

PRODUÇÃO E TRANSPORTE DA CARGA SUSPensa FLUVIAL: TEORIA E MÉTODO PARA RIOS DE MÉDIO PORTE

Production and transportation of fluvial suspended load: theory and method for mid-sized rivers

Isabel Terezinha Leli¹
José Cândido Stevaux²
Maria Teresa da Nóbrega³

Universidade Estadual de Maringá

Departamento de Geografia

Av. Colombo, 5790 – CEP 87020-900 – Maringá – Paraná – Brasil

¹isa-leli@hotmail.com

²jcstevaux@uem.br

³mtnobrega@uol.com.br

RESUMO

A análise da carga suspensa transportada pelo rio é muito importante para a compreensão da dinâmica da bacia e do estado de degradação ou preservação em que ela se encontra. O objetivo deste trabalho é apresentar os conceitos e os métodos de análise de carga suspensa de uso corrente por pesquisadores que atuam em rios de médio porte. O fluxo de água inicia-se nas vertentes e, à medida que se dirige ao canal, aumenta gradativamente seu volume e consequentemente a carga suspensa transportada. Uma vez no canal essa carga se mantém em suspensão, com diferentes concentrações, podendo eventualmente depositar-se nas planícies ou ser despejada na drenagem principal do sistema. Nesse trajeto, a carga suspensa é fundamental tanto na morfologia da planície aluvial, como na manutenção ecológica do sistema. Modificações no uso e na ocupação da bacia como alterações na hidrologia (por mudança climática, por exemplo) afetam diretamente a quantidade, qualidade e dinâmica da carga suspensa. Dentro desta perspectiva, este trabalho apresenta os conceitos fundamentais dos processos envolvidos na formação e transporte da carga suspensa, como apresenta os métodos mais comuns de sua análise.

Palavras-chave: Sedimento suspenso, canal fluvial, processo de vertente.

ABSTRACT

The analysis of the suspended load of a river is very important for understanding the basin dynamics and environmental condition. The objective of this study is to comment various methods of analysis for fluvial suspended load. The flow, beginning along the valley slope increases in volume and erosive strength, enters in channel and can deposits in floodplain or be transferred to an upper order channel. In its path suspended load is fundamental not only on alluvial plain morphology but on ecological functioning of river system. Basin land use or hydrological alterations directly affect the quality and quantity of suspended load. Under this perspective this paper presents the fundamentals of suspended load formation and transport processes and the more common methods in their analysis.

Keywords: Suspended sediment, river channel, slope processes.

1. INTRODUÇÃO

O transporte de sedimento pelo canal é o produto final da atuação de uma série de processos que se iniciam com a precipitação sobre a bacia, e ao longo de seu caminho

pelas vertentes, interagem com uma gama de variáveis, a saber: cobertura vegetal, tipo de solo e de rocha, pendente, além do tipo de uso e de ocupação da bacia. Dessa forma, é fato dizer que a análise da carga suspensa transportada é fator de grande importância

para a compreensão da dinâmica da bacia e do estado de degradação ou preservação em que ela se encontra.

De acordo com Knighton (1998), a energia (E) utilizada pela água para realizar o transporte durante todo o processo fluvial é dada pela altura que ela se encontra em relação ao nível de base (H), pela declividade da superfície por onde correrá o fluxo (Θ) e pelo peso específico da (γ), de acordo com a equação (1):

$$E = \gamma H \sin \Theta \quad (1)$$

No entanto, grande parte dessa energia é gasta para vencer a própria viscosidade molecular da água, para vencer o atrito sobre as paredes do canal e com o ar e se perde sob a forma de calor não gerando trabalho. Apenas uma pequena quantidade é utilizada para transportar, erodir e depositar o material sedimentar.

Estudos da carga fluvial suspensa são relativamente comuns na literatura e são elaborados com várias finalidades. A análise da carga suspensa realizada por Itaipu Binacional (1990), por exemplo, consiste em um levantamento sistemático e contínuo da concentração da carga suspensa no rio Paraná e em seus principais tributários a montante da barragem de Itaipu, que teve por objetivo determinar a taxa de acumulação de sedimento no lago daquela usina.

Aquino, Stevaux e Latrubesse (2005) estudaram a carga suspensa do rio Araguaia como um dos parâmetros para determinar a degradação da bacia pelo seu intenso uso agrícola. Stevaux, Martins e Meurer (2009) avaliaram a carga suspensa do rio Paraná na região de Porto Rico - PR, com o intuito de estimar o impacto na ecologia local causado pela redução da turbidez na água do rio pela retenção feita na barragem de Porto Primavera. Chien (1984) estudou a carga suspensa de rios da China para estabelecer o provável aumento da erosão das margens nos trechos a jusante de barragens.

A carga suspensa é estudada de várias maneiras de acordo com os objetivos almejados. A análise quantitativa da carga suspensa, geralmente, está ligada a interesses

voltados ao assoreamento de reservatórios e tratamento de água para consumo. Análises da distribuição temporal e espacial da carga suspensa, geralmente, interessam as pesquisas de gerenciamento da bacia e determinação do impacto de sua ocupação. Estudos na composição da carga suspensa são utilizados com várias finalidades, mas principalmente na avaliação de fontes poluentes que podem estar contaminando o sistema.

Assim, as características de cada estudo exigem metodologias variadas, que utilizam equipamentos e calendários também bastante variados. Além disso, outras variáveis como tamanho, forma, ocupação da bacia são consideradas na determinação da metodologia a ser empregada nos estudos da carga suspensa.

Este trabalho tem como objetivo a apresentação de uma síntese dos processos hídricos de superfície que atuam desde a vertente até o canal e que são responsáveis pelo transporte de carga suspensa. São também apresentadas as metodologias mais comuns em estudos de rios de médio porte em área de média a intensa ocupação rural.

2. FLUXO NA VERTENTE

Apenas uma parte da água da chuva que cai sobre uma bacia escoar por sua superfície. O volume que é retido pela cobertura vegetal e evapora diretamente sem atingir o chão é denominado de água de interceptação. Outra parte, bastante pequena, denominada água biológica, atinge o solo e é absorvida pelas plantas e animais e não prossegue seu trajeto para o canal. Parte significativa do volume precipitado infiltra-se no solo e segue seu caminho, muito mais lentamente, em subsuperfície. O restante do volume de água precipitado escoar pela superfície das vertentes e se concentra nos canais de drenagem (Figura 1).

O escoamento da água pela superfície da vertente somente acontecerá quando a precipitação exceder a capacidade de infiltração do solo (Figura 1). Essa capacidade é controlada por uma série de fatores como permeabilidade, capacidade de campo (porosidade), umidade prévia entre outros.

