

Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira



caliandra



ORGANIZADORES

Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villaça Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes



CONSELHO EDITORIAL

Membros internos:

Prof. Dr. André Cabral Honor (HIS/UnB) - **Presidente**

Prof. Dr. Herivelto Pereira de Souza (FIL/UnB)

Prof^ª Dr^ª Maria Lucia Lopes da Silva (SER/UnB)

Prof. Dr. Rafael Sânzio Araújo dos Anjos (GEA/UnB)

Membros externos:

Prof^ª Dr^ª Ângela Santana do Amaral (UFPE)

Prof. Dr. Fernando Quiles García (Universidad Pablo de Olavide - Espanha)

Prof^ª Dr^ª Ilía Alvarado-Sizzo (UniversidadAutonoma de México)

Prof^ª Dr^ª Joana Maria Pedro (UFSC)

Prof^ª Dr^ª Marine Pereira (UFABC)

Prof^ª Dr^ª Paula Vidal Molina (Universidad de Chile)

Prof. Dr. Peter Dews (University of Essex - Reino Unido)

Prof. Dr. Ricardo Nogueira (UFAM)



A UnB quem faz
é a gente

Organizadores: Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villança Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

Título: Revisões de Literatura da Geomorfologia Brasileira

Volume: 1

Local: Brasília

Editor: Selo Caliandra

Ano: 2022

Parecerista: João Cândido André da Silva Neto

Capa: Luiz H S Cella



Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivatives 4.0 International (CC BY-NC-ND 4.0)

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Central da Universidade de Brasília
Heloiza Faustino dos Santos - CRB 1/1913

R454 Revisões de literatura da geomorfologia brasileira [recurso eletrônico] / organizadores Osmar Abílio de Carvalho Júnior ... [et al.]. – Brasília : Universidade de Brasília, 2022.
1057 p. : il.

Inclui bibliografia.

Modo de acesso: World Wide Web:
<<http://caliandra.ich.unb.br/>>.
ISBN 978-65-86503-85-2.

1. Geomorfologia - Brasil. I. Carvalho Júnior, Osmar Abílio de.

CDU 551.4

Lista de autores

Abner Monteiro Nunes Cordeiro
Adão Osdayan Cândido de Castro
Alberto Oliva
Alex de Carvalho
Ana Camila Silva
André Augusto Rodrigues Salgado
André Luiz Carvalho da Silva
André Paulo Ferreira da Costa
Antônio Carlos de Barros Corrêa
Antonio José Teixeira Guerra
Antônio Pereira Magalhães Junior
Antonio Rodrigues Ximenes Neto
Archimedes Perez Filho
Beatriz Abreu Machado
Breno Ribeiro Marent
Bruno Venancio da Silva
Carlos de Oliveira Bispo
Carmélia Kerolly Ramos de Oliveira
César Augusto Chicarino Varajão
Claudia Rakel Pena Pereira
Cristiano da Silva Rocha
Cristina Helena Ribeiro Augustin
Daniel Françoso de Godoy
Daniel Peifer
Danielle Lopes de Sousa Lima
Danilo Vieira dos Santos
David Hélio Miranda de Medeiros
Delano Nogueira Amaral
Dirce Maria Antunes Suertegaray
Edison Fortes
Edivando Vitor do Couto
Eduardo Souza de Moraes
Edwilson Medeiros dos Santos
Éric Andrade Rezende
Fabiana Souza Ferreira
Fábio Perdigão Vasconcelos
Fabrizio de Luiz Rosito Listo
Fabrizio do Nascimento Garritano
Felipe Gomes Rubira
Flávio Rodrigues do Nascimento
Francisco Dourado
Francisco Edmar de Sousa Silva
Francisco Leandro de Almeida Santos
Frederico de Holanda Bastos
Gisele Barbosa dos Santos
Giselle Ferreira Borges
Guilherme Borges Fernandez
Hugo Alves Soares Loureiro
Idjarrury Gomes Firmino
Isabel Cristina Moroz-Caccia Gouveia
Jáder Onofre de Moraes
Jémison Mattos dos Santos
João Paulo de Carvalho Araújo
José Fernando Rodrigues Bezerra
Juliana Sousa Pereira
Julio Cesar Paisani
Jurandyr L. Sanches Ross
Karine Bueno Vargas
Kleython de Araújo Monteiro
Laryssa Sheydder de Oliveira Lopes
Leonardo dos Santos Pereira
Leonardo José Cordeiro Santos
Letícia Augusta Faria de Oliveira
Lidriana de Souza Pinheiro,
Lígia Padilha Novak
Luiz Fernando de Paula Barros
Manoel do Couto Fernandes
Marcel Hideyuki Fumiya,
Marcelo Martins de Moura Fé
Marcos César Pereira Santos
Maria Bonfim Casemiro
Mariana Silva Figueiredo
Marli Carina Siqueira Ribeiro
Martim de Almeida Braga Moulton
Michael Vinicius de Sordi
Mônica dos Santos Marçal
Neiva Barbalho de Moraes
Nelson Ferreira Fernandes
Nelson Vicente Lovatto Gasparetto
Oswaldo Girão da Silva
Otávio Augusto de Oliveira Lima Barra
Otávio Cristiano Montanher
Paulo Cesar Rocha
Paulo de Tarso Amorim Castro
Paulo Roberto Silva Pessoa
Pedro Val
Peter Christian Hackspacher
Rafaela Soares Niemann
Raphael Nunes de Souza Lima
Roberto Marques Neto

Roberto Verdum
Rodrigo Vitor Barbosa Sousa
Rubson Pinheiro Maia
Sandra Baptista da Cunha
Sarah Lawall
Sérgio Cadena de Vasconcelos
Sérgio Murilo Santos de Araújo
Silvio Carlos Rodrigues
Silvio Roberto de Oliveira Filho
Simone Cardoso Ribeiro
Tania Cristina Gomes

Thais Baptista da Rocha
Thiago Gonçalves Pereira
Thiago Pereira Gonçalves
Thomaz Alvisi de Oliveira
Tulius Dias Nery
Úrsula de Azevedo Ruchkys
Vanda de Claudino-Sales
Vanessa Martins Lopes
Vinícius Borges Moreira
Vitor Hugo Rosa Biffi

PREFÁCIO

O presente livro consiste em um conjunto de revisões sobre os avanços teóricos e tecnológicos nos diversos temas da Geomorfologia. Concebido para estar em uma plataforma on-line com acesso gratuito, o livro destina-se aos cursos de graduação e pós-graduação que utilizam os conhecimentos geomorfológicos, incluindo Geografia, Geologia, Ecologia, Engenharia, Planejamento Territorial, entre outros. Para atender o escopo e o desafio imposto, a obra possui um total de 36 capítulos que congregam 111 pesquisadores das diversas regiões do Brasil, trazendo relatos relevantes de nossa paisagem e dos avanços alcançados pela Geomorfologia brasileira. Os capítulos do livro estão segmentados em contextos temáticos e geográficos de estudo, incluindo: dinâmica fluvial, ambientes costeiros, evolução de vertentes, micro relevo, ambientes cársticos, geomorfologia regional, geomorfologia estrutural; mapeamento geomorfológico, patrimônio natural, mitigação de riscos naturais; interações pedo-geomorfológicas, etnogeomorfologia, modelos numéricos, novas abordagens tecnológicas em geomorfologia. Além de abranger os conceitos e o estado da arte na análise dos processos e sistemas geomorfológicos, os capítulos realizam uma visão crítica dos diversos temas abordados.

Na última década, inúmeros avanços foram alcançados com o aumento da disponibilidade de dados de monitoramento da superfície terrestre, métodos computacionais e compartilhamento de experiências. A grande quantidade de dados e métodos resulta em novos desafios de análise e processamento na busca de respostas científicas dentro de uma apreciação crítica. A concepção desse livro integra revisões e discussões sobre essas novas abordagens teóricas, instrumentais e tecnológicas que passam a ter um fator primordial para estabelecer os novos rumos da ciência geomorfológica.

Dada a magnitude continental do nosso território, não é surpreendente que a paisagem brasileira seja evidenciada e detalhada em suas peculiaridades nos textos. Portanto, vários capítulos exploram e refletem a natureza distinta da paisagem e da biota brasileira, revelando os processos naturais e as perturbações antrópicas que alteram o meio ambiente e desencadeiam processos erosivos, movimento de massa, inundações, entre outros. Nesse contexto, as pesquisas aplicadas são extremamente oportunas devido à alta demanda para solução de problemas prementes e complexo de nossos ambientes e sociedade, necessitando continuamente de alternativas, novos conceitos, perspectivas tecnológicas e inovações metodológicas. Muitos capítulos abordam revisões sobre trabalhos aplicados na investigação geomorfológica e resolução de problemas, normalmente desencadeados por perturbações humanas com consequências variadas nos diferentes sistemas.

Os editores abnegaram a oportunidade de contribuir com capítulos para garantir a imparcialidade na seleção dos textos que compõe o livro. Por fim, os editores agradecem especialmente a União de Geomorfologia Brasileira e a todos os colaboradores que contribuíram com seus conhecimentos específicos para a elaboração dessa obra abrangente e de grande relevância para o conhecimento da Geomorfologia nacional.

Osmar Abílio de Carvalho Júnior
Maria Carolina Villaça Gomes
Renato Fontes Guimarães
Roberto Arnaldo Trancoso Gomes

SUMARIO

1. CONSIDERAÇÕES EPISTEMOLÓGICAS EM TORNO DA PESQUISA EM GEOMORFOLOGIA: DO PROJETO AO ARTIGO CIENTÍFICO

André Augusto Rodrigues Salgado
Alberto Oliva

----- 16

2. ARQUIVOS FLUVIAIS QUATERNÁRIOS NO INTERIOR CONTINENTAL: O CONTEXTO SERRANO DE MINAS GERAIS, BRASIL

Antônio Pereira Magalhães Junior
Luiz Fernando de Paula Barros
Alex de Carvalho
Letícia Augusta Faria de Oliveira

----- 39

3. PROCESSOS DE REORGANIZAÇÃO DA REDE DE DRENAGEM NO BRASIL

Breno Ribeiro Marent
Éric Andrade Rezende
Michael Vinícius de Sordi
André Augusto Rodrigues Salgado

----- 76

4. AVALIAÇÃO INTEGRADA DE SISTEMAS FLUVIAIS: SUBSÍDIO PARA IDENTIFICAÇÃO DE VALORES PATRIMONIAIS

Carmélia Kerolly Ramos de Oliveira
Paulo de Tarso Amorim Castro
Úrsula de Azevedo Ruchkys

----- 98

5. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DE RISCO DE INUNDAÇÕES

Claudia Rakel Pena Pereira
Sandra Baptista da Cunha

----- 124

6. AJUSTAMENTO FLUVIAL À AGROPECUÁRIA, URBANIZAÇÃO E RESERVATÓRIO E ANÁLISE CIENTOMÉTRICA DO IMPACTO DESSAS ATIVIDADES NOS RIOS BRASILEIROS	
Eduardo Souza de Morais Otávio Cristiano Montanher	
-----	143
7. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL DO BRASIL ASSOCIADA AO ATUAL CONTEXTO SOCIOAMBIENTAL	
Giselle Ferreira Borges Neiva Barbalho de Morais Ana Camila Silva Leonardo dos Santos Pereira Sarah Lawall	
-----	176
8. CONTROLE TECTONO-ESTRUTURAL DOS SISTEMAS DE DRENAGEM: REVISÃO LITERÁRIA E PROPOSTAS METODOLÓGICAS	
Idjarrury Gomes Firmino Karine Bueno Vargas Edison Fortes	
-----	212
9. GEOMORFOLOGIA FLUVIAL E GESTÃO DOS RIOS NO BRASIL	
Mônica dos Santos Marçal Adão Osdayan Cândido de Castro Raphael Nunes de Souza Lima	
-----	240
10. INUNDAÇÕES E CONCEITOS CORRELATOS: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA E ANÁLISE COMPARATIVA.	
Rodrigo Vitor Barbosa Sousa Paulo Cesar Rocha	
-----	265
11. SISTEMAS LACUSTRES INTERIORES: AVANÇOS E TÉCNICAS DE ESTUDO	
Gisele Barbosa dos Santos Paulo de Tarso Amorim Castro	
-----	278

12. EVOLUÇÃO MORFODINÂMICA DE PLANÍCIES COSTEIRAS:
DO QUATERNÁRIO AOS EVENTOS ATUAIS

Guilherme Borges Fernandez
Thais Baptista da Rocha
Silvio Roberto de Oliveira Filho
Sérgio Cadena de Vasconcelos
André Luiz Carvalho da Silva
Thiago Gonçalves Pereira
Martim de Almeida Braga Moulton

----- 308

13. MORFOLOGIA COSTEIRA EM LITORAIS URBANOS

Otávio Augusto de Oliveira Lima Barra
Fábio Perdigão Vasconcelos
Cristiano da Silva Rocha
Maria Bonfim Casemiro
Danilo Vieira dos Santos
Francisco Edmar de Sousa Silva
Delano Nogueira Amaral

----- 351

14. DELTAS DOMINADOS POR ONDAS: TRAJETÓRIA CONCEITUAL,
DINÂMICA E EVOLUÇÃO A PARTIR DE EXEMPLOS DO COMPLEXO
DELTAICO DO RIO PARAÍBA DO SUL

Thaís Baptista da Rocha
Sérgio Cadena de Vasconcelos
André Paulo Ferreira da Costa
Beatriz Abreu Machado
Mariana Silva Figueiredo
Lígia Padilha Novak
Thiago Pereira Gonçalves
Guilherme Borges Fernandez

----- 381

15. REGISTROS DAS VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR NO
LITORAL BRASILEIRO E AS IMPLICAÇÕES
PERANTE A MORFOGÊNESE DE SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGI-
CAS EM AMBIENTES COSTEIROS

Felipe Gomes Rubira
Archimedes Perez Filho

----- 410

16. VALES INCISOS SUBMERSOS DA PLATAFORMA
CONTINENTAL SEMIÁRIDA DO BRASIL

Antonio Rodrigues Ximenes Neto
Lidriana de Souza Pinheiro
David Hélio Miranda de Medeiros
Paulo Roberto Silva Pessoa
Jáder Onofre de Moraes

----- 445

17. GEOMORFOLOGIA EÓLICA CONTINENTAL E OS
CAMPOS DE DUNAS HOLOCÊNICAS DO PAMPA NO RIO
GRANDE DO SUL, BRASIL

Tania Cristina Gomes
Roberto Verdum

----- 471

18. EROSÃO POR VOÇOROCAS: ESTADO DA ARTE

Juliana Sousa Pereira
Silvio Carlos Rodrigues

----- 499

19. MONITORAMENTO DA EROSÃO HÍDRICA NO BRASIL:
DOS MÉTODOS MANUAIS AOS DIGITAIS

Hugo Alves Soares Loureiro
Antonio José Teixeira Guerra
José Fernando Rodrigues Bezerra
Leonardo dos Santos Pereira
Fabrizio do Nascimento Garritano

----- 526

20. MOVIMENTOS DE MASSA: ESTADO DA ARTE,
ESCALAS DE ABORDAGEM, ENSAIOS DE CAMPO E LABORATÓRIO
E DIFERENTES MODELOS DE PREVISÃO

