

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA**

**Aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de depósitos quaternários no  
curso médio do Rio Pardo (município de Candelária, RS)**

Ney Fett Júnior

Florianópolis, 1º de julho de 2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo (município de Candelária, RS)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre.

Ney Fett Júnior

Orientador: Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira

Área de Concentração: Utilização e Conservação dos Recursos Naturais

Florianópolis, 1º de julho de 2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA  
CENTRO DE FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS  
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo (município de Candelária, RS)

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre.

Ney Fett Júnior

COMISSÃO EXAMINADORA:

---

Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira (Orientador)  
Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC)

---

Prof. Dr. João José Bigarella (Membro – UFSC)  
Universidade Federal do Paraná (UFPR)

---

Prof. Dr. José Cândido Stevaux (Membro – UFSC)  
Universidade Estadual de Maringá (UEM)

Florianópolis, 1º de julho de 2005

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus queridos pais, Ney e Carmen, pela inestimável contribuição ao longo de todo o estudo, acompanhando-me nos trabalhos de campo, ouvindo as minhas constantes reclamações e incentivando-me nos momentos de dúvida. Vocês também merecem o título de Mestre!

Agradeço ao Prof. Dr. Marcelo Accioly Teixeira de Oliveira, pela orientação durante dois anos e pelos ensinamentos transmitidos. Mais do que descrever uma seção estratigráfica, aprendi como são fascinantes os estudos do Quaternário, na incessante busca de reconstituir os ambientes pretéritos.

Agradeço a Gilberto Santos, técnico do Laboratório de Análises Sedimentológicas da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, por todo o apoio nas atividades de laboratório, apresentando-me técnicas que geraram dados fundamentais para a dissertação.

Agradeço a Alexandre Rauber, responsável pelo Laboratório de Geoprocessamento da Universidade de Santa Cruz do Sul, e a Ricardo Braga, pela ajuda na etapa final da pesquisa.

Agradeço a Rafael e William, alunos bolsistas de graduação, pelo auxílio em campo e no laboratório.

Agradeço a Eugenia, Ivete e Gisele, pela nossa amizade e por tantas boas lembranças que guardo... Tenho saudades!

Agradeço ao amigo Clóvis, recepcionista do Cande Hotel, pela colaboração em várias ocasiões que estive na cidade de Candelária.

Enfim, agradeço a todos os amigos, colegas e professores que participaram, direta ou indiretamente, da longa trajetória dessa dissertação, coroada de pleno êxito.

## RESUMO

Essa dissertação é uma contribuição para o estudo de depósitos quaternários em vales fluviais situados na borda do Planalto Meridional, na Região Sul do Brasil. A área selecionada para as pesquisas é o curso médio do Rio Pardo, no município de Candelária, Estado do Rio Grande do Sul, importante afluente da margem esquerda do Rio Jacuí. O presente trabalho é fundamentado na análise de aspectos morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos de cada depósito, utilizando o método da arquitetura deposicional proposto por Miall (1985; 1996). Assim, foi possível reconhecer estilos fluviais distintos, que combinados a um referencial geocronológico, constituem padrões deposicionais associados a diferentes eventos (climáticos ou tectônicos) do Período Quaternário.

No curso médio do Rio Pardo, foram identificados três padrões deposicionais:

\* O primeiro padrão deposicional remonta ao estágio isotópico marinho 4, anterior a 60.000 anos AP, assinalado por condições climáticas severas, frias e secas, porém menos intensas que o Último Máximo Glacial. Há o predomínio da deposição em canais entrelaçados rasos, caracterizada por cascalhos dispostos em barras longitudinais e transversais;

\* O segundo padrão deposicional, sobreposto ao primeiro, é dominado por seqüências de sedimentos lamosos, datadas do estágio isotópico marinho 3 – posterior a 60.000 anos AP. Esse período é marcado por oscilações constantes entre climas secos e úmidos, tendendo ao esfriamento gradual. A sedimentação fina é originada em canais anastomosados, apresentando diversas ramificações dotadas de sinuosidades variadas;

\* Finalmente, o terceiro padrão deposicional surge durante o estágio isotópico marinho 3. Entretanto, é provável que a deposição se estenda até o estágio isotópico 2, correspondente ao Último Máximo Glacial, em função da grande espessura do depósito. A alternância entre níveis rudáceos e lama, assim como o domínio ora de processos fluviais, ora de fluxos gravitacionais, é singular nesse padrão deposicional, formado em leque aluvial. As camadas de cascalhos geralmente são relacionadas às fases secas, enquanto que as unidades de material lamoso documentam fases úmidas.

As seções estratigráficas descritas não revelam nenhuma evidência clara a respeito da sedimentação durante o Último Máximo Glacial. Assim, a resposta fluvial às condições frias e secas vigentes na transição entre Pleistoceno e Holoceno foi o entalhamento da rede de canais, registrado em um nível de terraços na área de estudo.

A dissertação mostra que existe a necessidade de futuras pesquisas sobre os depósitos do curso médio do Rio Pardo, buscando maiores detalhes da evolução do vale no Período Quaternário. A incorporação de outras perspectivas metodológicas, como a pedostratigrafia e a palinologia, além de novos dados geocronológicos e minuciosas análises mineralógicas, serão fundamentais para enriquecer os diferentes cenários da dinâmica fluvial quaternária.

*Palavras-chave: Quaternário; arquitetura deposicional; estilos fluviais.*

## ABSTRACT

This dissertation is a contribution to the study of quaternary deposits in fluvial valleys, located at the border of the so-called Meridional Plateau, in the Southern Brazil. The study area is the Rio Pardo middle valley river, an important affluent of the left margin of the Jacuí River, which crosses the municipality of Candelária. This work is based on morphological, stratigraphic and sedimentological aspects of the deposits, analyzed through the depositional architectural method (MIALL, 1985; 1996). According to this, it was possible to recognize distinct fluvial styles, that when matched to a geochronological reference, make up depositional patterns associated to different events (climatic or tectonic) of the Quaternary Period.

In the Rio Pardo middle valley river, three depositional patterns were identified:

- \* The first depositional pattern remounts to Marine Isotopic Stage (MIS) 4 stadial, older than 60,000 years BP, being marked by severe cold and dry climatic conditions, but less intense than the Last Glacial Maximum. This pattern distinguishes the prevalence of shallow braided channel deposition, characterized by longitudinal and transversal gravel bars;

- \* The second depositional pattern, covering the first, is dominated by muddy sediment sequences, dated to Marine Isotopic Stage (MIS) 3 – after 60,000 years BP. This period is marked by constant oscillations between dry and wet climates, tending to a gradual cooling. The fine sedimentation originates from anastomosed channels, presenting various ramifications provided of different sinuosity;

- \* Finally, the third depositional pattern appears at the marine isotope stage 3. Although, due to the great thickness of the deposit, it is probable that the deposition extends to up to isotope stage 2, corresponding to the Last Glacial Maximum. The alternation between gravel and mud layers, as well as the domain shifting of fluvial processes and gravitational flows, is unique for this depositional pattern, forming an alluvial fan. The gravel beds generally are related to dry phases, while the muddy layers document wet phases.

The described stratigraphic sections do not clearly reveal any evidence of sedimentation related to the Last Glacial Maximum. Thus, the fluvial response to cold and dry conditions established for the Pleistocene – Holocene transition come from the carving of a channel network, registered on the terrace levels along of study area.

The dissertation shows that there is a necessity for future investigations on the deposits related to the Rio Pardo midcourse, to search for more evidence on the evolution of valley in the Quaternary Period. The incorporation of other methodological perspectives, such as pedostratigraphy and palynology, besides new geochronologic data and a meticulous mineralogical analysis, will be fundamental to enhance the different scenarios of quaternary fluvial dynamics.

*Keywords: Quaternary; depositional architecture; fluvial styles.*

## LISTA DE FIGURAS

<b>FIGURA 1</b> - Vista longitudinal de extensa superfície suavemente inclinada no vale do Rio Pardo.....	20
<b>FIGURA 2</b> - Formas de leito observadas em arenitos da Formação Caturrita.....	24
<b>FIGURA 3</b> - Cerro Botucaraí, ao sul da cidade de Candelária.....	25
<b>FIGURA 4</b> - Nível de terraço existente no curso médio do Rio Pardo.....	27
<b>FIGURA 5</b> - Vista parcial do curso médio do Rio Pardo.....	30
<b>FIGURA 6</b> - Tipos de pedimentos.....	33
<b>FIGURA 7</b> - Oito elementos arquitetônicos fundamentais.....	40
<b>FIGURA 8</b> - Seqüência deposicional com tamanho de grão afinando para cima.....	49
<b>FIGURA 9</b> - Vista parcial de afloramento da planície de inundação do Rio Pardo.....	54
<b>FIGURA 10</b> - Terminologia empregada para as relações de acamamento discordantes.....	54
<b>FIGURA 11</b> - Classes texturais do Diagrama Triangular de Shepard (1954).....	59
<b>FIGURA 12</b> - Classes texturais do Diagrama Triangular de Folk (1954).....	59
<b>FIGURA 13</b> - Diagrama representando diferentes graus de arredondamento.....	60
<b>FIGURA 14</b> - Representações esquemáticas e respectivos percentuais.....	62
<b>FIGURA 15</b> - Visão geral do afloramento da encosta inferior do Morro do Facão.....	66
<b>FIGURA 16</b> - Seção da encosta inferior do Morro do Facão.....	67
<b>FIGURA 17</b> - Perfil vertical da seção da encosta inferior do Morro do Facão.....	69
<b>FIGURA 18</b> - Detalhe da unidade C-III, próximo ao seu limite superior.....	71
<b>FIGURA 19</b> - Visão geral do afloramento da planície de inundação do Rio Pardo.....	75
<b>FIGURA 20</b> - Perfil vertical da seção da planície de inundação do Rio Pardo.....	76
<b>FIGURA 21</b> - Camada de rudáceos suportada por clastos (S-I), na base da seção da planície de inundação do Rio Pardo.....	77
<b>FIGURA 22</b> - Detalhe de lente arenosa caracterizada por laminação plano-paralela incipiente.....	78
<b>FIGURA 23</b> - Visão geral do afloramento do terraço do Rio Pardo.....	82
<b>FIGURA 24</b> - Perfil vertical da seção do terraço do Rio Pardo.....	83
<b>FIGURA 25</b> - Seção do depósito de rompimento de diques marginais.....	85
<b>FIGURA 26</b> - Perfil vertical da seção do depósito de rompimento de diques marginais.....	86
<b>FIGURA 27</b> - Estratificação cruzada planar incipiente em camada de clastos rudáceos (F-I), na base do depósito de rompimento de diques marginais.....	87

<b>FIGURA 28</b> - Detalhe do material de origem vegetal depositado sobre a camada de cascalhos (F-I).....	88
<b>FIGURA 29</b> - Visão geral do afloramento do leque aluvial no curso médio do Rio Pardo.....	92
<b>FIGURA 30</b> - Perfil vertical da seção do leque aluvial.....	94
<b>FIGURA 31</b> - Detalhe de parte da seção do leque aluvial.....	95
<b>FIGURA 32</b> - Visão geral do afloramento do terraço de um afluente do Arroio Molha Grande.....	96
<b>FIGURA 33</b> - Perfil vertical da seção do terraço da bacia do Arroio Molha Grande.....	100
<b>FIGURA 34</b> - Camada de rudáceos na base do terraço, mostrando incipiente acamamento horizontal.....	101
<b>FIGURA 35</b> - Seção da planície de inundação do Arroio Molha Grande (margem direita)..	103
<b>FIGURA 36</b> - Perfil vertical da seção da planície de inundação, margem direita do Arroio Molha Grande.....	104
<b>FIGURA 37</b> - Detalhe de laminação convoluta na base da camada M-II.....	106
<b>FIGURA 38</b> - Detalhe de laminação ondulada e convoluta na unidade M-IV.....	107
<b>FIGURA 39</b> - Detalhe das camadas M-V, M-VI e M-VII.....	108
<b>FIGURA 40</b> - Detalhe da sucessão de camadas arenosas M-VIII, M-IX e M-X.....	109
<b>FIGURA 41</b> - Detalhe de parte das unidades M-IX e M-X.....	110
<b>FIGURA 42</b> - Seção da planície de inundação do Arroio Molha Grande (margem esquerda).....	112
<b>FIGURA 43</b> – Perfil vertical da seção da planície de inundação na margem esquerda do Arroio Molha Grande.....	113
<b>FIGURA 44</b> - Três grupos texturais identificados no Diagrama Triangular de Shepard (1954).....	116
<b>FIGURA 45</b> - Diagrama Triangular de Folk (1954), apresentando três grupos texturais distintos.....	119
<b>FIGURA 46</b> - Estágios isotópicos de oxigênio e variação do nível do mar nos últimos 140.000 anos.....	130
<b>FIGURA 47</b> - Modelo de rio entrelaçado de leito cascalhoso raso.....	132
<b>FIGURA 48</b> - Extrato de fotografia aérea (escala 1:60 000, voo de 1964).....	134
<b>FIGURA 49</b> - Estilo fluvial anastomosado.....	135
<b>FIGURA 50</b> - Modelo de rio entrelaçado de leito cascalhoso com depósitos de fluxos gravitacionais.....	139

## LISTA DE QUADROS

<b>QUADRO 1</b> - Principais características de cada elemento arquitetônico.....	41
<b>QUADRO 2</b> - Arquitetura deposicional da planície de inundação.....	50
<b>QUADRO 3</b> - Classificação de litofácies.....	55
<b>QUADRO 1</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção da encosta inferior do Morro do Facão.....	68
<b>QUADRO 2</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação do Rio Pardo.....	76
<b>QUADRO 3</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção do terraço do Rio Pardo.....	83
<b>QUADRO 4</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção do depósito de rompimento de dique marginal.....	87
<b>QUADRO 5</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção do leque aluvial.....	93
<b>QUADRO 9</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção do terraço da bacia do Arroio Molha Grande.....	100
<b>QUADRO 10</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação na margem direita do Arroio Molha Grande.....	104
<b>QUADRO 11</b> - Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação na margem esquerda do Arroio Molha Grande.....	113
<b>QUADRO 12</b> - Minerais pesados separados por cargas eletromagnéticas de 0.4 e 0.6 A.....	124
<b>QUADRO 13</b> - Minerais pesados separados por cargas eletromagnéticas de 0.8 e 1.0 A.....	124
<b>QUADRO 14</b> - Minerais pesados separados por carga eletromagnética superior a 1.5 A.....	125

**LISTA DE MAPAS**

<b>MAPA 1</b> - Mapa da bacia do Rio Pardo.....	19
<b>MAPA 2</b> - Mapa geológico do curso médio do Rio Pardo.....	22
<b>MAPA 3</b> - Mapa hipsométrico e de localização das seções estratigráficas.....	65

**LISTA DE TABELAS**

<b>TABELA 1</b> - Arredondamento de cascalhos da camada C-I.....	70
<b>TABELA 2</b> - Arredondamento de cascalhos na camada S-I.....	77
<b>TABELA 3</b> - Arredondamento de cascalhos da camada F-I.....	87
<b>TABELA 4</b> - Arredondamento de cascalhos da camada B-VI.....	96
<b>TABELA 5</b> - Arredondamento de cascalhos da camada B-XII.....	98
<b>TABELA 6</b> - Arredondamento de cascalhos da camada A-I.....	101
<b>TABELA 7</b> - Arredondamento de cascalhos na camada M-I.....	105
<b>TABELA 8</b> - Arredondamento de cascalhos da camada L-I.....	114

**LISTA DE GRÁFICOS**

<b>GRÁFICO 1</b> – Diagrama de variação textural da seção da planície de inundação do Rio Pardo.....	79
<b>GRÁFICO 2</b> - Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural I.....	117
<b>GRÁFICO 3</b> - Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural II.....	118
<b>GRÁFICO 4</b> - Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural III.....	119

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	14
<b>2. ÁREA DE ESTUDO</b> .....	18
2.1. Aspectos gerais.....	18
2.2. Geologia e geomorfologia.....	21
2.3. Clima e uso da terra.....	28
<b>3. PROBLEMÁTICA</b> .....	31
3.1. Formas de relevo e dinâmica quaternária no vale do Rio Pardo.....	31
3.1.1. <i>Pedimentos</i> .....	31
3.1.2. <i>Terraços fluviais</i> .....	32
3.1.3. <i>Respostas fluviais às mudanças climáticas quaternárias</i> .....	36
3.2. Arquitetura dos depósitos fluviais e ambientes de sedimentação.....	39
3.2.1. <i>Canal (CH)</i> .....	42
3.2.2. <i>Barras e formas de leitos de cascalho (GB)</i> .....	43
3.2.3. <i>Sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)</i> .....	44
3.2.4. <i>Formas de leito arenosas (SB)</i> .....	45
3.2.5. <i>Camadas frontais (FM)</i> .....	46
3.2.6. <i>Acreção lateral (LA)</i> .....	47
3.2.7. <i>Camadas tabulares de areias laminadas (LS)</i> .....	49
3.2.8. <i>Depósitos finos de planície de inundação (FF)</i> .....	50
<b>4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS</b> .....	52
4.1. Enfoques adotados.....	52
4.2. Técnicas de trabalho.....	53
4.2.1. <i>Levantamento da arquitetura deposicional</i> .....	53
4.2.2. <i>Análises texturais e mineralógicas</i> .....	56
4.2.3. <i>Datações</i> .....	62
<b>5. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	64
5.1. Análise das seções estratigráficas.....	64
5.1.1. <i>Encosta inferior do Morro do Facão (seção C)</i> .....	66
5.1.2. <i>Planície de inundação do Rio Pardo (seção S)</i> .....	74
5.1.3. <i>Terraço do Rio Pardo (seção T)</i> .....	81
5.1.4. <i>Depósito de rompimento de diques marginais (seção F)</i> .....	84

5.1.5. <i>Leque aluvial (seção B)</i> .....	91
5.1.6. <i>Terraço da bacia do Arroio Molha Grande (seção A)</i> .....	99
5.1.7. <i>Planície de inundação do Arroio Molha Grande, margem direita (seção M)</i> .....	102
5.1.8. <i>Planície de inundação do Arroio Molha Grande, margem esquerda (seção L)</i> .....	111
5.2. Aspectos sedimentológicos gerais.....	115
5.3. Minerais pesados de camadas arenosas.....	122
5.4. Referencial geocronológico.....	128
5.5. Interpretação paleoambiental de padrões deposicionais.....	130
5.6. Estudos precedentes sobre os depósitos quaternários do Rio Pardo.....	139
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	142
7. BIBLIOGRAFIA.....	145
ANEXO A.....	150

## 1. INTRODUÇÃO

A proposta original de estudo referia-se à temática da erosão marginal no vale do Rio Pardo (município de Candelária, Estado do Rio Grande do Sul), e surgiu do acompanhamento de algumas reportagens publicadas na imprensa escrita regional (TESCHE, 2002; REETZ, 2002). Conforme os artigos, o Rio Pardo estaria provocando considerável erosão das margens em alguns pontos críticos de seu curso, devido à ocorrência de eventos pluviométricos intensos, afetando as estruturas de uma estrada municipal e de uma rodovia estadual (VRS – 808). A erosão marginal, constatada há quase meio século, estaria desencadeando diversos problemas, como a perda de parcelas de propriedades rurais e interrupções do tráfego de veículos pesados nas estradas – prejudicando o escoamento da produção agrícola e o transporte coletivo para os povoados no interior do município.

A erosão das margens dos rios guarda importante significado geomorfológico, como componente central da formação de meandros, da migração lateral de canais e do movimento de sedimentos ao longo da bacia fluvial, envolvendo longas escalas de tempo para a análise da dinâmica de processos envolvidos (LAWLER, 1997 *apud* COUPER & MADDOCK, 2001). Assim, ao considerar também as morfologias e os depósitos presentes ao longo do Rio Pardo, criou-se a possibilidade de ampliar o enfoque da dissertação, na tentativa de compreender a evolução do ambiente fluvial durante o Período Quaternário.

Há importantes lacunas no que concerne aos estudos sistemáticos sobre a dinâmica geomorfológica do Quaternário continental no Rio Grande do Sul, pois já existem diversos trabalhos bastante qualificados na área costeira do Estado, a maioria desenvolvida pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO – UFRGS). Deste modo, a contribuição da dissertação

é estender as pesquisas sobre os depósitos quaternários sul-rio-grandenses para a área de vales na borda do Planalto Meridional, além da tentativa de estabelecer uma cronologia preliminar de eventos pretéritos (climáticos e/ou tectônicos) que caracterize o ambiente fluvial.

Iniciado há 2 milhões de anos, o Quaternário é o período caracterizado por alterações climáticas globais que modificaram, as taxas de intemperismo e pedogênese, os regimes fluviais, o nível dos oceanos e a distribuição espacial dos seres vivos – inclusive da espécie humana (MOURA, 1994). A importância do estudo das feições e dos depósitos quaternários se deve à possibilidade de reconstituir as condições paleoambientais, as quais fornecem conhecimentos fundamentais para a compreensão da dinâmica atual de diferentes paisagens (SUGUIO, 1999).

Matéria de intensos estudos durante as três últimas décadas do século XX, o Período Quaternário provê uma perspectiva única da dinâmica do sistema climático e oceânico terrestres. O avanço mais significativo na paleoclimatologia do Quaternário nesse período foi o novo panorama de ciclos glaciais e interglaciais que surgiu com o estudo de isótopos de oxigênio em testemunhos de fundo marinho (BLUM & TÖRNQVIST, 2000), cujos registros são responsáveis pela maior aceitação da teoria de Milankovitch sobre mudanças climáticas. Tem havido uma periodicidade de alta amplitude (100.000 anos) para ciclos glaciais e interglaciais completos entre o Pleistoceno Médio e o Superior; entretanto, intervalos menores (40.000 anos) dominaram prioritariamente desde então (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Conforme Porter (1989, *apud* BLUM & TÖRNQVIST, 2000), mais de 80% do período de qualquer ciclo glacial de 100.000 anos entre o Pleistoceno Médio e o Superior atestam que as temperaturas globais foram mais frias do que aquelas vigentes em condições interglaciais plenas, porém não tão baixas quanto as temperaturas típicas do auge de ciclos glaciais. Mais recentemente, análises realizadas em testemunhos de gelo e em sedimentos do fundo oceânico por Johnsen *et al.* (1992 *apud* BLUM & TÖRNQVIST, 2000), Grootes *et al.* (1993 *apud*

BLUM & TÖRNQVIST, 2000) e Bond *et al.* (1993; 1997 *apud* BLUM & TÖRNQVIST, 2000) mostram importantes flutuações climáticas em escalas de 1.000 a 10.000 anos que estão superpostas aos ciclos glaciais/interglaciais de 100.000 anos, gerando um complexo panorama do Último Máximo Glacial e da transição entre Pleistoceno e Holoceno.

O esfriamento mundial de climas tropicais no Último Máximo Glacial agora parece quase indiscutível; Stute (1995, *apud* THOMAS, 2000) estima que as temperaturas estiveram até 5,4° C menores do que as atuais nas terras baixas tropicais do Brasil. Entretanto, os climas secos correspondentes são mais discutíveis; Thomas (2000) considera que a maior parte das pesquisas converge para reduções de 25 a 50% na pluviosidade dos trópicos. Estudando a África tropical úmida, Kadomura (1995, *apud* THOMAS, 2000) sugere que campos e savanas dominaram encostas e divisores de água, enquanto a floresta restringiu-se apenas às terras baixas e ao longo das calhas fluviais durante o Último Máximo Glacial. Essa distribuição da cobertura vegetal pode explicar mudanças na dinâmica de canais e encostas, registradas na arquitetura de diferentes depósitos do ambiente fluvial.

Os depósitos quaternários estão distribuídos em formas de relevo distintas, comumente apresentando alguma relação genética com as feições constituintes de cada paisagem (MOURA, 1994). Segundo Dott (1983), os depósitos geralmente são caracterizados por eventos raros e de alta magnitude, constituindo a *sedimentação episódica*; tal registro é formado pelos vários desvios em relação a um comportamento médio (ou padrão) de cada ambiente deposicional e compreende intervalos de tempo que oscilam de dezenas a milhões de anos. Alguns fatores, como volume do depósito – que reflete a intensidade do processo; frequência de eventos; e o grau de modificação pós-deposicional do depósito, têm grande importância na elaboração da sedimentação episódica (DOTT, 1983). Embora a sedimentação episódica seja imprescindível para o entendimento de depósitos quaternários, o próprio Dott

(1983) reconhece que talvez existam muitos eventos comuns obliterando as seqüências de fenômenos raros.

Associar os elementos morfológicos estratigráficos e sedimentológicos é fundamental para caracterizar os depósitos quaternários, principalmente devido ao caráter descontínuo dos mesmos (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Assim, é de suma importância adotar metodologia que reúna as três perspectivas; o método empregado para tal finalidade, nessa dissertação, é a arquitetura deposicional (MIALL, 1985; 1996).

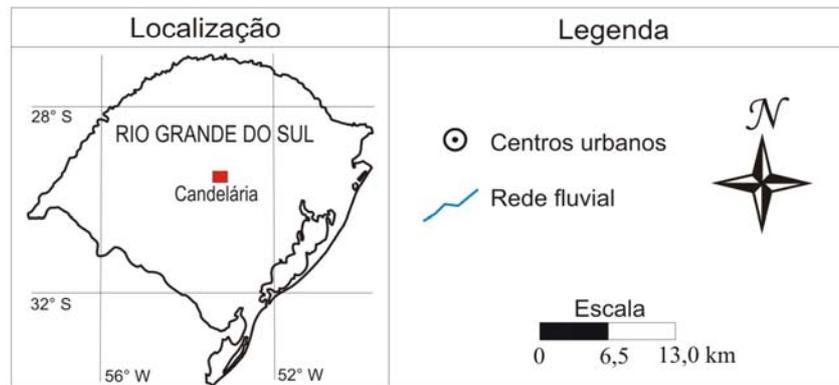
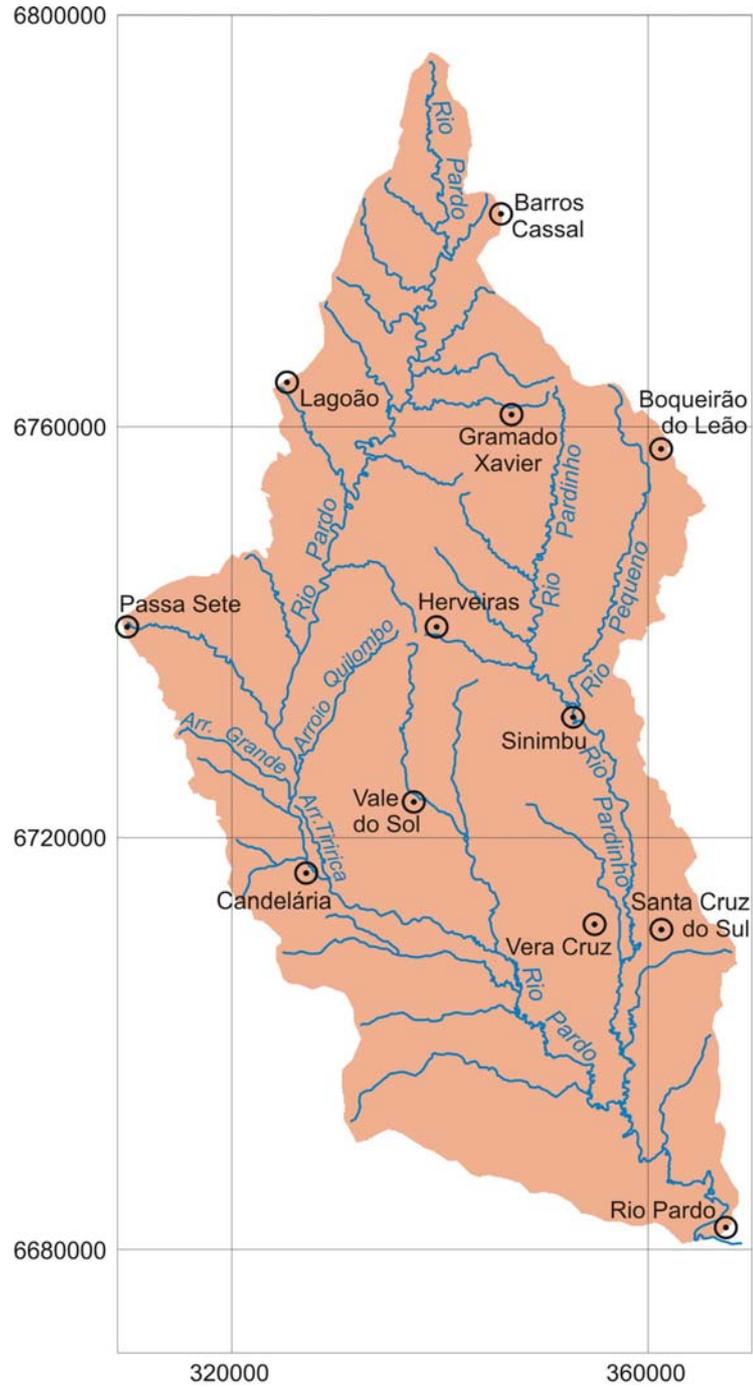
Como a proposta desse estudo refere-se à caracterização de depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo (Candelária, RS), reconhecer as estruturas sedimentares – ou litofácies, a distribuição granulométrica e a composição mineralógica do sedimento, e a geometria de cada camada, é a chave para tentar estabelecer dinâmicas fluviais pretéritas associadas aos diferentes eventos do Período Quaternário. A presença de morfologias no vale, como pedimentos e terraços, é importante para auxiliar na interpretação de respostas fluviais a controles externos – climáticos ou tectônicos – promovendo migração lateral, degradação ou agradção no canal e na planície de inundação (BLUM & TÖRNQVIST, 2000).

## 2. ÁREA DE ESTUDO

### 2.1. Aspectos gerais

A Bacia do Rio Pardo abrange uma área de 3.749,3 km<sup>2</sup>, localizada na porção centro-oriental do Estado do Rio Grande do Sul, sendo uma das principais contribuintes da margem esquerda do Rio Jacuí (BRINCKMANN, 2001). De forma alongada na direção Norte-Sul, com extensão máxima de 115 km e largura média de 35 km, engloba parcial ou totalmente o território dos municípios de Barros Cassal, Boqueirão do Leão, Candelária, Gramado Xavier, Herveiras, Lagoão, Passa Sete, Rio Pardo, Santa Cruz do Sul, Sinimbu, Vale do Sol e Vera Cruz (Mapa 1). A bacia está situada no limite entre as unidades geomorfológicas do *Planalto Meridional* e da *Depressão Periférica* (AB'SABER, 1970), setor marcado pelo escarpamento relativamente baixo e festonado, disposto no sentido Leste-Oeste, associado aos patamares estruturais, rampas de colúvio e pedimentos, segundo consta no Projeto RADAMBRASIL (1986).

O Planalto Meridional constitui uma superfície suavemente inclinada para oeste, estruturado nas rochas efusivas básicas e ácidas da Formação Serra Geral; as formas de relevo apresentam profunda dissecação e forte controle estrutural, principalmente através de falhas e fraturas com orientações diversas (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). Na borda do Planalto, desenvolvem-se morfologias aplainadas e suavemente inclinadas nas formações sedimentares adjacentes; em algumas situações, tais feições constituem pedimentos. Na área de estudo, existem superfícies suavemente inclinadas no sopé da encosta do Planalto, como no Morro do Facão, a leste da cidade de Candelária, consideradas como prováveis pedimentos (Fig. 1).



**MAPA 1 – Mapa da bacia do Rio Pardo**



**FIGURA 1 – Vista longitudinal de extensa superfície suavemente inclinada no vale do Rio Pardo, situada no sopé da encosta do Planalto Meridional (Morro do Facão), considerada como provável pedimento.**

A Depressão Periférica é uma área baixa, sem variações altimétricas consideráveis, na qual os processos erosivos esculpíram predominantemente as rochas sedimentares triássicas, originando colinas suaves e alongadas, conhecidas na região como *coxilhas* (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). Nessa unidade geomorfológica geralmente há diversos relevos residuais, comumente apresentando patamares estruturais ou pedimentos na base.

Delimitado neste estudo desde a foz do Arroio Quilombo, ao norte, até a foz do Arroio Tiririca, ao sul, o curso médio do Rio Pardo constitui a transição entre o controle estrutural do Planalto Meridional e o predomínio da sedimentação na Depressão Periférica, e se caracteriza pela deposição inicial da planície de inundação (Mapa 1).

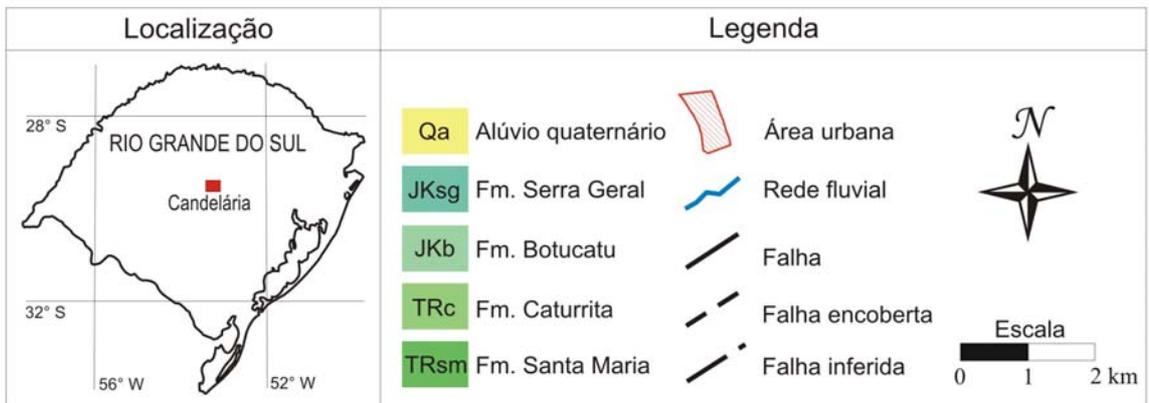
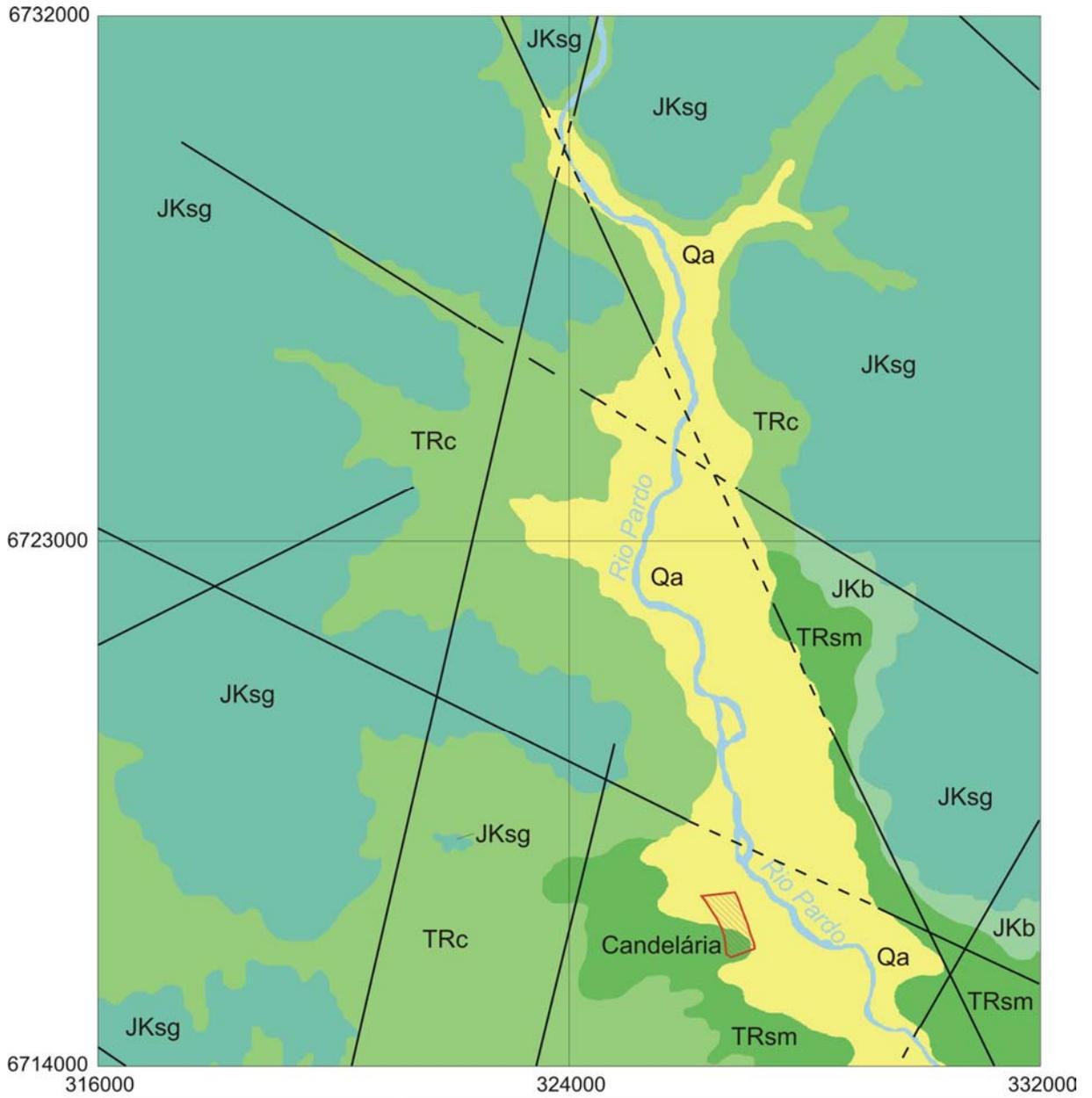
O índice de sinuosidade do Rio Pardo no curso médio, obtido através da razão entre o comprimento do canal e o comprimento do vale (RUST, 1982), calculado com base em cartas

topográficas em escala 1:50 000, é igual a 1,23; assim, de acordo com Morisawa (1985), o padrão de canal do Rio Pardo pode ser classificado genericamente como *sinuoso*. Conforme a mesma autora, tal categoria é caracterizada pelo canal único, apresentando depósitos de barras laterais e centrais compostos por material rudáceo; esse tipo de canal comumente apresenta comportamento erosivo acelerado tanto na incisão vertical, como na migração lateral.

## **2.2. Geologia e geomorfologia**

Geologicamente, o substrato do vale, assim como o sopé das encostas, é constituído fundamentalmente por duas formações triássicas do Grupo Rosário do Sul: a *Formação Santa Maria* e a *Formação Caturrita* (ANDREIS *et al.*, 1980; MONTARDO, 1982 – Mapa 2).

A Formação Santa Maria constitui afloramentos apenas no Estado do Rio Grande do Sul, tendo espessura total de 90 a 100 metros no município de Candelária e dividindo-se em dois membros com constituições litológicas distintas, conforme mencionado por Montardo (1982): *Passo das Tropas* – inferior, predominantemente arenítico, não registrado na área de estudo; e *Alemao* – superior, quase totalmente pelítico, com exposições significativas no curso médio do Rio Pardo.



**MAPA 2 – Mapa geológico do curso médio do Rio Pardo**

O Membro Alemoa é formado principalmente por siltitos argilosos vermelhos a castanho-avermelhados, maciços ou finamente laminados, compostos por minerais micáceos, com espessuras variando de 50 a 55 metros ao sul da cidade de Candelária (MONTARDO, 1982; SCHERER *et al.*, 2000). Tais depósitos são associados às condições lacustres existentes durante o Meso-Neotriássico, e guardam abundante conteúdo de vertebrados fósseis (FACINNI, 2000). Os pelitos vermelhos do topo do Membro Alemoa estão interdigitados com arenitos lenticulares da base da Formação Caturrita, caracterizando um contato gradacional.

