

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA, PR

CURITIBA

2010

Livros Grátis

<http://www.livrosgratis.com.br>

Milhares de livros grátis para download.

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA, PR

Dissertação apresentada ao curso de pós-graduação em Geologia, Área de concentração em Geologia Exploratória, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Geologia.

Orientador: Luiz Alberto Fernandes (UFPR).

CURITIBA

2010

TERMO DE APROVAÇÃO

FÁBIO MACEDO DE LIMA

FACIOLOGIA E AMBIENTES DEPOSICIONAIS DA FORMAÇÃO GUABIROTUBA,
BACIA DE CURITIBA, PR

Dissertação aprovada como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre no curso de Pós-Graduação em Geologia, Departamento de Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, pela seguinte banca examinadora:

Orientador: _____
Prof. Dr Luiz Alberto Fernandes
Universidade Federal do Paraná,
UFPR

Co-orientador: _____
Prof. Dr. Mário Sérgio de Melo
Universidade Estadual de Ponta Grossa
UEPG

Prof^a. Dr^a. Ana Góes
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo
IGc-USP

Prof. Dr. Eduardo Salamuni
Universidade Federal do Paraná,
UFPR

AGRADECIMENTOS

A minha família: Bernardino, Zeila, Patrícia e Daniela, pelo apoio e compreensão nos momentos difíceis;

Aos primos que me receberam em sua casa: Edson, Léa, Talita e Henrique;

Ao meu orientador Luiz Alberto Fernandes, pelas conversas, discussões, orientações, sugestões e correções;

Ao meu co-orientador Mário Sérgio de Melo, pelas discussões e minuciosas observações;

A Fundação Araucária; agência financiadora de projeto Potencial das Argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro, Piraí do Sul-PR (POTE);

A Coordenadoria de Aperfeiçoamento Pessoal (CAPES), pela concessão de bolsa de estudos;

As colegas de trabalho de campo Denise Machado e Paola Cunha, com quem compartilhei muita chuva, sol, frio, calor, trânsito, atoleiros, bolachas, insetos e lama;

Ao técnico do Laboratório de Estudos Sedimentológicos (LABeSED), Daniel paredes, por ajudar nos trabalhos de campo e no processamento de amostras;

A Rodolfo José Angulo e Ana Maria Góes, pelas correções e sugestões no trabalho de Qualificação;

Aos coordenadores do Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST), Rodolfo José Angulo e Maria Cristina Souza, por cederem veículo para campo;

Ao coordenador do Laboratório de Análises de Bacia e Petrofísica (LABAP), Fernando Mancini, também por ceder veículo para campo;

Ao Prof. Eduardo Salamuni, pelas discussões e material sobre a Bacia de Curitiba;

Aos colegas da pós-graduação e graduação em Geologia: Isabele Silva, João Paulo Schultz, Júlia Lemos, Edimar Perico, Marcelo Muller, Maria Luiza dos Anjos e Bruno Simioni;

A César, Cristiane e Saul, amigos conterrâneos que muitas vezes me ajudaram a superar um dos muitos dias cinzas.

*Think about the times when you're happy,
Think about the times when you're sad.
Think about the life you are living,
Think about your life and be glad.*

*You are living,
you are in the world,
And your life belongs to you.*

*You are living,
you are of the earth,
And the earth is of you too.*

*There'll be times when you are lonely,
There'll be times when you are down.
They are times you remember,
With a smile or with a frown.*

*"Think about the times"
Ten Years After*

RESUMO

A Bacia de Curitiba situa-se na porção leste do Estado do Paraná, região sul do Brasil. Tem forma alongada na direção NE, e pertence ao Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Atualmente tem cerca de 3000km² de área e espessura máxima de 85 m de sedimentos, designados de Formação Guabirota. O embasamento é constituído principalmente por rochas gnáissico-graníticas do Complexo Atuba. As áreas altas adjacentes são formadas por rochas granitóides (Província Graciosa) a leste, e rochas metamórficas a oeste (Grupo Açungui), todas de idade proterozóica. Durante o início do Cenozóico (Paleógeno), esforços tectônicos distensivos atuaram na margem sul e sudeste do Brasil, reativando estruturas do embasamento com deslocamento normal dominante. Assim, foram gerados hemi-grábens com sistemas de leques aluviais marginais. Os estudos realizados objetivaram sistematizar a descrição, interpretação genética e distribuição das associações faciológicas dos sedimentos que preenchem a Bacia de Curitiba. Foram identificadas seis associações de fácies: *A*, *B*, *C* e *D* correspondem a depósitos de sistemas de leques aluviais, e exibem passagens graduais da borda leste para o interior da bacia. As associações *C* e *D*, mais distais, intercalam-se com depósitos da *Associação de fácies E*, cuja origem está relacionada a sistemas de leques aluviais provindos da borda oeste. A *Associação de fácies F* ocorre na extremidade norte, representando sedimentos atribuídos a ambiente deposicional fluvial de menor energia. As resultantes de paleocorrentes exibem rumo médio das bordas para o interior, mas com discreta tendência para norte-noroeste. Tal resultado combinado à atual posição dos sedimentos e a distribuição das associações de fácies sedimentares permite deduzir que as dimensões originais da Bacia de Curitiba foram maiores que as encontradas hoje e a paleodrenagem corria em sentido diverso do atual.

Palavras-chave: faciologia de bacias rifte, Curitiba, Formação Guabirota, riftes do sudeste do Brasil, estratigrafia

ABSTRACT

The Curitiba Basin is located on the east of Paraná State, southern Brazil region. It has elongated shape to NE direction, and belongs to Southern Brazil Cenozoic Rift System. Currently it has an area of approximately 3000km² and its utmost sediment thickness is of 85 m, known as Guabirotuba Formation. Its bedrock is composed mainly of Complexo Atuba granitic-gneissic rocks, and adjacent highlands are made of granitoid rocks (Provincia Graciosa) on the east, and metamorphic rocks on the west (Grupo Açungui), all of them from Proterozoic age. Throughout the beginning of Cenozoic age (Paleogene), the southern and southeastern regions of Brazil were affected by extensional tectonic shear, reactivating bedrock faults with normal slip. Thus, hemi-grabens and marginal systems of alluvial fans have been generated. This research was an attempt to systematize the description, genetic interpretation and faciological associations distribution in the Curitiba Basin. Six facies associations filling the basin were recognized: A, B, C and D are deposits of alluvial fan systems, and have gradual transformation from the eastern border to the basin inland. The most distal C and D associations are interfingering with deposits of facies association E, whose origin is related to alluvial fan systems from the western border. The F facies association occurs at the northernmost limit, and its sediments are related to fluvial depositional environment of lower energy. Paleocurrent data indicates average resultant direction from the edges to the interior, but with slight trend towards north-northeast. Such results combined with the actual sediment position and the distribution of sedimentary facies associations allow to suggest that ; the original dimensions of t Curitiba Basin were higher than today's and that the paleodrainage flow was to a different direction than the actual

Key-words: *rift basin lithofaciology, Curitiba, Guabirotuba Formation, southeast Brazil rift, stratigraphy*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Limites atuais dos sedimentos da Bacia de Curitiba	11
Figura 2: Preceitos básicos para obtenção de paleocorrentes	18
Figura 3: Modelo de leque aluvial	21
Figura 4: Modelo de sistema deposicional de canais entrelaçados	22
Figura 5: Modelo de sistema deposicional de canais meandrantos	24
Figura 6: Modelo de sistema deposicional de canal anastomosado	25
Figura 6: Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB)	26
Figura 8: Evolução tectono-sedimentar do segmento central do SRCSB	27
Figura 9: Mapa do contorno estrutural do embasamento	31
Figura 10: Evolução tectono-sedimentar da bacia sedimentar de Curitiba	33
Figura 11: Mapa do contorno estrutural da bacia sedimentar de Curitiba	34
Figura 12: Superfícies erosivas do primeiro planalto paranaense	42
Figura 13: Principais estruturas que condicionam a calha da Bacia de Curitiba	88
Figura 14: Diagramas de rosáceas com rumo de resultantes de paleocorrentes	88
Figura 15: Seção transversal a Bacia de Curitiba	94
Figura 16: Ambientes deposicionais da Formação Guabirota	98

LISTA DE ESTAMPAS

Estampa 1	47
Estampa 2	49
Estampa 3	52
Estampa 4	53
Estampa 5	70
Estampa 6	71
Estampa 7	76
Estampa 8	79
Estampa 9	82
Estampa 10	83
Estampa 11	92

LISTA DE PAINÉIS

Painel 1	57
Painel 2	59
Painel 3	61
Painel 4	63
Painel 5	65
Painel 6	67

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Classificação de litofácies	14
Quadro 2: Elementos arquitetônicos	16
Quadro 3: Relação de arquivos digitais empregados no mapeamento	19
Quadro 4: Síntese das propostas estratigráficas para a Bacia de Curitiba	29
Quadro 5: Síntese da evolução tectônica da Bacia de Curitiba	32
Quadro 6: Principais unidades do embasamento da Bacia de Curitiba	34
Quadro 7: Fácies sedimentares identificadas nos sedimentosa	43
Quadro 8: Associações de fácies sedimentares da Formação Guabirota	54
Quadro 9: Locais de medidas de paleocorrentes	68
Quadro 10: Contexto deposicional das associações de fácies	72

LISTA DE MAPAS

Mapa 1: Distribuição das associações de fácies	84
Mapa 2: Dados de paleocorrentes	89

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	OBJETIVOS	12
3	MÉTODOS E TÉCNICAS	13
3.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	13
3.2	LEVANTAMENTOS DE CAMPO	13
3.3	ESTUDOS DE LITOFACIOLOGIA.....	14
3.4	ANÁLISE DE PALEOCORRENTES.....	17
3.5	ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS	18
3.6	CONFEÇÃO DE MAPAS.....	19
4	REVISÃO CONCEITUAL	20
4.1	MODELOS DEPOSICIONAIS.....	20
4.1.1	Sistema de leques aluviais	20
4.1.2	Sistema fluvial entrelaçado (<i>braided</i>)	21
4.1.3	Sistema fluvial meandrante	22
4.1.4	Sistema fluvial anastomosado.....	24
4.2	SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL	25
4.3	BACIA DE CURITIBA.....	28
4.3.1	Estratigrafia	29
4.3.2	Evolução tectônica	30
4.3.3	Contorno estrutural do embasamento da Bacia de Curitiba	32
5	GEOLOGIA REGIONAL	34
5.1	COMPLEXO ATUBA.....	35
5.2	GRUPO AÇUNGUI	36
5.3	COMPLEXO SETUVA	37
5.4	PROVÍNCIA GRACIOSA	37
5.5	GRANITO CERNE	39
5.6	FORMAÇÃO CAMARINHA.....	39
6	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS	41
6.1	SUPERFÍCIES DE APLAINADAS DO PRIMEIRO PLANALTO PARANAENSE	41
7	RESULTADOS	43
7.1	FÁCIES SEDIMENTARES.....	43
7.1.1	Fácies cascalho maciço sustentado por matriz (<i>Gmm</i>).....	44
7.1.2	Fácies cascalho sustentado pelo arcabouço (<i>Gcm</i>).....	44
7.1.3	Fácies cascalho estratificado sustentando por matriz (<i>Gp</i>).....	45
7.1.4	Fácies areia maciça (<i>Sm</i>).....	45
7.1.5	Fácies areia com gradação inversa (<i>Si</i>)	46
7.1.6	Fácies areia com estratificação plano-paralela (<i>Sh</i>).....	46
7.1.7	Fácies areia com estratificação cruzada tabular (<i>Sp</i>).....	46
7.1.8	Fácies areia com estratificação cruzada acanalada (<i>St</i>)	48
7.1.9	Fácies areia com marcas onduladas (<i>Sr</i>).....	48
7.1.10	Fácies lama maciça (<i>Fm</i>)	48
7.1.11	Fácies lama arenosa com laminação cruzada (<i>Fi</i>)	50
7.1.12	Fácies lama com laminação plano-paralela (<i>Fh</i>).....	50
7.2	FÁCIES EO/TELODIAGENÉTICAS.....	50
7.2.1	Fácies <i>eodiagenética</i> : calcretes pedogenéticos maciços laminares (<i>Plc</i>) e nodulares (<i>Pnc</i>).....	51
7.2.2	Fácies <i>telodiagenética</i> : crosta ferruginosa (<i>Pfc</i>).....	51
7.3	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES.....	54

7.3.1	Associação A.....	55
7.3.2	Associação B.....	58
7.3.3	Associação C.....	58
7.3.4	Associação D.....	60
7.3.5	Associação E.....	64
7.3.6	Associação F.....	66
7.4	ESTUDO DE PALEOCORRENTES.....	68
8	DISCUSSÃO	72
8.1	ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES.....	72
8.1.1	Associação A.....	72
8.1.2	Associação B.....	74
8.1.3	Associação C.....	75
8.1.4	Associação D.....	77
8.1.5	Associação E.....	78
8.1.6	Associação F.....	80
8.2	PALEOCORRENTES.....	85
8.3	CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO.....	90
8.4	PALEOGEOGRAFIA.....	94
9	CONCLUSÕES	96
10	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99

1 INTRODUÇÃO

A Bacia de Curitiba situa-se na porção centro-sul do Primeiro Planalto Paranaense, sob parte da Região Metropolitana de Curitiba (figura 1), cuja área se estende desde as proximidades da Escarpa Devoniana¹, a oeste, até as primeiras elevações da Serra do Mar, a leste. Constitui um compartimento amplo de relevo atual relativamente mais baixo, delimitado por zonas de falhas regionais de direção NE-SW e NW-SE. A bacia é preenchida com 3.000 km² de sedimentos cenozóicos, cuja espessura máxima preservada é da ordem de 85 m.

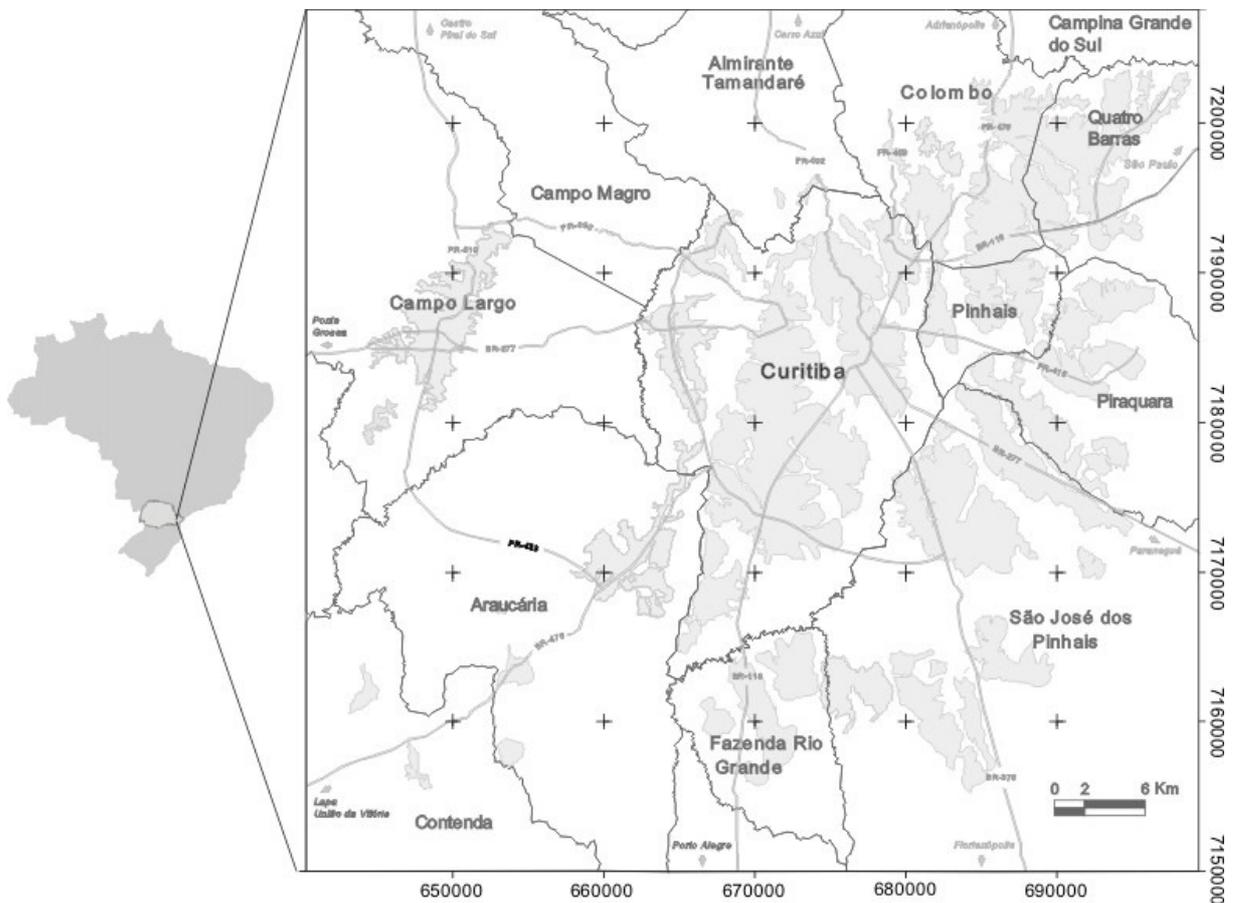


Figura 1: Limites atuais dos sedimentos da Bacia de Curitiba, Região Metropolitana de Curitiba (RMC).

A origem deste compartimento relaciona-se à reativação de estruturas neoproterozóicas de direção NE-SW, em resposta a tectônica extensional cenozóica de direção NW, que gerou deslocamentos normais de blocos limitados por estruturas, com basculamento diferenciado do embasamento cristalino. A esta fase

¹ Apesar de consolidado na literatura o termo “Escarpa Devoniana” é incorreto, pois refere-se à idade dos arenitos da Formação Furnas (Devoniano da Bacia do Paraná). A feição escarpada é no mínimo, de idade cretácea .

sucederam-se esforços tectônicos compressivos de E-W que geraram movimentos transcorrentes destrais de falhas de direção NE-SW, e secundariamente, de falhas normais de direção NW-SE (SALAMUNI *et al.* 2003). A existência de sedimentos deformados indica atividade tectônica pós-deposicional, com mudança no campo de esforços.

BIGARELLA & SALAMUNI (1962) afirmaram que o preenchimento da Bacia de Curitiba (Formação Guabirota) ocorreu em ambiente deposicional de leques aluviais, sob clima semi-árido. Entretanto, BECKER (1982) ao constatar a natureza diferenciada de alguns depósitos, ressaltou a importância de mudanças climáticas durante o período de sedimentação. SALAMUNI (1998), com base em revisão regional, propôs a seguinte seção estratigráfica para a bacia: a) Fm. Guabirota (diamictitos, areias arcólicas, depósitos rudálicos, camadas de argilas maciças e laminadas; inconsolidados), b) Fm. Tinguis (argilas e diamictitos retrabalhados da Fm. Guabirota), e c) depósitos aluvio-coluvionares de fundo de vale. Todavia, os dados de datação absoluta para a bacia são poucos. As idades admitidas são relativas, baseadas no modelo evolutivo adotado pelos diferentes autores.

ALMEIDA (1976) correlacionou diversas bacias da costa sudeste do Brasil à evolução da borda oriental da plataforma continental sul-americana, e as englobou no *Sistema de Riftes da Serra do Mar*. Estudos posteriores de revisão o denominaram como *Sistema de bacias tafrogênicas do sudeste do Brasil* (MELO *et al.* 1985); *Sistema de bacias continentais cenozóicas do sudeste do Brasil* (RICOMINI, 1989); e *Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil* (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005). Neste contexto se encontra a Bacia sedimentar de Curitiba.

2 OBJETIVOS

A pesquisa teve por objetivo geral caracterizar e delimitar a distribuição dos depósitos sedimentares que constituem o preenchimento sedimentar, estabelecer revisão estratigráfica, assim como discutir o contexto deposicional e evolutivo da Bacia de Curitiba. Tais propósitos foram desenvolvidos de acordo com os seguintes objetivos específicos:

- a) caracterizar e reconhecer a distribuição dos sedimentos da bacia, com base em levantamentos de dados de superfície (descrição de afloramentos);

- b) discriminar associações faciológicas e sua distribuição espacial;
- c) discutir prováveis áreas-fonte, processos e contextos deposicionais, e sua integração paleogeográfica;
- d) apresentar modelos sobre a evolução sedimentar da bacia.

3 MÉTODOS E TÉCNICAS

A pesquisa insere-se no projeto intitulado “Potencial das argilas da Bacia de Curitiba e região de Castro, Piraí do Sul-PR (POTE)”, e contou com apoio financeiro da Fundação Araucária (convênio 042/6337).

3.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Esta etapa envolveu o levantamento e revisão da bibliografia regional e local, incluindo a evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e da Bacia de Curitiba; bem como fundamentos conceituais sobre Sedimentologia e Estratigrafia, com ênfase em análise litofaciológica.

3.2 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo desdobraram-se ao longo de toda pesquisa, e foram planejados com base no material cartográfico e literário existente. Além da busca por boas exposições dos depósitos, foram visitadas as de referência estratigráficas citadas nos trabalhos de BECKER (1982) e de COIMBRA *et al.* (1992).

O método de levantamentos de campo incluiu a descrição e interpretação, a elaboração de seções colunares e transversais, medidas das atitudes de estruturas sedimentares e tectônicas, amostragem e documentação fotográfica de afloramentos.

Além de pesquisadores do Programa de pós-graduação em Geologia (PPGG-UFPR) e alunos do Programa Institucional de Bolsas de Iniciação Científica da (CNPq-UFPR); os trabalhos contaram com eventual apoio de pesquisadores de outras instituições de ensino e/ou pesquisa, como da Universidade Estadual de Ponta Grossa (UEPG), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP); e Minerais do Paraná S/A (MINEROPAR). O Laboratório de Estudos Costeiros (LECOST-UFPR) e o Laboratório de Análises de bacias e Petrofísica (LABAP-UFPR), colaboraram diretamente ao disponibilizar veículos para trabalhos de campo.

3.3 ESTUDOS DE LITOFACIOLOGIA

O conceito de fácies possui amplo uso em Geologia, todavia, o método empregado nessa pesquisa, parte do conceito que fácies são corpos sedimentares que podem ser individualizados por suas propriedades, tais quais a forma, composição mineral, granulação, textura, seleção, tipo de estrutura e cor.

A fim de tornar a pesquisa e o reconhecimento dos ambientes deposicionais menos subjetivos, MIALL (1996) propôs o método de análise das associações litofaciológicas e da hierarquia de superfícies. Os processos deposicionais que controlam o desenvolvimento de litofácies fluviais clásticas, como o transporte e a interação de sedimentos com o leito, obedecem às mesmas leis físicas. Assim, rios formados sob condições ambientais semelhantes geram suítes de litofácies e de superfícies similares.

As litofácies são identificadas por códigos baseados em suas propriedades físicas (quadro 1). Tais códigos são formados por dois ou três caracteres. A primeira letra é maiúscula indica a granulação, onde “G” corresponde a cascalho (*gravel*); “S” a areia (*sand*); e “F” a silte, argila ou lama (*fine grained*). As letras subseqüentes são minúsculas, e se referem a estruturas sedimentares: “t” estratificação cruzada acanalada (*trough cross bed*), “p” estratificação cruzada tabular (*planar trough cross bed*), “m” estrutura maciça (*massive*); ou textura: “mm” sustentado pela matriz (*matrix supported*), “cm” sustentado pelo arcabouço (*clast supported*); e assim por diante. Esta nomenclatura suporta a adição de outros caracteres, deste modo se adéqua a necessidade de detalhe requerida.

Quadro 1: Classificação de litofácies de MIALL (1978 *apud* 1996)

Litofácies sedimentares			
Código	Constituição	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>Gmm</i>	cascalho maciço sustentado por matriz	gradação mal definida	fluxos de detritos plásticos de alta energia e viscosidade
<i>Gmg</i>	cascalho sustentado por matriz	gradação normal ou inversa	fluxos de detritos pseudoplásticos, baixa energia e viscosidade
<i>Gci</i>	cascalho sustentado pelo arcabouço	gradação inversa	fluxo de detritos de alta energia rico em clastos ou fluxo de detritos pseudoplástico
<i>Gcm</i>	cascalho maciço sustentado por matriz	---	fluxo de detritos pseudoplástico

(Continua)

Litofácies sedimentares			
Código	Constituição	Estruturas sedimentares	Interpretação
<i>Gh</i>	cascalho acamadado sustentado pelo arcabouço	acamamento horizontal mal definido,	Formas de leito longitudinais, depósitos residuais e de peneiramento.
<i>Gt</i>	cascalho estratificado	estratificação cruzada acanalada	preenchimento de canais menores
<i>Gp</i>	cascalho estratificado	estratificação cruzada tabular	Formas de leito transversais, crescimento deltaico a partir de remanescentes de barras de barras
<i>St</i>	areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estratificações cruzadas tacanaladas isoladas ou	migração de formas de leito 3-D sinuosas ou linguóides
<i>Sp</i>	areia média a muito grossa, pode conter seixos	estratificações cruzadas tabulares isoladas ou	migração de formas de leito 2-D transversais e linguóides
<i>Sr</i>	areia muito fina a grossa	marcas onduladas e laminações cruzadas	marca onduladas (regime de fluxo inferior)
<i>Sh</i>	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	Laminação horizontal, lineação de partição ou	fluxos laminares (fluido crítico)
<i>Sl</i>	areia muito fina a grossa, pode conter seixos	estratificação cruzada de baixo ângulo (<15°)	estruturas de corte e preenchimento, dunas de cavalgamento ou sobrelavagem, antidunas.
<i>Ss</i>	Areia fina a muito grossa, pode conter seixos	estruturas de corte e preenchimento amplas,	preenchimento de estruturas de corte
<i>Sm</i>	areia fina a grossa	maciça ou laminação plano-paralela inciniente	depósitos de fluxos gravitacionais
<i>Fl</i>	areia, silte, lama	laminação fina, marcas onduladas muito	depósitos de planície de inundação, canais abandonados, ou de decréscimo da energia do fluxo
<i>Fsm</i>	silte, lama	maciça	depósitos de pântano ou canais abandonados
<i>Fm</i>	lama, silte	maciça, gretas de contração	Depósitos de planície de inundação, canais abandonados, depósitos com <i>drapes</i>
<i>Fr</i>	Lama, silte	Maciça, marcas de raízes, bioturbação	Rizólitos, paleossolo incipiente
<i>C</i>	Carvão, lama carbonosa	Restos vegetais, lamina de lama	Depósitos de pântanos vegetados
<i>P</i>	Paleossolo carbonático (calcita, siderita)	Características pedogenéticas:	Solos com precipitação química

As associações de fácies e superfícies limitantes que se sucedem na horizontal e na vertical ao longo de uma seção, registram processos deposicionais e erosivos coetâneos e/ou sucessivos. O arranjo interno e externo das associações de fácies, a hierarquia de superfícies erosivas, e o modo como estas entidades se relacionam

tridimensionalmente, são fortemente vinculados as condições ambientais vigentes durante a deposição. Deste modo, o reconhecimento de “associações litofaciológicas” auxilia na identificação dos “elementos arquitetônicos” (quadro 2), unidades deposicionais fundamentais a um sistema fluvial. Segundo MIALL (1996), ao se observar sistemas fluviais atuais em planta, pode-se constatar a presença de canais retilíneos ou sinuosos, bem como grandes áreas de exposição de cascalhos, areias ou lamas, denominadas barras. A maioria desses elementos possui formas e superfícies características, reconhecidas como barras de pontal, barras laterais, planícies de inundação, atalhos, diques marginais entre outras. Apesar da aparente distribuição caótica, a formação dessas feições depende de padrões relativamente previsíveis que deixam seu registro nos depósitos resultantes. Neste contexto, um elemento arquitetônico pode ser então definido como componente de um sistema deposicional de tamanho equivalente ou menor ao preenchimento de um canal, porém maior que unidades litofaciológicas individuais; e pode ser caracterizado pela hierarquia das superfícies limitantes, geometria interna, forma externa, e em algumas circunstâncias por perfis verticais.

Quadro 2: elementos arquitetônicos de MIALL (1978 *apud* 1996)

Elementos Arquitetônicos			
Elemento	Símbolo	Assembléia	Geometria e relações
Canais	CH	Combinações variadas	Cunhas, lentes ou camadas; base erosiva côncava, escala e forma variável; superfícies internas côncavas de 3º ordem
Barras e formas de leitos cacalhosas	GB	<i>Gm, Gp, Gt</i>	Lentes, mantas; usualmente corpos tabulares; comumente intercalados com elemento SB
Formas de leito arenosas	SB	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>	Lentes, lençóis, “mantas”, cunhas; ocorrem como preenchimento de canais, depósitos de rompimentos de diques marginais, barras menores
Macroformas de acreção a jusante	DA	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss</i>	Lentes sobre base plana ou acanalada, com superfícies internas erosivas e convexas de 3º ordem e superfície limitante superior de 4º ordem
Macroformas de acreção lateral	LA	<i>St, Sp, Sh, Sl, Sr, Se, Ss;</i> menos comumente <i>Gm, Gt,</i> <i>Gp</i>	Cunha, lençol, lóbulo; caracterizado por superfícies de acreção lateral internas de 3º ordem

Elementos Arquitetônicos			
Elemento	Símbolo	Assembléia	Geometria e relações
Feições de escavação	HO	<i>Gh, Gt, St, Sl</i>	Feição em forma de colher de preenchimento assimétrico
Sedimentos de fluxos gravitacionais	SG	<i>Gmm, Gmg, Gci, Gcm</i>	Lóbulo, lençol, tipicamente intercalado a GB
Lençóis de areia laminados	LS	<i>Sh, Sl</i> ; minoritariamente <i>Sp, Sr</i>	Lençol, "manta"
Finos de planície de inundação	FF	<i>Fm, Fl</i>	"Mantas" finas a espessas; comumente intercalada a SB; pode preencher canais abandonados

3.4 ANÁLISE DE PALEOCORRENTES

Em ambientes fluviais, rumos de paleocorrentes refletem tanto a forma interna de complexos de barras e de canais, bem como o sentido do crescimento de barras e migração de meandros (MIALL, 1996), de modo que a dispersão de dados é inerente a estes ambientes. A técnica mais difundida em estudos de paleocorrentes consiste em determinar a atitude dos planos de estratificações cruzadas, para subseqüentemente tratamento estatístico com uso de diagramas de rosáceas. Nestes recurso gráfico, a orientação e o comprimento das "pétalas" representam as principais tendências direcionais do paleofluxo.

Porém, em sedimentos inconsolidados, bioturbados ou intemperizados, nem sempre as estratificações cruzadas permanecem preservadas. COIMBRA *et al.* (1992) sintetizaram técnicas para obtenção de paleocorrentes por meio da "atitude dos clastos", e as aplicaram em cascalhos fluviais de idade terciária/quaternária que ocorrem ao longo do baixo Vale do rio Ribeira, nas unidades TQci e TQcs (MELO, 1991).

A técnica consiste basicamente em obter o rumo de paleocorrentes por atitude do plano *ab*, o qual é formado na intersecção do eixo maior (*a*) e o eixo intermediário (*b*) dos clastos. Após esse procedimento, o tratamento dos dados assemelha-se ao de estratificações cruzadas. Contudo, é necessário atentar-se à forma e contexto deposicional dos clastos, pois influenciam diretamente no modo como foram transportados, como interagiram com o substrato; e, sobretudo, na orientação

assumida durante oscilações e reduções graduais da energia no fluxo de transporte (figura 2).

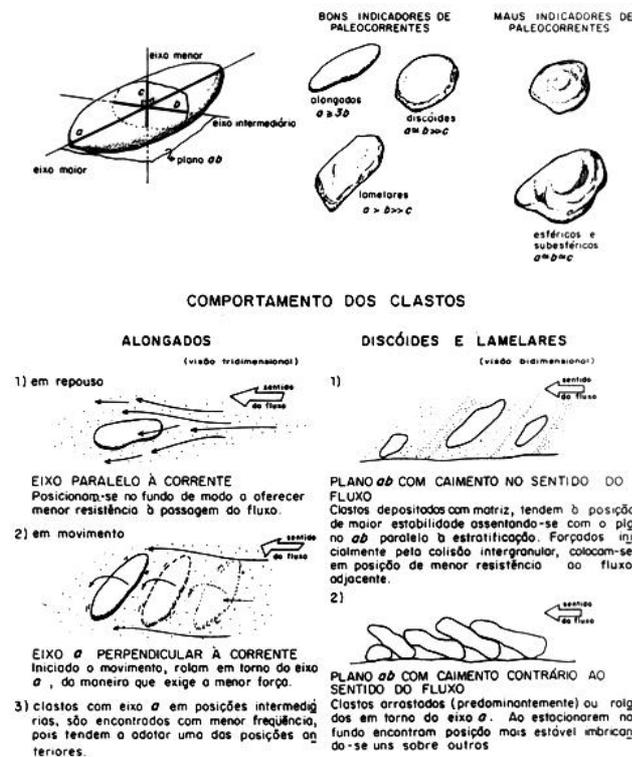


Figura 2: Preceitos básicos para aplicação da técnica empregada por COIMBRA *et al.* (1992).