Fabrizio de Luiz Rosito Listo
Tulius Dias Nery
Carlos de Oliveira Bispo
Fabiana Souza Ferreira
Edwilson Medeiros dos Santos

----- 560

21.	MORFOGÊNESE DE MICRORRELEVOS SIMILARES A MURUNDUS NA PAISAGEM	
	Vinícius Borges Moreira Archimedes Perez Filho	
	-----	593
22.	APLAINAMENTO NO NOROESTE DO PARANÁ: DE MODELOS POLICÍCLICO À MORFOTECTÔNICA QUATERNÁRIA	
	Marcel Hideyuki Fumiya Edivando Vitor do Couto Leonardo José Cordeiro Santos	
	-----	615
23.	GEOMORFOLOGIA DO QUATERNÁRIO E GEOARQUEOLOGIA: ASPECTOS CONCEITUAIS, METODOLÓGICOS E APLICAÇÕES NO SUL DO BRASIL	
	Vitor Hugo Rosa Biffi Marcos César Pereira Santos Julio Cesar Paisani Nelson Vicente Lovatto Gasparetto	
	-----	648
24.	TERMOCRONOLOGIA APLICADA À EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA DO NORDESTE SETENTRIONAL DO BRASIL: UMA BREVE REVISÃO	
	Francisco Leandro de Almeida Santos Flávio Rodrigues do Nascimento Peter Christian Hackspacher (In Memoriam) Marli Carina Siqueira Ribeiro Bruno Venancio da Silva & Daniel França de Godoy	
	-----	677
25.	A TAXONOMIA DO RELEVO E A CARTOGRAFIA GEOMORFOLÓGICA REGIONAL	
	Jurandyr L. Sanches Ross Isabel Cristina Moroz-Caccia Gouveia	
	-----	701

26.	RELEVOS GRANÍTICOS DO NORDESTE BRASILEIRO: UMA PROPOSTA TAXONÔMICA	
	Frederico de Holanda Bastos Danielle Lopes de Sousa Lima Abner Monteiro Nunes Cordeiro Rubson Pinheiro Maia	
	-----	733
27.	REVISITANDO OS MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO	
	Daniel Peifer Cristina Helena Ribeiro Augustin	
	-----	759
28.	SUPERFÍCIES GEOMORFOLÓGICAS E MODELOS CLÁSSICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO	
	Karine Bueno Vargas Idjarrury Firmino Michael Vinicius de Sordi	
	-----	793
29.	A GEOMORFOLOGIA NOS ESTUDOS INTEGRADOS DA PAISAGEM: ENFOQUE EVOLUTIVO E DINÂMICO NA INTERPRETAÇÃO DOS SISTEMAS GEOMORFOLÓGICOS	
	Roberto Marques Neto Thomaz Alvisi de Oliveira	
	-----	813
30.	ESTADO DA ARTE DOS ESTUDOS GEOMORFOLÓGICOS NO NORDESTE BRASILEIRO: UMA SÍNTESE (E VÁRIAS TESES)	
	Vanda de Claudino-Sales Antonio Carlos Barros Côrrea Kleython de Araújo Monteiro Rubson Pinheiro Maia	
	-----	845
31.	AS SUPERFÍCIES DE EROSÃO DO “BRASIL ORIENTAL”	
	César Augusto Chicarino Varajão	
	-----	875

32.	ETNOGEOMORFOLOGIA - RELAÇÕES ENTRE POPULAÇÕES TRADICIONAIS E A PAISAGEM FÍSICA	
	Simone Cardoso Ribeiro Vanessa Martins Lopes Osvaldo Girão da Silva Antônio Carlos de Barros Corrêa	
	-----	886
33.	DESAFIOS E PERSPECTIVAS DAS PESQUISAS SOBRE O PATRIMÔNIO GEOMORFOLÓGICO NO BRASIL	
	Vanda de Claudino-Sales Laryssa Sheydder de Oliveira Lopes	
	-----	910
34.	USO DO LIDAR NA GEOMORFOLOGIA: APLICAÇÕES E DESAFIOS FUTUROS	
	João Paulo de Carvalho Araújo Rafaela Soares Niemann Francisco Dourado Manoel do Couto Fernandes Nelson Ferreira Fernandes	
	-----	927
35.	MODELOS NUMÉRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO (LEMS) E SUA IMPORTÂNCIA PARA ESTUDOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM	
	Nelson F. Fernandes Daniel Peifer Pedro Val	
	-----	953
36.	SOLO HISTÓRICO DA DESERTIFICAÇÃO NO BRASIL	
	Jémison Mattos dos Santos Sérgio Murilo Santos de Araújo Dirce Maria Antunes Suertegaray	
	-----	1000

37. GEOMORFOLOGIA ESTRUTURAL:
REVISITANDO TEORIAS, MÉTODOS E ESTUDOS
DE CASO NO NORDESTE BRASILEIRO

Frederico de Holanda Bastos
Abner Monteiro Nunes Cordeiro
Marcelo Martins de Moura Fé

----- 1029

35. MODELOS NUMÉRICOS DE EVOLUÇÃO DO RELEVO (LEMS) E SUA IMPORTÂNCIA PARA ESTUDOS DE EVOLUÇÃO DA PAISAGEM

Nelson F. Fernandes¹, Daniel Peifer² & Pedro Val³

¹ LAMPEGE, Depto. de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro; nelsonff@acd.ufrj.br

² GeotecLab, CPMTC, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais; peiferdaniel@gmail.com

³ Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto; pval@ufop.edu.br

Resumo: Os modelos numéricos de simulação da evolução do relevo, conhecidos como *Landscape Evolution Models* (LEMs), consolidaram-se como importante ferramenta investigativa na geomorfologia quantitativa ao longo das últimas três décadas. Embora a utilização de tais modelos tenha proliferado em diversas regiões do mundo, envolvendo vários processos geomorfológicos (*e.g.*, fluviais, gravitacionais, glaciais) e englobando diferentes escalas espaciais e temporais, seu uso no Brasil ainda é incipiente. O Brasil possui uma grande diversidade de paisagens que permitem o avanço do entendimento das interrelações entre processos erosivos, deposicionais e de transporte. Somados a este fator, a pedogênese com elementos externos como o clima (*e.g.*, variação pluviométrica e temperatura do ar) e condicionantes geológicos (*e.g.*, tipo de rocha, história tectônica), tornam a incorporação de LEMs em estudos geomorfológicos uma avenida para fortalecer a ciência das paisagens naturais no país. Neste capítulo, apresentamos um histórico da evolução dos LEMs a partir da segunda metade do século passado e discutimos as principais equações de erosão e transporte utilizadas na simulação dos processos geomorfológicos envolvidos. Listamos alguns dos principais LEMs existentes e ativamente atualizados, suas potencialidades e limitações e escolhemos dois deles, o LandLab e o GOLEM, para demonstrar suas aplicações em paisagens no Brasil que enriquecem a interpretação da evolução da paisagem. Por último, levantamos alguns dos principais desafios existentes na implementação e no avanço desses modelos quanto à capacidade de explicar dados empíricos como, por exemplo, taxas de atuação dos processos geomorfológicos.

Palavras-Chave: Evolução da paisagem; modelos numéricos; processos geomorfológicos; paisagens naturais; desafios metodológicos

Abstract: Landscape evolution models (LEMs) have become an essential tool in quantitative geomorphology over the past three decades. Despite the widespread use of LEMs worldwide to investigate geomorphic processes (*e.g.*, fluvial, gravitational, glacial) at different spatiotemporal scales, their use in Brazil is scarce. Brazil contains a great diversity of landscapes that provides

an avenue to study the interrelations between erosive, depositional, transport, and pedogenetic processes and their connections with climate (e.g., rainfall rate and air temperature) and geologic setting (e.g., rock type and tectonic history). Incorporating LEMs in geomorphic studies in Brazil is, therefore, a pathway to elevate landscape science in Brazil. In this contribution, we present a historical context of LEMs from the second half of the last century towards the present. We review some of the main equations that are used to simulate erosion and transport in geomorphic processes. We also list some of the main LEMs available that have documentation provided by their original authors, their potential, and limitations. We chose two of them, LandLab and GOLEM, to demonstrate how simple model constructs can aid our interpretations of the evolution of natural landscapes in Brazil. Lastly, we discuss some of the main challenges in implementing and LEMs' capacity to explain and predict empirical data, such as the rates of geomorphic processes.

Keywords: Landscape evolution models; numerical models; geomorphic processes; natural landscapes; methodological challenges

Tema: Modelagem em Geomorfologia

1. INTRODUÇÃO

Modelos numéricos de evolução do relevo simulam mudanças na forma e no fluxo de massa de determinada paisagem ao longo do tempo. Estas simulações são implementadas através de equações matemáticas (parcialmente) empíricas ancoradas em princípios físicos que incorporam, de forma combinada, a atuação de processos geomórficos superficiais e tectônicos, os quais são controlados pelas características locais em termos de topografia, litologia e clima. Essas ferramentas numéricas, coletivamente chamadas de LEMs (*Landscape Evolution Models*), são programas computacionais capazes de ilustrar, testar e quantificar relações entre processos geomorfológicos e as formas de relevo de uma paisagem em diferentes escalas espaciais e temporais, alcançando, em alguns casos, mudanças topográficas em escala continental ao longo de escalas de tempo geológico (TUCKER e HANCOCK, 2010; VAN DER BEEK, 2013).

Os LEMs se consolidaram nas últimas três décadas como uma das mais importantes ferramentas de análise geomorfológica por permitir investigar os efeitos isolados de processos tectônicos, climáticos, litológicos – além de retroalimentações complexas (e.g., compensação isostática-flexural da denudação, precipitações orográficas) – na evolução da morfologia da superfície de uma paisagem, complementando técnicas baseadas em campo e laboratório, como a geocronologia (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Os LEMs são aplicados a estudos com objetivos variados e envolvendo diferentes escalas de análise, tanto no espaço como no tempo, com destaque para: a) o teste de modelos conceituais (hipóteses) de evolução da paisagem (e.g., ROE, MONTGOMERY e HALLET, 2002; WOBUS *et al.*, 2010; MITCHELL e YANITES, 2019); b) a simulação da evolução das formas do relevo e da

história denudacional de regiões específicas (*e.g.*, RUETENIK *et al.*, 2018); c) a simulação da geração e do recuo de grandes escarpamentos (*cf.*, BRAUN, 2018); d) a avaliação dos efeitos do clima e da tectônica, e seus mecanismos de retroalimentação, na evolução do relevo (WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE e MEADE, 2006; WHIPPLE, 2009); e) a avaliação dos efeitos de diferenças litológicas na erodibilidade do relevo (*e.g.*, FORTE *et al.*, 2016); f) a caracterização de paisagens transientes ou em equilíbrio (*e.g.*, GALLEN *et al.*, 2013; ADAMS *et al.*, 2020); g) a simulação dos efeitos de capturas de drenagem na evolução de redes de drenagem (*e.g.* HOWARD, 1971; BEESON, MCCOY e KEEN-ZEBERT, 2017); h) a estimativa da idade do início de uma perturbação externa resultando em ajustes transientes em uma paisagem erosiva (*e.g.*, GALLEN, 2018; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020); i) a simulação da evolução parcialmente conhecida de uma paisagem com o objetivo de complementar outros esforços (baseados em observações empíricas) de reconstrução da sua história geomórfica (TEMME *et al.*, 2017); e j) a estimativa da variabilidade espacial da espessura do solo (*e.g.*, BROSENS *et al.*, 2020).

Embora modelos numéricos sejam muito utilizados na pesquisa geomorfológica no âmbito internacional, ainda são raros os casos de sua aplicação em território brasileiro (*e.g.*, SACEK, 2014; SACEK *et al.*, 2019). No entanto, o Brasil possui uma rica combinação de paisagens em diversos contextos geológicos, geomorfológicos e climáticos. Assim, enxergamos como um terreno fértil que permite avaliar algumas das principais hipóteses que sustentam nosso atual entendimento dos processos que governam a evolução de paisagens brasileiras (VIEIRA, SALGADO e SANTOS, 2015). Dessa forma, o objetivo central deste capítulo é contribuir para a difusão do uso dos LEMs dentro da comunidade geomorfológica brasileira. Para tal, abordamos um breve histórico da evolução desses modelos, discutimos seus princípios básicos de funcionamento e apresentamos os processos superficiais e tectônicos mais comumente simulados, com suas respectivas equações. Em seguida, resumimos alguns LEMs disponíveis na literatura e mostramos três simples exemplos de aplicações, simulando numericamente processos de captura de drenagem, efeitos de diferenças litológicas e o recuo de escarpas. Por último, apresentamos uma discussão sobre alguns desafios ainda existentes para uma efetiva utilização dos LEMs na geomorfologia.

2. HISTÓRICO DA EVOLUÇÃO DOS LEMs

Os LEMs tiveram sua origem nos estudos de modelagem da evolução de perfis de encostas, ainda no início da década de 1960. Culling (1960), em trabalho pioneiro, apresentou uma teoria matemática para a erosão a partir de uma analogia com o fluxo de calor nos sólidos, onde o gradiente de elevação representaria a força motriz. Nos anos seguintes, várias soluções analíticas explorando diversas condições iniciais e de contorno foram obtidas para situações geomórficas simplificadas, tais como a geometria dos perfis fluviais e a gênese dos topos convexos no relevo. Estes trabalhos iniciais estabeleceram

as bases teóricas para a derivação de uma lei de transporte dependente da declividade das encostas (CULLING, 1963, 1965; HIRANO, 1968), a qual seria, posteriormente, corroborada por experimentos de campo (SCHUMM, 1967) e de laboratório (KIRKBY, 1967). Na década seguinte, importantes avanços foram alcançados quando diferentes equações foram propostas para descrever matematicamente a atuação de processos tais como intemperismo, rastejo e escoamento superficial (AHNERT, 1973, 1976). Nesse momento, era desenvolvido o conceito, fundamentado em relações matemáticas, de que existia uma relação estreita entre processos e formas de relevo específicas, resultando na geração das chamadas “formas características”, as quais dependiam mais do processo atuante do que das condições iniciais impostas (KIRKBY, 1971; SMITH e BRETHERTON, 1972). De toda forma, tal abordagem foi logo muito questionada por aqueles que entendiam que os efeitos herdados de condições topográficas iniciais e do histórico das variações ocorridas no nível de base local, seriam tão importantes na definição da forma da encosta quanto as características do processo atuante.

Como consequência, a década de 1980 foi caracterizada pela incorporação dos efeitos dos processos tectônicos nesses modelos iniciais de evolução do relevo, em geral simulados a partir de valores absolutos das taxas de incisão fluvial utilizadas, seja ainda na escala de perfil de encosta (ARMSTRONG, 1980, 1987; PARSONS, 1987; AHNERT, 1987b; AHNERT, 1988) ou já na escala de orógenos (KOONS, 1989; BEAUMONT, FULLSACK e HAMILTON, 1992). Vários estudos aplicaram o modelo de evolução de encostas em estudos de datação morfológica de terraços e escarpas de falha (NASH, 1980a; HANKS *et al.*, 1984; MAYER, 1984).

