

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Campus de Rio Claro

**ESTUDO DOS PADRÕES DE CANAL FLUVIAL
DO RIO MOGI GUAÇU/SP**

Márcio Henrique de Campos Zancopé

Orientador: **Prof. Dr. Archimedes Perez Filho**

Dissertação de Mestrado elaborada junto ao
Programa de Pós-Graduação em Geografia –
Área de Concentração em Organização do Espaço,
para obtenção do Título de Mestre em Geografia

Rio Claro (SP)

2004

551.4a81 Zancopé, Márcio Henrique de Campos
Z27e Estudos dos padrões de canal fluvial do rio Mogi Guaçu /
SP / Márcio Henrique de Campos Zancopé. – Rio Claro :
[s.n.], 2004
101 f. : il., gráfs., quadros

Dissertação (mestrado) – Universidade Estadual Paulista,
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Orientador: Archimedes Perez Filho

1. Geomorfologia – Brasil. 2. Geomorfologia fluvial. 3.
Morfodinâmica. 4. Planície fluvial. 5. Sistema fluvial. I.
Título

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

À

Maria Rosa de Campos Zancopé
e
Rubens Aparecido Zancopé (*In memoriam*)

dedico.

AGRADECIMENTOS

A realização deste trabalho só foi possível graças à ajuda e colaboração direta ou indireta de muitas pessoas. Manifestamos nossa gratidão a todas elas e de forma particular:

- ao Prof. ARCHIMEDES PEREZ FILHO, que a partir do primeiro contato com projeto sobre o Rio Mogi Guaçu, aceitou prontamente o pedido de orientação, declarando seu entusiasmo em resgatar um tema que marcou o início de sua carreira acadêmica;
- à Profa. IANDARA ALVES MENDES, que nos acolheu em Rio Claro como se fôssemos um dos seus alunos mais queridos, nos iniciando na pesquisa e na vida acadêmica da Pós-Graduação;
- à Profa. LÚCIA HELENA DE OLIVEIRA GERARDI, que em nossas conversas pelos corredores do prédio de Pós-Graduação em Geografia da UNESP, nos ensinou a retidão, seriedade e leveza no ato de pesquisar e no trato diário dos assuntos acadêmicos;
- à TODA EQUIPE da biblioteca da UNESP de Rio Claro, que com exímia competência, estiveram sempre prontos a nos ajudar como um amigo ajuda o outro;
- à ELIANA CORRÊA CONTIERO, da seção de Pós-Graduação da UNESP, que com sensibilidade e extrema paciência nos orientou nos assuntos burocráticos da academia;
- à D. NEYDE MARIA BANNWART AGUIAR DE AZEVEDO, Sr. MIGUEL RAMOS DE SENA e Sr. JOSÉ EVERALDO DOS SANTOS, do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC) vinculado à Coordenadoria de Articulação e Planejamento Regional da Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo, que dedicadamente nos ajudaram com o levantamento de dados;
- aos AMIGOS, que em Rio Claro ganhei e para sempre levarei, pela compreensão e constante incentivo de continuar sempre em frente;
- e à CAPES, que nos apoiou com fornecimento de bolsa de estudo.

“Há, também, nos rios outros fantasmas, a quem chamam ‘Igputiara’, isto é, que moram n’água, que matam do mesmo modo os índios”.

(Pe. José de Anchieta, em carta de maio de 1560)

SUMÁRIO

Índice	i
Índice de Figuras	ii
Resumo	iv
Abstract	v
1. Introdução	01
2. Fundamentos Teórico-Metodológicos	11
3. Procedimentos Metodológicos	39
4. Resultados e Discussões	48
5. Considerações Finais.	77
6. Referências e Obras Consultadas	84

ÍNDICE

1. Introdução	01
1.1 Objetivos	05
1.2 O Rio Mogi Guaçu	06
2. Fundamentos Teórico-Metodológicos	11
2.1 Os padrões de canal fluvial	14
2.1.1 O padrão retilíneo	18
2.1.2 O padrão meândrico ou meandrante	18
2.1.3 O padrão anastomosado	19
2.2 O ‘ <i>continuum</i> ’ de canais fluviais	20
2.3 As planícies fluviais	25
2.3.1 As formas e os processos dentro das planícies fluviais	27
2.4 As relações entre as planícies fluviais e os padrões de canal	30
3. Procedimentos Metodológicos	39
4. Resultados e Discussões	48
4.1 As larguras das planícies	48
4.2 Os índices de sinuosidades	50
4.3 O perfil longitudinal	51
4.4 Aspectos morfológicos	52
4.5 Variáveis de geometria hidráulica	59
4.5.1 As vazões	59
4.5.2 Larguras do canal	60
4.5.3 Profundidades do canal e velocidades do fluxo	62
4.6 Os padrões de canal fluvial	65
4.7 O gradiente	70
4.8 Litologias, estruturas e compartimentos geomorfológicos	72
5. Considerações Finais	78
6. Referências e Obras Consultadas.	85
6.1 Referências	85
6.2 Obras consultadas	88

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	<i>Localização do Rio Mogi Guaçu</i>	08
Figura 2.	<i>Rotas potenciais de modificação da água na vertente</i>	13
Figura 3.	<i>Diagramas esquemáticos de circulação da água em superfície e subsuperfície</i>	13
Figura 4.	<i>Morfologia dos padrões de canal fluvial.</i>	15
Figura 5.	<i>Diagrama esquemático dos índices de sinuosidade</i>	17
Figura 6.	<i>Relações entre os diferentes tipos de padrão de canal fluvial</i>	21
Figura 7.	<i>Gráfico da relação entre sinuosidade e declividade do canal e do talvegue</i>	24
Figura 8.	<i>Esquema genérico dos vetores de velocidade do fluxo nos meandramentos</i>	33
Figura 9.	<i>Processos de deslocamento dos meandros</i>	34
Figura 10.	<i>Diagrama de representação da construção progressiva da planície fluvial com a migração lateral do canal</i>	35
Figura 11.	<i>A planície fluvial</i>	41
Figura 12.	<i>Localização dos postos fluviométricos no Rio Mogi Guaçu.</i>	44
Figura 13.	<i>Cartas topográficas do IBGE e IGC consultadas</i>	45
Figura 14.	<i>Articulação das cartas topográficas consultadas</i>	46
Figura 15.	<i>Gráfico da variação das larguras das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu</i>	49
Figura 16.	<i>Valores do Is para diferentes trechos do canal do Rio Mogi Guaçu</i>	50
Figura 17.	<i>Perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu.</i>	51
Figura 18.	<i>Meandros de Conchal</i>	54
Figura 19.	<i>Meandros de Jataí</i>	56
Figura 20.	<i>Foz do Mogi</i>	57
Figura 21.	<i>Transição entre Meandros de Jataí e Foz do Mogi</i>	58
Figura 22.	<i>Distribuição das médias das vazões</i>	59
Figura 23.	<i>Distribuição das médias das larguras do canal do Rio Mogi Guaçu, segundo dados do DAEE</i>	61
Figura 24.	<i>Distribuição das médias das larguras do canal do Rio Mogi Guaçu</i>	62
Figura 25.	<i>Distribuição das médias das profundidades do canal do Rio Mogi Guaçu</i>	63

Figura 26.	<i>Distribuição das médias das velocidades do fluxo do canal do Rio Mogi Guaçu</i>	65
Figura 27.	<i>Localização dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu</i>	66
Figura 28.	<i>Os padrões de canal no perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu</i>	67
Figura 29.	<i>Gradientes do canal do Rio Mogi Guaçu</i>	72
Figura 30.	<i>Perfil longitudinal com as estruturas e litologias da bacia do Mogi Guaçu, segundo RadamBrasil</i>	74
Figura 31.	<i>Perfil longitudinal com as estruturas e litologias da bacia do Mogi Guaçu, segundo DAEE/UNESP</i>	75

RESUMO

O estudo dos padrões de canal fluvial permitiu decifrar as diversas dinâmicas fluviais que o Rio Mogi Guaçu está submetido. A identificação e caracterização dos padrões de canal foram possíveis investigando os parâmetros: largura da planície fluvial, índice de sinuosidade, morfologia do canal, relevo das planícies, largura do canal, profundidade do canal, vazão e velocidade do fluxo. Para o Rio Mogi Guaçu foram encontrados sete padrões: *Alto curso*; *Contato Serra-Depressão*; *Meandros de Conchal*; *Meandros de Leme*; *Boqueirão de Porto Ferreira*; *Meandros de Jataí*; e, *Foz do Mogi*. A formação destes padrões está ligada a mudanças do gradiente, das estruturas e litologias no perfil longitudinal. Foi possível concluir que o desenvolvimento e a distribuição dos padrões de canal e das planícies fluviais são o resultado do inter-relacionamento das variáveis e fatores do sistema fluvial. Para o Rio Mogi Guaçu estas combinações modificam-se ao longo de todo o curso fluvial condicionando a formação de trechos com distintos padrões e dinâmicas.

Palavras-chave: Geomorfologia fluvial; morfodinâmica fluvial; canal fluvial; sistema fluvial; padrão de canal.

ABSTRACT

The study of fluvial channel patterns allowed to decipher various fluvial dynamics that Mogi Guaçu River is submitted. The channel patterns identification and characterization were possible investigating the parameters: floodplain width, sinuosity index, channel morphology, floodplains landform, channel width, channel depth, discharge and flow velocity. For Mogi Guaçu River were met seven channels patterns: *Alto curso*; *Contato Serra-Depressão*; *Meandros de Conchal*; *Meandros de Leme*; *Boqueirão de Porto Ferreira*; *Meandros de Jataí*; e, *Foz do Mogi*. The formation of these channels patterns is jointed move of gradient, geologic structures and lithologies in the longitudinal profile. It was possible to conclude that the development and the distribution of channel patterns and the floodplains are the effected of the interrelation of the variables and factors system fluvial. For Mogi Guaçu River these combinations modify all along the stream flow conditioning the formation of the intervals with distinct channel patterns and dynamics.

Key words: Fluvial Geomorphology; fluvial morphodynamics; fluvial channel; fluvial system; channel patterns.

1. INTRODUÇÃO

A epígrafe procura lembrar o deslumbramento dos “Descobridores” ao desbravar o Novo Mundo e colonizar uma terra arredia ao hábito, a maneira usual de ser dos homens setentrionais. O encontro com uma terra florestada, sua gente e sua cultura. Apesar da investida colonizadora – sua política colonialista e a busca do domínio sobre a Natureza –, o choque com a paisagem e a cultura indígena foi estarrecedor.

A passagem mostra a lenda Tupi-guarani da ‘Iara’ – a “Senhora das Águas Correntes” (*Igputiara*) – que encantava os guerreiros índios destemidos que ousavam enfrentar as correntezas dos rios. Com sua beleza e um canto misterioso ela enfeitiçava os guerreiros, tragando-os para as profundezas. A interpretação sugere como a cultura nativa, por meio da tradição oral, explicava a “derrota” dos valentes guerreiros para as águas correntes, o fenômeno das águas rápidas e como os índios compreendiam parte da realidade que os cercavam – os rios e as paisagens naturais.

A renovação do conhecimento científico, em alguns momentos, provoca satisfação ao pesquisador e deslumbre ao leigo; um deslumbre semelhante a dos “Descobridores”. Assim como Anchieta desvelou para os colonizadores o modo como os nativos viam os rios, aqui procuramos contribuir para desvendar sobre ‘outros fantasmas’ que perturbam nosso entendimento sobre os mecanismos e funcionamentos da dinâmica de um canal fluvial.

A intensificação da transição paradigmática nos últimos setenta anos – da abordagem cartesiana (mecanicista, fragmentada), disseminada e enraizada na cultura ocidental, à abordagem sistêmica (complexa) – fez repensar a atividade humana na superfície da Terra em todos os setores. No Brasil, entre outras áreas, afetou os projetos de planejamento local e regional na década passada, fazendo os governos e a sociedade civil voltarem suas ações para a bacia hidrográfica como unidade territorial, principalmente no tocante à esfera sócio-ambiental. Enquanto no Brasil tal fato foi creditado como uma novidade, e na verdade o foi, na Europa é executado há quarenta anos aproximadamente, tendo na França – donde o modelo brasileiro se baseou – encontrado grande êxito.

Entre os trabalhos que abordam a temática do planejamento integrado de bacias hidrográficas, poucos dão reais importâncias aos processos que imperam dentro do(s) canal(is) fluvial(is). Muito se tem estudado sobre limnologia de lagoas marginais e sobre a biota e os aspectos bio-químicos dos rios, mas pouco sobre os mecanismos e modos de transporte de sedimentos, com exceção aos estudos de assoreamento de represas hidrelétricas. Esses mecanismos de transporte influenciam nos usos múltiplos dos rios, a capacidade de suporte dos recursos hídricos: abastecimento de água, a navegabilidade, o aproveitamento hidroenergético, a atividade de irrigação, uso e ocupação das planícies, escoamento de efluentes, lazer e turismo, entre outros.

Os efeitos da prática antrópica na bacia hidrográfica, em diversas escalas, podem causar transformações fluvio-ambientais nos processos de transporte e sedimentação dos rios e comprometer a disponibilidade dos recursos hídricos. A complexidade dos ambientes naturais evidencia uma maior gravidade da situação hidrológica ao pensarmos que, do volume total de água no globo terrestre, de 1,386 bilhões de Km^3 , 97,5% são águas salgadas, contemplando oceanos, lagos e reservatórios subterrâneos salgados. Os 2,5% do volume total de água restante, o que contabiliza 34,35 milhões de Km^3 , são águas doces. Destes, 68,9% estão contidos nas geleiras e calotas polares, 29,9% armazenados como águas subterrâneas, 0,3% nos rios e lagos de água doce e 0,9% em outros reservatórios, como biomassa, vapor na atmosfera, pântanos, *permafrost*, solos, etc. Assim resulta que do volume total de água

na Terra, apenas 2.000Km³ estão nas calhas dos rios e 91.000Km³ nos lagos de água doce, como assevera Rebouças (et al., 2002), segundo dados do International Hydrological Programme – IHP/IV da UNESCO de 1998.

Apesar desta distribuição dos volumes de água no planeta, os mananciais empregados para o abastecimento humano e suas necessidades sócio-econômicas são os rios e os lagos de água doce, devido à acessibilidade e baixos custos da extração da água. Entretanto estes também são usados para o escoamento de efluentes (esgotos urbanos e industriais, águas residuais de mineração e da prática agrícola de uso intensivo de insumos químicos) causando, cada vez mais, a necessidade de tratamento adequado da água, principalmente pelas crescentes demandas atuais e o descontrole nas descargas de poluentes. Em algumas regiões a qualidade das águas se encontra em níveis tão baixos, que impossibilitam a eliminação de grande variedade de poluentes pelos tratamentos convencionais.

Os reservatórios subterrâneos apresentam grande parcela na distribuição das águas no planeta, mas pouco se tem utilizado deste manancial se comparado com as demais. A problemática ganha destaque quando percebemos que a utilização das águas subterrâneas é cercada de ‘outros fantasmas’ que perturbam nosso entendimento a cerca da capacidade complexa de renovação e recarga destes reservatórios, e dos custos de prospecção e extração.

Os rios são vistos como elementos para organização do espaço, pois desde a antiguidade são importantes para a atividade humana, seja para abastecimento de água (potável ou irrigação), via de transporte, meio de escoamento de efluentes, fonte de energia hidráulica (hidroeletricidade), de recursos alimentares (pesca), e formação de áreas agricultáveis (planícies às margens dos rios que permitem o cultivo em escala). As Grandes Civilizações da Antiguidade desenvolveram-se às margens de grandes cursos d’água, que serviram também, como via para interiorização do Homem nos continentes e rotas de migração e comércio.

Muitas Ciências e disciplinas se interessam pelo estudo dos canais fluviais. Superando discussões corporativistas sobre o domínio do conhecimento, os rios são considerados cursos naturais de água doce, que escoam por canais definidos com fluxos permanente ou sazonal, submergindo o eixo topograficamente mais

profundo de um vale, e que correm em direção a outro rio, lago ou oceano. Possuem elevada capacidade de erosão, transporte e deposição, o que lhes conferem o papel de principal agente de transformação da paisagem, interferindo permanentemente no modelado terrestre.

Os rios, ao comporem uma das principais partes do ciclo hidrológico, o escoamento de drenagem canalizado, carregam o excedente de água e um conjunto de detritos resultantes da meteorização da superfície de uma bacia hidrográfica para outro rio, lago ou oceano. A realização dessa função cria um sistema altamente organizado, que se rende a uma hidrodinâmica de escoamento responsável pelos processos fluviais. Entre estes processos se ponderam a ação da água sobre o leito ou canal fluvial, o transporte de sedimentos ou carga detrítica, os mecanismos deposicionais e a esculturação da topografia do leito e dos vales fluviais. A regulação destes processos fluviais modifica constantemente o modelado terrestre.

Desse modo o sistema fluvial se estrutura segundo o inter-relacionamento das variáveis que o compõem. Dentre estas variáveis estão a litologia; a distribuição dos afloramentos rochosos, dos solos e da cobertura vegetal; a estrutura geológica; a topografia regional; a quantidade, o diâmetro e o tipo de carga detrítica fornecida ao canal ou à rede de drenagem pelas vertentes, pelos afluentes e/ou demais componentes da rede; a distribuição e frequência do volume de água, que chega ao sistema via atmosfera e fluxos subterrâneos; a resistência do fluxo ao escoamento (que é função da granulometria da carga, da rugosidade do leito e a forma do canal); os mecanismos de transporte dos sedimentos; o tipo de canal; a velocidade do fluxo de escoamento; a declividade do canal e do vale; e, a largura e a profundidade do canal.

A combinação do inter-relacionamento dessas variáveis promove resultados diversos ao longo do perfil longitudinal de um curso d'água, em virtude de que as variáveis se apresentam em frequência e intensidade diferentes ao longo do mesmo e de toda a bacia hidrográfica. Tal fato pode criar em um curso fluvial, segmentos com predomínio de ações erosivas alternados por segmentos com predomínio de ações deposicionais, isto para que o curso consiga dar continuidade aos processos fluviais e a função de transporte de detritos e da água excedente da bacia hidrográfica. Os cursos fluviais podem modificar algumas das variáveis para executar

estas funções, o que demonstra que todas essas situações transformam-se constantemente, representando a dinâmica fluvial.

Diante disso, um rio pode apresentar diferentes aspectos geomorfológicos ao longo de seu perfil longitudinal. O padrão do canal fluvial, isto é, o arranjo espacial horizontal da calha de um rio, é um destes aspectos. Entre os diversos tipos de padrões de canal fluvial, os que representam formas limiaries são os padrões retilíneos, os meandros, os entrelaçados e os anastomosados. Cada padrão de canal fluvial corresponde a uma combinação específica do inter-relacionamento dos processos fluviais. A sucessão de segmentos com processos distintos gera a sucessão de diferentes padrões de canal em um mesmo rio, representando aspectos distintos de sua dinâmica fluvial ao longo do perfil longitudinal.

1.1 Objetivos

O exame dos diversos padrões de canal de um rio permite analisar sua dinâmica fluvial. As razões que estabelecem determinado padrão ou a combinação deles ao longo do rio, demonstram a que diferentes dinâmicas o canal fluvial está submetido. Se determinado segmento de um rio desenvolve um padrão de canal meandrante, entende-se que este trecho apresenta uma dinâmica fluvial de sedimentação temporária, onde o canal resguarda parte de sua carga detrítica na planície adjacente para mais tarde colocá-la novamente em trânsito, demonstrando modificações na dinâmica de transporte, sempre visando dar continuidade aos processos fluviais e ao transporte de sua carga e do excedente de água de sua bacia. Contudo, a confirmação de tal dinâmica deve ser contextualizada com os demais fatores e variáveis que compõem o sistema fluvial.

Assim este trabalho tem como propósito uma análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu, localizado na região Centro-Oriental do Estado de São Paulo, por meio do exame dos seus diferentes tipos de padrões de canal. Propõe contribuir para o melhor entendimento do sistema fluvial, quais as variáveis ou fatores mais influenciam no estabelecimento dos padrões de canal e como estes estruturam o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu.

De modo específico, este trabalho procura identificar os diferentes padrões de canal do Rio Mogi Guaçu ao longo de seu perfil longitudinal, e caracterizá-los quanto a seus aspectos morfométricos e fisiográficos. Procura ainda, contextualizar os diferentes padrões de canal do Rio Mogi Guaçu em relação à estrutura geológica, a litologia e as unidades morfoestruturais e morfoesculturais do relevo paulista; e apontar a partir do conjunto de dados, as variáveis ou fatores que mais influenciam na organização dos padrões de canal e na estruturação do sistema fluvial do canal do Rio Mogi Guaçu.

Em adição, este trabalho preocupa-se em resgatar a Geomorfologia Fluvial, um tanto esquecida nos estudos ambientais e de planejamento integrado de bacias hidrográficas, bem como dentro da própria pesquisa geográfica e geomorfológica, e sua importância para os diagnósticos do meio físico, devido ao elevado dinamismo dos processos fluviais. Tal dinamismo é comparável aos fenômenos atmosféricos, mesmo porque, os rios e a atmosfera apresentam íntima ligação, vide os processos de alimentação hídrica, suas frequências, magnitudes e intervalos de recorrência.

Procura contribuir também, para o melhor aproveitamento e usos múltiplos dos rios e da capacidade de suporte dos recursos hídricos, uma vez compreendida a dinâmica fluvial.

1.2 O Rio Mogi Guaçu

Os Tupi-Guaranis legaram algumas belas lendas, que pela tradição oral, foram transmitidas através de gerações, mas que não perderam suas essências. Uma delas relata a origem do Rio Mogi Guaçu:

Um chefe-guerreiro se enamorou por duas formosas índias. O regime monogâmico da tribo o impedia de se unir a ambas e ele não sabia como se decidir. Até que em uma noite teve um sonho: deveria propor um torneio de flechas entre as duas amadas e, aquela que acertasse o alvo seria sua consorte. Assim foi feito. Toda a aldeia se reuniu para

assistir a disputa entre as belas índias. Na contenda perdeu a índia ‘Obirici’, dentre as duas, aquela que mais amava o índio-guerreiro. Tendo perdido o seu amor e em dominante angústia, ‘Obirici’ se refugiou em um mata e pediu a ‘Monã’ – o deus supremo – que lhe desse a maior de todas as dores. Atendido o pedido, esta veio em forma de lágrimas, pela primeira vez entre os índios. ‘Obirici’ chorou dias e noites seguidos e suas lágrimas banharam o seu corpo, correram pelos seus pés e deram origem a um pequeno regato. Deste regato nasceu o Rio Mogi Guaçu. Mas ‘Obirici’ continuou a chorar e naquele arroubo de dor ‘Monã’ veio buscá-la. Ela, porém, quis ficar nesta terra perto dos seus, e seu corpo, por inteiro, se transformou numa grande montanha – a ‘Maan tiquira’, coisa que verte. A Mantiqueira de hoje que continua a chorar formando as vertentes que correm para São Paulo, dando origem às águas do Rio Mogi Guaçu e aos rios que de lá nascem (GODOY, 19 ?).

Novamente percebemos como os índios tupi-guaranis que habitavam a região servida pelas águas do Rio Mogi Guaçu, transmitiam sua compreensão do espaço ao seu redor, como e porque o Mogi possuía aquele volume de águas. Apesar de considerada uma cultura primitiva, eles tinham uma sóbria compreensão geográfica das coisas. Sabiam que o Mogi Guaçu nascia nas terras altas da Serra da Mantiqueira e que ao longo do seu curso, carregando grande volume de água, desenvolvia em diversos trechos, grandes curvas sinuosas, feito uma cobra gigantesca. Daí vem o nome ‘Mogi Guaçu’ – em tupi-guarani, Rio da Grande Cobra ou da Cobra Grande.

O Rio Mogi Guaçu nasce no Morro do Curvado, dentro da área do município sul-mineiro de Bom Repouso, numa altitude aproximada de 1.510 m e coordenadas aproximadas 22°30’S / 46°08’W, na região da Serra da Mantiqueira, próximo ao limite interestadual entre São Paulo e Minas Gerais – Sudeste Brasileiro. Após escoar longitudinalmente por aproximados 530Km, deságua no Rio Pardo a 483m acima do nível médio do mar e coordenadas aproximadas 20°53’S / 48°11’W, entre os municípios de Pitangueiras e Pontal no NE do Estado de São Paulo (Figura 1).

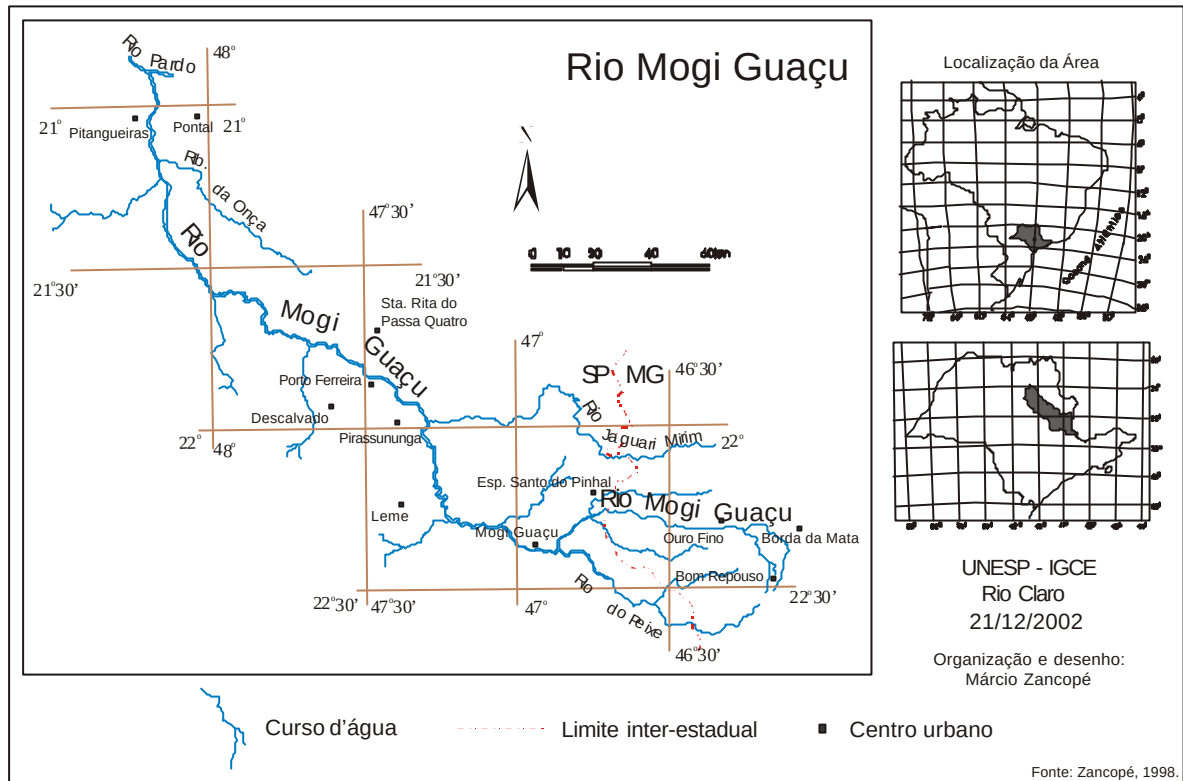


Figura 1. Localização do Rio Mogi Guaçu: a bacia do Rio Mogi Guaçu com a drenagem principal.

A nascente do Mogi e todo seu alto curso correm pelo Planalto de Serra Negra-Lindóia no Complexo Cristalino do Pré-Cambriano, com predomínio de Granitos, Gnaisses, Quartzito e Migmatitos, solos Podzólicos vermelho-amarelos (Argissolos vermelho-amarelos) e Cambissolos (Cambissolos) e um modelado de cristas e morros de topos convexos, segundo Ross; Moroz (1996) e Radambrasil (BRASIL, 1983). O Mogi flui suas primeiras águas rumo N até o município de Borda da Mata, em território mineiro, onde aderna para W assumindo direção preferencial E-W. Caminha nesta direção, passando pelos municípios de Ouro Fino e Jacutinga até entrar na região Centro-Leste do Estado de São Paulo, no município de Espírito Santo do Pinhal, onde apresenta uma vazão média de $24,1 \text{ m}^3/\text{s}$.

Em território paulista, o Rio Mogi Guaçu escoia sobre as rochas da Bacia Sedimentar do Paraná, litoestrutura que o sustenta até a foz, atravessando a Depressão Periférica Paulista (Depressão de Mogi Guaçu) com predomínio de Arenitos finos, Argilitos e Folhelhos; solos tipo Latossolos vermelho-amarelos (Latosolos vermelho-amarelos), Latossolos vermelho-escuros (Latosolos vermelhos)

e Podzólicos vermelho-amarelos (Argissolos vermelho-amarelos); e relevo colinoso de topos amplos, como mostra-nos Ross; Moroz (1992). Este trecho compreende o médio curso, entre os municípios paulistas de Mogi Guaçu e Porto Ferreira, apresentando no município de Pirassununga uma descarga média de 138,1 m³/s. Próximo ao município de Leme, o Mogi Guaçu aderna para N assumindo direção preferencial SSE-NNW até o município de Pirassununga, onde aderna novamente adquirindo direção SE-NW.

O Rio Mogi Guaçu, entre os municípios de Descalvado, Porto Ferreira e Santa Rita do Passa Quatro, transpõe as ‘*cuestas*’ do Planalto Ocidental Paulista, deixando seu curso médio (Depressão de Mogi Guaçu) para entrar em seu baixo curso (Planalto Ocidental Paulista), com uma vazão média de 178,4 m³/s.