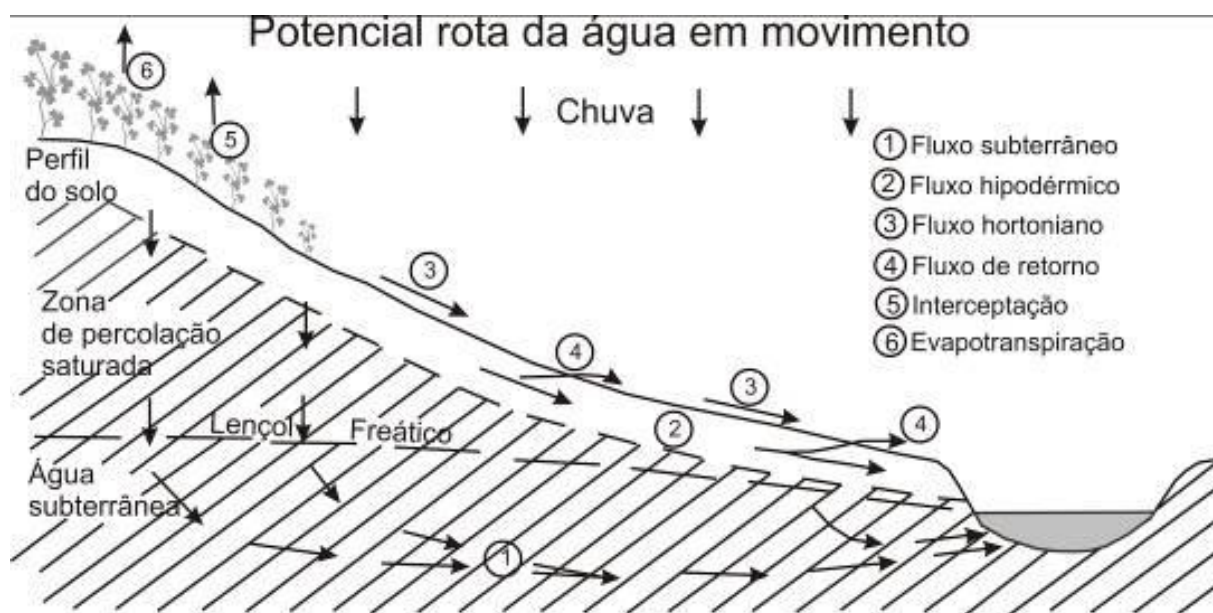


Figura 1: Tipos de fluxo da água de precipitação. Mod. Knighton (1998)

Assim, a água excedente à infiltração inicia seu fluxo superficial ao longo da vertente em fluxo laminar (hortoniano) ou fluxo acanalado (KNIGHTON, 1998) a depender de uma série de condições (Quadro 1).

Além desses dois tipos de fluxo pode haver formação de fluxo lateral de subsuperfície (fluxo hipodérmico) que eventualmente ressurge à superfície e tem importante papel na hidrodinâmica da vertente (Figura 1).

Grande parte do material que compõe a carga suspensa dos rios é proveniente das vertentes e chega ao canal do rio por fluxo laminar ou acanalado.

2.1 Fluxo e Erosão Hipodérmica

A água de precipitação que não é retida pelo dossel vegetal e atinge a superfície infiltra-se podendo ficar retida como umidade no solo ou deslocar-se por percolação em direção ao lençol freático. Essa movimentação se dá com maior ou menor velocidade de acordo com a permeabilidade deste solo.

A permeabilidade muda geralmente com a profundidade sendo maior nos horizontes próximos da superfície. Em virtude disso, a água que se infiltra pode formar, principalmente, durante as grandes precipitações, um fluxo subterrâneo paralelo à

superfície da vertente, denominado de fluxo hipodérmico (Figura 1).

Após o fluxo atingir e saturar a zona hipodérmica, a água pode voltar a aflorar na superfície sob a forma de fluxo superficial de saturação ou fluxo de retorno. O afloramento do fluxo hipodérmico promove aumento repentino e expressivo da vazão do fluxo hortoniano de superfície incrementando localmente sua erodibilidade (STEVAUX; LATRUBESSE, no prelo).

O fluxo hipodérmico, por sua vez, provoca erosão subterrânea por eluviação ou dissolução da cobertura pedológica. Na eluviação, a intensidade de remoção das partículas finas (silte e areia muito fina) depende da coesão do material e da pressão hidrostática da água percolante. A dissolução, por sua vez, predomina em ambientes cársticos em que o substrato, formado por rochas carbonáticas (p. ex. calcário) é atravessado por água ácida.

A erosão subterrânea por eluviação ou por dissolução produz formas erosivas como macroporos e tubos (“pipings”), que conduzem a concentração do fluxo hipodérmico (CHARLTON, 2008). Os tubos, de diferentes dimensões, podem colapsar formando uma área deprimida na superfície do terreno, dando início ao fluxo acanalado, como descrito no subtítulo 2.3 (Fluxo Acanalado de Vertente).

2.2 Fluxo e Erosão Laminar

Inicialmente, a água da chuva, que não se infiltra, começa a fazer acúmulo nas microdepressões da superfície para posteriormente dar início ao escoamento superficial. Esse escoamento inicial dá-se de modo laminar (não-concentrado) uma vez que não há condições suficientes de erosividade ou erodibilidade para causar a incisão de um canal de escoamento. O fluxo laminar (Figura 2) atinge velocidades entre 10 a 500 m/h, (BRAVARD; PETIT, 2000).

Segundo Stevaux e Latrubesse (no prelo), este tipo de escoamento ocorre com grande notoriedade em regiões de menor densidade de drenagem. Assim, o fluxo laminar é comum em regiões áridas e semiáridas, regiões árticas de solo permanentemente congelado, em áreas de solo compactado por manejo de cultivo agrícola e nas formações vegetais menos densas de cerrado ou savana.

Nesses locais o fluxo hortoniano,

formado durante as precipitações mais intensas, gera o escoamento rápido de cheia (“*flash flood*”) de resposta imediata nos cursos d’água (MARTIN, 1995). Em contraponto, nas áreas com maior densidade de vegetação ocorre infiltração quase total da água precipitada e o escoamento superficial hortoniano fica nulo ou restrito a pequenas partes do terreno mais propícias a este tipo de fluxo.

Conforme Knighton (1998), o fluxo laminar terá somente condição de erosão quando tiver profundidade e velocidade que produzam uma força cisalhante superior à resistência do solo (Figura 2). Contudo, alguns fatores podem auxiliar a efetividade erosiva desse fluxo. O impacto dos pingos de chuva caindo diretamente sobre a superfície, sem a interferência do dossel vegetal, pode arrancar partículas do solo, deslocando-as para até 0,60 m (KNIGHTON, 1998). Esse material solto na superfície fica mais susceptível à erosão pelo fluxo hortoniano e é por ele transportado vertente abaixo.

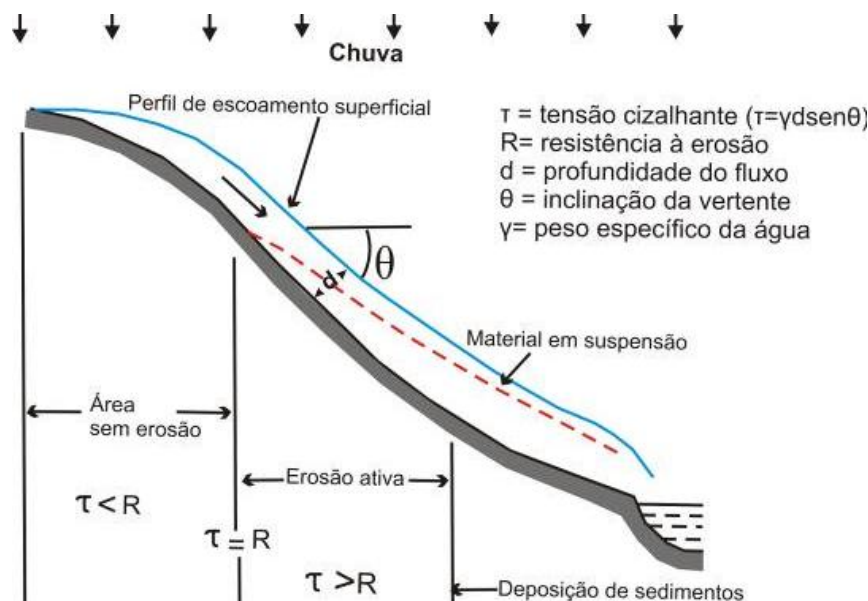


Figura 2: Condições para ocorrência de erosão por fluxo hortoniano. Mod. (KNIGHTON, 1998).

A erosão laminar é, pois, o produto da ação integrada de dois processos diferentes: o efeito mecânico do impacto dos pingos de chuva e o escoamento laminar superficial, (KNIGHTON, 1998). Dessa forma, a inclinação da vertente e a distância percorrida pela água ao longo da pendente irão controlar o predomínio de um ou de outro processo na erosão do solo.

