Biotupé: Meio Físico, Diversidade Biológica e Sociocultural do Baixo Rio Negro, Amazônia Central Edinaldo Nelson SANTOS-SILVA, Fábio Marques APRILE, Veridiana Vizoni SCUDELLER, Sérgio MELO (Orgs.), Editora INPA, Manaus, 2005

Capítulo 4

Meio Físico

Considerações sobre a geoquímica e dinâmica sedimentar do Lago Tupé

Fábio Marques APRILE aprilefm@hotmail.com

Assad José DARWICH ajdarwich@yahoo.com.br

José Carlos RAPOSO

Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, Coordenação de Pesquisas em Biologia Aquática Av. André Araújo 2936, Caixa Postal 470 Manaus, AM, 69060-001

RESUMO - Os sedimentos refletem a atuação dos parâmetros ambientais por um longo período de tempo, constituindo um registro da dinâmica local. Os sedimentos se caracterizam a partir da sua granulometria, morfometria, análise textural e composição mineralógica. Os objetivos principais deste trabalho foram estudar os sedimentos da bacia do lago Tupé em seus aspectos granulométrico e textural, identificando as formas sedimentares que compõem o leito do lago, identificar os processos erosivos na região do canal de conexão, e apresentar um modelo de fluxo sedimentar para o sistema. A composição granulométrica dos sedimentos superficiais da região do lago Tupé variou de 96,90% a 99,99% de areia; 0,01% a 2,74% de silte e de 0,0% a 0,38% de argila. Os teores de matéria orgânica oscilaram entre 0,7% e 3,9%. O predomínio das classes de 0,5 a 0,3mm e 0,25 a 0,125mm na área do canal, indicam uma influência mais acentuada das correntes sobre as partículas mais finas. A estação EC11, localizada no canal de conexão, apresentou um grau de erodibilidade teórico superior a 9.900, um valor muito alto em comparação a





região dos igarapés de floresta. No entanto, o alto grau de coesão entre as partículas reduz drasticamente a probabilidade de erosão na região.

PALAVRAS-CHAVE: dinâmica sedimentar, processos erosivos, granulometria, sedimentologia.

Introdução

Gênese dos Sedimentos

Os sedimentos são definidos como o material originado da destruição de qualquer tipo de rocha ou material de origem biológica, formando substrato não consolidado, geralmente depositado no leito dos sistemas hídricos. Segundo Abessa (1996) os sedimentos possuem quatro componentes: fase sólida inorgânica, que inclui fragmento de rochas e grãos minerais resultantes da erosão terrestre; água intersticial, que preenche os espaços entre as partículas, podendo chegar a 50% do volume, matéria orgânica, que ocupa um pequeno volume, mas é fundamental na regulação da biodisponibilidade dos elementos, e materiais antropogênicos, incluindo substâncias químicas.

Do ponto de vista de ciclagem de matéria e fluxo de energia, o sedimento é um dos compartimentos mais importantes dos ecossistemas aquáticos continentais (Esteves, 1998). Sua formação e comportamento são resultados integrados de fatores físicos, químicos e biológicos que ocorrem no lago, os quais por sua vez, são particularmente influenciados pela origem, forma e orientação da bacia de drenagem, pelas condições climáticas da região, e sua cobertura vegetal predominante (Coutinho & Barbosa, 1986).

Os sedimentos refletem a atuação dos parâmetros ambientais por um longo período de tempo, constituindo um registro da dinâmica local. Nesse sentido, é possível revelar informações sobre os animais e vegetais que existiram em uma determinada área, através de fósseis e componentes químicos, identificar eventos geológicos pretéritos e, avaliar as várias formas e intensidades dos impactos ocorridos em um determinado ecossistema, desde que não haja um hiato de tempo geológico significativo. Dessa forma, os sedimentos passaram a ser objeto de estudo da estratigrafia, palinologia, geoquímica e mais recentemente da paleolimnologia e paleosedimentolo-

gia.

Os sedimentos podem ser classificados quanto à composição química em sedimentos orgânicos e inorgânicos. Os sedimentos orgânicos estão normalmente localizados nas camadas mais superficiais do leito, são sedimentos recentes, com grande quantidade de componentes animais e vegetais em processo de decomposicão. Já os sedimentos inorgânicos são caracterizados pelo predomínio de sílica, quartzito, argila e elementos metálicos. Com relação a origem, os sedimentos podem ser autóctones e alóctones. Autóctone, palavra originada do grego (autós) que significa por si próprio ou de si mesmo, é o sedimento que se formou por processos químicos ou biológicos no próprio lugar onde se encontra, não sofrendo nenhum tipo de transporte. Alóctone, do grego (állos), significa que ou quem não é originário do local onde existe ou habita. Os depósitos alóctones são constituídos por materiais de outras áreas, exógenos.

Os sedimentos autóctones são um testemunho das características de uma região, enquanto que o estudo dos sedimentos alóctones, seja através da análise granulométrica, seja no aspecto textural, permite compreender os processos e identificar os fluxos da dinâmica sedimentar.



Análise Granulométrica

Os sedimentos se caracterizam a partir da sua granulometria, morfometria, análise textural e composição mineralógica. Dentre as propriedades físicas dos sedimentos, o tamanho, forma e arranjo espacial dos componentes mineralógicos são as mais estudadas.

O tamanho das partículas de rochas sedimentares detríticas, como as que ocorrem na região do lago Tupé, constitui uma propriedade textural fundamental muito utilizada na classificação dos sedimentos clásticos. Para Aprile (2001) a análise granulométrica constituí a base para uma descrição precisa dos sedimentos. Através de seus resultados, pode-se obter informações bastante precisas sobre os processos físicos atuantes durante a sedimentação, além de permitir traçar um fluxo da carga sedimentar na região pesquisada.