Segundo Montardo (1982), o relevo esculpido sobre as rochas pelíticas da Formação Santa Maria é suave, predominando colinas alongadas com alturas máximas de 40 metros e encostas côncavo-convexas. Também ocorrem vastas superfícies planas, com dissecação incipiente, estendendo-se desde o sopé das encostas do Planalto Meridional, ao norte, até o Rio Jacuí, ao sul, denominadas *pediplanos* (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). A rede fluvial é dendrítica, podendo originar ravinas em função do escoamento pluvial concentrado.

De acordo com Faccini (2000), a Formação Caturrita corresponde ao conjunto de camadas predominantemente arenosas situadas acima do Membro Alemoa da Formação Santa Maria, apresentando espessura média de 60 metros. Conforme o mesmo autor, os depósitos da Formação Caturrita são atribuídos a ambientes fluviais do Triássico Superior. Em termos gerais, os litotipos que caracterizam a formação incluem conjuntos de camadas lenticulares, tabulares e sigmoidais de arenitos muito finos a conglomeráticos – estes raramente em proporções superiores a 1% – subarredondados a subangulares, castanho-avermelhados, que ocorrem intercalados a pelitos maciços ou laminados associados a horizontes de paleossolos (MONTARDO, 1982; SCHERER *et al.*, 2000). Os arenitos são predominantemente maciços, mas também são observadas laminações plano-paralelas e estratificações cruzadas planares (Fig. 2). Conforme Montardo (1982), a composição mineralógica dos arenitos é dominada por

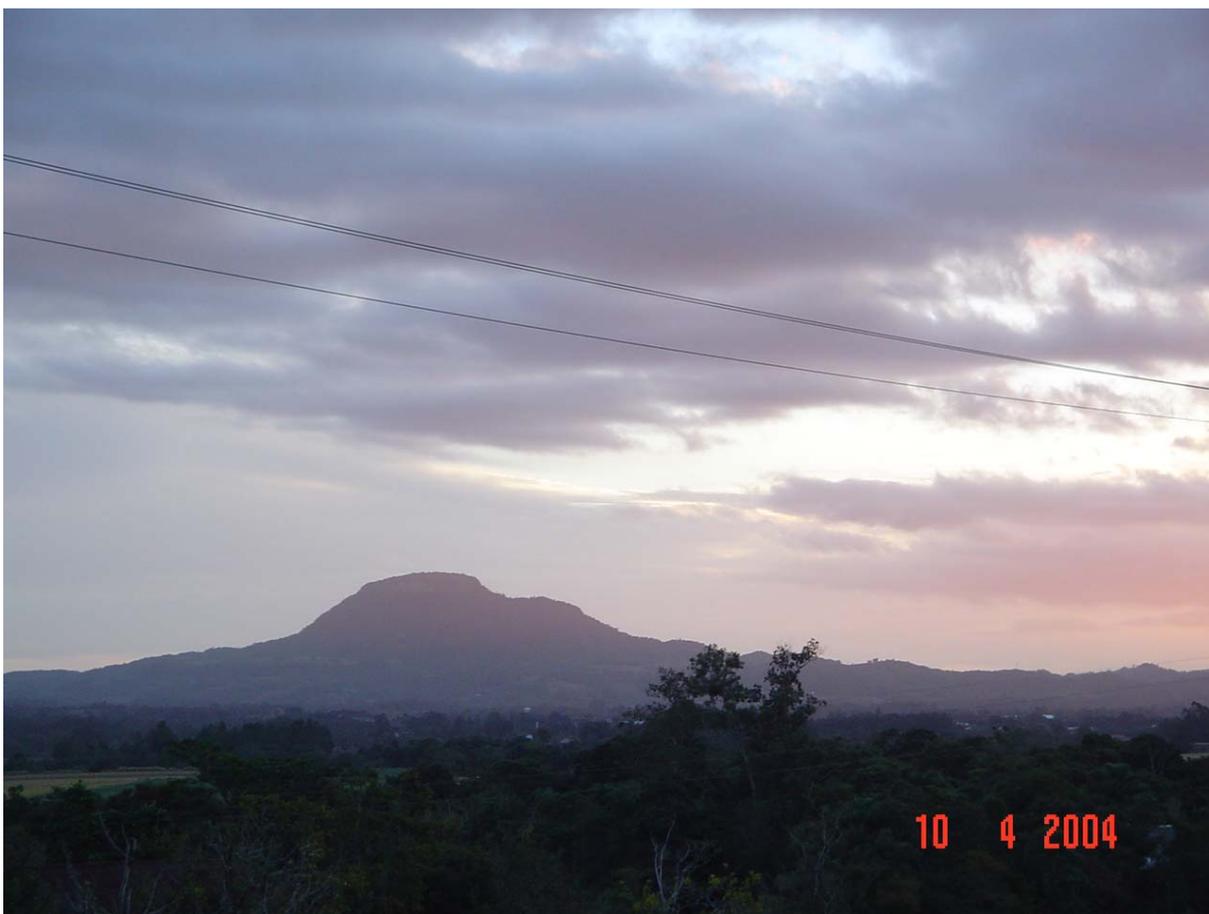
quartzo, tendo 15 a 20% de feldspatos e acessoriamente muscovita, apatita e turmalina. Intrusões de diabásio sob a forma de diques ou *sills* em rochas da Formação Caturrita são comuns na área de estudo, embora em dimensões espaciais reduzidas.



**FIGURA 2 – Formas de leito observadas em arenitos da Formação Caturrita, na margem direita do Rio Pardo.**

As formas de relevo nas áreas de afloramento da Formação Caturrita são semelhantes às descritas para a Formação Santa Maria por Montardo (1982). A referida autora, entretanto, ressalta que as morfologias mais características do substrato arenítico são os

morros de topos achatados e os relevos residuais resultantes do recuo da borda do Planalto Meridional, como o Cerro Botucaraí, ao sul da cidade de Candelária, que atinge 569 metros de altitude (Fig. 3). A rede fluvial tem padrão dendrítico nas planícies, tendendo ao padrão retangular próximo à borda do Planalto.



**FIGURA 3 – Cerro Botucaraí, ao sul da cidade de Candelária, com 569 metros de altitude, característico relevo residual isolado na área de estudo.**

Acima dos depósitos triássicos descritos, está situado o Grupo São Bento, constituído pela *Formação Botucatu* e pela *Formação Serra Geral* (Mapa 2).

O contato entre Formação Botucatu, unidade basal do Grupo São Bento, e a Formação Caturrita, topo do Grupo Rosário do Sul, é discordante (MONTARDO, 1982; FACINNI, 2000). Na área de estudo, os depósitos eólicos da Formação Botucatu são restritos a uma estreita faixa que aflora nas encostas situadas à margem esquerda do Rio Pardo, tendo

espessura média de 15 metros. A distribuição descontínua da Formação Botucatu é explicada pelo predomínio da deposição fluvial, representada pela Formação Caturrita, sobre o ambiente desértico (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). Os canais fluviais provenientes do Planalto Uruguaio Sul-Rio-Grandense (embasamento cristalino) atravessavam esse setor na direção Nordeste, desembocando no interior da Bacia do Paraná; assim, a sedimentação eólica não avançou nessa área, possibilitando a formação de espessos depósitos da Formação Caturrita.

Os arenitos quartzosos da Formação Botucatu são finos a médios, arredondados, e caracterizados por estratificações cruzadas planares de grande porte (MONTARDO, 1982; SCHERER *et al.* 2000). A idade da Formação Botucatu é geralmente atribuída ao Juro-Cretáceo; no entanto, segundo Faccini (2000), a intercalação dos depósitos eólicos com os primeiros derrames vulcânicos da Formação Serra Geral possibilitaria referenciar a idade da Formação Botucatu ao Eocretáceo.

Montardo (1982) descreve formas abruptas do terreno sobre os arenitos da Formação Botucatu, predominando encostas íngremes e leitos rochosos nos cursos de água, com muitos matacões e blocos associados. A rede fluvial é caracterizada pelo padrão retangular em função do controle estrutural do Planalto, devido ao diaclasamento e à maior dureza das rochas.

Finalmente, restrita às encostas mais elevadas e íngremes do vale no curso médio do Rio Pardo, há uma sucessão vulcânica de derrames básicos e ácidos: a Formação Serra Geral. Conforme Roisenberg & Viero (2000), o vulcanismo que gerou tal seqüência é associado à tectônica distensiva, que ocasionou a ruptura do continente gondwânico e a conseqüente abertura do Oceano Atlântico Sul durante o Cretáceo Inferior. A base do pacote vulcânico é constituída principalmente por rochas basálticas e, secundariamente, andesitos; os derrames ácidos (riolitos) são freqüentes no topo da sucessão (ROISENBREG & VIERO, 2000). Os basaltos, com cores que variam do cinza-escuro ao negro, têm composições mineralógicas dominadas por plagioclásio e piroxênios (augita e/ou pigeonita), tendo como minerais

acessórios mais comuns apatita, magnetita, ilmenita e, raramente, zircão e olivina. De acordo com Roisenberg & Viero (2000), as rochas ácidas apresentam coloração cinza-claro a avermelhada, e composição mineralógica de plagioclásio, augita, pigeonita, magnetita e raros apatita e hornblenda.

As feições do relevo são predominantemente alongadas e escarpadas, comumente com cristas no topo das elevações, principalmente naquelas esculpidas nas rochas ígneas ácidas da Formação Serra Geral (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). A rede fluvial é influenciada pelo controle estrutural do Planalto Meridional, principalmente por falhas e fraturas, resultando nos padrões retangular e paralelo de distribuição dos canais.

Os depósitos quaternários no vale do Rio Pardo, estudados em detalhe nos próximos capítulos, correspondem a dois tipos principais: coluviais, provenientes dos movimentos de massa nas encostas; e aluviais, como a planície de inundação e os terraços fluviais (Fig. 4).



**FIGURA 4 – Nível de terraço existente no curso médio do Rio Pardo, elevando-se 3 metros acima da planície de inundação atual.**

### 2.3. Clima e uso da terra

O clima na área de estudo é do tipo *subtropical úmido*, com temperatura média anual de 18° C e precipitação média anual de 1.750 mm (PÉREZ, 1991, *apud* COLLISCHONN, 2001). Tais valores, porém, oscilam bastante durante o ano. As temperaturas médias do mês de janeiro, por exemplo, situam-se em torno de 24° C, enquanto no mês de julho as médias atingem 13° C (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). A pluviosidade no curso médio do Rio Pardo também apresenta variações sazonais consideráveis no ano. Segundo Collischonn (2001), as chuvas são concentradas nos meses de julho e agosto; é possível ainda distinguirem-se dois picos de precipitação na bacia: o mês de novembro, no topo do Planalto Meridional, próximo às nascentes do Rio Pardo, e o mês de março, na área próxima ao município de Candelária. Além disso, constata-se a alta frequência de meses excepcionalmente úmidos, elevando-se as precipitações mais de 100% acima das médias geralmente observadas, assim como meses excepcionalmente secos, apresentando chuvas 50% abaixo das médias comumente registradas (COLLISCHONN, 2001).

Conforme mencionado no Projeto RADAMBRASIL (1986), a cobertura vegetal nativa característica do curso médio do Rio Pardo corresponde à Floresta Estacional Decidual. Esse tipo de floresta apresenta dois estratos arbóreos distintos: o primeiro é emergente, aberto e decíduo, com altura variando entre 25 e 30 m; o segundo estrato, dominado e contínuo, tem altura inferior a 20 m, formado principalmente por espécies perenifoliadas e por um estrato de arvoretas (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). Duas unidades fitofisionômicas são típicas da área de estudo – a formação *aluvial* e a formação *submontana*.

A floresta aluvial recobre os terraços fluviais ao longo do Rio Pardo e seus afluentes. Essa unidade fitofisionômica é caracterizada por variações estruturais e florísticas em função

das condições de drenagem do solo. Segundo consta no Projeto RADAMBRASIL (1986), nos terrenos freqüentemente inundáveis, o estrato arbóreo é aberto, predominando espécies como corticeira (*Erythrina cristagalli*), salgueiro (*Salix humboldtiana*), ingá (*Inga uruguensis*) e jerivá (*Arecastrum romanzoffianum*); já nos setores inundados esporadicamente, a cobertura arbórea é densa, constituída principalmente por açoita-cavalo (*Luehea divaricata*), guajuvira (*Patagonula americana*) e angico (*Parapiptadenia rigida*). O estrato de arvoretas é dominado por sarandi (*Phyllanthus sellowianus*) e taquaruçu (*Bambusa trinii*).

A floresta submontana reveste as encostas do Planalto Meridional, sobretudo entre as altitudes de 30 e 400 m. Estruturalmente, essa formação é composta por um estrato arbóreo emergente, representado por grápia (*Apuleia leiocarpa*), angico (*Parapiptadenia rigida*), louro (*Cordia trichotoma*) e umbu (*Phytolacca dioica*); um estrato dominado, formado por canela-preta (*Nectandra megapotamica*), batinga (*Eugenia rostrifolia*), açoita-cavalo (*Luehea divaricata*) e guajuvira (*Patagonula americana*); além de um estrato de arvoretas, constituído por laranjeira-do-mato (*Actinostemon concolor*), catiguá (*Trichilia clausseii*) e regeneração de espécies dos estratos superiores (PROJETO RADAMBRASIL, 1986).

Atualmente, os remanescentes da Floresta Estacional Decidual estão situados nas encostas elevadas e íngremes, pouco aproveitadas pelas atividades agrícolas. Anteriormente, a cobertura vegetal estava distribuída amplamente no curso médio do Rio Pardo, inclusive sobre os terraços e a planície de inundação atual; a partir da intensificação da colonização européia em meados do século XIX, a vegetação foi substituída por cultivos agrícolas de importância fundamental para a economia regional, como fumo e milho (PROJETO RADAMBRASIL, 1986). Tal fato se deve à fertilidade do solo tipo *Chernossolo* (PRADO, 2001), geralmente associado aos sedimentos que preenchem o vale fluvial. A planície do Rio Pardo também é ocupada por cultivos cíclicos secundários, como arroz, soja, trigo e feijão, enquanto a mata ciliar está restrita a trechos relativamente esparsos ao longo da rede fluvial (Fig. 5).



**FIGURA 5 – Vista parcial do curso médio do Rio Pardo, ressaltando a distribuição da cobertura vegetal e os usos da terra. Os remanescentes da Floresta Estacional Decidual ocupam as encostas íngremes do Planalto Meridional, além de trechos esparsos ao longo da rede fluvial.**

A borda do Planalto Meridional é caracterizada por solos do tipo *Neossolos Litólicos* (PRADO, 2001), rasos e pedregosos. Apesar das condições desfavoráveis do terreno, houve considerável desmatamento da cobertura florestal nativa durante o processo de ocupação do vale; porém, as áreas de encosta ocupadas pelas atividades agrícolas foram posteriormente abandonadas. Assim, houve o estabelecimento de vegetação secundária nos antigos lotes coloniais, de acordo com o relatório do Projeto RADAMBRASIL (1986).

### 3. PROBLEMÁTICA

#### 3.1. Formas de relevo e dinâmica quaternária no vale do Rio Pardo

Os estudos de Bigarella & Ab'Saber (1964), Bigarella, Mousinho & Silva (1965) e Bigarella & Mousinho (1965) foram pioneiros na correlação entre as superfícies aplainadas (pediplanos e pedimentos) e os terraços fluviais, principalmente nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. É possível que, a cada nível de pedimento, existam terraços fluviais correspondentes na bacia (BIGARELLA & MOUSINHO, 1965).

O método utilizado por Bigarella e colaboradores na década de 1960 é fundamentado no reconhecimento de antigos ciclos de erosão e correlação com unidades litoestratigráficas (ou *depósitos correlativos*), ordenáveis cronologicamente pela posição topográfica relativa. A alternância entre climas semi-áridos e úmidos, respectivamente associados às épocas glaciais e interglaciais do Hemisfério Norte, seria o agente responsável pelo modelado da paisagem (BIGARELLA *et al.*, 1965). A gênese das superfícies de erosão estaria associada às fases de clima seco, com chuvas torrenciais concentradas, dominando os processos de degradação lateral das encostas; durante os períodos de clima úmido, as superfícies aplainadas seriam dissecadas pela incisão fluvial, gerando níveis de pedimentos nos vales (BIGARELLA *et al.*, 1965; MENDES, 1984; MELLO, 1992; SUGUIO, 1999).

Mendes (1984) comenta que a visão morfoclimática adotada na caracterização e na interpretação da evolução recente da paisagem nos trópicos úmidos encerra alguns problemas. O reconhecimento das relações entre as superfícies de erosão e os depósitos correlativos, em campo, geralmente é difícil; além disso, praticamente não existe correlação geocronológica

estabelecida, sendo que o tectonismo atuante durante o Quaternário pode ter modificado a posição relativa dos níveis de erosão (MENDES, 1984).

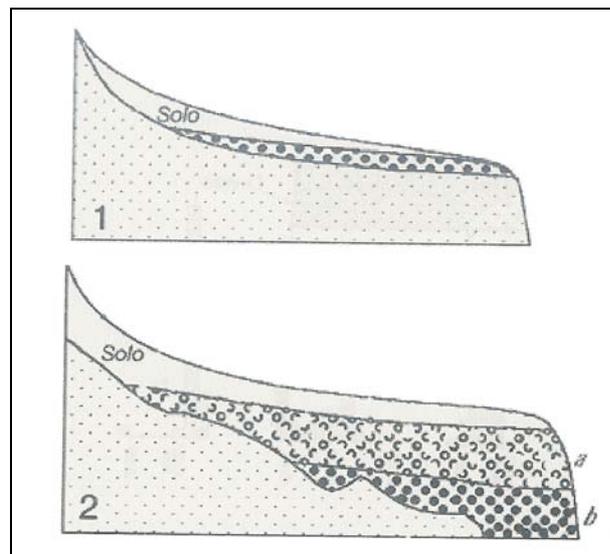
Convém salientar que Bigarella *et al.* (1965) reconheceram o caráter preliminar do estudo ora publicado e que os vários problemas associados à evolução da paisagem no Quaternário somente seriam solucionados com trabalhos sistemáticos sobre o assunto. Segundo Bigarella *et al.* (2003), “é necessário o emprego de metodologias apropriadas em substituição aos métodos clássicos. Assim, não queremos advogar o abandono destes métodos, mas sim estimular o emprego simultâneo de procedimentos auxiliares de grande valor, ainda hoje muito descuidados, e mesmo desacreditados, no Brasil”.

### ***3.1.1. Pedimentos***

O estudo de superfícies de aplainamento é bastante antigo na Geomorfologia. O termo *pedimento*, por exemplo, foi proposto em 1882 por Gilbert, e conceituado inicialmente por Mcgee no ano de 1897 (BIGARELLA *et al.*, 1965); segundo a referida definição, o *pedimento* é considerado simplesmente como superfície suavemente inclinada, situada no sopé de encostas íngremes, cortando as rochas e estruturas do substrato. Bigarella *et al.* (1965) comentam que o termo *pedimento* tem sido utilizado tanto com caráter descritivo como genético, fato que tem ocasionado algumas controvérsias; ainda assim, os pedimentos podem ser considerados como importantes feições no estudo das dinâmicas geomorfológicas do Quaternário, auxiliando na interpretação e na reconstituição de paleoambientes.

Dois tipos de pedimentos podem ser distinguidos, independentemente do substrato geológico e dos processos morfogenéticos (Fig. 6): o *pedimento rochoso*, considerado como

rampa com tênue cobertura de alúvio e/ou colúvio, constituindo superfície de erosão; e o *pedimento detrítico*, caracterizado como rampa de agradação, coberto por espessas camadas aluviais e/ou colúvias (Bigarella & Becker, 1975 *apud* Passos & Bigarella, 1998).



**FIGURA 6 – Tipos de pedimentos: a parte superior da ilustração representa o perfil longitudinal do pedimento rochoso, com tênue cobertura de cascalhos; a parte inferior mostra o pedimento detrítico, com espessa seqüência de alúvio/colúvio, onde a = material areno-lamoso com cascalho esparsos, e b = cascalhos (PASSOS & BIGARELLA, 1998).**

Os processos associados à formação dos pedimentos, denominados genericamente como *pedimentação*, ainda não são bem conhecidos. Segundo Bigarella *et al.* (1965), a gênese dos pedimentos é atribuída ao recuo das encostas em função da ação do intemperismo e da remoção dos detritos. Geralmente, os fluxos em lençol são considerados bastante efetivos para a formação de pedimentos, principalmente em função da corrasão gerada pelo transporte de sedimentos grossos (MCGEE, 1897 *apud* BIGARELLA *et al.*, 1965). A ação de fluxos canalizados, principalmente pela erosão lateral, é complementar para o aplainamento da superfície (RICH, 1935 *apud* BIGARELLA *et al.*, 1965).

Conforme Twidale (1981, *apud* Passos & Bigarella, 1998), nos terrenos sedimentares, como no curso médio do Rio Pardo, os pedimentos caracterizam-se por superfícies rochosas entalhadas, recobertas por sedimentos aluviais grossos, aos quais é atribuída a forma suave do

terreno. Em geral, os depósitos apresentam espessuras de até 2 metros, sendo constituídos por seixos, blocos e matacões provenientes das elevações adjacentes.

Leopold *et al.* (1964) consideram que os padrões das redes fluviais nos pedimentos são bastante complexos (canais entrelaçados), por vezes entalhados na superfície rochosa. De acordo com esses autores, os pedimentos ou seus remanescentes, quando situados em diferentes níveis topográficos, refletem o efeito de mudanças no nível de base local, movimentações tectônicas ou flutuações climáticas. Os diversos controles conduzem a várias relações morfológicas e estratigráficas distintas, envolvendo o declive da encosta, a superfície do pedimento e a cobertura aluvial.

No vale do Rio Pardo, são identificadas extensas superfícies suavemente inclinadas adjacentes à borda do Planalto Meridional, referidas nesta dissertação como pedimentos. Foi descrito um afloramento onde é observada espessa seqüência de sedimentos associados a fluxos gravitacionais, depositados sobre rochas triássicas da Formação Santa Maria, cuja superfície dissecada é truncada independente da direção de mergulho das camadas, estrutura característica de pedimentos detríticos.

### ***3.1.2. Terraços fluviais***

No ambiente fluvial, os *terraços* também são considerados como importantes morfologias no estudo da dinâmica de eventos quaternários, originados de controles tectônicos ou climáticos. Leopold *et al.* (1964) definem os terraços fluviais como “antigas planícies de inundação abandonadas, não relacionadas com o canal atual”. As cheias do canal fluvial no presente geralmente não recobrem a superfície dos terraços, exceto durante eventos

excepcionais, de baixa frequência; Christofolletti (1981), por exemplo, propõe que o critério para a delimitação entre os terraços e a planície de inundação atual deve ser fundamentado na frequência e na magnitude das cheias, adotando-se como parâmetro o período de 10 anos como intervalo mínimo de recorrência, dependendo da bacia.

Conforme Morisawa (1985), os terraços cujas superfícies estão no mesmo nível topográfico, mas em lados opostos do vale, são denominados *terraços simétricos* e indicam uma história erosiva cíclica. Inicialmente, há o alargamento do vale fluvial e a deposição dos sedimentos da planície de inundação. Alterações ambientais súbitas, de caráter climático ou tectônico, promovem um novo ciclo de incisão do canal, enquanto que o aplainamento lateral remove parte do material da antiga planície de inundação, permanecendo como remanescentes o conjunto de terraços (MORISAWA, 1985). A sucessão de diversos ciclos erosivos, através de eventos de incisão e migração lateral do canal, é correspondente a diferentes níveis de terraços no vale. Os *terraços assimétricos* ou *isolados* são formados quando há predominância da migração lateral do canal em relação à incisão vertical concomitante, indicando uma mudança ambiental contínua e gradual (MORISAWA, 1985).

De acordo com Morisawa (1985), como a superfície do terraço fluvial representa uma antiga planície de inundação, a incisão vertical do canal é atribuída ao aumento na energia do fluxo, em função de mudanças tectônicas, climáticas ou eustáticas. A autora menciona como principais exemplos de atividades tectônicas os episódios de soergimento durante o Período Quaternário em países como o Japão, registrando vários níveis de terraços ao longo dos canais fluviais. O aumento na energia do rio também é influenciado por flutuações climáticas, como maior quantidade de chuvas ou redução no transporte de sedimentos em função da cobertura vegetal (MORISAWA, 1985).

De acordo com Leopold *et al.* (1964), o critério mais importante para correlação de terraços é a continuidade. O entalhamento e a migração lateral do canal podem eliminar

parcial ou totalmente a superfície original – assim, remanescentes de terraços podem permanecer isolados. Entretanto, a correlação de remanescentes de terraços pode, além do critério mencionado, incluir descontinuidades estratigráficas entre preenchimentos de terraços, diferenças de tamanho de grão e de seleção em estruturas sedimentares primárias, e paleossolos (Leopold *et al.*, 1964).

No curso médio do Rio Pardo, são identificados dois terraços: o primeiro é observado na bacia do Arroio Molha Grande, e claramente constitui um remanescente isolado na área de estudo, não sendo possível encontrá-lo em outra parte do vale. O outro terraço é contínuo ao longo do Rio Pardo, sendo mais espesso e composto essencialmente por lama.

### ***3.1.3. Respostas fluviais às mudanças climáticas quaternárias***

Segundo Blum & Törnqvist (2000), as *mudanças climáticas* ocorrem devido a alterações, em escala global, na incidência de radiação solar e na circulação oceânica e atmosférica. Os mesmos autores consideram que o reconhecimento de respostas fluviais às mudanças climáticas no interior continental geralmente é uma questão de escala espacial e temporal, principalmente no que concerne ao grau de resolução temporal possível com os métodos de datação disponíveis.

A análise da relação existente entre regimes de vazões fluviais e mudanças climáticas considera quatro pontos fundamentais, conforme sintetizado por Blum & Törnqvist (2000):

1) Mudanças na circulação atmosférica através do tempo têm um impacto direto sobre a magnitude e a frequência dos fluxos;

2) Essas mudanças não são diretamente proporcionais a aumentos ou decréscimos nas taxas de precipitação, pois são amortecidas por outras variáveis que influem no escoamento superficial, principalmente pela cobertura vegetal;

3) Pequenas flutuações climáticas podem aumentar ou diminuir consideravelmente as magnitudes de fluxo;

4) As respostas dos regimes fluviais às mudanças climáticas devem ser circunscritas geograficamente, pois mudanças globais na circulação atmosférica podem resultar em alterações simultâneas nos regimes de descarga dos rios em diferentes áreas do planeta, mas alguns pontos estarão fora-de-fase com outros no que se refere ao sentido das mudanças.

Blum & Törnqvist (2000) reportam-se aos três principais tipos de respostas fluviais às mudanças climáticas, mas também passíveis de serem associados a atividades tectônicas: *agradiação*, *degradação* e *migração lateral*. Essas respostas acompanham alterações na geometria do canal e no estilo deposicional, e resultam em modificações no armazenamento de sedimentos ao longo do vale, associadas à dinâmica do leito fluvial e da planície de inundação. Blum & Törnqvist (2000) afirmam que os rios promovem *agradiação* quando o suprimento de sedimentos excede a taxa máxima de transporte da carga de fundo (aumento do espaço de acumulação); a *degradação* ocorre quando a situação é inversa, isto é, há menor quantidade de sedimentos disponíveis em relação à taxa máxima de transporte da carga de fundo (redução do espaço de acumulação); e a *migração lateral* do canal surge do balanço entre energia do fluxo e suprimento de sedimentos (espaço de acumulação em equilíbrio). Conforme os referidos autores, mudanças na geometria do canal, no estilo deposicional e na deposição de sedimentos são variáveis dependentes em estudos quaternários, refletindo as condições de descarga e disponibilidade de sedimentos; assim, devido à complexidade das possíveis respostas fluviais aos controles climáticos e tectônicos, essas respostas devem ser

sustentadas por evidências de alterações na planície de inundação e no leito do canal (BLUM & TÖRNQVIST, 2000).

As respostas fluviais às mudanças climáticas e movimentações tectônicas podem ser desagregadas em componentes *estratigráficos*, *morfológicos* e *sedimentológicos* (BLUM & TÖRNQVIST, 2000).

As *respostas estratigráficas* (ou *arquitetura estratigráfica*) são produzidas a partir de agração, degradação e migração lateral, diferenciando os principais aspectos de sucessões aluviais e refletindo controles climáticos ou tectônicos. Vales dominados por baixos declives, por exemplo, em áreas de substrato rochoso e/ou aluvial, tipicamente possuem diversos níveis de terraços fluviais e preenchimentos subjacentes que registram longos períodos de incisão do canal, pontuados por períodos relativamente curtos (1.000 a 10.000 anos) de migração lateral, ou, talvez, agração incipiente (BLUM & TÖRNQVIST, 2000).

As *respostas morfológicas* refletem mudanças na geometria do canal. A identificação clara de alterações em padrões de canais preservados na superfície de terraços geralmente é limitada ao Quaternário Superior (BLUM & TÖRNQVIST, 2000). Mudanças nas dimensões da seção transversal (largura, profundidade e raio largura/profundidade) também são reconhecidas em cenários quaternários, dependendo das exposições existentes na área estudada.

As *respostas sedimentológicas* são consideradas no contexto da *arquitetura fluvial*, inicialmente descrita como geometria, proporção e distribuição espacial dos diferentes tipos de depósitos fluviais. Conforme Blum & Törnqvist (2000), as respostas sedimentológicas refletem mudanças na geometria do canal e na distribuição de ambientes deposicionais, sendo definidas com base em diferenças texturais, conjuntos de litofácies e superfícies limitantes.

### 3.2. Arquitetura dos depósitos fluviais e ambientes de sedimentação

Segundo Miall (1985), os modelos de fácies fluviais geralmente são construídos na forma de mapas paleogeográficos esboçados, perfis verticais, blocos-diagrama ou através da combinação das três representações; fundamentalmente, o objetivo é relacionar a sucessão de litofácies (seqüência cíclica) e os padrões de canais. Entretanto, os perfis verticais não são, rigorosamente, ferramentas interpretativas e falham na tentativa de compreender a dinâmica de ambientes deposicionais inteiros, devido à considerável variação de morfologias do canal, distribuições de tamanho de grão, estruturas sedimentares, formas de leito, geometria e escala dos corpos sedimentares (MIALL, 1985).

O padrão de canal também é considerado como chave primária na interpretação dos sedimentos fluviais. Rust (1982) propôs uma classificação em quatro tipos básicos: *retilíneo*, *entrelaçado*, *meandrante* e *anastomosado*, segundo parâmetros quantitativos de sinuosidade e multiplicidade de canais. Tais classes são simplificações úteis, mas há um espectro amplo de formas de canais que revelam a completa gradação entre os referidos padrões (MIALL, 1985).

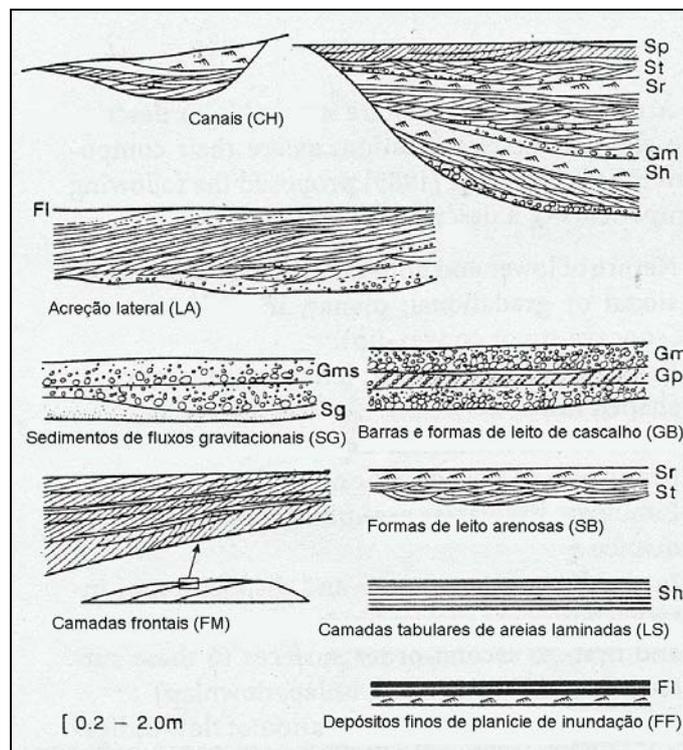
Há várias características semelhantes entre os diferentes tipos de depósitos fluviais, e Jackson (1975, *apud* MIALL, 1985) foi o primeiro a sugerir uma classificação comum para as formas de leito arenosas:

\* *Microformas*: marcas onduladas e lineações de corrente. São essencialmente iguais em todos os ambientes clásticos dominados por correntes unidirecionais, e assim, não indicam o estilo fluvial (MIALL, 1985);

\* *Mesoformas*: macro-ondulações, ondas de areia, barras (longitudinais, transversais, diagonais e linguóides) e canais secundários. Também são idênticas em todos os ambientes clásticos sob condições de fluxos unidirecionais (MIALL, 1985);

\* *Macroformas*: canais principais, barras em pontal, barras laterais, planos arenosos e ilhas. Refletem o efeito cumulativo de vários eventos dinâmicos sobre períodos de dezenas a milhares de anos. De acordo com Miall (1985), a visão em plano do conjunto de macroformas resulta em diferentes estilos deposicionais fluviais.

Miall (1985), com base na escala de macroformas, propõe a análise da *arquitetura dos depósitos fluviais*; são definidos oito elementos arquitetônicos básicos (Fig. 7) – *canais (CH)*, *barras e formas de leito de cascalho (GB)*, *formas de leito arenosas (SB)*, *camadas frontais (FM)*, *depósitos de acreção lateral (LA)*, *sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)*, *camadas tabulares de areias laminadas (LS)* e *depósitos finos de planície de inundação (FF)* – considerando-se como parâmetros o tamanho de grão, a composição de formas de leito, a seqüência interna e, principalmente, a geometria externa (Quadro 1). Os detalhes de tais características são mutáveis, sobretudo em escala e complexidade, porém, todos os depósitos fluviais são compostos por proporções variáveis desses oito elementos (MIALL, 1985).



**FIGURA 7 – Oito elementos arquitetônicos fundamentais, representados sem exagero vertical, exibindo a considerável variação de sua escala (MIALL, 1996).**

Elemento (símbolo)	Litofácies	Geometria e relações
<b>Canal (CH)</b>	Qualquer combinação	Dígito, lente ou camada tabular; base erosiva côncava para cima; escala e forma altamente variável; são comuns superfícies de erosão secundárias, côncavas para cima.
<b>Barras e formas de leito de cascalho (GB)</b>	Gh/Gp/Gt	Lente, recobrimento; geralmente corpos tabulares; comumente intercamados com elemento SB.
<b>Formas de leito arenosas (SB)</b>	St/Sp/Sh/Sl/Sr/Ss	Lente, camada tabular, recobrimento, cunha; ocorre como preenchimento de canais, rompimento de diques marginais, pequenas barras.
<b>Camadas frontais (FM)</b>	St/Sp/Sh/Sl/Sr/Ss	Lente disposta sobre base plana ou acanalada, com superfície de erosão interna e superfície limitante superior convexa para cima.
<b>Acreção lateral (LA)</b>	St/Sp/Sh/Sl/Ss; menos comumente Gh/Gt/Gp.	Cunha, recobrimento, lobo; caracterizado por superfícies internas de acreção lateral.
<b>Sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)</b>	Gmm/Gmg/Gci/Gcm	Lobo, recobrimento; tipicamente intercamado com elemento GB.
<b>Camadas tabulares de areias laminadas (LS)</b>	Sh/Sl; secundariamente, Sp/Sr.	Recobrimento, mantiforme.
<b>Depósitos finos de planície de inundação (FF)</b>	Fm/FI	Mantiformes, finos a espessos; comumente intercamados com elemento SB.

**QUADRO 6 - Principais características de cada elemento arquitetônico, conforme Miall (1985; 1996).**

Os elementos arquitetônicos obedecem a uma hierarquia de escalas, as quais são limitadas por contatos de acamamento de significado variável. Allen (1983, *apud* MIALL, 1985) sugeriu três tipos de contato de acamamento:

\* *Contatos de 1ª ordem*: limitam seqüências individuais de estratificações cruzadas ou laminações plano-paralelas;

\* *Contatos de 2ª ordem*: limitam co-seqüências ou assembléias de litofácies associadas geneticamente;

\* *Contatos de 3ª ordem*: limitam grupos de elementos ou complexos e são usualmente definidas por superfícies de erosão.

### 3.2.1. Canais (CH)

Os *canais* (CH) são os principais elementos identificáveis no ambiente fluvial, sendo que no interior das seqüências deposicionais desenvolvem-se vários canais secundários e complexos de barras (MIALL, 1985). Geralmente, os sedimentos mais grossos disponíveis (como cascalhos e areias) são depositados nos canais.

Segundo Miall (1985), os canais apresentam bases erosivas, côncavas para cima, com topo erosivo ou agradacional, comumente apresentando preenchimentos diferenciados; canais abandonados de rios com alta sinuosidade, por exemplo, são classificados como elementos FF (CH), pois são preenchidos com sedimentos finos, característicos de planícies de inundação. Friend (1983, *apud* MIALL, 1985) classifica os canais de acordo com a geometria dos depósitos: *fixos* (estreitos), *móveis* (largos e rasos; preenchimentos de geometria complexa) e *difusos* (não-canalizados).

Nas seqüências fluviais, a base do canal geralmente é caracterizada pelos *depósitos residuais de canal*. Esses depósitos são compostos por sedimentos grossos (rudáceos), dispostos em lentes, preenchendo depressões dos leitos fluviais; os clastos são acumulados de modo descontínuo, não constituindo camadas espessas (REINECK & SINGH, 1980).

O reconhecimento do preenchimento de canais em depósitos fluviais depende principalmente da possibilidade de definir suas margens; quando as margens não são identificáveis, o preenchimento do canal pode ser classificado em diferentes elementos arquitetônicos, como formas de leito arenosas (SB), barras e formas de leito de cascalhos (GB), entre outros (MIALL, 1985).

### 3.2.2. *Barras e formas de leito de cascalho (GB)*

As *barras e formas de leito de cascalho (GB)* geralmente apresentam acamamentos complexos, refletindo variações rápidas na descarga líquida e de sedimentos (MIALL, 1996). As formas de leito em rios que transportam material rudáceo são controladas pela irregularidade do transporte dos clastos, processo caracterizado por séries de pulsos em diferentes escalas espaciais e temporais. De acordo com Miall (1996), a frequência de tais pulsos é determinada por fatores diversos, como a erosão das barras e a contribuição de sedimentos dos tributários, entre outros.

O elemento barras e formas de leito de cascalho (GB) abrange barras longitudinais e transversais, formando tipicamente recobrimentos de dezenas a centenas de metros de espessura; superfícies de erosão irregulares ou planas entre as seqüências são muito comuns (MIALL, 1985). Os depósitos mais simples são tênues recobrimentos difusos de cascalhos, movimentados somente durante fluxos de elevada magnitude; segundo Miall (1985), durante episódios de grandes descargas líquidas e de sedimentos, esses recobrimentos apresentam acreção vertical e para jusante através da adição de clastos, formando estratos horizontais característicos das *barras longitudinais*. Essas feições deposicionais medem até 1 metro de altura e podem exibir gradação normal ou inversa dos clastos, dependendo do modo de acreção. A primeira estrutura mencionada é mais freqüente, formando-se à medida que os cascalhos são depositados em águas cada vez mais rasas (MIALL, 1985).

As barras formadas em trechos profundos do canal, ou em áreas de expansão do fluxo, podem apresentar condições de turbulência na face frontal, conduzindo à formação de camadas frontais; esse mecanismo é o responsável pela gênese das *barras transversais* (MIALL, 1985).