Stevaux e Latrubesse (no prelo) relatam que numa vertente de baixa pendente a ação dos pingos de chuva tem mais eficiência erosiva do que o fluxo superficial que irá realizar apenas o trabalho de remoção do material deslocado pelos pingos de chuva.

Por outro lado, nas maiores pendentes ou à medida que o fluxo superficial torna-se

mais profundo, seu poder erosivo aumenta e assume maior importância entre os processos erosivos de vertente. À medida que a tensão cisalhante (τ) aumenta ao longo da vertente e supera a tensão de resistência do solo (R) ocorre a erosão (Figura 2). Horton (1945) propôs um modelo que relaciona o ângulo da pendente (Θ), o peso específico da água (γ) e a profundidade da lâmina de água (d) com a tensão cisalhante. Essa relação é dada pela equação (2):

$$\tau = \gamma d \sin \Theta \quad (2)$$

A capacidade erosiva do fluxo hortoniano depende, além da inclinação e do comprimento da vertente, também de sua concavidade. Vertentes convexas ou retilíneas tendem a produzir fluxo divergente e difuso. Por outro lado, as vertentes côncavas produzem fluxo concentrado de alta capacidade erosiva podendo gerar as primeiras formas de erosão acanalada (pequenas depressões e sulcos) (MOSLEY, 1974). Nas vertentes mistas convexo-côncavas, o início das formas erosivas acanaladas ocorre no ponto de inflexão do perfil, ou seja, onde o perfil da vertente passa de convexa a côncava.

Os sulcos são formas intermitentes na vertente e podem, durante uma única precipitação, surgir e posteriormente ser preenchidos pelo próprio material transportado pelo fluxo laminar. Contudo, o aparecimento dos sulcos introduz importante mudança na característica do fluxo que passa de laminar para acanalado, de maior eficiência hidráulica tanto no transporte como

na erosão do solo.

2.3 Fluxo Acanalado de Vertente

Uma vez que a ocorrência do fluxo de retorno (Figura 1) é localizada e não se estende pela superfície da vertente, podem surgir nestes locais núcleos isolados de erosão. Esse processo tem grande importância geomorfológica uma vez que contribui para o início da formação de canais (KNIGHTON, 1998). Portanto, o fluxo hortoniano e o fluxo superficial de saturação (ou de retorno) contribuem favoravelmente na hidrodinâmica da vertente por promoverem a incisão e formação dos canais de drenagem, como também são responsáveis pela produção de grande parte da carga suspensa transportada. Vários são os fatores que contribuem para o predomínio de um ou de outro tipo de fluxo (Quadro 1).

Além do fluxo superficial, o colapso dos tubos subterrâneos formados por fluxo hipodérmico, como descrito anteriormente, pode provocar a concentração de fluxo na superfície iniciando a formação de fluxo acanalado.

A formação de canal se dá também por processos de movimento em massa do solo, principalmente pelo escorregamento (“*landslide*”). O material que escorra pela vertente é geralmente aquele produzido pela erosão subsuperficial que se acumula após a saída dos tubos. Estes processos de escorregamento predominam nas vertentes mais inclinadas ou em trechos mais íngremes da vertente (SUMMERFIELD, 1997).

Fator	Fluxo hortoniano	Fluxo superficial de saturação
Precipitação	Intensa e concentrada	Prolongada e distribuída
Infiltração	Menor Infiltração na superfície	Diferença de infiltração entre as camadas do solo
Distribuição temporal	Começa logo após o início da precipitação	Inicia após a saturação do solo
Ambiental	Clima semiárido, esparsa cobertura vegetal e manto de solo delgado	Clima úmido, densa vegetação e manto de solo espesso
Tamanho da feição	Pequenas bacias ou vertentes	Grandes bacias ou vertentes
Morfologia da vertente	Perfil linear e homogêneo	Perfil complexo com mudanças de pendentes e fatores do solo

Quadro 1: Fatores que influenciam o tipo de fluxo superficial predominante. Mod. (KNIGHTON, 1998).

3 FLUXO DE CANAL

Todo o trabalho realizado por um rio provém da transformação da energia potencial em cinética que ocorre ao longo de seu perfil longitudinal. Essa energia é assim responsável desde a erosão do substrato, o transporte de água e sedimento, a deposição temporária da carga sedimentar, a construção e modificação das estruturas (canais e planícies de inundação), até a sustentação da ecologia fluvial e a geração de energia elétrica ou mecânica.

Por sua vez, o fluxo de um canal, segundo Christofolletti (1981), está condicionado à força gravitacional e à fricção. A força de gravidade atua de forma que a água das partes mais altas seja conduzida às partes mais baixas do relevo. Por outro lado, a força de fricção atua nos limites do canal contra o fluxo da água provocando efeito de retardamento. No canal, propriamente dito, o efeito de fricção é exercido pelo leito e margens, no entanto, o fluxo sofre mais outro tipo de fricção, embora bem menos expressivo, que é na superfície, no contato água e ar.

O fluxo, quanto à sua organização, pode ser laminar ou turbulento. Quando o movimento se dá por meio de delgadas lâminas que se deslizam suave e paralelamente (sem difusão) umas sobre as outras é denominado de fluxo laminar (Figura 3). As lâminas ao se deslizarem geram tensão cisalhante (τ) proporcional à resistência entre as camadas de água, neste caso determinada pela viscosidade (μ) da água multiplicada pelo cociente entre a velocidade de deslocamento de uma lâmina sobre outra (dv) e a espessura média dessas lâminas (dy) que se deslocam (MORISAWA, 1968), equação (3):

$$\tau = \mu \, dv/dy \quad (3)$$

Quando a velocidade exceder a um valor crítico, as lâminas de escoamento de água são rompidas e misturadas, o fluxo torna-se caótico, com a formação de redemoinhos (vórtices) e movimentos irregulares, ou seja, o fluxo turbulento (Figura 3).

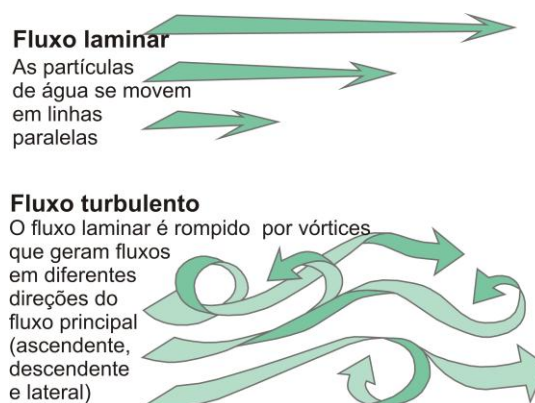


Figura 3: Perfil vertical idealizado do tipo de fluxo de água. Em cima: Fluxo laminar com deslizamento suave e paralelo das lâminas de água ($Re < 500$); Em baixo: Fluxo turbulento com movimento caótico ($Re > 2500$). Mod. Morisawa (1968).

Christofolletti (1981) relata que os fatores que afetam a velocidade crítica para a formação do fluxo turbulento são a profundidade, a densidade e viscosidade da água, a profundidade e as irregularidades do canal (rugosidade). O limite entre fluxo laminar e turbulento é dado pelo número adimensional de Reynolds (N_R), que relaciona as variáveis do fluido (densidade – γ ; velocidade – V ; viscosidade – μ) com a geometria do canal (neste caso representado pelo raio hidráulico R), conforme a equação (4):

$$N_R = \gamma VR / \mu \quad (4)$$

Para $N_R < 500$, o escoamento é laminar, N_R entre 500 e 2.500, o fluxo é de transição a fluxo turbulento. Em geral o fluxo dos rios é sempre turbulento. A relação entre a profundidade e a velocidade do fluxo controla determinadas características do fluxo estabelecidas pelo número de Froud (F), equação (5):

$$F = V/\sqrt{(gD)} \dots \dots \dots (5)$$

em que g é a força da gravidade e D é a profundidade da água.