A caracterização granulométrica é feita pela determinação das porcentagens em massa dos grãos, em cada classe granulométrica (frações). Vários métodos têm sido utilizados para relacionar as classes granulométricas com o ambiente deposicional. Udden (1898) foi um dos primeiros a desenvolver uma escala granulométrica para sedimentos. Em meados da década de 50, Shepard (1954) e Shepard & Moore (1954) utilizaram um diagrama triangular para mostrar misturas entre as frações. Posteriormente, Folk & Ward (1957) e Mason & Folk (1958) utilizaram-se de parâmetros estatísticos para estudar a dinâmica sedimentar.

Não existe uma escala universalmente aceita para a interpretação das análises granulométricas, sendo que cada escola, seja Americana, Européia ou Asiática, adota sua escala-padrão. Os limites estabelecidos para as várias classes granulométricas são mais ou menos arbitrários, mas, segundo Wentworth (1933) as principais classes granulométricas estariam intimamente correlacionadas aos modos fundamentais de transporte por água corrente ou com os diferentes modos de desintegração da rocha-matriz. Segundo Suguio (1994) a escala de Wentworth (1922) tem sido adotada sem muitas ressalvas pelos sedimentólogos brasileiros. As escalas classificam as frações sedimentares segundo o tamanho da partícula ou intervalo granulométrico (Tab. 1).

Tabela 1. Classificação dos sedimentos baseada nos trabalhos de Wentworth (1922) segundo a análise granulométrica.

Tamanho da partícula	Descrição		
(mm)			
> 256	matacão		
256 – 64	calhau		
64 - 4.0	seixo		
4,0-2,0	grânulo		
2,0 - 1,0	areia muito grossa		
1,0-0,50	areia grossa		
0,50-0,25	areia média		
0,25 - 0,125	areia fina		
0,125 - 0,062	areia muito fina		
0,062 - 0,031	silte grosso		
0,031 - 0,016	silte médio		
0,016 - 0,008	silte fino		
0,008 - 0,004	silte muito fino		
< 0,004	argila		

Outras classificações sugeridas a partir de estudos dos diâmetros-padrão dos grãos bastante conhecidas são: Krumbein (1936); Krumbein & Pettijohn (1938); Krumbein & Rasmussen (1941); Young (1966) e Müller (1967).

De acordo com Furtado (1978) a análise granulométrica reflete diretamente o comportamento



hidrodinâmico do ambiente de estudo. Bagnold (1941) utilizou o comportamento hidrodinâmico na definição de areia, concluindo que a areia teria a capacidade de acumulação espontânea, que consiste na utilização da energia do meio de transporte para reunir os grãos espalhados, deixando a superfície isenta de partículas. Para Maglioca & Kutner (1964, 1965) esse comportamento hidrodinâmico interfere na variação da concentração de matéria orgânica no ambiente. A matéria orgânica cimentante está normalmente associada a frações inferiores a 0,062mm de diâmetro e, pode ser separada para análise com uso de floculantes como hexametafosfato de sódio, ou líquidos pesados, como bromofórmio (CHBr₃) e tetrabromometano (C₂H₂Br₄).

Esta pesquisa visou estudar o comportamento geoquímico e sedimentológico dos sedimentos superficiais da bacia do lago Tupé, levando em consideração a granulometria, análise textural, processos físicos e químicos atuantes (intemperismo e erosão), gerando um modelo dos processos erosivos e da dinâmica sedimentar para o sistema.

Materiais e Métodos

Esta pesquisa foi realizada durante o ciclo hidrológico 2003/2004 na área da bacia do lago Tupé, compreendendo doze pontos de amostragem de sedimentos no lago, incluindo um ponto no canal de conexão e um no rio Negro. Foram determinadas a composição granulométrica e análise textural dos sedimentos superficiais através das técnicas de peneiramento e separação fracionada, utilizando peneiras da série TYLER abertura de malhas 2; 1; 0,5; 0,3; 0,25; 0,125; 0,063; 0,053; 0,032 e 0,016mm, seguindo a classificação proposta por Shepard (1954) e Suguio (1973). Para determinar a percentagem das frações de silte grosso, médio e silte fino associado a argila (< 0.016Φ), foi utilizado o procedimento de peneiramento úmido, com lavagem através de água corrente, desagregando as partículas de menor diâmetro e, determinando a massa seca do material amostrado antes e depois do procedimento metodológico. Sempre que necessário utilizou-se hexametafosfato de sódio como agente dispersante. Uma distribuição da classe textural dos sedimentos da bacia do lago foi elaborada através do Diagrama Triangular de Shepard (1954). Um estudo da erodibilidade dos solos marginais e um modelo erosivo para o canal de conexão foi desenvolvido. Para tanto, levou-se em consideração os resultados da composição granulométrica, análise textural, informações sobre a classificação dos solos superficiais, e estudos sobre o trabalho erosivo e o fluxo de energia envolvido no transporte de material em suspensão na coluna de água. Também foi elaborado um modelo da dinâmica sedimentar para a bacia, evidenciando as influências lacustre e fluvial no transporte de sedimentos.

Resultados e Discussão

Análise Granulométrica e Textural

Como já foi mencionado, existe uma série de métodos de classificação granulométrica. Dentre os mais utilizados está o diagrama triangular de distribuição de Shepard (1954). A Figura 1 apresenta os resultados da análise granulométrica realizada para o lago Tupé e rio Negro a partir desse método de classificação para o ciclo hidrológico 2003/2004.

Através dos resultados foi possível identificar a presença de três grupos distintos de classes sedimentares. O primeiro grupo (G1) compreende a maioria dos pontos amostrados, o que em termos de área significa o tipo sedimentar predominante no lago. Nesse grupo foram incluídos os sedimentos classificados como areia fina silte argilosa. No segundo grupo (G2) estão as estações situadas nos igarapés de floresta da Helena, das



Pedras e da Cachoeira, classificados como sedimentos de areia fina siltosa. No terceiro grupo (G3) foram incluídos os pontos do canal de conexão (EC11) e o ponto amostrado no rio Negro, ambos classificados como sedimentos arenosos. A composição granulométrica dos sedimentos superficiais da região do lago Tupé variou de 96,90% a 99,99% de areia; 0,01% a 2,74% de silte e 0,0% a 0,38% de argila. Os teores de matéria orgânica oscilaram entre 0,7% e 3,9%.

