

2

Revisão Bibliográfica

Neste capítulo é feita uma revisão bibliográfica dos temas de maior relevância para o desenvolvimento da pesquisa. Inicialmente é feito um resumo sobre a terminologia utilizada, visando o melhor entendimento dos processos envolvidos na evolução da paisagem. São estudadas a história e a dinâmica dos relevos, analisando a interação dos processos erosão, transporte, sedimentação e tectônica. Nas seções seguintes são abordados os principais mecanismos envolvidos no processo erosivo; onde é feita uma análise detalhada das equações relacionadas com a capacidade de transporte de sedimentos e das principais formas de incisão do solo. Também é feita uma resenha dos principais modelos numéricos e de alguns modelos computacionais encontrados na literatura. No referente aos processos de encostas, são analisados os diferentes tipos de deslizamentos possíveis em taludes naturais. Serão analisadas as equações que dominam o problema, assim como métodos de solução para as mesmas.

2.1.

Terminologia

Um ponto importante para entender os processos de erosão e sedimentação é o entendimento da terminologia. O material erodido das áreas expostas, próximas à linha de divisão das águas, é proveniente das áreas de sulcos e entressulcos. As áreas de entressulcos são aquelas regiões localizadas entre os pequenos fluxos canalizados chamados de sulcos ou canais. A erosão nos entressulcos acontece naquelas áreas onde o fluxo é superficial ou fino e as forças de desprendimento das partículas se deve principalmente à energia das gotas de água caindo na superfície do solo exposto. A erosão em sulcos acontece quando o fluxo se concentra em pequenos canais no micro-relevo com a suficiente profundidade e inclinação para ocasionar a incisão do canal. Quando a profundidade nos canais é o suficientemente grande para absorver a energia do impacto das gotas d'água, o desprendimento das partículas do solo acontece primariamente por forças de cisalhamento da corrente no canal. O aparecimento

desses canais acontece de forma aleatória no terreno, dependendo das características do fluxo, das precipitações, do tipo de rocha e da inclinação do relevo, dentre outros fatores. Uma vez que o fluxo começa a escoar para baixo do relevo e se afastar da linha de divisão das águas, a localização das áreas de fluxos canalizados não é mais controlada pelo micro-relevo e passa a ser controlada pelo macro-relevo. A principal causa de desprendimento de partículas no macro-relevo é a força de cisalhamento do fluxo canalizado, que atua na base do leito do canal [10].

A erosão em entressulcos é causada principalmente pelo impacto das gotas d'água. Dessa forma, a erosão nessas áreas independe do comprimento do declive; sendo assim, é necessária uma distância o suficientemente extensa para gerar um fluxo que transporte o sedimento erodido. A deposição do sedimento pode acontecer em qualquer ponto na descida do declive e acontece, no geral, quando a capacidade de transporte do fluxo é menor que a carga de sedimento transportada. Os processos de transporte e sedimentação serão discutidos com maior ênfase em seções posteriores, mas antes, são descritos alguns termos envolvidos no processo erosivo.

Runoff

Refere-se a todos os processos que culminam com fluxo no canal perene de 1ª ordem de uma dada bacia. A palavra *runoff* não discrimina os vários processos ou *timing* da água coletada em uma bacia, de forma que uma terminologia mais precisa deve ser usada para descrever os componentes do fluxo de água no canal de drenagem [2].

Nem toda a precipitação escoar imediatamente para fora de uma dada bacia. Parte da água escoar muito rapidamente, parte é armazenada temporariamente e outra fração nunca escoar para fora sendo reevaporada para a atmosfera, ou percolada para aquíferos subterrâneos profundos. Os seguintes termos são usados para classificar e descrever o processo complexo de *runoff*.

- **Precipitação no canal (P)**. É a fração da chuva que cai diretamente no canal de drenagem da bacia. Normalmente a área recebendo é da ordem de 1% da área total da bacia, mas no caso de períodos prolongados de chuva, a área que recebe a chuva diretamente pode chegar a ser considerável devido à expansão do canal principal para dentro de canais intermitentes e efêmeros da bacia.

- **Escoamento lateral no solo (E_l).** É a fração da vazão derivada da precipitação que não infiltra na superfície mineral do solo (correndo sobre a superfície para o canal mais próximo sem infiltração alguma).
- **Escoamento superficial ($P + E_l$).** Escoamento que não infiltra. Equivale à soma dos dois anteriores
- **Escoamento subsuperficial (E_i).** Refere-se à parte da vazão do canal que vem de fontes subsuperficiais, mas que atinge o canal tão rapidamente que compõe a hidrografia causada por dado evento de chuva. Existe uma incerteza na separação entre fluxo básico e fluxo subsuperficial, mas o maior componente da vazão derivada de chuva em áreas de florestas começa com fluxo subsuperficial.
- **Deflúvio (D).** É o termo usado com maior frequência em Hidrologia para descrever as características de produção de inundação de bacias hidrográficas.

$$D = P + E_l + E_i \quad (1)$$

- **Escoamento básico (E_b).** É o efluxo de água dos aquíferos subterrâneos para o canal. Em áreas de floresta de terra firme e bem drenadas, aproximadamente 85% do volume de água recebido pela drenagem é escoamento básico.
- **Vazão do canal (Q).** É a taxa de descarga de um dado canal natural obtida em uma estação de medição. É a soma de todos os termos acima:

$$Q = P + E_l + E_i + E_b \quad (2)$$

- **Vazamento profundo (V).** Refere-se à perda de água em falhas profundas (ou cavernas, rios subterrâneos) não computadas em uma estação de medição da vazão de saída de água da bacia.
- **Fluxo abaixo do leito do canal (U_c).** É também o fluxo não medido que ocorre em sedimentos de vales e material carregado e depositado no fundo.
- **Coleta de Água (W_y).** É a água total coletada em um dado período de tempo. Em termos de componentes de fluxo, tem-se que:

$$W_y = Q + U_c \pm V \quad (3)$$

2.2. Processos Erosão-Transporte-Sedimentação

Nesta seção são apresentados os principais mecanismos do processo erosivo e alguns dos modelos numéricos descritos na literatura. É feita também uma breve resenha para compreender a história e a dinâmica dos relevos.

Os processos de superfície descrevem as etapas sucessivas de erosão-transporte-sedimentação do ciclo das rochas. Pedacos de rochas são arrancados do relevo (erosão), transferidos em uma rede de drenagem (transporte) e depositados em bacias sedimentares (sedimentação). Analisar a dinâmica dos processos elementares de erosão - transporte - sedimentação é essencial para compreender como as paisagens respondem a perturbações externas (clima, tectônica) e como os fluxos sedimentares registram essa história. Caracterizar as leis físicas e compreender como as paisagens reagem às variações externas são desafios essenciais da geomorfologia quantitativa. Nos últimos vinte anos, foram alcançados importantes progressos que permitem aos pesquisadores realizar estudos baseados em dados mais precisos (taxas de erosão, de incisão, de soerguimento, de precipitação, de sedimentação, etc.), desenvolver modelos analíticos (leis de erosão - transporte) e realizar modelagens numéricas e experimentais que ajudam a testar diversas hipóteses da evolução topográfica. Nas próximas seções são descritos alguns elementos importantes na caracterização dos processos fluviais.

2.2.1. A bacia hidrográfica

Geralmente, o estudo dos processos de superfície recai na análise de uma unidade morfológica de base, a bacia hidrográfica [6]. Esta é definida como o território no qual o conjunto das águas que chegam à sua superfície converge para um único ponto, chamado exutório. A sua delimitação, das bacias vizinhas, é feita pelas linhas de divisão de águas ou espigões. Em uma bacia hidrográfica, podem ser diferenciados três domínios de erosão/transporte diferentes: os rios, as encostas e as geleiras. A importância relativa de cada um desses domínios depende, em grande parte, do clima e da posição latitudinal do relevo. Geralmente, os nevados não ocupam mais do que 5%-10% da área total da bacia. No entanto, o seu papel não é menos importante na dinâmica do relevo, de fato, a erosão glacial pode representar um mecanismo de destruição muito importante.

Por outra parte, os rios têm um papel muito importante dentro da dinâmica das paisagens. Eles constituem o mecanismo principal de transmissão de uma solicitação externa (variações do clima, tectônica, precipitações, etc).

Morfologicamente falando, as bacias hidrográficas podem ser descritas por um grande número de ferramentas estatísticas chamadas “descritores morfométricos”. Essas ferramentas foram desenvolvidas conjuntamente com os progressos alcançados no campo das medições topográficas do terreno (modelos numéricos cada vez mais precisos e acessíveis) e com os avanços no tratamento informático desses dados (programas SIG em especial). Os descritores mais frequentemente empregados são [6]:

Com relação aos rios

Lei de Hack

É uma relação empírica entre o comprimento do canal e a área da bacia hidrográfica. Se L é o comprimento do maior canal da bacia e A é a área da bacia hidrográfica, a lei de Hack pode ser escrita como [11]:

$$L = C_1 \cdot A^h \quad (4)$$

Onde C_1 e h são constantes. O termo h é chamado de expoente de Hack e é ligeiramente inferior a 0.6 na maioria das bacias.

Lei de Flint

É a relação entre a inclinação do canal S e a área de drenagem A . A Lei de Flint pode ser escrita da forma:

$$S = k \cdot A^{-\theta} \quad (5)$$

Onde k é conhecido como coeficiente de inclinação (*steepness index*) e θ é um expoente positivo conhecido como índice de concavidade. O expoente θ pode adquirir valores entre 0.4 e 0.7, com raras exceções pode obter valores extremos ao redor de 0.2 e 1.

Com relação à rede de drenagem

A escolha de uma unidade básica é de vital importância para o estudo e para a análise quantitativa da rede de canais fluviais. Essa unidade básica é definida como um conjunto de canais, todos localizados acima de um único ponto da rede (exutório), e onde a descarga de todos os canais converge para

esse ponto. A Figura 2 esquematiza uma bacia hidrográfica e sua rede de canais.

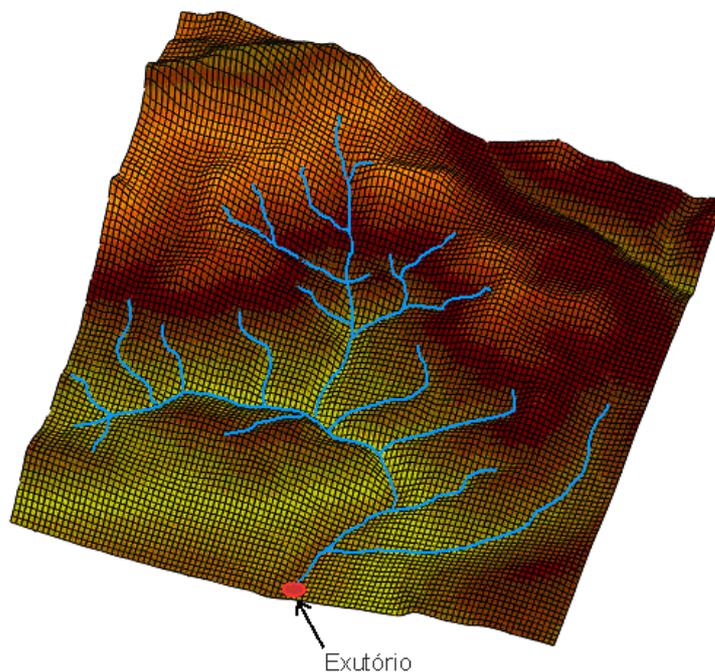


Figura 2 – Bacia hidrográfica com sua rede de canais.

O primeiro passo para o conhecimento da rede de drenagem é descrever quantitativamente as redes de canais e relacionar suas características com condições geológicas e climáticas. Os estudos desenvolvidos por Horton [13] transformaram consideravelmente a descrição quantitativa das redes naturais de canais nas bacias hidrográficas, estabelecendo as famosas leis de composição de drenagem.

Lei de Horton

De acordo com o sistema de classificação de canais de Horton, os canais podem ser classificados pela sua ordem, isto é, canais de primeira ordem são aqueles que não possuem tributários; os canais de segunda ordem somente recebem tributários de primeira ordem; os canais de terceira ordem podem receber um ou mais tributários de segunda ordem, mas também podem receber afluentes de primeira ordem, e assim sucessivamente. Nessa hierarquização de canais, o rio principal é designado pelo mesmo número de ordem desde sua nascente [14]. A ordem W de um canal formado na confluência de dois canais de ordens i e j é calculada como [15]:

$$W = \text{Max}(i, j, \text{int}[1 + 0.5(i + j)]) \quad (6)$$

Onde $\text{int} []$ refere-se à parte inteira do argumento.

