

Laboratório de Geomorfologia
Instituto de Geografia – USP
Cidade Universitária – Edifício de
Geografia e História
Caixa Postal, 20.715
São Paulo, SP.

INSTITUTO DE GEOGRAFIA DA UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
EDIFÍCIO DE GEOGRAFIA E HISTÓRIA
CIDADE UNIVERSITÁRIA “ARMANDO DE SALLES OLIVEIRA”
Caixa Postal Nº 20.715
05508 – SÃO PAULO
(Capital)

Cairú - Imprimiu

51

GEOMORFOLOGIA

São Paulo, 1977

A MECÂNICA DO TRANSPORTE FLUVIAL

ANTONIO CHRISTOFOLETTI

A carga detrítica nos cursos de água é uma mistura de partículas de várias espécies, tamanhos e formas. Mecanicamente, a espécie da partícula exprime-se pela sua densidade, o tamanho pelo seu diâmetro maior e a forma pela medição da esfericidade. Embora a movimentação detrítica seja processo fluvial extremamente importante, só pequena parcela da energia do rio é gasta no transporte da carga detrítica. Calcula-se que 95% da energia é consumida pela turbulência interna das águas e pela fricção nas paredes do perímetro úmido (Morisawa, 1968).

Aulas proferidas no Curso de Pós-Graduação, área de Geografia Física, na Universidade de São Paulo, no segundo semestre de 1976, na disciplina “Análise de fatos areolares e lineares em Geomorfologia”.

Uma parcela da carga detrítica dos cursos de água é obtida pela ação erosiva que as águas exercem sobre as margens e fundo do leito. A maior parte, entretanto, é fornecida pela remoção detrítica das vertentes. Por essa razão, desde há muito tempo reconhece-se que o transporte dos sedimentos é governado pelos fatores hidrológicos que controlam as características e o regime dos cursos de água. Os fatores hidrológicos, cujos os mais importantes são a quantidade e a distribuição das precipitações, a estrutura geológica, as condições topográficas e a cobertura vegetal, influenciam sobre a formação do material intemperizado na bacia hidrográfica e sobre o carregamento desses materiais até os rios. O fluxo e o transporte de sedimentos constituem respostas aos processos e ao estado de equilíbrio atuantes no sistema fluvial.

A sedimentação fluvial inclui os processos de remoção, transporte e deposição das partículas do regolito, envolvendo toda a dinâmica da bacia de drenagem. Toda a bacia fluvial é responsável pelo fornecimento detrítico aos cursos de água que, em conjunto, se torna o fenômeno natural de maior ocorrência na esculturação da rede de canais e das paisagens encontradas na superfície terrestre. Em virtude da sua atuação, o ambiente de sedimentação fluvial possui importância para elucidar e interpretar a evolução histórica de paisagens na escala geológica. O conhecimento minucioso das condições de produção, remoção, transporte e deposição dos sedimentos é extremamente importante, porque se refletem nas características das camadas sedimentares que funcionam como *sedimentos correlativos* e vestígios das condições morfoclimáticas imperantes nas áreas continentais.

Outra consideração básica refere-se ao controle a ser realizado nas bacias hidrográficas. Atualmente, muitos aspectos da sedimentação fluvial podem ser relacionados à:

— remoção intensa de detritos das vertentes, por causa das práticas agrícolas de utilização das terras, das construções

e edificações urbanas e de transporte em diversas áreas e da utilização dos cursos de água;

— erosão e deposição detrítica nos canais, afetando determinados modos de uso da terra e das águas;

— prejuízos estéticos ou físicos oriundos dos sedimentos em suspensão ou dos materiais dissolvidos para diversas maneiras de uso das águas fluviais.

Considerando esses três amplos itens, verifica-se que qualquer programa de planejamento regional, urbano ou agrícola, envolve aspectos ligados com a sedimentação fluvial. Muitas atividades humanas podem aumentar ou diminuir a quantidade de água escoada superficialmente, tendo conseqüências no regime fluvial e na intensidade das cheias. Para se controlar os problemas ligados à sedimentação, é preciso agir na rede dos canais de escoamento e no fluxo das águas sobre as vertentes. Um conhecimento amplo sobre os variados mecanismos da sedimentação fluvial torna-se necessário para que se possa prever, com possibilidade de êxito, sobre o que acontecerá caso sejam modificadas as condições naturais do sistema ecológico reinante na bacia hidrográfica.

Anualmente, os rios descarregam nos mares e oceanos cerca de $18,29 \times 10^9$ toneladas de sedimentos (Holeman, 1968). A contribuição das bacias hidrográficas é muito desigual, havendo rios que contribuem com parcelas enormes, como o rio Amarelo (com 39% do peso total) e rio Colorado (com 14,4% do peso total), mas a maioria apresentam contribuições proporcionalmente menores, como os rios Volga e Danúbio que contribuem com taxas aproximadas de 0,1% do peso total (Bogárdi, 1972).

O objetivo deste trabalho é tratar da mecânica do transporte fluvial, no qual se pode distinguir três tipos de carga: a dissolvida, a dos sedimentos em suspensão e a do leito do rio. O mecanismo que promove o transporte desses tipos de carga está re-

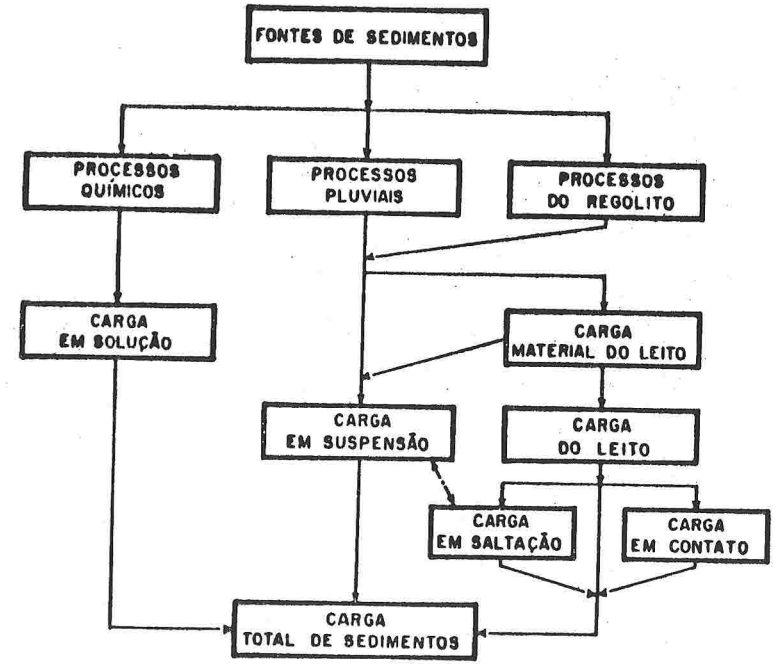
lacionado com as características do fluxo, sendo importante para determinar as formas topográficas do leito nos canais aluviais. Por outro lado, como os canais de escoamento representam a rede organizada drenando determinada área, a mensuração da carga detrítica total transportada pelos rios fornece imagem da intensidade erosiva atuante na bacia hidrográfica.

Os processos atuantes no transporte estão esquematizados na Fig. 1, podendo-se verificar que a carga total de sedimentos é composta por materiais fornecidos pelos processos químicos, processos pluviais (englobando todos os processos ligados com a morfogênese pluvial que atuam sobre as vertentes) e movimentos de massa no regolito.

I – A carga dissolvida

Os constituintes intemperizados das rochas que são transportados em solução química compõem a *carga dissolvida* dos cursos de água. A quantidade de matéria em solução depende, em grande parte, da contribuição relativa da água subterrânea e do escoamento superficial para o débito do rio, sofrendo variações na escala temporal e espacial. Todavia, a composição química das águas dos rios é determinada por vários fatores tais como o clima, a geologia, a topografia, a vegetação e a duração temporal gasta para o escoamento (superficial ou subterrâneo) atingir o canal. A carga dissolvida é transportada na mesma velocidade da água e é carregada até onde a água caminhar; a deposição desse material só se processa quando houver a saturação (por evaporação, por exemplo).

