

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS – CCHEL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL STRICTU
SENSO**

KARL HEINS EWALD

**CARACTERIZAÇÃO DE FORMAS TOPOGRÁFICAS EM FUNDOS DE VALE
NO PLANALTO DE CASCAVEL, REGIÃO OESTE DO ESTADO DO PARANÁ**

**MARECHAL CÂNDIDO RONDON – PARANÁ
ABRIL – 2013**

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DO OESTE DO PARANÁ – UNIOESTE
CENTRO DE CIÊNCIAS HUMANAS, EDUCAÇÃO E LETRAS – CCHEL
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA – NÍVEL STRICTU
SENSO**

KARL HEINS EWALD

**CARACTERIZAÇÃO DE FORMAS TOPOGRÁFICAS EM FUNDOS DE VALE
NO PLANALTO DE CASCAVEL, REGIÃO OESTE DO ESTADO DO PARANÁ**

Dissertação apresentada como requisito parcial para obtenção do título de mestre em Geografia do Programa de Pós-Graduação em Geografia Strictu Sensu – Nível Mestrado da Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus Marechal Cândido Rondon, sob orientação do Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez.

**MARECHAL CÂNDIDO RONDON – PARANÁ
AGOSTO – 2013**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
(Biblioteca da UNIOESTE – Campus de Marechal Cândido Rondon – PR., Brasil)

E94c Ewald, Karl Heins
Caracterização de formas topográficas em fundos de vale no planalto de Cascavel, região oeste do estado do Paraná / Karl Heins Ewald. - Marechal Cândido Rondon, 2013.
65 p.

Orientador: Prof. Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez

Dissertação (Mestrado em Geografia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Campus de Marechal Cândido Rondon, 2013.

1. Geomorfologia fluvial. 2. Erosão fluvial. 3. Morfologia de canal. 4. Cascavel (PR) - Fundos de vale - Formas topográficas. I. Universidade Estadual do Oeste do Paraná. II. Título.

CDD 22.ed. 551.48
CIP-NBR 12899



unioeste

Universidade Estadual do Oeste do Paraná

Campus de Marechal Cândido Rondon - CNPJ 78680337/0003-46
Rua Pernambuco, 1777 - Centro - Cx. P. 91 - <http://www.unioeste.br>
Fone: (45) 3284-7878 - Fax: (45) 3284-7879 - CEP 85960-000
Marechal Cândido Rondon - PR.

Programa de Pós-Graduação em Geografia - Nivel de Mestrado



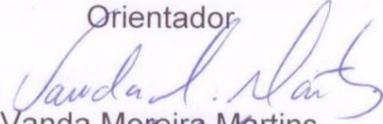
PARANÁ
GOVERNO DO ESTADO

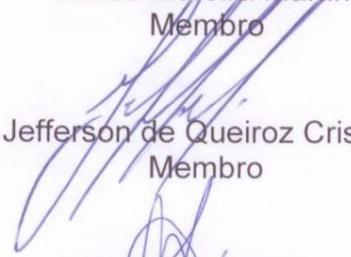
ATA DE DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO EM GEOGRAFIA

Aos nove dias do mês de maio de 2013, às 14:00 horas, na sala de aula da Universidade Estadual do Oeste do Paraná - UNIOESTE, Campus de Marechal Cândido Rondon, reuniu-se, em sessão pública, a Banca Examinadora da Defesa de Dissertação de Mestrado em Geografia constituída pelos professores Dr. Oscar Vicente Quinonez Fernandez (Orientador) (UNIOESTE), Dra. Vanda Moreira Martins (UNIOESTE) e Dr. Jefferson de Queiroz Crispim (FECILCAM), para avaliarem o trabalho "*Caracterização de formas topográficas em fundos de vale no planalto de Cascavel, região Oeste do Estado do Paraná*", apresentado pelo pós-graduando **Karl Heins Ewald** para a obtenção do título de "Mestre em Geografia" do Programa de Pós-Graduação Stricto Sensu em Geografia da UNIOESTE, Campus de Marechal Cândido Rondon. Após arguição a banca examinadora considerou o trabalho APROVADO. Nada mais havendo a constar, eu Oscar Vicente Quinonez Fernandez, orientador do trabalho, lavrei a presente ata que vai assinada por mim, pelos demais membros da banca examinadora e pelo pós-graduando avaliado.

Marechal Cândido Rondon, 9 de maio de 2013.


Oscar Vicente Quinonez Fernandez
Orientador


Vanda Moreira Martins
Membro


Jefferson de Queiroz Crispim
Membro


Karl Heins Ewald
Pós-Graduando

À minha esposa por seu amor incondicional, pela dedicação e afeto demonstrados ao longo do percurso desta etapa.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por todas as coisas que Ele tem feitos em nossas vidas, principalmente por ter a oportunidade de concluir esta etapa da minha vida.

Aos meus pais, que suportaram a minha ausência em muitas vezes, e as vezes com meu silêncio.

À minha esposa, Paula, companheira fiel de caminhada, por tudo que representa para mim.

Ao professor Dr. Oscar pelo conhecimento que me ofertou nesses dois anos de mestrado.

À professora Rafaela Harumi Fujita por todas as vezes que eu precisei de ajuda com referências bibliográficas e ela me ajudou.

À Professor Ph.D. Ellen Wohl, da Universidade do Colorado nos Estados Unidos, pelas contribuições para o entendimento da geomorfologia de canais rochosos.

Aos professores das disciplinas cursadas ao longo do mestrado, que possibilitaram aumentar o meu conhecimento sobre a Geografia.

Aos professores das bancas de qualificação e defesa, em especial às contribuições da Professora Dra. Vanda Moreira Martins por todas as suas contribuições que possibilitaram a lapidação desta pesquisa.

Aos colegas de mestrado pela convivência durante a realização das disciplinas e trabalhos de campo.

Ao meu colega de graduação Valdeir Welter pela ajuda no trabalho de campo do Rio Araras e pelas discussões que contribuíram para o surgimento de boas idéias.

À CAPES – Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão da bolsa de estudos que me permitiu dedicar integralmente aos estudos de mestrado.

A UNIOESTE – Universidade Estadual do Oeste do Paraná Campus Marechal Cândido Rondon por toda a estrutura física e de recursos humanos disponibilizada.

Aos proprietários dos lotes rurais que permitiram a entrada em suas propriedades para a realização das pesquisas.

Ao meu sogro que em muitas vezes se disponibilizou e pacientemente ajudou com seus prestativos serviços de “táxi”. E também a minha sogra por todas as vezes que ela fez café da manhã, almoço e janta!

Aos colegas de trabalho e à direção do Colégio Estadual Nilso Franceski de Marechal Cândido do Rondon que permitiram ausentar-me para a realização das disciplinas sem que houvesse prejuízo.

À todos aqueles que de alguma forma me auxiliaram para a realização desta pesquisa.

*Die Gedanken sind frei, wer kann sie erraten,
sie fliegen vorbei wie nächtliche Schatten.
Kein Mensch kann sie wissen, kein Jäger erschießen
mit Pulver und Blei: Die Gedanken sind frei!*

*Ich denke was ich will und was mich beglückt,
doch alles in der Still', und wie es sich schicket.
Mein Wunsch und Begehren kann niemand mir
wehren,
es bleibt dabei: Die Gedanken sind frei!*

*Und sperrt man mich ein im finsternen Kerker,
das alles sind rein vergebliche Werke.
Denn meine Gedanken zerreißen die Schranken
und Mauern entzwei: Die Gedanken sind frei!*

*Drum will ich auf immer den Sorgen absagen
und will mich auch nimmer mit Grillen mehr plagen.
Man kann ja im Herzen stets lachen und scherzen
und denken dabei: Die Gedanken sind frei!*

*Ich liebe den Wein, mein Mädchen vor allen,
sie tut mir allein am besten gefallen.
Ich sitz nicht alleine bei einem Glas Weine,
mein Mädchen dabei: Die Gedanken sind frei!*

Autor desconhecido

RESUMO

Os rios são importantes agentes atuando na esculturação do relevo por meio da sua alta capacidade de transporte de sedimentos originários das vertentes e dos processos de erosão marginal. A modelagem ocorre através dos processos de erosão e deposição de sedimentos, que dependem de variáveis como composição litológica, declividade e cheias. Os processos que originam as formas topográficas são descritos vastamente na literatura sobre rios de leito aluviais, no entanto pouco se sabe sobre a ocorrência dessas formas em canais de leitos mistos (aluviais-rochosos) e leitos rochosos. Nesse contexto esta pesquisa objetiva a descrição das formas topográficas de fundos de vale no Planalto de Cascavel. O método para o reconhecimento dessas formas topográficas consiste no mapeamento de seções transversais em trechos distintos do canal localizados no alto, médio e baixo curso. O mapeamento é realizado com um conjunto de nível ótico e mira. Foram mapeados quatro canais fluviais, sendo dois canais em áreas com cotas altimétricas inferiores a 400 metros e, outros dois canais com cotas superiores a 700 metros. Os canais apresentam planícies de inundação com extensões variadas. Foram encontradas formas topográficas como diques, barras em pontal, bacias de inundação, soleiras e depressões. Os dados coletados mostram que há forte incisão do canal nos trechos correspondentes ao alto curso dos canais, e, que nos trechos de baixo curso as planícies de inundação são bem desenvolvidas. O meandramento de canais é uma característica do Planalto de Cascavel. A formação de barras em pontal está associada diretamente a erosão marginal, enquanto que os diques são resultantes da decantação de sedimentos. As sequências de soleiras-depressões ocorrem pela diminuição da velocidade do fluxo em alguns trechos, e, em outros, pela presença de detritos lenhosos. Nos trechos rochosos onde há afloramento rochoso foi observada a formação de marmitas.

Palavras-chave: Erosão fluvial. Deposição de sedimentos. Morfologia de canal. Processos Fluviais. Geomorfologia Fluvial.

ABSTRACT

Rivers are important agents working in the sculpturing of relief, through its high transport capacity of sediments originary from slopes and marginal erosion. The modeling occurs through the processes of erosion and deposition of sediments, which depend on variables such as lithological composition, slope, and flooding. The processes that originate topographic forms are widely described in the literature of alluvial-bed rivers, however little is known about the occurrence of these forms in mixed bed channels (alluvial-rock) and bedrock channel. In this context, this research aims to describe the topographic forms of the valleys on the Cascavel Plateau. The method for the recognition of these forms is the topographic mapping of cross sections in different parts of the channel located at the top, middle and lower course. The mapping is performed with a set level and optical sights. Were mapped four fluvial channels, two channels in areas with altimetric elevations below 400 meters, and two other channels with elevations above 700 meters. The channels have floodplains with varying lengths. Topographic forms were found as dikes, point bars, flood inundation basins, pools and riffles. The data collected show strong channel incision in the sections corresponding to the upper parts of the channels, and that in the course stretches of low flood plains are well developed. Channel meandering is a characteristic feature of the Cascavel Plateau. The formation of point bars is directly associated with the channel marginal erosion, whereas the dikes are the result of sediment settling. The pool-riffle sequences occur by the reduction of the flow velocity in some places, and, in others, by the presence of woody debris. In some parts of the river where are rock outcrop was observed the formation of pot-holes.

Keywords: Fluvial erosion. Deposition of sediments. Channel morphology. Fluvial Processes. Fluvial Geomorphology.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	7
2. OS RIOS E A ESCULTURAÇÃO DO RELEVO	9
2.1 ÁGUA: AGENTE DOS PROCESSOS DE EROÇÃO E DEPOSIÇÃO FLUVIAL	11
2.2 PROCESSOS EROSIVOS FLUVIAIS.....	12
2.3 PROCESSOS DE DEPOSIÇÃO FLUVIAL.....	15
3. ÁREA DE ESTUDO	19
3.1 GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E HIDROGRAFIA.....	19
3.2 CLIMA.....	23
4. MATERIAIS E MÉTODO	26
5. RESULTADOS	29
5.1 RIO BARREIRO.....	29
5.2 CÓRREGO GUARÁ.....	34
5.3 CÓRREGO SÃO FRANCISCO.....	35
5.4 LAJEADO ARARAS.....	39
6. DISCUSSÕES	45
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	49
8. BIBLIOGRAFIA	51
ANEXOS	57

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Tipos básicos de vales de acordo com o perfil transversal	10
Figura 2 - Origem dos sedimentos fluviais.	13
Figura 3 - Formação de terraços fluviais em canais rochosos.	14
Figura 4 - Formação de terraços em rios aluviais.	15
Figura 5 - Sistema sequencial de depressão-soleira.....	17
Figura 6 - Localização da área de estudo.	19
Figura 7 - Localização da Província de Basalto Paraná-Etendeka.....	20
Figura 8 - Distribuição espacial das rochas vulcânicas da bacia sedimentar do Paraná.....	21
Figura 9 - Localização do Planalto de Cascavel e hipsometria.	22
Figura 10 - Principais canais fluviais	22
Figura 11 - Climas da área de estudo	23
Figura 12 - Média Anual de Precipitação no período 1970-2012.	24
Figura 13 - Seção transversal longa.....	27
Figura 14 - Nivelamento geométrico simples de seção transversal longa.....	27
Figura 15 - Leitura dos pontos do perfil longitudinal do curso.	28
Figura 16 - Localização das bacias hidrográficas em estudo.	29
Figura 17 - Perfil Longitudinal do Rio Barreiro, Cascavel, PR.	30
Figura 18 – Alto curso do Rio Barreiro.	31
Figura 19 – Médio curso do Rio Barreiro.....	32
Figura 20 - Baixo curso do Rio Barreiro.	33
Figura 21 – Canal fluvial do rio Barreiro no alto curso (A), médio curso (B) e baixo curso (C).....	33
Figura 22 - Perfil longitudinal do Córrego Guará	34
Figura 23 - Baixo curso do Córrego Guará.....	35
Figura 24 - Perfil longitudinal do Córrego São Francisco	35
Figura 25 - Alto curso do Córrego São Francisco	36
Figura 26 - Detalhes do alto curso do Córrego São Francisco.....	37
Figura 27 - Médio curso do córrego São Francisco.....	38
Figura 28 - Acúmulo de detritos lenhosos no médio curso do córrego São Francisco.....	39
Figura 29 - Perfil longitudinal do Lajeado Araras.....	39
Figura 30 - Alto curso do Lajeado Araras	40
Figura 31 - Vegetação fornecedora de detritos lenhosos no alto curso do Lajeado Araras.....	41
Figura 32 - Médio curso do Lajeado Araras	41
Figura 33 - Acúmulos laterais dentro do canal no médio curso do Lajeado Araras	42
Figura 34 - Baixo curso do Lajeado Araras	43
Figura 35 - Acúmulo de sedimentos no canal no baixo curso do Lajeado Araras	44
Figura 36 - Trechos meândricos de canais no Planalto de Cascavel.....	46
Figura 37 - Barras em pontal nos córregos estudados no Planalto de Cascavel.	47
Figura 38 - Afloramento dentro do médio curso do Córrego São Francisco.	48
Figura 39 – Marmitas no córrego São Francisco.....	49

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Estações pluviométricas no Planalto de Cascavel	24
Quadro 2 - Feições encontradas nos canais	44

1. INTRODUÇÃO

Os rios são reconhecidos como importantes agentes nos processos geomorfológicos. A sua importância se dá pela capacidade de transportar materiais sedimentares oriundos das vertentes adjacentes ao canal fluvial e daqueles oriundos da ação da água sobre o leito do canal, resultando na modelagem da paisagem (SUGUIO e BIGARELLA, 1990).

A modelagem da paisagem pelos rios envolve uma série de processos erosivos e deposicionais que dará origem as formas topográficas nos fundos de vales. A intensidade dos processos erosivos depende de fatores como composição litológica do canal, declividade, carga em suspensão na água, enquanto que os processos deposicionais dependem das cheias periódicas que extravazam material para as planícies de inundação e da velocidade de fluxo mais lenta para que haja decantação.

As formas topográficas encontradas nos fundos de vale são amplamente descritas na literatura geomorfológica, tanto nacional quanto internacional, merecendo destaque os trabalhos de Suguio e Bigarella (1990), Christofolletti (1980, 1988) e Casetti (1994), Tarr (1931), Leopold, Wolman e Miller (1964) e Keller e Melhorn (1978).

As pesquisas direcionadas ao entendimento da morfologia dos canais fluviais (assim como os processos que dão origem às formas) são desenvolvidas principalmente para rios de leito aluvial¹, como em Schumm (1963), Hupp e Osterkamp (1984), Griffiths, Anderson e Springer (2008), Trimble (2009), Draut, Logan e Mastin (2011). Hancock, Anderson e Whiple (1998), assim como Lima (2010) afirmam que há poucos estudos sobre a morfologia de canais e os processos envolvidos na esculturação da paisagem com rios rochosos. E é por essa escassez de estudos que se motiva a presente pesquisa com o objetivo de descrever quais as formas topográficas encontradas em canais fluviais e as planícies de inundação² adjacentes no planalto de Cascavel.

O trabalho esta estruturado em cinco capítulos.

¹ O leito aluvial ou aluvião é aquele cujo material de fundo é formado por areia, silte ou argila. (GOUDIE, 2004, p. 19)

² Planície de inundação ou várzea é a área de terra relativamente plana adjacente ao canal fluvial que é inundada pelas águas transbordantes do canal em tempos de cheia. (GOUDIE, 2004, p. 381)

No Primeiro Capítulo são abordados, num primeiro momento os elementos topográficos que compõem o fundo de vale.

No Capítulo 2 é apresentada a área de estudo, buscando mostrar a paisagem a partir da estrutura litológica, hidrografia, clima e vegetação.

No capítulo intitulado “Materiais e Método” são arrolados os materiais que foram utilizados para a realização da pesquisa.

No quarto capítulo, intitulado “Resultados” são apresentados os dados obtidos nos trabalhos de campo e a discussão sobre as formas topográficas dominantes nos fundos de vale dos planaltos estudados.

Por fim, no quinto e último capítulo, são apresentadas as considerações finais.

2. OS RIOS E A ESCULTURAÇÃO DO RELEVO

Todos os modelos de evolução do relevo demonstram que os rios são grandes agentes modeladores da paisagem por meio dos processos desenvolvidos pelo fluxo contínuo da água.

O pioneirismo nos estudos sobre a modelagem do relevo a partir da ação dos rios cabe à J. W. Powell, que no final do século XIX publicou um tratado sobre o Rio Colorado nos Estados Unidos. Para Powell (1876) o nível de base é o nível abaixo do qual o relevo não pode ser erodido, de modo que o nível de base geral de qualquer ponto na superfície terrestre seria o oceano. O nível de base foi discutido por Brigham (1900), Davis (1909), Mallot (1928) e Cotton (1948) cujos trabalhos atribuíram ao conceito diferentes definições.

