



Alonso Joaquin Juvinao Carbono

**Simulação Computacional para a Evolução do Relevo de
Bacias Hidrográficas**

Tese de Doutorado

Tese apresentada como requisito parcial para
obtenção do título de Doutor pelo Programa de Pós-
Graduação em Engenharia Civil da PUC-Rio.

Orientadores: Luiz Fernando Martha
Co-orientador: Alexandre Lopes

Rio de Janeiro
Setembro de 2010



Alonso Joaquin Juvinao Carbono

Simulação Computacional para a Evolução do Relevo de Bacias Hidrográficas

Tese apresentada como requisito parcial para obtenção do título de Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil da PUC-Rio. Aprovada pela Comissão Examinadora abaixo assinada.

Prof. Luiz Fernando Campos Ramos Martha
Orientador
Departamento de Engenharia Civil - PUC-Rio

Dr. Alexandre Antonio de Oliveira Lopes
Co-Orientador
CENPES/PETROBRAS

Prof^a . Deane de Mesquita Roehl
Departamento de Engenharia Civil - PUC-Rio

Prof. Eurípedes do Amaral Vargas Júnior
Departamento de Engenharia Civil - PUC-Rio

Prof. Luiz Eloy Vaz
Universidade Federal Fluminense

Dr^a . Stefane Rodrigues Xavier Lopes
CENPES/Petrobras

Prof. José Eugenio Leal
Coordenador Setorial do Centro Técnico Científico - PUC-Rio

Rio de Janeiro, 24 de setembro de 2010

Todos os direitos reservados. É proibida a reprodução total ou parcial do trabalho sem autorização da universidade, do autor e do orientador.

Alonso Joaquin Juvinao Carbono

Engenheiro Civil, Mestrado em Estruturas pela Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Doutorado em Estruturas pela Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro

Ficha Catalográfica

Juvinao Carbono, Alonso Joaquin

Simulação computacional para a evolução do relevo de bacias hidrográficas / Alonso Joaquin Juvinao Carbono ; orientadores: Luiz Fernando Martha, Alexandre Lopes. – 2010.

131 f. : il. (color.) ; 30 cm

Tese (doutorado)–Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Departamento de Engenharia Civil, 2010.

Inclui bibliografia

1. Engenharia civil – Teses. 2. Geomorfologia. 2. Modelagem geológica. 3. Evolução do relevo. 4. Erosão. 5. Sedimentação. 6. Processos fluviais. 7. Computação gráfica. I. Martha, Luiz Fernando. II. Lopes, Alexandre. III. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Departamento de Engenharia Civil. IV. Título.

CDD: 624

À minha Família

Agradecimentos

A Deus.

À PUC-Rio, pelos auxílios concedidos, sem os quais este trabalho não poderia ter sido realizado.

Ao meu professor e orientador, Luiz Fernando Martha, pelo apoio e pela confiança depositada para a realização deste trabalho.

Ao meu Co-orientador, Alexandre Lopes, pela ajuda e cooperação.

À Rita, secretária da Pós-Graduação do Departamento de Engenharia Civil, pela ajuda e colaboração.

Aos meus amigos e colegas de trabalho, Fábio, Rafael, Antônio, Pedro, Chico, Jaiminho, Ricardo, João, pela força e pela constante troca de idéias;

Aos meus amigos e familiares, Celma, Junior, Vitor, Wainlhy, Sean, Fredy, Carla, que de uma forma ou de outra me estimularam ou me ajudaram.

Resumo

Carbono, Alonso Joaquin J.; Martha, Luiz Fernando C. R. **Simulação Computacional para a Evolução do Relevo de Bacias Hidrográficas.** Rio de Janeiro, 2010. 131p. Tese de Doutorado - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

A superfície da terra é formada por processos geológicos que geram as rochas, assim como por processos naturais de degradação e de erosão. A erosão destrói as estruturas que compõem o solo e seu transporte é feito pela ação da água da chuva, do vento, da gravidade e até do gelo. A origem e evolução das bacias sedimentares, dentre outros fenômenos, é estudada pela geologia sedimentar, a qual trata do estudo dos processos físicos, químicos e biológicos atuantes na superfície da terra desde o seu início até os dias atuais. Na atualidade, o uso de modelos que permitem analisar processos de escoamento superficial, desprendimento de partículas e de transporte e deposição de sedimentos em bacias hidrográficas é cada vez mais frequente. O uso e análise desses modelos demonstra que, para escalas relativamente pequenas e áreas não muito extensas, o rebaixamento do perfil dos rios está diretamente ligado aos processos de deformação tectônica. Por outro lado, modelos de previsão de evolução do relevo associados com intemperismo, erosão e deposição de sedimentos, considerando escalas espaciais do tipo regional ou continental e escalas de tempo relativamente grandes ($>10^5$ anos) devem ser desenvolvidos acoplando tanto efeitos tectônicos como morfológicos. Neste trabalho é apresentado um modelo computacional que permite analisar a evolução na mudança do relevo de bacias hidrográficas, em pequena e grande escala, assim como estimar a produção de sedimento resultante do processo erosivo. O algoritmo de análise é escrito na linguagem de programação C++ e considera a simulação de diferentes cenários, que incluem deformação tectônica, processos de encosta (difusão e movimentos de massa) e processos de incisão fluvial, dando-se particular atenção à formação e evolução da rede fluvial de drenagem. Para a análise de resultados, o programa oferece a visualização 3D de diferentes superfícies: distribuição dos sedimentos, evolução da rede fluvial, mudanças topográficas do relevo, etc.

Palavras-chave

Geomorfologia; Modelagem Geológica; Evolução do Relevo; Erosão; Sedimentação; Processos Fluviais; Computação Gráfica.

Abstract

Carbono, Alonso Joaquin J.; Martha, Luiz Fernando C. R. **Computer Simulation of Landscape Evolution of Drainage Basins**. Rio de Janeiro, 2010. 131p. DSc. Thesis - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro.

The surface of the earth is formed by geological processes that originate the rocks, as well as for natural processes of degradation and erosion. The erosion destroys the soil structures and the transport of sediments is made by the action of the rain water, wind, gravity and, in some cases, ice. The origin and evolution of sedimentary basins, amongst other phenomena, are studied by the sedimentary geology, which deals with the analysis of physical, chemical and biological processes that act directly on earth surface since its origin until the current days. Nowadays, the use of runoff - erosion models that analyze processes such as detachment of particles and transport and deposition of sediment in drainage basins is every time more frequent. The use of these models demonstrates that, for relatively small scales and not very extensive areas, relief changes are directly related to tectonic processes. On the other hand, landscape evolution models and associated weathering, erosion and deposition with parameterization for regional or continental spatial scales and large time scales ($>10^5$ years), must be developed to adequately couple tectonics and geomorphology. Is presented in this work a computational model to analyze the landscape evolution in hydrographic basins, considering small and large scales, as well as evaluate the production of sediment resultant of the erosive process. The algorithm is written in the programming language C++ and considers the simulation of different scenes, that include tectonics, hillslope processes (diffusion and landslides) and bedrock incision, giving particular attention to the channel network evolution. For the analysis process the program offers the visualization of different 3D surfaces: sediment distribution, drainage network, topographical relieves etc.

Keywords

Geomorphology; Numeric Simulation; Landscape Evolution; Erosion; Sedimentation; Fluvial Processes.

Sumário

1	Introdução	14
1.1.	Objetivos	18
1.2.	Organização do Trabalho	19
2	Revisão Bibliográfica	21
2.1.	Terminologia	21
2.2.	Processos Erosão-Transporte-Sedimentação	23
2.2.1.	A bacia hidrográfica	24
2.2.2.	Processos fluviais	29
2.3.	Modelagem conceitual da evolução da paisagem	31
2.4.	Processos tectônicos	35
2.4.1.	Teoria de tectônica de placas	35
2.4.2.	Deformação crustal	39
2.5.	Modelagem dos processos fluviais	41
2.5.1.	Modelagem da rede de drenagem	55
2.6.	Movimentos de massa em encostas	57
2.6.1.	Classificação dos movimentos de massa	57
2.6.2.	Modelagem numérica	60
2.7.	Aporte de sedimentos no STENO	63
3	Modelo Computacional	66
3.1.	Modelagem da superfície do relevo	66
3.2.	Modelagem da rede fluvial	72
3.3.	Modelagem do transporte fluvial e do processo erosivo - deposicional	80
3.4.	Processos tectônicos	92
3.5.	Movimentos de massa	97
3.5.1.	Solução das equações	98
3.6.	Resumo do algoritmo	98
4	Estudo de Casos e Validação do Modelo	101
4.1.	Modelagem da rede fluvial	101
4.2.	Incisão fluvial	103

4.3. Erosão por difusão	106
4.4. Aporte de sedimentos	108
4.5. Evolução do recuo de uma borda de falha	113
4.6. Deslizamentos	117
4.6.1. Rompimento de uma represa	117
4.6.2. Deslizamentos com base inclinada	122
5 Conclusões	125
6 Referências Bibliográficas	127

Lista de figuras

Figura 1 – Interação dos processos de erosão-transporte-sedimentação e tectônica [6].	16
Figura 2 – Bacia hidrográfica com sua rede de canais.	26
Figura 3 – Classificação da ordem de canais de uma bacia – método de Strahler	28
Figura 4 – Idades do relevo de acordo com o modelo de Davis, (Porcher [18]).	33
Figura 5 – Evolução conceitual do relevo segundo Davis [19].	33
Figura 6 – Tectônica de placas. Limites divergentes, convergentes e transformantes [22].	35
Figura 7 – Tipos básicos de limites de placas.	37
Figura 8 – Convergência oceano-oceano.	38
Figura 9 – Dobra em rocha com diferentes camadas litológicas na região perto de <i>Saint-Godard-de-Lejeune</i> , no Canadá, [24].	40
Figura 10 – Representação do modelo e topografia de drenagem (<i>Steepest-descent</i>).	55
Figura 11 – a) Máxima inclinação, b) Bifurcação (Clevis et al [28]).	56
Figura 12 - Classificação de movimentos de massa em encostas.	59
Figura 13 – Sistema de coordenadas de referência para o sistema de equações do trabalho de Mangeney-Castelnau <i>et al</i> [35].	62
Figura 14 – Aporte de sedimentos no STENO [36].	64
Figura 15 – <i>Grid</i> composto por uma matriz de células representando a superfície do relevo.	67
Figura 16 – região no sudeste brasileiro a) <i>google maps</i> ; b) <i>global mapper</i> ..	68
Figura 17 – Comparação da superfície paleobatimétrica e do relevo em 3D.	69
Figura 18 – Região dos Andes bolivianos. a) <i>google maps</i> ; b) <i>global mapper</i> .	69
Figura 19 – Andes Bolivianos – esquerda, <i>global mapper</i> , direita, modelo desenvolvido.	70
Figura 20 – Mapa da Precordillera Mendoza – relevo e rios da região [33].	70

Figura 21 – Precordillera Mendoza. a) Foto <i>google maps</i> ; b) <i>global mapper</i> .	71
Figura 22 – Precordillera Mendoza. Esq. <i>global mapper</i> ; dir. modelo desenvolvido.	71
Figura 23 – Cálculo da direção do fluxo. Aplicação do modelo <i>steepest descent</i> .	72
Figura 24 – Tratamento de depressões no <i>grid</i> .	73
Figura 25 – Criação de uma única linha de erosão.	75
Figura 26 – Criação de três linhas de erosão.	75
Figura 27 – Célula fazendo parte de varias linhas de erosão.	76
Figura 28 – Criação das linhas de erosão.	76
Figura 29 – Ordenação das linhas de erosão. a) Linhas antes da ordenação; b) Linhas após a ordenação.	77
Figura 30 – Atualização da ordem de linhas de erosão. a) linhas antes da ordenação; b) linhas depois da ordenação; c) linhas depois da atualização.	78
Figura 31 – Modelagem da rede fluvial da região estudada no exemplo 1 da seção 3.1. a) e b) mostram a rede em 2D e 3D, respectivamente.	79
Figura 32 – Modelagem da rede fluvial da Precordillera Mendoza. a) Rede de rios existente; b) Rede de rios obtida com o modelo desenvolvido.	80
Figura 33 – a) <i>Grid</i> com células de 20x20 km mostrando uma linha de erosão. b) perfil inicial do canal cortado pela linha de erosão.	87
Figura 34 – Seleção de um bloco para posterior aplicação de uma taxa de soerguimento.	93
Figura 35 – Soerguimento e deslocamento simultâneo de dois blocos selecionados.	94
Figura 36 – Blocos vizinhos divididos por limite de falha transformante.	96
Figura 37 – Fluxograma do algoritmo.	100
Figura 38 – Foto aérea da bacia Fischenbach, nos Alpes Suíços. a) localização, tomada da referência [25], b) foto de satélite <i>google maps</i> .	102
Figura 39 – Modelagem da bacia Fischenbach – Exemplo 4.1.	102
Figura 40 – Configuração observada e modelada por Schlunegger [25].	103

Figura 41 – Configuração observada e obtida com o modelo desenvolvido.	103
Figura 42 – Configuração inicial do exemplo 4.2.	104
Figura 43 – Configuração final segundo Tucker e Slingerland [26]. 1.6 Ma de erosão contínua (incisão em rocha).	105
Figura 44 – Recuo de borda devido a incisão em rocha para a) 0.5 Ma, b) 1Ma e c)1.6 Ma. Recuo total de 100 km.	106
Figura 45 – Evolução do relevo devido a difusão linear do caso de estudo número 3, segundo Tucker e Slingerland [26].	107
Figura 46 – Recuo de borda do caso No. 3 devido a erosão por difusão linear. Imagem obtida com o modelo proposto.	108
Figura 47 – Configuração inicial do caso 4.4.	109
Figura 48 – Visualização de células submetidas à taxa de soerguimento.	109
Figura 49 – Evolução do relevo ao longo do tempo do caso 4.4.	112
Figura 50 – Localização da bacia de Resende. Tomada da referência [21].	114
Figura 51 – Topografia atual da região estudada no caso 4.5. Bacia de Resende dentro do retângulo vermelho.	114
Figura 52 – Configuração inicial da bacia de Resende.	115
Figura 53 – Evolução do relevo da bacia de Resende.	116
Figura 54 – Configuração final e recuo total do borde de falha da bacia Resende.	117
Figura 55 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 20$ m.	118
Figura 56 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 2$ m.	118
Figura 57 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 20$ m e $\Delta t = 1$ seg.	119
Figura 58 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 2$ m e $\Delta t = 1$ seg.	119
Figura 59 – Rompimento de represa, lado seco. Comparação Audusse et al [34] e modelo. h e h_u , $\Delta x = 2$ m e $\Delta t = 1$ seg.	120
Figura 60 – Evolução de rompimento de represa, $t = 200$ seg., $\Delta x = 20$ m.	121
Figura 61 – Caso de represa com lado seco. $t = 150$ seg., $\Delta x = 20$ m.	122
Figura 62 – Evolução do deslizamento na bacia Barcelonnette, na França. Tomada de Remaître <i>et al</i> [41].	122
Figura 63 – Fluxo modelado no Matlab.	123
Figura 64 – Resultados do deslizamento da bacia de Barcelonnette. Passos de tempo 12, 24, 48 e 60 segundos.	123

Lista de tabelas

Tabela 1 – Equações da família de modelos <i>stream power</i> [5].	51
Tabela 2 – Características de deslizamentos em encostas	58
Tabela 3 – Classificação de deslizamentos segundo Varnes [32]	60
Tabela 4 – Composição percentual de sedimentos [36].	65
Tabela 5 - Comparação de modelos propostos para simulação de incisão em rocha.	81
Tabela 6 – Descarga volumétrica dos maiores rios do mundo [36].	111
Tabela 7 – Aporte de sedimento por células, caso 4.4.	113
Tabela 8 – Valores de referência para recuo de borda e taxas de erosão. Tomada da referência [21]	116

1 Introdução

A superfície da terra é formada por processos geológicos que formam as rochas, assim como por processos naturais de degradação e também de erosão. A erosão destrói as estruturas que compõem o solo (argila, areia, óxidos e húmus), e seu transporte é feito pela ação da água da chuva, do vento, da gravidade e até do gelo. O material erodido é transportado para as partes mais baixas dos relevos, produzindo o assoreamento dos cursos de água.

O principal agente erosivo é a chuva, mas existem outros fatores que influenciam diretamente o processo erosivo, tais como a infiltração da água no solo, topografia do terreno (declive), tipo de solo e a proteção natural, isto é, a quantidade de vegetação existente.

A origem e evolução das bacias sedimentares, dentre outros fenômenos, é estudada pela geologia sedimentar, a qual trata do estudo dos processos físicos, químicos e biológicos, atuantes na superfície da terra desde o seu início até os dias atuais. Ela estuda os processos tectônicos, responsáveis pela gênese e evolução dos diferentes tipos de bacias hidrográficas [1].

Na atualidade, o uso de modelos de base física, ou modelos *runoff-erosion*, que permitem analisar processos de escoamento superficial, desprendimento de partículas e de transporte e deposição de sedimentos em bacias hidrográficas, é cada vez mais freqüente. O termo *runoff* não se refere a um único processo, ele na verdade é um processo mais complexo que envolve vários sub-processos que agem conjuntamente e culminam com o fluxo no canal de uma dada bacia [2].

No Brasil, o número desses estudos tem aumentado muito nos últimos anos. Santos *et al* [3] desenvolveram uma equação empírica, baseada nos resultados de um modelo hidrossedimentológico, que calcula a perda de solo para a região semi-árida do nordeste brasileiro. Da Silva e Santos [4] aplicaram um modelo chamado KINEROS (*Kinematic Runoff and Erosion Model*) para estimar a vazão e a produção de sedimentos na bacia do rio Pirapama, localizada na região litorânea do estado de Pernambuco. O grupo de Tecnologia em Computação Gráfica da PUC-Rio, Tecgraf, desenvolveu nos últimos anos um simulador estratigráfico chamado STENO. Esse programa utiliza um algoritmo

para transporte de sedimentos fazendo uma simulação numérica 3D para processos deposicionais nos ambientes de plataforma, taludes e bacias hidrográficas. Os principais objetivos do STENO são: produzir um simulador numérico que opere em escala estratigráfica, isto é, tempo de simulação da ordem de milhões de anos; apoiar a modelagem de bacias e testar cenários exploratórios.

O uso e análise desses modelos demonstram que para escalas de tempo pequenas e áreas não muito extensas, o rebaixamento do perfil dos rios é diretamente afetado pelos processos de deformação tectônica. Por outro lado, modelos de previsão de evolução do relevo associados com intemperismo, erosão e deposição de sedimentos, considerando escalas espaciais do tipo regional ou continental e escalas de tempo relativamente grandes (10^5 anos), devem ser desenvolvidos acoplando tanto efeitos tectônicos como morfológicos (Figura 1). Neste contexto, em um modelo erosional de grande escala o foco principal deve ser a evolução da rede de drenagem e do perfil longitudinal dos rios. O processo de incisão fluvial no leito rochoso inclui o desprendimento das partículas, macro-abrasão (*chipping* e fratura de blocos devido ao impacto), desgaste, intemperismo físico e químico e possível cavitação. Segundo Whipple [5], o grau com que o intemperismo físico e químico facilita os mecanismos erosivos não é bem conhecido, mas claramente depende do substrato do solo e das condições ambientais. A qualidade da rocha controla diretamente a capacidade do fluído de penetrar e interagir com o substrato. Portanto, deve-se estabelecer, na modelagem da rede do sistema fluvial, o tipo de rocha que compõe o leito do canal, já que disto dependerá o valor das taxas de incisão e de outros parâmetros envolvidos nos processos fluviais. É importante ressaltar que as condições ambientais também desempenham um papel extremamente significativo na determinação desses valores.

Interação de Clima, Erosão, Sedimentação, Tectônica

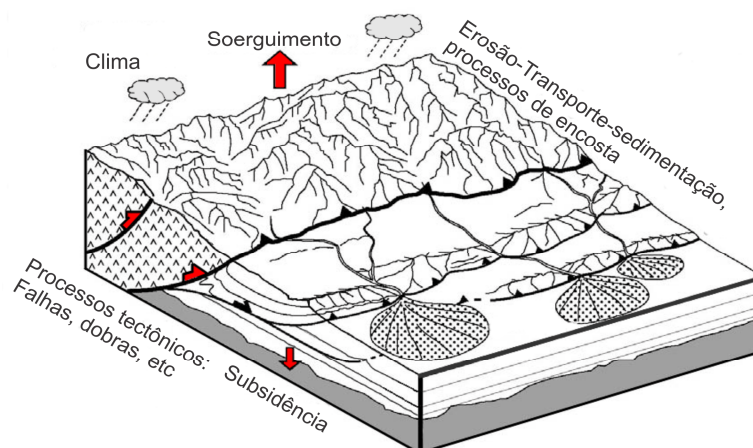


Figura 1 – Interação dos processos de erosão-transporte-sedimentação e tectônica [6].

Alguns pesquisadores sugerem dois pontos relevantes na modelagem dos processos fluviais: a inclusão de valores críticos (*thresholds*) nas equações que governam o processo e a consideração de que grandes inundações na simulação tenham uma influência altamente importante na evolução do relevo e, portanto, nas taxas de denudação a longo prazo [5]. Além disso, baixos valores limites, altas precipitações, inclinações pronunciadas e canais estreitos permitem um alto percentual de inundações que contribuem consideravelmente na incisão fluvial.

Outra consideração importante na representação da rede fluvial é a diferenciação do tipo de canal que será formado durante o processo erosivo. Na literatura, são encontrados vários trabalhos que classificam os canais em dois grandes grupos: canais com transporte limitado pela produção de sedimentos, ou *detachment-limited rivers*; e canais limitados pela capacidade de transporte da corrente, ou *transport-limited rivers*. Os primeiros são aqueles nos que a quantidade de material transportado é inferior à capacidade de transporte da corrente. Os segundos são limitados pela capacidade efetiva de transporte da corrente. Deve ser considerada a necessidade da formação alternada desses dois tipos de canais, pois em uma rede fluvial é comum encontrar canais com trechos com o leito rochoso exposto, seguidos por trechos cobertos com sedimento aluvial. Neste trabalho, será considerada a formação alternada de canais limitados tanto pela produção de sedimentos como pelo transporte, mas o volume de material erodido e transportado jamais poderá exceder a capacidade máxima de transporte do fluxo. Dessa forma, para a avaliação do volume de sedimento que será erodido em um canal, o modelo realizará um balanço entre a

quantidade de material que poderá ser erodido pelo fluxo (capacidade de incisão) e a quantidade de material que o fluxo poderá de fato transportar (capacidade efetiva do fluxo). Sendo assim, será garantida a formação de canais alternados, a conservação de massa do sedimento produzido e transportado e, o mais importante, não serão excedidos os limites básicos entre capacidade de incisão e capacidade de transporte.

Seidl e Dietrich [7] apontam algumas deficiências para calibração dos modelos matemáticos. Segundo eles, a primeira deficiência é a inapropriada descrição de paisagens reais. Os autores sugerem que a validação dos modelos seja baseada em comparações quantitativas entre o relevo real e o previsto por eles e não por uma simples comparação e avaliação visual. Ante isto, é de extrema importância fazer um levantamento adequado das condições iniciais do relevo, das condições climáticas e, principalmente, da história tectônica da região. A segunda deficiência é a falta de dados de campo disponíveis, que permitam definir as relações de transporte de sedimento e que sejam significativos em escalas de tempo geomórfológicas. Nesta pesquisa, o modelo desenvolvido será aplicado a diversos casos analisados em outros trabalhos, alguns deles bacias hidrográficas reais. Dessa forma, se disponibilizará de uma quantidade significativa de informação para a comparação dos resultados e a validação do modelo.

De maneira geral, um modelo fluvial ideal a grande escala deve estar baseado em uma matriz de células. As células que representem um canal de ordem elevada deverão estar rodeadas por células de contribuição da área de drenagem. A dimensão das células deverá variar entre 1 e 10 Km^2 [8]. Os eventos importantes deverão ser uma caracterização da erosão em uma sub-escala do *grid* e da contribuição de sedimentos, do roteamento da rede fluvial para o transporte, das taxas de erosão do leito do canal ou de deposição, da deformação tectônica, das mudanças espaciais e temporais entre os tipos de canais, da direção do fluxo e das condições iniciais e de contorno.

Em uma escala menor podem acontecer situações catastróficas, tais como avalanches, envolvendo escalas de tempo relativamente pequenas, quando comparadas com os processos de incisão fluvial. Apesar desses eventos acontecerem em períodos tão curtos e de maneira pontual, os volumes de material gerado podem chegar a vários milhares de m^3 , influenciando de maneira significativa o desenvolvimento do sistema fluvial e, portanto, a evolução do relevo. Deslizamentos acontecem pela falha espontânea da rocha e/ou solo

(sedimento), podendo viajar a distâncias separadas a vários quilômetros da sua origem. Além disso, são fenômenos que merecem ser estudados isoladamente, pois representam uma grande ameaça para diferentes tipos de assentamentos e construções humanas. Levando o anterior em consideração, será incluído neste trabalho um módulo, que baseado em um modelo numérico, descrito no capítulo 3, analisará esse tipo de processos.

É apresentado neste trabalho, um modelo computacional que permite analisar a evolução na mudança do relevo de bacias hidrográficas, em pequena e grande escala, assim como estimar a produção de sedimento resultante do processo erosivo. O algoritmo de análise, escrito na linguagem de programação C++, considera a simulação de diferentes cenários que incluem deformação tectônica, processos de encosta (difusão e movimentos de massa) e processos de incisão fluvial, dando-se particular atenção à formação e evolução da rede fluvial de drenagem. Para a análise de resultados, o programa oferece a visualização 3D de diferentes superfícies: distribuição dos sedimentos, evolução da rede fluvial, mudanças topográficas do relevo, etc.

No referente aos movimentos de massa será simulado unicamente o processo de *runout*, que representa as fases de movimento e de parada do fluxo.

1.1. Objetivos

Os objetivos principais desta tese são:

a) implementar um modelo computacional que permita estudar a evolução do relevo de bacias hidrográficas e avaliar a quantidade de sedimento produzido nos processos de erosão fluvial, comumente predominantes em bacias hidrográficas. Nessa modelagem, a chuva será considerada o principal agente erosivo. Serão estudados simultaneamente os processos de incisão fluvial e deformação tectônica, dando-se particular importância à modelagem da rede fluvial, assim como as possíveis mudanças espaciais e temporais entre os tipos de canal. Também serão considerados os processos de encostas, os quais serão modelados com a equação de difusão linear. Para isto, será adotado um critério que permita diferenciar esses processos (difusão) dos de transporte fluvial (advectivos). Esse critério é descrito no capítulo 3 do presente trabalho. Em uma escala menor serão considerados os processos de movimentos de massa, resultantes de situações catastróficas, tais como avalanches e

deslizamentos em geral. Para isto, será aplicado um modelo 1D do sistema de equações de Saint Venant, adaptado para deslizamentos e avalanches.

O resultado final será uma ferramenta de modelagem que permite analisar temporal e espacialmente as interações dos mecanismos envolvidos no processo erosivo (incisão, transporte, sedimentação, deformação tectônica e clima, dentre outros) e na produção de sedimentos em geral.

