizocrecções, concreções cilíndricas, por vezes, ramificadas de carbonato de tamanhos que variam de 5 a 30 cm de comprimento.

Foram identificadas fraturas com preenchimento de carbonato de cálcio. Esses planos eventualmente são contínuos ou paralelos a fraturas no embasamento, possível resultado de reativações neotectônicas de estruturas do embasamento após a sedimentação, não excluindo a possibilidade de deformações sindeposicionais e/ou penecontemporâneas quando apenas nos depósitos.

Seção Guabirotuba 2

Constituída essencialmente da associação de depósitos de planície de inundação, na qual na base há predominância da fácies lamosa (SG), com ocorrência de calcrite maciço

a nodular. Para o topo, ocorrem intercalações da fácies Sl e Fm (FF + LS), em que as porções arenosas são salientadas no afloramento pelo calcrite laminar, que, por vezes, oblitera as estruturas internas.

É principalmente nessa seção que são encontrados icnofósseis, em forma de galerias com ou sem preenchimento, os quais ocorrem principalmente nas fácies arenosas, geralmente associados a horizontes de calcrite laminar.

As camadas de areia, de contato inferior erosivo abrupto, por vezes, têm os limites inferior e superior ondulados, como a camada superior do perfil SG2b, a qual apresenta ondulação de perfil aparentemente simétrico, com comprimento de onda de 40 cm, amplitude de 2 cm e eixo de crista de direção N350.

Além de delgadas vênulas de carbonato de cálcio na base da seção, foram encontrados planos de deposição de

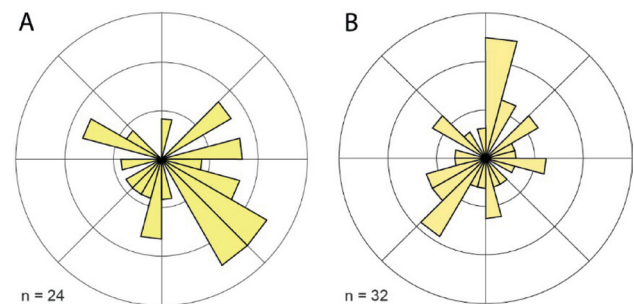


Figura 10. Diagramas de rumos de paleocorrentes medidas nas associações: (A) de preenchimento de canal, fácies St. n = 24; (B) de planície de inundação, fácies Sp e Sl. n = 32. Intervalos de 15° e contornos de 5°.