O comprimento médio do canal de ordem W_i é definido como [12]:

$$\bar{L}_{W_i} = \frac{\sum_i L_{i,W_i}}{N_{W_i}} \quad (7)$$

Onde L_{i,W_i} é o comprimento do i -ésimo canal de ordem W_i , e N_{W_i} é o número de canais de ordem W_i .

As equações quantitativas da lei de Horton são:

- **Relação dos comprimentos dos canais (R_L)**

é a relação entre o comprimento médio \bar{L} dos segmentos da ordem i e o comprimento médio dos segmentos da ordem mais baixa seguinte $i - 1$.

$$R_L = \frac{\bar{L}_i}{\bar{L}_{i-1}} \quad (8)$$

Sendo que esta relação pode variar entre valores de 1.5 a 3.5.

- **Relação dos números dos canais ou relação de bifurcação (R_B)**

É a relação entre o número total de canais de uma ordem i e o número total de segmentos da ordem imediatamente superior $i + 1$.

$$R_B = \frac{N_i}{N_{i+1}} \quad (9)$$

Este termo assume valores entre 3 e 5.

- **Relação das áreas de drenagem (R_A)**

É a relação entre a área média das bacias de determinada ordem i e a área média das bacias de ordem imediatamente inferior $i - 1$.

$$R_A = \frac{\bar{A}_i}{\bar{A}_{i-1}} \quad (10)$$

Método de ordenamento de canais de Strahler (*Strahler Stream Order*)

Horton foi modificado por Strahler em 1972 [14]. No sistema de ordenamento de canais introduzido por Strahler, os canais sem tributários são considerados de primeira ordem, estendendo-se desde a nascente até a confluência, os canais de segunda ordem surgem da confluência de dois canais de primeira ordem e só recebem afluentes de primeira ordem, os canais de terceira ordem surgem da confluência de dois ou mais canais de segunda ordem, podendo receber afluentes de segunda e de primeira ordem, e assim sucessivamente. Sendo assim, a ordem da bacia corresponde ao valor do canal de maior ordem. Deste modo, a diferença entre Horton e Strahler é que o último elimina o conceito de que o rio principal deva ter o mesmo número de ordem da nascente até a foz. A Figura 3 mostra uma hierarquização dos canais de uma bacia, utilizando o método de ordenamento de Strahler.

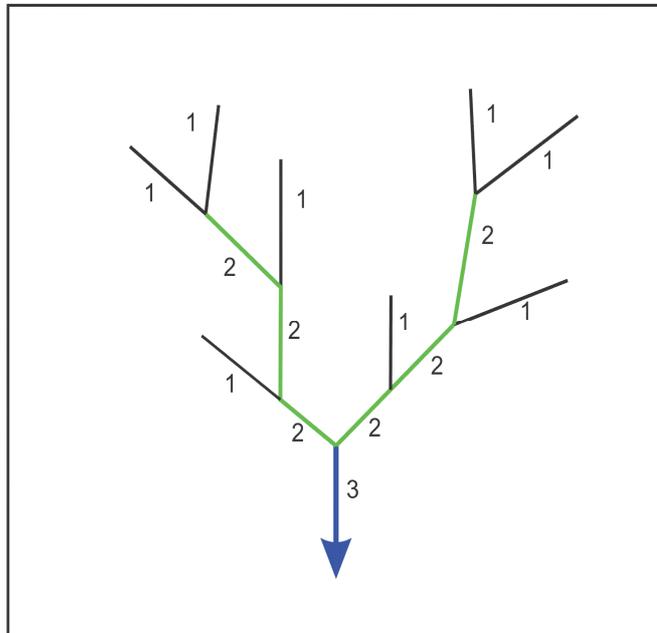


Figura 3 – Classificação da ordem de canais de uma bacia – método de Strahler

Densidade de Drenagem (*Drainage Density*)

É a relação entre o comprimento dos canais de drenagem e a área de drenagem da bacia.

$$D_d = \frac{L_T}{A} \quad (11)$$

Frequência de Drenagem (*Drainage Frequency*)

Ou densidade hidrográfica, é a relação entre o número de canais de drenagem N e a área de drenagem da bacia A . Os canais são contabilizados de acordo com a lei de ordenamento de Strahler.

$$D_h = \frac{N}{A} \quad (12)$$

Com relação à bacia hidrográfica

1. Relação do relevo (*relief ratio* ou *stream gradient*)

Trata-se da razão entre o desnível total da bacia e o seu comprimento. Este parâmetro indica, pelo tanto, a inclinação média da bacia hidrográfica.

2. Relação de forma (*basin axial ratio*)

Quantifica o alongamento planar de uma bacia. é a relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia. Mede-se o comprimento da bacia (L) quando se segue o curso d'água mais longo desde a desembocadura até a cabeceira mais distante da bacia. A largura média (\bar{L}) é obtida quando se divide a área pelo comprimento da bacia.

$$R_f = \frac{\bar{L}}{L} \quad (13)$$

$$\bar{L} = \frac{A}{L} \quad (14)$$

$$R_f = \frac{A}{L^2} \quad (15)$$

2.2.2.

Processos fluviais

Em quase todas as paisagens terrestres os processos fluviais dominam a remoção do material erodido, seu transporte e posterior deposição em locais que podem estar separados da sua fonte por milhares de quilômetros. Os rios representam o principal vínculo entre os fenômenos externos (intemperismo, clima, tectônica etc.) e a resposta do relevo. A erosão do relevo acontece

episodicamente por processos espacialmente variáveis, mas que criam uma integrada e coerente rede de avenidas de transporte e erosão concentrada. Howard *et al* [8] observaram que é usual modelar os sistemas dos rios utilizando uma única e simples regra de incisão e transporte. Entretanto, esses fatores relatam que essas simplificações podem levar a discrepâncias em relação ao que é observado no campo.

Na modelagem deposicional de sedimentos nas regiões distantes das bacias hidrográficas, como leques e deltas, o tratamento do transporte do sedimento produto da erosão das montanhas é fundamental, mas pode ser modelado de forma relativamente simples (ex. difusão linear). A modelagem da incisão e erosão do leito rochoso (particularmente nas áreas a montante) é bem mais complexa. Em modelos de grande escala isso tem sido, quase sempre, tratado como o resultado da capacidade de transporte de sedimento insatisfeita na equação da conservação de massa, o qual é inapropriado pois o processo de incisão no leito rochoso não é equivalente à erosão por perda de sedimento. O processo de incisão na rocha é essencial em modelos de grande escala, pois, além de criar o relevo, é o principal vínculo entre os processos erosionais/tectônicos e as alterações dos perfis dos rios.

Se a superfície terrestre fosse formada por um único tipo de sedimento não-coesivo, com tamanho de grão uniforme, as leis empregadas freqüentemente para representar os sistemas fluviais nos modelos de evolução do relevo seriam aceitáveis (seja uma única lei de incisão na rocha ou uma equação de difusão linear). No entanto, as observações e inspeções feitas nos rios mostram um cenário completamente diferente. Canais com inclinações maiores apresentam porções significativas dos seus leitos rochosos expostos. Por outro lado, mesmo com um processo de soerguimento ativo e com elevadas taxas de erosão devido às correntezas, podem existir trechos onde o leito do rio é coberto por sedimentos conformados por pedregulhos ou cascalhos. O perfil dos rios pode variar abruptamente, de tal forma que o manto de pedregulhos pode dar lugar a depósitos de areia. Essas mudanças no tamanho dos grãos do sedimento exercem um controle primário na incisão da rocha, taxas de transporte e na evolução do perfil.

Outro ponto importante a ser considerado na análise quantitativa, considerando a resposta a longo prazo de canais fluviais, é a formação de diferentes tipos de canais, que diferem em morfologia e em processos predominantes. Howard *et al* [8] mencionam três importantes tipos de canais de acordo com o tipo de leito: Leito rochoso (*bedrock*), canais aluviais de partículas

finas (*fine-bed alluvial*) e canais com leito formado por partículas grossas (*coarse-bed threshold*). De uma forma geral, esses três tipos de canais podem ser divididos em dois tipos principais: rios com leito rochoso (***bedrock rivers***) e rios aluviais (***alluvial rivers***).

Os rios com leito rochoso, ou ***bedrock rivers***, são aqueles nos que a quantidade de material transportado é inferior à capacidade de transporte. O fator que limita a sua evolução é, por conseguinte, a capacidade do rio de erodir o seu leito. Geralmente, são chamados de rios limitados pela incisão ou pela produção de material (*detachment limited rivers*).

Por outro lado, os rios aluviais, ou ***alluvial rivers***, possuem uma carga sedimentar considerável, a qual é maior que a capacidade de transporte do rio. São também chamados de rios limitados pelo transporte (*transport limited rivers*). Dificilmente um rio apresentará uma única característica ao longo do seu perfil, isto é, é comum encontrar rios nos quais o leito rochoso se alterna com trechos cobertos por depósitos de sedimentos aluviais, esse rios são chamados de semi-aluviais ou semi-rochosos (*mixed bedrock-alluvial rivers*).

Da mesma forma como os canais podem ser classificados dependendo do seu tipo de leito, o transporte dos sedimentos, dependendo do tipo de sedimento, do fluido e das condições hidráulicas, pode ser classificado em três grupos principais: *bedload*, *suspended load* ou *washload* [10].

O ***bedload***, também chamado como transporte da carga sedimentar de contato, se refere ao transporte de partículas que frequentemente mantêm contato com o leito do rio. Geralmente, é formado pelas partículas de areia e cascalho que rolam e se deslizam em uma fina camada perto da superfície do leito [17].

O ***suspended load*** é a carga de sedimento que fica em suspensão por um período de tempo prolongado. Uma vez que a tensão exercida pela corrente excede a tensão crítica de cisalhamento do leito e as partículas de maior tamanho começam a se movimentar perto do leito do canal (*bedload*), as partículas mais finas entram em suspensão devido às flutuações turbulentas da velocidade.

O ***washload*** é o sedimento composto por partículas de tamanho menor que o material do leito do canal, proveniente dos bancos de depósitos do canal e das áreas à montante.

2.3. Modelagem conceitual da evolução da paisagem

A evolução do relevo local depende da interação de uma série de fatores. O relevo é sempre uma feição dinâmica, que varia através dos tempos [18]. Os fatores mais importantes são: a) a topografia local, já que os processos de erosão são sempre mais intensos em regiões topograficamente mais elevadas; b) a posição do nível de base, que é o nível mais baixo que uma drenagem pode cortar; e c) a condição climática.

No estudo desenvolvido por Davis [19] é feita uma análise detalhada da sequência nas mudanças e da evolução do relevo. No seu trabalho, Davis apresenta o chamado ciclo ideal (*ideal cycle*), o qual não é mais que uma sequência de estágios ao longo do tempo. O autor explica que, em escala continental, o ciclo erosivo começa com um soerguimento uniforme do continente, tendo como referência o nível de base do mar, seguido por processos erosivos e de rebaixamento do relevo. Neste contexto, o tempo é, sem dúvida, um elemento geográfico importantíssimo para o desenvolvimento do ciclo geomorfológico. Segundo Davis, uma vez que as forças de soerguimento iniciam o ciclo de mudança, o relevo passa a ter as condições perfeitas para o início da erosão e do rebaixamento, neste primeiro estágio o relevo é “jovem”. Através dos processos fluviais e da formação de rios, que estabelecem um perfil de equilíbrio, acontecerá a redução na declividade das encostas. Com o passo do tempo e a medida que a forma do terreno tem sido fortemente modificada, o relevo passa a ser “maduro”. Finalmente, após um longo período de tempo serão formadas planícies, com poucos metros acima do nível do mar e o relevo passa a ser chamado de “velho”. Segundo a análise feita por Davis, o ciclo erosivo pode ser dividido em diferentes etapas, com durações diferentes, cada uma caracterizada pela variedade de relevo, pela taxa de variação, assim como pela quantidade de mudança que foi conseguida desde o início do ciclo. Haverá uma breve juventude com rápido incremento de relevo, uma maturidade de mais forte e com maior variedade do relevo, um período de transição com uma lenta diminuição no relevo e, por último, uma idade avançada de duração indefinida na que as mudanças adicionais são excessivamente lentas. Não existe nenhum intervalo entre esses estágios, isto é, cada um se junta com seu sucessor. No final do ciclo, segundo o modelo, poderá acontecer um novo soerguimento e dar início a um novo ciclo.