Em seu baixo curso o Rio Mogi corre no domínio do Planalto Ocidental Paulista, com predomínio de basaltos, solos do tipo Latossolo roxo (Latossolos vermelhos) e relevo variando de colinas amplas e baixas a colinas de topos aplanados, de acordo com Ross; Moroz (1992). Neste segmento, entre os municípios de Porto Ferreira e Guariba, o Mogi possui direção preferencial SE-NW, sendo que neste último município aderna para N adquirindo direção SSE-NNW, a qual predomina até desembocar no Rio Pardo. Em área do município de Pitangueiras, distante aproximados dezessete quilômetros da desembocadura, o Rio Mogi apresenta uma vazão média de 396,38 m³/s.

Observa-se que o Rio Mogi Guaçu pode ser classificado como um rio conseqüente e epirogênico, pois segue o mergulho das estruturas sedimentares da Bacia do Paraná, entalhando seu vale sobre rochas resistentes e tenras, a partir de uma superfície superior as estruturas do relevo paulista, contribuindo para a dissecação e formação do Planalto de Serra Negra-Lindóia, da Depressão Periférica e do Planalto Ocidental Paulista. Esta é uma importante característica, pois a cada estrutura que ele transpõe, diferentes fatores afetam o sistema fluvial, desde condições de entalhamento ou incisão do canal e do vale, até condições para o fornecimento de carga detrítica de mineralogia e granulometria distinta, pelos diferentes processos de alteração da cobertura pedológica e dos materiais que sustentam o leito.

O Rio Mogi Guaçu ainda apresenta uma peculiaridade importante. Dentre os grandes rios que banham ou atravessam o Estado de São Paulo, como os rios

Tietê, Paranapanema, Paraná e Grande, o Mogi é um dos últimos a apresentar características fisiográficas próximas às condições naturais – o que não quer dizer que não tenha sua dinâmica fluvial alterada –, apesar de sua bacia hidrográfica estar totalmente afetada pela atividade humana, com exceção de algumas áreas restritas. O Rio Tietê e o Rio Paranapanema, por exemplo, possuem sua dinâmica geomorfológica totalmente modificada pela seqüência de barragens para instalação de usinas hidrelétricas, transformando-os em uma sucessão de lagos. Tal fato não acontece com a mesma magnitude no Mogi Guaçu; embora possua instalado em seu curso quatro usinas hidrelétricas de pequeno porte, que entraram em operação na primeira metade do século XX, estando algumas desativadas. Contudo, face às demandas energéticas do Estado de São Paulo, o Mogi se configura como um dos potenciais hidrelétricos remanescentes. Diante disso algumas de suas antigas represas apresentam projetos de reforma e atualização, como ocorrido na usina Mogi Guaçu, entre os municípios de Mogi Guaçu e Mogi Mirim, que voltou a operar em 1999, após grande ampliação.

2. FUNDAMENTOS TEÓRICO-METODOLÓGICOS

Os rios são considerados cursos naturais de água doce escoando por canais definidos, com fluxos permanente ou sazonal, que correm para outro rio, lago, mar ou oceano. É um elemento do quadro natural que compõe uma das principais partes do ciclo hidrológico, estando intrinsecamente ligado ao fluxo e as variações de energia e matéria da hidrosfera.

Observando o ciclo hidrológico vê-se que os oceanos contribuem com 84% do volume de água evaporada na Terra. Deste, 77% precipitam sobre os próprios oceanos e 7% sobre os continentes. Somado 16% do volume de água evaporada (evapotranspiração) dos continentes, a precipitação sobre estes, completa 23% do volume total de água precipitada no globo terrestre. O ciclo é fechado quando os continentes devolvem aos mares e oceanos 7% do volume de água excedente através do fluxo subterrâneo e dos rios, como mostram Suguio; Bigarella (1990).

Para os rios, o importante é o volume de água precipitado e evapotranspirado sobre os continentes, ou seja, o balanço hídrico continental. Ao precipitar, a água é interceptada pela vegetação ou cai diretamente sobre o solo. A depender da frequência e intensidade das chuvas e das propriedades dos solos, a água se infiltra ou escoar sobre a superfície, caso a intensidade da chuva exceda a capacidade de infiltração do solo, ou este esteja saturado por um evento pluvial prolongado.

Escoando em superfície, o fluxo da água se rende a gravidade, caminhando em direção às porções mais baixas da topografia regional. O fluxo que percola pelo solo ou pelas camadas rochosas subjacentes² submete-se às características e propriedades do substrato, porém caminhando preferencialmente para posições mais baixas da topografia (Figura 2 e 3B). Esse caminhar – tanto em superfície quanto em subsuperfície – acumula água no fundo dos vales, de modo que o nível freático se eleva e tangencia esses pontos (Figura 3A). A pequena profundidade do nível freático no fundo dos vales promove o fenômeno da ressurgência, onde a água que circula na zona freática brota na superfície devido à saturação. Onde há coincidência entre as ressurgências, os solos, as camadas rochosas saturadas de água, o nível freático e a superfície dos fundos dos vales, a água passa a caminhar continuamente em superfície, dando origem aos canais fluviais – os rios. Esse mecanismo alimenta as nascentes e os rios em todo seu perfil longitudinal. As Figuras 2 e 3, na página seguinte, ilustram as possíveis rotas dos fluxos d'água nas encostas segundo estudos desenvolvidos por Horton, em 1945 (apud KNIGHTON, 1984) e Dunne e Leopold (apud GUERRA; CUNHA, 1994) sobre a circulação da água em superfície e subsuperfície e os sistemas de alimentação dos cursos d'água.

Variações periódicas na precipitação interferem nos fluxos de água em superfície e subsuperfície, interferindo na alimentação e descargas dos rios. Em algumas regiões onde as precipitações são distribuídas irregularmente (temporal e espacialmente) ou onde a evapotranspiração supera a precipitação (balanço hídrico negativo – déficit hídrico) em determinadas épocas, podem ocorrer que os canais fluviais percam seu volume de água ou até mesmo cessem seus fluxos. Nesses casos não há volume de água suficiente para alimentar e manter uma lamina d'água nos rios, sendo assim classificados como intermitentes ou sazonários.

² Este fluxo vai compor a zona subsuperficial ou freática, limitada em sua parte superior pelo nível ou lençol freático. Essa zona corresponde tridimensionalmente ao conjunto ou camada rochosa, ou ainda a cobertura pedológica, que possui a propriedade de armazenar e circular a água em seus poros ou interstícios. Ela é suscetível as variações da pressão atmosférica e não está hidrologicamente confinada por material rochoso ou pedológico na parte superior. Quando ganha grandes extensões é denominada de aquífero freático.

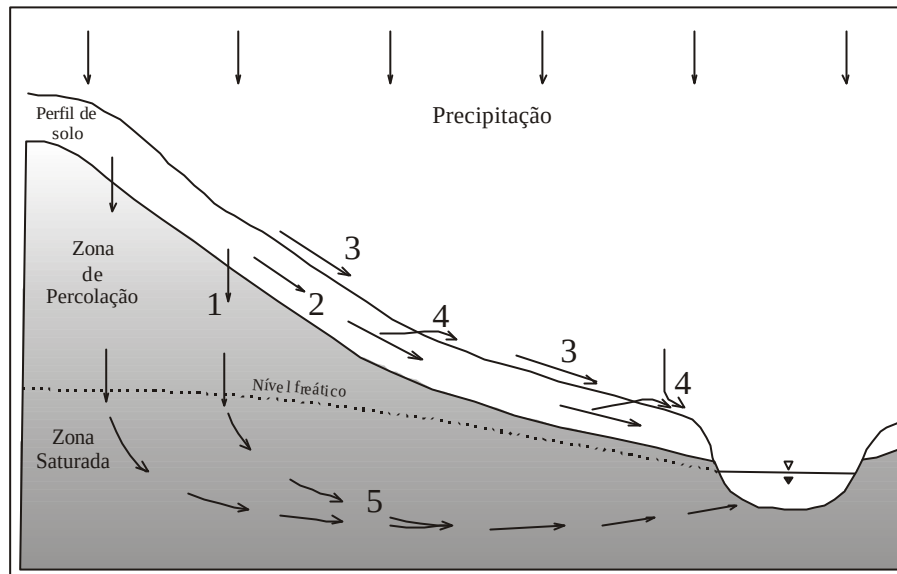


Figura 2. Rotas potenciais de movimentação da água na vertente. (1) infiltração; (2) fluxo lateral ou escoamento subsuperficial; (3) escoamento superficial; (4) ressurgência ou escoamento saturado; (5) circulação profunda (conforme de KNIGHTON, 1984).

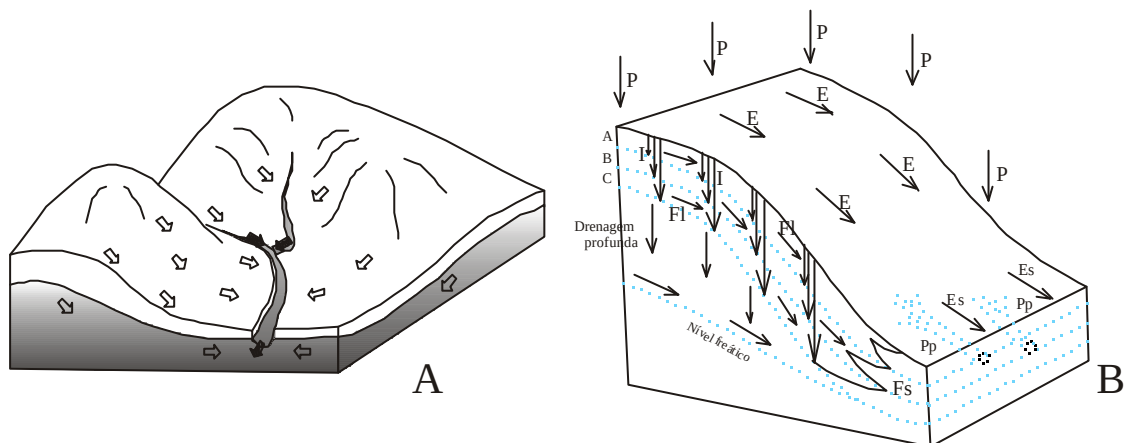


Figura 3. Diagramas esquemáticos de circulação da água em superfície e subsuperfície. **A)** Convergência dos fluxos nas vertentes, em superfície e subsuperfície (conforme GUERRA; CUNHA, 1994). **B)** Esquema geral da circulação hídrica nos solos: (P) precipitação; (E) escoamento superficial; (Es) escoamento saturado; (I) infiltração; (F) fluxo lateral; (Fs) fluxo saturado; (Pp) fluxo tubular ('piping') (conforme de GERRARD, 1981).

Uma vez estabelecidos os canais fluviais, eles se rendem a uma hidrodinâmica de escoamento que dão origem aos processos fluviais. Ou seja, um conjunto de princípios físicos que regulam o escoamento da água na superfície da Terra. Na perspectiva geomorfológica pesam a ação da água sobre o leito ou canal fluvial, o transporte de sedimentos ou carga detrítica, os mecanismos deposicionais e a

esculturação da topografia do leito, pois esses processos são alguns dos principais responsáveis pela interferência permanente no modelado terrestre, fundamentalmente no tocante a morfodinâmica fluvial.

Ao escoar dos continentes para os oceanos, a água carrega consigo um conjunto de partículas, ordenadamente segundo um grupo de forças, muito embora, segundo Morisawa (1985), o rio consuma 95% de sua energia na turbulência interna das águas e na fricção com as paredes do leito. Executando a função de transporte do excedente de água e os detritos resultantes da meteorização na superfície da bacia, bem como da corrosão e do impacto hidráulico no leito, o rio organiza os processos de erosão, transporte e deposição dos detritos (sólidos e dissolvidos). Dessa organização resultam efeitos sobre o arranjo espacial plano da calha fluvial em todo o perfil longitudinal, originando os padrões de canal fluvial. Os fatores e variáveis que determinam os tipos de organização entre a erosão, o transporte e a sedimentação fluvial combinam-se diferentemente ao longo da bacia de drenagem, produzindo distintos padrões de canal no perfil longitudinal do curso d'água. Cada padrão de canal fluvial corresponde a uma combinação específica do inter-relacionamento dos processos fluviais. A sucessão de combinações distintas gera uma sucessão de padrões de canal em um mesmo curso de água, de modo que o rio possa dar continuidade ao seu trabalho desde as cabeceiras até sua foz ou desembocadura.

2.1 Os padrões de canal fluvial.

Diversos pesquisadores utilizam inúmeros parâmetros para classificar e/ou delimitar a distinta tipologia ou fisiografia dos padrões de canal. Muitas vezes esses parâmetros são considerados ambíguos.

Leopold; Wolman (1970), a partir de resultados de suas pesquisas em laboratório e observações de campo definiram três tipos básicos de padrão de canal fluvial, que se tornaram clássicos dentro da Geomorfologia Fluvial (ver Figura 4, página seguinte). Os padrões definidos foram: os retilíneos (*'straight'*), os meândricos (*'meandering'*) e os anastomosados ou entrelaçados (*'braided'*). Contudo, o parâmetro principal na determinação dos limites entre as três classes é o índice de sinuosidade,

que é dado pelo coeficiente entre o comprimento do canal em determinado trecho e o comprimento do vale no mesmo trecho medido.

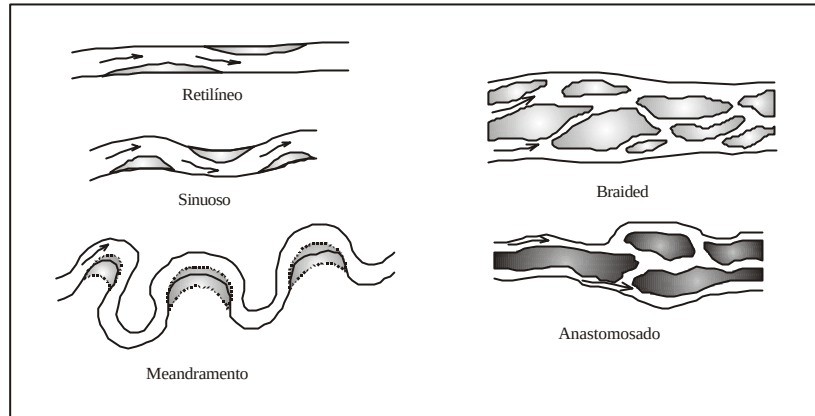


Figura 4. Morfologia dos padrões de canal fluvial. Conforme Morisawa (1985) e Christofolletti (1981).

Schumm (1977) assevera que para a definição dos padrões de canal deve-se preliminarmente agrupá-los em duas classes: canais sob controle do leito rochoso, onde os afloramentos de rocha determinam a morfologia do canal; e os canais em aluviões, que são livres para ajustar a forma, padrões e gradiente, de acordo com as condições de fluxo, organizando o material transportado ao longo do leito. Ele ainda nos mostra as propostas de W. M. Davis, em 1898, sobre o ciclo geográfico, que classificava os canais em jovens, maduros e senis, e de Thornbury (1969), de acordo com a estrutura e a história da superfície (rios conseqüentes, subseqüentes, antecedentes, superimpostos, ...), assegurando que elas são de pouca significância e não levam em consideração variáveis componentes do sistema fluvial.

Pode-se mencionar ainda, Morisawa (1985) que estabelece os seguintes tipos de padrão de canal fluvial: o retilíneo, o sinuoso, o meandrante ou meândrico, o entrelaçado e o anastomosado (*'anastomosing'*). Semelhantemente à proposta de Leopold; Wolman (1970), o padrão de canal sinuoso constituiria uma categoria intermediária entre o retilíneo e o meandrante, o qual possuiria um índice de sinuosidade maior que o retilíneo, porém não apresentaria simetria entre as curvas como o padrão meandrante. O padrão entrelaçado distinguir-se-ia do anastomosado por exibir ilhas ou bancos centrais instáveis.

Christofolletti (1981) após expor e examinar as diversas classificações e descrever os tipos individualmente admite a seguinte tipologia de canais fluviais:

- 1) “*Padrões com canais únicos*;
 - a) retos;
 - b) sinuosos;
 - c) meandrantas;
 - d) tortuosos (ou irregulares).
- 2) *Transicionais*;
- 3) *Padrões com canais múltiplos*:
 - a) ramificado;
 - b) anastomosado;
 - c) reticulado;
 - d) deltaico;
 - e) canais labirínticos em trecho rochoso.”

Cabe notar uma observação relevante encontrada em todos os autores pesquisados, concernente ao afirmarem ser difícil reconhecer e estabelecer um limite definido entre esses diferentes padrões de canal fluvial quando examinados no campo. A problemática ganha maior profundidade com a observação feita por Knighton (1984), ao mencionar que algumas dessas classificações apresentam critérios arbitrários. Faz alusão ao índice de sinuosidade utilizado como principal parâmetro para a delimitação entre eles, e como a divisão tripartite de Leopold; Wolman (1970) reserva aspectos fisiográficos básicos, representando uma simplificação demasiada dos inúmeros tipos de canais fluviais e formas intermediárias possíveis de se encontrarem na natureza. Reporta que canais com sinuosidade igual ou superior a 1,5 são considerados meandrantas, canais com índice de sinuosidade entre 1,1 e 1,5 são considerados sinuosos e canais com índices abaixo desses valores são considerados retilíneos³, como demonstra a Figura 5, que compara os diferentes traços dos índices

³ Os valores e intervalos de índices de sinuosidade reportados por Knighton (1984) foram estabelecidos por Leopold; Wolman (1970).

de sinuosidade. Para ele, o índice de sinuosidade apresenta maior significação geométrica que geomorfológica⁴.

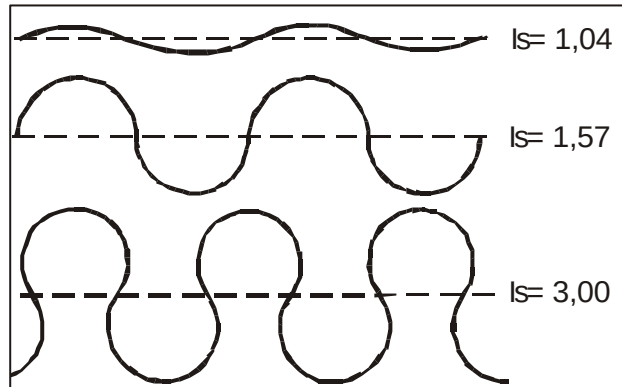


Figura 5. Diagrama esquemático dos índices de sinuosidade. Canais com índice igual ou superior a 1,5 são considerados meandantes; inferiores são considerados sinuosos ou retilíneos (conforme CHRISTOFOLETTI, 1981).

Entretanto, deve-se ter em mente que esses padrões representam modelos muitas vezes baseados em experimentos realizados em laboratório. Como tais possuem limitações, sem mencionar a questão de que a maioria das observações no campo foram realizadas em ambientes extra-tropicais. Dificilmente encontrar-se-á na natureza um padrão com as mesmas características definidas por um modelo. Em verdade, os métodos indicam um caminho inverso, onde a partir de procedimentos empíricos constrói-se um modelo de desenvolvimento de determinada paisagem. O importante é que os modelos permitem analisar os diferentes padrões encontrados, para entender melhor as relações entre formas e processos dentro da Geomorfologia Fluvial, especialmente nos estudos dos canais fluviais. Não se pode buscar na natureza os modelos definidos, mas compará-los às paisagens encontradas, para analisar paisagens distintas.

Os padrões retilíneos, meandantes e anastomosados representam formas limiaries entre os inúmeros tipos de canais fluviais que se pode encontrar na natureza. É possível encontrar uma ininterrupta variação de padrões de canal, o que

⁴ É oportuno lembrar que os aspectos geométricos das formas de relevo são relevantes em geomorfologia. Contudo, Knighton (1984) se refere ao restrito relacionamento, neste caso, entre os aspectos quantitativos e qualitativos.

confere um inúmero tipo de formas possíveis entre eles; ou seja, as mudanças das variáveis que determinam cada um, ao alterarem longitudinalmente na bacia de drenagem, geram diferentes padrões de canal fluvial que se alternam continuamente no mesmo curso d'água, como asseveram Knighton (1984), Leopold; Wolman (1970), Schumm (1977), Morisawa, (1985) e Gregory; Schumm (1987). Se não vejamos as características principais dos padrões tidos como clássicos.

2.1.1 O padrão retilíneo.

O padrão de canal fluvial retilíneo é aquele onde o canal percorre uma trajetória retilínea, ou seja, possui uma sinuosidade desprezível em relação a sua largura. Geralmente estão associados a uma planície fluvial estreita e podem ser subdivididos em categorias intermediárias como os tipos tortuosos ou irregulares. O padrão retilíneo é ainda fortemente controlado pela estrutura geológica, como linhas de falha, alinhamentos de fraturas e diáclases. Segundo Cândido (1971), a presença de embasamento rochoso homogêneo também contribui para o aparecimento deste tipo de padrão, pois contrariamente o rio desviaria seu curso devido à erosão diferencial.

Muito embora o canal fluvial seja classificado como retilíneo, o fluxo e o talvegue não o são. Em função das características da carga detrítica e do fluxo, aparecem soleiras ou umbrais (*'riffles'*) e depressões (*'pools'*) ao longo do leito formando barras ou bancos detríticos laterais e/ou centrais. Tendências do fluxo para entalhamento das margens resultam da formação de bancos detríticos depositados alternadamente ao longo do canal, impondo ao fluxo um serpenteamento. A presença de carga detrítica uniforme de areia ou silte confirma a tendência para a formação de soleiras e depressões, como conta Leopold, Wolman e Miller (apud CHRISTOFOLETTI, 1981).

2.1.2 O padrão meândrico ou meandrante.

O padrão meândrico de canais fluviais é o tipo mais estudado, talvez pela sua curiosa e complexa forma. O termo meandro possui sua origem em razão da

geometria característica do Rio Maiandros, atualmente Menderes, na Turquia, como conta Steinberg (1957).

Os rios deste padrão possuem elevada sinuosidade ($I_s = 1,5$) ao descreverem curvas harmônicas e semelhantes entre si. Apresentam, pelas características do fluxo, escavamento nas margens côncavas e deposição nas margens convexas. Esta característica determina o processo conhecido como *divagação meândrica*, onde o canal desloca horizontalmente suas curvas tanto em direção de jusante, como lateralmente dentro da planície.

Christofolletti (1981) levanta uma observação importante ao relatar que o material detrítico erodido na margem côncava se deposita na margem convexa do mesmo lado, não atravessando o canal. Isto só é válido para o material que compõe a carga do leito, pois a carga em suspensão é dispersa por todo o canal, depositando-se em diversos lugares. Estes processos definem uma seção transversal assimétrica – profunda da margem côncava e rasa na margem convexa – e como o canal meândrico dá conta do transporte de carga detrítica que lhe é fornecida do seguimento à montante.

Os processos ligados à vazão, assim como os ajustes entre as variáveis hidráulicas fazem com que os meandros apresentem características geométricas independentes da grandeza e do traçado do seu vale, desenvolvendo amplas planícies. Estes são conhecidos como meandros livres ou divagantes. Porém, contrariamente existem meandros em que o desenvolvimento de suas curvas acompanha o do seu vale. Estes são chamados de encaixados, quando a escala do meandramento do canal é semelhante a do vale.

2.1.3 O padrão anastomosado.

O padrão anastomosado de canal fluvial é aquele onde o curso de água se ramifica em diversos canais menores. Se entrelaçam, se subdividem e se reúnem de maneira aleatória dentro do leito fluvial, separados por bancos ou ilhotas. Cunha (1994) nos diz que foi Jackson, em 1834, o primeiro a empregar o termo ‘anastomose’

para canais fluviais desta configuração. Mas somente Peale, em 1879, o descreveu pela primeira vez como padrão de canal fluvial.

Os diversos canais que compõe este padrão são rapidamente transformados em suas dimensões e posições entre os períodos de cheia e vazante, devido à baixa resistência das margens e pelo ataque erosivo efetuado pelo fluxo. Isto dá aos padrões anastomosados uma indefinição das margens dos diversos canais menores, sendo a planície fluvial quase toda ocupada pelo leito maior⁵, com exceção das áreas de terraços. Em decorrência disso, em sua seção transversal, os canais apresentam-se largos e pouco profundos.

Uma característica do padrão anastomosado muito aventada seria o grande volume de carga detrítica de fundo, que aliado às condições de fluxo, promoveria o surgimento dos bancos de sedimentos ou ilhotas. Quando as circunstâncias do fluxo permitem, a vegetação se instala nos bancos e ilhotas fomentando uma estabilidade relativa e maior sustentação ao ataque erosivo.

Este padrão é dividido em uma categoria intermediária, por alguns pesquisadores, denominada de entrelaçado (*'braided'*); sendo sua distinção estabelecida pela instabilidade examinada pelo deslocamento dos bancos e ilhas entre os períodos de alta e baixa vazão, comumente notada pela ausência de vegetação.

2.2 O '*continuum*' de canais fluviais.

Gregory; Schumm (1987) organizaram uma proposta relacionando os diferentes tipos de padrões de canal fluvial. Usando variáveis como geometria do canal, quantidade e calibre da carga detrítica transportada, velocidade do fluxo, energia de drenagem, entre outros, ligaram os diferentes padrões de canal uns aos outros, de modo que a mudança contínua dessas variáveis provoca uma transformação contínua de um padrão ao outro. A Figura 6, na página seguinte, ilustra esta proposta.

Os canais estendem-se do padrão retilíneo ao anastomosado (*'braided'*) segundo Gregory; Schumm (1987) e Schumm (apud SILVA, 1997). Os retilíneos apresentam-se estreitos e profundos, gradiente baixo, predomínio de carga

⁵ TRICART (1966) estabelece a distinção entre leito maior e leito menor.

detrítica em suspensão relativamente em pequena quantidade, baixa velocidade e energia do fluxo e alta estabilidade relativa. Com a diminuição da estabilidade relativa pelo incremento de carga detrítica e aumento da granulometria (do predomínio de carga detrítica em suspensão para predomínio de carga mista – tanto carga em suspensão quanto de fundo), do gradiente, etc., o canal passa a apresentar barras de sedimentos transversais alternadas nas margens do leito, imprimindo ligeira sinuosidade ao fluxo e ao talvegue. Com a progressão dessas mudanças o canal passa de retilíneo a meandrante com aumento significativo da sinuosidade. Com o contínuo aumento da granulometria da carga detrítica (predomínio de carga de fundo), entre outros fatores, o canal passa a apresentar barras centrais de sedimentos e diminuição da sinuosidade. O contínuo aumento do gradiente e da energia do fluxo rompe a estabilidade do leito formando o padrão: anastomosado ou entrelaçado (*'braided'*).

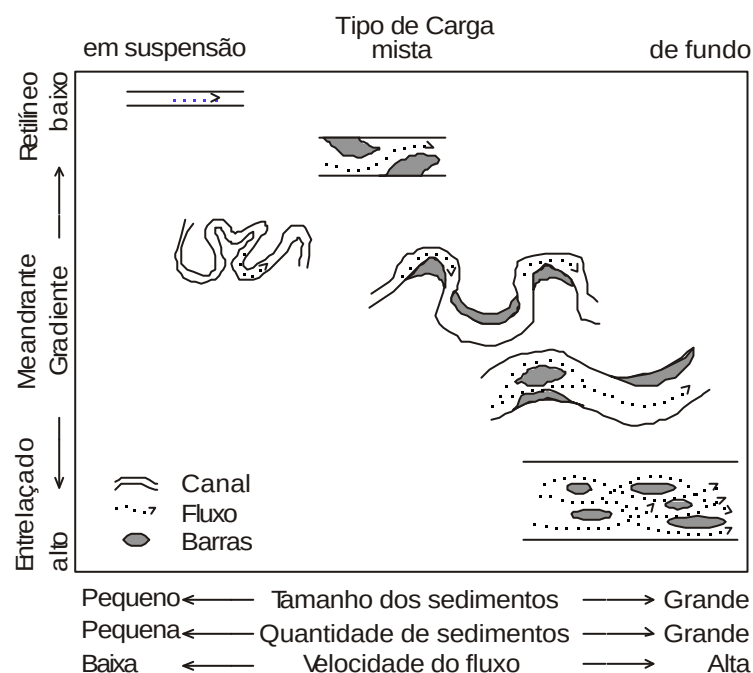


Figura 6. Relações entre os diferentes tipos de padrão de canal fluvial. Modificado de Gregory; Schumm (1987) e Silva (1997).

Com Schumm, em 1986 (apud SILVA, 1997) percebe-se a elevada complexidade na determinação dos limites das classes entre os diferentes padrões de canal fluvial e da natureza do sistema fluvial. Assim um padrão de canal é o resultado da combinação das diversas variáveis envolvidas no sistema fluvial. Knighton (1984)

adverte que a divisão tripartite embora represente uma simplificação demasiada, persevera na medida em que Leopold; Wolman (1970) desenvolvem o conceito de ‘*continuum*’. Ao registrarem a notável diferença entre o padrão retilíneo, o meândrico e o entrelaçado, afirmam ser possível encontrar uma ininterrupta variação de padrões de canal (ou variações de um mesmo padrão, segundo Knighton, 1984) na natureza, assim como ao longo de um mesmo curso d’água. Os padrões retilíneos, meândricos e anastomosados representariam formas limiares entre os diferentes tipos de canais, conferindo uma continuidade entre eles. Isto dá indício da similaridade dos princípios físicos e dos processos que estabelecem os vários padrões de canal, segundo Christofolletti (1981). Essa seria a questão central: os padrões de canal fluvial seriam controlados por uma imbricada inter-relação de variáveis e que, essa inter-relação varia de modo contínuo na natureza, tanto espacial quanto temporalmente, devendo-se encontrar uma complexa variedade de padrões de canais fluviais.