Costuma-se mostrar que nas épocas chuvosas, quando há abastecimento acentuado do escoamento superficial, ocorre di-



PROCESSOS ATUANTES NO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

Fig. 1 — Os processos atuantes no transporte de sedimentos.

minuição da concentração de sais dissolvidos por unidade de volume; nas épocas secas, quando o abastecimento fluvial é mantido pela contribuição subterrânea, representando o *fluxo de base* ou *de vazante*, a concentração de sais dissolvidos torna-se mais elevada. Essa noção assinala que as relações entre a concentração de sólidos dissolvidos e o débito geralmente são de forma inversa, devido ao efeito de diluição, pois o aumento do débito está ligado com a contribuição crescente do escoamento superficial, que possui conteúdo dissolvido menor que o fluxo de base, por unidade de volume. Se fossemos descrever graficamente essa relação inversa, a curva resultante não seria sempre retilínea, mas apresentaria suavização e horizontalidade nas partes finais superior e inferior. Na parte indicativa do relacionamento entre concentrações elevadas e débitos baixos, correspondendo a época das secas quando a contribuição subterrânea é a única existente, há tendência para se manter uma constância nos valores máximos de concentração dos sais dissolvidos; na parte indicativa do relacionamento entre concentrações baixas e débitos elevados, o efeito de diluição torna-se cada vez menos significativo e a concentração é influenciada simplesmente pelos baixos valores de concentração das águas escoadas superficialmente pelas vertentes.

Embora não seja visível, a carga dissolvida representa parcela importante da denudação continental. A tabela 1, reunindo dados sobre diversas bacias hidrográficas da América do Norte, e as Tabelas 1, 2, reunindo dados coletados em determinadas estações hidrológicas de diversos rios, corroboram o conceito de que muitos rios carregam maior quantidade de matéria dissolvida que de partículas em suspensão.

A composição química das águas fluviais varia conforme a litologia, vegetação e utilização da bacia hidrográfica. A composição litológica influencia controlando os materiais químicos originados através da meteorização, e a qualidade da água nos pequenos cursos fluviais reflete a distribuição espacial dos diversos tipos de rocha. Em áreas cobertas por florestas, a decomposição

Tabela 1

Quantidade da carga dissolvida e da carga em suspensão transportada por rios da América do Norte (conforme R.B. Dole e H. Stabler, 1909)

Bacias	Área (km ²)	Carga total (t/km ² /ano)	Dissolvida (% do total)	Em suspensão (% do total)
Atlântico Norte	412.850	65,25	77	23
Atlântico Sul	321.000	104,25	35	65
Golfo Oriental	368.000	100,77	45	55
Golfo Ocidental	817.670	41,70	33	67
Mississipe	3.276.350	184,17	23	77
Laurenciana	453.250	45,17	99	1
Colorado	595.700	169,11	12	88
Pacífico Sul	188.300	97,30	70	30
Pacífico Norte	699.300	46,33	83	17
Grande Bacia	577.600	54,05	64	36
Baía de Hudson	160.600	18,91	57	43

Tabela 2

Contribuição proporcional entre a carga dissolvida e a dos materiais detríticos em estações hidrológicas de diversas bacias hidrográficas (dados coligidos por Gregory e Walling, 1973)

Rio	% da carga total	
	sedimentos	dissolvidos
Rio Colorado, Grande Canyon, Arizona	94	6
Rio Green, em Green River, Utah	90	10
Rio San Juan, em Bluff, Utah	97	3
Rio Wind, em Riverton, Wyoming	73	27
Rio Salinas, em Russel, Kansas	87	13
Rio Iowa, em Iowa City, Iowa	83	17
Riacho Correy, Pennsylvania	56	44
Pond Branch, Maryland	16	84
Rio Volga, na U.R.S.S.	36	64
Rio Don, na U.R.S.S.	45	55
Rio Amur, na U.R.S.S.	73	27
Rio Ob, na U.R.S.S.	33	67
Rio Wieprz, na Polônia	5	95
Rio Pilica, na Polônia	7	93
Rio Tyne, em Bywell, Inglaterra	65	35
Rio Derwent, em Eddysbridge, Inglaterra	70	30

vegetal propicia fornecimento de ácidos orgânicos principalmente quando há pântanos e lagoas. A utilização que se realiza nas áreas drenadas pela bacia hidrográfica repercute diretamente na composição química das águas. Os detritos, detritos e poluentes lançados pelas áreas urbanas e industriais causam modificações acentuadas na concentração de matéria dissolvida, repercutindo no balanço biológico das águas, nos processos de corrosão e nos de sedimentação. Ao se verificar a qualidade química das águas fluviais não se deve esquecer a contribuição oriunda das águas precipitadas, que se enriquecem de diversos elementos químicos conforme as condições atmosféricas. Um trabalho significativo sobre a interpretação geográfica dos dados relacionados com a qualidade das águas fluviais foi realizado por Ian Douglas (1972).

Em virtude das condições climáticas, a denudação química das regiões tropicais quentes e úmidas é assunto amplamente debatido. Entre os diversos elementos transportados, a remoção da sílica ganha maior realce. A distribuição espacial generalizada das formações lateríticas é considerada como indicativa de taxas elevadas na remoção da sílica nos ambientes tropicais, e observações outras indicam que a quantidade de sílica nos rios tropicais é maior que nos rios das demais latitudes e que a capacidade migracional da sílica é particularmente alta nos trópicos úmidos (Borgomolov, 1966, e Strakhov, 1967, citados por Douglas, 1969). Os dados coletados por Ian Douglas (1969) e inseridos na Tabela 3 possibilitam enunciar a hipótese proposta, pois se pode observar que nos rios Essequibo e Demerara a sílica dissolvida corresponde a 50% do total dos sólidos dissolvidos.

As diferenças existentes na carga de sílica dissolvida nos rios das áreas tropicais úmidas e extra-tropicais levaram Jean Corbel (1957; 1964) a calcular a taxa de denudação para diversos ambientes climáticos, cujos os resultados são os seguintes:

Tabela 3
Carga de sólidos dissolvidos em diversas bacias hidrográficas, de tamanhos diferentes.

Bacia	Partes por milhão		Fonte
	sólida	total sólidos dissolvidos	
A – Rios tropicais			
Mekong	15	198	Livingstone (1963)
Niger	10	49,1	Livingstone (1963)
Senegal	n.d.	63,4	Livingstone (1963)
Orenoco	8	53,5	Livingstone (1963)
Essequibo	15,8	34,1	Livingstone (1963)
Demerara	40,8	81,5	Livingstone (1963)
Amazonas, em Óbidos	10,6	43,1	Livingstone (1963)
Amazonas, na foz	n.d.	36	Gibbs (1967)
B – Rios extra-tropicais			
São Lourenço	5,7	106	Livingstone (1963)
Hudson	4,9	173	Livingstone (1963)
Mississipi	5,9	221	Livingstone (1963)
Rio Grande	30	881	Livingstone (1963)
Columbia	13	191	Livingstone (1963)
Yukon	13	268	Livingstone (1963)
Mackenzie	3,4	219	Durum e al. (1960)
Reno	n.d.	598	Dorum e al. (1960)
Elba	8,6	892	Dorum e al. (1960)
Volga	12,5	458	Dorum e al. (1960)
C – Pequenas bacias tropicais na Malásia e Austrália			
Tebrau (Malásia)	8,2	35	Depto. Cingapura
Scudai (Malásia)	9,8	45	Depto. Cingapura
Gombak (Malásia)	15	75	Douglas (1969)
Barron (Queensland)	12	65	Douglas (1969)
Behana (Queensland)	12	34	Douglas (1969)
Freshwater (Queensland)	14	52	Douglas (1969)
Mary (Queensland)	7	43	Douglas (1969)
Millstream (Queensland)	10	45	Douglas (1969)
Wild (Queensland)	14	66	Douglas (1969)
Nitchaga (Queensland)	18	48	Douglas (1969)
Ei Creek (Papua)	32	75	Turvey (1975)