Figura 4 – Idades do relevo de acordo com o modelo de Davis, (Porcher [18]).

A Figura 4 ilustra as diferentes idades do relevo. Segundo a concepção de Davis, a evolução do relevo leva sempre ao progressivo rebaixamento e aplainamento da topografia, através do aprofundamento e alargamento dos vales.

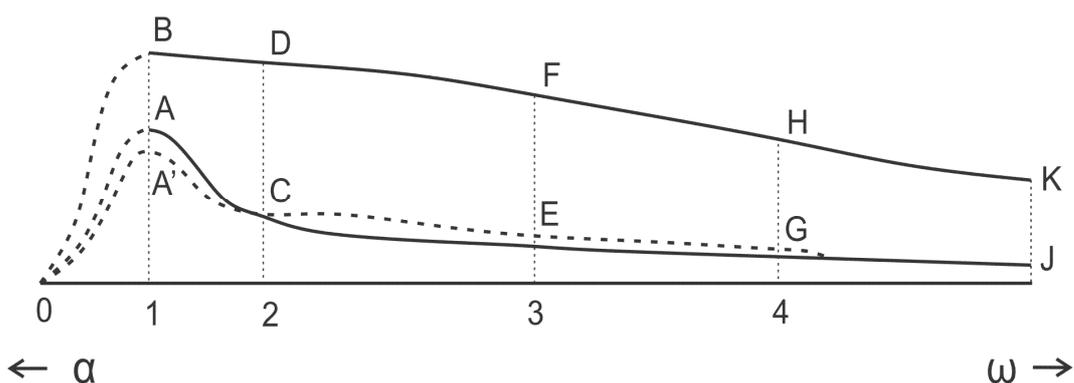


Figura 5 – Evolução conceitual do relevo segundo Davis [19].

Na Figura 5 é explicado o modelo proposto por Davis [19]. A linha $\alpha\omega$ representa a passagem do tempo, enquanto que a vertical mede a elevação do relevo tomando como referência o nível do mar. Na época 1 é representada a região de uma estrutura qualquer sob o efeito das forças de soerguimento, o ponto B representa a elevação média das suas partes mais altas e A das partes

mais baixas. Sendo assim, AB mede seu relevo inicial médio. A superfície rochosa é atacada pelo intemperismo, assim quando a chuva cair sobre a rocha atacada, lava a superfície e arrasta as partículas desprendidas devido à inclinação do terreno. Desta forma, a erosão começa e o desenvolvimento do processo destrutivo da região é iniciado. Os grandes rios, que inicialmente possuíam canais com uma elevação A, rapidamente foram se aprofundando e no passo de tempo 2 têm reduzido seus canais principais a uma elevação moderada, representada por C. As partes mais elevadas das regiões à montante, localizadas entre as correntes principais e atacadas só pelo intemperismo, sem a concentração de água em canais, são reduzidas muito mais lentamente que os vales principais e no passo de tempo 2, a sua elevação consegue ser reduzida só à uma elevação média, D. Dessa forma, a superfície do relevo consegue ser incrementada de AB para CD. A continuação, os rios principais conseguem diminuir a elevação dos seus canais lentamente pelo resto das suas vidas, como pode ser observado no desenvolvimento da curva CEGJ; e o rebaixamento das regiões rio acima, geralmente cortadas por ramificações dos rios principais, consegue ser mais rápido que o aprofundamento dos vales principais, como pode ser visto comparando as curvas DFHK e CEGJ da Figura 5.

Penk [20] desenvolveu uma proposta no início do século XX para a evolução do relevo. A proposta de Penk tem uma base analítica apoiada nos processos exógenos e endógenos, os quais podem ser chamados de feições atuais da morfologia. Para Penk os processos denudacionais resultam da relação entre os processos acima citados (exógenos e endógenos). De acordo com Moreira [21], no modelo de Penk o soerguimento é iniciado de forma lenta, logo depois sofrerá uma aceleração até alcançar a sua máxima intensidade. A partir desse ponto se iniciará uma fase simétrica de desaceleração gradual do soerguimento. Em resumo, segundo o modelo de Penk, existirá uma mudança na velocidade do soerguimento da parte central à periférica, fazendo com que um domo, com relevo em forma escalonada e com encostas convexas, seja formado. Com o passar do tempo, a taxa de soerguimento diminuirá e, com isto, o processo erosivo produzirá um rebaixamento contínuo do relevo. Haverá um recuo das encostas, as quais assumirão formas côncavas.

2.4. Processos tectônicos

2.4.1. Teoria de tectônica de placas

A litosfera terrestre, a qual é a camada mais externa da terra, não é formada por uma única estrutura; pelo contrário, é fragmentada em aproximadamente 12 placas, que se deslizam, convergem ou se separam umas em relação às outras, na medida que se movimentam sobre a camada sobre a qual repousam, a astenosfera, camada menos rígida e que atinge, algumas vezes, profundidades superiores a 100 km nas zonas continentais.

Os continentes, localizados sobre a litosfera, se movimentam junto com as placas. Onde houver separação das placas (placas divergentes) serão criadas novas placas, por outro lado onde as placas convergirem existirá a reciclagem das mesmas, diminuindo a área delas (Figura 6).

A teoria de tectônica de placas ajuda a entender todos esses processos, descrevendo o movimento das placas e as forças atuantes entre elas. De igual forma, explica a distribuição de muitas feições geológicas de grandes proporções que resultam do movimento ao longo dos limites de placa, tais como sistemas de montanhas, grabens (vales de riftes), vulcões, terremotos, dentre outros.

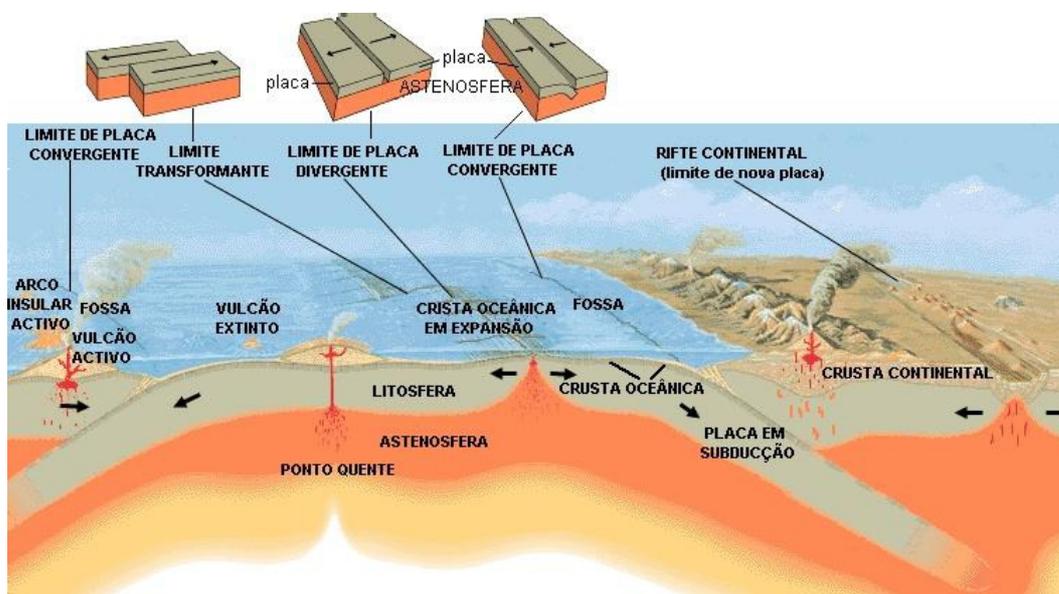


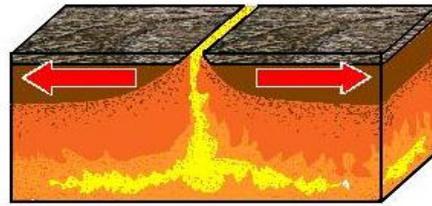
Figura 6 – Tectônica de placas. Limites divergentes, convergentes e transformantes [22].

De acordo com essa teoria, a litosfera é uma capa rígida e descontínua, dividida em cerca de uma dúzia de sub-placas que estão em movimento sobre a superfície da terra. O movimento de cada placa é independente, isto é, cada

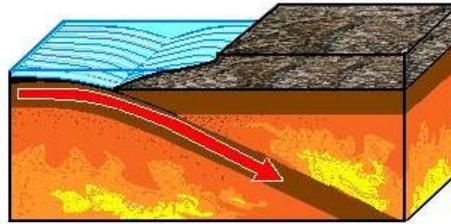
uma delas se movimenta como uma unidade rígida distinta sobre a astenosfera, que por sua vez também está em movimento. Muitas das feições geológicas da terra se desenvolvem pela interação dos limites das placas. Existem três tipos básicos de limites de placas: **divergentes, convergentes e transformantes** (Figura 7). Nos limites divergentes as placas se afastam e uma nova litosfera é criada. De maneira geral, a formação de vulcões está associada à divergência das placas. Nos convergentes, as placas se juntam e uma delas é reciclada, retornando ao manto.. Por último, os limites transformantes são aqueles nos quais as placas se deslizam horizontalmente uma em relação à outra.

Limites divergentes

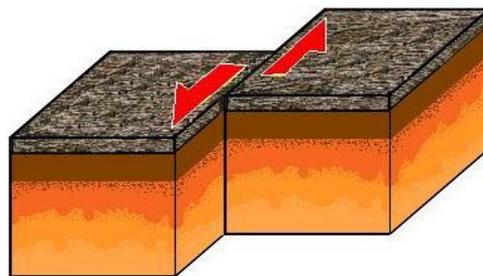
Nos oceanos, os limites divergentes são grabens estreitos que se aproximam da idealização da tectônica de placas. Diferem muito da divergência de placas continentais, onde a distribuição é mais complicada e acontece em uma área de maior largura. No fundo do mar, o limite entre placas é marcado por uma dorsal mesoceânica, predominando um vulcanismo ativo, rifteamento e terremotos. Um exemplo é a Dorsal Mesoatlântica, criada pelo rifteamento e a expansão ao longo de uma zona estreita (alta concentração de vulcões e terremotos). As duas placas envolvidas nesse processo são as placas Norte-Americana e a Eurasiana, onde pelo efeito das forças extensionais, ou estiramento, as duas placas são separadas.



a) Limites divergentes



b) Limites convergentes



c) Limites transformantes

Figura 7 – Tipos básicos de limites de placas.

Os limites divergentes nas áreas continentais são caracterizados por vales em rifte, atividade vulcânica e terremotos, distribuídos em zonas de maior largura. Alguns exemplos desse limites são o vale em rifte do Leste Africano, o Mar vermelho e o Golfo de México, onde nesses dois últimos casos os continentes sofreram uma separação o suficientemente grande para que o novo assoalho oceânico pudesse ser formado ao longo do eixo de expansão, ocasionando que os vales em rifte fossem inundados pelo oceano.

Limites convergentes

São limites mais complexos que os divergentes, e se dão quando as placas se chocam frontalmente. Existem 3 tipos diferentes de convergência de placas: oceano-oceano, oceano-contidente e continente-contidente.

Na convergência *oceano-oceano*, das duas placas oceânicas envolvidas uma desce abaixo da outra; o nome desse processo é conhecido como subducção. É produzida uma curvatura para baixo na placa que desce, a que gera uma longa e estreita fossa de mar profundo (Figura 8).

No caso da convergência *oceano-contidente*, quando duas placas colidem de frente e uma delas possui uma borda continental, a placa oceânica subduz e a continental fica por cima, Isto porque a crosta continental é mais leve que a oceânica. Dessa forma, a crosta continental fica enrugada e é soerguida em um cinturão de montanhas, aproximadamente, paralelo à fossa de mar profundo. Um exemplo desse tipo de convergência é a cadeia montanhosa dos Andes, produzida pela colisão da Placa Sul-Americana com a Placa de Nazca. Nela, os vulcões são ativos, por exemplo, *El Nevado Del Ruiz*, na Colômbia.