A aplicação do método de isovalores contínuos permitiu evidenciar três estações com predomínio da areia muito fina associada as frações siltosas e argilosa sobre as demais frações, é o caso das estações ET1, EI6 e ET10. Na estação central (ET10) a concentração de partículas mais finas é explicada pela geomorfologia local. O trecho de maior declividade termina próximo ao cruzamento dos braços maior e menor do lago, onde se localiza a ET10, desse modo, com a reducão brusca da velocidade de transporte o material em suspensão sedimenta com mais facilidade. Os sedimentos do canal de conexão (EC11) e do rio Negro (EN12). como era esperado, apresentaram as maiores concentrações de areia média e grossa. O predomínio das classes de 0,5 a 0,3mm e 0,25 a 0,125mm na área do canal, indicam uma influência mais acentuada das correntes sobre as partículas mais finas, que entram ou permanecem em suspensão, sendo carreadas pelo fluxo contínuo das águas. A ausência da deposição sedimentar nessas estações (EC11 e EN12) reflete a importância da dinâmica fluvial para a região. Outro fato observado é uma faixa crescente da concentração de argila e argila coloidal, que vai da entrada do canal

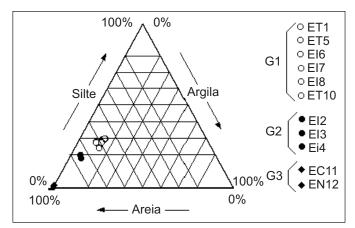


Figura 1. Classificação dos sedimentos superficiais do lago Tupé e rio Negro para o ciclo hidrológico 2003/2004 com base no trabalho de Shepard (1954).

de conexão na direção dos igarapés de floresta, seja em direção das estações ET7 e EI8 seja para ET5 e EI6 (Fig. 2). Essa faixa, bastante nítida, revela uma heterogeneidade dos sedimentos superficiais em relação aos teores de matéria orgânica. Os colóides, são partículas com características bem peculiares, que pertencem a um estado da matéria muito estudado em sedimentologia. Trata-se de um complexo argila composto orgânico que é pesado demais para ter o comportamento de íon, e fino e leve demais para respeitar as fórmulas físicas de tensão interna. Em lugar de decantar, este tipo de partícula realiza no fluído um movimento aparentemente aleatório, denominado movimento browniano. Acredita-se que no lago Tupé a matéria orgânica associada a argila é proveniente diretamente da decomposição e lixiviação da serapilheira no entorno do lago, enquanto que a argila é liberada de determinados solos marginais a partir dos processos de intemperismo e erosão.

O tipo de grão presente nos sistemas fluviais e lacustres é muito variado, apresentando alterações no tamanho, cor e textura, de acordo com as condições geológicas e climatológicas de cada região. Pettijohn (1940) estudando o tamanho das partículas de material clástico em mais de 1.000 amostras, observou uma deficiência nas classes de 2mm a 4mm (areia muito grossa a grânulos) e de 1mm a 2mm (areia grossa a muito grossa). Muitos autores contudo, não acreditam ser este



um fato generalizado. Russell (1968) sugeriu que a causa da aparente escassez dos grânulos em depósitos fluviais e lacustres dinâmicos, estaria relacionada ao fato de que estes grãos são transportados mais rapidamente que as areias às quais se acham associados. Então seriam, em consegüência disso, eliminados dos lagos e rios e acumulados em ambientes marginais (praias) ou estuários. Em estudos sobre os processos sedimentares na planície costeira do baixo rio Doce, no Estado do Espírito Santo, Aprile et al. (1998, 2001) encontraram percentuais de areia grossa e muito grossa na foz do rio Doce que variaram 67,9% (estiagem) a 95,5% (chuvas). Estudos sobre a dinâmica sedimentar local revelaram, no entanto, que esse material não era de origem fluvial, mas sim decorrente da influência marinha na região. Os autores observaram ainda que em virtude da variação da competência do rio, o transporte fluvial de grãos é limitado a partículas inferiores a 0,5mm.

A questão do grau de modificação da distribuição granulométrica que pode ser introduzido pelos processos

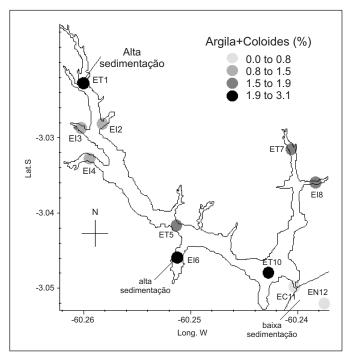


Figura 2: Isovalores dos percentuais de argila e argila coloidal presentes nos sedimentos do lago Tupé para ciclo hidrológico 2003/2004.

de transporte ainda não esta suficientemente entendida. Em geral, os cascalhos e grânulos carreados pelos rios e lagos parecem diminuir de tamanho em direção a jusante, em decorrência da carga de sedimentação. Contudo, quando se estuda regiões de alta energia, como a foz de um rio ou de um grande lago, pode-se observar exatamente o processo inverso. Essa questão da distribuição granulométrica está associada a quantidade de energia limite necessária para o transporte e/ou precipitação do grão (competência do sistema hídrico), e será abordada mais adiante.

Intemperismo

O termo intemperismo é definido como o conjunto de processos ou modificações devidos à ação de agentes atmosféricos e biológicos que geram a destruição física e a decomposição química dos minerais e rochas. Os fatores que controlam a acão do intemperismo são o grau de resistência da rocha mãe a acão do tempo; o clima, que pode apresentar uma variação temporal (sazonalidade) através das chuvas e da temperatura; o relevo, que pode influir no regime de infiltração e drenagem das águas pluviais e, os ecossistemas terrestres e aquáticos, cuja grande contribuição é o fornecimento de compostos orgânicos para os processos de decomposição.