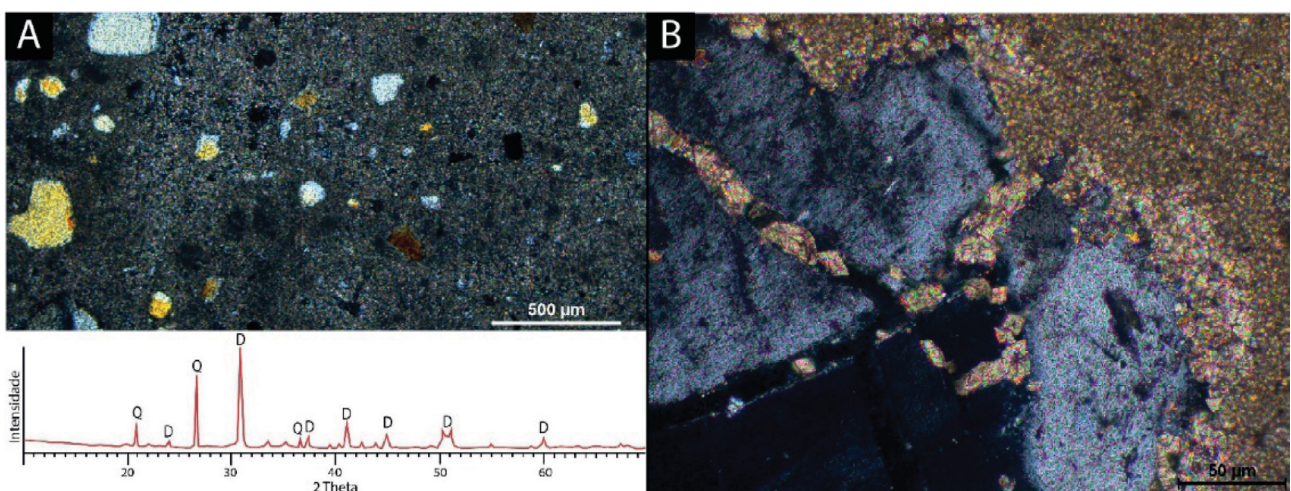


Figura 9. Calcrite maciço. (A) amostra com arcabouço de granulação predominantemente areia fina da seção SG1. Difratoograma da amostra total exibindo picos dos grãos de quartzo (Q) e cimento de dolomita (D); (B) cristais romboédricos encontrados nas bordas dos grãos, por vezes, crescendo em fraturas, em amostra com arcabouço mal selecionado, variando de areia fina a grânulo, da seção SG3.

carbonato remobilizado, que seccionam obliquamente as camadas de calcete laminar e apresentam mergulhos de cerca de 50°, estes apresentam limites difusos, com espessura, em média, de 5 cm.

Seção Guabiro tuba 3

Constituída da associação de depósitos de planície de inundação, com predomínio da fácies Fm (SG) intercalado a delgadas camadas lenticulares das fácies Sp e Fl (CH/LS). Na base da seção, em não conformidade com os sedimentos, afloram xistos com foliação principal de atitude 15/30. Sobre as depressões da superfície de erosão no embasamento, encontram-se lentes de cascalhos da fácies Gh e areias da fácies Sm (SG). Uma camada de calcete maciço, sobre os sedimentos alojados na superfície de erosão, marca o começo das lammas para o topo da seção.

Próximos à transição das argilas esverdeadas para avermelhadas, que acontece na parte superior da seção, ocorrem cristais róseos de lantanita. Os cristais, de até 3 cm, são encontrados na superfície do afloramento com hábito placóide, em roseta ou anédrico, por vezes, maciço incrustando porções de sedimentos.

DISCUSSÃO

Contexto deposicional

As duas associações de fácies, de preenchimento de canal e de planície de inundação, assemelham-se aos depósitos sedimentares de sistemas fluviais distributários descritos por Fisher et al. (2007), Nichols e Fisher (2007), ou distributivos de Weissmann et al. (2010, 2015), além de condizerem com a interpretação proposta por Lima et al. (2013) ao caracterizarem regionalmente a Formação Guabiro tuba.

A porção intermediária do segmento SG1, associação de preenchimento de canal, muito se parece com as associações encontradas nas zonas proximais do sistema fluvial distributário descritas por Nichols e Fisher (2007). Os autores as caracterizam como depósitos de barras compostas por fácies arenosas (SB) ou cascalhosas (GB) com clastos imbricados e estratificações cruzadas, de rios entrelaçados. Eles também descrevem a preservação de depósitos de canais amalgamados, indicando alta mobilidade, migração lateral e ausência de depósitos de planície de inundação devido ao retrabalhamento pelas repetidas avulsões características do sistema.

Enquanto as associações de planície de inundação que constituem a SG2 e a SG3, camadas métricas de depósitos de lammas maciças (SG), intercaladas com pequenas lentes ou lençóis de areia (LS), são similares às características descritas por Fisher et al. (2007) para porções mais distais do sistema fluvial distributário. Ali predominam camadas

espessas e contínuas de lammas maciças depositadas por fluxos subaéreos desconfiados, de baixa energia. Junto a essas lammas ocorrem delgados depósitos de preenchimento de canal, lentes e lençóis de areia formados principalmente por espriamento lateral e terminal de canais, por vezes, interdiguados a depósitos de lagos rasos e efêmeros.