Na convergência *continente-contidente* a subducção do tipo oceânica não acontece. Nesse tipo de convergência, as conseqüências geológicas são altamente consideráveis. Um exemplo dessa colisão é a das placas Eurasiana e Indiana. A placa Indiana fica por debaixo da Eurasiana mas, a diferença da convergência citada acima, a Placa Indiana mantém-se flutuante. É criada dessa forma, uma espessura dupla da crosta que forma a cordilheira de montanhas mais altas do mundo, o Himalaia, assim como o vasto e alto planalto do Tibete.

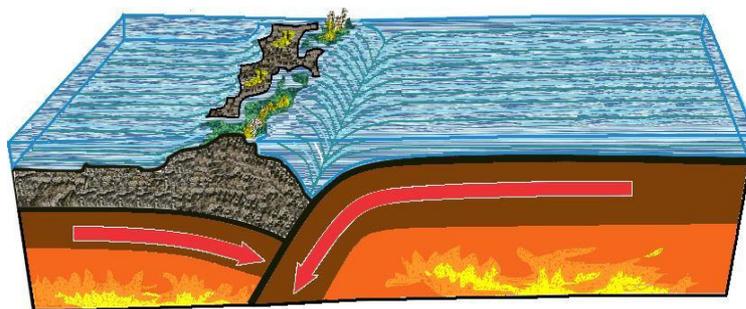


Figura 8 – Convergência oceano-oceano.

Limites transformantes

São fraturas onde as placas adjacentes deslizam uma em relação à outra. Esse tipo de limites são geralmente encontrados ao longo de dorsais mesoceânicas, onde o limite divergente tem a sua continuidade quebrada. Um

exemplo deste tipo de limites é a falha de Santo André, onde a Placa Pacífica desliza em relação à Placa Norte-Americana.

2.4.2. Deformação crustal

São vários os mecanismos que podem ocasionar deformação da crosta terrestre. Eles podem variar dependendo das condições geométricas e cinemáticas da subducção continental, ou da profundidade. As formas de deformação mais comuns em rochas sedimentares, metamórficas e ígneas que formam a crosta, são os dobramentos (*fold*s) e os falhamentos ou fraturas (*fault*s). Quando as camadas rochosas são comprimidas lentamente, pelas forças da crosta, tendem a dobrar-se (dobramentos). Mas as forças tectônicas podem também ocasionar o rompimento de uma formação rochosa, com o deslizamento paralelo à fratura dos blocos localizados a ambos os lados da mesma (falhas).

As forças tectônicas que deformam as rochas podem ser de três tipos: compressivas, encurtam o corpo; extensionais, alongam o corpo e tendem a fragmentá-lo; e de cisalhamento. O tipo de deformação depende do tipo de força atuante sobre a rocha e das condições sob as quais as forças são aplicadas. Certas camadas enrugam-se, formando dobras, e outras sofrem fraturas.

Fraturas em rochas

Existem dois tipos de fraturas, as juntas e as falhas. A junta é uma fissura ao longo da qual não houve um movimento apreciável, a falha é uma fratura com movimento relativo dos blocos em ambos os lados, paralelos à fratura [23]. Tanto as juntas como as falhas provêm informações sobre as forças que a região sofreu no passado.

As juntas são causadas, algumas vezes, pelo efeito das forças tectônicas, mas também podem originar-se como resultado de uma expansão e contração não tectônica das rochas.

Quando uma formação rochosa é fraturada em vários lugares, desenvolvendo juntas, estas são apenas o início de uma série de mudanças que irão alterá-la significativamente. As juntas desenvolvidas fornecem canais que produzem o enfraquecimento da estrutura devido à ação da água e do ar, muitas vezes acelerando os processos de intemperismo.

Dobras em rochas

A dobra é uma das feições estruturais mais existentes (escalas microscópicas até quilométricas) em regiões onde predominam tensões compressivas. Por definição, uma dobra é uma superfície qualquer de referência curvada no sentido côncavo ou convexo, em relação à linha de horizonte. Este tipo de estrutura é mais visível em rochas estratificadas litologicamente. Para que a deformação plástica da rocha aconteça é preciso que se cumpram certas condições:

- O material que compõe a rocha deve ter a propriedade de se deformar sob pressão e calor;
- Com o aumento da temperatura da rocha, deverá existir um incremento da plasticidade da mesma;
- A pressão não deve exceder a resistência interna da rocha. Se isso acontecer acontecerão fraturas nela;
- A deformação deve ser aplicada lentamente.

De forma geral, uma dobra é uma manifestação dúctil das rochas, e formam-se sob condições variadas de tensão, pressão hidrostática e temperatura. A Figura 9 mostra uma dobra de rocha em uma região canadense perto da região *Saint-Godard-de-Lejeune*.



Figura 9 – Dobra em rocha com diferentes camadas litológicas na região perto de *Saint-Godard-de-Lejeune*, no Canadá, [24].

2.5. Modelagem dos processos fluviais

Nesta seção são mostrados alguns trabalhos desenvolvidos por outros pesquisadores. Neles, são mencionados os principais modelos matemáticos utilizados na modelagem dos processos fluviais. Subsequentemente, são descritos alguns programas computacionais utilizados para simular a evolução da paisagem, os quais utilizam muitos desses modelos numéricos.

Schlunegger [25] desenvolveu um trabalho que explora os efeitos da movimentação de sedimentos em encostas. Para isto, analisou a evolução topográfica de uma bacia de 10 km^2 , localizada na fronteira dos Alpes suíços. Nesse trabalho, o autor utiliza mapas geomorfológicos e resultados de modelos numéricos baseados na formulação da tensão cisalhante para a erosão fluvial e difusão linear para processos de encostas. Segundo Schlunegger, na erosão fluvial a longo prazo (>1000 anos), os processos erosivos consistem basicamente de dois componentes: os de incisão fluvial e os de encosta. A erosão fluvial no leito rochoso, ao longo dos canais, acontece quando uma certa tensão de cisalhamento crítica é excedida. Por outro lado, os processos de encosta (comumente conhecidos como difusão de encostas ou vertentes), envolvendo o transporte de sedimentos, acontece quando os valores de ângulos e/ou pressão de poros são ultrapassados. Schlunegger ressalta que, entre os processos erosivos, o de incisão fluvial é o mais significativo no desenvolvimento da paisagem e na evolução do relevo.

A simulação de processos de pequena escala, como os que predominam no movimento de sedimentos nas encostas, são modelados com uma equação de difusão linear.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = k \nabla^2 z \quad (16)$$

Onde $z(x, y, t)$ é a altura topográfica e k é a difusividade do substrato. Esse último parâmetro calibra, basicamente, a resistência à erosão das encostas. Os processos de grande escala são modelados usando diferentes formulações onde a taxa de incisão fluvial é proporcional à tensão de cisalhamento (*shear stress*) [26], ao poder da corrente (*stream power*) [7], ou à capacidade da corrente (*stream capacity*). Na pesquisa feita por Schlunegger, é utilizada a formulação do *shear stress*. De acordo com esse modelo, a taxa de variação da superfície do terreno pode ser descrita como uma combinação da inclinação local (S), da área de drenagem (A) (substituindo a descarga Q da água

onde a precipitação é uniforme sobre a área de drenagem), da difusividade do substrato (K) e da taxa de soerguimento da rocha (U).

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - KS^n A^m \quad (17)$$

Essa expressão é uma equação do tipo não-linear de advecção. Para taxas de incisão proporcionais à tensão cisalhante, vários pesquisadores têm mostrado que $m \sim 1/3$ e $n \sim 2/3$ sob as seguintes suposições: o fluxo de inundações pode ser tratado como sendo constante e uniforme, a largura do canal W varia com a descarga $W(Q)$, e a descarga de inundação varia linearmente com a área de drenagem. O parâmetro erosional K calibra a erodibilidade fluvial do substrato e está relacionado de forma inversa à resistência à erosão fluvial do substrato.

Tucker e Slingerland [26] desenvolveram um trabalho no qual mostram a influência de alguns processos morfotectônicos na variação do fluxo sedimentar em bacias. Tais processos, como dobras e crescimento de falhas, variações na litologia do leito rochoso, mudanças no padrão de drenagem e depósito temporal de sedimentos entre montanhas, são explorados com um modelo matemático de evolução de topografia que acopla processos fluviais com a cinemática de falhas e dobras. O modelo é calibrado comparando a topografia do relevo prevista com a medida com um DEM (*Digital Elevation Model*) para o sistema montanhoso *Zagros Mountains* ou *Fold-Thrust Belt*.

Nesse trabalho a descarga no canal é calculada aplicando a seguinte equação:

$$Q = P.A \quad (18)$$

Onde Q é a descarga efetiva do canal, P é a taxa de precipitação, a qual é considerada uniforme no espaço e A é a área de drenagem à montante.

Os autores consideram a possibilidade de dois tipos de canais no modelo, canais com leito rochoso (*bedrock channels*) e canais aluviais (*alluvial channels*). A formação de um tipo de canal ou outro, dependerá da capacidade de transporte do fluxo e da carga de sedimento que está sendo transportada. A incisão no leito rochoso é calculada como uma função da inclinação do canal, S , e da descarga, Q :

$$\frac{\partial h_b}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} - U = k_b Q^m S^n \quad (19)$$

Onde t é o tempo, h_b é a elevação do leito do canal com relação a uma referência qualquer, que pode se mover para cima ou para baixo, dependendo da taxa de soerguimento $U(x, y, t)$. Segundo os pesquisadores, os valores de k_b , m e n variam de autor para autor; nesse trabalho é assumido que $m = n = 1$. Isto implica que a descarga efetiva a longo prazo nos canais varia linearmente com a área de drenagem. Depois de algumas simplificações (para maiores detalhes ver a referência Tucker e Slingerland [26]), a equação que os autores utilizam para o cálculo da incisão em canais rochosos é:

$$\frac{\partial h_b}{\partial t} = -k_v \left(\frac{Q}{Q_*} \right)^m S^n \quad (20)$$

Onde k_v é velocidade de erosão e Q_* é o máximo potencial de descarga do canal e é igual a área total do *grid* (A_{tot}) do modelo vezes a taxa de precipitação assumida (P):

$$Q_* = A_{tot} \cdot P \quad (21)$$

Os canais aluviais acontecem quando a carga de sedimento local iguala ou excede a capacidade de transporte do fluxo. Nesse trabalho, a continuidade de massa para canais aluviais, na ausência de soerguimento ou subsidência, implica que a taxa de variação da elevação do canal é proporcional à variação do produto descarga-inclinação ao longo da distância do canal rio abaixo:

$$\frac{\partial h_b}{\partial t} = -\frac{k_f}{W} \frac{\partial QS}{\partial \bar{x}} \quad (22)$$

Onde W é a largura do canal, \bar{x} denota distância ao longo do canal e k_f pode ser calculada como:

$$k_f = \frac{a_t \rho f^{1/2}}{2(\sigma - \rho)} \quad (23)$$

Onde a_t é uma constante adimensional, σ é a densidade volumétrica do sedimento, ρ é a densidade da água e f é o único valor que varia nessa equação ao longo do canal. Para simplificar, f é considerado constante.

Seidl e Dietrich [7] desenvolveram um trabalho no qual analisaram os processos de erosão em canais de leito rochoso (*bedrock channels*). Nele, os autores apresentam um estudo dos processos de incisão fluvial em canais rochosos, combinando teoria e observações de campo. É quantificada uma lei de erosão simples medindo a área de drenagem e a inclinação dos rios principais e

dos seus tributários. Os dados desse trabalho sugerem que tanto os tributários como os rios principais apresentam uma mesma taxa de redução da elevação no ponto de confluência, isto, desde que a razão entre as áreas de drenagem do rio principal e do tributário iguale a razão entre as inclinações do tributário e do canal principal na sua junção. Os principais resultados desse trabalho mostram três mecanismos principais que podem ocasionar a erosão no tipo de canais estudados: a) desgaste vertical do leito do canal devido ao fluxo da corrente e a processos como abrasão por partículas transportadas e dissolução, b) desgaste por fluxos periódicos de detritos e c) propagação de *knickpoints* (seções subitamente íngremes no perfil longitudinal de um curso de água). Devido a isto, Seidl e Dietrich confirmam o fato de que aplicar uma única lei de erosão para modelar a incisão da rocha é inapropriado.