- Ártico, tipo climas com verões quentes (interior do Alasca) 0,8 m³/km²/ano
- Oregon, tipo climas continentais 5,0 m³/km²/ano
- Nova Escócia, tipo climas oceânico temperado 0,9 m³/km²/ano
- Tropical, climas com estações secas 0,1–4,0 m³/km²/ano
- Climas equatoriais (Amazonas, Java) 4,0–9,0 m³/km²/ano

A quantidade de material contido por unidade de volume representa a concentração, geralmente medida em miligrama por litro ou partes por milhão. Nas bacias hidrográficas, devido as variações espaciais dos fatores controlantes, os afluentes possuem concentrações diferentes de sólidos dissolvidos. À medida que ocorrem as confluências, o débito vai aumentando e o material dissolvido representa uma mistura do conjunto provindo de montante. Em cada curso de água, o produto da concentração vezes o débito fornece o valor da carga total do rio. Portanto, em cada confluência há a junção de rios com débitos e cargas totais diferentes. Para facilitar a compreensão dessas relações ao longo da bacia hidrográfica, Gregory e Walling (1973) descrevem um modelo simples, tomando como base as variáveis do débito (Q) e da concentração (C). Quando um curso de água com determinado débito (Q₁) e concentração (C₁) desemboca em outro rio, com diferente débito (Q₂) e concentração (C₂), as características da concentração no ligamento resultante (C₃) serão relacionadas com a mistura da carga conjunta pelo débito global, podendo ser equacionada como:

$$C_1 Q_1 + C_2 Q_2 = (Q_1 + Q_2) C_3$$

de modo que a taxa de concentração é equivalente a:

$$C_3 = \frac{C_1 Q_1 + C_2 Q_2}{Q_1 + Q_2}$$

Considerando o conjunto da bacia, a taxa de concentração do ligamento $n(C_n)$ é resultante da contribuição de todos os ligamentos de montante, de modo a equivaler a:

$$C_n = \frac{C_1 Q_1 + C_2 Q_2 + \dots + C_n Q_n}{Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n}$$

II – A carga do leito

A carga do leito do rio é composta pelas partículas de granulometria maior, como as areias e cascalhos, que são transportadas através da saltação, deslizamento ou rolamento na superfície do leito. Devido ao volume e densidade das partículas, a carga do leito movimenta-se muito mais lentamente que a velocidade do fluxo, porque as partículas podem se deslocar de modo intermitente.

Para mostrar como a partícula do leito é movimentada, duas concepções explicativas foram propostas, sendo ambas sumariadas por Bogárdi (1972):

a) *a lei da variável forças tractivas críticas* – uma par-

tícula de material sedimentar não coesivo no leito do canal está sujeita à força de deslocamento paralela ao fundo e à força de aderência perpendicular à anterior. A gravidade (peso da partícula) e o soerguimento são duas outras forças atuantes. Para que a partícula seja movimentada, é necessário que a força de turbulência do fluxo seja maior que as forças exercidas na manutenção estacionária da partícula. Na prática, as condições delimitantes entre a permanência e a movimentação das partículas são descritas em termos de velocidade do fluxo e da força crítica de cisalhamento;

b) *a lei da variável velocidades críticas* – considera que para que uma partícula de diâmetro (d) seja movimentada, torna-se necessário que a velocidade atinja um valor crítico a fim de ultrapassar as forças exercidas na manutenção estacionária da partícula.

Duas noções surgem como importantes para o transporte fluvial: a competência e a capacidade. A *competência* retrata o tamanho das partículas que podem ser movimentadas pelo fluxo, sendo determinada pelo maior diâmetro encontrado entre os detritos transportados como carga do leito. A *capacidade* relaciona-se com a quantidade de material que pode ser movimentada por unidade de tempo. A capacidade corresponde a quantidade máxima de sedimentos, de determinada classe granulométrica, que o rio pode transportar. Esse limite superior de carga detrítica que pode ser transportada pelo fluído só é atingida sob condições excepcionais e de curta duração. Nos cursos de água que transportam gama variada de partículas, é possível que a competência seja representada por um tamanho granulométrico, enquanto a capacidade seja relacionada com classe granulométrica de outra grandeza. A competência e a capacidade estão controladas pelas características dos detritos elaborados pela meteorização e transportados para os canais, em grau muito mais elevado que o controle exercido pelas condições de energia do meio de transporte fluvial. Einstein (1964) observou que toda partícula de sedimento para passar em uma seção transversal do curso fluvial deve necessariamente preen-

cher duas condições: a) ser originada pela erosão em um ponto da área da bacia de drenagem situado acima da referida seção transversal; e b) ser transportado pela água desde o ponto de origem até a seção transversal. Sob essas condições, o transporte de sedimentos através da seção transversal pode ser limitado pelo volume de sedimentos originado na área da bacia de drenagem ou pela capacidade de transporte do rio. O transporte da carga em suspensão é controlada pelo volume de sedimentos que são fornecidos aos cursos de água, enquanto o volume dos sedimentos grosseiros (carga do leito) é controlado ou limitado pela capacidade de transporte.

A comparação entre a capacidade de transportar sedimentos em determinado rio e a carga sedimentar que realmente está sendo transportada expressa, segundo Bogárdi (1972), a importância exercida pelos fatores hidrológicos. Como a capacidade de transportar sedimentos é governada pelos fatores hidrológicos, ela representa o limite superior da quantidade de sedimentos que pode ser transportada pelo curso de água. A quantidade de sedimentos transportada invariavelmente é menor, pois o curso de água sempre transporta menos sedimentos que o permitido pela sua capacidade máxima. A diferença entre a capacidade de transporte e a carga realmente transportada só pode ser explicada pelo fato de que os fatores hidrológicos não possibilitam o fornecimento de sedimentos em quantidade suficiente para os rios.

A granulometria dos sedimentos fluviais vai diminuindo em direção de jusante, o que representa diminuição na competência do rio. As observações realizadas pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos tornaram o conjunto da bacia do Mississippi como das melhores conhecidas, e a tabela 4 reúne informações a propósito. Essa redução no tamanho das partículas era explicada pela suposta velocidade menor das águas. Por exemplo, ao analisar os dados granulométricos da carga do leito do rio Danúbio, coletados em sete locais entre Dunaremeté e Baja, na Hungria, Bogárdi (1972) observou que o tamanho médio das partículas diminuía progressivamente para jusante, decrescendo de 25mm para 0,15 mm, e que a velocidade média também decrescia na mesma dire-

Tabela 4

Varição distributiva do tamanho do material do leito ao longo da bacia hidrográfica do Mississipe-Missouri (cf. Leopold, Wolman e Miller, 1964)

Rio e Localização	Débito (m ³ /s)	Declividade	Material do leito D50(mm)	Distância das cabeceiras (km)
West Fork Rock Creek, perto de Lodge, Montana	7,36	0,035	270	24
Rock Creek, perto de Red Lodge, Montana	17	0,021	210	37
Rock Creek, em Roberts, Montana		0,0086	90	58
Yellowstone River, em Billings, Montana	736	0,0015	80	121
Rio Missouri, em Omaha, Nebraska	3115	0,00012	.29-.15	2.091
Rio Mississipe, em St. Louis, Missouri	12347	0,00010		3.861
Rio Mississipe, em Maversville, Mississipe	58622	0,00076	0,40	4.940
Rio Mississipe, em Head of Passes, Louisiana			0,16	5.631

ção. Relacionando tais dados, mas sem levar em conta as demais variáveis da geometria hidráulica, Bogárdi observou que a redução no diâmetro da partícula (dp) parece estar positivamente relacionado com a velocidade média (V), que no caso do Danúbio pode ser matematicamente descrita como:

$$dp = 0,15 + 0,47 \cdot V^{8,13}$$

Os estudos relacionados com a geometria hidráulica demonstram que ao longo do curso de água, de montante para jusante, há aumento da largura, da profundidade e da velocidade. Proporcionalmente, o crescimento da velocidade é o menor de todos, mas a sua tendência é permanecer constante ou aumentar em direção de jusante, fato que se verifica em qualquer distância acima do leito do rio (Leopold, 1953; Leopold e Maddock, 1953). No mesmo sentido, há aumento do valor do raio hidráulico, que torna mais eficiente o fluxo, e diminuição da declividade. Entretanto, a diminuição da declividade é mais rápida que o aumento da profundidade média (ou do valor do raio hidráulico). Como a força de cisalhamento é aproximadamente igual ao produto da declividade vezes o raio hidráulico, os seus valores vão diminuindo em direção de jusante. Leopold (1953) concluiu que a redução na competência ao longo de um curso de água é devida à diminuição na força do cisalhamento. A sua explicação básica reside no fato de que a turbulência é importante na movimentação das partículas do leito e que a turbulência é maior nas vizinhanças da superfície do leito, em virtude da rugosidade que depende da composição granulométrica do material detritico. Havendo diminuição na granulometria, em direção de jusante, diminuirá a rugosidade e, também, o valor da turbulência. Desta maneira, qualquer mudança na rugosidade implicara em alteração na competência do rio, através das consequências sobre a turbulência e sobre o cisalhamento, sem implicar em alteração necessária na velocidade do fluxo.