Os processos intempéricos atuam através de mecanismos modificadores das propriedades físicas dos minerais e rochas, além de suas características químicas. Em função dos mecanismos predominantes de atuação, são classificados em intemperismo físico



ou mecânico, químico ou biológico, este último ocorre quando a ação física ou bioquímica de organismos vivos ou da matéria orgânica proveniente de sua decomposição participa do processo (Suguio, 1994; Toledo *et al.*, 2000). No ciclo de formação das rochas sedimentares o intemperismo tem um papel fundamental ao lado da sedimentação.

Na região amazônica a ação do intemperismo químico é predominantemente mais acentuada, devido a temperatura e níveis de chuvas mais elevados. Em regiões como o lago Tupé, onde as rochas sedimentares entram em contato com as águas de rios e lagos de água preta, ocorre reacões com os minerais formadores das rochas. Essas reações são aceleradas pelo fato das águas pretas serem ácidas (pH = 4,5) devido a dissolução de CO₂ que forma os ácidos carbônicos, e a presença constante de substâncias húmicas (ácidos húmicos e fúlvicos) oriundas da decomposição dos compostos orgânicos. Uma análise química das águas dos lagos e rios pode detectar a presença de carbonatos nas suas várias formas, oriundos das rochas sedimentares.

Reações de hidratação/hidrólise e oxiredução permitem a dissociação dos minerais da rocha mãe. O volume de material dissolvido depende da quantidade de água envolvida no processo. A velocidade e sentido das reações de oxiredução dependem da concentração de oxigênio dissolvido na água, e do tamanho da camada anaeróbica. Tratam-se de reações envolvendo os íons H+ e OH-, que dessa forma, acabam por modificar o pH do ambiente.

Outra reação bastante comum durante processo de intemperismo é a

complexação, que ocorre quando um elemento metálico na sua forma iônica se associa a um composto orgânico. Esta reação ocorre com grande freqüência em áreas de mineração, como é o caso do rio Madeira nos trechos alto e médio, onde o mercúrio na sua forma orgânica (metilmercúrio) se associa ao material em suspensão, precipitando na forma de complexo (quelação). Na bacia do lago Tupé acredita-se não existir esse tipo de reação durante o processo de intemperismo químico, por se tratar de uma região relativamente bem preservada.

Os solos da Amazônia são predominantemente classificados como oxissolo, um solo típico de regiões tropicais úmidas, altamente intemperizado, ácido e pouco fértil, muito similar ao latossolo. Esse compartimento, junto com as rochas, garante através de processos químicos o fluxo de óxidos para as águas superficiais e subterrâneas de toda a região (EMBRAPA, 1999 apud Toledo et al., 2000).

Segundo Ruxton (1968) a taxa relativa de mobilidade dos óxidos dos principais elementos químicos das rochas, oriundos da dissociação sedimentar, decresce, geralmente, na seguinte ordem: Ca²⁺ > Na⁺ > Mg²⁺ > K⁺ > Si²⁺ > Fe²⁺ > Al⁺. Para o autor, as rochas submetidas ao intemperismo químico tendem a perder muito mais óxidos de cálcio, sódio, magnésio e potássio do que ferro e alumínio, o que explicaria o "enriquecimento" das rochas por estes últimos. Estudos realizados por Darwich (1995) no lago Camaleão, um lago de várzea amazônico, e no rio Solimões/Amazonas, revelaram um padrão de dominância iônica HCO3 > Ca2+ > Mg2+ > Na+ > Cl > K+ durante quase todo o ciclo hidrológico. Na região do lago Tupé, Darwich (2003, dados não publicados) encontrou a seguinte relação iônica na coluna de água K⁺ > Na⁺ > Ca²⁺ > Mg²⁺. A concentração iônica na coluna de água de um determinado ecossistema, está diretamente ligada aos processos de degradação das rochas e fragmentação dos solos marginais, liberando compostos minerais. Desse modo, pode-se dizer que a taxa crescente de íons na coluna de água e inversamente proporcional a da rocha matriz.

Processos Erosivos

A erosão é o processo de desprendimento e arraste acelerado das partículas do solo causado pela ação da água e/ou vento. A água é o mais importante agente de



erosão; chuvas, córregos, rios, todos carregam solo, as ondas erosionam as costas dos mares e lagos, de fato, onde há água em movimento, ela está erodindo os seus limites (Bertoni & Lombardi Neto, 1999). A constante redução da produtividade dos solos tem sido atribuída principalmente à erosão hídrica e ao manejo inadequado do solo. Outro aspecto de grande relevância é que o aporte de sedimentos oriundos de áreas que sofrem erosão promove o assoreamento de rios e lagos, comprometendo a qualidade da água e alterando a vida aquática, principalmente pela eutrofização (Martins *et al.*, 2003).

Além do impacto direto da perda de solos para os rios e lagos em decorrência da erosão, deve-se lembrar que junto com os solos são carreados compostos orgânicos e inorgânicos, que enriquecem o sistema hídrico. Os solos das regiões tropicais, com as intensas chuvas, estão mais susceptíveis a erosão. A cobertura vegetal é de grande importância para a redução das perdas de nutrientes dos solos. Alguns solos erosionam mais que outros, mesmo que a intensidade de chuvas, declividade, cobertura vegetal e práticas de manejo sejam as mesmas.