Christofolletti (1981) agrupa as variáveis componentes do sistema canal fluvial em:

independentes – litologia e distribuição dos afloramentos rochosos e dos solos, a quantidade e tipo da carga detrítica fornecida ao canal pelas vertentes (resultantes da meteorização), pelos afluentes e pelos segmentos à montante (resultantes da corrasão e impacto hidráulico sobre o leito), e o volume de água que chega ao canal (por escoamento superficial, subsuperficial ou fluxo subterrâneo);

semidependentes – aquelas que afetam o próprio canal e são influenciadas pela dinâmica e mecanismos dos processos fluviais – a resistência do fluxo ao escoamento (que é função da granulometria da carga, da rugosidade do leito e da forma do canal), os mecanismos de transporte dos sedimentos e o tipo de canal, e;

dependentes – sob o controle do próprio canal, ou seja, que podem ser modificadas por ele – a declividade, a largura e a profundidade do canal e a velocidade do fluxo.

De forma geral, um canal meandrante, por exemplo, por modificações de algumas de suas variáveis como o gradiente (declividade), terá alterado as

características do fluxo, como tipo e velocidade⁶. Conseqüentemente terá alterado as condições e capacidade de transporte⁷ da carga detrítica (modificações das forças de cisalhamento), podendo neste caso mobilizar parte do material sedimentar depositado na planície adjacente, no leito ou nas margens. A nova condição promoveria modificações da seção transversal do canal e, por conseguinte, de sua fisiografia em planta, passando do padrão meândrico para o anastomosado, por exemplo. Neste caso as ações sobre o leito e as margens significariam aumento da quantidade ou granulometria da carga no canal, ou diminuição da capacidade de transporte, o que provocaria sedimentação excessiva no canal, formando ilhotas e bancos centrais, as quais ramificariam-no em diversos canais menores. Essas modificações podem ocorrer por alteração das variáveis ao longo do curso d'água (por apresentar distribuição diversa ao longo do mesmo), como por ação tectônica regional ou mudança climática (ou seja, em grandes intervalos de tempo), segundo Gregory; Schumm (1987), Gregory (1977), Ouchi (1985), Cunha (1994), Silva (1997) e Souza (2000).

De modo semelhante, um canal passa de retilíneo ou tortuoso para meandrante, por exemplo, longitudinalmente em uma curta distância. Neste caso, pela heterogeneidade litológica ou alteração das circunstâncias estruturais regionais ao longo do curso d'água, o rio pode sofrer modificações no gradiente e por conseqüência nos mecanismos e capacidade de transporte. Tal situação possibilita a deposição da carga detrítica e conseqüente construção ou ampliação da planície fluvial. A deposição promoveria modificação da declividade estabelecendo novas situações de transporte e nova forma da seção transversal e longitudinal do canal (ver Figura 7; página seguinte).

Com efeito, a cada combinação das variáveis envolvidas e a sucessão de combinações diferentes promoveria distintos padrões de canais fluviais em um mesmo curso de água, bem como em diferentes escalas temporais.

⁶ De forma simples, o tipo (laminar, turbulento corrente, turbulento encachoeirado, uniforme, etc.) e a velocidade do fluxo de um canal fluvial é função do gradiente e da rugosidade do leito, ou seja, componentes relacionados à transformação da energia potencial em cinética nos rios (massa e peso da água, temperatura, densidade, viscosidade, dimensões e forma do leito), conforme Christofolletti (1981) e Suguio; Bigarella (1990).

⁷ A capacidade de transporte de um rio é o volume de carga transportada, conforme Suguio; Bigarella (1990). "A capacidade relaciona-se com a quantidade de material que pode ser movimentado por unidade de tempo. [...] Corresponde à quantidade máxima de sedimentos [...] que um rio pode transportar" (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Em adição ao entendimento da imbricada relação entre as variáveis do sistema canal fluvial, pode-se observar que os efeitos tectônicos alteram o padrão de canal.

A tectônica atua de várias formas. Verticalmente, por rupturas de declive e/ou convexidade ou concavidade do perfil longitudinal. Segundo Gregory; Schumm (1987), Ouchi (1985) e Gregory (1977) as possibilidades são muitas, mas o primeiro efeito será um aumento ou redução do gradiente do perfil ou basculamento transversal. Posteriormente, o rio responde à mudança do gradiente, por agradação ou denudação, alternando as condições de transporte com uma diminuição ou aumento da carga sedimentar. A influência deste efeito atua tanto à jusante como à montante da zona deformada, modificando a sinuosidade e/ou o padrão do canal, na busca da nova condição entre o relacionamento das variáveis do sistema canal fluvial.

Muito embora se verifique uma continuidade entre os processos e formas fluviais, temporal e espacialmente, Schumm e Khan (apud CHRISTOFOLETTI, 1981) demonstram a existência de certas situações limiares para o estabelecimento de determinado padrão. Em ensaios de laboratório demonstraram, analisando a relação entre sinuosidade e declividade do canal, que as mudanças não são tão contínuas e as transformações de um padrão em outro ocorrem quando atingidos valores limites, como pode ser observado na Figura 7.

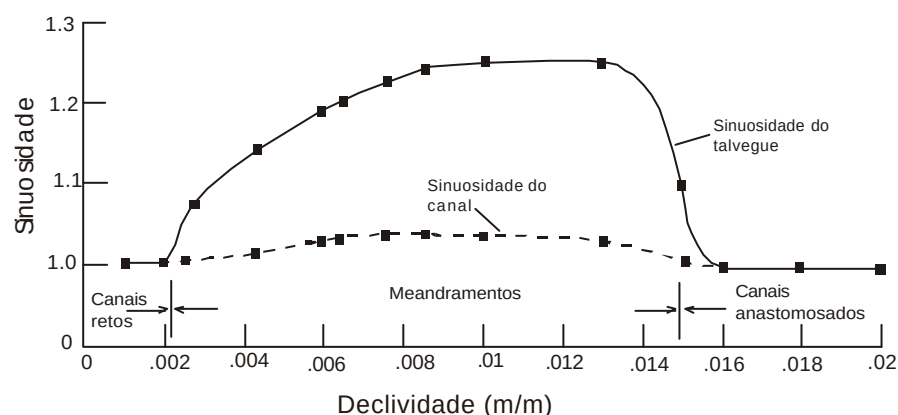


Figura 7. Gráfico da relação entre sinuosidade e declividade do canal e do talvegue. Conforme Christofolletti (1981).

A advertência de Knighton (1984), mencionada anteriormente, é procedente, no sentido de expor que adotar um único parâmetro, ou parâmetros de pouca significância, para as delimitações entre os padrões de canal fluvial é problemático demais. Contudo, utilizando a perspectiva do sistema canal fluvial, pode-se entender melhor as relações entre formas e processos, assim como a constituição e o estabelecimento dos padrões. Os padrões considerados tradicionais (retilíneos, meandantes e anastomosados) devem ser encarados como limiares entre um tipo e outro no imenso grupo de padrões possíveis de se encontrar na natureza. Associados a eles devem-se buscar os processos responsáveis por sua gênese e as relações entre as variáveis componentes do sistema canal fluvial.

2.3 As planícies fluviais.

Os rios ao escoarem pelo seu percurso, transportam o excedente de água da bacia hidrográfica e os materiais resultantes da meteorização da mesma, organizando os processos de erosão, transporte e deposição dos detritos (sólidos e dissolvidos). Essa organização gera segmentos nos rios com predomínio de processos agradacionais alternados por segmentos com predomínio de processos denudacionais, podendo ainda ser intercalados por segmentos onde imperam apenas processos de transporte de matéria (água e carga detrítica). A ordenação desses segmentos obedece às determinações do sistema fluvial. Com efeito, esses segmentos integram o sistema canal fluvial cada qual com uma função específica. Assim modelam a paisagem criando formas de relevo das mais diversas, entre elas as planícies fluviais.

Tradicionalmente, as planícies fluviais são vistas como áreas de aggradação em uma bacia hidrográfica, ou seja,

“[...] uma área de sedimentação em processo, oriunda do transbordamento das águas carregadas de sedimentos nas margens dos rios. Todas elas são dependentes de transbordos sazonários ou periódicos dos cursos d’água, devido às oscilações provocadas por fatores hidroclimáticos regionais” (AB’SABER, 2000).

Em verdade, elas podem ser encaradas por uma abordagem diferente. As planícies surgem como resposta do canal fluvial às características do fluxo e do

transporte da carga detrítica; representando como o rio dá conta de uma de suas principais funções, que é o transporte de sedimentos. Em virtude dessas condições as planícies fluviais são entendidas como áreas de sedimentação temporária, onde o sistema fluvial deposita parte de sua carga detrítica para mais tarde colocá-la novamente em trânsito, quando a relação matéria/energia o permitir, ou ainda a forma como o sistema transporta seus sedimentos (relação específica entre matéria e energia). Esta abordagem demonstra as intrínsecas relações entre os canais e as planícies fluviais, ou seja, as articulações entre os subsistemas canal e planície fluvial.

Ao examinar a planície fluvial, percebe-se que são dois os processos fundamentais de sedimentação: o processo de deposição por acréscimo vertical e o processo de deposição por acréscimo lateral, como demonstra Dury (1970). Os depósitos de acréscimo vertical incluem os sedimentos das margens fluviais formados nas épocas dos transbordamentos (os conhecidos diques marginais), bem como os sedimentos que se depositam no interior da planície – transbordados para além dos diques – nas bacias de decantação (*'backs wamp'*), como as bacias de inundação e os pântanos. Os depósitos de acréscimo lateral são formados nas margens dos rios pela atividade do fluxo, cujos sedimentos são dispostos em barras inclinadas, originados pela migração lateral do canal fluvial, sendo constituídos por materiais da carga do leito, e constituem parte do remanejamento e da redistribuição dos sedimentos depositados na planície fluvial.

Aliados a esses processos fundamentais de sedimentação, a migração lateral do canal fluvial remove e remobiliza os materiais depositados na planície. Esses materiais remobilizados podem ser depositados mais adiante do canal fluvial, ainda na mesma planície ou em planícies localizadas mais a jusante do curso d'água.

Assim,

“[...] o entrelaçamento das ações erosivas e deposicionais, no tempo e no espaço, produz complexos de formas topográficas que surgem como repostas a ambientes de sedimentação [...], caracterizando as planícies de inundação, os deltas, os cones aluviais e as formações sedimentares” (CHRISTOFOLETTI, 1981).

Essas formas topográficas, ou o relevo da planície fluvial, possuem, por conseguinte, ligação íntima com os processos erosivos e deposicionais, assim

como os muitos tipos de formas envolvem as condições de sedimentação e o arranjo estrutural do acamamento sedimentar.

Entre as formas de relevo da planície fluvial estão os diques marginais, os sulcos ou bacias de rompimento de diques (*'crevasses'*), os depósitos de recobrimento, as bacias de decantação ou inundação, os canais abandonados, os paleo-canais⁸, os cordões marginais convexos e os terraços fluviais. Christofolletti (1981), Dury (1970), Gregory (1977), Richards (1982), Suguio; Bigarella (1990), Ricominni; Gianini; Mancini (2000) entre outros, descrevem estas formas e os processos relacionados a sua gênese, os quais dissertamos sucintamente a seguir.

2.3.1 As formas e os processos em planícies fluviais.

Entre as principais formas de relevo encontradas numa planície fluvial estão os diques marginais. Os diques marginais são elevações que margeiam os canais fluviais, com declividades íngremes para este último e suaves em direção ao interior da planície. Possuem maior expressão e desenvolvimento nas margens côncavas, sendo que no lado convexo não ultrapassam as altitudes dos cordões marginais. Sua gênese está vinculada aos transbordamentos. À medida que o fluxo transpõe as margens do canal, é freado por “uma triagem de sedimentos segundo seu peso e tamanho” (AB’SABER, 2000). Esta triagem é promovida pela diminuição da velocidade e energia do fluxo de transbordamento em direção ao interior da planície, e por um mosaico de vegetação biodiversa e especializada. O sedimento depositado é composto de material grosseiro (areias) sem acamamento nítido, sendo mais abundantes nas proximidades do canal e mais finos à medida que são carregados para locais mais distantes.

Os sulcos ou bacias de rompimento de diques são outro tipo de forma. Constituem-se de caneluras transversais aos diques marginais, quando estes últimos são erodidos por ocasião de cheias de grande intensidade. Os detritos resultantes, associados àqueles de fluxo de transborde, depositam-se em forma de pequenos

⁸ Os paleo-canais se diferenciam dos canais abandonados, basicamente por apresentarem-se completamente colmatados.

leques, através de um sistema entrelaçado ou ramificado de caneluras radiais. Por esta razão, possuem estrutura sedimentar mais grosseira e delgada que os diques. Ao passo que estes sulcos se desenvolvem (com o escoamento contínuo de parte da vazão do canal, mesmo nos períodos da vazante), podem propiciar a ramificação do rio em dois ou mais canais – dando origem a ilhas – ou a mudança definitiva do curso fluvial, abandonando o antigo traçado.

As bacias de inundação ou decantação são os locais mais baixos das planícies fluviais. Geralmente estão posicionadas entre as elevações provocadas pelos processos sedimentares ligados diretamente a leito fluvial (as faixas meândricas nos padrões meandantes) e os terraços e/ou vertentes dos vales.

Em virtude de sua morfogênese as bacias de inundação descrevem topografia plana, pobremente drenada, o que permite o desenvolvimento de pântanos e lagoas, associados à densa vegetação. Com efeito, existe incorporação de matéria orgânica nestes depósitos sedimentares em grande abundância. Nas bacias de inundação, a carga detrítica em suspensão, carregadas pelos fluxos de transbordamento, deposita-se, uma vez que os materiais mais grosseiros hajam depositados nos diques. Por esta razão os depósitos sedimentares das bacias de inundação são compostos, basicamente, por siltes e argilas, dispostos em acamamento horizontal.

Os canais abandonados são lagoas semicirculares ou em forma de arcos cuja origem está ligada às migrações dos canais fluviais. Quando estas lagoas acham-se preenchidas por sedimentos também são chamadas de paleo-canais. Sua distribuição, formas e tamanhos estão ligados aos padrões de canal e aos tipos de migração do leito.

Nos meandros ocorre quando o canal migra diminuindo sua curvatura, passando a escoar por entre os cordões marginais convexos no interior da curva. Tal situação gera canais abandonados curtos e pouco curvos. Quando em meandros de elevada sinuosidade ocorre a junção das extremidades côncavas do mesmo meandro, gerando canais abandonados compridos e muito curvos.

Nos padrões anastomosados a migração lateral gera canais abandonados de pouca curvatura. O processo mais recorrente nesse padrão dá-se quando o canal passa subitamente a escoar por novo traçado em nível topográfico mais

baixo, uma vez que o canal antigo tem seu leito elevado pela deposição contínua de sua carga.

Os cordões marginais convexos são formas em arcos localizados no interior das curvas meândricas (são comumente chamados de barras de pontal – ‘*point bars*’ na língua inglesa). Apresentam-se como pequenas cristas arqueadas, geralmente muito difundidas nas planícies fluviais. Sua gênese está ligada à migração lateral das curvas meândricas. Com a erosão no lado côncavo da curva meândrica, o material é transportado e depositado logo a jusante no lado convexo da mesma margem. Com efeito, forma-se um depósito sedimentar em barras inclinadas exposto como uma crista, que rapidamente é colonizada por vegetação estabelecendo o novo arco. Este processo faz com que o canal migre continuamente em direção ao lado côncavo pela erosão deste e promovendo crescimento do lado convexo, razão pela qual os cordões são assim difundidos pela planície. O material transportado no processo de migração meândrica depende daquele disponível na planície que é erodido nas margens côncavas, e daquele transportado pelo canal provindo de montante, entretanto é composta predominantemente de carga do leito.

Outra forma de relevo encontrada nas planícies fluviais é o terraço. Os terraços fluviais são superfícies horizontalizadas localizadas, de maneira geral, entre a margem externa do leito maior e as vertentes do vale ou escarpas de terraços mais elevados. Podem encontrar-se isolados e descontínuos na planície fluvial em virtude da migração contínua do canal e das ações erosivas a que estão expostos. Estas formas são entendidas como planícies de inundação antigas, conseqüentemente são formadas pela deposição de material aluvial transportado pelos rios em épocas passadas, obedecendo aos processos e estruturas sedimentares dos ambientes fluviais.

Os terraços são os níveis topográficos mais elevados das planícies fluviais; livres dos transbordamentos freqüentes. Sua gênese está ligada a dois períodos morfogenéticos fluviais distintos: um deles ligado à acumulação do material detrítico aluvial, na planície de inundação antepassada, e outro ao entalhamento do leito fluvial (aprofundamento do talvegue), que marca o fim do período anterior, abandonando a paleo-planície em um nível mais elevado, delimitando o terraço. Esses

períodos podem estar relacionados às oscilações climáticas ou à influência tectônica sobre a bacia, podendo ainda, ambos atuarem concomitantemente.

Percebe-se, a partir da análise das formas de relevo das planícies e sua morfogênese, a intrínseca conexão entre o canal e a planície fluvial. A natureza e o padrão do canal e o balanço entre o material que entra e o que sai permite encarar as planícies fluviais como um subsistema individualizado do sistema fluvial. As relações que determinam o balanço sedimentar estão implícitos nos processos agradacionais e denudacionais que geram as planícies fluviais, onde a quantidade de carga detrítica fornecida pelo seguimento a montante deve ser igual à quantidade de carga detrítica lançada ao seguimento a jusante. Se não o fosse, pela deposição contínua, a planície seria atulhada de material detrítico, ficando rapidamente em posição altimétrica superior em relação ao canal fluvial, o que diminuiria a frequência dos transbordamentos e o canal não mais conseguiria transportar sua carga; ou de modo inverso entalharia seu leito continuamente, fazendo com que suas margens coincidisse com as encostas do vale. Assim se confirma a abordagem que entende as planícies fluviais como áreas de estocagem temporária de sedimentos ou como o mecanismo de transporte dos sedimentos ao qual os cursos d'água estão capacitados naquele momento ou lugar.

2.4 As relações entre as planícies e os padrões de canal.

As relações entre os padrões de canal e as planícies fluviais se estabelecem na medida em que ambos são o resultado morfodinâmico dos processos fluviais. De modo analítico, o subsistema canal e o subsistema planície fluvial integram-se em um nível sistêmico mais elevado. Em verdade, ambos representam partes ou elementos do sistema fluvial. As variáveis que compõe cada subsistema travam ligações numa lista imbricada de processos, onde os princípios físicos, as variáveis e os processos fluviais são, em quase sua totalidade, comuns em ambos.

Se não vejamos. A modificação das condições do fluxo e do transporte no canal fluvial pode promover a sedimentação da carga detrítica⁹, contribuindo para aumentar a quantidade de material depositado na planície fluvial, através da migração do canal formando os depósitos de acréscimo lateral. Em adição, os transbordamentos, sazonais ou periódicos, carregam material detrítico para a planície, formando os depósitos de acréscimo vertical. De modo inverso, a erosão vertical do leito fluvial, a progressiva migração lateral do canal e alguns fluxos de transbordamentos de elevada velocidade sobre a planície provocam remoção dos sedimentos depositados.

Ao fim, o sistema se equilibra pela regulação entre o material que entre e sai de determinado segmento do perfil longitudinal, como asseveram Schumm (1977) e Leopold, Wolman e Miller (apud CHRISTOFOLETTI, 1981). Cada padrão de canal fluvial possui características de transporte e fluxo que lhe são próprios. Essas características, que variam temporal e espacialmente no sistema fluvial, promovem ações erosivas ou deposicionais que definem as planícies e suas formas de relevo. Com isso as planícies se comportam morfodinamicamente como ambientes de sedimentação em dado momento no sistema fluvial, bem como no perfil longitudinal.

Nos padrões de canal anastomosado, a rapidez com que os canais se entrelaçam, alterando de posição, resulta a baixa variação topográfica e o mínimo de depósitos de acréscimo vertical nas planícies (transbordamentos), em razão das circunstâncias do fluxo e da carga detrítica predominantemente grosseira. O fornecimento de sedimentos à planície fluvial é dado por acréscimo lateral, fundamentalmente. O constante e rápido deslocamento dos canais deste padrão promove a expansão de uma ampla planície, porém com restrita área freqüentemente inundada.

Os padrões de canal meandrante apresentam ambos os processos de sedimentação – acréscimo vertical e lateral. Contudo, Christofolletti (1981) e Cândido (1971) dizem que há predomínio do acréscimo lateral em decorrência da divagação meândrica. Leopold, Wolman e Miller (apud CHRISTOFOLETTI, 1981) sugerem que

⁹ As condições e características do fluxo e do transporte de sedimentos pelo canal fluvial que podem promover deposição da carga detrítica foi discutido anteriormente neste capítulo na parte referente ao ‘continuum’ e ao estabelecimento dos padrões de canal fluvial.

60% a 80% dos depósitos sedimentares das planícies fluviais estão relacionados com os processos de acréscimo lateral.

Num exame mais atento, o predomínio da carga detrítica em suspensão (mista, em alguns casos) nos canais meândricos, faz com que muito material sedimentar seja carregado para as planícies, nas fases de transbordamentos, os quais são depositados em vários pontos da planície, em função do tamanho dos detritos e da gradativa diminuição da energia do fluxo de inundação, mencionada anteriormente. Em adição, a constante migração lateral dos meandros remobiliza os sedimentos depositados nas planícies, uma vez que o caráter do fluxo nos meandros¹⁰ (Figura 8, página seguinte) promove a erosão da margem côncava e deposição na margem convexa, fazendo com que o canal se desloque sobre o eixo meândrico. Ao mesmo tempo existe a tendência dos meandros de deslocarem-se em direção de jusante, longitudinalmente na planície fluvial, em virtude dos setores de erosão e deposição do canal localizarem-se a jusante do eixo da curva meândrica (Figura 9, p. 34).

O processo contínuo de erosão das margens côncavas e deposição nas margens convexas demonstra ser o modo como o canal fluvial executa o transporte dos sedimentos fornecidos pelo seguimento de montante. Em determinado trecho do curso d'água alguma variável (ou um conjunto delas) é modificada, impondo ao canal alteração no modo de transporte de sedimentos, em razão da necessidade da continuidade do curso fluvial. Tal alteração caminha no sentido da formação de uma planície fluvial, onde o rio resguarda sua carga, erodindo e depositando, de montante para jusante, transportando e fornecendo os sedimentos ao trecho seguinte.

¹⁰ Tal fluxo obedece o princípio helicoidal dos fluidos, onde a velocidade na superfície é maior que no fundo do canal, carregando as águas superficiais para a margem côncava de uma curva meândrica, que pelo impacto hidráulico e corrosão a erode por abrasão e/ou solapamento. Em seguida estas águas deslocam-se em direção ao fundo do canal, com uma velocidade gradativamente menor. As águas próximas do fundo, antes da curva, caminham para a margem convexa, ressurgindo na superfície, completando o giro helicoidal. Na margem convexa o fluxo deposita sua carga detrítica, por apresentar-se difuso e de baixa velocidade, como mostra Leopold; Wolman, 1960; Schumm, 1977; Christofolletti, 1981; e, Suguio; Bigarella, 1990.

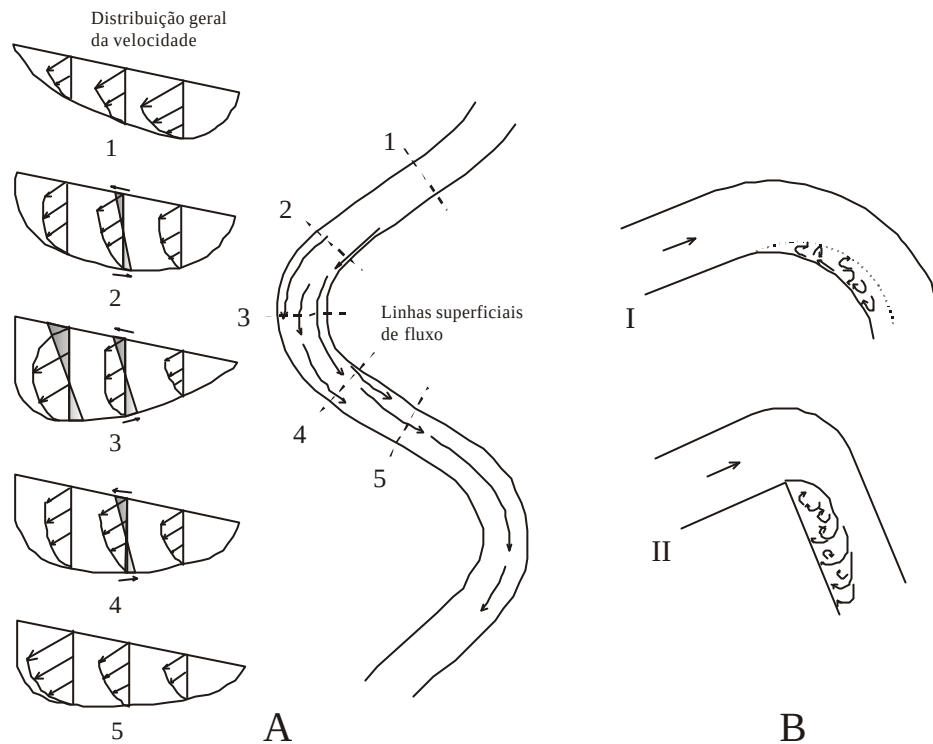


Figura 8. Esquema genérico dos vetores de velocidade do fluxo nos meandramentos. A) Distribuição das velocidades do fluxo nos meandramentos: velocidades maiores tendem a se localizarem na superfície e no lado côncavo da curva, devido à aceleração centrífuga. A componente lateral do fluxo carrega as águas superficiais para a margem côncava e as águas próximas do fundo para a margem convexa (fluxo helicoidal). O perfil (3) apresenta maior expressão da componente lateral (conforme LEOPOLD; WOLMAN e MILLER, 1964; modificado por CHRISTOFOLETTI, 1981). B) Fluxos na curva meândrica: (I) observa-se a ruptura do fluxo no lado convexo, formando uma zona estagnante instável e dissipativa com correntes secundárias de refluxo, que favorece a deposição; (II) curvaturas mais acentuadas criam uma zona mais pronunciada (conforme BAGNOLD, 1960; modificado por CHRISTOFOLETTI, 1981 e conforme NANSON, 1980).

Estas relações estendem-se às formas de relevo das planícies fluviais, uma vez que as formas são morfogeneticamente ligadas às condições de sedimentação e ao arranjo estrutural do acamamento sedimentar, como comentado em etapas anteriores. Assim sendo, pode-se advertir, por exemplo, que o desenvolvimento das bacias de inundação e seus depósitos estão relacionados com o padrão de canal. Os padrões de canais meândricos de rápida divagação apresentam depósitos de bacias de inundação (acrécimo vertical) de pequena expressão, fortemente interdigitados por depósitos de acréscimo lateral, segundo demonstram Nanson (1980), Knighton (1984) e Suguio; Bigarella (1990). Os padrões de canais anastomosados com rápida migração lateral apresentam depósitos sedimentares de características semelhantes. Os padrões

de canal de migração lateral menos acelerada proporcionam o desenvolvimento de depósitos sedimentares de acréscimo vertical de maior expressão, pois com a lenta migração ocorre a constante recorrência de transbordamentos, conseqüentemente maior contribuição de detritos e crescimento dos depósitos, antes que estes possam ser remobilizados pela erosão provocada pela migração dos canais, ou sepultados por diferentes processos sedimentares. Hickin; Nanson (1985), Leopold; Wolman (1960) e Riccomini; Gianinni; Mancini (2000) também demonstram essas relações entre os depósitos sedimentares e migração dos canais. A Figura 10 (página seguinte) ilustra a migração lateral do canal fluvial e a formação dos diferentes tipos de depósitos sedimentares.

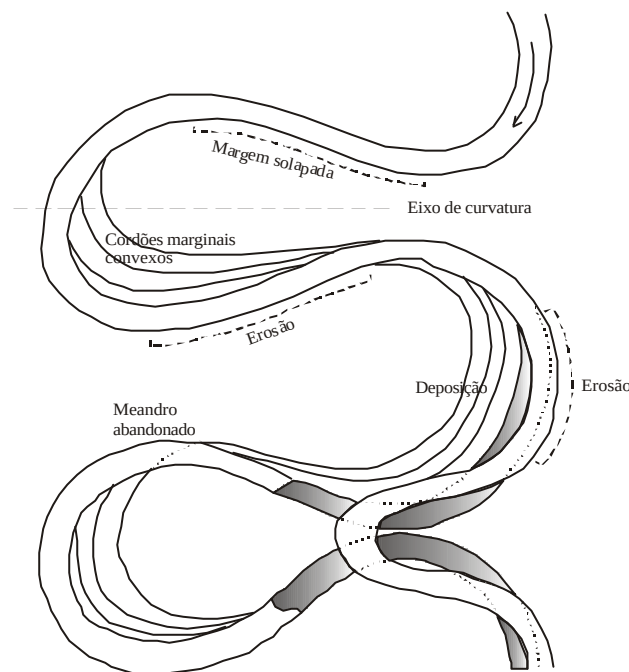


Figura 9. *Processo de deslocamento dos meandros.* Diagrama esquemático demonstrando o processo de deslocamento lateral e longitudinal e de abandono dos meandros. Destaque para a formação dos cordões marginais convexos, das áreas de erosão e deposição (conforme CHRISTOFOLETTI, 1981).