3.5 ANÁLISES GRANULOMÉTRICAS

As análises granulométricas visaram complementar a caracterização textural das principais litofácies identificadas nos sedimentos da Formação Guabirotuba. Para tanto foram selecionadas 24 amostras a serem processadas no Laboratório de Estudos Sedimentológicos e Petrologia Sedimentar (**LabESed**) da Universidade Federal do Paraná. Após destorroamento e secagem em estufa sob 50°C durante 72 horas, procedeu-se análise pelo método de pipetagem para a determinação dos pelitos e peneiramento para determinação dos psamitos. Na pipetagem as coletas foram efetuadas de acordo com velocidades de decantação e profundidades de coleta baseadas na lei de sedimentação de Stokes – sumarizadas em SUGUIO (1973). Após coleta de alíquotas para quantificação das frações pelíticas, efetuou-se a remoção do material fino remanescente por lavagem com água corrente (elutriação).

Após a secagem do material elutriado, efetuou-se a classificação por peneiramento das frações maiores que 0,062 mm, mediante um agitador mecânico de doze peneiras com aberturas de malha entre 2,0 a 0,062mm.

Após a separação das frações, as mesmas foram pesadas em balança analítica com 0,0001 g de precisão. Para a obtenção dos pesos em cada intervalo granulométrico, os dados foram processados, utilizando média, desvio padrão e assimetria como critérios de caracterização fundamentados em FOLK & WARD (1957, *apud* SUGUIO, 1973). Foram determinadas as porcentagens relativas dos componentes granulométricos básicos do arcabouço (areia, silte, argila ou cascalho, areia e lama), sendo os resultados também classificados, segundo diagramas de SHEPARD (1954 *apud* SUGUIO, 1973).

3.6 CONFECÇÃO DE MAPAS

Os mapas apresentados foram extraídos de bases cartográficas digitais distintas, conforme o tema (quadro 3). Para tanto, se empregou aquelas elaboradas tanto em ambiente SIG (Sistema de Informações Geográficas), assim como aquelas em ambiente CAD (*Computer Aided Design*), conforme a disponibilidade dos arquivos. Os que não se encontravam no formato adotado nesta pesquisa – sistema de coordenadas UTM (*Universal Transverse Mercator*) e datum horizontal SAD 69 (*South American Datum 1969*) – foram convertidos para manipulação adequada em software SIG.

Quadro 3: relação de arquivos digitais empregados no mapeamento.

Tema	Fonte	Extensão
Geologia	SALAMUNI, 2004	.shp
Estruturas	SALAMUNI, 2004	.shp
Hidrografia	SUDERHSA, 2000	.shp
Topografia	SUDERHSA, 2000	.shp
Municípios	COMEC, 2006	.dxf
Rodovias	COMEC, 2006	.dxf
Arruamento	IPPUC, 2005	.dxf
Poços	SALAMUNI, 1998	.dbf

4 REVISÃO CONCEITUAL

4.1 MODELOS DEPOSICIONAIS

A sedimentação em ambientes fluviais é influenciada pelo clima e atividades tectônicas. Variações de energia e proveniência de material detrítico criam complexas relações tridimensionais entre corpos sedimentares individuais. A hierarquia de eventos pode ser estabelecida através das relações e associações de fácies, que também envolve a caracterização sedimentológica de estruturas sedimentares e seu conteúdo fossilífero. Este último pode fornecer valiosas informações paleoambientais com relativa precisão.

4.1.1 Sistema de leques aluviais

O desenvolvimento de leques aluviais ocorre em resposta ao decréscimo abrupto da eficiência do transporte quando fluxos confinados emergem de um vale e espriam-se rumo a jusante (RUST & KOSTER 1984). Formam corpos semi-cônicos, com direções de transporte radiais a partir da embocadura do vale (figura 3). Geralmente ocorrem em regiões tectonicamente ativas, em sopés de cadeias montanhosas, áreas de forte relevo ou escarpas de falha. Podem ocorrer tanto em climas secos como em úmidos, assim definidos, segundo SUGUIO (2003):

- a) *leques aluviais de clima árido*: as porções proximais caracterizam-se por possuir forte declive, onde ocorrem fluxos de detritos associados a canais fluviais de alta energia, os quais formam associações de fácies conglomeráticas e arenosas. Em posição intermediária a distal intercalam-se depósitos arenosos e pelíticos, indicando a interação entre processos gravitacionais e fluviais. Nas porções mais distais ocorrem lamas arenosas e argilosas em ciclos grosseiramente granodecrescentes, relacionados a depósitos de inundação laminares pouco confinados e até mesmo depósitos pelíticos de lagos e/ou pântanos;
- b) *leques aluviais de clima úmido*: são desenvolvidos grandes leques, onde a sedimentação se dá principalmente por canais fluviais. Caracterizam-se pela atuação de processos provavelmente cíclicos de construção e abandono de lobos deposicionais.

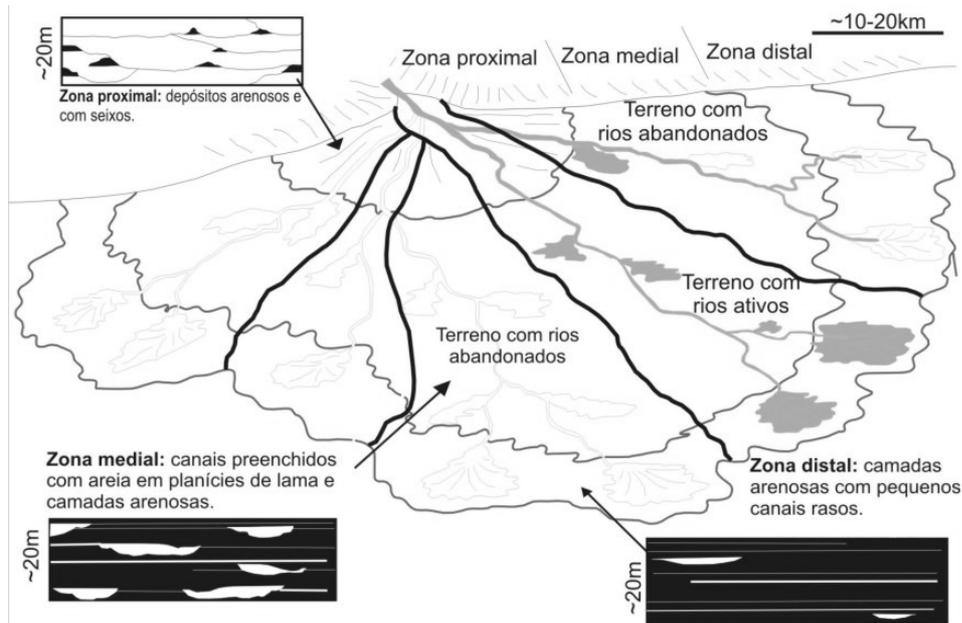


Figura 3: Modelo de leque aluvial, com associações de fácies características (modificado de NICHOLS & FISCHER, 2007).

4.1.2 Sistema fluvial entrelaçado (*braided*)

O desenvolvimento de canais entrelaçados é favorecido por inclinações mais acentuadas do terreno ($> 5^\circ$), que combinadas com rápidas flutuações de descarga permitem transporte de frações mais grossas, facilitando a formação e erosão de barras de canal (WALKER & CANT, 1984). Neste contexto, barras individuais são remobilizadas e evoluem para complexos de barras que obstruem a corrente e a ramificam, fazendo com que canais apresentem grande variação na largura, profundidade e posição (figura 4). A estes se associam depósitos de rompimento de diques marginais e depósitos arenosos de planície de inundação:

- a) depósitos proximais: são constituídos por cascalhos geralmente sustentados por arcabouço. Quando estratificados grosseiramente, associam-se a barras longitudinais. Durante fases de menor vazão intercalam-se com depósitos arenosos com estratificação cruzada ou estratos granodecrescentes de pequena escala.
- b) depósitos intermediários: sucessão de unidades granodecrescentes, constituídas essencialmente de areia e cascalho acumulados em canais bem definidos. Nas porções mais profundas do canal concentram-se sedimentos grossos, que por vezes constituem barras cascalhosas longitudinais com

espessa estratificação horizontal e clastos imbricados. Também ocorrem barras transversais lobadas de areias localmente conglomeráticas.

- c) depósitos distais: correspondem a rios normalmente rasos e largos. Os depósitos raramente são cíclicos e são acumulados em barras ou ondulações arenosas (*sandwaves*), constituindo sucessões arenosas com estratificação cruzada proeminente a incipiente. O topo dessas feições é composto de areias com estratificação plano-paralela e marcas onduladas de pequeno porte.

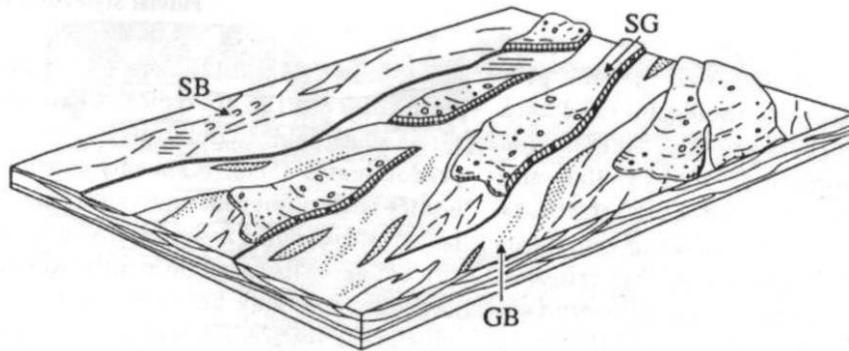


Figura 4: Modelo de sistema deposicional de canais entrelaçados (*braided*) e seus elementos característicos: GB: barras cascalhosas e formas de leito; SB: formas de leito arenosas; SG: sedimentos de fluxo gravitacional (MIALL, 1996).

4.1.3 Sistema fluvial meandrante

Os canais meandrantés desenvolvem-se em terrenos de baixas declividades e transportam essencialmente areias como carga de fundo. O contexto deposicional compreende um canal principal, que erode os flancos externos dos meandros a montante, e deposita sedimentos na porção interna dos meandros a jusante, construindo barras de pontal (WALKER & CANT, 1984). Este ciclo erosão/deposição origina a migração lateral e longitudinal de barras, o que combinado a sazonalidade de cheias determina a forma sinuosa aos canais. Nesse contexto, são gerados os seguintes tipos de depósitos (detalhados na figura 5):

- a) depósitos de canais e barras de pontal: o talvegue do canal geralmente é preenchido por depósitos residuais constituídos por grânulos, seixos e restos vegetais, os quais somente são mobilizados durante os momentos mais intensos de enchentes. Além disso, a combinação da profundidade e velocidade maior pode originar estratificação plano-paralela. Acima destes,

são depositadas areias transportadas como carga de fundo, que durante altas descargas constituem formas de leito com cristas bidimensionais sinuosas, cuja migração origina estratificação cruzada. Onde o fluxo é mais raso, principalmente na porção superior de barras de pontal, é comum a ocorrência de marcas onduladas.

- b) depósitos de canais abandonados: canais podem ser progressivamente ou abruptamente desativados. Durante a formação de atalhos em calha (*chute cut-off*), o rio reocupa gradualmente seu antigo curso e o fluxo diminui progressivamente ao longo da calha. O decréscimo do fluxo reflete no desenvolvimento de seqüências delgadas de marcas onduladas. Após o completo abandono, a deposição fica restrita a sedimentos finos. Atalhos de pescoço (*neck cut-off*) conectam dois meandros por meio de um pequeno canal, que tende a ser rapidamente preenchido por areia. Quando o fluxo cessa, ocorre a deposição de finos por decantação;
- c) depósitos de acreção vertical: durante estágios de enchentes os diques marginais são rompidos e ocorre a deposição de finos na planície de inundação. Quando o rompimento é repentino, pode constituir depósitos espalhados (côncavos) com base plana, estratificação plano-paralela na base e transição gradual para marcas onduladas. Próximo ao canal principal, a corrente do fluxo de inundação gera depósitos silto-arenosos com estratificação cruzada; e distante do canal do rio, águas estagnadas podem depositar lamas que, durante fases de baixo nível, ficam expostas e desenvolvem gretas de ressecção. Sob ambiente semi-árido, as inundações sazonais favorecem a formação de calcretes nodulares nos depósitos de acreção vertical.

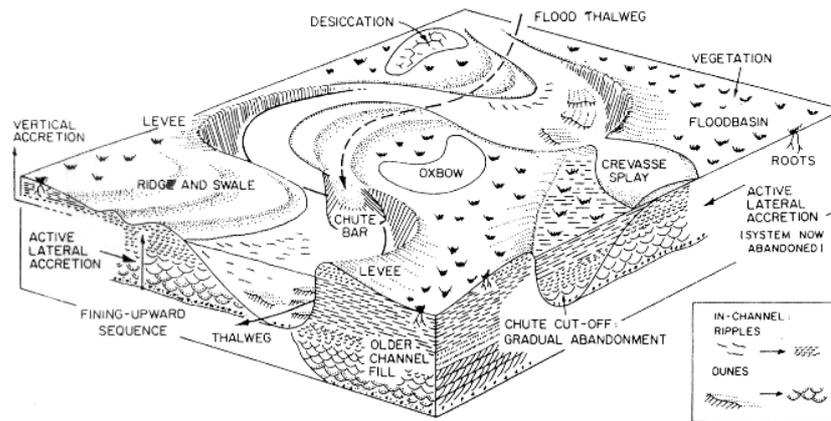


Figura 5: Modelo de sistema deposicional de canais meandranteados, suas principais feições erosivas e deposicionais (WALKER & CANT, 1984).

4.1.4 Sistema fluvial anastomosado

De acordo com MIALL (1996), canais anastomosados ocorrem tanto sob condições de clima semi-árido, como em climas úmidos. Desenvolvem-se em áreas com baixa declividade, onde conseqüentemente, predominam correntes de baixa energia, capazes de transportar apenas sedimentos finos. Os canais possuem sinuosidade variada, mas com migração lateral mínima (figura 6), em função de barras e planícies de inundação estabilizadas pela vegetação. A alternância entre canais e o desenvolvimentos de novas barras se dá em função da aggradação do canal e de inundações que sobrepõem o topo das barras, geralmente situados acima da planície de inundação. Neste contexto, conforme SMITH & SMITH² *apud* WALKER & CANT (1984) podem ser formados os seguintes depósitos:

- a) turfas: camadas de alguns centímetros até 1,5 m, constituídas por até 98% de matéria orgânica;
- b) pântanos: compostos por lama siltosa, com quantidades variáveis de detritos orgânicos;
- c) lagoas de inundação: argilas laminadas e siltes argilosos com matéria vegetal esparsa;
- d) diques marginais (*levee*): areias siltosas contendo mais que ¼ do volume constituído por raízes, com transição gradual para fácies de pântanos e lagoas;

² SMITH, D.G. & SMITH, N.D. *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*: **Journal of Sedimentary Petrology**, n. 50, p.157-164, 1980

- e) depósitos de rompimento de diques marginais (*levee splays*): consistem em finas lentes de areia ou cascalho fino, com sutil acreção vertical;
- f) canais: seixos ou areia grossa com grande espessura

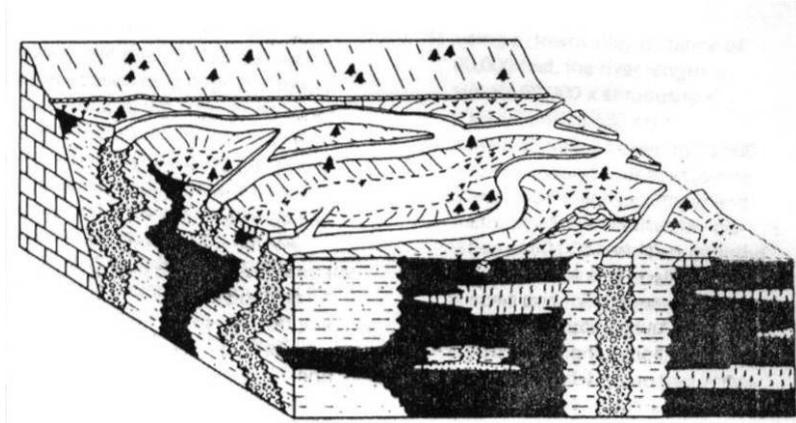


Figura 6: Modelo de sistema deposicional de canal anastomosado. Notar a baixa variação lateral dos canais, suas principais feições erosivas e deposicionais (SMITH & SMITH *apud* WALKER & CANT, 1984).³

4.2 SISTEMA DE RIFTES CENOZÓICOS DO SUDESTE DO BRASIL

O Sistema de riftes da Serra do Mar de ALMEIDA (1976) – ou Sistema de Bacias Tafrogênicas Continentais do Sudeste do Brasil (MELO *et al.* 1985), Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI, 1989), Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALAN & OLIVEIRA, 2005) – constitui um alinhamento de vales de origem tectônica cuja extensão coincide com a Serra do Mar (1200 km) (fig. 7). ALMEIDA (1976) postulou que a gênese dessa feição relaciona-se com desdobramentos dos processos tectônicos iniciados na abertura do Atlântico Sul, no Mesozóico. Neste contexto, inserem-se também as bacias, atualmente submersas, de Santos e Campos (Cretáceo superior), e as bacias cenozóicas continentais de São Paulo, Taubaté, Resende e o rifte da Guanabara.

MELO *et al.* (1985) ressaltaram a similaridade evolutiva entre as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda. Destacaram que estruturas regionais NE-SW e, secundariamente, NW-SE, condicionaram a criação de semi-grábens assimétricos com assoalho basculado para NW. A tal concepção acrescentaram outras constatações, como a ocorrência de sedimentos

³ SMITH, D.G. & SMITH, N.D. *Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta*: **Journal of Sedimentary Petrology**, n. 50, p.157-164, 1980

deformados por atividades tectônicas *sin* e *pós*-deposicional; correlações faciológicas e estratigráficas; e idade do conteúdo palinológico dos sedimentos, situando as respectivas bacias no Eoceno Superior a Oligoceno.

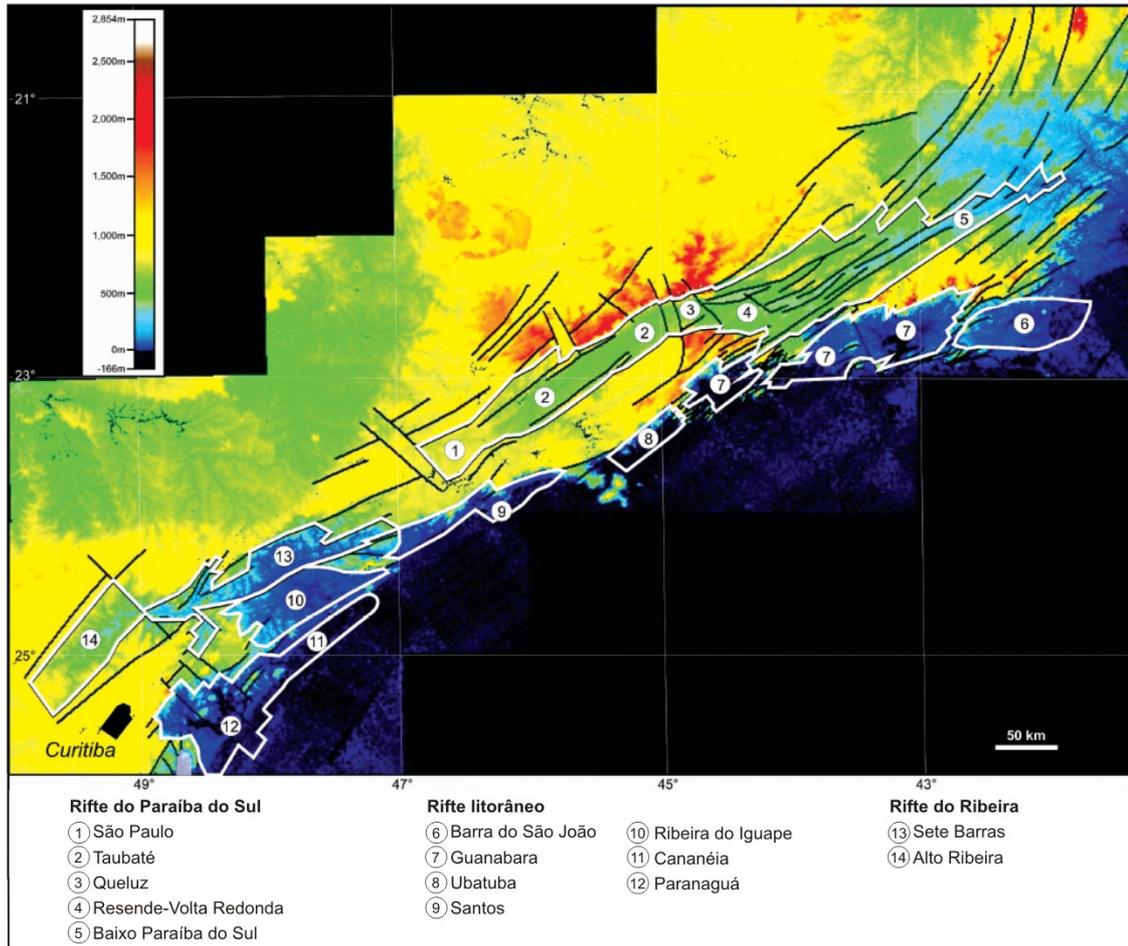


Figura 7: Imagem SRTM onde se observa a topografia e arcabouço estrutural regional do SRCSB. (ZALAN & OLIVEIRA, 2005)

RICCOMINI (1989) e RICCOMINI *et al.* (2004) consideraram, por sua vez, que o conjunto de bacias renomeado como Rifte Continental do Sudeste do Brasil, constituiria um único e extenso compartimento, que em função de evolução tectônica deformacional posterior adquiriu a atual conformação. De acordo com estes autores o rifte subdivide-se em três segmentos principais: a) segmento ocidental, que abrange a Bacia de Curitiba, as formações Pariquera-Açú e Alexandra, os grábens de Guaraqueçaba, Cananéia e Sete Barras; b) segmento central, que reúne as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda, além dos depósitos da região de Bom Fim e Cafundó; e c) o segmento oriental, onde situam-se as bacias de Macacu, Itaboraí e o gráben de Barra do São João. Os sedimentos da Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba são correlacionáveis com

os sedimentos das formações Resende, Sete Barras e Macacu, que preenchem bacias homônimas (RICOMINI *et al.*, 2004). Esses autores, atribuem distintos episódios de preenchimento e deformação do rifte, cujos registros estratigráficos encontram melhor contigüidade no segmento central do rifte (figura 8).

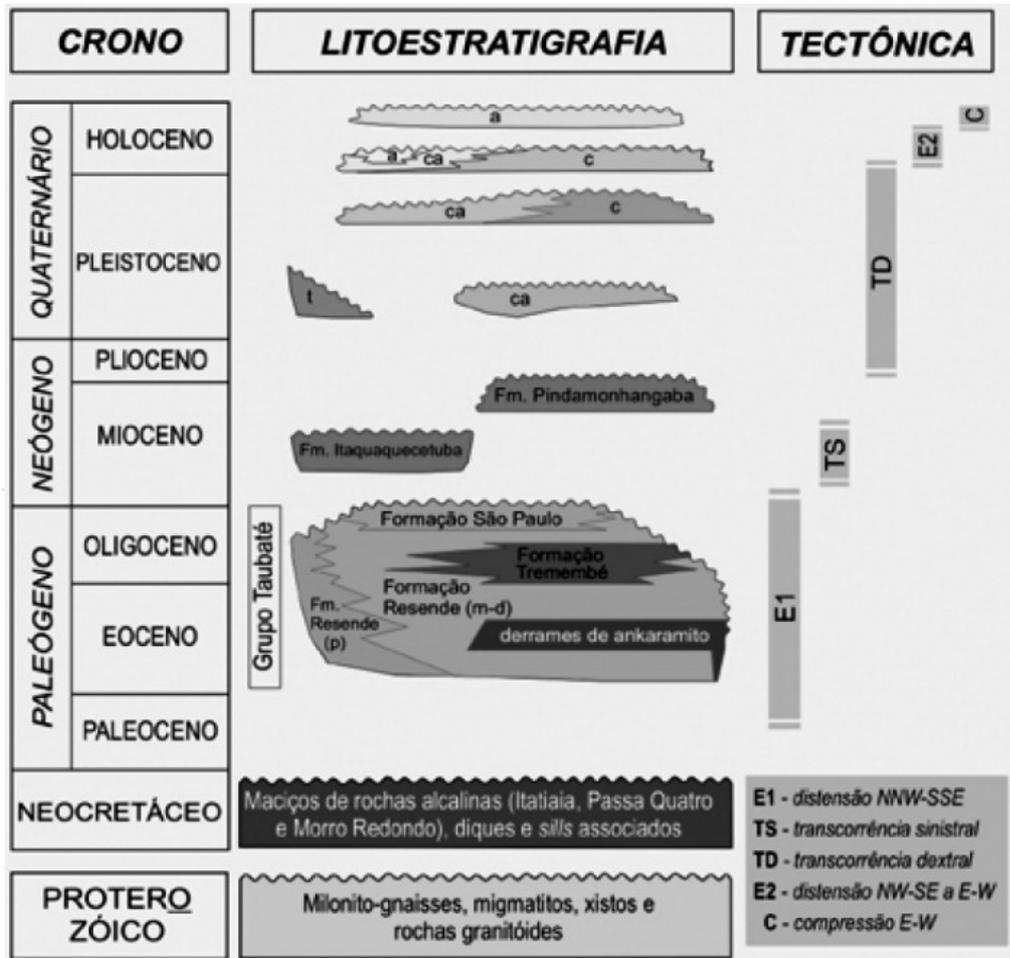


Figura 8: Estratigrafia e evolução tectono-sedimentar do segmento central do Rift Continental do Sudeste do Brasil. (RICCOMINI *et al.*, 2004).

Por outro lado, ALMEIDA (1976) e ZALÁN & OLIVEIRA (2005) caracterizam o Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil como entidade tectônica única, onde corredores de depressões tectônicas continentais e sub-oceânicas associam-se a planaltos residuais, caracterizando uma “notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em sub-grábens”. Estes planaltos residuais antecedentes ao processo de rifteamento teriam sido nivelados pela erosão no período Cretáceo-Paleoceno, aproximadamente a 65 Ma. (RICCOMINI *et al.*, 2004), e conforme ZALAN & OLIVEIRA (2005) seriam

remanescentes do que originalmente constituiu a Superfície de Aplainamento do Japi a oeste (Serra da Mantiqueira) e a Serra do Mar Cretácea a leste. ZALAN & OLIVEIRA (2005) estabeleceram três grandes riftes de caráter continental:

- a) rifte Paraíba do Sul: corresponde a bacia drenada pelo rio homônimo, exibe marcante captura de drenagem na altura do gráben de Taubaté. Ao longo de sua extensão longitudinal exibe preenchimento sedimentar descontínuo, e por vezes com ausência de sedimentos. Inclui os grábens de São Paulo a sul, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do baixo Paraíba do Sul a norte;
- b) rifte Litorâneo: de leste para oeste, engloba os grábens tipicamente assimétricos de Barra do São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá;
- c) rifte Ribeira: compreende os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, o primeiro de caráter assimétrico e o outro, simétrico. A Bacia de Curitiba insere-se neste sistema, contudo, não é considerada um gráben pelos autores. Em comparação aos demais grábens que compõem SRCBS, estes apresentam menores desnivelamentos da borda falhada;

4.3 BACIA DE CURITIBA

As primeiras referências aos sedimentos da Bacia de Curitiba remontam as décadas do início do século passado. São encontradas nos trabalhos sobre a Geologia do Estado do Paraná de OLIVEIRA⁴ *apud* BIGARELLA *et al.* (2003). Dentre pesquisas pioneiras sobre origem, idade e correlações dos sedimentos, destaca-se a de BIGARELLA & SALAMUNI (1962), que constituiu importante estudo sobre a Formação Guabirotuba. Estudos posteriores como o de BECKER (1982) aprofundaram a discussão estratigráfica, assim como sobre a evolução tectono-sedimentar da bacia (SALAMUNI 1998; SALAMUNI *et al.* 2003). PERICO *et al.* (2006, 2007), LIMA (2008, *et al.* 2008) retomaram estudos estratigráficos e da evolução sedimentar da bacia, e MACHADO *et al.* (2008) e MACHADO (2009) apresentaram resultados de estudos de proveniência de sedimentos por análise de minerais pesados .

⁴ OLIVEIRA, E. de. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. **Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil**. Monografia VI, 1927.

As sínteses regionais mais recentes sobre o Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RICOMINNI *et al.* 2004; ZALÁN & OLIVEIRA, 2005) fazem breves referências a Bacia de Curitiba. Tal fato se deve, sobretudo, à relativa falta de estudos de detalhe sobre contexto deposicional, paleogeográfico, paleoambiental, cronoestratigráfico e evolução sedimentar da bacia.

4.3.1 Estratigrafia

A natureza descontínua dos depósitos, característica de depósitos continentais, aliada à ausência de dados geocronológicos, implica discussões baseadas essencialmente em correlações estratigráficas com outras bacias do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil e a Bacia de Curitiba. No quadro 1 são apresentadas as propostas estratigráficas de subdivisão da Fm. Guabirota.

Quadro 4: Síntese das propostas estratigráficas para a Bacia de Curitiba. Sucessão estratigrafia de acordo com a inferida pelos autores, com exceção da Fm. Guabirota.

Unidade	Autor	Idade	Origem	Clima
Fm. Boqueirão	BECKER (1982)	Pleistoceno superior (?)	sedimentos arenosos do fundo de vales fluviais	úmido
Fm. Tinguis	BECKER (1982)	Plioceno superior a Pleistoceno inferior (?)	retrabalhamento fluvial da Fm. Guabirota	semi-árido
Fm. Piraquara	COIMBRA <i>et al.</i> (1995)	Oligoceno a início do Mioceno (?)	depósitos de contexto fluvial meandrante	úmido
Fm. Guabirota	SALAMUNI (1998)	Eomioceno à Mesomioceno	depósitos de leques aluviais	semi-árido
	BIGARELLA & SALAMUNI (1962)	Plio-pleistoceno		

A Formação Guabirota possui espessura preservada de até 85 m. É constituída por cascalhos polimíticos, areias quartzo-feldspáticas e lamias argilosas, cinza esverdeados, inconsolidados. BIGARELLA & SALAMUNI (1962) atribuem sua origem a mobilização do manto de intemperismo pré-existente durante clima semi-árido, quando a esparsa vegetação e a sazonalidade das chuvas possibilitaram o desenvolvimento de leques aluviais marginais. Sua idade estimada é eomiocênica a mesoeocênica por correlação com a Formação Resende – presente nas bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda (RICCOMINI *et al.* 2004) – e pela ocorrência isolada de conteúdo polínico (SALAMUNI & SALAMUNI, 1999).

Todavia, trabalhos posteriores (BECKER, 1982; COIMBRA *et al.* 1995) propuseram a subdivisão da Formação Guabirota em unidades estratigráficas

distintas. BECKER (1982) descreveu cascalhos, areias e argilas caracteristicamente avermelhadas, com até 5 m de espessura preservada, acima de contato erosivo com a Formação Guabirota. Assim, contemporaneamente à elaboração da Superfície de Curitiba (AB' SABER & BIGARELLA, 1961) sob clima semi-árido plio-pleistocênico, sedimentos da Formação Guabirota teriam sido retrabalhados e depositados em feições erosivas pouco profundas, originando os depósitos da "Formação Tinguis". BECKER (1982), também propôs a denominação de Formação Boqueirão aos depósitos arenosos pleistocênicos de fundo de vale. Entretanto, SALAMUNI & SALAMUNI (1999), consideraram que o contexto deposicional destes sedimentos não se difere do das atuais planícies aluviais dos afluentes do rio Iguazú.

COIMBRA *et al.* (1995) propuseram a Formação Piraquara, a qual engloba areias e argilas de cores avermelhadas a esbranquiçadas, estratificadas horizontalmente, com granodecrescência, marcas de raízes e por vezes intercaladas a camadas arenosas com arranjo sigmóide. Esta unidade exhibe contato abrupto ou gradual com a Formação Guabirota (sotoposta), e sua espessura não ultrapassa 5 m. Sua origem estaria relacionada a "calmaria" tectônica associada a clima úmido, durante o final do Oligoceno e início do Mioceno, o que permitiu a implantação gradativa de um sistema fluvial meandrante. Conforme os autores, esta unidade não se confunde com os depósitos da Formação Tinguis, considerada por eles alteração intempérica da Formação Guabirota.

4.3.2 Evolução tectônica

A Bacia de Curitiba é caracterizada por possuir estruturação em blocos basculados delimitados por falhas que seccionam seu embasamento (figura 10) e até parte dos sedimentos. As estruturas rúpteis indicam superposição de episódios tectônicos que influenciaram tanto a paleogeografia quanto a distribuição estratigráfica dos depósitos (quadro 2). As estruturas mais antigas são de natureza rúptil-dúctil, com orientação NE-SW e ENE-WSW (neoproterozóico). Secundariamente, ocorrem estruturas com movimentação transcorrente oblíqua de direção NW-SE (Cretáceo inferior).