É comum ocorrer mudanças abruptas nas características do fluxo induzidas por irregularidades no canal. A presença de um bloco rochoso no fundo do canal, por exemplo, pode gerar uma ondulação na superfície da água oposta à direção do sentido do fluxo. No caso da velocidade do fluxo se impor sobre a

velocidade da ondulação, significa que a perturbação introduzida pelo ressalto no fundo do canal não afeta a superfície do fluxo. Nessa condição, o fluxo é considerado rápido ou supercrítico no qual $F > 1$. No entanto, quando a onda produzida pelo ressalto se propaga à superfície o fluxo é considerado subcrítico e o número de Froude é inferior a 1 ($F < 1$). Para $F = 1$, o fluxo é crítico, conforme Stevaux e Latrubesse (no prelo).

Thomas e Gouldie (2000) relatam que na grande maioria dos rios F varia, geralmente, entre 0,4 e 0,5, ou seja, fluxo turbulento subcrítico. Como se pode observar na equação 5, a condição de fluxo supercrítico ou subcrítico depende da profundidade e da velocidade da água. Assim, um fluxo pode passar de subcrítico para supercrítico por redução da profundidade mantendo-se a velocidade constante ou ao contrário, aumentando-se a velocidade a uma profundidade constante.

Um exemplo didático é observado quando o pilar de uma ponte se interpõe ao fluxo de um rio (Figura 4). Dois tipos de perturbação podem ser observados a depender do número de Froude desse fluxo. No caso de um fluxo subcrítico ($F < 1$), forma-se uma série de pequenas ondulações que desaparecerá a jusante formando uma linha em forma de V aberto (Figura 4a). No caso de fluxo supercrítico, não haverá a formação de ondulações a montante, uma vez que, a velocidade do fluxo é superior à velocidade de ondulação e a linha a jusante forma um V fechado (Figura 4b).

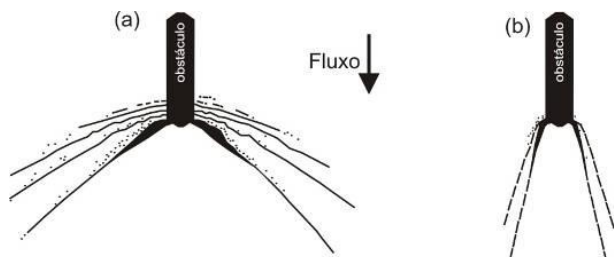


Figura 4: Perturbação em fluxo (a) subcrítico e supercrítico (b). Mod. de Gordon et al. (2004).

Além do atrito molecular da água existe o atrito da água com as paredes do canal e na superfície com o ar. Uma vez que o atrito da água é maior no contato com o canal e com

o ar, a distribuição da velocidade da água no canal se reduz na proximidade do fundo e da superfície (Figura 5A, direita).

4. CARGA SUSPensa

Além da água, o fluxo fluvial transporta grande quantidade de material de origem mineral – derivado do substrato rochoso ou pedogênico e orgânico – proveniente dos organismos associados ao sistema (algas, organismos bênticos, folhas, huminas etc). Neste trabalho será focado apenas o material de origem mineral.

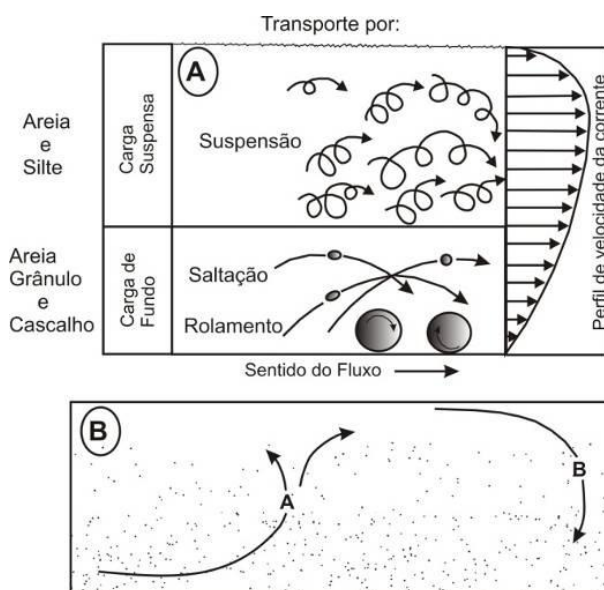


Figura 5: A. (Esquerda) Mecanismos de transporte da carga mineral particulada; (Direita) Perfil vertical da velocidade do fluxo evidenciando a redução da velocidade na base, pelo atrito com o fundo do canal e no topo pelo atrito com o ar. B. Transporte em suspensão pela turbulência do fluxo com vórtices ascendentes e descendentes que mantêm as partículas suspensas (Mod. SUGUIO; BIGARELLA, 1979)

A carga fluvial mineral pode ser dividida em: a) carga dissolvida e b) carga particulada.

A carga mineral dissolvida é proveniente da dissolução das rochas e solos pela água subterrânea. A água da chuva, rica em substâncias dissolvidas, provinda da atmosfera (CO_2 , H_2CO_3 etc), pode contribuir, em alguns casos, com até 20% da carga dissolvida (BRAVARD; PETIT, 2000).

A carga mineral particulada (carga

sedimentar) é a que tem maior importância na morfodinâmica do sistema fluvial, uma vez que por meio dos processos de erosão e deposição constrói as morfologias fluviais. O material particulado mineral é transportado em diferentes mecanismos de acordo com o tamanho ou densidade das partículas e com a velocidade do fluxo. Assim, à medida que as partículas diminuem de tamanho (ou a velocidade do fluxo aumenta) podem movimentar-se por rolamento, arraste, saltação e finalmente suspensão (Figura 5A, esquerda). Quando a velocidade do fundo for inferior à velocidade crítica de erosão, a partícula não se movimenta e permanece depositada. No entanto, à medida que a velocidade do fluxo aumenta, as partículas movimentam-se primeiramente por arraste, passando gradativamente à saltação podendo finalmente entrar em suspensão.

No entanto que há um limite no tamanho das partículas para o transporte de fundo. A argila, por exemplo, não é transportada como carga de fundo pela sua alta coesão.

Conforme Richards (1982) e Knighton (1998), a carga suspensa é originada em sua maioria do escoamento superficial das vertentes (fluxo hortoniano e acanalado de vertente) e secundariamente da erosão das margens do canal. É constituída por silte e argila e se mantém em suspensão praticamente o tempo todo pela turbulência do fluxo, depositando-se apenas em condições de fluxo laminado de baixíssimas velocidades (Figura 5B).

A fração areia (muito fina a fina) pode estar presente na carga suspensa, mas sua permanência nessa condição é instável e varia de acordo com a própria oscilação da velocidade do fluxo aquoso (BRAVARD; PETIT, 2000). Também faz parte da carga suspensa do rio o material particulado de origem orgânica derivado de fontes terrestres e aquáticas como algas, organismos microscópicos, além dos fragmentos vegetais de origem variada que, em algumas situações específicas, pode predominar sobre o particulado mineral (argila, silte e areia).

4.1 Relação: Sedimento Suspenso e Vazão

A concentração de sedimento suspenso, geralmente medida em (mg/L) varia não apenas com a descarga, mas também ao longo do ano. Dessa forma, para uma mesma descarga pode-se obter diferentes valores de concentração a depender da estação do ano ou do posicionamento em relação à passagem da onda de cheia. Tal situação provoca um comportamento conhecido como histerese, ou seja, para uma mesma vazão são obtidos diferentes valores de concentração de sedimento suspenso (KNIGHTON, 1998).