Durante muitas décadas os sedimentólogos têm tentado relacionar a quantidade de erosão medida no campo com as várias características físicas do solo que podem ser determinadas em laboratório. Bouyoucos (1935), através de vários experimentos, relacionou a erodibilidade do solo com a sua granulometria, sendo definida como:

$$E = \frac{\% \ areia + \% \ silte}{\% \ argila}$$
 (i)

Aplicando a equação (i) para os pontos amostrados, observa-se que o grau de erodibilidade obtido a partir das proporções de areia, silte e argila variou de 260 a valores superiores a 9.900, este último valor encontrado no canal de conexão rio/lago. Isso mostra que a região do canal de conexão apresenta um grau de erodibilidade teórico muito alto em comparação a região dos igarapés de floresta. De certo modo, é de se esperar que uma área destituída de vegetação e formada por um solo tipicamente arenoso, como mostra as Figuras 3 e 4, sofra mais intensamente a ação do intemperismo e erosão. No entanto, não é isso que ocorre. A região onde se encontra o canal de comunicação com o rio Negro apresenta um aspecto xeromórfico, com dunas que se inclinam em

direção ao canal (Fig. 5). O transporte de partículas através de processos como escorregamento ou avalancha coesiva, característicos de regiões de duna, com fluxo granular clássico (língua de areia) ou ainda cicatrizes de escorregamento produzidas por esforco distensivo, como relata Giannini & Riccomini (2000), não são observados na região. No trecho do canal o alto grau de coesão entre as partículas reduz a ação dos processos erosivos drasticamente. Essa coesão aparente da areia é controlada pelo teor de umidade natural do solo e, é em muito responsável pela retenção dos solos marginais.

Outro fator que os autores acreditam contribuir para os baixos índices de erosão no trecho de comunicação rio/lago, é a baixa energia despendida pelo rio Negro durante os períodos de enchente e vazante. Esse fato pode ser comprovado observando-se a variação diária do nível das águas descrito em Aprile & Darwich (2005, neste volume). As águas do rio Negro tendem a entrar no lago paulatinamente, interferindo o mínimo possível no deslocamento das partículas arenosas presentes às margens do canal de conexão.

A erosão em determinada área fluvial ou lacustre, pode ocorrer em eventos isolados com distribuição temporal discreta. Tais aspectos, associados as condições do meio, em particular a sazonalidade, dificultam a interpretação e/ou avaliação do grau de alteração das condições naturais. Na região amazônica, em decorrência do pulso de inundação, que altera as condições físicas do sistema hídrico seqüencialmente, torna-se difícil a curto prazo detectar o resultado da ação erosiva.



Wischmeier & Smith (1958) formularam uma equação para determinar a perda de solos pela erosão hídrica, considerando no cálculo da energia cinética total (*Ec*) de uma chuva erosiva a intensidade da chuva (*I*). A equação pode ser definida como:

$$Ec = Ws + klog I$$
 (ii)

A água da chuva exerce sua ação erosiva sobre o solo mediante o impacto da gota de chuva, a qual cai com velocidade e energia (*Ec*) variável, segundo o seu diâmetro e mediante a acão de escorrimento.

O modelo apresentado por Wischmeier & Smith (1958) é bastante eficiente em situações onde o regime das chuvas é bem definido, como ocorre na região sudeste do Brasil, por exemplo. No entanto, na Amazônia, onde as chuvas são bem mais distribuídas ao longo do ano, uma característica de floresta tropical úmida, e o ciclo hidrológico cria condições bastante dinâmicas nos ecossistemas fluviais e lacustres, é necessário levar em conta que o sistema não é conservativo.

Modelo Erosivo para o Canal de Conexão

Baseado nas informações obtidas pela análise granulométrica, foi proposto um modelo de avaliação da perda de solo por erosão hídrica para o canal de conexão entre o lago Tupé e o rio Negro. Foram levados em consideração o pulso de inundação para a região e o fato do lago ser um sistema lacustre pouco dinâmico.

Para determinar o grau da ação erosiva em uma determinada área, deve-se levar em consideração o



Figura 3. Detalhe do canal de conexão entre o lago Tupé e o rio Negro.



Figura 4. Canal de conexão com dunas marginais.

conceito de trabalho realizado. Em um sistema não conservativo, baseado nos princípios da mecânica clássica, a energia mecânica (Ec) despendida para a realização de um trabalho útil (Ws) não é integralmente convertida, havendo uma dissipação (ω). Quanto mais proximo de uma situação ideal, menor será o valor de ω , tendendo a zero em uma situação de máxima conservação de energia. Dessa forma tem-se:

$$Ec = Ws + \omega \Leftrightarrow Ws = Ec - \omega$$
 (1)





Figura 5. Paisagem que compõe o canal de conexão. Detalhe para a ausência de vegetação do tipo rasteira (gramíneas).

para uma situação ideal ⇒

$$\lim_{k \to \infty} \frac{Ec - Ws}{k}$$

e onde ω = gasto energético para a realização do trabalho Ws .

Dividindo a equação 1 por Ec tem-se:

$$\frac{Ws}{Ec} = \frac{Ec}{Ec} - \frac{\omega}{Ec} \implies \frac{Ws}{Ec} = 1 - \frac{\omega}{Ec}$$

$$para \frac{Ws}{Ec} = \alpha$$

$$\alpha = \frac{Ec - \omega}{Ec} \implies da \ Eq.(1) \ \alpha = \frac{Ws}{Ec}$$
 (2)

Defini-se assim que ∞ é a taxa de eficiência de conversão de energia. A ação erosiva é função da energia cinética pelo tempo, podendo ser expressa a partir da junção das equações 1 e 2 e sua respectiva derivada. Sendo assim tem-se:

$$\frac{\Delta Ec}{\Delta t} = \frac{\partial Ws}{\partial Ec} \frac{dEc}{dt} + \frac{\partial \omega}{\partial Ec} \frac{dEc}{dt}$$
 (3)

Nesta proposição, a ação erosiva em função do tempo é determinada pela entrada de energia (*Ec*) e pela saída

de trabalho erosivo (*Ws*), com suas respectivas perdas. Por fim, deve-se considerar o sistema constituído de uma massa (*M*) imprimindo-lhe uma força (*F*). Nesse caso, a energia mecânica total (*ET*) despendida no sistema, é dada pelo somatório das energias cinética (*Ec*) e potencial (*Ep*). Tem-se assim:

$$E_r = E_c + E_p \iff E_r = \frac{M-v2}{2} + M.g.h$$
 (4)