A abrasão e o selecionamento são outros processos aventados para explicar a progressiva diminuição do material aluvial em direção de jusante. A abrasão corresponde em reduzir o tamanho das partículas através de processos mecânicos, tais como choques e atritos, enquanto o selecionamento resulta do transporte diferencial das partículas de tamanhos diferentes. A redução abrasiva das partículas sedimentares durante o transporte foi (e continua a ser em grande parte) considerada como fenômeno maior responsável pela diminuição granulométrica, e historicamente foi apresentada em 1875 por Sternberg (Rana, Simons e Mahmood, 1973). Todavia, pesquisas experimentais vem demonstrando que a taxa de redução abrasiva é muito menor que a pressuposta existir nos cursos de água naturais.

Sendo fenômeno influenciado por todas as variáveis implicadas no transporte fluvial, o selecionamento dos materiais pode ser local ou progressivo. O *selecionamento local* ocorre em determinada seção transversal, com comprimento inferior ao de uma forma topográfica do leito (Rana, Simons e Mahmood, 1973), considerando o relacionamento entre a concentração dos sedimentos em determinado ponto da seção transversal (C_y) e a concentração de sedimentos na camada servindo como referência (C_f), que pode ser a localizada na proximidade do leito ou a da proximidade da superfície da água. Como a concentração de sedimentos mostra variações verticais conforme a profundidade no fluxo e variações laterais conforme a posição na largura do canal, evidentemente verifica-se um selecionamento local. O *selecionamento progressivo* ocorre ao longo do canal, em distâncias maiores, em virtude dos efeitos cumulativos do selecionamento local e das mudanças na competência do fluxo.

Através da utilização de modelos e do estudo de casos, Rana, Simons e Mahmood (1973) observaram existir relação direta entre o coeficiente de selecionamento progressivo e o coe-

ficiente de variação do gradiente de energia. O coeficiente de seleção é calculado como sendo:

$$C_s = \frac{D_o}{D_t}$$

onde C_s = coeficiente de seleção;

D_o = diâmetro médio das partículas no ponto de origem do trecho considerado;

D_t = diâmetro médio das partículas no ponto terminal do trecho considerado.

O coeficiente de variação do gradiente de energia é calculado como:

$$C_g = \frac{S_o}{S_t}$$

onde C_g = coeficiente de variação do gradiente de energia;

S_o = declividade da superfície da água no ponto inicial do trecho considerado;

S_t = declividade da superfície da água no ponto terminal do trecho considerado.

Desta maneira, os valores adimensionais da relação C_s/C_g mostram a diminuição gradativa do tamanho dos sedimentos, em direção de jusante, como sendo diretamente controlada pelo gradiente de energia.

Ampliando as conotações implícitas na explicação proposta por Rana, Simons e Mahmood (1973), verifica-se que o coeficiente de seleção varia temporal e espacialmente ao longo do mesmo rio, sendo controlado pelo débito e pela concentração de sedimentos. Essa concepção implica que, em qualquer ponto do trecho fluvial, as características do material do leito são determinadas pelo material transportado de montante. Supondo a movimentação progressiva do material detrítico para jusante e a inexistência da redução abrasiva, pode-se considerar que haverá aumento gradativo do tamanho na composição granulométrica dos sedimentos em determinado trecho do canal. Transpondo essa viabilidade para as áreas deposicionais, teremos como consequência uma sucessão de camadas cada vez mais grosseiras. Essa concepção interpretativa é de interesse, pois conflita com a interpretação baseada na energia topográfica (relacionada com a teoria davisiana), mas surge como alternativa para a interpretação bio-rexistásica, proposta em 1955 por Henri Erhart (1966). Entretanto, se a abrasão for atuante e estiver relacionada com a distância percorrida pelo fluxo, há a possibilidade de ocorrer a manutenção e permanência da composição granulométrica nos trechos sucessivos do canal, desde que permaneçam constantes as características da área fornecedora de sedimentos. A distribuição granulométrica dos sedimentos, ao longo do rio, será, pois, função da distância percorrida pelos detritos, em virtude da probabilidade da ação abrasiva se alterar conforme a variável longitudinal. Assim, sob a influência de fontes fornecedoras semelhantes, as características da carga exportada pelos rios estarão dependentes do comprimento do curso de água.

Nas bacias hidrográficas, verifica-se que a diminuição progressiva no tamanho das partículas em direção de jusante, ao longo do rio principal, pode ser perturbada pela entrada de tributários carregando materiais detríticos diferentes dos provindos da área montante, na composição granulométrica ou na mineralógica. Todavia, o reconhecimento detalhado da amplitude e da permanência espacial das perturbações inseridas pelo fornecimento de car-

gas detríticas diferentes, através dos tributários, é assunto a merecer pesquisas minuciosas. Nesse setor, o trabalho realizado por John T. Hack (1957), sobre os perfis longitudinais de rios da Virgínia e Maryland, continua sendo ponto básico de referência.

III – A carga em suspensão

As partículas de granulometria reduzida (silte e argila, por exemplo) são tão pequenas que se conservam em suspensão pelo fluxo turbulento, constituindo a carga de sedimentos em suspensão. A distinção entre carga em suspensão e carga do leito baseia-se mais no mecanismo de transporte que no tamanho da partícula. Em geral, a carga em suspensão é a fração mais fina do material do leito, sendo mantida suspensa pela ação de turbulência do fluído.

Se há necessidade de forças relativamente altas para arrancar e iniciar a movimentação de partículas de granulometria fina, o transporte dos sedimentos suspensos necessita de forças de de fraca intensidade. Desta maneira, a carga em suspensão participa das características físicas da água, sendo carregada quase na mesma velocidade em que a água caminha. Quando a turbulência atingir o limite crítico, não tendo mais condições para manter as partículas em suspensão, elas precipitam-se. A deposição da carga em suspensão pode ocorrer em trechos de águas muito calmas ou nos lagos. O rio São Lourenço, na divisa entre o Canadá e os Estados Unidos, praticamente não transporta material em suspensão porque os Grandes Lagos atuam como bacias de decantação para os detritos sólidos transportados de montante.

A quantidade de material suspenso por unidade de volume do fluído mostra distribuição que sofre mudanças conforme a profundidade e o débito. Cada classe granulométrica das partículas apresenta índice de precipitação específico, demonstrando que

as concentrações mais elevadas estão próximas da superfície do leito, relacionadas com as áreas de alta turbulência, e vão diminuindo à medida que se aproximam da superfície da água. Para o caso dos sedimentos coloidais muito finos, com índice de precipitação igual a zero, a concentração de sedimentos não apresentaria diferenças na distribuição, sendo uniforme em todas as profundidades. Para os materiais mais grosseiros, o gradiente de mudança na concentração dos sedimentos é muito mais acentuado, tornando-se mais sensível à medida que aumenta a magnitude granulométrica. A figura 2, mostrando a distribuição dos sedimentos conforme a profundidade, no rio Niobrara, fornece exemplo ilustrativo.