Muito embora a velocidade da carga suspensa seja praticamente igual a da água, o pico de maior concentração de sedimento não necessariamente acompanha o pico da descarga podendo anteceder-lo ou proceder-lo (Figura 6 coluna da esquerda).

Essa defasagem foi observada e descrita em vários rios e pode estar relacionada a uma série de fatores como forma da bacia, regime de precipitação, uso e ocupação do solo etc. Colocados num gráfico, os valores de vazão (Q) *versus* os de concentração de sedimento (Cs) em relação ao tempo, pode-se obter uma curva no sentido horário ou anti-horário (Figura 6, coluna da direita).

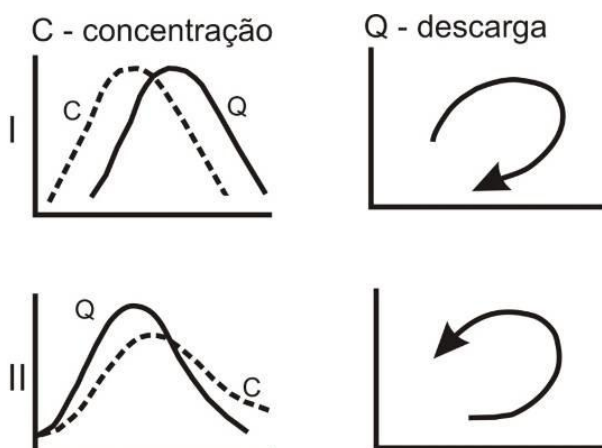


Figura 6: Relação da concentração de sedimento suspenso e vazão com os tipos de histerese para duas variáveis não-sincrônicas (I) histerese horária e (II) histerese anti-horária. Mod. (WILLIAMS, 1989)

Particularmente em bacias alongadas ou de pequeno porte, o pico de concentração e

sedimento antecede o pico de descarga de água do rio uma vez que a produção máxima de sedimento ocorre nos primeiros instantes da tempestade que adentra rapidamente o canal por fluxo hortoniano. Posteriormente, a sucessiva ocorrência de eventos de tempestade não mantém a produção de sedimento já que toda a bacia foi lavada pelas primeiras chuvas e assim, a concentração decresce enquanto a vazão aumenta (Figura 6 I). Essa situação provoca um movimento no sentido horário no diagrama $Q \times Cs$. Tal fato foi verificado por Leli (2010) no rio Ivaí durante a cheia do ano de 1977 (Figura 7).

4.2 Influência do Uso e Ocupação da Bacia na Carga Líquida e Suspensa

Conforme já mencionado, o regime da carga suspensa é controlado por vários fatores naturais como forma, relevo, geologia, regime de precipitação, cobertura vegetal e uso e ocupação da bacia.

Destefani (2005) observou que a bacia hidrográfica do rio Ivaí é caracterizada por apresentar rápida subida das vazões logo no início da precipitação, alcançando picos de cheia muitas vezes superiores aos valores médios. A autora atribuiu esse regime,

principalmente, à forma estreita e alongada da bacia, pela declividade das vertentes e pela geologia do substrato (principalmente basalto com baixa retenção de água subterrânea).

Por outro lado, Paiva (2008) observou, no mesmo rio, que as mudanças no sistema de cultivo agrícola com a implantação de curvas de nível na lavoura, a partir dos anos de 1980, aumentaram a infiltração da água de precipitação modificando a curva de rebaixamento da hidrógrafa por aumento do fluxo de base. O último autor calculou a redução do fluxo de base para os anos de 1974 a 1987 em uma sub-bacia a jusante do rio Ivaí e concluiu que o desflorestamento não demonstrou ser o fator determinante na alteração da descarga fluvial nesse período.

O mesmo acontece com a produção de sedimento em suspensão. A ocupação antrópica da bacia na sua mais ampla variedade tem alterado sensivelmente a concentração de sedimento suspenso dos rios. Desflorestamento, atividade agrícola e mineração contribuem geralmente para o aumento da carga suspensa dos rios ao passo que a construção de barragens e a urbanização podem influir negativamente na concentração da carga suspensa.

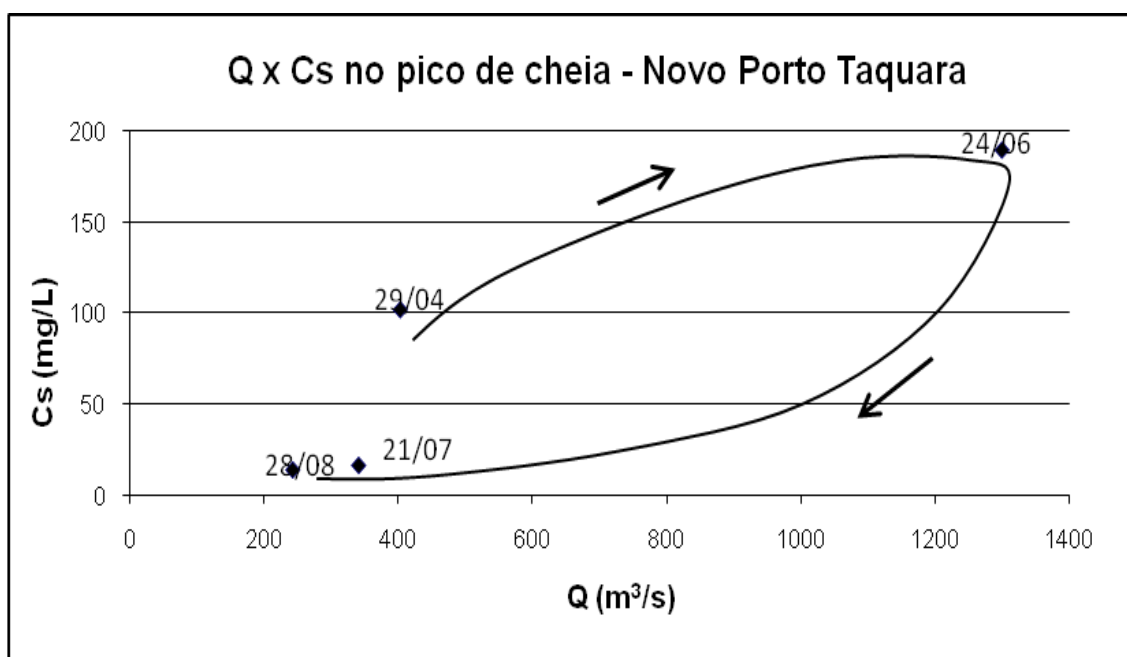


Figura 7: Relação concentração de sedimento suspenso e vazão no rio Ivaí na estação de Novo Porto Taquara para a cheia do ano de 1977 (LELI, 2010).

Neste sentido, podem-se comparar os rios Paraná e Ivaí; dois rios que se apresentam diferentes no que se refere ao represamento das águas para aproveitamento hidrelétrico. O canal do rio Ivaí se encontra praticamente natural, a não ser por algumas pequenas instalações hidrelétricas em alguns afluentes, e apresentou concentração média de sedimento suspenso em torno de 0,03g/L nos últimos dez anos (BARROS, 2006; KÜERTEN, 2006). Já no rio Paraná, Stevaux, Martins e Meurer (2009) observaram que a carga suspensa, nesse mesmo período, reduziu em mais de dez vezes após o fechamento, em 1999, da barragem de Porto Primavera, localizada a cerca de 100 km a montante da foz do rio Ivaí.