As camadas tabulares de areia (LS) do perfil SG2b apresentam limites superiores com ondulações simétricas, similares ao descrito por Fisher et al. (2007) para depósitos distais do sistema fluvial distributário da Bacia de Ebro, Espanha. Os autores interpretaram-nas como depósitos de fluxos desacelerantes, que desembocam em lago raso, com posterior retrabalhamento por ondas. As ondulações aqui descritas podem também ser atribuídas a acomodações atectônicas posteriores à deposição, de sobrecarga, decorrentes de pequenos movimentos gravitacionais, ou até de respostas a esforços tectônicos compressivos direção EW (Salamuni et al., 2003), que formariam estruturas de orientação NS, similares às dos eixos de cristas das ondulações.

A correlação das associações de fácies com o modelo deposicional de sistema fluvial distributário (Tabela 2) indica que nessa porção da bacia ocorreram intercalações de depósitos distais e proximais do sistema. Rumos de paleocorrentes medidos no local, mesmo com a grande dispersão característica de rios entrelaçados, sugerem essa intercalação devido à interação de sistemas deposicionais adjacentes. Não se descarta, portanto, a possibilidade de corresponderem a depósitos de rios provenientes da borda oposta da bacia, como proposto por Lima et al. (2013).

Composição

As fácies cascalhosas são compostas de uma variedade de litoclastos, além dos clastos de quartzo e feldspatos.

Tabela 2. Correlação entre associações de fácies e localização no sistema fluvial distributário.

Seção	Fácies	Elemento arquitetônico	Associação	Porção do sistema
SG1	Gh, Gm, St, Sp, Fm	CH, GB, SB	Canal	Proximal
	Fm	LS/FF, SG		
SG2	Sl, Fm	LS/FF, SG	Planície De Inundação	Distal
	Sp, Fl, Sm, Fm	CH, LS/FF, SG		

Seções - SG1: Guabiro tuba 1; SG2: Guabiro tuba 2; SG3: Guabiro tuba 3; Gh: cascalho sustentado por arcabouço; Gm: cascalho sustentado por matriz; St: areia com estratificação cruzada acanalada; Sp: areia com estratificação cruzada tabular; Sl: areia com estratificação cruzada com baixo ângulo de mergulho; Sm: areia maciça; Fl: lama arenosa com laminação plano-paralela; Fm: lama maciça; CH: canal; GB: barra cascalhosa; SB: barra arenosa; SG: sedimentos de fluxo de gravidade; LS: lençol de areia; FF: sedimentos de transbordamento.

Essa composição condiz com a natureza da área fonte da porção oeste da bacia, fornecedora de material proveniente da alteração do embasamento exposto nas bordas, ou seja, de rochas do Complexo Atuba e do Grupo Açungui, como apontado por estudo de proveniência de Machado et al. (2012).

Quanto à maturidade, predominam sedimentos imaturos composicional e texturalmente. Essas características podem ser indicativas de rápida deposição e/ou pouco transporte, possivelmente associada à tectônica característica da bacia com criação de espaço de acumulação em período relativamente curto. Além disso, sistemas fluviais distributivos têm padrão agradacional predominante, contribuindo para a preservação dos minerais mais instáveis. Também podem ser aventados como fatores que contribuíram para tal imaturidade a geração, o transporte e a deposição de sedimentos em ambiente com intemperismo químico brando evidenciado pela presença de matriz e argilas expansivas e pelo desenvolvimento de calcretes.

Processos atuais de intemperismo e pedogênese atuantes sobre os sedimentos expostos seriam responsáveis, assim como descrito por Bigarella e Salamuni (1962), pela cor das argilas em tons avermelhados no topo do afloramento. Análises químicas realizadas por Kormann (2002) indicaram passagem de esmectita para caulinita (neoformação), concentração de sílica e lixiviação dos elementos maiores nas argilas avermelhadas, assim como ocorrência de illita, atribuída ao intemperismo de feldspatos.

Calcretes

A cimentação carbonática descrita tem gênese associada à acumulação de carbonatos próxima à superfície, por influência de processos de desenvolvimento de solo (calcrete pedogenético) ou variações e saturação do nível freático (calcrete freático). As duas formas de desenvolvimento de calcretes podem formar perfis similares, que apresentam texturas nodular, laminar e maciço/crosta dura (Alonso-Zarza e Wright, 2010).