As formas resultantes do contínuo processo de esculturação do relevo a partir da ação dos rios formam os vales fluviais. Os vales fluviais são formas entalhadas na paisagem, com características próprias, formados pelo conjunto de duas vertentes e um canal fluvial na parte mais baixa do relevo. Nesse conjunto ocorrem processos erosivos e deposicionais, os quais darão formas para as vertentes, ora mais côncavas, ora mais convexas e, em alguns casos, até planas.

Brigham (1900, p. 44-46) explica que os rios modelam o relevo de duas maneiras distintas. A primeira é o entalhamento ou *down-cutting*, que consiste no rebaixamento do leito do rio. E a segunda é o alargamento dos vales, que consiste no recuo paralelo das margens. A velocidade do entalhamento e do alargamento dos vales depende da ação combinada dos processos de erosão e de deposição de partículas pelos rios no sentido montante-jusante. Esses processos são responsáveis pela remoção e acumulação de material ao longo do trajeto do curso, moldando-o.

O desenvolvimento dos vales se dá por três razões: escavamento do leito, alargamento das vertentes e o aumento da extensão. O escavamento do leito está relacionado aos processos desenvolvidos pela dinâmica fluvial (erosão, deposição e transporte). O alargamento tem relação com os processos de morfogênese que ocorrem nas vertentes, conectados aos processos que ocorrem no canal, pois este serve como nível de base local. O aumento da extensão dos vales pode acontecer por erosão regressiva, por aumento da extensão das curvas meândricas (aumento

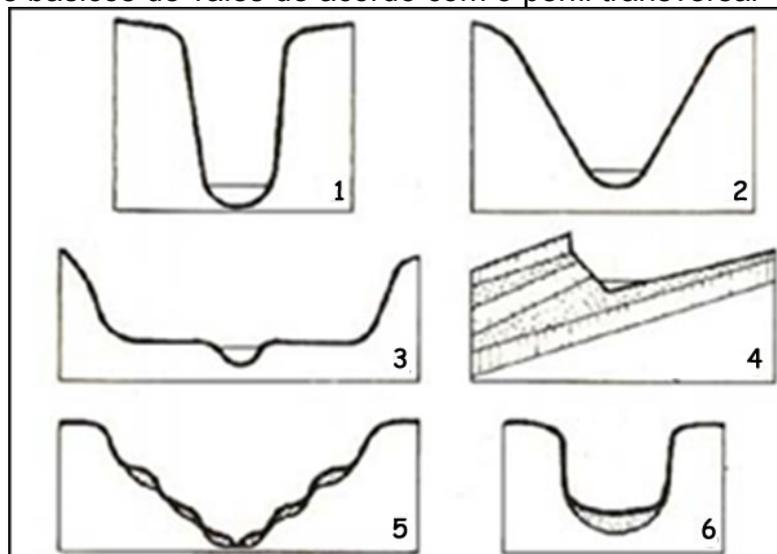
da extensão das curvas dos canais) e pelo aumento da extensão das desembocaduras (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 288).

Alguns critérios de classificação dos vales estão relacionados principalmente a gênese, ao controle estrutural e a forma do perfil transversal. A classificação baseada na gênese do relevo foi introduzida por Davis (1899, p. 183-253) relacionando o curso fluvial com a inclinação e a direção da topografia inicial.

A classificação com base no controle estrutural caracteriza os vales de acordo com a estrutura litológica que controlaram a evolução dos mesmos, podendo ser o vale homoclinal ou anticlinal. Os vales homoclinais são aqueles que seguem as linhas de rochas frágeis nas extremidades das dobras ou estruturas monoclinais³. Os vales anticlinais⁴ são formados a partir do entalhamento sobre os eixos anticlinais das dobras.

A classificação feita a partir do perfil transversal fornece um número infinito de tipos por causa da variedade de formas e peculiaridades (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 290). O autor generaliza ao pontuar a existência de seis tipos básicos de vales (Figura 1).

Figura 1 - Tipos básicos de vales de acordo com o perfil transversal



(1) vale em garganta; (2) vale em 'V'; (3) vale em manjedoura; (4) vale assimétrico; (5) vale com terraços fluviais; (6) vale em 'U'. Fonte: CHRISTOFOLETTI (1981.p 290)

Os vales em garganta são estreitos e bem entalhados ocorrendo em áreas de rochas mais resistentes, podendo ter centenas de metros de profundidade onde a

³ Quando uma estrutura geológica está inclinada apenas para uma direção.

⁴ Partes convexas dos dobramentos das camadas de rocha.

amplitude das cotas altimétricas é alta. Os vales em “v” ocorrem com mais frequência em áreas de rocha homogênea, e estão associados ao equilíbrio entre as forças de entalhamento do canal e de alargamento das vertentes. Os vales em manjedoura acontecem quando as forças de entalhamento são quase inexistentes e há um alargamento cada vez mais amplo do fundo do vale pelo aumento da extensão da planície de inundação. Quando a planície de inundação é muito ampla, a passagem desta para as vertentes torna-se quase imperceptível. Os vales assimétricos são aqueles em que uma vertente é suave e outra é escarpada, sendo mais comuns em áreas com dobramentos rochosos. Os vales com terraços fluviais surgem através de sucessivos períodos de acúmulo de sedimentos e entalhamento, criando uma série de degraus. Os vales em “U” resultam da sucessão de fases fluviais e glaciais sobre rochas resistentes, com paredes íngremes quase verticais e fundo de vale bem amplo (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 291).

2.1 ÁGUA: AGENTE DOS PROCESSOS DE EROSIÃO E DEPOSIÇÃO FLUVIAL

Os processos de erosão e deposição que ocorrem nas superfícies adjacentes à calha do rio bem como aqueles que ocorrem internamente, isto é, dentro da calha, tem como principal agente promotor a água. Assim, a água é responsável pela ação de remoção dos sedimentos e é também veículo das partículas no processo de deposição por meio de decantação.

O volume de água que percorre a calha do canal depende diretamente de fatores como: a precipitação pluvial sobre a área drenada pelo canal, as águas subterrâneas que o alimentam, condições de infiltração, drenagem subterrânea e outros (CHRISTOFOLETTI, 1981, p.54). A variação do volume de água recebe o nome de regime fluvial.

A dependência desses fatores faz com que o rio apresente diferentes níveis de fluxo de água. O fluxo contínuo de água recebe o nome de vazão, débito ou descarga. A descarga, se mantida constante durante um grande intervalo de tempo, é capaz de produzir características morfológicas como as geradas pelas grandes variedades de vazão (INGLIS, 1949 apud FERNANDEZ, 2010, p. 70). Esse débito contínuo é denominado descarga dominante.

O conceito de descarga dominante tem diferentes interpretações e está firmemente arraigado na Engenharia Hidráulica e na Geomorfologia Fluvial (PICKUP e WARNER, 1976, p. 51). Esse conceito foi amplamente discutido por Inglis (1968), Ackers e Carlton (1970), Pickup e Rieger (1976), Andrews (1980) e outros, os quais concluíram que a descarga dominante é apontada como responsável pelas transformações morfológicas dos canais fluviais.

2.2 PROCESSOS EROSIVOS FLUVIAIS

Os processos de erosão fluvial são ações que promovem a remoção de detritos do leito do canal bem como das margens, de modo que os detritos passam a fazer parte da carga sedimentar do leito, além de provocar o alargamento e/ou aprofundamento do canal.

A carga detrítica apresenta basicamente duas origens: 1) sedimentos desprendidos das margens do canal através dos processos erosivos causados pelo fluxo de água da calha; 2) sedimentos resultantes dos processos de morfogênese das vertentes. A carga detrítica do canal é composta por partículas de diferentes tamanhos dependendo do material constituinte e da cobertura da vertente. (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 19).

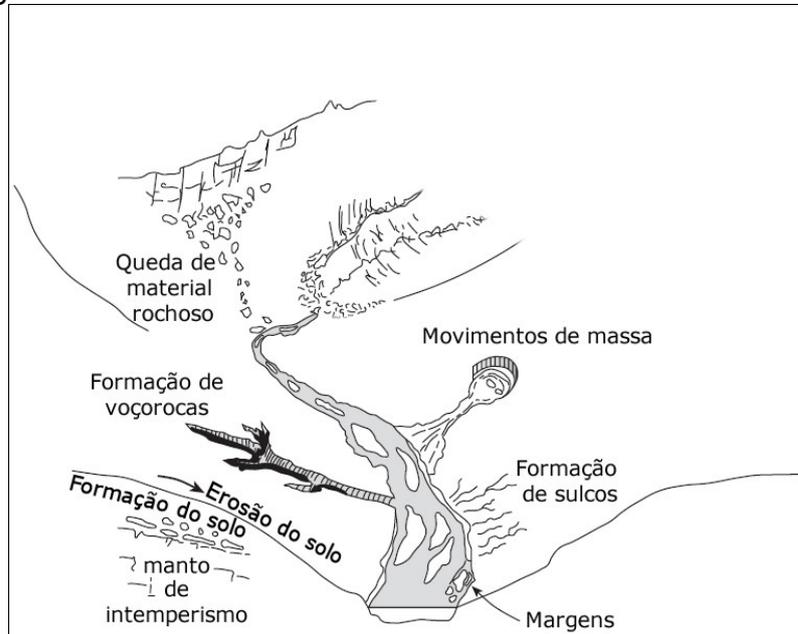
Existe uma diferença no volume de material fornecido por essas duas fontes, de modo que a maior parte é fornecida pela vertente (Figura 2). Vertentes em que predominam os processos de intemperismo químico tendem a fornecer detritos de tamanho menor, enquanto que naquelas onde o predomínio é de processos de intemperismo mecânico, as partículas são de tamanho maior.

Os processos erosivos fluviais são mais visíveis nos trechos rochosos dos canais que nos trechos aluviais, uma vez que nesse último o material detrítico é movimentado com maior rapidez ou coberto por novos detritos. A erosão fluvial é causada pelos processos de corrosão, corrasão, cavitação e erosão por arranque (*plucking* ou *quarrying*) (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 236; WHIPLE et al, 2000, p. 4).

A corrosão ou dissolução é o processo químico que ocorre do contato da água com as rochas ou mesmo da água com a carga em suspensão (WOHL, 1993, p. 758; LIMA, 2010, p. 344). A corrosão pode ser tratada como um intemperismo químico facilitador da ação dos outros processos erosivos. Esse tipo erosivo é mais

eficiente nos rios de relevos cársticos por causa da capacidade de dissolução das rochas mediante processos químicos.

Figura 2 - Origem dos sedimentos fluviais.



Fonte: Adaptado de Charlton (2008, p. 37).

A corrosão ou abrasão é causada pelo atrito mecânico contínuo de partículas em suspensão contra a superfície rochosa do leito e contra as margens. Nos leitos rochosos é observado um suave polimento das rochas (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 236; LIMA, 2010, p. 344). A abrasão é mais frequente em leitos com desníveis e/ou irregulares que permitem o choque/atrito das partículas em suspensão (CHARLTON, 2008, p. 96).

A cavitação é o processo de formação e imediata explosão de bolhas de ar que são formadas em regiões do canal onde há alta velocidade de fluxo. As ondas de choque resultantes das explosões arrancam pequenos fragmentos de rocha. Hancock et al (1998, p.46) explica que não está claro se a cavitação exerce grande impacto erosivo nos canais naturais, uma vez que este processo está mais associado às grandes obras de engenharia como turbinas de usinas hidrelétricas.

O processo de erosão por arranque envolve geralmente condições climáticas favoráveis à ação de processos químicos, fraturação e propagação de fraturas nas rochas e, conseqüentemente, o arrasto e transporte dos blocos (WHIPPLE et al, 2000, p. 4-5). Os autores ainda ponderam que o fator limitante da

atuação do arranque pode ser o transporte de partículas maiores (blocos) pelos canais fluviais ser menos eficiente que o transporte realizado por geleiras.

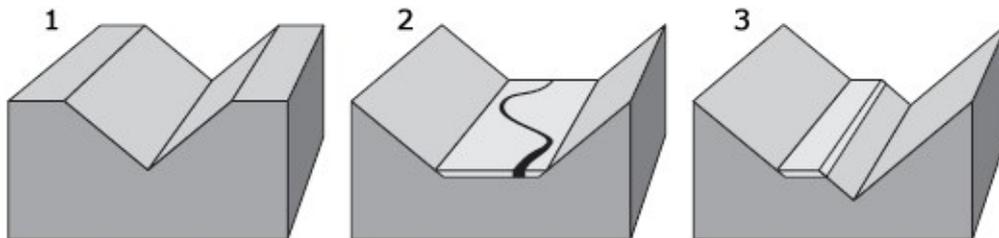
Christofolletti (1981, p.238) considera que os processos erosivos fluviais são capazes de formar quatro formas topográficas: marmitas, trechos rochosos polidos, trechos irregulares com lajedos e blocos esparsos e quedas d'água.

Nas planícies de inundação também ocorrem processos erosivos, destacando-se os sulcos, que se formam quando há um transbordamento e a água escoar dos diques marginais para as bacias de inundação⁵. Nesse processo também são erodidos sedimentos anteriores que vão ser depositados em outras áreas na forma de leques criando os depósitos de recobrimento.

Outra forma resultante da ação dos processos erosivos são os terraços fluviais. Em geral são resultantes da escavação do talvegue, que vai abandonando as planícies de inundação e criando novas planícies (LEOPOLD, WOLMAN E MILLER, 1964, p. 459). Para Huggett (2007, p. 236) os terraços são áreas aplainadas localizadas próximas aos rios e são delimitadas por superfícies inclinadas na parte superior (vertente) e inferior (face do terraço até a planície de inundação).

Huggett (2007, p. 236-241) aponta para uma diferença na formação dos terraços em rios rochosos e rios aluviais. A Figura 3 mostra o trabalho de formação de terraços em rios rochosos. Num primeiro momento o rio realizou seu processo de entalhamento, no segundo momento o rio expande a planície de inundação e, por fim, o processo de incisão do rio cria um novo patamar, a planície de inundação é abandonada e torna-se um terraço.

Figura 3 - Formação de terraços fluviais em canais rochosos.

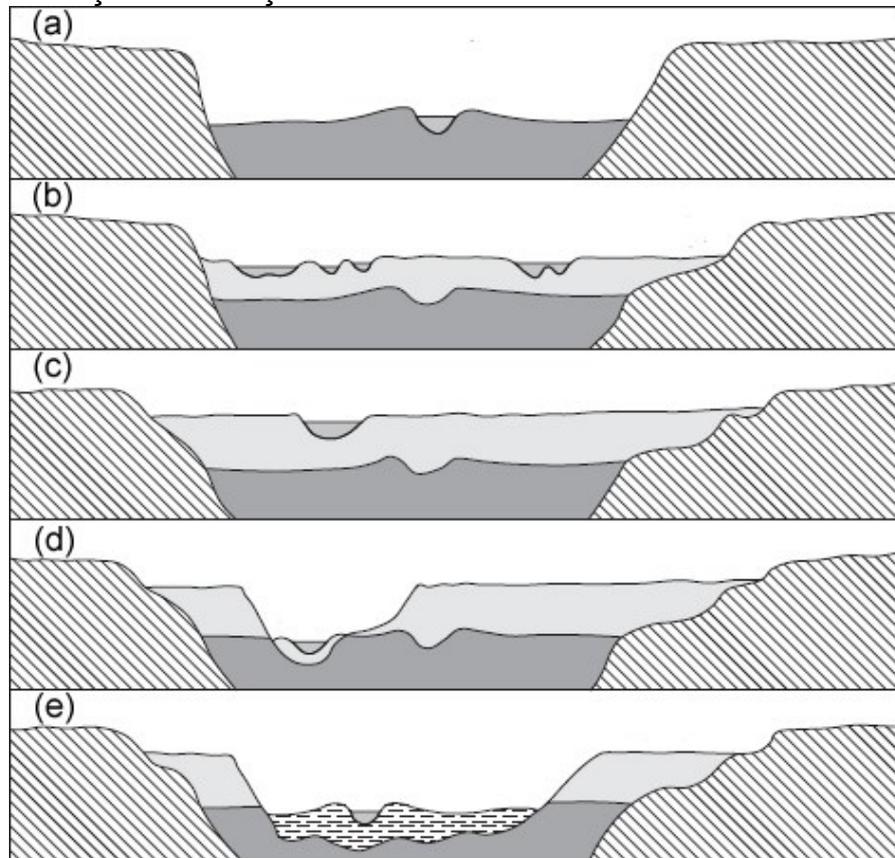


Fonte: Huggett (2007, p. 238).

⁵ Conforme Christofolletti (1981, p. 246) as bacias de inundação são partes mais baixas da planície de inundação, mal drenadas, planas e localizadas nas adjacências das faixas aluviais, atuando como áreas de decantação dos sedimentos mais finos.

Nos rios aluviais a incisão se dá sobre o aluvião, isto é, sobre os sedimentos consolidados. Na Figura 4 em (a) observa-se o estágio inicial, com a presença de um antigo terraço aluvial, da planície de inundação convexa e do rio. No segundo estágio (b) ocorre o processo de deposição de sedimentos e início do aplainamento da planície de inundação. Em (c) ocorre a consolidação da nova planície de inundação aplainada. Uma mudança no ambiente fluvial provoca uma nova incisão (d) e a criação da nova planície de inundação convexa (e) (HUGGETT, 2007, p. 241).

Figura 4 - Formação de terraços em rios aluviais.



Fonte: Modificado de Huggett (2007, p. 241)

2.3 PROCESSOS DE DEPOSIÇÃO FLUVIAL

Os processos de deposição envolvem a decantação e a sedimentação de partículas de diferentes tamanhos resultantes da ação dos processos erosivos tanto nas áreas adjacentes aos canais fluviais como nos próprios canais fluviais a partir da decantação dos sedimentos.

Nas áreas adjacentes ao canal fluvial, as partículas, em sua maioria, são depositadas na planície de inundação formando diques marginais, sulcos, depósitos de recobrimento e bacias de inundação (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 244).