4.3 Importância Ecológica e Geomorfológica da Carga Suspensa

A carga suspensa é extremamente importante nos processos fluviais e seu conhecimento é imprescindível ao gerenciamento de um rio. A carga suspensa juntamente com a carga de fundo de um rio controla a morfologia e o padrão do canal, as características da planície de inundação, além de interferirem na ecologia e no uso da água fluvial. Souza Filho, Rocha e Stevaux (2004) e Stevaux, Martins e Meurer (2009) analisaram os impactos produzidos pela construção da barragem de Porto Primavera no rio Paraná e concluíram que as transformações mais imediatas e mais agressivas ao ambiente foram introduzidas pela redução da carga suspensa do rio, que ficou retida na barragem. O processo de barragem ocasionou, nos primeiros três anos após o fechamento da represa, a redução de sedimento suspenso de 25 para 0,3 mg/L. Esse fato produziu redução extrema na turbidez da água, aumentando a eficiência dos predadores, por maior visibilidade das presas, o que comprometeu imediatamente a ecologia local.

Chien (1984) identificou a intensificação da erosão das margens pela redução da carga suspensa provocada pela construção de barragens em rios da China. Nesse caso, o autor relata a ocorrência de retroalimentação negativa, uma vez que o aumento da erosão marginal promoveu a recuperação da carga suspensa original a jusante da barragem.

A carga de fundo está também ligada à dispersão de poluentes uma vez que pelo poder de adsorção da argila, o sedimento transportado pode ser facilmente contaminado.

5. MÉTODOS DE COLETA E ANÁLISE DA CARGA SUSPensa

A metodologia de coleta e análise de amostras de água para estudo da carga suspensa varia principalmente conforme a natureza do estudo, o desenho da rede hidrográfica, as características do canal no local de amostragem e nas características gerais da bacia (forma, regime hidrológico, geologia etc).

5.1 Posicionamento ao Longo do Perfil Longitudinal do Rio

Quando entre os objetivos do estudo da carga suspensa está o comportamento espacial da carga suspensa, é necessário que os pontos de amostragem sejam definidos ao longo do perfil longitudinal do rio para que determinados setores da bacia de drenagem sejam avaliados. Para o canal do rio Ivaí, por exemplo, Leli (2010) definiu três pontos de coleta localizados de acordo com as características geológicas e de relevo da bacia (Figura 8). O objetivo dessa distribuição foi o de identificar as possíveis variações na contribuição e na composição da carga suspensa a cada setor.

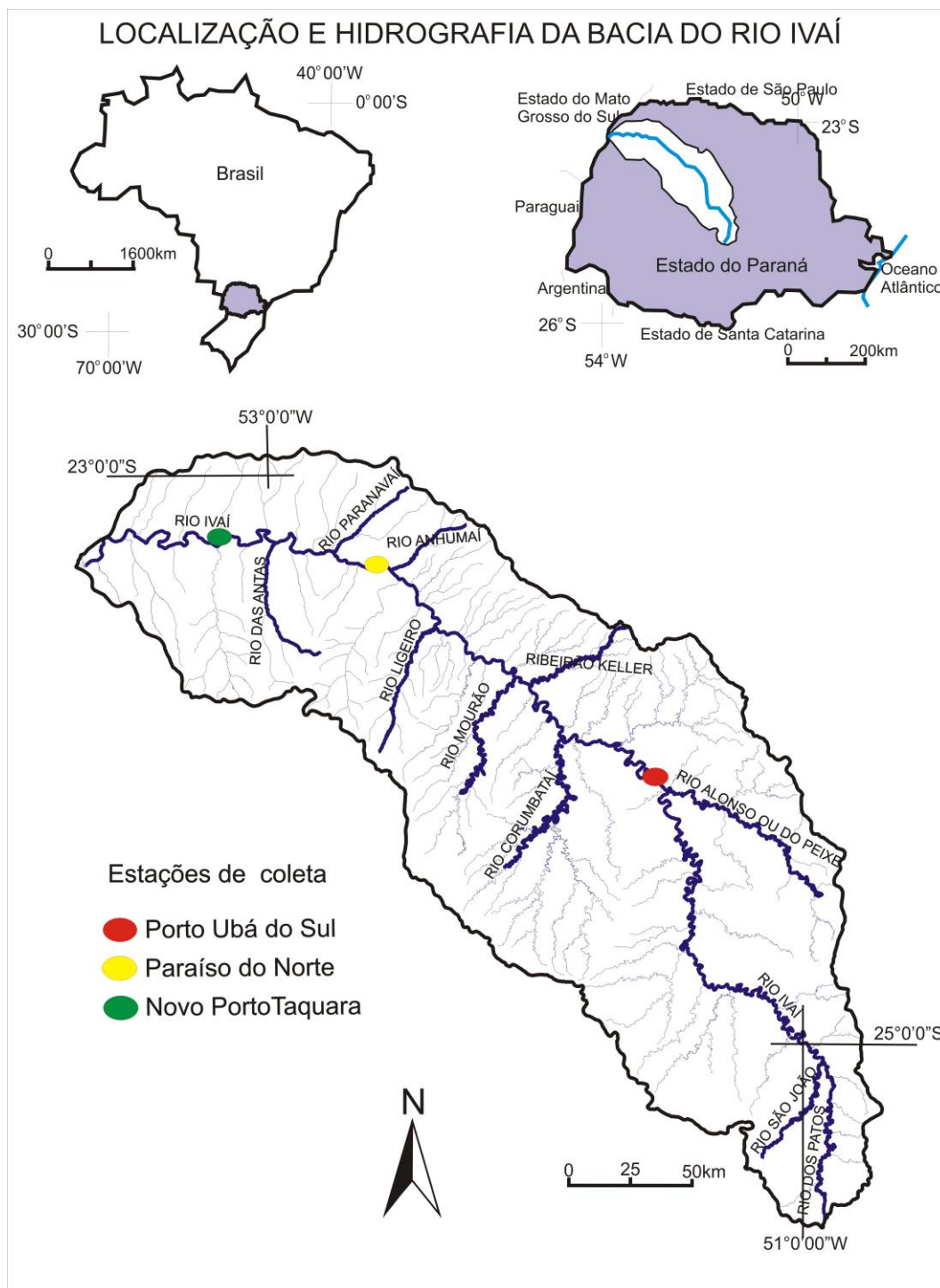


Figura 8: Bacia do rio Ivaí e pontos de coleta de água para avaliar a variação espacial da carga suspensa entre os setores alto, médio e baixo (LELI, 2010).

5.2 Posicionamento na seção de amostragem:

A carga suspensa não se distribui homogeneamente no canal como a carga dissolvida, mas apresenta variação vertical na distribuição das partículas de acordo com seu diâmetro e a velocidade e profundidade do

fluxo (Figura 9). Dessa forma, a coleta de amostra deve considerar essa distribuição de acordo com os objetivos do trabalho (ORFEO, 1995).

O mesmo autor (com. pes. ORFEO, 1995) analisou a carga suspensa do rio Bermejo, na Argentina, coletando amostras de água em três pontos da coluna de água: a 20,

40 e 80% da profundidade. Já estudos que têm como objetivo a quantidade de areia em suspensão, como no caso de Aquino, Stevaux e Latrubesse (2005) para o rio Araguaia, as coletas foram feitas principalmente nas porções mais profundas da coluna de água, uma vez que são nesses setores que há maior concentração dessa partícula.

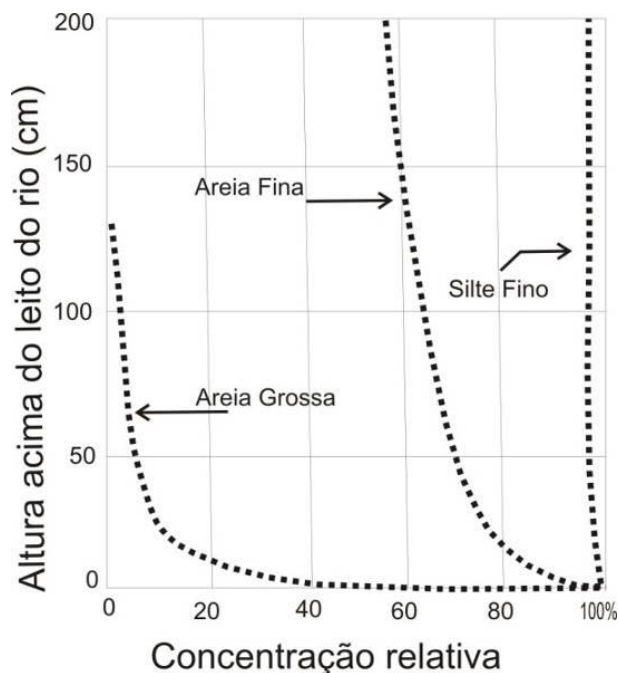


Figura 9: Distribuição vertical das partículas em suspensão. Mod. (SUGUIO; BIGARELLA, 1979).