No que se refere ao programa STENO, atualmente, o aporte de sedimentos é definido através de um volume ou depósito ao longo da linha de costa do modelo. Sendo assim, esse volume é atualmente fornecido, por grupo litológico (argila, silte, areia média, fina e grossa), pelo usuário. Se o volume de algumas células não for especificado, este será calculado por interpolação utilizando o aporte das células adjacentes que possuam dado de entrada. Neste contexto, todas as células pertencentes à linha de costa possuirão uma certa quantidade de sedimento, que será transportado subseqüentemente pelas correntes submarinas. No caso particular do STENO, o modelo proposto ajudará a calcular de forma automática o aporte de sedimentos para diferentes bacias hidrográficas. Para isto, além de simular a evolução do relevo, o modelo conta com um algoritmo que quantifica o volume de sedimento produzido pelos processos erosivos e identifica as células, pertencentes à linha de costa, que receberão o aporte.

1.2. Organização do Trabalho

O presente trabalho está dividido em cinco capítulos, incluindo o presente correspondente à parte introdutória.

No segundo capítulo é feita uma revisão bibliográfica. Inicialmente será feito um resumo sobre a terminologia utilizada na hidrografia de bacias sedimentares e nos processos envolvidos na evolução do relevo. Nas seções seguintes, serão estudados os processos de erosão, transporte e sedimentação e a influência da tectônica sobre eles. Será feita uma análise detalhada dos mecanismos envolvidos no processo erosivo, abordando os principais modelos numéricos para a simulação do transporte e incisão de rocha. Em uma última seção, serão analisados os processos de encostas. Serão abordados assuntos referentes à produção de solo pelo efeito do intemperismo e, de forma geral, os diferentes tipos de deslizamentos possíveis em taludes naturais, assim como as equações que dominam o problema.

No capítulo três é descrito de forma detalhada o modelo computacional proposto. Serão apresentadas as principais rotinas computacionais utilizadas para a simulação dos processos. É analisada de forma detalhada a modelagem da rede de canais fluviais, os critérios de criação e ordenação da mesma. Também serão mostrados os módulos encarregados de simular os processos de deformação tectônica, de erosão de encostas e de movimentos de massa.

O capítulo quatro é dedicado ao estudo de casos e à validação do modelo computacional. Serão apresentadas diferentes aplicações do modelo envolvendo processos de erosão por incisão fluvial e difusão linear, quantificação do aporte e determinação de pontos de área fonte, processos tectônicos e simulações de deslizamentos.

O quinto capítulo corresponde às conclusões gerais e considerações para futuros trabalhos.

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 necessário 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.

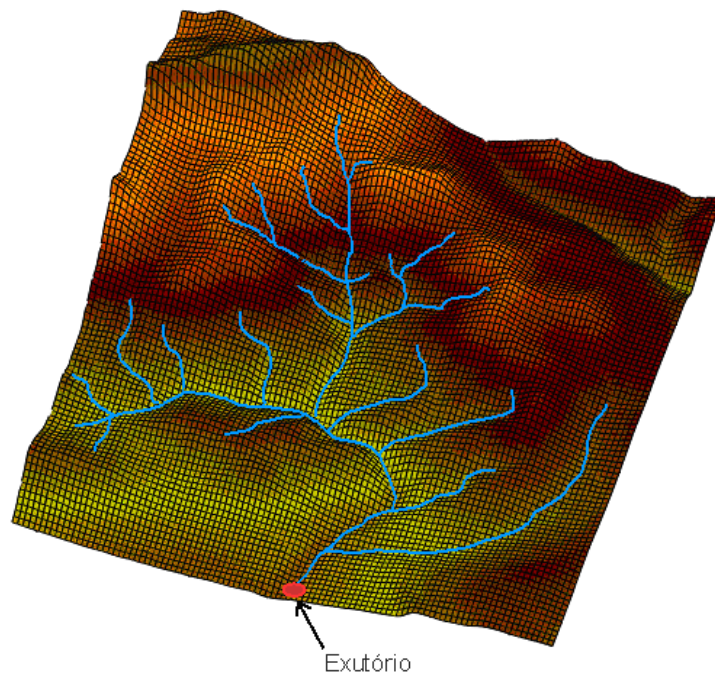


Figura 2 – Bacia hidrográfica com sua rede de canais.

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.

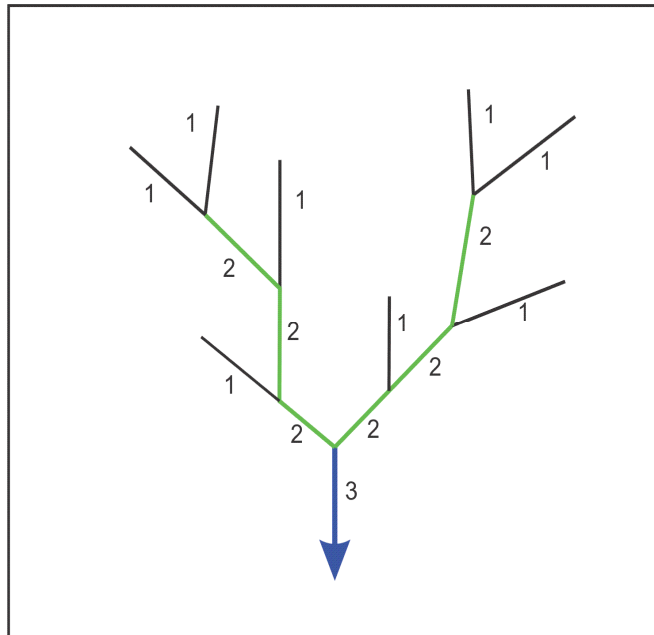


Figura 3 – Classificação da ordem de canais de uma bacia – método de Strahler

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 fluído 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.

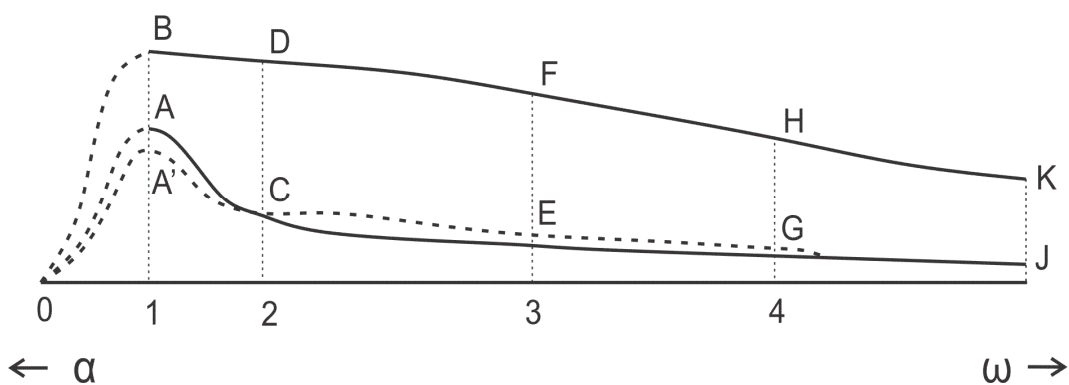


Figura 5 – Evolução conceitual do relevo segundo Davis [19].

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.

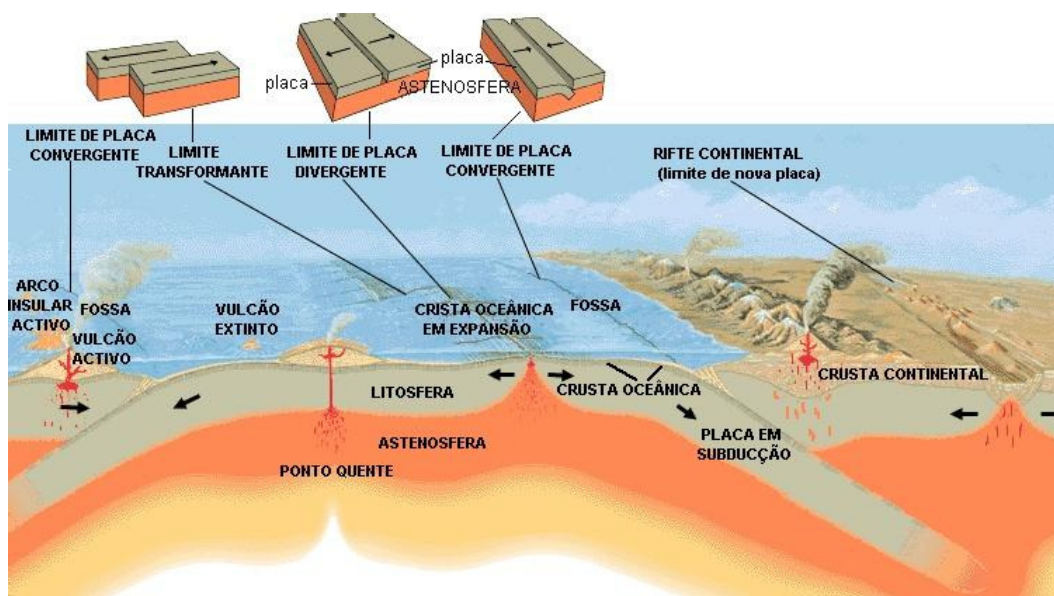


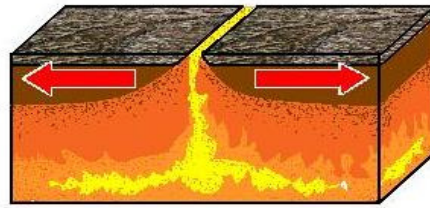
Figura 6 – Tectônica de placas. Limites divergentes, convergentes e transformantes [22].

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

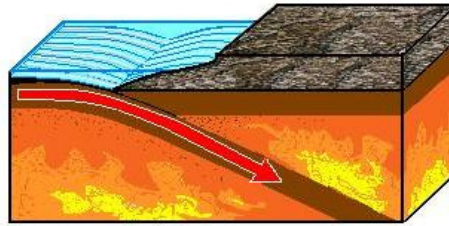
uma delas se movimenta como uma unidade rígida distinta sobre a astenosfera, que por sua vez também está em movimento. Muitas das feições geológicas da terra se desenvolvem pela interação dos limites das placas. Existem três tipos básicos de limites de placas: **divergentes, convergentes e transformantes** (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

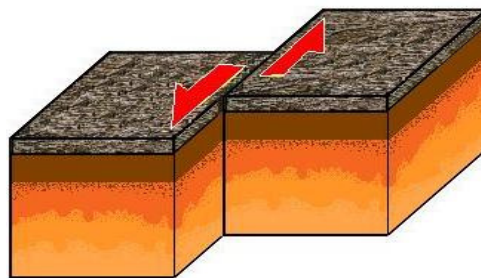
Nos oceanos, os limites divergentes são grabens estreitos que se aproximam da idealização da tectônica de placas. Diferem muito da divergência de placas continentais, onde a distribuição é mais complicada e acontece em uma área de maior largura. No fundo do mar, o limite entre placas é marcado por uma 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-continente e continente-continente.

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-continente*, 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-continente* 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.

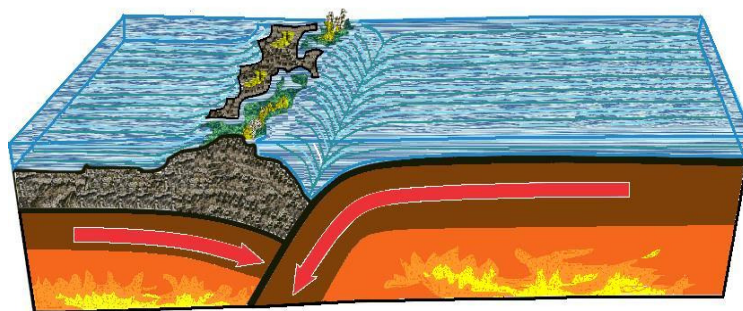


Figura 8 – Convergência oceano-oceano.

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 fluido, 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.

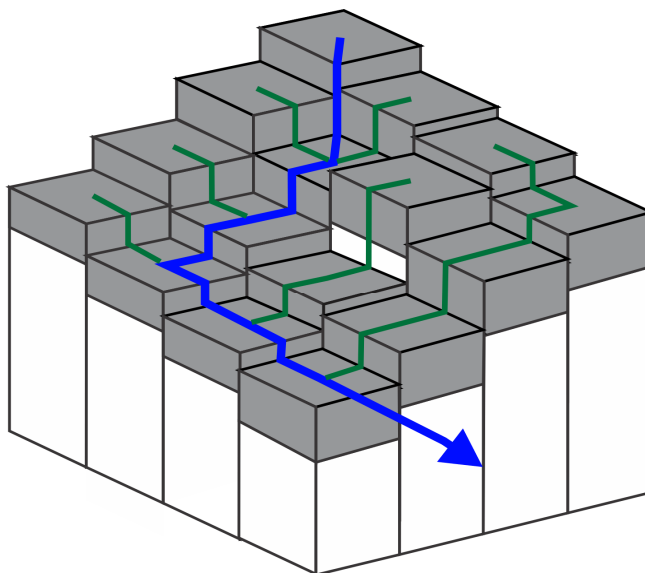


Figura 10 – Representação do modelo e topografia de drenagem (*Steepest-descent*).

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).

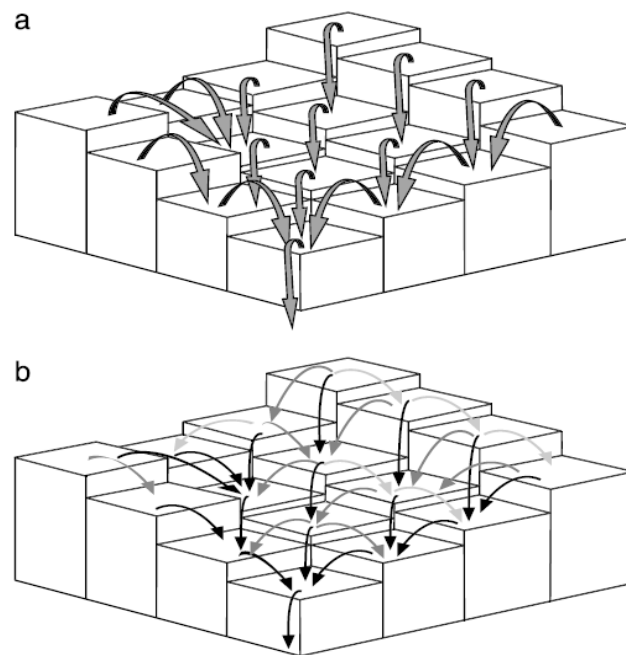


Figura 11 – a) Máxima inclinação, b) Bifurcação (Clevis *et al* [28]).

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.

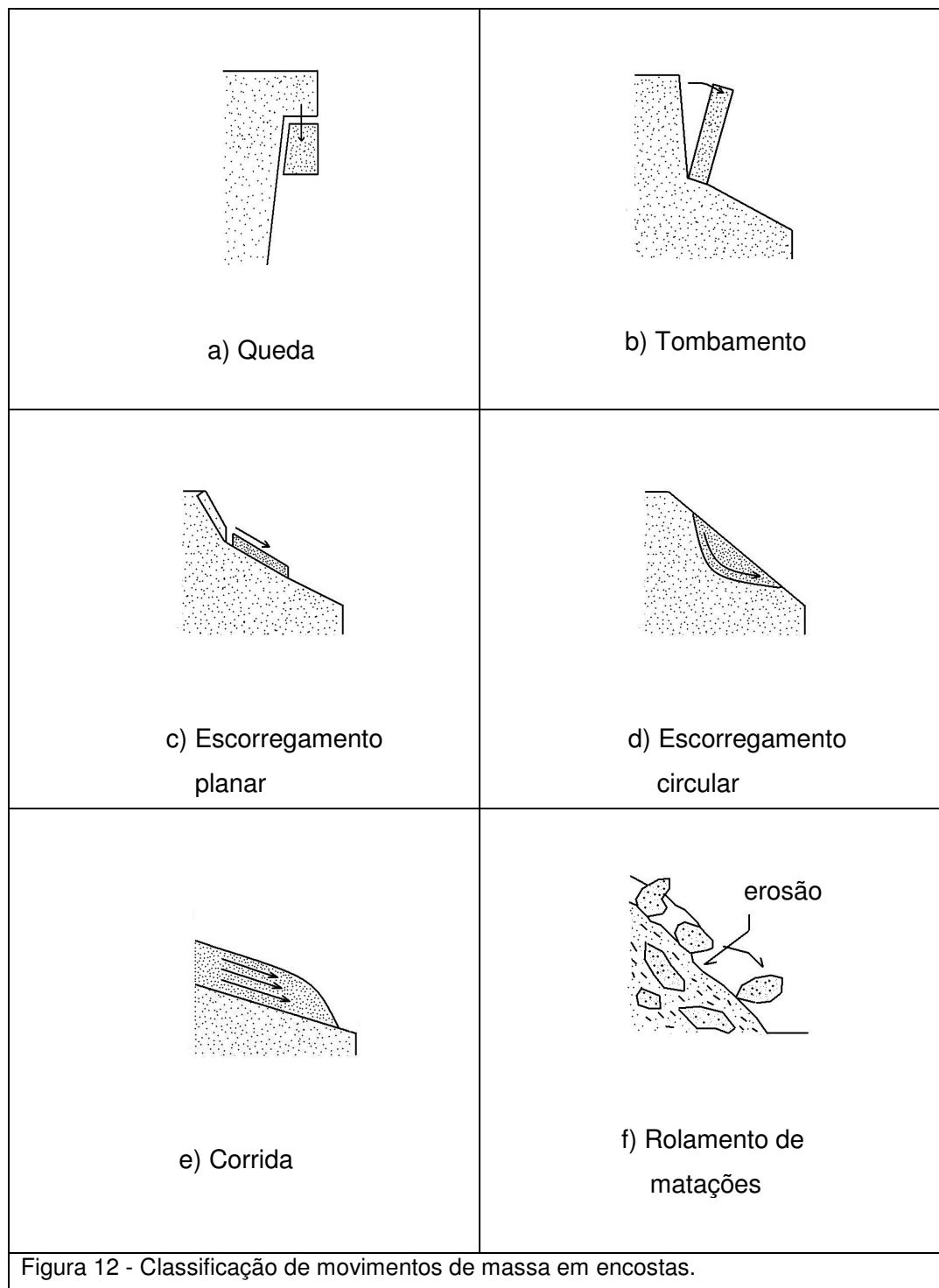
2.6.1. Classificação dos movimentos de massa

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 *Coulomb-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:

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

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

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 \mathbf{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.

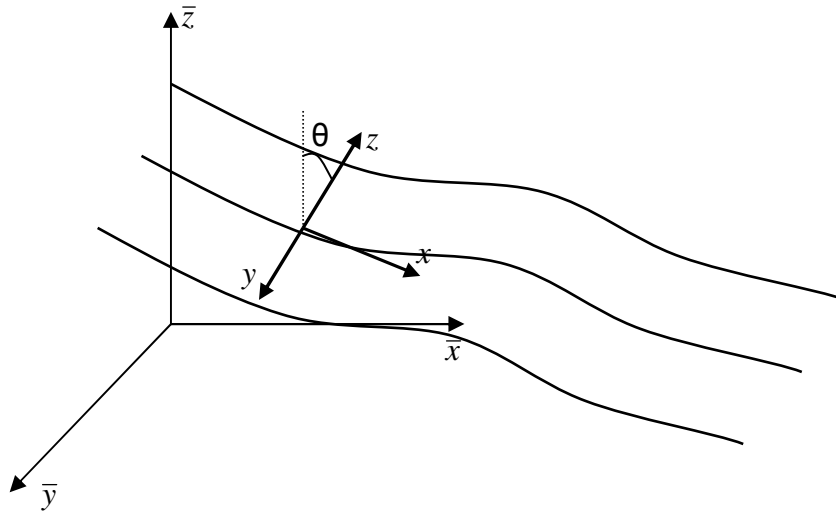


Figura 13 – Sistema de coordenadas de referência para o sistema de equações do trabalho de Mangeney-Castelnau *et al* [35].

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_t , 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,

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

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,

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

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

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 $\|T_t\| < \sigma_c$, 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.

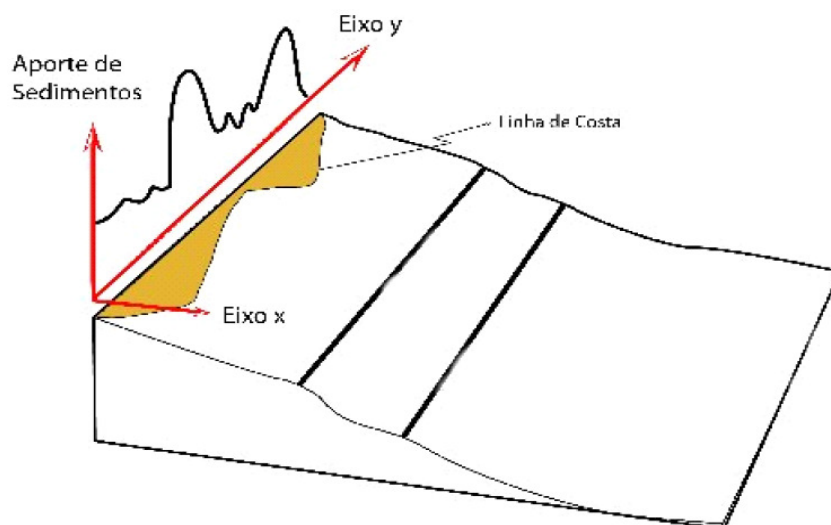


Figura 14 – Aporte de sedimentos no STENO [36].

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											

3 Modelo Computacional

Nesta seção serão descritas as principais características do modelo computacional proposto. Serão apresentadas as principais rotinas computacionais para a simulação dos processos estudados. Para isto, será feita uma análise dos modelos matemáticos discutidos no capítulo anterior e serão avaliados os principais parâmetros envolvidos nos processos de transporte fluvial e de incisão na rocha. A caracterização morfométrica da rede de drenagem será feita como descrito no capítulo 2, estabelecendo assim uma hierarquização dos rios, definindo o caminho do fluxo e a ordem em que será feita o processo erosivo. O modelo *steepest-descent* (Figura 10) será utilizado para determinar a rota de drenagem. É importante anotar que esse tipo de modelo predomina nos locais onde o gradiente, ou inclinação local, é o suficientemente alto para deixar o leito de rocha exposto, predominando um transporte limitado pela produção de sedimento (*detachment-limited transport*). No entanto, sempre será verificado que a capacidade de transporte do fluxo não seja excedida por esses valores. Isto é, sob hipótese nenhuma poderá ser erodido um volume de material maior do que aquele que possa ser transportado pelo fluxo.

3.1. Modelagem da superfície do relevo

Para o início da simulação, é necessário a definição de uma superfície inicial que represente o relevo. Neste trabalho, a superfície será representada por um modelo digital de terreno (MDT), ou de elevação. Um MDT pode ser representado por equações analíticas, ou por um conjunto de pontos na forma de um *grid* regular ou irregular. Neste trabalho, a superfície do terreno é representada por uma matriz de células, na forma de um *grid* regular. A entrada de dados será feita através de um arquivo de texto, contendo o número de pontos que conformam a superfície e as coordenadas X, Y e Z de cada um deles. O arquivo deverá conter todos os pontos da superfície. A dimensão das células, Δx e Δy , poderá ser especificada no início da modelagem. Para

modelos de grande escala recomendam-se células com áreas variando entre 1 e 10 km². Mas essa área poderá ser menor, dependendo do grau de precisão que se deseja na representação da rede de canais fluviais, assim como do tipo de processo que será simulado, por exemplo, para simulações de movimentos de massa em encostas é necessário que esse tamanho não seja muito grande, pois esse tipo de processo requer uma análise detalhada e uma simulação com um tamanho de célula muito grande poderá gerar resultados pouco reais. São vários os aspectos que devem ser considerados na hora de definir o tamanho da célula. Se o *grid* for muito refinado, isto é, com um tamanho de célula muito pequeno, existirá um número maior de informações sobre o relevo, sendo maior o tempo necessário para a simulação.

A Figura 15 mostra um MDT que representa a superfície de um relevo.

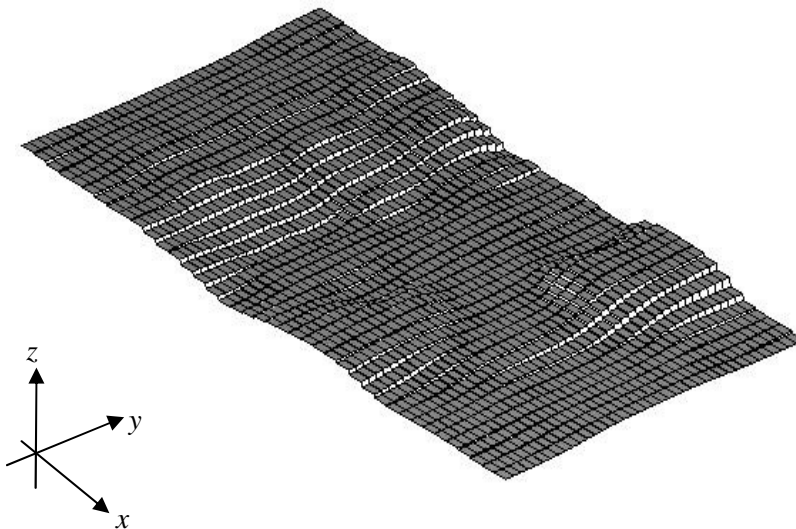


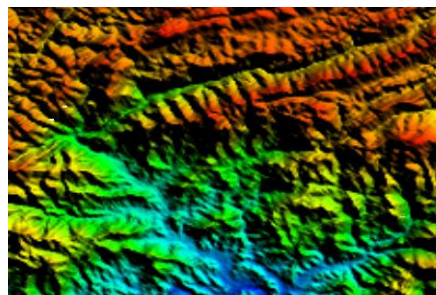
Figura 15 – *Grid* composto por uma matriz de células representando a superfície do relevo.

Nesta primeira fase, o programa será testado modelando algumas paisagens reais. Para fazer o levantamento do modelo de elevação dos relevos será utilizado o modelo de elevação digital oferecido gratuitamente pelo USGS (U. S. *Geological Survey*) [37]. Uma vez obtido o modelo de elevação, será utilizado o *Global Mapper* [38], programa que permite exibir diferentes formatos de *raster*, vetores e dados de elevação. Esse programa permite acessar múltiplas fontes de imagem e *grids* de terreno, e dentre as suas funcionalidades, existe uma que permite transformar esses dados em arquivos de texto, no formato de coordenadas X, Y, Z. Dessa forma, os arquivos obtidos poderão ser carregados facilmente pelo modelo.

O primeiro exemplo corresponde a uma área localizada no sudeste brasileiro, delimitada pelas coordenadas geográficas: (-24.669133,-48.922721), (-24.669133,-48.750141), (-48.750141,-24.524462) e (-24.524462,-48.922721). A Figura 16 mostra uma imagem de satélite da região.



a)



b)

Figura 16 – região no sudeste brasileiro mencionada no parágrafo anterior: a) Imagem de satélite *google maps*; b) Imagem *global mapper*..

O arquivo de texto gerado, contendo as coordenadas dos pontos da superfície, foi carregado no modelo, gerando as superfícies necessárias para a comparação das imagens. Foi conseguida uma resolução de 0.1 x 0.1 km. A Figura 17 mostra os resultados.