Por considerar que o movimento de inundação e emersão da água comandam os processos de erosão e deposição, Allen (1970, p. 138-140) elaborou uma sequência de quatro fases para descrever o processo de maneira generalizada:

Fase 1: Transbordamento: as águas transbordam pela calha do talvegue e avançam pela planície de inundação, atravessando os sulcos e em seguida a parte mais elevada dos diques marginais. Nessa fase há intensa erosão das formas topográficas, provocando alargamento do canal através do solapamento das margens;

Fase 2: Enchimento das bacias de inundação: as bacias de inundação são tomadas pelas águas transbordantes. Nessa fase a água já perdeu muito da sua força destrutiva por ser maior a distância do canal fluvial e a erosão é menor.

Fase 3: Esvaziamento das bacias de inundação: o nível das águas abaixa e as soleiras que dividem as bacias de inundação reaparecem criando condições para a decantação dos sedimentos mais finos (siltes e argilas).

Fase 4: Secamento das bacias de inundação e modificação de depósitos sedimentares recentes: nessa fase há retirada completa da água promovendo o surgimento de superfície arenosa e argilosa.

Dos processos de deposição nas planícies de inundação surgem formas topográficas características: diques marginais, sulcos, depósitos de recobrimento e bacias de inundação.

Os diques marginais, explica Christofolletti (1981, p. 244) são saliências alongadas que ocorrem nas margens dos canais fluviais, cuja largura varia entre a metade da largura do canal até quatro vezes maior, e, em altura, varia de alguns centímetros até 8 metros, dependendo do material que o rio fornece.

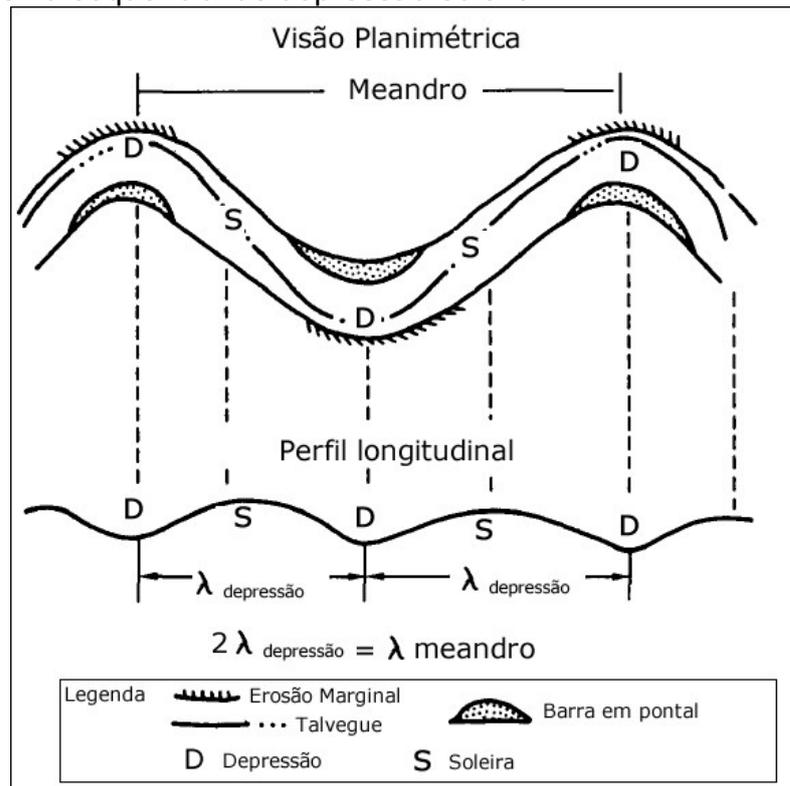
A formação dos diques está condicionada à elevação do nível da água que ocorre nas cheias dos rios, que ao transpassar o limite das margens escoam pela planície de inundação, decantando os sedimentos. Os sucessivos transbordamentos resultam na formação de camadas de materiais decantados, sendo que, em geral,

na parte mais próxima da calha fluvial encontram-se materiais mais grosseiros e ao avançar sobre a extensão da planície de inundação são encontrados os materiais mais finos.

As bacias de inundação são as partes mais baixas da planície de inundação, apresentam baixa drenagem e funcionam principalmente como áreas de decantação para os sedimentos mais finos (CHRISTOFOLETTI, 1981, p. 246-247).

Dentro do canal fluvial ocorre ainda o processo de formação de soleiras (riffles) dentro do canal fluvial, que juntamente com as depressões (pools) formam um sistema de soleira-depressão (riffle-pool) sequenciadamente dentro dos canais fluviais (Figura 5) conforme explicam Keller e Melhorn (1978, p. 723-730). As soleiras são formas topográficas deposicionais dentro do canal fluvial oriundas da menor velocidade de fluxo da água.

Figura 5 - Sistema sequencial de depressão-soleira.



Fonte: Modificado de Keller e Melhorn (1978, p. 723).

A hipótese de reversão de velocidade de fluxo desenvolvida por Keller (1971, p. 753-756) explica a formação das soleiras e depressões a partir do fluxo de água do canal. Nos períodos de baixa vazão o fluxo de água próximo do leito é maior nas soleiras que nas depressões, logo os sedimentos mais finos depositados

nas soleiras são removidos e arrastados para dentro das depressões. O aumento do nível de água acarreta também no aumento da velocidade de fluxo sobre o leito (LEOPOLD; MADDOCK, 1953, p. 28-30). Keller (1971, p. 753-756) verificou ainda que com o aumento da vazão a taxa de aumento da velocidade de fluxo nas depressões é maior que nas soleiras, sendo que próximo do nível de vazão plena a velocidade nas depressões é maior que nas soleiras, causando assim erosão nas depressões e deposição nas soleiras.

Outro processo de formação de sistemas soleira-depressão é a acumulação de detritos lenhosos oriundos da vegetação ripária. A esse tipo de origem de soleira-depressão Zelt e Wohl (2004, p.220) denominam de soleira-forçada (forced-pool).

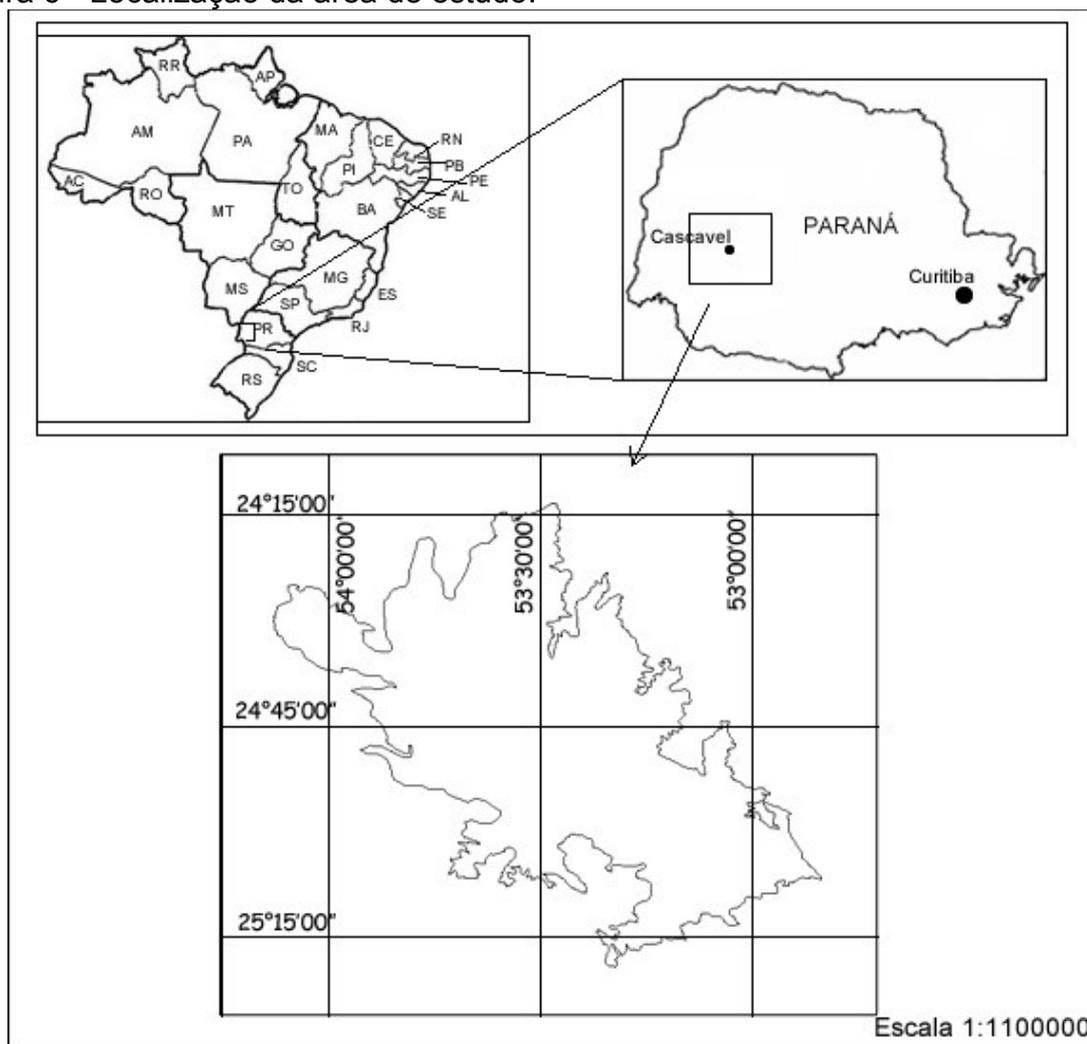
Binda (2009) analisou a acumulação de detritos lenhosos e seus efeitos sobre a formação de soleiras e depressões em quatro seções no Córrego Guabiroba no município de Guarapuava - PR, mostrando que a presença de detritos lenhosos provoca a formação forçada de depressões e soleiras.

Outra forma de depósito de material bastante importante em canais meândricos são as barras em pontal. Nos canais meândricos a água tem mais velocidade nas partes côncavas e erode material da margem. Esse material erodido é depositado nas partes convexas das curvas do canal, onde a velocidade do fluxo é menor possibilitando a deposição (SUGUIO e BIGARELLA, 1990, p. 86).

3. ÁREA DE ESTUDO

A área escolhida para o desenvolvimento desta pesquisa está localizada na região Oeste do Estado do Paraná, Terceiro Planalto Paranaense (Figura 6). A área em destaque é o Planalto de Cascavel, onde foi realizada esta pesquisa.

Figura 6 - Localização da área de estudo.



Organizado pelo autor, 2012.

3.1 GEOLOGIA, GEOMORFOLOGIA E HIDROGRAFIA

A estrutura geológica do Terceiro Planalto do Paraná é composta pelas camadas de rochas sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná e em parte recoberta pelos basaltos da Formação Serra Geral.

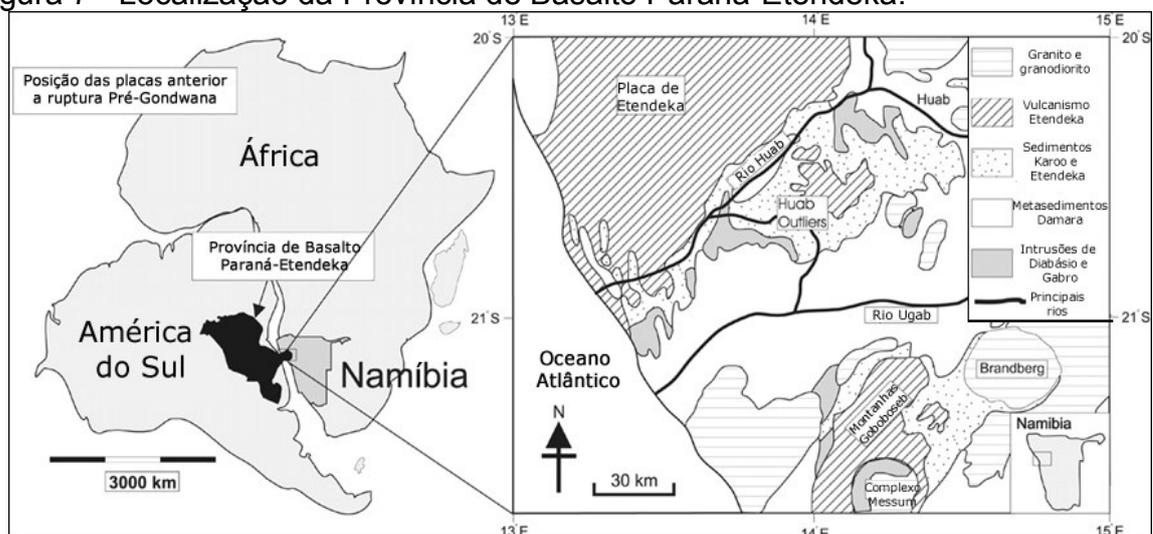
A Bacia Sedimentar do Paraná possui uma área de aproximadamente $1,7 \times 10^6 \text{ km}^2$ e no Brasil abarca parte dos estados de Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, além de pequenas porções no nordeste da Argentina, norte do Uruguai e leste do Paraguai (BELLIENI et al., 1984; WILDNER, 2004).

A bacia tem forma ovalada sendo o eixo maior no sentido S-N. O arranjo espaço-temporal das rochas componentes da Bacia Sedimentar do Paraná tem sido tema constante na literatura geocientífica brasileira com a publicação de inúmeros trabalhos, sendo pioneiro o trabalho de White (1908). Ainda destacam-se pesquisas regionais como Sanford e Lange (1960), Northfleet et al. (1969), Schneider et al. (1974), Soares et al. (1978), Almeida (1980), Fulfaro et al. (1980) e Zalán et al. (1990) (MILANI et al, 2007, p. 265).

Dentro do período de formação da Supersequência Gondwana III⁵ ocorreu a separação do continente Sul Americano da África. O vulcanismo fissural oriundo da separação dos dois continentes cobriu com magma o pacote de rochas sedimentares da Formação Botucatu⁶ (Neojurássico-Eocretáceo).

As rochas vulcânicas básicas acumuladas nas bacias do Paraná e Huab (Figura 7) formam uma das maiores províncias de basaltos de platô do Planeta. Na Bacia Sedimentar do Paraná recobre $1,2 \times 10^6 \text{ km}^2$ com idades variando entre 127-137 Ma (TURNER et al., 1994; MANTOVANI et al., 1995).

Figura 7 - Localização da Província de Basalto Paraná-Etendeka.

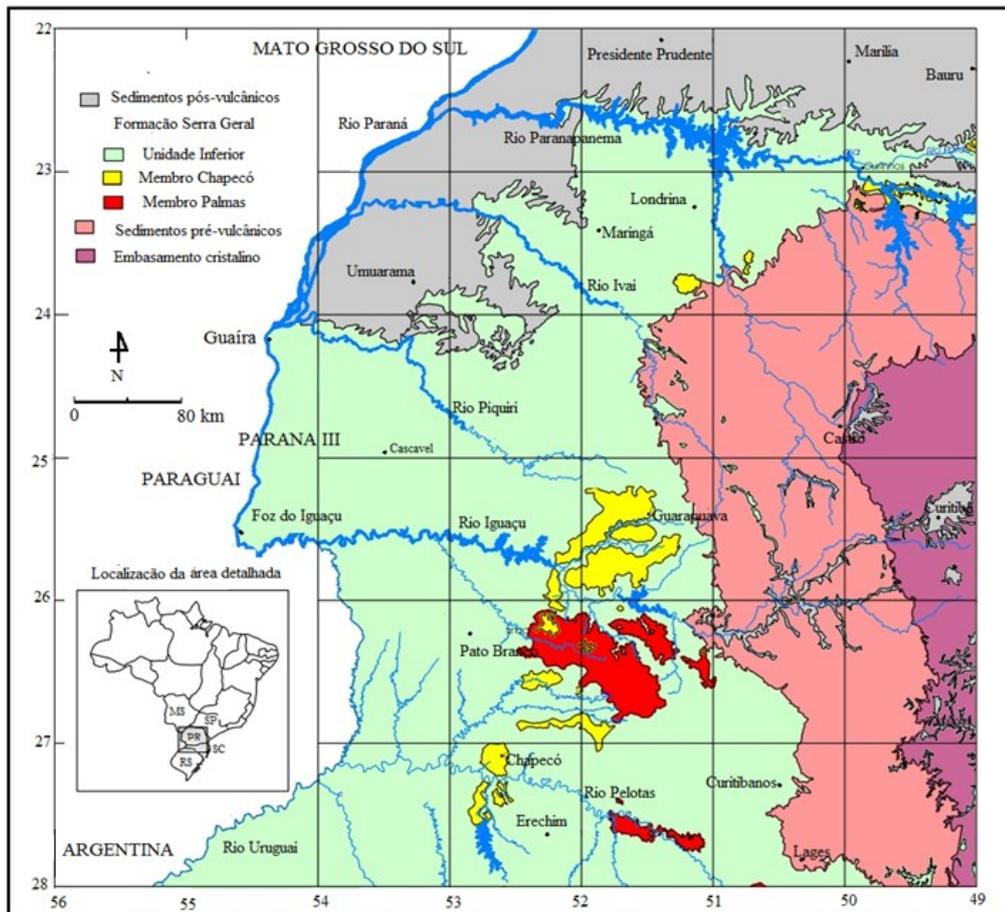


Fonte: Jerram et al (2000, p. 514).

⁶ Camadas de rochas sedimentares da Bacia Sedimentar do Paraná formadas durante o Período Cretáceo inferior da Era Cenozóica.

As rochas vulcânicas resultantes do magmatismo foram denominadas Formação Serra Geral por White (1908) e divididas em três unidades litoestratigráficas por Nardy et al. (2002), a partir de mapeamento em escala regional: Unidade Básica Inferior e os Membros Palmas e Chapecó (Figura 8). Em termos de volume essas unidades litoestratigráficas representam 95%, 2% e 0,5% respectivamente do total das rochas vulcânicas, sendo que os dois Membros se sobrepõem à Unidade Básica Inferior. Esta Unidade é composta por basaltos e andesitos toleíticos de cor negra, textura subfaneríticas, estrutura maciça ou vesicular, enquanto que os Membros Palmas e Chapecó são constituídos, principalmente, por riocacitos, riolitos e latitos, sendo mais expressivos nos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul.

Figura 8 - Distribuição espacial das rochas vulcânicas da bacia sedimentar do Paraná.