Nas seções estudadas, os intervalos nodulares e laminares estão associados às fácies mais finas, com predomínio de lamelas e algumas camadas de areias (SG2 e SG3). Provavelmente, formaram-se em partes mais calmas do ambiente deposicional, contexto de menor energia e taxa de sedimentação, em que haveria condições adequadas para o desenvolvimento de vegetação, mesmo que temporariamente. Ali se daria a formação de perfis imaturos/pouco evoluídos de solos e a fixação do carbonato de cálcio induzida por processos biológicos. A ocorrência de rizocresções e icnofósseis nessas fácies ratifica a hipótese da origem edáfica na formação desses intervalos de calcretes.

Já os calcretes de textura maciça, ou dolocretes, por sua constituição em parte dolomítica, são encontrados na forma de estratos métricos associados às fácies mais arenosas.

Tais camadas são compostas por carbonato de textura micrítica sustentando componentes siliciclásticos, com cristais maiores de forma romboédrica envolvendo os grãos. Essas são características da microtextura do tipo alfa (Wright, 1990), que, com as feições macroscópicas, indicam ser calcretes de origem freática, conforme descrito por Alonso-Zarza e Wright (2010). Essas camadas são encontradas próximas ao topo do embasamento, que poderia ter atuado como barreira para circulação da água e contribuído para a concentração de íons e a precipitação dos carbonatos nos estratos mais porosos e permeáveis dos sedimentos. Esse tipo de calcrete também é encontrado como fragmentos retrabalhados constituindo parte do arcabouço em fácies arenosas e cascalhosas, indicando contemporaneidade entre a formação e o retrabalhamento associado à sedimentação da unidade.

Neoestratótipo

Ao descrever os sedimentos que preencheram a Bacia de Curitiba, Bigarella e Salamuni (1962) indicaram o afloramento localizado no cruzamento da atual BR 476 com a Avenida Senador Salgado Filho, no bairro Guabirota, como o local com *as melhores exposições dos sedimentos* (sic, Figura 11A). A unidade recebeu, assim, a designação de Formação Guabirota, homônima ao bairro. Todavia, a urbanização encobriu a antiga exposição, tornando-a inacessível para observação devido às contenções de talude e à cobertura vegetal que garantem a segurança da rodovia.

Entretanto, o Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba, local dos estudos aqui relatados, constitui exposição representativa da unidade, formada por associações litofaciológicas similares às descritas como seção original por Bigarella e Salamuni (1962), ao definirem a unidade. No novo local, aqui designado como *neoestratótipo* para a Formação Guabirota, observam-se intercalações de lamelas e areias, com intervalos de cimentação carbonática (calcretes, originalmente descritos como margas), limite inferior em contato com o embasamento (superfície de não conformidade). A única diferença recai sobre a inversão da relação lamelas/areia, por causa da diferença dos afloramentos em relação à posição na bacia e ao seu preenchimento (Figura 11B).

O estabelecimento da nova seção-tipo no Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba possibilita, ainda, atualizar sua representatividade quanto ao grau de conhecimento sobre a bacia paleógena, por ser o local de importante ocorrência fóssilífera da *Fauna Guabirota*. Ademais, a localização do estratótipo da Formação Guabirota no interior de uma ARIE, protegida por lei, auxiliará na preservação da seção-tipo e constitui garantia de que será um local privilegiado para pesquisas, atividades didáticas e de difusão científica, enfim, de aplicação dos modernos preceitos de geoconservação.