Paralelamente, havia a discussão sobre a existência ou não de perfis de encostas que teriam atingido uma condição de equilíbrio, após evoluírem por um longo período de tempo sob a atuação de um mesmo processo e sob taxas de incisão fluvial constantes (HIRANO, 1975; ARMSTRONG, 1980; AHNERT, 1987a; 1988). Tais estudos teóricos davam suporte à ideia de equilíbrio dinâmico, implícita nas clássicas leis de Gilbert (1877, 1909) e nos trabalhos posteriores de Hack (1960, 1975).

A combinação de avanços teóricos sobre diferentes equações de transporte com a disponibilização de modelos digitais do terreno, assim como o aumento do poder computacional, criou, ainda no final da década de 1980, uma nova atmosfera que iria permitir, já na década seguinte, o surgimento dos LEMs na forma que conhecemos hoje (KIRKBY, 1986; AHNERT, 1988; HOWARD, 1988).

Uma verdadeira revolução nesses modelos numéricos, envolvendo tanto questões conceituais quanto de escala espacial de análise, iria ocorrer na geomorfologia ao longo da década de 1990, como já demonstrava a nova abordagem proposta por Gary Willgoose e colaboradores no *Massachusetts Institute of Technology* (WILLGOOSE *et al.*, 1991a; 1991b; 1991c), um clássico exemplo de mudança de paradigma na ciência. De um modo geral, os LEMs passaram a simular a evolução de grandes áreas (com escala de simulação variando de bacias de drenagem até cadeias de montanhas), incorporando a atuação conjunta de vários processos de (*e.g.*, rastejo, movimentos de massa, erosão fluvial,

intemperismo, tectônica), durante longos períodos de tempo (até algumas centenas de milhões de anos). Grande contribuição nessa revolução deve ser atribuída à conferência *Tectonics & Topography*, organizada pela *American Geophysical Union* (AGU) em 1992 e publicada em volume especial do *Journal of Geophysical Research* (MERRITTS e ELLIS, 1994), agregando ali os principais avanços obtidos entre processos tectônicos e evolução do relevo e divulgando os LEMs até então desenvolvidos (e.g., ANDERSON, 1994; GILCHRIST, KOOI e BEAUMONT, 1994; HOWARD, DIETRICH e SEIDL, 1994; KOOI e BEAUMONT, 1994; TUCKER e SLINGERLAND, 1994).

Ao longo dos últimos vinte anos, os avanços nos LEMs se concentraram, principalmente, nos seguintes aspectos: a) aumento do poder computacional permitindo sua implementação, na maioria dos casos, em computadores pessoais, ao invés da necessidade de estações de trabalho rodando UNIX; b) desenvolvimento de novas equações de transporte (e.g., DIETRICH *et al.*, 2003); c) aprimoramento das equações de transporte em encostas já disponíveis (e.g., ROERING *et al.*, 1999, 2001); d) avanços teóricos no entendimento do tempo de resposta de paisagens e seus fatores controladores (e.g. WHIPPLE e TUCKER, 1999, 2002); e) melhoria do entendimento das interações entre processos diferentes e consequente aumento da complexidade das interações simuladas; por exemplo, a erosão fluvial e a deposição de rios podem formar um leque aluvial caso um rio deságue subitamente em um vale muito maior e, no entanto, apenas a partir dos processos erosivos e deposicionais não conseguimos reproduzir um leque aluvial que, ao invés disso, só é alcançado a partir das interações entre processos (TEMME *et al.*, 2017); f) desenvolvimento de abordagens matemáticas para execução de modelagem inversas (retroativas), capazes de nos informar sobre paleotopografias (ajudando, portanto, a definir a topografia inicial de uma paisagem), que, no entanto, sofrem limitações decorrentes de problemas numéricos no cálculo retroativo (TEMME *et al.*, 2017) e também do fato de que a paisagem pode ter evoluído a partir de múltiplas paleopaisagens (ou seja, equifinalidade geomórfica) (e.g., GOREN, FOX e WILLET, 2014a; RICHARDS, HOGGARD e WHITE, 2016); g) melhoria na qualidade e resolução dos modelos digitais de terreno disponíveis, incluindo dados LIDAR (MUDD, 2020); h) a crescente disponibilização de dados de termocronologia (e.g., GALLAGHER *et al.*, 1998; GUNNELL, 2000; EHLERS e FARLEY, 2003; REINERS e BRANDON, 2006; REINERS e SHUSTER, 2009) e de isótopos cosmogênicos (e.g., GRANGER, LIFTON e WILLENBRING, 2013; VON BLANCKENBURG e WILLENBRING, 2014; HAREL, MUDD e ATTAL, 2016; CODILEAN *et al.*, 2018) e i) datações com ^{14}C , OSL, etc. (LIAN e ROBERTS, 2006; BROWN, 2020) que permitem definir limites mais precisos para as taxas de soerguimento e de denudação, condições de contorno dos LEMs.

3. PRINCÍPIOS BÁSICOS DOS LEMs

3.1. Como os LEMs funcionam (ou são implementados)?

Os LEMs se consolidaram nas últimas três décadas como ferramentas importantes de análise geomorfológica (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013), especialmente em estudos de modelagem focados na retrodição (FERNANDES, 2016). De um modo geral, pode-se dizer que os LEMs representam, através de algoritmos implementados em programas computacionais, as leis de processos (equações de transporte) que determinam as taxas de erosão, difusão e transporte de massa *in situ* (por pixel do modelo) e, ainda, os caminhos percorridos pela água e sedimentos ao longo do tempo (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Dessa forma, a simulação da evolução de uma paisagem geomorfológica irá envolver simultaneamente, dentro de cada LEM, tanto processos superficiais, que dependem da dispersão de energia física do sistema modelado, quanto tectônicos, que são impostos como condições de contorno (ver item 4.5). A confecção desses algoritmos, de forma integrada e lógica dentro de cada programa computacional, não é uma tarefa simples, uma vez que são simulados processos superficiais que possuem fórmulas físicas e químicas diferentes. Um bom exemplo é a conjugação de processos superficiais (*e.g.* intemperismo, rastejo, erosão laminar, movimentos gravitacionais de massa, erosão fluvial em leito aluvial, erosão fluvial em leito rochoso, entre outros) e tectônicos (*e.g.* soerguimento, isostasia flexural, mecânica de rochas), cada um com suas escalas temporais e espaciais específicas de atuação (TUCKER e HANCOCK, 2010; PELLETIER, 2013). Portanto, modelos multiprocessos necessitam de códigos que sejam capazes de combinar os diferentes processos e interações em escalas espaciais e temporais distintas sem prejudicar o tempo de processamento computacional; para isto, não é necessário apenas conhecimento dos processos físicos, mas também de ciência da computação e métodos numéricos (PELLETIER, 2013).

3.2. O princípio da conservação de massa aplicado à evolução do relevo

As paisagens geomorfológicas são sistemas dinâmicos onde massa (água, sedimentos e rochas) está sempre em movimento. O Princípio da Continuidade requer a conservação da massa dentro um sistema, implicando que a erosão determinará a saída de matéria de uma área-fonte, mas que essa matéria sempre irá terminar em algum outro lugar; ou seja, a matéria será conservada em sua rota ao longo dos sistemas geomórficos. Matematicamente este princípio afirma que a variação no armazenamento (A_r) durante um certo intervalo de tempo é igual à diferença entre os somatórios de *entradas* e de *saídas*, através de:

$$\Delta A_r = \sum(\text{entradas}) - \sum(\text{saídas}) \quad (1)$$

Em modelos de erosão dos solos, por exemplo, estamos interessados em computar o fluxo de solo no espaço e no tempo. Em um modelo numérico de uma bacia hidrográfica, por exemplo, a bacia é discretizada em células, formando um *grid*. Para cada célula deste, podemos computar o somatório de entradas de sedimento (devido a um ou mais processos erosivos oriundos de células vizinhas), subtraindo desse somatório as saídas/perdas de sedimento. Assumindo um intervalo de tempo qualquer, essa diferença de entradas e saídas representará a variação no armazenamento de sedimento naquela célula, definindo, assim, condições de erosão ou de deposição associadas a variações negativas ou positivas, respectivamente, durante aquele período de tempo.

3.3 Equação geral da evolução do relevo

A topografia e suas propriedades (*e.g.*, declividade, elevação, amplitude de relevo), são a expressão física de uma disputa sem fim entre os processos que constroem a topografia, como o soerguimento de rochas relativo a um nível de base impulsionado por processos tectônicos, e os processos que tendem a remover a topografia, ou seja, a erosão modulada pelas próprias condições topográficas (declividade) e por condições climáticas e litológicas (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Sabemos que os processos erosivos são mais efetivos quando a topografia é mais acentuada, de modo que áreas com topografia montanhosa são caracterizadas por taxas mais rápidas de erosão do que áreas de morfologia suave em nível global (AHNERT, 1970; KIRBY e WHIPPLE, 2012; HAREL, MUDD e ATTAL, 2016). Portanto, a topografia liga os processos tectônicos à erosão através de um feedback negativo que determina que as paisagens erosivas alcancem ou estejam sempre tentando alcançar um estado estacionário topográfico, em que a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base (U) seja balanceada em todos os lugares pelas taxas de erosão (E).

Assim, podemos definir a variação da elevação (z) com o tempo (t) para qualquer ponto de uma paisagem erosiva como:

$$\frac{\Delta z}{\Delta t} = U - E \quad (2)$$

Esta é a equação geral da evolução do relevo e, embora simples, incorpora os processos mais importantes que controlam as modificações da topografia em uma área, no espaço e no tempo, tornando-se a base conceitual dos LEMs (TUCKER e HANCOCK, 2010).

3.4 Implementação dos modelos de evolução do relevo

Para implementar a Equação 2 em um LEM precisamos definir quais processos atuam controlando o fluxo de sedimentos entre as células do *grid*. De modo geral, os

LEMs incorporam de forma separada os processos de erosão nas encostas, geralmente chamados de processos difusivos, e aqueles que atuam nos canais fluviais (processos advectivos). Nas últimas duas décadas, vários estudos mostraram a importância dos LEMs tratarem de forma separada os processos erosivos nos canais aluviais daqueles com leito rochoso (ver seção 4.2), os quais efetivamente atuam rebaixando o relevo (WHIPPLE e TUCKER, 1999; WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000; WHIPPLE e TUCKER, 2002; WHIPPLE *et al.*, 2013). Além disso, alguns LEMs incorporam hoje processos de intemperismo (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008), permitindo investigar para um certo intervalo de tempo, o balanço entre a produção e a remoção de regolito, decorrentes de processos de intemperismo e de erosão, respectivamente.

Após a definição de quais processos serão simulados, precisamos definir a magnitude dos fluxos gerados por eles. Para isso, torna-se necessário o conhecimento das equações de transporte (ou leis de processos) associadas a cada um dos processos simulados, ou seja, dos algoritmos que definem como cada processo atua, o que veremos em detalhe no próximo item. A combinação das várias equações de transporte simuladas resulta em uma equação diferencial parcial complexa, cuja solução é obtida, na grande maioria dos casos, através de métodos numéricos. Estes envolvem, geralmente, diferenças e/ou elementos finitos implementadas em métodos explícitos, nos quais o valor da grandeza a ser resolvida numericamente é calculada com base nas variáveis exportadas a partir do *timestep* anterior, e implícitos, onde a grandeza a ser resolvida é calculada com base nas variáveis de *timesteps* anteriores e o *timestep* atual (*cf.*, PELLETIER, 2013).

Como em qualquer equação diferencial, a obtenção da solução requer definir as condições de contorno, ou seja, o que acontece nos limites da área sendo simulada para cada intervalo de tempo. Em geral, a parametrização dessas condições de contorno nos LEMs é feita tomando-se como base valores de taxas de soerguimento obtidas por termocronologia, taxas de incisão fluvial obtidas por datação de depósitos, entre outros, disponíveis na literatura geomorfológica. Ou seja, torna-se fundamental para uma efetiva implementação desses modelos que a parametrização das condições de contorno possua significado geomorfológico. Em paralelo, torna-se necessário definir também a condição inicial do problema que, no caso do LEMs, representa a topografia utilizada no início da simulação. A solução da equação diferencial resultante da combinação dos vários processos simulados, obtida sob a influência das condições inicial e de contorno definidas, gera como produto a variação da elevação no espaço e no tempo, ou seja, o valor da elevação em cada célula do *grid* para cada iteração no tempo de simulação.

4. PRINCIPAIS PROCESSOS SIMULADOS E RESPECTIVAS EQUAÇÕES DE TRANSPORTE

4.1. Características das equações de transporte

Como discutido anteriormente, a base conceitual dos LEMs está na aplicação do princípio de conservação de massa a cada célula dentro de um *grid* de interesse. No

entanto, para que isso aconteça precisamos conhecer as equações de transporte associadas a cada um dos processos simulados que atuam nessas células. De forma ideal, uma equação de transporte (ou lei de transporte geomórfico) é uma expressão matemática derivada de um princípio (ou mecanismo) físico, que define, de forma aproximada, o fluxo de massa causado por um ou mais processos atuantes (DIETRICH *et al.*, 2003). Conforme destacado por estes autores, tais equações podem ser parametrizadas a partir de mensurações de campo e/ou laboratório, assim como testadas em modelos físicos (TEMME *et al.*, 2017). Desde meados do século passado vários estudos vêm focando na obtenção de equações de transporte, dentro da chamada geomorfologia baseada em processos (*e.g.*, AHNERT, 1970, 1976). Embora, ao longo desse período, várias equações tenham sido propostas, modificadas e testadas, a complexidade do tema faz com que muitos processos ainda não tenham equações de transporte amplamente aceitas, ou mesmo só possuam leis geomórficas de caráter empírico, tais como por exemplo os movimentos de massa (*e.g.*, SHOBE *et al.*, 2018). Trata-se, portanto, de um tema na fronteira da pesquisa geomorfológica internacional, de grande relevância para uma maior efetividade e realidade das simulações numéricas realizadas pelos LEMs.

4.2. Processos de transporte nas encostas

Sabemos que as encostas evoluem, no longo tempo, pela atuação de um somatório de processos envolvendo rastejo, salpico, atividade biogênica, escoamento superficial, movimentos gravitacionais de massa, entre outros, os quais podem responder a modificações no nível base decorrentes de mudanças de ordem climática e/ou tectônica. Todos esses processos dependem, em maior ou menor grau, da declividade da encosta e a importância relativa de cada um desses processos será função de características gerais como clima, topografia e propriedades dos solos (*e.g.*, textura, capacidade de infiltração).

De uma forma geral, os LEMs tratam o transporte nas encostas como um fluxo de solo/material proporcional à declividade do terreno, atuando de forma lenta e contínua. Na sua forma mais simples, a equação de transporte foi proposta no trabalho pioneiro de Culling (1960), através de uma analogia entre o fluxo de calor entre dois materiais, governado por um gradiente de temperatura, e o fluxo de solo nas encostas, controlado por um gradiente de elevação (declividade). Esta é, portanto, uma equação de transporte de material dependente da declividade, onde o fluxo de material (q_s) é proporcional ao gradiente da encosta:

$$q_s = \beta \left(-\frac{\partial z}{\partial x} \right) \quad (3)$$

onde z é a elevação, x é a distância do divisor e β é uma constante de proporcionalidade, a qual incorporará os efeitos das propriedades dos materiais, do clima e da cobertura vegetal. Vários processos geomorfológicos nas encostas vêm sendo tratados

matematicamente por esse tipo de equação, com destaque para o transporte por rastejo (CULLING, 1963; KIRKBY, 1967; NASH, 1980b; BAND, 1985; ARMSTRONG, 1987), por salpico (DE PLOEY e SAVAT, 1968; KIRKBY, 1971; DUNNE, 1991), por atividade biogênica (DIETRICH, RENEAU e WILSON, 1987), entre outros.