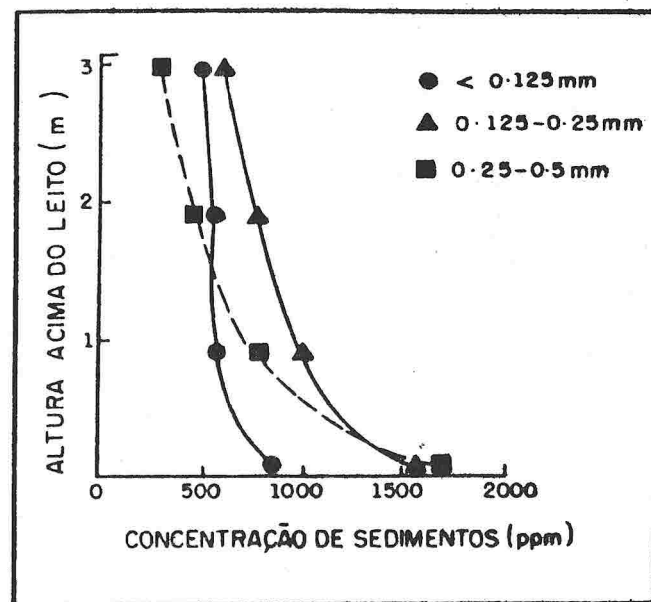


Fig. 2 – Distribuição da concentração de sedimentos de granulometria diferente, conforme a profundidade (exemplo do rio Niobrara, conforme Carson, 1971).

As mensurações e observações realizadas nos cursos de água mostram que há boa correlação entre a carga do material em suspensão e o débito fluvial. Considerando que a carga dissolvida não afeta as propriedades físicas da água, L. B. Leopold e T. Maddock (1953) propuseram a seguinte equação, a fim de relacionar a carga de sedimentos em suspensão ao débito,

$$S_s = pQ^j$$

na qual S_s = carga de sedimentos em suspensão; Q é o débito fluvial e p e j são constantes numéricas. Os valores para o expoente j distribuem-se no intervalo de 2,0 a 3,0, indicando que a quantidade de carga aumenta em proporção muito maior que qualquer outro elemento da geometria hidráulica relacionado com a vazão. A causa principal é que a carga detrítica não provém só da ação abrasiva do rio sobre o fundo e margens, mas principalmente da lavagem sobre as vertentes efetuadas pelo escoamento superficial. Tais fatos sugerem também que a maior parte da carga detrítica é transportada durante as fases de cheia e enchentes, quando os débitos são muito elevados.

A quantidade e a concentração de sedimentos transportados possuem relação direta com o débito. Aumentando o débito, há aumento da velocidade do fluxo que cria condições energéticas para que a competência e a capacidade sejam maiores. Pode-se supor que, com o aumento dos débitos, também haja aumento na granulometria dos sedimentos transportados em suspensão ou como carga do leito, ou que parcela do material do leito passe para a carga em suspensão. Embora tais fatos possam ocorrer, algumas pesquisas vem demonstrando que não há relação geral entre o aumento do tamanho das partículas do material suspenso e o crescimento do débito fluvial (Fleming e Poodle, 1970). Como os fatores hidrológicos atuantes nas vertentes controlam o abasteci-

mento detrítico aos cursos de água, a explicação reside nesta série de processos e não sobre as condições hidráulicas relacionadas com a capacidade fluvial. Na época das cheias, o escoamento pluvial retira das vertentes e fornece material de características semelhantes mas em maior quantidade. Há, portanto, aumento da carga total e da taxa de concentração, mas as descrições estatísticas das composições granulométricas da carga detrítica mostram constância nos valores da média e da mediana, e composições distributivas semelhantes, para os sedimentos transportados por débitos de magnitude diferente, na mesma seção transversal.

A carga de material em suspensão constitui parcela significativa na denudação continental, existindo diversas medidas sobre esse assunto realizadas em pequenas bacias hidrográficas e cálculos para os grandes conjuntos hidrográficos. Para diversos rios tropicais, a taxa de denudação do material sólido em suspensão (calculada em $m^3/km^2/ano$) apresenta os seguintes valores:

Ei Creek (Papua)	36,29	Turvey (1975)
Rio Barron (Queensland)	5,65	Douglas (1967a)
Davies Creek (Queensland)	2,02	Douglas (1967a)
Millstream (Queensland)	6,15	Douglas (1967a)
Sungei Gombak (Malasia)	24,90	Douglas (1967a)
Amazonas (ambiente montanhoso)	111,72	Gibbs (1967)
Amazonas (ambiente misto)	53,34	Gibbs (1967)
Amazonas (ambiente tropical)	9,00	Gibbs (1967)

A contribuição proporcional da carga em suspensão para o total da carga detrítica transportada é variável em cada bacia hidrográfica. A tabela 5 reúne dados sobre algumas bacias hidrográficas, notando-se que a carga do leito geralmente é menor que 10% da carga em suspensão. A tabela 6, por outro lado, reúne os dados coletados por Gibbs (1967) para os rios da bacia amazônica, mostrando as variações entre a carga dissolvida e a em suspensão.

Tabela 5

Contribuição proporcional da carga do leito e da suspensão para a carga total de sedimentos, em diversas bacias hidrográficas (dados coligidos por Gregory e Walling, 1973)

Rio	% da carga total de sedimentos	
	Carga do leito	Carga em suspensão
Niger Superior, em Baro	6,5	93,5
Baixo Niger, em Shintaku	5	95
Benue, em Yola	6	94
Rios montanhosos dos Alpes	70	30
Rios da Ásia Central:		
a) das montanhas	15-23	77-85
b) dos planaltos	5-15	85-95
c) das baixadas	1-3	97-99
Volga, na U.R.S.S.	0,3-2,0	98-99,7
Mississipe, nos Estados Unidos	0,3-10,0	90-99,7
Tyne, em Bywell, Inglaterra	13	87

Nos rios brasileiros, a carga em suspensão é bem maior que a carga dissolvida, principalmente nos meses da estação chuvosa. As medições realizadas mostram que o rio Paraíba (em Barra do Pirai), transporta 43 g por metro cúbico de água de material dissolvido contra 550 g de material em suspensão, durante o mês de agosto (estação seca), enquanto no mês de janeiro (estação chuvosa) carrega 10 g de material dissolvido contra 1200 g de carga em suspensão, por metro cúbico de água.

Para a bacia do Amazonas, Ronald Gibbs (1967) apresentou estudo minucioso sobre a carga transportada por esse sistema fluvial. Em média, o rio Amazonas carrega 36 g/m³ (ou miligramas por litro) de sais dissolvidos e 90 g/m³ (de material sólido em suspensão). A tabela 6 relaciona dados da carga em suspensão e da dissolvida para os principais tributários do Amazonas. Quanto à dissolução de sais, observa-se que a concentração é sempre maior na época seca, pois na época chuvosa há diluição frente ao acentuado volume de água. Quanto a carga em suspensão, ela é quase sempre maior na época chuvosa. Interessante é observar o comportamento dos chamados "rios negros" (rio Negro, Xingu) e "rios brancos" (Madeira, Ucaiali) quanto a composição da carga transportada. Outra observação relaciona-se ao fato de que os afluentes oriundos da região andina ou das áreas de cerrados apresentam carga detrítica muito elevada em relação aos afluentes que drenam áreas predominantemente cobertas por florestas. Essa diferença levou Gibbs a calcular que 12% da área da bacia (a compreendida pelos rios nascentes na região andina) é responsável pelo fornecimento de 86% do total de sais dissolvidos e de 82% do material sólido em suspensão. A carga do leito, considerada pelo referido autor como sendo a transportada até a distância de 50 cm do fundo, representa parcela muito reduzida do total da carga sólida

transportada, com porcentagem sempre inferior a 10% ⁽¹⁾.

IV – Cálculo e predição da carga sedimentar total

São variadas as contribuições visando solucionar o cálculo da carga sedimentar total transportada pelos rios. Expressando-se através de equações teóricas ou empíricas, as proposições consideram o relacionamento entre a quantidade total de sedimentos e uma determinada variável ou fator, considerado como *determinante* ou *independente*. O débito, a velocidade média, a declividade e a força de cisalhamento são as mais comumente adotadas.