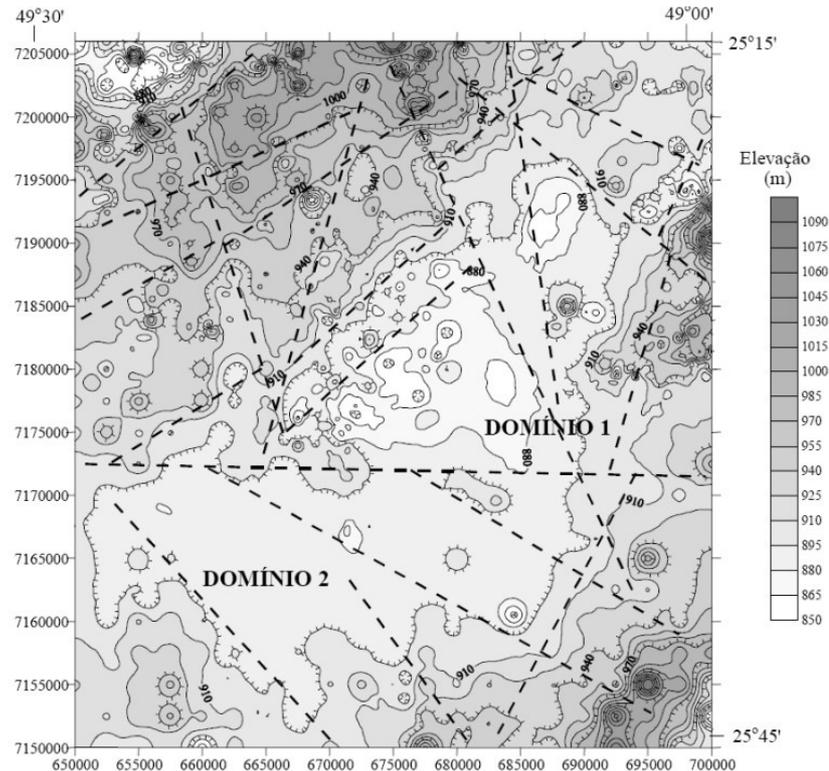


Figura 9: Mapa do contorno estrutural do embasamento, com prováveis lineamentos estruturais interpretados que condicionam a calha da bacia de Curitiba. (SALAMUNI, 1998)

A segunda geração de estruturas tectônicas, considerada de idade terciária, tem registro na porção basal da Formação Guabirotuba e corresponde a falhas normais de direção NE-SW e N-S (SALAMUNI *et al.*, 2004). Utilizando análise estrutural e de evolução geomorfológica, tais autores identificaram distintos eventos deformacionais na conformação da bacia (quadro 5). O primeiro (D_1) evento deformacional foi de natureza extensiva W-E e WNW-ESE, e foi acomodado por falhas normais de direção NE-SW, gerando mergulhos moderados a altos e planos de falhas com possível geometria lítrica. O rebaixamento e a rotação dos blocos gerou um hemi-gráben, onde se desencadeou o preenchimento inicial da bacia (figura 10).

De acordo com SALAMUNI (1998) o regime extensivo perdurou até o fim do Oligoceno, mas durante o Mioceno, ocorreu abrupta mudança no campo de esforços regional (quadro 5). O regime deformacional assumiu caráter compressivo, conservando a direção E-W a NW-SE (evento D_2). Estruturas de direção NE e NNE foram reativadas com movimentação transcorrente dextral, e secundariamente, estruturas de direção NW com movimentação normal e transcorrente. Entretanto,

dados obtidos em falhas e estrias do embasamento indicam atuação de pulsos distintos no mesmo evento deformacional (D_2).

Quadro 5: Síntese da evolução tectônica da Bacia de Curitiba (Baseado em SALAMUNI *et al.* 2002)

Evento	Natureza	Duração	Síntese	Implicações deposicionais
D_1	distensiva (EW a WNW)	até final do Oligoceno	reativação de falhas NE-SW com movimentação normal	deposição inicial e deformação da Fm. Guabirota
D_2	D_2' compressiva (EW a NW)	Mioceno (?)	reativação de falhas sob regime transtensivo, movimentação dextral, melhor registro nos sedimentos	deposição da Formação Tinguis, subsequente desenvolvimento da bacia hidrográfica do rio Iguaçu
	D_2'' compressiva (NNE)		reativação de falhas transcorrentes sob regime transpressivo, melhor registro no embasamento	

Possivelmente, a progressiva deformação causada pela rotação do eixo de maior esforço de E-W para NNE-SSW, fez com que falhas da bacia fossem reativadas com movimentação transcorrente sob regime transtensivo, ocasionado inversão de blocos e falhas, na transição do evento D_2' para D_2'' (figura 10). Em seguida, falhas do embasamento foram reativadas com movimentação transcorrente sob regime transpressivo, caracterizando o evento D_2'' . Esta sucessão de esforços sugere atuação de um regime tectônico transtensional, geralmente relacionado a bacias do tipo *pull apart*.

4.3.3 Contorno estrutural do embasamento da Bacia de Curitiba

SALAMUNI (1998) empregou dados de sondagens e exposições superficiais de rochas cristalinas para modelagem do contorno estrutural do embasamento. Para amenizar efeitos indesejáveis relacionados à distribuição pontual irregular dos dados de profundidade, ou mesmo, anisotropias direcionais do embasamento; fez tratamentos estatísticos como a análise de superfícies de tendências, seguida de regressão polinomial de 2º e 3º grau.

Conforme afirmou o autor, o uso dessas técnicas facilitou a percepção de padrões de variações sistemáticas em maior e menor escala. A superfície de tendência indica que além da conformação da parte central da bacia, também ocorrem altos intermediários ou intervenientes, correspondentes a blocos do embasamento adernados, por vezes expostos, que promoveram o isolamento de pequenas depressões de dimensões reduzidas.

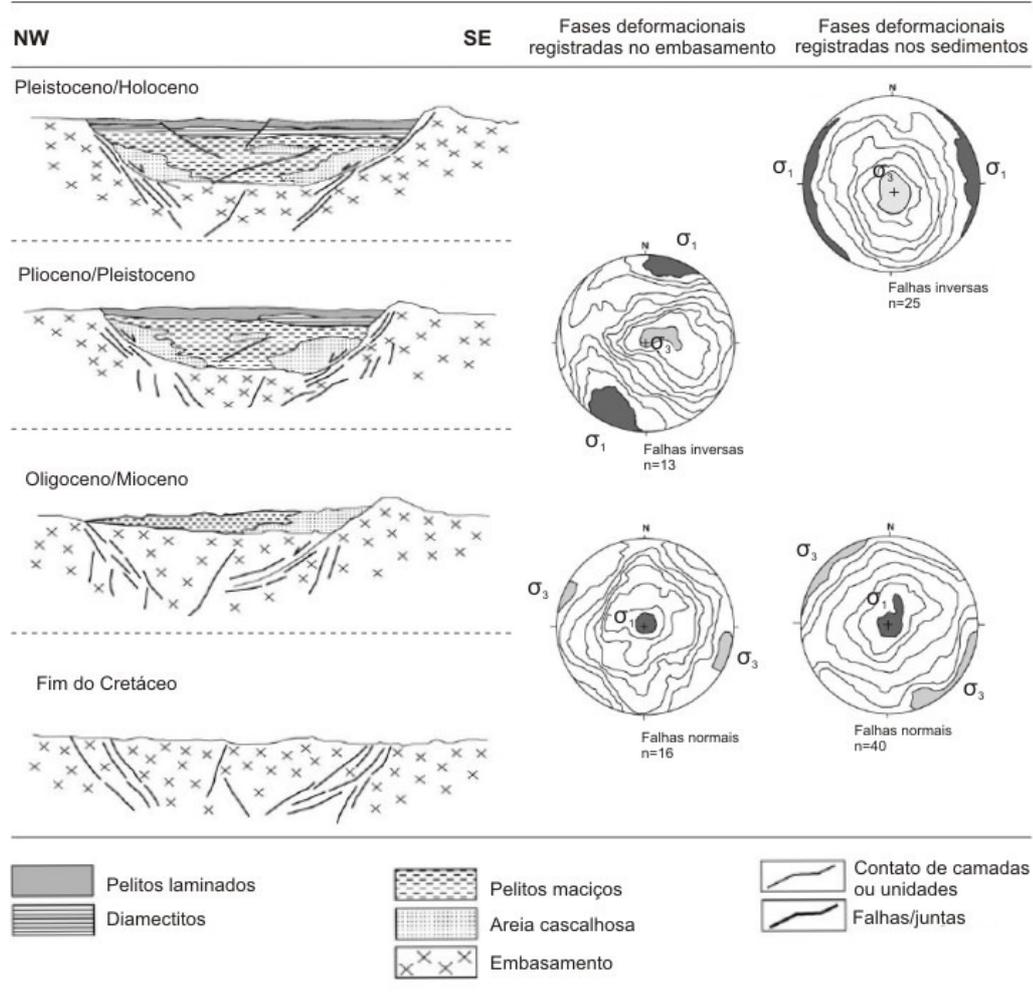


Figura 10: Evolução tectono-sedimentar da bacia sedimentar de Curitiba, de acordo com SALAMUNI *et al.* (1998).

Naquele estudo, a regressão linear de 2º grau mostrou que o embasamento apresenta tendência de menor profundidade nas porções norte-noroeste e sul-sudeste, e maior na porção central. Esta hipótese também foi confirmada na regressão linear polinomial de 3º grau. Assim, afirmou SALAMUNI (1998), foi possível verificar que a Bacia de Curitiba foi formada como uma calha estrutural principal alongada na direção NE-SW, com profundidade baixa (± 100 m) (figura 11) em relação com as bacias de Taubaté (200 m) e São Paulo (500 m), ambas sob contexto similar.

A superfície de topo do embasamento apresenta altitudes mínimas de 820 m acima do nível do mar, mas a média é da ordem de 870 m. As “ombreiras” aflorantes atingem altitudes de até 900 m a oeste, e 1140 m a leste e a sudeste (Serra do Mar). A superfície atual da Bacia de Curitiba exhibe diferenças significativas de topografia em relação ao contorno estrutural do embasamento.

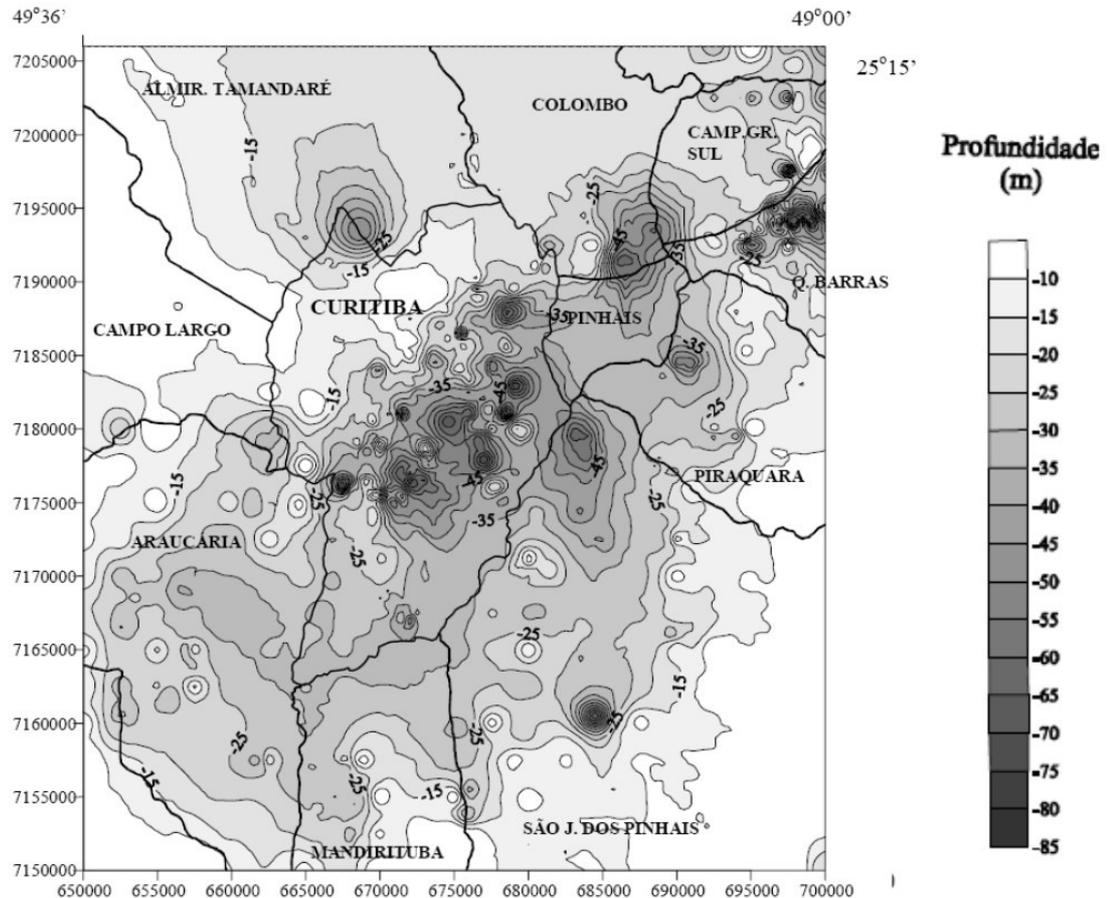


Figura 11: mapa de contorno estrutural do embasamento da bacia sedimentar de Curitiba. SALAMUNI, 1998.

5 GEOLOGIA REGIONAL

A evolução geológica do Primeiro Planalto Paranaense deu-se desde o Paleoproterozóico até o presente. O embasamento da Bacia de Curitiba constitui notável sucessão de colisões continentais, envolvendo processos deformacionais de caráter rúptil e/ou dúctil, de intensidade e atuação variados. Neste contexto, o quadro a seguir esboça uma síntese dos principais litotipos que constituem o substrato da Formação Guabirotuba (quadro 6).

Quadro 6: principais unidades do embasamento da Bacia de Curitiba. Modificado de MORO & BRITO NEVES (2004).

Idade	Unidade litoestratigráfica	Constituição litológica
CENOZÓICO		
Holoceno	Depósitos aluvionares	sedimentos inconsolidados, provenientes da erosão dos litotipos mais antigos por processos fluviais. Formam depósitos areno-argilosos de planícies de inundação.

CENOZÓICO	Oligo-mioceno	Formação Guabirotuba	argilitos, arenitos, arcóseos, depósitos rudáceos, calcretes e margas depositadas por torrentes em ambientes semi-áridos.
		Diques intrusivos	diabásios de granulação fina a média, intrusivos em falhas de direção de NE-SW;
MESOZÓICO	Jurássico		
PROTEROZOICO	Neoproterozóico	Formação Camarinha	conglomerados, arenitos, siltitos e lamitos tardi-colisionais de <i>fandeltas</i> ;
		Província Graciosa	granitos porfiríticos, sienogranitos, álcali-feldspato granitos, microgranitos, álcali-feldspato granitos com anfibólio, álcali-feldspato sienitos e sieno-monzogranitos;
		Granito Cerne	sienogranitos, alcali-feldspato granitos, gnaisses e milonitos; correlato aos granitos Passa Três e Rio Abaixo, entre outros;
		Grupo Setuva	metacalcários, mármore e metamargas com intercalações de filitos, xistos e quartzitos, metapelitos, metapsamitos, metacherts e rochas metavulcânicas;
	Paleoproterozóico	Grupo Açungui	filitos, mármore, quartzitos, metarenitos, metassiltitos, metarritmitos metaconglomerados e metamargas
		Complexo Atuba	gnaisse bandados migmatizados; ortognaisses com foliação milonítica; granitos hololeucocráticos; gnaisse-granulitos; gnaisse bandados com intercalações anfíbolíticas

5.1 COMPLEXO ATUBA

O Complexo Atuba é o embasamento de grande parte dos sedimentos da Bacia de Curitiba. Constitui faixa alongada na direção NE, com limites norte e sul com os cinturões Ribeira e Dom Feliciano. O flanco noroeste do Complexo Atuba mergulha sob o Grupo Açungui, e o sudeste, está em contato com a Suíte Rio Piên e plútons da Província Graciosa. O contexto geotectônico do Complexo Atuba e da Suíte Rio Piên caracteriza o Domínio Curitiba, o qual se associa a sudeste, aos domínios Paranaguá e Luís Alves. De acordo com BASEI *et al.* (1992), esta relação representa a aglutinação de entidades tectônicas distintas, decorrentes de sucessivas subduções e colisões continentais relacionadas à conformação do Gondwana Ocidental durante o Paleoproterozóico (SIGA JUNIOR *et al.*, 1995; SIGA JUNIOR *et al.* 2007).

O Complexo Atuba é constituído predominantemente por gnaisse bandados migmatíticos. No entanto, próximo ao flanco noroeste, ocorrem ortognaisses com foliação milonítica orientada segundo NE-SW, e subsidiariamente, granitos

hololeucocráticos de granulação média a grossa. A nordeste, entre Campo Largo e Colombo observa-se faixa alongada onde ocorrem gnaisses-granulitos cinza-esverdeados, com foliação definida por forte estiramento mineral. A sudeste de Curitiba predominam gnaisses bandados, leucocráticos a mesocráticos, migmatíticos, com granulação média e grande variação textural, onde são frequentes intercalações de corpos anfibolíticos (por vezes granatíferos) e xistos magnesianos.

A determinação da idade dos eventos relacionados à evolução do Complexo Atuba é dificultada pela atuação de fases deformacionais sobrepostas. SIGA JUNIOR *et. al.* (1995) atribuem idade paleoproterozóica para a formação destas rochas, seguida por intensa migmatização no neoproterozóico e, subsequente, remigmatização imposta pela *granitogênese brasileira*.

5.2 GRUPO AÇUNGUI

O Grupo Açungui constitui o embasamento aflorante a norte da bacia sedimentar de Curitiba e engloba rochas originadas em ambiente marinho, metamorfisadas e deformadas durante o Proterozóico superior. De acordo com FIORI & GASPAR (1993) a maioria das unidades é separada por grandes falhas de cavalgamento, e por essa razão apresentam complexa organização estratigráfica atual modificada da original. Na concepção destes autores, as unidades que compõem o Grupo Açungui são as seguintes:

- 1) Formação Capiru: constituída por metassedimentos situados a sul da Falha da Lancinha. É subdividida em três conjuntos litológicos: a) *Juruqui*, filitos avermelhados, com eventuais intercalações de quartzitos; b) *Rio Branco*, mármore ou metacalcários entremeados com filitos e quartzitos; e c) *Morro Grande*, alternância de quartzitos, filitos e mármore.
- 2) Formação Votuverava: reúne os conjuntos a) *Bromado*, composto por filitos, quartzitos e metaconglomerados polimíticos (típicos da unidade); b) *Coloninha*, que compreende metarenitos, metassiltitos, metarritmitos e metaconglomerados, frequentemente com contatos transicionais; e c) *Saivá*, composto essencialmente por filitos, metarritmitos, mármore e metamargas.

- 3) Formação Antinha: formada pelos conjuntos a) *Tacaniça*, constituído de metarritmitos sílticos cinza, com intercalações de metassiltitos arenosos e metarritmitos síltico-arenosos, meta-arenitos, e meta-conglomerados; b) *Capivara*, metacalcários calcíticos, geralmente rítmicos, cinza escuros; e c) *Vutuvuru*, composto por metarritmitos arenosos, com intercalações de metaconglomerados, metassiltitos, quartzitos (meta-arenitos) e meta-argilitos.

5.3 COMPLEXO SETUVA

O Complexo Setuva compõe o núcleo de antifome sigmoidal alongado na direção NE, situado entre a bacia de Curitiba e a zona de cisalhamento Lancinha. É constituído por gnaiss-migmatitos a sul, e sienogranitos, granodioritos e monzogranitos na porção centro-norte, onde são descritas zonas de rochas protomiloníticas a miloníticas. Conforme SIGA JUNIOR *et al.* (2007), apresenta contatos tectônicos com as rochas metassedimentares da Formação Capiçu, e continuidade física à leste com os terrenos gnáissico-migmatíticos, graníticos e anfibolíticos pertencentes ao Complexo Atuba. Os núcleos Betara e Tigre, distintamente, localizam-se a norte da zona de cisalhamento Lancinha e fazem contato com as seqüências metavulcanossedimentares das formações Betara e Perau, respectivamente.

A geocronologia do Complexo Setuva é complexa, pois envolve litotipos distintos submetidos processos tectônicos policíclicos. A observação e datação do núcleo de zircões zonados indicou idades arqueanas (3.200-3.000Ma) para os terrenos gnáissico-migmatíticos localizados a sul, Arqueano tardio (~2.650Ma) e Paleoproterozóico (~2.100Ma) para os sienogranitos miloníticos do setor norte (U-Pb, EV-TIMS). O padrão isotópico de zircões sem sobrecrecimentos, obtidos em sienogranitos protomiloníticos da porção central, indica idade também paleoproterozóica para esta fácies, mas com resfriamento atribuído ao neoproterozóico (método K-Ar/⁴⁰Ar-³⁹Ar) (SIGA JUNIOR *et al.* 2007).

5.4 PROVÍNCIA GRACIOSA

Na porção oriental da Bacia de Curitiba elevações adjacentes ao escarpamento da Serra do Mar, localmente denominado Serra da Graciosa, são sustentadas por plútons subcirculares de composição granítica e sienítica,

caracterizados pela coexistência de associações petrográficas alcalinas e aluminosas do tipo-A. Estendem-se do nordeste de Santa Catarina até sudeste do estado de São Paulo, correspondendo aproximadamente ao contato entre as microplacas Curitiba (Domínio Curitiba) e Luis Alves (Domínio Luis Alves), e a norte, entre a microplaca Curitiba e o Cinturão Granítico Costeiro. GUALDA & VLACH (2007) reconheceram cinco plútons distintos, alguns deles com nítida relação intrusiva com rochas adjacentes:

- a) Capivari: o mais setentrional e menos expressivo, com área de aproximadamente 34 km². É composto por granitos porfiríticos e sienogranitos;
- b) Órgãos: localizado a sul do anterior, possui área de aproximadamente 100 km². É o de maior expressão em área e complexidade interna, com associações de álcali-feldspato granito, granitos porfiríticos, sienogranitos equigranulares, enclaves de microgranito entre outros;
- c) Farinha Seca: ocupa posição central entre os plútons Órgãos, Marumbi e Anhangava. Difere dos demais pelo predomínio de álcali-feldspato granitos com anfibólio, com quantidades subordinadas de sienogranitos e quartzo-sienitos;
- d) Marumbi: possui forma irregular, alongado na direção norte sul, com área de 37 km². A única fácies reconhecida corresponde a álcali-feldspato granitos com anfibólio;
- e) Anhangava: é orientado na direção norte sul, e possui dimensões de aproximadamente 50 km². Apresenta grande variedade de fácies petrográficas com distribuição e inter-relação complexa, onde predominam álcali-feldspato sienitos, sieno-monzogranitos e álcali-feldspato granitos com biotita, e álcali-feldspato sienitos com piroxênio e olivina.

Idades geocronológicas absolutas obtidas pelo método Rb-Sr situam o magmatismo da Província Graciosa no intervalo 520-600 Ma. Dados obtidos pelo

método U-Pb, disponíveis somente para alguns do plútons, apontam idades entre 575-600 Ma (Neoproterozóico). Entretanto, idades obtidas pelo método K-Ar indicam que esse granitóides submeteram-se a curtos intervalos de resfriamento. Estas características sugerem que a geração dos magmas da Província Graciosa relaciona-se ao rearranjo crustal posterior a colisão entre o cinturão granítico costeiro e o bloco Curitiba-Luis Alves, no intervalo neoproterozóico a Cambriano.

5.5 GRANITO CERNE

Trata-se de um batólito granítico com dimensão de aproximadamente 45 km², localizado a noroeste da Bacia de Curitiba. Conforme CURY *et al.* (2008) é constituído predominantemente por granitos leucocráticos, avermelhados, equigranulares, médios a grossos e composição sienogranítica a álcali-feldspato granítica. Nas suas bordas ocorrem faixas de espessura métrica de rochas deformadas, como gnaisses e milonitos. CURY (2003 *apud* CURY 2008)⁵ associa o Granito do Cerne ao mesmo evento de intrusão dos granitos Passa Três e Rio Abaixo, adicionalmente, PRAZERES FILHO (2003) associa este e outros batólitos (Capão Bonito, Sguário, Córreas, Morro Grande, Carambeí, Joaquim Murtinho etc.) ao magmatismo pós-colisional anorogênico da porção sul do Cinturão Ribeira, ocorrido entre 590 a 560 Ma (Neoproterozóico).

5.6 FORMAÇÃO CAMARINHA

A Formação Camarinha aflora adjacente ao flanco noroeste da calha da bacia, no município de Campo Largo. Estratigraficamente situa-se acima do Grupo Açungui (em discordância angular), e sob a Formação Furnas (Devoniano, Bacia do Paraná), contexto este que a situa no Eocambriano. MORO⁶ *apud* MORO & BRITO NEVES (2004) a divide em três unidades metassedimentares com transição gradual:

- a) A: aflorante no limite sudeste na forma de faixa com direção NE, constituída por conglomerados polimíticos, arenitos médios a

⁵ SIGA JUNIOR, O. ; BASEI, M. A. S. ; SATO, K. ; PRAZERES FILHO, H. J. ; CURY, Leonardo Fadel ; WEBER, W. ; PASSARELLI, C. R. ; HARARA, O. M. M. ; REIS NETO, J. M. . *U-Pb (zircon) Ages of Metavolcanic Rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications*. **Geologia USP**. Série Científica, São Paulo, SP, v. 3, p. 39-50, 2003

⁶ MORO R. de P.X. 2000. **Propostas de origem, evolução e contexto da Bacia da Formação Camarinha – transição Neoproterozóico-Eocambriano do Estado do Paraná**. 167p. Tese de doutorado – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 2000.

conglomeráticos, maciços e incipientemente estratificados, com proporção menor de faixas de granulação mais fina na porção basal;

- b) B: que ocorre ao longo de toda extensão sul, na forma de sinclinal com fechamento para nordeste. Compreende brechas e conglomerados polimíticos intraformacionais com intercalações de arenitos grossos, por vezes com clastos, maciços ou com estratificação incipiente;
- c) C: ainda no sul, ocorre como pequenas lentes intercaladas a unidade B; é composta por arenitos finos que passam a siltitos, lamitos e ritmitos, que por vezes contem laminação paralela, marcas onduladas simétricas, cavalgantes, raramente assimétricas, *wavy*, *flaser*, cruzadas tabulares e tangenciais e estruturas de sobrecarga.

Estudos de litofaciologia e proveniência sedimentar sugerem que a sedimentação da Formação Camarinha se deu em ambiente costeiro com leques progradantes (*fandeltas*).

5.7 FORMAÇÃO SERRA GERAL

Na região do primeiro planalto, esta unidade ocorre na forma de corpos intrusivos tabulares de composição básica e secundariamente intermediária, encaixados no embasamento da Bacia de Curitiba. Geralmente são tabulares e de espessura variada, com orientação na direção NW-SE. Tais feições são foram relacionadas aos processos que culminaram na ruptura continental, e a conseqüente abertura do oceano Atlântico Sul no Cretáceo superior (137 a 127 Ma) (MILANI *et al.* 2007). O Arco de Ponta Grossa interferiu na evolução geológica da porção centro leste da América do Sul, onde movimentos verticais geraram fraturas extensas e profundas que deram passagem ao magma formador dos derrames basálticos (Formação Serra Geral), no interior da Bacia do Paraná. Além disso, tais eventos deformaram e expuseram unidades basais da Bacia do Paraná, assim como o embasamento pré-cambriano, gerando/reactivando importantes zonas de falhas regionais.

6 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

A compartimentação geomorfológica do Primeiro Planalto Paranaense é fortemente marcada pela constituição geológica do embasamento pré-cambriano e suas direções estruturais regionais, que condicionam o desenvolvimento de sistemas de drenagens e alinhamentos de cristas em um padrão NE-SW, NW-SE, e secundariamente, E-W.

6.1 SUPERFÍCIES DE APLAINADAS DO PRIMEIRO PLANALTO PARANAENSE

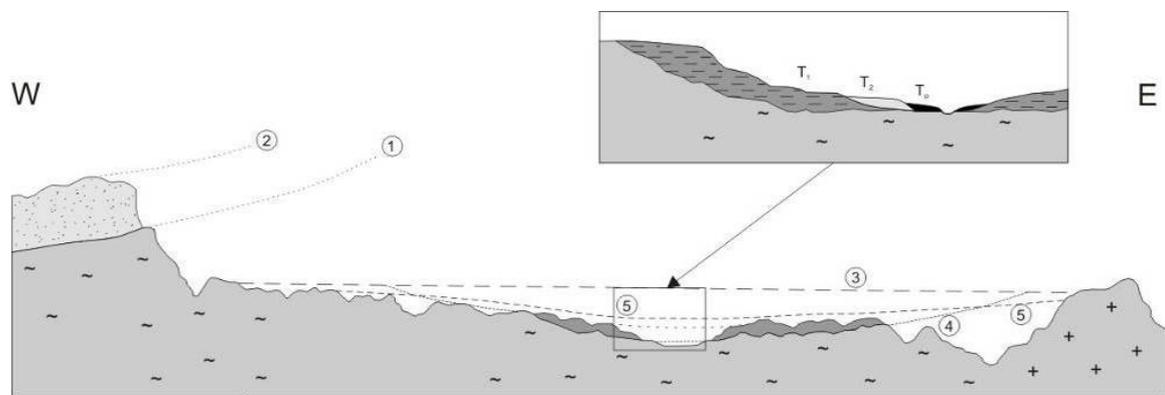
Estudos sedimentológicos e geomorfológicos de BIGARELA & AB´SABER (1961), trataram da evolução da compartimentação do relevo do primeiro planalto paranaense. Os autores propuseram a formação de quatro paleossuperfícies de origem erosiva, cuja gênese estaria relacionada a processos essencialmente climáticos (figura 12).

A Superfície Pré-devoniana, situada a oeste da Bacia de Curitiba, foi provavelmente elaborada sob clima úmido a subúmido que permitiu o desenvolvimento de espesso regolito, retrabalhado durante a transgressão marinha devoniana. Ao longo do contato com a Formação Furnas esta superfície não apresenta ondulações acentuadas, feições de antigos vales, o que indica que antes mesmo da transgressão passou por processos de aplainamento (figura 12, nº 1).

A Superfície Purunã, ou também denominada superfície de cimeira dos planaltos paranaenses, materializa-se em remanescentes retrabalhados no reverso continental da Serra do Mar (entre 1400 e 1500 m), e em planos que truncam a Escarpa Devoniana (1200 m) e a escarpa da serra da Esperança (entre 1000 e 1100 m). Provavelmente, esta superfície influenciou a superimposição primária dos rios da vertente continental do Paraná, acentuada em um segundo momento, pelo arqueamento que precedeu a ruptura continental cretácea (Arco de Ponta Grossa). Sua presença sugere atuação de processos de pediplanização sob climas tropicais que variavam de sub-úmido a semi-árido moderado, com equivalente sedimentar nos depósitos dos grupos Bauru e Caiuá. Possivelmente, a superfície Purunã comportava relevos residuais no primeiro planalto e noroeste do terceiro planalto. Alguns dos altos maciços da Serra do Mar constituem resíduos esboçados ao nível da superfície Purunã, sucessivamente re-salientados durante fases de aplainamento posteriores (figura 12, nº 2).

O contexto da Superfície do Alto Iguaçu é similar ao dos demais aplainamentos interplanálticos do interior, diferencia-se, entretanto, por assentar-se bruscamente sobre as rochas proterozóicas do primeiro planalto. Em comparação com as superfícies mais antigas, sua caracterização é mais difícil. Corresponde a uma pediplanação com bases de drenagem exorréica, desenvolvida após escavação das primeiras depressões periféricas, sob clima sub-úmido atuante em meados do Terciário. O certo é que restou embutida entre as escarpas estruturais então esboçadas e a ladeira continental do núcleo curitibano do “Escudo Brasileiro” (figura 12, nº 3).

Mais recente que as anteriores, a Superfície Curitiba encontra-se embutida na superfície que a antecede (Alto Iguaçu). Conforme os autores, embora pareça confundir-se com esta, é de idade bem mais moderna, pois sua base esta escavada na anterior, enquanto seu topo nivela-se aos remanescentes da Superfície pré-devoniana que circunda a Bacia de Curitiba (figura 12, nº 5). Sua evolução é complexa, pois se relaciona ao desfecho da sedimentação, bem como à evolução tectônica deformadora da Bacia de Curitiba.



Superfícies aplainadas e terraços da região de Curitiba:

- | | |
|--------------------------------------|--|
| ① Superfície pré-devoniana. | T ₁ e T ₂ - Baixos terraços. |
| ② Superfície do Purunã. | T ₃ - Várzeas recentes. |
| ③ Superfície do Alto Iguaçu. | |
| ④ Superfície pré-formação Guabirota. | |
| ⑤ Superfície de Curitiba. | |

Figura 12: Superfícies erosivas do primeiro planalto paranaense, conforme AB'SABER & BIGARELA (1961).

7 RESULTADOS

7.1 FÁCIES SEDIMENTARES

Uma síntese das fácies reconhecidas nos sedimentos da Formação Guabirota é apresentada no quadro 7. A classificação é baseada na proposta de MIALL (1996), e suas características são detalhadas nos itens seguintes.

Quadro 7: Fácies sedimentares identificadas nos sedimentos da Formação Guabirota, segundo a classificação de MIALL (1996).