A equação 4 trata da energia disponível à realização de um trabalho erosivo (W), que uma massa de água (M) apresenta quando animada de uma velocidade (v) por ação da aceleração da gravidade (g). Essa massa de água pode ser definida como sendo proveniente da precipitação (chuvas) ou escoamento superficial (enxurrada), cuja propriedade é a desagregação dos solos marginais e conseqüente transporte de partículas. Associando as equações 2 e 4 para uma energia total, defini-se que o trabalho erosivo é dado por:

$$W_S = \alpha.E_R \Leftrightarrow W_S = (\frac{M-v^2}{2} + M.g.h) \Rightarrow$$

$$W_s = \alpha . M \left(\frac{M - v^2}{2} + g . h \right)$$
 (5)

O escorrimento da água na superfície do solo é o maior agente de transporte das partículas. A quantidade de força gerada pela enxurrada é relacionada com a concentração e velocidade com que ela se move em uma declividade. A energia da enxurrada é uma função da massa e da velocidade de escorrimento da água.

A dinâmica energética na produção de erosão hídrica está associada à dinâmica do ciclo hidrológico, parcialmente convertida em trabalho de desagregação e de transporte de partículas de solo. Segundo D'Agostini



(1999) o estado energético seja para a água da chuva, para a água parada ou em escoamento sobre a superfície do solo, decorre da manifestação de forças derivadas de relações entre massa.

Dinâmica Sedimentar

O ciclo sedimentar clássico consta de fases de intemperismo e erosão, transporte, sedimentação (deposição), litificação e metamorfismo (Fig. 6). Toda a bacia hidrográfica é responsável pelo fornecimento detrítico aos cursos de água que, em conjunto, torna-se o fenômeno natural de maior ocorrência na esculturação da rede de canais e das paisagens encontradas na superfície terrestre (Christofoletti, 1981).

A dinâmica sedimentar esta particularmente associada às etapas de transporte e sedimentação. Nas áreas continentais, em especial na região amazônica, estudos dessa natureza ainda são escassos.

A carga de material particulado é formada por partículas de granulometria maior, transportadas através dos mecanismos de saltação, arrasto ou rastejamento e deslizamento ou rolamento. Cada mecanismo apresenta um tipo de ação associado a um tamanho de partícula e trajetória específicos. Em decorrência do volume e da densidade dos grãos, a velocidade da carga do leito é muito mais lenta que a do fluxo, pois as partículas podem se deslocar de modo intermitente. Já a carga em suspensão, ocorre quando partículas de granulometria reduzida, como silte e argila, se mantém suspensas pelo fluxo turbulento.

Quanto maior a granulometria de

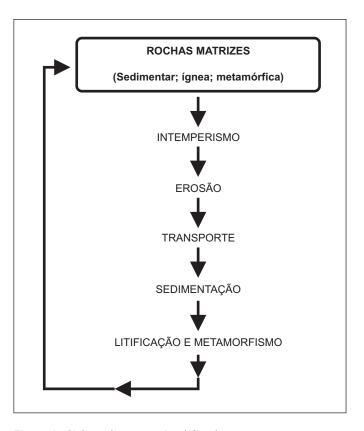


Figura 6. Ciclo sedimentar simplificado.

um leito sedimentar inconsolidado, maior deverá ser a velocidade mínima necessária para dar início ao movimento dos grãos (valor crítico). Assim sendo, os cascalhos carreados, de forma geral, diminuem de tamanho em direção à jusante. Segundo Suguio (1994) isso se deve não apenas a abrasão durante o transporte com consequente aumento dos graus de arredondamento e esfericidade, mas também, pela redução da competência do sistema hídrico em decorrência da redução da declividade. O diagrama apresentado na Figura 7 mostra a velocidade mínima necessária para que ocorra o transporte do material sedimentar. Nota-se que existe um ponto crítico entre o transporte e a sedimentação do material erodido dos solos marginais. Nesse ponto, partículas de maior diâmetro podem ora ser depositadas ora ser carreadas com uma pequena variação da velocidade de corrente.

Para que as partículas em movimento sedimentem ou



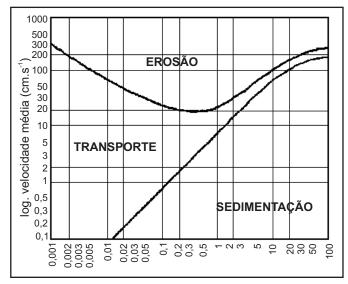


Figura 7. Relação velocidade *versus* granulometria no ciclo sedimentar (Fonte: Suguio, 1994).

vice-versa, deve haver uma relação direta entre a velocidade crítica e o diâmetro das mesmas. A velocidade crítica necessária para que a partícula deixe o estado de repouso e apresente uma aceleração, é função da granulometria do grão. Partículas muito finas necessitam de uma energia cinética inicial alta para deixar esse estado de repouso. É o caso dos sedimentos argilosos e silte-argilosos, que apresentam uma superfície específica muito grande, necessitando, dessa forma, de uma energia cinética bastante elevada para serem erodidos e por conseguinte transportados. Em outras palavras, da mesma forma como há uma velocidade mínima necessária para "romper" o estado inercial de repouso, também há um tamanho mínimo necessário para que ocorra a inclusão da partícula no fluxo turbulento.