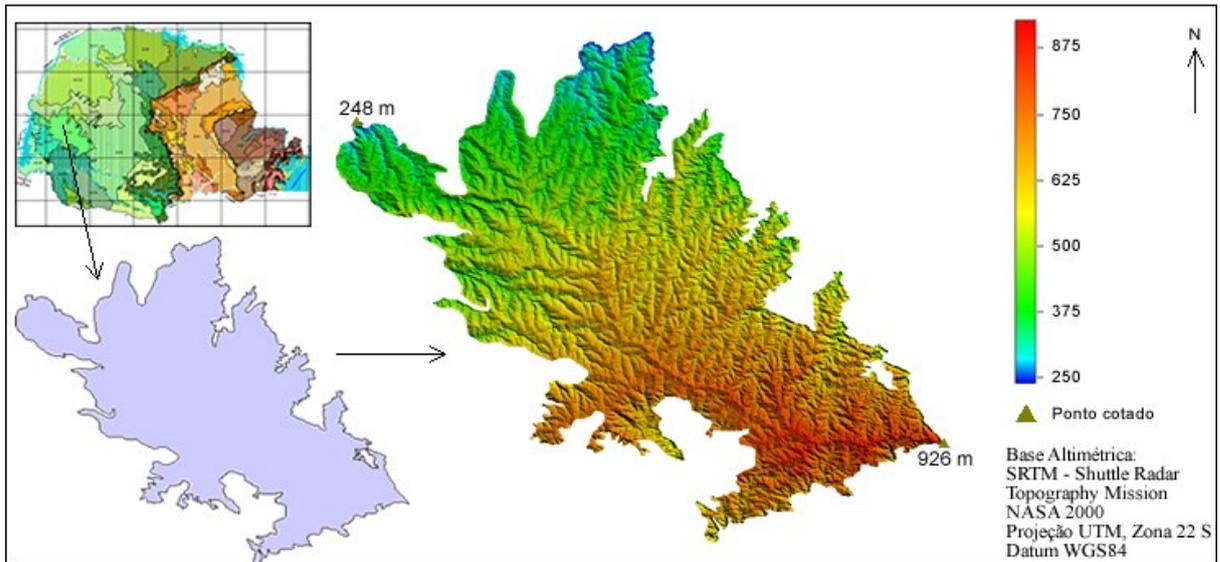


Fonte: Adaptado de Nardy et al (2002).

A atuação dos processos exógenos de esculturação do relevo sobre a Formação Serra Geral deu origem a uma superfície dissecada com a predominância

de topos alongados e aplainados, as vertentes são convexas e se estendem formando vales em “V”. O Planalto de Cascavel ainda apresenta cotas altimétricas variando entre 248 metros e 926 metros (Figura 9).

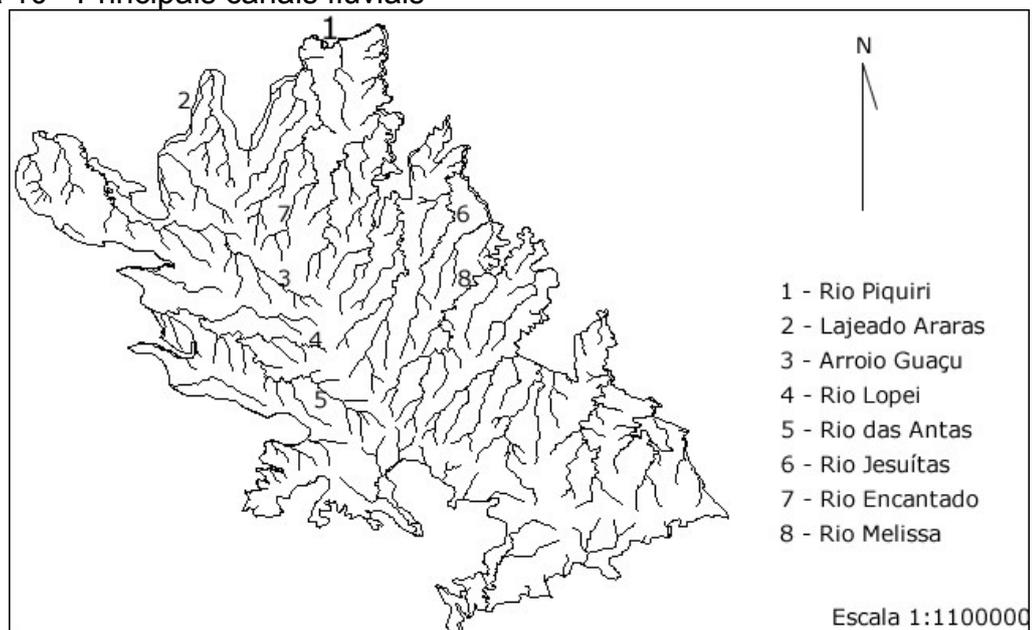
Figura 9 - Localização do Planalto de Cascavel e hipsometria.



Organizado pelo autor, 2012.

Ao longo dos vales do Planalto de Cascavel surge uma rede hidrográfica com um grande número de canais fluviais, cuja disposição forma uma rede de canais paralelos (Figura 10).

Figura 10 - Principais canais fluviais



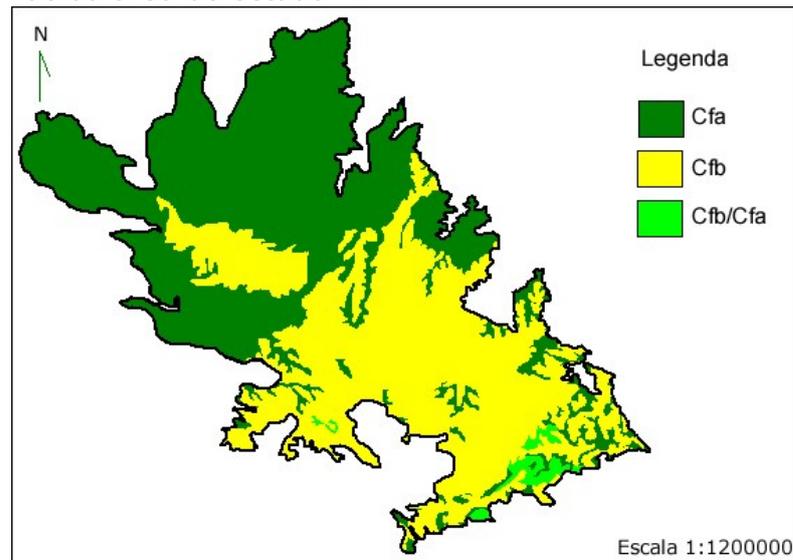
Fonte: Modificado de ITCG (2012).

Ao sobrepor os recortes de altimetria e de hidrografia do Planalto de Cascavel nota-se que a linha mais elevada do relevo vai de sudoeste para noroeste e direciona os demais canais ou para o Rio Piquiri ou para o Rio Paraná, ou ainda para o Rio Iguaçu. A maioria dos canais deságua para o Rio Piquiri que por sua vez é um afluente do Rio Paraná.

3.2 CLIMA

De acordo com ITCG (2008) os climas predominantes são Cfa, Cfb, ocorrendo também pontos isolados de clima transicional Cfa/Cfb e Cwa/Cfa de acordo com a escala de Köppen (Figura 11).

Figura 11 - Climas da área de estudo



Fonte: Adaptado de ITCG, 2008.

Conforme Ayoade (1986, p.232-234) o clima do tipo Cfa caracteriza-se por invernos frios, sendo a média do mês mais frio entre -3°C e 15°C , além de verões quentes nos quais a média do mês mais quente é superior a 24°C . Já o clima do tipo Cfb difere do anterior por apresentar verões moderadamente quentes em que a temperatura média é inferior a 22°C .

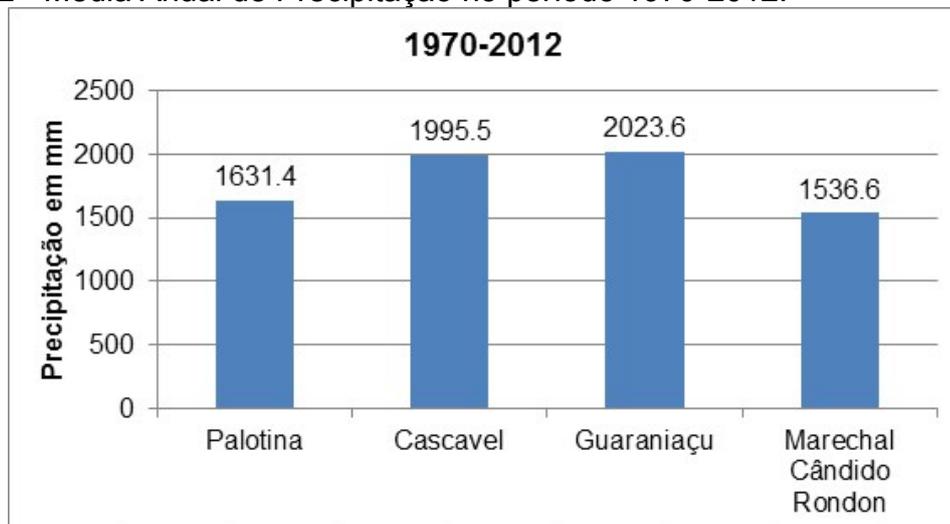
A pluviosidade⁷ no Planalto de Cascavel foi obtida através dos dados coletados em quatro estações, em quatro municípios, da Agência Nacional de Águas – ANA e monitorados pela Superintendência de Desenvolvimento de Recursos Hídricos do Paraná – SUDERHSA (Quadro 1).

Quadro 1 - Estações pluviométricas no Planalto de Cascavel

Município	Código ANEEL	Latitude	Longitude
Cascavel	02553016	25°10'00"	53°22'00"
Guaraniaçu	02552006	25°04'59"	52°52'59"
Marechal C. Rondon	02454000	24°30'00"	54°19'59"
Palotina	02453003	28°18'00"	53°55'00"

A Figura 12 destaca a média anual de precipitação em cada um dos quatro municípios apresentados no Quadro 1.

Figura 12 - Média Anual de Precipitação no período 1970-2012.



Fonte: SUDERHSA (2010). Dados trabalhados pelo autor (2012).

A distribuição das chuvas durante o ano nos quatro municípios se dá com maiores volumes nos meses iniciais e finais de cada ano (correspondendo à estação mais quente) e com menores volumes nos meses do meio de ano (estação mais fria). O mês mais chuvoso nos quatro municípios é outubro (média): Cascavel (249

⁷ A pluviosidade é um importante agente na morfologia do canal, uma vez que a água das chuvas escoar pela vertente chegando até o canal e transportando detritos que serão depositados dentro do curso fluvial (SUGUIO e BIGARELLA, 1990, p.4; CHRISTOFOLETTI, 1981, p.19).

mm), Guaraniaçu (226 mm), Marechal Cândido Rondon (185 mm) e Palotina (173 mm).

O desmatamento da região inicia a partir do processo de colonização da região por parte das empresas colonizadoras entre as décadas de 1950 e 1960 e na década de 1970 com o processo de modernização da produção agropecuária (SONDA, 2010, p. 83-100). O processo de desmatamento provoca sérios danos aos canais fluviais, pois a vegetação funciona como um filtro e, na sua inexistência ocorre o aumento da quantidade de detritos dentro do canal fluvial, provocando, em alguns casos, o assoreamento do canal.

Outro aspecto importante do histórico ambiental da região foi a construção da Usina Hidrelétrica de Itaipu, que segundo Souza (2009, p. 43.53) promoveu uma série de alterações a nível local e regional, principalmente, de ordem climática e fluvial. Neste caso, influenciando os processos de escoamento superficial e no nível de base⁸ regional.

⁸ O nível de base é o limite topográfico abaixo qual nenhuma drenagem consegue erodir o continente. (GOUDIE, 2004, p.62)

4. MATERIAIS E MÉTODO

O primeiro passo foi reunir informações através de referencial bibliográfico sobre as principais formas topográficas que ocorrem nos fundos de vale e quais são os processos que as originam.

Em seguida, foi delimitada a área de estudo que compreende o planalto de Cascavel. Este planalto foi escolhido porque as altitudes nele variam entre 250 a 920 metros em relação ao nível do mar. Essa delimitação foi feita a partir do Mapa Geomorfológico do Paraná (MINEROPAR, 2009, p. 18).

O passo seguinte foi a seleção das cartas topográficas (Anexo 1) que perfazem a área de estudo. Esse passo é muito importante porque é por meio das cartas topográficas que é realizada a localização dos córregos que serão investigados na pesquisa. As cartas foram georreferenciadas juntamente com a área delimitada utilizando-se o software Global Mapper 13.00© (disponível em versão comercial).

A rede hidrográfica do Planalto de Cascavel é composta por uma grande quantidade de canais, os quais variam em forma e tamanho, sendo necessário o estabelecimento de critérios de seleção para os rios que foram utilizados nesta pesquisa. O primeiro critério: o canal deve ter sua nascente e foz circunscrita no Planalto de Cascavel. O segundo critério: o curso fluvial deve ter menos de 5 km de extensão. O terceiro critério: selecionar córregos cujas nascentes se encontraram em diferentes posições altimétricas.

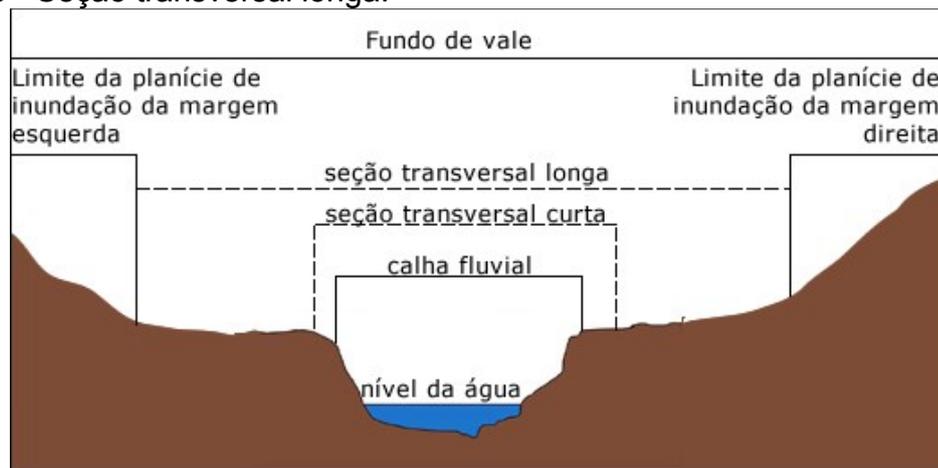
Em cada curso fluvial selecionado foram realizados três pontos de aferição: alto, médio e baixo curso do canal. Nos trechos em que se observa a formação de soleiras e depressões são realizadas duas seções transversais: uma seção longa, na soleira ou na depressão, que vai do limite da planície de inundação da margem esquerda até o limite da planície da margem direita; e uma seção curta na soleira ou na depressão para mostrar os detalhes da feição topográfica do leito (Figura 13). Nos rios em que se observa a não formação de sistemas soleiras-depressão é realizada apenas uma seção transversal do limite da planície de inundação da margem esquerda até o limite da planície de inundação da margem direita.

O levantamento dos valores altimétricos de uma seção longa é realizado a partir do nivelamento geométrico simples da superfície com a utilização de um nível ótico com tripé e uma mira. Garcia e Piedade (1944, p. 121) afirmam que para a

realização de qualquer medida altimétrica é necessário que haja um nível de referência, podendo ser o nível médio do mar ou qualquer superfície. Para esta pesquisa foi adotada como nível de referência a cota altimétrica de 100 metros. A partir da marcação do nível de referência são realizadas as leituras dos rês e vantes (Figura 14).

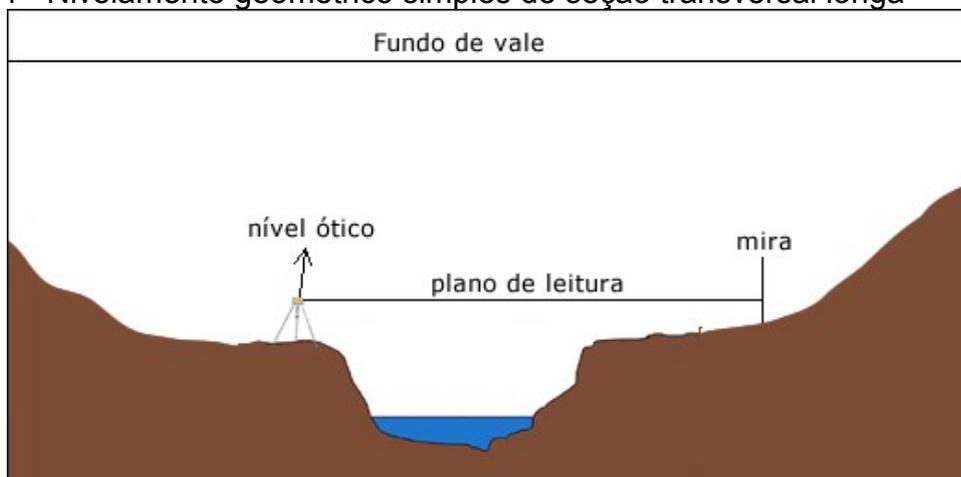
A posição da régua é definida após uma prévia identificação das principais formas encontradas na planície de inundação, sendo que em cada ponto de interesse são cravadas estacas para o levantamento planialtimétrico. Dessa forma é possível construir um pequeno perfil longitudinal do canal que serve para mostrar a forma do canal numa perspectiva planimétrica. Para isso são definidos, dentro do córrego, de 3 a 5 pontos distantes um do outro cerca de 5 metros, e realizadas leituras dos vantes e do azimute de cada ponto com o nível ótico (Figura 15).

Figura 13 - Seção transversal longa.