Fácies sedimentares			
Código	Denominação	Constituição	Estruturas
<i>Gmm</i>	cascalho maciço sustentado por matriz	cascalho polimítico com matriz lamosa	maciça; imbricação de clastos mal definida
<i>Gcm</i>	cascalho sustentado pelo arcabouço	cascalho polimítico com matriz arenosa	gradação normal; imbricação de clastos
<i>Gp</i>	cascalho estratificado sustentado por matriz	cascalhos polimíticos com matriz areno-lamosa	estratificação cruzada tabular
<i>Sm</i>	areia maciça	areia fina a grossa; pode conter grânulos e seixos	maciça; aumento de lama para o topo
<i>Si</i>	areia com gradação inversa	areia média a grossa; pode conter grânulos	gradação inversa
<i>Sh</i>	areia com estratificação plano-paralela	areia média a grossa; pode conter grânulos	estratificação plano-paralela
<i>Sp</i>	areia com estratificação cruzada tabular	areia média a muito grossa; pode conter grânulos e seixos	estratificação cruzada tabular
<i>St</i>	areia com estratificação cruzada acanalada	areia grossa; pode conter grânulos e seixos	estratificação cruzada acanalada
<i>Sr</i>	areia com marcas onduladas	areia muito fina a grossa	marcas onduladas
<i>Fm</i>	lama maciça	argila, silte com proporção variada de areia	maciça
<i>Fl</i>	lama arenosa com laminação cruzada	argila, silte com proporção variada de areia	laminação cruzada isolada
<i>Fh</i>	lama com laminação plano-paralela	argila e silte	laminação horizontal incipiente

Fácies eo/telodiagenéticas			
Código	Denominação	Constituição	Estruturas
<i>Plc</i>	Calcretes pedogenéticos laminares	Calcita e/ou Dolomita	calcretes de aspecto laminar
<i>Pnc</i>	Calcretes pedogenéticos nodulares	Calcita e/ou Dolomita	calcretes de aspecto nodular
<i>Prc</i>	Calcretes pedogenéticos retrabalhados	Calcita e/ou Dolomita	vênulas, crostas adelgaçadas, intraclastos,
<i>Pf</i>	Ferricretes pedogenéticos	óxidos e hidróxidos de ferro	crostas adelgaçadas
Granulação <i>G: Gravel</i> (cascalho) <i>S: Sand</i> (areia) <i>F: Fine</i> (argila e silte)		Pedogênese <i>P: Paleossol</i> (paleossolo) <i>lc: laminar calcrete</i> (calcrete laminar) <i>nc: nodular calcrete</i> (calcrete nodular) <i>rc: reworking calcrete</i> (calcrete retrabalhado) <i>f: ferricrete</i> (ferricretes)	Estrutura <i>i: inverse grading</i> (gradação inversa) <i>h: horizontalized</i> (estratificação plano-paralela) <i>p: planar cross bedded</i> (estratificação cruzada tabular) <i>m: massive</i> (estrutura maciça) <i>r: ripple marks</i> (marcas onduladas) <i>t: cross trough</i> (estratificação cruzada tangencial)
Textura <i>mm: matrix supported</i> (sustentado por matriz) <i>cm: clast supported</i> (sustentado pelo arcabouço)			

7.1.1 Fácies cascalho maciço sustentado por matriz (*Gmm*)

Esta fácies engloba cascalhos polimíticos constituídos por seixos, grânulos, areia muito grossa, subsidiariamente blocos e raros matacões. Os sedimentos são mal selecionados, embora ocorram tipos com seleção moderada. Os clastos do arcabouço são constituídos por quartzitos, granitóides, migmatitos e gnaisses, subangulosos e subarredondados de baixa esfericidade, com maior eixo de até 15 cm. A matriz normalmente é mal selecionada, composta de lama, areias quartzofeldspáticas de grãos angulosos a subangulosos com esfericidade moderada, e grânulos de esfericidade e arredondamento variados (estampa 1, foto *a* e *b*). Os cascalhos dessa fácies constituem corpos de aspecto irregular, com base erosiva e topo grosseiramente convexo. As espessuras atingem até um metro e a extensão lateral pode chegar a dezenas de metros. No entanto, o reconhecimento de suas dimensões é dificultada por apresentar transição gradual para outras fácies cascalhosas. A cor dos sedimentos é cinza esverdeado, quando alterados adquirem tonalidades amareladas ou alaranjadas.

7.1.2 Fácies cascalho sustentado pelo arcabouço (*Gcm*)

Nesta fácies são incluídos cascalhos com arcabouço constituído por grânulos e seixos arredondados a subangulosos de até 10 cm, esfericidade e seleção baixa a

moderada, com ocasional gradação normal (estampa 1, foto c). Diferenciam-se da fácies *Gmm* por apresentar matriz de areia grossa ou média, com menor proporção de lama. Além disso, exibem imbricação de clastos e localmente são sustentados pelo arcabouço. Os estratos de cascalhos possuem forma tabular bem definida, com espessuras decimétricas a métricas, e largura decamétrica. As cores variam entre amarelo ocre, marrom, rosa e vermelho.

7.1.3 Fácies cascalho estratificado sustentando por matriz (*Gp*)

A fácies *Gp* engloba depósitos de cascalhos imaturos, cujo arcabouço pobremente selecionado é formado por seixos e grânulos, ambos predominantemente angulosos e com baixa esfericidade. A matriz é mal selecionada, com areias quartzo-feldspáticas de grãos angulosos e esfericidade moderada, grânulos feldspáticos, e com 10 % do conteúdo em lama. Podem formar lentes de largura métrica e espessura submétrica ou corpos irregulares com topo convexo. A base normalmente é erosiva, e em muitos casos, os limites laterais não são nítidos devido à transição gradual para fácies cascalhosas ou mesmo arenosas (estampa 1, foto d). A estratificação cruzada tabular pode formar *sets* com até 2 m, com estratos internos que podem atingir espessura de dez centímetros, e mergulhos médios da ordem de 20°. Sua cor primária é cinza com tons esverdeados, e as cores de alteração são o amarelo e o alaranjado.

7.1.4 Fácies areia maciça (*Sm*)

A fácies *Sm* é constituída por: a) areia grossa quartzo-feldspática eventualmente conglomerática, de grãos angulosos a subangulosos com baixa esfericidade; b) areias médias relativamente mais selecionadas que constituem lentes irregulares centimétricas intercaladas ou isoladas em lamas; ou ainda, c) subordinadamente areias mais finas que formam incipientes estratos de aspecto tabular. Em geral, são imaturas textural e mineralogicamente, contendo em seu arcabouço grânulos e seixos angulosos de baixa esfericidade constituídos por quartzo, feldspato, quartzitos e granitóides em matriz lamosa (estampa 1, foto e). Por vezes, as areias maciças são mais coesas devido a cimentação carbonática e secundariamente, a cimentação por óxidos/hidróxidos de ferro (avermelhados) e de manganês (de cor negra). A base dessa fácies é em geral erosiva, onde são reconhecidos extraclastos e lentes de espessura centimétrica contendo intraclastos das fácies subjacentes.

Areias maciças conglomeráticas podem ocorrer como estruturas de sobrecarga com forma de bolsões irregulares de dimensões submétricas (estampa 1, foto f). Comumente a fácies areia maciça apresenta gradação normal e aumento de lama em direção ao topo. A cor primária é cinza, entretanto, quando alterada adquire cor amarelo, alaranjado, rosa e vermelho.

7.1.5 Fácies areia com gradação inversa (*Si*)

A fácies *Si* possui arranjo textural incomum em comparação com outras fácies arenosas. Exibe gradação inversa, com a base constituída por areia média, e o topo, por areia grossa com menor conteúdo de lama; ou ainda, lama arenosa na base e areia fina com menor proporção de lama no topo. Os litossomas formam lentes de espessura centimétrica e largura métrica, intercaladas a lamelas ou areias tabulares de espessura decimétrica (estampa 2, foto a). Além disso, nas proximidades do topo ocorre maior concentração de grânulos. As cores mais comuns são o amarelo ocre, laranja e roxo.

7.1.6 Fácies areia com estratificação plano-paralela (*Sh*)

Compreende areias médias a grossas onde o acamamento horizontal pode ser identificado pelo alinhamento de grânulos e seixos (estampa 2, figura b) ou por intercalações de lâminas argilosas. Normalmente ocorre intercalada em fácies arenosas com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*). A cor primária é cinza, mas quando alterada apresenta cor amarelo ocre, alaranjado ou vermelho.

7.1.7 Fácies areia com estratificação cruzada tabular (*Sp*)

A fácies *Sp* é constituída por areia imatura média, grossa e muito grossa, com estratificação cruzada tabular (estampa 2, foto c). Os grãos são angulosos e com esfericidade baixa a moderada, constituídos por quartzo, feldspato, e excepcionalmente intraclastos de carbonatos pedogenéticos. Os seixos e grânulos são angulosos a subangulosos, com baixa esfericidade, constituídos por quartzitos, granitóides e gnaisses. A lama corresponde a até 15% da matriz. Esta fácies pode formar camadas tabulares de espessura decimétrica, associadas a superfícies erosivas côncavas; ou concentrações lenticulares de formas irregulares, com largura



Estampa 1: **a)** fácies *Gmm*, matriz com conteúdo lamoso abundante, notar cor cinza esverdeada típica; **b)** fácies *Gmm*, cascalho com menor conteúdo de lama na matriz; **c)** fácies *Gcm*, cascalhos localmente sustentados pelo arcabouço; **d)** fácies *Gp*, aspecto geral de cascalhos com estratificação cruzada tabular; **e)** fácies *Sm*, areia grossa imatura, aspecto maciço e matriz argilosa; **f)** fácies *Sm*, estrutura de sobrecarga em areia média.

métrica a submétrica intercaladas em sedimentos mais finos. Por vezes, a estratificação/laminação cruzada tabular é realçada pelo alinhamento de concordante de clastos (estampa 2, foto d), ou/e pela maior concentração de matriz lamosa. Os mergulhos dos planos de estratificação variam entre 20° e 34°, e a cor original dos sedimentos é cinza esverdeado, mas em exposições de superfície predominam as cores secundárias amarelo, e subordinadamente alaranjado.

7.1.8 Fácies areia com estratificação cruzada acanalada (*St*)

Na fácies *Sp*, são incluídas areias essencialmente grossas, imaturas, com grãos angulosos a subangulosos de quartzo e feldspato. No arcabouço ocorrem grânulos e seixos angulosos e subangulosos de feldspato, quartzito, quartzo, rochas granitóides e metabásicas. A estratificação pode ser realçada pelo arranjo de grânulos e/ou seixos alinhados (estampa 2, foto e), por cimentação posterior de óxido/hidróxidos de manganês e ferro, ou ainda, de carbonato de cálcio (estampa 2, foto f). A fácies *St* ocorre como lentes convexas de espessura métrica, ou estratos tabulares de espessura centimétrica concordantes a feições de base côncava. A estratificação forma *sets* com até 1 m de espessura, com mergulho dos estratos entre 12° e 36°. As cores primárias são acinzentadas a as de alteração mais comuns são a alaranjada, branca e roxa.

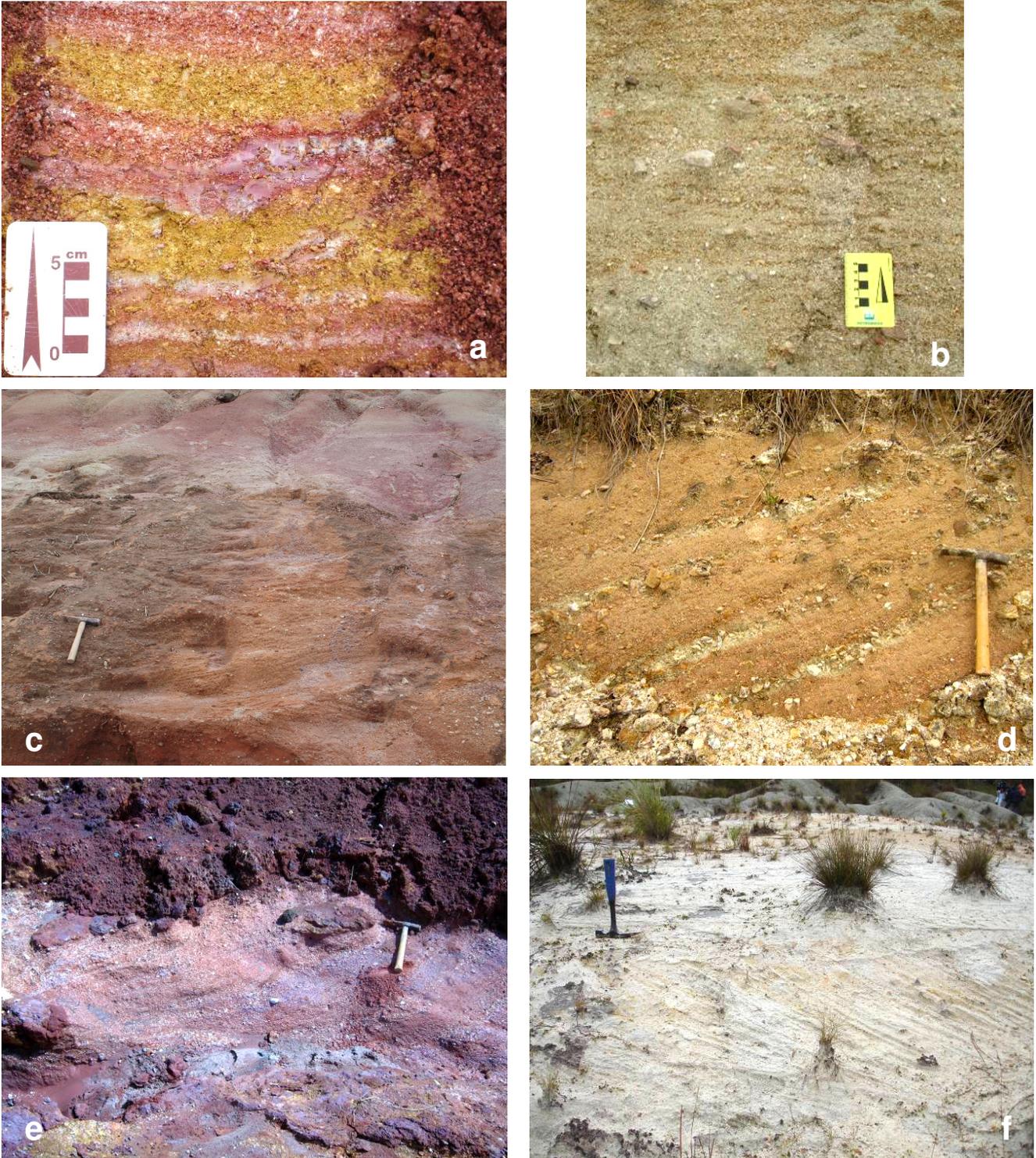
7.1.9 Fácies areia com marcas onduladas (*Sr*)

Esta fácies é constituída por areia fina, média, e minoritariamente grossa. As marcas onduladas possuem amplitude de até 5 cm e comprimento de onda inferior a 20 cm, normalmente associadas a areias com estratificação plano-paralela (fácies *Sh*) e com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) (estampa 3, foto a).

Diferente das fácies arenosas descritas anteriormente, a fácies *Sr* apresenta transições graduais com fácies adjacentes, e por vezes ocorre intercalada em fácies lamosas com maior concentração de areia fina (estampa 3, foto b). A cor original é cinza, mas ocorrem nas cores secundárias amarela, alaranjada e roxa.

7.1.10 Fácies lama maciça (*Fm*)

As lamas são abundantes entre os depósitos da Formação Guabirota. São sedimentos geralmente mal selecionados, onde predominam



Estampa 2: a) fácies *S_i*, areia média com granocrescência ascendente, realçada por intercalações argilosas com acamamento plano-paralelo; b) fácies *S_h*, estratificação plano-paralela em areia grossa; c) fácies *S_p*, estratificação cruzada tabular em areia grossa, porção central da foto; d) fácies *S_p*, areia grossa com estratificação cruzada tabular salientada por seixos, grânulos e argila; e) fácies *S_t*, areia fina com estratificação cruzada acanalada salientada por concentração de grânulos e seixos; f) fácies *S_t*, estratificação cruzada acanalada em areias médias salientada por lâminas carbonáticas.

argilas e silte com proporção de areia fina variada. Areias médias e grossas, grânulos e seixos esparsos ocorrem em quantidades subordinadas (estampa 3, figura b). Nas frações mais grossas, predominam quartzitos, feldspatos potássicos, granitóides, e excepcionalmente fragmentos arredondados de crostas carbonáticas. Tanto o arredondamento quanto a esfericidade dos clastos maiores do são variados. A espessura dominante é métrica a centimétrica, mas excepcionalmente, lammas maciças podem constituir exposições com até 12 m de espessura. Nas exposições mais expressivas, a forma tabular dificulta a determinação dos limites laterais dos estratos lamosos. A cor primária é cinza, mas quando alterada adquire tonalidade e textura mosqueada em tons de marrom, vermelho ou roxo (estampa 3, foto c).

7.1.11 Fácies lama arenosa com laminação cruzada (*Fl*)

A fácies *Fl* inclui lammas com laminação ou estratificação cruzada tabular de ocorrência subordinada a lammas de estrutura maciça (fácies *Fm*). Formam *sets* mal definidos nas porções areno-siltosas de lammas maciças. As lâminas apresentam espessura milimétricas e os *sets*, da ordem de 20 cm. Por vezes, as estruturas são realçadas por cimentos carbonáticos ou de óxido/hidróxidos de ferro, e neste caso, possibilitam a obtenção de dados para análise de paleocorrentes (estampa 3, foto d).

7.1.12 Fácies lama com laminação plano-paralela (*Fh*)

Esta fácies é pouco recorrente entre sedimentos finos da Formação Guabirotuba. A fácies é constituída de lammas argilosas com frações arenosas ausentes. Formam estratos, lâminas e lentes com espessura de poucos centímetros, com estruturas de sobrecarga junto ao topo; ou feições acanaladas com até 1 m de espessura. A identificação do acamamento plano-paralelo é favorecido pela presença de óxidos/hidróxidos (estampa 3, figura e), que por vezes atribui alternância rítmica entre o cinza, e as cores secundárias amarela, alaranjada e a vermelha.

7.2 FÁCIES EO/TELODIAGENÉTICAS

Sob esta associação encontram-se fácies cuja gênese relaciona-se a processos aditivos de migração e/ou precipitação de carbonatos, óxidos e hidróxidos.

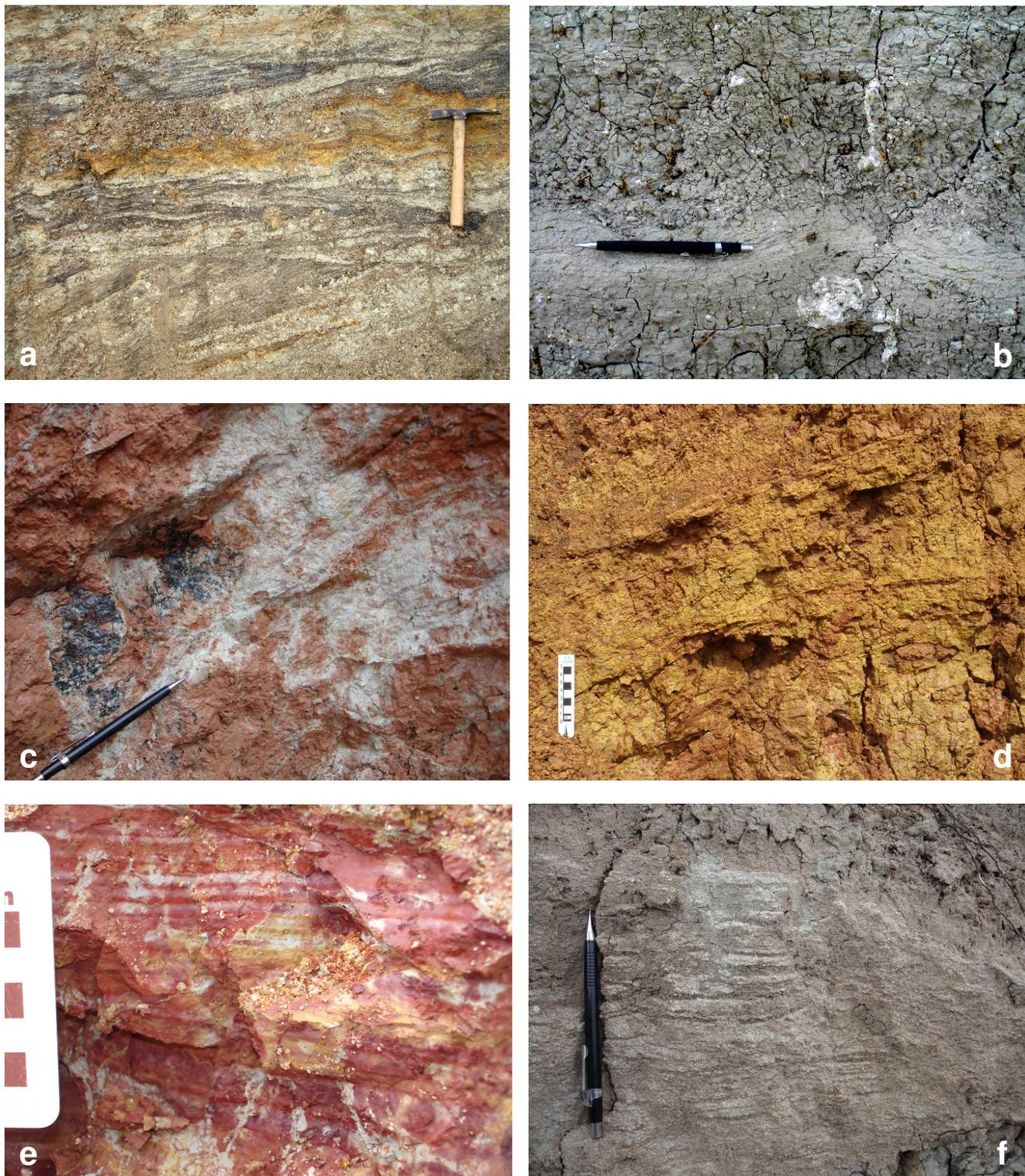
7.2.1 Fácies *eodiagenética*: calcretes pedogenéticos maciços laminares (*Plc*) e nodulares (*Pnc*)

As fácies carbonáticas ocorrem em intervalos com concentração de cimento em fácies clásticas. Possuem aspecto interno laminar incipiente, e formam crostas que se intercalam a lamas maciças (fácies *Plc*) (estampa 3, foto f). O aspecto externo é tabular, e a espessura raramente ultrapassa 20 cm. Os calcretes nodulares (fácies *Pnc*) podem formar concreções alongadas a subsféricas isoladas ou amalgamadas, com dimensões individuais de até 8 cm. Geralmente ocorrem em sedimentos lamosos, conferindo-lhes aspecto “mosqueado” branco (estampa 4, foto a), e por vezes, as concreções têm formato tubular vertical com estrutura interna concêntrica mal definida, de prováveis rizocreções (estampa 4, foto b). Tais feições foram atribuídas a paleopedogênese decorrente da exposição dos sedimentos sob condições de forte evaporação em clima semi-árido (PERICO *et al.* 2007).

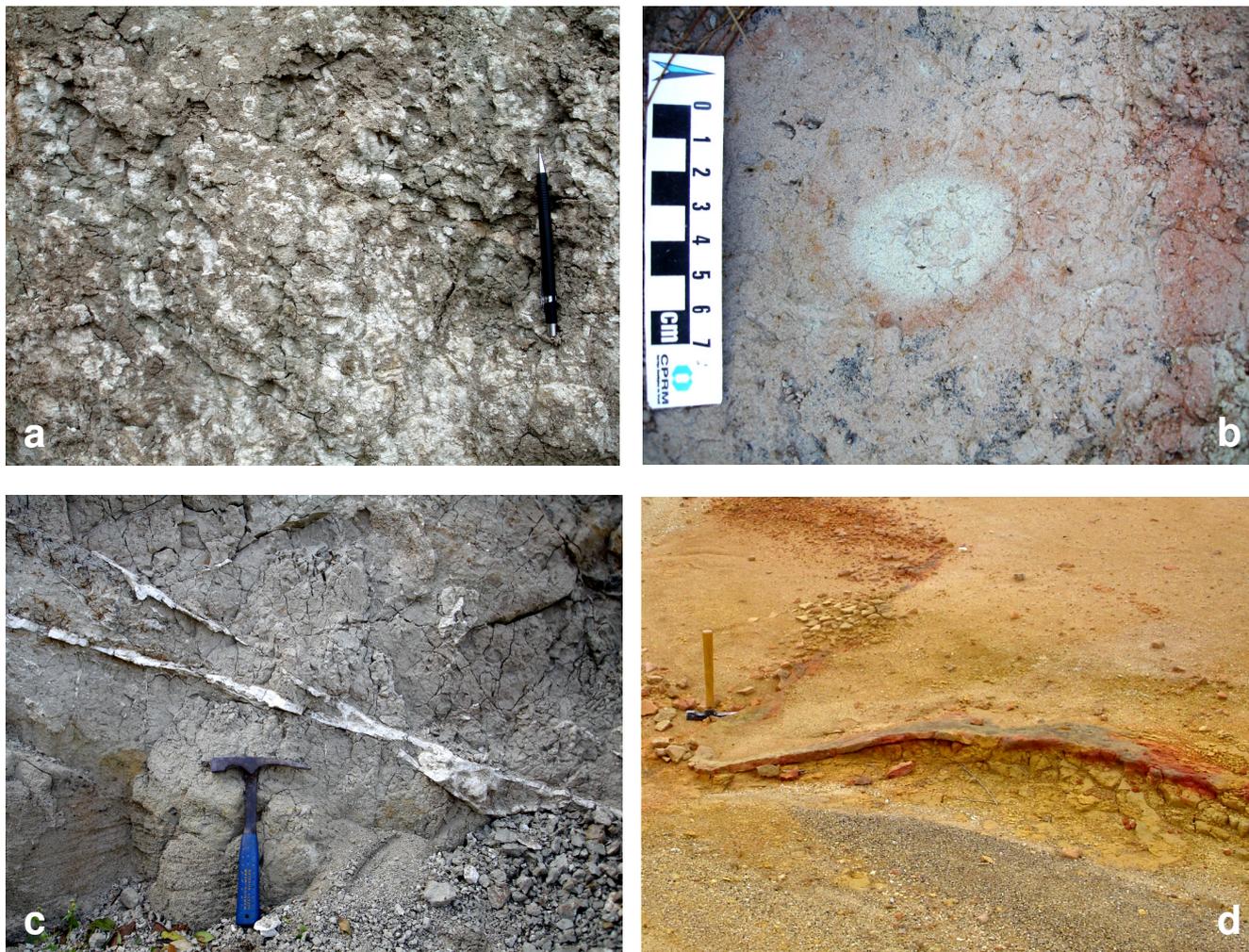
Os calcretes também ocorrem como areias ou grânulos do arcabouço de fácies lamosas ou arenosas. O arredondamento desses intraclastos permite suportar desgaste mecânico durante o transporte. Além disso, crostas carbonáticas com espessura de até 3 cm que preenchem falhas, fraturas ou vênulas, indicam possível remobilização química e re-precipitação de calcretes (estampa 4, foto c). A gênese dessas crostas estaria relacionada a processos pós-deposicionais (telodiagnéticos). Esta suposição é baseada em observações de campo, e sua adoção necessita de estudos específicos. Portanto, calcretes remobilizados por processos mecânicos e possivelmente químicos, são indistintamente incluídos na fácies *Prc* (*Paleossol reworking calcretes*).

7.2.2 Fácies *telodiagenética*: crosta ferruginosa (*Pfc*)

Nesta fácies são incluídas crostas ferruginosas que constituem acumulações estratiformes delgadas com até 3 cm de espessura e aspecto interno maciço. Ocorrem predominantemente nas fácies arenosas e cascalhosas, ao longo de toda superfície do contato com sedimentos e horizontes pedogenéticos/intempéricos atuais (estampa 4, foto d). Possuem cor marrom avermelhada, com tonalidades azuladas ou negras. Sua gênese é atribuída à alteração de minerais, migração e cimentação de óxidos e hidróxidos de ferro sob condições climáticas úmidas a sub-úmidas.



Estampa 3: **a)** fácies *Sr*, areia média a grossa com marcas onduladas em contato com a fácies areia com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*); **b)** fácies *Sr*, areia com marcas onduladas intercaladas com lamas maciças (fácies *Fm*); **c)** fácies *Fm*, lama maciça com tonalidades de alteração, o material escuro é óxido de manganês; **d)** fácies *Fl*, lama arenosa com estratificação cruzada tabular salientada por lâminas com cimento ferruginoso (fácies *Pfc*); **e)** fácies *Fh*, lama argilosa com estratificação plano-paralela incipiente; **f)** fácies *Plc*, calcrete de aspecto laminar.



Estampa 4: **a)** fácies *Pnc*, nódulos de CaCO_3 atribuindo aspecto mosqueado a fácies *Fm*; **b)** fácies *Pnc*, possível rizocrecção carbonática vista em seção horizontal, fácies *Fm*; **c)** fácies *Prc*, fraturas preenchidas com crostas de carbonatos possivelmente remobilizados, intercaladas a lamas; **d)** fácies *Pfc*, crosta ferruginosa.

7.3 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES

As associações de fácies sedimentares aliadas a hierarquia das superfícies limitantes, conduzem a identificação dos elementos arquitetônicos, unidade primordial a interpretação da dinâmica deposicional (MIALL, 1996). O quadro 8 apresenta uma síntese das associações de fácies e elementos arquitetônicos identificados nos sedimentos da Formação Guabirota.

Quadro 8: Associações de fácies sedimentares identificadas nos sedimentos da Formação Guabirota

Associação de fácies	Fácies	Processo	Elemento arquitetônico	Contexto no ambiente fluvial
A	<i>Sp, Gp, Gt</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB) ou cascalhosa (GB)	canal (CH)
	<i>Sp, Gp, Gt</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB) ou cascalhosa (GB)	
	<i>Sm, Fm</i>	fluxo gravitacional arenoso ou lamoso	fluxo gravitacional (SG)	canal (CH) e planície de inundação (OB)
	<i>Gmm</i>	fluxo gravitacional cascalhoso	fluxo gravitacional (SG)	
B	<i>St, Sp</i>	migração oblíqua de barra (LA/DA)	barra arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sm</i>	fluxo gravitacional arenoso	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Sm, Sr</i>	transbordamento de canal	inundação laminar (LS)	planície de inundação (OB)
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
C	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB)	
	<i>Fm, Sm</i>	fluxo gravitacional lamoso em estágio de menor vazão	fluxo gravitacional (SG)	canal (CH)
	<i>Fh</i>	abandono de canal	finos de "planície de inundação" (FF)	
	<i>Fm, Fl</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	planície de inundação (OB)
	<i>Plc, Pnc</i>	pedogênese	paleossolo (P)	

Associação de fácies	Fácies	Processo	Elemento arquitetônico	Contexto no ambiente fluvial
D	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	forma de leito arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Fh</i>	abandono de canal	finos de “planície de inundação” (FF)	
	<i>Sm</i>	fluxo gravitacional arenoso	fluxo gravitacional (SG)	planície de inundação (OB)
	<i>Fm, Fl</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Sp, Sm, Sr</i>	fluxo gravitacional arenoso	Inundação laminar (LS)	
	<i>Plc, Pnc</i>	pedogênese	paleossolo (P)	
E	<i>Gmm, Gcm., Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra cascalhosa (GB) e arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sp</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB)	planície de inundação (OB)
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
	<i>Sm</i>	fluxo gravitacional arenoso	fluxo gravitacional (SG)	
F	<i>Sp</i>	migração longitudinal de barra (DA)	barra arenosa (SB)	canal (CH)
	<i>Sp</i>	migração lateral de barra (LA)	barra arenosa (SB)	
	<i>Sm</i>	Abandono de canal	finos de “planície de inundação” (FF)	planície de inundação (OB)
	<i>Sm</i>	rompimento de dique marginal (CS)	inundação laminar (LS)	
	<i>Fm</i>	fluxo gravitacional lamoso	fluxo gravitacional (SG)	
CH: <i>channel</i> (canal)		LA: <i>lateral accretion</i> (acrecção lateral)		
CS: <i>crevasse splay</i> (rompimento de dique marginal)		OB: <i>overbank</i> (planície de inundação)		
DA: <i>downslope accretion</i> (acrecção longitudinal)		SB: <i>sand bar</i> (barra arenosa)		
FF: <i>overbank fines</i> (finos de planície de inundação)		SG: <i>sedimentary gravity flow</i> (fluxo gravitacional)		
GB: <i>gravel bar</i> (barra cascalhosa)				

7.3.1 Associação A

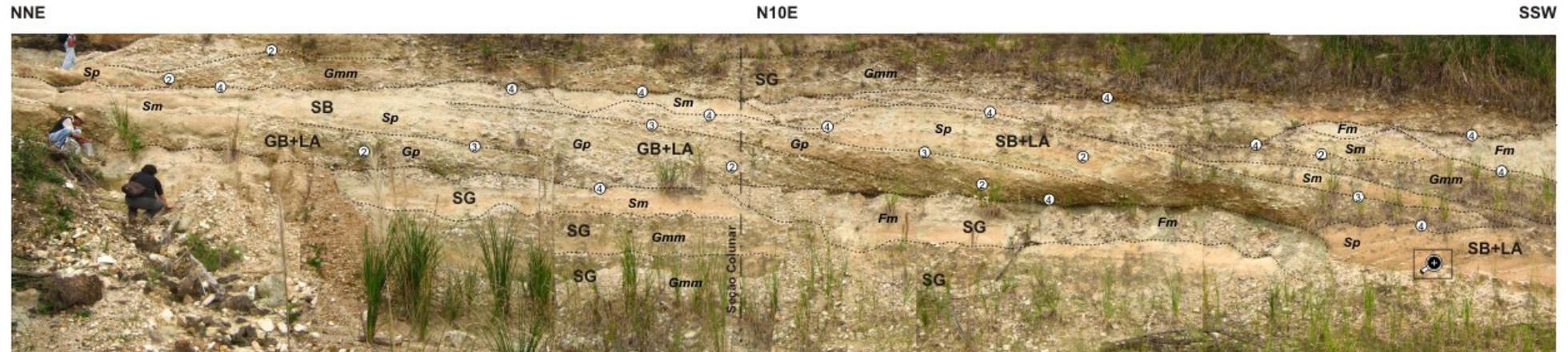
A Associação A reúne fácies cascalhosas *Gmm*, *Gt* e *Gp* amalgamadas, que apresentam espessuras individuais de até 3 m, dimensões laterais decamétricas e transições graduais entre si. Quando visíveis, os contatos basais são erosivos, mas podem ocorrer gradações normais grosseiras (internas) ou bem definidas para fácies arenosas (*Sm*, *St* ou *Sp*) e/ou lamosas (*Fm*) (painel 1).