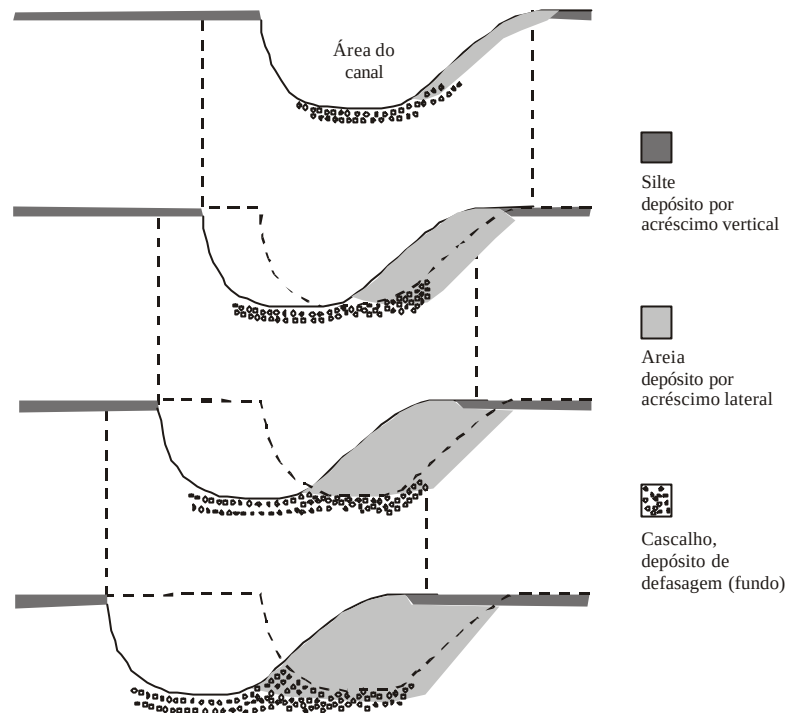


Figura 10. Diagrama de representação da construção progressiva da planície fluvial com a migração lateral do canal. Observa-se a formação da planície por depósitos de acréscimo lateral (deslocamento lateral do canal) e por acréscimo vertical (modificado de KNIGHTON, 1984 e NANSON, 1980).

Os terraços apresentam uma relação particular entre os padrões de canal fluvial e as planícies. Entendidos como planícies de inundação antigas possuem suas relações morfogenéticas ligadas aos processos supracitados. Contudo em decorrência de uma grande mudança da dinâmica fluvial, em ampla escala dentro do sistema fluvial (efeito tectônico ou climático), a planície antiga foi entalhada (aprofundamento do talvegue), ficando em posição altimetricamente elevada em relação ao canal, desligando-a da dinâmica fluvial vigente. A dinâmica de erosão-deposição que deu origem a paleo-planície de inundação (terraço fluvial), atualmente age apenas remobilizando e dissecando os materiais depositados, pois a sedimentação sobre eles provém de vazões muito elevadas, ou por materiais oriundos das encostas adjacentes.

Os processos mencionados demonstram o relacionamento entre os mecanismos do canal e das planícies fluviais. Perez Filho; Christofolletti (1977) evidenciaram a existência de relacionamento entre a grandeza da planície de inundação e o comportamento hidrológico dos cursos de água, considerando a

magnitude e frequência dos fluxos. “A planície surge como resposta alometricamente ajustada à magnitude e frequência das cheias, que se torna a principal responsável pelo controle da largura e das características geométricas” (PEREZ FILHO; CHRISTOFOLETTI; 1977, p. 119). Consideram este relacionamento uma perspectiva explicativa alternativa sobre a expansão e desenvolvimento dessas planícies. Chegaram a essas conclusões por meio da análise morfométrica da bacia hidrográfica do Rio São José dos Dourados, localizada na região Norte Ocidental do Estado de São Paulo, predominantemente sobre afloramentos de arenitos do Grupo Bauru (Cretáceo). Os resultados da análise, detalhadamente descrita, demonstram o aumento gradativo da planície de inundação com o aumento da ordem hierárquica da bacia, apontando que a largura da planície aumenta progressivamente com o crescimento do débito e da área da bacia.

Paralelamente as ações erosivas e deposicionais que atuam nas planícies fluviais, outros processos integram as relações entre as planícies e os canais fluviais. Diz respeito às ações dos processos pedogenéticos sobre os materiais depositados nas planícies. Cabe lembrar que os processos de intemperismo químico e físico agem sobre os materiais detríticos em transporte no canal fluvial, porém neste caso prevalecendo os processos de intemperismo físico ou mecânico (fragmentação – corrosão e cavitação), os quais seriam os responsáveis pela constatada diminuição da granulometria da carga detrítica dos rios em direção à jusante, segundo Abreu (1980), Christofolletti (1981), Cunha (1994), entre outros. A água que compõe o fluxo fluvial seria responsável pelo intemperismo químico atuante na dissolução dos materiais e na formação da carga dissolvida.

Nas planícies fluviais, as ações e mecanismos de caráter químico, físico e biológico que produzem os solos e suas características são peculiares. Em função da água, sua circulação e flutuação no interior das formações superficiais das planícies fluviais, explicam a transformação dos materiais dos solos e suas diferenciações.

O fluxo da água e as oscilações do nível piesométrico imprimem processos pedogenéticos característicos (hidromorfismo ou gleização), que produzem solos diferenciados e quase exclusivos desses locais. São características das planícies,

constantes transbordamentos e variações do nível d'água em sub-superfície, o que condiciona aos materiais depositados (rocha matriz) alagamentos completos e incompletos, arejamento deficiente e reações físico-químicas de oxi-redução. Esse ambiente proporciona uma decomposição lenta da matéria orgânica, provocando seu acúmulo, transformando-se em materiais húmicos turfosos, dando aos solos elevados teores de matéria orgânica e espessos horizontes superficiais organo-minerais. Esses fatores favorecem também a formação de óxidos ferrosos (FeO_2) por redução, que embora mais solúveis, portanto mais facilmente removíveis, as condições de drenagem deficiente impede sua remoção completa, o que dá aos solos coloração acinzentada, azulada ou esverdeada. A flutuação sazonal da água no interior desses solos também produz, em alguns horizontes ou camadas, mosqueamentos de coloração vermelha, brumo ou amarelada, em função da alternância da oxidação/redução dos compostos de ferro. Estas são as condições e as características das classes de solos hidromórficos.

Perez Filho (1980), Perez Filho; et al. (1983), Perez Filho; et al. (1987) observaram a formação de solos hidromórficos nas planícies do Rio Mogi Guaçu, no Centro-Nordeste do Estado de São Paulo. A partir do esboço geomorfológico das planícies constataram quatro níveis topográficos, e posterior classes de solos em cada nível. Nos dois níveis topográficos mais elevados encontraram dois níveis de terraços. No terraço mais elevado constataram solos tipo Latossolos vermelho-amarelos câmbico (Latossolos vermelho-amarelos); e Cambissolos (Cambissolos) no mais baixo. Nos níveis topográficos mais baixos, que chamaram de atuais, encontraram diversa distribuição de solos. Nas bacias de inundação próximas das vertentes do vale constataram presença de solos orgânicos (Organossolos); nos cordões marginais convexos, solos aluviais (Neossolos); solos glei-húmicos arenosos (Gleissolos) em cones de dejeção no contato planície/encosta; solos glei-húmicos argilosos (Gleissolos) nos canais abandonados colmatados; e glei-húmicos ou pouco húmicos (Gleissolos) nas bacias de inundação próximas do canal. Com uma cronossequência de evolução dos solos (aluviais < orgânicos < glei pouco húmicos < glei-húmicos < cambissolos) relacionaram com as respectivas formas de relevo associadas. Solos pouco desenvolvidos e hidromórficos ou de pedogênese incipiente com formas de relevo recente, como os níveis topográficos mais baixos;

solos câmbicos de pedogênese pouco mais evoluída com os níveis dos terraços fluviais, formas de relevo de fase morfogenética anterior. Soares (1995) encontrou correlações semelhantes entre solos do vale do Mogi Guaçu mais a jusante, muito embora não tenha estabelecido uma cronossequência entre solos e relevo. Embora atualmente possa haver incertezas na determinação da idade ou nível de desenvolvimento dos solos, a correlação entre pedogênese e morfogênese é muito procedente nestes estudos e corrobora os processos relatados.

É visto que o ciclo da água e a circulação da água na superfície e subsuperfície são importantes para as relações entre o canal fluvial e a planície, e determinantes para a natureza do sistema fluvial. A água que caminha em superfície e subsuperfície, rumo ao fundo do vale, ressurgue nas rupturas de declive no contato entre as encostas e as planícies e/ou cursos d'água. Somadas a vazão do canal (proveniente do seguimento de montante) e as variações periódicas decorrentes do ciclo climático regional, a água caminha, nos períodos secos, das encostas às planícies e cursos fluviais. O período da vazante favorece o “enxugamento” da água nas planícies, muito embora a variação topográfica condicione uma drenagem deficiente. Nos períodos chuvosos as águas provenientes das vertentes, juntamente com a elevação das cotas de vazão do canal, saturam a planície elevando o nível freático até a superfície. Muitas vezes nestes períodos a vazão excede as cotas do canal, unindo o fluxo de cheia sobre a planície com o nível freático aflorado nas bacias de inundação e pontos mais baixos da planície. Estes fluxos de cheia carregam novos detritos para a planície sobre os materiais pedogenizados que, aliados à drenagem deficiente aumentam a complexidade da pedogênese das planícies fluviais.

Conclusivamente, o sistema fluvial apresenta elevada complexidade. Ao número de variáveis e fatores envolvidos somam-se as inter-relações do sistema. Indépende o tamanho da bacia hidrográfica; em verdade, o que importa são as características do sistema, suas variáveis e fatores e sua complexa inter-relação. A presença de um tipo de padrão de canal, ou de uma sucessão deles, está relacionada a como o sistema modifica sua dinâmica fluvial (processos de erosão, transporte e sedimentação), adaptando-se às variáveis, fatores e inter-relações.

3. PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O exame dos fundamentos teóricos sobre o estudo dos canais fluviais permite dizer, que um padrão de canal é o resultado de uma combinação exclusiva do inter-relacionamento das variáveis do sistema fluvial. Ou seja, de uma dinâmica fluvial específica em determinado trecho do curso d'água. A depender da complexidade do sistema fluvial, um rio pode apresentar em seu perfil longitudinal, uma sucessão de distintos padrões de canal. Essa possibilidade torna exeqüível analisar a morfodinâmica de um curso d'água pela identificação e caracterização dos padrões de canal fluvial e sua seqüência no perfil longitudinal.

O primeiro passo a considerar é a identificação dos padrões de canal fluvial. Diversos parâmetros são utilizados para a determinação de um tipo de padrão de canal. Dentre eles estão: o índice de sinuosidade (I_s), a geometria do canal (em planta e perfil), a quantidade, granulometria e tipo¹ da carga detrítica transportada, a velocidade do fluxo, a magnitude e variabilidade da vazão, o gradiente do canal e do vale (GREGORY; SCHUMM, 1987). Deve-se lembrar que a utilização de apenas um parâmetro é por demais simplista, em virtude dos diversos fatores envolvidos no estabelecimento dos padrões de canal fluvial e dos inúmeros tipos que se podem

¹ Tipos de carga detrítica: carga dissolvida (constituintes transportados em solução química); carga em suspensão (pequenas partículas – silte e argilas – que conservam-se suspensas pelo fluxo turbulento), e; carga de fundo (partículas maiores – areias e cascalhos – transportados por saltação, deslizamento ou rolamento no fundo do canal) (MORISAWA, 1985; SUGUIO, 1973).

observar nas pesquisas de campo, como em observação feita por Knighton (1984) em relação à classificação tripartite elaborada por Leopold; Wolman (1970), discutida anteriormente no Capítulo 2.1.

A primeira reflexão a ser notada, atribui-se ao índice de sinuosidade (I_s) – um parâmetro aplicado nesta pesquisa. Com a proposição de Leopold; Wolman (1970) gerou-se muita polêmica em torno do índice de sinuosidade de um rio. Estes pesquisadores afirmaram que rios com sinuosidade = 1,5 podem ser chamados de meandantes, enquanto os de sinuosidades menores são retilíneos ou sinuosos. A controvérsia consiste em essas classes não revelarem nada sobre aspectos qualitativos dos padrões. Contudo, o índice de sinuosidade (I_s) ainda é muito utilizado na classificação tipológica dos canais fluviais.

Diversos cálculos são utilizados para a determinação do grau de sinuosidade de um canal fluvial. O mais comumente empregado, e que foi aplicado neste trabalho, corresponde ao quociente do comprimento do canal pelo comprimento do vale no mesmo trecho, definido pela expressão:

$$I_s = \frac{C_c}{C_v}; \quad [1]$$

na qual:

I_s é o índice de sinuosidade;

C_c é o comprimento do canal em determinado trecho, e;

C_v é o comprimento do vale no mesmo trecho, medido ao longo da linha situada na metade da largura da planície fluvial, isto é, na distância média entre os sopés das vertentes.

A aplicação direta desse procedimento para todo o curso do Rio Mogi Guaçu, não revela a variação da sinuosidade nos diferentes trechos. Assim, paralelamente ao cálculo do I_s , neste trabalho empregou-se outros critérios para complementar a identificação e caracterização dos padrões do canal do Rio Mogi Guaçu. Um deles foi a mensuração das larguras do canal e das planícies fluviais ao longo do curso do Mogi Guaçu.

Como afirmou Christofolletti (1981, p. 150), se em determinado trecho de um rio, as bases das vertentes coincidirem com as margens do canal, o I_s será igual

a 1. Quanto maior for o desenvolvimento da largura da planície de inundação, maior será o grau de sinuosidade do canal fluvial.

Dessa forma, foi calculado o índice de sinuosidade (I_s) para seguimentos do curso do Rio Mogi Guaçu, que mantiveram comuns os valores médios da largura das planícies fluviais. Ou seja, calculou-se um I_s para trechos onde as larguras das planícies fluviais apresentaram valores médios constantes e outro para larguras das planícies onde os valores médios variaram acentuadamente. Isso contribuiu para estabelecer o limite entre um padrão e outro, uma vez que um rio pode apresentar diversos padrões, com características distintas, ao longo do seu escoamento desde a nascente até a desembocadura, como mencionado a pouco.

Para realizar as medições das larguras do canal e das planícies fluviais, lançou-se mão de interpretação de fotos aéreas verticais, para exame estereoscópico. Consultaram-se as fotos do levantamento aerofotogramétrico adquiridas pelo Instituto Agrônomo de Campinas (IAC/SP) da Secretaria de Agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo, de sobrevôo em 1962 e escala aproximada de 1:25.000, que recobrissem a área do canal e das planícies do Rio Mogi.

A Figura 11 ilustra as definições de canal e planície fluvial utilizadas para a mensuração nas fotografias aéreas.

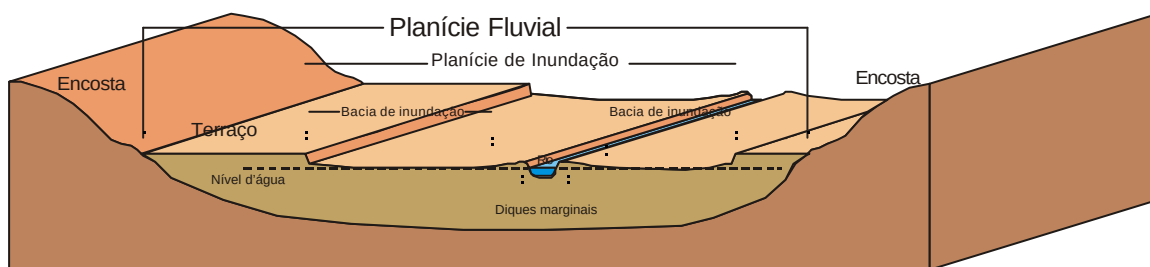


Figura 11. A planície fluvial. Verifica-se o limite da planície fluvial, planície de inundação, terraços fluviais, do canal e outras feições morfológicas. Conforme Tricart (1966); Dury (1970) e Perez Filho; Christofolletti (1977).

O exame estereoscópico das fotos aéreas, além de possibilitar o levantamento das medidas desejadas, permitiu a investigação de outros critérios para a identificação e caracterização dos padrões de canal do Rio Mogi. – a geometria do canal do Rio Mogi Guaçu e as feições do relevo das planícies fluviais.

Embora represente aspecto descritivo, a geometria define a morfologia do canal e revela a imposição dos fatores hidráulicos e das resistências ao escoamento fluvial. A Figura 4 (p. 15) demonstra as diferentes morfologias de canais. As formas de relevo nas planícies fluviais estão associadas às condições de sedimentação e ao arranjo estrutural do acamamento sedimentar, revelando as características dos processos fluviais, tal qual discutido no Capítulo 2.3.1. Com efeito, a geometria do canal e as formas de relevo nas planícies registram a dinâmica fluvial do curso d'água.

O gradiente do canal foi outro parâmetro empregado para determinar os padrões de canal do Rio Mogi Guaçu. O gradiente ou declividade do canal é a relação da variação de altitude em um trecho de um rio. Seu valor corresponde ao quociente da diferença altimétrica entre dois pontos do canal pelo comprimento do canal entre os mesmo pontos, de acordo com a expressão:

$$G = \frac{\Delta h}{Cc}; \quad [2]$$

na qual:

G é o gradiente ou declividade do canal;

Δh é a variação de altitude de determinado seguimento fluvial, e;

Cc é o comprimento do canal no mesmo seguimento fluvial. Sendo que Δh é dado por:

$$\Delta h = h_1 - h_2; \quad [3]$$

onde:

h_1 é a altitude do canal no ponto a montante do seguimento fluvial e;

h_2 é a altitude do canal no ponto a jusante do mesmo seguimento.

O gradiente influencia a velocidade do fluxo de escoamento, conseqüentemente afetando a competência e o volume da carga transportada (capacidade do rio) (SUGUIO; BIGARELLA, 1990). Mudanças do gradiente de um trecho para outro alteram os processos de transporte. Dessa forma, longitudinalmente, de um padrão para outro, cargas detríticas antes depositadas, ou em um determinado tipo de transporte (suspensão, saltação ou rolamento), podem entrar em movimento, ou serem transportadas por outro processo (SCHUMM, 1977; 1987). Alterações na quantidade, granulometria e tipo da carga detrítica transportada e nos processos de

transporte, no tempo e no espaço, promove modificações no tipo de padrão de canal fluvial.

Assim, o cálculo do gradiente foi aplicado para seguimentos do Rio Mogi Guaçu onde foram correlacionados os índices de sinuosidades (I_s); larguras das planícies fluviais; e morfologia da planície e do canal fluvial.

A magnitude e distribuição da vazão, por vezes também chamada de descarga ou débito, foram outros parâmetros aplicados para identificar e caracterizar os padrões de canal do Rio Mogi Guaçu. A vazão de um rio corresponde ao volume do fluxo que passa pelo canal por unidade de tempo. A distribuição da vazão, no tempo e no espaço, determina as dimensões da seção transversal do canal de um rio e as variações da competência e capacidade de transporte, afetando a forma do padrão do canal.

Para verificar as distribuições da vazão do Rio Mogi Guaçu, utilizou-se os dados fluviométricos do banco de dados hidrometeorológicos do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) da Secretaria de Energia, Recursos Hídricos e Saneamento do Estado de São Paulo. Os dados fluviométricos encontram-se disponíveis em São Paulo (1994); e compõem o Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (SIGRH).

Além da vazão (em m^3/s), a velocidade do fluxo (em m/s) foi outro dado fluviométrico do SIGRH utilizado neste trabalho. Os dados fluviométricos do SIGRH forneceram, também, dados referentes à geometria da seção transversal do canal: largura e profundidade do canal (em m). O intervalo de amostragem dos dados varia entre cinco postos fluviométricos para o curso do Rio Mogi Guaçu, como pode ser observado na Figura 12 (página seguinte). Estes são os postos fluviométricos cujo DAEE possui dados catalogados para o Rio Mogi.

Os dados de largura do canal do banco de dados fluviométricos do SIGRH, além de contribuir para se determinar os padrões de canal, permitiu o controle das medições realizadas nas fotos aéreas. Os dados de profundidade do canal, da velocidade do fluxo e da vazão permitiram complementar a análise da dinâmica fluvial, enquanto parâmetros de quantificação dos fatores hidráulicos dos padrões de canal.

Para a realização das medições do comprimento do canal (C_c), do comprimento do vale (C_v), para o cálculo dos índices de sinuosidades (I_s), bem como o levantamento das cotas altimétricas, para determinar a variação de altitude (Δh) para o cálculo do gradiente do canal, foram utilizadas cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), na escala 1:50.000. As cartas topográficas permitiram, também, realizar as medições da largura do canal e das planícies, do modo a aumentar o tamanho da amostra, para maior controle e precisão dos cálculos e das médias.

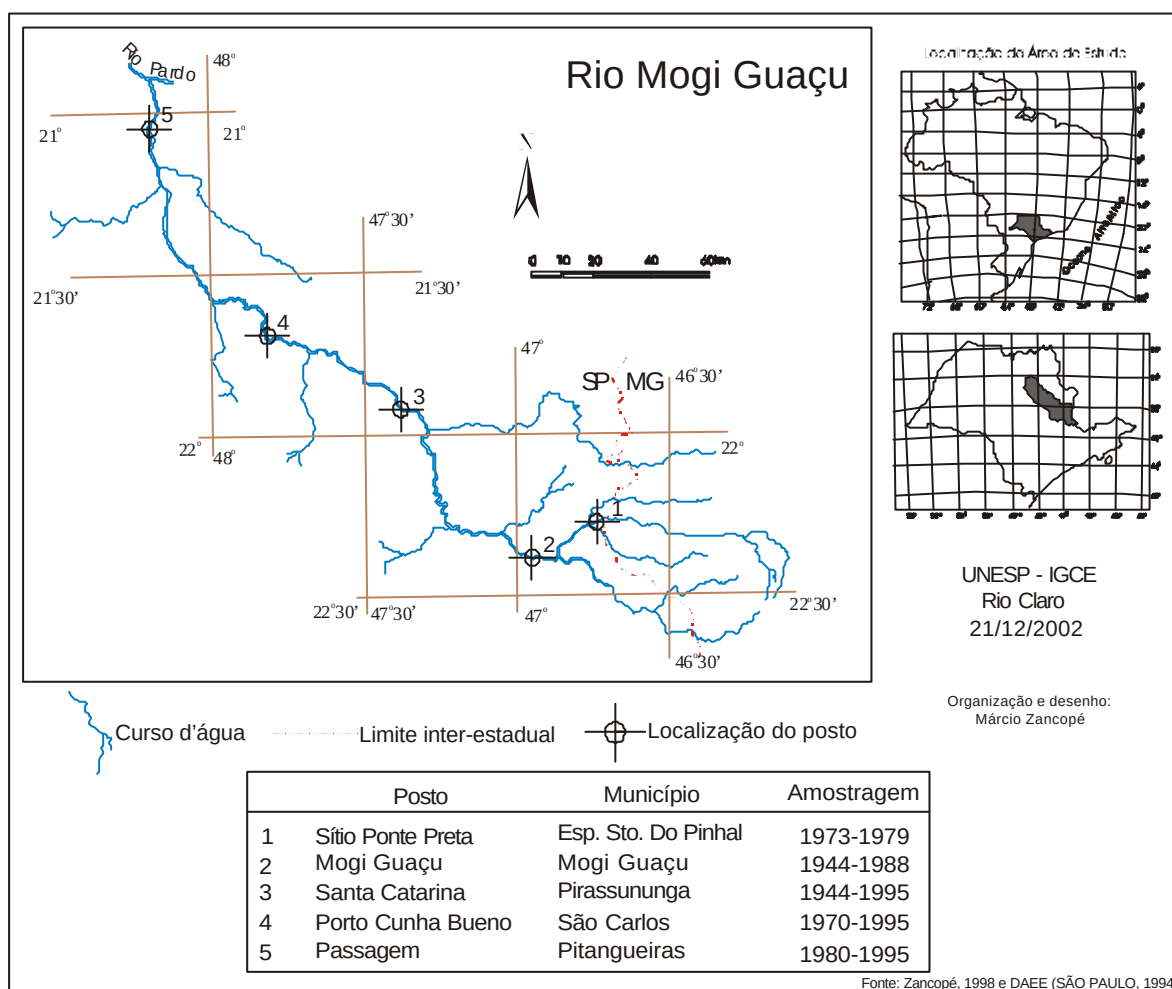


Figura 12. Localização dos postos fluviométricos no Rio Mogi Guaçu.

A fim de alcançar maior refinamento dos dados, principalmente quanto as transições entre os padrões de canal do Rio Mogi, também foram consultadas cartas topográficas, escala 1:10.000, do Instituto Geográfico e

Cartográfico (IGC/SP) da Coordenadoria de Articulação e Planejamento Regional da Secretaria de Economia e Planejamento do Estado de São Paulo.

A Figura 13 e 14 relacionam, respectivamente, as cartas consultadas e sua articulação na bacia hidrográfica do Rio Mogi Guaçu.

Escala 1:50.000

1	Foz do Mogi-Guaçu	SF-22-X-B-VI-4	1972	IBGE
2	Pitangueiras	SF-22-X-D-III-2	1971	IBGE
3	Guariba	SF-22-X-D-III-4	1971	IBGE
4	Rincão	SF-22-X-D-VI-2	1971	IBGE
5	Porto Pulador	SF-23-V-C-IV-1	1971	IBGE
6	Luis Antonio	SF-23-V-C-IV-2	1971	IBGE
7	Descalvado	SF-23-V-C-IV-4	1971	IBGE
8	Piracununga	SF-23-V-C-V-3	1971	IBGE
9	Leme	SF-23-Y-A-II-2	1971	IBGE
10	Rio Capetinga	SF-23-Y-A-II-1	1971	IBGE
11	Conchal	SF-23-Y-A-II-4	1971	IBGE
12	Mogi Guaçu	SF-23-Y-A-III-3	1971	IBGE
13	Águas de Lindóia	SF-23-Y-A-III-4	1972	IBGE
14	Ouro Fino	SF-23-Y-B-I-3	1972	IBGE
15	Borda da Mata	SF-23-Y-B-I-4	1972	IBGE
16	Cambuí	SF-23-Y-B-IV-2	1972	IBGE

Escala 1:10.000

a	Córrego Água Branca	SF-22-X-D-III-2-SO-B	1992	IGC
b	Horto Florestal Guarani	SF-22-X-D-III-4-SE-C	1992	IGC
c	Ribeirão Monte Alegre	SF-22-X-D-III-4-SE-E	1992	IGC
d	Guataporá	SF-22-X-D-III-4-SE-F	1992	IGC
e	Rio Mogi Guaçu I	SF-23-V-C-IV-1-NE-E	1990	IGC
f	Fazenda Pedrinhas	SF-23-V-C-IV-1-SE-A	1990	IGC
g	Laçoa do Vital	SF-23-V-C-IV-1-SE-B	1990	IGC
h	Ribeirão das Araras	SF-23-V-C-IV-1-SE-C	1990	IGC
i	Córrego da Divisa	SF-23-V-C-IV-1-SE-D	1990	IGC
j	Córrego Barra Grande	SF-23-V-C-IV-4-NE-D	1990	IGC
k	Faz. Rancho Cachoeirinha	SF-23-Y-A-II-1-NE-B	1979	IGC
l	Taquari	SF-23-Y-A-II-1-NE-F	1979	IGC
m	Rio Capetinga	SF-23-Y-A-II-2-NO-E	1979	IGC
n	Creciumal	SF-23-Y-A-II-1-SE-B	1979	IGC
o	Fazenda Amazonas	SF-23-Y-A-II-2-SO-A	1979	IGC
p	Martinho Prado	SF-23-Y-A-II-4-NO-B	1979	IGC
q	Fazenda Citrolimão	SF-23-Y-A-II-4-NE-A	1979	IGC
r	Conchal I	SF-23-Y-A-II-4-NO-D	1979	IGC
s	Ribeirão conchal	SF-23-Y-A-II-4-NE-C	1979	IGC
t	Mogi Guaçu II	SF-23-Y-A-III-3-SO-A	1979	IGC
u	Mogi Guaçu III	SF-23-Y-A-III-3-SO-B	1979	IGC
v	Mogi Guaçu V	SF-23-Y-A-III-3-NO-F	1979	IGC
w	Bairro da Roseira	SF-23-Y-A-III-3-NE-C	1979	IGC
x	Faz. Nova Olinda	SF-23-Y-A-III-3-NE-D	1979	IGC
y	Ribeirão dos Porcos	SF-23-Y-A-III-3-NE-B	1979	IGC
z	Serrote Ponte Preta	SF-23-Y-A-III-4-NO-A	1979	IGC

Figura 13. Cartas topográficas do IBGE e de IGC/SP consultadas.

Os parâmetros descritos até agora, revelaram aspectos que se comportam como variáveis semidependentes e dependentes do sistema fluvial; com exceção da magnitude e distribuição da vazão. Como parâmetros que se comportam como variáveis independentes investigou-se as litologias, estruturas geológicas e compartimentos geomorfológicos por onde escoam o Rio Mogi Guaçu. A distribuição das litologias, tenras e rijas, favorece o desenvolvimento de rápidos, corredeiras, quedas, saltos e cachoeiras no curso fluvial, além de ser fator importante para o fornecimento de cargas detríticas de diversas granulometrias e mineralogias. A estrutura geológica indica a influência sobre a orientação da drenagem e da atividade

tectônica sobre o gradiente do canal, que conseqüentemente, afeta toda a dinâmica de escoamento. Os compartimentos geomorfológicos apontam a que padrões de forma, índices de dissecação, densidades de drenagem, etc. a bacia apresenta, indicando as possibilidades de variação do volume da carga detrítica fornecida ao canal fluvial.