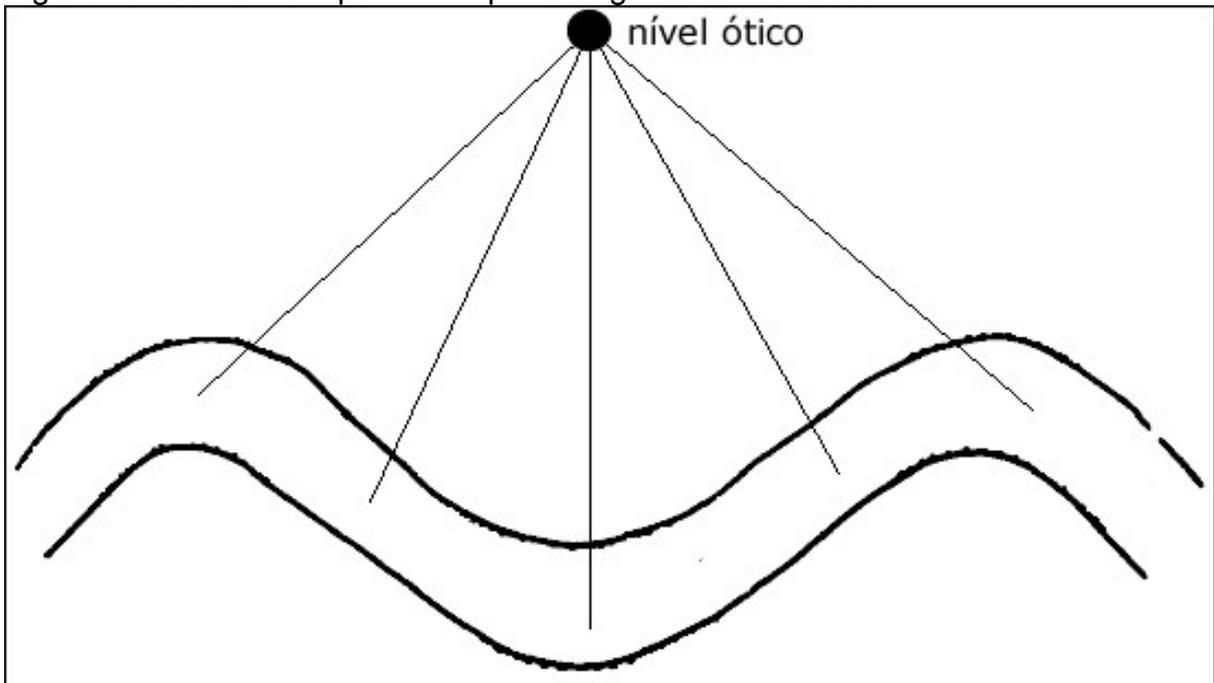
Elaborado pelo autor.

Figura 14 - Nivelamento geométrico simples de seção transversal longa



Organizado pelo autor.

Figura 15 - Leitura dos pontos do perfil longitudinal do curso.



Elaborado pelo autor.

Em seguida é realizado o registro fotográfico da seção transversal para visualização dos limites de cada uma das feições encontradas e em perspectiva longitudinal do rio para visualização das feições internas do canal. Após o registro fotográfico são anotadas as medidas (comprimento, largura, profundidade e/ou altura) das formas topográficas encontradas (diques, barras em pontal, marmitas, soleiras, depressões, etc.) com o auxílio de uma trena.

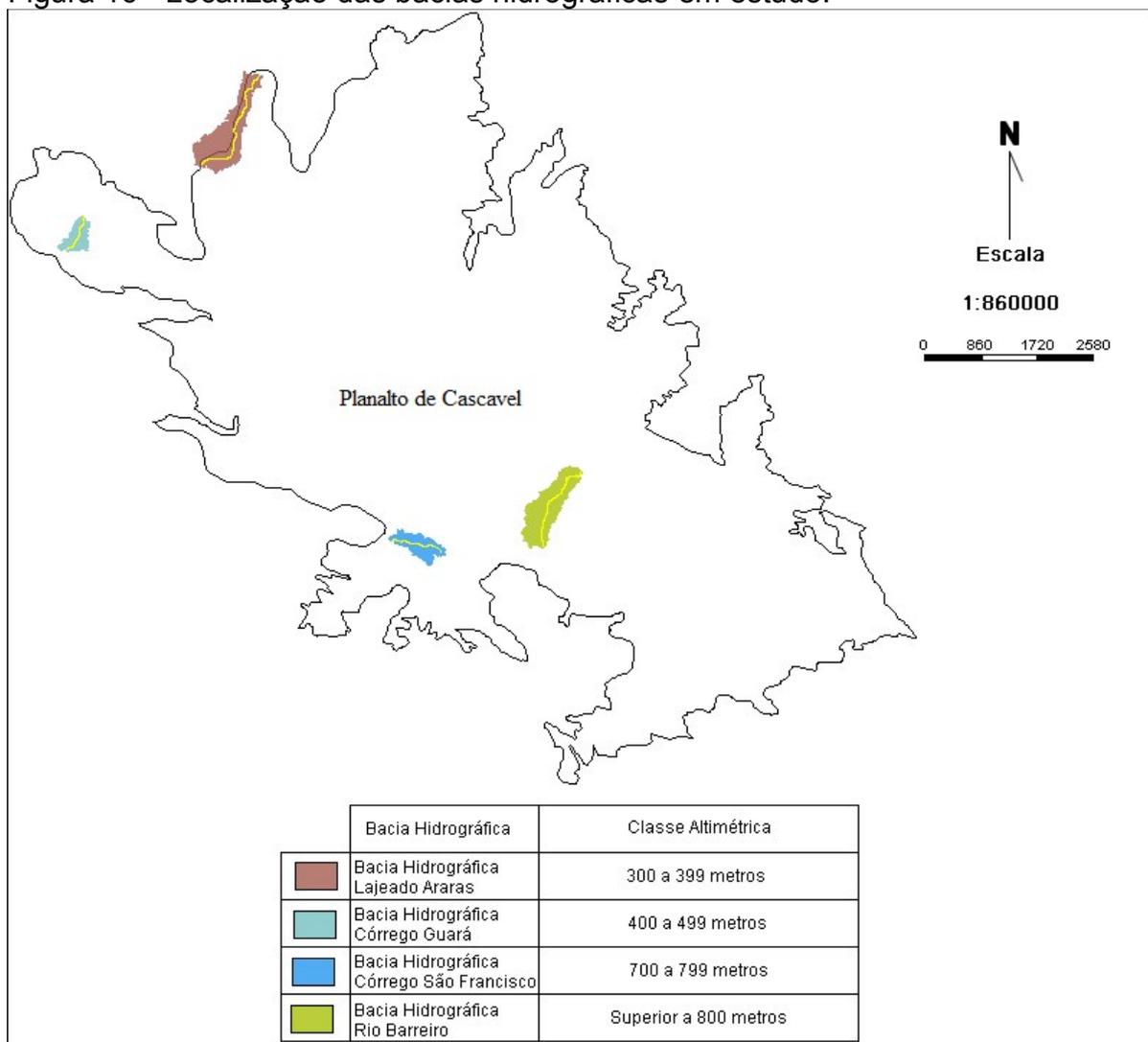
Os valores coletados em campo são inseridos numa planilha eletrônica do software Microsoft Office Excel 2010 para a geração de gráficos correspondentes às seções transversais e do perfil longitudinal.

O tratamento e a análise dos dados obtidos a partir dos levantamentos planialtimétricos e registros fotográficos fornecerão os elementos necessários para a caracterização das formas topográficas da planície de inundação e do curso fluvial.

5. RESULTADOS

As bacias selecionadas no presente trabalho estão localizadas em diversas posições altimétricas no planalto de Cascavel (Figura 16). As bacias selecionadas estão concentradas nas altitudes máximas e mínimas do planalto.

Figura 16 - Localização das bacias hidrográficas em estudo.



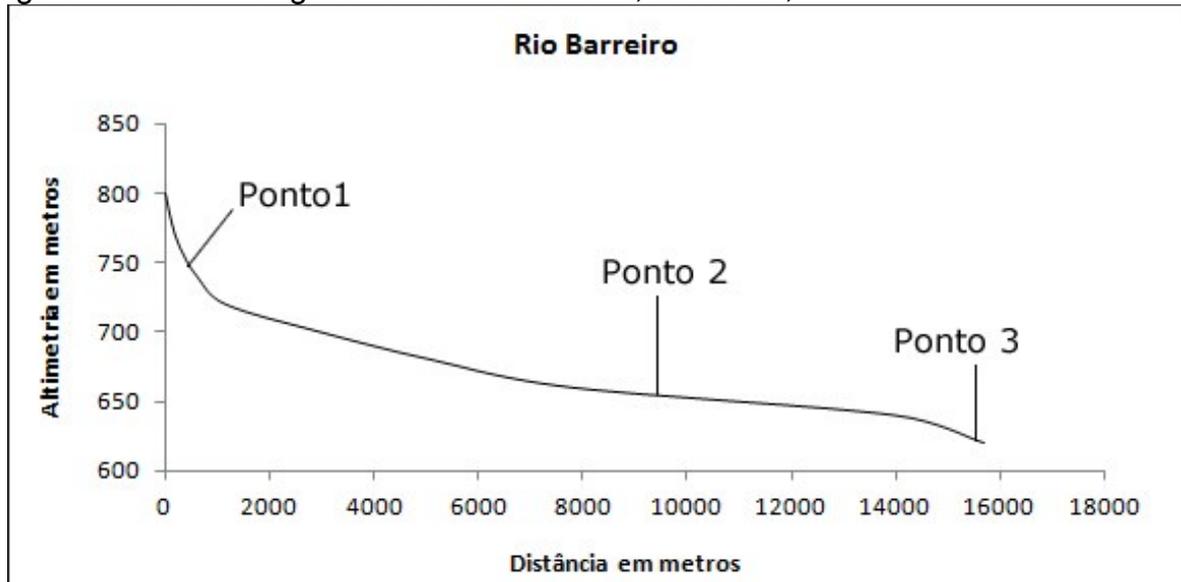
5.1 RIO BARREIRO

O Córrego Barreiro está localizado no perímetro do município de Cascavel, PR e apresenta uma extensão aproximada em 15,7 km. Sua nascente está a cerca de 780 metros acima do nível do mar. A área da bacia hidrográfica do Rio Barreiro tem cerca de 48 km².

De acordo com o método proposto para a pesquisa foram realizados levantamentos na nascente, médio curso e foz do Rio Barreiro (Figura 17).

Ao longo das margens foi possível observar a presença de muitos detritos lenhosos provenientes da vegetação que margeia o canal, bem como de pequenos bancos de sedimentos decantados pela água após as cheias.

Figura 17 - Perfil Longitudinal do Rio Barreiro, Cascavel, PR.



Elaborado pelo autor.

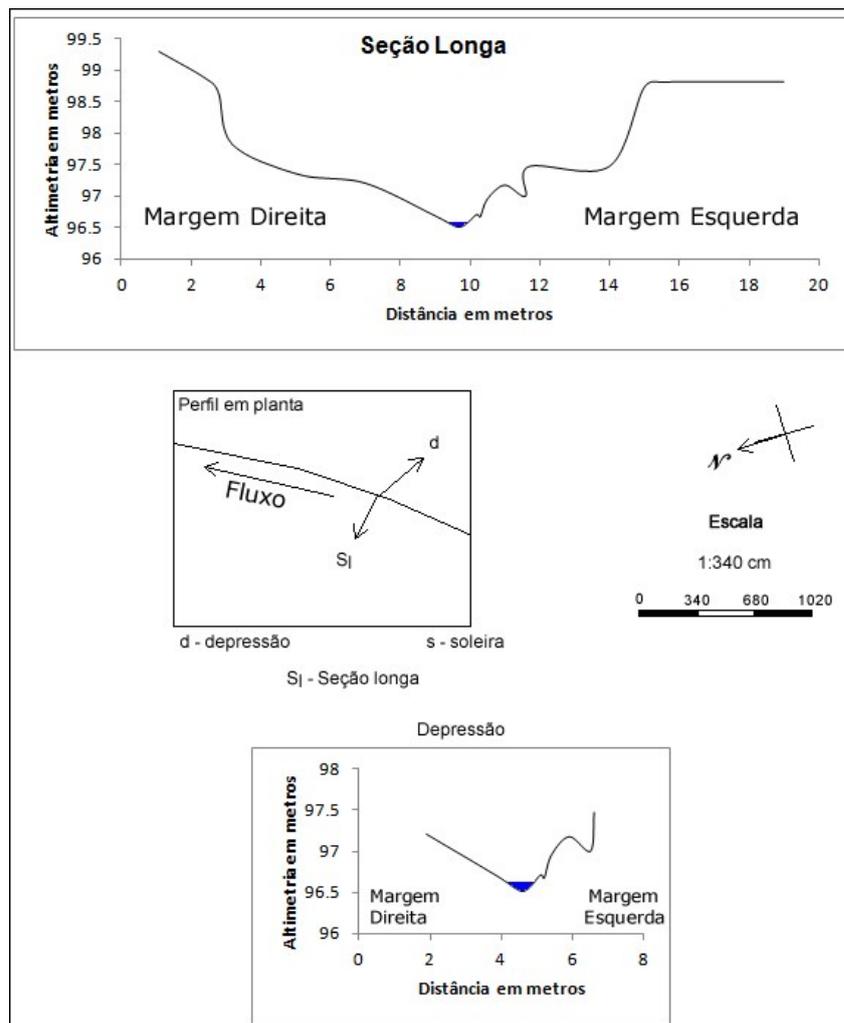
No Ponto 1 ($24^{\circ}58'11.67''S$ e $53^{\circ}22'21.49''O$) foi realizada a medição da seção curta numa depressão, o canal apresentou 85 centímetros de largura e a lâmina d'água é de 20 centímetros. O leito é formado de material lodoso proveniente da erosão das margens e que lentamente vai sendo removido pelo fluxo de água do canal. Já na seção longa, realizada em área de soleira do canal, a largura foi de 82 cm e a profundidade da água foi de 8 cm. No intervalo compreendido entre os 9 e 10 metros do perfil nota-se uma saliência que são acúmulos, diques marginais, de sedimentos finos em meio a detritos lenhosos (Figura 18).

Ao longo do traçado longitudinal do Ponto 1 nota-se a presença de detritos lenhosos oriundos da vegetação instalada nas margens do canal. Os diques marginais encontrados possuem entre 10 e 20 centímetros de comprimento e até 10 centímetros de largura e são compostos por partículas finas.

O Ponto 2 ($24^{\circ}54'2.66''S$ e $53^{\circ}20'35.10''O$) está situado no médio curso do Rio Barreiro. A planície de inundação neste ponto é mais curta na margem direita e mais longa na margem esquerda. Durante a medição na seção longa, realizada na

direção de uma depressão, notou-se a formação de um pequeno dique marginal formado pela deposição de sedimentos ligeiramente finos (Figura 19). Na margem esquerda existem pequenos acúmulos de partículas finas e, no intervalo entre 32 e 50 metros, há um leve rebaixamento do relevo onde a água das cheias é decantada, formando uma bacia de inundação na qual são encontrados materiais finos depositados em grande quantidade.

Figura 18 – Alto curso do Rio Barreiro.

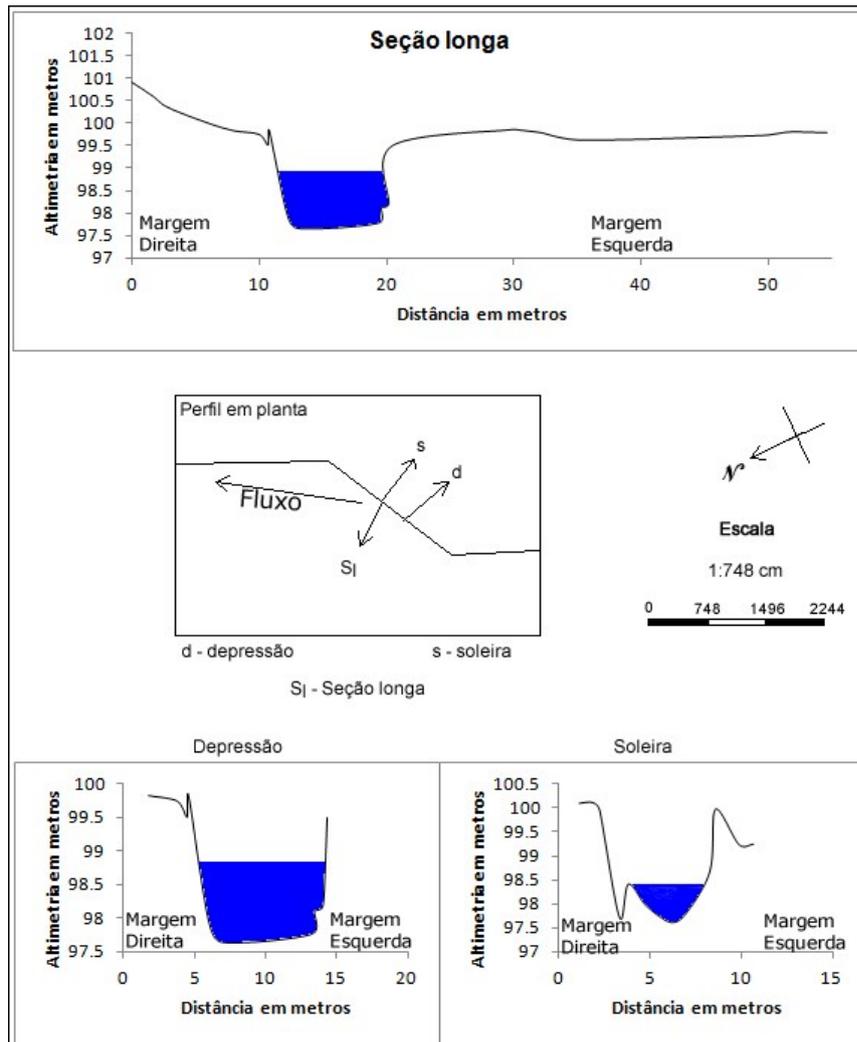


Elaborado pelo autor.

O talvegue é formado por rocha polida com presença de cascalhos, e a lâmina d'água é de 1,06 metros e 8 metros de largura. Na seção curta, realizada na direção de uma soleira, a lâmina d'água apresentou 86 cm de profundidade e a largura do rio é de 6,70 metros. O leito do curso no trecho de soleira é formado pelo acúmulo de fragmentos de rocha, lodo e detritos lenhosos provenientes da vegetação marginal.

No Ponto 2 a sequência de soleira-depressão ocorre em intervalos não superiores a 6 metros. No perfil de soleira realizado há uma elevação contínua que acompanha a margem direita do talvegue, cuja extensão é de aproximadamente 2,4 metros e 64 cm de largura. Na margem esquerda dessa seção encontra-se em formação um dique marginal com sedimentos e detritos lenhosos.

Figura 19 – Médio curso do Rio Barreiro.



Elaborado pelo autor.