O problema de incisão na rocha é tratado como um excesso na capacidade de transporte da rede fluvial, quando comparada com a carga de sedimentos presente no fluxo. Nesse trabalho é considerado que a inclinação e a descarga são os fatores principais que controlam a incisão nos canais. Esta consideração foi formalizada para a lei de transporte:

$$q_s = KQ^m S^n \quad (24)$$

Onde q_s é a taxa de transporte de sedimento, Q é a descarga de água e K , m , e n são constantes. Segundo os autores, alguns pesquisadores demonstraram que a eq. (24) pode ser desenvolvida para teorias do transporte de sedimentos aluviais e a forma desta equação não é conhecida para canais não-aluviais de leito rochoso. Os autores sugerem que quando a superfície de um canal é o leito rochoso, em lugar de cobertura aluvial, a capacidade de transporte no canal excede a carga de sedimento. Eles mostraram que a incisão nos canais é limitada principalmente pela resistência do leito à tensão cisalhante de contorno, imposta pelo fluxo das correntes. Essas suposições levaram a um modelo erosivo essencialmente da mesma forma da eq. (24). Já que a descarga é função da área de drenagem, o termo Q pode ser substituído pela área de contribuição, A , deixando a teoria da erosão ser escrita da seguinte forma:

$$-\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right) = KA^m S^n \quad (25)$$

Onde z é a elevação do canal e t é o tempo.

Howard e Kerby [27] estudaram as mudanças em canais de uma bacia em Virginia. Observaram a predominância de dois tipos de canais: a) canais aluviais com leito arenoso, capazes de transportar a carga de sedimentos, mas

também com a capacidade de erodir os seus leitos lentamente e b) canais com inclinações maiores, com o leito rochoso exposto, com taxas de incisão elevadas. Segundo os autores, a falta de sedimento nos canais de leito rochoso, inclusive em períodos de fluxo baixo, se deve às altas inclinações dos canais, mas quando o fluxo aumenta, os sedimentos aluviais são depositados nos locais com baixa inclinação do terreno. Eles mostram como a taxa de erosão no leito rochoso é função da tensão cisalhante atuante na base do canal. Por isto, é possível afirmar que essa taxa aumenta proporcionalmente com o incremento da inclinação do canal e/ou a área de drenagem. O modelo assume que a taxa de erosão é proporcional à tensão de cisalhamento, τ , exercida pela descarga dominante no perímetro do canal.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_1 \tau^b \quad (26)$$

Onde b é conhecido como o expoente de tensão cisalhante, K_1 relaciona as taxas de erosão à tensão cisalhante e, pelo tanto, mede a erodibilidade do leito do canal. É assumido que os ângulos de inclinação dos canais não excedem os 15°. Howard e Kerby sugerem que um modelo mais realista deveria ter a forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_1 (\tau - \tau_c)^b \quad (27)$$

Onde τ_c é tensão de cisalhamento crítica necessária para acontecer erosão. Mas segundo alguns estudos, a erosão acontece em altas descargas, o que faz com que τ apresente valores muito altos em comparação com τ_c . Por isso, em alguns modelos este termo não é considerado.

Howard et al [8] desenvolveram um estudo sobre a modelagem do sistema e da erosão fluvial. Nele, eles abordam temas como os tipos de canais que podem ser formados em um sistema de canais fluviais, de acordo com as características do leito. Segundo os autores, uma única lei de erosão não é suficiente, por isto, eles expressam a necessidade de considerar as características do leito na evolução dos canais.

Nesse trabalho, a conservação de massa do leito sedimentar, para canais aluviais, relaciona as mudanças da elevação da superfície do canal ao soergimento, U , à divergência espacial da taxa de transporte sedimentar, q_s , e ao aporte de sedimentos proveniente das vizinhanças, q_h :

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} = \frac{\partial y}{\partial t} - U = \frac{1}{\rho_s(1-\eta)} \cdot \left\{ \frac{\partial q_s}{\partial x} + \frac{q_h}{W} \right\} \quad (28)$$

Onde x é direção descendente, ρ_s é a densidade do sedimento do leito, η é a porosidade do sedimento, q_s é expressada em fluxo de massa por unidade de largura do canal W , q_h é a massa do material afluyente por unidade de comprimento do sedimento, proveniente de inclinações adjacentes de ambos lados do canal, U é a taxa de soerguimento, a qual pode ser função do local e do tempo e y_b é a elevação do leito referenciada a um sistema de coordenadas arbitrário. Nesta equação, ρ_s mede o sedimento só na escala do tamanho do grão do leito do canal. Assim, em canais aluviais, o mais importante é quantificar a taxa de transporte de sedimento e a contribuição de sedimento resultante da erosão local.

Os canais de leito rochoso, cobertos por uma fina, ou nenhuma, camada de material aluvial, se formam quando o fluxo consegue uma capacidade de transporte muito maior, comparada com a carga de sedimento transportada por ele (Howard *et al* [8], Tucker e Slingerland [26], Siedl e Dietrich [7], Howard e Kerby [27]). Nesse caso, O desgaste do leito, $\frac{\partial y}{\partial t}$, depende da erodibilidade intrínseca do leito rochoso, K_r , da descarga específica, q , da inclinação do canal, S , do fluxo de sedimento, q_s , e possivelmente do tamanho do grão transportado.

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} = f(K_r, q, q_s, S, d) \quad (29)$$

Os autores sugerem a formação de canais alternados ou misturados, isto é, formação de canais com exposição da rocha, alternados com curtas seções aluviais (*alluvial-bedrock channels*). Esses canais misturados podem apresentar pelo menos três cenários diferentes. O primeiro é onde as taxas regionais de erosão são tais que, na média, a inclinação requerida para que aconteça incisão na rocha é marginalmente maior que a requerida para um canal aluvial. Sob essas condições, um canal aluvial poderá requerer exposições episódicas do leito rochoso. Também, nesse tipo de canais, a exposição da rocha comumente acontece devido a pequenas variações regionais da sua resistência erosiva. O segundo caso acontece quando mudanças na carga sedimentar, e na descarga

ocasionada por oscilações climáticas, fazem com que o canal alterne seu leito entre rocha exposta e cobertura aluvial. Inundações catastróficas com montantes carregadas de detritos e avalanches poderiam também cobrir descontinuamente o leito rochoso com detritos grossos. O terceiro caso acontece quando são encontradas seções subitamente íngremes no perfil longitudinal do canal, também conhecidas por ruptura de declive ou *Knickpoints*. A análise da sua posição e distribuição revela-se um marcador essencial para a interpretação da incisão da rede fluvial e da evolução das paisagens marcadamente dissecadas pela erosão fluvial. Sendo assim, a distribuição dos *knickpoints* nas bacias hidrográficas constitui uma tarefa fundamental nos estudos que versam a evolução da paisagem, assumindo-se como um método essencial nos estudos de geomorfologia fluvial.

São apresentados três diferentes modelos, desenvolvidos por diferentes pesquisadores, para a erosão de canais de leito rochoso. a) Modelo segundo Howard e Kerby [27], **shear stress model**:

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} = -K_t K_z A^{0.6e(1-b)} S^{0.7} \quad (30)$$

Onde:

$$K_z = \rho_f g \left\{ \frac{N_m K_a^{1-b}}{K_p K_w K_n} \right\}^{3/5} \quad (31)$$

O termo K_t é a erodibilidade da rocha, ρ_f é a densidade do fluído, N_m é o coeficiente de resistência de Manning, K_n é uma constante igual a 1 em m/seg e 1.5 em pés/seg, K_p é um fator de forma próximo a 1, g é a aceleração da gravidade, d é o tamanho do grão e A é área de drenagem. b) Modelo segundo Seidl e Dietrich [7], **stream power model**:

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} = -K_p \rho_f A S \quad (32)$$

E, finalmente, c) modelo de **desgaste do sedimento (scour sediment)**, apresentado no trabalho desenvolvido pelos autores Howard *et al* [8]:

$$\frac{\partial y_b}{\partial t} \alpha - q_s q^{0.5d-0.15f-0.6} S^{0.55d-0.2f-0.7} d^{0.3f-0.3d} \quad (33)$$

Correlações empíricas apontam valores de 3.0 para o expoente d e 2.7 para o expoente f .

Para o transporte de sedimentos em canais aluviais, os autores propõem a modelagem como sendo uma função das taxas de incisão passadas e presentes dos canais de grande ordem que cortam a superfície do terreno.

$$q_h(t) = \frac{\rho_s \delta}{\lambda + 1} \sum_{i=0}^{\infty} \frac{\partial y_b}{\partial t}(t-1) \left[\frac{\lambda}{\lambda + 1} \right]^i \quad (34)$$

Onde q_h é o sedimento afluente (por unidade de comprimento) do canal proveniente da erosão no tempo t , δ é a dimensão da célula na simulação, λ é uma relaxação característica da escala do tempo ($\lambda \geq 0$) medida em iterações, $\frac{\partial y_b}{\partial t}$ é a taxa de erosão local do canal no tempo $t - 1$ no passado. O somatório vai até todas as iterações dos passos de tempo i . Se a taxa de erosão do canal é constante temporalmente, ou se $\lambda = 0$, então:

$$q_h(t) = \rho_s \delta \frac{\partial y_b}{\partial t} \quad (35)$$

A multiplicação por δ vem da suposição de a área da célula ser δ^2 , do comprimento do canal ao longo da célula ser δ , e da largura do canal, W , ser muito pequena em comparação com a dimensão da célula. A eq. (34) pode se expressada da seguinte forma:

$$q_h(t) = \frac{\rho_s \delta}{\lambda + 1} \frac{\partial y_b}{\partial t}(t) + q_h(t-1) \left[\frac{\lambda}{\lambda + 1} \right] \quad (36)$$

Howard [9] desenvolveu outra pesquisa, na que estuda o desenvolvimento de canais fluviais em rocha. Nela, o autor considera a interação do intemperismo, da erosão da rocha e do transporte de sedimentos, dentre outros processos.

Nesse estudo a modelagem da incisão em rocha, ou erosão limitada pela produção de sedimento, é feita de maneira similar como é feita em outros trabalhos (Tucker e Slingerland [26], Seidl e Dietrich [7], Howard e Kerby [27], Howard et al [8]):

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_t (\varphi - \varphi_c)^\zeta \quad (37)$$

Onde o poder de erosão do fluxo é uma função da diferença entre a intensidade do fluxo, φ , e a intensidade crítica do fluxo, φ_c , que deve ser excedida para que haja erosão. K_t é um fator de erodibilidade que depende da propriedade da rocha, e ζ é um expoente que a maioria das vezes é considerado unitário.

Para os canais com sedimento aluvial (erosão limitada pelo transporte de material), a mudança na elevação é calculada utilizando a eq. (38).

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\frac{\partial q_s}{\partial x} \quad (38)$$

Onde q_s é a taxa volumétrica de sedimento transportado e x é a direção à jusante.

Whipple [5] apresentou um trabalho em 2003 onde é mostrado um resumo dos estudos prévios realizados por outros pesquisadores. Nele, são discutidos os processos envolvidos na formação de canais fluviais e a morfologia de orogêneses ativas. Os resultados desse trabalho, além de ressaltar alguns pontos ainda desconhecidos nos processos de erosão fluvial, e nos fatores que controlam as taxas de incisão, sugerem outros caminhos para desenvolver pesquisas posteriores com resultados mais reais. As principais considerações desse estudo são: a) O desenvolvimento e morfologia de canais em base rochosa e a sua relação com processos tectônicos, b) Os processos físicos envolvidos na incisão fluvial da rocha e c) Modelos de incisão em rios, suas implicações e os dados de campo e laboratório necessários para realizar testes e comparações.

No que se refere aos modelos de incisão em rios, o autor sugere que o modelo ideal deverá incluir uma representação física de todos os processos envolvidos, incluindo todos os valores críticos intrínsecos, com um mínimo de parâmetros diretamente mensuráveis no campo ou laboratório (Whipple [5] *apud* Dietrich *et al*). Os processos relativos devem emergir naturalmente como sendo uma função das principais variáveis (inclinação do canal, taxas de incisão, características da carga sedimentar, propriedades do substrato, descarga, etc.). As relações internas deveriam permitir o ajuste dinâmico da largura do canal, percentual de exposição do leito rochoso, aspereza hidráulica, e distribuição granulométrica do material do leito. Finalmente, o modelo ideal deverá saber lidar com saltos de escala de condições de fluxo local a condições de grandes escalas de modelagem. Além disso, deverá considerar a natureza estocástica de inundações e fornecimento de sedimento.