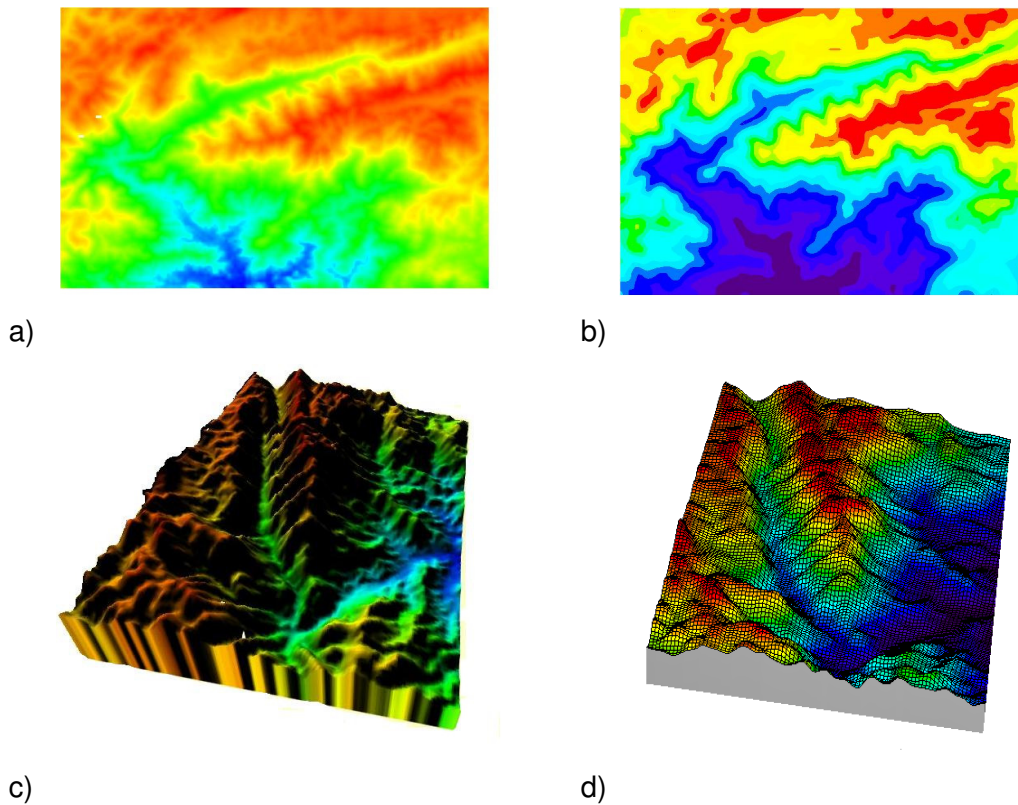


Figura 17 – Comparação da superfície paleobatimétrica e do relevo em 3D.

Na Figura 17, as imagens da esquerda foram obtidas com o programa *global mapper*, as da direita são resultado do modelo desenvolvido. O segundo exemplo corresponde a uma região localizada nos Alpes bolivianos (Figura 18), perto das fronteiras do Peru, Chile, e Argentina. A região estudada, delimitada pelas coordenadas geográficas (-22.99,-64.33), (-22.99,-62.00), (-17.99,-62.00) e (-17.99,-64.33), possui uma área de 143.000 km² (258 x 555 km). O *grid* foi representado com células de 10 km² (2 x 5 km), obtendo um número total de 14.300 células. Os resultados podem ser observados na Figura 19.

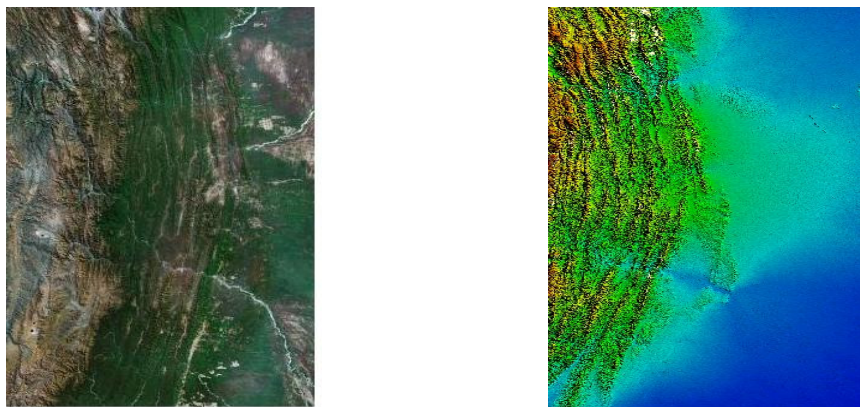


Figura 18 – Região dos Andes bolivianos. a) *google maps*; b) *global mapper*.

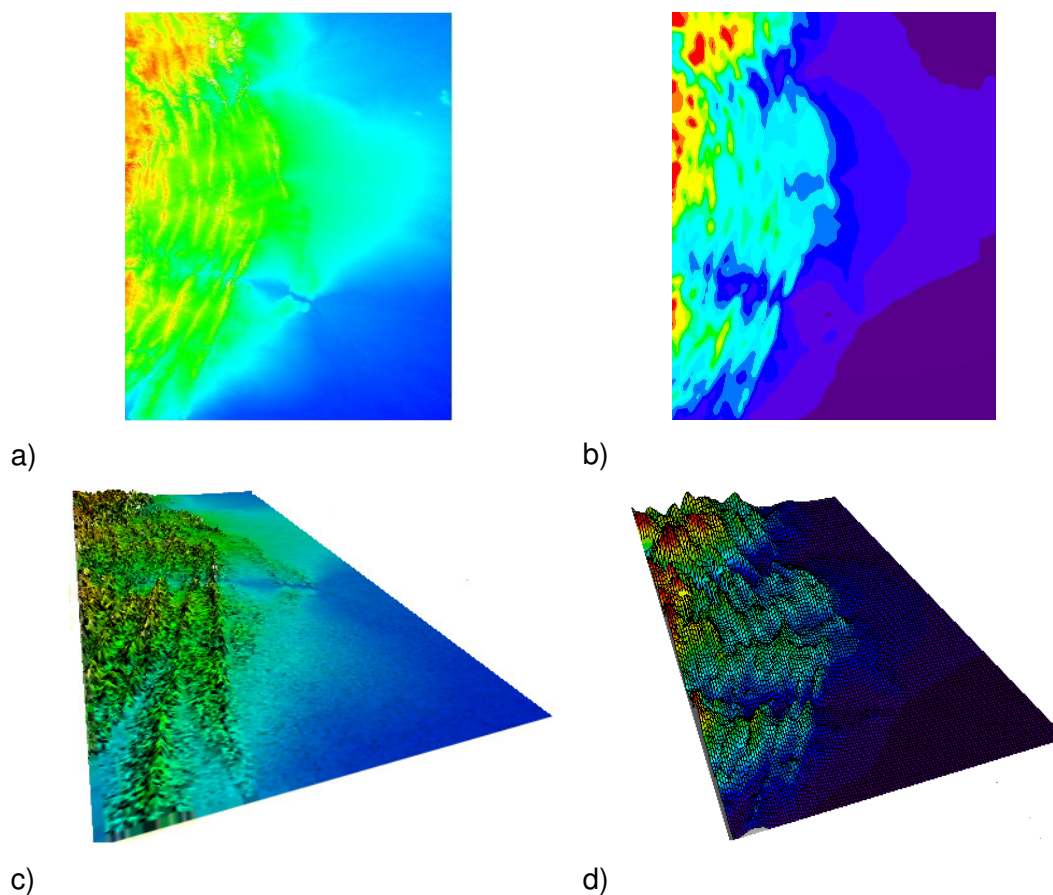


Figura 19 – Andes Bolivianos – esquerda, *global mapper*; direita, modelo desenvolvido.

Um terceiro exemplo foi tomado de um estudo realizado por Garcia e Cristallini [33]. Nesse trabalho, os autores estudam a interação entre os processos de erosão fluvial e deformação tectônica. Para isso, foi aplicado um modelo hidrossedimentológico para avaliar a evolução do relevo da Pré-Cordilheira Mendoza, na Argentina. A região está delimitada pelas coordenadas geográficas: $68^{\circ} 51'$ e $69^{\circ} 09'$ LW, e $32^{\circ} 30'$ e $32^{\circ} 41'$ LS (Figura 20), com uma área de 660 km^2 . A superfície foi modelada com um *grid* de células de $0.25 \times 0.25 \text{ km}$. As Figuras Figura 21 e Figura 22 mostram os resultados.

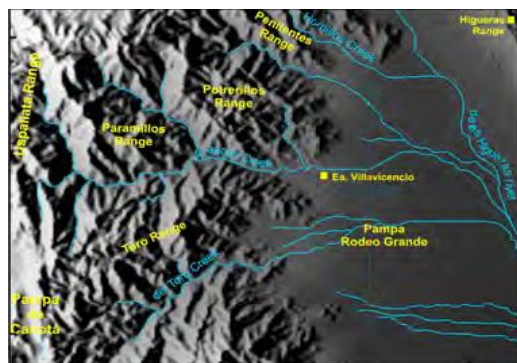


Figura 20 – Mapa da Precordillera Mendoza – relevo e rios da região [33].

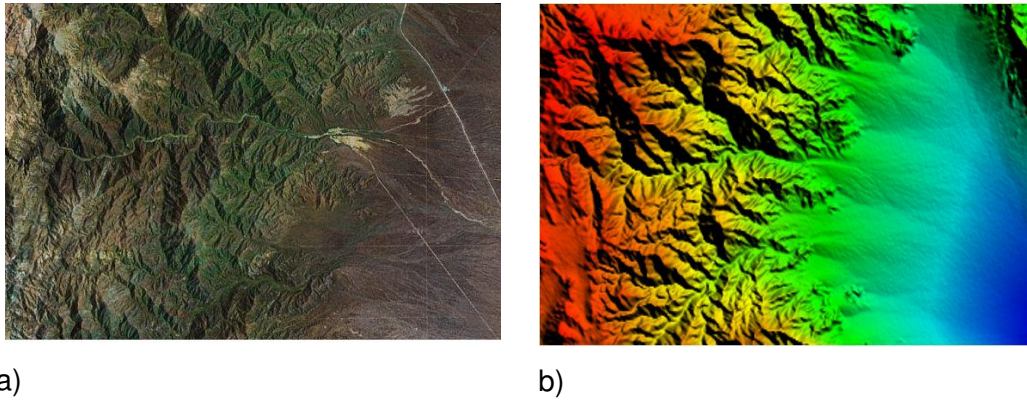


Figura 21 – Precordillera Mendoza. a) Foto *google maps*; b) *global mapper*.

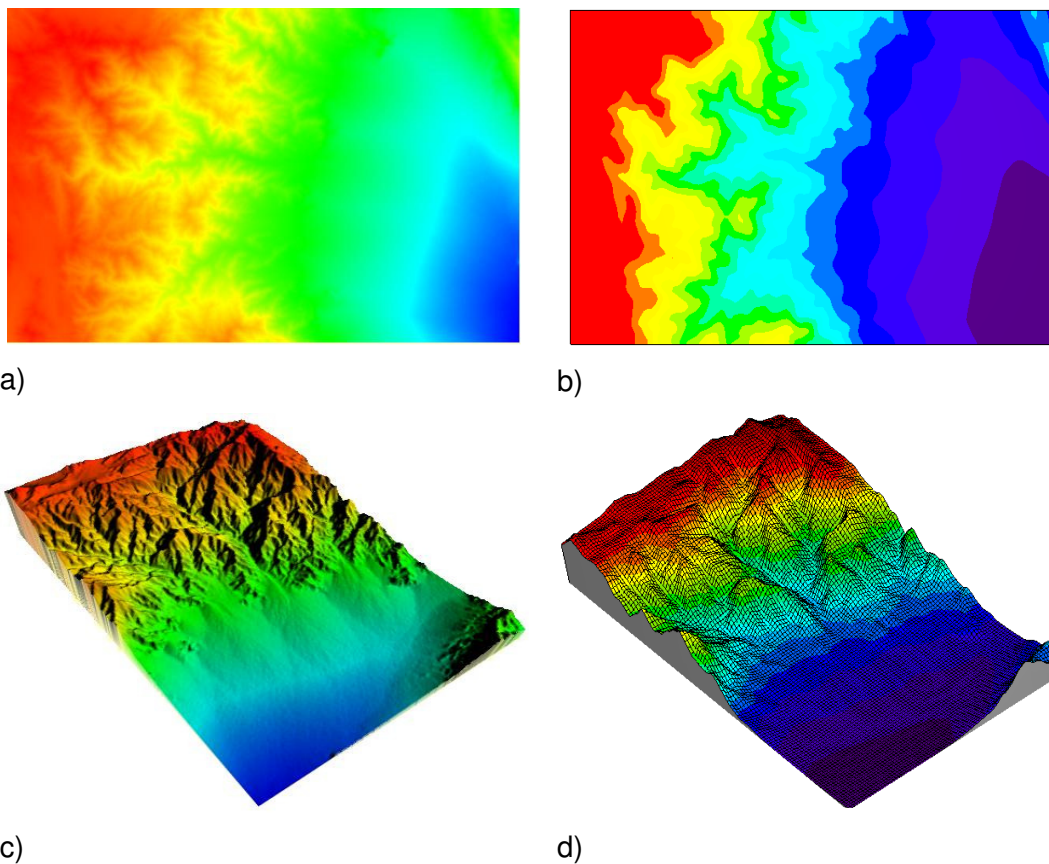


Figura 22 – Imagens obtidas da Precordillera Mendoza. Esquerda, obtidas com o *global mapper*; direita, modelo desenvolvido.

3.2. Modelagem da rede fluvial

Para determinar a rota de drenagem, deve ser calculado o gradiente máximo para cada uma das células do *grid*. Neste trabalho, será utilizado o conceito da máxima inclinação ou *steepest descent*. Nesse modelo de roteamento, o fluxo de uma célula parte para a célula vizinha com maior inclinação (Figura 10 e Figura 11a). Sendo assim, o cálculo da direção é uma função da diferença de alturas entre a célula de referência e as oito células adjacentes, (Figura 23).

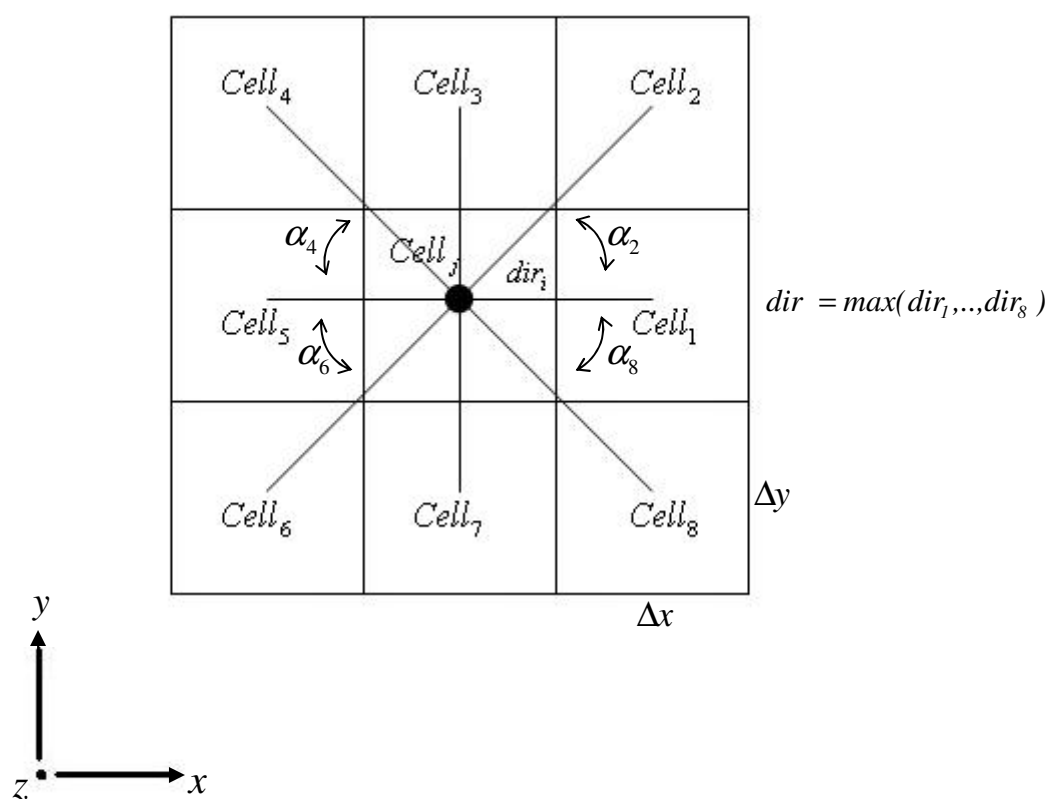


Figura 23 – Cálculo da direção do fluxo. Aplicação do modelo *steepest descent*, a direção é função da diferença de alturas entre as células.

O conjunto de eqs. (75) – (81) permite avaliar a direção para cada uma das células vizinhas.

$$dir_{i=1,3,5,7} = z_i - z_j \quad (75)$$

$$dir_{i=2,4,6,8} = (z_i - z_j) \times \cos \alpha_i \quad (76)$$

$$\alpha_i = \tan^{-1}(\Delta y / \Delta x) \quad (77)$$

Os ângulos de inclinação máximos locais podem ser calculados aplicando uma das três opções das eqs. (78) – (84):

$$S = (\Delta z / \Delta x) \quad (78)$$

$$S = (\Delta z / \Delta y) \quad (79)$$

$$S = (\Delta z / \sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}) \quad (80)$$

A eq. (78) deverá ser aplicada, de acordo com a Figura 23, para o cálculo da máxima inclinação das células 1 e 5; a eq. (83) para as células 3 e 7 e finalmente, a eq. (84) para as células 2, 4, 6 e 8.

Durante a modelagem da rede fluvial é possível encontrar pequenas depressões, que podem impossibilitar a continuidade do fluxo d'água. Neste modelo, essas células serão identificadas como “células tipo bacia” e, quando encontradas, serão tratadas de três formas diferentes, assim como é mostrado na Figura 24.

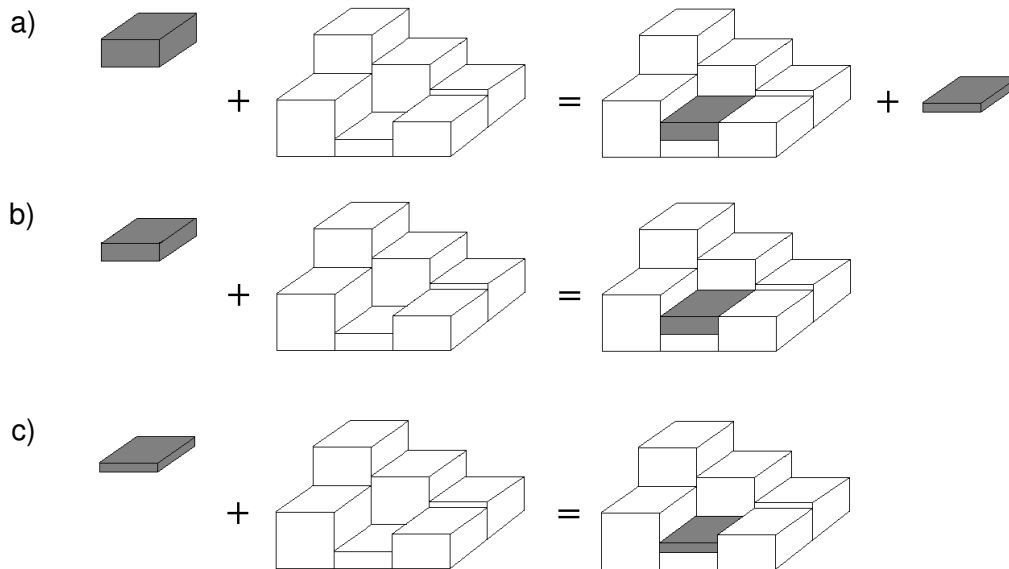


Figura 24 – Tratamento de depressões no *grid*.

Uma vez identificada a depressão, pode acontecer que a carga de sedimento seja o suficientemente alta para preencher a célula até a altura da célula vizinha mais baixa. Nesse caso, o excesso de fluxo e, conseqüentemente, de sedimento seguirão seu curso água abaixo (Figura 24a). Pode acontecer que

a carga de sedimento seja suficiente só para preencher a célula até a altura da célula vizinha mais baixa, mas sem sobrar sedimento para ser transportado. Nesse caso, só a água seguirá o seu curso (Figura 24b). A última possibilidade é que a carga de sedimento seja tão pequena, que nem seja possível preencher a célula até a altura da célula vizinha mais baixa (Figura 24c). Nesse caso, mesmo depositando toda a carga de sedimento, a célula continuará sendo uma depressão, cortando assim a corrente do fluxo. Nos próximos passos, a célula será tratada novamente até conseguir ser preenchida com sedimento e permitir a continuidade do fluxo água abaixo.

Ordenação dos canais fluviais

Para dar início ao processo erosivo, é necessário criar uma hierarquização da rede fluvial. Para isto, foi utilizado o método de ordenação sugerido por Strahler [39]. Como foi visto no capítulo anterior, esse método classifica todos os canais que não possuem tributários como sendo de ordem 1. Os canais de ordem 2 nascem da confluência de dois ou mais canais de ordem 1. Dessa forma, cada vez que dois ou mais canais de ordem k convergirem, darão origem a um novo canal de ordem $k+1$.

Para a modelagem da rede fluvial, foi desenvolvido um algoritmo que cria e posteriormente ordena os canais, levando em consideração o critério de ordenação citado acima. O algoritmo pode ser descrito, de forma geral, em duas etapas: a) criação dos canais fluviais em qualquer ordem, daqui em diante chamados de linhas de erosão; b) hierarquização e ordenação das linhas de erosão.

a) Criação das linhas de erosão

O *grid* é percorrido célula a célula para calcular a direção do fluxo e os ângulos máximos locais (eqs. (75) – (80)). Nesta etapa, não importa a ordem de criação das linhas, o mais importante é determinar a rota que o fluxo tomará. Portanto, inicialmente será atribuído o valor de ordem 1 a todas as linhas de erosão.

Desde o ponto de vista de implementação, utilizando o paradigma de programação orientada a objetos, as linhas de erosão serão uma classe, que contém uma lista dos índices das células que a conformam e a ordem de hierarquização que as classificará dentro da rede fluvial. A Figura 25 ilustra o processo de criação para uma linha de erosão.

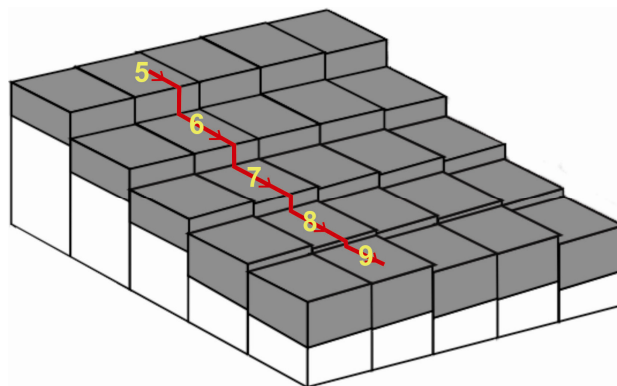


Figura 25 – Criação de uma única linha de erosão. Os números representam os índices das células que formam a linha.

Durante a criação das linhas é possível encontrar células que façam parte de duas ou mais linhas. Para garantir que uma mesma célula não seja atravessada por mais de uma linha de erosão, foi criado um indicador, o qual é ativado uma vez que a célula é inserida na lista de índice de células. Assim, a célula fará parte da primeira linha que for criada e que passar por ela. Esse tipo de evento pode ser visto com melhor detalhe na Figura 26.

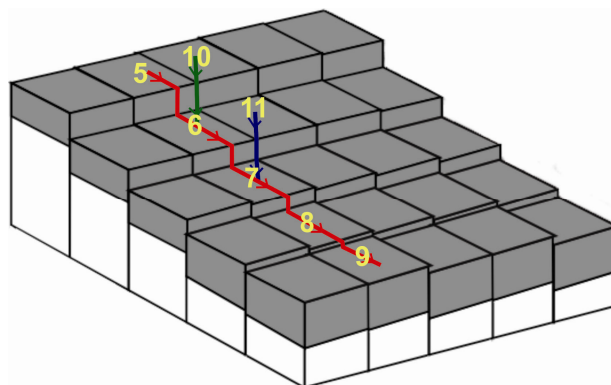


Figura 26 – Criação de três linhas de erosão. O algoritmo verifica que a célula compartilhada seja atravessada por apenas uma linha de erosão.

No exemplo ilustrado na Figura 26, a linha de erosão de cor vermelha foi criada primeiro, sendo assim, as linhas verde e azul são consideradas tributárias dela. Nesse caso, as células de confluência, ou finais, das linhas verde e azul são as correspondentes aos índices 6 e 7, respectivamente, e são chamadas de células finais da linha. É importante ressaltar que o índice de uma célula poderá ser repetido em duas ou mais linhas, mas só uma poderá atravessar a célula, as demais linhas terão ela como célula final. A Figura 27 ilustra essa situação.

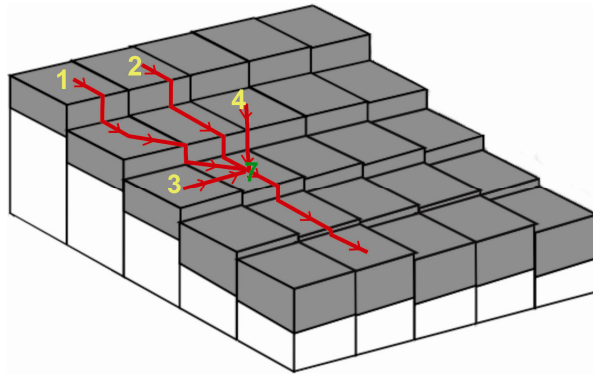


Figura 27 – Célula fazendo parte de varias linhas de erosão, os números vermelhos representam os índices das linhas, o amarelo representa o índice da célula compartilhada.

Na Figura 27, as linhas 1, 2, 3 e 4 compartilham a célula 7, mas só a linha 1 atravessa a célula compartilhada. As demais linhas terminam seu curso nela, portanto a célula 7 é a célula final das linhas 2, 3 e 4.

A Figura 28 mostra o resultado parcial desta primeira fase. Até aqui, todas as linhas possuem a mesma ordem e se encontram no mesmo nível hierárquico.

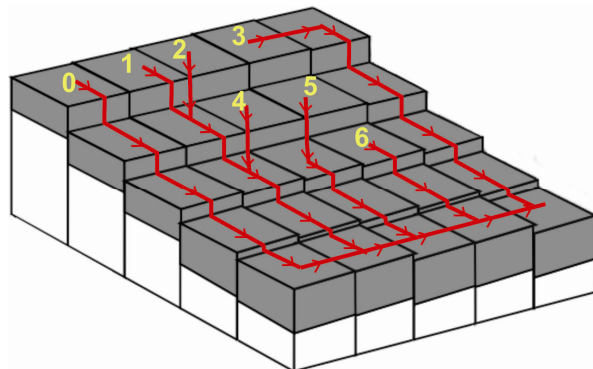


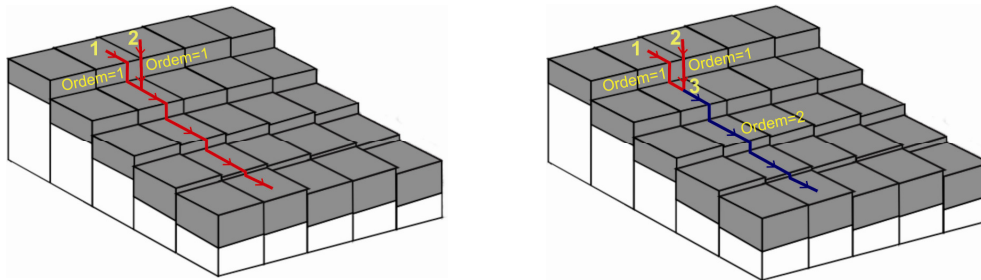
Figura 28 – Criação das linhas de erosão. Os números correspondem aos índices atribuídos internamente pelo programa às linhas.