Para tanto, baseou-se nos mapas do Levantamento de Recursos Naturais do Projeto RADAMBRASIL, Vol. 32, Folhas SF-23/24 Rio de Janeiro/Vitória, escala 1:1.000.000 (BRASIL, 1983). Fundamentou-se, também, nos Mapas Geológicos do Estado de São Paulo do DAEE/Unesp-RC, escala 1:250.000, Folhas Ribeirão Preto (SF-23-V-C), Campinas (SF-23-Y-A) e Araraquara (SF-22-X-D) (SÃO PAULO, 1982a; 1982b; 1982c). Também apoiou-se em Ross; Moroz (1996) e no Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, escala 1:1.000.000 (ALMEIDA, et al, 1981).

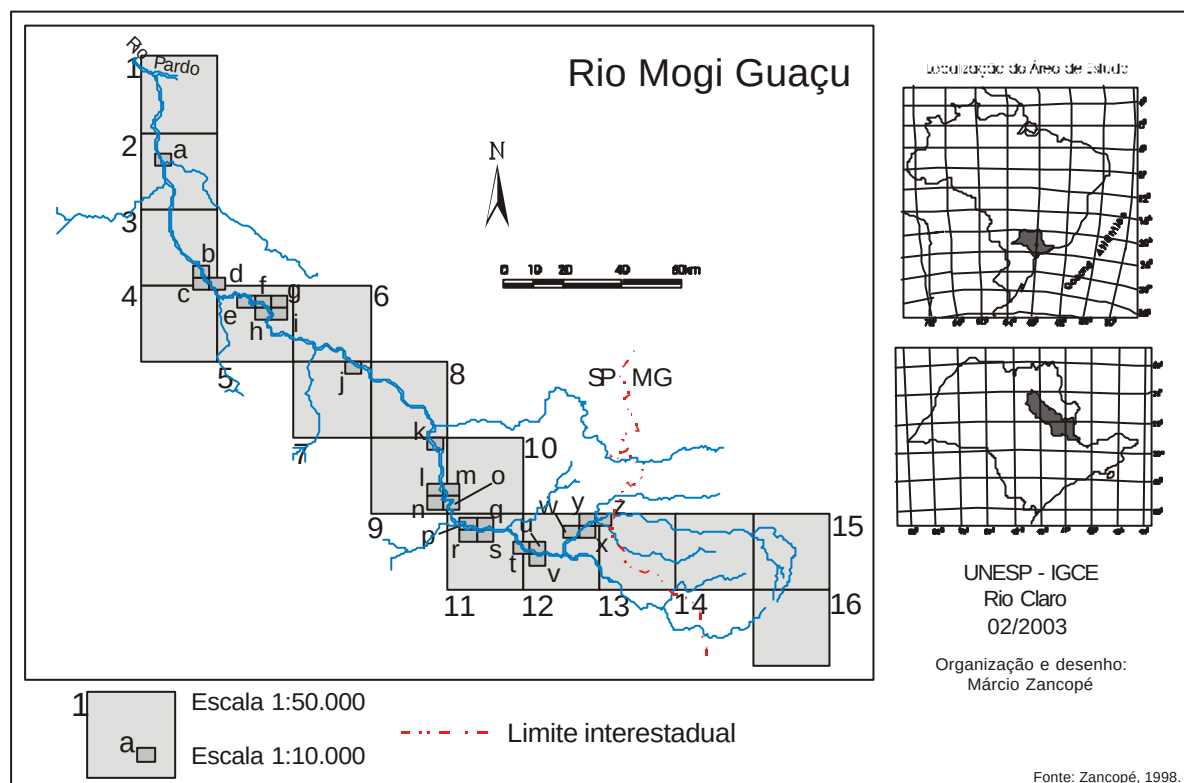


Figura 14. Articulação das cartas topográficas consultadas. A numeração e as letras correspondentes às cartas equivalem às da Figura 13 (página anterior).

De posse dos dados e cálculos efetuados elaborou-se o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu. O perfil longitudinal, que é a relação entre o

comprimento do canal e sua variação altimétrica, permitiu a correlação entre todos os parâmetros investigados e descritos. Assim, definiram-se os padrões de canal do Rio Mogi Guaçu e suas características. As relações entre eles foram estabelecidas segundo suas características específicas e a sua sucessão no perfil longitudinal, o que permitiu analisar a morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

O relacionamento entre os diversos parâmetros investigados permitiu determinar os diferentes padrões de canal do Rio Mogi Guaçu. Entre estes parâmetros estão: largura das planícies fluviais; índice de sinuosidade (I_s); morfologia do canal (geometria em planta); gradiente do canal; variáveis hidrológicas (vazão e velocidade do fluxo); largura e profundidade do canal; e distribuição das litologias, estruturas geológicas e compartimentos geomorfológicos na bacia.

4.1 As larguras das planícies

O primeiro resultado destacado, se refere à variação das larguras das planícies fluviais. A Figura 15 (página seguinte) mostra o gráfico da evolução dos valores médios das larguras.

Percebe-se grande amplitude na distribuição dos valores médios das larguras das planícies. No seguimento do Rio Mogi Guaçu, próximo da desembocadura (foz), verifica-se uma regularidade na largura das planícies, em torno de 1.200 m e 800 m (à esquerda do gráfico). No trecho logo a montante, entre os quilômetros 449 e 380 distantes da nascente, as planícies alargam-se extensamente, atingindo valores entre 4.800 m e 5.200 m. Caminhando para montante, o trecho

seguinte do canal apresenta grande variação da largura das planícies, chegando a atingir 2.000 m, a aproximadamente 350 Km distante da nascente, e 250 m de largura, a aproximadamente 294 Km distante da nascente. A montante, aproximadamente entre os quilômetros 180 e 240, distantes da nascente do Mogi, a variação das larguras das planícies continuam a apresentar grande irregularidade, entretanto com valores mais elevados que o seguimento anterior, atingindo 2.400-3.000 m e 800-1.000 m. Entre os quilômetros 115 e 160, distantes da nascente aproximadamente, as planícies estreitam-se, atingindo valores entre 400-200 m. Entre os quilômetros 60 e 100 distantes da nascente, as planícies fluviais voltam a alargarem-se, apresentando relativa regularidade dos valores, em torno de 1.000 m e 500 m de largura. A montante deste seguimento, as planícies fluviais do Mogi Guaçu se estreitam novamente até a nascente.

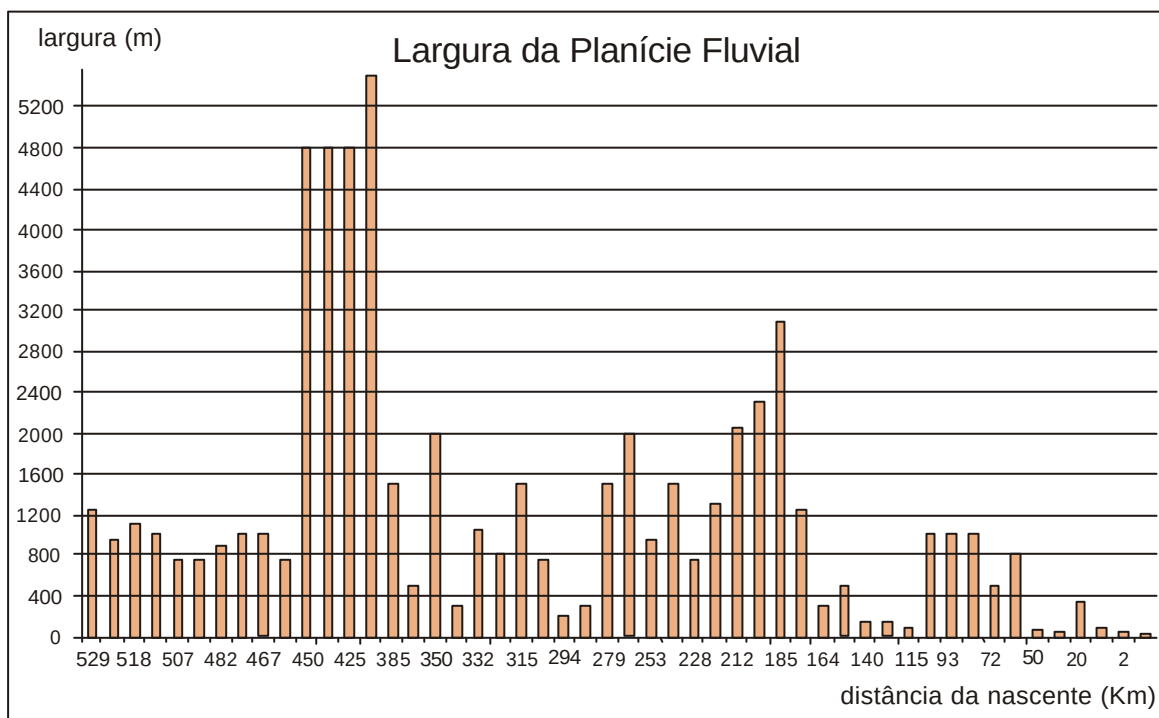


Figura 15. Gráfico da variação das larguras das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu.

A distribuição dos valores médios das larguras das planícies fluviais demonstrou haver sete grupamentos dos valores para o Rio Mogi Guaçu. A saber:

- (1) entre os primeiros 110 quilômetros desde a nascente;
- (2), entre Km110-Km164, distantes da nascente;
- (3), entre Km164-Km229, distantes da nascente;
- (4), entre Km229-Km279, distantes da nascente;
- (5), entre Km279-Km374, distantes da nascente;
- (6), entre Km374-Km460, distantes da nascente, e;
- (7) entre o quilômetro 460, distante da nascente e a desembocadura (529,65 Km, distante da nascente).

4.2 Os índices de sinuosidades

A estes grupamentos das larguras das planícies fluviais, realizou-se o cálculo dos índices de sinuosidade (*Is*). O resultado apresentou outro grande destaque, manifestado na grande variação do *Is* para diferentes trechos do Rio Mogi Guaçu. A Figura 16 (abaixo) expõe um quadro com os valores encontrados, de montante para jusante.

Trecho (em Km)¹	<i>Is</i>
0-145	1,422
145-184	1,33
184-229	1,566
229-267	1,478
267-374	1,2
374-454	2,13
454-529	1,042

Figura 16. *Valores de *Is* para diferentes trechos do canal do Rio Mogi Guaçu.*

A correlação entre os dados das larguras das planícies fluviais e dos índices de sinuosidade mostrou que, para grupamentos com planícies de maior largura, os índices de sinuosidades apresentam-se elevados, e vice-versa, tal qual mostrou Christofolletti, (1981, p. 150). Tal ocorrência, liga-se a possibilidade do canal fluvial

¹ Comprimento do canal, em quilômetros, registrado a partir da nascente – Km 0.

comandar mais livremente suas ações de erosão, transporte e sedimentação, onde a planície é mais ampla. Onde a planície é mais estreita, o canal tem sua dinâmica confinada àquela área.

4.3 O perfil longitudinal

A investigação dos dados morfométricos permitiu a elaboração do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, tal qual é mostrado na Figura 17 (abaixo). A observação do perfil auxilia a compreensão do sistema fluvial, evidenciando a disposição dos diferentes compartimentos ou trechos do canal de dinâmicas distintas, assim como as relações entre os parâmetros investigados neste trabalho.

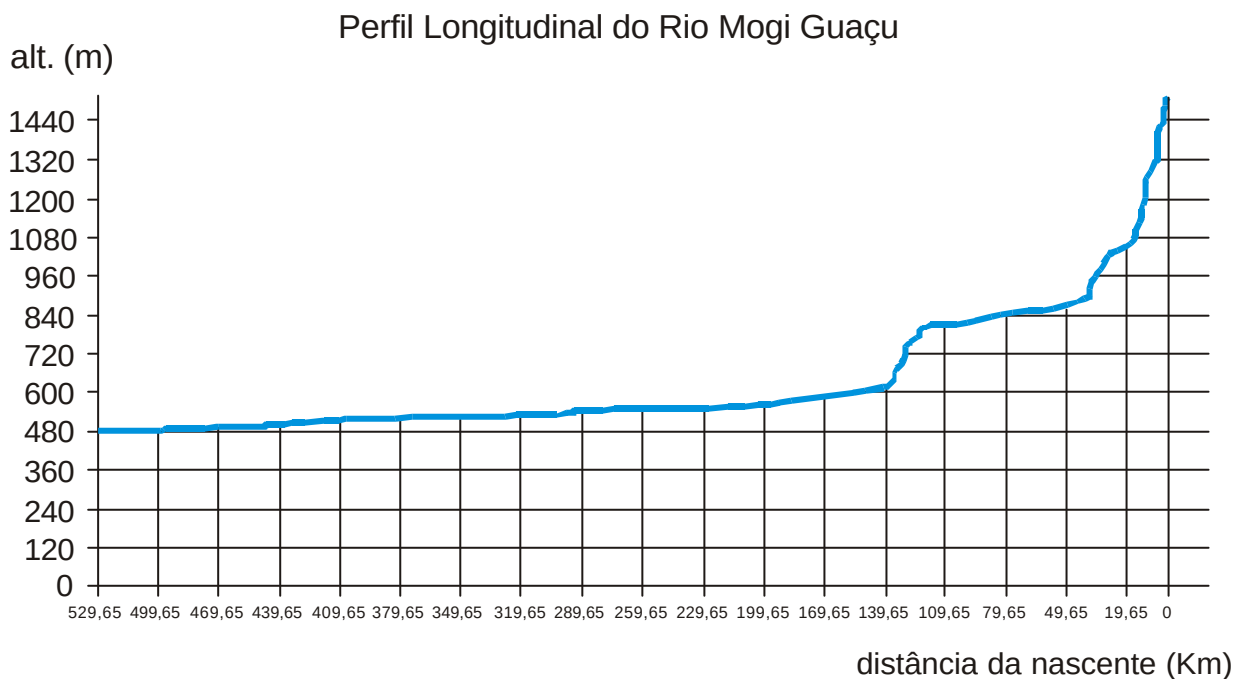


Figura 17. Perfil Longitudinal do Rio Mogi Guaçu.

A curva apresentada pelo perfil exibe a “descida” do Mogi de sua cabeceira e o escoar por sobre a Serra da Mantiqueira (direita do gráfico); e seu escoamento “tranquilo” sobre as ‘terras’ paulistas. Por se tratar da relação entre a altitude e o comprimento do canal, a curva do perfil apresenta distorção, em virtude da escala dos valores do comprimento do canal alcançar maior amplitude que a escala dos valores de altitude.

4.4 Aspectos morfológicos

A investigação da geometria (em planta) do canal e das feições geomorfológicas das planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu mostrou, assim como o índice de sinuosidade, grande variação dos resultados. A mesma correlação entre os dados morfométricos das larguras das planícies e dos graus de sinuosidade foi encontrada para este parâmetro. Senão vejamos.

Para o trecho do Rio Mogi que compreende desde a nascente até aproximadamente o quilômetro 145 (ver Figura 17, p. 51), o canal fluvial apresenta diversas morfologias. Ora o canal escoia encaixado em vale profundo, tendo as encostas incidindo sobre as margens do leito, ora escoia em pequenas planícies alveolares. Aproximadamente entre os quilômetros 60 e 110 distantes da nascente, o canal apresenta duas planícies sucessivas de expressivo tamanho, com desenvolvimento de meandros de pequena magnitude, como pode ser observado na Figura 15 (p. 49). Estes meandramentos são responsáveis pelo grau de sinuosidade encontrado neste seguimento do Mogi Guaçu, e suas dimensões estão relacionadas a fatores hidráulicos como magnitude das vazões, área da bacia, ordem hierárquica do canal. O meandramento de montante (próximo à área urbana de Jacutinga/MG) é o mais comprido apresentando $I_s = 1,58$. O de jusante apresenta $I_s = 1,76$.

Deve ser lembrado que, segundo classificação de Leopold; Wolman (1970), canais com $I_s = 1,5$ são considerados meandramentos e canais com $I_s < 1,5$ são considerados sinuosos ou retilíneos.

Entre a nascente (Km 0) e o Km 40, aproximadamente, correspondente a região da cabeceira, o Rio Mogi Guaçu escoia em vale estreito e profundo (aproximadamente 250m de distância entre os interflúvios, em média), pontilhados de pequenos saltos e cachoeiras, desenvolvendo morfologia de canais tortuosos com mudanças abruptas de direção.

Entre o Km 115 e o Km 140, aproximadamente, distantes da nascente, o canal, entrecortado por corredeiras e pequenos saltos ou cachoeiras, passa a apresentar-se tortuoso com as encostas incidindo sobre as margens, exibindo trechos

retilíneos com mudanças abruptas de direção, porém obedecendo a um alinhamento geral NE-SW. As características deste trecho estão ligadas a “descida” do Planalto de Serra Negra-Lindóia, em direção a Depressão Periférica Paulista (BRASIL, 1983), a qual é aproveitada para geração de eletricidade pelas usinas Poço Fundo (Município de Eleutério/MG) e Eloy Chaves (Município de Espírito Santo do Pinhal/SP); ambas entraram em operação na primeira metade do século XX. Em alguns locais, ocorre a presença de ilhas adjacentes às rupturas de declive, a montante ou a jusante.

Para o trecho do Rio Mogi que compreende os quilômetros 145 e 184 distantes da nascente, o canal fluvial continua a apresentar morfologia tortuosa, com a base das encostas, ora coincidindo com as margens do leito, ora com planícies alveolares. Contudo o vale é menos profundo, por pertencer ao limite da Depressão Periférica Paulista. Este trecho exhibe mudanças abruptas de direção, dando ao canal $I_s = 1,33$, em virtude da elevada tortuosidade. Rápidos, saltos e pequenas cachoeiras continuam a segmentar o canal neste trecho.

O canal do Mogi começa a apresentar uma morfologia diferenciada, entre os quilômetros 184 e 229 distantes da nascente. As larguras das planícies fluviais apresentam valores médios maiores e o canal desenvolve meandramentos livres, atingindo $I_s > 1,5$ (ver Figura 16, p. 50), para todo o trecho ($C_c = 45$ Km). Entretanto este trecho é seccionado, por corredeiras, em três sucessivos grupos de meandramentos. Os meandramentos, de montante para jusante, exibem $I_s = 1,515$; $I_s = 1,491$; e, $I_s = 1,764$, respectivamente. Apesar do meandramento intermediário não atingir grau de sinuosidade necessário para a morfologia meândrica, este exhibe o canal com arcos harmônicos, porém não idênticos, mas de mesma ordem de grandeza, podendo ser considerado meandros (STEINBERG, 1957; CÂNDIDO, 1971). Nas planícies adjacente a esses meandramentos encontram-se inúmeras lagoas marginais semi-circulares – meandros abandonados –, paleo-canais, cordões marginais convexos, entre outras formas de relevo associadas a processos deposicionais e erosivos originários de ambientes fluviais. A Figura 18 (página seguinte) exemplifica a morfologia do canal e da planície fluvial neste trecho.

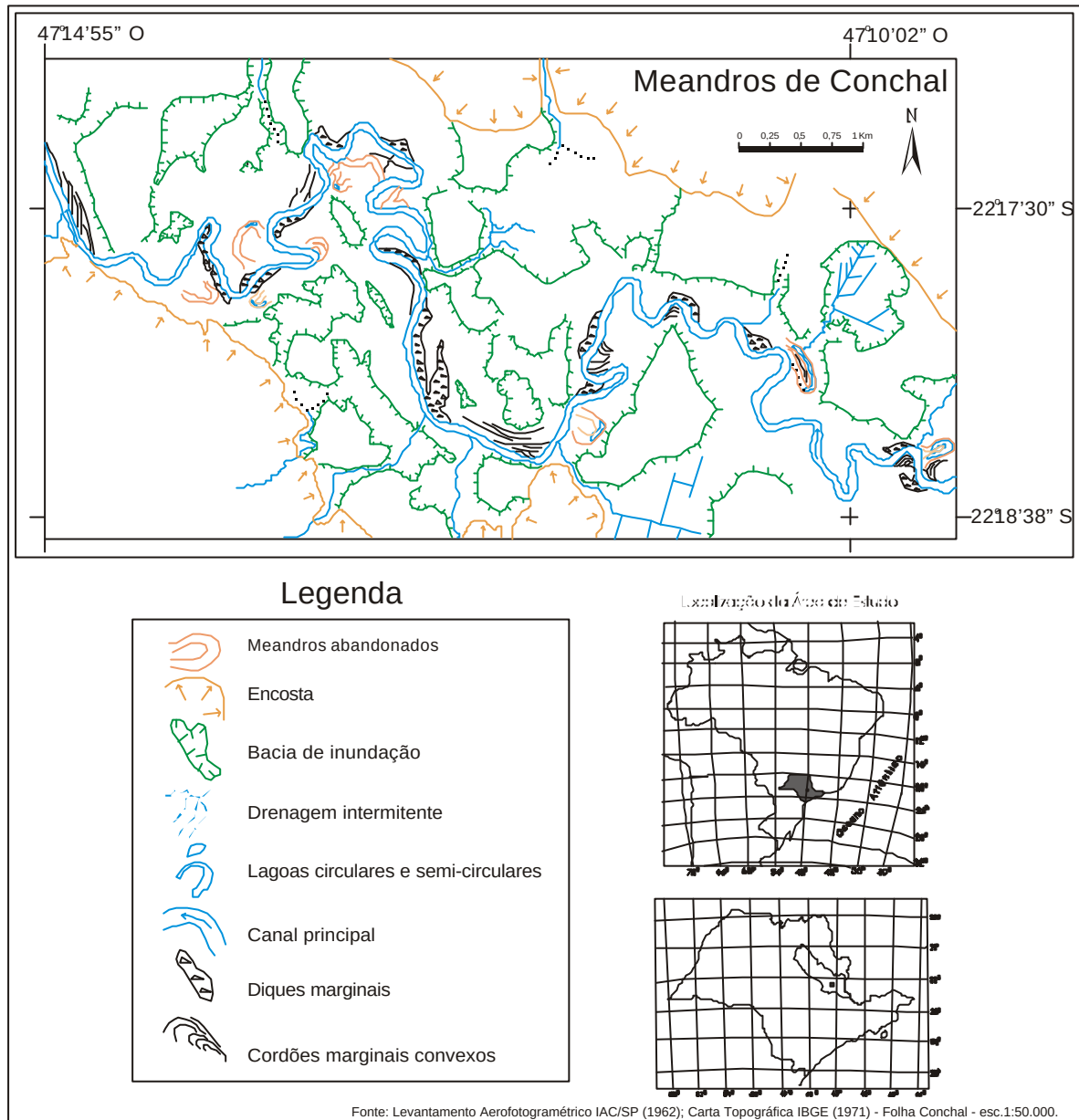


Figura 18. *Meandros de Conchal*. Exemplo dos aspectos morfológicos do canal e da planície fluvial do Rio Mogi Guaçu (modificado de Perez Filho; et al, 1980).

Entre os quilômetros 229 e 267 distantes da nascente, o Rio Mogi Guaçu passa a exibir meandros de elevada amplitude, encaixados na planície fluvial. Atinge *Is* de 1,478, considerado abaixo da categoria dos meandramentos (LEOPOLD; WOLMAN, 1970) demonstrando a similaridade entre a sinuosidade do canal e do vale. Contudo o canal exibe morfologia meândrica, com arcos sinuosos de excessiva amplitude, podendo ser considerado uma anomalia estrutural da drenagem (SILVA, 1997, p. 36). O exame das fotos aéreas e das cartas topográficas evidencia diferença

altimétrica acentuada entre as margens do canal e patamares adjacentes (observações nas cartas topográficas revelam diferença altimétrica de 15 m, aproximadamente). Estes patamares, segundo os mapas geológicos (SÃO PAULO, 1982a; 1982b; 1982c) são planícies fluviais quaternárias, confirmando serem níveis de terraço. Isto leva a crer que o Mogi, neste trecho entalhou a planície, encaixando o leito meândrico.

No seguimento de jusante, entre os quilômetros 267 e 374, distantes da nascente, o canal volta, de modo geral, a apresentar-se tortuoso, com grande variação das larguras das planícies fluviais. A aproximadamente 290 Km distantes da nascente, encontra-se a Cachoeira de Emas, onde, no primeiro quartel do século XX, foi construída uma barragem para aproveitamento hidrelétrico (altura de queda = 9,5 m). A jusante de Emas, o canal continua a apresentar-se tortuoso com mudanças abruptas de direção, porém mantendo direção preferencial ESE-WNW, evidenciando forte controle estrutural. Ao longo do trecho, freqüentemente interseccionado por rápidos e pequenos saltos, ocorre desenvolvimento de planícies alveolares alternadas por trechos onde a base das encostas coincide com as margens do canal.

A jusante, entre os quilômetros 374 e 454, a planície fluvial, novamente alarga-se amplamente. O canal, neste trecho, passa a desenvolver curvas extremamente sinuosas, de mesma ordem de grandeza, atingindo o maior grau de sinuosidade entre todos os seguimentos do Rio Mogi Guaçu ($I_s = 2,13$). Caracteriza-se por apresentar a expressão morfológica clássica da categoria dos meandramentos. Na ampla planície encontram-se inúmeras formas de relevo associadas à divagação meândrica. A quantidade, distribuição e posicionamento dessas formas de relevo demonstram a acelerada mobilidade do canal, tanto lateralmente na planície quanto em direção de jusante. Entre essas formas estão: inúmeros cordões marginais convexos, lagoas semicirculares, meandros abandonados (alguns parcialmente colmatados), paleo-canais, pequenos canais ramificados ligados ao canal do Mogi, evidenciando rompimentos de diques, canais de fluxo secundário (ligado à vazão das margens plenas) por entre cordões convexos e meandros abandonados. Outras formas de relevo associadas a ambientes fluviais de sedimentação estão presentes, como diques marginais, planície de inundação e terraços. A Figura 19, a seguir, exemplifica a morfologia do canal e as formas de relevo da planície fluvial neste trecho.

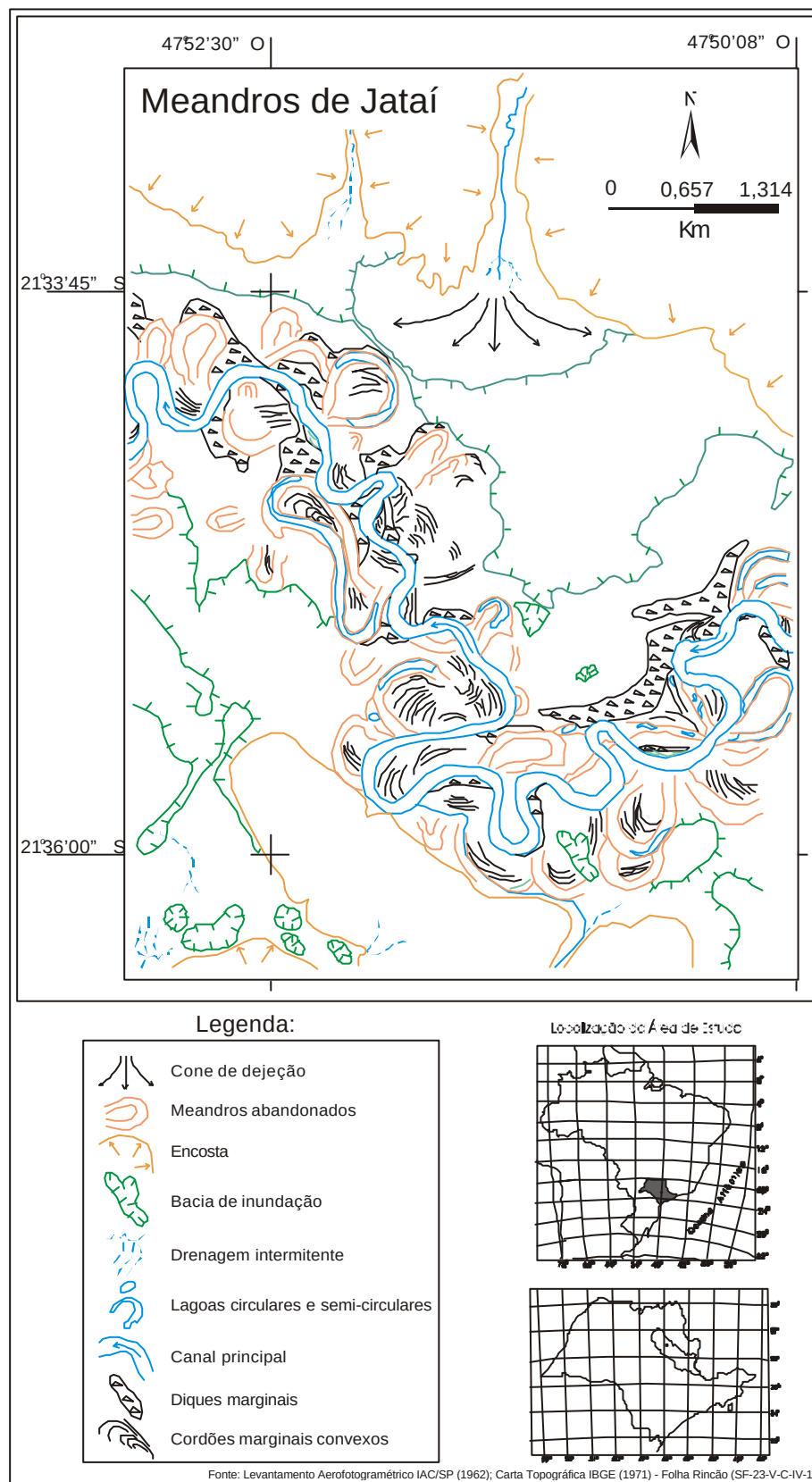


Figura 19. *Meandros de Jataí.* Exemplo dos aspectos morfológicos do canal e da planície fluvial do Rio Mogi Guaçu (modificado de Perez Filho, 1987 e Soares, 1995).