(1) Considero de importância o estudo do comportamento dos rios *negros* e *brancos* para elucidar diversos aspectos geomorfológicos da Amazônia. Em rápida visita realizada em outubro de 1975, tive a oportunidade de observar fenômenos com possibilidade de modificar ou introduzir conceitos fecundos sobre os processos ligados à geomorfologia fluvial. Considerando que as águas dos rios *negros* e *brancos* possuem características distintas, em sua composição química e sedimentar, torna-se possível pensar em comportamentos diferentes a propósito da dinâmica e mecânica erosiva nesses rios. Por exemplo, nas margens do rio Negro, não observei sinais de erosão ou deposição ativa, sendo a água livre de sedimentos. Entretanto, ao caminhar pelo rio Solimões, observa-se carga em suspensão e as margens apresentam sinais de ativa erosão ou sedimentação. Outro aspecto significativo reside na abundância de peixes nos rios brancos e escasses nos rios negros.

Tabela 6

Carga detrítica transportada pela bacia do rio Amazonas
(Segundo Gibbs, 1967)

Rio	Área (1.000 km ²)	Débito 10 ¹² /m ³ /ano	Sais dissolvidos (g/m ³)		Carga em suspensão (g/m ³)		% da carga dissolvida em relação à carga total
			Seca	Chuvosa	Seca	Chuvosa	
Amazonas	6.300		48	28	22	123	32
Ucaiali	406	0,301	248	144	46	728	33
Maranhão	407	0,343	136	84	95	464	27
Napo	122	0,145	31	18	50	240	14
Iça	148	0,180	17	11	15	60	22
Japurá	289	0,351	84	8	10	170	48
Madeira	1.380	0,992	68	50	15	359	27
Javari	106	0,116	12	9	40	81	14
Jutaf	74	0,076	5	4	33	45	11
Juruá	217	0,197	51	22	23	80	40
Tefé	25	0,025	18	9	137	3	85
Coari	55	0,054	18	8	131	3	87
Purus	372	0,341	44	22	20	69	41
Negra	755	1,407	6	4	1	9	50
Tapajós	500	0,224	11	6	1	4	76
Xingu	540	0,243	7	6	1	3	75
Araguari	45	0,051	12	7	4	8	59

Por exemplo, diversas fórmulas foram propostas para calcular e prever a carga do leito transportada pelo rio, sendo o critério básico residindo no excesso de força trativa necessária para movimentar as partículas. Algumas fórmulas baseiam-se em resultados experimentais, como as de Du Boys (1879) e Meyer-Peter e Muller (1948), enquanto outras possuem bases semi-teóricas, como as de Kalinske (1947), Einstein (1942; 1950), Laursen (1958) e Yalin (1963). Revisões críticas das formas propostas para o cálculo da carga do leito foram elaboradas por Henderson (1966) e Herbertson (1969).

Ackers e White (1973) assinalam que há preferência acadêmica para considerar a força de cisalhamento como o parâmetro principal na definição do poder transportador do curso de água. A aplicação deste parâmetro pressupõe um leito retilíneo. Entretanto, considerando que as irregularidades topográficas do leito fluvial influenciam e causam distorções e erros nos cálculos preditivos, diversos autores sugeriram que a força de cisalhamento não é a base mais conveniente, nem a mais racional, para a função do transporte de sedimentos e propuseram critérios usando a velocidade média do fluxo. Em seu trabalho sobre os cursos de água, Gilbert (1914) apresentou a seguinte equação relacionando o transporte dos sedimentos com a velocidade média do fluxo, na qual:

$$D = \frac{0,042 \cdot V^{2,7}}{G - 1} \text{ (em unidades inglesas)}$$

onde D = diâmetro da partícula

V = velocidade média do fluxo;

G = densidade do sedimento.

Se considerarmos que a densidade das rochas é igual a 2,65, a equação pode ser reescrita como sendo igual a:

$$D = 0,0025 \cdot V^{2,7}$$

Utilizando como base a velocidade média do fluxo, Ackers (1972, e in Ackers e White, 1973) desenvolve uma teoria sobre a mobilidade dos sedimentos. Através do uso de dados experimentais, Ackers e White (1973) concluem que a velocidade crítica do cisalhamento é a variável mais representativa para o transporte dos sedimentos finos, enquanto a velocidade média do fluxo é a representativa para os sedimentos grosseiros. Trabalhando com materiais arenosos, esses autores definem sedimento fino como os de granulometria inferior a 0,04 mm, enquanto os grosseiros são os de diâmetro superior a 2,5 mm.

Em data recente, Yang (1972), ao analisar as proposições para prever a carga sedimentar total, mostra que nenhuma delas pode ser considerada como de aplicabilidade geral, e a utilização de tais fórmulas deve ser enquadrada nas condições limitantes em que foram criadas. Os resultados obtidos pela aplicação das equações propostas variam muito em função dos dados coletados, pois, tomando como referência o débito, diferentes concentrações de sedimentos podem ser transportadas pela mesma magnitude do débito, e diferentes débitos podem transportar a mesma quantidade total de sedimentos. Essas considerações sobre a variabilidade podem ser extensivamente aplicadas à velocidade média, declividade e forças trativas necessárias para o deslocamento das partículas. O maior obstáculo para corretamente se precisar e prever a carga total de sedimentos reside no fato de que todas as variáveis consideradas pelas equações se restringem ao âmbito do canal fluvial. No sistema canal fluvial, é evidente que há correlacionamento entre todas elas, pelo menos no sentido estatístico. Se a carga de sedimentos fosse obtida através da ação fluvial, uma ou outra

variável representaria a de maior função controlante. Todavia, a carga detrítica fornecida é independente dos processos fluviais, sendo controlada pelos fatores hidrológicos atuantes na vertente, setor no qual se deve buscar a solução. O canal fluvial funciona como meio de transporte, mas não como principal elemento produtor de sedimentos. Desta maneira, a análise da carga detrítica deve ser dirigida para verificar a capacidade de transporte inerente ao rio, isto é, a energia disponível para efetuar o carregamento do material sedimentar.

Abordando o problema sob a perspectiva da taxa de desgaste de energia, Yang (1972) procurou aplicar a noção de *potência unitária da corrente* ("unit stream power") no transporte de sedimentos. Para uma unidade de massa da água nos rios, a energia potencial (posição altimétrica relativa a determinada superfície de referência) é a única fonte de energia. Assim, a potência unitária da corrente é definida como "a taxa temporal do desgaste de energia potencial por unidade de peso da água em canal aluvial" (Yang, 1972, p. 1811), sendo matematicamente descrita como resultante da velocidade média do fluxo e do gradiente de energia (Fig. 3), pois

$$\frac{dy}{dt} = \frac{dx}{dt} \cdot \frac{dy}{dx} = VS$$

onde y = a altitude acima da superfície de referência, que é igual a energia potencial;

x = a distância longitudinal do trecho;

t = o tempo gasto ao percorrer a distância longitudinal;

V = velocidade média do fluxo;

S = gradiente de energia.

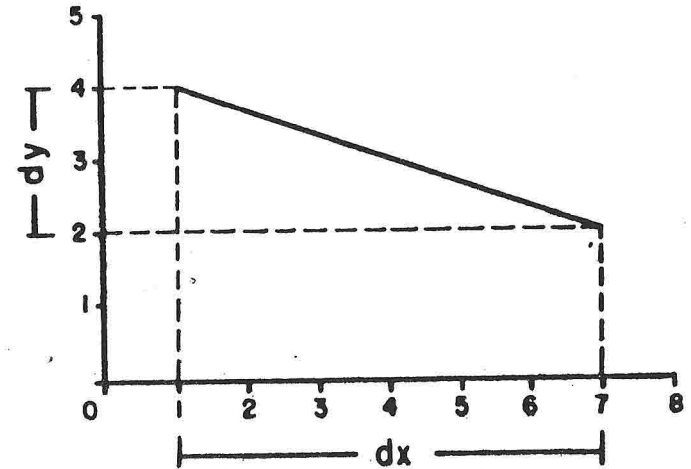


Fig. 3 — Esquema para o cálculo do gradiente de energia em determinado trecho do canal (dy = diferença altimétrica entre dois pontos; dx = comprimento do trecho considerado entre os dois pontos).