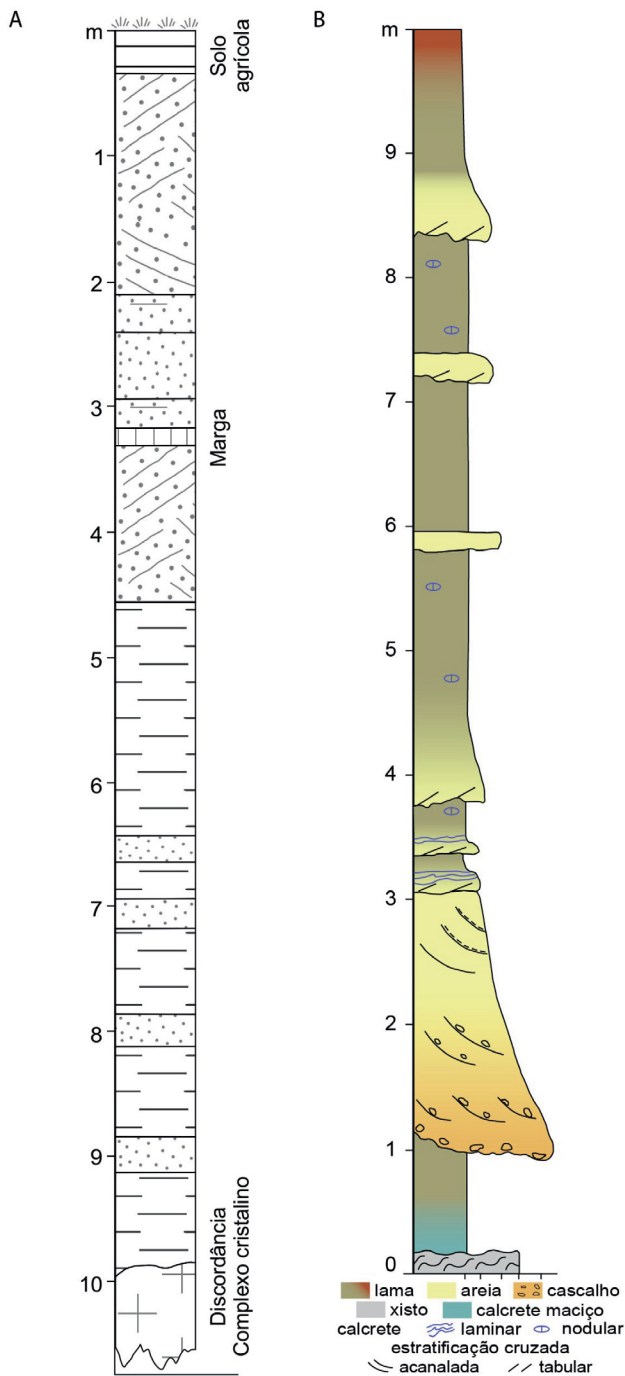


Figura 11. Formação Guabirota: (A) Perfil descrito no bairro Guabirota por Bigarella e Salamuni (1962), redesenhado. As texturas, mantidas como no original, seguem padrão gráfico usual para os intervalos granulométricos e estruturas sedimentares. A descrição detalhada do perfil pode ser encontrada no artigo supracitado; (B) perfil composto, definido como nova seção-tipo para a Formação Guabirota, descrito no geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba na Cidade Industrial de Curitiba.

CONCLUSÃO

Na área designada Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba foram reconhecidas duas associações de fácies, compostas por oito fácies sedimentares e seis elementos arquitetônicos correspondentes a depósitos de preenchimento de canal e de planície de inundação, atribuídas a sistemas fluviais distributários.

Os depósitos da porção proximal do sistema são constituídos de barras arenosas e cascalhosas preenchendo canais de rios entrelaçados, parcialmente sobrepostos e lateralmente amalgamados, formadas pelo crescimento e pela migração de dunas subaquosas. Já a porção distal é formada por espessas camadas de lama intercaladas com delgadas lentes e lençóis de areia, essas correspondentes a depósitos de fluxos desconfinados na planície de inundação.

A imaturidade composicional e textural dos sedimentos resulta de fatores climáticos, com intemperismo químico brando resultando na formação de argilas expansivas e preservação de parte dos feldspatos, e deposicionais, pouco transporte e rápida deposição, característicos de bacias do tipo rifte, com rápida criação de espaço e proximidade de áreas-fonte soerguidas.

As texturas macro e microscópicas dos calcaretes permitiram separar sua gênese em: pedogenética, para os horizontes laminares e nodulares associados a sedimentos de granulação fina, e freática, para os estratos maciços em sedimentos de granulação mais grossa, geralmente próximos ao contato com o embasamento. Além disso, algumas deformações, sobretudo da estratificação, estão associadas com a ocorrência da cimentação carbonática concentrada em núcleos, que em parte engloba as estruturas, mas localmente as deforma no processo de desenvolvimento dos horizontes de crostas duras.