As barras e formas de leito de cascalho (GB) podem ser intercamadas com lentes ou recobrimentos do elemento sedimentos de fluxos gravitacionais (SG). Conforme Miall (1985), o elemento formas de leito arenosas (SB) compreende entre 5 e 10% do total da sucessão de cascalhos, representando depósitos característicos de águas paradas, como preenchimentos de canais abandonados.

### ***3.2.3. Sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)***

Mesmo sem gênese vinculada diretamente aos processos fluviais, os *sedimentos de fluxos gravitacionais* (SG) são importantes componentes do ambiente fluvial, sobretudo nas áreas íngremes e elevadas. Geralmente apresentam a forma de lobos estreitos e alongados, ou recobrimentos, constituindo depósitos pobremente selecionados, às vezes estruturados por acamamento gradacional incipiente (REINECK & SINGH, 1980). Os cascalhos são arranjados irregularmente e sem orientação preferencial. Em fluxos gravitacionais mais fluidos, o acamamento gradacional é mais comum, e cascalhos achatados são relativamente orientados horizontalmente; entretanto, em fluxos mais densos, não há acamamento gradacional, e os cascalhos estão dispostos aleatoriamente, mesmo na posição vertical, conforme reportado por Reineck & Singh (1980).

Segundo Miall (1985), as bases das unidades são irregulares e não-erosivas; geralmente, os depósitos de fluxos gravitacionais ocupam canais erosivos existentes ou acomodam-se sobre a topografia irregular formada por fluxos gravitacionais anteriores. As camadas individuais medem entre 0,5 a 3 metros de espessura. Entretanto, as seqüências de fluxos gravitacionais podem constituir espessuras da ordem de diversos metros. O elemento

sedimentos de fluxos gravitacionais (SG) apresenta-se tipicamente intercamado com os elementos barras e formas de leito de cascalhos (GB) e/ou formas de leito arenosas (SB).

#### ***3.2.4. Formas de leito arenosas (SB)***

O elemento *formas de leito arenosas* (SB) é composto, fundamentalmente, por macro-ondulações, ondas de areia, camadas planas e marcas onduladas, ocorrendo em uma ampla variedade de conjuntos e seqüências verticais (MIALL, 1985). A sucessão vertical dos diferentes tipos de formas de leito indica mudanças de curto ou longo intervalo de tempo no regime de fluxo, de acordo com Miall (1985). Mudanças de curtos períodos de tempo ocorrem durante flutuações sazonais, como cheias-relâmpago, por exemplo. As mudanças de longos períodos refletem agradação e redução da profundidade do fluxo durante intervalos de vários anos. Ambos podem resultar em conjuntos de litofácies similares, requerendo o exame da arquitetura e do contexto dos depósitos para possibilitar interpretações corretas (MIALL, 1985).

Campos de macro-ondulações caracteristicamente ocupam as partes mais profundas de canais ativos cuja carga de fundo é predominantemente arenosa. Conforme Miall (1985), esses depósitos constituem lentes ou lobos de estratos cruzados acanalados com alguns metros de espessura e dezenas ou centenas de metros de largura. Podem apresentar estruturas de corte, como sulcos largos e rasos. Nas partes mais rasas dos canais, incluindo o topo de depósitos (como barras em pontal, por exemplo), ondas de areia são comuns, gerando recobrimentos formados por estratos cruzados planares (MIALL, 1985).

Conjuntos do elemento formas de leito arenosas (SB), situados no topo de barras e áreas rasas de canais ativos, são caracterizados por estratificação cruzada de pequeno porte; vários tipos de laminações cruzadas de ondulações são gerados (MIALL, 1985). Essas estruturas são tipicamente depositadas durante águas vazantes, originando as seqüências de sedimentos com tamanho de grão afinando para cima (“*finning upward*”).

Miall (1985) considera que os depósitos de rompimento de diques marginais também são tipicamente constituídos pelo elemento formas de leito arenosas (SB), lateralmente variando para o elemento sedimentos finos de planície de inundação (FF).

### **3.2.5. Camadas frontais (FM)**

Depósitos de *camadas frontais* (FM) e de acreção lateral (LA) são os principais responsáveis pela expansão e migração de complexos de barras em canais arenosos (MIALL, 1996).

A característica essencial dos depósitos de camadas frontais (FM) é que estes consistem de diversas co-sequências de formas de leito orientadas para jusante, relacionadas dinamicamente umas com as outras por uma hierarquia de superfícies limitantes internas com mergulhos suaves para jusante ( $<10^\circ$ ), conforme reportado por Miall (1985). Algumas dessas superfícies limitantes têm o caráter de superfícies de reativação.

As camadas frontais são associadas provavelmente a uma feição deposicional ativa, possivelmente com forma irregular semelhante a uma barra submersa transversal ao fluxo, comparável em altura e largura com o canal no qual foi formada (MIALL, 1985). Variações na geometria e na composição desses depósitos talvez constituam o reflexo de flutuações no

regime de fluxo e de mudanças locais no suprimento de sedimentos. Os sedimentos são incorporados a essas formas de leito transversais ao fluxo pela migração de macro-ondulações e marcas onduladas na face dorsal; na face frontal, o principal mecanismo deposicional é o rápido soterramento de formas de leito superimpostas (MIALL, 1996).

Formas preservadas podem apresentar gradação lateral entre os elementos camadas frontais (FM) e acreção lateral (LA).

### **3.2.6. Acreção lateral (LA)**

Os depósitos de *acreção lateral* (LA) são elementos arquitetônicos distintos, caracterizados, em grande escala, por superfícies limitantes com mergulho suave na direção do canal, que correspondem aos sucessivos incrementos laterais (MIALL, 1985). As superfícies referidas são denominadas *estratificação cruzada epsilon* (ALLEN, 1963 *apud* MIALL, 1985). A base do elemento de acreção lateral (LA) geralmente é erosiva, sendo o topo formado por agradação e subjacente ao conjunto de fácies lamosas típicas do elemento depósitos finos de planície de inundação (FF). A altura ou espessura do elemento é, geralmente, equivalente à profundidade do canal no estágio de margens plenas (REINECK & SINGH, 1980; MIALL, 1985). O elemento acreção lateral (LA) também pode ocorrer em barras centrais de rios com múltiplos canais (padrão entrelaçado).

A geometria interna e a composição de litofácies são muito variáveis e dependem da geometria do canal, da carga sedimentar e da descarga líquida. De acordo com Miall (1985), o elemento acreção lateral (LA) pode ser classificado em quatro grupos, de acordo com as litofácies constituintes e o tamanho de grão:

**a) rios com leitos de cascalho:** depósitos dominados por cascalhos são relativamente raros e na maioria das vezes, o elemento acreção lateral (LA) é subordinado ao elemento barras e formas de leito de cascalho (GB);

**b) rios com leitos de cascalho e areia:** depósitos de areia ou areia com cascalhos contêm uma grande variação de litofácies, refletindo a migração vigorosa das formas de leito e da barra. O acamamento é complexo, e as superfícies de acreção lateral podem não ser claramente distinguidas;

**c) rios com leitos arenosos:** sedimentos arenosos, médios a muito finos, dispostos em vários tipos de estratificações cruzadas, como resultado da migração de formas de leito – principalmente macro-ondulações – formando seqüências bastante espessas;

**d) rios com leitos de areia e lama:** os elementos mais simples de acreção lateral (LA) são compostos por areia fina, silte e argila. Formas de leito secundárias nas superfícies de acreção são raras, apresentando mergulhos mais inclinados que os outros tipos mencionados.

Conforme Reineck & Singh (1980), o perfil ideal dos depósitos de barras em pontal, típicas do elemento acreção lateral (LA) geralmente apresenta na parte inferior da seqüência estratificação cruzada de grande porte com origem na migração de dunas subaquosas; acima, segue-se unidade de laminações cavalgantes e estratificações cruzadas de pequeno porte, ambas geneticamente associadas à migração de marcas onduladas em condições de fluxo variadas. Em seqüência, há uma unidade de acamamento plano, tendo o topo com camadas siltosas e argilosas (Fig. 8). Entretanto, o elemento acreção lateral (LA) não possui uma geometria constante ao longo dos meandros, e o perfil clássico descrito pode não estar presente; a parte mais grossa dos sedimentos constituintes da barra em pontal está situada a montante da feição, e pode migrar para jusante sobre os depósitos arenosos (MIALL, 1985).

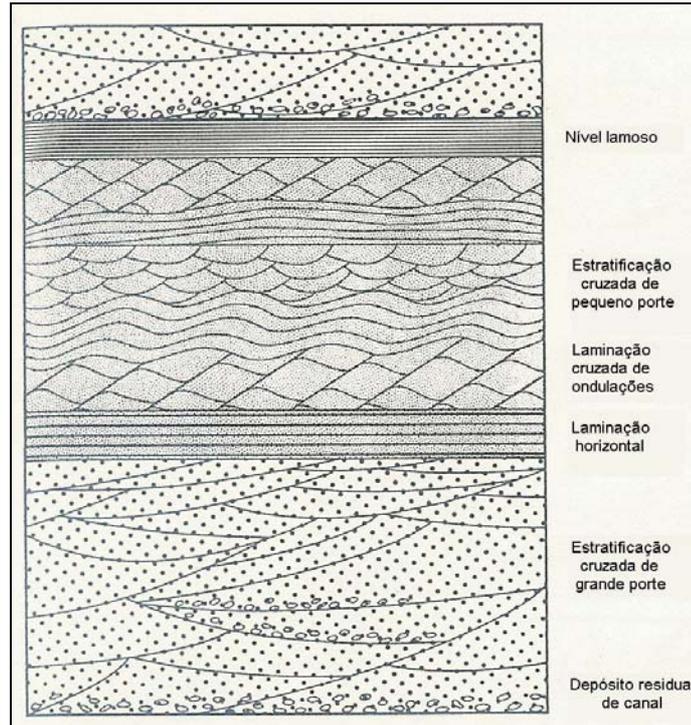


FIGURA 8 – Seqüência deposicional com tamanho de grão afinando para cima (“*finning upward*”), idealizada para as barras em pontal (elemento LA); entretanto, comumente os depósitos apresentam-se incompletos (REINECK & SINGH, 1980).

### 3.2.7. Camadas tabulares de areias laminadas (LS)

As *camadas tabulares de areias laminadas* (LS) são interpretadas como produtos de cheias-relâmpago, depositando sedimentos com acamamento plano (MIALL, 1985). O elemento apresenta individualmente espessuras entre 0,4 e 2,5 metros, em média, depositado sobre superfícies erosivas planas ou levemente irregulares, podendo estender-se lateralmente por mais de 100 metros. É possível o topo apresentar litofácies gradacionais, indicando condições de fluxos minguentes do final das cheias. Várias seqüências de camadas tabulares de areias laminadas (LS) podem apresentar até dezenas de metros de espessura (MIALL, 1985).

### 3.2.8. Depósitos finos de planície de inundação (FF)

A primeira proposta de Miall (1985) para classificar a arquitetura deposicional fluvial considerava a planície de inundação com base em um único elemento – *depósitos finos de planície de inundação* (OF). Entretanto, esse fato era considerado inadequado por diversos pesquisadores, levando o próprio Miall (1996), a sugerir novas categorias padronizadas para os depósitos de planície de inundação:

- \* *Diques marginais* (LV);
- \* *Canais de rompimento* (CR);
- \* *Rompimento de diques marginais* (CS);
- \* *Depósitos finos de planície de inundação* (FF);
- \* *Canais abandonados* (FF (CH)).

Analisando ambas as propostas, é constatado que somente os elementos arquitetônicos *diques marginais* (LV), *depósitos finos de planície de inundação* (FF) e *canais abandonados* (FF (CH)) são fundamentais para interpretar diferentes estilos fluviais (Quadro 2). Miall (1985), inclusive, considera os depósitos associados ao rompimento de diques marginais constituídos pelo elemento formas de leito arenosas (SB), sendo identificados pelos contatos laterais com as seqüências finas da planície de inundação.

Elemento (símbolo)	Litofácies	Geometria e relações
<b>Diques marginais (LV)</b>	F1	Cunhas.
<b>Depósitos finos de planície de inundação (FF)</b>	Fsm/F1/Fm/Fr	Recobrimentos.
<b>Canais abandonados (FF (CH))</b>	Fsm/F1/Fm/Fr	Faixas estreitas em escalas comparáveis ao canal ativo.

QUADRO 7 – Arquitetura deposicional da planície de inundação adotada na dissertação (MIALL, 1996).

Os *diques marginais* (LV) consistem principalmente de acamamentos de silte e areia laminada de ondulações com alguns decímetros de espessura; bioturbação, caracterizada pela presença de raízes e outras atividades pedogenéticas, comumente torna obscura a laminação (MIALL, 1996). Os sedimentos dos diques são provenientes da fração mais grossa da carga em suspensão (areia fina e silte), depositada quando as águas do canal extravasam para a planície de inundação (REINECK & SINGH, 1980).

O elemento *depósitos finos de planície de inundação* (FF) consiste em unidades de recobrimento com centenas de metros até dezenas de quilômetros de extensão lateral. De acordo com Miall (1996), a sedimentação desse elemento arquitetônico pode ter sua gênese associada a eventos sazonais e individuais de cheias ou a contínuos e lentos processos de decantação dos sedimentos em suspensão em pântanos e alagados permanentes. Períodos de seca em intervalos de tempo relativamente curtos ou longos favorecem a formação de gretas de contração, além de tornar importante a atividade dos processos pedogenéticos; assim, os depósitos de planície de inundação comumente apresentam intercamamentos com paleossolos (MIALL, 1996).

O *preenchimento de canais abandonados* (FF (CH)) é característico de ambientes fluviais de alta sinuosidade e transporte de sedimentos finos. São canais que permanecem como lagos ou alagados por longos períodos de tempo (MIALL, 1996). A entrada do canal, próximo aos atalhos, é gradualmente obstruída pelos sedimentos, reduzindo a turbulência do fluxo proveniente do canal principal. O preenchimento do canal abandonado é lento, devido à deposição de sedimentos argilosos em suspensão; turfas e outros remanescentes orgânicos são comuns (MIALL, 1996).

## 4. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

### 4.1. Enfoques adotados

Os estudos sobre o Quaternário continental no Sul e no Sudeste do Brasil são marcados, sobretudo, pela associação de aspectos paleoclimáticos, geomorfológicos e estratigráficos, desde as propostas de correlação entre superfícies de erosão e depósitos aluviais/coluviais (BIGARELLA *et al.*, 1965), às definições de unidades aloestratigráficas em cabeceiras de drenagem (MEIS & MOURA, 1984 *apud* MELLO, 1992). Abordagens envolvendo ambientes paludiais e lacustres são mais recentes, sustentadas, principalmente, por análises de cunho palinológico e paleobotânico. Há, ainda, o enfoque sedimentológico, considerado fundamental para a interpretação de respostas fluviais aos eventos quaternários por estudiosos de outros países, como Blum & Törnqvist (2000), comumente aplicado como auxiliar na diferenciação de ambientes deposicionais e correlação estratigráfica.

O escopo desta dissertação é elaborar um quadro preliminar da dinâmica quaternária no vale do curso médio do Rio Pardo, com base na análise integrada de dados sedimentológicos, geomorfológicos e estratigráficos. Assim, o uso de métodos clássicos, como a identificação de superfícies de erosão e de depósitos correlativos, será conjugado à definição da arquitetura fluvial e à caracterização de sedimentos, seguindo a idéia sugerida por Bigarella *et al.* (2003), que estimula o emprego simultâneo de procedimentos tradicionais e técnicas atuais no estudo do Quaternário.

## 4.2. Técnicas de trabalho

### 4.2.1. Levantamento da arquitetura deposicional

A definição dos elementos da arquitetura deposicional fluvial segundo Miall (1985) requer exposições laterais de dezenas de metros, de modo a revelar a sua geometria; entretanto, para depósitos que constituem extensos recobrimentos são necessárias centenas de metros de exposição lateral, condição raramente disponível. A área do curso médio do Rio Pardo, no município de Candelária, é favorável para tais estudos, em função da erosão das margens do canal principal e de vários afluentes, muitas vezes abrangendo algumas centenas de metros de extensão (Fig. 9). Somente os depósitos situados no sopé de encostas ou no domínio da planície de inundação – distantes de margens de canais fluviais – são limitados a afloramentos isolados, como cortes de estradas e frentes de mineração.

A descrição da arquitetura deposicional em campo deve incluir (MIALL, 1985; 1996):

1) *Natureza das superfícies limitantes (inferior e superior)*: contato plano, irregular ou ondulado; abrupto (< 2,5 cm), claro (2,5 cm – 6 cm) ou transicional (> 6 cm), de acordo com Hodgson (1976, *apud* CATT, 1990);

2) *Geometria externa*: recobrimento, lente, cunha, corte e preenchimento;

3) *Escala*: extensão lateral paralela e perpendicular à direção de fluxo; espessura de camada (CAMPBELL, 1967 *apud* SUGUIO, 2003): muito fina (< 1 cm), fina (1 cm – 10 cm), média (10 cm – 30 cm), espessa (30 cm – 100 cm) ou muito espessa (> 100 cm);

4) *Geometria interna*: relações de contato entre o acamamento interno e as superfícies limitantes (paralelo, *onlap*, *downlap*; Fig. 10); presença de superfícies de erosão secundárias;

5) *Composição*: conjunto de litofácies e seqüência vertical (Quadro 3);

6) *Padrões de paleocorrentes*: orientações de fluxo em formas de leito e na morfologia externa do elemento arquitetônico.



FIGURA 9 – Vista parcial de afloramento da planície de inundação do Rio Pardo, enfatizando a extensão da erosão marginal no seu curso médio.

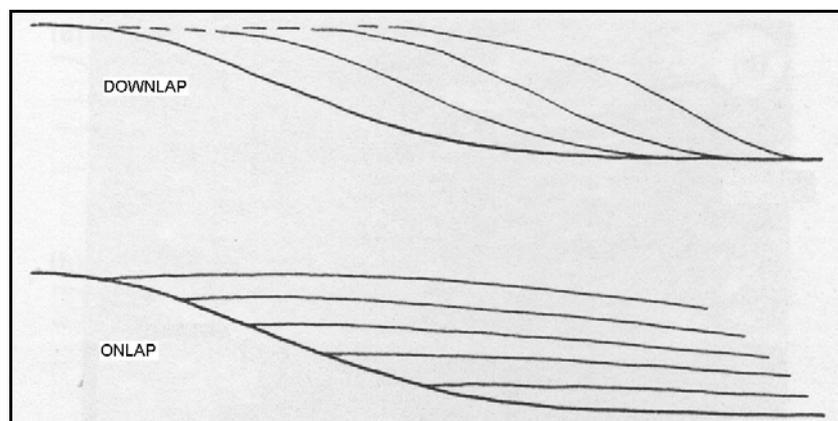


FIGURA 10 – Terminologia empregada para as relações de acamamentos discordantes (COLLINSON & THOMPSON, 1989).

<b>Código</b>	<b>Litofácies</b>	<b>Estruturas sedimentares</b>	<b>Interpretação</b>
<b>Gmm</b>	Cascalho maciço suportado por matriz.	Gradação incipiente.	Fluxos de detritos plásticos (alta energia e viscosos).
<b>Gmg</b>	Cascalho suportado por matriz.	Gradação inversa ou normal.	Fluxos de detritos pseudoplásticos (baixa energia e viscosos).
<b>Gci</b>	Cascalho suportado por clastos.	Gradação inversa.	Fluxos de detritos com elevada concentração de clastos (alta energia) ou fluxos de detritos pseudoplásticos (baixa energia).
<b>Gcm</b>	Cascalho maciço suportado por clastos.	-	Fluxos de detritos pseudoplásticos (carga de fundo inerte e fluxo turbulento).
<b>Gh</b>	Cascalho com acamamento grosseiro suportado por clastos.	Acamamento horizontal, imbricação.	Barras longitudinais, depósitos residuais de canal e depósitos de bateamento.
<b>Gt</b>	Cascalho estratificado.	Estratos cruzados acanalados.	Preenchimento de canais secundários.
<b>Gp</b>	Cascalho estratificado.	Estratos cruzados planares.	Barras transversais.
<b>St</b>	Areia fina a muito grossa, podendo ter cascalhos (grânulos e seixos).	Estratificações cruzadas acanaladas isoladas ou agrupadas.	Macro-ondulações com cristas sinuosas e linguóides.
<b>Sp</b>	Areia fina a muito grossa, podendo ter cascalhos (grânulos e seixos).	Estratificações cruzadas planares isoladas ou agrupadas.	Formas de leito transversais e linguóides.
<b>Sr</b>	Areia muito fina a grossa.	Laminações cruzadas de ondulações.	Ondulações (regime de fluxo inferior).
<b>Sh</b>	Areia muito fina a grossa, podendo ter cascalhos (grânulos).	Laminação horizontal, lineamento de partição ou de fluxo.	Fluxos leito plano (regimes de fluxo inferior e superior).
<b>Sl</b>	Areia muito fina a grossa, podendo ter cascalhos (grânulos).	Estratos cruzados de baixo ângulo (<15°).	Antidunas e preenchimento de sulcos.
<b>Ss</b>	Areia fina a muito grossa, podendo ter cascalhos (grânulos).	Sulcos extensos e rasos.	Preenchimentos de sulcos.
<b>Sm</b>	Areia fina a grossa.	Maciça ou laminação incipiente.	Depósitos de fluxos gravitacionais.
<b>Fl</b>	Areia, silte, lama.	Laminação fina, ondulações muito pequenas.	Depósitos de planícies de inundação, canais abandonados ou decantação de inundações.
<b>Fsm</b>	Silte, lama.	Maciça.	Depósitos de bacias de inundação ou canais abandonados.
<b>Fm</b>	Lama, silte.	Maciça, com gretas de contração.	Depósitos de planícies de inundação ou canais abandonados.
<b>Fr</b>	Lama, silte.	Maciça, raízes e bioturbação.	Solos incipientes (paleossolos).
<b>C</b>	Carvão, lama carbonosa.	Plantas, filmes de lama.	Depósitos de vegetação de pântanos.
<b>P</b>	Paleossolo carbonoso.	Feições pedogenéticas: nódulos e filamentos.	Solo com precipitação química.

**QUADRO 8 – Classificação de litofácies, segundo Miall (1996).**

O método de análise da arquitetura deposicional é baseado na representação de seções sob ótica bidimensional e tridimensional, utilizando perfis verticais para o detalhamento de camadas. As exposições dos depósitos são fotografadas paralelamente à extensão lateral do afloramento, e os detalhes referentes a acamamentos e litofácies são desenhados em níveis de sobreposição com o auxílio de programas de computador, conforme sugestão de Miall (1996). Na presente dissertação, o programa empregado foi o *CorelDraw 11*. Quando a qualidade do afloramento é inadequada para o uso de mosaicos fotográficos, procede-se ao levantamento sistemático da seção, reconstituindo o depósito em escala adequada. A técnica, descrita por Mello (1992), consiste na definição, com o auxílio de nível topográfico, de linha horizontal como referência para o desenho das principais feições sedimentares expostas. As medidas lineares, como espessura e extensão dos elementos arquitetônicos, são aferidas por trena.

#### ***4.2.2. Análises texturais e mineralógicas***

Amostras de sedimentos foram coletadas em todas as seções estratigráficas descritas, para realização, em laboratório, de análises texturais e mineralógicas. Tais procedimentos foram efetuados tanto nas dependências do Laboratório de Pedologia, no Departamento de Geociências da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), como do Laboratório de Análises Sedimentológicas, no Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO – UFRGS).

A análise granulométrica foi fundamentada, em parte, no método abordado por Suguio (1973) e por Gale & Hoare (1991). De uma parcela retirada do quarteamento de cada amostra coletada em campo, após a secagem ao ar e destorroamento, separam-se 15 g de material; na

seqüência, 20 ml de peróxido de hidrogênio são adicionados para eliminar matéria orgânica. Depois de 12 h em repouso, procede-se à separação entre as frações grossa e fina da amostra, por via úmida, utilizando peneira com abertura de malha de 0,062 mm. Os sedimentos retidos na peneira são secos em estufa e depois colocados em conjunto de peneiras com intervalos sucessivos de 1 *phi* ( $\phi$ ), agitado manualmente. Os grãos finos, armazenados em provetas de 1.000 ml, após a adição de 75 ml de substância defloculante (solução de hexametáfosfato de sódio e carbonato de sódio) e agitação manual, eram separados por pipetagem. O tempo do procedimento era determinado em função da temperatura ambiente e calculado com base na Lei de Stokes (SUGUIO, 1973); finalmente, o material pipetado é seco em estufa.

As frações granulométricas de areia e argila são pesadas em balanças de precisão (até quatro casas decimais), enquanto a quantidade de silte é calculada a partir da diferença do peso total de finos. Os valores referentes ao peso do material foram transferidos para o programa de computador *Sysgran 2.4*, desenvolvido por Camargo (1999), no qual são calculados os parâmetros estatísticos de cada amostra, segundo o trabalho de Folk & Ward (1957), e elaboradas diferentes representações gráficas.

O técnico Gilberto Santos, responsável pelo Laboratório de Análises Sedimentológicas do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO – UFRGS), orientou os procedimentos metodológicos envolvendo granulometria e mineralogia de minerais pesados. De todos os parâmetros estatísticos de Folk & Ward (1957), o *diâmetro médio* ( $Mz$ ) e o *grau de seleção* ( $\sigma$ ) foram utilizados na interpretação de cada amostra. O próprio Gilberto Santos recomendou que, em função do peneiramento em intervalos de 1 *phi* ( $\phi$ ), fosse evitado o uso de outras variáveis, pois a curva de frequência acumulada resultante apresentaria muitas imperfeições, dificultando a interpretação do significado paleoambiental das diversas distribuições granulométricas.

O *diâmetro médio* (Mz) é calculado pela relação (FOLK & WARD, 1957):

$$Mz = (\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84})/3, \text{ onde}$$

$\phi_{16}$ ,  $\phi_{50}$  e  $\phi_{84}$  são os diâmetros correspondentes a 16%, 50% e 84% da distribuição granulométrica.

O *grau de seleção* foi aferido considerando o desvio-padrão ( $\sigma$ ), calculado pela relação (FOLK & WARD, 1957):

$$\sigma = (\phi_{84} - \phi_{16})/4 + (\phi_{95} - \phi_5)/6,6, \text{ onde}$$

$\phi_5$ ,  $\phi_{16}$ ,  $\phi_{84}$  e  $\phi_{95}$  são os diâmetros correspondentes a 5%, 16%, 84% e 95% da distribuição granulométrica.

Quanto ao grau de seleção ( $\sigma$ ), os sedimentos foram classificados conforme sugerido por Folk & Ward (1957):

- \* *Menor que 0,35*: muito bem selecionado;
- \* *Entre 0,35 e 0,50*: bem selecionado;
- \* *Entre 0,50 e 1,00*: moderadamente selecionado;
- \* *Entre 1,00 e 2,00*: pobremente selecionado;
- \* *Entre 2,00 e 4,00*: muito pobremente selecionado;
- \* *Maior que 4,00*: extremamente mal selecionado.

Finalmente, considerando os dois parâmetros estatísticos avaliados, foram construídos gráficos relacionando o diâmetro médio e o grau de seleção dos materiais (Mz x  $\sigma$ ), visando caracterizar grupos de sedimentos associados a diferentes agentes deposicionais.

Os percentuais totais de areia, silte e argila foram plotados no diagrama triangular de composição textural elaborado por Shepard (1954; Fig. 11). Os materiais constituídos por rudáceos, em quantidades superiores a 3%, foram classificados de acordo com o diagrama triangular proposto por Folk (1954; Fig. 12).

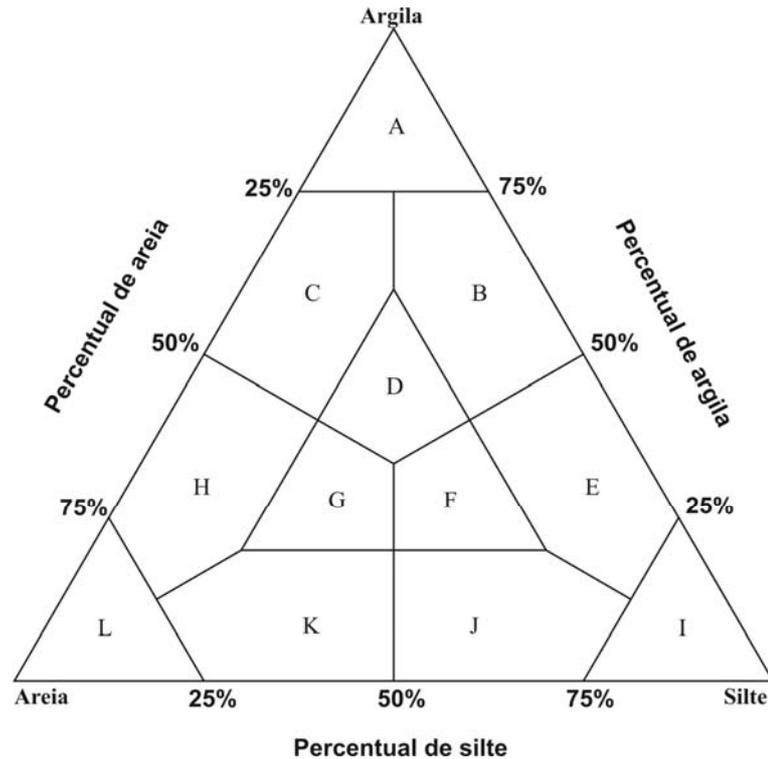


FIGURA 11 – Classes texturais do Diagrama Triangular de Shepard (1954), onde: A = argila; B = argila siltosa; C = argila arenosa; D = Argila silto-arenosa; E = silte argiloso; F = silte argilo-arenoso; G = areia silto-argilosa; H = areia argilosa; I = silte; J = silte arenoso; K = areia siltosa; e L = areia.

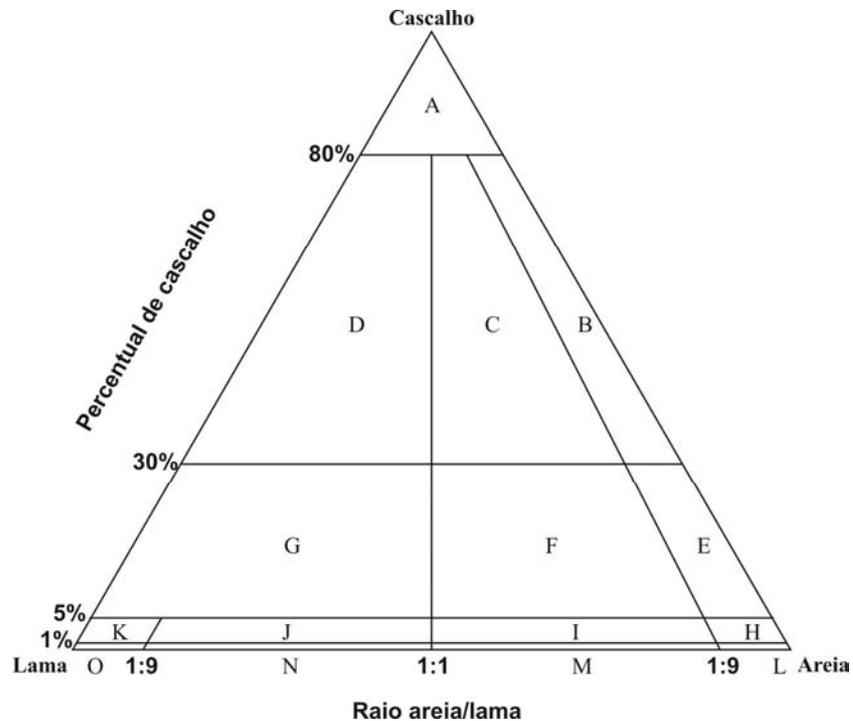
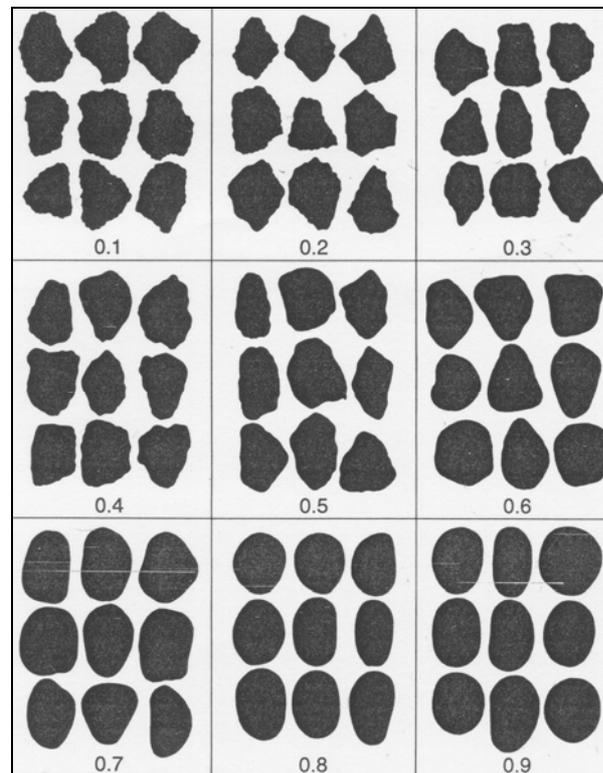


FIGURA 12 – Classes texturais do Diagrama Triangular de Folk (1954), onde: A = cascalho; B = cascalho arenoso; C = cascalho areno-lamoso; D = cascalho lamoso; E = areia cascalhosa; F = areia lamosa com cascalho; G = lama cascalhosa; H = areia levemente cascalhosa; I = areia lamosa levemente cascalhosa; J = lama arenosa levemente cascalhosa; K = lama levemente cascalhosa; L = areia; M = areia lamosa; N = lama arenosa; e O = lama.

Os depósitos de rudáceos também foram avaliados segundo o *grau de arredondamento* dos grãos, parcialmente influenciado pelos processos de transporte e deposição. Entretanto, algumas litologias, como o basalto, têm o arredondamento associado ao processo de alteração esferoidal da rocha *in situ*; assim, tal parâmetro será empregado apenas na caracterização dos depósitos de cascalho, sendo evitadas interpretações referentes ao transporte do material. O método visual idealizado por Krumbein (1941) é baseado na comparação entre a projeção máxima do contorno da partícula e um conjunto de imagens (Fig. 13), cujo arredondamento foi previamente calculado de acordo com o procedimento idealizado por Wadell (1932, *apud* KRUMBEIN, 1941). Em cada depósito rudáceo foram selecionados 100 clastos, que tiveram o diâmetro médio aferido e sua litologia identificada. Visando tornar mais objetivo o grau de arredondamento avaliado, foram definidas categorias fundamentadas, em parte, por Pettijohn *et al.* (1987, *apud* MCLANE, 1995): *muito angular* (0,1 a 0,2); *angular* (0,3); *subangular* (0,4); *subarredondado* (0,5); *arredondado* (0,6); e *bem arredondado* (0,7 a 0,9).



**FIGURA 13 – Diagrama representando os diferentes graus de arredondamento e os números de Wadell correspondentes (KRUMBEIN, 1941).**

As análises de minerais pesados foram realizadas em camadas arenosas constituintes de cinco seções estratigráficas, consideradas fundamentais para interpretar a história paleoambiental do curso médio do Rio Pardo nesta dissertação: *encosta inferior do Morro do Facão (seção C)*, *leque aluvial (seção B)*, *planície de inundação do Rio Pardo (seção S)*, *depósito de rompimento de diques marginais (seção F)* e *terraço da bacia do Arroio Molha Grande (seção A)*. Selecionaram-se apenas as amostras cujos percentuais totais de areia se aproximavam de 50%, sendo examinada a classe areia muito fina, compreendida no intervalo granulométrico de 0,125 mm a 0,062 mm. A fração escolhida exibiu a maior diversidade de minerais pesados, constatada em observações prévias com lupa binocular.

A separação granulométrica da classe escolhida foi conduzida sem a adição de peróxido de hidrogênio, substância química reagente responsável pela queima de matéria orgânica que geralmente envolve os grãos, para evitar alterações na composição de minerais pesados. Na seqüência, as amostras são colocadas em um balão de vidro contendo bromofórmio ( $\text{CHBr}_3$ ), líquido com densidade equivalente a  $2,89 \text{ g/cm}^3$ ; os minerais pesados, concentrados no fundo, são retirados e lavados com álcool etílico e acondicionados em local arejado para secagem e eliminação de eventuais resíduos de bromofórmio. Após período de 48 horas, separam-se os minerais magnéticos, usando ímã manual, enquanto os outros minerais são separados por meio eletromagnético, empregando-se separador tipo *Frantz*. As classes selecionadas na dissertação foram aquelas associadas às amperagens 0,4 A; 0,6 A; 0,8 A; 1,0 A; e 1,5 A. Finalmente, foram identificadas as principais categorias de minerais pesados, com uso de lupa binocular. Os minerais são avaliados através de estimativa visual e comparação com os percentuais da *carta de representações esquemáticas* (Fig. 14) de Terry & Chilingar (1955). Os valores obtidos são associados à versão simplificada da escala de frequência proposta por Evans *et al.* (1933, *apud* KRUMBEIN & PETTIJOHN, 1938), classificando os minerais pesados, segundo sua ocorrência, como: *muito raros* (1%), *raros*

(3%), *escassos* (5%), *comuns* (10%), *abundantes* (20%) e *predominantes* (40%); os resultados são organizados em tabelas. Todo o procedimento foi supervisionado pelo técnico Gilberto Santos.

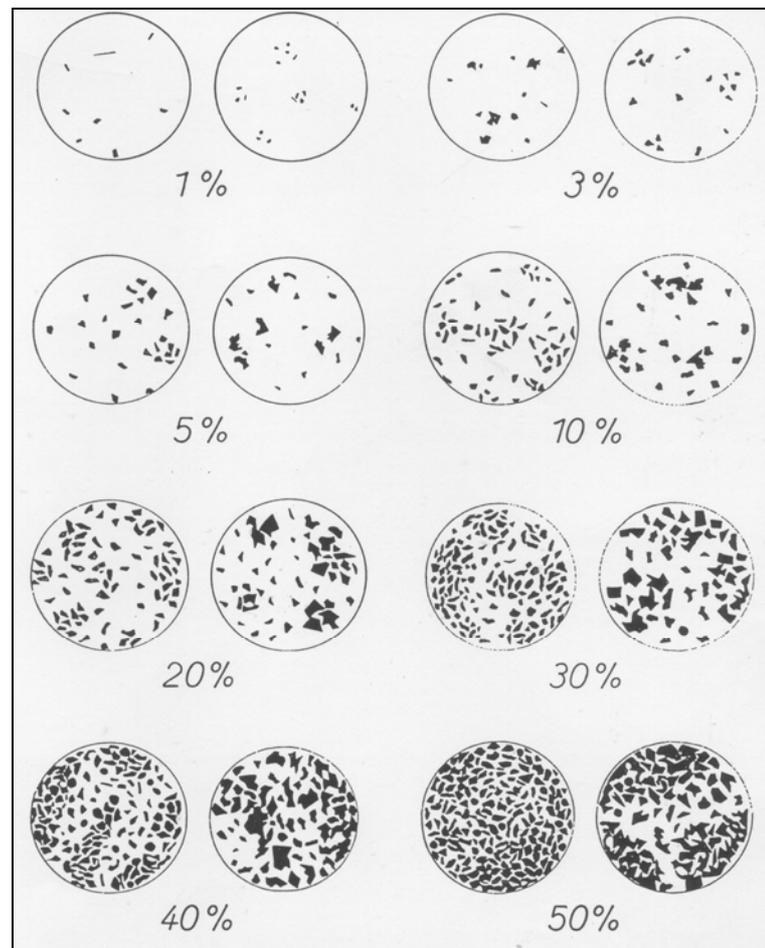


FIGURA 14 – Representações esquemáticas e respectivos percentuais para estimativa da concentração de minerais pesados, segundo Terry & Chilingar (1955).