As fácies arenosas formam lentes com formas irregulares, amalgamadas, exibindo estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) ou estrutura maciça (fácies *Sm*). As dimensões são variadas, com espessuras dominantes métricas e larguras métricas a decamétricas. Às vezes, fácies arenosas exibem gradação para lamas (fácies *Fm*) com espessura até 50 cm de em direção ao topo.

Essas relações sugerem variações bruscas e/ou graduais na intensidade dos processos deposicionais. A fácies cascalhosa *Gmm* corresponde a sedimentos de fluxos gravitacionais depositados em condições de alta energia (elemento SG), enquanto as fácies *Sm* e *Fm*, aos de menor energia. O retrabalhamento fluvial de tais sedimentos resultou na formação de barras com migração lateral (elemento LA) e longitudinal (elemento DA). Em eventos de maior energia barras cascalhosas (elemento GB) que eram mobilizadas, resultaram na formação da fácies *Gp*. Sob condições mais brandas, a migração de barras arenosas (elemento SB) depositou sedimentos da fácies *Sp* (painel 1).

Rumo ao interior da bacia a *Associação A* adquire caráter mais lamoso, onde os depósitos são formados principalmente pela fácies *Fm*. Neste caso, sedimentos mais grossos ocorrem em quantidade subordinada, e são constituídos por intercalações de areia maciça muito grossa (fácies *Sm*) ou grânulos e seixos, formando localmente a fácies *Gmm*. No interior das feições acanaladas (elemento CH), são observadas transições laterais de areias maciças (fácies *Sm*) para areias com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*).

A espessura preservada dessas lamas não ultrapassa 5 metros, e o contato com o embasamento é caracterizado pela concentração de grânulos e seixos angulosos pouco movimentados, com exceção de alguns incorporados a matriz. O domínio da fácies *Fm* aponta para ambiente com fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG) não confinados. Nos raros canais identificados (elemento CH), é observada a transição entre as fácies *Sm* e *Sp*, o que sugere retrabalhamento fluvial de fluxos gravitacionais canalizados.



Fácies sedimentares

- Fm: lama maciça
- Gmm: cascalho sustentado por matriz
- Gp: cascalho com estratificação cruzada tabular
- Sm: areia maciça
- Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Superfícies limitantes

- - - limites interpretados
- ⊕ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

- GB: barra cascalhosa
- LA: barra com migração lateral
- SB: barra arenosa
- SG: fluxo gravitacional



Detalhe de sucessivas superfícies de reativação na fácies Sp, que constitui o elemento barra arenosa com migração lateral (SB+LA)

Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
4	⊕	Gmm	Cascalho sustentado por matriz areno-argilosa, estrutura maciça, arcabouço com seixos subarredondados a angulosos de quartzito
	⊕	Sm	Areia mal selecionada com seixos esparsos, estrutura maciça
3	⊕	Gp	Cascalho sustentado por matriz areno-argilosa, com estratificação cruzada tabular sigmoidal(?), arcabouço com seixos subarredondados a angulosos de quartzito
	⊕	Gp	
2	⊕	Fm	Lama cinza com quantidade subordinada de areia
	⊕	Sm	Sedimento cascalhoso na base, com granodecrescência ascendente para areia média a fina. O arcabouço é constituído por seixos e grânulos angulosos a subarredondados de quartzitos e rochas granitóides, a matriz é areno-lamosa
1	⊕	Gmm	

Painel 1: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que foram a Associação A (local 2).

7.3.2 Associação B

Esta associação é formada por fácies arenosas que constituem feições acanaladas, cuja espessura máxima preservada da ordem de 2 m e a largura de até 20 m. Nestas, predominam areias médias a grossas com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*) ou acanalada (fácies *St*) salientadas pelo alinhamento de seixos (painel 2). Eventualmente, essas feições podem ser formadas por areias conglomeráticas com estrutura maciça (fácies *Sm*). Em ambos casos, é comum a concentração de seixos extraclásticos angulosos e subangulosos na porção basal.

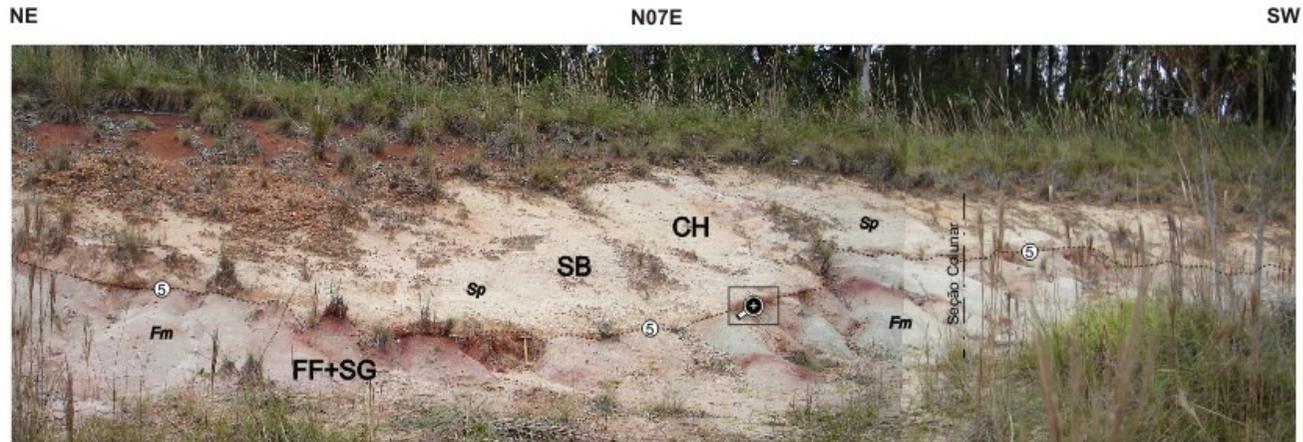
As feições acanaladas esculpem fácies lamosas de estrutura maciça (fácies *Fm*) com aspecto tabular, cuja espessura máxima é da ordem de 3 m e largura é no mínimo decamétrica (painel 2). Entre estas são comuns intercalações lenticulares de areias maciças (fácies *Sm*) com espessura de até 20 cm e largura sub-métrica; e tabulares, com espessura similar e largura de até 2 m, cuja transição pode ser gradual para fácies lamosas. Por vezes, ocorrem areias com marcas onduladas (fácies *Sr*).

No contexto da *Associação B*, as fácies *Sp* e *St* correspondem a depósitos de migração de barras arenosas (elemento SB) em canais fluviais (elemento CH) com oscilação nos níveis da energia de transporte. A fácies *Sm* permite supor que tais canais também acomodavam fluxos gravitacionais (elemento SG). O elemento canal forma superfícies erosivas de 5º ordem sobre lamas maciças (fácies *Fm*) (painel 2).

As fácies lamosas correspondem a depósitos de sucessivos fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG). Tais depósitos contextualizam o ambiente de planície de inundação (elemento OB), onde ocasionais transbordamentos do canal resultaram em inundações laminares arenosas (elemento LS), que depositaram areias da fácies *Sm* e *Sr*.

7.3.3 Associação C

A *Associação C* reúne fácies que formam unidades acanaladas de maior porte, com preenchimento mais complexo em relação as da *Associação B*. A espessura dessas unidades são inferiores a 4 m e a largura da ordem de 20 m. Porém, quando justapostos lateralmente formam complexos com mais de 100 m de largura (painel 3). As feições acanaladas são preenchidas por estratos com até



Fácies sedimentares

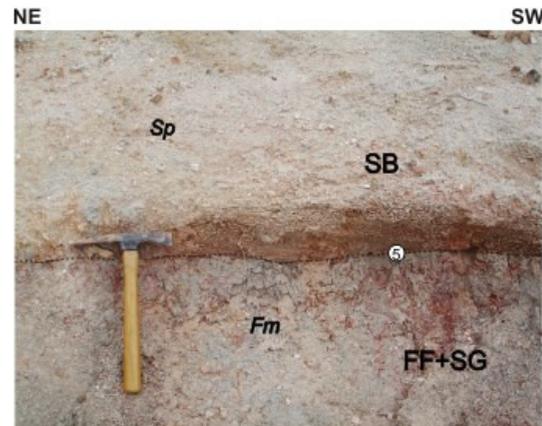
Fm: lama maciça
Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Superfícies limitantes

--- limites interpretados
 ⑤ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

CH: canal
 FF: planície de inundação
 SB: barra arenosa



Detalhe de superfície erosiva inferior (5º ordem) do elemento de canal (CH) formado por barras arenosas (elemento SB)

Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
	⑤	<i>Sp</i>	Areia mal selecionada, com grânulos e seixos de até 4 cm de quartzito, quartzo e rochas básicas alteradas. Estratificação cruzada incipiente
		<i>Fm</i>	Lama cinza com grânulos de 1-2 mm subarredondados a angulosos, com esfericidade média a baixa, constituídos por quartzo e feldspato

Painel 2: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a Associação B (local 18).

40 cm de espessura de areias maciças ou estratificadas (*Sp*, *Sm*, *Sr* e *Sh*), intercaladas a lamas de estrutura maciça (fácies *Fm*), com laminação cruzada tabular (fácies *Fl*) ou plano-paralela (fácies *Fh*). Às vezes ocorre gradação normal na fácies arenosa maciça (fácies *Sm*), associada com o aumento do conteúdo de lama para o topo. Junto a tais fácies, também são observadas intercalações lamosas com forma lenticular e espessura decimétrica. Estas estruturas indicam redução gradual na energia do fluxo, e o retrabalhamento de barras arenosas por canais menores.

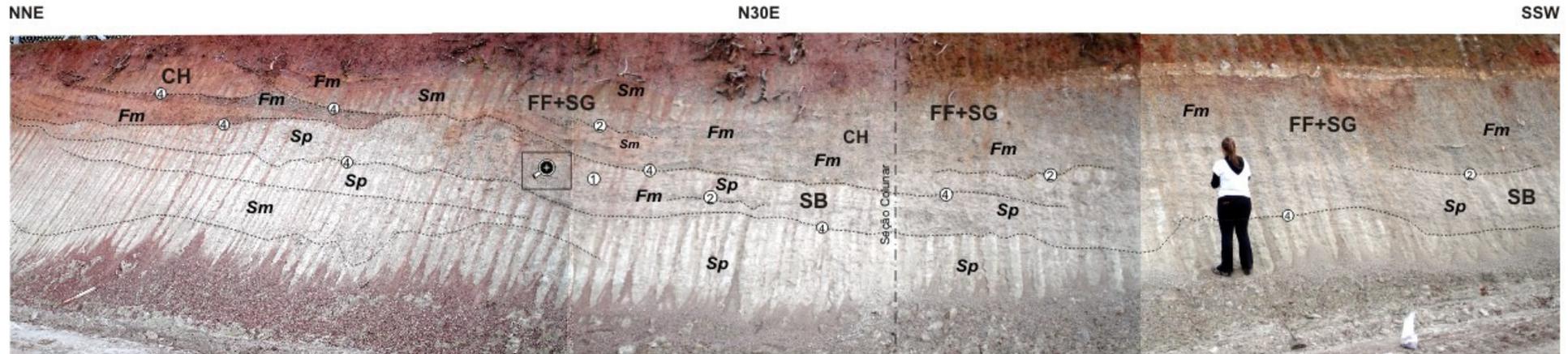
Em complexos de canais amalgamados, feições individuais formam superfícies erosivas de 4º ordem. Com menor frequência, são identificadas superfícies erosivas de 5º ordem sobre lamas da fácies *Fm*. A norte, algumas ocorrências da fácies *Fm* diferenciam-se pela presença de calcretes pedogenéticos nodulares (fácies *Pnc*) e remobilizados (fácies *Prc*). Os calcretes remobilizados formam crostas delgadas sub-horizontais, que se intercalam a fraturas e pequenas falhas.

Os elementos arquitetônicos reconhecidos nesta associação são principalmente os canais (elemento CH). As areias estratificadas (fácies *Sp*) que se intercalam a lamas maciças (fácies *Fm*), apontam para variações sazonais na energia do fluxo no canal. Assim, em intervalos de maior vazão barras arenosas (elemento SB) migraram a jusante (elemento DA) e foram preservadas como depósitos da fácies *Sp*. Sob condições de menor energia, fluxos gravitacionais (elemento SG) depositaram areias (fácies *Sm*) e lamas maciças (fácies *Fm*) nos canais. Concomitantemente, pequenos corpos aquosos isolados (lagoas) originaram lamas com laminação plano-paralela (fácies *Fh*).

A sobreposição horizontal e lateral dos elementos de canal dificulta a identificação de superfícies de 5º ordem (painel 3). Nas grandes exposições, remanescentes da fácies *Fm* entremeiam canais verticalmente sobrepostos. Nesse caso, tais depósitos são produtos de fluxos gravitacionais lamosos (elemento SG) fora do contexto do canal (elemento OB), e por vezes, exibem estruturas de paleossolos (elemento P).

7.3.4 Associação D

Esta associação é formada principalmente por estratos submétricos de areias finas e médias intercaladas a lamas maciças. O aspecto externo das fácies é



Fácies sedimentares

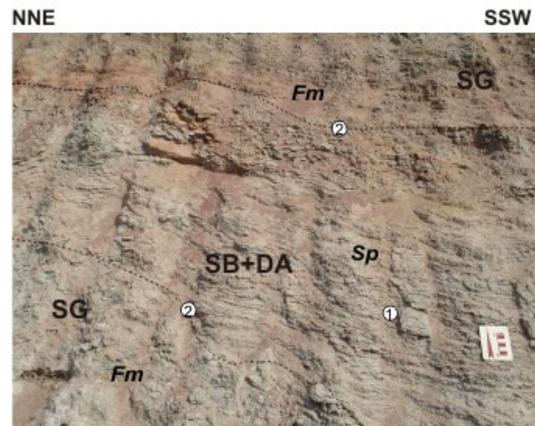
- Fm: lama maciça
- Gmm: cascalho sustentado por matriz
- Gp: cascalho com estratificação cruzada tabular
- Sm: areia maciça
- Sp: areia com estratificação cruzada tabular

Superfícies limitantes

- ~ limites interpretados
- Ⓞ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

- CH: canal
- DA: migração de barra a jusante
- GB: barra cascalhosa
- SB: forma de leito arenosa
- SG: fluxo gravitacional



Detalhe de sucessivas superfícies de reativação da fácies Sp, que contextualiza o elemento forma de leito arenosa com migração a jusante (SB+DA).

Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
4	Ⓞ	Sm	Areia conglomerática com grânulos e seixos angulosos a subarredondados arcabouço. A matriz é formada por areia média mal selecionada
3	Ⓞ	Fm	Lama argilosa com grãos de areia esparsos
3	Ⓞ	Fm	Lama com grãos de areia esparsos e alguns seixos
2	Ⓞ	Sm	Areia conglomerática com seixos e grânulos angulosos a subarredondados no arcabouço. A matriz é composta por areia média mal selecionada
1	Ⓞ	Fm	Lama com pouca areia e seixos na base
1	Ⓞ	Sp	Areia fina com planos de estratificação cruzada salientados por minerais pesados

Painel 3: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a Associação C (local 55).

tabular, e por vezes ocorrem como preenchimento de feições acanaladas com espessura inferior a 1 m e extensão lateral ampla. Em alguns locais são observadas sucessões de estratos de areias finas com estratificação cruzada de baixo ângulo de mergulho (*Sp*), cimentadas por carbonato de cálcio (fácies *Plc*). Essas areias formam crostas salientes de continuidade lateral superior a 20 m e espessura média de até 20 cm, com extremidades discretamente afinadas (painel 4). As fácies lamosas (*Fm*) por vezes apresentam aspecto nodular decorrente do acúmulo de cimento carbonático (fácies *Pnc*). Essas características sugerem ambiente dominado por fluxos de baixa energia pouco confinados.

Subordinadamente são incluídas feições acanaladas de menor porte, com largura de 3 m e espessura da ordem de 40 cm, constituídas por areia maciça com gradação normal (fácies *Sm*); ou por areia com estratificação cruzada tabular incipiente (fácies *Sp*). Tais feições formam superfícies basais de 5º ordem sobre lamas maciças (fácies *Fm*) (foto de detalhe do painel 4). As feições acanaladas de maior porte apresentam espessura de 1 m e largura de até 50 m, e são formadas por estratos delgados de areias intercaladas com lamas. As areias possuem espessura de até 15 cm e exibem gradação inversa (fácies *Si*); e as lamas, atingem espessura de até 5 cm, exibem laminação plano-paralela (fácies *Fh*) e estruturas de sobrecarga no topo (estampa 2, foto a). Nas feições acanaladas de maior porte, não são identificados elementos de horizontes pedogenéticos.

As fácies incluídas na Associação *D* formam elementos arquitetônicos que correspondem principalmente à deposição em planície de inundação (elemento OB). As areias maciças (fácies *Sm*) ou com estratificação cruzada tabular (fácies *Sp*), resultam de inundações laminares (elemento LS) decorrentes do transbordamento de canais de pequeno porte (elemento CH). As lamas maciças (fácies *Fm*) correspondem a porção mais distal das inundações laminares, ou a eventos de transbordamento com menor energia. Neste contexto, a intercalação de estratos tabulares de lamas e areias, reflete a alternância sazonal de eventos com diferente intensidade, separados por superfícies limitantes de 4º ordem (painel 4).

As fácies *Si*, *Fm* e *Fh* que estão relacionadas ao elemento canal (CH) de maior porte, são de ocorrência secundária. As superfícies que delimitam canais são de 5º ordem, e as que separam elementos de preenchimento, de 4º ordem.

A fácies *Si* contextualiza fluxos gravitacionais (elemento SG) repentinos, que possivelmente antecediam eventos de maior energia. Estes atingiam o substrato lamoso incoeso e úmido, constituído por depósitos de fluxos gravitacionais e de lagoas (fácies *Fh*) formados em intervalos de baixa energia.

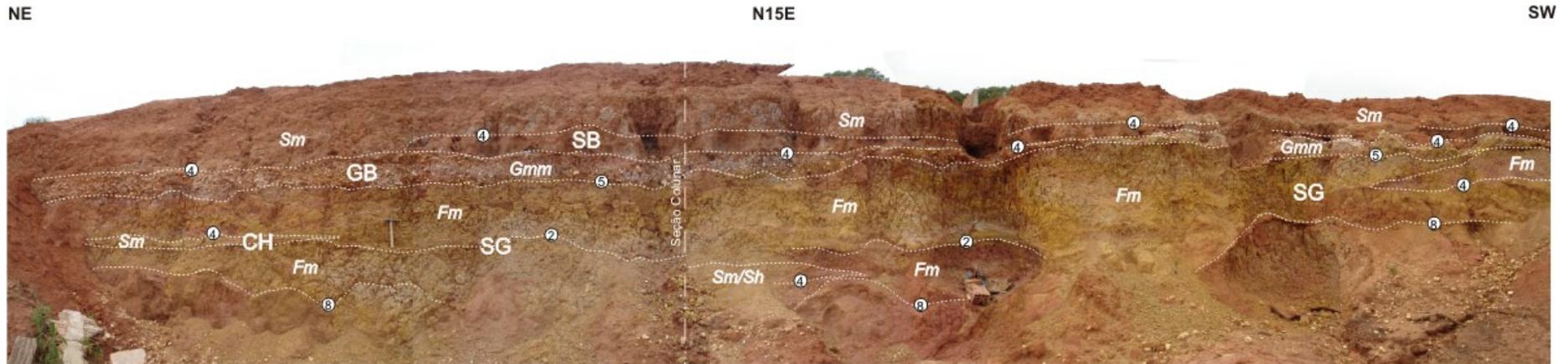
7.3.5 Associação E

A Associação E tem como característica principal, fácies cascalhosas (*Gmm*) de matriz arenosa que ocorrem em estratos tabulares, com espessuras que não ultrapassam 1 m (painel 5). Nesta fácies ocorrem transições para areias finas a médias maciças (fácies *Sm*), ou com estratificação cruzada incipiente (fácies *Sp*), por vezes perceptível devida concentração de clastos alinhados.

Os estratos arenosos sobrejacentes (*Sm* ou *Sp*) aos cascalhos também possuem forma tabular. As suas espessuras são de até 50 cm, e às vezes possuem intercalações de cunhas de areia fina (*Sm*), com espessuras de até 20 cm e largura da ordem de 3 m. Feições acanaladas com dimensões similares a das cunhas supracitadas ocorrem intercaladas a lamas (fácies *Fm*). Nesse caso, são preenchidas com areias finas maciças (fácies *Sm*) ou areia grossa com laminação plano paralela (fácies *Fh*) (painel 5).

A forma externa tabular com grande amplitude lateral, bem como a ausência de feições acanaladas maiores, sugere ambiente dominado por fluxos pouco canalizados. A cor primária cinza escuro das fácies arenosas, bem como o castanho ou vermelho da matriz dos cascalhos são singulares. Tais fácies possuem menor teor de argila, e nelas, as crostas ferruginosas incluídas na fácies *Pfc*, ocorrem com mais frequência em relação às associações descritas anteriormente. Além disso, a Associação E mostra-se atualmente pouco espessa, pois é comum a exposição de rochas alteradas na base dos afloramentos.

Neste contexto, a fácies *Gcm* e *Gmm* provavelmente correspondem a depósitos de barras cascalhosas (elemento GB) em canais fluviais amplos (elemento CH). Quando estas se encontram sobre sedimentos de fluxos gravitacionais (fácies *Fm*, elemento SG) atribuídos a planícies de inundação (elemento OB), delineiam superfícies de 5º ordem (painel 5). Tais superfícies correspondem à base dos canais de maior porte (elemento CH), onde além de barras cascalhosas, são identificados feições de migração lateral (elementos LA) em barras arenosas



Fácies sedimentares

Fm: lama maciça
Gmm: cascalho sustentado por matriz
Sm: areia maciça
Sp: areia com estratificação cruzada tabular
Sh: areia com estratificação plano-paralela

Superfícies limitantes

--- limites interpretados
 ⊕ hierarquia de superfícies

Elementos arquitetônicos

CH: canal
 GB: barras cascalhosas
 SB: barras arenosas
 SG: fluxo gravitacional



Detalhe da fácies *Gmm*, configurando a base do elemento barra cascalhosa (GB). Notar gradação normal para o topo e incorporação de extraclastos no substrato lamoso (setas)

Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
2	④ ④ ⑤	<i>Sm</i>	Areia fina com seixos concentrados na base, seixos esparsos e lentes de areia fina
		<i>Sp</i> <i>Gmm</i>	Areia fina com grânulos esparsos, estratificação cruzada tabular incipiente. Cascalho com matriz arenosa mal selecionada, arcabouço formado por
1	④ ④ ⑧	<i>Fm</i>	Lama com concentrações lenticulares de areia e grânulos. Cor amarelo ocre à
		<i>Sm/Sh</i> <i>Fm</i>	Areia fina mal selecionada, com grânulos angulosos. Cor amarelo Lama com areias esparsas. Cor avermelhada.

Painel 5: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a Associação E (local 47).

(fácies *Sp*, elemento SB) correlatas a estágios de menor vazão. O retrabalhamento fluvial de barras por canais de menor porte (largura de 3 m e espessura de 20 cm) é suposto devida presença de canais menores (elemento CH) formados pela fácies *Sh* e *Sm*, que constituem superfícies internas de 4º ordem.

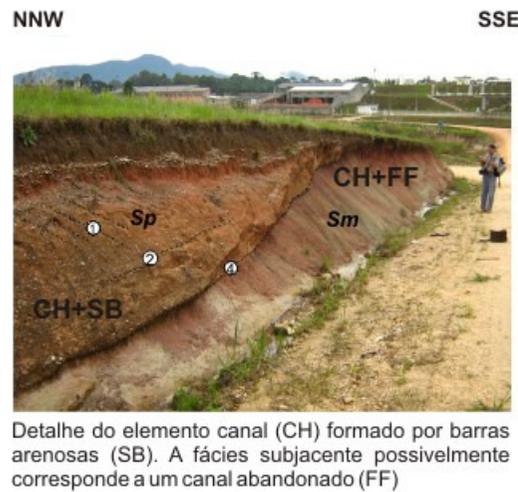
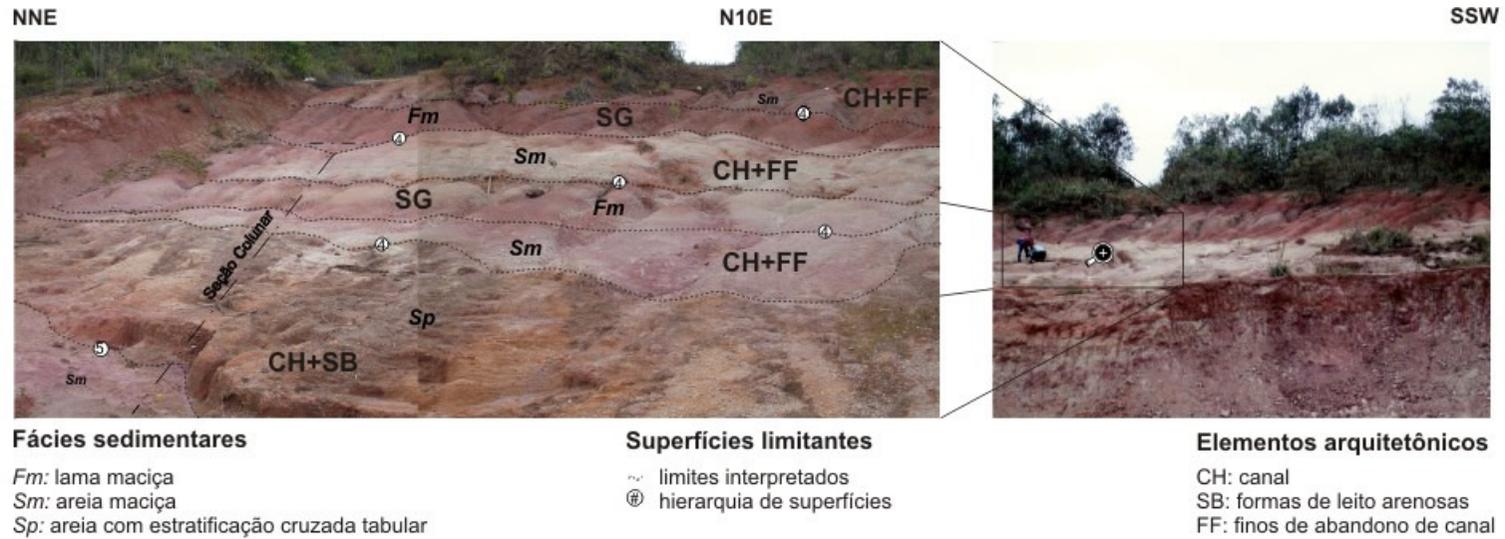
7.3.6 Associação F

Na *Associação F* são incluídas areias da fácies *St* e *Sp* que formam feições acanaladas com espessura de até 1 m e largura de até 20 m (painel 6). Entretanto, em exposição com pouca continuidade lateral, ocorrem *sets* submétricos de areias finas da fácies *Sp* e *Sr*, intercalados a estratos com até 2 m de espessura de areias grossas com seixos também da fácies *Sp* (painel 6, seção colunar). Neste caso, se observa a concentração de grânulos e seixos na base dos *sets* de areia fina e média.

As areias maciças (fácies *Sm*) incluídas nesta associação, formam estratos tabulares com espessuras de até 1 m, com freqüente gradação normal e raramente inversa. Neste caso, são comuns Intercalações lenticulares ou de forma irregular, com espessura da ordem de 20 cm e largura de até 60 cm. Estas, são constituídas por areia grossa ou conglomerática (fácies *Sm*), e são mais numerosas próximo ao contato com fácies sobrejacentes (estampa 1, figura f).

A *Associação F* distingue-se das demais pelo predomínio e variedade faciológica das areias, que em geral apresentam melhor seleção granulométrica em relação ao restante da bacia. Além disso, exibem cores de alteração pálidas como branca, rosa, roxa e vermelha, por vezes com mosqueamento vermelho intenso.

Os principais elementos arquitetônicos identificados são canais (elemento CH) com menor porte (1 m de espessura por 20 m de largura) (painel 6) e maior porte (reconhecidos pela espessura de até 7 m). Os canais menores são formados pelas fácies *St* e *Sp*, que correspondem a depósitos de barras arenosas (elemento SB) com migração longitudinal em relação fluxo (elemento DA). Esses canais formam superfícies basais de 4º ordem sobre feições tabulares ou acanaladas constituídas por areias siltosas maciças (fácies *Sm*). Normalmente feições preenchidas com sedimentos mais finos são relacionadas ao abandono progressivo de canais (elemento FF). Os canais maiores exibem sucessão de *sets* da fácies *Sp* e *St* separados por superfícies de 3º ordem, o que sugere a migração longitudinal e/ou lateral (elemento DA/LA) de barras arenosas (elemento SB).



Seção Colunar	Hierarquia das superfícies	Fácies	Constituição
5		<i>Sm</i>	Feição acanalada preenchida com areia fina cinza clara, com grânulos esparsos na base e aumento da proporção de lama para o topo
4	④	<i>Fm</i>	Lama com areias finas esparsas
3	④	<i>Sm</i>	Areia fina de aspecto maciço e cor cinza avermelhada
2	④	<i>Sp</i>	Areia grossa com grânulos e pouca argila, estratificação cruzada tabular, e com maior concentração de seixos a grânulos na base
1	④	<i>Sm</i>	Areia fina com aumento da proporção de argila em direção ao topo. Na porção superior ocorrem "bolsões" com intraclastos do material subjacente

a s A, A₁ A₂

Painel 6: Fotomosaico com principais fácies, superfícies limitantes e elementos arquitetônicos que formam a Associação F (local 45)

Os elementos de canal esculpem superfícies de 5º ordem sobre elementos de planície de inundação (elemento OB), que nesse caso são representados por areias maciças (fácies *Sm*) possivelmente relacionadas a inundações laminares arenosas (elemento LS), e secundariamente, fluxos lamosos (elemento SG) correlatos a inundações durante intervalos de menor energia.

7.4 ESTUDO DE PALEOCORRENTES

O estudo de paleocorrentes baseou-se na atitude dos planos de estratificação cruzada em areias e na imbricação dos clastos em cascalhos e areias cascalhosas. Nos trabalhos de campo constatou-se que a freqüência de estratificações cruzadas nos sedimentos da Formação Guabirota é pequena. Este aspecto foi igualmente observado em outras bacias de mesmo contexto regional, como o Gráben de Sete Barras (MELO, 1990) e a Depressão do Piraí (LIMA & MELO, 2006).

As atitudes em clastos imbricados ou dispersos na matriz, foram obtidas naqueles com forma discóide e/ou lamelar. O método revelou boa resolução na definição de paleocorrentes em fácies cascalhosas. Porém, se mostrou problemático em clastos cujas medidas dos planos *AB* constituem superfícies inferiores 20 cm², pois devido ao baixo teor de cimento e a alterações pedogênicas recentes, os clastos desagregam-se facilmente da matriz, impossibilitando a obtenção das medidas. O quadro 1 contém a relação dos locais e fácies de tomadas de medidas de estratificações cruzadas e atitude média dos clastos.

Quadro 9: locais de medidas para análise de paleocorrentes; rumos de estratificação cruzada (ec) e clastos (cl).