No lago Tupé a maior velocidade de corrente é encontrada durante as fases de enchente e vazante. Nesses períodos predomina o processo de transporte sedimentar. Já durante os períodos de cheia e seca, por sua vez, há o predomínio dos processos de sedimentação. Além disso, dentro das condições morfométricas do lago, apresentadas por Aprile & Darwich (2005, neste volume), existem trechos de maior

ou menor taxa de sedimentação, dependendo da competência e da declividade do lago, como mencionado anteriormente. A deposição do material em suspensão no lago Tupé ocorre preferencialmente no eixo vertical, promovendo o acúmulo gradual e homogêneo dos grãos de granulometria semelhante, e o aumento da espessura da camada de sedimentos superficiais do leito. A deposição por arrasto e rolamento deposita os sedimentos no sentido da tensão tangencial, de forma paralela ao leito sedimentar, permitindo a distribuição das partículas numa forma plana. Os trechos de maior deposição sedimentar observados no lago foram primeiramente no igarapé da Cachoeira (El4) e na estação ET7, e em um segundo momento à jusante da estação ET5 e à montante da estação ET10, ambas em trechos de forte declividade.

Em um fluxo de baixa viscosidade, como ocorre no curso inferior dos igarapés de floresta, que se comunicam com o lago, não há ou há uma ínfima ação da turbulência. Nesses trechos, há uma tendência das partículas muito finas a sedimentarem de forma homogênea, formando uma espessa camada de sedimentos recentes, que mesmo havendo uma ruptura do momento de repouso, através de uma força de soerguimento, se esta não se mantiver, o grão tenderá a sedimentar novamente.

Estudos desenvolvidos por Kuenen (1965) e posteriormente por Postma (1967) revelaram que os depósitos sedimentares constituídos por grãos menores que 0,1 mm apresentam grande força de coesão. Essa força manifesta-se em decorrência da grande diferença entre a velocidade



da corrente necessária para o transporte e a velocidade necessária para recolocá-las em suspensão depois de sedimentadas.

Um modelo de dinâmica sedimentar para o lago é apresentado na Figura 8. Observa-se a partir dos resultados da análise granulométrica e da taxa de erodibilidade, que a sedimentação de origem lacustre é predominantemente formada de silte, argila e argila coloidal, enquanto que a sedimentação fluvial é arenosa. A concentração de material em suspensão no lago Tupé é de aproximadamente 10 mg.L⁻¹, sendo que em alguns pontos esse valor é ainda menor, como é o caso do igarapé Terra Preta (EI8) cuja concentração chega ao máximo de 4 mg.L⁻¹. Considerando que a carga de material em suspensão transportado pelo rio Negro é muito baixa, e que os igarapés de floresta são basicamente de águas claras, concluí-se que os sedimentos finos encontrados no leito do lago Tupé são decorrentes, principalmente, da erosão/lixiviacão dos solos silteargilosos e argilo-siltosos da bacia do lago.

O comportamento dinâmico do grão é uma resposta direta às forças nele atuantes, e reflete suas características individuais como forma, tamanho, densidade e rugosidade superficial. Nos fluxos de baixa viscosidade, a corrente pode separar os grãos menos densos dos mais densos. Nos corpos de água preta, o fluxo de baixa viscosidade é predominante, como resultado da baixa concentração de material em suspensão existente na coluna de água. O resultado desse comportamen-

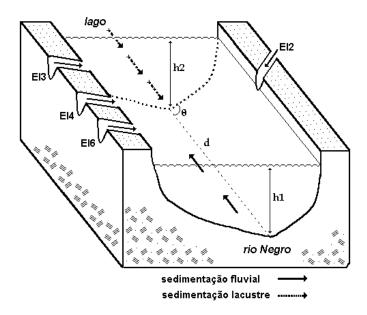


Figura 8. Modelo de dinâmica sedimentar para o lago Tupé.

to é uma seleção, de caráter granulométrico e morfométrico, ao longo do leito dos sistemas lacustres e fluviais, a exemplo do lago Tupé e do rio Negro.

Ainda são poucos ou guase nenhum os estudos acerca dos efeitos da diminuição granulométrica sobre os parâmetros da distribuição de tamanhos dos grãos, e a correlação destes com os tipos de fluxo. Estudos preliminares associando o transporte de partículas, seus diversos tamanhos e a carga de sedimentação, estão sendo desenvolvidos no rio Madeira no trecho compreendido no Estado de Rondônia, pelo autores. O estudo leva em consideração, entre outros fatores, a carga de material particulado em suspensão na coluna de água, que pode ser retida a partir de um processo de filtração. Acredita-se que o processo de sedimentação e transporte do material particulado dependa não apenas do tamanho e natureza do material, mas também, da proporção deste material, do grau de irregularidade do leito do sistema hídrico, e do tempo e distância envolvidos na ação abrasiva.



Bibliografia Citada

- Abessa, D. M. S. 1996. Teste de toxicidade de sedimentos da região de Santos-SP-Brasil, (24° S, 46° W), utilizando o anfipoda escavador Tuburenella viscana (crustacea-platyischnopidae). Dissertação de Mestrado, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo. 97pp.
- Aprile, F. M. 2001. Estudo da dinâmica e do modelo de balanço de massa do carbono no Sistema Estuarino de Santos, São Paulo Brasil. Relatório de Pós-Doutorado, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo. 129pp.
- Aprile, F. M.; Shimizu, G. Y.; Lorandi, R.; Silva, L. A. 1998. Lagoas Costeiras do Espírito Santo, Brasil: Caracterização química do sedimento e água destes ecossistemas. In: 8 Seminário Regional de Ecologia, São Carlos, SP, 1996.UFSCar, São Carlos, 3:1361-1371.
- Aprile, F. M.; Lorandi, R.; Bianchini Jr., I.; Shimizu, G. Y. 2001. Tipologia dos ecossistemas lacustres costeiros do Estado do Espírito Santo, Brasil. *Bioikos*, 15(1):17-21.
- Aprile, F. M., Darwich, A. J. 2005. Modelos geomorfológicos para o lago Tupé In: Santos-Silva, E. N.; Aprile, F. M.; Scudeller, V. V.; Melo, S. (Orgs.), BioTupé: Meio Físico, Diversidade Biológica e Sociocultural do Baixo Rio Negro, Amazônia Central. INPA, Manaus, AM.
- Bagnold, R. A. 1941. *The physics of blown sand and desert dunes*. Methuen, Londres. 265pp.
- Bertoni, J.; Lombardi Neto, F. 1999. *Conservação do solo*. Ícone Editora, São Paulo, 4 ed. 355pp.
- Bouyoucos, G. W. 1935. The clay ratio as a criterion as susceptibility of soils to erosion. J. *Amer. Soc. Agron.*, Madison, Wisc., 27:738-741.
- Christofoletti, A. 1981. *Geomorfologia fluvial*. O canal fluvial. vol. 1, Edgard Blücher, São Paulo. 313pp.
- Coutinho, M. E.; Barbosa, F. A. R. 1986. Distribuição vertical de matéria orgânica, nitrogênio orgânico total, fósforo total e algumas formas iônicas nos sedimentos recentes de 3 lagos de Minas Gerais. *Acta Limnol. Brasil.*, 1:401-429.
- D'Agostini, L. R. 1999. *Erosão. O problema mais que o processo*. Editora da UFSC, Florianópolis. 131pp.
- Darwich, A. J. 1995. Processos de decomposição de