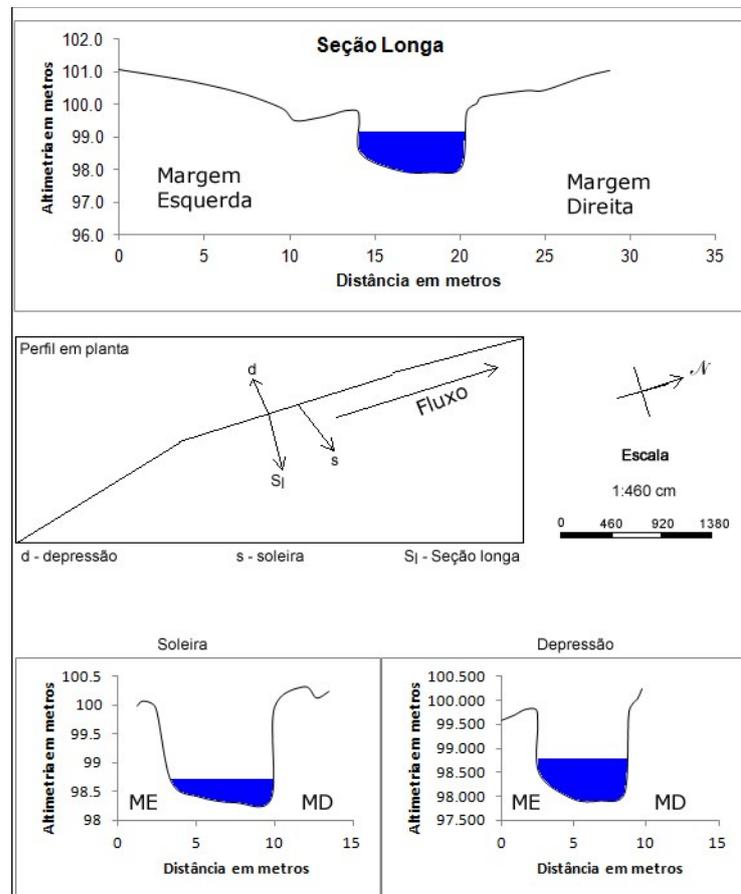
O ponto 3 ($24^{\circ}52'32.86''S$ e $53^{\circ}19'1.39''O$) se localiza a menos de 50 metros da desembocadura do Rio Barreiro no Rio Tesouro.

Na Figura 20 é possível identificar que, embora sendo um ponto do baixo curso do canal, trata-se de um canal encaixado em que tanto a margem esquerda quanto a direita tem curta extensão. A margem esquerda é mais elevada e tem menor extensão em relação à margem direita.

Em ambas as margens existem diques marginais e canais de escoamento das águas das cheias. Os diques são formados por materiais finos e detritos lenhosos. O talvegue é formado por rocha polida com presença de cascalhos, sendo a profundidade variável entre 39 e 81 cm.

Neste ponto ocorre, também, uma sequência de soleira-depressão. Na soleira a profundidade da água entre 39 e 49 cm, com a presença de sedimentos finos (silte) e cascalhos.

Figura 20 - Baixo curso do Rio Barreiro.



Elaborado pelo autor.

Nas fotos dos pontos visitados (Figura 21) verifica-se a presença de cobertura vegetal ao longo dos trechos e a grande quantidade de material lenhoso proveniente da mata ciliar.

Figura 21 – Canal fluvial do rio Barreiro no alto curso (A), médio curso (B) e baixo curso (C).



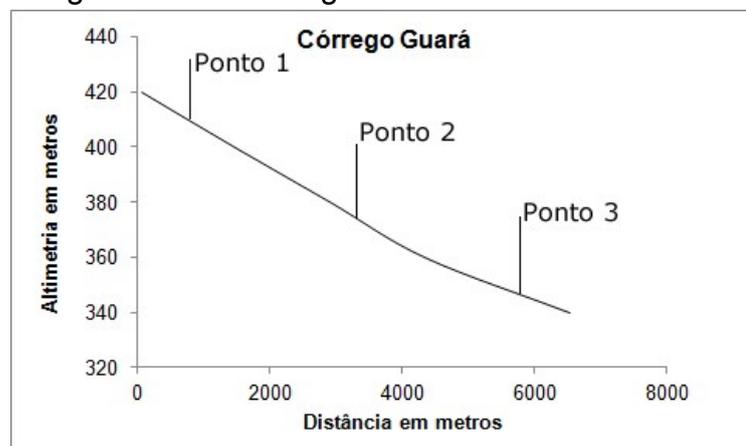
Fonte: Acervo pessoal do autor.

5.2 CÓRREGO GUARÁ

O Córrego Guará nasce nas proximidades da sede do município de Marechal Cândido Rondon, oeste do Paraná, cerca de 414 metros de altitude em relao ao nível do mar e, sua extensão  de aproximadamente 6,5 km (Figura 22).

O ponto neste córrego (2430'48.64"S e 54 1'20.81"O) está situado no baixo curso da bacia e apresenta uma grande área de planície de inundao.

Figura 22 - Perfil longitudinal do Córrego Guará

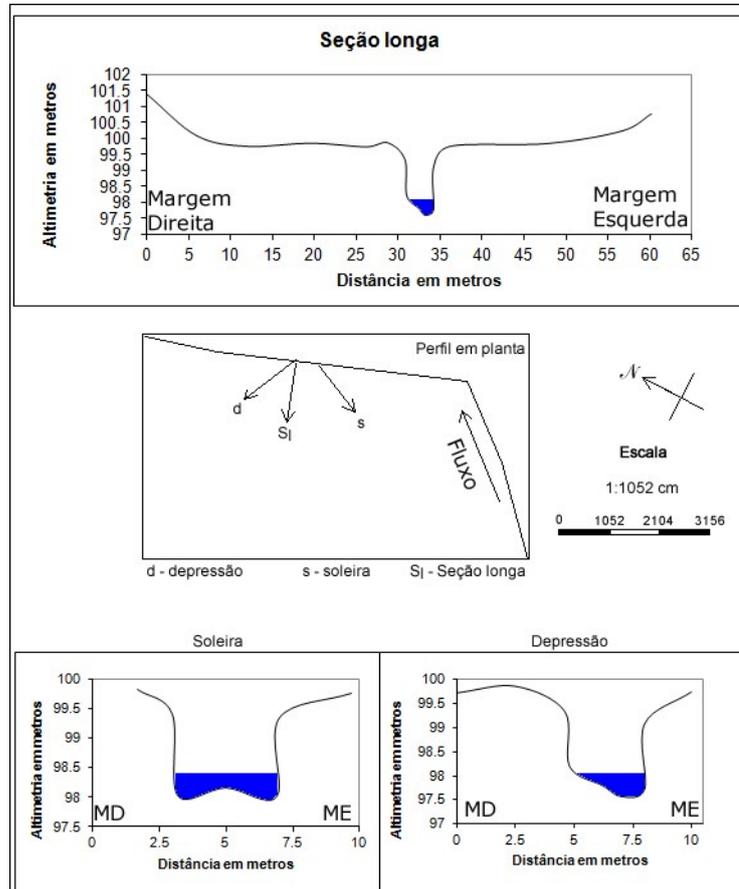


Elaborado pelo autor.

No talvegue há ocorrência de sequências de soleira-depressão, sendo que nas soleiras há acumulao de detritos lenhosos e de partículas finas depositadas (silte). Já nas depressões observa-se o acúmulo de pequenos cascalhos. A lâmina d'água nesse ponto  de 61 cm de profundidade na depressão e de 48 cm na soleira (Figura 23).

Na linha da seção longa foi observada a formação de diques marginais na margem esquerda do canal e paralelamente aos diques existem pequenos canais que servem de calhas de escoamento para a água das cheias.

Figura 23 - Baixo curso do Córrego Guará.

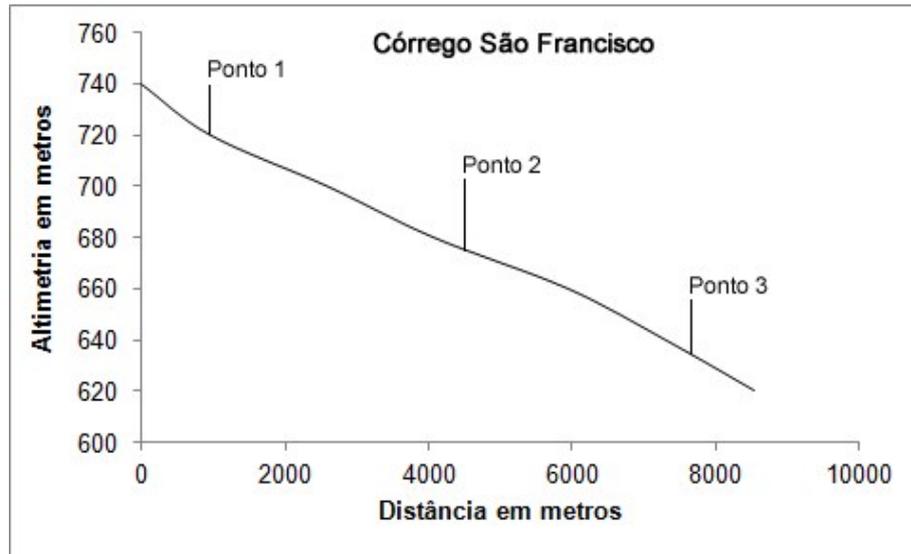


Elaborado pelo autor.

5.3 CÓRREGO SÃO FRANCISCO

O Córrego São Francisco está localizado no município de Cascavel, e sua nascente próxima ao perímetro urbano, a aproximadamente 740 metros de altitude (Figura 24). A extensão aproximada do canal é de 8,5 km.

Figura 24 - Perfil longitudinal do Córrego São Francisco



Elaborado pelo autor.

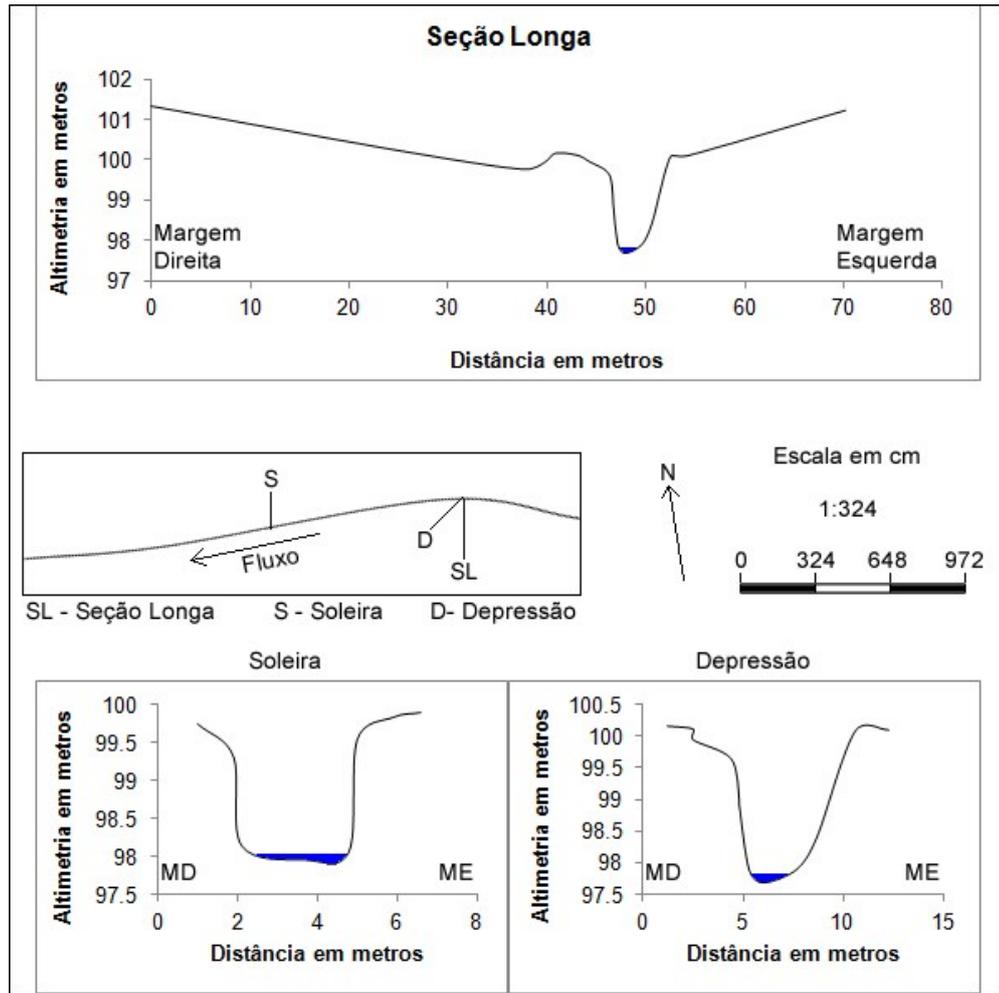
O Ponto 1 ($24^{\circ}58'48.39''S$ e $53^{\circ}31'32.22''O$), situado no trecho próximo a nascente do canal, apresenta uma planície de inundação ligeiramente inclinada na margem direita, onde também se encontram saliências sob as quais se acumulam detritos lenhosos e sedimentos de diferenciados tamanhos (Figura 25). A margem esquerda não apresenta planície de inundação bem desenvolvida.

A vegetação é mais abundante na margem esquerda que na margem direita, conferindo maior estabilidade às paredes do canal. Ambas as margens apresentam resquícios de inundações recentes por conta da presença de detritos lenhosos característicos que ficam retidos nos emaranhados da vegetação rasteira e arbustos (Figura 26).

A lâmina d'água varia entre 10 a 25 cm de profundidade alterando de acordo com a rugosidade do leito. O leito é composto por seixos de diferenciados tamanhos, e próximo às margens o leito é mais lodoso.

Na curva presente neste trecho do canal há formação de uma barra de pontal. A depressão que segue após a curva tem profundidade aproximada de 25 cm. A soleira está distante da depressão cerca de 6 metros, formada por seixos, onde a lâmina d'água atinge 12 cm.

Figura 25 - Alto curso do Córrego São Francisco



Elaborado pelo autor.

Figura 26 - Detalhes do alto curso do Córrego São Francisco.

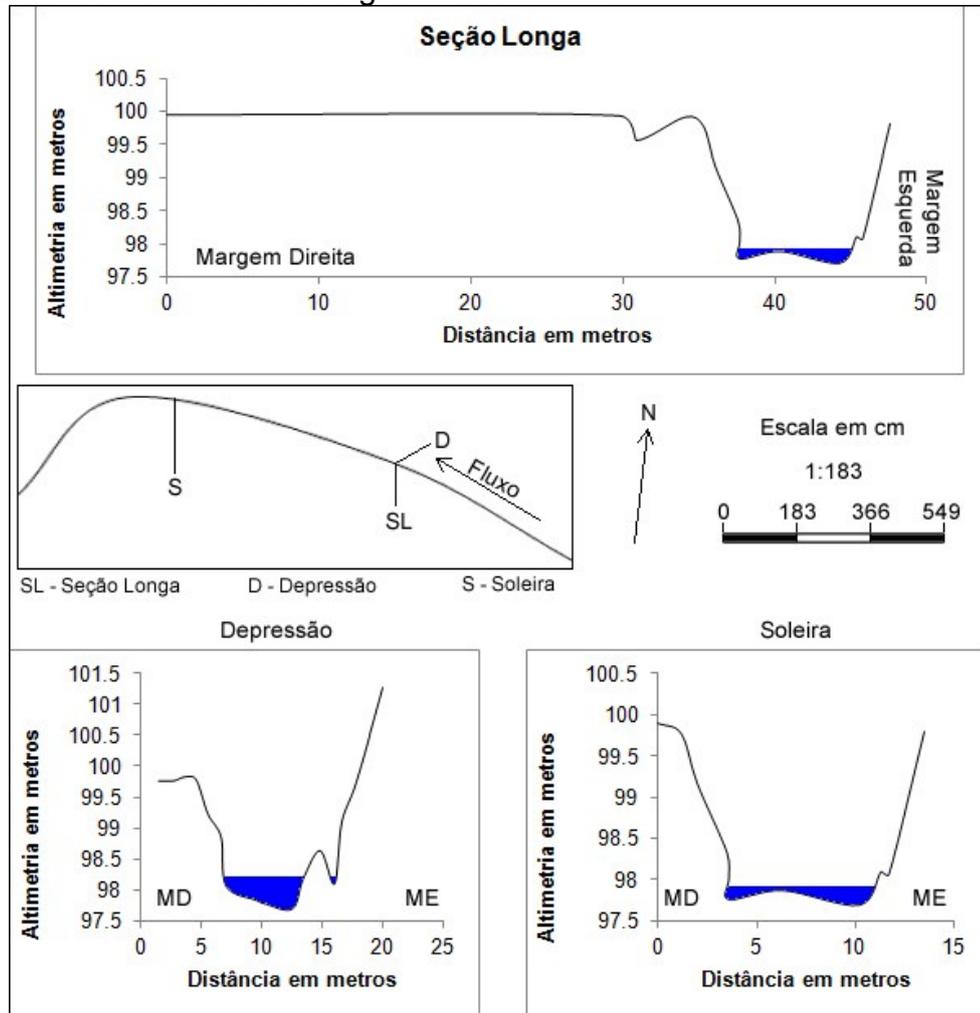


Acervo pessoal. (A) Acúmulo de seixos dentro do canal. (B) Indício de cheias recentes.

O Ponto 2 ($24^{\circ}58'23.28''S$ e $53^{\circ}34'9.99''W$) foi levantado no trecho médio do canal. A planície de inundação está desenvolvida apenas na margem direita e foi parcialmente alterada com a construção de açudes. A planície de inundação neste

trecho alcança largura média de 25 metros, como pode ser vista na seção transversal longa da figura 27.

Figura 27 - Médio curso do córrego São Francisco



Elaborado pelo autor.

Ainda na Figura 27 é possível observar uma saliência próxima da margem esquerda, sendo mais saliente no perfil de depressão que na soleira. Essas saliências são os acúmulos de detritos lenhosos que ocorrem no canal. No trecho do Ponto 2, o canal apresenta leito rochoso com a presença de seixos nas soleiras e profundidade de até 45 centímetros nas depressões. A preservação da mata ciliar na margem esquerda proporciona a formação de acúmulos de material lenhoso dentro do canal (Figura 28).

A soleira neste trecho é formada após um afloramento rochoso dentro do canal e é composta por seixos de variados tamanhos com uma lâmina d'água de 4 cm. A depressão neste trecho encontra-se cerca de 4 metros a montante da soleira com uma lâmina d'água de 40 centímetros.