Quando combinamos a Equação 3 com a equação de conservação de massa para perfis de encostas assumindo β como constantes ao longo do perfil, chegamos à equação de evolução de perfis de encostas:

$$\frac{\partial z}{\partial t} = D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (4)$$

a qual é semelhante àquela que descreve o fluxo de difusão devido a um gradiente de concentração química. Dessa forma, os processos de transporte geomórfico que são simulados por ela são geralmente denominados de processos difusivos, sendo a constante de proporcionalidade D comumente chamada de coeficiente de difusão (ou difusividade) do relevo, com unidades de $[L^2/T]$. Mais detalhes sobre o desenvolvimento matemático aqui descrito podem ser obtidos em Fernandes e Dietrich (1997).

Essa equação sugere que a taxa de variação da elevação com o tempo, em perfis evoluindo sob o predomínio de processos difusivos, será proporcional à curvatura topográfica (variação da declividade com a distância). Na condição de equilíbrio, a variação da elevação com o tempo ($\partial z/\partial t$) permanece constante, tendendo a ser semelhante à taxa de incisão fluvial (E_f) controlando o rebaixamento do nível de base no sopé da encosta. Nessa condição de equilíbrio, como já salientado por Gilbert (1909), os perfis desenvolvidos terão uma topografia convexa e a curvatura das encostas observada no campo corresponderá à razão E_f/D . Sendo assim, se medirmos a curvatura das encostas e estimarmos a taxa fluvial (I) de uma determinada região (a partir de taxas de soerguimento obtidas por termocronologia e/ou a partir de taxas de denudação obtidas por isótopos cosmogênicos) podemos estimar o coeficiente de difusão do relevo. Fernandes e Dietrich (1997) compilaram valores estimados em campo para D sob diferentes condições de material e clima, observando, de forma surpreendente, variações de apenas duas ordens de magnitude (entre 4 e 360 m²/ano). Mais recentemente, vários trabalhos expandiram essa análise estimando D ao redor do globo (RICHARDSON, PERRON e SCHURR, 2019). Estimativas corretas do coeficiente de difusão (D) são importantes, pois este é um dos principais parâmetros que controla a erosão nas simulações numéricas implementadas pelos LEMs. A representação dos processos de encosta descrita acima não engloba nem o fluxo de material decorrente do escoamento superficial, o qual depende da declividade e da distância do divisor, nem escorregamentos, que dependem de um ângulo crítico. Nessa linha, vários autores sugerem que a mudança na morfologia das encostas observada em muitas paisagens erosivas (com perfis convexos próximo dos divisores e perfis retilíneos ao longo da encosta) seriam consequência diretas de variações nos processos dominantes (e.g.,

KIRKBY, 1984; KIRKBY, 1985; ANDREWS e BUCKNAM, 1987; ANDERSON e HUMPHREY, 1989; HOWARD, 1997).

Embora os primeiros modelos matemáticos de evolução do relevo, implementados tanto na escala de perfil quanto na de bacia de drenagem, tenham considerado a evolução das encostas como sendo controlada pela atuação de processos difusivos lineares, como descrito pela Equação 4, trabalhos posteriores mostraram que tal evolução é melhor simulada quando descrita por processos difusivos não lineares, seguindo (ROERING *et al.*, 1999; ROERING *et al.*, 2001):

$$q_s = \frac{DS}{\left(1 - \left(\frac{S}{S_c}\right)^2\right)} \quad (5)$$

onde S e S_c são a declividade da célula analisada e a declividade crítica, respectivamente. Estes autores mostraram que, para valores de S_c acima de 0,4 (ou seja, encostas com cerca de 20°), ocorrem mudanças gradativas nos mecanismos envolvidos, passando de processos mais associados ao rastejo para processos mais associados a movimentos gravitacionais de massa (ROERING *et al.*, 1999; ROERING *et al.*, 2001).

Embora a simulação da evolução das encostas venha sendo tratada, na grande maioria dos LEMS, através de equações matemáticas de processos difusivos lineares ou não lineares, há necessidade de incorporação de equações de transporte que simulem também os diversos processos associados a movimentos gravitacionais de massa (MGM). Tal fato, embora de grande relevância, especialmente para simulações em áreas de relevo acidentado, não é tarefa fácil de ser alcançada. Inicialmente, o transporte por MGM foi simulado nos LEMs utilizando-se valores superestimados para o coeficiente de difusão do relevo (ANDERSON, 1994) ou através da introdução de ângulos de encosta críticos (CARSON e PETLEY, 1970) que, quando excedidos, permitiriam a remoção de todo o solo ali existente (TUCKER e SLINGERLAND, 1994; TUCKER e BRAS, 1998; VAN DER BEEK e BRAUN, 1999). Embora algoritmos mais complexos tenham sido propostos visando incorporar o transporte por MGM de forma explícita (*e.g.*, SCHMIDT e MONTGOMERY, 1995; ALLEN e HOVIUS, 1998; DENSMORE, ELLIS, e ANDERSON, 1998; HERGARTEN e NEUGEBAUER, 1998; ALLEN e DENSMORE, 2000; SHOBE *et al.*, 2018), é evidente a necessidade de que avanços sejam obtidos neste tema.

4.3. Processos de transporte fluvial

A forma e a dinâmica de paisagens erosivas não glaciais são controladas, de maneira geral, pelas taxas de incisão fluvial de rios de leito rochoso (*bedrock rivers*) (WHIPPLE e TUCKER 1999, 2002), que, por isso, formam a espinha dorsal dos LEMS

mais utilizados em estudos geomórficos (TUCKER e HANCOCK, 2010). A evolução de rios de leito rochoso controla a dinâmica de paisagens erosivas porque (WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000; WHIPPLE *et al.*, 2013): 1) a elevação de um rio de leito rochoso define o limite inferior para o qual a rede de drenagem e as encostas a montante drenam água e transportam sedimentos, e, portanto, quando esses rios erodem verticalmente seu leito, rebaixam o nível de base local dessas áreas a montante; 2) eles comunicam mudanças espaciais e temporais nas condições de contorno da paisagem (*boundary conditions*, isto é, a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base, as condições climáticas e a litologia subjacente) para as áreas a montante; e 3) eles controlam o tempo de resposta da rede de drenagem diante de perturbações externas.

A alcunha “rios de leito rochoso” faz alusão à natureza do leito e das margens desses rios, que seriam compostos por rochas aflorantes, em oposição, portanto, aos rios aluviais (*alluvial rivers*), recobertos de maneira significativa por sedimentos detríticos em seus leitos e margens (WHIPPLE *et al.*, 2013; WOHL, 2015). Entretanto, canais fluviais com essas características são raros na natureza, sendo mais comum que rios de leito rochoso sejam marcados por afloramentos descontínuos de rocha, intercalados com coberturas de pequena espessura e relativamente contínuas de alúvio ao longo do canal fluvial, embora a rocha subjacente esteja próxima da superfície ao longo de toda a extensão de um rio de leito rochoso (WHIPPLE *et al.*, 2013). Rios de leito rochoso erodem verticalmente seus leitos ao longo de escalas de tempo geológicas através de uma gama de processos diferentes cuja mecânica e interações formam a base teórica dos modelos de incisão fluvial.

O modelo matemático de incisão fluvial mais utilizado em LEMs – referido como modelo *stream-power* (SPM) – quantifica a taxa de erosão fluvial de longo-termo (E_f) resultante da ação conjunta de todos processos de incisão vertical, incluindo i) abrasão (*abrasion*), ii) descolamento (*plucking*), iii) corrosão (*corrosion*), iv) cavitação (*cavitation*), e v) limpeza por fluxo de detritos (*debris flow scour*), através de:

$$E_f = KA^m S^n \quad (6)$$

onde S representa a inclinação local do canal fluvial, A representa a área de contribuição a montante, e K define um coeficiente de erodibilidade fluvial que contabiliza de forma conjunta os efeitos de diferentes controles nos processos de incisão fluvial, incluindo a resistência das rochas subjacentes frente aos processos de intemperismo e erosão, as condições climáticas (sobretudo a variabilidade em taxas de precipitação), a geometria do canal fluvial e da área de contribuição, assim como efeitos relacionados à dinâmica e variabilidade do fluxo de sedimentos fornecidos aos canais. Por sua vez, m e n são expoentes positivos cujos valores são uma função do processo de incisão fluvial dominante – por exemplo, rios dominados por destacamento seriam consistentes com n entre 2/3 a 1, enquanto rios dominados por abrasão por carga em suspensão seriam melhor

representados por $n = 5/2$ (WHIPPLE, HANCOCK e ANDERSON, 2000) –, além de refletir também a hidráulica do canal e a dinâmica do fluxo de sedimentos (WHIPPLE e TUCKER, 1999).

O SPM encontrou um sucesso extraordinário na literatura geomórfica nas últimas décadas, sendo utilizado, por exemplo, para inferir padrões espaciais e temporais de soerguimento de rocha (*e.g.*, KIRBY e WHIPPLE, 2001), para modelar a migração a montante de *knickpoints* (*e.g.*, BERLIN e ANDERSON, 2009; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020), para modelar a evolução topográfica de orógenos (*e.g.*, ADAMS *et al.*, 2020), e também como tentativa de reconstrução de paleotopografias (*e.g.*, STERNAI *et al.*, 2012). Parte desse sucesso se deve à sua formulação simples e, mesmo assim, capaz de incorporar a física por trás dos processos de incisão fluvial, além de sua consistência com um vasto corpo de observações empíricas (LAGUE, 2014). Ainda assim, sabemos de um conjunto importante de limitações do SPM, o que levou ao desenvolvimento de outros modelos de incisão fluvial que podem, todavia, ser enunciados como variações do SPM (*cf.*, WHIPPLE *et al.*, 2013; LAGUE, 2014).

4.3.1. Morfologia do perfil longitudinal de rios de leito rochoso

Assumindo que uma paisagem esteja em um estado estacionário topográfico (*topographic steady-state*) onde a taxa de soerguimento de rocha relativa a um nível de base (U) é balanceada em todos os lugares pela taxa de incisão fluvial de longo-termo (E_f), teremos (de acordo com o SPM):

$$U = E_f = KA^m S^n \quad (7)$$

Rearranjando a Equação 7 de modo a resolver S , encontramos:

$$S = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} A^{-m/n} \quad (8)$$

onde:

$$S = k_s A^{-\frac{m}{n}} \quad (9a)$$

$$k_s = \left(\frac{U}{K}\right)^{1/n} \quad (9b)$$

$$\theta = m/n \quad (9c)$$

em que θ , referido como a ‘concavidade do canal’, controla o quão rápido S decresce à medida em que A aumenta a jusante, e k_s , referido como a ‘inclinação do canal’, é uma

medida do gradiente fluvial normalizado pela área de drenagem a montante de acordo com θ (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Sabemos que θ pode variar significativamente na natureza (de 0.1 até 1.5), embora observações de θ em canais fluviais em estado estacionário em diferentes contextos tectônicos, climáticos e litológicos, tenha registrado uma variabilidade menor, com valores de θ entre 0.4–0.7 (WHIPPLE *et al.*, 2013). Uma vez que n está na formulação de k_s e de θ , existe uma autocorrelação indesejada entre essas variáveis. Para corrigi-la, definimos uma concavidade fixa de referência (θ_{ref}) a partir da qual quantificamos uma inclinação do canal normalizada (k_{sn}); sabemos, através de um extenso corpo de observações empíricas, que k_{sn} aumenta monotonicamente com as taxas de erosão em diversos contextos geomórficos (HAREL, MUDD e ATTAL, 2016).

A Equação 9a explicita que valores de k_{sn} podem ser obtidos através de regressões lineares em gráficos de log-S contra log-A (KIRBY e WHIPPLE, 2012). Entretanto, um desenvolvimento teórico recente – referido como ‘método integral’ – introduziu uma coordenada longitudinal chi (χ) que permite a extração de estimativas mais robustas de k_{sn} , uma vez que o método integral não exige que se derive S de um modelo digital de elevação (PERRON e ROYDEN, 2013). Nesse sentido, o método integral se fundamenta na integração da Equação 9a, onde i) substituímos S por dz/dx (z = elevação ao longo do perfil longitudinal; x = distância ao longo do perfil longitudinal); ii) separamos dz e dx em membros diferentes da equação; iii) integramos ambos os membros da equação, ao longo do perfil longitudinal, a partir de um nível de base arbitrário x_b e na direção a montante; iv) introduzimos uma área de drenagem de referência (A_0) de modo a tornar os termos referentes à área de contribuição adimensionais, resultando em uma equação para a elevação do canal em estado estacionário (*e.g.*, PERRON e ROYDEN, 2013; MUDD *et al.*, 2018):

$$z(x) = z(x_b) + \left(\frac{U}{KA_0^m} \right)^{\frac{1}{n}} \chi \quad (10)$$

onde podemos definir a coordenada longitudinal chi (χ), que apresenta dimensões de comprimento, como:

$$\chi = \int_{x_b}^x \left(\frac{A_0}{A(x)} \right)^{\theta} dx \quad (11)$$

A Equação 10 nos informa que se a área de drenagem de referência arbitrada (A_0) for igual a 1, poderemos extrair k_{sn} a partir do método integral (assumindo que a integração seja realizada a partir de uma concavidade de referência). A Equação 11 explicita a propriedade essencial do método integral: os perfis chi – isto é, perfis onde z varia em função de χ – de todos rios em estado estacionário começando em um mesmo nível de base arbitrário (x_b) serão descritos pela mesma equação diferencial (ver a

Equação 10), de modo que todos esses rios, incluindo o rio principal e os tributários, obrigatoriamente irão colapsar sob a mesma reta no perfil chi; dizemos, nesse caso, que esses rios são lineares (devido a forma do seu perfil chi) e colineares (por colapsarem na mesma reta) (*e.g.*, ver Fig. 1 de MUDD *et al.*, 2014). Em contraste, variações espaciais e temporais em U ou em K (devido, por exemplo, a variações espaciais em taxas de precipitação ou erodibilidade litológica) resultarão, necessariamente, em inflexões em perfis chi (MUDD *et al.*, 2014; PERRON e ROYDEN, 2013).

4.3.2. *Transiência em rios de leito rochoso*

Assumindo uma paisagem em estado estacionário topográfico, mudanças espaciais e temporais nos controles das taxas de incisão fluvial de longo-termo (*i.e.*, variações em U , A , S e K) poderão determinar ajustes na morfologia dos canais fluviais (de modo a acomodar essas modificações) na direção do estado estacionário. A resposta da rede de drenagem a essas perturbações é dita transitória porque ela é temporalmente finita, terminando no momento em que a rede de drenagem alcança o estado estacionário. Nesse caso, o tempo e o estilo de resposta de uma rede de drenagem depende da eficiência erosiva do sistema (*i.e.*, K), da natureza e duração da perturbação, do tamanho do sistema, e da geometria da perturbação, com escalas de tempo de resposta entre, geralmente, 10^4 – 10^7 anos (WHIPPLE *et al.*, 2013).