Como a energia fluvial é gasta em transportar sedimentos e em calor, através da dissipação friccional da turbulência, e considerando que a concentração total de sedimentos está relacionada com a intensidade da turbulência, Yang considera razoável admitir que a concentração total de sedimentos está diretamente relacionada com a potência unitária da corrente, chegando a propor a seguinte equação:

$$\log C_t = A + B \log (VS - VS_{cr})$$

na qual C_t = concentração total de sedimentos;

VS = potência unitária da corrente;

VS_{cr} = potência unitária crítica requerida para iniciar o movimento das partículas sedimentares.

A e B = coeficientes.

Para calcular a concentração de sedimentos nos cursos de água naturais, Yang (1972) recomenda para efeitos práticos duas equações, nas quais introduz, como mais significativa, a razão entre a largura do canal (L) e a profundidade da camada de água (P):

a) para diâmetro médio das partículas (\bar{d}) inferior a 2 mm:

$$\log C_t = (5,913 - 0,255 \bar{d} - 0,004 \frac{L}{P}) + (1,257 - 0,005 \frac{L}{P})$$

b) para diâmetro médio das partículas (\bar{d}) maior que 3 mm (1):

$$\log C_t = (5,913 - 0,044 \bar{d} - 0,026 \frac{L}{P}) + (1,833 - 0,038 \frac{L}{P})$$

(1) Em seu trabalho, Yang (1972) observa que VS_{cr} pode ser considerada como igual a zero quando a concentração for igual ou maior que 100 ppm, embora não seja recomendável usar essa pressuposição para concentrações inferiores a 100 ppm. Os valores dos coeficientes A e B possuem pequena variação, sendo que o coeficiente A diminui com o aumento da profundidade e tamanho das partículas, enquanto o coeficiente B diminui somente com o aumento da profundidade.

A utilização de grupos de variáveis para calcular a carga de sedimentos transportados pelos rios também foi proposta por Maddock (1973), através da equação:

$$VS \times 10^3 = C^{3/4} \phi (d)$$

na qual V = velocidade média no canal;

S = declividade do gradiente de energia no canal;

C = concentração de sedimentos (em ppm);

$\phi (d)$ = função do tamanho do sedimento que está sendo transportado, que caracteriza a velocidade de precipitação de uma partícula do sedimento.

Esta fórmula expressa a capacidade do transporte fluvial para as diversas categorias granulométricas, cujos valores sofrem variações conforme a profundidade, indicando a maximização da quantidade de sedimentos que pode ser carregada sob um determinado valor de VS. Deve-se lembrar, todavia, que nos rios tais valores só serão realmente atingidos se houver abastecimento suficiente de material. Diversos experimentos foram realizados a fim de verificar o máximo de concentração para variados valores da velocidade e da declividade, implicando obviamente no aumento do débito e na profundidade do canal. As linhas das figuras 4 e 5 assinalam essas tendências, indicando que quanto menor o tamanho da partícula maior a concentração na qual a relação $VS/C^{3/4}$ tornar-se-á constante.

Se há relação direta entre a concentração de sedimentos e o débito, é interessante notar o que acontecerá em

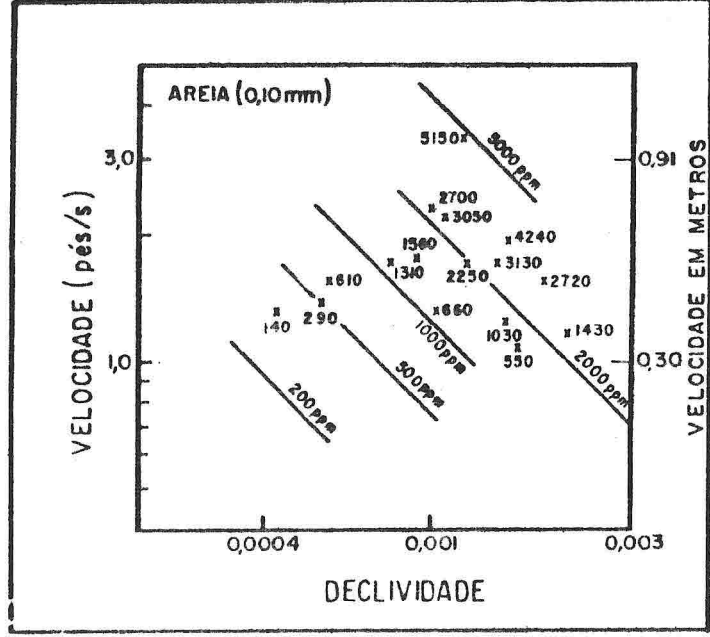


Fig. 4 — Relação entre a velocidade e a declividade para areias de 0,10 mm, considerando a concentração média da carga em suspensão (conforme Laursen, 1958).

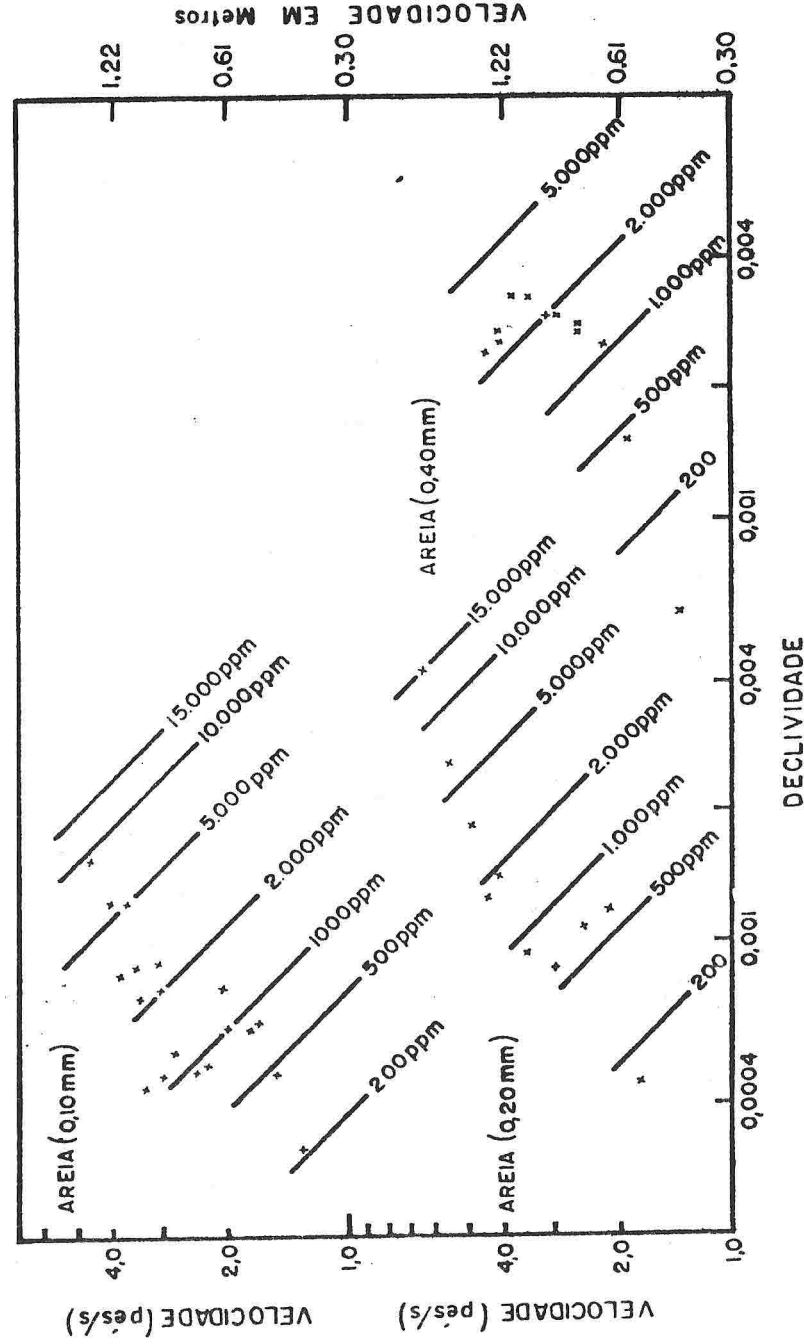


Fig 5 — Relação entre a velocidade e a declividade para tamanhos diferentes dos diâmetros de grãos de areia, considerando a carga em suspensão, em correntes de aproximadamente 0,30 m de profundidade (conforme dados apresentados por Maddock Jr., 1973. O experimento com areia de 0,10 mm foi realizado por Willis, Coleman e Ellis; o com areia de 0,20 foi realizado por Schneider, e o experimento com areia de 0,40 mm foi efetuado por Stein).

fase de diminuição. Suponha um curso de água, em fase de cheia, transportando sedimentos de diversos tamanhos. À medida que diminuir o débito, haverá diminuição do valor de VS assim como a profundidade. Decrescendo a velocidade e a turbulência, a capacidade irá diminuir e haverá redução na habilidade em transportar sedimentos. Os materiais transportados irão se depositar, ocorrendo selecionamento conforme as características granulométricas. Nesta perspectiva, o recobrimento sedimentar nos canais aluviais apresenta certa homogeneidade na composição granulométrica, no sentido horizontal, e uma variabilidade sucessiva de camadas no sentido vertical.