Figura 28 - Acúmulo de detritos lenhosos no médio curso do córrego São Francisco

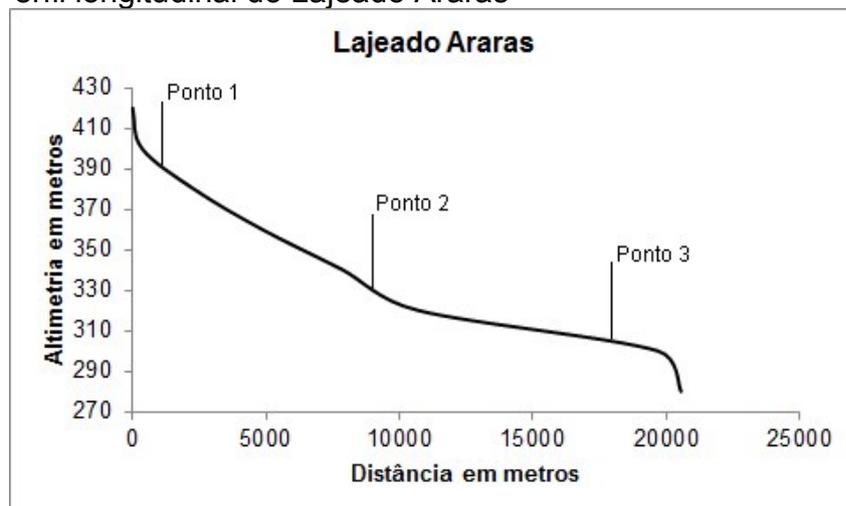


Acervo pessoal do autor.

5.4 LAJEADO ARARAS

O Lajeado Araras se estende por cerca de 20,5 km na área rural do município de Maripá e sua nascente está localizada a 400 metros de altitude em relação ao nível do mar (Figura 29).

Figura 29 - Perfil longitudinal do Lajeado Araras

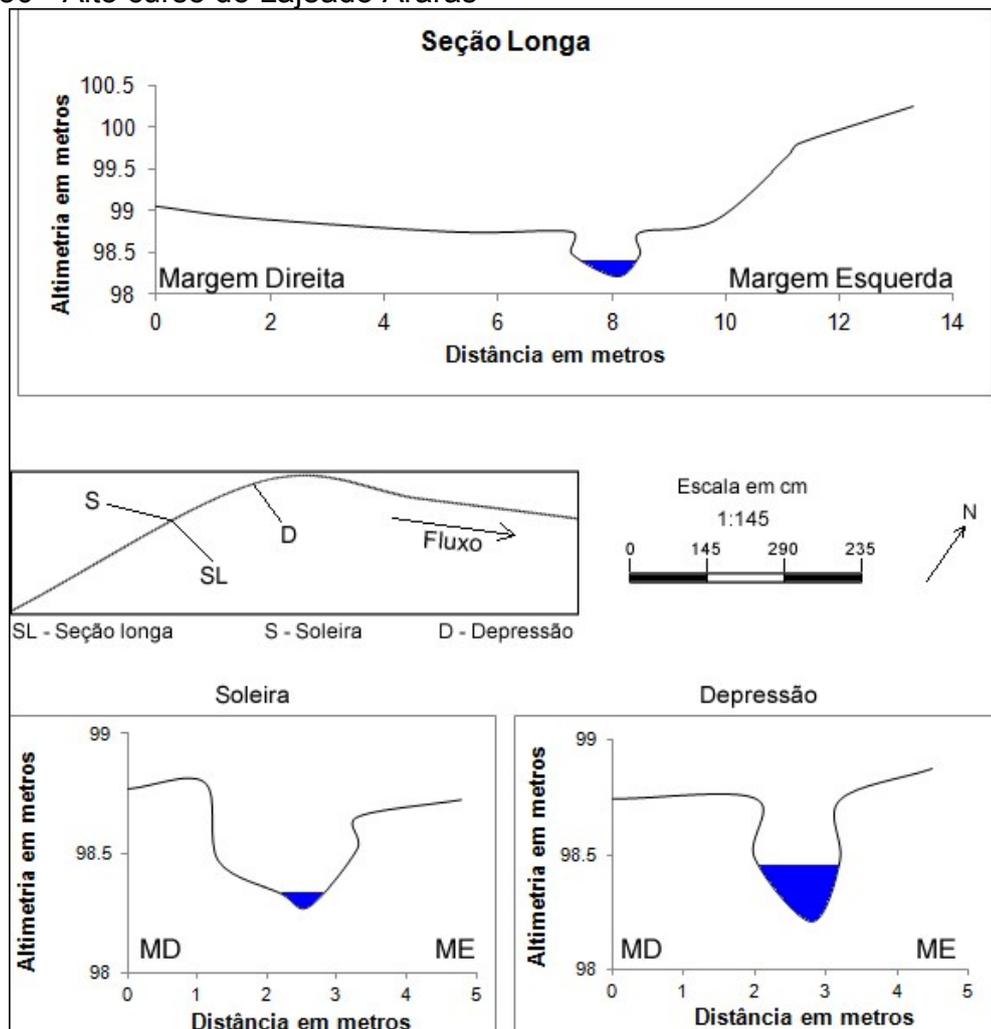


Elaborado pelo autor.

No Lajeado Araras o trecho correspondente ao ponto 1 ($24^{\circ}25'45.61''S$ e $53^{\circ}50'56.10''O$) está localizado a cerca de 1,1 km da nascente; apresenta planície de inundação desenvolvida na margem direita e é pouco desenvolvida na margem esquerda (Figura 30).

Neste ponto a distância entre soleira e depressão é de aproximadamente 2 metros. Tanto na soleira quanto na depressão o leito do canal é lodoso com presença de seixos de tamanhos variados. A soleira é formada por um acúmulo de lodo, seixos e detritos lenhosos e apresenta uma lâmina d'água de 10 cm. A depressão apresenta menor presença de seixos e detritos lenhosos, e tem uma lâmina d'água de 25 cm (Figura 31). Os detritos lenhosos encontrados dentro do canal são providos pela vegetação formada por gramíneas e arbustos da margem direita e árvores na margem esquerda.

Figura 30 - Alto curso do Lajeado Araras



Elaborado pelo autor.

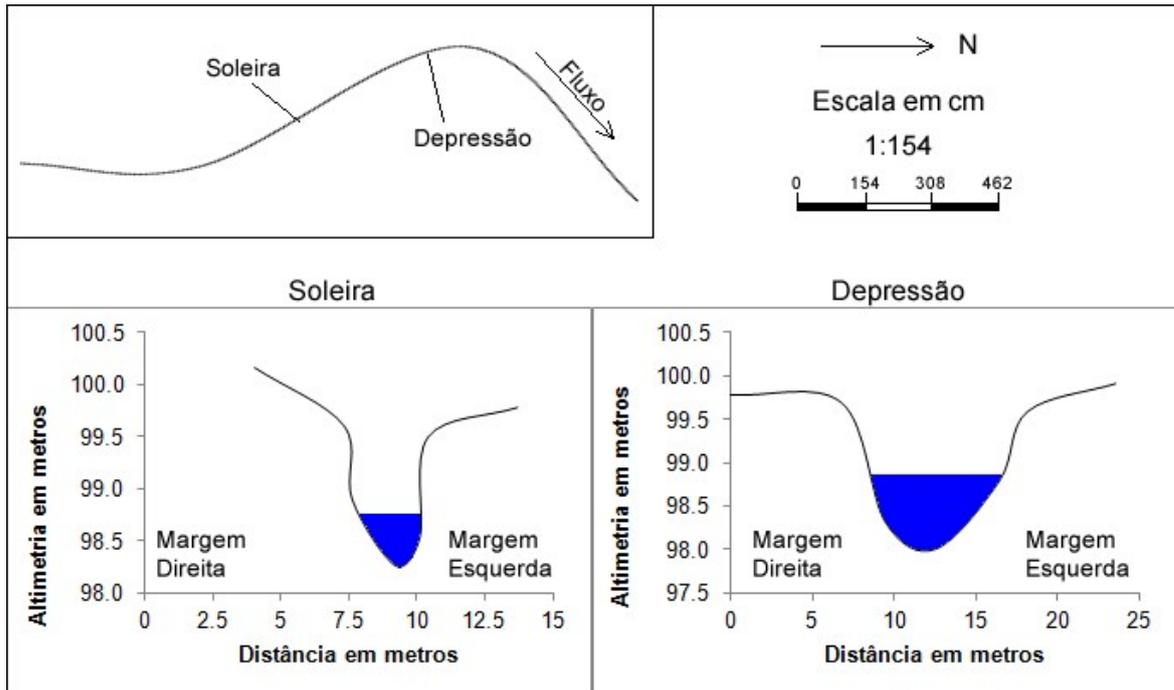
Figura 31 - Vegetação fornecedora de detritos lenhosos no alto curso do Lajeado Araras



(A) Visão longitudinal do trecho, destaque para a vegetação composta por gramíneas na margem direita. (B) Vegetação da margem esquerda, composta por arbustos e árvores.

O Ponto 2 ($24^{\circ}22'18.07''S$ e $53^{\circ}48'9.76''O$) corresponde ao trecho de médio curso do Lajeado Araras, distando cerca de 9 km da nascente (Figura 32). Nesse ponto há planície de inundação em ambas as margens, no entanto a densa vegetação não permite a determinação pela metodologia selecionada para esta pesquisa.

Figura 32 - Médio curso do Lajeado Araras



Elaborado pelo autor.

A soleira neste trecho é formada pelo acúmulo de seixos no centro do canal, com uma lâmina d'água de 55 cm. Na depressão, posicionada 3,6 metros à montante da soleira, apresenta um leito de rocha polida e lâmina d'água de 81 cm.

Dentro do canal são observadas formações laterais resultantes do acúmulo de sedimentos finos, seixos e detritos lenhosos provenientes da vegetação das margens (Figura 33).

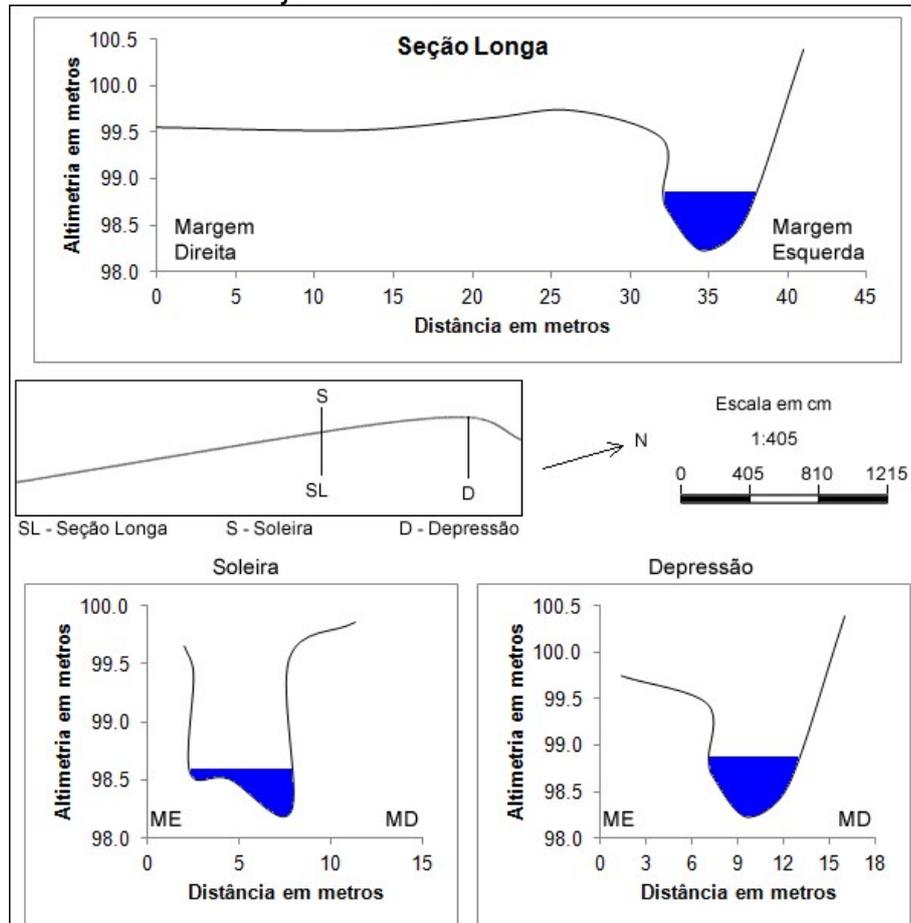
O trecho correspondente ao baixo curso é o Ponto 3 ($24^{\circ}18'57.85''S$ e $53^{\circ}46'51.01''O$), localizado a cerca de 18 km da nascente. A planície de inundação é bem desenvolvida na margem direita e ausente na margem esquerda. A soleira é formada pelo acúmulo de seixos de tamanhos diferenciados e apresenta uma lâmina d'água de 23 cm. A depressão está localizada há 8,15 metros à montante da soleira; apresenta leito polido com leve presença de lodo e lâmina d'água de 81 cm (Figura 34).

Figura 33 - Acúmulos laterais dentro do canal no médio curso do Lajeado Araras



(1) Acúmulo lateral de seixos. (2) Visão longitudinal do canal a montante com destaque para a vegetação. Acervo pessoal do autor.

Figura 34 - Baixo curso do Lajeado Araras



Elaborado pelo autor.

Nesse trecho do canal há acúmulos de sedimentos finos próximos à margem esquerda do canal, que são recobertos por detritos lenhosos da vegetação presente

nas margens do canal (Figura 35), bem como a presença de uma linha de escavação marginal em ambas as margens.

Figura 35 - Acúmulo de sedimentos no canal no baixo curso do Lajeado Araras



Acervo pessoal do autor.

No Quadro 2 é apresentado o agrupamento dos principais dados coletados nos canais fluviais no que se refere as formas topográficas e sua ocorrência.

Quadro 2 - Feições encontradas nos canais

			FORMAS TOPOGRÁFICAS								
			Altitude em metros	Tipo de Leito	Soleira	Depressão	Barras em pontal	Diques Marginais	Bacias de Inundação	Linha de Escavação marginal	Sulcos
Trecho											
PLANALTO DE CASCAVEL	Rio Barreiro	Alto Curso	730	Misto	-	X	-	X	-	X	-
		Médio Curso	635	Rochoso	X	X	X	X	X	X	X
		Baixo Curso	620	Rochoso	X	X	-	X	-	X	X
	Córrego São Francisco	Alto Curso	720	Misto	X	X	-	X	-	-	-
		Médio Curso	670	Rochoso	X	X	X	-	-	-	-
		Baixo Curso	640	-	-	-	-	-	-	-	-
	Lajeado Araras	Alto Curso	390	Misto	X	X	-	-	-	-	-
		Médio Curso	330	Rochoso	X	X	X	-	-	-	-
		Baixo Curso	310	Misto	X	X	X	-	-	X	-
	Córrego Guará	Alto Curso	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Médio Curso	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Baixo Curso	340	Misto	X	X	-	X	-	X	X

No Quadro 2 observa-se que nos trechos de nascente ocorre predomínio de leito misto, isto é, a presença de afloramentos rochosos no leito do canal, bem como a presença de matacões e detritos rochosos menores, e, também a presença de material lodoso. Já no médio curso dos canais o leito é caracterizado pelo afloramento rochoso e a presença abundante de detritos rochosos. A jusante dos canais tende a ser mista, com a presença de detritos rochosos em meio ao material lodoso do fundo do canal.

O Quadro 2 ainda mostra que em todos os canais são encontradas sequências de soleiras-depressões, no entanto, as demais feições topográficas não são encontradas em todos os canais por causa da dinâmica fluvial particular de cada ponto. No entanto a presença de sequências de soleiras-depressões está associada ao regime do fluxo de leito e da quantidade de material que é fornecida pela vegetação marginal.

6. DISCUSSÕES

Os cursos fluviais estudados se destacam por apresentar uma forte incisão do talvegue e pelo traçado meândrico dos canais. Os processos de incisão dos canais assim como o meandramento dos mesmos tem relação direta com características geológicas e geomorfológicas da área de estudo.

As camadas basálticas, que recobrem toda a área de estudo, apresentam na base assim como no topo características amigdaloidais-vesiculares, e, a parte nuclear maciça (WAICHEL, LIMA e SOMMER, 2006). De modo que a base e o topo dos derrames são erodidos facilmente pela ação dos processos intempéricos, e as áreas nucleares apresentam maior competência em relação à ação do intemperismo. Ao passo que as rochas mostram diferentes competências ao serem modeladas pelos processos intempéricos, especialmente pela ação da água, os vales e os canais vão sendo desenhados na paisagem.

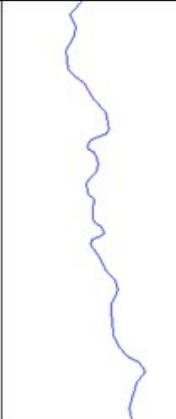
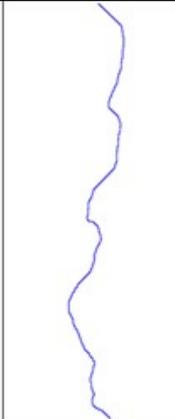
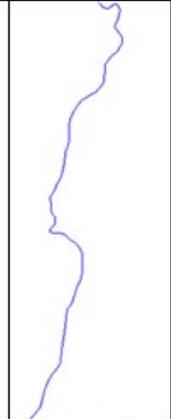
A forte incisão dos canais fluviais é mais notória nos cursos superiores das bacias situadas nas maiores cotas altimétricas como no caso dos rios Barreiros e São Francisco. A profundidade do canal de escoamento varia de 2 a 3 metros. As bacias com altitudes menores como os córregos Guará e Araras, a incisão é menor e varia de 1 a 2 metros. Nos cursos inferiores das bacias estudadas é observada

uma superfície aluvial bem desenvolvida formando amplos fundos de vale. A maior parte dos pontos levantados, os canais estão inseridos em terrenos aluviais. O forte entrenchamento do talvegue provoca a exposição da rocha basáltica que constitui o substrato da região.

O meandramento é uma característica importante dos rios da região (Figura 36). A maior parte dos cursos meândricos está encaixada na superfície do fundo de vale, e por tanto, não constitui meandros livres. Nas bacias situadas em posições altimétricas superiores (acima da cota de 500 m) como o rio Barreiro, a planície aluvial ativa produto dos processos atuais estão em formação no fundo do canal. Por outro lado, nas bacias localizadas em cotas mais baixas (inferior a cota 400 m) o grau de incisão é menor e em alguns casos, como na figura 34 (p. 44), o fundo de vale constitui a atual planície ativa.

A formação de barras em pontal está associada à erosão marginal do canal e deposição do material erodido nas partes convexas dos meandros (NANSON e CROKE, 1991, p. 461). No alto curso do Córrego São Francisco e no médio curso do Lajeado Araras as barras em pontal são constituídas por sedimentos finos e seixos de variados tamanhos, bem como de detritos lenhosos fornecidos pela vegetação ripária local e daqueles que são depositados durante as cheias dos canais (Figura 37).