No caso de uma mudança espacialmente uniforme na taxa de queda relativa do nível de base – que poderia ser resultado, por exemplo, de um aumento uniforme na taxa de soerguimento de rocha U relativo ao nível de base (*e.g.*, KIRBY e WHIPPLE, 2012), compensação isostática da denudação (*e.g.*, BISHOP e GOLDRICK, 2010) uma queda do nível relativo do mar (*e.g.*, BISHOP *et al.*, 2005), ou uma captura fluvial (*e.g.*, PRINCE, SPOTILA, e HENIKA, 2011) –, o SPM prevê que o canal fluvial ajustará seu gradiente local no nível de base, aumentando-o, com a formação de um *knickpoint* (WHIPPLE *et al.*, 2013). O gradiente fluvial local acentuado determina, por sua vez, maiores tensões e potencial para os processos de incisão fluvial como abrasão e descolamento, implicando que esse *knickpoint* migre a montante ao longo do canal, na direção da cabeceira de drenagem. Durante a sua propagação a montante, o *knickpoint* eventualmente alcançará confluências com tributários, induzindo, então, o rebaixamento do nível de base nesses tributários, com a formação de um *knickpoint* em cada um desses. O *knickpoint* define um limite entre áreas a montante que ainda não se ajustaram ao novo nível de base, e áreas a jusante com gradiente topográfico mais acentuado, ajustadas ao novo nível de base. Dessa forma, o sinal transiente se propagará progressivamente por toda a bacia e, eventualmente, será extinto da rede de drenagem.

O SPM prevê que a solução para a velocidade de propagação do *knickpoint* seja dada por uma equação de onda cinemática não linear, que aproxima a taxa de propagação do *knickpoint* (CE) como (WHIPPLE e TUCKER, 2002):

$$CE = KA^m S^{n-1} \quad (12)$$

A Equação 12 nos informa que para o caso $n = 1$, a velocidade de propagação do *knickpoint* é função apenas de A e K , implicando que para paisagens em que K é uniforme – ou seja, paisagens litologicamente homogêneas ou sem variações expressivas nas taxas de precipitação – CE depende exclusivamente de A . Assim, para qualquer intervalo de tempo posterior à perturbação, a distribuição de *knickpoints* na rede de drenagem afetada estará agrupada em valores similares de elevação, seguindo aproximadamente uma linha de contorno (*e.g.*, CROSBY e WHIPPLE, 2006); da mesma forma, a teoria prevê um agrupamento similar de *knickpoints* em valores próximos de χ (*e.g.*, STOLLE *et al.*, 2019; SCHWANGHART e SCHERLER, 2020). Além disso, em paisagens com variações importantes em litologia ou taxas de precipitação, valores menores de K (rochas resistentes ou áreas que recebem menor precipitação) controlarão velocidades menores de taxa de propagação dos *knickpoints* (*e.g.*, BISHOP e GOLDRICK, 2010). Para os casos em que $n \neq 1$, a taxa de recuo dos *knickpoints* dependerá também de S , implicando uma dinâmica não-linear complexa (PERRON e ROYDEN, 2013). Em contraste, *knickpoints* podem estar ancorados (ou seja, fixos) em estruturas tectonicamente ativas, como uma falha normal ativa (*e.g.*, WHITTAKER e BOULTON, 2012), ou em contatos litológicos entre rochas resistentes e rochas pouco resistentes (*e.g.*, GABET, 2020). No entanto, se a atividade tectônica da estrutura ativa cessar, o *knickpoint* será liberado para migrar a montante com uma taxa de recuo ditada pela Equação 12.

4.4. Processos de intemperismo e produção de solo

Alguns modelos numéricos acoplam uma representação matemática da formação de solos e sua espessura (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008). Neste caso, conforme discutido anteriormente, para que ocorra o transporte é necessário a existência de material não-coeso disponível para ser removido. Sendo assim, os LEMs precisam estimar, para todo o período simulado, a espessura do regolito em cada célula do *grid*, o que requer determinar o balanço entre a taxa de remoção (ou deposição) e a taxa de produção (P) de regolito (ou de intemperismo). Gilbert (1877), em um trabalho pioneiro, propôs que essa taxa de transformação de rocha em regolito depende, entre outros fatores, da espessura do manto de alteração ali existente. Assim, Gilbert (1877) já imaginava uma relação inversa entre a taxa de produção e a espessura do regolito, assumindo que o aumento dessa espessura afastaria os agentes do intemperismo químico da frente de atuação (contato solo-rocha). Por sua vez, quanto mais raso fosse o solo maior seria a taxa de produção, a qual decresceria de forma abrupta quando a rocha aflorasse (GILBERT,

1877). Embora tal modelo conceitual de comportamento tivesse sido bem aceito pela geomorfologia na segunda metade do século passado, ainda existiam dúvidas sobre o que acontecia em locais sob solos muito rasos, ou mesmo onde a rocha aflorasse, em especial sobre a existência de um pico na taxa de produção (AHNERT, 1967; CARSON e KIRKBY, 1972; COX, 1980); ainda assim, em sentido amplo, essa suposição continua presente em modelos numéricos mais recentes (*e.g.*, YOO e MUDD, 2008).

Matematicamente, podemos tratar a espessura do solo como um tipo de “armazenamento” dentro de uma paisagem geomorfológica, ou em células dentro de um *grid*, resultante do balanço de massa entre os fluxos de entrada e de saída. Para uma determinada célula nesse *grid*, teremos que o fluxo de entrada de solo será dado pela soma do fluxo vindo de células localizadas a montante mais aquele vindo do intemperismo da rocha (P) – isto é, relativo ao avanço em profundidade do *front* de intemperismo – representado pelo rebaixamento do contato solo-rocha (z_b) em um certo intervalo de tempo. Dessa forma, conforme destacado por Heimsath *et al.* (1997, 1999) e Dietrich *et al.* (2003), podemos dizer que a variação da espessura (h) do solo ao longo do tempo (t) será igual à quantidade de solo perdida lateralmente por erosão (q) mais aquela incorporada por intemperismo (P) que, matematicamente (em 1-D e desprezando variações nas densidades dos materiais), assume a forma:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{\partial z_b}{\partial t} - \frac{\partial q}{\partial x} = P - \frac{\partial q}{\partial x} \quad (13)$$

Vê-se, imediatamente, que a espessura do solo é produto da competição entre a taxa de produção e a taxa de erosão na superfície. No caso de processos difusivos, o fluxo lateral de material é dado pela Equação 3, a qual substituída pela Equação 8 resulta em:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = P + \left(-D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \right) \quad (14)$$

onde o último termo representa a segunda derivada da elevação com a distância, ou seja, a curvatura da encosta (em outras palavras, como a declividade da encosta varia com a distância). Na condição de estado estacionário, a espessura do solo h se torna constante ao longo do tempo, fazendo com que a Equação 14 seja reescrita como:

$$P = -D \frac{\partial^2 z}{\partial x^2} \quad (15)$$

a qual descreve que a taxa de produção P é uma função da curvatura da encosta em locais que já tenham atingido a condição de estado estacionário. Assim, a efetiva utilização dessa abordagem nos LEMs requer, necessariamente, a estimativa da taxa de produção P . Nesse sentido, Heimsath *et al.* (1997, 1999) quantificaram empiricamente a taxa de

produção, referida como função de produção de solo, combinando medições detalhadas da espessura do solo, da morfologia da paisagem (*i.e.*, curvatura das encostas) e a abundância de isótopos cosmogênicos em perfis de intemperismo (medições feitas em amostras coletada da superfície até o contato solo-rocha). Trabalhando em áreas com diferentes condições geológicas e climáticas, estes autores observaram que a curvatura das encostas – que é efetivamente um *proxy* da produção de solo –, diminui com o aumento da espessura do solo (*e.g.*, HEIMSATH *et al.*, 1997, 1999). A chamada função de produção de solo obtida empiricamente (*e.g.*, HEIMSATH *et al.*, 1997, 1999) corrobora os modelos conceituais sugeridos em estudos anteriores (originados no clássico trabalho de Gilbert nas *Henry Mountains*; GILBERT, 1877), sugerindo que a taxa de produção diminui exponencialmente com o aumento da espessura do solo, conforme:

$$P = -\frac{\partial z_b}{\partial t} = \varepsilon_o e^{-\alpha H} \quad (16)$$

onde ε_o é a taxa de produção na superfície, H é espessura da parte móvel do regolito medida perpendicularmente à superfície e α é uma variável empírica que determina o quão rápido a taxa de produção diminui com o aumento da espessura do manto de intemperismo.

4.5. Processos tectônicos e crustais

No contexto dos modelos focados puramente na evolução da paisagem, processos tectônicos são incorporados apenas como mais uma condição de contorno, ou seja, como um parâmetro externo que adiciona ou remove elevação (z) ou que desloca lateralmente pixels no *grid*. Desta forma, com raras exceções (*e.g.*, UEDA *et al.*, 2016), a tectônica é imposta em LEM de forma tal que não permite estudar possíveis retroalimentações (*feedbacks*) entre processos superficiais e processos tectônicos/crustais. Posteriormente, discutiremos os atuais desafios desta linha de pesquisa (ver Seção 7).

Um conceito simples, mas extremamente importante para descrever a evolução da superfície de uma paisagem, é a distinção entre a advecção de uma coluna de rocha, ou advecção crustal, e a advecção da superfície de uma paisagem (ENGLAND e MOLNAR, 1990). Essa distinção é necessária, pois nem todo movimento vertical da crosta resulta num movimento vertical da superfície e isso se dá, pois, a erosão na superfície pode se encarregar de compensar a advecção da crosta. Uma equação simples que descreve estas relações foi proposta por ENGLAND e MOLNAR (1990) em que o soerguimento de uma superfície (*surface uplift*, SU) é proporcional ao soerguimento de uma coluna de rocha/crosta (*rock uplift*, RU) subtraído da erosão (E) na superfície:

$$SU = RU - E \quad (17)$$

Estes movimentos verticais são medidos em relação a um *datum* de referência, seja ele o geóide local, a base da crosta continental ou o nível do mar. England e Molnar (1990) definiram esta equação, pois em uma situação de estado estacionário, a taxa de erosão pode atingir a mesma velocidade que a taxa de soerguimento de rocha e, assim, o soerguimento da superfície da paisagem será zero. Neste contexto, no entanto, há um movimento contínuo de massa pela janela crustal rasa em que, apesar de uma superfície se encontrar fixa no tempo, quilômetros de colunas de rochas atingem a superfície e são erodidas sem que a morfologia da superfície mude (ou modifique).

É este o contexto conceitual que define as condições de contorno para a aplicação de métodos isotópicos como a termocronologia e os isótopos cosmogênicos. Não por coincidência, esse é um conceito que também é empregado nos LEMs. Desta maneira, as taxas de soerguimento U impostas em modelos numéricos não são soerguimentos de superfície, mas sim, taxas de soerguimento de rocha relativo a um nível de base e , o dz/dt , uma medida do soerguimento da superfície (ver Equação 2). A seguir, descrevemos implementações de processos tectônicos e/ou crustais simples que são tipicamente incorporadas em modelos de evolução de paisagem.

4.5.1 Funções simples de soerguimento

Soerguimento em modelos numéricos são impostos como variáveis independentes. Geralmente, assumem a letra U , de *uplift*, em unidades métricas (L) por tempo (*ano*) como funções do espaço do *grid*, ou seja, $U(x,y)$. Implementados dessa maneira, a escolha da função U depende inteiramente da configuração desejada pelo usuário. Nas configurações mais simples, estes modelos assumem soerguimentos ou subsidências em blocos, com advecção puramente vertical e constantes no tempo (*e.g.*, SNYDER *et al.*, 2000). No entanto, funções de soerguimento mais elaboradas podem simular gradientes espaciais e temporais de soerguimento, ou seja, $U(x,y,t)$ (*e.g.*, WILLENBRING *et al.*, 2013), como, por exemplo, na evolução de formas topográficas associadas a geometrias diferentes de falhas de empurrão (MILLER, SLINGERLAND, e KIRBY, 2007), rotação de bloco (ATTAL *et al.*, 2008), domos ocasionados por topografia dinâmica (BRAUN, ROBERT e SIMON-LABRIC, 2013), transcorrência (DUVALL e TUCKER, 2015), ou rebaixamentos de nível de base e processos cíclicos (LI *et al.*, 2018).

4.5.2 Isostasia e flexura da crosta

Não se deve perder de vista que a crosta consiste em uma coluna de rocha com densidade média $\rho_c = 2700 \text{ kg/m}^3$, que é menor que a astenosfera e o manto que a sustenta, de $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$. Assim, qualquer modificação na espessura desta coluna acarreta uma compensação isostática da mesma maneira que icebergs se compensam quando perdem massa (TURCOTTE e SCHUBERT, 2014). Portanto, o soerguimento de rocha

no contexto da Equação 17 não está desligado da erosão. Assim, RU pode ser detalhado como a soma do soerguimento tectônico (RU_T) e, no caso de erosão positiva da superfície, o soerguimento isostático (RU_i):

$$RU = RU_T + RU_i \quad (18)$$

O soerguimento RU_i é função direta do contraste de densidades entre a crosta e o manto. Esta compensação isostática pode ser descrita de maneira simples como:

$$RU_i = \frac{\rho_c}{\rho_m} E \quad (19)$$

A partir desta relação simples, vê-se que ~82% da erosão na superfície são compensados diretamente por isostasia (*e.g.*, AHNERT, 1970). Em um cenário em que apenas a erosão atua, ou seja, $RU_T = 0$, a isostasia implica que apenas ~18% do valor total de erosão compõe o decréscimo na elevação da superfície.

A compensação isostática descrita acima ignora por completo a rigidez da litosfera, ou seja, sua resistência à flexura que, por sua vez, depende da espessura elástica da mesma (TURCOTTE e SCHUBERT, 2014). A rigidez flexural da litosfera dita a distribuição espacial (comprimento de onda) e a magnitude (amplitude) da compensação isostática ou deflexão da crosta a uma carga topográfica, seja ela positiva (criação de topografia / soerguimento) ou negativa (remoção de topografia / erosão).

Em uma litosfera quente e fina, como aquela de placas oceânicas, há baixa rigidez flexural e, portanto, forte compensação isostática local (baixo comprimento de onda), ou seja, mais próxima da Equação 19. Já litosferas frias e espessas, como aquelas sob crostas continentais, possuem maior rigidez flexural e um maior comprimento de onda da resposta isostática, ou seja, a compensação isostática se distribui por centenas de quilômetros. LEMs que incorporam a isostasia flexural somam o soerguimento ou subsidência deste fator à função de soerguimento prescrita ao modelo (*e.g.*, SACEK *et al.*, 2019). Para uma descrição detalhada do cálculo da deflexão da crosta, recomendamos algumas referências: Hutton e Syvitski (2008), Turcotte e Schubert (2014) e Ruetenik, Moucha e Hoke (2016).