Local	Fácies	Indicador	Quantidade	Rumo (°)
1	<i>Sp</i>	ec	9	201
2	<i>Gp</i>	ec	17	272
3	<i>Sp; Gcm</i>	ec/cl	8/17	1/31
11	<i>Sp; Gcm</i>	ec/cl	5/21	135/32
15	<i>Sp</i>	ec	12	288
31	<i>St</i>	ec	20	345
32	<i>Sp</i>	ec	6	215
40	<i>Sp</i>	ec	4	347
42	<i>Sp</i>	ec	5	346
45	<i>St, Sp</i>	ec	4	351
47	<i>Gcm</i>	cl	23	62
50	<i>Gcm</i>	cl	19	341

(Continua)

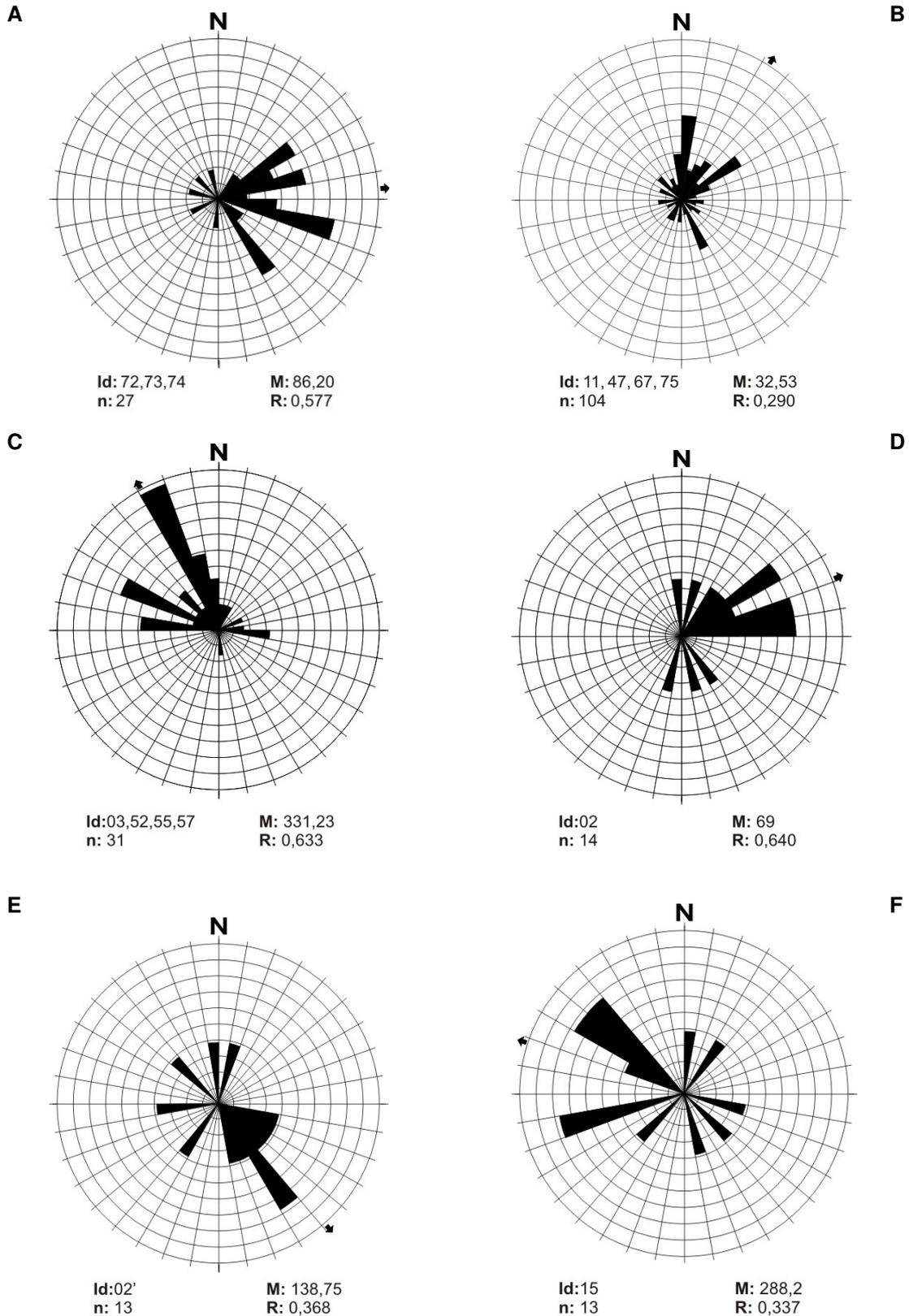
Local	Fácies	Indicador	Quantidade	Resultante
52	<i>Sp</i>	ec	6	317
55	<i>Sp</i>	ec	9	329
57	<i>St</i>	ec	8	316
67	<i>Gmm</i>	cl	25	53
72	<i>Fl</i>	ec	5	72
73	<i>Gmm</i>	cl	7	87
74	<i>Gmm</i>	cl	15	89
75	<i>Gmm</i>	cl	17	177

Ao longo do flanco oeste o rumo médio de paleocorrentes obtidas por atitude dos clastos indica transporte para o interior da bacia. Todavia, o rumo médio para a parte sul (estampa 5, diagrama a) apresenta diferença de cerca de 40° para leste do rumo médio obtido a norte (estampa 5, diagrama b). É interessante destacar que medidas tomadas em estratificações cruzadas na parte oeste apontam tendência para norte-noroeste (estampa 5, diagrama c).

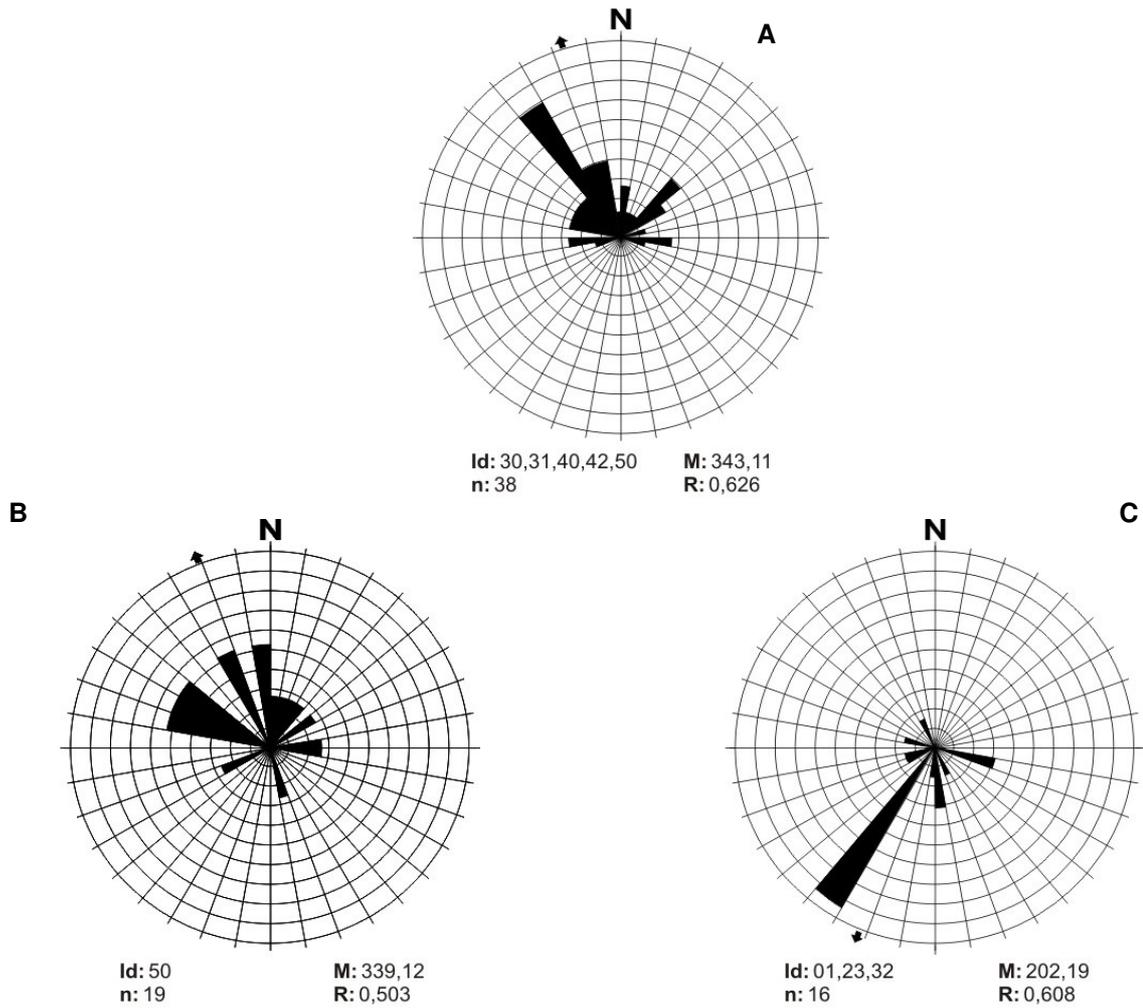
Na parte leste da Bacia de Curitiba, os dados de paleocorrentes foram tomados a partir da estratificação cruzada de fácies cascalhosas e arenosas. Em um único local, os rumos médios apresentam divergência de até 70°. O rumo obtido por atitudes de estratificação cruzada em fácies arenosas é este-nordeste (estampa 5, diagrama d), enquanto o obtido em fácies cascalhosas é sudeste (estampa 5, diagrama e). Em local próximo incluído na mesma associação de fácies, o rumo resultante é para noroeste (estampa 5, diagrama f).

Na extremidade norte da bacia, verificou-se tendência de rumo médio das paleocorrentes melhor definida, com resultantes para norte-noroeste (estampa 6, diagrama a). As medidas foram tomadas em estratificação cruzada tabular de unidades arenosas. No município de Campo Largo, a oeste, ocorrem sedimentos considerados correlatos à Bacia de Curitiba. Neste local, o rumo resultante das paleocorrentes obtido por atitude dos clastos também é noroeste (estampa 6, diagrama b).

Ao longo do flanco noroeste e na área central da Bacia de Curitiba, alguns rumos médios apresentam divergência em relação aos resultados de locais adjacentes. Na área central, rumos obtidos a partir da estratificação cruzada em fácies arenosas indicam transporte para sudoeste (estampa 6, diagrama c).



Estampa 5: Diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes: **a)** da atitude dos clastos na porção sul adjacente ao flanco noroeste; **b)** da atitude dos clastos na porção centro e norte adjacente ao flanco noroeste; **c)** de estratificações cruzadas no flanco oeste; **d)** de estratificações cruzadas em fácies arenosas no flanco leste; **e)** de estratificações cruzadas em fácies cascalhosas no flanco leste; **f)** de estratificações cruzadas no interior leste, local 15. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (**id**) local; (**n**) numero de dados; (**M**) rumo médio; (**R**) dispersão de dados.



Estampa 6: Diagramas de rosáceas com rumos resultantes de paleocorrentes: **a)** de estratificações cruzadas no norte da bacia; **b)** da atitude dos clastos em Campo Largo, oeste; **c)** de estratificações cruzadas na área central. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (**id**) local; (**n**) numero de dados; (**M**) rumo médio; (**R**) dispersão de dados.

8 DISCUSSÃO

8.1 ASSOCIAÇÕES DE FÁCIES SEDIMENTARES

Os elementos arquitetônicos reconhecidos nos sedimentos da Bacia de Curitiba foram comparados com os de ambientes fluviais de leques aluviais descritos por RUST & KOSTER, 1984; GALLOWAY & HOBDA, 1983; WALKER & CANT, 1984; NICHOLS & FISCHER, 2007; FISCHER *et al.* 2007, CAIN & MOUNTNEY, 2009 entre outros. Com base em MIALL (1996) foram relacionados a distintos ambientes fluviais (Quadro 10).

Quadro 10: contexto deposicional das associações de fácies e elementos arquitetônicos dos sedimentos da bacia de Curitiba

Associação de fácies	Elementos arquitetônicos	Estilo fluvial	Ambiente de sedimentação
A	GB, SB, LA, DA, CH, SG	rio cascalhoso sinuoso	leque aluvial proximal
B	CH, SB, SG, LS, DA+LA	rio de baixa sinuosidade com barras alternadas	leque aluvial intermediário-proximal
C	CH, SB, SG, LS, FF, P	rio arenoso entrelaçado raso perene	leque aluvial intermediário-distal
D	LS, SG, P, CH	rio raso dominado por inundação laminar arenosa	leque aluvial distal
E	GB, SB, CH, SG	rio entrelaçados de baixa sinuosidade, raso e cascalhoso	leque aluvial proximal
F	CH, SB, FF, LA, CS	meandrante cascalho-arenoso	sistema fluvial meandrante

8.1.1 Associação A

A *Associação A* engloba sedimentos da porção leste da bacia, melhor expostos em cortes ao longo da BR-116 e BR-277, nos municípios de São José dos Pinhais e Piraquara (locais 2, 14, 15, 16, 17 e 20). Os depósitos ocorrem em área situada entre 12 e 5 km das elevações da Serra do Mar (mapa 1).

Nesta área, a arquitetura deposicional é similar a de zonas marginais de bacias, onde condições ambientais favorecem processos sedimentares de maior energia. Na exposição mais oriental desta associação (local 2), predominam elementos de fluxos de detritos proximais (SG). Contudo, a intercalação de barras cascalhosas (elemento GB) e arenosas (elemento SB) sugere retrabalhamento fluvial pelo elemento canal (CH) (estampa 7, seção a). RUST & KOSTER (1984), consideram que em regiões proximais de leques aluviais, fluxos de detritos e

depósitos de canais entrelaçados são intergradacionais, pois as superfícies que geralmente acomodam um elemento são desenvolvidas sobre depósitos do outro.

As barras cascalhosas e arenosas são características de rios proximais com canais entrelaçados. Porém, a ocorrência de superfícies de acreção lateral (elemento arquitetônico LA) em cortes de direção aproximada N-S (painel 1), permite supor que tais barras foram depositadas por canais atipicamente sinuosos. Os elementos arquitetônicos identificados nos depósitos proximais da *Associação A* são similares aos formados por “rios cascalhosos sinuosos” (*Gravel-bed wandering river*) (estampa 10, bloco a). Segundo MIALL (1996), esse estilo fluvial é caracterizado pela atuação consecutiva de até três canais, que depositam barras cascalhosas constituídas pelas fácies *Gh*, *Gp* e *Gt*. Em direção ao topo, as barras cascalhosas exibem transição gradual para barras arenosas formadas pela fácies *St*, *Sp*, *Sr* e *Sh*. Nesses canais, sucessões granodecrescentes são típicas e estão relacionadas a fluxos de lama (elemento SG) durante estágios de baixa energia ou de abandono gradual dos canais.

RUST & KOSTER (1984), apontam que fortes declividades e vegetação esparsa, associadas a curtos períodos de chuvas intensas e a disponibilidade de lama na área fonte, são os principais condicionantes de fluxos de detritos. Embora a proporção dos elementos de canal (barras cascalhosas e arenosas) diminua gradualmente rumo a oeste, depósitos predominantemente formados pelo elemento fluxo gravitacional (elemento SG) inserem-se no contexto da zona proximal. Tal elemento é caracterizado por depósitos da fácies *Fm* (fluxos gravitacionais distais), onde seixos e grânulos formam concentrações ao longo de superfícies basais, ou lentes intercaladas a estratos lamosos (locais 14,16,17 e 20) (mapa 1).

GALLOWAY & HOBDAWAY (1983), enfatizam que fluxos gravitacionais pouco viscosos, podem resultar em depósitos com gradação normal. A assimilação de clastos do substrato e a perda de líquido levam ao aumento do atrito interno na porção basal, o que resulta na maior fluidez e melhor seleção textural na porção superior. Esse mecanismo contextualiza depósitos de fluxos gravitacionais (elemento SG), com concentração de seixos na porção basal representados da fácies *Fm* (locais 2, 15,17 e 19) (estampa 7, seção b).

MIALL (1996) refere-se à possibilidade de fluxos de detritos que ocupam o relevo pré-existente, formado por elementos de canal (CH) e de planície de

inundação (OB). Porém, transições graduais observadas em fácies arenosas (local 15) sugerem o retrabalhamento fluvial do elemento fluxo gravitacional (SG).

8.1.2 Associação B

A transição da zona proximal para intermediária é marcada pelo aumento da proporção de elementos de planície de inundação e o decréscimo da granulação de depósitos de preenchimento de canais (NICHOLS & FISCHER, 2007). A Associação B, reconhecida na porção sudeste, em posição interior com relação à Associação A, apresenta tais características gerais. As melhores exposições de superfície situam-se entre a BR-116 a leste, e acompanham a margem oeste do rio Iguaçu, estendendo-se até o centro-sul da bacia (locais 5, 9, 10, 14, 16, 18, 22, 26, 60, 64) (mapa 1).

Os canais (CH) são reconhecidos por elementos de barras arenosas (SB), e apresentam concentração de cascalhos na porção basal (estampa 7, seção c). GALLOWAY & HOBDAV (1983), sugerem que canais que emergem do vale junto ao ápice do leque, têm sua competência reduzida pela infiltração de água no substrato e/ou pelo entulhamento. Deste modo a incisão de vales é reduzida, o que aumenta o grau de entrelaçamento e, conseqüentemente, a presença de barras arenosas (SB). Entretanto, os canais desta associação não se encontram amalgamados, o que possivelmente resulta do seu baixo grau de entrelaçamento.

Em superfície, os elementos de planície de inundação (OB) são sutilmente mais espessos que os canais (CH) que acomodam (estampa 7, seção d). As intercalações lenticulares e tabulares de sedimentos mais grossos diminuem em proporção e espessura rumo a oeste. Para RUST & KOSTER (1984), fluxos de detritos (SG) que adentram a zona intermediária tendem a abandonar feições acanaladas e espriar-se formando lobos tabulares. Assim se originam fluxos de baixa viscosidade (LS) que depositam lamas arenosas (fácies *Sm*) sobre sedimentos mais finos de planície de inundação. Este processo é similar ao de rompimento de diques marginais (CS), que também pode resultar em inundações laminares durante estágios de maior vazão.

MIALL (1996) descreve estilo intermediário entre rios com canais entrelaçados e meandranes, os quais classifica como “rios de baixa sinuosidade com barras alternadas” (*low-sinuosity river, with alternate bars*) (estampa 10, bloco b). O estilo fluvial é similar ao de rios com canais entrelaçados, mas somente com

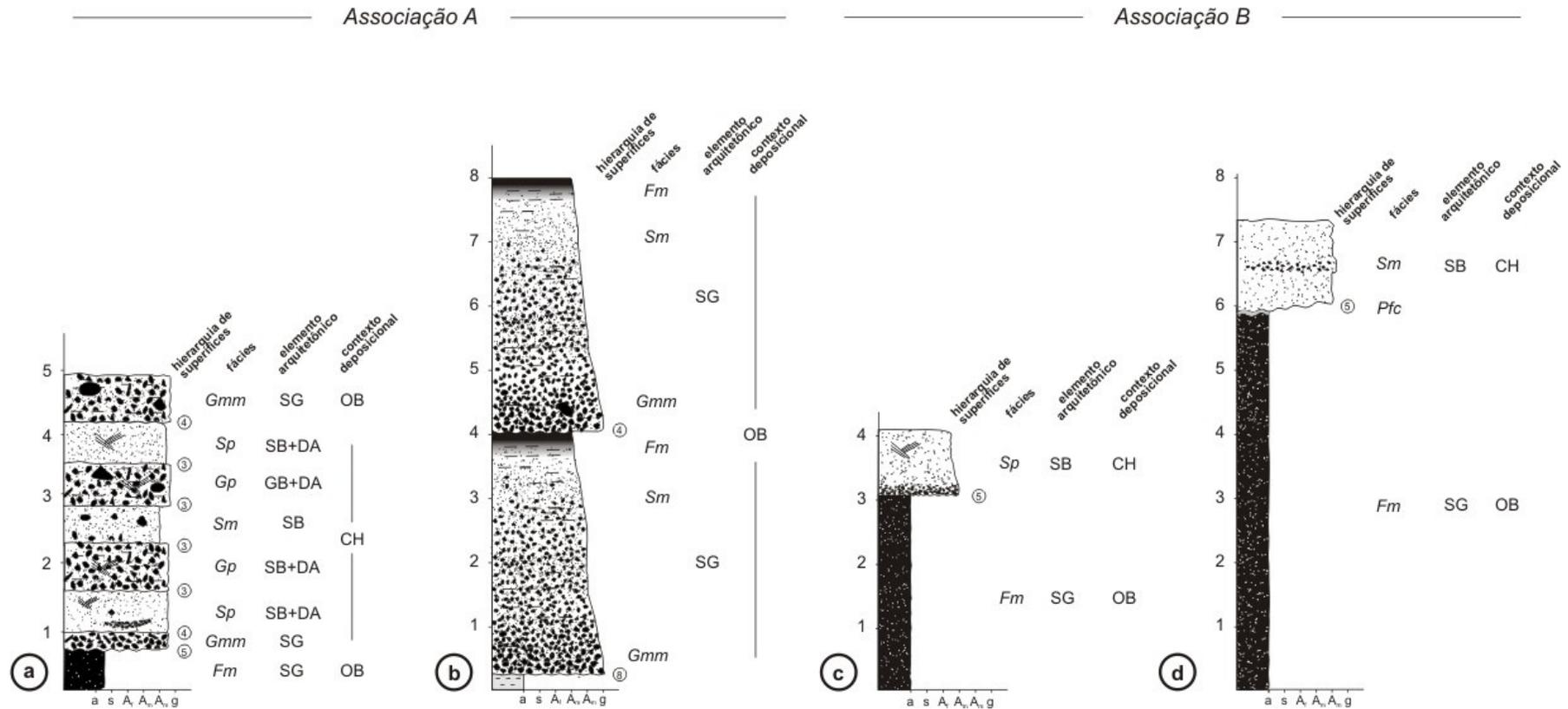
um canal de baixa sinuosidade ativo, onde se desenvolvem barras arenosas (elemento SB) e canais menores (CH). A principal característica destes rios são as “barras alternadas” cuja migração a jusante é oblíqua em relação ao fluxo. A acreção dessas formas resulta no predomínio de preenchimentos únicos com estratificação cruzada de alto ângulo, ao invés de uma assembléia de *sets* com superfícies de 1º e 3º ordem.

8.1.3 Associação C

À medida que canais avançam para áreas de menor declividade, a redução do gradiente associada à infiltração e forte evaporação da água, favorece processos deposicionais de menor energia, que formam canais rasos com amplitude lateral. Sob tal contexto se encontra a Associação C, cujas exposições estudadas ocorrem na área central da bacia, ao longo da margem direita do rio Iguaçu, a norte em cortes da rodovia BR-116, e isoladamente, a sul e sudoeste da bacia (mapa 1). Os depósitos constituem ambiente transicional entre a zona intermediária (*Associação B*) e a zona distal (*Associação D*). CAIN & MOUNTNEY (2009) identificam associação sob contexto similar, onde o elemento canal com preenchimento múltiplo (*ribbon channel fill*) é dominante em relação aos elementos de planície inundaçã. Conforme os autores, embora ocorram na zona intermediária, exemplos menos desenvolvidos também são comuns a zona distal.

Na *Associação C* depósitos relacionados ao elemento canal (CH) são dominantes em relação a sedimento depositados em planície de inundaçã (OB). Os canais são preenchidos por elementos de barras arenosas (SB), inundações laminares arenosas (LS), fluxos gravitacionais (SG) (estampa 8, seção a) e depósitos de abandono de canal (FF). Por vezes, os canais se justapõem horizontal e verticalmente, formando complexos cujos limites individuais são difíceis de ser identificados.

MIALL (1996) atribui este conjunto de características a rios arenosos entrelaçados rasos perenes (*shallow, perennial, sand-bed braided river*) (estampa 10, bloco c). Tais rios são entrelaçados somente durante períodos de baixa vazão, quando canais menores se desenvolvem e os topos de barras ficam expostos. Em períodos de alta vazão um único e amplo canal raso ocupa quase toda a extensão da planície de inundaçã. Como resultado, depósitos finos de planície de inundaçã constituem a menor parte da assembléia de fácies (estampa 8, seção b).



Estampa 7: seções colunares exibindo associações de fácies; **a)** fluxos gravitacionais e barras de rios entrelaçados proximais, local 2; **b)** fluxos de detritos proximais não canalizados, local 17; **c)** canais com barras arenosas e finos de planície de inundação, local 16; **d)** fluxos de detritos canalizados e finos planície de inundação, local 9.

8.1.4 Associação D

Nas áreas planas distante das bordas da bacia, o ambiente fluvial é dominado por processos sedimentares pouco canalizados e com baixa energia. Conforme GALLOWAY & HOBDAI (1983), pequenos canais efêmeros são bloqueados por seus sedimentos. Assim são formadas obstruções as inundações subseqüentes, o que resulta na ramificação e no transbordamento dos canais.

NICHOLS & FISCHER (2007) descrevem zonas distais de leques aluviais dominadas por depósitos de lamas (fácies *Fm*), correlatos a elementos de planície de inundação (SG). Estes se intercalam a elementos de canais (CH) parcialmente ou inteiramente preenchidos com lamas ou por areias (fácies *Sm*, *Sp* ou *St*).

Os depósitos da *Associação D* correspondem a contexto correlato. Encontram-se ao longo da parte oeste da bacia, com exposições situadas ao longo da rodovia BR-476 no sentido Araucária; na margem leste do rio Barigui; área central da bacia; adjacências da Estrada do Ribeira em Colombo (norte) e em Campo Largo (oeste) (mapa 1).

FISCHER *et al* (2007) observaram que durante estações secas, espraiamentos terminais originam inundações laminares arenosas (LS) que resultam em depósitos amalgamados, com base erosiva. Estes se intercalam a lamas com feições pedogênicas (elemento P), que juntas contextualizam o elemento planície de inundação (OB). As associações reconhecidas nos locais 3 (painel 3) e 57 (estampa 8, seção c), provavelmente foram depositadas em contexto semelhante.

Conforme os autores supracitados, nas estações úmidas espraiamentos terminais (LS) adentram corpos aquosos rasos onde formam discretos lobos deltaicos. A recorrência desse processo parece ter depositado lamas maciças (fácies *Fm*) ou com estratificação plano-paralela (fácies *Fh*), com estruturas de sobrecarga no topo; e que se intercalam a areias médias com gradação inversa (estampa 8, seção d).

Deste modo, a *Associação D* insere-se no contexto de ambientes fluviais distais de leques aluviais. Porém, diferencia-se do estilo proposto por MIAL (1996) para rios rasos dominados por inundações laminares arenosas (*distal, sheetflood, sand bed river*) (estampa 10, bloco d), por conter maior quantidade do elemento fluxo gravitacional (SG) em relação ao de inundação laminar (LS). Estudos mais recentes (FISCHER *et al.* 2007; NICHOLS & FISCHER, 2007 CAIN & MOUNTNEY, 2009) têm

demonstrado ambientes de planícies de inundação distais, onde depósitos de fluxos gravitacionais são dominantes em relação aos de inundações laminares arenosas (elemento LS).

8.1.5 Associação E

Esta associação possui distribuição irregular ao longo da parte oeste da bacia, com exposições nos corte da rodovia BR-476 no sentido Araucária (sudoeste); margem leste do rio Barigui; e a norte, nas adjacências da Estrada do Ribeira, em Colombo. Também ocorre isoladamente em Campo Largo a oeste, ou a norte da bacia (mapa 1).

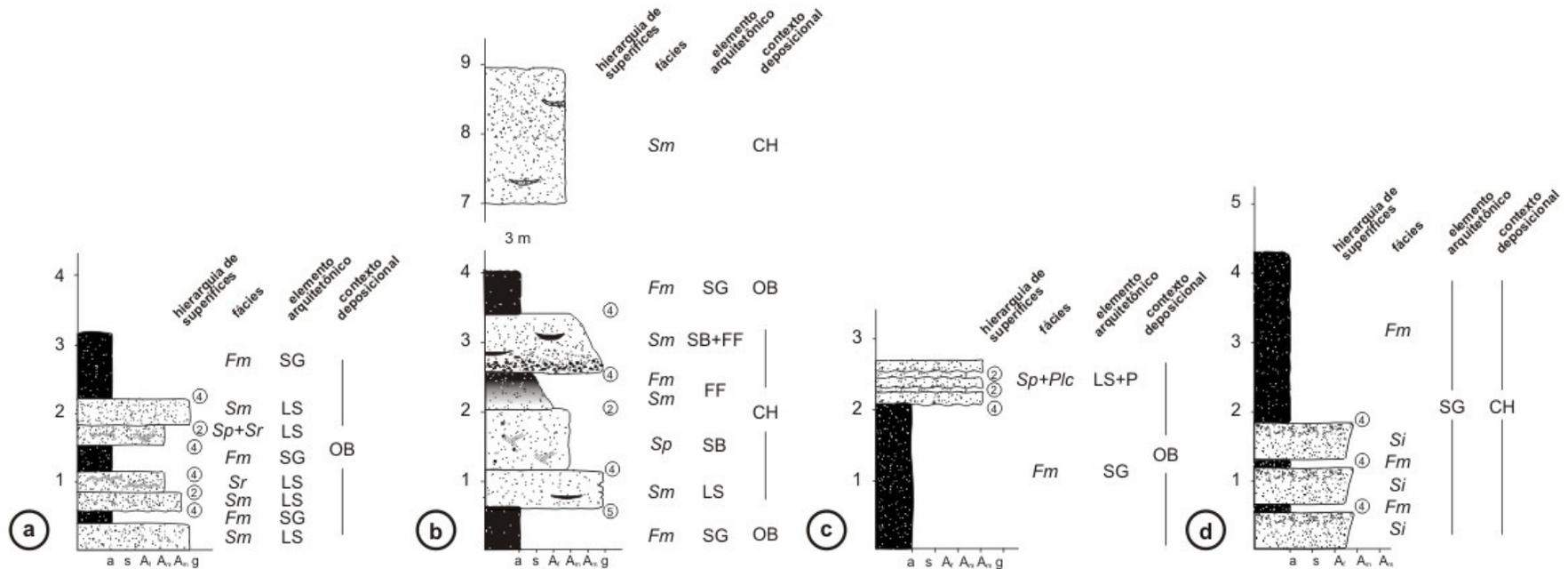
A *Associação E* não apresenta relação gradual com as associações de fácies descritas anteriormente. Nesta, predominam elementos de barras cascalhosas (GB) e barras arenosas (SB), que se relacionadas à sua posição atual na bacia, sugerem contexto deposicional próximo a borda oeste. Adicionalmente, ocorre redução gradual na proporção e espessura de barras cascalhosas (GB) rumo a leste, em contrapartida ocorre aumento dos elementos de fluxo gravitacional (SG) (*vide* estampa 9, seções *a* e *b*; borda e interior respectivamente). Os sedimentos mais grossos (cascalhos e areias cascalhosas) dessa associação distam cerca de 30 km dos depósitos marginais da parte leste e se diferenciam deles por apresentar matriz arenosa e aspecto tabular (estampa 9, seção *b*).

O arranjo das fácies é similar ao atribuído a planícies entrelaçadas (RUST & KOSTER, 1984), ou mesmo, a leques com baixa declividade. BATEZELLI & BASICILLI (2007) identificaram depósitos de lobos cascalhentos formados por fluxos de detritos não confinados, desencadeados em declividades de 1,5 graus. Tais depósitos distribuem-se lateralmente por centenas de metros e são retrabalhados por fluxos fluviais efêmeros. Conforme os autores, a imbricação de clastos é marcante, e a quantidade de areia é maior em relação a depósitos proximais confinados pelo relevo. As superfícies internas desses depósitos são de 3^o ordem e delineiam barras cascalhosas (elemento GB) e arenosas (elemento SB). No interior e no topo de tais elementos são observadas lentes menores constituídas de areia fina a média com clastos.

MIALL (1996) propõe que depósitos cascalhosos e arenosos com forma tabular, são formados em “rios entrelaçados de baixa sinuosidade, rasos e cascalhosos” (*shallow, gravel-bed braided river*) (estampa 10, bloco e).

Associação C

Associação D



Estampa 8: seções colunares relacionadas aos elementos **a)** canal preenchido com barras arenosas intercaladas a fluxos lamosos, local 57; **b)** canal com barras arenosas migratórias intercaladas a fluxos lamosos, local 32; **c)** sucessivos fluxos laminares arenosos, com desenvolvimentos de calcretes pedogenéticos, local 65; **d)** fluxos laminares arenosos com gradação inversa intercalados a fluxos laminares lamosos, local 52.

Nestes rios, canais de 1 m de profundidade são típicos, e suas margens raramente são identificadas. Conforme o autor, depósitos de barras cascalhosas (elemento GB) de aspecto externo tabular, com numerosas superfícies erosivas internas e variações estruturais/texturais (fácies *Gh*, *Gp* e *Gt*) são característicos. Além disso, canais podem ser abandonados em estágios de baixa vazão, e neste caso, depositam finas lentes e cunhas de areia, formando barras arenosas (elemento SB).

8.1.6 Associação F

A *Associação F* ocorre ao longo de zonas de expansão urbana situadas no município de Quatro Barras, na atual extremidade nordeste da Bacia de Curitiba (locais 39, 41, 42, 44 e 45) (mapa 1). Esta área parcialmente corresponde aquela onde COIMBRA *et al.* (1995) interpretaram depósitos como de rios meandrantos, que incluíram na Formação Piraquara.

A *Associação F* exibe aspectos em comum com as associações *C* e *B*, e engloba elementos reconhecidos em ambas (estampa 9, blocos *c* e *d*). O elemento canal de maior porte (CH) é identificado pela sucessão de barras arenosas (SB) pouco espessas, por vezes intercaladas a barras mais espessas e elementos de canais abandonados (FF) (estampa 9, seção *c*). Os canais de menor porte (CH) são formados por barras arenosas (SB) cujas formas assemelham-se aos canais identificados na *Associação B* (estampa 9, seção *d*). Tais canais desenvolveram-se sobre areias finas de aspecto tabular, com textura e granulação similar a observada em elementos de canais abandonados (FF). As lamias depositadas por fluxos gravitacionais (SG) são identificadas somente junto a complexos de canais menores, mas em baixa proporção com relação às demais associações de fácies.