As sequências de depressões-soleiras estão associadas a menor velocidade do fluxo e a presença de obstáculos como detritos lenhosos ou rochosos, obras de engenharia ou afloramentos rochosos. As sequências de soleira-depressão associadas a fatores como o acúmulo de detritos lenhosos oriundos da vegetação como visto por Binda (2009) na bacia do córrego Guabiroba em Guarapuava, (PR) ocorrem em todos os canais apresentados nesta pesquisa.

			
Canal	Lajeado Araras	Rio Barreiro	Córrego São Francisco
Extensão (em km)	20,5	15,7	8,5
Altitude na nascente (em ms)	400	800	740

Elaborado pelo autor.

Figura 37 - Barras em pontal nos córregos estudados no Planalto de Cascavel.



(1) Alto Curso do Córrego São Francisco. (2) Médio Curso do Lajeado Araras.
Acervo pessoal do autor.

As soleiras e depressões formadas pela presença de grandes detritos lenhosos⁹ (large Woody debris – LWD) são menos frequentes, porém mais profundas, como a que foi encontrada no médio curso do Córrego São Francisco. Neste mesmo ponto ocorrem soleiras formadas por detritos rochosos que se acumulam a montante de um afloramento rochoso no leito do canal. Os pontos rasos observados no curso médio do córrego São Francisco são formados por afloramento da rocha basáltica, produto da forte incisão que opera no leito do canal (Figura 38). Assim como verificado por Keller e Melhorn (1978, p. 730) não existem muitas diferenças entre as sequências de soleira-depressão formadas em canais de leito

⁹ São considerados grandes detritos lenhosos aqueles com dimensões superiores a 1 metro de comprimento e 10 centímetros de diâmetro (PIEGAY e GURNELL, 1997, p. 100).

aluvial e de leito rochoso, principalmente no que se refere ao tamanho e ao espaçamento entre as soleiras e as depressões.

Figura 38 - Afloramento dentro do médio curso do Córrego São Francisco.



Destaque para o afloramento da rocha. Acervo pessoal do autor.

Na ocorrência de afloramentos rochosos dentro do canal é possível encontrar outras formas topográficas relativas aos processos erosivos que ocorrem sobre essas superfícies. No caso do médio curso do Córrego São Francisco ocorre a formação de marmitas (pot-holes). As marmitas são formadas pelos processos de abrasão, dissolução ou corrosão. Não é possível estabelecer qual desses processos é mais eficiente, no entanto, dadas as condições climáticas é possível que a abrasão seja o processo mais eficiente, atuando principalmente nas épocas de cheias dos rios, onde as partículas em suspensão são arremessadas para dentro das marmitas e são agitadas por um processo de turbilhonamento provocando o aprofundamento e alargamento das marmitas.

Os afloramentos encontrados nesse trecho do canal há ocorrência de marmitas (Figura 39).

Figura 39 – Marmitas no córrego São Francisco



Acervo do autor.

Nas marmitas encontradas no Córrego São Francisco apresentam no seu interior fragmentos rochosos que aparentam terem sido depositados durante a última cheia do canal fluvial.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise dos dados obtidos mostrou que os processos erosivos e deposicionais atuam mais nos trechos superiores e inferiores dos canais respectivamente, sendo que a incisão do canal é maior nos canais com cotas altimétrica maiores. Os trechos inferiores por sua vez mostraram maior desenvolvimento das planícies aluviais, e, conseqüentemente fundos de vale mais amplos.

Os processos deposicionais são reconhecidos a partir das formas topográficas encontradas como diques e barras em pontal, as quais apresentam materiais constituintes de diferentes tamanhos.

Os processos erosivos por sua vez são observados através da remoção de material das margens côncavas dos canais assim como da ação da água sobre os afloramentos rochosos com a formação de marmitas (pot-holes).

Em todos os canais foram observadas formações de soleiras e depressões forçadas causadas por detritos lenhosos oriundos da vegetação ripária dos canais fluviais. Também ocorrem sequencias de soleiras e depressões pela variação da velocidade de fluxo de água do canal no trecho.

Por se tratar de uma pesquisa com caráter exploratório, muitas questões merecem um olhar mais aprofundado a partir do que se pode observar nos canais do Planalto de Cascavel, e, serem desdobradas em outras pesquisas, como por exemplo, qual a influência da vegetação sobre essas formas topográficas, a ocorrência dessas formas topográficas como limite da extensão da planície de inundação, a velocidade com que essas formas são construídas e desconstruídas entre outras. Tais perguntas poderão ser respondidas com o monitoramento dos pontos avaliados nesta pesquisa.

8. BIBLIOGRAFIA

ACKERS, P.; CHARLTON, F.G. Meander geometry arising from varying flows. In: **Journal of Hydrology**, vol. 11. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Publishing Company, 1970. P. 230-252.

ALMEIDA, F. F. M. **Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil**. São Paulo, SP: Paulipetro, 1980.

ALLEN, J. R. L. **Physical processes of sedimentation**. London, UK: George Allen & Unwin Ltd, 1970.

ANDREWS, E.D. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. In: **Journal of Hydrology**, Vol. 46, n°3-4. Amsterdam, The Netherlands: 1980. P. 311-330.

AYOADE, J. F. O. **Introdução à Climatologia para os trópicos**. 12ª Edição. Rio de Janeiro, RJ: Bertrand Brasil, 2007.

BELLIENI G., COMIN-CHIARAMONTI P., MARQUES L.S., MELFI A.J., PICCIRILO E.M., NARDY A.J.R., ROISENBERG A. High- and low-Ti flood basalts from the Paraná plateau (Brazil): petrology and geochemical aspects bearing on their mantle origin. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, N. 150**. Schweizerbart Science Publishers: Stuttgart, Deutschland, 1984.

BINDA, A. L. **A Influência de detritos lenhosos na morfologia e na sedimentologia de leito no Rio Guabiroba, Guarapuava, PR**. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Estadual do Oeste do Paraná. Defesa: 2009.

BRIGHAM, A. P. **A Text-book of Geology**. New York, NY: D. APPLETON AND COMPANY, 1900.

CASSETI, V. **Elementos de Geomorfologia**. Goiânia, Goiás: Editora da UFG, 1994.

CHARLTON, Rosemary. **Fundamentals of Fluvial Geomorphology**. London, UK: Routledge – Taylor & Francis Group, 2008. P. 234.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo, SP: Editora Edgard Blücher, 1980.

_____. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo, SP: Editora Edgard Blücher, 1981.

COTTON, C. A. Landscape as developed by the Process of normal erosion. 2ª Edição. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1948. PP. 301.

DAVIS, W. M. The Geographical Cycle. In: **Geographical Journal**, v. 14, n. 5. Londres, Inglaterra: The Royal Geographical Society, 1899. P. 481-504.

_____. **Geographical Essays**. Boston, Massachussets: Ginn & Co., 1909.

DRAUT, A. E.; LOGAN, J. B.; Mastin, M. C. Channel evolution on the dammed Elwha River, Washington, USA. In: **Geomorphology**, v. 127, n. 1-2. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 2011. P. 71-87.

FERNANDEZ, O. V. Q. Determinação da descarga dominante em estações fluviométricas das regiões Oeste e Sudoeste do Paraná. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 1, n° 1. Porto Alegre, RS: União Brasileira de Geomorfologia, 2010. P. 69-74.

FULFARO, V. J., GAMA JUNIOR, E., SOARES, P. C. 1980. **Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná**. São Paulo, SP: Paulipetro, 1980.

GARCIA, G. J., PIEDADE, G. C. R. **Topografia aplicada às ciências agrárias**. São Paulo, SP: Editora Nobel, 1944.

GRIFFITHS, R. E.; ANDERSON, D. E.; SPRINGER, A. E. The morphology and hydrology of small spring-dominated channels. In: **Geomorphology**, v. 102, n. 3-4. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 2008. P. 511-521.

HANCOCK, G.S., ANDERSON, R.S., WHIPPLE, K. X. Beyond Power: bedrock river incision process and form. In: Tinkler, K., Wohl, E. (Eds.). **Rivers Over Rock: Fluvial Processes in Bedrock Channels**. Geophysical Monograph, vol. 107. Washington, DC: American Geophysical Union, 1998. P. 35– 60.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. 2nd Edition. New York, NY: Routledge, 2007.

HUPP, C. R.; OSTERKAMP, W. R. Geomorphic and vegetative characteristics along three northern Virginia Streams. In: **Geological Society of America Bulletin**, v. 95. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, 1984. P. 1093-1101.

INGLIS, C. C. Discussion of systematic evaluation of river regime. Journal of Waterways Harbor Division. Reston, VA, USA: American Society of Civil Engineers, 1968.

ITCG – INSTITUTO DE TERRAS, CARTOGRAFIA E GEOCIÊNCIAS. **Shapefile da Hidrografia do Paraná**. Curitiba, PR, 2010. Disponível em <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>> Acesso em 10/06/2012.

_____. **Shapefile dos Climas do Paraná**. Curitiba, PR, 2008. Disponível em <<http://www.itcg.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=47>> Acesso em 10/06/2012.

JERRAM, D.; MOUNTNEY, N.; HOWELL, J. A.; LONG, D.; STOLLHOFEN, H. Death of a sand sea: an active aeolian erg systematically buried by the Etendeka flood basalts of NW Namibia. In: **Journal of the Geological Society**, v. 157, n.3. London, UK: The Geological Society Press: 2000. P. 513-516.

KELLER, E. A. Areal Sorting of Bed-Load Material: The Hypothesis of Velocity Reversal. In: **The Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n.3. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, 1971. P. 753-756.

KELLER, E. A., MELHORN, W. N. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. In: **The Geological Society of America Bulletin**, v. 89, n.5. Boulder, Colorado: The Geological Society of America, 1978. P. 723-730.

LEOPOLD, L.B., MADDOCK Jr., T. **The Hydraulic Geometry of Stream Channels and Some Physiographic Implications – Geological Survey Paper 252**. Washington, DC: United States Government Printing Office, 1953.

LEOPOLD, L. B., WOLMAN, M. G., MILLER, J. P. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco, CA: W. F. Freeman & Co., 1964.

LIMA, Adalto Gonçalves. Rio de leito rochoso: aspectos geomorfológicos fundamentais. In: **Ambiência**, v.6, n.2, mai/ago. Guarapuava, PR: Editora Unicentro, 2010. P. 339-354.

MALLOTT, C. A. Base level and its varieties. **Indiana University Studies**, n. 82. Indiana University: Bloomington, 1928.

MANTOVANI, M. S. M.; QUINTAS, M. C. L.; SHUKOWSKY, W. Framework of Paraná basin basement: a geophysical contribution from gravity data. In: **IUGG. General Assembly, 21., Boulder, Colorado, July 2-14, Abstracts v. A, p. A 420, SA 51 f, 1995**.

MILANI, E. J. **Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul-ocidental**. 1997. 2 v. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1997.

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

MINEROPAR – MINERAIS DO PARANÁ. **Geologia do Paraná**. Curitiba, PR: MINEROPAR, 2009. Disponível em <<http://www.mineropar.pr.gov.br/modules/conteudo/conteudo.php?conteudo=106>> Acesso em 04/09/2012.

NANSON, G. C., CROKE, J. C. A genetic classification of floodplains. In: **Geomorphology**, v. 4, n. 6. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 1991. P. 459-486.

NARDY A.J.R.; MACHADO, F. B.; OLIVEIRA, M. A. F.; VERDUGO, D. R. H. BETANCOURT, R. H. S. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Revista de Geociências**, Série Científica, v. 10, n. 2. São Paulo: Geologia USP, 2002.

NORTHFLEET, A. A.; MEDEIROS, R. A.; MÜHLMANN, H. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. In: **Boletim Técnico da PETROBRAS**, v.12, n.3, jul/set. Rio de Janeiro, RJ: Petróleo do Brasil S.A., 1969. P. 291-346.

PICKUP, G.; RIEGER, W.A. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. In: **Earth Surface Processes**, Vol. 4, n° 1. London, UK: British Society for Geomorphology, 1979. P. 37-42.

PICKUP, G., WARNER, R. F. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. In: **Journal of Hydrology**, v. 29. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier Scientific Publishing Company, 1976. P. 51-75.

PIÉGAY, H., GURNELL, A. M. Large woody debris and river geomorphological pattern: examples from S.E. France and S. England. In: **Geomorphology**, v. 19. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 1997. PP. 99-116.

POWELL, J. W. **Exploration of the Colorado River of the West and tributaries**. Washington, DC: Smithsonian Institution, 1875.

RAMSAY, A. C.; SALTER, J. W. **The Geology of North Wales**. Londres, Inglaterra: Longmans, Green, Reader and Dyer, 1866.

SANFORD, R. M.; LANGE, F. W. Basin-study approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. In: **AAPG Bulletin**, v. 44, n.8. Tulsa, Oklahoma: AAPG Press, 1960. P. 1316-1370.

SANTOS, L. J. C.; OKA-FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J. M. F.; ROSS, J. L. S. Mapeamento Geomorfológico do Estado do Paraná. In: **Revista Brasileira de Geomorfologia**, n° 2, ano 7. Porto Alegre, RS: União da Geomorfologia Brasileira, 2006. P. 3-12.

SCHNEIDER, R. L.; MÜHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R. A.; DAEMON, R. F.; NOGUEIRA, A. A. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974, Porto Alegre. **Anais do...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1974. v. 1, p. 41-65.

SCHUMM, S. A. A tentative classification of alluvial river channels. In: **Geological Survey**, n. 477. Washington, DC: United States Department of the Interior, 1963.

SCHUMM, S. A. Episodic erosion: a modification of the geomorphic cycle. In: MELHORN, W. N.; FLEMAL R. C. (Ed.) **Theories of landscape development**. New York, NY: State University of New York, 1975. P. 69-86.

SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B.; FULFARO, V. J. 1978. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. In: **Geological Society of America Bulletin**, v. 89, n. 2. Boulder, Colorado: Geological Society of America, 1978. P. 181- 191.

SONDA, C. Reforma Agrária, Desmatamento e Conservação da Biodiversidade no Estado do Paraná. In: INSTITUTO DE CARTOGRAFIA, TERRAS e GEOCIÊNCIAS. **Reforma Agrária e Meio Ambiente**. Curitiba, PR: 2010. P. 83-100.

SOUZA, E. B. C. **A (Re) Produção da Região do Lago de Itaipu**. Cascavel, PR: EDUNIOESTE, 2009.

SUDERHSA – Superintendência de Desenvolvimento dos Recursos Hídricos e Saneamento do Paraná. **Dados Pluviométricos**. Curitiba, PR: SUDERHSA, 2010.

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. Ambientes Fluviais. 2ª Edição revista. Florianópolis, SC: Editora UFSC, 1990.

TARR, R. S. **College Physiography**. New York, NY: The Macmillan Company, 1931.

TRIMBLE, S. W. Fluvial processes, morphology and sediment budgets in the Coon Creek Basin, WI, USA, 1975-1993. In: **Geomorphology**, v. 108, n. 1-2. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 2009. P. 8-23.

TURNER S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 121, Issues 3–4, February. Amsterdã, Holanda: Elsevier B.V., 1994.

WAICHEL, B. L., LIMA, E. F., SOMMER, C. A. Tipos de derrame e reconhecimento de estruturas nos basaltos da Formação Serra Geral: Terminologia e Aspectos de Campo. In: **Pesquisas em Geociências**, n. 33, v. 2. Porto Alegre, RS: Instituto de Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2006. PP. 123-133.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion, and cavitation. **Geological Society of America Bulletin**, v.112, n.3, p. 490–503, 2000a.

WHITE, I. C. **Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de carvão de pedra no Brasil**. Rio de Janeiro, RJ: DNPM, 1906.

WILDNER, W. Estratigrafia do magmatismo Serra Geral na Bacia do Paraná – Conceitos básicos e divisão faciológica. In: Reunião Aberta da Comissão Brasileira de Estratigrafia. Anais... Porto Alegre: SBG, 2004. P. 62-77

WILDNER, W.; BRITO, R. S. C.; LICHT, O. A. B.; ARIOLI, E. E. (Coords). **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Paraná Escala 1:200.000**. Brasília: CPRM, 2006.

WOHL, E. Bedrock channel incision along Picaninny creek, Australia. **The Journal of Geology**, v.101, p. 749-761. Chicago, USA: The University of Chicago, 1993. P. 749-761.

ZALÁN, P. V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M. A. M.; VIEIRA, I. S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V. T.; SANTOS NETO, E. V.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná

Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OLTZ, D. F.; EIDEL, J. J. (Ed.). **Interior cratonic basins**. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists, 1990. P. 681-708.

ZELT, R. B., WOHL, E. E. Channel and woody debris characteristics in adjacent burned and unburned watersheds a decade after wildfire, Park County, Wyoming. In: **Geomorphology**, v. 57, n. 3-4. Amsterdam, The Netherlands: Elsevier, 2004. P. 217-233.

ANEXOS

ANEXO 1 – CARTAS TOPOGRÁFICAS DA ÁREA DE ESTUDO

Folha	Número
Guaraniaçu	SG.22-V-C-III-4 MI 2835/1
Três Barras	SG.22-V-C-II-4 MI 2834/4
Boa Vista da Aparecida	SG.22-V-C-II-3 MI 2834/3
Catanduvas	SG.22-V-C-II-2 MI 2834/2
Rio do Salto	SG.22-V-C-II-1 MI 2834/1
Santa Tereza	SG.22-V-C-I-2 MI 2833/2
Guaporé	SG.22-V-A-VI-3 MI 2819/3
Braganey	SG.22-V-A-V-4 MI 2818/4
Cascavel	SG.22-V-A-V-3 MI 2818/3
Anahi	SG.22-V-A-V-2 MI 2818/2
Nova Aurora	SG.22-V-A-V-1 MI 2818/1
Bom Princípio	SG.22-V-A-IV-4 MI 2817/4
Ouro Verde	SG.22-V-A-IV-3 MI 2817/3
Toledo	SG.22-V-A-IV-2 MI 2817/2
Vila Nova	SG.22-V-A-IV-1 MI 2817/1
Marechal Cândido Rondon	SG.21-X-B-VI-2 MI 2816/2
Assis Chateaubriand	SG.22-V-A-I-4 MI 2800/4
Palotina	SG.22-V-A-I-3 MI 2800/3
Iporã	SG.22-V-A-I-2 MI 2800/2
Mercedes	SG.21-X-B-III-4 MI 2799/4