- Echinochloa polystachya (H. B. K.) Hitchcock (Gramineae = Poaceae), capim semi-aquático da várzea amazônica. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia/ Universidade do Amazonas (INPA/UA), Manaus (AM). 327pp.
- Esteves, F. A. 1998. Fundamentos de Limnologia. 2 ed., Interciência, Rio de Janeiro. 602pp.
- Folk, R. L.; Ward, W. C. 1957. Brazos river bar a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sed. Petrol.*, 27:3-27.
- Furtado, V. V. 1978. Contribuição ao estudo da sedimentação atual no canal de São Sebastião, Estado de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, v. 2. 102pp.
- Giannini, P. C. F.; Riccomini, C. 2000. Sedimentos e processos sedimentares. In: Teixeira, W.; Toledo, M. C. M.; Fairchild, T. R. & Taioli, F. (eds.). *Decifrando a Terra*. São Paulo, Oficina de Textos. p. 167-190.
- Krumbein, W. C. 1936. The application of logarithmic moments to size frequency distribution of sediments. *J. Sediment. Petrol.*, 6:35-47.
- Krumbein, W. C.; Pettijohn, F. J. 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton Century Crofts Inc., New York, 549p.
- Krumbein, W. C.; Rasmussen, W. C. 1941. The probable error of sampling beach sand for heavy mineral analysis. J. Sediment. Petrol., 11:10-20.
- Kuenen, P. H. 1965. Experiments in



- connection with turbidity currents and clay suspensions. In: Whitard, W. F. & Bradshaw, R. (eds.). Submarine geology and geophysics. Butterworth, London. p.47-71.
- Maglioca, A.; Kutner, A. S. 1964. Conteúdo orgânico dos sedimentos de fundo de Cananéia. São Paulo, Contribuições avulsas do Instituto Oceanográfico de São Paulo. Série Oceanog. Física, 7. 15pp.
- Maglioca, A.; Kutner, A. S. 1965. Sedimentos de fundo da Enseada do Flamengo. Instituto Oceanográfico, USP, São Paulo, Série Oceanog. Física, 8:1-15.
- Martins, S. G.; Silva, M. L. N.; Curi, N.; Ferreira, M. M.; Fonseca, S.; Marques, J. J. G. S. M. 2003. Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES). *R. Bras. Ci. Solo*, 27:395-403.
- Mason, C. C.; Folk, R. L. 1958. Differentiation of bead, dune and aeolian flat environments by size analysis. Mustang Island. *Journ. of Sed. Petrol.*, 28:211-226.
- Müller, G. 1967. Methods in sedimentary petrography (Part I). Hafner Publ. Co., New York. 283pp.
- Pettijohn, F. J. 1940. Relative abundance of size grades of clastic sediments. *Program Soc. Econ. Paleont. and Mineral*, 1940 meeting.

- Postma, H. 1967. Sediment transport and sedimentation in the estuarine environment. In: Lauff, G. H. (ed.). *Estuaries. Amer. Assoc. Adv. Sci.*, Washington, DC. p. 158-179.
- Russell, R. J. 1968. Where most grains of very coarse sand and fine gravels are deposited. *Sedimentology*, 11:31-38.
- Ruxton, B. P. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *J. Geol.*, 76:518-527.
- Shepard, F. P. 1954. Nomenclature based on sand-silt-clay ratios. *J. Sedim. Petrol.*, 24(3):151-158.
- Shepard, F. P.; Moore, D. G. 1954. Sedimentary environments differentiated by coarse fraction studies. *Bull. Amer. Assoc. Petrol.* Geol., 38:1792-1802.
- Suguio, K. 1973. *Introdução à sedimentologia*. Ed. Edgard Blucher/EDUSP, São Paulo. 110pp.
- Suguio, K. 1994. Rochas Sedimentares. propriedades, gênese, importância econômica. 4 ed., Edgard Blücher, São Paulo. 500pp.
- Toledo, M. C. M.; de Oliveira, S. M. B.; Melfi, A. J. 2000. Intemperismo e formação do solo. In: Teixeira, W.; Toledo, M. C. M.; Fairchild, T. R. & Taioli, F. (eds.). *Decifrando a Terra*. Oficina de Textos, São Paulo. 568pp.
- Udden, J. A. 1898. Mechanical composition of wind deposits. *Augustana Library Publ.* 1:1-69.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and glass terms for clastic sediments. *J. Geol.*, 30:377-392.
- Wentworth, C. K. 1933. Fundamental limits to the sizes of clastic grains. *Science*, 77:633-634.
- Wischmeier, W. H.; Smith, D. D. 1958. Rainfall energy and the relationships to soil loss. *Trans. Am. Geoph. Union*, 39:285-291.
- Young, E. J. 1966. A critique of methods for comparing heavy mineral suites. *J. Sediment. Petrol.*, 36:57-65.