#### 4.2.3. Datações

Considerando-se as cinco seções estratigráficas que constituem a síntese da dinâmica de eventos quaternários no curso médio do Rio Pardo na presente dissertação, a condição de

cada afloramento – como grau de alteração e oxidação – além da disponibilidade de recursos financeiros, foram selecionadas três unidades para datação. Coletou-se uma amostra do sopé da encosta do Morro do Facão (camada C-III), uma do leque aluvial (lente arenosa da camada B-I) e outra da planície de inundação do Rio Pardo (camada S-II), para a datação absoluta pelos métodos da *luminescência óticamente estimulada (LOE)* e da *termoluminescência (TL)*. Todas as unidades apresentavam elevados teores de areia. A técnica da termoluminescência (TL) mede o tempo decorrido desde que os grãos quartzosos de areia e silte foram expostos à radiação solar durante o transporte, e fornece idades para depósitos do Pleistoceno Médio ao Superior e todo o Holoceno, conforme mencionado por Blum & Törnqvist (2000). Os valores para idades obtidas através do método da termoluminescência (TL) têm precisão variando entre 5 e 10% (GEYH & SCHLEICHER, 1990 *apud* SUGUIO, 1999). É importante ressaltar que, por vezes, o método da termoluminescência fornece idades discrepantes em função da eventual exposição do sedimento, ou do retrabalhamento posterior pela ação fluvial.

As datações foram realizadas no Laboratório de Vidros e Datação, da Faculdade de Tecnologia de São Paulo (FATECSP).

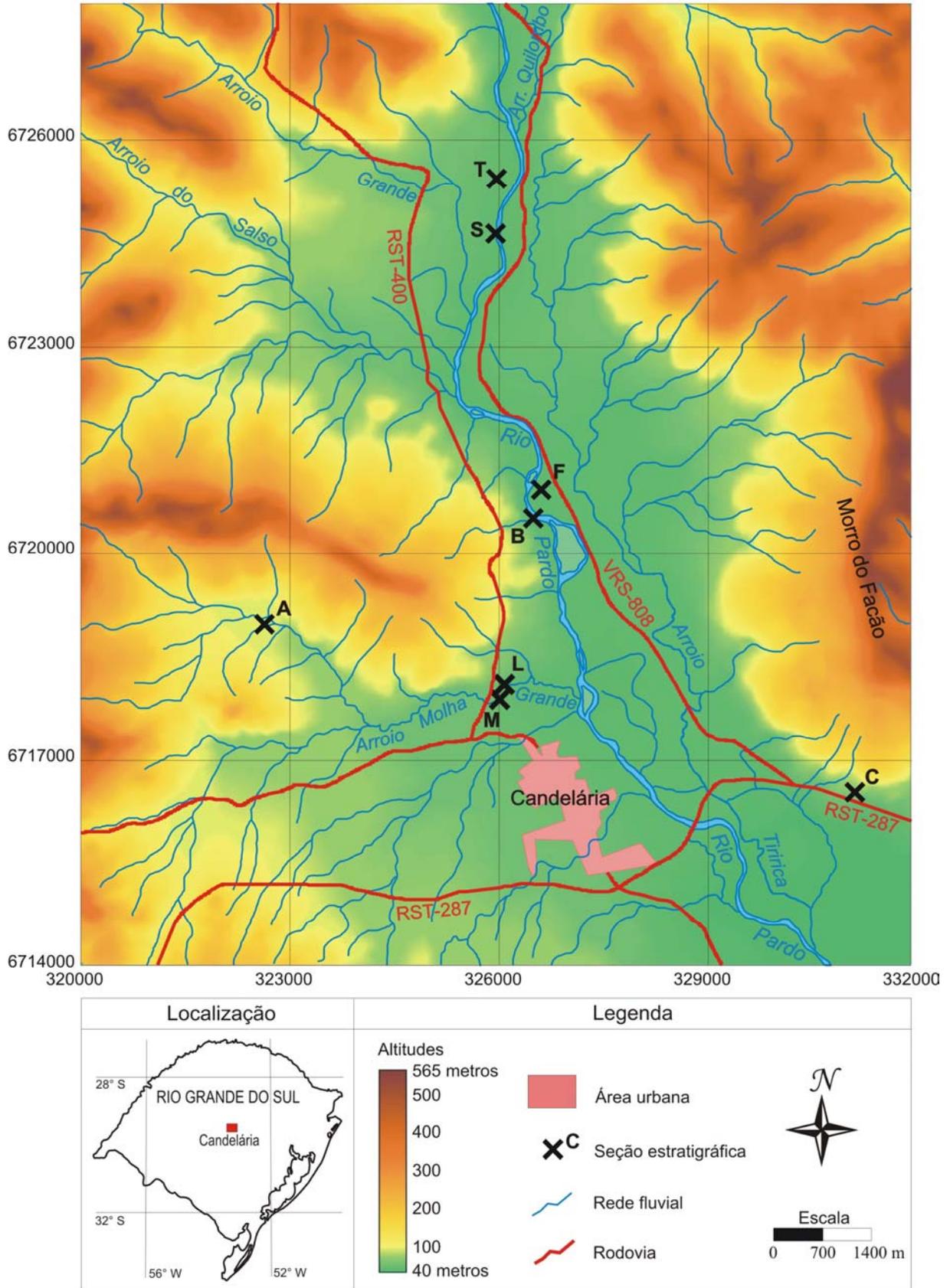
## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Análise das seções estratigráficas

No curso médio do Rio Pardo, foram analisadas oito seções estratigráficas distintas, distribuídas como se vê no Mapa 3: encosta inferior do Morro do Facão (seção C), planície de inundação do Rio Pardo (seção S), terraço do Rio Pardo (seção T), depósito de rompimento de diques marginais (seção F), leque aluvial (seção B), terraço da bacia do Arroio Molha Grande (seção A) e planície de inundação do Arroio Molha Grande – margem direita (seção M) e margem esquerda (seção L).

Todas as camadas são descritas pelos seguintes parâmetros: espessura, contato basal, textura, diâmetro médio e grau de seleção do material; para as unidades de rudáceos, também é considerado o grau de arredondamento dos clastos. Ao final de cada seção, são classificadas as litofácies – quando possível – e identificados os elementos arquitetônicos deposicionais, seguindo o método proposto por Miall (1985; 1996).

Os resultados dos procedimentos granulométricos são detalhados em planilhas anexas (Anexo A, p. 150).



MAPA 3 – Mapa hipsométrico e de localização das seções estratigráficas.

### 5.1.1. Encosta inferior do Morro do Facão (seção C)

O afloramento descrito consiste de corte na base de superfície suavemente inclinada, situada no sopé do Morro do Facão, próximo da rodovia estadual RST – 287 (entre as cidades de Candelária e Santa Cruz do Sul), tendo 8,9 metros de extensão lateral e espessura variando entre 2,61 e 6,42 metros (Fig. 15 e 16).



FIGURA 15 – Visão geral do afloramento da encosta inferior do Morro do Facão, destacando a camada C-I, constituída por cascalhos, assentada diretamente sobre a rocha.

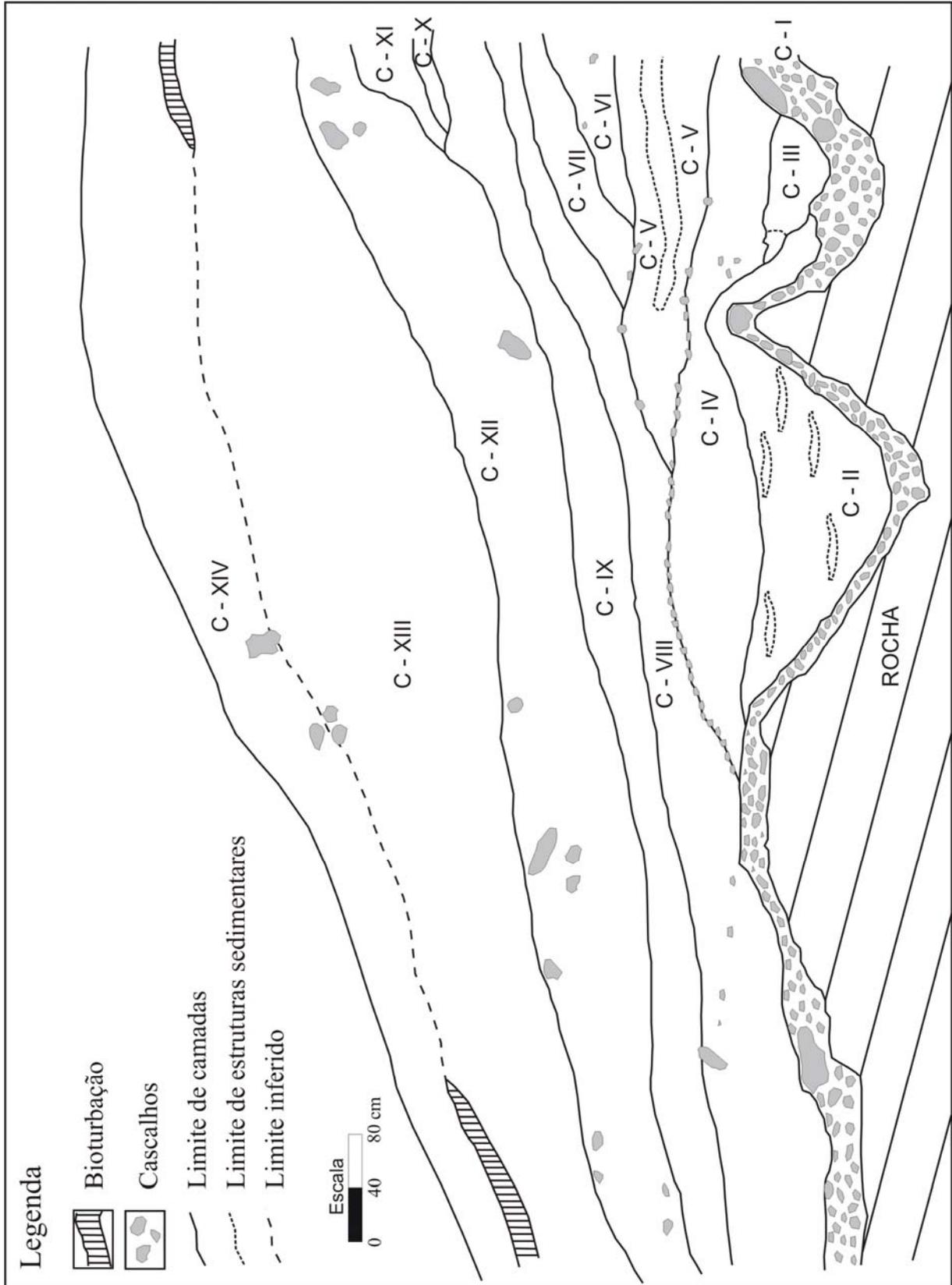


FIGURA 16 – Seção da encosta inferior do Morro do Facão, descrita nessa dissertação, situada próximo à rodovia RST – 287.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 4, no qual constam: espessura da unidade, classificada segundo a nomenclatura de Campbell (1967, *apud* SUGUIO, 2003); tipo de contato basal (HODGSON, 1976 *apud* CATT, 1990); diâmetro médio e grau de seleção do material – parâmetros estatísticos propostos por Folk & Ward (1957); e textura, seguindo o diagrama triangular de Shepard (1954) para as amostras sem clastos rudáceos, ou o diagrama triangular de Folk (1954) para os sedimentos constituídos por cascalho. Também foi elaborado o perfil vertical da seção, representando as feições relevantes observadas em campo (Fig. 17).

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
<b>C-XIV (topo)</b>	-	-	Silte grosso	Pobre	Argila silto-arenosa
<b>C-XIV (base)</b>	Espessa (64 cm)	Claro	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
<b>C-XIII (topo)</b>	-	-	Silte grosso	Pobre	Silte arenoso
<b>C-XIII (base)</b>	Muito espessa (110 cm)	Claro	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-XII</b>	Espessa (76 cm)	Transicional	Silte grosso	Muito pobre	Lama cascalhosa
<b>C-XI</b>	Espessa (35 cm)	Transicional	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
<b>C-X</b>	Média (15 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
<b>C-IX</b>	Espessa (32 cm)	Transicional	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
<b>C-VIII</b>	Espessa (40 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Areia siltosa
<b>C-VII</b>	Espessa (37 cm)	Transicional	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-VI</b>	Espessa (31 cm)	Claro	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-V (lente)</b>	Média (15 cm)	-	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
<b>C-V</b>	Espessa (44 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-IV</b>	Espessa (56 cm)	Transicional	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-III (topo)</b>	-	-	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
<b>C-III (base)</b>	Média (29 cm)	Abrupto	Areia média	Muito pobre	Areia lamosa com cascalho
<b>C-II (lente)</b>	Fina (9 cm)	-	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
<b>C-II</b>	Espessa (35 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
<b>C-I</b>	Espessa (45 cm)	Abrupto	Seixo	Pobre	Cascalho

**QUADRO 4 – Dados descritivos de cada unidade da seção da encosta inferior do Morro do Facão.**

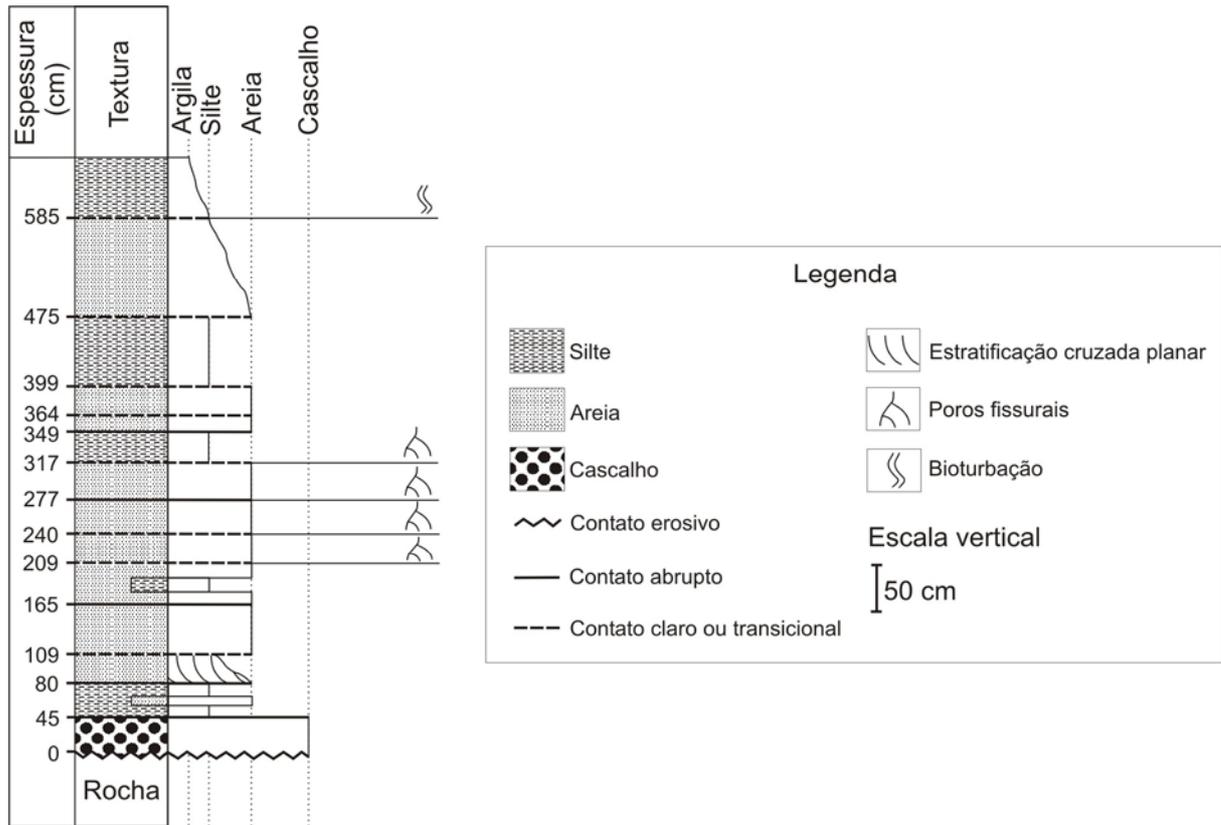


FIGURA 17 – Perfil vertical da seção da encosta inferior do Morro do Facão.

A base do afloramento consiste de siltito avermelhado do Membro Alemoa, topo da Formação Santa Maria, exibindo direção geral de mergulho das camadas para 38° N. A rocha apresenta superfície bastante dissecada, evidenciada pela presença de morfologias acanaladas (Fig. 16).

Sobreposta à rocha, separada por contato erosivo irregular, há uma camada maciça de material rudáceo (C-I), suportada por clastos. Há predominância de seixos basálticos, que são classificados principalmente como arredondados e subarredondados (Tabela 1), totalizando 65%. Os clastos rudáceos estão bastante alterados, geralmente sendo possível desagregá-los com as mãos. A espessa camada é pobremente selecionada, e o diâmetro médio do material é equivalente a seixo.

TABELA 1 – Arredondamento de cascalhos da camada C-I, avaliado pela técnica de Krumbein (1941).

Arredondamento (camada C-I)	Basalto		Arenito		Arenito silicificado		Silito	
	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco
<b>Bem arredondado</b>	16%	-	-	-	1%	-	-	-
<b>Arredondado</b>	45%	7%	-	-	1%	-	-	-
<b>Subarredondado</b>	20%	4%	-	-	3%	-	-	-
<b>Subangular</b>	1%	-	-	-	-	-	1%	1%
<b>Angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Muito angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-

Logo acima da camada C-I, um contato abrupto marca a base das camadas C-II e C-III (Fig. 16). Trata-se de dois depósitos semelhantes, que representam estruturas tipo *corte e preenchimento*. A camada C-II é espessa, exibindo extensão lateral maior que a unidade C-III. Os sedimentos siltosos argilo-arenosos da camada C-II estão praticamente preenchendo as duas concavidades entalhadas na rocha. Pouco distinguíveis do restante da unidade, existem algumas finas estruturas lenticulares, de constituição mais arenosa. A seleção da camada C-II é considerada pobre, sendo o diâmetro médio das partículas classificado como silte grosso.

A camada C-III tem espessura média e é caracterizada por gradação normal incipiente (Quadro 4). Na base, há elevada concentração de cascalhos (28%), principalmente grânulos e seixos pequenos; para o topo, predominam sedimentos areno-siltosos, enquanto os cascalhos perfazem apenas 1% da composição do depósito. Destaca-se a existência de tênue laminação cruzada, muito pouco distinguível no topo do depósito arenoso (Fig. 18). As partículas na base da camada C-III têm o diâmetro médio equivalente à areia média e grau de seleção muito pobre; no topo, o diâmetro médio é de areia muito fina, e a seleção é pobre.



**FIGURA 18 – Detalhe da unidade C-III, próximo ao seu limite superior. Observa-se a intercalação entre níveis de material fino e grosso, gerando tênue estrutura cruzada.**

A espessa camada C-IV é limitada na base por contato transicional e irregular, composta por areia silto-argilosa, material caracterizado por grau de seleção pobre; o diâmetro médio é igual ao de silte grosso. No topo, ao longo de toda a camada, há clastos rudáceos, sobretudo seixos pequenos.

A camada C-V, sobreposta a contato irregular abrupto, exhibe geometria lenticular. O acamamento espesso é constituído por areia silto-argilosa, pobremente selecionada. Na parte intermediária da camada, há uma lente de silte argilo-arenoso, maciça, tendo também grau de seleção pobre. Todo o material da unidade C-V tem o diâmetro médio de silte grosso.

As camadas C-VI, C-VII, C-VIII e C-IX apresentam os denominados *poros fissurais*, associados possivelmente a processos pedogenéticos pretéritos. Os poros, inicialmente esparsos na camada C-VI, gradualmente adquirem densidade e distribuição mais complexas

ao longo de 1,86 m de espessura total. Aparentemente, os poros fissurais são preenchidos por óxidos de manganês, exibindo coloração bastante escura.

A camada C-VI é limitada na base por contato claro com a unidade C-V, subjacente; os sedimentos são compostos por areia silto-argilosa, selecionados pobremente. Na unidade, considerada espessa, o diâmetro médio das partículas é igual ao de silte grosso.

Sobre o contato irregular transicional no topo da unidade C-VI está depositada a camada C-VII, cuja espessura é classificada como média. O acamamento também é formado por areia silto-argilosa maciça. Os sedimentos têm seleção pobre, com diâmetro médio equivalente ao de silte grosso.

A camada C-VIII está situada acima de contato abrupto com as unidades C-VII, C-V, C-IV e C-I. O acamamento é espesso, constituído por material areno-siltoso, de seleção pobre e diâmetro médio igual ao de silte grosso.

Finalmente, os poros fissurais também estão registrados na camada C-IX, sobreposta a contato transicional com a unidade C-VIII. A espessa unidade é formada por silte argilo-arenoso, selecionado pobremente, exibindo diâmetro médio de silte grosso.

A camada C-X tem espessura média e curta extensão, separada por contato abrupto da unidade C-IX. Os sedimentos areno-siltosos são pobremente selecionados, e o diâmetro médio corresponde ao de areia muito fina.

Limitada na base por contato transicional com o acamamento subjacente, a espessa camada C-XI também tem extensão reduzida. O material é areno-siltoso, sendo a seleção pobre; assim como na unidade C-X, o diâmetro médio das partículas equivale ao de areia muito fina.

Acima de contatos transicionais e irregulares com as unidades C-IX, C-X e C-XI estão depositados os sedimentos que compõem a camada C-XII. O acamamento espesso é formado

por lama cascalhosa, cujo grau de seleção é muito pobre; há alguns blocos de basalto esparsos pela unidade. O diâmetro médio do material é igual à silte grosso.

A camada C-XIII está situada sobre contato claro irregular no topo da unidade C-XII, sendo a mais espessa da seção descrita. Constata-se tênue gradação normal no acamamento, predominando composição arenosa silto-argilosa na base, que gradualmente se torna material silto-arenoso no topo. A camada C-XIII tem grau de seleção pobre, com diâmetro médio classificado como silte grosso.

Enfim, no topo da seção, a camada C-XIV está sobreposta a contato claro e irregular. O acamamento espesso é constituído por argila silto-arenosa, pobremente selecionada, tendo diâmetro médio de silte grosso. Na base, há abundante bioturbação, caracterizada por raízes e escavações de insetos no solo atual. A intensa atividade biológica é responsável pela maior concentração de partículas siltosas na parte inferior da unidade.

Conforme o método de análise da arquitetura deposicional sugerido por Miall (1985), o afloramento é classificado como o elemento *depósitos de fluxos gravitacionais (SG)*. A base de cada unidade tem formas irregulares e não-erosivas geralmente dispostas acima de canais pré-existentes ou sobre a topografia irregular formada pelos fluxos gravitacionais anteriores (MIALL, 1985).

Os cascalhos na base da seção podem ser considerados como a litofácies *cascalho maciço suportado por clastos (Gcm)*, proposta por Miall (1996), apontando para fluxos de detritos com elevada concentração de rudáceos. Na seqüência, a camada C-III é passível de ser enquadrada na litofácies *areia com estratificação cruzada planar (Sp)*, presente na nomenclatura idealizada por Miall (1996); essa litofácies é originada por formas de leito subaquosas. As unidades C-IV, C-VI, C-VII, C-VIII, C-X e C-XI, sobrepostas, constituem a litofácies *areia maciça (Sm)*, e sua provável gênese é atribuída a fluxos gravitacionais. Os acamamentos que compõem o restante da seção têm composição mais lamosa.

### ***5.1.2. Planície de inundação do Rio Pardo (seção S)***

Os depósitos da planície de inundação são observáveis praticamente ao longo de todo o curso médio do Rio Pardo. A seção selecionada para a dissertação mede 49,2 m de extensão e 5,05 m de espessura, situada na margem direita do canal (Fig. 19).

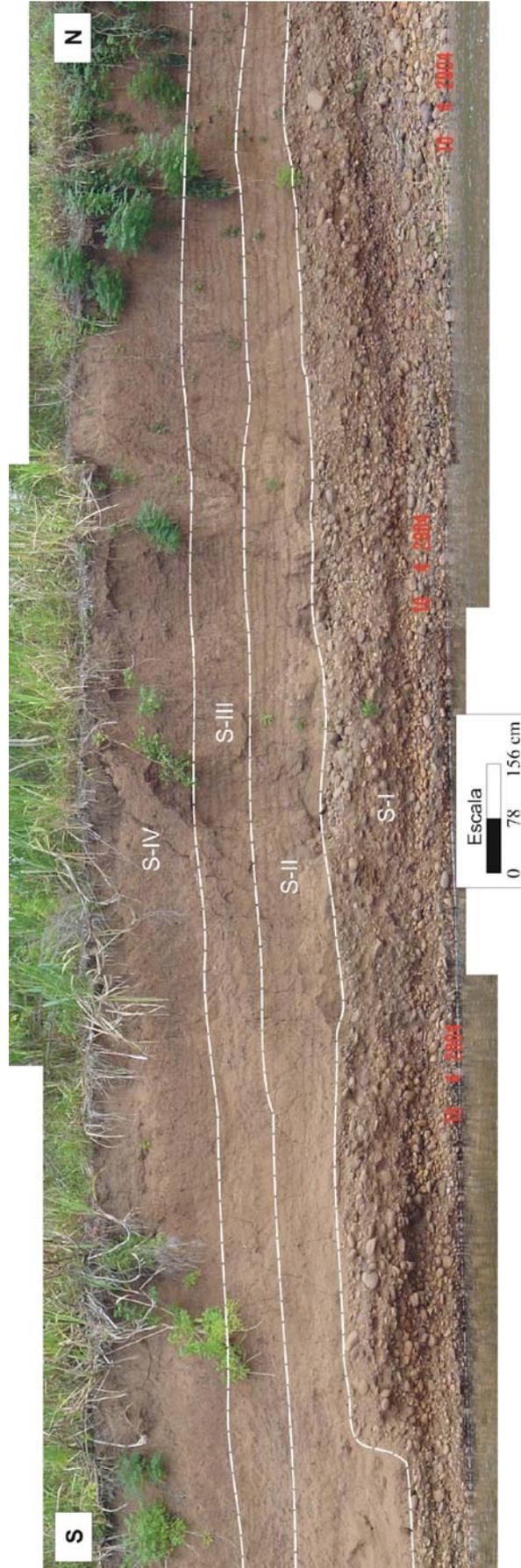


FIGURA 19 – Visão geral do afloramento da planície de inundação do Rio Pardo descrito na dissertação.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 5; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 20):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
S-IV (topo)	-	-	Silte grosso	Pobre	Silte argiloso
S-IV (base)	Muito espessa (125 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Silte argiloso
S-III (topo)	-	-	Silte médio	Pobre	Argila siltosa
S-III (base)	Espessa (90 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Argila silto-arenosa
S-II (topo)	-	-	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
S-II (base)	Espessa (100 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia silto-argilosa
S-I (lente)	Média (20 cm)	-	Areia média	Muito pobre	Areia lamosa com cascalho
S-I	Muito espessa (190 cm)	Abrupto	Seixo	Muito boa	Cascalho

QUADRO 5 - Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação do Rio Pardo.

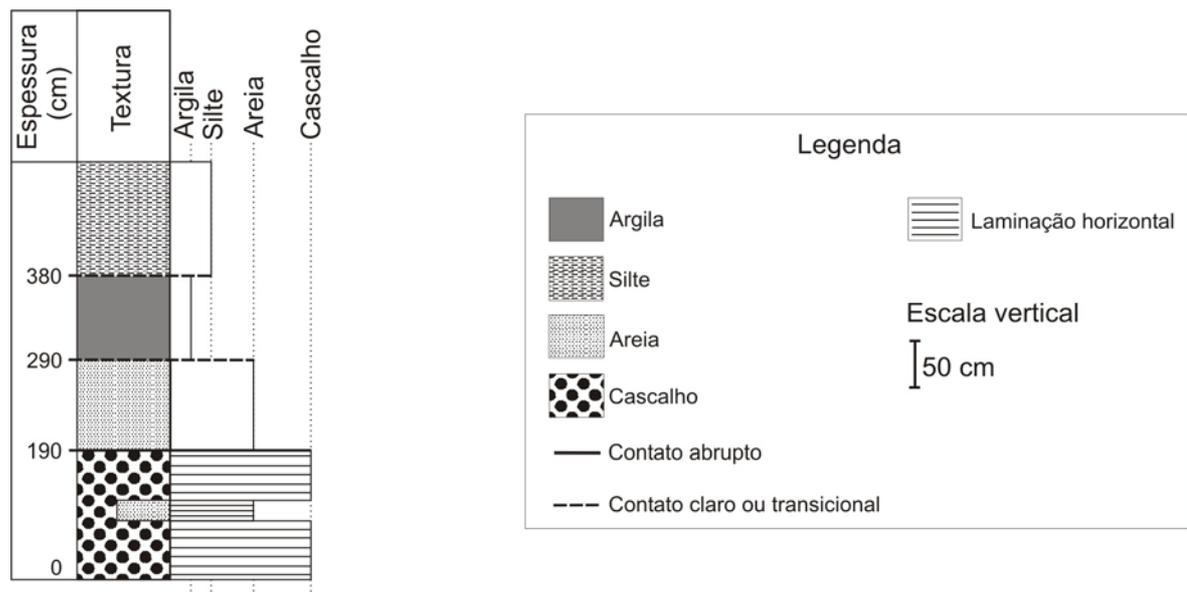
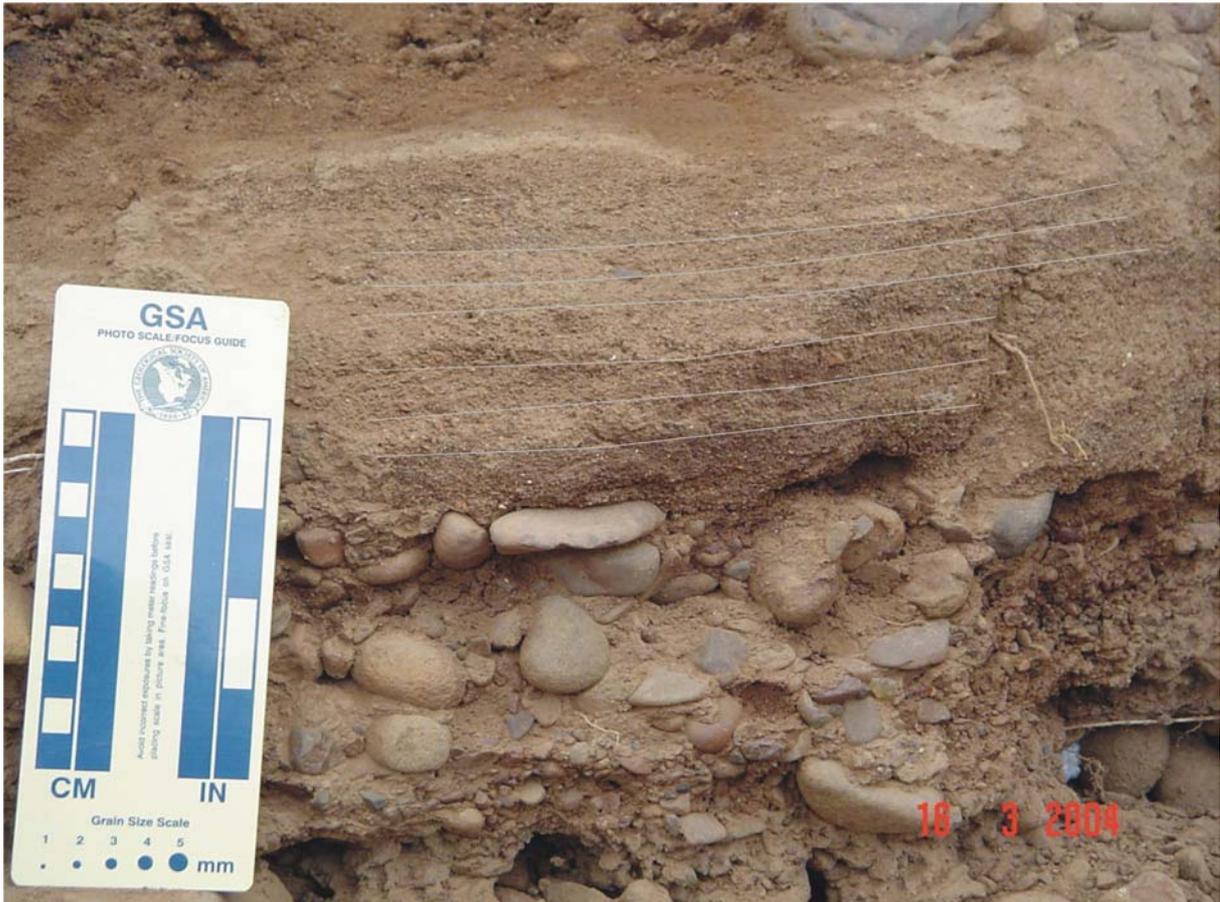


FIGURA 20 – Perfil vertical da seção da planície de inundação do Rio Pardo.

A base do afloramento é composta de clastos rudáceos (camada S-I), de morfologia geralmente tabular, às vezes ondulada, recobrimdo as rochas sedimentares triássicas do fundo do vale. Classificado como muito espesso, o acamamento exibe estrutura plano-paralela e cascalhos imbricados (Fig. 21). O grau de seleção é muito bom, e o diâmetro médio é de seixo. Na camada S-I, os seixos basálticos arredondados e bem arredondados têm maior frequência (62%), como é demonstrado na Tabela 2. Muitas vezes, esparsas pela camada de

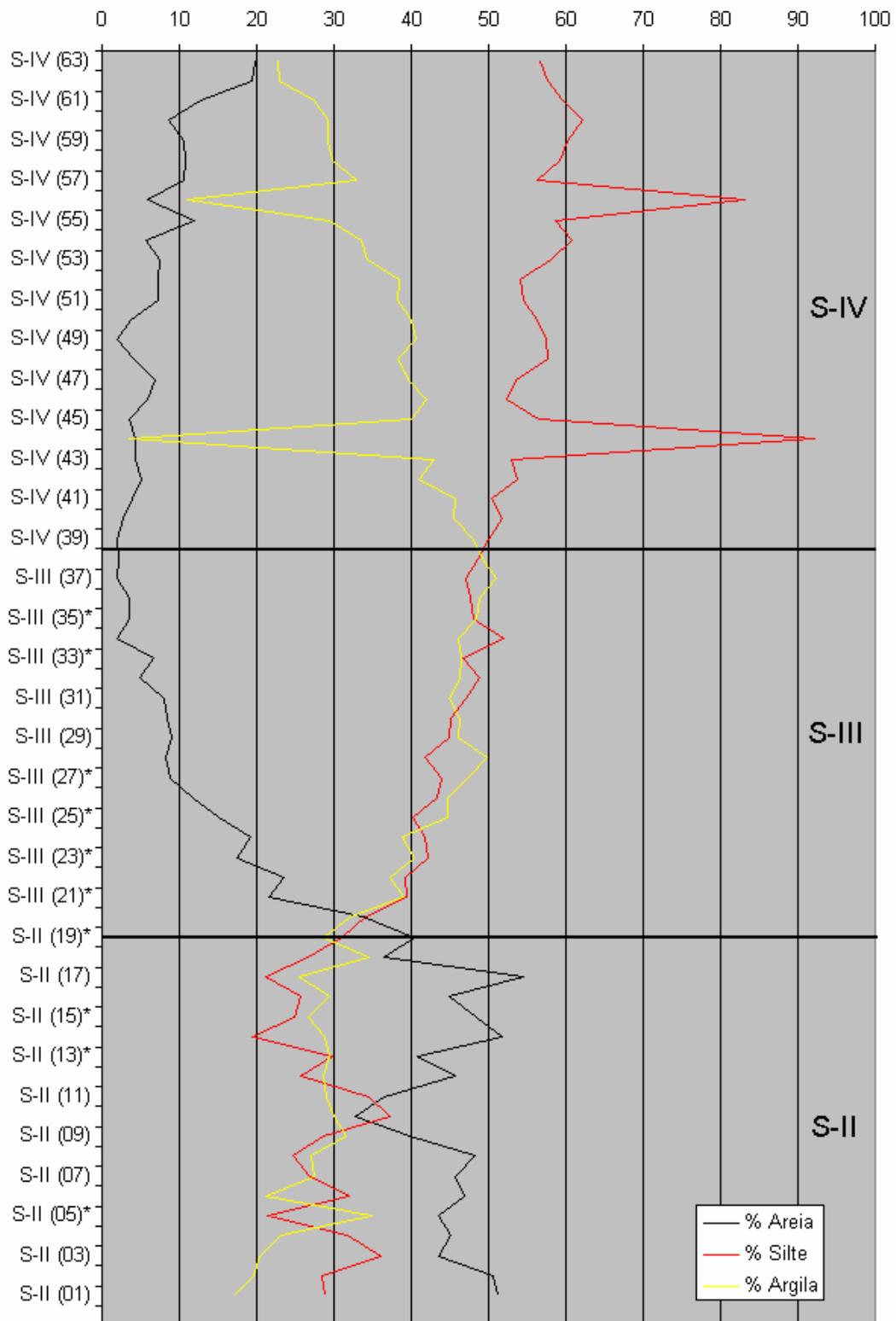




**FIGURA 22** – Detalhe de lente arenosa caracterizada por laminação plano-paralela incipiente, no interior da camada de rudáceos (S-I).

Sobreposta aos cascalhos, está depositada uma seqüência de sedimentos finos, também constituindo forma tabular contínua, com espessura de 3,15 metros. Aproximadamente 25 cm acima de contato abrupto na base da referida sucessão, surgem feições – provavelmente de origem pedogenética – denominadas *lamelas*. Com espessura de até 6 cm, as lamelas têm coloração mais escura que o restante da camada (marrom-escuro quando seca). Existem espaçamentos aleatórios separando as lamelas ao longo da seção, tendendo a agrupar-se gradualmente em direção ao topo do afloramento.

É difícil individualizar as camadas em campo, devido à composição homogênea do material fino. Assim, procedeu-se à coleta de amostras a cada 5 cm para análises em laboratório – totalizando 63 amostras – resultando no diagrama de variação textural da seção (Gráfico 1).



**GRÁFICO 1 – Diagrama de variação textural da seção da planície de inundação do Rio Pardo, dividido em três acamamentos principais (S-II, S-III e S-IV). Os asteriscos indicam a presença de lamelas.**

Caracterizada por areia silto-argilosa maciça, a camada S-II é considerada espessa. Na base da unidade, o diâmetro médio das partículas corresponde ao de areia muito fina, sendo o

grau de seleção classificado como muito pobre; para o topo do acamamento, o diâmetro médio do material é reduzido para silte grosso, enquanto a seleção torna-se pobre.

Depositada acima de contato transicional com a unidade S-II, a camada S-III é composta por tamanhos de grão que gradualmente vão afinando para cima (“*finning upward*”). Apesar de o diâmetro médio – equivalente ao de silte médio – manter-se constante ao longo do acamamento espesso, na base da unidade há maiores concentrações de grãos arenosos que no topo (Gráfico 1). A análise textural também é clara: no limite inferior da camada S-III, os sedimentos são argilosos silto-arenosos; no limite superior, há o predomínio de argila siltosa. Todos os níveis do acamamento são pobremente selecionados.