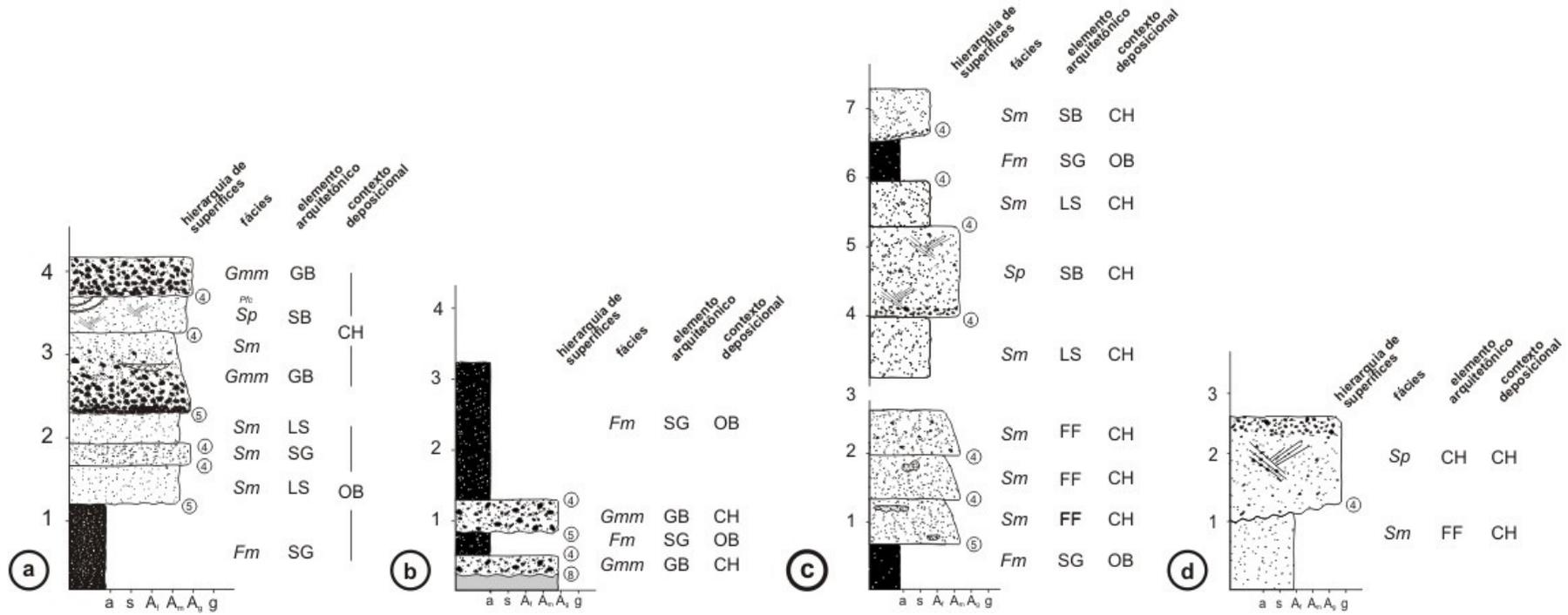
É possível que *Associação F* seja de caráter gradual com as associações *B* e *C*, contudo suas relações estratigráficas necessitam ser esclarecidas. Com base em estudos anteriores, MIAL (1996) enumera o modelo arquitetônico de rio meandrante cascalho-arenoso (*Gravel-sand meandering river*) (estampa 10, bloco *f*). Estes são rios dominados por correntes de tração, cujos depósitos de canais correspondem à areia, areia com seixos, ou areias com cascalhos concentrados na base. WALKER & CANT (1984) apontam que a principal feição deposicional de rios meandrantos são as barras de pontal (SB). Tais barras migram, sobretudo, lateralmente ao longo da margem interna dos meandros de canais. Quando a

acrecção é episódica ou intervalos de erosão são predominantes, barras de pontal são preservadas como superfícies em épsilon, com mergulhos da ordem de 15°. Contudo, o transporte de sedimentos grossos em canais de meandros com alta sinuosidade pode inibir o desenvolvimento do fluxo helicoidal simétrico, responsável por gerar tais estruturas.

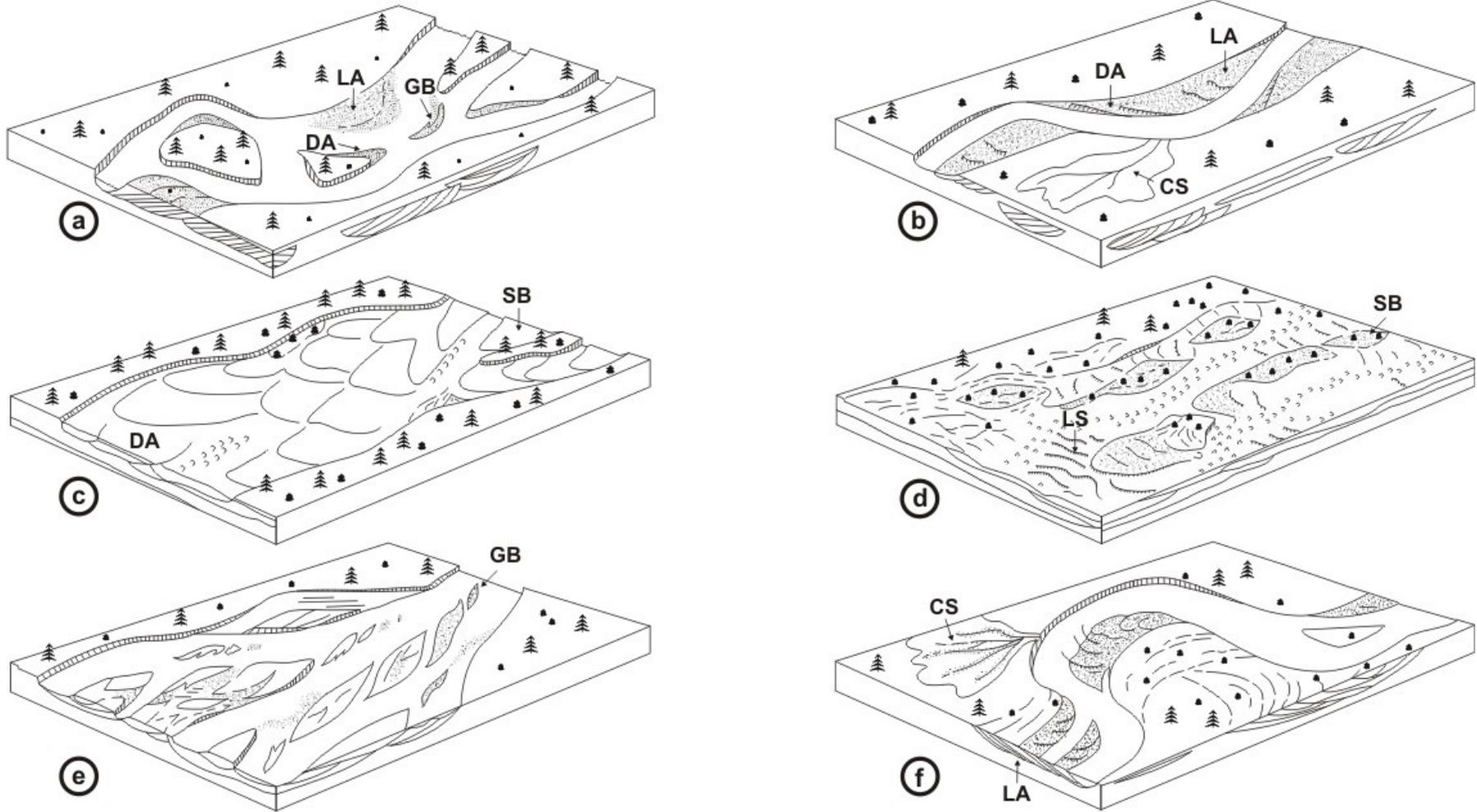
Tanto para WALKER & CANT (1984) quanto para MIALL (1996), durante intervalos de maior vazão em rios meandantes são geradas formas de leito sinuosas com migração longitudinal em relação ao canal, que resultam em sedimentos com estratificação cruzada acanalada. Depósitos de canais abandonados durante a migração ou abandono de meandros, são constituídos por silte e argilas maciças depositadas por inundações subseqüentes.

Associação E

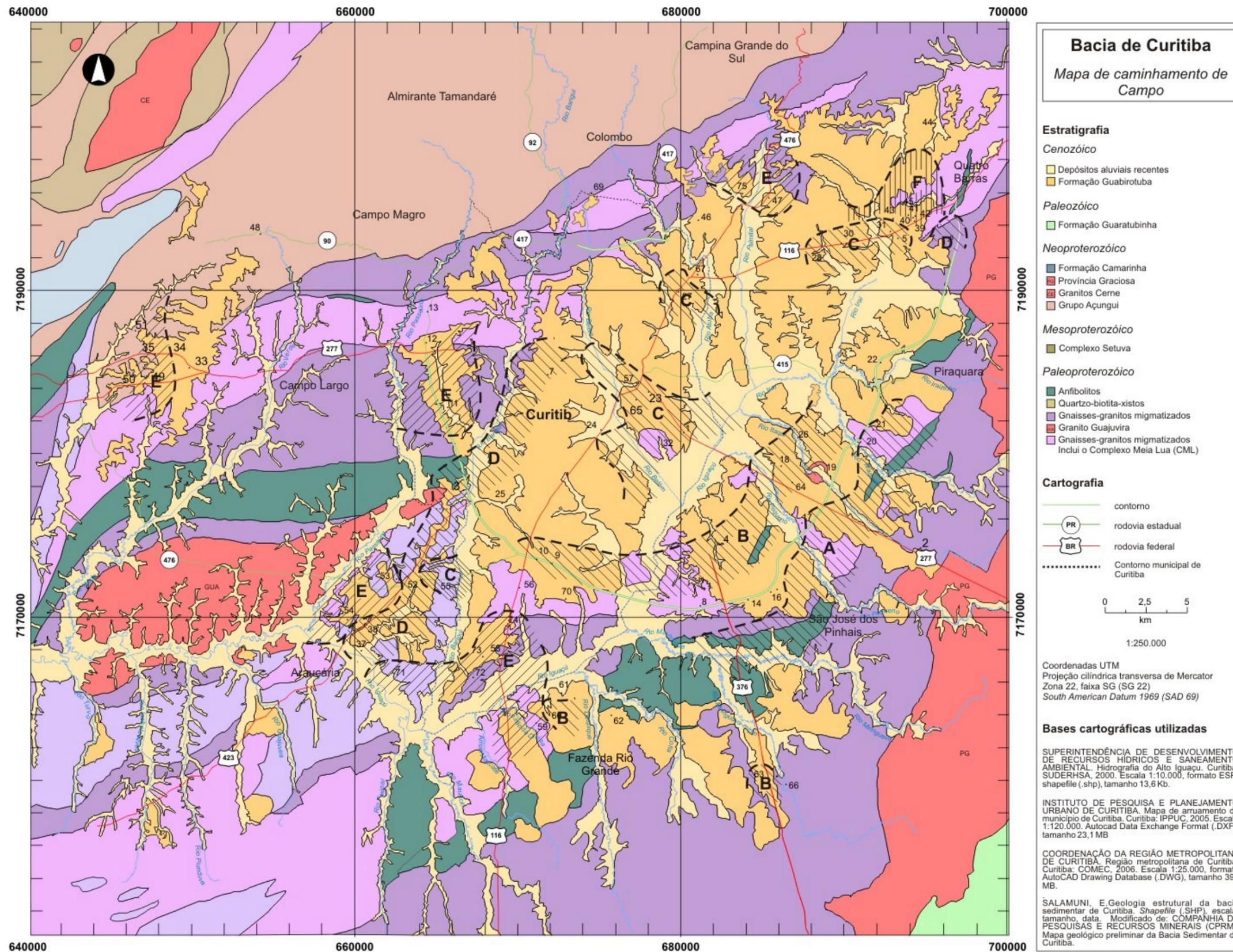
Associação F



Estampa 9: seções colunares relacionadas aos elementos **a)** barras cascalhosas de rios entrelaçados não confinados, local 11; **b)** barras cascalhosas intercaladas a fluxos lamosos, local 74; **c)** barras arenosas de canais de grande porte, local 45; **d)** canal de preenchimento simples sobre planície arenosa fina, local 42.



Estampa 10: estilos fluviais de MIALL (1996) reconhecidos para as associações de fácies da Formação Guabirotuba: **a)** Associação A, rios cascalhosos entrelaçados sinuosos; **b)** Associação B, rios sinuosos com barras alternadas; **c)** Associação C, rios perenes entrelaçados e rasos; **d)** Associação D, rios dominados por inundações laminares arenosas; **e)** Associação E, rios cascalhosos dominados por correntes de tração; **f)** Associação F, rios cascalho-arenosos meandrantés.



Mapa 1: distribuição das associações de fácies sedimentares da Formação Guabirotuba.

8.2 PALEOCORRENTES

Segundo MIALL (1996), na análise de bacias é comum o uso de grande quantidade de leituras de paleocorrentes sem necessariamente registrar sua posição no perfil vertical, e, sobretudo, em quais fácies sedimentares foram obtidas. Este método fornece boa estimativa das tendências locais e regionais, contudo, não contribui na elucidação das variações na arquitetura interna de depósitos de sistemas fluviais.

A variabilidade da atitude das estratificações cruzadas em ambientes fluviais não é exclusiva dos sistemas fluviais meandrantos, onde a migração das barras de pontal e avulsão de canais menores resulta em estruturas com orientação distinta a do fluxo do canal principal. DECELLES *et al.* (1983) citando observações de outros autores, exemplifica que a migração lateral e longitudinal de barras maiores, pode gerar estratificações cruzadas com orientação distinta a do fluxo principal. Em rios entrelaçados, os topos de barras emergem durante intervalos de baixa vazão. Assim, suas extremidades são retrabalhadas e formas de leito com orientação distinta a do fluxo principal se desenvolvem. A orientação dessas estruturas pode divergir até 90° em relação ao rumo do fluxo no canal principal.

Aspectos similares são constatados nos rios cascalhosos sinuosos atribuídos ao contexto deposicional da *Associação A*, cuja análise de dados de paleocorrentes é considerada crítica por MIALL (1996). Nestes rios, a migração lateral e longitudinal de unidades de barras de canais gera um padrão alternado de crescimento. Neste contexto, no local 2 da Bacia de Curitiba o rumo da migração lateral de barras cascalhosas é para nordeste (69°), enquanto o das barras arenosas adjacentes, é para sudeste (139°) (mapa 2). Considerando as peculiaridades deste estilo fluvial; a tendência geral das paleocorrentes da bacia; o rumo de paleocorrentes do local 15, situado em posição mais interior, mas incluído na mesma associação; sugere-se que o rumo do fluxo dos canais da borda leste seria para noroeste.

No interior da bacia, nos domínios da *Associação B* a menor disponibilidade de dados dificultou a análise de fluxo dos sedimentos (mapa 2). Esse fato se deve, sobretudo, ao caráter incipiente das estratificações cruzadas tabulares e acanaladas das barras arenosas com migração alternada. Conforme MIALL (1996), tais barras são formadas em rios de baixa sinuosidade, onde migram lateralmente e

longitudinalmente a jusante, resultando em planos de estratificação oblíquos em relação ao fluxo do canal principal.

Na área central, depósitos incluídos na *Associação C* apresentam rumos de paleocorrentes divergentes em relação ao restante da bacia. Com exceção do local 57, as resultantes exibem rumo para sudoeste (locais 1, 23 e 32) (mapa 2). Segundo NICHOLS & FISCHER (2006), FISCHER *et al.* (2007), CAIN & MOUNTNEY (2009), e principalmente MIALI (1996); em rios entrelaçados rasos e perenes que ocupam a zona intermediária a distal, predominam formas de leito linguóides cuja migração é longitudinal em relação ao fluxo. Com base nas observações desses autores e nas características faciológicas da *Associação C*, é possível que as resultantes das paleocorrentes realmente correspondam ao rumo principal dos canais.

Além disso, a posição da *Associação C* no contexto da bacia coincide com as maiores profundidades do embasamento apresentadas por SALAMUNI (1998) (figura 13). Possivelmente, essa depressão pré-existente condicionou localmente a drenagem durante a sedimentação, fazendo com que canais menores convergissem para as porções mais baixas da bacia, ou mesmo, que distributários de maior ordem assumissem estilo fluvial meandrante em função da redução da declividade rumo ao centro da bacia. Considerando as observações sobre a variabilidade de estratificações cruzadas abordadas por DECELLES *et al.* (1983), os canais principais ainda assim poderiam fluir rumo a oeste. Os depósitos da *Associação C* situados a sudoeste (local 55) e a norte (locais 5, 30 e 31), exibem resultantes para noroeste.

Nas imediações da borda oeste, os sedimentos da *Associação D* correspondem a fluxos pouco confinados, com pouca ocorrência de feições de canais. Sob tais condições desenvolvem-se formas de leito com pequeno porte, que resultam em estratificações cruzadas e marcas onduladas com orientação transversal ao fluxo. Os depósitos situados a sul (local 52) e a norte (local 30) registram tendência de paleocorrentes para noroeste, porém, no local 3 o rumo sutilmente se desloca para norte. De forma similar a *Associação C*, tal anomalia possivelmente se relaciona ao contorno estrutural do embasamento.

A *Associação E* que ocorre na parte oeste da bacia, apresenta tendência do rumo de paleocorrentes distinta com relação às demais associações. Os depósitos foram gerados por prováveis rios cascalhosos com fluxo pouco confinado. As leituras, obtidas por meio da atitude do clastos, indicam rumos para leste e este-

nordeste na porção sul (locais 72, 73 e 74). Um pouco mais a norte, nos locais 3 (onde se encontra em contato com a *Associação D*) e 11, os rumos são para nordeste (mapa 2). A norte, as resultantes exibem sutil alteração dos rumos para sudeste (locais 47 e 67), e secundariamente, sul (local 75). De modo geral, as paleocorrentes apresentam tendência para o interior da Bacia de Curitiba.

A *Associação F*, situada na extremidade norte encontra-se entre as atuais bordas leste e oeste da Bacia de Curitiba. Caracteriza-se por resultantes de paleocorrentes bem definidas, seguindo tendência regional, que também é reconhecida na *Associação C*. Os rumos são essencialmente para norte-noroeste (locais 40, 42 e 45).

No contexto geral da Bacia de Curitiba, são observadas duas tendências principais. Uma está relacionada às associações correlatas a borda leste (associações *A*, *B*, *C* e *D*), e foram obtidas em estratificações cruzadas de unidades arenosas. Tais associações são intergradativas, e com exceção da *Associação C*, exibem rumo médio de paleocorrentes para noroeste (figura 14, diagrama a). A outra tendência corresponde a dados obtidos em fácies cascalhosas e areno-cascalhosas da *Associação E*, por meio da atitude dos clastos. Nesta associação que ocorre de somente ao longo da borda oeste, as resultantes de paleocorrentes exibem rumos para este-nordeste (figura 14, diagrama b).

Contudo, se reconhece que a quantidade de dados obtidos por local é menor que a recomendada para tratamentos estatísticos, e, portanto, as resultantes de paleocorrentes podem não ser tão precisas. Além disso, partiu-se do princípio que as associações de fácies são coetâneas, pois não há guia estratigráfico seguro para separar dados de associações e paleocorrentes quanto ao momento de formação.

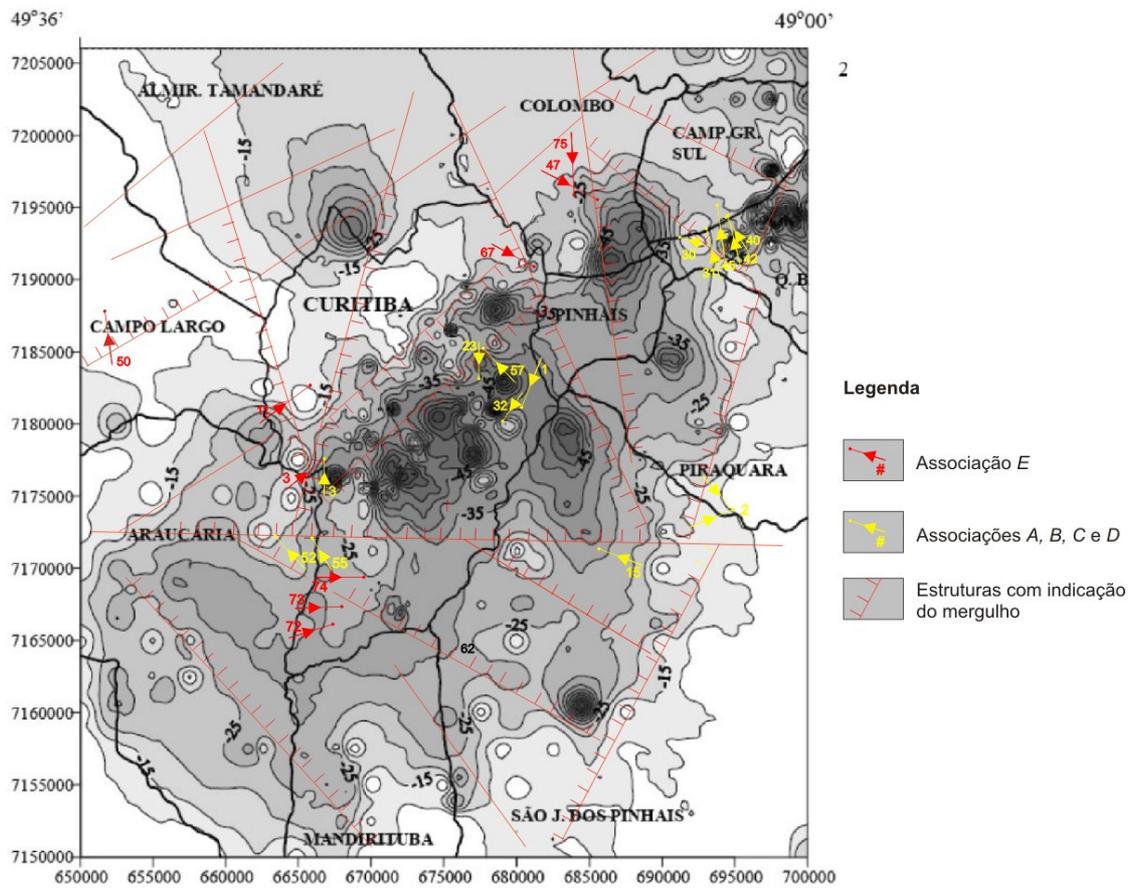


Figura 13: Sobreposição das principais estruturas que condicionam a calha da Bacia de Curitiba ao mapa de isoprotundidades da Formação Guabirotuba (modificado de SALAMUNI, 1998). Os mergulhos foram inferidos por meio do rumo de paleocorrentes e da distribuição de associações faciológicas.

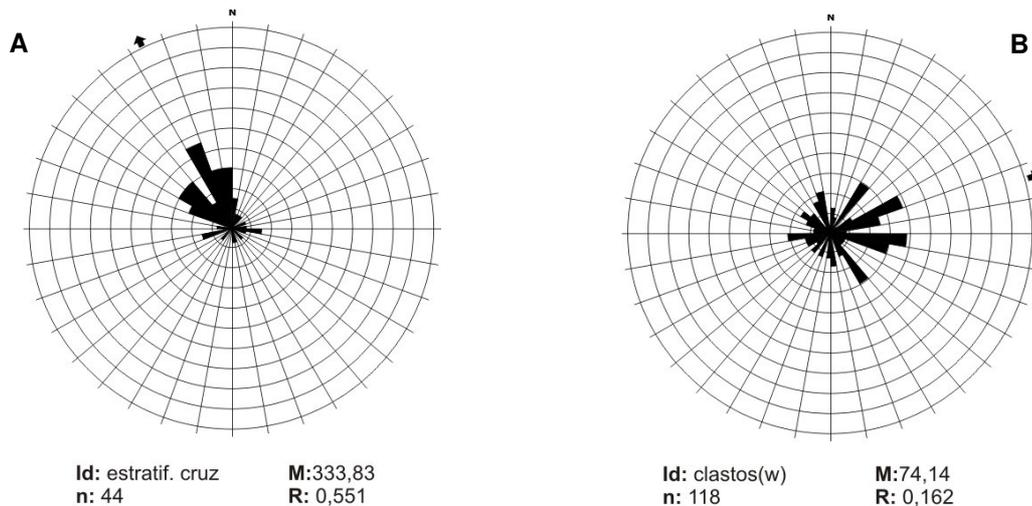
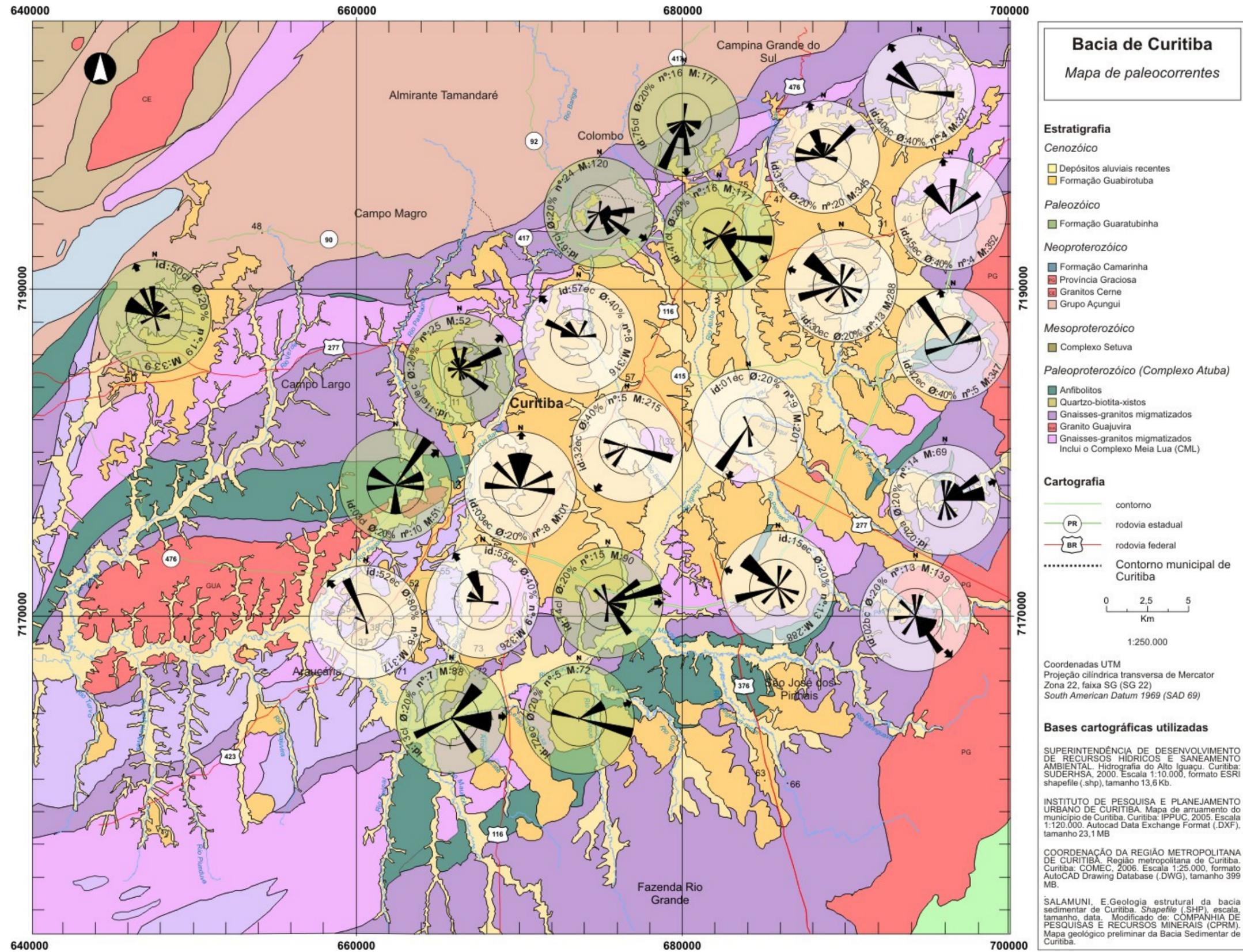


Figura 14: Diagramas de rosáceas com rumo médio de paleocorrentes: a) de estratificações cruzadas medidas nas associações A, B, C, D e F; b) da atitude dos clastos obtida na Associação E. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos equivalem a 2%. O valor do círculo máximo é 20% e os intervalos concêntricos são de 2%. Convenções: (id) local; (n) número de dados; (M) rumo médio; (R) dispersão de dados.



Mapa 2: Dados de paleocorrentes obtidos nos sedimentos da Formação Guabirotuba. Os diagramas de fundo levemente esverdeado correspondem a leituras obtidas em sedimentos da Associação E.

8.3 CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO

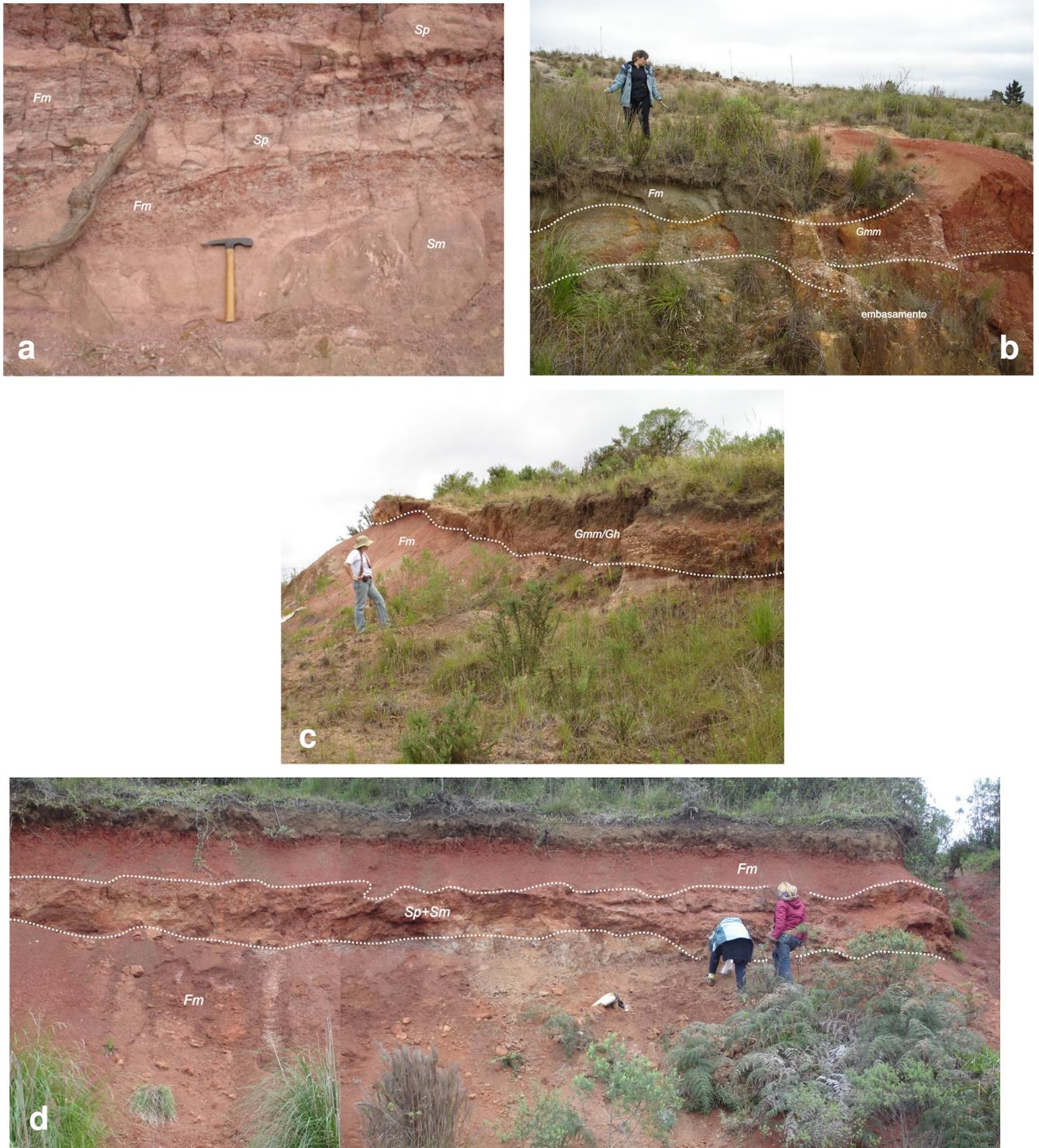
Os lineamentos estruturais que condicionam a calha da Bacia de Curitiba interpretados por SALAMUNI (1998), indicam que o substrato da deposição foi constituído por grábens e horstes menores, que compunham uma depressão maior. Esta característica associada com dados de paleocorrentes obtidos na presente pesquisa, permitem supor que porções rebaixadas foram inicialmente preenchidas, e outras, que em primeiro momento constituíam obstáculos à sedimentação, foram encobertas depois. O preenchimento da bacia ocorreu em ambiente tectônico dinâmico, em que ajustes nos blocos do embasamento ocasionaram a erosão e retrabalhamento sindeposicional, instituindo um quadro estratigráfico complexo.