A concentração de sedimento suspenso varia também lateralmente no canal, conforme as características do fluxo. Levando em consideração que o canal tem diferentes concentrações de sedimento suspenso na seção transversal, sendo relativamente comum, menores concentrações nas laterais do canal, é sugerido que as coletas sejam feitas em pontos

diferentes que abranjam todo o cruzamento da seção. Caso contrário, se for realizada a coleta em um único ponto, corre-se o risco de obter resultados falsos, tanto para maior ou menor concentração de carga suspensa, dependendo da posição de coleta e análise, centro ou laterais, respectivamente.

Para o levantamento de carga suspensa que o rio Ivaí transporta foram pré-definidos três pontos para amostragem na seção transversal, sendo as margens, direita e esquerda e o centro do canal (Figura 10).

Carvalho (1994) descreve várias maneiras de coleta para análise de carga suspensa, tanto com aparelhagem, como técnicas de análise. Os equipamentos e as técnicas variam conforme a necessidade e os objetivos do trabalho, no entanto, o alto custo para aquisição destes aparelhos pode ser um atenuante para a realização do levantamento. Nesses casos, a coleta pode ser realizada utilizando-se de equipamentos mais simples, (Figura 11), de confecção artesanal e menor custo

As amostras podem ser coletadas por vários tipos de coletores que podem ser separados em três tipos fundamentais: a) coletores pontuais instantâneos, b) coletores pontuais de garrafa ou de bombeio e c) coletores integradores.

No primeiro caso, a garrafa de “Van Dor” é um dos equipamentos mais comuns, trata-se de um tubo de PVC de diâmetro entre 5 a 10 cm e que se fecha instantaneamente pelo envio de um mensageiro na profundidade desejada.

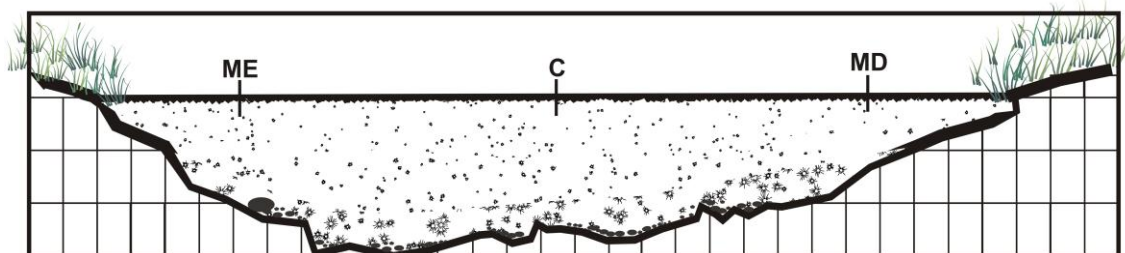


Figura 10: Seção de canal com plano de amostragem. ME, C e MD corresponde à margem direita, centro e margem esquerda.

Os coletores pontuais de garrafa ou de bombeio coletam água num determinado ponto, mas ao longo do tempo de preenchimento da garrafa amostradora (Figura 11). O amostrador integrador percorre toda a coluna de água, da base para o topo, enquanto a garrafa amostradora é preenchida.



Figura 11: Coleta de água para análise de sedimento suspenso no rio Ivaí, ponte de Porto Ubá com coletor pontual de garrafa.

5.3 Procedimento de laboratório

A quantidade de sedimento suspenso pode ser obtida indiretamente por: 1) filtração, 2) evaporação ou 3) granulômetro a laser.

Em qualquer dos métodos utilizados, as amostras coletadas são armazenadas em geladeira e ao abrigo de luz para evitar proliferação de algas.

1) - Método de filtração: consiste no método mais utilizado nos trabalhos de análise e quantificação da carga suspensa e utiliza filtro de membrana “millipore” AP 40 de microfibras de vidro com passagem de 1,5µm.

- Os filtros são enumerados e embalados em papel alumínio. Posteriormente, queimados em mufla por 01h em temperatura constante de 480°C, e após o resfriamento, pesados em balança analítica de precisão até obter o peso constante, sendo posteriormente armazenados em lugar seco para o próximo procedimento;
- para iniciar a filtração, a amostra de água deve estar em temperatura ambiente e ser muito bem agitada a ponto de que as partículas de

sedimento não fiquem aderidas nas paredes e no fundo da garrafa;

- os filtros são colocados no aparelho de filtração (*many fold*) acoplado em bomba a vácuo. Duas amostras de 500 mL cada uma são despejadas nas canecas e filtradas. Após esse processo, os dois filtros de membrana (amostra e réplica) com o sedimento são armazenados novamente na respectiva embalagem de papel alumínio;
- em seguida, as amostras (filtros com sedimento) são acondicionadas em estufa para secagem por um período de 24h em temperatura de 105°C;
- após a secagem, os filtros são pesados novamente (por várias vezes) até obter o peso constante;
- a carga suspensa é determinada pela diferença do peso final do filtro pelo peso inicial e multiplicado pelo volume filtrado (g/L);
- a obtenção da concentração da carga suspensa total em mg/L, é obtida pela equação (6):

$$Cst = (Pf - Pi) \times 1000 / 0,5 \quad (6)$$

em que, Pf é o peso do filtro após a filtração e secagem e Pi é o peso inicial do filtro (antes da filtração), 1.000 o fator de conversão das unidades g em mg, e 0,5 o volume filtrado.

Se houver interesse em separar a carga suspensa mineral da orgânica, outro procedimento é necessário:

- os filtros são queimados novamente em mufla por 4h em temperatura constante de 480°C para se obter a queima da matéria orgânica. Novamente, os filtros são pesados até obtenção de peso constante;
- a diferença de peso entre os procedimentos antes e após a última queima em mufla corresponde ao conteúdo de matéria orgânica no material suspenso, (Equação 7);

$$Cmo = (Pf - Pfq) \times 1.000 / 0,5 \quad (7)$$

sendo Cmo a concentração da matéria orgânica em suspensão, 1.000 fator de conversão de unidades, 0,5 o volume filtrado, Pfq peso do filtro após a queima, Pf peso do filtro antes da queima.

A concentração da carga suspensa mineral é dada pela diferença dos pesos entre Cst e Cmo.

2) - Método da evaporação: neste método, determinado volume de amostra é posto em um Becker pré-pesado levado à evaporação à temperatura de pelo menos 105°C para que a umidade seja totalmente extraída do material, principalmente, se o material for argila.

Orfeo (1995) comparou os dois métodos e constatou que o método da evaporação apresentou valores de concentração cerca de 20% mais elevados que no método da filtração. Isso se deve à inclusão da carga dissolvida que fica retida no caso de evaporação, mas é descartada na filtração.

No caso em que há interesse na análise mineralógica da carga suspensa, principalmente na difratometria de raios X, um volume maior de sedimento pode ser necessário. Nesse caso, recomenda-se a filtração de amostras maiores ou a utilização do método de evaporação em condição diferente da mencionada acima. Neste caso, a evaporação da água deve ocorrer entre 60 e 80°C de forma que não haja danificação na estrutura cristalina das argilas analisadas (MEXIAS, com. pes.)¹.