Segundo Whipple [5], a maioria dos modelos publicados de incisão em rios, incluindo todos aqueles utilizados nos modelos de evolução da paisagem, usam formulações genéricas que descrevem a série complexa dos processos interativos como uma única simples relação entre a tensão cisalhante média, ou a unidade de poder da corrente, e a taxa de incisão. Apesar dessa simplicidade,

os modelos genéricos podem servir como guia, sobre quais aspectos da formulação do modelo são críticos na evolução da paisagem e como os dados de campo podem ser usados para diferenciar dentre esses modelos.

Whipple [5] estuda a família dos chamados modelos do poder da corrente (*stream power model*), os quais, segundo ele, são baseados na teoria de que a taxa de incisão em rios depende do poder da tensão cisalhante média do leito e que esta pode ser descrita, aproximadamente, por meio de relações de fluxo uniforme constante:

$$E = k_e f(q_s)(\tau_b^a - \tau_c^a) \quad (39)$$

$$E = k_e f(q_s)[1 - (\tau_c/\tau_b)^a] \tau_b^a \quad (40)$$

$$\tau_b = k_t (Q/W)^\alpha S^\beta \quad (41)$$

Onde E é a taxa de erosão, $f(q_s)$ denota a carga de sedimento afluente na taxa de incisão, τ_b é a tensão cisalhante média, τ_c é uma tensão cisalhante limite para incisão, o expoente a varia com o processo dominante de incisão e Q é a descarga de água. Reescrevendo as equações e fazendo algumas substituições, Whipple mostra uma forma generalizada da família dos modelos do poder da corrente:

$$E = K_r K_c K_{\alpha r} f(q_s) A^m S^n \quad (42)$$

Onde K_r representa a resistência à erosão (litologia, aspereza hidráulica, largura do canal), K_c representa as condições climáticas e $K_{\alpha r}$ é um termo limite (*threshold term*) ($0 \leq K_{\alpha r} \leq 1$). Comparando as eq. (40) e eq. (42), observa-se que o termo entre colchetes na eq. (39)b) representa o $K_{\alpha r}$. Na Tabela 1 é feito um resumo dos modelos mencionados na pesquisa feita por Whipple [5].

Tabela 1 – Equações da família de modelos *stream power* [5].

Shared internal relations			Shared exponents	
Hydrology ¹	Hydraulic geometry ²	Conservation of momentum	Area	Slope
$Q = K_q A^c$	$W = k_w Q^b$ $W/W_b = (Q/Q_b)^s$	$\tau_b = k_t (Q/W)^\alpha S^\beta$; $k_t = \rho g^\alpha C_f^{\alpha/2}$ $\alpha = \frac{2}{3}$; $\beta = \frac{2}{3}$ (Chezy); $\alpha = \frac{3}{2}$; $\beta = \frac{7}{10}$ (Manning)	$m = \alpha a c (1 - b)$	$n = \beta a$
Relations for erosional efficiency ($K = K_r K_c K_{\tau_{cr}} f(q_s)$)				
Model	K_r	K_c	$K_{\tau_{cr}}$	$f(q_s)$
Shear stress	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = k_q^{\alpha a (1-b)}$	$K_{\tau_{cr}} = 1$	$f(q_s) = 1$; $Q_s/Q_c < 1$ $f(q_s) = 0$; $Q_s/Q_c \geq 1$
Linear decline	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = k_q^{\alpha a (1-b)}$	$K_{\tau_{cr}} = 1$	$f(q_s) = 1 - Q_s/Q_c$
Parabolic	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = k_q^{\alpha a (1-b)}$	$K_{\tau_{cr}} = 1$	$f(q_s) = 1 - 4(Q_s/Q_c - 1/2)^2$
Scour depth ³	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = k_q^{\alpha a (1-b)}$	$K_{\tau_{cr}} = 1$	$f(q_s) = 1$; $Q_s/Q_c < 1$ $f(q_s) = \exp(-h/L)$; $Q_s/Q_c \geq 1$
Saltation-abrasion ⁴	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = k_q^{\alpha a (1-b)}$	N/A $\tau_{cr} > 0$; eqn 3	$f(q_s) = (Q_s/W)(1 - Q_s/Q_c)$
Stochastic-threshold ⁵	$K_R = k_\varepsilon k_w^{-\alpha a} k_t^a$	$K_C = \left(\frac{Tr}{Tr + Tb}\right) P^{\gamma b} R_b^{-\varepsilon b}$ $\times \exp\left(\frac{-I}{P}\right) \Gamma(\gamma b + 1)$	$K_{\tau_{cr}} = \frac{\Gamma\left(\gamma b + 1, \frac{R_c}{P}\right) - \left(\frac{R_c}{P}\right)^{\gamma b} \exp\left(\frac{-R_c}{P}\right)}{\Gamma(\gamma b + 1)}$	$f(q_s) = 1$; $Q_s/Q_c < 1$ $f(q_s) = 0$; $Q_s/Q_c \geq 1$

¹ $Q_b = R_b A$.
² $W = k_w Q^b$ for bankfull flow in stochastic model.
³ $WQL_c \propto$.
⁴ $a = -0.88$.
⁵ $\gamma b = \alpha a (1 - s)$, $\varepsilon b = \alpha a (b - s)$.

No trabalho desenvolvido por **Moreira** [21] é apresentada uma equação que descreve o fluxo do material de uma forma generalizada e considera o meio isotrópico em duas dimensões:

$$Q = -C \left[\frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial H}{\partial y} \right] \quad (43)$$

Onde Q é o fluxo, C é a constante erosiva, H é a elevação acima do nível de base e x e y são as duas dimensões espaciais. Com base nesta equação, pode-se escrever uma equação de difusão para erosão em uma forma mais comum:

$$\frac{\partial H}{\partial t} = K \left(\frac{\partial^2 H}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) + v(x, y) \quad (44)$$

Onde v é a velocidade vertical em qualquer ponto (x, y) em m/Ma e K é a difusividade em m^2/Ma .

Segundo Moreira [21], Kooi e Beaumont apresentaram um trabalho no qual a modelagem descreve as alterações das formas topográficas como resultado dos transportes de massa de curta e longa amplitude, representando os processos de encosta (difusão) e transportes fluviais (advectivos). O entalhamento fluvial é modelado como uma reação cinemática de primeira ordem que reflete a erodibilidade do substrato. Nesse trabalho, segundo Moreira [21], os autores utilizam um modelo de transporte fluvial chamado *undercapacity*, nesse modelo a rede de drenagem, em longo termo, é considerada como linearmente proporcional à energia local do rio. A lei de transporte fluvial obedece a relação:

$$q_f^{eqb} = K_f q_r \frac{\partial h}{\partial l} \quad (45)$$

Onde K_f é um coeficiente de transporte fluvial adimensional, q_r é a descarga e $\frac{\partial h}{\partial l}$ é o gradiente local do rio. A descarga local é calculada pela precipitação à montante do rio. A erosão do rio, ou a deposição de sedimento, é calculada pelo balanço entre a capacidade de transporte q_f^{eqb} e o fluxo de sedimento q_f afluente, resultado da erosão rio acima:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = (q_f - q_f^{eqb}) / WL_f \quad (46)$$

Onde W é a largura do canal e a escala de comprimento da erosão, L_f , é uma mensuração do desprendimento de partículas do substrato, incluída para modelar o transporte limitado pelo suprimento, podendo ser para rocha (L_{fb}) ou para sedimento (L_{fs}). Sendo que, no geral, $L_{fb} > L_{fs}$. Os movimentos de massa, como deslizamentos, são considerados através da inclusão de uma inclinação crítica S_c . Uma vez que o valor de essa inclinação for ultrapassado, haverá um colapso da rocha ou sedimento. O soergimento de blocos é inserido com deslocamentos correspondentes à taxas pré-definidas, também é considerada a resposta flexural, tendo como modelo para este último, o modelo bidimensional de viga elástica.

Existem modelos que relacionam a largura do canal, W , com a descarga efetiva, Q . **Clevis et al** [28] sugerem:

$$W = r_\omega Q^\omega \quad (47)$$

Onde ω é uma constante adimensional e toma valores de 0.5 na maioria dos casos. r_ω pode adquirir valores entre 2 e 5 (s/m)^{0.5}.

Tucker e Slingerland [29] desenvolveram um modelo computacional chamado GOLEM, ou modelo de evolução da paisagem geomórfica-orogênia, (*Geomorphic Orogenic Landscape Model*). Esse modelo utiliza funções diferentes para o cálculo da incisão fluvial e do transporte de sedimentos. Também é considerado o efeito do intemperismo da rocha (*weathering*). No modelo, a superfície é composta por dois materiais básicos, “rocha”, que representa o leito dos canais, e “sedimento”, que representa o material erodido pelos rios ou pelo efeito do intemperismo. A rocha pode ser sub-dividida em diferentes estratos com resistências diferentes ao intemperismo, erosão, e diferentes ângulos de fratura (deslizamentos). O modelo mantém continuidade de rocha, sedimento e de água.

- **Continuidade de rocha**

$$\frac{\partial R}{\partial t} = U(x, y, t) - [E_W + E_{MF} + E_{BR}] \quad (48)$$

- **Continuidade de sedimento**

$$\frac{\partial C}{\partial t} = U(x, y, t) - [E_W + E_{MF} + E_{BR}] - \nabla(q_s + q_{LS} + q_D) \quad (49)$$

- **Mudanças na elevação**

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial R}{\partial t} + \frac{\partial C}{\partial t} \quad (50)$$

- **Continuidade de água**

$$Q = AP \quad (51)$$

- **Intemperismo**

$$E_w = k_w \exp(-m_w C) \quad (52)$$

- **Transporte de sedimento fluvial**

$$q_s = k_f q S \quad (53)$$

- **Taxa de rebaixamento de uma célula devido a incisão na rocha**

$$E_{BR} = (k_b / \Delta x) Q S \quad (54)$$

- **Transporte de encostas ou vertentes**

$$q_D = -k_d \nabla h \quad (55)$$

- **Flexão da litosfera**

$$D(d^4 w / dx^4) + (\rho_m - \rho_i) g w = l(x) \quad (56)$$

Em outro trabalho, **Tucker et al** [30] desenvolveram um modelo computacional chamado CHILD, ou *The Channel-Hillslope Integrated Landscape Development Model*. Os autores explicam como tentam melhorar algumas deficiências de modelos computacionais anteriores, como por exemplo, a representação simplificada da rede de drenagem das bacias, ou a consideração do efeito do clima como uma simples formulação de um *runoff* perpétuo.

As mudanças na elevação do relevo são descritas através da equação de continuidade de massa, a qual é expressada em termos da variação do fluxo de sedimento, q_s .

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\nabla q_s + U(x, y, t) \quad (57)$$

Onde z é a elevação do terreno, t é o tempo e U é o termo que representa o soerguimento tectônico.

Para a modelagem do transporte de sedimentos são utilizados dos conceitos diferentes: a) A capacidade de produção de sedimento (transporte limitado pela produção de sedimento) e b) O excesso da capacidade de transporte (limitação pelo transporte de partículas). Segundo os autores, a

máxima capacidade de desprendimento depende da descarga efetiva e da inclinação local.

No que se refere à produção de solo devido ao efeito do intemperismo, a maioria dos trabalhos sugere que a produção de sedimento obedece à seguinte relação:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -\varepsilon_0 e^{-\alpha H} \quad (58)$$

Onde, ε (L/T) é o coeficiente de intemperismo, α (1/L) é uma constante e H é a espessura do sedimento aluvial. Isto indica que, se não existir nenhum depósito de sedimento, maior será a produção de material devido ao intemperismo. O material criado nesse processo será removido e transportado pela chuva.

2.5.1. Modelagem da rede de drenagem

No modelo computacional desenvolvido por Tucker e Slingerland [29], a topografia é representada por um *grid* de células com diferentes elevações. A elevação das células varia ao longo do tempo de acordo com os fluxos calculados e a carga de material sedimentar.