Fraturas e falhas de pequeno deslocamento seccionando os depósitos, às vezes em continuidade com estruturas tectônicas do embasamento, atestam a ocorrência de atividades neotectônicas, já identificadas para a bacia. Ocasionalmente, essas estruturas são evidenciadas pelo preenchimento por carbonatos remobilizados dos intervalos de calcarete. Não se exclui a possibilidade de deformações sin-genéticas associadas à acomodação gravitacional ou a desestabilizações, pois a tectônica também contribui para a formação dessas descontinuidades.

As características composicionais e texturais descritas, representativas da Formação Guabirota, aliadas ao fato de abrigarem novas e importantes ocorrências fossilíferas, assim como a localização protegida em unidade de conservação, permitem propor, aqui, a designação formal do *Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba* como área-tipo da Formação Guabirota, com a composição de seus cortes caracterizando a *nova seção-tipo* ou *neoestratótipo* da unidade.

AGRADECIMENTOS

Agradecimentos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), a concessão de bolsa de estudos à autora, para o desenvolvimento da pesquisa, e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), a bolsa de produtividade em pesquisa ao segundo autor. Agradecimentos também são devidos aos amigos que auxiliaram nos trabalhos de campo, ao Laboratório de Minerais e Rochas da Universidade Federal do Paraná (Lamir), pela confecção de seções delgadas e análises de difração de raios X, assim como aos relatores, pelas sugestões que fizeram para aprimorar este artigo.

REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M. (1976). The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(Supl.), 15-26.
- Alonso-Zarza, A. M., Wright, V. P. (2010). Calcretes. In: A. M. Alonso-Zarza, L. H. Tanner (Eds.), *Developments in Sedimentology* (v. 61, p. 225-267). Amsterdã: Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(09\)06105-6](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(09)06105-6)
- Azevedo, F. F. (1981). Thecamoebianas e organófitas na Formação Guabirota. *III Simpósio Regional de Geologia*, 2, 226-242. Curitiba: SBG.
- Becker, R. D. (1982). *Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional*. Tese (Doutorado). Porto Alegre: Pós-graduação em Geociências, UFRGS.
- Bigarella, J. J., Salamuni, R. (1958). Consideração sobre o paleoclima da bacia de Curitiba. *Boletim do Instituto de História Natural*, 1, 1-10.
- Bigarella, J. J., Salamuni, R. (1959). Notas complementares à planta geológica da cidade de Curitiba e arredores. *Boletim do Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas*, 40, 1-14.
- Bigarella, J. J., Salamuni, R. (1962). Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. *Boletim da Universidade Federal do Paraná*, 7, 1-164.
- Bigarella, J. J., Salamuni, R., Ab'sáber, A. N. (1961). Origem e ambiente de deposição da Bacia de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geografia*, 4/5, 71-81.
- Carvalho, P. F. (1934). Geologia do município de Curitiba. *Boletim DNPM-SGM*, 82, 1-21.
- Coimbra, A. M., Riccomini, C. (1985). Considerações paleoambientais sobre as ocorrências de caliche nas bacias de Curitiba (PR), Taubaté (SP), Resende (RJ). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57(4), 517-518. Disponível em: <<http://memoria.bn.br/DocReader/158119/28047>>. Acesso em: 19 jun. 2020.
- Coimbra, A. M., Riccomini, C., Sant'anna, L. G., Valarelli, J. V. (1996). Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. *XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia*, 1, 135-137. Salvador: SBG.
- Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). (2004). *Unidades litoestratigráficas 1:1.000.000 2004 formato shapefile*. Disponível em: <<http://geowebapp.cprm.gov.br>>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Coutinho, J. M. V. (1955). Lantanita de Curitiba, Paraná. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, (13), 119-126. <https://doi.org/10.11606/bmffclusp.v0i13.121468>
- Cunha, P. V. C. (2011). *Gênese de calcretes da Formação Guabirota, Bacia de Curitiba, Paraná*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Pós-graduação em Geologia, UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/26941>>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Cunha, R. F. (2016). *Contexto Paleambiental e Tafonomia da Assembléia Fóssil da Formação Guabirota, Bacia De Curitiba, Paraná*. Dissertação (Mestrado). Curitiba: Pós-Graduação em Geologia, UFPR. Disponível em: <<http://hdl.handle.net/1884/43406>>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Environmental Systems Research Institute (ESRI). (2020). *Basemap World Imagery*. Earthstar Geographics TerraColor imagery of Earth. Disponível em: <goto.arcgisonline.com/maps/World_Imagery>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Fernandes, L. A., Lima, F. F., Sedor, F. A., Vargas, J. C., Dias, E. V. (2016). Geossítio Bacia Sedimentar de Curitiba: conservação de patrimônio geológico de excepcional relevância científica em área urbana. *XLVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre: SBG. Disponível em: <<http://cbg2017anais.siteoficial.ws/anais48cbgcompleto.pdf>>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Fisher, J. A., Nichols, G. J., Waltham, D. A. (2007) Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributary systems: Examples from the Miocene Luna and Huesca Systems, northern Spain. *Sedimentary Geology*, 195(1-2), 55-73. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.005>