Uma vez criadas as linhas de erosão, é possível passar ao seguinte passo, que é a ordenação e estabelecimento da hierarquia delas dentro da rede fluvial. Esse passo é muito importante na modelagem, já que com base nessa ordem será feito o processo erosivo-deposicional. As linhas sem tributários, ou de ordem 1, serão as primeiras a erodir, seguidas pelas linhas de ordem 2, e assim por diante.

b) Ordenação das linhas de erosão

Para a ordenação das linhas de erosão, é necessário percorrer as células do *grid*, procurando por aquelas que são compartilhadas por duas ou mais linhas

de erosão. É aqui onde será aplicado o conceito de ordenação de Strahler, isto é, se duas ou mais linhas de ordem k chegam a uma célula, uma nova linha será formada, e a esta será atribuída a ordem $k+1$. Como o algoritmo permite que só uma linha atravesse a célula compartilhada, essa linha será dividida em duas. A nova linha partirá da célula encontrada e terá como célula final a mesma da antiga linha. A célula encontrada passará a ser a nova célula final da linha que foi dividida. Este procedimento pode ser visto com maior detalhe na Figura 29.



a)

b)

Figura 29 – Ordenação das linhas de erosão. a) Linhas antes da ordenação; b) Linhas após a ordenação.

Na Figura 29a pode ser verificado como as linhas 1 e 2, ambas com ordem 1, convergem na mesma célula. De acordo com o critério de hierarquização adotado, uma nova linha é criada e deverá ter uma ordem igual a 2 (Figura 29b).

Para que uma nova linha seja criada, é necessário que pelo menos duas linhas da mesma ordem se encontrem em uma mesma célula. Por exemplo, se três ou mais linhas convergem em um mesmo ponto, a nova linha criada terá uma ordem igual à maior das ordens repetida, incrementada em 1.

Um caso particular que pode acontecer durante a ordenação das linhas de erosão é o de ser aumentada a ordem de uma linha que tenha como célula final uma célula já verificada previamente. Para ilustrar melhor essa situação, Considere-se o caso mostrado na Figura 30.

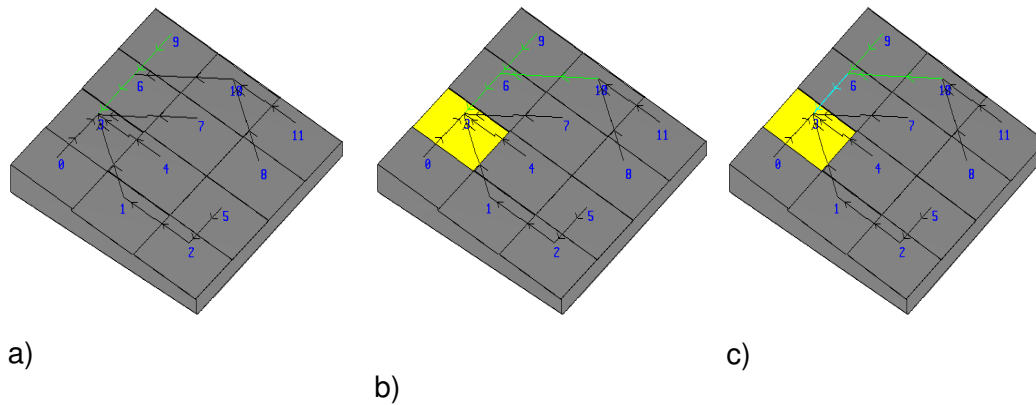
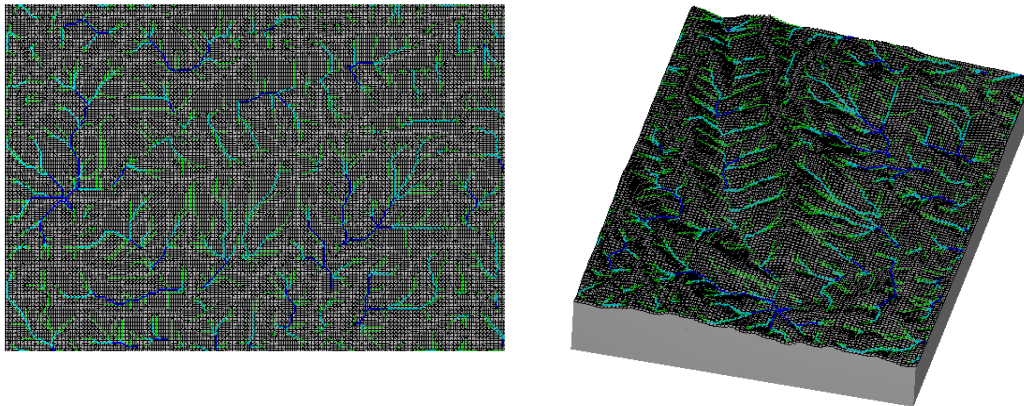


Figura 30 – Atualização da ordem de linhas de erosão. Linhas pretas são de ordem 1, linha verde é de ordem 2. a) linhas antes da ordenação; b) linhas depois da ordenação; c) linhas depois da atualização.

A Figura 30a mostra um sistema de linhas de erosão, todas de ordem 1, com exceção da linha que nasce na célula 9, que tem ordem 2. Para ordenar esse conjunto de linhas, o *grid* será percorrido de forma ascendente, começando pela célula 0 e terminando na célula 11. Neste caso, na hora de procurar as células compartilhadas por duas ou mais linhas de erosão, as células encontradas serão as 3, 6 e a 10. A célula 3 é identificada com uma célula tipo bacia, já que nela convergem várias linhas, mas nenhuma sai dela. A célula 6 é um ponto de encontro de duas linhas, uma de ordem 2 (linha verde, formada pelas células 9-6-3) e uma de ordem 1 (linha preta, formada pelas células 8-10-6). Sendo assim, nenhuma nova linha é formada, pois as linhas convergentes são de ordens diferentes. Por outro lado, na célula 10 deve ser criada uma nova linha de ordem 2, pois as linhas que convergem nela são ambas de ordem 1. Assim, a linha formada pelas células 8-10-6 deverá ser dividida em duas linhas, uma de ordem 1 (formada pelas células 8-10) e outra de ordem 2 (formada pelas células 10-6), ver Figura 30b. A nova linha criada tem como célula final a célula 6, que já foi verificada anteriormente. Ante isto, foi criada uma rotina que verifica se a célula final da nova linha já foi verificada, se for assim, é feita uma atualização da ordem da linha de erosão que passa por ela, neste caso da linha 9-6-3. Esse procedimento é feito recursivamente, e só é finalizado quando o programa achar uma célula do tipo bacia, ver Figura 30c. Sendo assim, a linha 9-6-3, é dividida em duas linhas, uma de ordem 2 (linha 9-6) e uma de ordem 3 (linha azul, 6-3). Logo, a nova linha criada, formada pelos índices 6-3, tem como célula final a célula 3, que também já foi verificada anteriormente. O programa encontra que a célula 3 é uma célula do tipo bacia e finaliza o processo de atualização.

Para a validação desta etapa, o programa foi testado modelando a rede fluvial de alguns relevos naturais. O primeiro caso corresponde à região do sudeste brasileiro, citado no exemplo 1 da seção 3.1 (Figura 16). A Figura 31 mostra a rede fluvial resultante da modelagem.



a)

b)

Figura 31 – Modelagem da rede fluvial da região estudada no exemplo 1 da seção 3.1. a) e b) mostram a rede em 2D e 3D, respectivamente.

As linhas de erosão de ordem 1 são representadas pelas linhas de cor preta; as de 2ª ordem pelas linhas de cor verde; as linhas de cor ciano representam as linhas de erosão de 3ª ordem e, por último, as de 4ª ou maior ordem, daqui em diante chamados de rios principais, são representados pelas linhas de cor azul.

O seguinte exemplo corresponde à região da Precordillera Mendoza, analisada no exemplo 2, da seção 3.1, (Figura 20). Com o objetivo de visualizar melhor os rios principais, estes serão representados por linhas azuis, as demais linhas de erosão de ordem inferior serão representados por linhas pretas. A Figura 32 mostra os resultados.

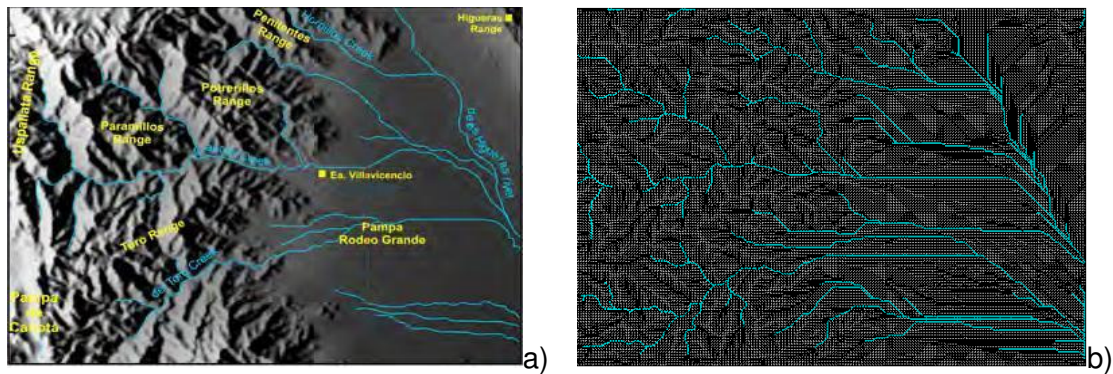


Figura 32 – Modelagem da rede fluvial da Precordillera Mendoza. a) Rede de rios existente; b) Rede de rios obtida com o modelo desenvolvido.

3.3. Modelagem do transporte fluvial e do processo erosivo - deposicional

Com base na revisão bibliográfica feita no capítulo 2, serão discutidos e aplicados alguns modelos para a modelagem dos processos de erosão, transporte e deposição de sedimentos.

a) *Descarga efetiva do canal*

O primeiro passo é calcular a descarga efetiva nos canais. Para isto será aplicada a eq. (18).

$$Q = P.A \quad (81)$$

Onde P , medida em mm/ano, é a taxa de precipitação média anual e A é a área de drenagem ou de contribuição. A área de drenagem para cada linha de erosão corresponde à superfície a montante que as linhas percorrem para chegar a um determinado ponto. Sendo assim, a área de drenagem será calculada multiplicando a área de uma célula, a , pelo número de células que a linha corta, N_c .

$$A = a.N_c \quad (82)$$

Dessa maneira, é fácil conhecer a área de contribuição de qualquer linha em qualquer ponto, pois as linhas de erosão possuem uma lista ordenada dos índices das células que a formam. Por exemplo, considerando a linha de erosão da Figura 25. A área total de drenagem da linha de erosão, assumindo uma área de célula de 1 m^2 , é igual a 5 m^2 e a área de drenagem parcial na célula 7 do *grid* é 3 m^2 .

b) Transporte de sedimentos, erosão e deposição

Os modelos para o transporte de sedimentos, analisados no capítulo 2, basicamente estudam o poder que o fluxo tem para produzir o desprendimento das partículas da base do canal. Observando as diferentes equações que simulam esses processos, pode-se apreciar a semelhança entre cada uma delas. O que diferencia um modelo de outro é a escolha dos valores de coeficientes, expoentes e demais termos envolvidos nas equações. A Tabela 5 mostra uma comparação dos diferentes modelos matemáticos propostos para estudar a incisão em canais com leito rochoso.

Tabela 5 - Comparação de modelos propostos para simulação de incisão em rocha.

Autor	Modelo	Valores
Schlunegger [25]	$\frac{\partial z}{\partial t} = U - KS^n A^m$ (eq. (17))	$m \sim \frac{1}{3}$; $n \sim \frac{2}{3}$; $K \rightarrow$ Erodibilidade fluvial do substrato
Tucker/ Slingerland [26]	$\frac{\partial h_b}{\partial t} = \frac{\partial h}{\partial t} - U = k_b Q^m S^n$ (eq. (19)) $Q = P.A$ (eq. (18))	Linear: m e $n = 1$
Seidl/ Dietrich [7]	$-\left(\frac{\partial z}{\partial t}\right) = KA^m S^n$ (eq. (25))	Variação linear $\frac{m}{n} \cong 1$
Howard/Kerby [27]	$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_1(\tau - \tau_c)^b$ (eq. (27))	$K \rightarrow$ Erodibilidade do substrato; $b \rightarrow 1 - 2$, Expoente de tensão cisalhante
Howard <i>et al</i> [8]	1. $\frac{\partial y_b}{\partial t} = -K_i K_z A^{0,6e(1-b)} S^{0,7}$ (eq. (30)) 2. $\frac{\partial y_b}{\partial t} = -K_p \rho_f A S$ (eq.(32))	--

	1. <i>Shear Stress Model</i> 2. <i>Stream Power Model</i>	
Howard [9]	$\frac{\partial z}{\partial t} = -K_t (\varphi - \varphi_c)^\zeta \text{ (eq. (37))}$	φ_c → Tensão crítica, depende do tipo de solo; K_t → Erodibilidade do substrato; $\zeta \sim 1$, Expoente de tensão cisalhante
Whipple [5]	$E = K_r K_c K_{\tau r} f(q_s) A^m S^n \text{ (eq. (42))*}$ * Generalização da família dos modelos <i>stream power</i>	$f(q_s), a$ → ver Tabela 1; K_r → Resistência à erosão, f(litologia, largura do canal, aspereza hidráulica); K_c → Condições climáticas; $0 \leq K_{\tau r} \geq 1$ → <i>Thresh old</i> , tensão cisalhante
Tucker/ Slingerland [29]	$\frac{\partial R}{\partial t} = U - [E_w + E_{MF} + E_{BR}] \text{ (eq. (48))}$	U → Soerguimento $f(x, y, t)$ E_w → Erosão por intemperismo; E_{MF} → Erosão de sedimentos (aluvial); E_{BR} → Incisão da rocha.

Em resumo, todos esse modelos estabelecem que o poder do fluxo, para causar incisão na rocha, é uma função direta da inclinação local, S , e da descarga efetiva do canal, Q . A escolha dos valores dos expoentes m e n , correspondentes às equações apresentadas na Tabela 5, determinará qual modelo será adotado. O modelo *shear stress* assume valores de $m = 0.33$ e $n =$

0.67; já o modelo *stream power* estabelece uma variação linear com valores de $m = n = 1$.

Neste trabalho, para avaliar a taxa de incisão da rocha será utilizada uma equação geral, que permita considerar todos esses parâmetros e especificar diferentes valores, dependendo do modelo desejado. Portanto, a equação para calcular a parcela correspondente à variação da elevação devido à incisão de rocha terá a seguinte forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = -k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} \quad (83)$$

Onde k_r , ($1/L$ para *stream power*, $1/T^{2/3}$ para *shear stress*), mede a erodibilidade da rocha, k_t é um coeficiente de tensão cisalhante adimensional, W , (L), é a largura do canal, S é a inclinação do terreno, m_r e n_r correspondem aos termos m e n analisados no parágrafo anterior, τ_{c_r} é a tensão cisalhante mínima necessária para haver desprendimento de partículas e b_r é uma constante, geralmente assumida como 1 na maioria dos modelos.

Por outro lado, a parcela correspondente à variação na elevação de depósitos sedimentares, para canais aluviais ou canais mistos, está relacionada com a capacidade de transporte do fluxo. A (84) relaciona essa capacidade de transporte à variação da altura da base sedimentar e garante a continuidade de massa da carga de sedimentos gerada no processo erosivo.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = - \frac{\partial q_s / W}{\partial x} \quad (84)$$

Onde q_s (L^3/T) é a capacidade do fluxo para transportar os sedimentos e pode ser calculada de acordo com a (85).

$$q_s = W k_f \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_s} S^{n_s} - \tau_{c_s} \right)^{b_s} \quad (85)$$

Onde k_t é o mesmo coeficiente presente na (83), que é também conhecido como coeficiente de tensão cisalhante. O termo k_f é o coeficiente fluvial de transporte de sedimentos e é adimensional, τ_{c_s} é a tensão cisalhante mínima necessária para haver erosão da camada de sedimento, m_s , n_s e b_s são constantes. A (84) pode ser escrita também da seguinte forma:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \frac{q_{s_in} - q_{s_out}}{WL} \quad (86)$$

Onde L é a distancia percorrida pelo sedimento, neste caso, a distância entre o centro de cada uma das células (Δx , Δy , ou $\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2}$), q_{s_in} e q_{s_out} representam a carga de sedimento entrando e saindo da célula, respectivamente. Se q_{s_out} for maior que q_{s_in} , quer dizer que o fluxo tem uma capacidade maior que a carga de sedimento que está sendo transportada, portanto haverá erosão. Se for menor, quer dizer que a capacidade do fluxo não é o suficientemente alta para transportar a carga de sedimento, havendo nesse caso deposição de material. Note-se que no primeiro caso o resultado será um valor negativo, que é o esperado no caso de existir erosão.

No referente aos processos de encostas, para a avaliação do volume de sedimento erodido será utilizada a equação de difusão linear (eq. (16) e eq (55)). Entretanto, se faz necessário definir um critério de diferenciação entre o que será um processo de incisão fluvial e o que será um processo de encosta. Neste trabalho, o parâmetro que ajudará a diferenciar entre essas duas alternativas será a área de contribuição. Para isso, será assumido que nas linhas de erosão de ordem 1 predominará o transporte difusivo de encostas, já que são as linhas que possuem menor área de drenagem, quando comparadas com as linhas de erosão de ordens superiores. Outra consideração importante, na hora de calcular a parcela da erosão devido ao processo difusivo em encostas, é a existência de sedimento disponível para ser transportado. Isto é, só existirá erosão de encostas, no caso difusivo, se existir algum depósito sedimentar. Neste trabalho, todo o sedimento criado por intemperismo será distribuído pelo processo difusivo das encostas. Sendo assim, o transporte de material proveniente dos processos difusivos de encostas estará limitado pela quantidade de sedimento criado no processo de intemperismo. Para o cálculo desse material, será aplicada a eq. (87).

$$\left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} = -\varepsilon_0 e^{-\alpha H} \quad (87)$$

Onde $\varepsilon_0 (L/T)$ é uma constante de erosão por intemperismo, $\alpha (1/L)$ é um parâmetro que pode variar, segundo alguns autores [17], entre 0.02 e 0.042 (1/m) e H é a espessura de sedimento perpendicular à superfície da rocha.

Finalmente, a parcela correspondente à variação da elevação do terreno devido a processos de encostas é expressada como:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = \nabla q_d = k_d \nabla^2 z \leq \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} \quad (88)$$

Em vários trabalhos podem ser encontradas soluções analíticas, lineares e não-lineares, para a eq. (88). Dietrich *et al* [40] propõem uma aproximação não-linear, envolvendo um termo crítico, ou *threshold*, para a inclinação do terreno (S_c), que pode ser escrita da seguinte maneira:

$$q_d = \frac{k_d S}{1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2} \quad (89)$$

Observando a (89) pode-se concluir que para inclinações baixas, $S \ll S_c$, a solução tende a ser basicamente igual à aproximação dada pela (90).

$$q_d = k_d S \quad (90)$$

Por outro lado, para altas inclinações, $S \geq S_c$, o denominador da eq. (89) poderá adquirir valores iguais a, ou menores que, zero. Para evitar isso, será sempre verificado que cada vez que $S < S_c$ seja aplicada a equação de difusão de encostas. Se não, então será produzido um deslizamento, o qual será tratado como um evento de curta duração e será analisado de acordo com os modelos descritos na seção 2.6.2.

A equação geral para calcular a variação da elevação da superfície do terreno pode ser determinada a partir da seguinte expressão:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \quad (91)$$

Finalmente, a elevação total, z , de uma célula qualquer, no tempo $n + 1$, pode ser calculada aplicando a (92):

$$z^{n+1} = z^n + \Delta t \left(U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \right) \quad (92)$$

Onde Δt é o passo de tempo de simulação. Esse último valor não poderá ultrapassar o tempo máximo permitido para garantir a estabilidade da solução. Para isto, será utilizado o critério de estabilidade de Courant [30]:

$$\Delta t \leq \Delta x / v \quad (93)$$

Onde v (L/T) é a velocidade de onda e pode ser calculada aplicando a eq. (94).

$$v = \frac{k_r Q^m}{W} \quad (94)$$

A eq. (92) será aplicada a um caso simples, com uma única linha de erosão. O Exemplo 3-1 especifica os dados de entrada do problema.

Exemplo 3-1. Avaliar a evolução do perfil e a taxa de denudação da linha de erosão mostrada na Figura 33.

Dados de entrada:

$\Delta x = \Delta y =$	20 km;
Área da célula (a):	$4 \times 10^8 \text{ m}^2$
Precipitação (P):	1.0 m/ano;
Coefficiente de erodibilidade da rocha (k_r):	0.0001/m;
Coefficiente fluvial (k_f):	1.0;
Coefficiente de cisalhamento (k_t):	1.0;
Coefficiente m do sedimento (m_s):	1.0;
Coefficiente n do sedimento (n_s):	1.0;
Coefficiente m da rocha (m_r):	1.0;
Coefficiente n da rocha (n_r):	1.0;
Tensão cisalhante <i>threshold</i> do sedimento (τ_{cs}):	0;
Tensão cisalhante <i>threshold</i> da rocha (τ_{cr}):	0;
Coefficiente de erosão por intemperismo (k_w):	0;
Intervalo de tempo (dt):	2000 anos;
Elevação célula 5 (z_5):	2401 m;
Elevação célula 6 (z_6):	2373 m;
Elevação célula 7 (z_7):	2086 m;
Elevação célula 8 (z_8):	1544 m;
Elevação célula 9 (z_9):	1043 m;

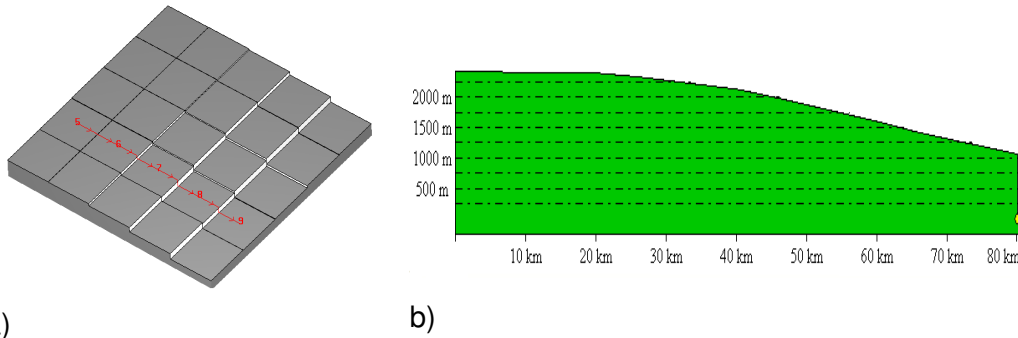


Figura 33 – a) *Grid* com células de 20x20 km mostrando uma linha de erosão. b) perfil inicial do canal cortado pela linha de erosão.

Solução:

Nesta primeira fase, o leito do canal não possui nenhum sedimento, isto é, o canal é formado por rocha exposta.

- **Célula 5:**

Altura de sedimento (sed_5) = 0;

Elevação (z_5) = 2401 m ;

Carga volumétrica de sedimento entrando na célula (q_{s_in})=0;

Descarga efetiva do canal ((81):

$$Q = P.A \rightarrow$$

$$Q = 1 \frac{m}{ano} 400000000m^2 = 400000000 \frac{m^3}{ano}$$

Inclinação local ((78b):

$$S = (\Delta z / \Delta x) \rightarrow$$

$$S = \frac{2401m - 2373m}{20000m} = 0.0014$$

Capacidade efetiva do fluxo ((85):

$$q_s = Wk_f \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_s} S^{n_s} - \tau_{c_s} \right)^{b_s} \rightarrow q_s = 4 \times 10^8 \frac{m^3}{ano} 0.0014 = 560000 \frac{m^3}{ano}$$

Taxa de incisão da rocha ((83):

$$\frac{\partial z_s}{\partial t} = -k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} \rightarrow \frac{\partial z_s}{\partial t} = - \frac{1e^{-4}}{m} \frac{4 \times 10^8}{20000} \frac{m^3}{m} \frac{m^3}{ano} 0.0014 = -0.0028 \frac{m}{ano}$$

Cálculo da taxa de erosão:

Compara a capacidade de transporte do fluxo com a taxa de incisão da rocha. Esta última não pode exceder a capacidade de transporte do fluxo. Dessa forma, só poderá ser transportada para a seguinte célula a menor das duas quantidades. A taxa de erosão devido à capacidade de transporte pode ser calculada utilizando a (86).

$$dz_{\text{incisão}} = -0.0028 \frac{m}{\text{ano}} dt = -0.0028 \frac{m}{\text{ano}} 2000 \text{anos} = -5.6 m$$

$$dz_{\text{transporte}} = \frac{q_{s_in} - q_{s_out}}{WL} dt = \frac{0 - 5.6 e^5 m^3 / \text{ano}}{(2e^4)^2} 2000 \text{anos} = -2.8 m$$

De acordo com a taxa de incisão da rocha, poderá ser erodido um valor de 5.6 m, mas o fluxo só possui capacidade para transportar 2.8 m de sedimento, sendo assim, a erosão é limitada pelo menor desses dois valores. Portanto, o transporte é limitado pela capacidade do fluxo.

$$dz = -2.8 m$$

Carga volumétrica de sedimento de saída (q_{s_out}):

O volume que entra na célula seguinte é igual ao volume que sai da célula atual, isto é, $q_{s_in_6} = q_{s_out_5}$.

O cálculo deste valor dependerá de se houve sedimentação ou erosão.