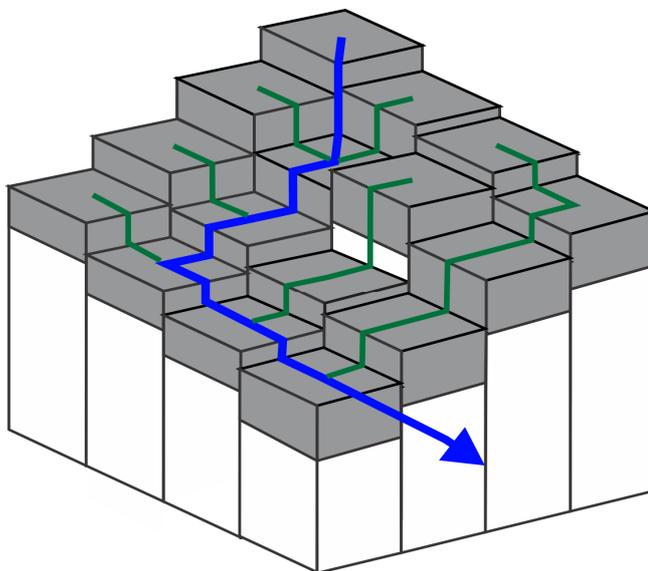


Figura 10 – Representação do modelo e topografia de drenagem (*Steepest-descent*).

Nessa representação do modelo (Figura 10), cada célula tem tamanho Δx por Δy e consiste em uma ou mais litologias de material sedimentar com

espessuras diferentes. Esse modelo é também conhecido como modelo da máxima inclinação (*steepest-descent*). Segundo Clevis *et al* [28] esse tipo de modelo pode ser aplicado na modelagem do transporte limitado pelo desprendimento de partículas (*detachment-limited transport*), o qual predomina em células localizadas em regiões dominadas pelo soerguimento. Nesse caso, a maior inclinação do relevo faz com que existam condições de transporte mais incisivas e, geralmente, o fluxo parte para a célula vizinha com maior inclinação (Figura 11a).

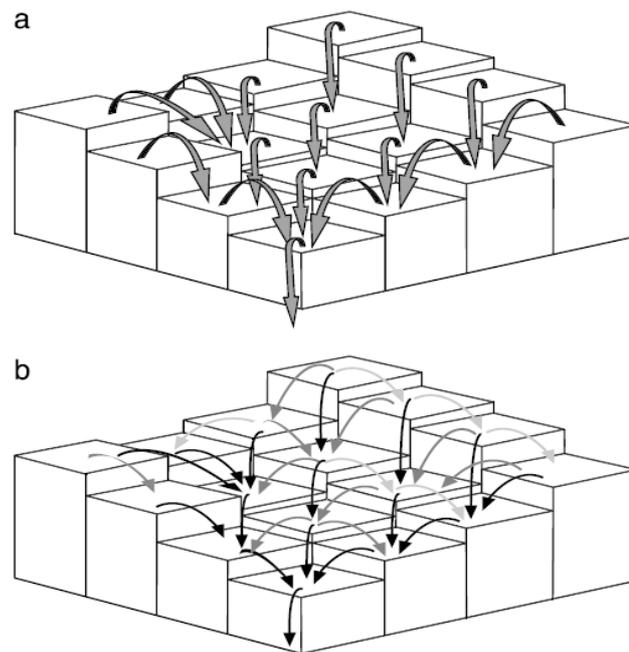


Figura 11 – a) Máxima inclinação, b) Bifurcação (Clevis *et al* [28]).

Nesse mesmo modelo apresentado por Clevis *et al* [28], as células que recebem suficiente sedimento, proveniente do fluxo à montante, têm a sua taxa de mudança de elevação local limitada pelo transporte do sedimento (*transport-limited alluvial channels*). Segundo os pesquisadores, neste caso é possível que o fluxo de água seja espalhado proporcionalmente em todas as direções das células vizinhas com menores inclinações (Figura 11b). Este tipo de bifurcação, ou roteamento disperso, produz fluxos com padrões deltáicos. A decisão de escolher entre o roteamento com a máxima inclinação ou com bifurcação, em áreas aluviais, pode ser função da inclinação local ou dos valores críticos de drenagem do modelo.

2.6. Movimentos de massa em encostas

Eventos catastróficos, como deslizamentos e movimentos de massa, podem resultar em grandes volumes de material que podem influenciar de forma significativa a evolução da rede fluvial de uma bacia hidrográfica e, conseqüentemente, a evolução da mudança do relevo. Por outra parte, o fluxo de material formado por rochas e sedimento, proveniente de tais movimentos, pode ser considerado como um dos mais perigosos fenômenos produzidos na natureza. Portanto, o estabelecimento da área de origem, do volume de material gerado, análise de riscos e a previsão do processo de *runout* (fases de movimento e parada da fluxo) devem ser analisados. Uma previsão confiável do *runout* pode ser de grande ajuda para determinar a distribuição do sedimento produto dos deslizamentos, como também para determinar as áreas de risco e permitir a adequada tomada de decisões. Nesta seção serão estudados os diferentes tipos de deslizamentos que podem ocorrer nas encostas e serão analisadas as equações que governam o *runout*. Para isto, será feito um resumo bibliográfico onde são apontados alguns trabalhos relacionados com a modelagem numérica desses processos. Será introduzido o sistema de equações de Saint-Venant, que é o sistema hiperbólico de equações comumente utilizado para a simulação numérica de vários problemas geofísicos de fluxos de águas rasas, tais como rios, lagos, ou áreas costeiras, ou inclusive avalanches e deslizamentos, quando completados com os termos apropriados, como é o caso do presente estudo.

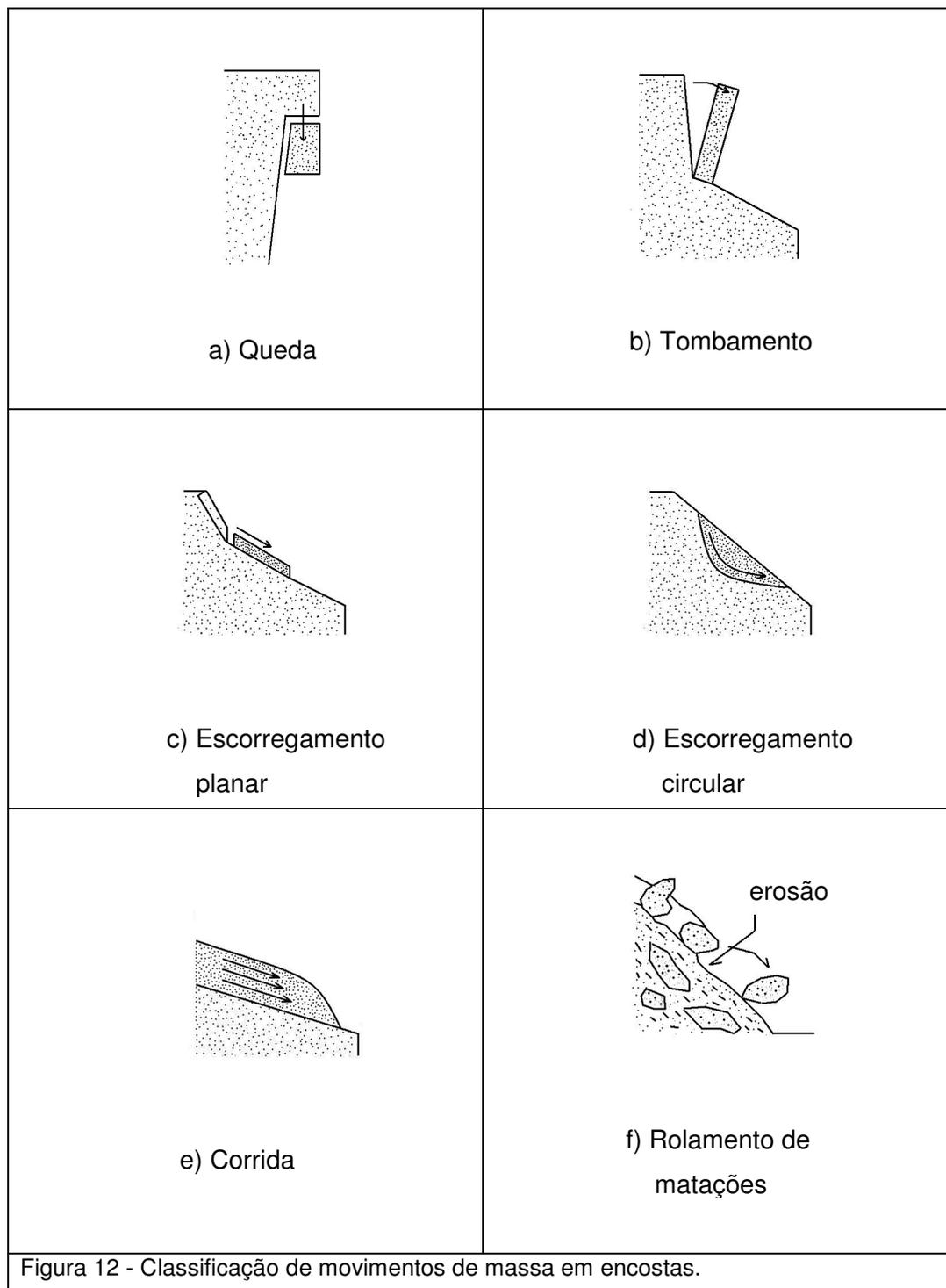
2.6.1. Classificação dos movimentos de massa

O termo deslizamento se refere a uma massa formada por rochas, detritos, e solo ou sedimento se movimentando em um terreno com uma certa inclinação. Esse tipo de fenômenos abrange diferentes movimentos como quedas (*falls*), corridas (*flows*), escorregamentos (*slides*), rastejos (*creeps*), tombamentos (*topples*), dentre outros (Tabela 2).

Os deslizamentos podem ser iniciados por altas precipitações, atividade vulcânica, terremotos, influência humana, ou uma mistura deles [31]. A Figura 12 ilustra os principais movimentos de massa.

Tabela 2 – Características de deslizamentos em encostas

PROCESSO	CARACTERÍSTICAS
Quedas	Sem planos de deslocamento; Movimentos tipo livre ou em plano inclinado; Velocidades muito altas (vários m/s); Material rochoso; Volumes pequenos a médios; Geometria variável: lascas, placas, blocos etc.
Corridas	Muitas superfícies de deslocamentos; Movimento semelhante ao de um líquido viscoso; Velocidades médias a altas; Solo, rocha, detritos e água; Grandes Volumes de material; Extenso raio de alcance (inclusive em áreas planas).
Escorregamentos	Poucos planos de deslocamentos; Velocidade médias a altas; Pequenos a grandes volumes de material; Geometria e materiais variáveis; Planares: solos pouco espessos, Circulares: solos espessos homogêneos, rochas fraturadas.
Rastejos	Vários planos de deslocamento; Velocidade muito baixas (cm/ano) a baixas; Solo, depósito, rocha alterada/fraturada; Geometria indefinida.



Segundo Varnes [32], existe uma classificação na que os deslizamentos podem ser divididos, de forma geral, em dois grupos diferentes. O primeiro depende do tipo de movimento e o segundo do tipo de material predominante na massa (Ver Tabela 3).

Tabela 3 – Classificação de deslizamentos segundo Varnes [32]

Tipo de movimento		Tipo de material
		Solo
Quedas		Rocha, detritos, solo
Tombamentos		Rocha, detritos
Escorregamentos	Circulares	Solo
	Planares	Rocha, detritos, solo
Corridas		Detritos, solo
Complexos		Combinação de vários movimentos e materiais

2.6.2. Modelagem numérica

Audusse *et al* [34] desenvolveram um trabalho para a modelagem do fluxo de água considerando o sistema de equações de Saint-Venant, que é um caso particular para águas superficiais, derivado do sistema de equações tridimensional de Euler para fluidos incompressíveis, utilizando algumas considerações básicas (água com espessura pequena, pressão hidrostática, homogeneidade vertical das velocidades horizontais etc.). O sistema de equações de leis de conservação (massa e movimento) é resolvido utilizando um esquema cinético baseado no método dos volumes finitos.

O sistema de equações que descreve o fluxo em um tempo $t \geq 0$, em um ponto $x \in \mathfrak{R}^2$, com uma altura do fluxo $h(t, x) \geq 0$ e com uma velocidade $u(t, x) \in \mathfrak{R}^2$, para um rio de seção constante, é apresentado nesse trabalho da seguinte forma (caso unidimensional):

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} = 0 \quad (a)$$

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(hu^2 + \frac{gh^2}{2} \right) + gh \frac{\partial Z}{\partial x} = 0 \quad (b) \quad (59)$$

Onde g representa a gravidade e $Z(x)$ corresponde à elevação do terreno e, portanto, $h + Z$ é o nível da superfície d'água. A descarga, neste caso, é representada pela expressão $q(t, x) = h(t, x)u(t, x)$.