Finalmente, situada sobre contato transicional com a unidade subjacente, a camada S-IV apresenta constituição silto-argilosa. O material, cuja seleção é pobre, possui diâmetro médio variando entre silte médio, na base, para silte grosso, no topo. Essa modificação é devida ao incipiente aumento do teor de partículas arenosas (Gráfico 1).

Com base na proposta de Miall (1985), é possível considerar a camada de clastos rudáceos como sendo o elemento arquitetônico *barras e formas de leito de cascalho (GB)*; já os sedimentos finos constituem o elemento *depósitos finos de planície de inundação (FF)*, de acordo com a mesma classificação.

No que concerne à nomenclatura de litofácies, a unidade de cascalhos na base da seção da planície de inundação do Rio Pardo corresponde ao *cascalho com acamamento horizontal suportado por clastos (Gh)*, sugerido por Miall (1996). A litofácies provavelmente é gerada em antigas barras longitudinais. Intercaladas ao depósito rudáceo há lentes de *areia com laminação plano-paralela (Sh)*, geralmente relacionadas ao preenchimento de canais rasos que se tornam ativos em períodos de cheias. Toda a sucessão de sedimentos finos é atribuída à litofácies *lama maciça (Fm)*, indicativa de deposição em ambiente de planície de inundação, segundo o quadro interpretativo elaborado por Miall (1996).

### ***5.1.3. Terraço do Rio Pardo (seção T)***

A seção estratigráfica do terraço do Rio Pardo é semelhante ao afloramento da planície de inundação descrito anteriormente e está situado quase 1 km a seu montante. Localizado em área de extração de argila para cerâmica, o corte mede 2,5 m de altura e 102 m de extensão lateral. Assim, o perfil abrange somente a seqüência de finos que recobre os cascalhos fluviais mencionados no depósito previamente levantado (Fig. 23).

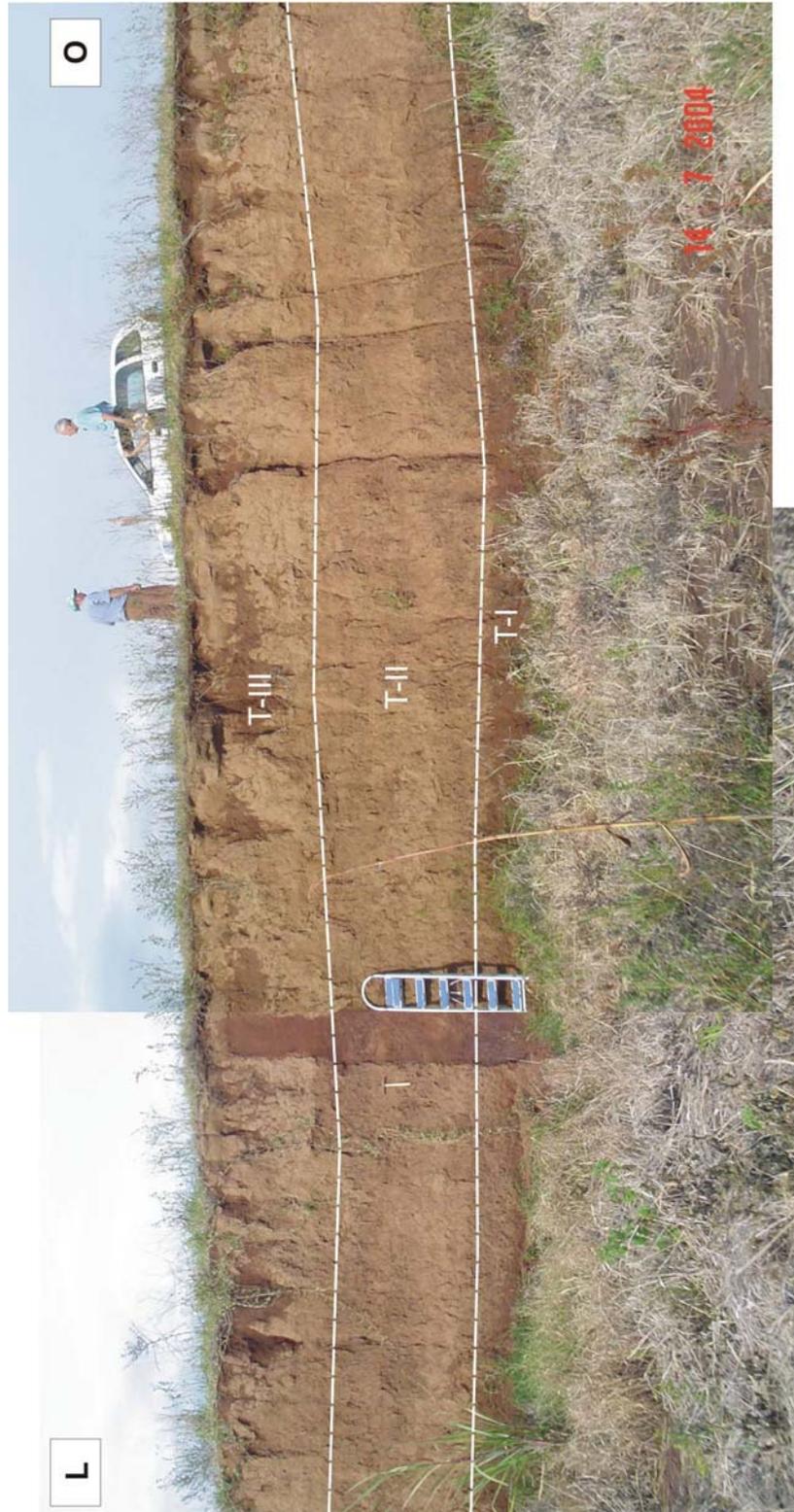


FIGURA 23 – Visão geral do afloramento do terraço do Rio Pardo descrito na área de estudo.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 6; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 24):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
T-III (topo)	-	-	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
T-III (base)	Espessa (65 cm)	Transicional	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
T-II (topo)	-	-	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
T-II (base)	Muito espessa (110 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Silte argiloso
T-I (topo)	-	-	Silte médio	Pobre	Silte argiloso
T-I (base)	Espessa (50 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Argila silto-arenosa

QUADRO 9 – Dados descritivos de cada unidade da seção do terraço do Rio Pardo.

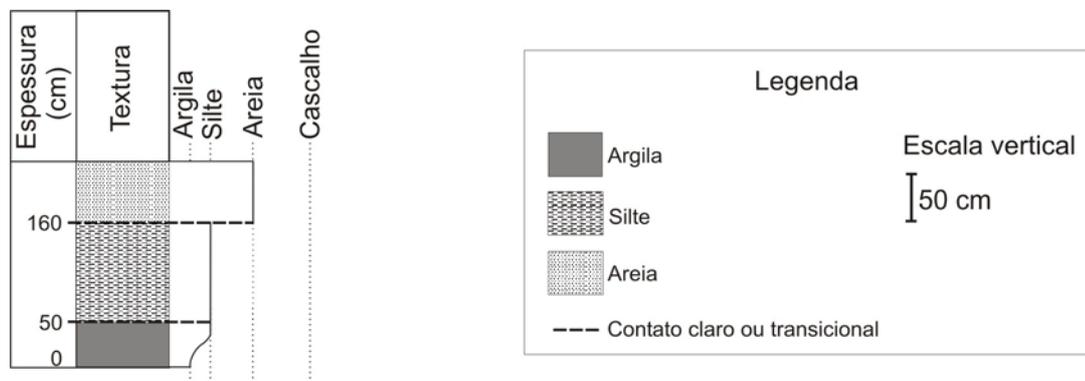


FIGURA 24 – Perfil vertical da seção do terraço do Rio Pardo.

Na base do afloramento, a camada T-I é constituída por argila silto-arenosa na base, passando para silte argiloso no topo da unidade. O material do espesso acamamento tem grau de seleção pobre e diâmetro médio equivalente ao de silte médio.

Sobrepostos a contato transicional plano, os sedimentos da camada T-II são formados principalmente por silte argiloso. Entretanto, os teores de areia são maiores no limite superior da unidade, resultando na textura siltosa argilo-arenosa. O acamamento é muito espesso e exhibe seleção pobre. O diâmetro médio varia entre silte médio e silte grosso.

O topo da seqüência é considerado espesso, sendo composto por areia silto-argilosa. A camada T-III está situada acima de contato transicional e plano com a camada subjacente.

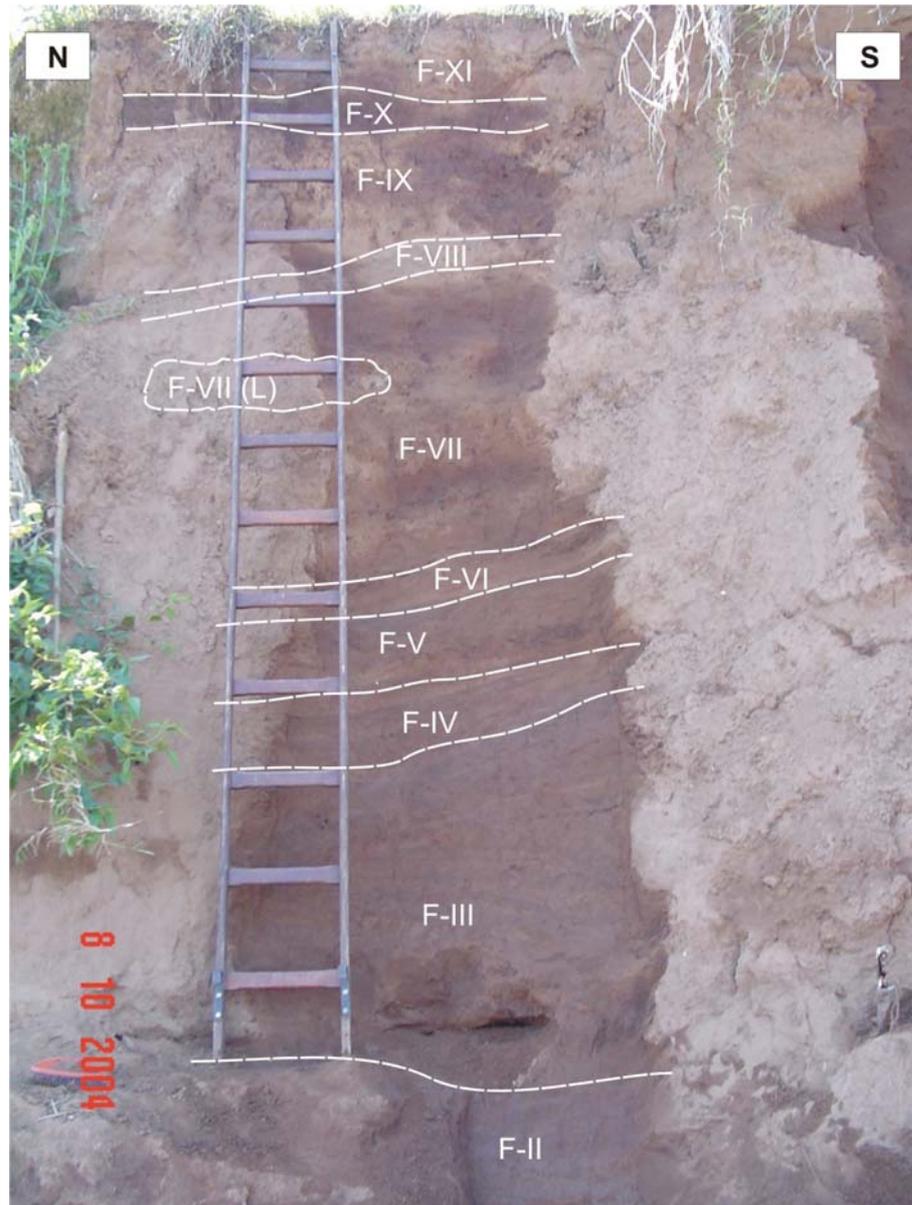
Todo o material é pobremente selecionado, e os grãos possuem diâmetro médio igual ao de silte grosso.

O terraço fluvial também é classificado como *depósitos finos de planície de inundação (FF)*, segundo o método da arquitetura deposicional idealizado por Miall (1985). Analisando a seqüência de sedimentos lamosos, a seção é caracterizada pelo aumento gradual do tamanho de grão, constatando-se percentuais de areia cada vez maiores da base para o topo do terraço; a tendência é reforçada se também se forem considerados os parâmetros diâmetro médio e textura do material (Quadro 6).

A litofácies *lama maciça (Fm)*, concebida por Miall (1996), é igualmente aplicável à sucessão de camadas do terraço, característica de planícies de inundação pretéritas.

#### ***5.1.4. Depósito de rompimento de diques marginais (seção F)***

O perfil selecionado está situado na margem esquerda do Rio Pardo, 2 km a montante da estação fluviométrica de Candelária, que é de responsabilidade da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM). A seção tem espessura de 5,6 m e estende-se lateralmente por 51,4 metros (Fig. 25).



**FIGURA 25 – Seção do depósito de rompimento de diques marginais descrita na presente dissertação.**

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 7; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 26):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
F-XI	Espessa (41 cm)	Transicional	Areia fina	Muito pobre	Areia lamosa com cascalho
F-X	Média (13 cm)	Abrupto	Areia fina	Pobre	Areia
F-IX	Espessa (49 cm)	Claro	Areia fina	Muito pobre	Lama cascalhosa
F-VIII	Média (18 cm)	Transicional	Areia grossa	Pobre	Cascalho areno-lamoso
F-VII (topo)	-	-	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
F-VII (lente)	Média (17 cm)	-	Areia média	Muito pobre	Areia lamosa com cascalho
F-VII (base)	Muito espessa (116 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
F-VI	Média (13 cm)	Abrupto	Areia fina	Moderada	Areia
F-V	Média (26 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
F-IV	Média (16 cm)	Abrupto	Areia fina	Moderada	Areia
F-III (lente)	Fina (5 cm)	-	Areia fina	Pobre	Areia
F-III	Muito espessa (105 cm)	Transicional	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
F-II (lente)	Fina (4 cm)	-	Areia fina	Moderada	Areia
F-II	Espessa (68 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
F-I	Espessa (100 cm)	Abrupto	Seixo	Muito boa	Cascalho

QUADRO 10 – Dados descritivos de cada unidade da seção do depósito de rompimento de dique marginal.

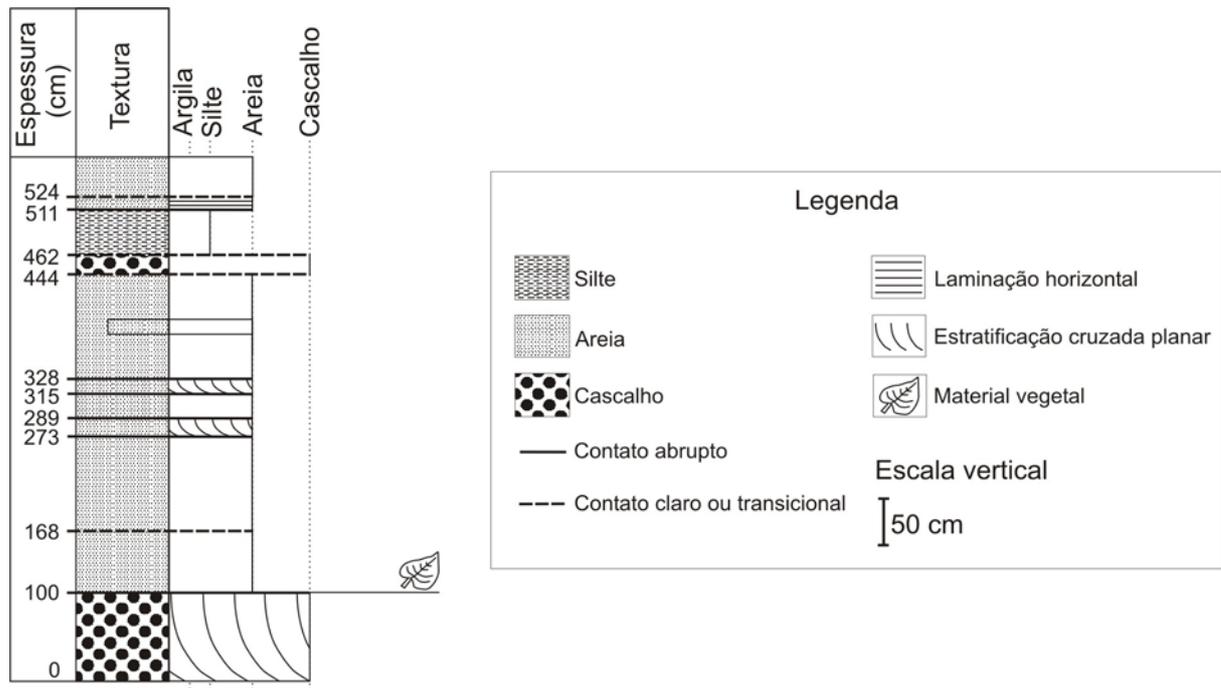


FIGURA 26 – Perfil vertical da seção do depósito de rompimento de diques marginais.

A base da seqüência (camada F-I) é composta por cascalhos levemente cimentados por óxidos de ferro, diferentemente daqueles associados à planície de inundação para montante da seção. Aqui, é observada a presença de estratos cruzados planares ao longo do acamamento



Sobreposta e separada por contato abrupto irregular da unidade F-I está a camada F-II, formada por areia siltosa e classificada como pobremente selecionada. O espesso acamamento exhibe finas lentes de areia oxidada, cuja seleção é moderada. O diâmetro médio oscila entre areia fina (lentes) e areia muito fina. Existem abundantes resquícios de flora fóssil ao longo do depósito, principalmente folhas e caules de coloração escura (Fig. 28).



**FIGURA 28** – Detalhe do material de origem vegetal depositado sobre a camada de cascalhos (F-I), composto por folhas, caules e até troncos – estes últimos não registrados na fotografia.

Acima de contato transicional plano, a camada F-III é praticamente igual à unidade F-II, também composta por areia siltosa e contendo lentes de areia oxidada; até o diâmetro médio é análogo, variando entre areia fina (lentes) e areia muito fina. O acamamento é muito espesso, e todo o material é pobremente selecionado. Entretanto, não há restos de vegetais na camada F-III, ao contrário da unidade subjacente.

Na seqüência, a camada F-IV – depositada sobre contato abrupto irregular – tem como característica principal a presença de estratificação cruzada planar. A unidade arenosa possui espessura considerada média e seleção moderada. O diâmetro médio de grão corresponde ao de areia fina.

A camada F-V tem a base situada acima de contato irregular e abrupto. A composição é areno-siltosa, pobremente selecionada. O acamamento, de espessura média, é formado por partículas cujo diâmetro médio é igual ao de areia muito fina.

Os sedimentos da camada F-VI, que têm limite inferior abrupto e irregular, são muito semelhantes àqueles da unidade F-IV. O material é igualmente arenoso, de seleção moderada e diâmetro médio equivalente ao de areia fina. No acamamento – que possui espessura média – há também estratificação cruzada planar, assim como na camada F-IV.

Na camada F-VII, separada por contato irregular abrupto, a constituição é areno-siltosa e o grau de seleção é pobre; o diâmetro médio de grão corresponde ao de areia muito fina. Na parte intermediária da camada F-VII, a mais espessa da seção estratigráfica descrita, existe uma estrutura lenticular, formada por areia lamosa com cascalho. De espessura média, a lente exhibe seleção muito pobre; o diâmetro médio das partículas permite classificá-la como areia média.

A camada F-VIII, de cascalho areno-lamoso pobremente selecionado, está sobreposta a contato irregular transicional com a unidade F-VII. O acamamento maciço apresenta espessura média. O diâmetro médio dos sedimentos é considerado o mesmo da areia grossa.

A camada F-IX é composta por lama cascalhosa, de seleção muito pobre e diâmetro médio igual ao de areia fina. O espesso acamamento está situado acima de contato claro, irregular, com a unidade subjacente (F-VIII).

Sobre contato ondulado e abrupto, forma-se laminação horizontal em material arenoso, pobremente selecionado, que representa a unidade F-X; o diâmetro médio dos grãos equivale ao de areia fina. A espessura do acamamento é enquadrada na categoria média.

Finalmente, a camada F-XI, situada no topo da seção, acima de contato transicional plano, é constituída por areia lamosa com cascalho. A espessa unidade exhibe grau de seleção muito pobre, e o diâmetro médio dos clastos corresponde ao de areia fina.

A classificação de Miall (1985) concebe dois elementos arquitetônicos básicos que são aplicáveis à seção estratigráfica descrita: *barras e formas de leito de cascalho (GB)* e *formas de leito arenosas (SB)*. O primeiro elemento é formado pela camada F-I, de clastos rudáceos, situada na base do depósito; sobrepostas, as sucessivas camadas arenosas e areno-siltosas são atribuídas ao segundo elemento arquitetônico idealizado por Miall (1985).

O acamamento F-I é exemplo típico da litofácies *cascalho com estratos cruzados planares (Gp)*; a variação textural em cada lâmina da seqüência geralmente é considerável, refletindo variações na seleção do material em função de alterações no fluxo (MIALL, 1996). O tipo de estrutura da litofácies talvez seja indício da existência de antigas barras transversais, segundo Miall (1996). A litofácies *areia com estratificação cruzada planar (Sp)* é semelhante às unidades F-IV e F-VI descritas na seção. De acordo com Miall (1996), a litofácies é gerada pela migração de macro-ondulações, mecanismo responsável também pela seleção da areia no acamamento. A camada F-X é característico da litofácies *areia com laminação horizontal ou plano-paralela (Sh)*, seguindo a nomenclatura utilizada por Miall (1996). Geralmente, é uma estrutura típica de regime de fluxo em leito plano superior, o qual é marcado por correntes de velocidade elevada.

### ***5.1.5. Leque aluvial (seção B)***

A seção de leque aluvial está localizada na margem direita do Rio Pardo, em torno de 1 km a montante da estação fluviométrica de Candelária (CPRM), mencionada anteriormente. O perfil tem 9,8 m de espessura e estende-se lateralmente por mais de 100 m (Fig. 29).

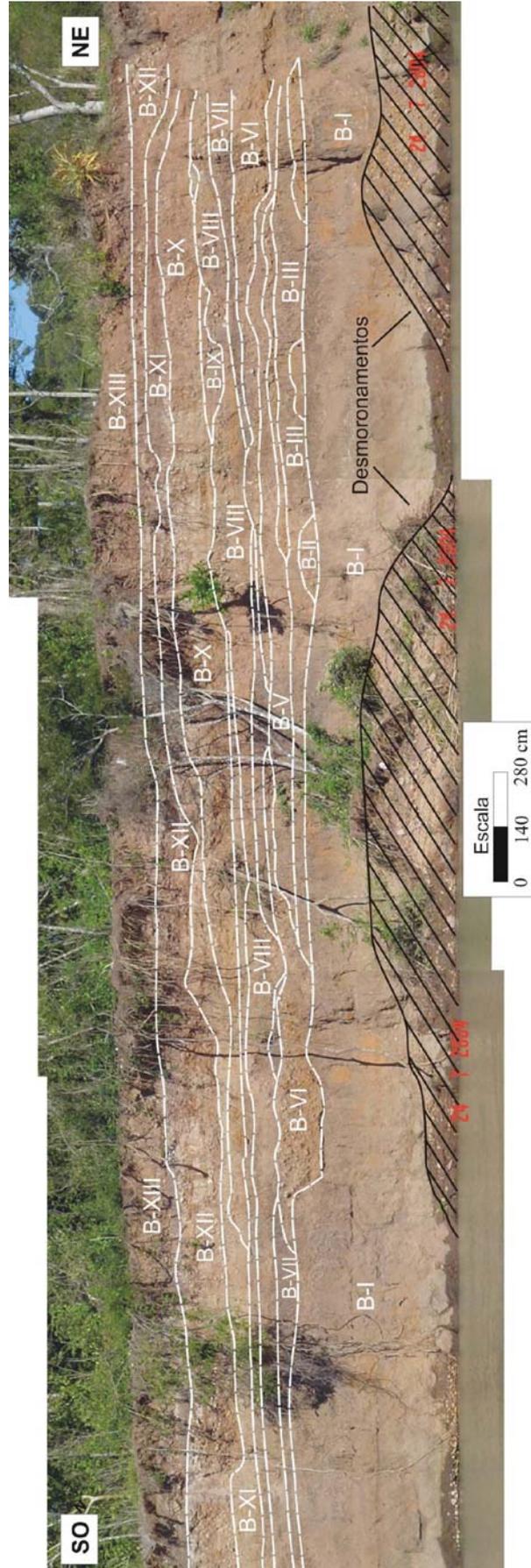
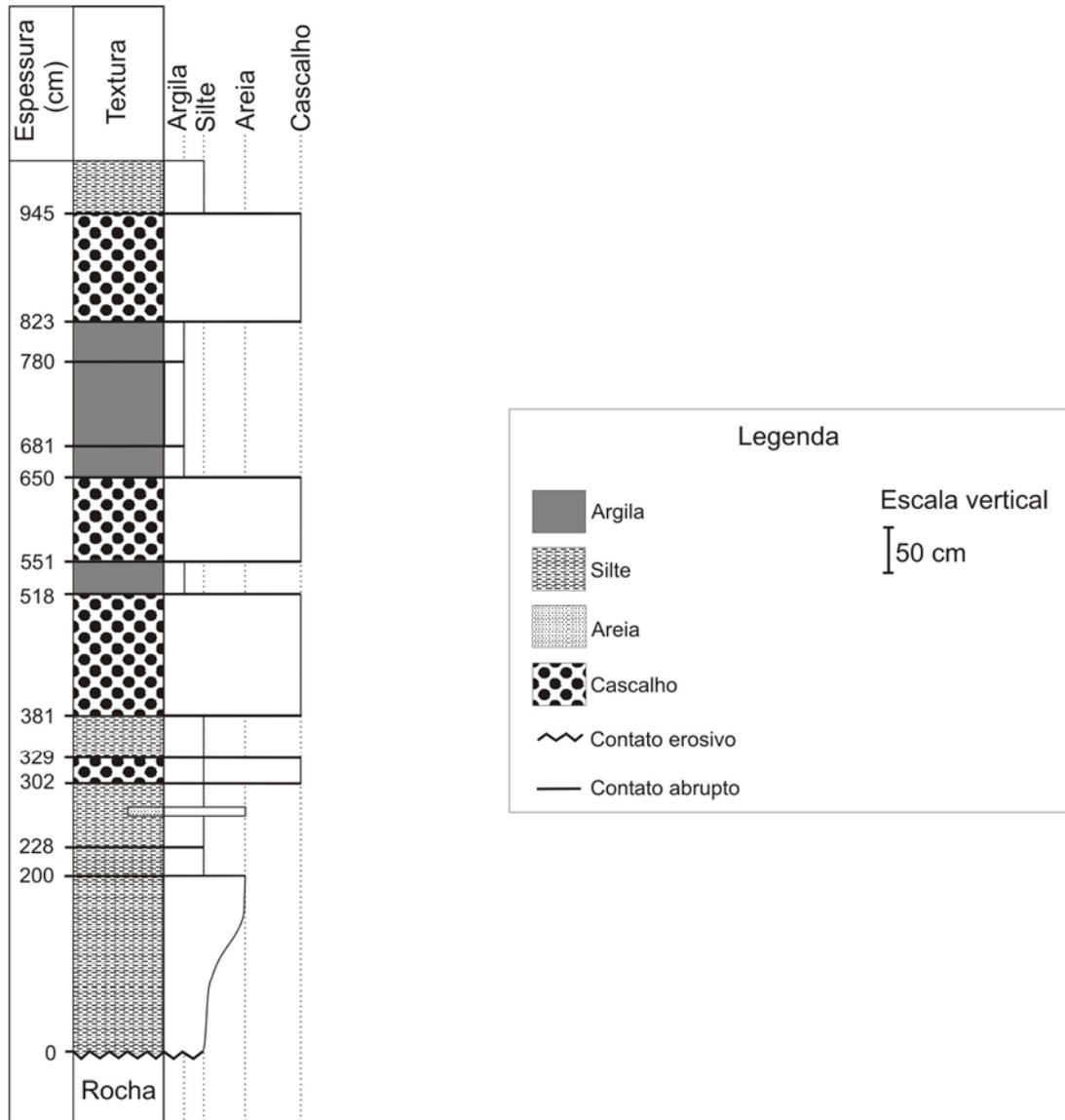


FIGURA 29 – Visão geral do afloramento do leque aluvial no curso médio do Rio Pardo.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 8; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 30):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
<b>B-XIII</b>	Espessa (61 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Lama arenosa levemente cascalhosa
<b>B-XII</b>	Muito espessa (122 cm)	Abrupto	Seixo	Muito boa	Cascalho
<b>B-XI</b>	Espessa (43 cm)	Abrupto	Silte grosso	Muito pobre	Argila silto-arenosa
<b>B-X</b>	Espessa (99 cm)	Abrupto	Areia fina	Muito pobre	Lama cascalhosa
<b>B-IX</b>	Espessa (31 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Argila silto-arenosa
<b>B-VIII</b>	Espessa (91 cm)	Abrupto	Seixo	Pobre	Cascalho
<b>B-VII</b>	Espessa (33 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Argila siltosa
<b>B-VI</b>	Muito espessa (138 cm)	Abrupto	Seixo	Muito boa	Cascalho
<b>B-V</b>	Espessa (51 cm)	Abrupto	Silte grosso	Muito pobre	Lama cascalhosa
<b>B-IV</b>	Média (27 cm)	Abrupto	Seixo	Muito boa	Cascalho
<b>B-III (lente)</b>	Fina (9 cm)	-	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
<b>B-III</b>	Espesso (74 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Lama arenosa levemente cascalhosa
<b>B-II</b>	Média (28 cm)	Abrupto	Silte grosso	Muito pobre	Lama cascalhosa
<b>B-I (topo)</b>	-	-	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
<b>B-I (lente)</b>	Fina (5 cm)	-	Areia fina	Pobre	Areia
<b>B-I</b>	Muito espessa (200 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Silte argiloso

**QUADRO 11 – Dados descritivos de cada unidade da seção do leque aluvial.**

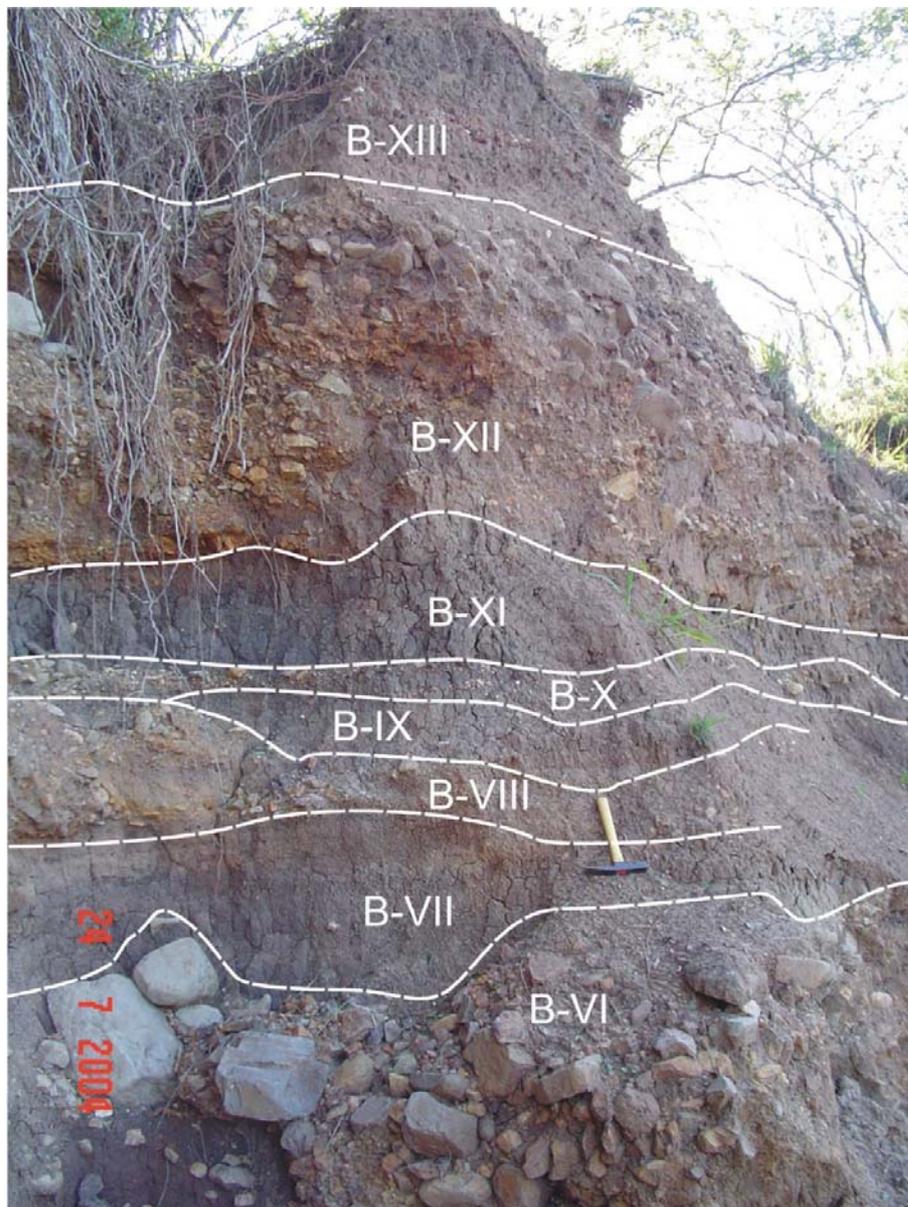


**FIGURA 30 – Perfil vertical da seção do leque aluvial.**

A camada B-I constitui a base do depósito e está assentada sobre rochas da Formação Caturrita (arenitos fluviais), separada por contato irregular e abrupto. Imediatamente sobre o limite inferior da unidade predomina material silto-argiloso; para o topo, a textura torna-se areno-siltosa. A mesma tendência é válida para o diâmetro médio dos grãos, que varia entre o de silte médio e o de areia muito fina, respectivamente. O acamamento, considerado muito espesso, também exibe finas lentes arenosas, cujo diâmetro médio das partículas é maior (areia fina). O grau de seleção da camada B-I é classificado como pobre.

A camada B-II tem espessura média e é composta por lama cascalhosa. O sedimento é selecionado muito pobremente, e tem diâmetro médio de silte grosso. A unidade é lenticular e está depositada acima de contato abrupto, relativamente plano.

A seqüência sobreposta é assinalada pela alternância de materiais lamosos e rudáceos (Fig. 31). Geralmente, acima de unidade caracterizada pela predominância de sedimentos finos, separado por contato abrupto e irregular, há um acamamento de cascalhos, indicando a alternância de processos deposicionais distintos.



**FIGURA 31** – Detalhe de parte da seção do leque aluvial, descrita na presente dissertação, observando-se alternância entre camadas de cascalhos de tamanhos variados e níveis escuros de lama.



Sobre a unidade B-VI está depositada a camada B-VII, composta por argila siltosa, de seleção pobre e diâmetro de silte médio. O acamamento é classificado como espesso.

A próxima unidade da seção do leque aluvial é a camada B-VIII, formada por clastos rudáceos, pobremente selecionada. No espesso acamamento, o diâmetro médio de grão é igual a seixo.

A camada B-IX, também espessa, é de argila silto-arenosa, situada acima da unidade B-VIII. O material é selecionado pobremente, tendo diâmetro médio de silte grosso.

A sucessão do depósito continua com o espesso acamamento B-X, caracterizado por lama cascalhosa. Os sedimentos, cujo diâmetro médio é de areia fina, exibem grau de seleção muito pobre.

Sobreposta, a camada B-XI, de textura argilosa silto-arenosa, é igualmente espessa; a unidade lamosa é selecionada muito pobremente, e o diâmetro médio das partículas equivale ao de silte grosso.

Na seqüência, situa-se a camada B-XII, sustentada por clastos rudáceos, maciça. No que concerne ao arredondamento de cascalhos (Tabela 5), há o domínio de seixos basálticos subarredondados e arredondados (36%), mas a quantidade de clastos rudáceos subangulares também é muito expressiva (24%), assim como fora na unidade B-VI. O grau de seleção do material é muito bom, e o diâmetro médio corresponde ao de seixo. O acamamento é considerado muito espesso, e a geometria não é claramente acanalada, ao contrário da camada B-VI.

TABELA 5 – Arredondamento de cascalhos da camada B-XII, avaliado pela técnica de Krumbein (1941).

Arredondamento (camada B-XII)	Basalto		Arenito		Arenito silicificado		Siltito	
	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco
Bem arredondado	1%	-	1%	1%	-	-	-	-
Arredondado	14%	14%	-	-	-	-	-	-
Subarredondado	22%	12%	-	-	-	-	1%	-
Subangular	11%	8%	-	-	-	-	3%	2%
Angular	-	-	-	-	-	-	-	-
Muito angular	-	-	-	-	-	-	-	-

Finalmente, o topo da seção (camada B-XIII) é constituído de lama arenosa levemente cascalhosa, pobremente selecionada. Os sedimentos da espessa unidade têm diâmetro médio classificado como silte médio.

No que se refere à classificação de Miall (1985), a camada B-I é interpretada como o elemento arquitetônico *depósitos finos de planície de inundação (FF)*. A seqüência marcada pela alternância entre lama e cascalho é associada ao elemento arquitetônico *sedimentos de fluxos gravitacionais (SG)*. Entretanto, devido à morfologia singular das unidades B-IV, B-VI e B-XII, aliada ao seu bom grau de seleção, é provável que estas sejam o elemento *canal (CH)*.

As litofácies são variadas; a camada B-I é enquadrada na classe *lama maciça (Fm)*, a qual é interpretada como ambiente deposicional de planícies de inundação. As camadas B-II, B-V e B-X podem ser consideradas como a litofácies *cascalho maciço suportado por matriz (Gmm)*, resultado de fluxos de detritos dotados de comportamento plástico (MIALL, 1996). Já a camada B-VIII é similar à litofácies *cascalho maciço suportado por clastos (Gcm)*, indício de fluxos de detritos pseudoplásticos, segundo a sugestão de Miall (1996).

### 5.1.6. Terraço da bacia do Arroio Molha Grande (seção A)

O Arroio Molha Grande é importante afluente da margem direita do Rio Pardo. Há, na bacia do referido arroio, seção de terraço fluvial com espessura de 2,4 m e extensão lateral de 64 m (Fig. 32).



**FIGURA 32** – Visão geral do afloramento do terraço de um afluente do Arroio Molha Grande, no curso médio do Rio Pardo.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro n° 9; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 33):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
A-III	Esposa (34 cm)	Transicional	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
A-II	Esposa (37 cm)	Abrupto	Silte grosso	Muito pobre	Lama cascalhosa
A-I	Muito esposa (175 cm)	-	Grânulo	Pobre	Cascalho

QUADRO 9 – Dados descritivos de cada unidade da seção do terraço da bacia do Arroio Molha Grande.

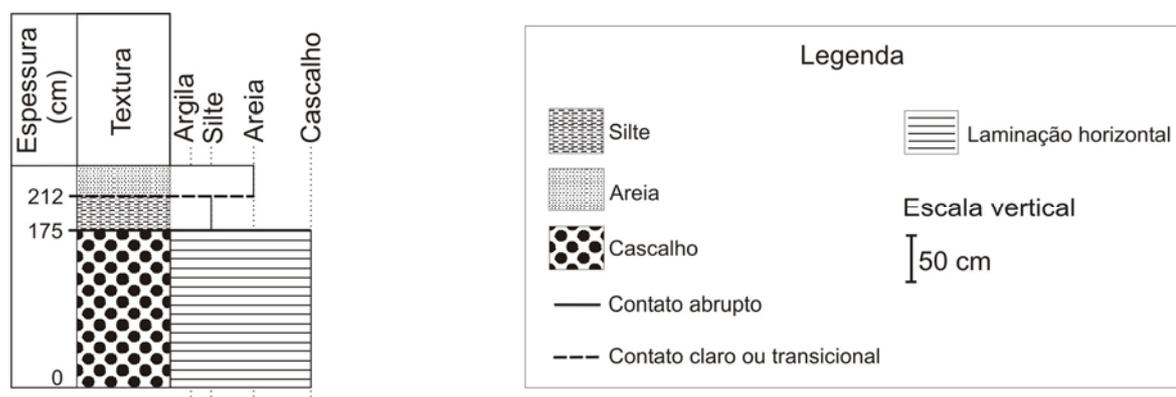


FIGURA 33 – Perfil vertical da seção do terraço da bacia do Arroio Molha Grande.