Se $dz < 0$ (erosão)

$$q_{s_out} = q_{s_in} - \frac{dz \cdot a}{dt} = - \frac{-2.8 m \cdot 4e^8 m^2}{2000 \text{anos}} = 560000 \frac{m^3}{\text{ano}}$$

Elevação final (z_5):

$$z_5 = z_5 + dz = 2401 m - 2.8 m = 2398.2 m$$

- **Célula 6:**

Altura de sedimento (sed_6) = 0;

Elevação (z_6) = 2373 m ;

Descarga efetiva do canal:

$$Q = 1 \frac{m}{\text{ano}} 400000000 m^2 \cdot 2 = 800000000 \frac{m^3}{\text{ano}}$$

Inclinação local:

$$S = \frac{2373m - 2086m}{20000m} = 0.0574$$

Capacidade efetiva do fluxo:

$$q_s = 8 \times 10^8 \frac{m^3}{ano} 0.0574 = 11480000 \frac{m^3}{ano}$$

Taxa de incisão da rocha:

$$\frac{\partial z_6}{\partial t} = - \frac{1e^{-4}}{m} \frac{8 \times 10^8}{20000} \frac{m^3}{m \text{ ano}} 0.0574 = -0.00574 \frac{m}{ano}$$

Cálculo da taxa de erosão:

$$dz_{\text{incisão}} = -0.00574 \frac{m}{ano} 2000 \text{anos} = -114.8m$$

$$dz_{\text{transporte}} = \frac{(5.6e^5 - 11.4e^5) m^3 / ano}{(2e^4)^2} 2000 \text{anos} = -54.6m$$

$$dz = -54.6m \rightarrow \text{Transp. limitado pela capacidade}$$

Carga volumétrica de sedimento de saída (q_{s_out}):

$$dz < 0 \text{ (erosão)}$$

$$q_{s_out} = 5.6e^5 m^3 / ano - \frac{-54.6m \times 4e^8 m^2}{2000 \text{anos}} = 11480000 \frac{m^3}{ano}$$

Elevação final (z_6):

$$z_6 = z_6 + dz = 2373m - 54.6m = 2318.4m$$

• **Célula 7:**

Altura de sedimento (sed_7) = 0;

Elevação (z_7) = 2086 m ;

Descarga efetiva do canal:

$$Q = I \frac{m}{ano} 400000000 m^2 .3 = 1200000000 \frac{m^3}{ano}$$

Inclinação local:

$$S = \frac{2086m - 1544m}{20000m} = 0.01162$$

Capacidade efetiva do fluxo:

$$q_s = 12 \times 10^8 \frac{m^3}{ano} 0.01162 = 13944000 \frac{m^3}{ano}$$

Taxa de incisão da rocha:

$$\frac{\partial z_7}{\partial t} = - \frac{1e^{-4}}{m} \frac{12 \times 10^8}{20000} \frac{m^3}{m \text{ ano}} 0.01162 = -0.06972 \frac{m}{ano}$$

Cálculo da taxa de erosão:

$$dz_{\text{incisão}} = -0.006972 \frac{m}{ano} 2000 \text{ anos} = -139.44m$$

$$dz_{\text{transporte}} = \frac{(11.4e^5 - 13.9e^5) m^3 / ano}{(2e^4)^2} 2000 \text{ anos} = -12.32m$$

$$dz = -12.32m \rightarrow \text{Transp. limitado pela capacidade}$$

Carga volumétrica de sedimento de saída (q_{s_out}):

$$dz < 0 \text{ (erosão)}$$

$$q_{s_out} = 11.48e^5 m^3 / ano + \frac{12.32m \times 4e^8 m^2}{2000 \text{ anos}} = 13944000 \frac{m^3}{ano}$$

Elevação final (z_7):

$$z_7 = 2086m - 12.32m = 2073.68m$$

- **Célula 8:**

Altura de sedimento (sed_8) = 0;

Elevação (z_8) = 1544 m ;

Descarga efetiva do canal:

$$Q = 1 \frac{m}{ano} 4000000000 m^2 \cdot 4 = 12000000000 \frac{m^3}{ano}$$

Inclinação local:

$$S = \frac{1544m - 1043m}{20000m} = 0.012236$$

Capacidade efetiva do fluxo:

$$q_s = 16 \times 10^8 \frac{m^3}{ano} \cdot 0.012236 = 19577600 \frac{m^3}{ano}$$

Taxa de incisão da rocha:

$$\frac{\partial z_8}{\partial t} = -\frac{1e^{-4}}{m} \frac{16 \times 10^8}{20000} \frac{m^3}{m \text{ ano}} \cdot 0.012236 = -0.097888 \frac{m}{ano}$$

Cálculo da taxa de erosão:

$$dz_{\text{incisão}} = -0.097888 \frac{m}{ano} \cdot 2000 \text{ anos} = -195.776m$$

$$dz_{\text{transporte}} = \frac{(13.4e^6 - 195.8e^6) m^3 / ano}{(2e^4)^2} \cdot 2000 \text{ anos} = -28.17m$$

$$dz = -28.17m \rightarrow \text{Transp. limitado pela capacidade}$$

Carga volumétrica de sedimento de saída (q_{s_out}):

$$dz < 0 \text{ (erosão)}$$

$$q_{s_out} = 139.44e^6 m^3 / ano + \frac{28.17m \times 4e^8 m^2}{2000 \text{ anos}} = 19577600 \frac{m^3}{ano}$$

Elevação final (z_8):

$$z_8 = 1544m - 28.17m = 1515.83m$$

O volume total transportado pelo fluxo até a célula 9 é $19577600 m^3 / ano$.

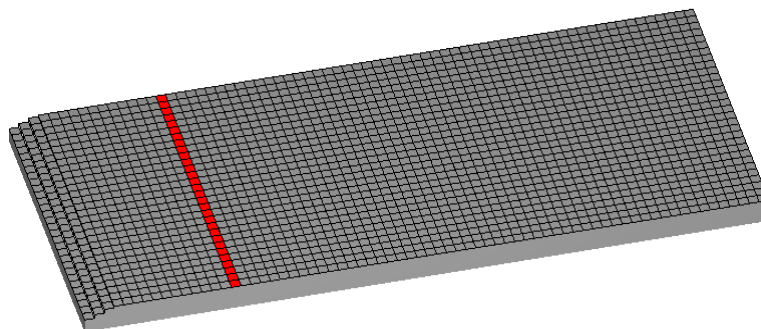
Sendo assim, a taxa de denudação, até esse ponto, pode ser calculada dividindo o volume de sedimento pela área da célula.

Taxa de denudação:

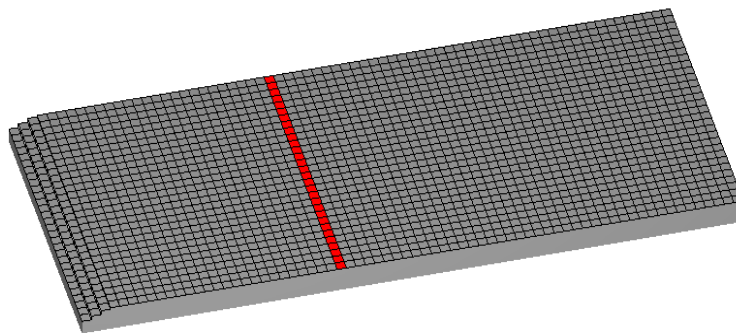
$$\text{taxa denudação} = \frac{19577600 m^3 / ano}{4 \times 10^8 m^2} \times \frac{1000mm}{m} = 48.944 \frac{mm}{ano}$$

3.4. Processos tectônicos

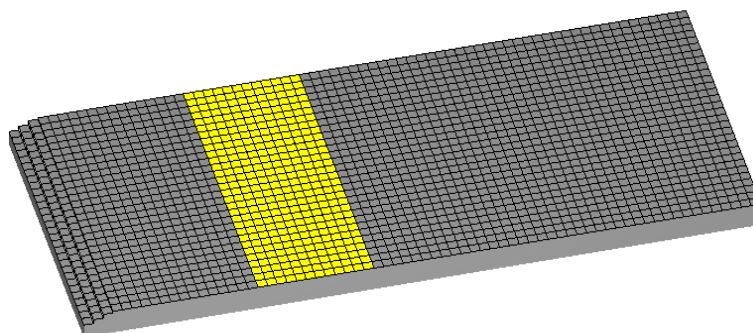
A maioria dos modelos computacionais apresenta certas restrições na hora de modelar os processos de movimentos tectônicos. O modelo Golem, por exemplo, apresenta várias funções para a simulação do soerguimento, tais como *block*, *plateau*, *tiltblock*, *dinamic*, *errfunc*, dentre outras (ver referência [21]), mas só consegue aplicar dentre todas elas uma única função por vez na modelagem. Neste trabalho busca-se melhorar esse tipo de restrição, modelando diferentes processos, seja de maneira simultânea ou intercalados ao longo do tempo de simulação. Poderão ser aplicadas diferentes taxas de soerguimento a diferentes blocos. Poderão existir blocos de rocha sujeitos a taxas de soerguimento contínuas, enquanto que outros poderão obedecer a taxas de soerguimento pontuais. De uma forma geral, o modelo tenta reproduzir fenômenos como falhas de diferentes tipos (capítulo 2) e dobras, para isto é permitido o deslocamento de blocos de célula(s) nas coordenadas X, Y e Z. A Figura 34 mostra o processo de seleção de blocos para a aplicação das taxas de soerguimento.



a) Seleção de uma seção transversal para delimitar o bloco



b) Seleção de uma segunda seção transversal

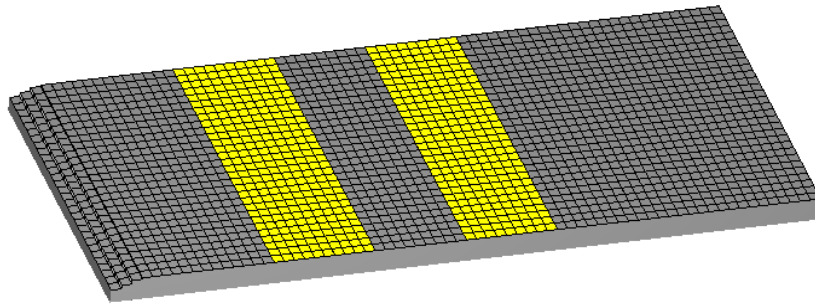


c) Bloco formado delimitado pelas duas seções transversais selecionadas nos passos a e b.

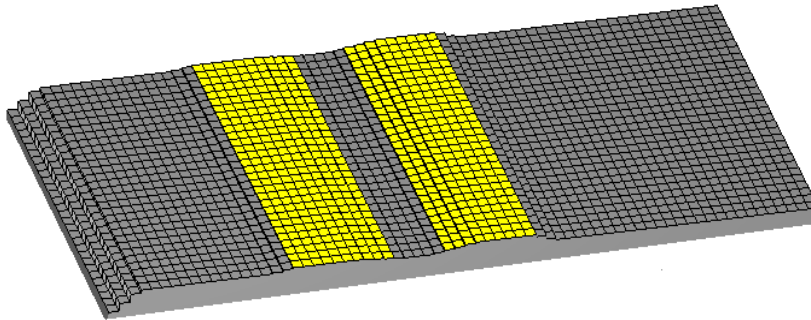
Figura 34 – Seleção de um bloco para posterior aplicação de uma taxa de soerguimento.

Dessa forma, é possível selecionar um ou mais blocos e aplicar as taxas de soerguimento e/ou deslocamentos desejadas.

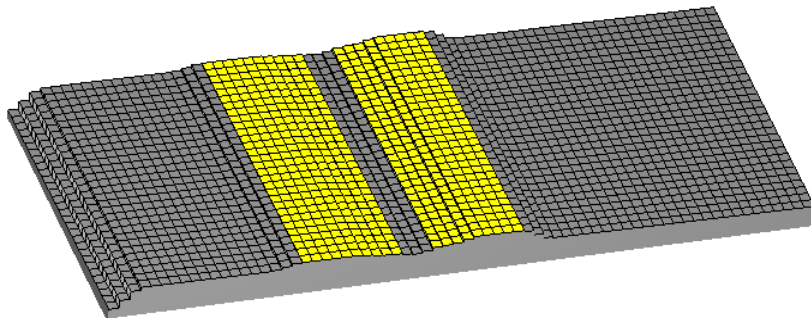
Considere-se o exemplo mostrado na Figura 35, mas agora com dois blocos selecionados, onde cada um deles sofrerá diferentes deslocamentos correspondentes às taxas especificadas.



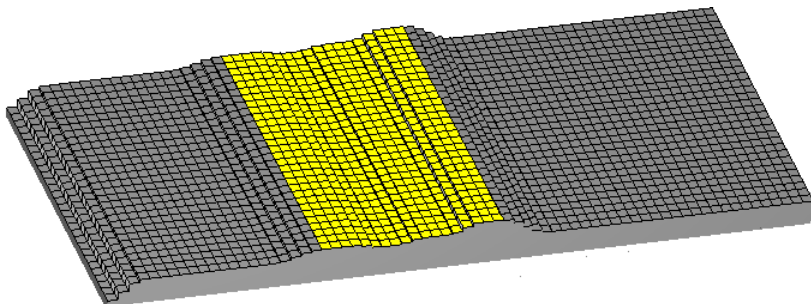
a) Configuração inicial,



b) Após um certo tempo, os dois blocos sofrem soerguimento e se deslocam para um mesmo ponto,



c) Os blocos mais próximos um do outro,

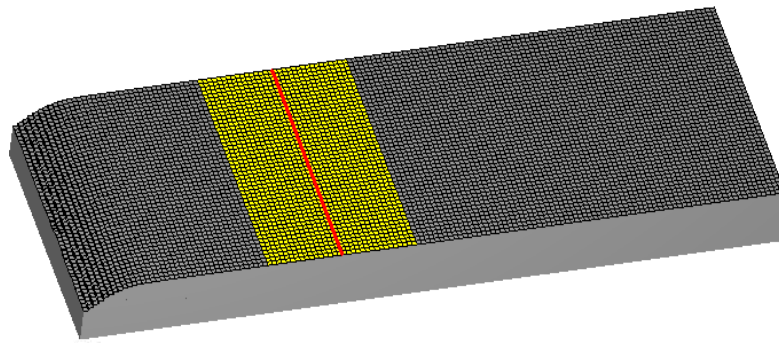


d) No final da simulação os blocos se encontram formando um único bloco, podendo dar início a uma dobra.

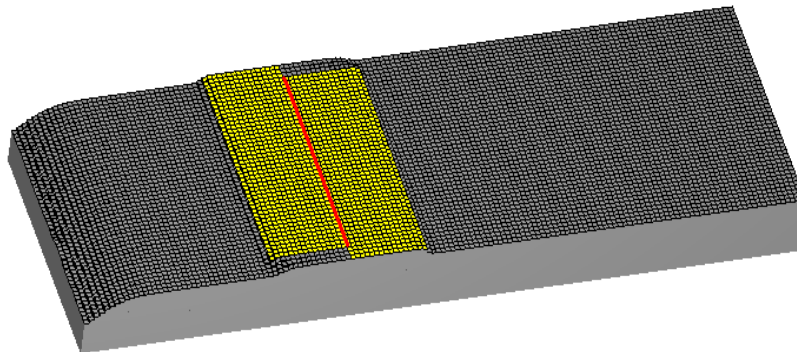
Figura 35 – Soerguimento e deslocamento simultâneo de dois blocos selecionados.

Os blocos mostrados na Figura 35 foram sujeitos a taxas de soerguimento e deslocamentos parecidas, a única diferença é que o bloco da direita obedece a uma taxa positiva de deslocamento em x e o da esquerda a uma taxa negativa. Como pode ser observado, os blocos chegam a colidir após um certo tempo, podendo dar início a uma dobra. Esse exemplo ilustra claramente como funciona a ferramenta, e dá uma idéia geral das diferentes configurações que podem ser executadas através da sua aplicação. Por exemplo, podem ser simulados limites de falhas convergentes, divergentes e, inclusive, transformantes, ou melhor ainda, podem ser simulados processos de deformação de placas que envolvam vários desses processos ao mesmo tempo. O sucesso da simulação dependerá do levantamento de dados, das taxas aplicadas e do tempo de simulação, dentre outros fatores.

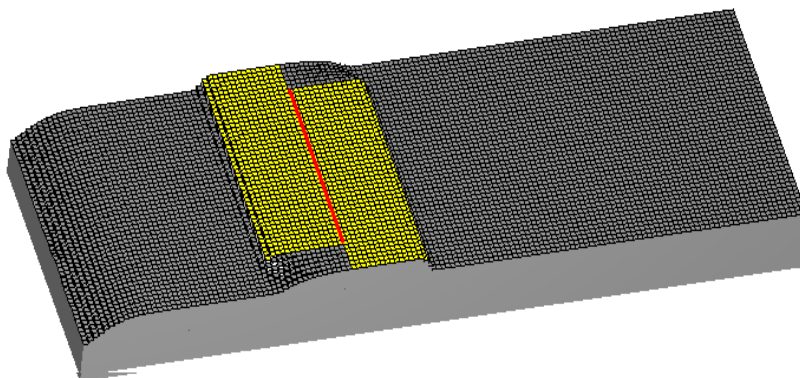
A Figura 36 mostra dos blocos vizinhos divididos por um limite de falha transformante.



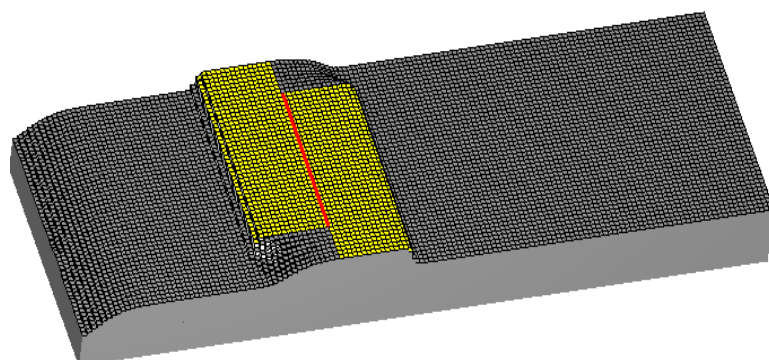
a) Configuração inicial,



b) limite de falha transformante,



c) Deslocamento dos blocos de forma paralela à falha,



d) Configuração final após um certo tempo.

Figura 36 – Blocos vizinhos divididos por limite de falha transformante. Submetidos a taxas de soergimento e deslocamento em y .

3.5. Movimentos de massa

Para a simulação de deslizamentos, será utilizado, neste trabalho, um modelo 1D do sistema de equações de Saint Venant. Para isto, as equações serão aplicadas ao longo do sistema de linhas de erosão descrito na seção 3.2. As equações que garantem a conservação da massa e do movimento, no caso 1D, são:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} = 0 \quad (95)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(h\bar{u}) + \frac{\partial}{\partial x}(h\bar{u}^2) = -\gamma_x gh - \frac{\partial}{\partial x}\left(g\gamma_z \frac{h^2}{2}\right) - \mu g \gamma_z h \frac{u_x}{\|\mathbf{u}\|} \quad (96)$$

Onde \bar{u} representa a velocidade media do fluxo no sistema de referencia, h é a profundidade do fluído, γ_i são coeficientes relacionados com o angulo de inclinação local da superfície e se encarregam de projetar a componente de gravidade ao longo da i -direção. Se θ for ângulo de inclinação do terreno, essas componentes podem ser calculadas segundo a eq. (97):

$$\begin{aligned} \gamma_x &= \sin(\theta) \\ \gamma_z &= \cos(\theta) \end{aligned} \quad (97)$$

O último termo da direita da (96) representa a fricção e é função do ângulo de fricção interna da base.

$$\mu = \tan(\delta) \quad (98)$$

Onde $\mu = \tan(\delta)$ e δ é o angulo de fricção interna.

Para verificar se o fluído continuará em movimento se aplicará a (99).

$$\|T_t\| \leq \sigma_c = \mu \|T_n\| \quad (99)$$

Onde, σ_c pode ser calculado aplicando a (100).

$$\sigma_c = \mu \rho g \gamma_z h \quad (100)$$

Sendo assim, o resultante comportamento *Coulomb-type* [34] pode ser resumido da seguinte forma,

$$\|T_t\| \geq \sigma_c \Rightarrow T_{tx} = -\sigma_c \frac{u_x}{\|\mathbf{u}\|} \quad (101)$$

$$\|T_t\| < \sigma_c \Rightarrow u = 0 \quad (102)$$

3.5.1. Solução das equações

Para o sistema representado pela eq. (97) será utilizado o método das diferenças finitas. Primeiro é calculada a parcela da (97) correspondente à quantidade de conservação de movimento sem o termo de fricção, no tempo $m+1$:

$$hu_j^{m+1} = hu_j^m - \frac{\Delta t}{\Delta x} (h_j u_j^2 - h_{j-1} u_{j-1}^2)^m - \Delta t \sin(\theta) g h_j^m - \frac{\Delta t}{2\Delta x} g \cos(\theta) (h_j^2 - h_{j-1}^2)^m \quad (103)$$

Logo é calculada a componente de fricção utilizando a (100):

$$\sigma_j = \tan(\delta) g \cos(\theta) h_j^m \quad (104)$$

Para determinar se o fluido continua em movimento, comparam-se esses dois valores da seguinte maneira:

$$\text{Se } \|hu_j^{m+1}\| > \sigma_j \Delta t, hu_j^{m+1} = hu_j^{m+1} - \sigma_j \frac{u}{\|u\|} \quad (105)$$

$$\|hu_j^{m+1}\| < \sigma_j \Delta t, u_j^{m+1} = 0$$

Com os valores de hu_j^{m+1} passa-se a resolver a parcela correspondente a conservação de massa ((95)).

$$h_j^{m+1} = h_j^m - \frac{\Delta t}{\Delta x} (hu_j^{m+1} - hu_{j-1}^{m+1}) \quad (106)$$

A estabilidade do modelo numérico é garantida usando a condição CFL (Courant Friedrichs Lewy) [30]. Assim como no caso da erosão, o passo de tempo, Δt , será restrito pela relação entre o espaçamento das células, Δx , e a velocidade máxima calculada, $|u|$.

$$\Delta t \leq \frac{\Delta x}{\max\{|u|\}} \quad (107)$$

3.6. Resumo do algoritmo

Uma vez definidos os valores iniciais, tais como passo de tempo (Δt), tempo total de simulação (t_{Total}), e condições de contorno, os passos do algoritmo se resumem em:

1. Cálculo do numero total de passos de simulação, $nPassos = tTotal / \Delta t$;
2. Para cada passo da simulação $i = 1 .. nPassos$;
 - a. Aplica-se taxa de soerguimento, se existir.
 - b. Calculam-se as linhas de erosão: Criação e ordenação.
 - c. Percorrem-se as linhas de erosão em ordem ascendente e calcula-se a erosão para todas as células. Nesse processo recalcula-se o passo de tempo Δt , de acordo com a (93);
 - i. Linhas de erosão de ordem 1 – Verifica-se se é ultrapassado o valor crítico de inclinação S_c ;
 1. Não, calcula-se a parcela correspondente à erosão difusiva de encostas, (89).
 2. Sim, simula-se deslizamento.
 - ii. Linhas de erosão de ordem superior a 1 – Processo de incisão fluvial (92).
 - d. Atualizam-se valores: elevação das células e taxa de erosão.
3. Verifica-se se $i < nPassos$;
 - a. Sim, volta ao passo 2.a.
 - b. Não, fim do processo.

A Figura 37 ilustra o fluxograma do algoritmo.

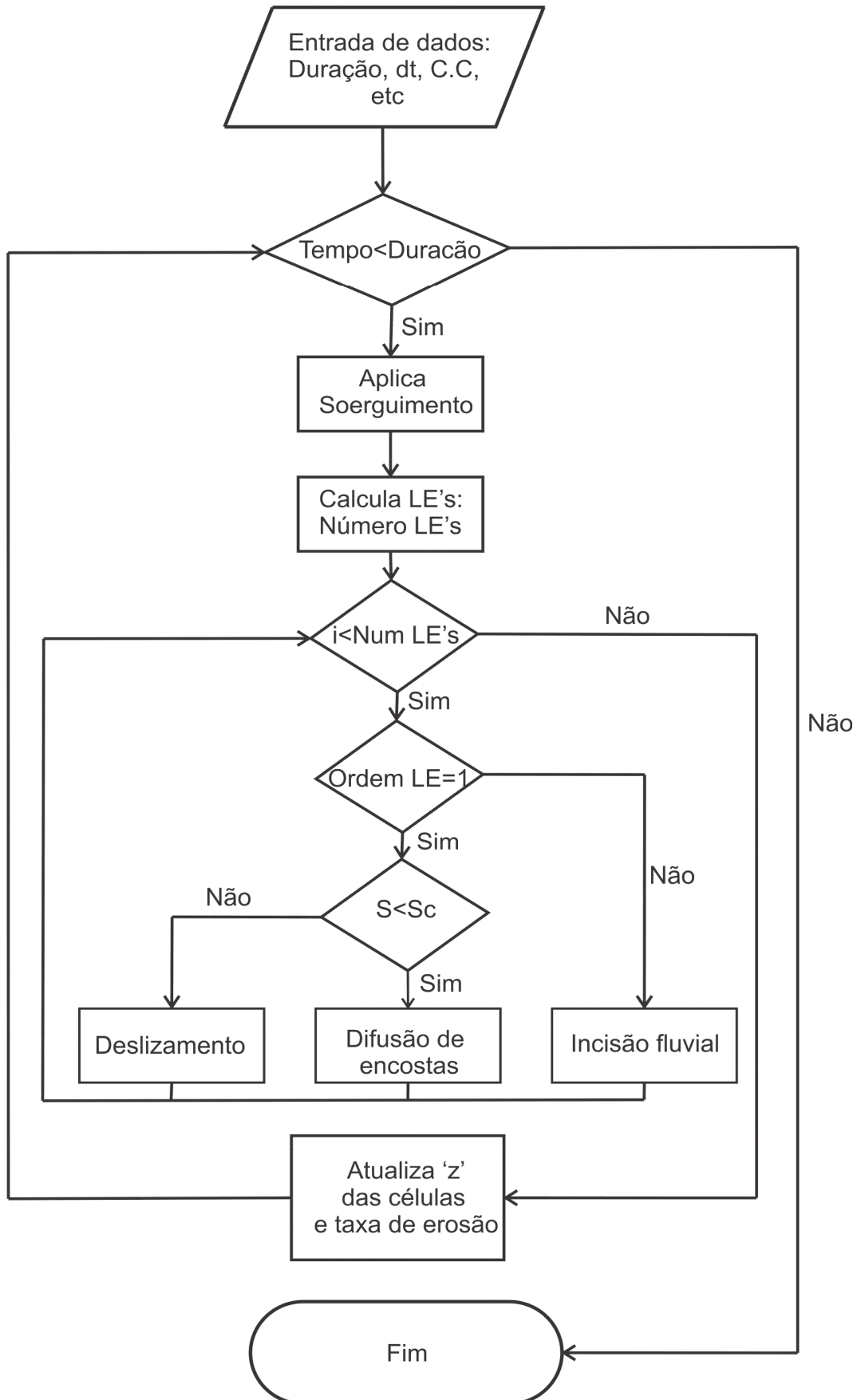


Figura 37 – Fluxograma do algoritmo.

4

Estudo de Casos e Validação do Modelo

Para validar o modelo proposto, são apresentados nesta seção vários cenários que envolvem processos de incisão fluvial, erosão difusiva, deformação tectônica e, de forma geral, alguns casos de deslizamentos e exemplos de escoamento superficial.

Serão discutidos os modelos numéricos, valores de parâmetros e constantes envolvidos na simulação em cada caso particular. Cada um dos casos analisados procura validar um ou mais dos módulos descritos no capítulo 3. No caso de cenários já analisados em outros trabalhos, serão definidas as configurações iniciais e de contorno de acordo com as encontradas na literatura e os resultados serão comparados e analisados.

4.1.

Modelagem da rede fluvial

Neste primeiro exemplo é testado o módulo encarregado da modelagem da rede fluvial. É analisada a criação e ordenação das linhas de erosão de uma bacia localizada na Suíça. Para isto, será utilizado o trabalho desenvolvido por Schlunegger [25]. Nele, o autor estuda a influência dos processos de encostas na eficiência erosional de bacias hidrográficas, considerando longos períodos de tempo (milhares de anos). É apresentado um exemplo de uma pequena bacia, localizada nos Alpes centrais da Suíça, a qual tem experimentado uma erosão superficial significativa sob as condições climáticas predominantes da região. O autor propõe uma comparação da resposta erosional da bacia para diferentes combinações de processos de incisão fluvial e difusivos.

A Bacia de drenagem “Fischenbach”, utilizada para este caso de estudo, encontra-se localizada ao norte dos Alpes suíços, delimitada pelas coordenadas (47° 0' 54", 8° 6' 35"), (47° 0' 54", 8° 10' 24"), (46° 57' 38", 8° 10' 24") e (46° 57' 38", 8° 6' 35"), possui 10 km² de área e compreende três tributários constantes que drenam as partes ocidental, central e oriental dela. Cada um desses tributários abrange áreas de drenagem similares, de 3 – 4 km².

A condição inicial utiliza a topografia glacial restaurada. Um modelo de elevação digital do terreno, com um tamanho de 128 x 94 células, com resolução de 30 m, é empregado. A Figura 38a mostra a localização da área em estudo. Na Figura 38b são visualizados os rios principais da bacia.