Mangeney-Castelnau *et al* [35] apresentaram um trabalho propondo um novo esquema cinético para a solução do sistema de equações de Saint-Venant, aplicado a problemas de fluxo de detritos e avalanches. Nessa pesquisa, as avalanches são tratadas como um fluxo granular seco com um comportamento

do tipo *Couloumb-type*. Para a solução das equações de conservação de massa e momento é utilizado o método dos volumes finitos, que por sua vez utiliza um esquema cinético que descreve o comportamento microscópico do sistema. Segundo os autores, esse tipo de esquema permite definir os fluxos nas interfaces dos elementos da malha utilizada, garantindo ao mesmo tempo a positividade da espessura do fluxo.

Nesse trabalho as avalanches e fluxo de detritos são descritas como um material incompressível com densidade constante e a evolução do processo é governada no tempo $t \geq 0$ pelas leis de conservação de massa e momento:

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad (60)$$

$$\rho \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \mathbf{u} \right) = -\nabla \sigma + \rho g \quad (61)$$

Onde $\mathbf{u}(x, y, z, t) = (u(x, y, z, t), v(x, y, z, t), w(x, y, z, t))$ denota o vetor tridimensional da velocidade dentro da avalanche, em um sistema de coordenadas (x, y, z) , $\sigma(\mathbf{x}, \mathbf{y}, \mathbf{z})$ é o tensor de Cauchy, ρ é a densidade e g é a aceleração gravitacional. A superfície de escoamento, ou leito, é descrita por meio de uma superfície $\psi_s(x, y, z, t) = z - s(x, y, t) = z - b(x, y) - h(x, y, t) = 0$, onde $h(x, y, t)$ é a espessura da avalanche.

Uma condição de contorno cinemática é imposta na superfície livre e no leito, a qual especifica que nenhuma quantidade de massa entra ou sai de nenhuma das duas superfícies,

$$\left. \frac{\partial \psi_s}{\partial t} \right|_s = \left(\frac{\partial \psi_s}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \psi_s \right) \Big|_s = 0 \quad (62)$$

$$\left. \frac{\partial \psi_b}{\partial t} \right|_b = \left(\frac{\partial \psi_b}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla \psi_b \right) \Big|_s = 0 \quad (63)$$

Assim como uma condição de contorno livre de esforço na superfície, isto é, a pressão atmosférica é desprezada,

$$\sigma \cdot \mathbf{n}_s = 0 \quad (64)$$

O sistema é referenciado de acordo com um sistema de coordenadas, tal como mostrado na Figura 13.

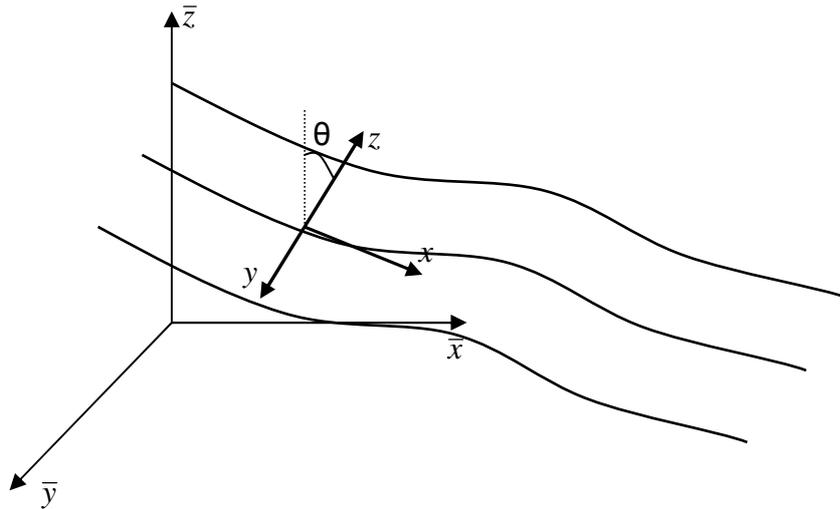


Figura 13 – Sistema de coordenadas de referência para o sistema de equações do trabalho de Mangeney-Castelnau *et al* [35].

Para o sistema de coordenadas mostrado acima, as equações de massa e momento, nas direções x e y , derivadas da integração das equações de Navier – Stokes (eq. (60) e eq. (61)), com as condições de contorno dadas nas eq. (62), eq. (63) e eq. (64), podem ser lidas como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \text{div}(h \bar{\mathbf{u}}) = 0 \quad (65)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{u}\bar{v}) = \gamma_x gh + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{\sigma}_{xx}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{\sigma}_{xy}) + \frac{1}{\rho} T_{tx} \quad (66)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}\bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{v}^2) = \gamma_y gh + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{\sigma}_{xy}) + \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial y}(h\bar{\sigma}_{yy}) + \frac{1}{\rho} T_{ty} \quad (67)$$

Onde $\bar{\mathbf{u}} = (\bar{u}, \bar{v})$ representa a velocidade média na profundidade do fluxo no sistema de referencia (x, y, z) , h é a profundidade do fluido, γ_i são coeficientes relacionados com o ângulo de inclinação local da superfície e se encarregam de projetar a componente de gravidade ao longo da i -direção, $T_{ii} = \sigma_{iz}|_b$ representa a tração na base do fluxo.

O modelo é simplificado, utilizando a suposição hidrostática, isto é, $\bar{\sigma}_{ij} = 0, i \neq j$ e $\sigma_{xx} = \sigma_{yy} = \sigma_{zz}$. Portanto, a massa é considerada como um material efetivo submetido a fricções empíricas, as quais são introduzidas no ultimo termo T_{ii} .

O processo de dissipação em materiais granulares é geralmente descrita por meio das lei de fricção de Coulomb, relacionando a tração tangencial na

superfície do leito, T_i , com a tensão normal, $T_n = \sigma_{zz}|_b$, através de um fator $\mu = \tan(\delta)$, onde δ é o ângulo de fricção dinâmico do leito,

$$\|T_i\| \leq \sigma_c = \mu \|T_n\| \quad (68)$$

Dessa forma, o valor de σ_c define os limites superiores das tensões admissíveis,

$$\sigma_c = \mu \rho g \gamma_z h \quad (69)$$

Sendo assim, o resultante comportamento *Coulomb-type* pode ser resumido da seguinte forma,

$$\|T_i\| \geq \sigma_c \Rightarrow T_{ii} = -\sigma_c \frac{u_i}{\|\mathbf{u}\|} \quad (70)$$

$$\|T_i\| < \sigma_c \Rightarrow \mathbf{u} = 0 \quad (71)$$

Onde $i = x, y$.

Substituindo os valores e considerando as simplificações mencionadas acima, o sistema de equações adotado pelos autores para descrever o movimento de avalanches e fluxo de detritos, pode ser lido como:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \text{div}(h \bar{\mathbf{u}}) = 0 \quad (72)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h \bar{u}) + \frac{\partial}{\partial x}(h \bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial y}(h \bar{u} \bar{v}) = -\gamma_x g h - \frac{\partial}{\partial x} \left(g \gamma_z \frac{h^2}{2} \right) - \mu g \gamma_z h \frac{u_x}{\|\mathbf{u}\|} \quad (73)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial x}(h \bar{u} \bar{v}) + \frac{\partial}{\partial y}(h \bar{v}^2) = -\gamma_y g h - \frac{\partial}{\partial y} \left(g \gamma_z \frac{h^2}{2} \right) - \mu g \gamma_z h \frac{u_y}{\|\mathbf{u}\|} \quad (74)$$

E, se $\|T_i\| < \sigma_c$, a massa granular para, isto é, $\mathbf{u}=0$.

2.7. Aporte de sedimentos no STENO

A inclusão do cálculo automático do aporte de sedimentos no STENO é um dos principais objetivos do aplicativo desenvolvido. Sendo assim, nesta seção é descrito exclusivamente como é definido atualmente o aporte de sedimentos nesse programa.

No STENO, o aporte de sedimentos é estabelecido através de um volume de sedimentos predominante na linha de costa, pode ser dado através de uma função em todas as colunas ao longo da borda de costa do modelo. A Figura 14 ilustra essa situação.

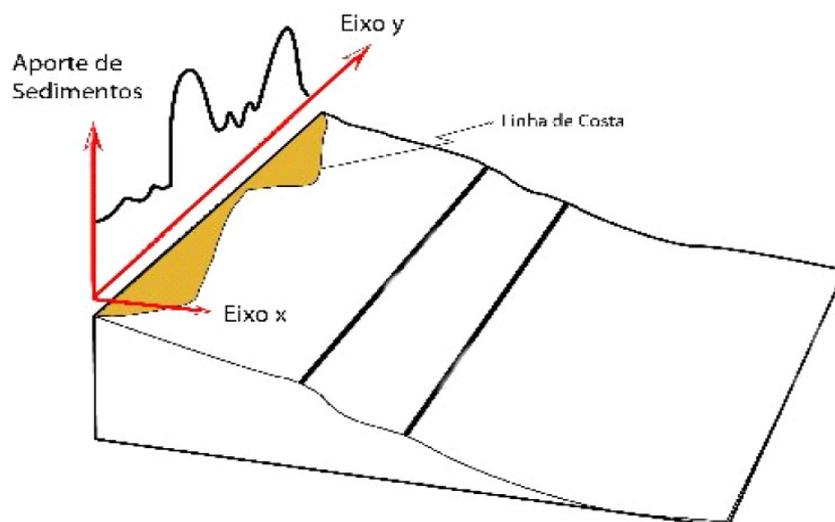


Figura 14 – Aporte de sedimentos no STENO [36].

Para indicar o volume de sedimento é necessário utilizar o banco de dados de concentrações e volumes de litologias que o programa dispõe. Esse banco de dados foi elaborado pela equipe do setor de Geologia do Cenpes (Centro de pesquisa da PETROBRAS). O método utilizado para sua construção pode ser visto em detalhe no trabalho desenvolvido por Carvalho [36].

A Tabela 4 mostra as informações com os valores de descarga volumétrica de sedimentos utilizadas pelo STENO. Nela, pode-se apreciar o volume total de sedimentos transportado pelos principais rios do mundo.

Tabela 4 – Composição percentual de sedimentos [36].

DESCARGA VOLUMÉTRICA POR FRAÇÃO SEDIMENTAR														
Tipo de Rio / Costa	Descarga Sedimentar Total (milhões ton/ano)	Concentrações Parciais de Sedimentos (%)					Descargas Volumétricas (milhões de Km ³ /ano)					Valores Finais		
		ARG	SLT	AFN	AMD	AGR	ARG	SLT	AFN	ARM	AGR	ARG	SLT	AREIA
São Francisco	220	72	7	7	7	1	59	6	6	6	1	59	6	12
		79	16	2	2	1	65	13	2	2	1	65	13	4
Amazonas	600	45	23	22	5	5	101	52	50	11	11	101	52	72
		58	29	6	6	1	130	66	14	14	2	130	66	29
		79	16	2	2	1	177	36	5	5	2	177	36	11
Orinoco	100	50	25	23	1	1	19	9	9	0	0	19	9	9
		79	16	2	2	1	29	6	1	1	0	29	6	2
Ganges (Índia)	2180	62	31	6	1	1	504	255	49	8	8	504	255	66
		79	16	2	2	1	643	132	16	16	8	643	132	41
Austrália	60	43	43	6	4	4	10	10	1	1	1	10	10	3
		79	16	2	2	1	18	4	0	0	0	18	4	1
Mar do Norte	40	32	17	17	17	17	5	3	3	3	3	5	3	8
		56	11	11	11	11	8	2	2	2	2	8	2	5
Labrador	40	56	11	11	11	11	8	2	2	2	2	8	2	5
		72	7	7	7	7	11	1	1	1	1	11	1	3
Alasca	40	39	19	19	19	4	6	3	3	3	1	6	3	6
		62	12	12	12	2	9	2	2	2	0	9	2	4
DADOS DE DENSIDADE (g/cm ³)		Argila	2,68		Fontes : Hansen & Poulain (1996) e Harris & Coleman (1998)									
		Silte	2,65											
		Areia	2,65											