No contexto de paisagens brasileiras e de margens passivas em geral, Braun (2018) demonstrou que a isostasia flexural pode explicar as cristas elevadas que caracterizam os divisores de drenagem nas escarpas topográficas que separa as áreas de baixa amplitude topográfica do interior continental das planícies costeiras. Isto acontece, pois a erosão das partes íngremes e baixas das escarpas causa uma isostasia flexural distribuída em comprimentos de onda quilométricos que soergue áreas adjacentes (*e.g.*, TUCKER e SLINGERLAND, 1994). É este soerguimento isostático-flexural um dos principais fatores que controla a persistência de topografias acentuadas em regiões intracontinentais e margens passivas (BRAUN, 2018).

5. PRINCIPAIS MODELOS EXISTENTES

Os LEMs são programas computacionais desenvolvidos de forma individual, ou em grupos de pesquisa que, de uma forma geral, possuem interface relativamente pouco amigável, sendo necessário, em muitos casos, um contato direto com os desenvolvedores para se obter acesso aos programas. Como discutido anteriormente, os primeiros programas simulando a evolução do relevo em 3-D, tratando simultaneamente as variáveis espaciais x , y , a elevação da superfície z e o tempo t , surgiram no início da década de 1990. Desde então, dezenas de LEMs foram desenvolvidos, os quais provaram ser uma das mais importantes ferramentas atuais na análise da evolução do relevo ao longo do tempo (Tabela 1).

As diferenças entre os diversos LEMs hoje disponíveis são várias: quantidade de processos considerados (modelos simples ou complexos), tipos de processos considerados (transporte difusivo, deslizamentos, intemperismo, incisão fluvial aluvial, incisão fluvial na rocha, processos tectônicos, etc.), posicionamento dos divisores ao longo do tempo (fixos ou móveis; com ou sem capturas de drenagem), escala espacial de análise (de pequenas bacias de drenagem até conjuntos de montanhas em orógenos), escala temporal ideal para simulação (de alguns milhares até centenas de milhões de anos), linguagem computacional utilizada (e.g., C, C++, Fortran, MATLAB, Python), implementação da solução numérica (e.g., diferenças finitas, elementos finitos), entre muitos outros critérios. De maneira geral, o leitor encontrará informações sobre a maior parte dos modelos numéricos disponíveis através do *Community Surface Dynamics Modeling System* (CSDMS) website (https://csdms.colorado.edu/wiki/Main_Page), que é um projeto que reúne especialistas para desenvolver modelos que simulem os fluxos de fluidos, sedimentos (produção, erosão, transporte e deposição) e solutos em paisagens e bacias da Terra.

Evidentemente, com tantos LEMs disponíveis atualmente, torna-se fundamental que o potencial usuário possua, antes de optar por um deles, um conhecimento das principais potencialidades e limitações. Enquanto alguns desses modelos são programas computacionais com interfaces amigáveis já implementadas, outros são modelos que requerem do usuário conhecimentos mais avançados de programação. Devido à elevada complexidade do tema, vários autores apresentaram análises comparativas entre os principais LEMs, seja com foco nos processos simulados, nas aplicações potenciais ou em aspectos computacionais (BEAUMONT, KOOI e WILLET, 2000; COULTHARD, 2001; PAZZAGLIA, 2003; MARTIN e CHURCH, 2004; WILLGOOSE, 2005; CODILEAN *et al.*, 2006; BISHOP, 2007; TUCKER e HANCOCK, 2010; VAN DER BEEK, 2013; CHEN, DARBON e MOREL, 2014; NONES, 2020).

Tabela 1: Exemplos de LEMs disponíveis para download. Recomendamos, todavia que o leitor acesse o repositório de modelos do CSDMS, para obter informações completas (disponível em: https://csdms.colorado.edu/wiki/Model_download_portal).

Modelo	Publicação de referência
SIBERIA	Willgoose <i>et al.</i> (1991a, 1991b)
GOLEM	Tucker e Slingerland (1994); atualizado em 2002
CASCADE	Braun e Sambridge (1997); atualizado em 2002
ZSCAPE	Densmore, Ellis, e Anderson (1998)
CHILD	Tucker e Bras (2000)
LAPSUS	Schoorl, Sonneveld e Veldkamp (2000)
HydroTrend v.3.0	Kettner <i>et al.</i> (2008)
CAESAR	Coulthard, Kirkby e Macklin (2000)
mARM	Cohen, Willgoose e Hancock (2010)
SIGNUM	Refice <i>et al.</i> (2012)
FASTSCAPE	Braun e Willett (2013)
CAESAR-Lisflood	Coulthard <i>et al.</i> (2013)
DAC	Goren <i>et al.</i> (2014b)
LaMEM	Collignon <i>et al.</i> (2016)
KWAVE	Rengers <i>et al.</i> (2016)
Badlands	Salles (2016)
CellLab-CTS	Tucker <i>et al.</i> (2016)
TTLEM	Campforts, Schwanghart e Govers (2017)
Landlab	Hobley <i>et al.</i> (2017)
SPACE	Shobe <i>et al.</i> (2017)
RAFEM	Ratliff <i>et al.</i> (2018)
Grain-Hill	Tucker <i>et al.</i> (2018)
Terrainbento	Barnhart <i>et al.</i> (2019)
BlockLab	Glade <i>et al.</i> (2019)
eSCAPE	Salles (2019)

6. EXEMPLOS DE APLICAÇÕES

Nesta seção focamos em exemplos de paisagens no Brasil ou que sejam aplicáveis no Brasil e como observações topográficas podem ser combinadas com modelos numéricos. Para isto, apresentamos três exemplos simples de processos geomórficos comuns em regiões intracontinentais que realçam como a modelagem pode ser usada para informar interpretações plausíveis: 1) Captura de drenagem; 2) Controle litológico na declividade de rios e 3) Recuo de escarpas topográficas.

6.1 Captura de drenagem

A captura é o processo no qual um rio erode o interflúvio que o separa de drenagens vizinhas por erosão remontante e, ao alcançar o vale fluvial vizinho, captura

aquela drenagem e toda a bacia a montante daquele ponto (Figura 1), adquirindo a área de drenagem da bacia capturada (BISHOP, 1995). A bacia original a jusante do ponto de captura tem sua área de drenagem diminuída por igual valor. O rio que foi capturado, portanto, perde conexão com a sua antiga bacia e passa a drenar a um novo nível de base proporcionado pelo rio que o capturou. Assim, a bacia que perdeu área perde potência erosiva devido à perda de área e isso leva à perda de área gradativa e continuada, mesmo após a captura. O processo de captura de drenagem provoca a reorganização da rede de drenagem acompanhada de: (i) mudanças na área e configuração das bacias de drenagem (e.g. WILLETT *et al.*, 2014); (ii) pulsos erosivos devido à captura (e.g. BISHOP, 1995; WHIPPLE *et al.*, 2017); (iii) abandono de canais fluviais (e.g. BROCARD *et al.*, 2012; YANITES *et al.*, 2013; VAL *et al.*, 2014; BEESON, MCCOY e KEEN-ZEBERT, 2017) e (iv) formação de *windgaps*, divisores de drenagem que se situam em vales fluviais abandonados que, por vezes, possuem depósitos sedimentares fluviais abandonados (PRINCE, SPOTILA, e HENIKA, 2011). Estas feições são facilmente identificadas em uma análise topográfica.

A queda de nível de base proporcionada pela captura de drenagem gera um pulso erosivo que se propaga à montante. Portanto, feições geomórficas diagnósticas de uma captura de drenagem que podem ser detectadas a partir de dados topográficos são: (i) formação de um paleovale, conhecido como *windgap* na literatura internacional e (ii) evidência de queda do nível de base associado à bacia que capturou área. Em termos práticos, um perfil chi rapidamente revela o estado transiente de uma bacia que passou por captura de drenagem (Figura 1).

No Brasil, processos de captura de drenagem são comuns. Neste capítulo trazemos um exemplo da Amazônia, a captura de drenagem do Rio Cuieiras (VAL *et al.*, 2014). No baixo curso do Rio Negro a alguns quilômetros a NW da cidade de Manaus, um proto-Rio Cuieiras era integrado à bacia do Tarumã-Mirim e fluía na direção SE (Figura 1C e D). Este proto-Rio Cuieiras foi então desconectado da atual bacia do Tarumã-Mirim e passou a desaguar no Rio Negro a um ponto centenas de quilômetros a montante da sua antiga foz (a foz atual do Rio Tarumã-Mirim). O paleovale abandonado, hoje, é um divisor de drenagem, o chamado *windgap* (Figura 1C). Juntando a evidência do paleovale preservado com a presença de *knickpoints* aglomerados no espaço chi-z, essa paisagem é um exemplo claro de como uma captura de drenagem seguida de um pulso erosivo com *knickpoints* móveis.

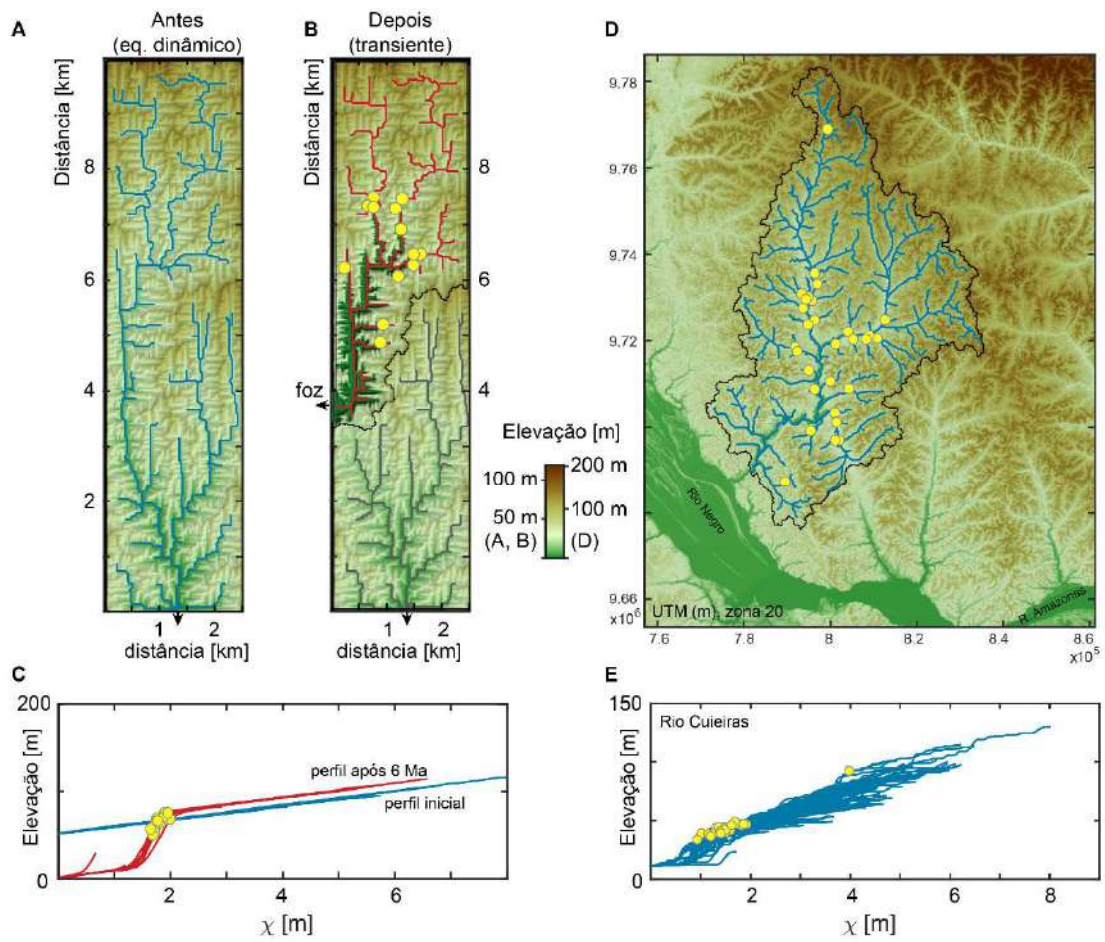


Figura 1. Capturas de drenagem modeladas e reais. **(A)** Modelo sintético de uma captura de drenagem iniciada por uma queda de nível de base. O modelo inicial foi rodado com uma única foz (indicada pela seta preta) por 50 milhões de anos para garantir o equilíbrio dinâmico. **(B)** Após atingido o equilíbrio, impusemos uma nova foz no lado oeste do modelo, com um novo nível de base 50 m mais baixo para simular uma captura de drenagem. Este modelo transiente é o resultado após 6 Ma de tempo simulado. **(C)** *Chi-plot* do modelo sintético mostrando o cenário inicial em equilíbrio (perfis azuis) e no estado transiente pós-captura (perfis vermelhos). Note a pequena diferença altimétrica entre os perfis iniciais e transientes. Isto resulta do soerguimento de fundo imposto nos modelos de 7.5 m/Ma e o ganho na fase transiente ocorre por causa da mudança transiente da capacidade erosiva da bacia capturada. Os círculos amarelos são *knickpoints* automaticamente detectados com a ferramenta *knickpointfinder* (SCHWANGHART e SCHERLER, 2014). Note a aglomeração dos *knickpoints* no espaço *chi-z*, mas os mesmos encontram-se espalhados espacialmente na bacia de drenagem. Este é um cenário típico de queda de nível de base. **(D)** Exemplo real da captura de drenagem da bacia do Rio Cuieiras que possui *knickpoints* distribuídos de maneira semelhante ao modelo sintético, com *knickpoints* bastante recuados nos maiores rios e, ainda, nas posições baixas de tributários. Note a posição do divisor de drenagem situado em cima do paleovale abandonado na porção SE da bacia. **(E)** *Chi-plot* da bacia do Rio Cuieiras mostrando padrão típico de queda de nível de base. *Knickpoints* em amarelo também foram obtidos com a ferramenta *knickpointfinder*.

6.2 Variações litológicas

Conforme descrito na Seção 4.3.2, variações litológicas afetam a evolução de paisagens no sentido de dificultar ou facilitar a erosão do substrato. No SPM estas variações estão embutidas na variável K . Valores altos e baixos de K significam menores e maiores resistências à erosão, respectivamente. Como a declividade normalizada de canais fluviais, k_{sn} , pode ser descrita através da solução em estado estacionário do SPM, k_{sn} é função direta de K e do soerguimento (Equação 9a). Portanto, para um valor fixo de U , um decréscimo no valor de K resulta numa paisagem mais íngreme e vice-versa (Figura 2).

Neste simples exemplo apresentado aqui, nota-se que um contato litológico pode produzir uma escarpa topográfica aparentemente retilínea (Figura 2). Esta simples observação revela a necessidade de cautela na interpretação de escarpas topográficas como tendo origem estrutural e tectônica. O território brasileiro possui uma grande diversidade de paisagens que podem ser estudadas dentro desta ótica, pois podemos pressupor com certa segurança a mesma taxa de soerguimento (seja nula ou positiva) para áreas próximas, mas que possuem variações litológicas significativas. Variações espaciais significativas em k_{sn} podem revelar estes efeitos litológicos. Por exemplo, áreas sobre rochas com grandes contrastes em K no Quadrilátero Ferrífero – quartzitos, xistos, filitos, gnaisses e rochas graníticas – apresentam diferenças marcantes na morfologia de rios e vertentes, assim como diferenças nas taxas de erosão (e.g., PEIFER, CREMON e ALVES, 2020; PEIFER *et al.*, 2021).