Os depósitos constituídos pelas associações de fácies *A*, *B*, *C* e *D* exibem características faciológicas, arquitetônicas e de paleocorrentes, que possibilita correlacioná-las como depósitos de transição gradual entre as zonas proximais, intermediárias, e distais de sistemas de leques aluviais. Porém, a *Associação E* contém características faciológicas e texturais distintas dessas associações, o que pode se relacionar aos gradientes de relevo, e, sobretudo, proveniência de sedimentos diferenciada. MACHADO (2009) estudou a proveniência dos sedimentos da Formação Guabirotuba por análise dos minerais pesados. A autora define duas populações de minerais pesados, a saber: a) *alto zircão*, com quantidades relativas entre 78 e 100%; e b) *baixo zircão*, com quantidades relativas entre 20 e 61% deste mineral. Conforme a natureza dos minerais identificados e os rumos das paleocorrentes determinados, supôs que a população *alto zircão* tem como área-fonte preferencial a província granítica Graciosa, enquanto a população *baixo zircão* parece ter o Complexo Atuba e o Grupo Açungui como principais áreas-fonte.

O aspecto externo tabular, a predominância de cascalhos a areias cascalhosas de matriz arenosa com menor quantidade de lamas em relação a depósitos da “borda leste” (associações *A*, *B*, *C* e *D*), e as cores primárias tipicamente amarronzadas e avermelhadas; são considerados aspectos diagnósticos dos depósitos da *Associação E*. Na área central da bacia são reconhecidos corpos arenosos avermelhados (fácies *Sp* e *Sm*) intercalados com lamas de cor cinza (fácies *Fm*) (estampa 10, foto a). As fácies arenosas pertencentes às associações *A*, *B*, *C* e *D*, quando intercaladas com fácies lamosas ou cascalhosas não adquirem cores secundárias avermelhadas intensas. Este comportamento foi observado no

oeste da bacia (local 3), onde lamas maciças cinza da fácies *Fm* (*Associação D*) se encontram intercaladas com depósitos areno-cascalhosos (fácies *Gmm*) da *Associação E*. Próximo à superfície de contato, a fácies lamosa apresenta cor cinza esverdeada, mas se encontra “tingida” com tonalidades avermelhadas devido à liberação de óxidos/hidróxidos da fácies subjacente (estampa 10, foto b). Este fato pode ser explicado por: a) os sedimentos da “borda oeste” são de composição mineralógica mais instável em relação aos demais; b) são mais permeáveis em função da menor proporção de finos, e, portanto, alteram-se mais facilmente; ou c) tais sedimentos já se encontravam alterados na área fonte ou o foram durante o transporte, e nesse caso, as cores avermelhadas e amarronzadas seriam primárias. Conforme SUGUIO (1973), condições climáticas com estações secas e quentes alternadas a estações chuvosas, podem gerar depósitos com essas cores.

BECKER (1982) propôs a designação de Formação Tinguis para parte dos sedimentos da Formação Guabirota. A nova unidade proposta foi descrita nas partes sudoeste e oeste da bacia, áreas onde ocorre a *Associação E*. É possível que os contatos entre sedimentos oriundos das bordas leste e oeste, tenham formado superfícies erosivas bem definidas de abrangência local (diastemas). Nesse caso, tais superfícies podem ser as referidas por (BECKER, 1982) como discordâncias erosivas existentes entre a Formação Guabirota e a Formação Tinguis (estampa 10, foto c). Com base nos mapas apresentados pela autora, visitou-se possíveis exposições da Formação Tinguis em campo. Contudo, não foram reconhecidos sedimentos com características distintas as da Formação Guabirota; apenas remanescentes pouco espessos da *Associação E* sobre o embasamento gnáissico alterado. Outro aspecto a ser considerado, é que no centro (local 1) e, sobretudo no norte da bacia (local 45); ocorrem areias avermelhadas (fácies *Sp*) com aspecto tabular, e superfícies limitantes com expressão lateral da ordem de centenas de metros, sucessivamente intercaladas com sedimentos lamosos acinzentados (fácies *Fm*) (estampa 10, foto d). Portanto, supostos sedimentos descritos como pertencentes à Formação Tinguis, no sentido proposto por BECKER (1982), não foram reconhecidos como unidade distinguível da Formação Guabirota.



Estampa 11: a) areias avermelhadas da fácies *Sp* intercaladas na fácies *Fm* fortemente mosqueada em vermelho, local 1; b) contato entre as associações de fácies *E* e *D* com o embasamento, local 3; c) fácies *Gmm* com clastos alinhados na horizontal, sobre lamelas da fácies *Fm* (notar similaridade textural com cascalhos da Associação *E*), local 4; d) areias avermelhadas (fácies *Sp* e *Sm*) intercaladas com a fácies *Fm*; local 45.

A origem das discordâncias erosivas de BECKER (1982) são aqui interpretadas como diastemas, e estariam relacionadas a curtos hiatos deposicionais ocorridos em função da redução ou interrupção do aporte sedimentar das bordas. Esta hipótese implica que durante o intervalo de preenchimento, além dos pulsos tectônicos citados por SALAMUNI (1998), oscilações climáticas afetaram de maneira distinta as bordas leste e oeste. Nos dias atuais, a precipitação pluvial acumulada para o trimestre mais chuvoso (janeiro, fevereiro e março) na vertente ocidental da Serra do Mar é da ordem de 500 a 600 mm, enquanto na região de Campo Largo a oeste, de 400 a 500 mm (IAPAR, 2010). Situação esta que sob paleoclima seco, poderia ser mais contrastante que a atual, justificando assim o aporte sedimentar diferenciado das bordas leste e oeste.

A maior espessura e extensão dos depósitos oriundos de leste não implicam que os movimentos verticais das falhas que delimitam o compartimento a leste tenham sido maiores. Os rumos médios de paleocorrentes indicam que as porções mais baixas do compartimento principal da bacia situavam-se a oeste-noroeste, situação coerente com as profundidades atuais obtidas por SALAMUNI (1998). De acordo com este autor, as “ombreiras” da bacia corresponderiam a Serra do Mar a leste (sobretudo rochas granitóides da Província Graciosa), e a Serra do Açungui (rochas metassedimentares do Grupo Açungui) a oeste (figura 15). Essas elevações também correspondem às principais áreas de proveniência dos sedimentos da Formação Guabirota segundo estudos de minerais pesados (MACHADO, 2009).

É possível que tais rochas tenham submetido-se a episódios tectônicos e climáticos similares, contemporâneos e posteriores ao intervalo de deposição da Formação Guabirota. Considerando a maior estabilidade mineralógica média dos litotipos da Província Graciosa, é provável que a Serra do Mar no Paleoceno era mais elevada em relação às fontes situadas a oeste. Assim, partilhando das idéias de BIGARELLA & SALAMUNI (1962), o espesso perfil de alteração, submetido à instabilidade gravitacional e a ação das chuvas torrenciais mais intensas, resultaria em maior aporte sedimentar da borda leste.

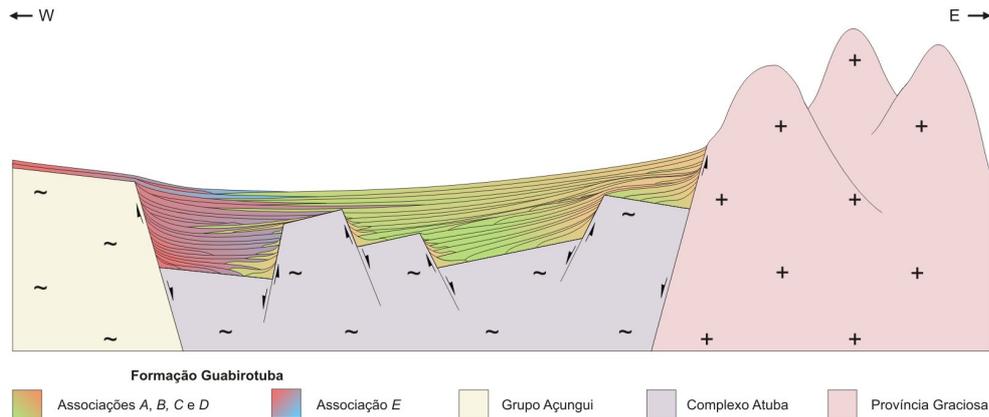


Figura 15: Seção transversal a Bacia de Curitiba, contendo suposto arcabouço estratigráfico da Formação Guabirota, sem escala.

8.4 PALEOGEOGRAFIA

A tectônica extensional iniciada no Paleoceno gerou grábens e horstes menores, que juntos compuseram depressão maior onde se acumularam os sedimentos que preencheram a bacia. As maiores profundidades e principais lineamentos identificados por SALAMUNI (1998), associados os resultados da análise de paleocorrentes deste estudo, permitem supor que as áreas mais baixas situavam-se na porção central adjacente à atual borda oeste.

Com o progressivo rebaixamento do nível de base regional e maior exposição de áreas elevadas do embasamento adjacente, leques aluviais secundários se desenvolveram junto à horstes internos. Sobretudo ao longo das bordas principais, sistemas de leques aluviais coalescentes foram alimentados por detritos provenientes de áreas altas vizinhas. A leste, a Serra do Mar constituía abundante área fonte de sedimentos, com altitudes possivelmente superiores às atuais. A oeste, as áreas-fonte do Grupo Açungui apresentavam altitudes menores, ou/e estavam mais distante que fontes situadas a leste.

Nas vertentes ocidentais da Serra do Mar, o manto de intemperismo mobilizado por chuvas torrenciais convergiu para vales dominados por correntes de alta energia. Ao adentrar a Bacia de Curitiba, fluxos antes confinados espalharam-se em sistemas de leques aluviais. Conforme os leques prograram rumo a oeste-noroeste, estilos fluviais distintos se desenvolveram de acordo com as condições físicas do ambiente.

Adjacente à borda leste, rios sinuosos com barras cascalhosas e arenosas coexistiram com fluxos de detritos cascalhosos e lamosos (figura 16, bloco a). Seus depósitos correspondem à zona proximal dos leques aluviais e a Associação de

fácies A. Gradualmente rumo ao interior da bacia, o transporte e a sedimentação passaram a ser dominados por rios sinuosos com barras arenosas, que atravessavam planícies de inundação lamosas, formadas por depósitos mais antigos de fluxos gravitacionais e transbordamentos (figura 16, bloco b). Esse decréscimo da energia nos processos de transporte caracterizava a transição para a zona intermediária-proximal. Os sedimentos depositados nesse contexto correspondem a *Associação de fácies B*, que se encontra melhor preservada na porção sul e sudeste da Bacia de Curitiba.

Com a redução da declividade em direção a área central da bacia, os fluxos sedimentares passaram a ocorrer em canais fluviais rasos e amplos em que se desenvolveram principalmente barras arenosas linguóides (figura 16, bloco c). Nos intervalos de baixa vazão, fluxos gravitacionais lamosos se intercalavam com depósitos de canais menores entrelaçados, e retrabalhavam depósitos de barras. Essa dinâmica deposicional é atribuída zona intermediária-distal, cujos depósitos resultantes correspondem a *Associação C*, melhor preservada no centro-oeste, e secundariamente, norte da Bacia de Curitiba.

Nas áreas de topografia suave, canais com pequenas dimensões eram incapazes de acomodar o aporte sedimentar oriundo de montante. Deste modo, fluxos laminares arenosos espalhavam-se sobre a planície de inundação lamosa, formada por depósitos de fluxos lamosos e de lagoas efêmeras mais antigos (figura 16, bloco D). Nesse ambiente interior de maior estabilidade, também influenciado pela umidade de origem freática; a vegetação se desenvolveu formando horizontes pedogenéticos. Tais características ambientais são atribuídas à zona distal dos leques aluviais da Formação Guabirotuba, cujos remanescentes sedimentares constituem a *Associação de fácies D*; que ocorre na borda sudoeste, e em áreas mais restritas a oeste e a norte da Bacia de Curitiba.

A distribuição das associações de fácies indica que um sistema de rios entrelaçados com rumo geral leste-nordeste, se instalou sobre a zona distal dos leques na borda oeste da bacia. Esses rios integravam um sistema de leques aluviais amplos e com menores declividades, com dinâmica deposicional similar a de planícies entrelaçadas (figura 16, bloco e). Os canais eram pouco confinados, com barras longitudinais arenosas que se intercalavam às barras cascalhosas, sobretudo em intervalos de baixa vazão. O sistema fluía para o interior da Bacia de Curitiba, e era alimentado por fontes possivelmente situadas em rochas do Grupo Açungui. Os

sedimentos depositados neste contexto correspondem a *Associação de fácies E*. Em posição mais interior na bacia, a intercalação de tais sedimentos com os das associações *C* e *D*, indica a possibilidade das porções intermediárias a distais de leques aluviais da borda oeste, ocasionalmente avançarem sobre os da borda leste, atingindo a área central e o norte.

Na atual parte nordeste da bacia, os rios escoavam para norte-noroeste, e possivelmente recebiam tributários da borda leste e oeste. Eventos de ocorrência sazonal conferiam-lhes capacidade para ora transportarem sedimentos mais grossos, ora abandonar seus canais e depositar sedimentos mais finos. Esta dinâmica associada à baixa declividade do terreno, resultou na formação de canais migratórios sinuosos, típicos de sistemas fluviais meandranes (figura 16, bloco f). Os depósitos gerados sob esse contexto correspondem a *Associação de fácies F*, que abrange fácies arenosas com maior maturidade textural em relação às demais associações.

9 CONCLUSÕES

A análise das associações de fácies, elementos arquitetônicos e hierarquia das superfícies limitantes proposta por MIALL (1996), se mostrou eficaz na discussão do ambiente deposicional da Bacia de Curitiba. Os resultados obtidos indicam que a não ser nas bordas, a tectônica pós-deposicional não foi intensa suficiente para alterar a distribuição original das associações de fácies.

As características faciológicas apontam que a Formação Guabirota foi depositada por sistemas de leques aluviais, conforme proposto por BIGARELA & SALAMUNI (1962). Porém, o domínio de processos fluviais em canais, a abundante quantidade de lama e a ausência de fácies eólicas e ventifectos nos sedimentos; indicam que tais sistemas não se desenvolveram em condições de clima semi-árido. Estudos geocronológicos nas formações Itaquaquecetuba e Resende (Bacia de São Paulo), identificam palinoflora típica de condições de clima úmido não tropical.

Nesta pesquisa, foram identificadas seis associações de fácies para os sedimentos da Formação Guabirota. As associações de fácies *A*, *B*, *C* e *D* correspondem a ambientes deposicionais fluviais transicionais da borda leste para o interior da bacia, que rumo a oeste exibem decréscimo da granulação e aumento na diversidade de fácies relacionadas a processos fluviais. A *Associação de fácies E* está relacionada com sistemas de leques aluviais da borda oeste, e seus depósitos

também apresentam variações faciológicas em direção ao interior da Bacia de Curitiba. Atualmente, esta associação encontra-se erodida, o que suporta a possibilidade da bacia originalmente ser mais extensa para oeste.

Os dados de paleocorrentes obtidos nas associações de bordas exibem rumos médios para o interior, com convergência para o setor norte. Nesse setor, os rumos de paleocorrentes obtidos nas fácies da *Associação C*, e, sobretudo nas da *Associação F*, exibem tendência para norte-noroeste. Assim admite-se aqui a hipótese de que a Bacia de Curitiba expandia-se para norte-noroeste, eventualmente comunicando-se com feições cogenéticas no Vale do rio Ribeira. Situação similar a essa é constatada entre bacias de São Paulo e Taubaté, também incluídas no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. Lá, a segmentação das bacias foi acompanhada por captura de drenagem que modificou o curso dos rios Tietê e Paraíba do Sul, originando o “cotovelo” do rio Paraíba do Sul.

A Formação Tinguis (BECKER, 1982) não é aqui considerada unidade distinta e nem produto de alteração dos sedimentos da Formação Guabirota. As características texturais descritas pela autora encontram correspondência nos depósitos da *Associação de fácies E*, coetânea as demais associações identificadas. Contexto semelhante a este é observado no intervalo oligo-miocênico da Bacia de São Paulo, onde depósitos da Formação Itaquaquecetuba estão mais preservados na parte oeste, mas rumo o centro se intercalam-se com os da Formação Resende, o que indica deposição contemporânea dessas unidades.

O ambiente deposicional atribuído a Formação Piraquara (COMBRA *et al.* 1995), é similar ao constatado para os sedimentos da *Associação de fácies F*. Contudo, a ausência de referenciais estratigráficos confiáveis, impossibilita situá-la em intervalo deposicional distinto do das demais associações.

Para melhor caracterizar a distribuição das associações de fácies, é necessário detalhar a faciologia da *Associação E*, realizar análise granulométrica sistemática de fácies, interpretar dados de subsuperfície e obter idades absolutas para os sedimentos. Além disso, são necessários dados de paleocorrentes mais consistentes nas porções norte e sul da bacia, bem como em remanescentes sedimentares menores situados em Campo Largo e Tijucas do Sul. Sobretudo, é evidente que a evolução tectono-sedimentar da Bacia de Curitiba deve ser abordada em contexto regional amplo, que inclua os grábens de Paranaguá, Sete Barras, Cananéia, o vale do alto rio Ribeira e a Depressão do Pirai/lapó.

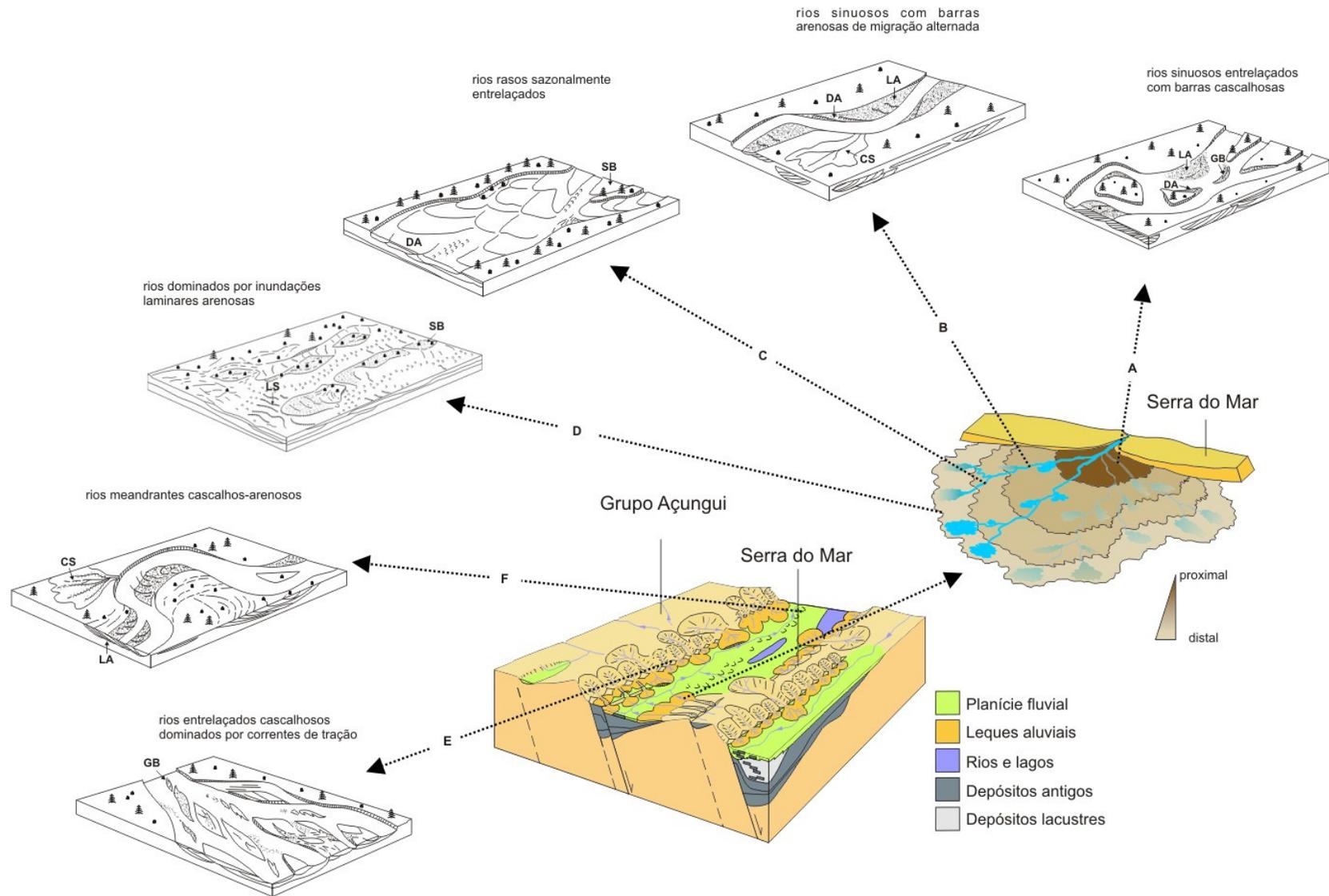


Figura 16: Ambientes deposicionais interpretados para a Formação Guabirotuba, Bacia de Curitiba (gravuras modificadas e adaptadas de BRIDGE, 2003; NICHOLS & FISCHER, 2007; MIALI, 1996).

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE AS MARGENS CONTINENTAIS DO TIPO ATLÂNTICO, Nº 48, 1976, São Paulo. **Anais...** São Paulo: Academia Brasileira de Ciências, 1976, v.48, p.15-26.
- AB'SABER, A.N.; BIGARELLA, J.J. Superfícies aplainadas do Primeiro Planalto do Paraná. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, v. 4/5, p. 116-125, 1961.
- BECKER R.M. **Distribuição dos sedimentos cenozóicos na Região Metropolitana de Curitiba e sua relação com a estrutura geológica e morfológica regional**. 237 p. Tese de Doutorado – Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1982.
- BATEZELLI, A.; BASILICI, G. Arquitetura e mecanismos deposicionais em sistemas aluviais holocênicos de clima árido no oeste argentino e comparação com depósitos neocretáceos brasileiros. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 37, n. 4, p. 821-840, 2007.
- BASEI M.S.A.; SIGA JR. O.; MACHIAVELLI A.; MANCINI F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 216-221, 1992.
- BIGARELLA, J.J., & SALAMUNI, R. Caracteres texturais dos sedimentos da Bacia de Curitiba. **Boletim da Universidade Federal do Paraná**, Curitiba, n. 7, 1962.
- BIGARELLA, J. J *et al.* Bacia de Curitiba. In: BIGARELLA, J. J. **Estrutura e Origem das Paisagens Tropicais e Subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, v.3, 2003, .p.1221-1248.
- BRIDGE, J. S. 2006. *Fluvial Facies models: recent developments*. In: POSAMENTIER, H. W.; WALKER, R. G. (ed). **Facies Models Revisited**. Society for Sedimentary Geology (SEPM), Tulsa, Oklahoma, U.S.A.
- CAIN, S. A.; MOUNTNEY, N. P. *Spatial and temporal evolution of a terminal fluvial fan system: the Permian Organ Rock Formation, South-east Utah, USA*, **Sedimentology** , v. 56, n. 6, 2009.
- COIMBRA, A. M. ; FERNANDES, L. A. ; MORAES, M. C. ; MELO, Mário Sérgio de . Métodos de estudo de litologias e paleocorrentes de cascalhos em terraços do baixo Ribeira do Iguape (SP). In: CONGRESSO DA ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS, 1992, Rio de Janeiro. **Anais...** ;Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, v. 64, n. 3, 1992. p. 253-267.
- COIMBRA, A. M.; SANT'ANA, L.G.;VALARELLI, J.V.;. Bacia de Curitiba: estratigrafia e correlações regionais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Salvador. **Anais...** Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 135-137.

COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA. **Região metropolitana de Curitiba**. Curitiba: COMEC, 2006. Escala 1:25.000, formato *AutoCAD Drawing Database* (.DWG), tamanho 399 MB.

COORDENAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE CURITIBA. **Região metropolitana de Curitiba**. Curitiba: COMEC, 2006. Escala 1:50.000, formato *AutoCAD Drawing Database* (.DWG), tamanho 26,2 MB.

CURY, L. F. ; SIGA JUNIOR, O. ; HARARA, O. M. M. ; PRAZERES FILHO, H. J. ; BASEI, M. A. S. . Aspectos Tectônicos das Intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-cambriano Paranaense. Estudo Baseado em Datações 39^{Ar} - 40^{Ar} em Micas. **Geologia USP**, Série Científica, São Paulo, v. 8, p. 87-104, 2008.

DECELLES P. G. ; LANGFORD R. P. ; SCHWARTZ R. K . *Two new methods of paleocurrent determination from trough cross-stratification*. **Journal of Sedimentary Research**, v. 53; n. 2; p. 629-642, 1983.

FISHER, J, NICHOLS, G & WALTHAM, D. **Unconfined flow deposits in distal sectors of fluvial distributory systems**. *Sedimentary Geology*, v. 195, p. 55-73, 2007.

FIORI, A. P.; GASPAR, Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, Sul do Brasil. **Boletim do Instituto de Geociências IgC- USP**, São Paulo, série Científica, v. 24, p. 1-19, 1993.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAV, D. K. **Terrigenous Clastic Depositional Systems: Applications to Petroleum, Coal and Uranium Exploration**. New York: Springer Verlag, 1983.

GUALDA, G. A .R. ; VLACH, S. R .F. *The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization*. In: Congresso da Academia Brasileira de Ciências. **Anais...** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências. 79(3): 405-430, 2007.

INSTITUTO DE PESQUISA E PLANEJAMENTO URBANO DE CURITIBA. **Mapa de arruamento do município de Curitiba**. Curitiba: IPPUC, 2005. Escala 1:120.000. *Autocad Data Exchange Format* (.DXF), tamanho 23,1 MB.

LIMA, F. M. ; MELO, M. S. Fases de deformação e estruturas associadas à Depressão do Piraí, PR. In: XV Encontro Anual de Iniciação Científica da UEPG, 2006, Ponta Grossa. **Resumos...** Ponta Grossa: UEPG, 2006.

LIMA; F. M. **Caracterização geológica da Depressão do Piraí, Castro-PR**. UEPG. 58 p. Trabalho de conclusão de curso de graduação em Geografia – Universidade Estadual de Ponta Grossa-PR, Ponta Grossa, 2007.

LIMA, F. M.; FERNANDES, L. A. . Faciologia e ambientes deposicionais da bacia sedimentar de Curitiba, Paraná.. In: XI Seminário do Curso de pós-graduação em Geologia da UFPR, 2008, Curitiba. **Resumos...** do XI Seminário do Curso de pós-graduação em Geologia da UFPR. Curitiba: Programa de Pós-graduação em Geologia, 2008.

LIMA, F. M. ; FERNANDES, L. A. ; MELO, M. S. ; GUIMARÃES, G. B. ; GOES, A. M.; MACHADO, D.A.M. ; LEMOS, J. ; PERICO, E. ; MELO, T.F.S. . Preenchimento sedimentar da Bacia de Curitiba In: Congresso Brasileiro de Geologia, nº 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Paraná, 2008. v. único. p. 129-129.

MACHADO, D.A. M. ; GOES, A. M. ; LEMOS, J. ; FERNANDES, L. A. ; LIMA, F. M. ; MELO, M. S. ; GUIMARÃES, G. B. Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados. In: 44 Congresso Brasileiro de Geologia, nº 44, 2008, Curitiba. **Anais...** Curitiba : Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Paraná, 2008. v. único. p. 967-967.

MACHADO, D. A. M. **Proveniência de sedimentos da Bacia de Curitiba por estudos de minerais pesados**. 54p. Dissertação de Mestrado – Pós-graduação em Geologia exploratória, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2009.

MELO, M. S. *et al.* Geologia e evolução do sistema de Bacias Tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 194-199, 1985.

MELO, M. S. **A Formação pariquera-açu e depósitos relacionados: sedimentação, tectônica e geomorfogênese**. 211 p. Dissertação de mestrado – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

MIALL, A.D. *Alluvial Deposits*. In: WALKER, R.G.; JAMES, N.P. **Facies Models: response to sea level change**. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1992, p. 120-139.

MIALL, A.D. 1996. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis an petroleum geology**. Toronto: Springer Verlag, 1996.

MILANI, E.J; MELO, J.H.G; SOUZA, P.A; FERNANDES, L.A; FRANÇA, A.B. 2007. Bacia do Paraná. In: **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, Petrobrás, 2007, v.15, n.2, p. 265-287.

MINERAIS DO PARANÁ S/A. **Mapa geológico do Estado do Paraná**. Escala 1:1.000.000, formato *Autocad Data Exchange Format (.DXF)*, Curitiba: MINEROPAR, 2001. tamanho 1,79 MB.

MORO, R. de P. X.; BRITO NEVES, B. B. Nota Explicativa do Mapa Geológico da Formação Camarinha -PR. **Boletim Paranaense de Geociências**. Curitiba, n. 55, p. 43-51, 2004.

NICHOLS G.J.; FISHER J.A. *Processes, facies and architecture of fluvial distributary system deposits*. Elsevier, **Journal of Sedimentary Geology**, v. 195, p.75-90, 2007.

PERICO, E.; URBAN, C. ; FERNANDES, L. A. . Caracterização textural e mineralógica de calcretes da Fm. Guabirota, Bacia de Curitiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Anais...** Aracaju: Sociedade Brasileira de Geologia, 2006. p. 276-276.

PERICO, E.; URBAN, C.; FERNANDES, L. Al. Faciologia e ambientes deposicionais da Bacia de Curitiba. In: EVENTO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ, 15, 2007, Curitiba. **Resumos...**Curitiba: Universidade Federal do Paraná, v. único, 2007. p. 251.

PRAZERES FILHO, H.; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR., O. Litoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Geologia-USP**, Série Científica, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003.

RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. 256 p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A.L. Evolução Geológica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO NETO, V. *et al.* (org.). **Geologia do Continente Sul Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. 1ª Edição. São Paulo: Beca Editora, 2004. Cap. XXIII, p. 383-405.

RUST, B.R.; KOSTER, E. H. *Coarse Alluvial Deposits*. In: WALKER, R.G. **Facies Models**. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1984, p. 53-69.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. 214p. Tese de Doutorado – Pós-graduação em Geociências, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1998.

SALAMUNI, E. & SALAMUNI, R,. Contribuição à Geologia da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR). **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 47, p. 123-142, 1999.

SALAMUNI, E. *et al.* Tectonics and Sedimentation in the Curitiba Basin, south of Brasil. **Journal of South American Earth Sciences**, v.15, p.901-910, 2003.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D. ; HASUI, Y . Morfotectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SIGA JUNIOR, O. ; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. **Geologia-USP**, Série Científica, São Paulo, n. 26, p. 69-98, 1995.

SIGA JUNIOR; BASEI, M. A. S.; PASSARELLI, C. R., HARARA, O. M.; SATO, K. ; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J. Geocronologia de rochas gnáissico-migmatíticas e sienograníticas do Núcleo Setuva (Pr): implicações tectônicas. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 37, n. 1, p.114-128, 2007.

SUGUIO, K. **Geologia Sedimentar**. 1ª edição. São Paulo: Editora Edgar Blucher Ltda, 2003.

SUGUIO, K. **Introdução a sedimentologia**. São Paulo: Editora Edgar Blucher Ltda, Editora da Universidade de São Paulo, 1973.

SUPERINTENDÊNCIA DE DESENVOLVIMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS E SANEAMENTO AMBIENTAL. **Hidrografia do Alto Iguaçu**. Curitiba: SUDERHSA, 2000. Escala 1:10.000, formato *ESRI shapefile* (.shp), tamanho 13,6 Kb.

ZALAN, P. V.; OLIVEIRA, J.A.B. Origem e evolução do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p. 269-300, 2005.

WALKER, R.G.; CANT, D.J. *Sandy alluvial systems*. In: WALKER, R.G. **Facies Models**. Toronto, Canada, Geological Association of Canada, second edition, 1984, p. 71-89.

Livros Grátis

(<http://www.livrosgratis.com.br>)

Milhares de Livros para Download:

[Baixar livros de Administração](#)

[Baixar livros de Agronomia](#)

[Baixar livros de Arquitetura](#)

[Baixar livros de Artes](#)

[Baixar livros de Astronomia](#)

[Baixar livros de Biologia Geral](#)

[Baixar livros de Ciência da Computação](#)

[Baixar livros de Ciência da Informação](#)

[Baixar livros de Ciência Política](#)

[Baixar livros de Ciências da Saúde](#)

[Baixar livros de Comunicação](#)

[Baixar livros do Conselho Nacional de Educação - CNE](#)

[Baixar livros de Defesa civil](#)

[Baixar livros de Direito](#)

[Baixar livros de Direitos humanos](#)

[Baixar livros de Economia](#)

[Baixar livros de Economia Doméstica](#)

[Baixar livros de Educação](#)

[Baixar livros de Educação - Trânsito](#)

[Baixar livros de Educação Física](#)

[Baixar livros de Engenharia Aeroespacial](#)

[Baixar livros de Farmácia](#)

[Baixar livros de Filosofia](#)

[Baixar livros de Física](#)

[Baixar livros de Geociências](#)

[Baixar livros de Geografia](#)

[Baixar livros de História](#)

[Baixar livros de Línguas](#)

[Baixar livros de Literatura](#)
[Baixar livros de Literatura de Cordel](#)
[Baixar livros de Literatura Infantil](#)
[Baixar livros de Matemática](#)
[Baixar livros de Medicina](#)
[Baixar livros de Medicina Veterinária](#)
[Baixar livros de Meio Ambiente](#)
[Baixar livros de Meteorologia](#)
[Baixar Monografias e TCC](#)
[Baixar livros Multidisciplinar](#)
[Baixar livros de Música](#)
[Baixar livros de Psicologia](#)
[Baixar livros de Química](#)
[Baixar livros de Saúde Coletiva](#)
[Baixar livros de Serviço Social](#)
[Baixar livros de Sociologia](#)
[Baixar livros de Teologia](#)
[Baixar livros de Trabalho](#)
[Baixar livros de Turismo](#)