O seguimento seguinte compreende entre o quilômetro 454 distante da nascente e a desembocadura. Os aspectos morfológicos notáveis deste trecho residem no estreitamento da planície fluvial, bem como pequena variação de sua largura. O canal apresenta, ainda, morfologia retilínea com curvas abertas, as quais fazem incrementar o grau de sinuosidade deste trecho. As curvas sinuosas enquadram este trecho, na categoria dos canais sinuosos, diferentemente da classe dos canais tortuosos, que desenvolvem curvas fechadas e mudanças abruptas de direção. Ocorre, ainda ao longo deste trecho do canal, a presença de algumas ilhas ou bancos centrais. A Figura 20, a seguir, exemplifica a morfologia do canal e as formas de relevo da planície fluvial no trecho da desembocadura do Rio Mogi Guaçu.

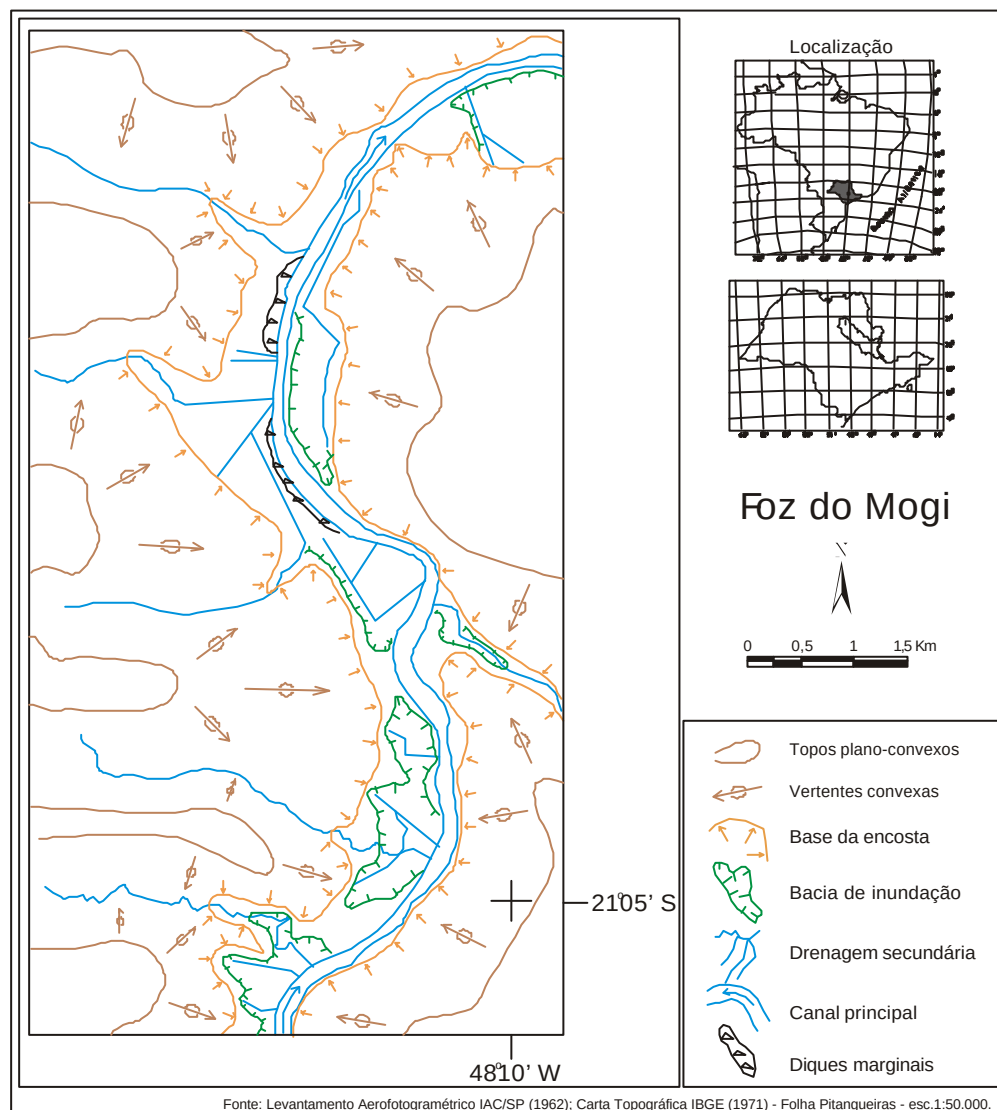


Figura 20. Foz do Mogi. Exemplo das características morfológicas do canal e as formas de relevo da planície fluvial do Rio Mogi Guaçu.

Deve ser destacada a transição entre este último seguimento do Mogi Guaçu e o seguimento de montante. O canal extremamente sinuoso a montante, escoando em ampla planície, passa abruptamente para retilíneo, ligeiramente sinuoso, tendo a planície fluvial, repentinamente reduzida sua largura no mesmo ponto. A Figura 21, logo abaixo, exemplifica a transição entre o trecho meândrico e o retilíneo. Tal característica sugere a influencia estrutural e/ou da redução do gradiente do canal. Cabe notar que a gênese das modificações do gradiente podem estar ligadas as especificidades litológicas, da estrutura (alinhamentos, falhas, etc.) e da dinâmica estrutural (tectônica).

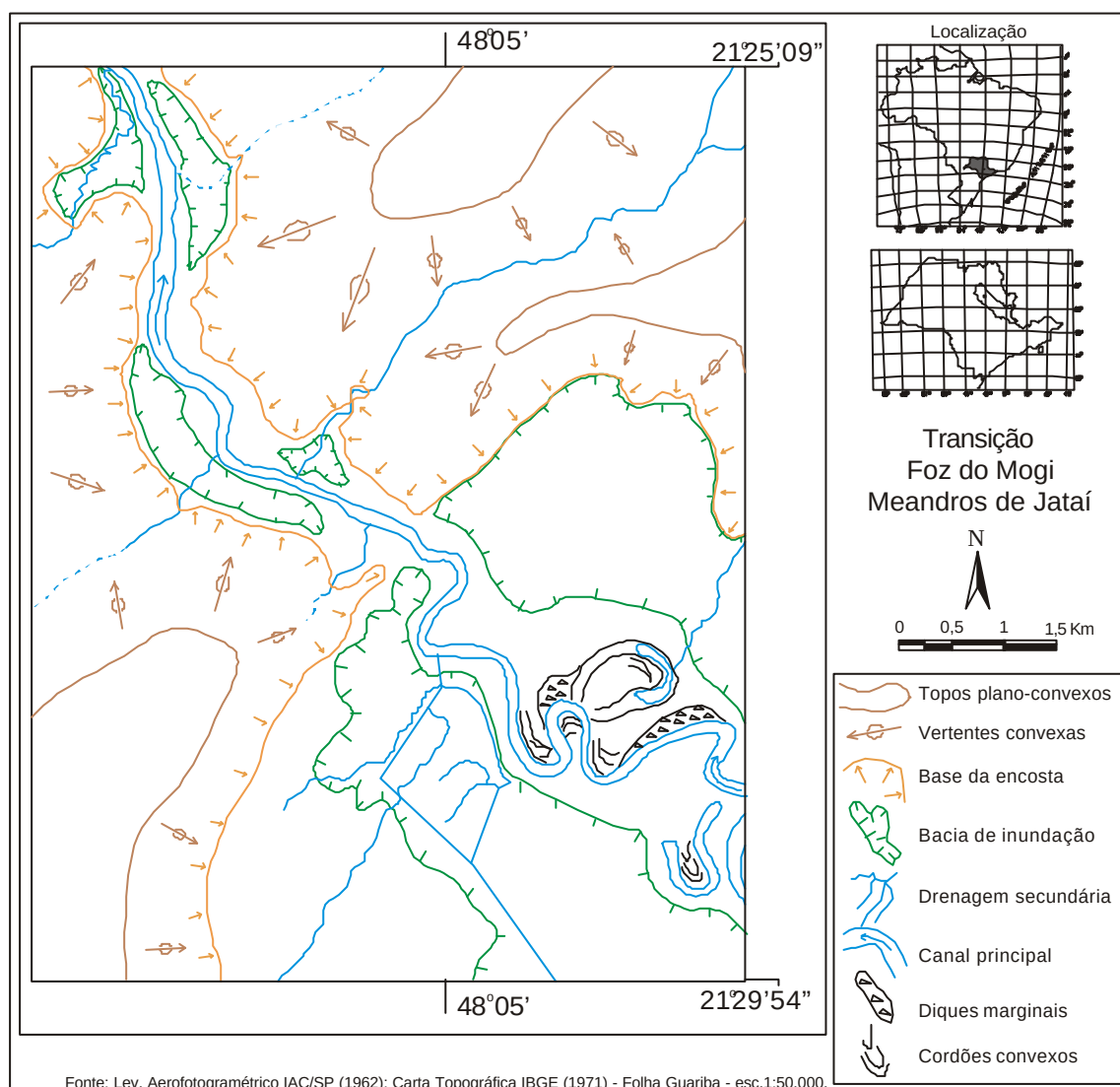


Figura 21. Transição entre Meandros de Jataí e Foz do Mogi.

4.5 Variáveis da geometria hidráulica

A investigação da morfodinâmica fluvial não pôde (e não pode) deixar de levar em consideração as variáveis de geometria hidráulica, inerentes ao curso d'água. Entre estas variáveis, derivadas dos fatores hidrológicos, investigadas neste trabalho estão: a distribuição, ao longo do canal, das médias: das vazões, das larguras e profundidades do canal e das velocidades dos fluxos. O conjunto dos dados de amostragem, em que foram realizados os cálculos, foram disponibilizados pelo banco de dados hidrometeorológicos do Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) do Estado de São Paulo (ver Capítulo 3, p. 43).

4.5.1 As vazões

O gráfico da Figura 22, a seguir, demonstra a distribuição das médias das vazões para o Rio Mogi Guaçu.

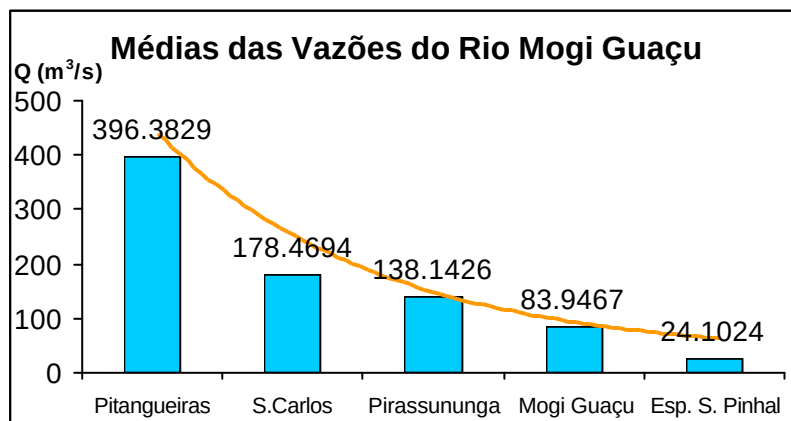


Figura 22. Distribuição das médias das vazões. A curva representa a tendência da distribuição da vazão de montante (direita do gráfico) para jusante (esquerda do gráfico). A localização dos municípios e dos postos encontra-se na Figura 12, p. 44. Fonte: base de dados hidrometeorológicos do DAEE (SÃO PAULO, 1994).

Apesar da presença de poucos e da distribuição irregular dos postos hidrometeorológicos e da variação do intervalo histórico de amostragem para o Mogi,

observa-se uma linha de tendência típica para as vazões dos cursos d'água, ou seja, em conformidade com os modelos teóricos. Em direção de jusante (esquerda do gráfico) a vazão apresenta uma tendência crescente.

Deve ser ressaltado o acréscimo dos valores entre os postos dos municípios de Espírito Santo do Pinhal/SP (Sítio Ponte Preta) e Mogi Guaçu/SP (Mogi Guaçu), e entre os postos dos municípios de São Carlos/SP (Porto Cunha Bueno) e Pitangueiras/SP (Passagem). No primeiro caso (P. Preta – Mogi Guaçu), o acréscimo da vazão se deve à confluência do Rio do Peixe, afluente de elevada vazão e ordem hierárquica, entre os postos. Tal fato, pode explicar também, a variação entre as demais variáveis de geometria hidráulica (largura e profundidade do canal e velocidade do fluxo), para o mesmo trecho. O segundo caso (P. Cunha Bueno – Passagem), pode ser explicado pela grande distância longitudinal entre os postos (134 Km), promovendo aumento da área de drenagem. A distribuição dos postos hidrometeorológicos pode ser verificada na Figura 12 (p. 44).

4.5.2 Larguras do canal

A observação sobre a linha de tendência das médias das larguras do canal (Figura 23, p. 61) demonstra a similaridade com a tendência das médias das vazões, evidenciando a natureza alométrica dos fatores hidrológicos do Rio Mogi Guaçu, como destaca Perez Filho; Christofolletti (1977).

A investigação dos dados morfométricos, por meio das cartas topográficas e fotos aéreas, permitiu levantar as médias das larguras do canal do Mogi Guaçu, para diferentes pontos do perfil longitudinal, que não somente dos postos hidrometeorológicos do DAEE. Isso contribuiu para o refinamento dos dados referentes a essa variável derivada dos fatores hidrológicos do Rio Mogi Guaçu, assim como um controle entre as diferentes fontes. Os resultados encontram-se dispostos na Figura 24, na página 62.

A comparação entre os dados das diferentes fontes mostra boa correlação. A tendência observada apresenta mesmo desempenho para ambas as fontes.

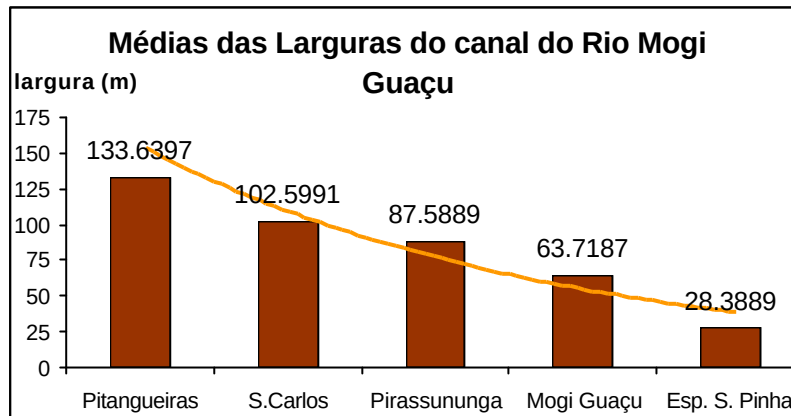


Figura 23. Distribuição das médias das larguras do canal do Rio Mogi Guaçu, segundo dados do DAEE. A curva representa a tendência da distribuição das larguras do canal de montante (direita do gráfico) para jusante (esquerda do gráfico). A localização dos municípios e dos postos encontra-se na Figura 12, p. 44. Fonte: base de dados hidrometeorológicos do DAEE (SÃO PAULO, 1994).

Entre o Km 470 e Km 517, distantes da nascente, na Figura 24, que compreende ao posto hidrometeorológico de Pitangueiras (Figura 23), os valores são da ordem de 130 m, mantendo-se constante para o seguimento observado. Ao longo de todo este trecho, o Mogi Guaçu exhibe morfologia de canal retilíneo. Tal desempenho para ambos os dados exhibe uma possível relação alométrica, onde o trecho do canal com única morfologia apresenta constância nas medidas de largura do canal.

A mesma constância dos valores da largura do canal (porém em torno de 100 m) pode ser observada no trecho logo a montante (entre Km 349 e Km 455 distantes da nascente, aproximadamente – Figura 24). Neste trecho, o canal, por desenvolver-se em ampla planície (ver Figura 15, p. 49), possui maior capacidade de ajustar a área da seção transversal e relativa liberdade para controlar sua geometria (largura x profundidade), respondendo as necessidades do equilíbrio dinâmico.

As larguras do canal para o trecho próximo de Pirassununga apresentam grande variação (entre os Km 260 e Km 375 distantes da nascente, aproximadamente – Figura 24). Diferentemente do que acontece no trecho a jusante, descrito acima, o canal recebe grande influencia das estruturas que sustentam a região cuestiforme, exercendo forte controle sobre a seção transversal, afetando a variação das larguras do canal encontrada para este seguimento.

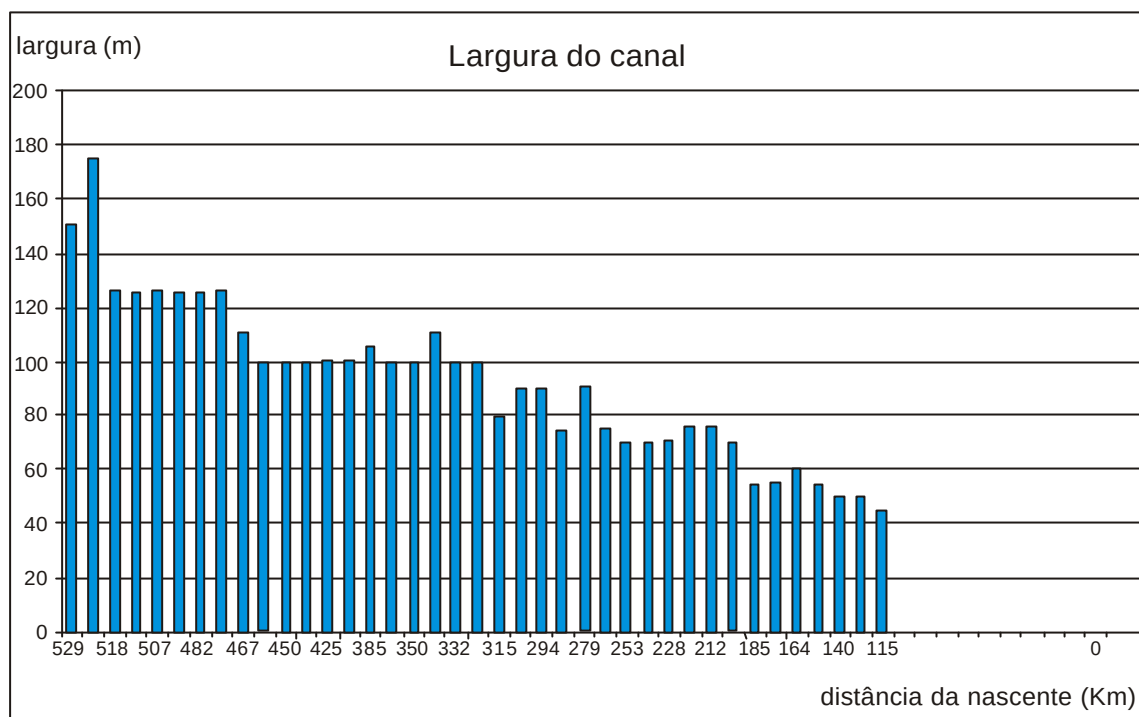


Figura 24. Distribuição das médias das larguras do canal do Rio Mogi Guaçu.

Novamente onde o canal desenvolve-se em ampla planície, apresentando maior capacidade de ajuste sobre sua seção transversal, o canal volta a registrar valores mais constantes para a largura. Isto pode ser observado nos trechos entre os quilômetros 200 e 270, aproximadamente, distantes da foz (Figura 24); trecho este em que o canal apresenta morfologia meândrica, com largura de ~ 70 m.

Este desempenho das larguras do canal mostra as influências sobre a dinâmica fluvial, através dos ajustes das seções transversais ao longo do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu.

4.5.3 Profundidades do canal e velocidades do fluxo

A evolução dos dados de profundidade do canal do Rio Mogi Guaçu apresenta desempenho tanto adverso em relação ao dos demais dados. A Figura 25 (a seguir) demonstra a variação das médias das profundidades do canal, ao longo do curso do Mogi, segundo os dados fluviométricos do DAEE/SP. A linha de tendência

para as médias das profundidades não apresenta a mesma evolução que a dos demais dados fluviométricos.

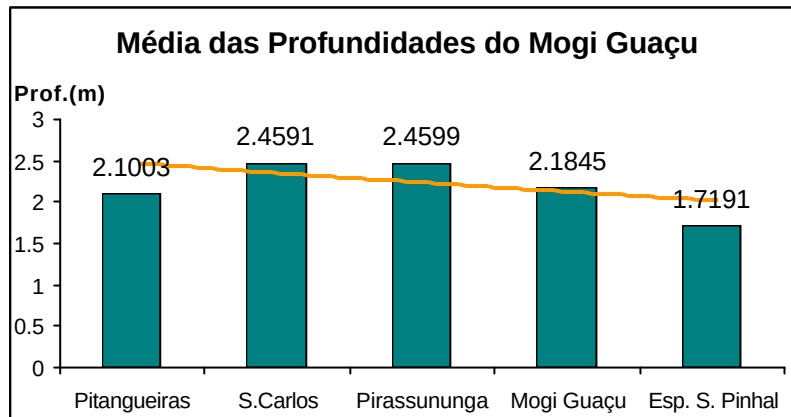


Figura 25. Distribuição das médias das profundidades do canal do Rio Mogi Guaçu. A curva representa a tendência da distribuição das profundidades do canal de montante (direita do gráfico) para jusante (esquerda do gráfico). A localização dos municípios e dos postos encontra-se na Figura 12, p. 44. Fonte: base de dados hidrometeorológicos do DAEE (SÃO PAULO, 1994).

O primeiro destaque, ao se observar na Figura 25, se refere à constância das médias de profundidade entre os postos hidrometeorológicos de Pirassununga (posto Santa Catarina) e São Carlos (posto Porto Cunha Bueno). Se se observar os dados de vazão (Figura 22) e largura do canal (Figura 23, DAEE) para estes postos, verifica-se que as médias entre um e outro são acrescidas por um fator menor que entre os demais postos. Esta disposição demonstra a tendência para as médias de profundidade entre os mesmos postos. Por exemplo, do posto de Espírito Santo do Pinhal para o posto de Mogi Guaçu, as médias das vazões se elevam, aproximadamente, 3,4 vezes; 2,2 vezes, as médias de largura do canal; e 1,3 vezes, as médias de profundidade. Enquanto isso, do posto de Pirassununga para o de São Carlos, as vazões se elevam, aproximadamente, 1,2 vezes; 1,17 vezes, as larguras; e as profundidades permanecem constantes. Assim, observa-se que existe uma queda no ritmo das tendências entre os postos de Pirassununga e S. Carlos, não somente para os dados de profundidade do canal, como também para as vazões e larguras do canal. A explicação para este desempenho encontra-se na proximidade longitudinal entre os

postos hidrometeorológicos (~ 70 Km) e por estes postos estarem contidos no mesmo grupamento de planícies e feições morfológicas do canal, demonstrando pouca variação dos fatores hidrológicos de um posto para outro.

O posto de Pitangueiras (posto Passagem) revela outra notabilidade sobre as médias da profundidade do canal. Observa-se uma diminuição das médias de profundidade, tendência oposta apresentada pelas outras variáveis de geometria hidráulica para este posto. A justificativa desta ocorrência encontra-se nas rochas resistentes que sustentam o leito, neste trecho, dificultando o ataque erosivo sobre o fundo do canal. As relações com a distribuição dos afloramentos rochosos e das estruturas são relatadas adiante. Esse efeito sobre o leito afeta as relações geométricas da seção transversal do canal. Concepções teóricas confirmam a tendência crescente em direção de jusante das variáveis da geometria hidráulica (SCHUMM, 1977; CHRISTOFOLETTI, 1981; KNIGHTON, 1984; MORISAWA, 1985; SUGUIO; BIGARELLA, 1990). Embora se registrou uma redução da profundidade do canal neste trecho em relação aos demais, o aumento da vazão é compensado com modificações noutras variáveis geométricas, como largura do canal e velocidade do fluxo, no sentido do aumento proporcional dos valores. Entretanto, para o posto de Pitangueiras, as médias das larguras do canal não sofrem aumento na mesma proporção que em relação aos valores da vazão. Ou seja, com a redução da profundidade, o canal não tem aumentada proporcionalmente sua largura, para dar conta do escoamento do volume de água. Contudo, a velocidade do fluxo para este posto (Figura 26, a seguir), aumenta, aproximadamente, 1,2 vezes mais que em relação ao posto de montante, compensando a redução proporcional da área da seção transversal. Dessa forma, com o aumento da vazão, aumento não proporcional da largura do canal e redução da profundidade do canal, a velocidade do fluxo é ajustada, de modo a dar conta da capacidade do canal neste trecho. Contudo, há necessidade de maior número de medições para a confirmação destas relações.

A Figura 26, a seguir, expõe a evolução das médias das velocidades do fluxo para diferentes pontos do perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu, bem como a linha de tendência das médias.

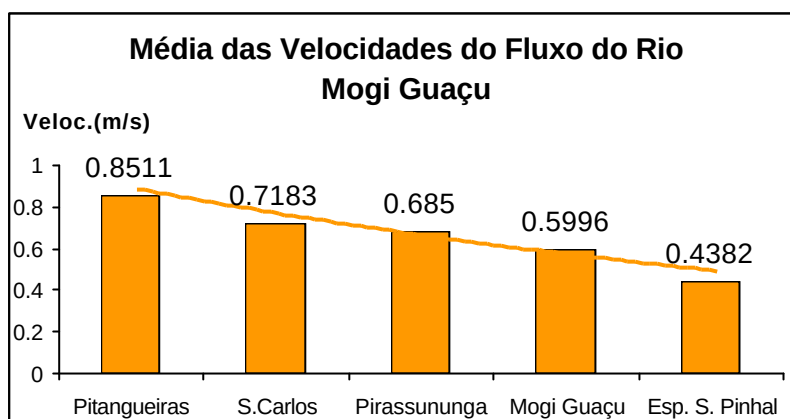


Figura 26. Distribuição das médias das velocidades do fluxo do canal do Rio Mogi Guaçu. A curva representa a tendência da distribuição das velocidades do fluxo do canal de montante (direita do gráfico) para jusante (esquerda do gráfico). A localização dos municípios e dos postos encontra-se na Figura 12, p. 44. Fonte: base de dados hidrometeorológicos do DAEE (SÃO PAULO, 1994).

A observação sobre a distribuição dos valores de velocidades do fluxo e da linha de tendência demonstra similaridade com os demais dados fluviométricos. Com efeito, ocorre um crescimento das médias de velocidades em direção de jusante. Como para os demais dados verifica-se uma redução do ritmo da tendência entre os postos de Pirassununga e S. Carlos, justificada pela proximidade dos postos.

Pressupostos teóricos levantados por Schumm (1977), Perez Filho; Christofolletti (1977), Knighton (1984), entre outros, admitem que as variáveis da geometria hidráulica: vazão, velocidade do fluxo, largura e profundidade do canal apresentam uma tendência crescente dos valores em direção de jusante, na maioria dos cursos d'água estudados. Essa configuração demonstra o ajustamento dos cursos de água, na busca do estado de equilíbrio. Essa tendência também é observada para o Rio Mogi Guaçu, com exceção da profundidade do canal demonstrada anteriormente.

4.6 Os padrões de canal fluvial

O relacionamento entre os dados descritos permitiu a definição dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu. A incidência do mesmo padrão de largura das planícies fluviais e do canal, de índice de sinuosidade, de geometria de canal, das

formas de relevo das planícies, em determinados trechos do perfil longitudinal, permitiu estabelecer os limites e as características dos diversos tipos de padrões de canal fluvial do Rio Mogi Guaçu. Assim identificou-se sete padrões de canal, os quais foram nomeados segundo suas características geomorfológicas, regionais e/ou de toponímia. De montante para jusante, os padrões identificados foram: (1) *Alto curso*; (2) *Contato Serra-Depressão*; (3) *Meandros de Conchal*; (4) *Meandros de Leme*; (5) *Boqueirão de Porto Ferreira*; (6) *Meandros de Jataí*, e; (7) *Foz do Mogi*. As Figuras 27 (a seguir) e 28 (p. 67) exibem a localização e disposição dos padrões identificados na bacia de drenagem e no perfil longitudinal.

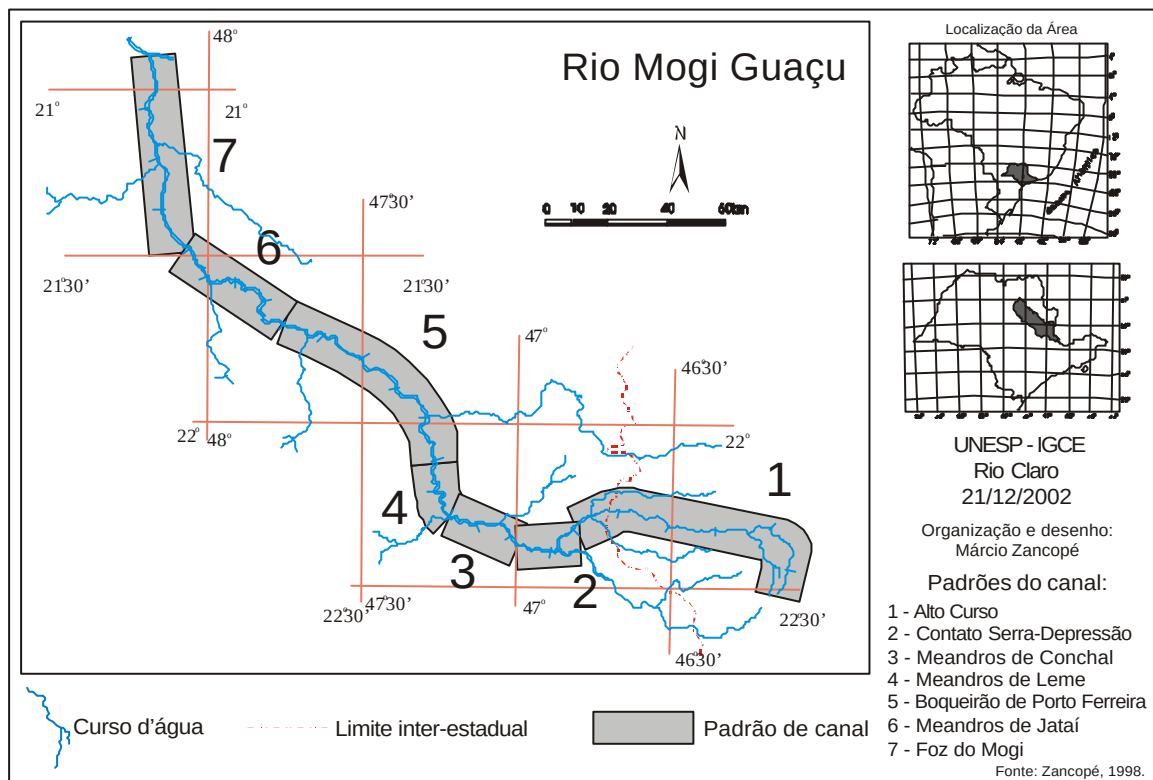


Figura 27. Localização dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu.