Por muito tempo a litologia foi tida como um empecilho na investigação de paisagens transientes, pois variações laterais em tipos de rocha podem causar o surgimento de *knickpoints* que se confundam com aqueles originados por soerguimento de rocha. Nestes casos, não poderíamos reconstruir a paleotopografia de uma área sem a certeza da origem dos *knickpoints* (FORTE *et al.*, 2016). No entanto, nota-se atualmente que muitos estudos internacionais mudaram o foco para a pesquisa dos efeitos litológicos nos processos superficiais e de evolução de paisagens (e.g. PEIFER *et al.*, 2021).

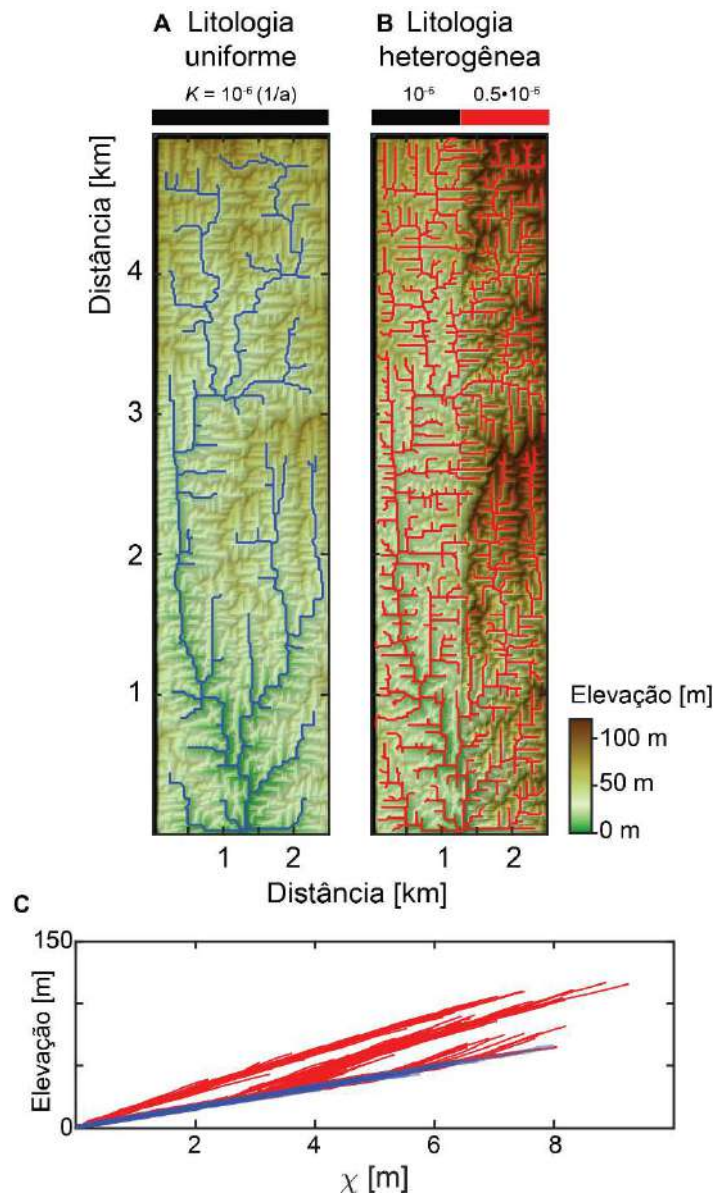


Figura 2. Efeito litológico na declividade dos canais. (A) Modelo inicial em equilíbrio de uma paisagem com litologia uniforme ($K = 10^{-6} /a$) e soerguimento constante no tempo de 7.5 m/Ma. (B) Modelo após 30 Ma com litologia heterogênea a partir do modelo mostrado em A: de 0 a 1.5 km de distância no eixo x e ao longo de todo o eixo y , a litologia possui a mesma resistência que o modelo de partida em A; de 1.5 a 3 km de distância, a litologia é duas vezes mais resistente ($K = 0.5 \times 10^{-6} /a$). A drenagem em B foi extraída com maior densidade para ressaltar o efeito litológico no gráfico *chi-plot* no painel C. Mesmo após 30 Ma é possível observar divisores assimétricos que revelam um desequilíbrio topológico devido à litologia heterogênea. Note que a introdução de uma litologia resistente como um contato retilíneo cria uma escarpa topográfica. Note, também, que a drenagem se reorganiza entre A e B com rios drenando a porção menos resistente avançado sobre os rios que drenam as regiões elevadas. (C) *Chi-plot* revelando das declividades dos canais (k_{sn}) em A e B. Note que os rios que drenam a região com litologia resistente são mais íngremes e possuem, portanto, um k_{sn} maior conforme evidenciado no *chi-plot*. Note ainda que os rios em vermelho (painel B) revelam claramente o contraste litológico, rios que não drenam a litologia resistente permanecem com o mesmo k_{sn} que no painel A, pois não houve alteração litológica.

6.3 Recuo de escarpas

Apresentamos aqui um exemplo de aplicação do LEM GOLEM (TUCKER e SLINGERLAND, 1994) na simulação do recuo de parte da Serra da Mantiqueira no extremo oeste do estado do Rio de Janeiro, junto a uma borda de falha (porção norte) da Bacia de Resende (MOREIRA *et al.*, 2012). A área escolhida representa a principal frente de escarpamento ao longo da Bacia de Resende, uma depressão tectônica paleogênica com cerca de 50 km de comprimento por 6 km de largura, inserida no Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (ZALÁN e OLIVEIRA, 2005). Esta borda falhada tem limites bem definidos e a região possui grande quantidade de dados sobre sua evolução geológica e geomorfológica, incluindo datações de traço de fissão em apatita e $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ (MOREIRA *et al.*, 2012). Neste estudo, os autores simularam diversos cenários tectônicos e climáticos baseados no conhecimento geológico da área, os quais foram utilizados na definição das condições iniciais e de contorno implementadas nas simulações numéricas, permitindo, entre outras coisas, a estimativa de taxas de recuo da escarpa ao longo dos últimos 50 Ma. Foram simulados diferentes cenários de soerguimento e denudação, com e sem diferenças litológicas, com e sem isostasia flexural, além de diferentes condições paleoclimáticas, totalizando cerca de 25 simulações. A Figura 3 mostra os resultados obtidos para uma dessas simulações envolvendo a combinação de pulsos de soerguimento e de oscilações climáticas entre climas seco e úmido. Os resultados obtidos foram validados através da comparação com a topografia atual (e.g., elevação máxima, amplitude do relevo, perfis longitudinais) e com a localização da escarpa, situada hoje cerca de 6 a 7 km da posição original de falhamento (MOREIRA, 2008).

Embora a simulação de topografias reais seja problemática, principalmente devido à grande necessidade de parâmetros calibrados com valores locais, alguns dos cenários simulados com o modelo GOLEM se aproximaram das condições observadas em campo. O modelo foi capaz de reproduzir algumas das feições topográficas da Serra da Mantiqueira neste local, tais como a amplitude de relevo e a taxa de recuo da escarpa. As taxas de recuo obtidas pelas simulações numéricas (de 0.13 a 0.25 km/Ma) durante o Cenozoico são compatíveis com aquelas estimadas para o sudeste da Austrália (0.2 a 1.0 km/Ma) e para o sudoeste africano (0.1 km/Ma) por van der Beek e Braun (1998) e Cockburn *et al.* (2000), respectivamente. Apesar da simplicidade deste modelo, tanto em termos de resolução do *grid* quanto da obtenção de parâmetros ligados à incisão fluvial e ao transporte nas encostas, a modelagem foi suficiente para uma discussão dos principais fatores que controlaram o recuo da escarpa junto à borda de falha da Bacia de Resende.

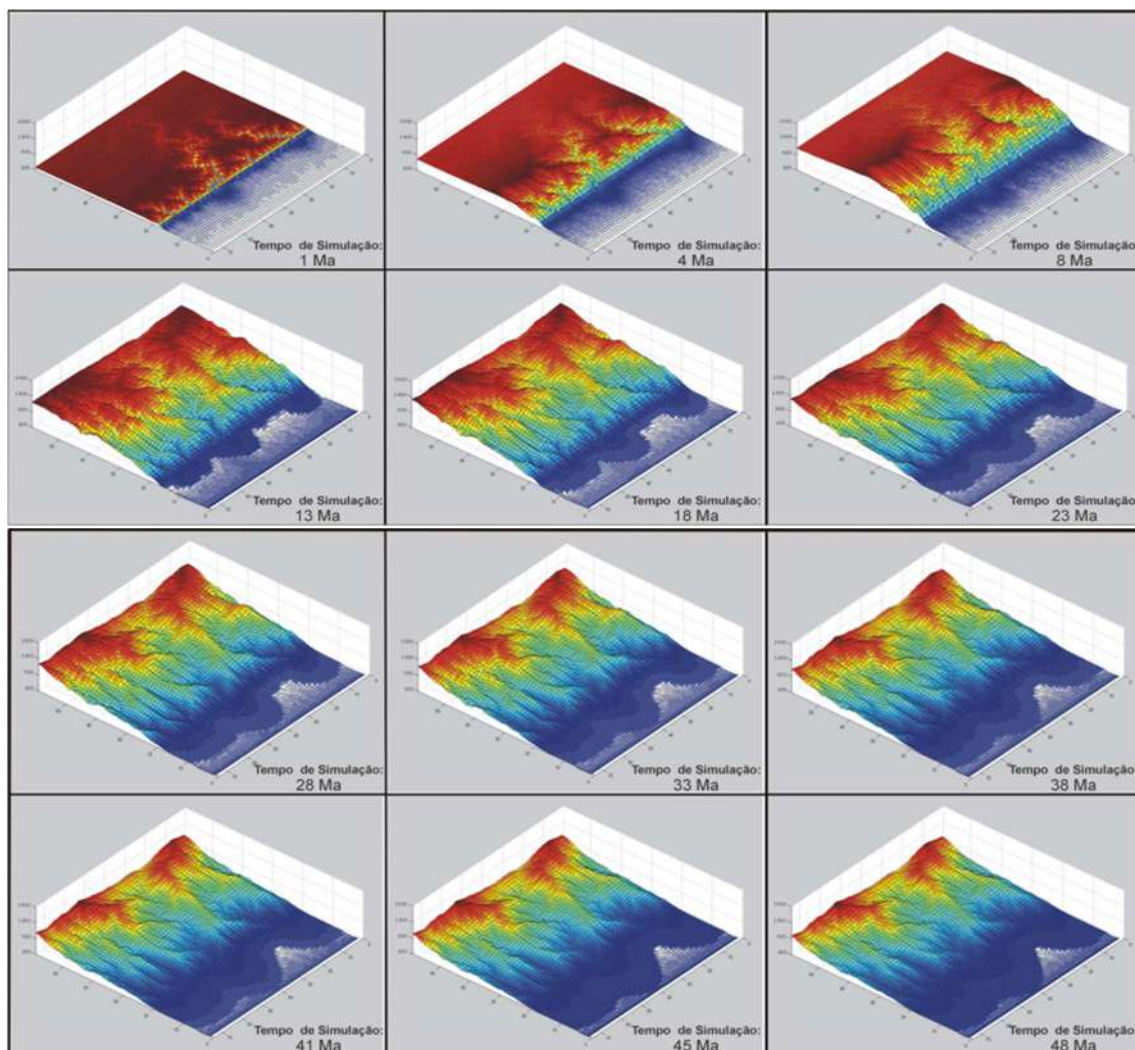


Figura 3. Simulação do recuo de parte da Serra da Mantiqueira (limite norte, borda falhada da Bacia de Resende, RJ). Sequência temporal da evolução da borda falha usando o modelo GOLEM ao longo de 48 Ma. A taxas de soerguimento utilizadas nessa simulação foram de 87×10^{-6} m/Ma durante os primeiros 15 Ma, passando para 26×10^{-6} m/Ma durante o 10 Ma seguintes. Durante os últimos 30 Ma da simulação não houve soerguimento, ou seja, apenas denudação. A condição inicial foi uma superfície aplainada com elevação inicial em torno de 500 m. A simulação foi validada comparando-se os dados topográficos obtidos ao final da simulação com aqueles observados hoje no campo, tanto com relação à posição da escarpa quanto com relação às elevações do topo da escarpa (hoje em torno de 1500 m). Os resultados obtidos com o modelo sugerem taxas de recuo da escarpa da ordem de 0.13 a 0.24 km/Ma ao longo do período simulado, o que concorda com as inferências feitas a partir das evidências de campo (Fonte: MOREIRA, 2008).

7. PRINCIPAIS DESAFIOS PARA UMA EFETIVA UTILIZAÇÃO DOS LEMs

7.1 Combinando LEMs e dados empíricos

A combinação de dados empíricos com LEMs é uma maneira robusta de validar a viabilidade de mecanismos causais que expliquem os dados observados. Neste aspecto são dois os principais desafios: (i) a complexidade dos sistemas naturais resulta em dados

empíricos que não podem ser inteiramente explicados por modelos simplificados como aqueles descritos neste capítulo (*e.g.*, YANITES *et al.*, 2010; WHITTAKER *et al.*, 2007) e (ii) a validação de modelos numéricos com dados empíricos resulta em um aumento da carga computacional que só poderá ser resolvido à medida que algoritmos mais eficientes são desenvolvidos (*e.g.*, BRAUN e WILLETT, 2013). Do ponto de vista prático, grande parte dos desafios de incorporar dados empíricos a LEMs é a limitação do tempo de computação. Quanto mais complicado forem os modelos, mais lentos eles se tornam, principalmente se dados empíricos são utilizados como funções avaliativas dos *outputs*.

Abaixo, descrevemos algumas combinações que estão na fronteira da capacidade preditiva de LEMs. Ressaltamos que escolhemos alguns exemplos para demonstrar o potencial da combinação de modelos numéricos de evolução da paisagem com dados empíricos e não uma tentativa de revisão de toda a literatura neste tema. Ressaltamos ainda que a comunidade internacional atualmente caminha no sentido de incorporar funções objetivas (*objective functions*) que possam guiar modelos numéricos a encontrar as melhores combinações de parâmetros que expliquem dados empíricos. Entender a natureza destas funções objetivas pode ser complicado, pois há uma incerteza inerente a cada tipo de dado empírico (*e.g.*, isotópico, geofísico, estratigráfico, estrutural, etc.) que impede uma definição adequada do peso dado à importância de cada dado empírico na solução de modelos (CTSP, 2018).

7.1.1 Fluxos terrígenos e estratigrafia

Modelos que incorporam a deposição de sedimentos, tanto em depósitos rasos quanto em bacias sedimentares, permitem a quantificação do fluxo detrítico no espaço e no tempo. Modelos que incorporam um mecanismo de acúmulo estratigráfico são ainda mais complexos e permitem não só monitorar a arquitetura dos depósitos como a espessura e geometria de bacias (*e.g.*, HUTTON e SYVISTKY, 2008; SACEK *et al.* 2019) quanto o fluxo ao longo do tempo (*e.g.*, SACEK, 2014; RUETENIK, MOUCHA e HOKE, 2016; MOUCHA e RUETENIK, 2019).