A camada A-I, na base do perfil, é muito espessa e estende-se lateralmente por quase 36 m. É formada por clastos rudáceos que apresentam elevado grau de intemperismo, muito semelhantes àqueles encontrados na seção da encosta inferior (camada C-I). O material, pobremente selecionado e com diâmetro médio correspondendo ao de grânulo, está disposto conforme acamamento horizontal incipiente (Fig. 34). Entre os cascalhos, predominam os seixos basálticos subarredondados e arredondados (Tabela 6), que totalizam 59%. A geometria da unidade é lenticular.



Sobreposta e separada por contato abrupto irregular, a camada A-II tem composição de lama cascalhosa. Os sedimentos têm grau de seleção muito pobre e diâmetro médio igual ao de silte grosso. A geometria do espesso acamamento é tabular.

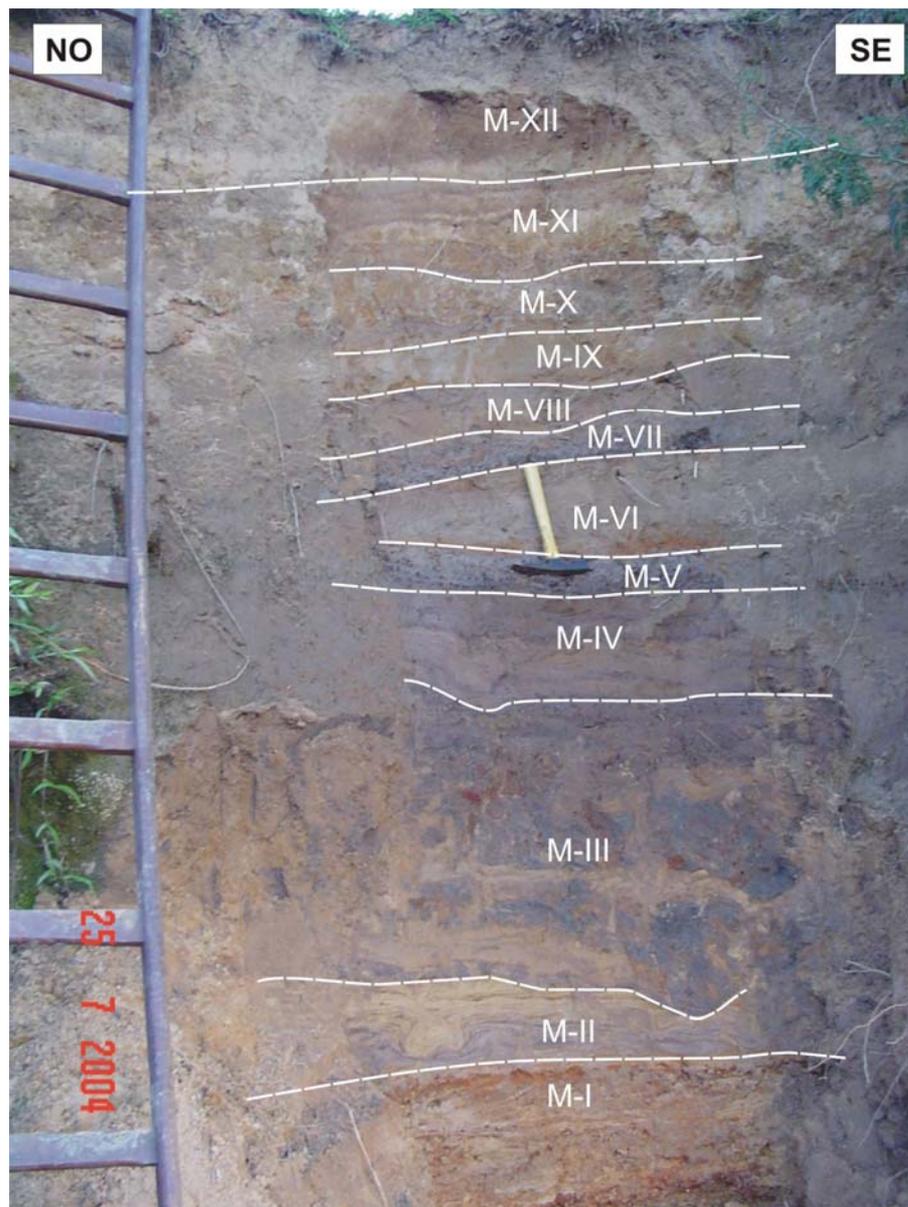
A camada A-III constitui o topo da seção, estando depositada acima de limite inferior irregular e transicional. A textura é areno-siltosa, selecionada pobremente, dotada de diâmetro médio de grão equivalente ao de areia muito fina. A unidade é igualmente espessa e também tem morfologia tabular.

De acordo com a classificação elaborada por Miall (1985), os cascalhos na base do terraço são típicos do elemento arquitetônico *barras e formas de leito de cascalho (GB)*.

A litofácies presente no afloramento é *cascalho com acamamento horizontal (Gh)*, condizente com a camada A-I. Miall (1996) considera que a estrutura da referida litofácies talvez seja indício da deposição de antigas barras longitudinais em canais entrelaçados.

#### ***5.1.7. Planície de inundação do Arroio Molha Grande, margem direita (seção M)***

O perfil mede 2,8 metros de espessura e 120 m de extensão lateral, estando localizado na margem direita do Arroio Molha Grande (Fig. 35), próximo à ponte da rodovia estadual RST – 400 (entre as cidades de Candelária e Sobradinho).



**FIGURA 35** – Seção da planície de inundação do Arroio Molha Grande (margem direita), afluente do Rio Pardo.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 10; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 36):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
M-XII	Espessa (33 cm)	Claro	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
M-XI	Média (21 cm)	Transicional	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
M-X	Média (22 cm)	Transicional	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
M-VIII	Média (17 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia
M-VII	Média (11 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
M-VI	Média (23 cm)	Abrupto	Areia fina	Moderada	Areia
M-V	Média (12 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Silte argilo-arenoso
M-IX	Média (13 cm)	Transicional	Areia fina	Moderada	Areia
M-IV	Média (26 cm)	Transicional	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
M-III (lente)	Média (14 cm)	-	Areia muito fina	Pobre	Areia
M-III	Espessa (61 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Silte argiloso
M-II	Média (15 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia
M-I (lente)	Fina (8 cm)	-	Areia fina	Moderada	Areia
M-I	Média (30 cm)	-	Seixo	Muito boa	Cascalho

QUADRO 10 – Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação na margem direita do Arroio Molha Grande.

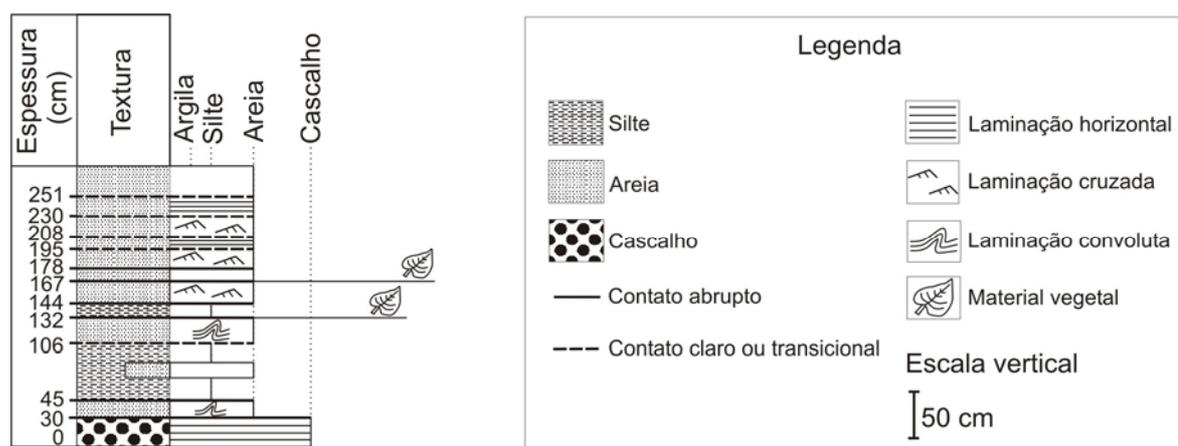


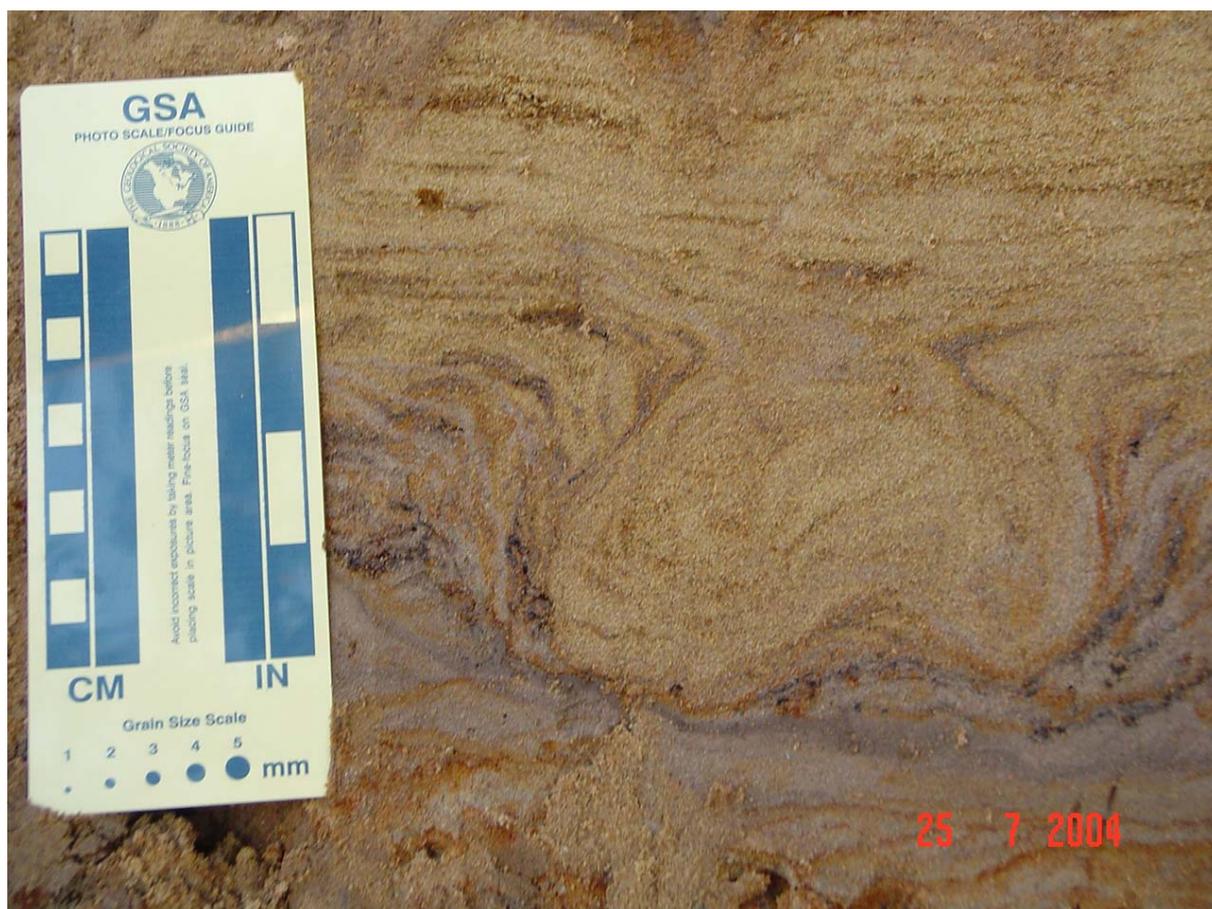
FIGURA 36 – Perfil vertical da seção da planície de inundação, margem direita do Arroio Molha Grande.

A camada M-I é a base do perfil; composta de cascalho muito oxidado, tem espessura média. O grau de seleção da unidade é classificado como muito bom, e o diâmetro médio das partículas é comparável ao de seixo. Há a predominância de seixos basálticos arredondados e bem arredondados (70%), conforme demonstrado na Tabela 7. O acamamento tem geometria ondulada, exibindo tênue disposição plano-paralela dos clastos rudáceos. Ressalta-se também a existência de finas lentes arenosas esparsas pela camada, com grau de seleção moderado e diâmetro médio correspondente ao de areia fina.

TABELA 7 - Arredondamento de cascalhos na camada M-I, avaliada pela técnica de Krumbein (1941).

Arredondamento (seção M)	Basalto		Arenito		Arenito silicificado		Silito	
	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco
<b>Bem arredondado</b>	32%	1%	1%	-	-	-	-	-
<b>Arredondado</b>	38%	3%	1%	-	-	-	-	-
<b>Subarredondado</b>	21%	1%	-	-	1%	-	-	-
<b>Subangular</b>	1%	-	-	-	-	-	-	-
<b>Angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Muito angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-

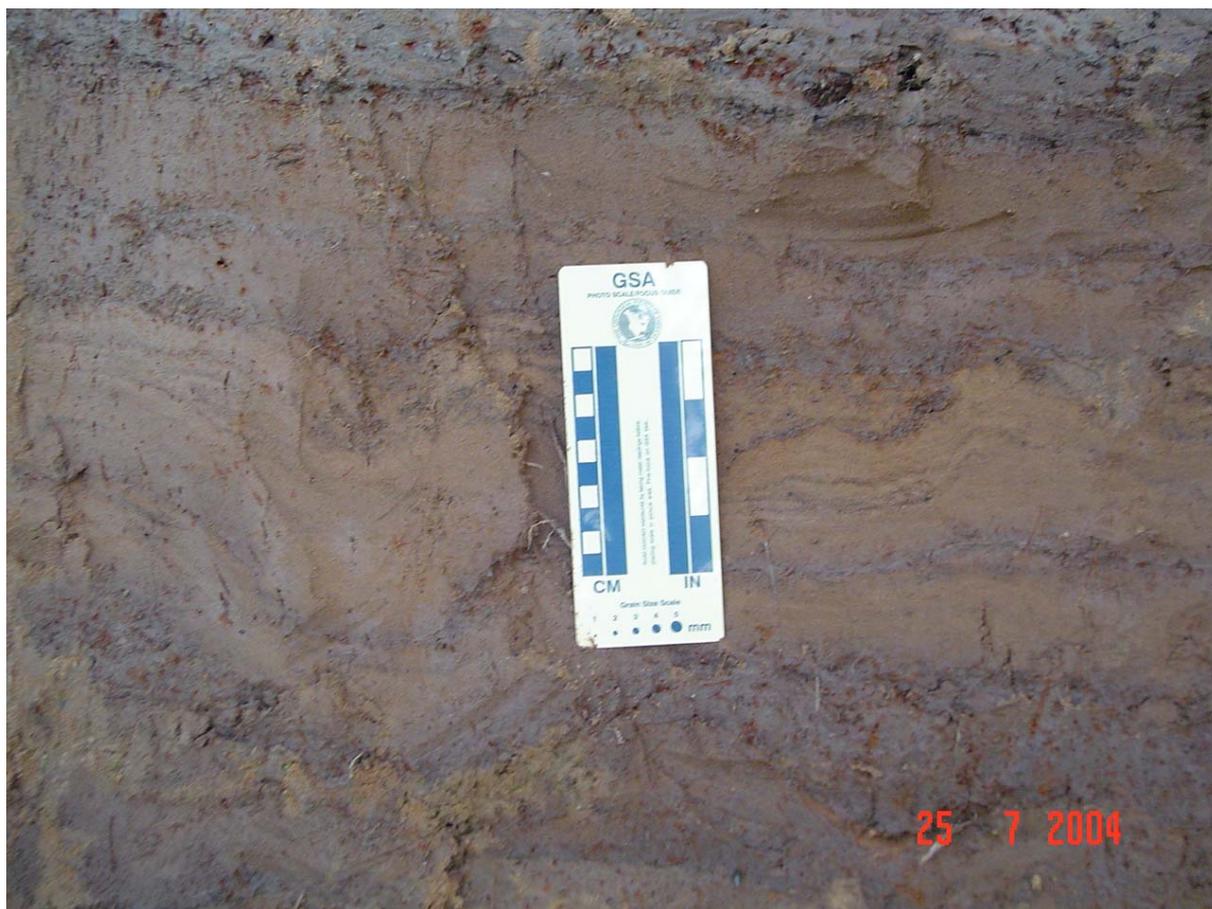
Na seqüência, alternância de lâminas de areia e lama em estratificação ondulada na camada M-II. Destaca-se a presença de laminação convoluta na base da unidade, que está depositada sobre contato irregular e abrupto (Fig. 37). O acamamento arenoso tem seleção pobre e diâmetro médio de grão compatível com areia muito fina. A camada tem espessura classificada como média.



**FIGURA 37 – Detalhe de laminação convoluta na base da camada M-II.**

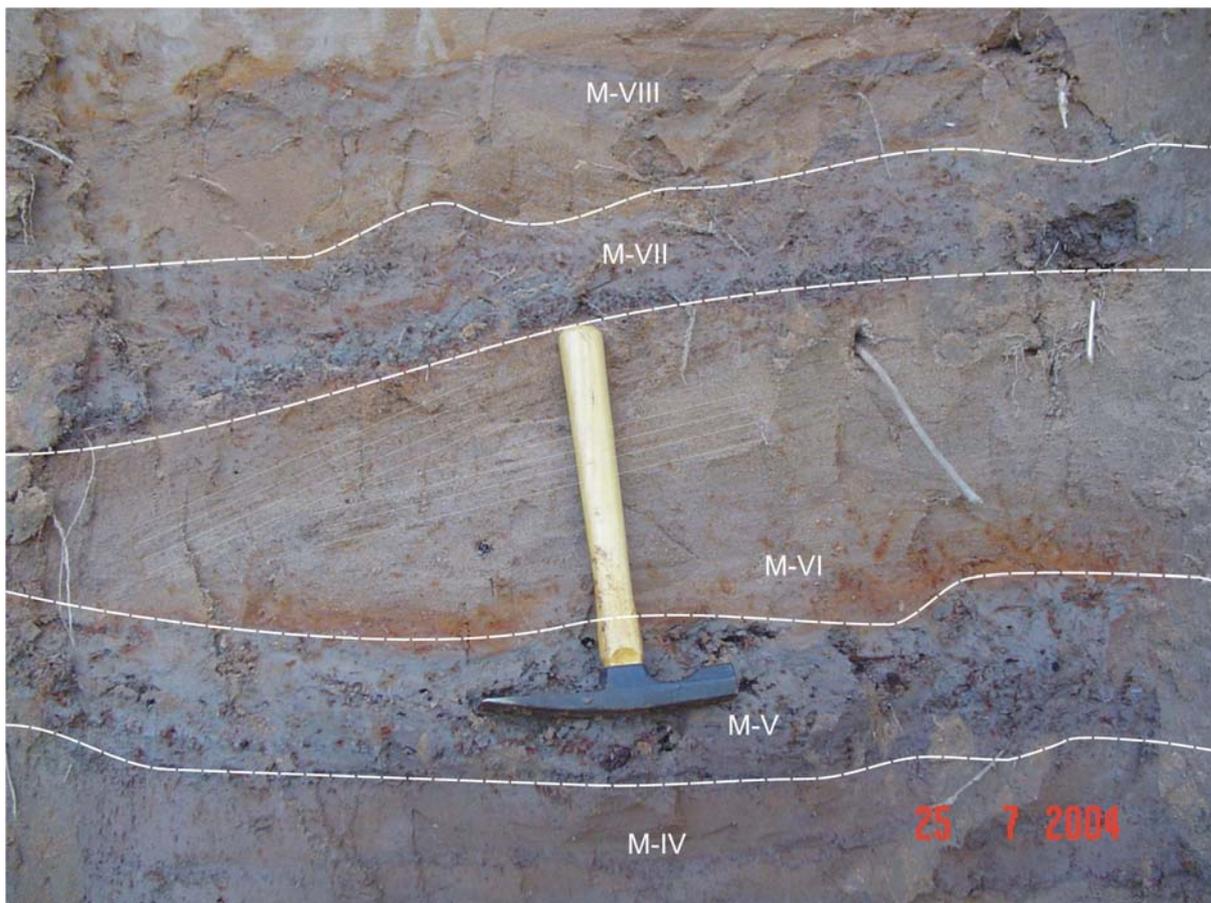
Acima de contato abrupto irregular, segue a camada M-III, de textura silto-argilosa; o material lamoso é pobremente selecionado, tendo diâmetro médio de silte médio. A espessa unidade é caracterizada por lentes, cunhas e faixas arenosas esparsas, de espessura média. Os sedimentos têm grau de seleção pobre e diâmetro médio de areia muito fina.

Sobreposta, a camada M-IV, de areia silto-argilosa disposta em estrutura ondulada e convoluta (Fig. 38). A unidade, separada da camada M-III por contato transicional irregular, é considerada de espessura média. O acamamento é pobremente selecionado, tendo diâmetro médio de clastos equivalente ao de silte grosso.



**FIGURA 38 – Detalhe de laminação ondulada e convoluta na unidade M-IV.**

A camada M-V, cuja espessura é média, tem constituição siltosa argilo-arenosa e grau de seleção pobre; o diâmetro médio das partículas corresponde a silte grosso. O limite inferior da unidade é transicional e plano. Destaca-se a existência de macroporos oxidados, alguns ainda exibindo resquícios vegetais (Fig. 39).

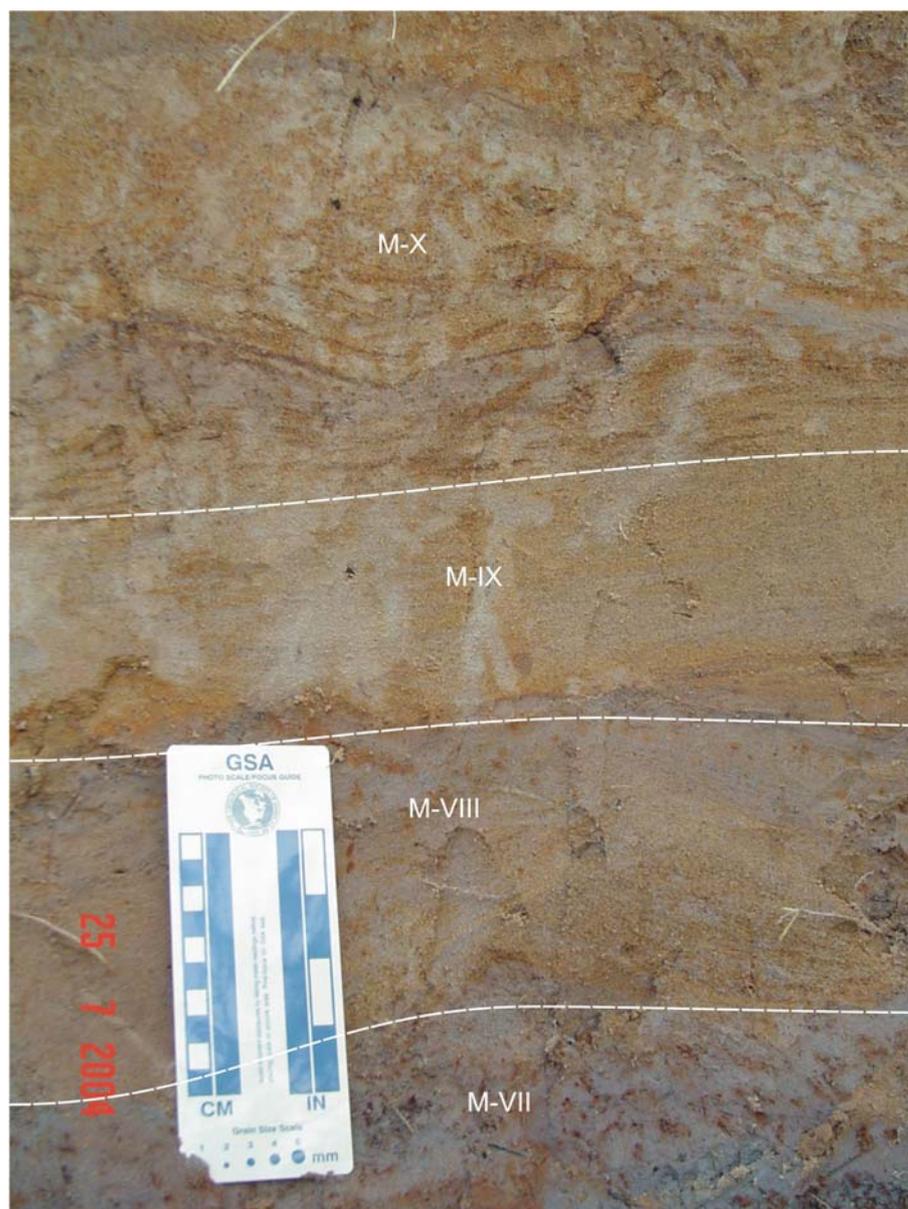


**FIGURA 39** – Detalhe das camadas M-V, M-VI e M-VII. As duas unidades de lama escura (M-V e M-VII) exibem diversos macroporos, muitos ainda contendo fragmentos vegetais relativamente preservados. A camada M-VI é assinalada por tênue laminação cruzada.

A seguir, sobre contato abrupto e irregular, a camada M-VI, de espessura média e textura arenosa. O acamamento é assinalado por laminação cruzada incipiente (Fig. 39). Os sedimentos são moderadamente selecionados, e o diâmetro médio é de areia fina.

Continuando a sucessão de camadas, a unidade M-VII tem na base contato irregular e abrupto. A composição é arenosa silto-argilosa, pobremente selecionada, e o diâmetro médio do material é de silte grosso. O acamamento, de espessura média, também é marcado por macroporos oxidados, contendo restos vegetais (Fig. 39).

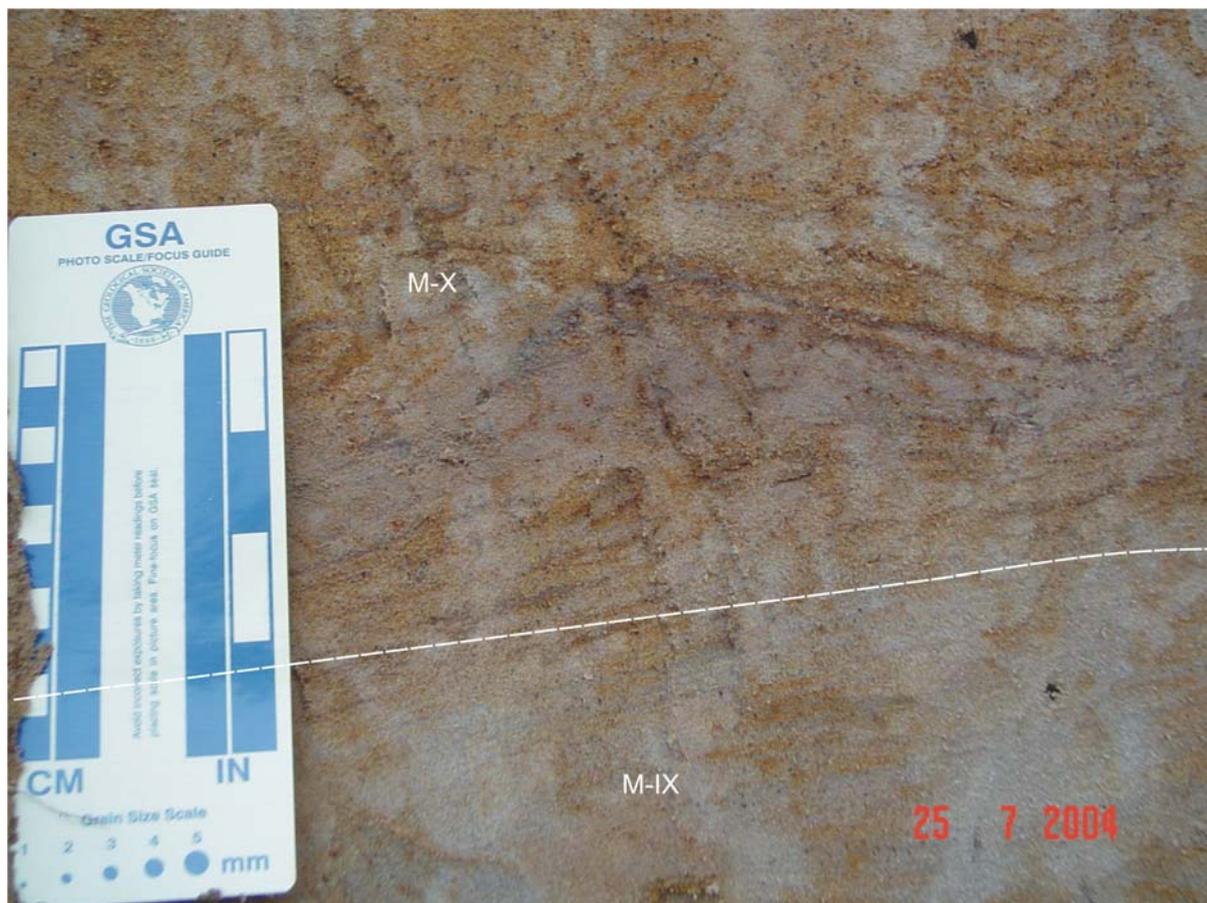
Um contato basal ondulado e abrupto limita a camada M-VIII. De espessura média, a unidade arenosa possui laminação cruzada (Fig. 40). O grau de seleção é pobre, sendo o diâmetro médio de grão igual ao de areia muito fina.



**FIGURA 40** – Detalhe da sucessão de camadas arenosas M-VIII, M-IX e M-X. Ressalta-se a ocorrência de laminação cruzada nas unidades M-VIII e M-X, assim como de laminação horizontal na camada M-IX.

Sobreposta, está a camada M-IX, de acamamento horizontal, levemente oxidada e de espessura média (Fig. 40). O acamamento arenoso está acima de contato transicional ondulado, tendo seleção moderada e diâmetro médio de areia fina.

Os sedimentos areno-siltosos da camada M-X estão dispostos a partir do limite inferior transicional e plano; a unidade, de espessura média, é formada por laminação cruzada (Fig. 41). A seleção é pobre e o diâmetro médio equivale ao de areia muito fina.



**FIGURA 41 – Detalhe de parte das unidades M-IX e M-X; destaca-se a presença de laminação horizontal incipiente no acamamento M-IX e laminação cruzada na camada M-X.**

Na seqüência, a camada M-XI – de areia siltosa, pobremente selecionada – é dotada de laminação horizontal tênue, pouco distinguível. O acamamento tem espessura média, estando situado sobre contato transicional e irregular com a unidade M-X, subjacente. O diâmetro médio do material corresponde ao de areia muito fina.

Finalmente, no topo da seção, vem a camada M-XII, maciça, sobreposta a contato claro e plano. O espesso acamamento é selecionado pobremente, e o diâmetro médio das partículas é comparável ao de areia muito fina.

Segundo o método da arquitetura deposicional de Miall (1985), tal seção representa a associação de três elementos arquitetônicos distintos: a camada M-I é característica de *barras e formas de leito de cascalho (GB)*; as unidades M-III, M-V e M-VII são típicas de *depósitos*

*finos de planície de inundação (FF)*; os demais acamamentos são constituintes de *formas de leito arenosas (SB)*.

As litofácies são igualmente diversas. A camada M-I é semelhante ao *cascalho com acamamento horizontal (Gh)*, relacionado à deposição em antigas barras longitudinais. Já as lentes arenosas da unidade M-I e as camadas M-IX e M-XI são semelhantes à litofácies *areia com laminação horizontal (Sh)* – estrutura gerada sob condições de fluxo em leito plano. Os acamamentos M-II e M-IV são do tipo *finos com laminação e ondulações pequenas (Fl)*, cujo significado é associado à deposição em planícies de inundação. As camadas M-VI, M-VIII e M-X são análogas à litofácies *laminação cruzada de ondulações (Sr)*, formadas pela migração de ondulações subaquosas. Enfim, as unidades M-III, M-V e M-VII exibem feições similares às da litofácies *lama carbonosa (C)*, contendo restos de vegetais preservados; são depósitos de antigos pântanos que existiam na planície de inundação. Todas as litofácies mencionadas são sugeridas por Miall (1996).

#### **5.1.8. Planície de inundação do Arroio Molha Grande, margem esquerda (seção L)**

O afloramento está situado na margem esquerda do Arroio Molha Grande, 500 m para jusante do perfil descrito na margem direita. A seção apresenta 4,7 m de espessura e 64 m de extensão lateral (Fig. 42).

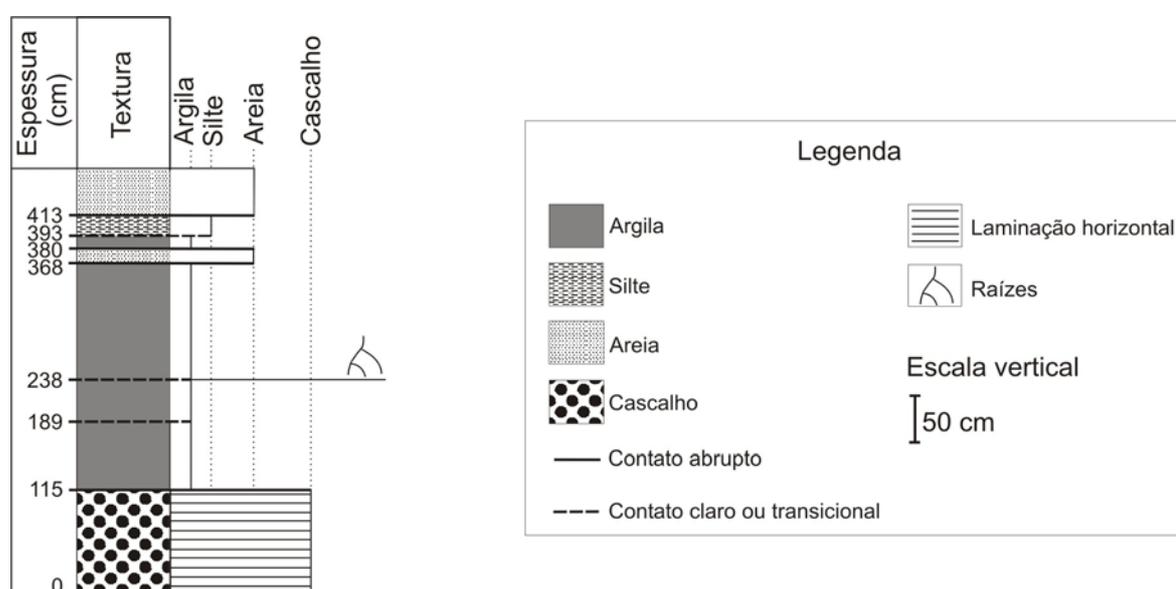


**FIGURA 42** – Seção da planície de inundação do Arroio Molha Grande (margem esquerda), afluente do Rio Pardo.

Os principais dados descritivos de cada camada estão sumarizados no Quadro 11; as feições relevantes descritas em campo são representadas no perfil vertical da seção (Fig. 43):

Unidades	Espessura	Contato basal	Diâmetro médio	Seleção	Textura
L-VIII	Espessa (57 cm)	Abrupto	Areia muito fina	Pobre	Areia siltosa
L-VII	Média (20 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Silte argiloso
L-VI	Média (13 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Argila silto-arenosa
L-V	Média (12 cm)	Abrupto	Silte grosso	Pobre	Areia silto-argilosa
L-IV	Muito espessa (130 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Argila siltosa
L-III	Espessa (49 cm)	Transicional	Silte médio	Pobre	Argila siltosa
L-II	Espessa (74 cm)	Abrupto	Silte médio	Pobre	Argila siltosa
L-I	Muito espessa (115 cm)	-	Seixo	Moderada	Cascalho

**QUADRO 11 – Dados descritivos de cada unidade da seção da planície de inundação na margem esquerda do Arroio Molha Grande.**



**FIGURA 43 – Perfil vertical da seção da planície de inundação na margem esquerda do Arroio Molha Grande.**

A camada L-I é muito espessa, composta por cascalho bastante oxidado, selecionado moderadamente; o diâmetro médio equivale ao de seixo. Nos clastos rudáceos, predominam seixos basálticos arredondados e bem arredondados (69%) são predominantes (Tabela 8). A morfologia da unidade é ondulada.

TABELA 8 – Arredondamento de cascalhos da camada L-I, avaliado pela técnica de Krumbein (1941).

Arredondamento (camada L-I)	Basalto		Arenito		Arenito silicificado		Siltito	
	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco	Seixo	Bloco
<b>Bem arredondado</b>	41%	3%	4%	1%	-	-	-	-
<b>Arredondado</b>	28%	1%	2%	-	-	-	-	-
<b>Subarredondado</b>	9%	1%	-	-	4%	-	-	-
<b>Subangular</b>	2%	1%	-	-	3%	-	-	-
<b>Angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-
<b>Muito angular</b>	-	-	-	-	-	-	-	-

Separada por contato irregular abrupto, acima da unidade L-I, situa-se a camada L-II. O espesso acamamento tem constituição argilo-siltosa, pobremente selecionada, cujo diâmetro médio é igual ao de silte médio.

Sobreposta e limitada por contato transicional irregular está depositada a unidade L-III, de textura argilo-siltosa. O material é selecionado pobremente, e o diâmetro médio de grão é de silte médio. O acamamento espesso é caracterizado por considerável oxidação.

Na seqüência, estão depositados os sedimentos da camada L-IV, também formados por silte argiloso. O limite inferior da unidade, considerada muito espessa, é plano e transicional. O acamamento possui seleção pobre, e o diâmetro médio das partículas corresponde ao de silte médio. Ressalta-se a presença de alguns resquícios vegetais – principalmente fragmentos de raízes muito pequenos, esparsos ao longo da unidade.

O conjunto de níveis argilo-siltosos subjacentes é interrompido pela camada L-V, de areia silto-argilosa. O acamamento, situado sobre contato abrupto e irregular, é marcado por grau de seleção pobre e diâmetro médio de clastos equivalente a silte grosso. A espessura da unidade é média.

A camada L-VI tem composição argilosa silto-arenosa, selecionada pobremente, sendo o diâmetro médio igual ao de silte médio. A base do acamamento é limitada por contato abrupto e irregular; a espessura também é classificada como média.

Acima de contato transicional e irregular, segue a camada L-VII, considerada de espessura média; a constituição é silto-argilosa, de seleção pobre. O diâmetro médio do sedimento é de silte médio.

O topo da seção é definido pela camada L-VIII, separada da unidade L-VII por contato transicional irregular. A espessa unidade é formada de material areno-siltoso, cujo grau de seleção é pobre; o diâmetro médio corresponde ao de areia muito fina.

A seção descrita possui na camada L-I o elemento arquitetônico *barras e formas de leito de cascalho (GB)*, idealizado por Miall (1985). A sucessão de camadas lamosas é típica do elemento *depósitos finos de planície de inundação (FF)*, provavelmente gerado por antigos pântanos adjacentes ao canal.

Na classificação de litofácies (MIALL, 1996), a camada L-I é enquadrada em *cascalho com acamamento horizontal (Gh)*, embora a estrutura plano-paralela seja pouco evidente. As unidades L-II, L-III, L-IV, L-VI e L-VII são a litofácies *lama maciça (Fm)*, que é interpretada por Miall (1996) como resultado da deposição em planícies de inundação.