O modelo descrito pela fórmula apresentada por Maddock (1973) é válido dentro das limitações concernentes às mensurações da velocidade média e das mudanças na declividade. Esse modelo leva-nos a perceber que, ao longo do curso de água e para as mesmas restrições atuantes sobre o débito e tamanho dos sedimentos, se o tamanho do sedimento e a concentração permanecerem constantes, a velocidade é inversamente proporcional à declividade. (Maddock, 1973, pp. 1929). Esse relacionamento está de acordo com as observações realizadas por Luna Leopold (1953) e Leopold e Thomas Maddock Jr. (1953) sobre as variações da velocidade do fluxo e da declividade, assim como de outras variáveis da geometria hidráulica, ao longo do perfil longitudinal.

BIBLIOGRAFIA

ACKERS, Peter

1972 — Sediment transport in channels: an alternative approach. Report INT 102, Hydraulics Research Station, Wallingford, England.

ACKERS, P. e WHITE, W.R.

1973 — Sediment transport: new approach and analysis. Proceedings of the ASCE, Journal of the Hydraulic Division, 99 (11): 2041-2060.

BIROT, Pierre

1952 — Sur le mécanisme des transports solides dans les cours d'eau. Revue de Géomorphologie Dynamique, 3.

BOGÁRDI, John L.

1972 — Fluvial sediment transport. Advances in Hydrosience, 8: 183-259.

BROWN, E., SKOUGSTAD, M.W. e FISHMAN, M. J.

1970 — Methods for collection and analysis of water samples for dissolved minerals and gases. in "Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey", Book 5, cap. A1, 160 pp., Washington.

CARSON, M. A.

1971 — The mechanics of erosion. Pion Limited, Londres.

- CHRISTOFOLETTI, Antonio
1974 — *Geomorfologia*. Editôra Edgard Blucher, São Paulo, 150 pp.
- CORBEL, Jean
1957 — L'érosion chimique des granites et silicates sous climats chauds. *Révue de Géomorphologie Dynamique*, 8 (1-3): 4-8.
- CORBEL, Jean
1964 — L'érosion terrestre, étude quantitative. *Annales de Géographie*, 73 (398): 383-412.
- DOUGLAS, Ian
1967a — Natural and man made erosion in the humid tropics of Australia, Malaysia and Singapore. *Int. Assoc. Sc. Hydrologists*, 75: 17-30.
- DOUGLAS, Ian
1967b — Erosion of granite terrain under tropical rain forest in Australia, Malaysia and Singapore. *Int. Assoc. Sc. Hydrologists*, 75 : 31-39.
- DOUGLAS, Ian
1969 — The efficiency of humid tropical denudation systems. *Transactions of Institute of British Geographers*, 46 : 1-16.
- DOUGLAS, Ian
1972 — The geographical interpretation of river water quality data. *Progress in Geography*, 4: 1-81.
- DU BOYS, P.
1879 — Études du régime du Rhône e l'action exercée par les eaux sur un lit a fond de graviers indefiniment affouillable. *Annales des Ponts et Chaussées*, Serie 5, n^o 18.
- EINSTEIN, H. A.
1942 — Formulas for the transportation of bed load. *Transactions*

ASCE, n^o 107.

- EINSTEIN, H. A.
1950 — The bed load function for sediment transportation in open channel flow. *U.S. Dept. Agr. Technical Bulletin*, n^o 1026, pp. 1-71.
- EINSTEIN, H. A.
1964 — River sedimentation. in "Handbook of Applied Hydrology" (Chow, V. T., editor). pp. 35-67. Mc Graw Hill Book Co., New York.
- ERHART, Henri
1966 — A teoria bio-rexistásica e os problemas biogeográficos e paleobiológicos. *Notícia Geomorfológica*, 6 (11) : 51-58.
- FLEMING, G. e POODLE, T.
1970 — Particle size of river sediments. *Proceedings of the ASCE, Journal of the Hydraulics Division*, 96 (2): 431-439.
- GIBBS, R. J.
1967a — Amazon rivers: environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science*, 156: 1734-1737.
- GIBBS, R. J.
1967b — Geochemystry of the Amazon river system: the factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Bull. Geol. Soc. America*, 78 (10): 1203-1232.
- GILBERT, Grove K.
1914 — The transportation of debris by running water. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, (86), 261 pp.
- GRAF, Walter H.
1971 — *Hydraulics of sediment transport*. McGraw Hill Book Co.,

New York, 513 pp.

GREGORY, K. J. e WALLING, D. E.

1973 — Drainage basin form and process: a geomorphological approach. Edward Arnold, Londres, 456 pp.

GUY, Harold P.

1970 — Fluvial sediment concepts. in "Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey", Book 3, cap. C1, 55 pp., Washington.

GUY, H. P. e NORMAN, V.W.

1970 — Field methods for measurement of fluvial sediment. in "Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey", Book 3, Cap. C2, 59 pp., Washington.

HACK, John T.

1957 — Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, (294-B), pp. 45-97.

HANDERSON, F. M.

1966 — Open channel flow. MacMillan, New York.

HERBERTSON, John G.

1969 — A critical review of conventional bed load formulae. Journal of Hydrology, 8 (1): 1-26.

HOLEMAN, J.

1968 — The sediment yield of major rivers of the world. Water Resources Research, 4 (3) : 737-747.

KALINSKE, A. A.

1947 — Movement of sediment as bed in rivers. Trans. American Geophysical Union, 28 (4).

LAURSEN, E. M.

1958 — The total sediment load of streams. Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division, 84 (1).

LEOPOLD, Luna B.

1953 — Downstream changes of velocity in rivers. American Journal of Science. 251 (8) : 606-624.

LEOPOLD, L.B. e MADDOCK, T. Jr.

1953 — The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, (252): 1-57.

LIVINGSTONE, D. A.

1963 — Chemical composition of rivers and lakes. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, (440-G), 64 pp.

MADDOCK, Thomas Jr.

1973 — A role of sediment transport in alluvial channels. Proc. ASCE, Journal of the Hydraulics Division, 99 (11): 1915-1931.

MAYER, Peter, E. e MULLER, R.

1948 — Formulas for bed load transport. Report of 2nd Meeting IAHSR, Stockholm.

MORISAWA, Marie

1968 — Streams: their dynamics and morphology. McGraw Hill Book Co., New York, 175 pp.

PORTERFIELD, George

1972 — Computation of fluvial sediment discharge. in "Techniques of Water Resources Investigations of the United States Geological Survey", Book 3, cap. C3, 66 pp.

RANA, S. A., SIMONS, F. e MAHMOOD, M.

1973 — Analysis of sediment sorting in alluvial channels. Proc. ASCE,

Journal of the Hydraulic Division, 99 (11): 1967-1980.

TURVEY, Nigel D.

1975 — Water quality in a tropical rain forested catchment. *Journal of Hydrology*, 27 (2): 111-125.

YALLIN, M. S.

1963 — An expression for bed load transportation. *Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division*, 89 (3).

YANG, Chih Ted

1972 — Unit stream power and sediment transport. *Proc. ASCE, Journal of Hydraulics Division*, 98 (10): 1805-1826.