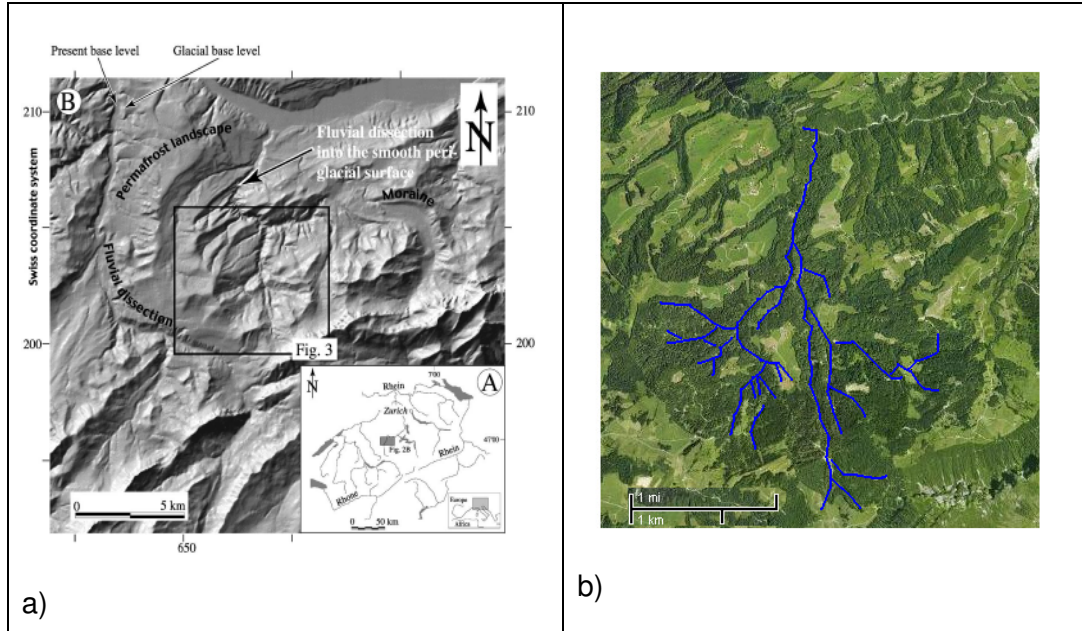


Figura 38 – Foto aérea da bacia Fischenbach, nos Alpes Suíços. a) localização, tomada da referência [25], b) foto de satélite *google maps*.

Resultados:

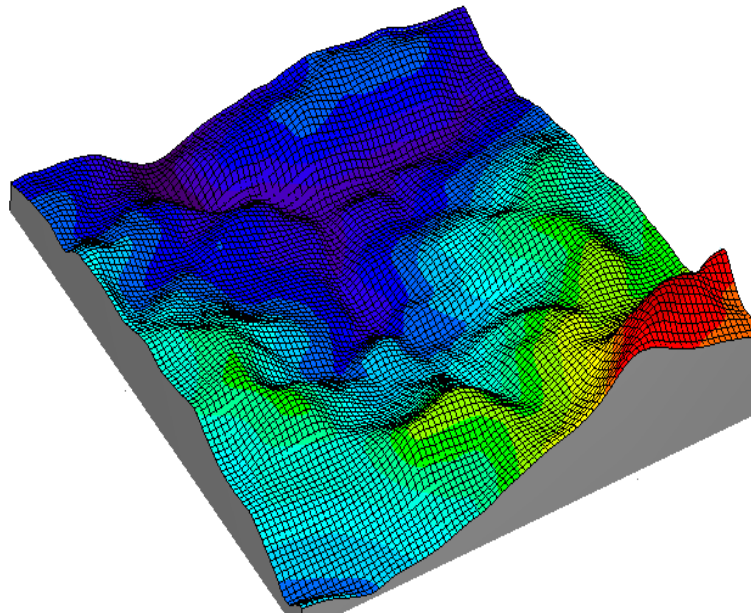


Figura 39 – Modelagem da bacia Fischenbach – Exemplo 4.1.

A topografia da bacia foi modelada com um *grid* regular com células de 30x30 m (Figura 39). As linhas de erosão foram criadas e ordenadas de acordo

com os critérios adotados neste trabalho, descritos no capítulo 3. As Figuras 40 e 41 comparam a configuração final da rede fluvial obtida com o modelo com a apresentada no trabalho acima citado e com a rede real observada.

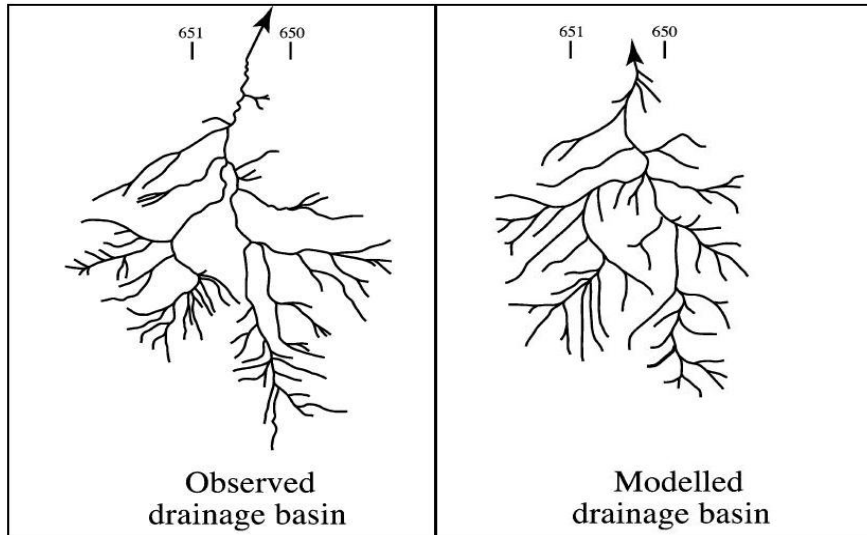


Figura 40 – Configuração observada e modelada por Schlunegger [25].

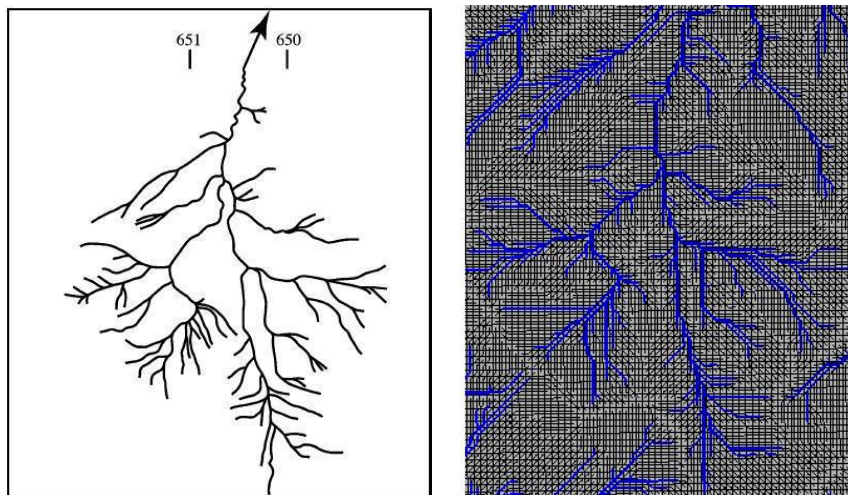


Figura 41 – Configuração observada e obtida com o modelo desenvolvido.

4.2. Incisão fluvial

O segundo caso, tomado do trabalho desenvolvido por Tucker e Slingerland [29], corresponde a um platô com um rifte continental de alta elevação e tem como objetivo principal analisar o recuo erosivo de uma borda escarpada. A configuração inicial do problema é ilustrada na Figura 42.

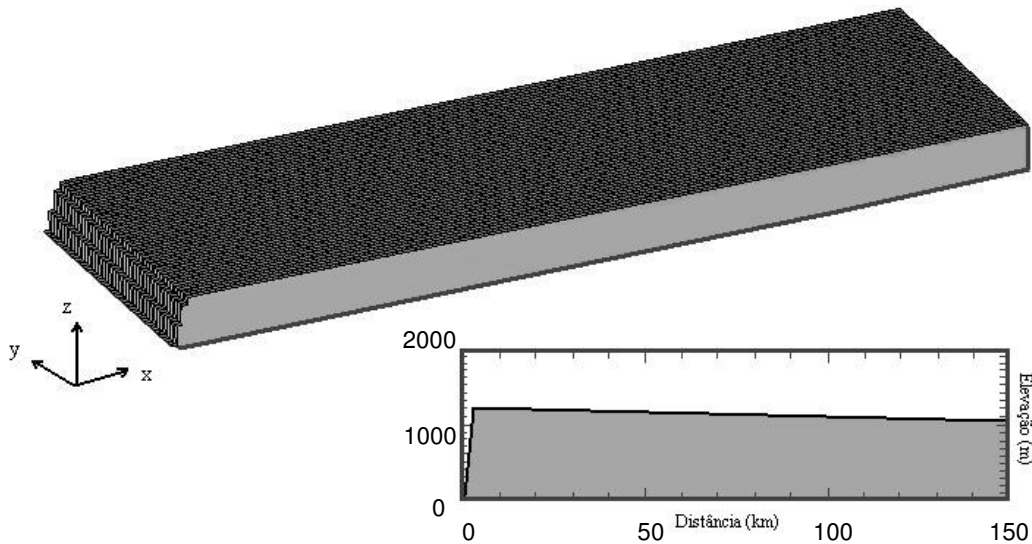


Figura 42 – Configuração inicial do Exemplo 4.2.

O experimento consiste em aplicar uma única lei de erosão, neste caso a de erosão devido à incisão fluvial. A topografia utilizada como condição inicial consiste de um platô com uma leve inclinação para o leste de (1m/km, ou $\sim 0.06^\circ$), terminando com uma inclinação acentuada do lado oeste, de (600 m/km, ou $\sim 31^\circ$). O borde oeste, na coordenada $x = 0$, representa uma linha de costa sem progressão, isto é, permanecerá fixa ao longo da simulação. A elevação máxima do platô é 1200 m, baseada em uma estimativa da elevação do pré-ribe do sudoeste Africano. O processo de incisão fluvial na rocha é simulado utilizando o modelo *stream power*.

$$\frac{\partial h}{\partial t} - U = k_r Q^m S^n \quad (108)$$

Onde Q (L^3/T) é a descarga efetiva do canal, k_r (1/L) é o coeficiente de erodibilidade da rocha, S é a inclinação local, m e n são coeficientes unitários, como é o caso do modelo *stream power*.

A capacidade de transporte do fluxo é calculada aplicando a (109).

$$q_s = k_f Q^m S^n \quad (109)$$

Onde k_f é a constante de transporte fluvial do solo e é adimensional.

O *grid*, de 150 por 50 células, é formado por células de 1 km^2 e os bordes superior e inferior são tratados como sendo adjacentes um do outro. O tempo total de simulação é de 1.6 Ma. Os valores de k_r e k_f utilizados são 10^{-5} m^{-1} e 0.1, respectivamente.

Neste caso, a simulação foi feita aplicando o modelo de incisão fluvial em rocha, empregando a (110 adaptada às características do problema.

$$\frac{\partial z}{\partial t} = U - k_r \left(k_t \left(\frac{Q}{W} \right)^{m_r} S^{n_r} - \tau_{c_r} \right)^{b_r} - \nabla(q_s + q_d) \quad (110)$$

Resultados:

Para a simulação deste caso foi adotado um passo de tempo inicial mínimo, Δt , de 100 anos, o qual era comparado em cada iteração com o passo de tempo máximo necessário para garantir a convergência do problema, (93. Após o tempo total de simulação, 1.6 Ma, com mais de 16000 iterações, a borda principal, $x = 0$, apresentou um recuo erosivo de aproximadamente 100 km. As comparações podem ser observadas nas Figuras Figura 43 e Figura 44.

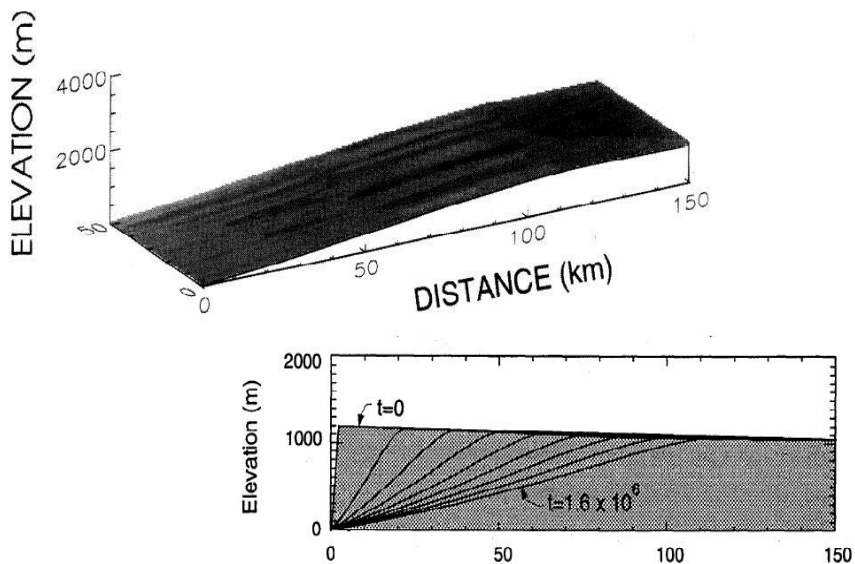
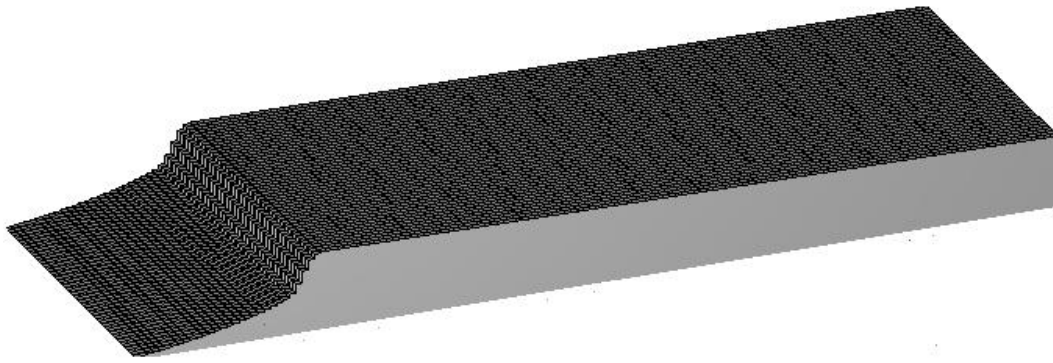
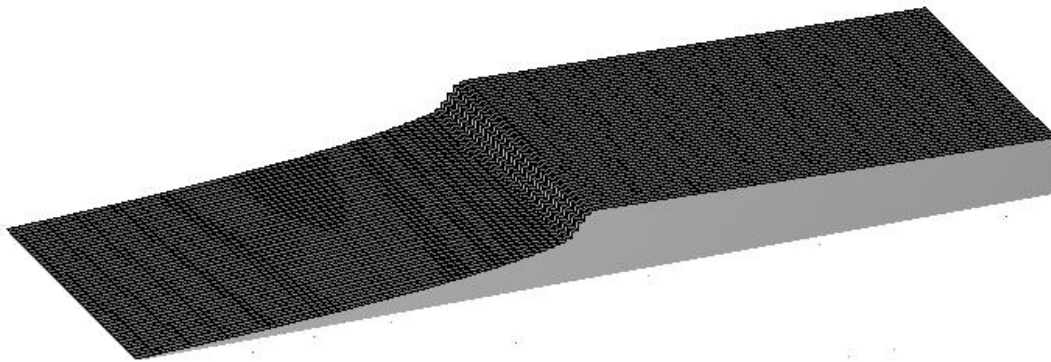


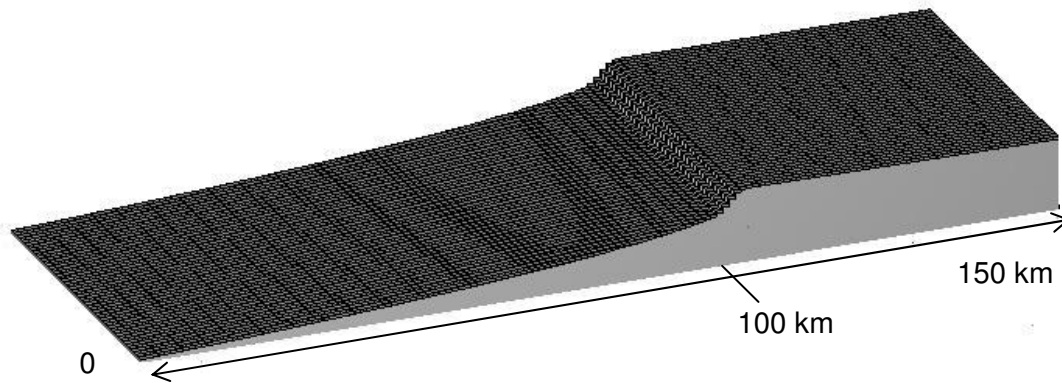
Figura 43 – Configuração final segundo Tucker e Slingerland [26]. 1.6 Ma de erosão contínua (incisão em rocha).



a) Após 0.5 Ma



b) Após 1Ma



c) Após 1.6 Ma – recuo de escarpa total de 100 km

Figura 44 – Recuo de borda devido a incisão em rocha para a) 0.5 Ma, b) 1Ma e c)1.6 Ma. Recuo total de aproximadamente 100 km.

4.3. Erosão por difusão

O terceiro caso de estudo corresponde a um platô com a mesma configuração inicial do caso anterior. O platô da Figura 42 foi submetido a um processo de erosão, mas nesta ocasião o único fenômeno atuante é a difusão linear. Para isto, foi empregado o seguinte conjunto de equações:

$$\left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} = -\varepsilon_0 e^{-\alpha H} \quad (111)$$

$$\text{Se } H > 0, \quad \frac{\partial z}{\partial t} = \nabla q_d = k_d \nabla^2 z \leq \left. \frac{\partial z}{\partial t} \right|_{\text{intemperismo}} \quad (112)$$

$$q_d = \frac{k_d S}{1 - \left(\frac{S}{S_c} \right)^2} \quad (113)$$

O valor de ε_0 utilizado pelo autores foi de 5×10^{-5} m/ano. Como os autores não especificam o α utilizado, neste exemplo será atribuído um valor que pode variar entre 0.02 e 0.042 m^{-1} [40]. O S_c , ou inclinação crítica, terá um valor de 0.7, que o máximo utilizado pelos autores. Finalmente, será obedecida a restrição dada pela (112, isto é, o volume de material transportado por difusão não poderá exceder em nenhuma situação o volume de material criado por intemperismo. O tempo total de simulação utilizado pelos autores foi de 32 Ma, no entanto, para este caso foi considerado um tempo menor de simulação, 16 Ma, que possui também dados suficientes para serem comparados com os obtidos com o modelo proposto.

Resultados:

Os autores apresentam um gráfico com diferentes perfis, correspondentes à evolução do relevo em diferentes tempos de simulação (Figura 45). Para o tempo de 16 Ma pode ser apreciado um recuo erosivo de aproximadamente 70 km.

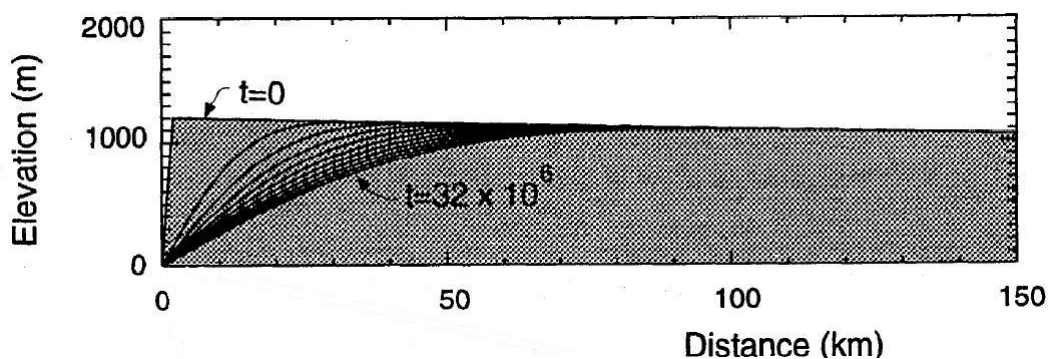


Figura 45 – Evolução do relevo devido a difusão linear do caso de estudo número 3, segundo Tucker e Slingerland [26].

Após o tempo total de simulação foi obtido um recuo de borda, devido à erosão por difusão, de aproximadamente 70 km (Figura 46). Pode ser observado

também, em ambas figuras, como os perfis apresentam formas convexas, característica predominante em relevos submetidos a esse tipo de processo.

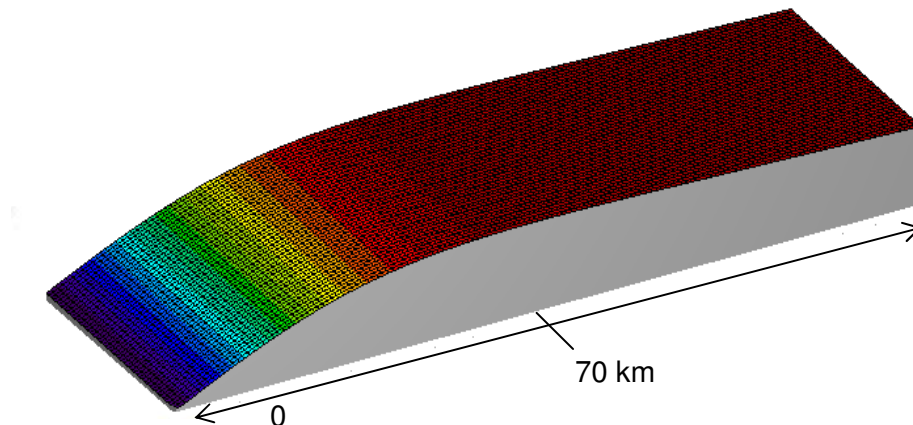


Figura 46 – Recuo de borda do caso No. 3 devido a erosão por difusão linear. Imagem obtida com o modelo proposto.

4.4. Aporte de sedimentos

O objetivo principal deste exemplo é quantificar o volume total de sedimento produzido em uma bacia submetida a um processo de erosão contínuo, com uma determinada taxa de precipitação, durante um dado período de tempo, assim como identificar as células, pertencentes à linha de costa, que receberão esse material e passarão a ser os pontos principais de aporte. Esse material poderá depois ser transportado, como no caso do STENO, pelas correntes submarinas e depositado nas áreas submersas do modelo. Mas neste exemplo só será simulado o processo erosivo que dará origem ao aporte de sedimentos. Os dados utilizados para comparação serão tomados da Tabela 4, elaborada pelos pesquisadores do Cenpes e descrita no capítulo 2 do presente trabalho.

Para a configuração inicial da bacia analisada nesta simulação foi considerado um platô modelado com um *grid* de 50 x 50 km, com células quadradas com resolução de 0.5 km. O platô apresenta entre as coordenadas $0 < x < 5$ km uma inclinação de (180m/km ou $\sim 10^\circ$), logo entre as coordenadas $5 < x < 50$ km a elevação permanece constante com 0.9 km, as células entre as coordenadas $0 < x < 3$ km encontram-se por debaixo do nível do mar. A Figura 47 mostra a configuração inicial do modelo.

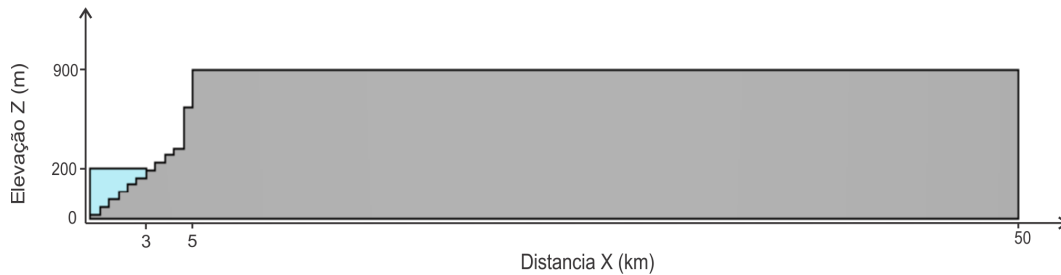


Figura 47 – Configuração inicial do caso 4.4.

Para o processo erosivo foi aplicado o modelo de potência da corrente, ou *Stream Power Model*, descrito no capítulo 2, para a incisão fluvial e para a erosão em encostas foram considerados os efeitos de difusão linear. Foi simulado um fenômeno de subducção oceânica, onde a linha de costa foi tomada como referência, isto é, a linha de costa representa uma falha a partir da qual todas as células localizadas no seu lado direito foram submetidas a uma taxa de soerguimento contínuo, durante toda a simulação. A Figura 48 mostra as células submetidas à taxa de soerguimento em cor amarela.

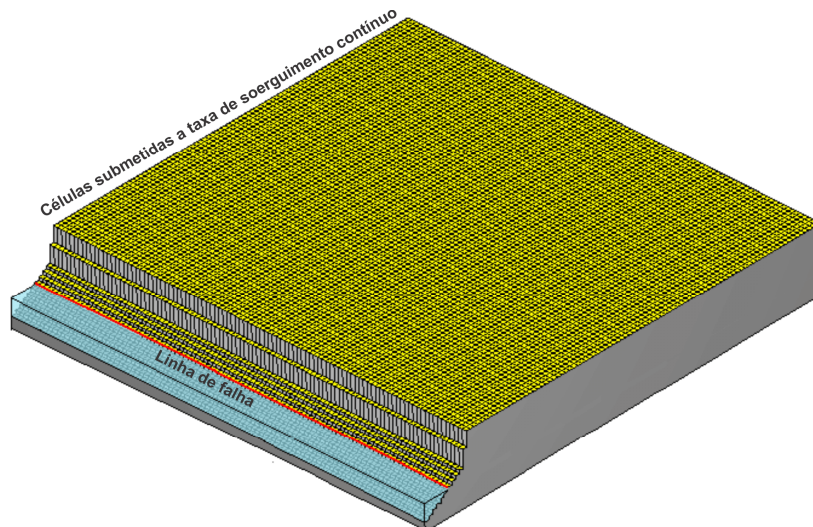


Figura 48 – Visualização de células submetidas à taxa de soerguimento.

Para que a rede fluvial e a criação dos canais não se concentrasse em um único caminho durante toda a simulação, foi considerada uma taxa de precipitação variável, para isto foram definidos dois limites, um mínimo e outro máximo, entre os quais essa taxa poderia variar de maneira aleatória para cada uma das células do *grid*. Para a definição dos principais parâmetros relacionados com os modelos erosivos e envolvidos na simulação, tais como o coeficiente de

erodibilidade da rocha, k_r , coeficiente de difusividade, k_d , e o coeficiente de capacidade de transporte do fluxo, k_f , foram tomados como referência trabalhos disponíveis e estudados em capítulos anteriores (Tucker e Slingerland [26], Moreira [21], Schlunegger [25], dentre outros). Já os valores de taxas de precipitação foram definidos de acordo com valores mostrados na Tabela 4, a qual também serviu como referência para comparar os dados obtidos na simulação. O valor de k_r especificado na simulação é de extrema importância, pois é ele quem estabelece diretamente a capacidade de incisão na rocha e, portanto, a descarga volumétrica de sedimento que, neste caso particular, estará sendo transportada até o oceano. Para esta simulação, optou-se por trabalhar com um valor relativamente baixo comparado com os encontrados nas referências acima citadas.