## 5.2. Aspectos sedimentológicos gerais

As características texturais específicas de cada unidade já foram apresentadas durante a descrição de seções estratigráficas. Reunindo os dados granulométricos de camadas livres de cascalho no Diagrama Triangular de Shepard (1954), podem-se identificar três diferentes conjuntos de amostras, em termos sedimentológicos (Fig. 44):

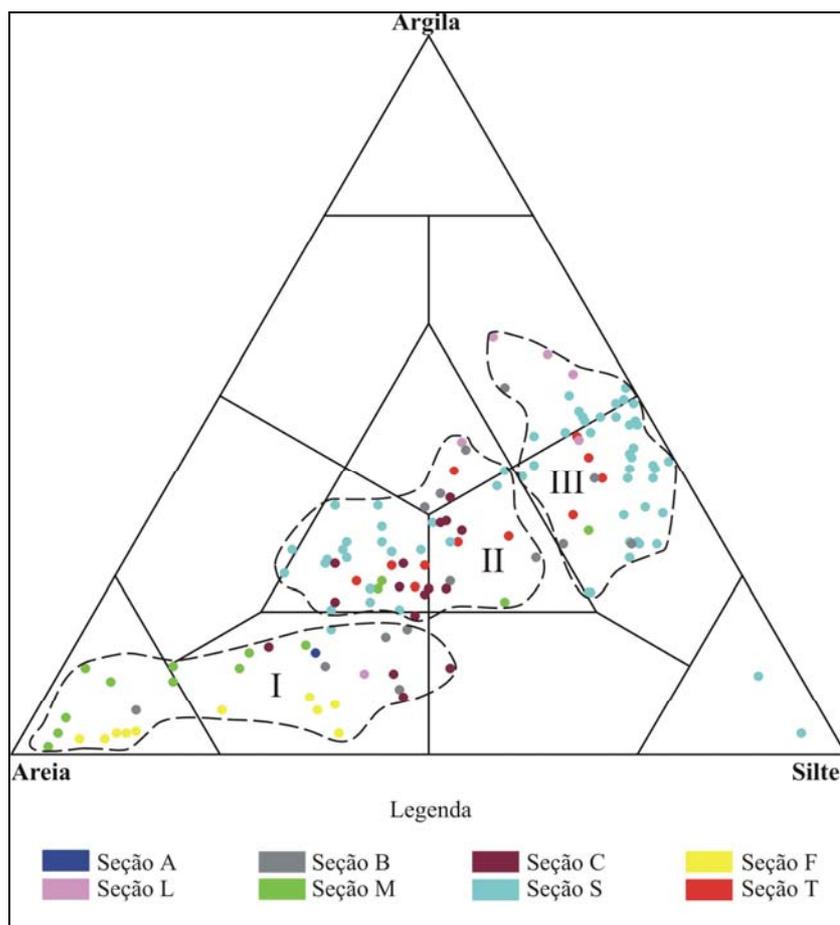
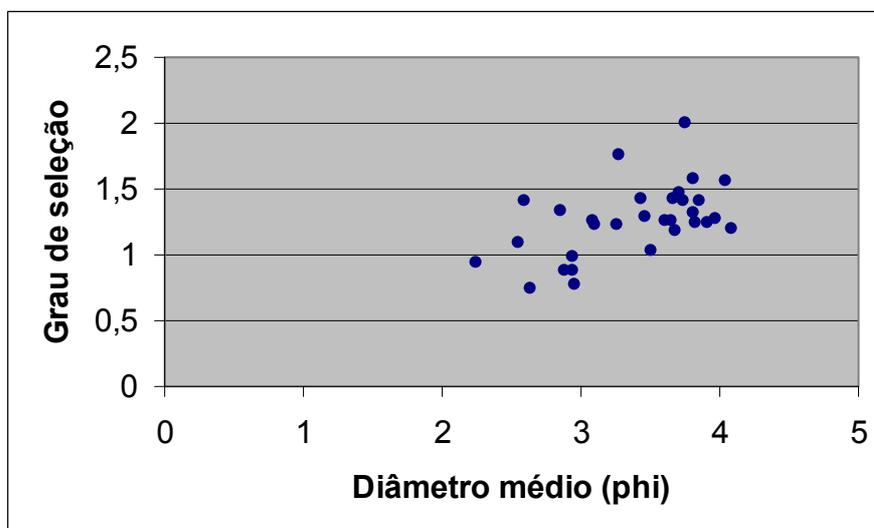


FIGURA 44 – Três grupos texturais identificados no diagrama triangular de Shepard (1954).

Os três grupos texturais caracterizam, nas diferentes seções, elementos arquitetônicos deposicionais distintos (MIALL, 1985): o *grupo I* é representado principalmente por formas de leito arenosas (SB), além de unidades arenosas em depósitos de planície de inundação e de encosta. O *grupo II* é mais heterogêneo, abrangendo os sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), e os depósitos finos de planície de inundação (FF). Finalmente, o *grupo III* é constituído somente por depósitos finos de planície de inundação (FF).

Os três grupos texturais do diagrama de Shepard (1954) são individualizados também a partir do *diâmetro médio* ( $M_z$ ) e do *grau de seleção* ( $\sigma$ ) – parâmetros estatísticos propostos por Folk & Ward (1957), utilizados na interpretação da distribuição granulométrica de cada amostra nesta dissertação. Gráficos relacionando as duas variáveis são importantes para caracterizar e diferenciar depósitos (FOLK & WARD, 1957; MELLO, 1992).

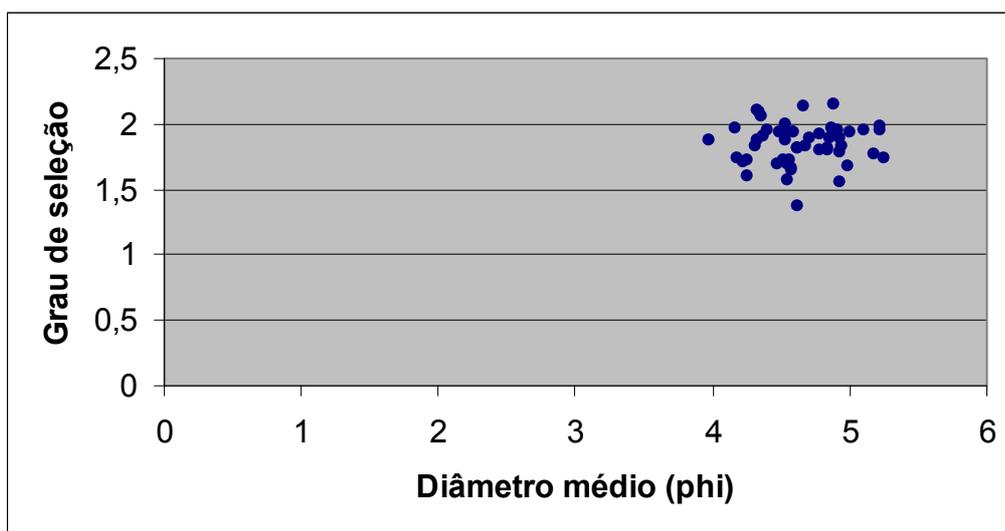
O *grupo I* é composto por sedimentos arenosos e areno-siltosos, cujo diâmetro médio varia entre areia fina e areia muito fina; o grau de seleção é pobre ou moderado. O gráfico que relaciona os dois parâmetros mostra que, à medida que o diâmetro médio de grão diminui, piora o grau de seleção correspondente (Gráfico 2); essa disposição é demonstrada pela correlação positiva (0,52) do gráfico – os maiores valores da média na escala *phi* ( $\phi$ ) estão associados aos maiores valores do desvio-padrão. As amostras que são classificadas como arenosas (SHEPARD, 1954) tendem a exibir grau de seleção moderado e diâmetro médio de areia fina; à medida que aumenta a proporção de silte – classe areia siltosa (SHEPARD, 1954) – o diâmetro médio é reduzido para areia muito fina, conseqüentemente, e o grau de seleção do material cai para pobre.



**GRÁFICO 2** – Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural I. O coeficiente de correlação é igual a 0,52.

O *grupo II* envolve misturas relativamente homogêneas de areia, silte e argila, que são enquadradas na parte central do diagrama triangular de Shepard (1954). Os sedimentos exibem, sobretudo, diâmetro médio de silte grosso e grau de seleção pobre. O gráfico que relaciona as duas variáveis mostra que o grau de seleção mantém-se constante à medida que o diâmetro médio de grão diminui (Gráfico 3), reforçado pelo coeficiente de correlação próximo

a zero (0,03). Isso é devido a pouca variação textural que caracteriza as amostras de tal grupo, pois não há diferença percentual significativa entre a classe granulométrica dominante e as demais classes.



**GRÁFICO 3** – Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural II. O coeficiente de correlação é igual a 0,03.

Finalmente, a textura do *grupo III* é classificada como argilo-siltosa e silto-argilosa, de acordo com o diagrama de Shepard (1954). O material tem diâmetro médio representado principalmente por silte médio, e a seleção é pobre; o gráfico que associa os dois parâmetros granulométricos mostra baixa correlação negativa ( $-0,2$ ) – os menores valores da média na escala *phi* ( $\phi$ ) estão relacionados aos maiores valores do desvio-padrão. Isso implica em tênue disposição na qual o grau de seleção melhora proporcionalmente à redução no diâmetro médio do sedimento (Gráfico 4). A tendência é explicada pela situação de cada amostra no diagrama de Shepard (1954): as amostras mais próximas do vértice silte, que exibem diâmetro médio maior, têm grau de seleção pior; à medida que o teor de argila aumenta, no limite entre as classes silte argiloso e argila siltosa, o diâmetro médio de grão diminui, conseqüentemente, e a seleção torna-se melhor.

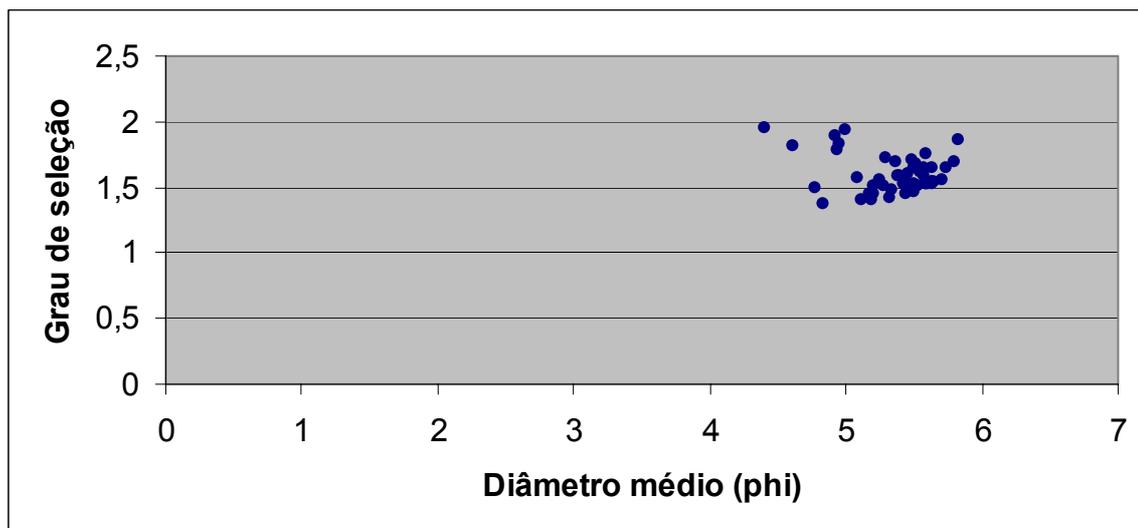


GRÁFICO 4 – Representação associando o diâmetro médio ( $\phi$ ) e o grau de seleção do grupo textural III. O coeficiente de correlação é igual a  $-0,2$ .

As unidades compostas por percentuais de cascalho superiores a 3% foram plotadas no Diagrama Triangular de Folk (1954). Igualmente, diferencia-se três grupos texturais (Fig. 45):

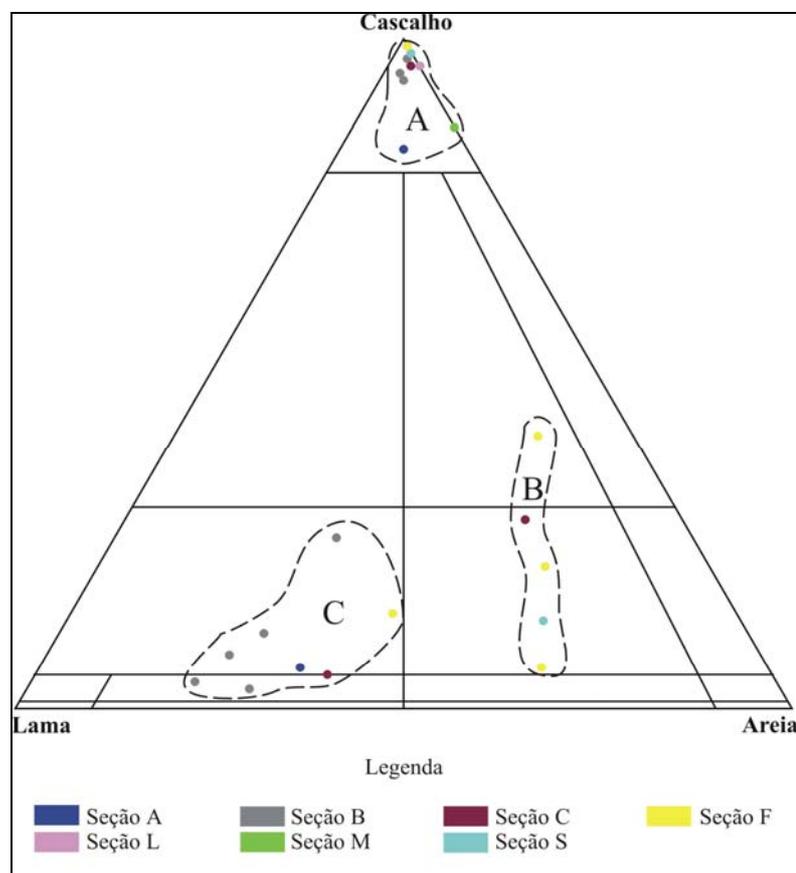


FIGURA 45 – Diagrama triangular de Folk (1954), apresentando três grupos texturais distintos.

Os três grupos texturais identificados no diagrama de Folk (1954) são individualizados também conforme o *diâmetro médio* ( $Mz$ ) e do *grau de seleção* ( $\sigma$ ) – parâmetros estatísticos sugeridos por Folk & Ward (1957) para a análise de sedimentos. Entretanto, ao contrário do procedimento adotado para as amostras livres de cascalho, representadas no diagrama triangular de Shepard (1954), agora não foi possível a elaboração de gráficos relacionando as variáveis estatísticas (diâmetro médio x grau de seleção), dada à quantidade reduzida de unidades que são formadas por cascalho; além disso, o gráfico resultante não revelaria nenhuma disposição clara sobre os sedimentos constituintes de cada grupo textural.

O *grupo A* é formado exclusivamente pela classe textural cascalho. Geralmente, são materiais cujo diâmetro médio corresponde ao de seixo, tendo grau de seleção variando de pobre a muito bom. No que concerne à arquitetura deposicional, há o predomínio do elemento barras e formas de leito de cascalho (GB); no entanto, duas amostras são atribuídas ao elemento de fluxos gravitacionais (SG) – as camadas C-I (encosta inferior do Morro do Facão) e B-VIII (leque aluvial), ambas exibindo seleção pobre.

Congregando um número menor de amostras que os demais, o *grupo B* é resumido às categorias cascalho areno-lamoso e areia lamosa com cascalho. O diâmetro médio de grão é classificado entre areia fina e areia grossa, dominando sedimentos de seleção muito pobre. De modo geral, os depósitos são gerados a partir da deposição sob fluxos canalizados, seja no domínio da encosta (base da camada C-III), no topo de barras de cascalho em canais fluviais (lentes da camada S-I), ou em rompimentos de diques marginais (camadas da seção F).

Finalmente, o *grupo C* é composto principalmente por lama cascalhosa, cujo diâmetro médio é bastante variável: de silte médio a areia muito fina; como no grupo B, o material é de seleção muito pobre. Os sedimentos de fluxos gravitacionais (SG) são muito expressivos para o grupo C, sobretudo no leque aluvial (seção B) e na encosta inferior do Morro do Facão

(seção C). Há, porém, duas unidades que são características de ambiente fluvial – as camadas A-II e F-IX.

Há algumas considerações importantes sobre os resultados de cada diagrama triangular e os respectivos grupos texturais identificados, fundamentais na compreensão do significado da arquitetura deposicional no curso médio do Rio Pardo.

No diagrama de Shepard (1954), o *grupo I* é dominado pelo elemento formas de leito arenosas (SB), idealizado por Miall (1985). Tais sedimentos apresentam maior proporção de areia, tendo diâmetro maior que os demais grupos. A gênese desses materiais é associada à deposição em canais fluviais. Quando as unidades constituem estruturas lenticulares imersas em seqüências lamosas da planície de inundação, ou são geradas por fluxos gravitacionais na encosta, aumenta o percentual de silte e piora a seleção das partículas. No *grupo II*, todas as camadas são assinaladas por misturas relativamente homogêneas de areia, silte e argila; como resultado, praticamente não há variação do diâmetro médio de grão e do grau de seleção. Dois elementos arquitetônicos estão relacionados a esse grupo: sedimentos de fluxos gravitacionais (SG) e depósitos finos de planície de inundação (FF). Como os movimentos de massa têm um comportamento reológico mais viscoso, a capacidade de seleção do material é muito limitada. Já os sedimentos da planície de inundação possivelmente foram depositados durante cheias rápidas, que transportavam grande volume de carga em suspensão, inclusive areia fina. Enfim, no *grupo III*, a arquitetura deposicional é resumida ao elemento depósitos finos de planície de inundação (FF). O material desse grupo tem o menor diâmetro médio de grão entre todos os grupos texturais do diagrama de Shepard (1954), constituindo o provável registro de cheias lentas e duradouras, que transportavam grandes quantidades de silte e argila em suspensão.

O diagrama de Folk (1954) igualmente apresenta três grupos texturais. O *grupo A* tem como principal arquitetura deposicional o elemento barras e formas de leito de cascalho (GB), geralmente de seleção moderada a muito boa. Há também unidades atribuídas ao elemento

sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), diferenciadas pelo grau de seleção pobre. Apesar da origem distinta, ambos os materiais parecem caracterizar condições de alta energia do agente deposicional. No *grupo B*, estão reunidas as unidades que representam a sedimentação em fluxos canalizados na planície de inundação e na encosta. Trata-se de sedimentos constituídos por misturas de cascalho, areia e lama, dotados de seleção muito pobre, indicando deposição sob fluxos rápidos e turbulentos. Finalmente, o elemento arquitetônico sedimentos de fluxos gravitacionais (SG) predomina no *grupo C* do diagrama de Folk (1954). Esse grupo textural é assinalado pela presença de clastos rudáceos imersos em material lamoso, tendo seleção muito pobre. Tais singularidades são atribuídas ao comportamento reológico viscoso de movimentos de massa, que reduz bastante sua capacidade de seleção.

### **5.3. Minerais pesados de camadas arenosas**

Os minerais pesados foram selecionados da fração granulométrica classificada como areia muito fina (0,125 - 0,062 mm), sendo constituintes acessórios de camadas arenosas em cinco seções estratigráficas principais que caracterizam elementos arquitetônicos distintos (Quadros 12, 13 e 14).

A seção da encosta inferior do Morro do Facão representa o elemento sedimentos de fluxos gravitacionais (SG) e tem cinco camadas arenosas, distribuídas de modo relativamente homogêneo da base para o topo do perfil (C-II, C-III, C-V, C-X e C-XI).

O leque aluvial abrange os elementos depósitos finos de planície de inundação (FF) e sedimentos de fluxos gravitacionais (SG). O primeiro é representado pelo topo da unidade B-I

e por estrutura lenticular contida na mesma camada; já o segundo elemento está presente em estrutura lenticular da camada B-III.

A primeira camada da sucessão de sedimentos lamosos (S-II) na seção da planície de inundação do Rio Pardo é igualmente classificada como o elemento arquitetônico depósitos finos de planície de inundação (FF); cinco amostras foram selecionadas para a caracterização do acamamento de 1 m de espessura.

O depósito de rompimento de diques marginais na planície do Rio Pardo é enquadrado no elemento formas de leito arenosas (SB). A seção, exceto pelas camadas F-VIII e F-IX, foi totalmente analisada no que concerne ao conteúdo de minerais pesados, auxiliando também na compreensão da seqüência da planície de inundação contemporânea.

Finalmente, o topo da seção do terraço de aflente do Arroio Molha Grande (A-III) foi estudado em sua composição mineralógica, visando apenas contribuir para a correlação entre depósitos.

Os minerais pesados são classificados de acordo com a abundância relativa em: muito raros (MR = 1%), raros (RR = 3%), escassos (ES = 5%), comuns (CM = 10%), abundantes (AB = 20%) e predominantes (PD = 40%).

	0.4 – 0.6 A	Ilmenita	Granada	Olivina	Epidoto	Concreções férricas
<b>Encosta Inferior (Morro Facão)</b>	C-XI	PD	MR	RR	CM	ES
	C-X	PD	MR	RR	CM	CM
	C-V	PD	RR	MR	CM	AB
	C-III (lente)	AB	ES	MR	CM	AB
	C-II (topo)	PD	ES	RR	CM	CM
	C-II (base)	PD	ES	RR	CM	CM
<b>Leque Aluvial</b>	B-III (lente)	PD	MR	MR	CM	AB
	B-I (topo)	AB	RR	RR	ES	PD
	B-I (lente)	AB	RR	RR	ES	PD
<b>Terraço Molha</b>	A-III	PD	RR	RR	CM	AB
<b>Rompimento de Dique Marginal</b>	F-XI	AB	RR	MR	CM	PD
	F-X	AB	MR	MR	CM	PD
	F-VII (topo)	AB	RR	MR	CM	PD
	F-VII (lente)	AB	RR	RR	CM	PD
	F-VII (base)	AB	RR	MR	CM	PD
	F-VI	AB	RR	MR	CM	PD
	F-V	AB	MR	RR	CM	PD
	F-IV	AB	RR	RR	CM	PD
	F-III (lente)	AB	RR	MR	ES	PD
	F-III	AB	RR	RR	CM	PD
F-II (lente)	AB	RR	RR	ES	PD	
F-II	AB	MR	MR	CM	PD	
<b>Planície de Inundação</b>	S-II (17)	AB	RR	MR	ES	PD
	S-II (14)	AB	RR	RR	ES	PD
	S-II (08)	AB	RR	MR	CM	PD
	S-II (02)	AB	RR	RR	ES	PD
	S-II (01)	AB	RR	MR	CM	PD

**QUADRO 12 – Minerais pesados separados por cargas eletromagnéticas de 0.4 e 0.6 A, classificados em: muito raros (MR), raros (RR), escassos (ES), comuns (CM), abundantes (AB) e predominantes (PD).**

	0.8 – 1.0 A	Turmalina	Anfíbólios	Estauroлита	Augita	Esfeno	Diopsídio
<b>Encosta Inferior (Morro Facão)</b>	C-XI	CM	AB	-	MR	-	MR
	C-X	CM	CM	-	-	-	RR
	C-V	CM	ES	-	-	MR	-
	C-III (lente)	CM	CM	-	MR	MR	MR
	C-II (topo)	CM	RR	MR	RR	MR	MR
	C-II (base)	CM	RR	-	RR	RR	RR
<b>Leque Aluvial</b>	B-III (lente)	CM	ES	-	-	MR	MR
	B-I (topo)	ES	CM	-	MR	MR	MR
	B-I (lente)	ES	CM	MR	-	MR	MR
<b>Terraço Molha</b>	A-III	CM	MR	-	MR	MR	MR
<b>Rompimento de Dique Marginal</b>	F-XI	ES	ES	MR	-	MR	-
	F-X	ES	ES	RR	-	MR	MR
	F-VII (topo)	ES	ES	MR	MR	RR	-
	F-VII (lente)	ES	ES	-	MR	RR	MR
	F-VII (base)	ES	CM	MR	-	MR	-
	F-VI	ES	ES	MR	-	RR	MR
	F-V	ES	CM	MR	-	MR	MR
	F-IV	ES	CM	-	-	MR	MR
	F-III (lente)	ES	CM	RR	-	RR	RR
	F-III	ES	CM	-	-	MR	MR
F-II (lente)	ES	CM	-	-	MR	MR	
F-II	ES	CM	-	RR	RR	RR	
<b>Planície de Inundação</b>	S-II (17)	ES	CM	RR	-	MR	MR
	S-II (14)	ES	CM	RR	-	-	-
	S-II (08)	ES	CM	RR	MR	MR	-
	S-II (02)	ES	CM	RR	-	-	MR
	S-II (01)	ES	CM	RR	-	MR	MR

**QUADRO 13 – Minerais pesados separados por cargas eletromagnéticas de 0.8 e 1.0 A, classificados em: muito raros (MR), raros (RR), escassos (ES), comuns (CM), abundantes (AB) e predominantes (PD).**

	>1.5 A	Zircão	Rutilo	Monazita	Cianita	Apatita	Silimanita
<b>Encosta Inferior (Morro Facão)</b>	C-XI	ES	RR	-	-	MR	-
	C-X	ES	RR	MR	-	MR	RR
	C-V	ES	RR	MR	-	-	-
	C-III (lente)	ES	RR	-	-	MR	-
	C-II (topo)	ES	RR	MR	-	-	-
	C-II (base)	ES	RR	-	-	MR	-
<b>Leque Aluvial</b>	B-III (lente)	ES	RR	-	MR	MR	-
	B-I (topo)	ES	RR	MR	MR	MR	-
	B-I (lente)	ES	RR	MR	-	-	-
<b>Terraço Molha</b>	A-III	ES	RR	MR	-	MR	-
<b>Rompimento de Dique Marginal</b>	F-XI	ES	RR	MR	-	-	MR
	F-X	ES	RR	MR	-	MR	MR
	F-VII (topo)	ES	RR	-	-	-	-
	F-VII (lente)	ES	RR	-	-	MR	-
	F-VII (base)	ES	RR	-	-	-	-
	F-VI	ES	RR	-	-	MR	MR
	F-V	ES	RR	-	-	-	-
	F-IV	ES	RR	-	-	MR	MR
	F-III (lente)	ES	RR	-	-	-	MR
	F-III	ES	RR	-	-	MR	MR
	F-II (lente)	ES	RR	RR	-	RR	-
F-II	ES	RR	-	-	MR	-	
<b>Planície de Inundação</b>	S-II (17)	ES	RR	RR	MR	RR	-
	S-II (14)	ES	RR	RR	MR	-	RR
	S-II (08)	ES	RR	-	-	MR	-
	S-II (02)	ES	RR	RR	-	MR	RR
	S-II (01)	ES	RR	-	-	MR	MR

**QUADRO 14 – Minerais pesados separados por carga eletromagnética superior a 1.5 A, classificados em: muito raros (MR), raros (RR), escassos (ES), comuns (CM), abundantes (AB) e predominantes (PD).**

Os Quadros 12, 13 e 14 mostram uma homogeneidade marcante na composição de minerais pesados na área de estudo, o que pode ser atribuído à relativa uniformidade das rochas existentes na área fonte – principalmente Formação Serra Geral e Formação Caturrita – e, de modo mais circunscrito, Formação Botucatu.

As classes predominantes são as *concreções ferricas*, que compreendem fragmentos de rochas e minerais alterados, e as *ilmenitas* (Quadro 13); na seqüência, estão os *epidotos* e os *anfíbólios* (Quadros 13 e 14). Todos os minerais referidos estão associados à sucessão de derrames vulcânicos da Formação Serra Geral. Os outros minerais de ocorrência expressiva são as *turmalinas* e os *zircões* (Quadros 13 e 14), característicos de formações sedimentares. As demais categorias de minerais pesados são consideradas muito raras ou raras na área de estudo, provavelmente devido à escassez em rochas sedimentares que constituem sua principal fonte.

Dos três quadros mencionados, outras observações importantes são destacadas: *zircão* e *rutilo* (Quadro 14) têm concentrações constantes (escasso e raro, respectivamente) a todas as camadas analisadas; o mineral *cianita* é praticamente ausente nas unidades arenosas da área de estudo (Quadro 14); enfim, *granadas*, *olivinas*, *apatitas*, *diopsídios* e *esfenos* não exibem variações significativas em diferentes acamamentos (Quadros 12, 13 e 14).

A ilmenita é predominante entre os minerais acessórios da seção da encosta inferior do Morro do Facão. Já as concreções férricas são comuns na base do afloramento (camada C-II), aumentando sua concentração em unidades intermediárias (C-III e C-V) e novamente tendo o seu percentual reduzido próximo ao topo (camadas C-X e C-XI). Os epidotos e as turmalinas também são considerados comuns, porém, mantêm-se em percentuais constantes no perfil. Os anfibólios estão em quantidades cada vez maiores da base para o topo da seção, passando de raros para abundantes. Estauroлита e silimanita são quase ausentes no depósito.

O topo do terraço da bacia do Arroio Molha Grande (camada A-III) tem constituição de minerais pesados muito semelhante à da seção da encosta inferior do Morro do Facão. Entre as classes dominantes, estão a ilmenita e as concreções férricas; já turmalinas e epidotos são minerais comuns. Estauroлита e silimanita são igualmente ausentes. A principal diferença para a encosta inferior do Morro do Facão é o conteúdo de anfibólios, considerados muito raros no terraço fluvial.

O leque aluvial é estudado em três unidades arenosas – o topo da camada B-I e duas estruturas lenticulares situadas em acamamentos distintos (B-I e B-III). Geralmente, as duas lentes têm composições mineralógicas similares, apesar de sua gênese ser diferente (B-I é de origem fluvial, enquanto a camada B-III é relacionada a movimentos de massa). Entretanto, há disparidades importantes, que refletem o ambiente deposicional no qual foram geradas. A lente da camada B-I tem menores quantidades de ilmenita, epidoto e turmalina que a unidade B-III; já as concreções férricas e os anfibólios estão em concentrações mais significativas no

acamamento B-I que na estrutura lenticular da camada B-III. Estauroлита, augita e silimanita praticamente não existem na seção do leque aluvial.

O depósito de rompimento de diques marginais é bastante homogêneo na composição de minerais em todas as camadas. As concreções férricas são predominantes, e as ilmenitas são abundantes; os epidotos e a turmalinas são, respectivamente, comuns e escassas. A principal exceção é a quantidade variável de anfibólios: os minerais são comuns tanto na base, como na parte intermediária da seção; para o topo, as concentrações de grãos são escassas. A augita é quase ausente no depósito, ressaltando-se a maior ocorrência de estauroлита e silimanita.

Finalmente, a base da seqüência da planície de inundação (camada S-II) tem conteúdo de minerais pesados análogo ao da seção do rompimento de diques marginais. Há o predomínio de concreções férricas; a ilmenita é abundante e as turmalinas são escassas. O teor de anfibólios, estauroлита e silimanita é comparável àquele do perfil de rompimento de diques marginais; a augita praticamente não existe na camada. A diferença mais significativa para àquela seção é a escassez do mineral epidoto na planície de inundação do Rio Pardo.

Em síntese, a composição mineralógica do topo do terraço da bacia do Arroio Molha Grande é similar à da seção da encosta inferior do Morro do Facão. Mesmo tratando-se de ambientes deposicionais distintos, é provável que o conteúdo de minerais pesados seja um reflexo do intemperismo atuante em ambos os depósitos. De todas as amostras analisadas, as duas seções possuíam o menor conteúdo total de minerais pesados, assim como as maiores concentrações de ilmenita e turmalina em relação às concreções férricas.

A constituição de minerais pesados do leque aluvial é assinalada pela diferença entre as amostras da camada B-I e a estrutura lenticular da unidade B-III. As primeiras são típicas de deposição em planície de inundação, enquanto a camada B-III tem sua formação atribuída a fluxos gravitacionais. Os dados mineralógicos evidenciam esse contraste. O acamamento

fluvial tem concentrações expressivas de concreções férricas e anfibólios, apresentando concentração menor de ilmenita, epidoto e turmalina. Já o depósito de encosta é composto principalmente de ilmenita, epidoto e turmalina, sendo deficiente em concreções férricas e anfibólios.

O depósito de rompimento de diques marginais e a base da planície de inundação do Rio Pardo têm muitas semelhanças em seu conteúdo mineralógico. A composição similar tem origem no agente deposicional (fluvial) e, provavelmente, na idade relativa contemporânea de ambas as seções. A concentração relativamente elevada de estauroлита e silimanita é indício de significativa contribuição sedimentar da área fonte, principalmente da Formação Caturrita.

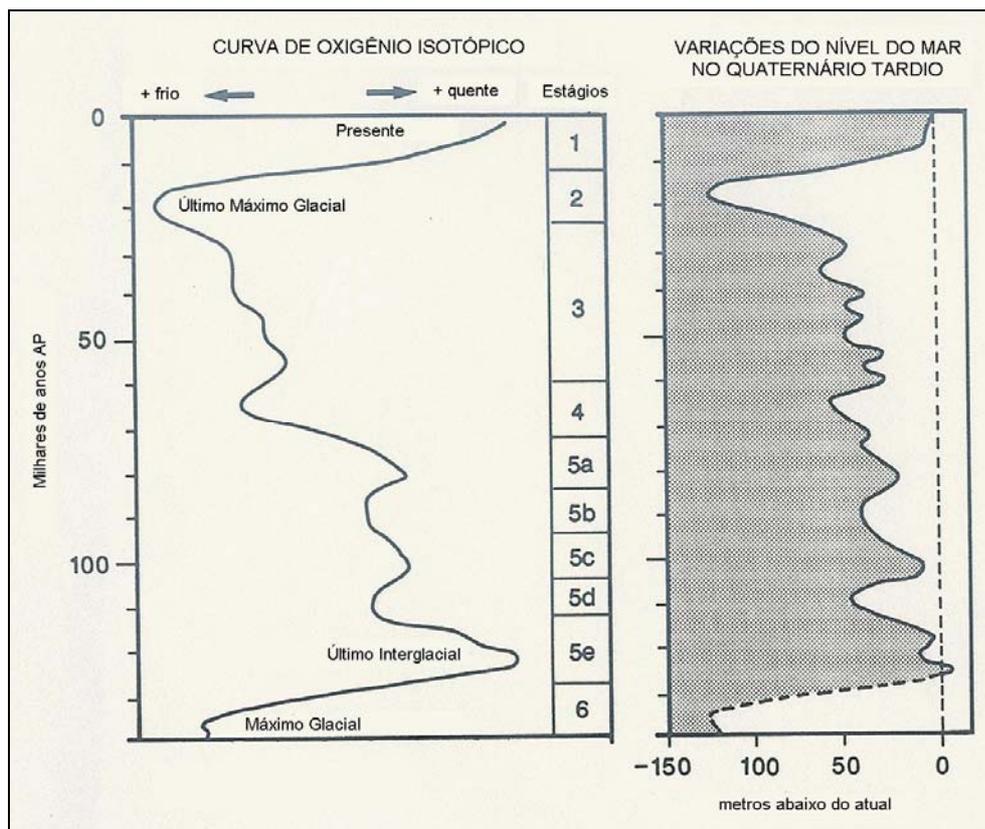
#### **5.4. Referencial geocronológico**

Do conjunto de oito seções estratigráficas descritas na dissertação, apenas três foram selecionadas para datação. Coletou-se uma amostra na encosta inferior do Morro do Facão (camada C-III), uma no leque aluvial (lente arenosa da camada B-I) e outra na planície de inundação do Rio Pardo (camada S-II), para realização de datação absoluta pelos métodos da *luminescência opticamente estimulada (LOE)* e da *termoluminescência (TL)*. No entanto, dada à qualidade do material proveniente do sopé da encosta do Morro do Facão, não foi possível a datação da amostra pelo método da termoluminescência (TL). Todas as unidades amostradas estão situadas próximo à base de cada afloramento, visando determinar o início da deposição de cada seção.

As idades obtidas apresentam valores muito próximos. A base do leque aluvial é mais antiga, tendo entre  $65.800 \pm 8.000$  anos AP (TL) e  $64.000 \pm 7.700$  anos AP (LOE). Já o início

da sedimentação na planície de inundação do Rio Pardo é datada entre  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) e  $58.500 \pm 6.900$  anos AP (LOE). Enfim, o material da encosta inferior do Morro do Facão tem idade de  $48.700 \pm 5.500$  anos AP (LOE). Entretanto, é possível que tais resultados não estejam relacionados aos depósitos de onde foram coletadas as amostras, em virtude do soterramento rápido durante grandes cheias ou movimentos de massa. Nesse caso, a dose de radiação do sedimento não é zerada pela exposição à luz solar, mantendo a idade do material de origem (SUGUIO, 1999).

Esses valores apontam para o Pleistoceno Superior, compreendendo a transição entre os estágios isotópicos marinhos 4 e 3 (VAN ANDEL, 1985). O estágio isotópico 4 teria iniciado há 75.000 anos AP e estendeu-se até 60.000 anos AP, quando começa o estágio isotópico 3. Segundo Van Andel (1985), esse período é caracterizado por constante oscilação interstadial no último ciclo glacial, resultando na alternância entre condições climáticas mais frias ou mais quentes (Fig. 46), tendendo ao esfriamento, até culminar no Último Máximo Glacial (18.000 anos AP).



**FIGURA 46** – Estágios isotópicos de oxigênio e variação do nível do mar nos últimos 140.000 anos. A curva de isótopos é baseada em sedimentos de fundo oceânico, enquanto a curva de variação do nível marinho é uma combinação entre o registro de terraços em recifes de corais na Nova Guiné e inferências feitas a partir de dados do oxigênio isotópico (VAN ANDEL, 1985).

### 5.5. Interpretação paleoambiental de padrões deposicionais

O levantamento de seções estratigráficas possibilitou o reconhecimento da arquitetura deposicional no curso médio do Rio Pardo. Assim, quatro elementos arquitetônicos distintos foram identificados: sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), formas de leito arenosas (SB), barras e formas de leito de cascalho (GB) e depósitos finos de planície de inundação (FF). A combinação de morfologias e arquitetura deposicional contribuiu para ilustrar diversos estilos fluviais, propostos por Miall (1985; 1996). Os estilos fluviais – congregando componentes

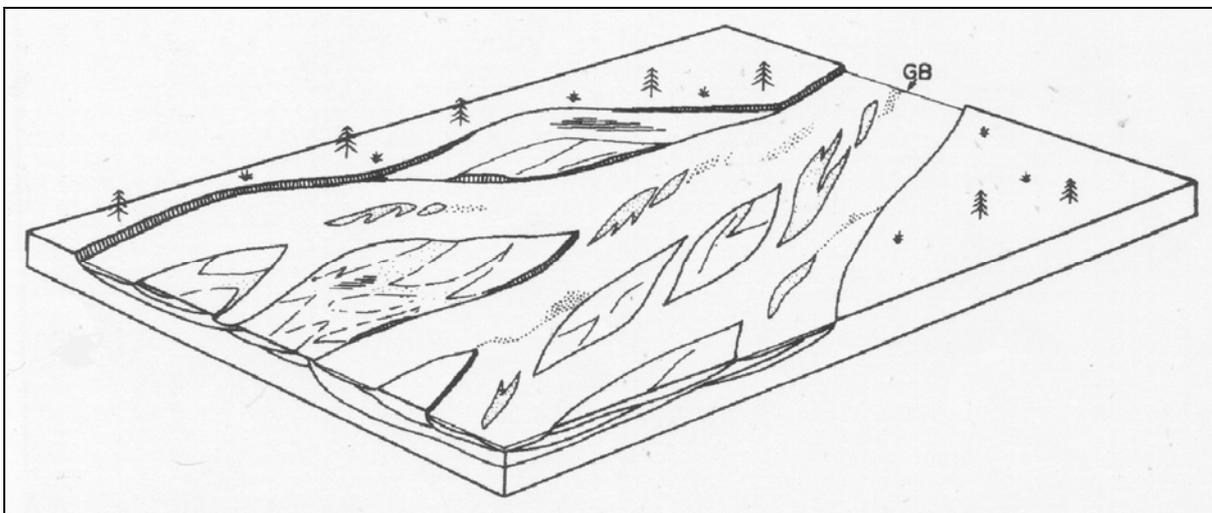
morfológicos, estratigráficos e sedimentológicos – compõem padrões deposicionais variados, ordenados cronologicamente.