- Garcia, M. J., Lima, F. M., Fernandes, L. A., Melo, M. S., Dino, R., Antonioli, L., Menezes, J. B. (2013). Idade e palinologia da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba, PR, Brasil. *XXIII Congresso Brasileiro de Paleontologia/ Simpósio de Paleontologia Brasil-Portugal*, 1, 125. Gramado: SBP.
- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). (2015). *Municípios (41MUE250GC_SIR), UFs (BRUFE250GC_SIR)* formato *shapefile*. Download em: <mapas.ibge.gov.br/bases-e-referenciais/bases-cartograficas/malhas-digitais>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Kormann, A. C. M. (2002). *Comportamento geomecânico da Formação Guabirotuba: estudos de campo e laboratório*. Tese (Doutorado). São Paulo: Escola Politécnica, USP. <https://doi.org/10.11606/T.3.2002.tde-20072009-092526>
- Liccardo, A., Weinschütz, L. C. (2010). Registro inédito de fósseis de vertebrados na bacia sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 40(3), 330-338. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.2010403330338>
- Lima, F. F., Sedor, F. A., Fernandes, L. A., Vargas, G. C., Dias, E. V., Silva, D. D. (2015). Guabirotuba geosite, Curitiba Basin, Brazil: exceptional geological heritage at risk in an urban area. *VIII International ProGEO Symposium*, 86-87. Reykjavík: ProGEO.
- Lima, F. M., Fernandes, L. A., Melo, M. S., Góes, A. M., Machado, D. A. M. (2013). Faciologia e contexto deposicional da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba (PR). *Brazilian Journal of Geology*, 43(1), 168-184. <http://dx.doi.org/10.5327/Z2317-48892013000100014>
- Maack, R. (1947). Breves Notícias Sobre a Geologia dos Estados do Paraná e Santa Catarina. *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 2, 63-154.
- Machado, D. A. M., Fernandes, L. A., Góes, A. M., Mesquita, M. J., Lima, F. M. (2012). Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(3), 563-572. <http://dx.doi.org/10.5327/Z0375-75362012000300010>
- Miall, A. D. (1977). A review of the braided-river depositional environment. *Earth-Science Reviews*, 13(1), 1-62. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(77\)90055-1](https://doi.org/10.1016/0012-8252(77)90055-1)
- Miall, A. D. (1985). Architectural-element analysis: A new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Science Reviews*, 22(4), 261-308. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(85\)90001-7](https://doi.org/10.1016/0012-8252(85)90001-7)
- Miall, A. D. (2006). *The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology*. 4. ed. Berlin: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-662-03237-4>
- Nichols, G. J., Fisher, J. A. (2007). Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits. *Sedimentary Geology*, 195(1-2), 75-90. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2006.07.004>
- Oliveira, A. I., Leonardos, O. H. (1943). *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro: Serviço de Informação Agrícola/Ministério da Agricultura.
- Oliveira, E. P. (1927). *Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná*. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil.
- Riccomini, C. (1989). *O rift continental do sudeste do Brasil*. Tese (Doutorado). São Paulo: Instituto de Geociências, USP. <https://doi.org/10.11606/T.44.1990.tde-18032013-105507>
- Riccomini, C., Sant'anna, L. G., Ferrari, A. L. (2004). Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: V. Mantesso Neto, A. Bartorelli, C. D. R. Carneiro, B. B. Neves (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, p. 383-405. São Paulo: Beca. Disponível em: <https://www.researchgate.net/publication/281589766_Evolucao_geologica_do_rift_continental_do_sudeste_do_Brasil_2004>. Acesso em: 12 jun. 2020.
- Salamuni, E., Ebert, H. D., Borges, M. S., Hasui, Y., Costa, J. B. S., Salamuni, R. (2003). Tectonics and sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(8), 901-910. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(03\)00013-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(03)00013-0)
- Salamuni, E., Ebert, H. D., Hasui, Y. (2004). Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(4), 469-478.
- Salamuni, E., Salamuni, R., Ebert, H. D. (1999). Contribuição à geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba. *Boletim Paranaense de Geociências*, (47), 123-142.
- Sedor, F. A., Dias, E. V., Fernandes, L. A., Lima, F. F., Vargas, J. C., Silva, D. D. (2017a). Geossítio Bacia sedimentar de Curitiba (Formação Guabirotuba): características, importância paleontológica e conservação. *IV Simpósio Brasileiro de Patrimônio Geológico & II Encontro Luso-Brasileiro de Patrimônio Geomorfológico e Geoconservação*, 152-156. Ponta Grossa.