Dados de entrada:

Tempo de Simulação: 3.2 Ma;

$\Delta t = 100$ anos;

$k_r = 1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$;

$k_f = 0.01$;

$k_d = 0.001 \text{ m}^2/\text{ano}$;

$k_w = 1 \times 10^{-4} \text{ m/ano}$;

$U = 0.0000265 \text{ m/Ma}$;

Taxa de precipitação mínima (P_{min}) = 600 mm/ano;

Taxa de precipitação máxima (P_{max}) = 1200 mm/ano;

Resultados:

Após 3.2 Ma de simulação foi calculada uma descarga volumétrica de sedimentos de $\sim 0.02 \text{ km}^3/\text{ano}$, o qual é um valor aceitável quando se trata de uma bacia como a que foi modelada neste caso (2500 km^2). A Tabela 6 mostra a descarga volumétrica de alguns dos maiores rios do mundo com suas respectivas áreas de drenagem.

Tabela 6 – Descarga volumétrica dos maiores rios do mundo [36].

Rio	Área (10^3 km^2)	Descarga Volumétrica (km^3/ano)	Taxa de erosão (m/ano)* * calculada com base nos dados da Tabela 4
Amazonas	6000	225	0.038
Orinoco	1039	38	0.037
Ganges	956	820	0.85
Alaska	1500	15	0.01

O valor da densidade do sedimento utilizado para o cálculo da descarga volumétrica foi de 2.66 g/cm^3 [36]. Com os valores definidos para a simulação dos processos erosivos e a configuração inicial adotada obteve-se uma taxa de erosão de 0.008 m/ano . Com base nesses resultados é sugerido que sejam utilizados para este tipo de simulações valores de $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} < k_r < 5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$, tratando-se do modelo *stream power* ($m=n=1$).

A Figura 49 ilustra a evolução do processo erosivo ao longo do tempo e a identificação dos pontos de aporte de sedimentos. A Tabela 7 mostra o volume de sedimento correspondente às células identificadas como pontos de aporte (células na cor verde da Figura 49g). No total, foram identificadas 200 células, mas serão apresentados só os valores mais representativos.

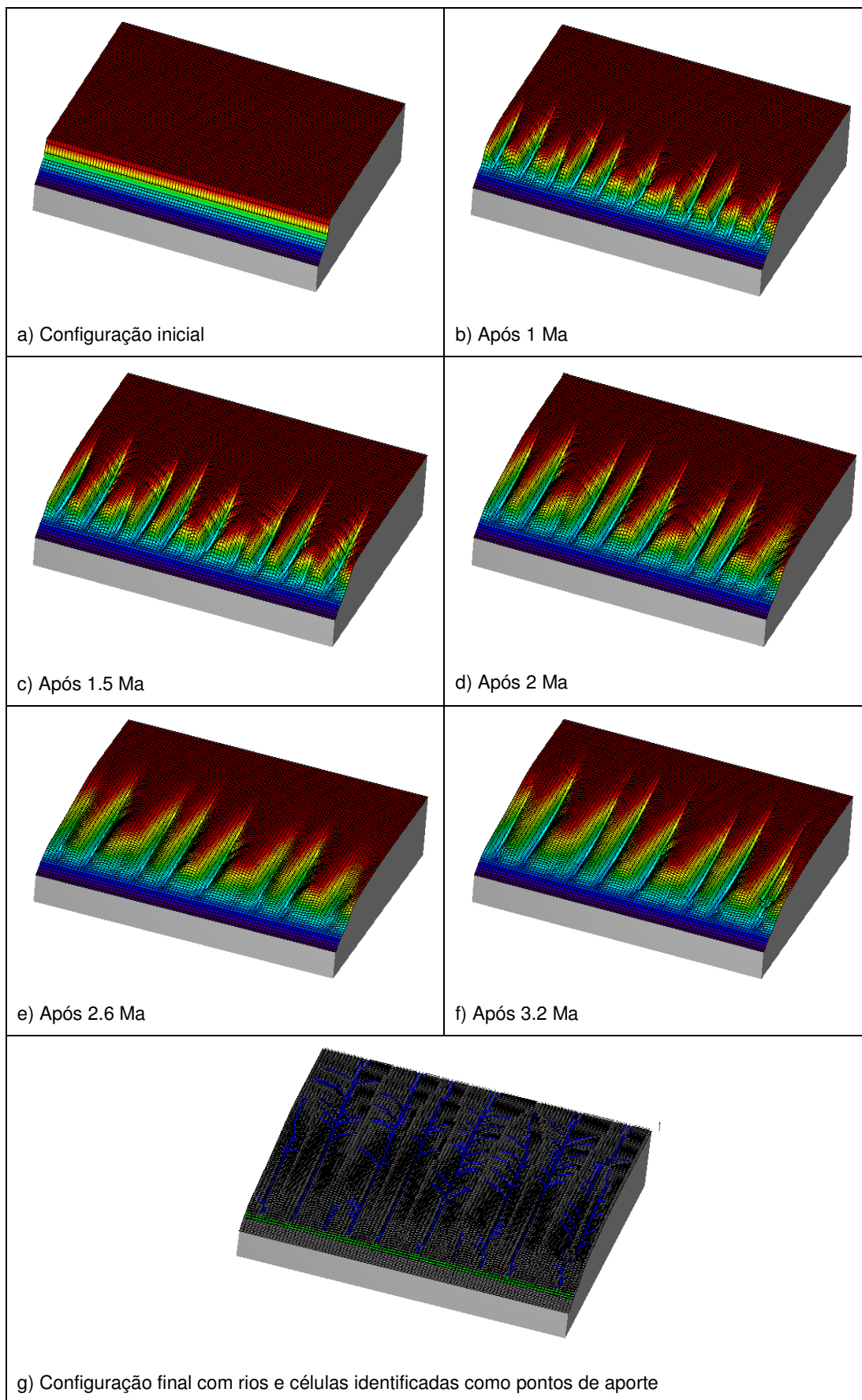


Figura 49 – Evolução do relevo ao longo do tempo do caso 4.4.

Tabela 7 – Aporte de sedimento por células, caso 4.4.

Índice da célula	Volume (10^2 Km^3)
206	1.99
506	33.87
1406	6.58
2006	40.95
2007	10.10
2906	37.06
2907	7.28
3706	9.69
4806	41.08
4807	7.65
5406	3.65
6006	42.57
6906	41.45
7606	13.16
8606	46.62
9506	33.54

4.5. Evolução do recuo de uma borda de falha

O objetivo principal deste caso é medir a taxa de erosão e analisar a evolução da borda de falha de uma bacia sedimentar. Para isto, foi considerado o trabalho desenvolvido por Moreira [21]. Nesse trabalho, o autor estuda o recuo erosivo da borda de falha da bacia de Resende, localizada no extremo oeste do Estado do Rio de Janeiro. Dada bacia possui uma frente escarpada na sua borda norte, que por sua vez faz parte do grande escarpamento da Serra da Mantiqueira. A Bacia constitui uma depressão tectônica alongada, com comprimento longitudinal de aproximadamente 50 km na direção N75E e largura de 5 a 6 km. A Figura 50 mostra a localização da bacia analisada e a Figura 51 mostra a topografia atual da região.

Para a simulação, o autor utilizou o modelo computacional Golem, descrito em capítulos anteriores, e recriou vários cenários com diferentes condições iniciais. Foi utilizado um *grid* de 59 células, na direção X, por 79 células, na direção Y, com uma resolução de 0.5 km. A falha é definida através de um vetor

que representa a posição da borda norte da bacia (limite entre os blocos alto e baixo).

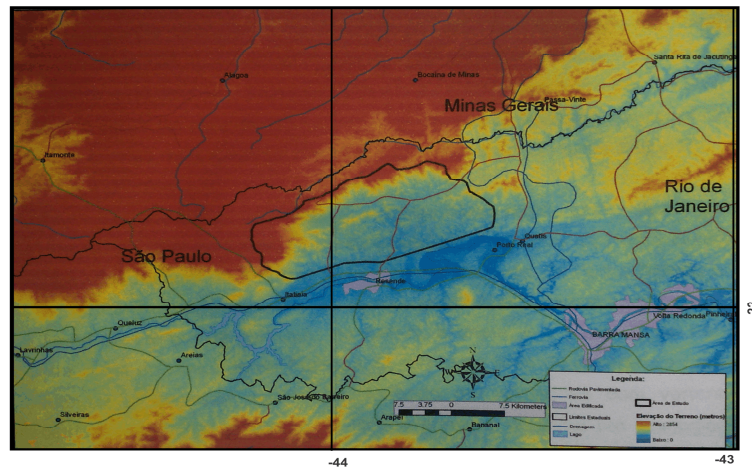


Figura 50 – Localização da bacia de Resende. Tomada da referência [21].

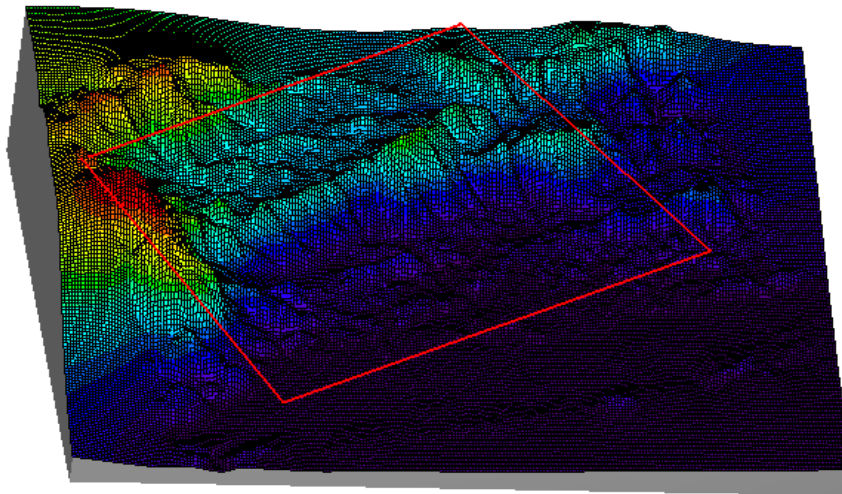


Figura 51 – Topografia atual da região estudada no caso 4.5. Bacia de Resende dentro do retângulo vermelho.

No referente às elevações iniciais dos blocos alto e baixo, separados pela falha, foram atribuídos diversos valores. Inicialmente o autor começa com uma configuração plana, nas que ambos blocos possuem a mesma elevação inicial. A configuração vai variando para cada um dos cenários simulados e a principal diferença é a elevação inicial atribuída ao bloco alto (bloco do lado esquerdo da falha). Segundo o autor, os melhores resultados foram obtidos para aqueles

cenários onde a condição inicial consistia de um platô com elevações de 1000, 1500 e 2000 m. Devido a isto, optou-se por adotar uma configuração inicial com um platô com uma elevação inicial de 1000 m, tendo como referência o bloco baixo, a Figura 52 mostra essa situação.

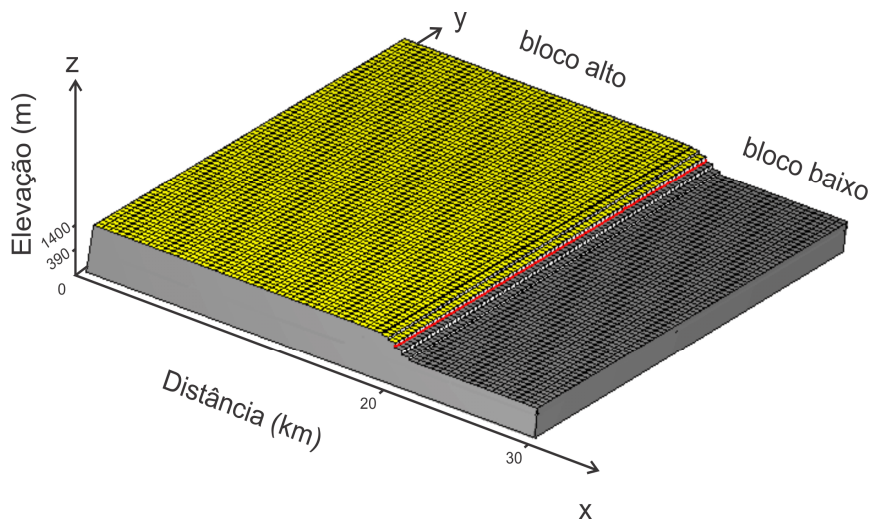


Figura 52 – Configuração inicial da bacia de Resende.

O tempo total de simulação para este exemplo foi de 48 Ma, nos que as células que formam o bloco alto foram submetidos a três diferentes taxas de soerguimento, divididas em 3 fases: na primeira fase, correspondentes aos primeiros 8 Ma, bloco em amarelo sofreu um soerguimento de 0.000087 m/Ma; na segunda, entres os 8 e 18 Ma, foi aplicada uma taxa de 0.0000265 m/Ma; na terceira, entre os 18 e 28 Ma, o bloco soerguiu 0.0000007 m/Ma; já nos últimos 20 Ma de simulação a taxa de soerguimento foi nula.

Os demais dados utilizados na simulação foram:

Tempo de Simulação: 48 Ma;

$\Delta t = 100$ anos;

$k_r = 1 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$;

$k_f = 0.01$;

$k_d = 5 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{ano}$;

$k_w = 1 \times 10^{-4} \text{ m/ano}$;

$U = 0.0000875 \text{ m/Ma}$ de 0 a 8 Ma;

$U = 0.0000265 \text{ m/Ma}$ de 8 a 18 Ma;

$U = 0.0000007 \text{ m/Ma}$ de 18 a 28 Ma;

$U = 0$, resto da simulação de 28 a 48 Ma;

Taxa de precipitação mínima (P_{min}) = 800 mm/ano;

Taxa de precipitação máxima (P_{max}) = 1200 mm/ano;

Resultados:

Para a análise dos resultados deste caso foram tomados como referência os valores obtidos pelo autor para o cenário com as mesmas condições iniciais. Os valores de referência podem ser observados na Tabela 8.

Tabela 8 – Valores de referência para recuo de borda e taxas de erosão. Tomada da referência [21]

Elevação bloco alto*(m) <small>*com relação ao baixo</small>	Denudação (m)	Recuo total (m)	Taxa de erosão (m/Ma)
1000	1968	7000	41.67
1500	2468	7000	51.42
2000	3468	7500	72.92

Após 48 Ma de simulação, mais de 500.000 de iterações (100 horas), foi obtida uma **taxa de erosão** de 5.6×10^{-5} m/ano ou **56 m/Ma**, correspondentes a uma **denudação** total de **~2800 m**. Obteve-se um **recuo** de borda total máximo de **11 km** e mínimo de **5 km**. Os resultados podem ser observados na Figuras Figura 53 e Figura 54.

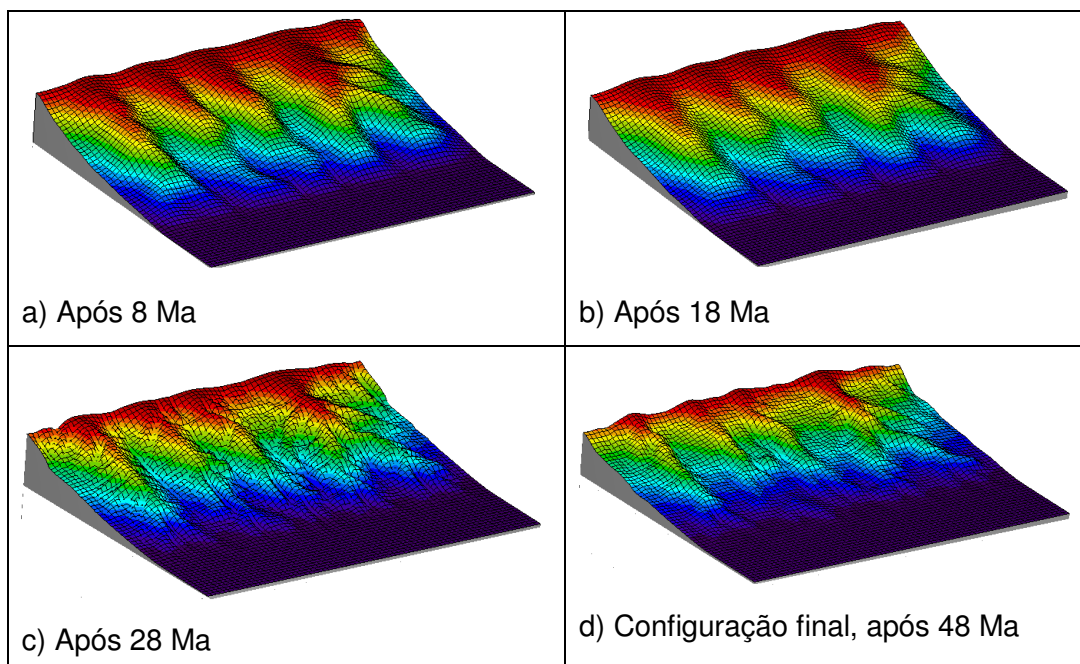


Figura 53 – Evolução do relevo da bacia de Resende.

A Figura 54 mostra a configuração final da bacia após os 48 Ma de simulação, pode-se apreciar o recuo sofrido pela borda devido aos diferentes processos considerados na simulação.

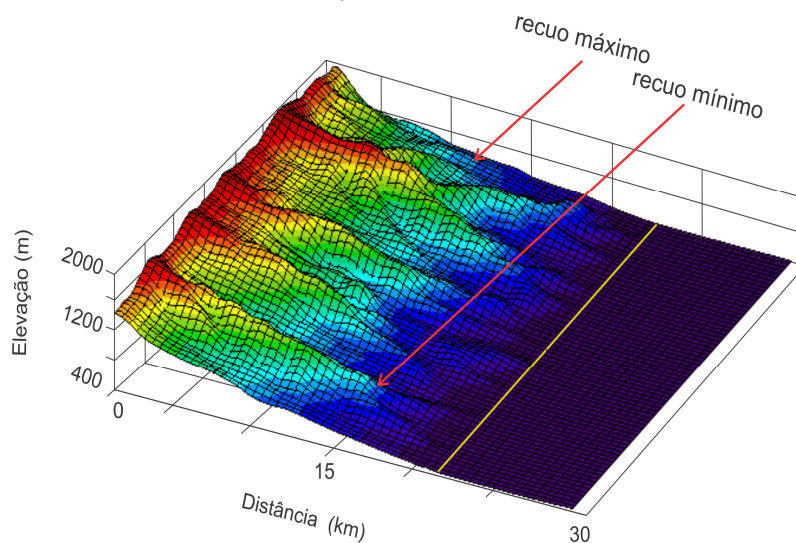


Figura 54 – Configuração final e recuo total do borde de falha da bacia Resende.

4.6. Deslizamentos

Para a validação desta fase, o modelo será aplicado em diferentes situações envolvendo o fluxo de água nos primeiros cenários, sem nenhum termo de fricção e com uma elevação da base constante. Depois, serão analisadas situações de deslizamentos com variações na elevação do leito.

4.6.1. Rompimento de uma represa

O primeiro caso corresponde a uma situação tomada do trabalho desenvolvido por Audusse *et al* [34], que trata sobre o rompimento de uma represa que possui um comprimento de 2000 m, tendo uma elevação de água da coordenada $x=0$ até $x=1000$ de 1 m, a elevação na segunda metade é de 0.5 m. Supõe-se um rompimento da represa na coordenada $x=1000$ m. Os resultados são mostrados para um tempo de simulação de 200 segundos, para dois tamanhos diferentes de Δx , $L/100$ e $L/1000$.

Resultados:

A Figuras Figura 55 e Figura 56 mostram os resultados obtidos por Audusse *et al* [34] para um tempo de simulação de 200 segundos e para $\Delta x = 20$ e $\Delta x = 2$ m.

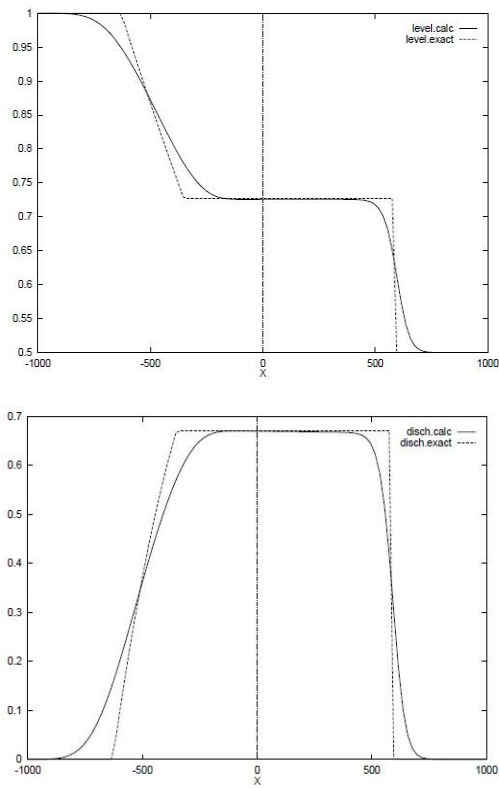


Figura 55 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 20$ m.

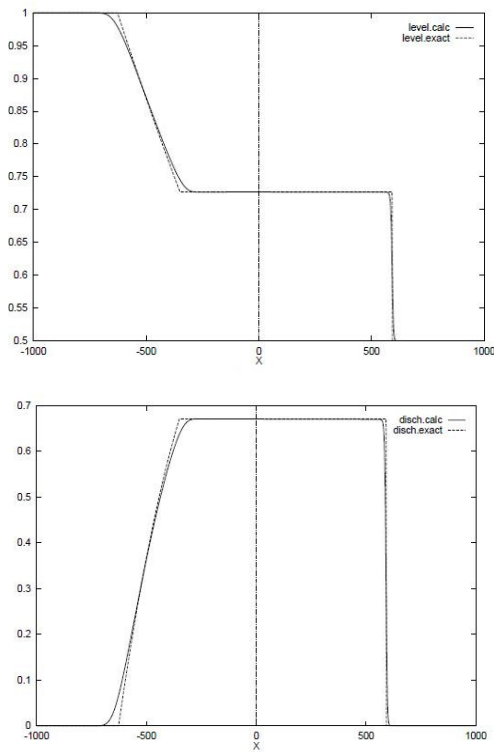


Figura 56 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 2$ m.

A Figuras Figura 57 e Figura 58 mostram os resultados obtidos com o modelo desenvolvido.

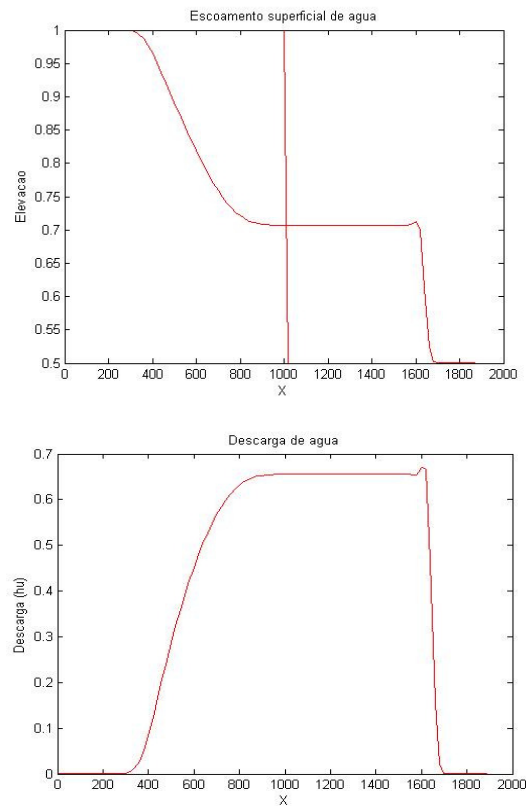


Figura 57 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 20$ m e $\Delta t = 1$ seg.

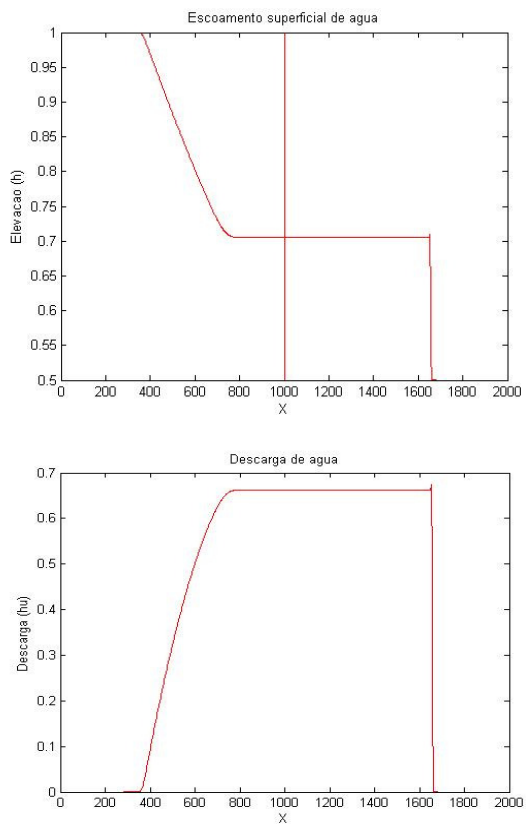


Figura 58 – Rompimento de represa, h e h_u , $\Delta x = 2$ m e $\Delta t = 1$ seg.

O segundo caso é parecido com o primeiro, com a única diferença de que agora existe um lado seco, isto é, a metade da represa que tinha uma elevação de 0.5 m agora não possui água. Os autores simularam o processo até 150 segundos. Nesta ocasião só serão mostrados os resultados para $\Delta x = 2$ m.

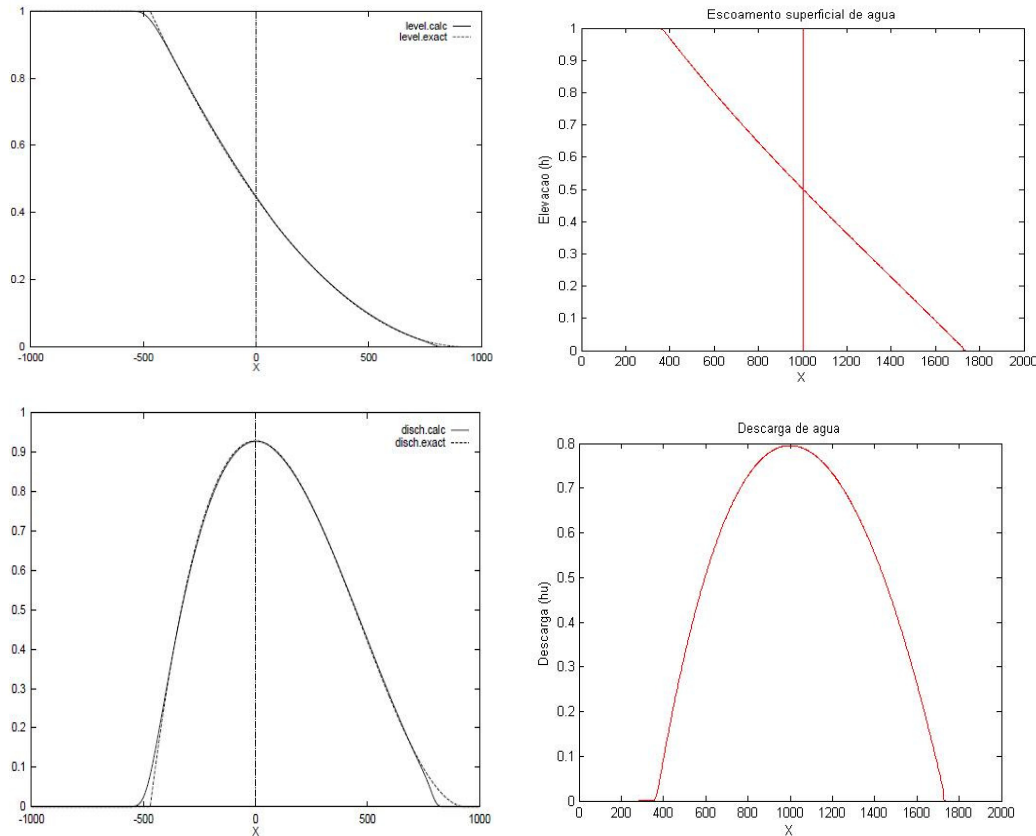
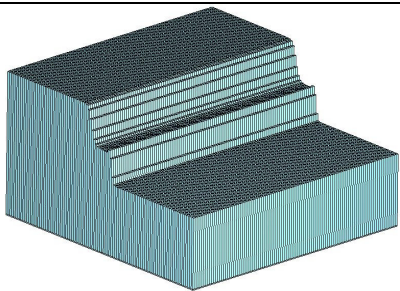
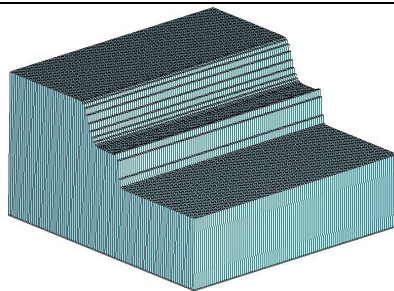


Figura 59 – Rompimento de represa, lado seco. Comparação Audusse et al [34] e modelo. h e h_u , $\Delta x = 2$ m e $\Delta t = 1$ seg.