3) - Método Granulômetro a Laser: embora seja considerado por muitos o melhor método para este tipo de análise, ainda é pouco utilizado no Brasil pelo alto custo do equipamento. O aparelho analisa a quantidade de sedimento bem como, o tamanho das partículas. Isto acontece pelo fenômeno de espalhamento de um feixe de luz laser de baixo ângulo que, mediante a uma calibração prévia, permite detectar a presença e tamanho das partículas. O granulômetro a laser é um

aparelho composto por três peças fundamentais: 1) Unidade Ótica – usada para coletar dados obtidos durante o processo de medida do tamanho da amostra; 2) Unidade de Preparação da Amostra – finalidade principal é a preparação da amostra para a análise; e 3) computador – opera com o programa Malvern Software comandando as operações do sistema de leitura e medições.

6. CONCLUSÃO

A carga suspensa de um rio é produto da erosão e transporte das vertentes de toda área de uma bacia hidrográfica. Consequentemente, a magnitude da carga suspensa está relacionada além das suas características naturais, com o tipo de desenvolvimento econômico de uma região, ou seja, com o uso e a ocupação do solo da bacia.

Deste modo, a quantidade de carga suspensa transportada por um rio pode ser utilizada como indicador de alterações ambientais introduzidas na bacia. Essa comparação pode ser feita com relação às condições prístinas ou mesmo a condições de diferentes uso e ocupação da bacia ou do próprio canal.

A carga suspensa tem uma resposta relativamente rápida quando se compara com a carga de fundo, e por isso, a análise da carga suspensa pode também ser utilizada como indicador de degradação ambiental por ocupação antrópica de uma bacia hidrográfica.

A carga de sedimento suspenso tem uma relação direta, ainda que com certa dispersão, com a vazão líquida do rio. Essa relação, no entanto, varia espacial e temporalmente gerando ciclos de histerese específicos. A histerese é um fenômeno que ocorre durante as cheias do canal, em que a vazão líquida e vazão de sedimentos alcançam os picos em momentos diferentes, e, quando o pico de vazão de sedimento suspenso acontece antes do pico de vazão líquida ocorre histerese horária, e quando acontece o inverso, pico de vazão líquida antes do pico de vazão de sedimento suspenso, ocorre histerese anti-horária.

Em virtude dos métodos de análise de carga suspensa serem, relativamente, mais

¹ MEXIAS, A. P. Coordenador do Laboratório de difratometria de raios X do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal de Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

fácies, rápidos e baratos que os da carga de fundo, é um dos indicadores mais recomendados na avaliação do comportamento de sistemas hidrográficos.

Como toda variável têmporo-espacial, o estudo da carga suspensa exige que as coletas de amostras sejam efetuadas em determinados períodos do ano hidrológico, como também em locais pertinentes da bacia.

A confiabilidade dos estudos que envolvem o comportamento da carga suspensa necessita, como a maioria dos procedimentos hidrológicos, de uma série histórica adequadamente longa e contínua. O tamanho ideal dessa série é ainda motivo de estudos. De qualquer forma, as séries históricas de dados de carga suspensa dos sistemas fluviais brasileiros raramente ultrapassam quatro décadas e estão disponíveis para um número relativamente reduzido de rios. É extremamente recomendável, portanto, que órgãos controladores dos sistemas fluviais brasileiros ampliem sua rede de amostragem como também se esforcem na produção de séries históricas contínuas e confiáveis.

REFERÊNCIAS

- AQUINO, S.; STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. Regime hidrológico e aspectos do comportamento morfohidráulico do Rio Araguaia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. Uberlândia, v. 6, n. 2, p. 29-41, 2005.
- BARROS, C. S. **Dinâmica sedimentar e hidrológica na confluência do Rio Ivaí com o Rio Paraná, município de Icaraíma – PR**. 2006. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2006.
- BRAVARD, J. P.; PETIT, F. **Lês cours d'eau**. Dynamique du système fluvial. Paris: Armand Colin, 2000.
- CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. Rio de Janeiro: CPRM, 1994.
- CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology**. London: Rotledge Taylor; New York: Francis Group, 2008.
- CHIEN, N. Changes in river regime after the construction of upstream reservoirs. **Earth Surface Processes and Landscape**. v. 10, p. 143-159, 1984.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. São Paulo: Edgar Blucher, 1981.
- DESTEFANI, E. V. **Regime hidrológico do Rio Ivaí – PR**. 2005. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.
- GORDON, N.; MCMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L.; GIPPEL, C. J.; NATHAN, R. J. **Stream hydrology: an introduction for ecologists**. England: John & Sons, 2004.
- HORTON, R. E. **Erosional development of streams and their drainage basins**. Geological Society of America Bulletin. v. 56, n 3. 1945.
- ITAIPU BINACIONAL. Estudo sedimentométrico no sistema de ITAIPU. 1990. **Relatório 06/87 – 12/88**. Foz do Iguaçu: GEA, 1990. v. 1.
- KNIGHTON, D. **Fluvial forms & processes**. A new perspective. London: Arnold, 1998.
- KÜERTEN, S. **Variação longitudinal das características sedimentares e hidrológicas do rio Ivaí – PR em seu curso inferior**. 2006. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2006.
- LELLI, I. T. **Variação Espacial e Temporal da Carga Suspensa do Rio Ivaí**. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental) – Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2010.
- MARTIN, C. Lês conséquence hydrochimiques de l'incendie de forêt d'août 1990 dans massif de Maures. **Annales de Géographie**. França, v. 581-582, p. 182-187, 1995.
- MORISAWA, M. **Stream, their dynamics and morphology**. New York: McGraw- Hill Boock Company, 1968. 175 p.

MOSLEY, M. P. Flow requirements for recreation and wildlife in New Zeland rivers – a review. **Journal of Hydrology**, New Zeland, v. 22, p.152-174, 1974.

ORFEO, O. **Sedimentologia del Rio Parana en el area de confluencia con el Rio Paraguay**. 1995. 290p. Tese (Doutorado en Ciencia Natural)-Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencia Naturales e Museo, La Plata, Argentina, 1995.

PAIVA, D. G. **Análise do índice de relação entre o fluxo de base e desflorestamento por meio de imagens orbitais e análise hidrológica: baixo curso do rio Ivaí**. 2008. Dissertação (Mestrado em Análise Regional e Ambiental)-Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2008.

RICHARDS, K. S. **Rivers: forms and processes in alluvial channels**. London; New York: Methuen, 1982.

SOUZA FILHO, E. E.; ROCHA, O. C.; STEVAUX, J. C. Effects of the Porto Primavera Dam on physical environment of the downstream floodplain. In: THOMAZ, S. M.; AGOSTINHAO, A. A.; HAHN, N. S. (Ed.). **The upper Paraná River and its floodplain**. Leiden: Backhuys Publishers, 2004. p. 55-74.

STEVAUX, J. C.; MARTINS, D. P.; MEURER, M. Changes in a large regulated tropical river: the Paraná River downstream from the Porto Primavera Dam, Brazil. **Geomorphology**, Elsevier, v. 113 n. 3-4. 2009.

STEVAUX, J. C.; LATRUBESSE, E. M. **Processos fluviais em geomorfologia**. (no prelo).

SUGUIO, K.; BIGARELLA, J. J. Ambientes fluviais. In: BIGARELLA, J. J.; SUGUIO, K.; BECKER, R. D. **Ambientes de sedimentação**. 1. ed. Curitiba: UFPR, 1979. p. 1-183.

SUMMERFIELD, M. A. **Global Geomorphology**. Longman: Essex, 1997.

THOMAS, D. S. G.; GOUDIE, A. **The dictionary of Physical Geography**. 3rd ed. Malden: Blackwell Publishers, 2000.

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, Elsevier, v. 111, p. 89-106, 1989.

Data de recebimento: 09.10.2009

Data de aceite: 04.12.2009