- Sedor, F. A., Oliveira, E. V., Silva, D. D., Fernandes, L. A., Cunha, R. F., Ribeiro, A. M., Dias, E. V. (2014). A new South American Paleogene fauna, Guabirota Formation (Curitiba, Paraná State, south of Brazil). *IV International Palaeontological Congress*, 614. Mendoza.
- Sedor, F. A., Oliveira, E. V., Silva, D. D., Fernandes, L. A., Cunha, R. F., Ribeiro, A. M., Dias, E. V. (2017b). A New South American Paleogene Land Mammal Fauna, Guabirota Formation (Southern Brazil). *Journal of Mammalian Evolution*, 24, 39-55. <https://doi.org/10.1007/s10914-016-9364-7>
- Siemiradzki, J. (1898). Geologische Reisebeobachtungen in Süd-Brasilien. *Kaiserlich-königlichen hof-und Staatsdruckerei*, 107(1), 23-40.
- Siga Jr., O., Basei, M. A. S., Reis Neto, J. M., Machiavelli, A., Harara, O. M. (1995). O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP. Série Científica*, 26, 69-98. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v26i0p69-98>
- Walker, R. G. (1992). Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R. G. Walker, N. P. James (Eds.), *Facies models: response to sea level changes*, p. 1-14. Stittsville: Geological Association of Canada.
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Nichols, G. J., Scuderi, L. A., Olson, M., Buehler, H., Banteah, R. (2010). Fluvial form in modern continental sedimentary basins: Distributive fluvial systems. *Geology*, 38(1), 39-42. <https://doi.org/10.1130/G30242.1>
- Weissmann, G. S., Hartley, A. J., Scuderi, L. A., Nichols, G. J., Owen, A., Wright, S., Felicia, A. L., Holland, F., Anaya, F. M. L. (2015). Fluvial geomorphic elements in modern sedimentary basins and their potential preservation in the rock record: A review. *Geomorphology*, 250, 187-219. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.09.005>
- Wright, V. P. (1990). A micromorphological classification of fossil and recent calcic and petrocalcic microstructures. *Developments in Soil Science*, 19, 401-407. [https://doi.org/10.1016/S0166-2481\(08\)70354-4](https://doi.org/10.1016/S0166-2481(08)70354-4)
- Zalán, P. V., Oliveira, J. A. B. (2005). Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13(2), 269-300.