O primeiro padrão deposicional reconhecido é dominado pelo elemento arquitetônico barras e formas de leito de cascalho (GB), e está presente na base de diversas seções, como na planície de inundação e no depósito de rompimento de diques marginais do Rio Pardo, na planície de inundação e no terraço do Arroio Molha Grande. Trata-se de extensas e contínuas camadas de rudáceos, de seleção moderada a muito boa, com diferentes graus de alteração, ocasionalmente exibindo leve cimentação por óxidos de ferro. Geralmente, os cascalhos têm diâmetro médio igual ao de seixo, predominando clastos basálticos provenientes da Formação Serra Geral. É possível distinguir algumas estruturas, como estratificação cruzada planar ou acamamento horizontal, ao longo de vários afloramentos.

Segundo as datações disponíveis, tal padrão deposicional provavelmente remonta ao estágio isotópico marinho 4, sendo anterior a  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) ou 58.500 anos AP (LOE) na seção da planície de inundação do Rio Pardo. De acordo com Van Andel (1985), o estágio isotópico 4 foi assinalado por condições climáticas severas, frias e secas, porém menos intensas do que aquelas registradas no Último Máximo Glacial; conforme o referido autor, o nível global do mar estava 75 m abaixo do atual (Fig. 46).

É possível que o estilo fluvial associado a esses depósitos seja o modelo definido por Miall (1996) como *rio entrelaçado de leito cascalhoso raso* (Fig. 47). O vale era atravessado por vários canais largos e rasos, de baixa sinuosidade, caracterizados pelo transporte de sedimentos grossos (cascalho e areia). As unidades de cascalho têm geometria tabular ou ondulada, constituindo o registro de antigas barras longitudinais e transversais nas calhas fluviais (MIALL, 1996). Em algumas seções no curso médio do Rio Pardo, comumente são observadas intercalações de lentes arenosas dotadas de acamamento horizontal. A gênese do

depósito é devida a flutuações sazonais do fluxo, promovendo o preenchimento de canais secundários situados no topo de antigas barras (MIALL, 1985).



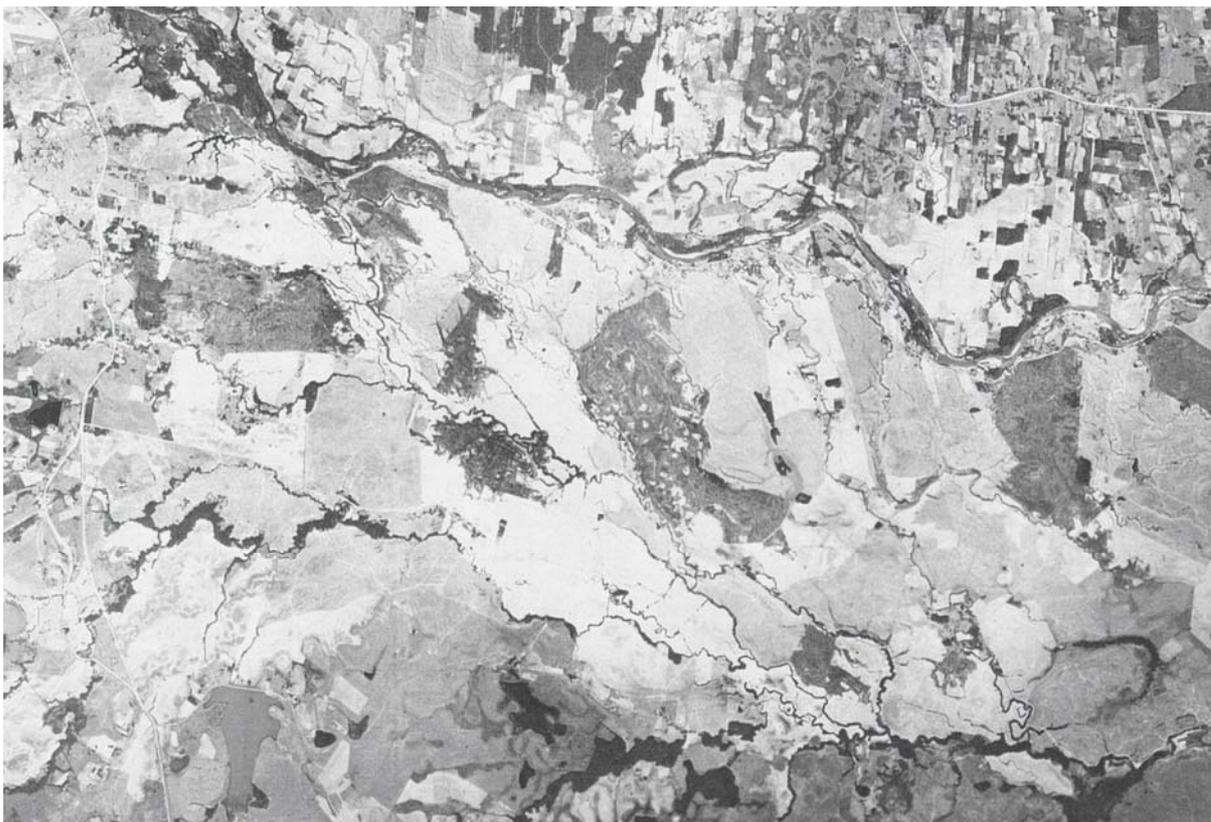
**FIGURA 47 – Modelo de rio entrelaçado de leito cascalhoso raso (MIALL, 1996) constituído, sobretudo, pelo elemento arquitetônico barras e formas de leito de cascalho (GB).**

O segundo padrão deposicional é marcado por sedimentos lamosos, característicos do elemento arquitetônico depósitos finos de planície de inundação (FF), que geralmente estão sobrepostos aos cascalhos de origem fluvial. No limite inferior da sucessão de materiais finos, algumas vezes é possível identificar resquícios vegetais, como folhas, caules e até troncos, relativamente preservados. Entretanto, a camada é descontínua, revelando que a deposição foi restrita a áreas como depressões e outros locais protegidos de fluxos rápidos, que posteriormente removesses os fragmentos vegetais. A seqüência de sedimentos finos está registrada em várias seções: ao longo do terraço e da planície de inundação do Rio Pardo, na base do leque aluvial (camada B-I) e na planície de inundação do Arroio Molha Grande (seção L). Em todas as situações não há estruturas sedimentares visíveis macroscopicamente. Eventualmente, como na base da seção do leque aluvial, é possível encontrar algumas lentes arenosas esparsas. A ausência de estruturas é indício de deposição sob regimes de fluxo muito lentos, ou águas paradas, como em canais abandonados e alagados situados em áreas baixas

da planície de inundação (NANSON & CROOKE, 1992; MIALL, 1996). As únicas feições que estão registradas no material lamoso da planície de inundação do Rio Pardo (seção S) são lamelas, de provável gênese pedogenética.

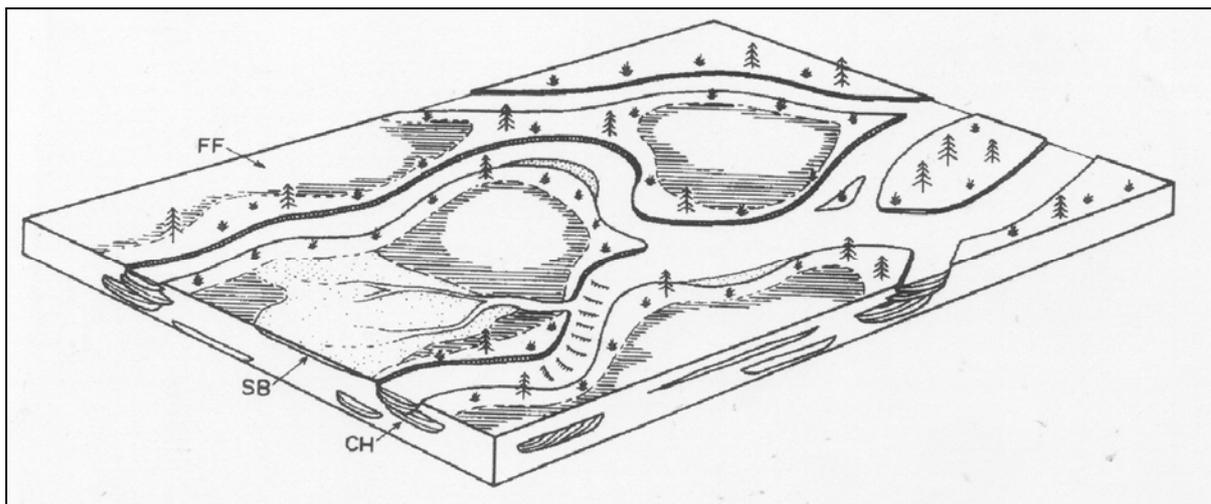
Considerando as idades obtidas na dissertação, a deposição da seqüência de finos possivelmente teve início entre  $65.800 \pm 8.000$  anos AP (TL) ou  $64.000 \pm 7.700$  anos AP (LOE) na base do leque aluvial, e  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) ou 58.500 anos AP (LOE) na seção da planície de inundação do Rio Pardo. Esse período está situado na transição entre os estágios isotópicos 4 e 3, prevalecendo condições climáticas mais quentes e úmidas em relação ao auge do estágio isotópico 4 (VAN ANDEL, 1985); o nível global do mar também estava mais elevado, cerca de 25 m abaixo do atual (Fig. 46). A presença de restos vegetais na base da sucessão de finos talvez esteja relacionada à cronologia do depósito: as chuvas torrenciais, típicas de climas secos do estágio isotópico 4, ainda eram comuns no começo do estágio isotópico 3, quando a cobertura vegetal de porte arbóreo principiava sua expansão, devido às crescentes condições de umidade atmosférica. Tais eventos pluviais geravam fluxos de alta energia, que removiam grande parte da vegetação adjacente aos canais fluviais, sendo os fragmentos (caules e folhas) acumulados em partes restritas da planície de inundação.

Os depósitos lamosos e as morfologias existentes no topo de terraços ao longo do Rio Pardo (Fig. 48) têm provável origem no estilo fluvial *anastomosado* (MIALL, 1996).



**FIGURA 48** – Extrato de fotografia aérea (escala 1:60 000, voo de 1964), abrangendo setor adjacente à área de estudo, situado ao sul da cidade de Candelária. É possível identificar na superfície do terraço o estilo fluvial anastomosado (MIALL, 1996), assinalado por sucessivas ramificações do canal principal dotadas de sinuosidades distintas, constituindo rede fluvial complexa.

Segundo o modelo proposto por Miall (1996), o canal anastomosado é caracterizado por múltiplos canais, estáveis, de baixa a alta sinuosidade (Fig. 49). No curso médio do Rio Pardo, observa-se que o canal principal apresenta diversas ramificações que se estendem por alguns quilômetros, sendo dotadas de sinuosidades distintas (Fig. 48). Os depósitos de acreção lateral, como as barras em pontal, são muito raros ou ausentes nesse estilo fluvial (NANSON & CROOKE, 1992); na área de estudo, não são identificados. As planícies de inundação constituem terras baixas e úmidas, comumente associadas aos depósitos de rompimento de diques marginais. Estes são constituídos por sucessivas camadas do elemento arquitetônico formas de leito arenosas (SB), interdigitadas lateralmente com os sedimentos finos da planície de inundação, como no afloramento descrito nessa dissertação (seção F).



**FIGURA 49** – Estilo fluvial anastomosado, segundo Miall (1996), formado pela associação entre depósitos finos de planície de inundação (FF), depósitos de rompimento de diques marginais (SB) e canais (CH).

A sucessão de sedimentos finos foi interrompida pelo entalhamento da rede fluvial, transformando a antiga planície de inundação em terraços de 3 metros de altura. A hipótese de incisão da drenagem fluvial durante a transição entre Pleistoceno e Holoceno é considerada na dissertação para explicar a ausência de registros referentes ao Último Máximo Glacial nas seções estratigráficas descritas. Tal hipótese é condizente com estudos de sedimentos aluviais em ambientes tropicais úmidos, conforme síntese elaborada por Thomas (2000). Segundo esse autor, há duas respostas fluviais às mudanças globais do Último Máximo Glacial. A primeira refere-se à deposição de leques aluviais e/ou canais entrelaçados, dominados por sedimentos rudáceos; na passagem para o Holoceno, são depositados os materiais finos de planícies de inundação. A segunda resposta, aplicável à área de estudo, evidencia que a sedimentação em planícies de inundação dominadas por lama praticamente cessou no Último Máximo Glacial. No limite entre Pleistoceno e Holoceno, houve a incisão da rede fluvial, caracterizada pela formação de barras constituídas de cascalho e areia ao longo de canais largos, e pela reduzida deposição em planícies de inundação (THOMAS, 2000).

A seqüência de camadas na seção da encosta inferior do Morro do Facão apresenta disposição semelhante àquela reconhecida em depósitos fluviais. Na base do perfil da encosta,

há o predomínio de cascalho bastante alterado, maciço e de seleção pobre. O material rudáceo está disposto caoticamente sobre a rocha, preenchendo parcialmente concavidades na sua superfície dissecada. Essa unidade (camada C-I) é similar ao primeiro padrão deposicional de origem fluvial, também dominado por cascalhos, cuja sedimentação provavelmente é anterior a  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) ou  $58.500 \pm 6.900$  anos AP (LOE). Considerando que a idade atribuída para a camada C-III, sobreposta, é de  $48.700 \pm 5.500$  anos AP (LOE), é possível aventar a hipótese de que a camada C-I igualmente remonta ao estágio isotópico 4, marcado por clima frio e seco. Nesse período, o nível global do mar estava 75 m abaixo do atual (VAN ANDEL, 1985; Fig. 46).

Acima do nível rudáceo da unidade C-I, há uma sucessão de camadas de textura arenolamosa, indicando significativa mudança nos tipos de movimentos de massa atuantes ao longo da encosta. Essas unidades possivelmente foram depositadas a partir de  $48.700 \pm 5.500$  anos AP (LOE), e são contemporâneas ao segundo padrão deposicional, assinalado por sedimentos lamosos nas planícies de inundação. A camada C-II foi parcialmente erodida pela ação do fluxo em canal erosivo, durante alguma flutuação para climas mais secos no início do estágio isotópico 3. Posteriormente, na vigência de condições climáticas relativamente mais úmidas nesse estágio, houve o entulhamento do canal, representado pela unidade C-III. No topo da camada C-IV, é registrada a ocorrência de uma *linha de pedras* (“*stoneline*”); conforme Ab’Saber (1969), a origem da feição é atribuída a processos coluviais, desencadeados em fases de climas secos. No estágio isotópico 3, foi freqüente a alternância entre períodos mais secos e mais úmidos do clima, fato condizente com a gênese da linha de pedras. Sobrepostas, as camadas C-VI, C-VII, C-VIII e C-IX apresentam poros fissurais, preenchidos por óxidos de manganês. É aventada a hipótese de que os poros representam antigas marcas de raízes, relacionadas à expansão da vegetação na encosta.

Considerando o estudo sobre superfícies de erosão, realizado por Bigarella & Becker (1975, *apud* PASSOS & BIGARELLA, 1998), é possível enquadrar o depósito da encosta inferior do Morro do Facão na categoria do *pedimento detrítico* (Fig. 6, p. 33), pois ambos têm estruturas análogas. Trata-se de seqüências relativamente espessas de material arenolamoso, dispostas acima de rudáceos situados diretamente na rocha dissecada, constituindo rampa de inclinação suave, dominada por processos deposicionais.

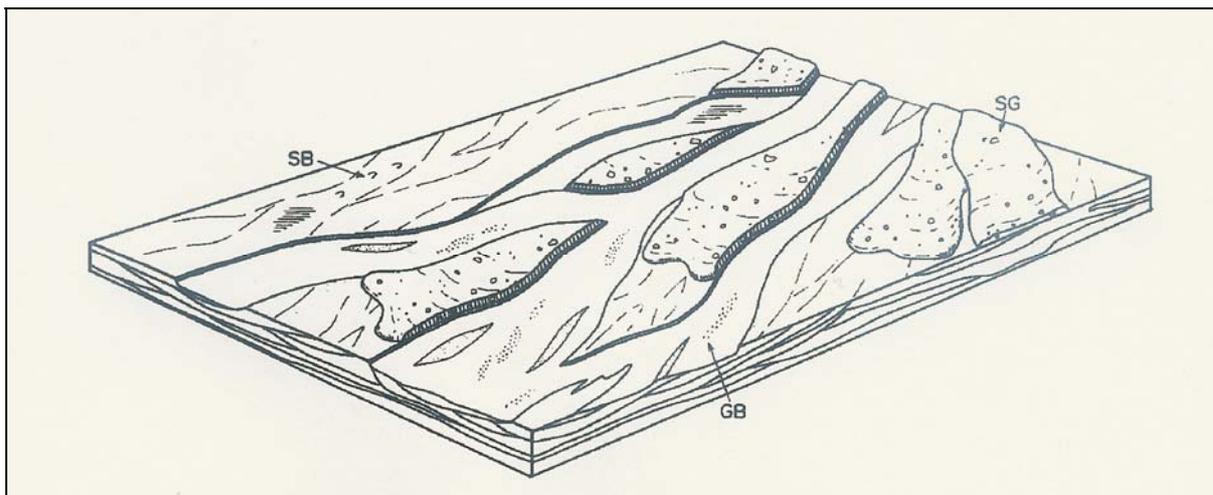
Finalmente, o terceiro padrão deposicional está registrado na parte intermediária e no topo do leque aluvial. A principal singularidade do depósito é a alternância entre sedimentos grossos e finos ao longo da seção, assim como o predomínio, ora de fluxos gravitacionais, ora da ação fluvial.

A sedimentação lamosa na base do leque aluvial, considerada como o segundo padrão deposicional, aparentemente iniciou há  $65.800 \pm 8.000$  anos AP (TL) ou  $64.000 \pm 7.700$  anos AP (LOE), idade referente ao limite inferior da camada B-I. O terceiro padrão deposicional engloba todas as unidades sobrepostas, totalizando 7,8 m de espessura. Assim, o surgimento da deposição no leque aluvial está inserido no estágio isotópico marinho 3; entretanto, em função da espessura desse padrão deposicional, superior às demais seções, especula-se que parte da sedimentação foi gerada no estágio isotópico 2 – portanto, durante o Último Máximo Glacial (Fig. 46).

As primeiras unidades (B-II e B-III) sobrepostas à seqüência lamosa da planície de inundação são relacionadas a movimentos de massa, constituídas por materiais maciços e de seleção pobre, contendo cascalhos misturados à matriz lamosa. A camada B-IV é de origem fluvial, sustentada por clastos rudáceos muito bem selecionados. A geometria tabular sugere que o acamamento tenha sido depositado por fluxo não-canalizado, difuso, durante fase de clima seco. A unidade B-V é igualmente assinalada por lama cascalhosa, exibindo grau de seleção muito pobre, associada a fluxos gravitacionais em período relativamente mais úmido

que o anterior. As camadas sobrepostas B-VI e B-XII têm geometria acanalada, sustentadas por cascalhos de seleção muito boa. Ambas são atribuídas à deposição em canais fluviais, responsáveis pela erosão parcial de acamamentos subjacentes. Essas unidades documentam a ação de fluxos de alta energia, em função de flutuações para climas mais secos. Intercaladas, as camadas B-VII e B-IX, de morfologia relativamente tabular e descontínua em função de erosão posterior, apresentam textura lamosa, resultado da deposição na planície de inundação; tais sedimentos provavelmente representam o auge de condições climáticas úmidas. As demais unidades (B-VIII, B-X, B-XI e B-XIII) exibem cascalhos, geralmente imersos em matriz lamosa, pobre ou muito pobremente selecionados. As quatro camadas têm sua gênese associada a movimentos de massa, caracterizados por misturas heterogêneas de sedimentos grossos e finos.

O modelo *rio entrelaçado de leito cascalhoso com depósitos de fluxos gravitacionais*, concebido por Miall (1996), talvez seja o estilo fluvial registrado na seção estratigráfica do leque aluvial (Fig. 50). Trata-se da área proximal do leque, onde o balanço entre as taxas de intemperismo e a remoção do material resulta no intercamamento de fluxos gravitacionais e unidades acanaladas ou tabulares de cascalho fluvial (MIALL, 1985). Assim, mesmo tênues oscilações climáticas tendem a ser marcadas por diferenças texturais significativas.



**FIGURA 50 – Modelo de rio entrelaçado de leito cascalhoso com depósitos de fluxos gravitacionais, de acordo com Miall (1996). Esse estilo é marcado pelo intercamamento entre os elementos arquitetônicos barras e formas de leito de cascalho (GB) e sedimentos de fluxos gravitacionais (SG).**

### **5.6. Estudos precedentes sobre os depósitos quaternários do Rio Pardo**

É interessante comparar os resultados e as interpretações da dissertação com aqueles obtidos em estudo anterior por Dutra (1974). A autora pesquisou os depósitos quaternários no curso médio do Rio Pardo aplicando o enfoque geomorfológico e climático de Bigarella *et al.* (1965), fundamentado no reconhecimento de superfícies de erosão e depósitos correlativos.

Segundo Dutra (1974), durante o final do Plioceno (Terciário) e início do Pleistoceno, predominou a deposição na periferia do vale, caracterizada por corridas de lama e detritos, sotopostos a sedimentos rudáceos de preenchimento de canais e recobertos por colúvio. Esse episódio é marcado pela formação do pedimento P<sub>1</sub> – superfície de aplainamento identificada por Bigarella & Mousinho (1965, *apud* DUTRA, 1974) no vale do Ribeira (SP) e do Itajaí-Mirim (SC). Dutra (1974) aventava a possibilidade de que os cascalhos provenientes da encosta tenham sido depositados em período de retração da cobertura vegetal, relacionada ao decréscimo de pluviosidade na bacia. O material rudáceo que constitui o preenchimento de

canais é atribuído a fluxos torrenciais efêmeros, dispostos em padrão entrelaçado. Toda essa deposição consiste na formação do terraço de pedimento ( $Tp_1$ ), revelando condições climáticas de semi-aridez considerável (DUTRA, 1974).

Ao longo do Pleistoceno, houve o domínio da sedimentação na parte central do vale. A base da seqüência é composta de cascalhos e areias que contém muitos restos de vegetais, provavelmente devido à acentuada denudação das encostas, não associada, necessariamente, a variações no regime pluvial da área (DUTRA, 1974). Sobreposta aos sedimentos rudáceos, existe uma sucessão de material lamoso, tendo paleossolos argilosos no topo. De acordo com Dutra (1974), tais paleossolos são muito semelhantes àqueles descritos por Jost (1973, *apud* DUTRA, 1974) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, principalmente pela posição estratigráfica; no ambiente costeiro, a pedogênese é datada do final do Pleistoceno Superior. Os paleossolos constituem o registro de condições climáticas favoráveis para o crescimento de vegetação tipo estepe úmida, rica em matéria orgânica (DUTRA, 1974). A predominância de material fino é interpretada por Dutra (1974) como indício da existência de canais divagantes, meandranes, caracterizados por baixa competência e grande volume de carga em suspensão. Junto ao topo do depósito da planície de inundação, há um paleopavimento detritico, possivelmente relativo à diminuição da pluviosidade, que assinala a transição entre Pleistoceno e Holoceno (DUTRA, 1974).

Os depósitos na parte central do vale estão dispostos em dois terraços com cascalheiro ( $Tc_2$  e  $Tc_1$ ) e em dois pequenos e descontínuos terraços de várzea ( $Tv_2$  e  $Tv_1$ ) – esses últimos utilizados pela rede fluvial como planície de inundação atual (DUTRA, 1974). Os dois terraços mais antigos correspondem aos baixos terraços com cascalheiro identificados por Bigarella & Mousinho (1965, *apud* DUTRA, 1974) nos rios Itajaí-Mirim (SC) e Ribeira (SP), depositados sob condições climáticas úmidas e originados em curtos períodos de semi-aridez (DUTRA, 1974). Os terraços de várzea são um complexo de agradação e degradação em fases

úmidas recentes, não apresentando cobertura de paleossolos; é provável que sejam do final do Holoceno, conforme Dutra (1974).

A cronologia relativa de eventos quaternários no curso médio do Rio Pardo proposta por Dutra (1974) não é confirmada pelos dados obtidos nessa dissertação. Tanto os depósitos na periferia do vale, como aqueles na parte central, são datados do Pleistoceno Superior, pois a idade mais antiga documentada remonta a  $65.800 \pm 8.000$  anos AP (TL) ou  $64.000 \pm 7.700$  anos AP (LOE). Essas datações também demonstram que o início de toda a sedimentação no vale é contemporâneo, com valores muito parecidos entre a encosta e a planície de inundação. Outra divergência importante entre os dois estudos refere-se ao significado paleoambiental da seqüência de sedimentos grossos e finos na planície de inundação. Dutra (1974) considera que os cascalhos não estão necessariamente associados a condições climáticas secas, resultando da intensa denudação da encosta; já a sucessão de camadas lamosas aponta para a deposição em canais meandantes, transportando grande volume de carga em suspensão. Na atual pesquisa, os rudáceos que constituem o primeiro padrão deposicional possivelmente são o registro de climas secos no estágio isotópico marinho 4, indicando, talvez, a existência de canais entrelaçados. A seqüência de material lamoso sobreposta provavelmente é atribuída à deposição em canais anastomosados, não sendo possível identificar morfologias, como barras em pontal, condizentes com o estilo fluvial meandrante.

## 6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A descrição de seções estratigráficas em campo foi fundamental na identificação da arquitetura deposicional existente no curso médio do Rio Pardo. A análise teve como base a caracterização morfológica, estratigráfica e sedimentológica de cada depósito. A partir do reconhecimento de conjuntos de litofácies geneticamente relacionadas foi possível a distinção de quatro elementos arquitetônicos na área de estudo: barras e formas de leito de cascalho (GB), sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), formas de leito arenosas (SB) e depósitos finos de planície de inundação (FF). Esses elementos, conjugados a dados geocronológicos, estão associados a diferentes padrões deposicionais, estabelecendo uma sucessão preliminar de eventos quaternários no curso médio do Rio Pardo.

Em síntese, três padrões deposicionais são documentados na dissertação:

O primeiro padrão deposicional é representado por material rudáceo, depositado desde o sopé da encosta até o fundo do vale. A arquitetura deposicional é constituída principalmente pelo elemento barras e formas de leito de cascalho (GB), geralmente caracterizado por seleção muito boa e diâmetro médio de grão igual ao de seixo. A idade desse padrão provavelmente é anterior a  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) ou  $58.500 \pm 6.900$  anos AP (LOE), remetendo ao estágio isotópico marinho 4; tal período é assinalado por climas frios e secos, menos severos que aqueles do Último Máximo Glacial.

A sedimentação do segundo padrão deposicional, relativo às seqüências lamosas da planície de inundação e da encosta, possivelmente teve início entre  $65.800 \pm 8.000$  anos AP (TL) ou  $64.000 \pm 7.700$  anos AP (LOE), e  $60.000 \pm 7.000$  anos AP (TL) ou  $58.500 \pm 6.900$  anos AP (LOE). Esse intervalo compreende o começo do estágio isotópico marinho 3, marcado pelas constantes alternâncias entre condições climáticas frias e secas, ou quentes e úmidas. Os sedimentos, de seleção pobre e diâmetro médio variando entre silte grosso e silte

médio, comumente são atribuídos ao elemento arquitetônico depósitos finos de planície de inundação (FF). O elemento formas de leito arenosas (SB) está presente em alguns depósitos, constituindo o registro de fluxos canalizados, como nos rompimentos de diques marginais.

O terceiro padrão deposicional é definido pelo intercamamento de níveis rudáceos e lamosos, assim como pela intercalação de unidades originadas por movimentos de massa e pela sedimentação fluvial. Há o predomínio do elemento arquitetônico sedimentos de fluxos gravitacionais (SG), muito pobremente selecionado, formado pelos cascalhos suportados por matriz lamosa. Entretanto, há camadas de cascalhos suportados por clastos, de seleção muito boa e geometria acanalada, depositados em canais fluviais. As datações disponíveis indicam que a deposição do leque aluvial provavelmente principiou durante o estágio isotópico 3, mas é possível que tenha se estendido até o Último Máximo Glacial, no estágio isotópico 2.

Na área de estudo, a transição entre Pleistoceno e Holoceno é assinalada pela incisão da rede fluvial, evidenciada por um nível de terraços ao longo do curso médio do Rio Pardo; além disso, não foi identificado nenhum indicio claro do Último Máximo Glacial nas seções estratigráficas descritas.

Existem dúvidas que persistem ao final da dissertação: **a)** Os resquícios vegetais que são encontrados na base do segundo padrão deposicional indicam a presença de vegetação arbórea ao longo de canais fluviais ou disseminada em todo o vale? **b)** Os poros fissurais observados em camadas da encosta inferior do Morro do Facão são antigas marcas de raízes? Confirmada essa hipótese, qual o tipo de cobertura vegetal que as originou? **c)** O leque aluvial apresenta, de fato, camadas depositadas durante o Último Máximo Glacial? Há outro registro estratigráfico do Último Máximo Glacial? Respostas para todas essas questões somente serão obtidas em futuros trabalhos, reunindo novos métodos para detalhar os depósitos quaternários.

De todas as técnicas empregadas, a análise de minerais pesados em camadas arenosas teve resultados aquém daqueles esperados. Inicialmente, essa ferramenta seria utilizada como

auxiliar na correlação entre os depósitos e para demonstrar sua idade relativa pela abundância ou escassez de determinados minerais. As datações absolutas mostraram que a sedimentação no vale é contemporânea, inviabilizando o emprego desse método; assim, os minerais pesados apenas serviram para a comparação entre os conteúdos de diferentes elementos arquitetônicos.

O reduzido número de datações igualmente dificultou a caracterização da dinâmica de eventos quaternários, possibilitando somente aferir o começo da deposição no curso médio do Rio Pardo. Não há dados sobre a idade de sedimentos no topo de seqüências da encosta ou da planície de inundação. Os recursos financeiros disponíveis também não eram suficientes para o uso de técnicas de datação mais precisas – e mais caras – como o radiocarbono ( $C^{14}$ ).

Os principais resultados obtidos na dissertação enfatizam a importância da análise conjugada entre Geomorfologia, Estratigrafia e Sedimentologia, as quais constituem base metodológica fundamental para o estudo de registros sedimentares quaternários, e, por conseguinte, da evolução da paisagem. Entretanto, é necessário maior aprofundamento em questões relativas às três disciplinas, para esclarecer o contexto paleoambiental de qualquer área pesquisada.

A arquitetura deposicional, além da grande ênfase na análise faciológica, não é restrita apenas à composição textural, abrangendo também os tipos de superfícies limitantes de cada unidade, e, sobretudo, a geometria do depósito, sendo ferramenta chave para a elaboração de possíveis modelos de evolução da paisagem.

A análise será enriquecida, indubitavelmente, se outras perspectivas forem adicionadas – principalmente a *pedostratigrafia* e a *palinologia*. Há, ainda, a necessidade de incorporar maior quantidade de dados cronológicos, através de datações, tanto por termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE), quanto por radiocarbono ( $C^{14}$ ), buscando estimar de modo mais preciso toda a sucessão de eventos quaternários registrados no curso médio do Rio Pardo.

## 7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SABER, A. N. Contribuição ao estudo das "stone lines" do Sul do Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 10, p. 11-12, 1969.

AB'SABER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 20, p. 1-26, 1970.

ANDREIS, R. R.; BOSSI, G. E. & MONTARDO, D. K. O Grupo Rosário do Sul (Triássico) no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 2, p. 659-673.

BIGARELLA, J. J. & AB'SABER, A. N. Paläogeographische und Paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlin, n. 8, p. 286-312, 1964.

BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. & SILVA, J. X. Pediplanos, pedimentos e seus depósitos correlativos no Brasil. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16-17, p. 117-151, 1965.

BIGARELLA, J. J. & MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito de terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. **Boletim Paranaense de Geografia**, Curitiba, n. 16-17, p. 153-197, 1965.

BIGARELLA, J. J. *et al.* **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Editora da UFSC, 2003. v. 3, p. 877-1436.

BLUM, M. D. & TÖRNQVIST, T. E. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. **Sedimentology**, n. 47, p. 2-48, 2000. Supplementum 1.

BRINCKMANN, W. E. A construção do processo de gestão integrada e participativa de bacia hidrográfica: o caso do Comitê Pardo, RS. In: VOGT, O. P. & SILVEIRA, R. L. L da. **Vale do Rio Pardo: (re)conhecendo a região**. Santa Cruz do Sul: EDUNISC, 2001. p. 283-300.

CAMARGO, M. G. **SYSGRAN para Windows: Sistema de análises granulométricas**. Curitiba: 1999.

CATT, J. A. Paleopedology manual. **Quaternary International**, v. 6, p. 1-95, 1990.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia fluvial: o canal fluvial**. São Paulo: Editora Edgard Blücher, 1981. v. 1, 313 p.

COLLINSON, J. D. & THOMPSON, D. B. **Sedimentary structures**. 2. ed. London: Chapman & Hall, 1989. 207 p.

COLLISCHONN, E. O espaço natural na região do vale do Rio Pardo: algumas considerações. In: VOGT, O. P. & SILVEIRA, R. L. L da. **Vale do Rio Pardo: (re)conhecendo a região**. Santa Cruz do Sul: EDUNISC, 2001. p. 19-46.

COUPER, P. R. & MADDOCK, I. P. Subaerial river bank erosion processes and their interaction with other bank erosion mechanisms on the River Arrow, Warwickshire, UK. **Earth Surface Processes and Landforms**, n. 26, p. 631-646, 2001.

DOTT, R. H. Episodic sedimentation – How normal is average? How rare is rare? Does it matter? **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 53, n. 1, p. 5-23, mar. 1983.

DUTRA, T. L. **O Quaternário da área do Rio Pardo – Rio Grande do Sul**. 1974. 41 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1974.

FACCINI, U. F. **Estratigrafia do permo-triássico do Rio Grande do Sul: estilos deposicionais versus espaço de acomodação**. 2000. 2 v., 322 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000.

FOLK, R. L. The distinction between grain size and mineral composition in sedimentary-rock nomenclature. **Journal of Geology**, v. 62, p. 344-359, 1954.

FOLK, R. L. & WARD, W. C. Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 27, n. 1, p. 3–26, mar. 1957.

GALE, S. J. & HOARE, P. G. **Quaternary sediments: petrographic methods for the study of unlithified rocks**. New York: Belhaven Press, 1991. 323 p.

KRUMBEIN, W. C. & PETTIJOHN F. J. **Manual of Sedimentary Petrography**. New York: Appleton-Century-Crofts, 1938. 549 p.

KRUMBEIN, W. C. Measurement and geological significance of shape and roundness of sedimentary particles. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 11, n. 2, p. 64-72, ago. 1941.

LEOPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. & MILLER, J. P. **Fluvial processes in Geomorphology**. San Francisco: Freeman, 1964. 522 p.

MCLANE, M. **Sedimentology**. New York: Oxford University Press, 1995. 423 p.

MELLO, C. L. **Fácies sedimentares, arquitetura deposicional e relações morfoestratigráficas em um sistema de leques aluviais holocênicos: Aloformação Manso – médio vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ)**. 1992. 188 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.

MENDES, J. C. **Elementos de Estratigrafia**. São Paulo: EDUSP, 1984. 566 p.

MIALL, A. D. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. **Earth Science Reviews**, n. 22, p. 261-308, 1985.

\_\_\_\_\_. **The geology of fluvial deposits: sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology**. New York: Springer-Verlag, 1996. 582 p.

MONTARDO, D. K. **Estudo geológico dos sedimentitos do Gondwana Superior da região de Candelária e Santa Cruz do Sul, Rio Grande do Sul**. 1982. 142 f. Dissertação

(Mestrado em Geociências) – Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1982.

MORISAWA, M. **Rivers: form and processes**. London: Longman, n. 7, 1985. 222 p. (Geomorphology Texts).

MOURA, J. R. S. Geomorfologia do Quaternário. In: GUERRA, A. J. T. & CUNHA, S. B. **Geomorfologia, uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 1994. p. 335-364.

NANSON, G. C. & CROOKE, J. C. A genetic classification of floodplains. In: BRAKENRIDGE, G. R. & HAGEDORN, J. **Floodplain evolution**. Geomorphology, n. 4, p. 459-486, 1992.

PASSOS, E. & BIGARELLA, J. J. Superfícies de erosão. In: CUNHA, S. B. & GUERRA, A. J. T. **Geomorfologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Editora Bertrand Brasil, 1998. p. 107-141.

PRADO, H. do. **Solos do Brasil: gênese, morfologia, classificação e levantamento**. 2. ed. Piracicaba: [s.n.], 2001. 220 p.

PROJETO RADAMBRASIL. **Folha SH. 22/Porto Alegre e parte das folhas SH. 21/Uruguaiana e SI. 22/ Lagoa Mirim: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra**. Rio de Janeiro: IBGE, 1986. v. 32, 796 p.

REETZ, E. Prefeitura vai realizar projeto para conter a erosão do Rio Pardo. **Jornal Gazeta do Sul**, Santa Cruz do Sul, 4 set. 2002. Regional, p. 9.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. **Depositional Sedimentary Environments**. 2. ed. New York: Springer-Verlang, 1980. 551 p.

ROISENBERG, A. & VIERO, A. P. O vulcanismo mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Editora CIGO - UFRGS, 2000. p. 355-374.

RUST, B. R. A classification of alluvial channel systems. In: MIALL, A. D. **Fluvial Sedimentology**. 2. ed. Alberta: McAra Printing Limited, 1982. p. 187-198.

SCHERER, C. M. S.; FACCINI, U. F. & LAVINA, E. L. Arcabouço estratigráfico do Mesozóico da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M. & DE ROS, L. F. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Editora CIGO - UFRGS, 2000. p. 336-354.

SHEPARD, F. P. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 24, p. 151-158, 1954.

SUGUIO, K. **Introdução à Sedimentologia**. São Paulo: Editora Edgar Blücher – EDUSP, 1973. 317 p.

\_\_\_\_\_. **Geologia do Quaternário e Mudanças Ambientais**. São Paulo: Editora Paulo's Comunicações e Artes Gráficas, 1999. 366 p.

\_\_\_\_\_. **Geologia Sedimentar**. São Paulo: Editora Edgar Blücher, 2003. 400 p.

TESCHE, O. Erosão do Rio Pardo compromete duas estradas. **Jornal Gazeta do Sul**, Santa Cruz do Sul, 3-4 ago. 2002. Regional, p. 14.

TERRY, R. D. & CHILLINGAR, G. V. Summary of “Concerning some additional aids in studying formations” by M. S. Shvetsov. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 25, p. 229-234, 1955.

THOMAS, M. F. Late Quaternary environmental changes and the alluvial record in humid tropical environments. **Quaternary International**, n. 72, p. 23-36, 2000.

VAN ANDEL, T. H. **New views on an old planet**: a history of global change. London: Cambridge University Press, 1985. 439 p.