Pode-se observar que os nomes utilizados não correspondem exatamente à nomenclatura comumente empregada para a classificação dos padrões de canal fluvial. Isso pois, esta nomenclatura comumente empregada representa aspectos unicamente morfológicos, que não contemplam os inúmeros tipos de padrão de canal que se pode encontrar. Mais adiante serão aprofundados estes argumentos.

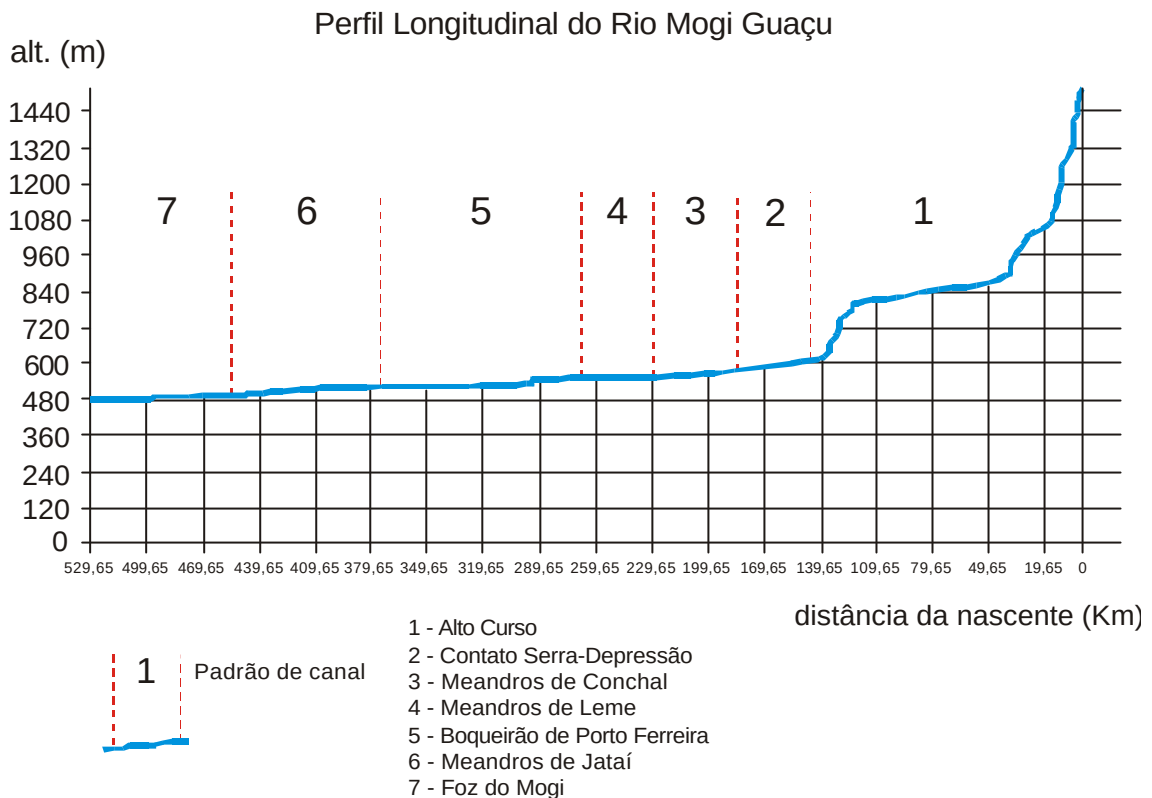


Figura 28. Os padrões de canal no perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu.

1 – Alto curso. Este padrão compreende o trecho do Rio Mogi Guaçu entre a nascente e os primeiro 145 Km, abrangendo o grupamento das larguras das planícies fluviais do alto curso (ver Figura 15, p. 49). Apresenta aspecto fisiográfico e dinâmica típicos das drenagens do Domínio Morfoclimático dos Mares de Morros (AB’SABER, 2003), onde se observa o desenvolvimento de trechos fluviais com canal tortuoso, alternados por trechos com morfologia meândrica em planícies alveolares, freqüentemente seccionados por rupturas de declive do perfil longitudinal, como corredeiras, pequenos saltos ou cachoeiras. Este padrão é subdividido em quatro padrões: entre a nascente e o Km 40, com morfologia tortuosa; entre os Km40-Km79, com morfologia meândrica; entre os Km79-Km115, também com morfologia meândrica; e entre os Km115-Km140, com morfologia tortuosa. A razão para o agrupamento destes padrões num só, encontra-se nos fatores e variáveis que atuam neste seguimento da bacia e que estão relacionados a todo o sistema fluvial do Rio Mogi Guaçu. Assim, esses

quatro “sub-padrões” – chamemos assim por agora – compõem uma dinâmica fluvial específica interligada, relativa ao alto curso do Rio Mogi, que preferimos agrupá-los numa só classe. Adiante será explicado mais profundamente esta escolha.

- 2 – Contato Serra-Depressão. Este padrão abrange o seguimento fluvial entre o Km 145 e o Km 184, distantes da nascente. Compreende outro grupamento dos valores médios das larguras das planícies fluviais. Apresenta índice de sinuosidade de 1,33 e morfologia do canal fortemente tortuoso com condicionamento estrutural evidente, por exibir trechos retilíneos com mudanças abruptas de direção. Como o nome indica, este padrão demonstra o escoamento do Rio Mogi Guaçu, na transição entre os compartimentos geomorfológicos do Planalto de Serra Negra-Lindóia e da Depressão Periférica Paulista, porém tendo início nas “terras baixas” da Depressão.
- 3 – Meandros de Conchal. Este padrão compreende o trecho do Mogi entre o Km 184 e Km 229, distantes da nascente, apresentando $I_s = 1,566$ para todo o trecho. Compreende, segundo a Figura 15, o seguimento do grupamento de planícies fluviais entre Km180-Km229, distantes da nascente. Nota-se que este padrão é segmentado em três trechos sucessivos de meandramentos, com características distintas. Nas planícies adjacentes a esses meandramentos encontram-se a presença de inúmeras formas de relevo associadas à divagação meândrica e a ambientes fluviais de sedimentação (ver Figura 18, p. 54). A presença desses meandramentos e de planícies fluviais de largura pronunciada (~ 2 mil metros) indica maior capacidade do canal em comandar sua dinâmica fluvial, enquanto que os padrões a montante ficam sujeitos a condicionamentos de fatores como litologia e estrutura geológica.
- 4 – Meandros de Leme. Este padrão está contido entre o Km 229 e Km 267. A morfologia do canal e das planícies fluviais foi o parâmetro que determinou a definição deste padrão e dos seus limites, pois, o índice de sinuosidade e a

distribuição dos valores das larguras das planícies demonstraram grande variação, dificultando a delimitação. Como foi mencionado, os aspectos morfológicos, evidenciados pelas fotos aéreas e as cartas topográficas, exibem a configuração de meandros com curvas sinuosas de excessiva amplitude, tendo as curvas do leito maior a mesma escala de desenvolvimento; ou seja, a planície de inundação adjacente ao canal acompanha a escala dos meandros, como definido para os canais encaixados. O I_s (1,478) o faz pertencer a categoria dos canais sinuosos, uma vez que o canal encontra-se encaixado na planície, alcançando valores do comprimento da planície, relativamente próximos do comprimento do canal; assim como os valores das larguras das planícies apresentaram grande variação, dificultando a delimitação do padrão, por estes parâmetros.

- 5 – Boqueirão de Porto Ferreira. Este padrão se estende entre o Km 267 e o Km 374, compreendendo outro grupamento de planícies fluviais do Rio Mogi Guaçu. Apresenta o menor índice de sinuosidade entre todos dos demais padrões ($I_s = 1,2$). Este parâmetro induziu a definição deste padrão, juntamente com as características morfológicas. Canal tortuoso fortemente alinhado, tendo as vertentes do vale ora coincidindo com as margens do canal, estrangulando o leito, ora se afastando, dando lugar a pequenos bolsões de planície. Esta característica demonstra paralelo com as larguras do canal encontradas para este trecho. Esta configuração, à semelhança com o padrão *Alto curso* que escoar por entre os morros da Serra da Mantiqueira, é conferida pela transposição da região cuestiforme no limite entre a Depressão Periférica Paulista e o Planalto Ocidental Paulista, definindo um boqueirão balizado pelas frentes de ‘cuestas’.
- 6 – Meandros de Jataí. Este padrão compreende o trecho entre o Km 374 e o Km 454, distantes da nascente. Com I_s de 2,13 (o maior entre todos os demais), apresenta as maiores larguras das planícies fluviais para todo o Mogi Guaçu, ~ 4.800 m. Em adição ao desenvolvimento de curvas extremamente sinuosas presentes ao longo de todo trecho, formas de relevo ligadas a fisiografia meândrica e aos processos de divagação meândrica, se distribuem paralelamente ao canal,

constituindo faixa meândrica de ~ 1.900 m de largura. A presença de ampla planície fluvial e de cinturão meândrico, com evidência de acelerada mobilidade (ver Figura 19, p. 56), demonstram o controle do Rio Mogi, neste trecho, sobre os processos ligados a geometria do canal e ao transporte de sedimentos.

- 7 – Foz do Mogi. Este padrão compreende o trecho entre o Km 454 e o Km 529, distantes da nascente e ao grupamento de planícies fluviais do trecho junto à desembocadura (Figura 15, p. 49). Com I_s de 1,042, o menor entre todos os outros padrões, exhibe padrão retilíneo em restrita planície fluvial, pequena variação da largura do canal e da planície fluvial (ver Figura 20, p. 57). As medidas da seção transversal do canal deste padrão mostram adaptações das variáveis de geometria hidráulica, como é observado nas tendências das vazões, profundidade do canal e velocidade do fluxo no referido trecho, relatado anteriormente (Figuras 22, 25 e 26).

4.7 O gradiente

A disposição dos resultados, a organização dos padrões de canal e os compartimentos do perfil conduziram a outro parâmetro morfométrico investigado – o gradiente do canal. O gradiente do canal é de fundamental importância para a análise morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu, pois está ligado a energia de escoamento do fluxo, a capacidade do canal e aos mecanismos de transporte e sedimentação (competência e capacidade de transporte), bem como às forças de cisalhamento (erosão).

As correlações dos dados levaram a calcular o gradiente do canal para os trechos fluviais correspondentes aos compartimentos do perfil e aos padrões de canal identificados. Os resultados evidenciaram valores específicos para cada padrão de canal no perfil longitudinal. Os quais foram:

Padrão: *Alto curso*

Km0-145 (distante da nascente); três seguimentos com distintos gradientes:

a montante, o gradiente atingiu 15,68 m/Km (1,56%);
seguimento intermediário, o gradiente atingiu 1,212 m/Km ... (0,12%);
a jusante, alcançou 7,748 m/Km (0,77%);

Padrão: *Contato Serra-Depressão*

Km145-184 (dist. da nascente), o gradiente atingiu 0,8153 m/Km ... (0,0815%);

Padrão: *Meandros de Conchal*

Km184-229, revelou dois seguimentos com gradientes diferentes:

a montante, gradiente de 0,812 m/Km (0,0812%);
a jusante, gradiente de 0,1658 m/Km (0,0165%);

Padrão: *Meandros de Leme*

Km229-267, o gradiente alcançou 0,1289 m/Km (0,0128%);

Padrão: *Boqueirão de Porto Ferreira*

Km267-374, detectou-se dois seguimentos com gradientes diferentes:

a montante da Cachoeira de Emas, 0,08436 m/Km (0,0084%);
a jusante de Emas, gradiente de 0,2037 m/Km (0,0203%);

Padrão: *Meandros de Jataí*

Km374-454, o gradiente atingiu 0,29375 m/Km (0,0293%), e;

Padrão: *Foz do Mogi*

Km454-Foz, o gradiente atingiu 0,2266 m/Km (0,0226%).

A Figura 29 a seguir, expõe a distribuição dos valores de gradiente encontrada para o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu e as disposições dos padrões de canal fluvial.

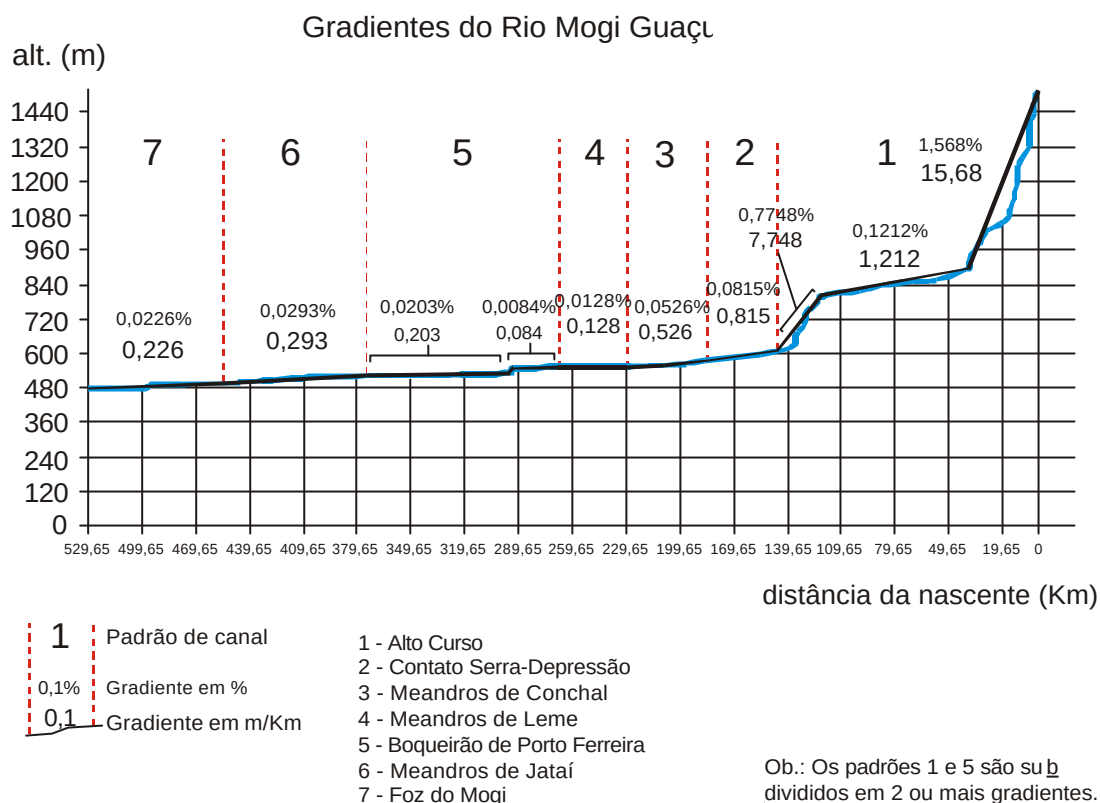


Figura 29. Gradientes do canal do Rio Mogi Guaçu.

Percebe-se valores muito baixos encontrados para os gradientes do canal, diferentemente dos valores das declividades das vertentes, em geral. Isto, pois, os cursos d'água percorrem longas distâncias com pequenas diferenças de altitude.

A observação sobre o perfil (Figura 29, acima) com a disposição dos gradientes correspondentes a cada padrão mostrou boa correlação. À medida que o gradiente vai modificando-se, ao longo do perfil, diferentes padrões de canal vão se estabelecendo. Esta correlação é clara, principalmente no baixo e médio curso do Rio Mogi Guaçu. Para o alto curso, outras variáveis de geometria hidráulica e do sistema fluvial, como tipo de carga detrítica e influências das litologias e estruturas geológicas, afetam o estabelecimento dos padrões de canal.

4.8 Litologias, estruturas e compartimentos

A distribuição dos afloramentos rochosos, das estruturas geológicas influencia marcadamente o sistema fluvial, como o tipo, granulometria e mineralogia

da carga detrítica e sua distribuição no perfil longitudinal; alinhamento da direção preferencial do curso d'água; erosão diferencial do fundo do leito e conseqüente efeito sobre o entalhamento do vale; e gradiente do curso d'água; entre outros. Conseqüentemente, litologia e estrutura por onde escoam o Rio Mogi Guaçu foi outro parâmetro investigado para análise morfodinâmica.

O Rio Mogi Guaçu escoam sobre grande variedade de litologias e estruturas geológicas. Uma razão é sua grande extensão longitudinal, mais precisamente, 529,65 Km de comprimento. Como descrito anteriormente, nasce no município sul-mineiro de Bom Repouso, nos altos da Serra da Mantiqueira e deságua no Rio Pardo, no NE do Estado de São Paulo, entre os municípios de Pitangueiras e Pontal. Essa localização faz com que o Mogi, galgue rochas e estruturas do complexo cristalino do SE brasileiro, entre os estados de Minas Gerais e São Paulo, e do NE da Bacia Sedimentar do Paraná.

As Figuras 30 (página seguinte) e 31 (p. 75) mostram o perfil longitudinal do Rio Mogi Guaçu e as estruturas por onde escoam. Deve ser lembrado que, as espessuras dos estratos nas figuras representam o comprimento do canal fluvial sobre determinada estrutura. Se por uma determinada estrutura o canal apresenta elevada sinuosidade, ao ser representado no perfil, o canal é “esticado” longitudinalmente, juntamente com a estrutura, pois o comprimento do canal é disposto em unidades regulares sobre o eixo das abscissas. A inclinação dos estratos obedece à orientação geral do mergulho das estruturas sedimentares da Bacia do Paraná.

Na cabeceira e alto curso, o Rio Mogi Guaçu escoam sobre estruturas metamórficas do pré-Cambriano, especificamente rochas pertencentes ao Complexo Amparo e Grupo Itapira, segundo o RADAMBRASIL (BRASIL, 1983). Apresenta grande variedade de litologias, entre elas: Gnaisses migmatizados, Migmatitos de injeção, granitóides diversos e Paragneisses intercalados de micaxistos, quartzitos e outros. Sobre essa região vários ciclos de dobramentos, gerando diversos tipos de metamorfismo, foram sucedidos por ciclos de erosão, desde o pré-Cambriano Inferior até o Cretáceo (BRASIL, 1983; ROSS, 1996). A gênese dessas estruturas e a distribuição dessas litologias, de diferentes graus de resistência ao ataque erosivo e

susceptibilidade a alteração geoquímica, marca a segmentação do Rio Mogi Guaçu, expressa nas características do padrão de canal *Alto curso*.

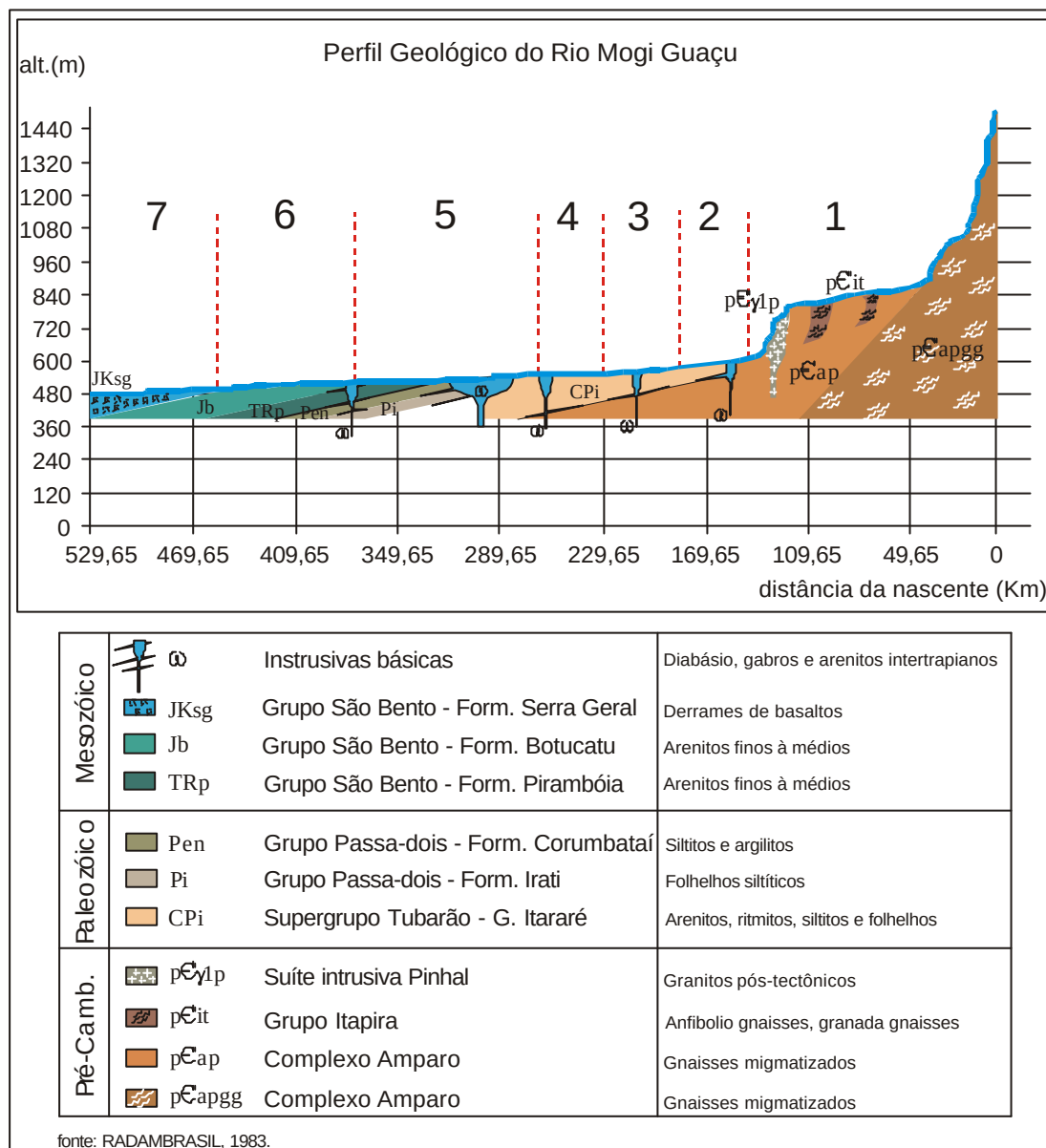


Figura 30. Perfil longitudinal com as estruturas e litologias da bacia do Mogi Guaçu, segundo RadamBrasil. 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 são respectivamente os padrões *Alto curso*; *Contato Serra-Depressão*; *Meandros de Conchal*; *Meandros de Leme*; *Boqueirão de Porto Ferreira*; *Meandros de Jataí*; e *Foz do Mogi*.

No padrão de canal fluvial *Contato Serra-Depressão*, o Mogi escoia sobre a transição entre o Complexo Cristalino do pré-Cambriano e a Bacia Sedimentar do Paraná. Com efeito, no trecho montante deste padrão, rochas cristalinas sustentam o fundo do leito, que a jusante, dão lugar as rochas sedimentares.

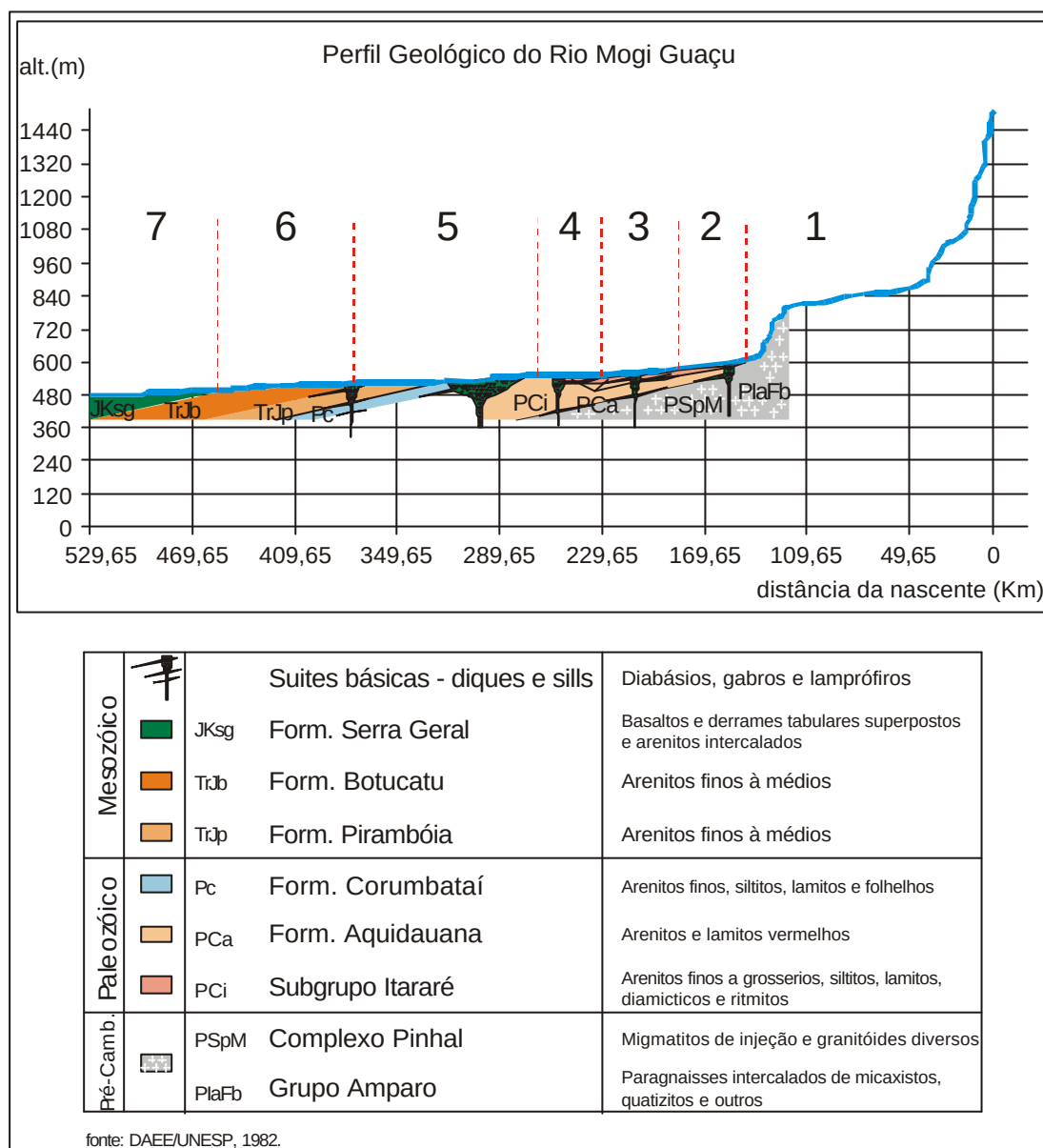


Figura 31. Perfil longitudinal com as estruturas e litologias da bacia do Mogi Guaçu, segundo DAEE/UNESP. 1, 2, 3, 4, 5, 6 e 7 são respectivamente os padrões Alto curso; Contato Serra-Depressão; Meandros de Conchal; Meandros de Leme; Boqueirão de Porto Ferreira; Meandros de Jataí; e Foz do Mogi.

No curso médio, compreendendo os padrões de canal, *Meandros de Conchal*, *Meandros de Leme* e parte do *Contato Serra-Depressão*, o Mogi Guaçu escoia sobre estruturas sedimentares paleozóicas Permo-Carboníferas. Apresentam várias litologias, de gênese de diversos ambientes de sedimentação. Ente elas estão: arenitos diversos, ritmitos, siltitos, argilitos, folhelhos, e folhelhos silticos. Ocorre

ainda a presença de rochas intrusivas básicas, resultado do soerguimento pós-Cretáceo da Plataforma Sul-americana, que promoveu a formação de diques e sills de diabásio, gabros, lamprófiros e arenitos intertrapianos. Esses diques e sills pontuam o curso médio do Rio Mogi, originando soleiras e rupturas de declive no perfil longitudinal, como corredeiras, pequenos saltos e cachoeiras.

No baixo curso, o Rio Mogi Guaçu escoia sobre estruturas sedimentares paleo-mesozóicas e derrames de basalto da Formação Serra Geral. Diques e sills de rochas intrusivas básicas continuam a pontuar o Mogi. No padrão *Boqueirão de Porto Ferreira*, a jusante do dique de diabásio que sustenta a Cachoeira de Emas, ocorrem os arenitos finos, siltitos, lamitos e folhelhos da Formação Corumbataí, e os arenitos finos a médios da Formação Pirambóia. No padrão *Meandros de Jataí*, o canal escoia sobre os arenitos finos a médios da Formação Botucatu. No padrão *Foz do Mogi*, o canal escoia sobre as rochas da Formação Serra Geral, galgando basaltos e derrames tabulares superpostos e arenitos intercalados.