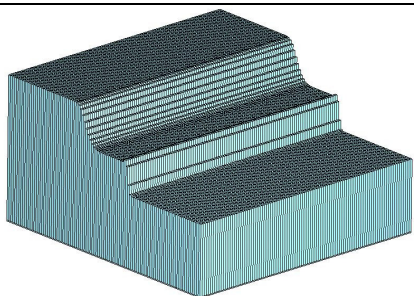
Tendo feito essas comparações, o seguinte passo foi adaptar as equações do modelo 1D, para deslizamentos e escoamentos superficiais, às linhas de erosão criadas pelo programa. Sendo assim, a rede de drenagem, originalmente criada para aplicar as equações de erosão (transporte e depósito de sedimentos), terá a capacidade de simular processos de escoamento superficial em modelos 3D, considerando valores médios da velocidade e da altura do fluxo em Z . Para mostrar essa funcionalidade, se recriou o primeiro exemplo do rompimento da represa, no qual a primeira metade possui uma elevação de água de 1 m e a segunda 0.5 m. O valor de Δx utilizado foi de 20 m. A Figura 60 mostra a evolução do rompimento da represa até o tempo final se simulação, 200 segundos. As imagens foram tomadas com um intervalo de 20 segundos.



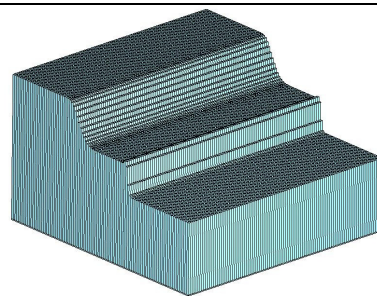
a) Após 20 segundos



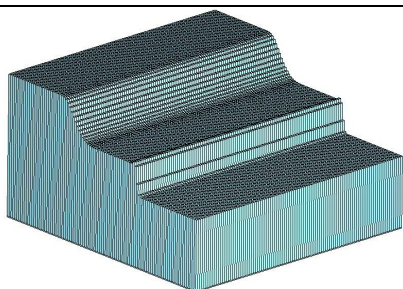
b) Após 40 segundos



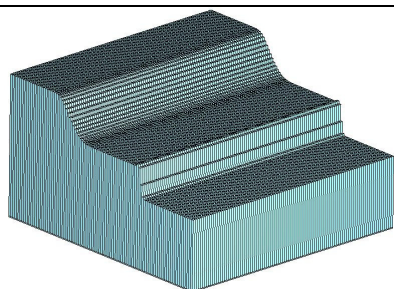
c) Após 60 segundos



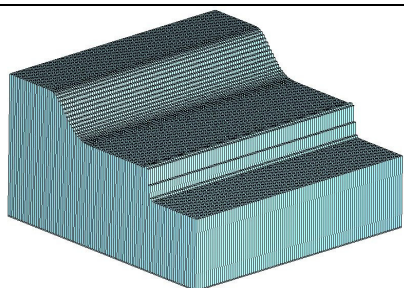
d) Após 80 segundos



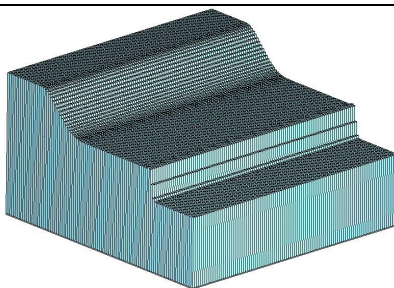
e) Após 100 segundos



f) Após 120 segundos



g) Após 140 segundos



h) Após 160 segundos

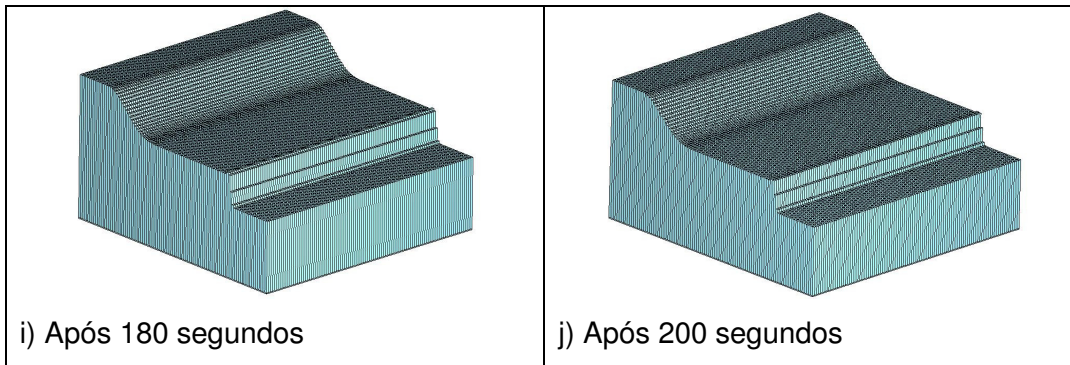


Figura 60 – Evolução de rompimento de represa, $t = 200 \text{ seg.}$, $\Delta x = 20 \text{ m.}$

O modelo também foi aplicado ao exemplo da represa com o lado seco. Neste caso só se mostraram 3 estágios da simulação, após 50, 100 e 150 segundos. Sendo esse último o tempo total de simulação. A Figura 61 mostra os resultados.

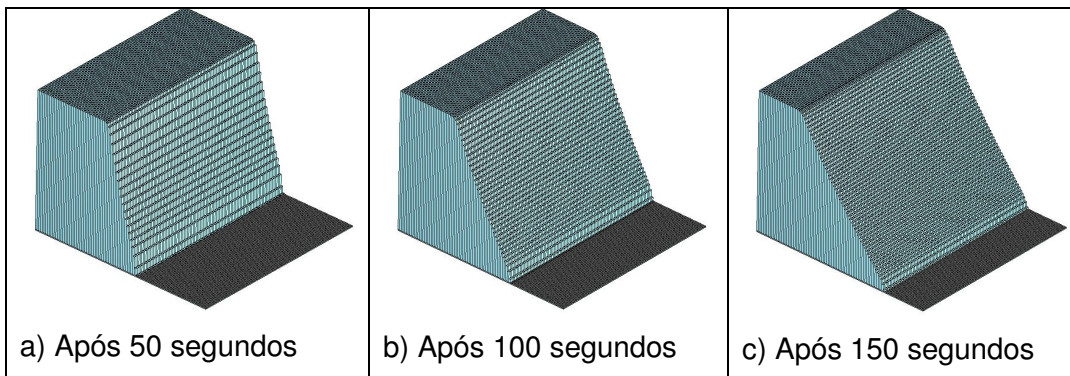


Figura 61 – Caso de represa com lado seco. $t = 150 \text{ seg.}$, $\Delta x = 20 \text{ m.}$

4.6.2. Deslizamentos com base inclinada

O seguinte exemplo foi tomado da pesquisa desenvolvida Remaître *et al* [41] e corresponde a um deslizamento ocorrido na bacia Barcelonnette, na França. O fluxo de detritos envolveu um volume de material de aproximadamente 5000 m^3 , para mais detalhes ver a referência citada. A Figura 62 mostra a evolução do fluxo.

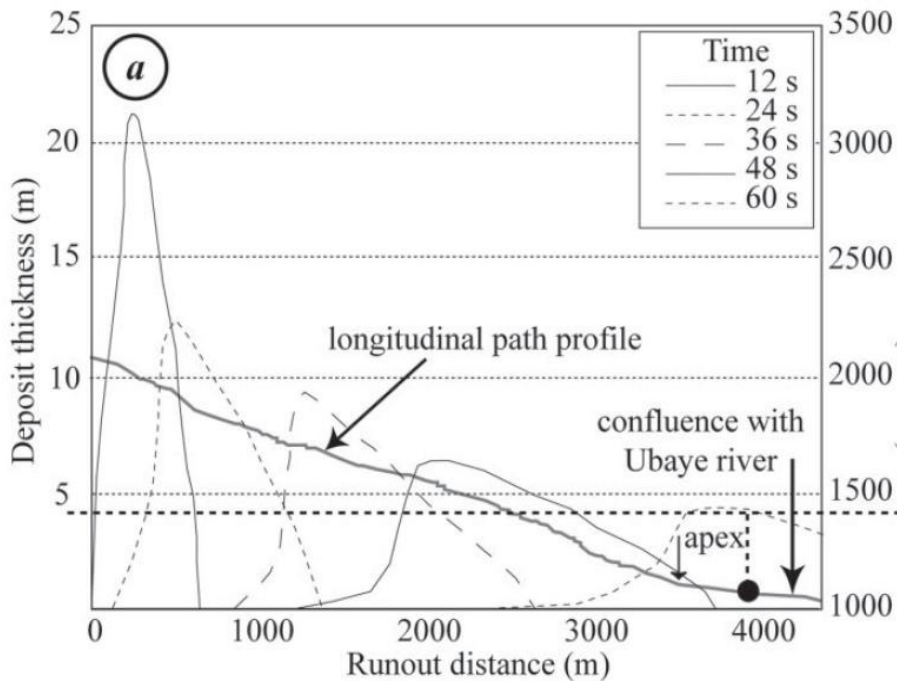


Figura 62 – Evolução do deslizamento na bacia Barcelonnette, na França. Tomada de Remaître *et al*[41].

As figuras seguintes mostram os resultados obtidos com o modelo.

Primeiro, foi feita uma simulação no *Matlab*, a configuração resultante pode ser observada na Figura 63, nela podem ser vistos os estágios do recorrido do fluxo nos tempos 12, 24, 36, 48 e 60 segundos.

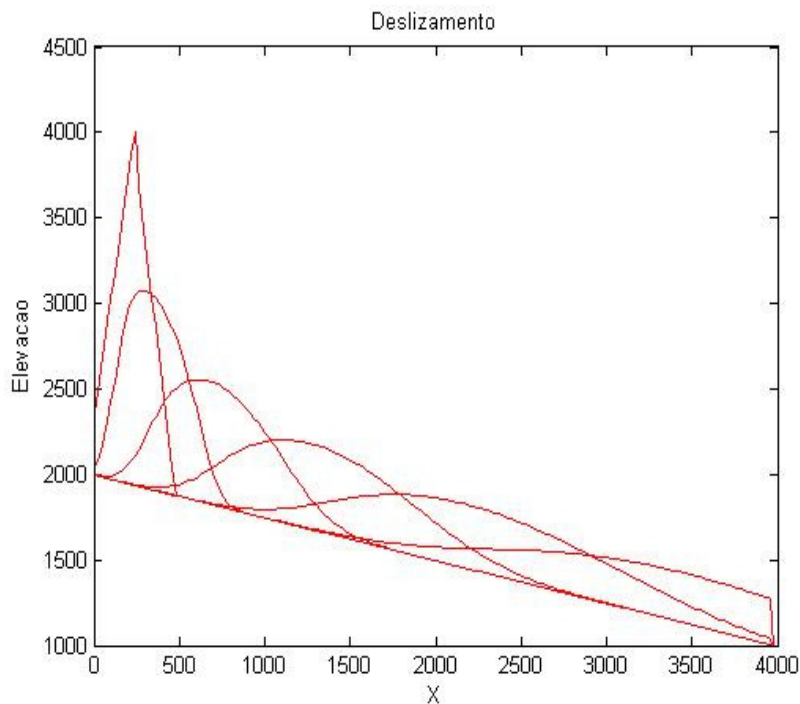


Figura 63 – Fluxo modelado no Matlab.

A Figura 64 mostra o resultado obtido com a aplicação do modelo para 12, 24, 48 e 60 segundos.

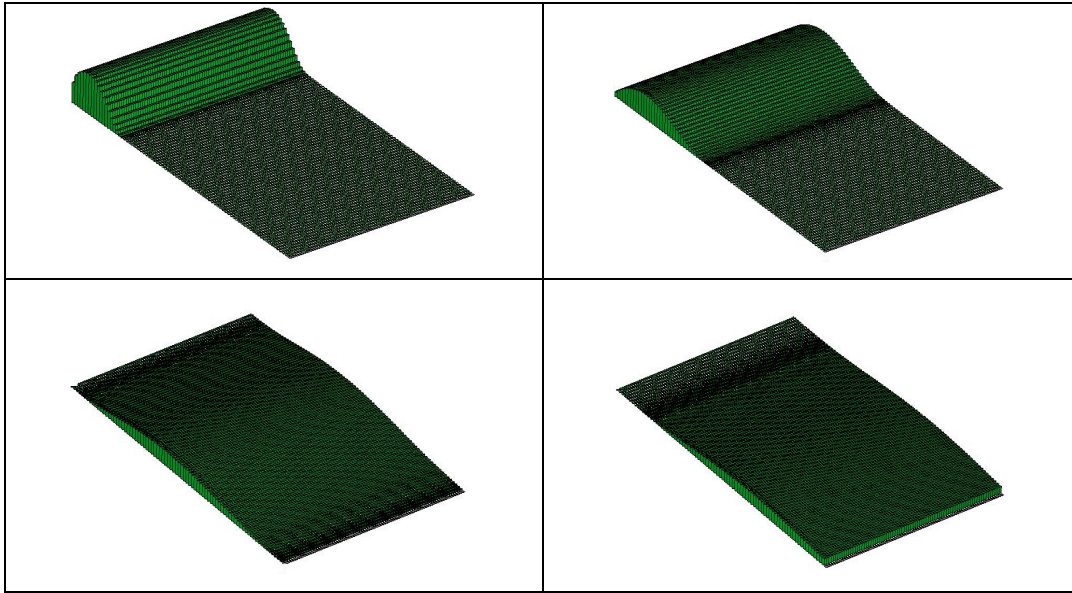


Figura 64 – Resultados do deslizamento da bacia de Barcelonnette. Passos de tempo 12, 24, 48 e 60 segundos.

O volume de material envolvido no deslizamento foi verificado antes e depois do processo, respeitando os princípios de conservação de massa. Neste ultimo caso foi utilizado um angulo de fricção interno, δ , de 4° .

5 Conclusões

Este trabalho apresentou um modelo computacional que permite analisar a evolução da mudança da topografia e quantificar o volume de sedimento produzido pelos processos erosivos de bacias hidrográficas. O modelo é capaz de simular diferentes fenômenos relacionados com o transporte e deposição de sedimentos, assim como processos de deformação tectônica, deslizamentos e escoamentos superficiais, dentre outros. Na modelagem, o principal agente erosivo é a chuva, pelo que a adequada definição de taxas anuais de precipitação é de extrema importância.

Nos exemplos de modelagem da rede fluvial foi visto como o algoritmo encarregado dessa tarefa cria e ordena, com precisão, a rede fluvial de uma bacia hidrográfica, um exemplo disso são a Figura 32, pertencente a uma bacia analisada no capítulo 3, e a Figura 41, correspondente ao primeiro caso estudado no capítulo 4. A caracterização da rede fluvial é um passo muito importante, dentre todos os processos envolvidos na modelagem, já que, como foi discutido no início do presente trabalho, em escalas temporais pequenas as mudanças no relevo estão diretamente ligadas a processos de tipo tectônico, mas para processos que consideram escalas de tempo maiores e áreas extensas a evolução da paisagem é o resultado da interação de vários processos, tais como tectônica e efeitos climáticos, sendo a evolução da rede fluvial o foco principal.

Foi mostrado como o sistema de linhas de erosão, criado originalmente para erodir e transportar o sedimento resultante desse processo, pode ser utilizado para modelar eventos como deslizamentos e, de maneira geral, processos de escoamento superficial. Isto se deve à maneira como o sistema foi ordenado, o que permite de uma forma rápida e eficiente a determinação dos campos da velocidade e espessura do fluxo, sendo assim, considera-se satisfatória a adaptação do modelo 1D do sistema de equações de Saint Venant ao sistema de linhas de erosão. No entanto, as pesquisas futuras envolvem o desenvolvimento de um modelo 2D, baseado no sistema de equações de Saint Venant, que permita simular deslizamentos e movimentos de massa em geral. De igual forma, essas pesquisas pretendem analisar os efeitos desses eventos

catastróficos, pontuais e de curta duração, nos processos que envolvem escalas, temporais e espaciais, maiores. Já que deslizamentos, apesar de acontecerem de maneira tão rápida, movimentam milhares de metros cúbicos de sedimento, o que, certamente, afetará o desenvolvimento da rede fluvial da macro-bacia.

Por outro lado, a determinação dos pontos de área fonte e a quantificação da descarga volumétrica mostrou ser uma funcionalidade de grande ajuda na hora de estudar esse tipo de processos. No caso estudado no capítulo 4, observou-se a evolução da topografia de um platô de 2500 km², configurado inicialmente plano com uma inclinação máxima na borda esquerda. O modelo identifica as células por debaixo do nível do mar, permitindo acompanhar a evolução da linha de costa da bacia durante toda a simulação. O modelo *Stream Power*, com valor do coeficiente de erodibilidade do substrato de $k_r = 1 \times 10^{-7} \text{ m}^{-1}$, mostrou-se eficiente e os resultados obtidos mostraram coerência entre a área de drenagem da bacia e a descarga volumétrica anual de sedimentos calculada. No entanto, baseando-se nesses resultados, recomenda-se para futuras simulações valores de $1 \times 10^{-5} \text{ m}^{-1} < k_r < 5 \times 10^{-6} \text{ m}^{-1}$. Nesse tipo de simulações, que envolvem períodos de tempo muito grandes, a definição das condições iniciais são fundamentais para obter resultados satisfatórios. Ante isto, se faz necessário pesquisar e levantar o passado geológico da região que será estudada.

No caso da análise do recuo da borda de falha da bacia de Resende, a comparação dos resultados obtidos com o modelo com os disponíveis na literatura foram satisfatórios, mostrando semelhança nas configurações finais da bacia e eficácia na determinação das taxas de erosão e denudação total. Esse caso é um exemplo claro de como o conhecimento da história geológica da região é importantíssimo para o sucesso da simulação. A quantidade de dados disponíveis facilitou a comparação e análise dos resultados, assim como permitiu escolher uma boa configuração inicial da bacia.

Finalmente, ressalta-se a flexibilidade do modelo computacional no referente à possibilidade de simular cenários tão diferentes, envolvendo desde segundos até milhares de anos. A correlação entre problemas de escala geotécnica e escalas geológicas são o foco principal de futuras pesquisas.

6

Referências Bibliográficas

- 1 CARVALHO, C.V. DE A.; LOPES, A.A. DE O.; CARBONO, A.J.J.; BITTON, L.F.; MARTHA, L.F.; FACCION, J.E. **Simulação numérica para o estudo da formação de bacias sedimentares usando modelagem estratigráfica**. Proceedings of the XXVII Iberian Latin American Congress on Computational Methods in Engineering. 3 Setembro, 2006.
- 2 SOARES., J.V. **Introdução a hidrologia de florestas**. Apostila. Setembro, 2004.
- 3 SANTOS, C.A.G.; SUZUKI, K.; WATANABE, M.; SIRINIVASAN, V.S. **Influência do tipo de cobertura vegetal sobre a erosão no semi-árido paraibano**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. Vol 4, N.1, p. 92-96, 2000.
- 4 DA SILVA, M. R.; SANTOS, A.G.C. **Estimativa da produção de Sedimentos mediante o uso de um modelo hidrossedimentológico acoplado a um SIG**. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola Ambiental. Vol 12, N. 5, p.520-526, 2008.
- 5 WHIPPLE, K. X. **Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens**. Annu. Rev. Earth Planet. Vol. 32, p.151-185, 2004.
- 6 GRAVELEAU, F. **Interactions tectonique, erosion, sédimentation dans lês avant-pays de chaînes: Modélisation analogique et étude des piémonts de l'est du Tian Shan (Asie centrale)**. Tese de doutorado. Université Montpellier II. 487 p. 2008.
- 7 SEIDL, M.A.; DIETRICH, W.E. **The Problem of Channel Erosion into Bedrock**. Catena supplement 23, p.101-124, 1992.

8 HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. **Modeling fluvial erosion on regional to continental scales**. Journal of geophysical research, Vol. 99, No. B7; p.971-986, 1994.

9 HOWARD, A.D. **Long profile development of bedrock channels: Interaction of weathering, mass wasting, bed erosion, and sediment transport**. Rivers over rock; fluvial processes in bedrock channels, Geophysical Monograph, 107, p. 297-319, 1998.

10 HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design hydrology and sedimentology for small catchments**. Academic press, 1994.

11 http://en.wikipedia.org/wiki/Hack%27s_law , Consultada no dia 3-11-2009, 18:32.

12 COELHO, F.A. **Desenvolvimento de um modelo chuva-deflúvio para pequenas bacias rurais, a partir de modelos do hidrograma unitário instantâneo geomorfológico e do topmodel**. Tese de doutorado, Universidade Estadual de Campinas, UNICAMP, faculdade de engenharia civil, julho de 2003

13 HORTON, R.E. **Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology**. Bulletin of the Geological Society of America Bulletin, 56 : 275-370.

14 DA SILVEIRA, N.Q. **Análise fractal de bacias hidrográficas de região de encosta e região de planalto com base em cartas topográficas e em fotografias aéreas**.

15 SAGAR, B. S. D.; VENU, M.; MURTHY, K. S. R. **Do skeletal networks derived from water bodies follow Horton's Laws?**. Mathematical Geology, Vol. 31, No. 2, 1999.

16 GLEYZER A.; DENISYUK, M.; RIMMER, A.; SALINGAR Y. **A fast recursive GIS algorithm for computing Strahler Stream Order in braided and nonbraided networks**. Journal of the american water resources. Agosto 2004; p. 937-946.

- 17 JULIEN, P. Y. **Erosion and sedimentation**. Cambridge university press. 1998.
- 18 PORCHER, C.C. **Geomorfologia – O estudo do relevo**. [http://www.ufrgs.br /geociencias/ cporcher/ Atividades%20Didaticas_arquivos/ Geo02001/geomorfologia.htm](http://www.ufrgs.br/geociencias/cporcher/Atividades%20Didaticas_arquivos/Geo02001/geomorfologia.htm). Consultada no dia 4-jan-2010.
- 19 DAVIS, W.M. **The geographical cycle**. The Geographical Journal, Vol. 14, No. 5. p.481-504.1899.
- 20 PENK, W. **Morphological analysis of landforms**. London: Macmilland,1953,200p.
- 21 MOREIRA, I. C. **Aplicação de modelos matemáticos de evolução relevo na simulação do recuo da borda de falha da bacia de Resende**. Universidade Federal de Rio de Janeiro - UFRJ; Centro de ciências matemáticas e da natureza; Instituto de geociências. Tese de doutorado, 2008.
- 22 <http://www.scribd.com/doc/2975789/Geografia-Tectonica-das-Placas>, visitado no dia 1 de Junho de 2010, 00:25 hrs.
- 23 PRESS, F.; SIEVER, R.; GROTZINGER, J.; JORDAN, T. **Para entender a terra**. 4ª edição. 656 p. Porto Alegre, Bookman 2006.
- 24 <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/10l.html> visitada no dia 5 de Junho de 2010, 16:00 hrs.
- 25 SCHLUNEGGER, F. **Impact of hillslope-derived sediment supply on drainage basin development in small watersheds at the northern border of the central Alps of Switzerland**. Geomorphology 46, p.285–305, 2002.
- 26 TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. **Predicting sediment flux from fold and thrust belts**. Basin Research, Vol. 8, p.329–349, 1996.
- 27 HOWARD, A.D.; KERBY, G. **Changes channels in badlands**. Geological Society of America Bulletin 94, p.739-752, 1983.

- 28 CLEVIS, Q.; DE BOER, P.; WACHTER, M. **Numerical modelling of drainage basin evolution and three-dimensional alluvial fan stratigraphy.** *Sedimentary Geology* 163, p.85 – 110, 2003.
- 29 TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. **Erosional dynamics, flexural isostasy and long-lived escarpments: A numerical modeling study.** *Journal of geophysical research.* Vol. 99, No. B6, p.12,229 – 243, 1994.
- 30 TUCKER, G.E.; LANCASTER, S.T.; GASPARINI, N.M.; BRAS, RAFAEL. **The channel-hillslope integrated landscape development model (CHILD).** p. 1-20, 2001.
- 31 PIRULLI, M. **Numerical modeling of landslide runout: a continuum mechanics approach.** Department of structural and geotechnical engineering – Politecnico di Torino. Doctoral dissertation. 2005
- 32 USGS, **Landslide types and processes.** U.S. Department of interior. Fact sheet 2004-3072, p.1-4, 2004.
- 33 GARCIA, V.H.; CRISTALLINI, E.O. **Numerical modeling of interplay between growth folds and fluvial-alluvial erosion-sedimentation processes: Application to the Mendoza Precordillera orogenic front (32 ° 30').** 7th International Symposium of Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), p.219 – 222, 2004.
- 34 AUDUSSE E.; BRISTEAU, M.; PERTHAME B. **Kinetic schemes for Saint-Venant equations with source terms on unstructured grids.** Institut National de Recherche en Informatique et en Automatique. No. 3989, p.1-44, 2000.
- 35 MANGENEY-CASTELNAU, A.; VILOTTE, J.; BRISTEAU, M.; BOUCHUT, F.; PERTHAME, C.; YERNINI, S. **A new kinetic scheme for Saint-Venant equations applied to debris avalanches.** Unit de recherche INRIA Rocquencourt, Simulation et optimisation de systèmes complexes. p.1-34, 2002.
- 36 CARVALHO, C.V. **Simulação de transporte e deposição de sedimentos siliciclásticos em ambientes de plataforma, talude e bacia.** Tese de doutorado. Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. 131 p. Dezembro de 2002.
- 37 U.S. Geological Survey <http://www.usgs.gov/>, visitada no dia 7 de Junho de 2010, 13:20 hrs.

- 38 Global Mapper <http://www.globalmapper.com/product/overview.htm>, visitada no dia 8 de Abril de 2010, 13:30 hrs.
- 39 GLEYZER, A.; DENISYUK, M.; RIMMER, A.;SALINGAR, Y. **A fast recursive GIS algorithm for computing Strahler Stream Order in braided and nonbraided networks**. Journal of American water resources association. p.937-946, 2004.
- 40 DIETRICH, W.E.; BELLUGI, D.G.; SKLAR, L.S.; STOCK, J.D. **Geomorphic transport laws for predicting landscapes form and dynamics**. Prediction in geomorphology, geophysical monograph 135. p.103-132, 2003.
- 41 REMAÎTRE, A.; MALET, J.P.; MAQUAIRE, O.; ANCEY, C. **Flow behavior and runout modeling of a complex debris flow in a clay-shale basin**. Earth surface processes and landforms, 30, 479-485, 2005.