Verifica-se a correspondência entre a disposição dos padrões de canal e das estruturas geológicas na área da Bacia Sedimentar. As transições entre os padrões *Foz do Mogi*, *Meandros de Jataí* e *Boqueirão de Porto Ferreira*, a jusante de Cachoeira de Emas, incidem com os contatos entre as Formações Serra Geral, Botucatu, Pirambóia e Corumbataí, demonstrando as influencias destas Formações sobre a dinâmica fluvial do Rio Mogi Guaçu. Os padrões *Meandros de Leme* e *Meandros de Conchal* sofrem as influencias das intrusões básicas que dão origem aos diques e sills de diabásio, arenitos intertrapianos, da reativação pós-Cretácea e os arenitos do Grupo Tubarão. A disposição destas litologias e estruturas promove a segmentação do Rio Mogi neste trecho. O trecho do Mogi que escoia sobre o Complexo Cristalino é marcado pelo condicionamento estrutural do alinhamento de fraturas e falhamentos impondo o direcionamento preferencial e as recorrentes mudanças bruscas de direção do canal. Em adição, a transposição por grande variedade litológica segmenta o canal em diversos trechos, em virtude dos diferentes graus de resistência ao desgaste erosivo provocado pelo escoamento do fluxo no leito.

Aliado a disposição das estruturas e litologias na bacia do Rio Mogi Guaçu, movimentos epirogenéticos Pós-Cretácicos afetaram a forma do perfil

logitudinal e dos gradientes do canal, imprimindo condições de diferentes de escoamento e energia de drenagem. Estas características coordenaram a estruturação dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu.

5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A verificação dos resultados demonstra haver diversas dinâmicas de escoamento ao longo do Rio Mogi Guaçu. A disposição dos padrões de canal no perfil longitudinal evidencia a existência de várias combinações, resultantes do inter-relacionamento dos fatores e variáveis que regulam a morfodinâmica do escoamento fluvial.

Primeiramente, devem ser destacadas pendências sobre a identificação e caracterização dos padrões de canal fluvial. Confirmam-se os apontamentos de Knighton (1984), Morisawa (1985) e Gregory; Schumm (1987), que para a identificação de um padrão de canal é imprescindível a investigação de um conjunto de parâmetros, tanto quantitativos como qualitativos. Não somente aplicar a caracterização da morfologia ou geometria do canal, parâmetro amplamente empregado, ou a determinação do Índice de Sinuosidade (I_s), parâmetro resoluto, mas que não dá conta dos inúmeros tipos de canais intra e inter-classes que podem ser encontrados ao longo de um mesmo curso d'água, ou em diferentes épocas em um mesmo trecho fluvial.

Como o padrão de canal é o arranjo espacial de um curso d'água, e esse arranjo é resultante da dinâmica de escoamento, relacionando fatores de ordem hidráulica, como ritmo da vazão, resistências ao escoamento do fluxo, características da carga detrítica, etc., ele representa a própria morfodinâmica fluvial. Portanto a sua

identificação passa pela averiguação de um conjunto de parâmetros que representam essa dinâmica.

Neste caso, para a identificação dos padrões do Rio Mogi Guaçu foram empregados os parâmetros: índice de sinuosidade; largura das planícies fluviais; largura do canal; profundidade do canal; morfologia do canal; formas de relevo nas planícies fluviais; distribuição da vazão; velocidade do fluxo; gradiente do canal; distribuição dos afloramentos rochosos, estruturas geológicas e compartimentos geomorfológicos ao longo da bacia de drenagem.

Conforme demonstra a disposição dos resultados foram identificados sete padrões de canal para o Rio Mogi Guaçu. Eles foram definidos pela proximidade das características comuns de cada trecho do curso fluvial. Os pontos ou trechos de transição entre cada padrão foram determinados pela incidência das mudanças das características morfométricas e morfológica dos parâmetros analisados. A nomeação seguiu características morfológicas e de toponímia local ou regional. Assim ficaram definidos, desde a nascente até desembocadura: *Alto curso*; *Contato Serra-Depressão*; *Meandros de Conchal*; *Meandros de Leme*; *Boqueirão de Porto Ferreira*; *Meandros de Jataí*; *Foz do Mogi*.

O padrão *Alto curso* apresenta dinâmica vinculada ao Domínio dos “Mares de Morros”; que pode ser comprovada pela exibição de trecho em vales estreitos e profundos com bolsões de planícies alveolares e desenvolvimento de alguns meandramentos. A sinuosidade encontrada (1,422) se deve a presença destes trechos meândricos alternados por trechos tortuosos. O lineamento de falhamentos e faturas e a diversidade litológica entre rochas de diferentes graus de resistência promovem o direcionamento preferencial e tortuosidade de alguns trechos, além criar rupturas de declive como rápidos e cachoeiras que agem como níveis de base locais, favorecendo o desenvolvimento de planícies e meandramentos. Estes níveis segmentam a dinâmica fluvial do *Alto curso*, agrupando trechos tortuosos de vale estreito com trechos meândricos em planícies alveolares.

Assim o padrão *Alto curso* foi subdividido em quatro padrões. Admitiu-se agrupá-los em um só padrão, por crermos que os padrões de canal não representam apenas a configuração geométrica de um rio, mas o modo como os cursos

d'água organizam as suas variáveis, a fim de dar continuidade aos processos, incluindo as formas dos canais (transversal ou em planta), os modos do transporte da carga detrítica, etc.; e por crermos que os mesmos fatores condicionam o sistema fluvial do Rio Mogi Guaçu neste trecho.

O padrão *Contato Serra-Depressão* apresenta dinâmica fluvial vinculada ao escoamento do Rio Mogi na transição entre as Morfoestruturas do Complexo Cristalino das “serras” do Planalto de Serra Negra-Lindóia e da Depressão Paulista da Bacia Sedimentar do Paraná. A tortuosidade do canal demonstra a influência do lineamento de fraturas e falhamentos, que continua a orientar a direção preferencial do Mogi Guaçu. Entretanto verifica-se uma tendência da diminuição da profundidade dos vales e aumento progressivo da média das larguras do canal. Planícies se desenvolvem em bolsões alveolares, como no trecho a montante, porém com uma tendência de aumento progressivo das larguras e sem o desenvolvimento de meandramentos. Rápidos e pequenos saltos continuam a segmentar o curso do Mogi Guaçu, neste trecho. Assim observa-se que este padrão serve de ligação e transição entre dinâmicas fluviais distintas (Planalto/Depressão) sob condições e fatores deferentes.

Sobre os dois padrões anteriores, deve ser observado que os gradientes do canal se enquadram aos daqueles dos padrões anastomosados, segundo o modelo elaborado por Leopold; Wolman (1970) e apresentado na Figura 7 e 29 (respectivamente, p. 24 e 71). Contudo não apresentam formas características dos canais anastomosados. Tal ocorrência deve estar relacionada ao tipo e quantidade de carga detrítica predominante nestes setores do Rio Mogi Guaçu. Por atravessar o Domínio Morfoclimático dos “Mares de Morros”, onde a meteorização química produz material detrítico de pequena granulometria, a carga transportada predominante seria composta do tipo dissolvida e em suspensão, que associada à energia de drenagem promovida pelo gradiente do canal, impediria a ramificação generalizada do canal por ilhas e bancos centrais de sedimentos, típicos dos canais anastomosados. Isto demonstra a similaridade com a classificação de Gregory; Schumm (1987).

O padrão *Meandros de Conchal* apresenta dinâmica fluvial diferente daquelas até então existentes. Sobre arenitos e siltitos paleozóicos da Bacia Sedimentar

do Paraná, o Rio Mogi Guaçu pode comandar mais livremente sua dinâmica de escoamento, desenvolvendo meandros e construindo planície fluvial mais ampla, pois tais litologias são mais friáveis que do trecho anterior. Estes mesmos sedimentos paleozóicos aumentariam a presença de cargas detríticas de maior granulometria – como observado por Gandolfi (1971). Obedecendo ao modelo de Leopold; Wolman (1970), a redução do gradiente do canal, em relação ao trecho anterior (padrão *Contato Serra/Depressão*), permite o desenvolvimento de meandramentos (ver Figuras 7 e 29). Assim, o canal resguarda parte de sua carga na planície fluvial, para mais tarde colocá-la novamente em trânsito, por meio da dinâmica meândrica de erosão e deposição. A presença de níveis de terraço, evidenciados por Perez Filho; et al (1980; 1983), indica a recorrência desta dinâmica sedimentar em diferentes períodos no passado.

O padrão *Meandros de Leme* apresenta uma dinâmica vinculada a transição entre os padrões de montante e de jusante. O desenvolvimento de meandros de elevada amplitude e encaixados na planície fluvial indica a adaptação do sistema fluvial a movimentações tectônicas da bacia, como demonstra Silva (1997) em seu estudo sobre a região de Pirassununga. A mudança da direção preferencial do curso do Mogi – de E-W para SSE-NNW – e a formação de meandros que aparentam mais curvas anômalas que meandros ‘estrito senso’, sugere modificações do gradiente do canal por movimentação tectônica conforme modelo apresentado por Ouchi (1985) e Gregory; Schumm (1987).

O padrão *Boqueirão de Porto Ferreira* apresenta dinâmica fluvial ligada ao entalhe e transposição da região cuestiforme de Descalvado e Santa Rita do Passa Quatro. Tal transposição gera um boqueirão por onde o Mogi escoar da Depressão Periférica ao Planalto Ocidental Paulista. O lineamento de fraturas e falhamentos condiciona mudanças abruptas de direção e tortuosidade ao Rio Mogi Guaçu. A presença de diques e sills de diabásio, em meio às rochas sedimentares paleo-mesozóicas, colabora com tal situação na medida em que seccionam o canal, criando rápidos, pequenos saltos e cachoeiras.

Movimentos crustais Pós-Cretáceo (reativação da Plataforma Sul-Americana) reativou antigos conjuntos de falhas, promoveu basculamentos e intrusões de rochas básicas na Bacia Sedimentar do Paraná. Na região de Pirassununga e

Descalvado evidências de movimentos verticais de blocos de estruturas sedimentares e formação de diques de diabásio são freqüentes. A transposição e o entalhe do boqueirão de Porto Ferreira seria resultados destes movimentos tectônicos (RICCOMINI, 1995; SILVA, 1997; ROSS, 1991). Estes movimentos também aumentam o gradiente do canal em relação ao seguimento a montante, porém o lineamento estrutural, a granulometria e quantidade da carga detrítica e o grau de declividade são insuficientes para a ramificação do canal pela formação de ilhas e/ou bancos de sedimentos centrais.

O padrão *Meandros de Jataí* novamente apresenta dinâmica meândrica. Ao escoar sobre os arenitos da Formação Botucatu, o Rio Mogi Guaçu pode comandar mais livremente a dinâmica de escoamento. Isto pode ser verificado pela média da largura do canal que se mantém constante ao longo deste padrão (ver Figura 24, p. 62). O aumento do gradiente, em relação ao seguimento anterior, e a contribuição dos arenitos sobre a carga detrítica, faz com que o Mogi reserve parte da carga na planície, por meio da dinâmica meândrica de erosão e sedimentação. A presença de inúmeras formas de relevo, associadas à divagação meândrica, demonstra a elevada velocidade dos processos e responde em parte pelo tamanho da planície fluvial, uma das maiores do Estado de São Paulo (ver Figura 19, p. 56).

Por meio do modelo de Ouchi (1985) e de Gregory; Schumm (1987), observa-se que o desenvolvimento dos *Meandros de Jataí* está ligado aos padrões a montante (*Boqueirão de Porto Ferreira* e *Meandros de Leme*), uma vez que movimentos epigenéticos alteram o gradiente do canal, conseqüentemente modificam a energia de drenagem e o transporte de sedimentos.

O Padrão *Foz do Mogi* apresenta uma dinâmica fluvial ligada ao transporte de sedimentos e a transferência de sua carga ao Rio Pardo, “receptor das águas” do Rio Mogi Guaçu. Ao transpor os basaltos da Formação Serra Geral, o Mogi volta a tornar-se retilíneo, escoando em restrita planície fluvial. Parte disto é resultado da resistência dos basaltos à erosão fluvial e ao lineamento de fraturas e falhamentos. Outra parte está ligada a redução do gradiente, em relação ao trecho anterior; e, outra parte ainda, pela regulação da carga detrítica promovida pelo padrão *Meandros de Jataí*, à montante, uma vez que a meteorização química e a erosão fluvial dos basaltos

produzem cargas detríticas, fornecidas ao Mogi pelos afluentes, de pequena granulometria e do tipo em suspensão e dissolvida.

É percebido, então, que o Rio Mogi Guaçu apresenta diversos seguimentos com dinâmicas fluviais alternadas, desde a nascente até a foz. Ora entalhando o vale, ora criando planícies que tem a função de resguardar parte da carga detrítica por meio do desenvolvimento de padrões meandantes, ora com predomínio de transporte dos sedimentos. Por estes diferentes processos o Mogi Guaçu dá continuidade ao transporte de sedimentos e do excedente de água de sua bacia de drenagem, demonstrando a contínua busca pelo equilíbrio fluvial.

Verifica-se a relação intrínseca da dinâmica fluvial do Rio Mogi Guaçu com as estruturas geológicas e litologias ao longo da bacia, uma vez que os limites dos padrões de canal estabelecidos incidem sobre os contatos entre as estruturas e litologias de diferentes graus de resistência. Deve-se notar que a transição entre o padrão *Meandros de Jataí* e *Foz do Mogi*, por exemplo, é abrupta, e coincide com o contato entre as Formações Botucatu e Serra Geral. Em adição, movimentos crustais Pós-Cretáceo, ou mais recentes, também afetam a dinâmica fluvial por alteração dos gradientes do canal, por consequência da energia de drenagem e competência e capacidade de transporte.

Disto decorre que o modelo elaborado por Perez Filho; Christofolletti (1977) somente torna-se válido para cursos d'água que escoam por mesmas estruturas e litologias. A análise morfométrica da bacia do Rio São José dos Dourados, no Norte do Estado de São Paulo, permitiu aos autores afirmarem que a medida em que aumenta a ordem hierárquica do canal a largura da planície fluvial também deve aumentar.

A observação sobre a distribuição das larguras das planícies fluviais e dos padrões de canal do Rio Mogi Guaçu leva a crer que bacias de drenagem de elevada complexidade, que são afetadas por um heterogêneo número de fatores e variáveis, possuem as relações entre ordem hierárquica, largura da planície fluvial e geometria do canal, determinadas pelas modificações do gradiente do canal, das estruturas e litologias e quantidade, tipo e granulometria da carga detrítica.

Novamente, utilizando o exemplo dos padrões *Meandros de Jataí* e *Foz do Mogi*, verifica-se que embora não ocorra aumento da ordem hierárquica do

primeiro para o segundo trecho (Gandolfi, 1971), ocorre uma redução da largura média da planície fluvial; relação quase inversa ao modelo de Perez Filho; Christofoletti (1977). O Rio São José dos Dourados, estudado por eles, escoia por sobre os arenitos do Grupo Bauru (Cretáceo), no Planalto Ocidental Paulista, enquanto que o Rio Mogi Guaçu escoia pelas estruturas tanto do Complexo Cristalino quanto da Bacia Sedimentar do Paraná. Como vimos, a relação entre um padrão e outro está ligada à redução do gradiente do canal, regulação da carga detrítica e mudança da litologia e estrutura.

O canal fluvial funciona como um sistema aberto, onde o fluxo de energia e matéria é afetado pela mudança no gradiente do canal, alterando a energia de drenagem, o tipo e velocidade do fluxo, modificando as condições de transporte da carga detrítica, dando origem a padrões de canais ajustados à nova condição. Nos meandramentos, por exemplo, pelo princípio do ‘mínimo esforço’, o rio inicia um serpenteamento do leito, depositando parte da carga no lado convexo da curva meândrica e erodindo o lado côncavo, de modo dar conta da carga (quantidade, tipo e tamanho) que chega de montante, em função da energia de drenagem que possui. Estes processos constroem as planícies fluviais e modelam suas formas.

Nos canais anastomosados, a energia de drenagem é suficiente para o rio transportar carga detrítica de fundo (maior granulometria), em maiores quantidades. Como a carga de fundo é transportada por rolamento ou saltação, formam-se bancos de sedimentos centrais, ramificando o leito em diversos canais menores, reduzindo a sinuosidade do curso d’água.

Portanto o desenvolvimento e distribuição dos padrões de canal e das planícies são o resultado do inter-relacionamento das variáveis e fatores do sistema fluvial. Para o Rio Mogi Guaçu estas combinações modificam-se ao longo de todo o curso condicionando a formação de trechos com distintos padrões e dinâmicas fluviais.

6. REFERÊNCIAS E OBRAS CONSULTADAS

6.1 Referências

ABREU, A. A. de. Surrel e as leis da morfologia fluvial. *Craton & Intracraton: Escritos e documentos*. São José do Rio Preto, IBILCE-Unesp, 1980.

AB'SABER, A. N. O suporte geoecológico das florestas beiradeiras (ciliares). In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO FILHO, H. de F. *Matas Ciliares: conservação e recuperação*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 2000. Cap. 1. p. 15-43.

ALMEIDA, F. F. M. de, et al.. A. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. Pró-Minério/Promocet. São Paulo: IPT, 1981. (Vol. 1 e 2) Escala 1:500.000.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto Radambrasil: Levantamento de Recursos Naturais*, Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983. Vol. 32. p. 780. (6 mapas: geologia; geomorfologia; pedologia; vegetação; uso potencial da terra; avaliação do relevo).

CÂNDIDO, A. J. Contribuição ao estudo dos meandramentos fluviais. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 11, n. 22, p. 21-38, 1971.

CHRISTOFOLETTI, A. *Geomorfologia Fluvial: o canal fluvial*. 2ª. ed., São Paulo: Edgard Blücher, 1981. p. 313.

CUNHA, S. B. Geomorfologia fluvial. In: GUERRA, A.; CUNHA, S. B. (org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. Cap. 5, p. 211-252.

DURY, G. H. (ed.) *Rivers and River Terraces*. London: Macmillan, 1970. The Geographical Readings. p. 283.

GANDOLFI, N. *Investigações sedimentológicas, morfométricas e físico-químicas nas bacias do Mogi Guaçu, do Ribeira de Iguape e do Peixe*. São Carlos: EESC/Usf, 1971. (Geologia 15).

GERRARD, A. J. *Soils and Landforms: an integration of geomorphology and pedology*. London: George Allen & Unwin, 1981.

GODOY, M. P. de, *Contribuição à História Natural e Geral de Pirassununga*; vol.1, 197?. Disponível em: < <http://www.pirassununga.sp.gov.br/> >. Acessado em: 14-02-2003.

GREGORY, D. I.; SCHUMM, S. The effect of active tectonics on alluvial river morphology. In: RICHARDS, K. (ed.) *River Channel: environment and process*. Oxford: B. Blackwell, 1987. Cap. 3, p. 41-68.

GREGORY, K. J. (ed.) *River Channels Changes*. Chichester: J. Wiley & Sons, 1977.

GUERRA, A.; CUNHA, S. B. (org.). *Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1994. Cap. 5, p. 211-252.

HICKIN, E. J.; NANSON, G. C. The character of channel migration on the Beatton River, northeast British Columbia, Canada. *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, n. 4, p. 487-494, 1975.

KNIGHTON, D. *Fluvial Forms and Process*. London: E. Arnold, 1984. p. 218.

LEOLPOLD, L. B.; WOLMAN, M. G. Rivers Meanders. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 71, n. 6, p. 769-794, 1960.

_____. River Channel Patterns. In: DURY, G. H. (ed.) *Rivers and River Terraces*. London: Macmillan, 1970. Cap. 7, p. 197-236.

MORISAWA, M. *Rivers: forms and process*. N. York: Longman, 1985. (Geomorphology texts 7).

NANSON, G. Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada. *Sedimentology*, v. 27, n. 1, p. 03-29, 1980.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geological Society of America Bulletin*, v. 96, p. 504-515, 1985.

PEREZ FILHO, A.; CRISTOFOLETTI, A. Relacionamento entre ordem e largura de planície de inundação em bacias hidrográficas. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 17, n. 34, p. 112-119, 1977.

PEREZ FILHO, A. *As relações solos-relevo na porção Centro-Oriental do Estado de São Paulo*. 1987. Tese (Doutorado em Geografia Física) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas. Universidade de São Paulo. São Paulo.

- PEREZ FILHO, A.; DONZELLI, J. L.; LEPSCH, I. F.; Relação solos-geomorfologia em várzea do Rio Mogi Guaçu. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 4, p. 181-187, 1980.
- PEREZ FILHO, A.; RODRIGUES SILVA, F. B.; REGO, M. J. M. Análise de uma topossequência de solo no Vale do Rio Mogi Guaçu. *Geociências*, Rio Claro, v. 2, p. 33-41, 1983.
- REBOUÇAS, A. da C. Água Doce no Mundo e no Brasil, In: REBOUÇAS, A. da C. et al. *Águas Doces no Brasil: capital ecológico, uso e conservação*. São Paulo: Ed. Escrituras, 2002. Cap. 1. p. 1-36.
- RICHARDS, K. *Rivers: forms and process in alluvial channels*. London: Methuen, 1982.
- RICCOMINI, C. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. São Paulo, 1995. Tese (Livre docência) Instituto de Geociências – Universidade de São Paulo.
- RICCOMINI, C., GIANNINI, P. C. F.; MANCINI, F. Rios e processos aluviais, In: TEIXEIRA, W. et al. (org.) *Decifrando a Terra*. São Paulo: Oficina de Textos, 2000. Cap. 10. p. 191-214.
- ROSS, J. L. S.; MOROZ, I. C. Mapa Geomorfológico do Est. De São Paulo. *Revista do Dep. de Geografia da USP*, São Paulo, n. 10, p. 41-58, 1996.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982a. 1 mapa da Folha SF-23-V-C (Ribeirão Preto). Esc. 1:250.000.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982b. 1 mapa da Folha SF-23-Y-A (Campinas). Esc. 1:250.000.
- SÃO PAULO (Estado). Secretaria de Obras e Meio Ambiente; DAEE; Unesp. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo*. São Paulo, 1982c. 1 mapa da Folha SF-22-X-D (Araraquara). Esc. 1:250.000.
- SÃO PAULO (Estado); Conselho Estadual de Recursos Hídricos; Sistema Integrado de Gerenciamento de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo. *Banco de Dados Hidrometeorológicos*. São Paulo, 1994. Disponível em: < <http://www.sigrh.sp.gov.br> >. Acessado em: 17/02/2003.
- SCHUMM, S. *The Fluvial System*. N. York: J. Wiley & Sons, 1977. p. 338.
- SILVA, C. L. Aspectos Neotectônicos do Médio Vale do Rio Mogi Guaçu: região de Pirassununga. 1997. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.

- SOARES, P. R. B. *Levantamento do meio físico e recuperação de matas ciliares em planície de inundação*. 1995. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Engenharia Agrícola. Universidade de Campinas. Campinas.
- SOUZA, I. de A. *Mudança no canal do Rio Paraná durante o Holoceno*. 2000. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro.
- STEINBERG, H. O. R. A propósito dos meandros. *Revista Brasileira de Geografia do IBGE*. Rio de Janeiro, v. 4, n. 19, 1957.
- SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. *Ambiente Fluvial*. 2^a. ed., Florianópolis: Ed. da Universidade do Federal do Paraná e Ed. da Universidade de Santa Catarina, 1990. p. 130.
- THORNBURY, W. *Principles of Geomorphology*. 2^a. ed. New York: John Wiley & Sons, 1969.
- TRICART, J. Os tipos de leito fluvial. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v. 6, n. 11, p. 41-49, 1966.
- ZANCOPÉ, M. H. de C. *O Potencial Hidrelétrico do Estado de São Paulo: das grandes usinas às pequenas usinas*. São Paulo, 1998. 70p. (Monografia apresentada à FFLCH, USP, para obtenção do título de Bacharel em Geografia)

6.2 Obras consultadas

- ABDALLA, S. L. F. A evolução da drenagem conforme a teoria davisiana. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 13, n. 26, p. 69-77, 1973.
- AB'SABER, A. N. Um conceito de geomorfologia a serviço das pesquisas sobre o Quaternário. *Geomorfologia*, São Paulo, v. 18, 23p, 1969.
- ALMEIDA, F. F. M. de. *Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista*. São Paulo: Inst. de Geografia/USP, 1974. (Teses e monografias 14).
- BIGARELLA, J. J. Variações climáticas no Quaternário superior no Brasil e sua datação Radiométrica pelo método do Carbono 14. *Paleoclimas*, São Paulo, v. 1, 1971.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R. Considerações a respeito dos terraços fluviais, rampas de colúvio e várzeas. *Boletim Paranaense de Geografia*. v. 16/17, p. 153-197, 1965.
- CARPI JÚNIOR, S. *Processos erosivos, recursos hídricos e riscos ambientais na Bacia do Rio Mogi Guaçu*. Rio Claro, 2001. Tese (Doutorado – Geociências e Meio Ambiente) IGCE – Unesp.
- CHRISTOFOLETTI, A. *Modelagem de Sistemas Ambientais*. São Paulo: Edgard Blücher, 1999. p. 236.

CHRISTOFOLETTI, A.; PENTEADO, M. M. Cronologia relativa do Quaternário na Depressão Periférica Paulista. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 10, n. 19, p. 35-46, 1970.

CHRISTOFOLETTI, A.; OLIVEIRA, A. A. B. de. Análise morfométrica dos meandramentos do Vale do Paraíba, na área da Bacia Sedimentar de Taubaté. *Not. Geomorfológica*, Campinas, v. 14, n. 27/28, p. 45-60, 1974.

_____. Densidade de meandramentos. *Not. Geomorfológica*, Campinas, v. 15, n. 29, p. 83-87, 1975.

COLTRINARI, L. Geomorfologia e dinâmica Quaternária no Sudeste do Brasil. *Revista do Departamento de Geografia da Usp*, São Paulo, n. 6, p. 6-16, 1992.

FERNADEZ, O. V. C. *Mudanças no canal fluvial do Rio Paraná e processos erosivos nas margens*: região de Porto Rico/PR. 1990. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Inst. de Geociências e C. Exatas, Universidade Estadual Paulista (Unesp), Rio Claro.

GANDOLFI, N. Análise morfométrica de drenagem da bacia do Rio Mogi Guaçu. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v. 11, p. 23-40, 1971.

GRAF, W. L. A lei da razão em Geomorfologia Fluvial. *Notícia Geomorfológica*, Campinas, v. 19, n. 36, p. 57-78, 1978.

IVANCKO, C. M. A. M. et al. *Distribuição espacial das várzeas no Estado de São Paulo*. Campinas: Instituto Agrônômico de Campinas, 1985. p. 15. (Boletim Científico 2).

MELLO, M. H. DE A. Determinação da Largura Efetiva de Escoamento na Bacia do Rio Mogi Guaçu: aplicação do modelo “Mcneill e Serra”. *Boletim do Instituto Geológico*, São Paulo, v. 4, 1979.

PINTO, M. N. Aplainamento nos trópicos: uma revisão conceitual. *Geografia*, Rio Claro, v. 13, n. 23, p. 119-130, 1988.

PONÇANO, W. L.; et.al. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo*. Divisão de Minas e Geologia aplicada. São Paulo: IPT, 1981. (Vol. 1 e 2) Escala 1:1.000.000.

RICHARDS, K. (ed.) *River Channel: environment and process*. Oxford: B. Blackwell, 1987.

ROSS, J. L. S.; DEL PRETE, M. E. Recursos hídricos e as bacias hidrográficas. *Revista do Dep. de Geografia da USP*. São Paulo, n. 12, p. 89-121, 1998.

SANTOS, J. E.; MOZETO, A. A.; GALETTI JÚNIOR, P. M. *Caracterização Preliminar da Estação Ecológica do Jataí (Luís Antônio) e Lagoas Marginais do Rio Mogi Guaçu*: avaliação ambiental e papel ecológico. São Carlos: Ed. Ufscar, 1989. p. 50.

SCHUMM, S. Sinuosity of alluvial rivers on the Great Plains. *The Geological Society of America Bulletin*, v. 74, n. 9, p. 1089-1100, 1963.

SILVA, C. M. S. *Mineração de areia e cascalho e o meio ambiente num setor do Rio Mogi Guaçu* (município de Araras/SP). 1997. Dissertação (Mestrado em Geociências e Meio Ambiente) – Inst. de Geociências e C. Exatas. Universidade Estadual Paulista. Rio Claro. p. 126.

SUGUIO, K. *Introdução à Sedimentologia*. São Paulo: Edusp, 1973. p. 317.

SUGUIO, K. *Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1998.

TITARELLI, A. H. V. *O vale do Parateí: estudo geomorfológico*. 1975. Tese (Doutorado em Geografia) – Instituto de Geografia. Universidade de São Paulo. São Paulo.

TRICART, J. Comparação entre as condições de esculturação dos leitos fluviais em zona temperada e em zona tropical. *Notícia Geomorfológica*. Campinas, v. 4, n. 7/8, p. 7-9, 1961.

_____. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro: FIBGE/Supren, 1977.

UNICAMP/FEAGRI. *Diagnóstico do Meio Físico e Estabelecimento de Diretrizes para o Controle e Prevenção de Erosão na Bacia do Rio Mogi Guaçu*. Campinas, 2000. p. 80. (Relatório Final)

WORKSHOP DE INTEGRAÇÃO DE INFORMAÇÕES DA BACIA DO RIO MOGI GUAÇU. n. 1, 1998, Espírito Santo do Pinhal/SP: resumos. Esp. Santo do Pinhal. p. 109.

WU, Fu-Tai. Minerais e rochas arenosas do Subgrupo Itararé e Formação Aquidauana no Centro-Leste do Estado de São Paulo. *Geociências*. Rio Claro, v. 1, p. 7-27, 1982.