Este tipo de combinação permite, por exemplo, o teste de hipóteses dos mecanismos causais de mudanças topográficas ao longo do tempo que expliquem as observações estratigráficas. Por exemplo, Sacek (2014) e Bicudo, Sacek e de Almeida (2020) testaram como a combinação da topografia dinâmica e da isostasia flexural em resposta à carga sedimentar nas bacias sedimentares da Amazônia oriunda da erosão dos Andes acarretariam a formação do Rio Amazonas como é hoje. Para averiguar se seus resultados eram plausíveis para a Amazônia, Sacek (2014) modelou a taxa de sedimentação na foz do Rio Amazonas e a comparou às taxas de sedimentação obtidas nas bacias da foz do Rio Amazonas. Em um exemplo puramente experimental, Ruetenik, Moucha e Hoke (2016) observaram que a passagem de um domo de topografia dinâmica próximo à linha de costa de um continente pode redirecionar fluxos detríticos para as vizinhanças da topografia dinâmica podendo aumentar drasticamente a taxa de sedimentação em bacias litorâneas correlatas. O aumento concomitante da sedimentação

em bacias litorâneas, distantes centenas de quilômetros entre si, não necessariamente indica uma influência climática na erosão do continente. Neste caso, deve-se considerar a topografia dinâmica caso este seja um mecanismo plausível para determinada região, como é o caso da margem leste do continente Norte Americano (MOUCHA e RUETENIK, 2017).

Em paisagens reais, taxas de erosão são medidas com métodos isotópicos como os isótopos cosmogênicos. Modelos que incorporam os princípios físicos de cada método isotópico permitem um comparativo entre dados empíricos e modelos sintéticos. Por exemplo, Willenbring *et al.* (2013) recorreram a um modelo numérico para explicar os padrões de taxas de erosão da bacia do *South Fork Eel River* (Califórnia, EUA). Neste estudo, os autores utilizaram isótopos cosmogênicos e observaram um aumento da taxa de erosão da cabeceira à foz da bacia, confirmando que o histórico tectônico desta região (onda de soerguimento transiente) é um mecanismo capaz de gerar os padrões de erosão observados. Em outro exemplo, Ruetenik *et al.* (2018) reproduziram os padrões espaço-temporais de paleoerosão observados por Val *et al.* (2016) com ^{10}Be no cinturão de cavalgamento da Precordilheira Andina. Especificamente, Ruetenik *et al.* (2018) averiguaram que, após o soerguimento de rochas em posição mediana do curso de uma bacia, há uma queda da taxa de erosão na região a montante do soerguimento devido ao assoreamento desencadeado pela subida do nível de base que acompanha o soerguimento. O padrão é o mesmo observado em dados empíricos (VAL *et al.* 2016; RUETENIK *et al.*, 2018).

Em exemplo do nordeste brasileiro, Sacek *et al.* (2019) incorporaram o intemperismo químico e físico com a formação de bacias sedimentares, a flexura da crosta e exumação de rochas profundas para averiguar um mecanismo plausível para a evolução da Província Borborema desde o rift no Cretáceo. Para isto, Sacek *et al.* (2019) compararam as previsões de seus modelos para dados de traço de fissão em apatita que são dados empíricos bem distribuídos na região. Sacek *et al.* (2019) observaram, por exemplo, que valores mais baixos de espessura elástica efetiva da crosta geram uma distribuição de exumação da crosta que melhor se aproxima da exumação observada em traços de fissão. Sacek *et al.* (2019) demonstraram, também, que o intemperismo químico é capaz de formar horizontes resistentes à erosão que podem sustentar platôs por longos períodos de tempo e a erosão diferencial no entorno pode gerar soerguimento flexural do mesmo.

7.2 Explorando retroalimentações entre processos

A combinação de modelos tectônicos e climáticos com LEMs é um dos alvos atuais de desenvolvimento de LEMs e de pesquisa no âmbito internacional e constitui um desafio para as comunidades geomorfológicas e tectônicas. Os desafios residem nas diferenças de escalas espaciais e temporais entre processos tectônicos, superficiais e climáticos, por exemplo. Modelos tectônicos fazem uso de métodos algébricos que

permitem a modelagem numérica paralelizada entre vários núcleos de processadores (MORESI *et al.*, 2007). Esta prática, porém, ainda é restrita em LEMs (*e.g.* BRAUN e WILLETT, 2013) e foi identificada como um dos gargalos para a integração de modelos tectônicos e LEMs, principalmente aqueles que sejam destinados a modelar a evolução de um orógeno (*e.g.*, SHEN *et al.*, 2020).

Apesar destas dificuldades, alguns estudos que acoplam processos tectônicos aos LEMs produziram resultados importantes sobre como processos superficiais podem interagir com processos tectônicos (*e.g.*, OLIVE *et al.*, 2014; DUVALL e TUCKER, 2015; MOON *et al.*, 2018; UPTON *et al.*, 2018a, 2018b; DUVALL *et al.*, 2020). Em ambientes extensionais, por exemplo, OLIVE *et al.* (2014) observaram que o aumento das taxas de erosão e, conseqüentemente, deposição, afetam o balanço de esforços na crosta. Em simulações com baixas taxas de erosão, as quais podem ser induzidas pela resistência das rochas, a acomodação da extensão acontece em múltiplas falhas normais sucessivas de curta duração. Simulações com maior eficiência erosiva tiveram a acomodação da extensão em uma única falha que permaneceu ativa por longo período de tempo (OLIVE *et al.*, 2014). Experimentos dessa natureza revelam que a longevidade da atividade de estruturas tectônicas está diretamente ligada com os processos superficiais.

Em relação ao clima, uma das principais frentes de desenvolvimento nos processos superficiais é a interação entre estes e o clima. Durante décadas estudos de evolução de paisagem investigaram se a média climática de uma região (média pluviométrica) afeta as taxas de erosão (*e.g.*, MOON *et al.*, 2011). No entanto, o entendimento atual avança no sentido da importância da variabilidade climática (LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005; MOLNAR *et al.*, 2006, DiBIASE e WHIPPLE, 2011). Por exemplo, apenas eventos climáticos de uma certa magnitude são capazes de elevar a capacidade de transporte de rios acima de um limiar que torna este rio capaz de carregar sedimentos de calibre alto, ou seja, os sedimentos que de fato levarão à erosão por abrasão no leito de canais (LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005; LAGUE, 2014). Entendendo que a variabilidade climática aumenta à medida que a pluviometria anual diminui, climas semiáridos e áridos possuem maior probabilidade de atingir eventos pluviométricos extremos que sejam capazes de superar o limiar da erosão fluvial (MOLNAR *et al.*, 2006). Estes limiares são, ainda, diretamente dependentes da declividade dos sistemas (*e.g.*, LAGUE, HOVIUS e DAVY, 2005). Por exemplo, um canal íngreme precisará de menor vazão hídrica para transportar um mesmo calibre de sedimento comparado com um canal suave. A partir de avanços recentes na combinação de modelos climáticos, hidrológicos e o SPM no LandLab, SHEN *et al.*, (2020) utilizaram a distribuição latitudinal e topográfica dos Andes para modelar justamente as retroalimentações entre efeitos orográficos na precipitação e erosão de regiões montanhosas. Com o mesmo intuito, SORENSEN e YANITES (2019) modelaram a variabilidade latitudinal da eficiência erosiva utilizando uma distribuição cumulativa da pluviometria diária e a declividade como fator condicionante do limiar erosivo ao longo dos Andes e reproduziram os padrões latitudinais de elevação dos Andes.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A revisão de LEMs apresentada neste capítulo teve como objetivo contribuir para a difusão do uso desses modelos na comunidade geomorfológica brasileira. Como salientado anteriormente, embora a utilização destes modelos numéricos seja prática já consolidada na pesquisa geomorfológica internacional, seu uso no Brasil ainda é incipiente. Acreditamos que tal fato seja consequência, entre outros fatores, da falta de uma literatura voltada para a geomorfologia quantitativa, principalmente com relação à aplicação de equações diferenciais, métodos numéricos e fundamentos de programação em problemas geomórficos e de geociências.

Nesta contribuição, resumizamos parte dos importantes avanços desta ciência de modelagem numérica de processos superficiais e evolução de paisagens. Além disso, apresentamos as equações mais utilizadas em modelos atuais e, também, alguns dos principais modelos disponíveis para *download* imediato e com documentação instrutiva. Demonstramos, de maneira simplificada, algumas formas em que modelos podem ser utilizados para avaliar a validade de interpretações com base em dados empíricos. Por último, discorreremos sobre alguns exemplos da literatura que evidenciam como processos superficiais podem ser importantes para relações com outros processos geológicos e climáticos.

Modelos numéricos de evolução da paisagem, assim como modelos numéricos que simulam processos naturais em geral, são grandes simplificações e não captam toda a complexidade dos sistemas naturais. Portanto, as melhores aplicações de LEMs, por enquanto, estão no campo exploratório de hipóteses plausíveis que expliquem dados empíricos. No entanto, um problema que enfrentamos nesta linha é a escolha de modelos numéricos adequados para os problemas que tentamos investigar. Ao passo que é possível reproduzir dadas observações empíricas com um modelo utilizando, por exemplo, apenas o SPM, esta confirmação pode não ser tão robusta ao se incorporar mais complexidades no sistema modelado como, por exemplo, processos pedogenéticos, contrastes litológicos, isostasia flexural, e mudanças climáticas. Portanto, conforme delineado na seção 7, um dos principais desafios no campo da modelagem de evolução de paisagens está na combinação de modelos de outras áreas, como modelos climáticos, tectônicos e geodinâmicos. A combinação de modelos que comuniquem entre si, apesar de operar em escalas espaço temporais diferentes, pode aumentar nossa capacidade de explicar dados empíricos sem estar à mercê das limitações do modelo numérico escolhido. Modelos desta natureza poderão explicar, holisticamente, observações de diferentes disciplinas e, ainda, o estudo de retroalimentações entre sistemas diferentes (*e.g.*, tectônica, clima e processos superficiais).

Nos últimos anos, têm-se observado uma contínua expansão no uso de LEMs na geomorfologia. Acredita-se que este movimento se intensificará no Brasil nas próximas décadas, ocorrendo: a) um aumento na utilização de dados derivados de termocronologia e de isótopos cosmogênicos na definição das condições de contorno (*e.g.*, taxas de

soerguimento), assim como na parametrização dos LEMs; b) avanços nas bases físicas das equações de transporte já conhecidas; c) o desenvolvimento de novos experimentos de laboratório (*e.g.*, flumes) e de campo (laboratório natural) visando avaliar, quantificar e calibrar equações de transporte.

Agradecimentos

Os autores agradecem Marcilene dos Santos, Telma Mendes da Silva e um revisor anônimo pelas contribuições na revisão do texto. Agradecemos à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro através de uma Bolsa de Pós-Doutorado CAPES-PrInt para D.P. (n. 88887.367976 / 2019-00).

Referências Bibliográficas

ADAMS, B. A.; WHIPPLE, K. X.; FORTE, A. M.; HEIMSATH, A. M.; HODGES, K. V. Climate controls on erosion in tectonically active landscapes. **Science Advances**, v. 6, n. 42, p. 1-10, 2020. DOI 10.1126/sciadv.aaz3166.

AHNERT, F. The role of the equilibrium concept in the interpretation of landforms of fluvial erosion and deposition. *In*: MACAR, P. (org.). **L'évolution des Versants**. Liège, 1967. p. 23-41.

AHNERT, F. Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large, mid-latitude drainage basins. **American Journal of Science**, v. 268, n. 3, p. 243-263, 1970. DOI 10.2475/ajs.268.3.243.

AHNERT, F. COSLOP2 - a comprehensive model program for simulating slope profile development. **Geocom Bulletin**, v. 6, p. 99-122, 1973.

AHNERT, F. Quantitative slope models. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 25, p. 1-168, 1976.

AHNERT, F. Approaches to dynamic equilibrium in theoretical simulations of slope development. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 12, n. 1, p. 3-15, 1987a. DOI 10.1002/esp.3290120103.

AHNERT, F., Org. **Geomorphological Models - Theoretical and Empirical Aspects**. Catena Supplement. Cremlingen: Catena Verlag, v.10, 1987b.

AHNERT, F. Modelling landform change. *In*: ANDERSON, M. G. (org.). **Modelling Geomorphological Systems**. John Wiley: New York, 1988. p. 375-400.

ALLEN, P. A.; DENSMORE, A. L. Sediment flux from an uplifting fault block. **Basin Research**, v. 12, p. 367-380, 2000. DOI 10.1111/j.1365-2117.2000.00135.x.

ALLEN, P. A.; HOVIUS, N. Sediment supply from landslide-dominated catchments: implications for basin-margin fans. **Basin Research**, v. 10, n. 1, p. 19-35, 1998. DOI 10.1046/j.1365-2117.1998.00060.x.

ANDERSON, R. S. Evolution of the Santa Cruz Mountains, California, through tectonic growth and geomorphic decay. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B10, p. 20161-20179, 1994. DOI 10.1029/94JB00713.

- ANDERSON, R. S.; HUMPHREY, N. F. Interaction of weathering and transport processes in the evolution of arid landscapes. *In*: CROSS, T. A. (org.). **Quantitative Dynamic Stratigraphy**. Prentice Hall, 1989. p. 349-361.
- ANDREWS, D. J.; BUCKNAM, R. C. Fitting Degradation of Shoreline Scarps by a Model with Nonlinear Diffusion. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 92, n. B12, p. 12857-12867, 1987. DOI 10.1029/JB092iB12p12857.
- ARMSTRONG, A. C. Simulated slope development sequences in a three-dimensional context. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 265-270, 1980. DOI 10.1002/esp.3760050304.
- ARMSTRONG, A. C. Slopes, boundary conditions, and the development of convexo-concave forms: some numerical experiments. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 12, p. 17-30, 1987. DOI 10.1002/esp.3290120104.
- ATTAL, M.; TUCKER, G.E.; WHITTAKER, A.C.; COWIE, P.A.; ROBERTS, G.P. Modeling fluvial incision and transient landscape evolution: Influence of dynamic channel adjustment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 113, n. F3, p. 1-16, 2008. DOI 10.1029/2007JF000893.
- BAND, L. E. Simulation of slope development and the magnitude and frequency of overland flow erosion in an abandoned hydraulic gold mine. *In*: WOLDENBERG, M. J. (org.). **Models in Geomorphology**. Allen & Unwin: Boston, 1985. p. 191-211.
- BARNHART, K.R.; GLADE, R.C.; SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E. Terrainbento 1.0: a Python package for multi-model analysis in long-term drainage basin evolution. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 4, 2019.
- BEAUMONT, C.; FULLSACK, P.; HAMILTON, J. Erosional control of active compressional orogens. *In*: MCCLAY, K. R. (org.). **Thrust Tectonics**. Dordrecht: Springer, 1992. p. 1-18.
- BEAUMONT, C.; KOOI, H.; WILLET, S. Progress in Coupled Tectonic - Surface Process Models with Applications to Rifted Margins and Collisional Orogens. *In*: SUMMERFIELD, M. A. (org.). **Geomorphology and Global Tectonics**. John Wiley & Sons: Chichester, 2000. p. 29-56.
- BEESON, H.W.; MCCOY, S.W.; KEEN-ZEBERT, A. Geometric disequilibrium of river basins produces long-lived transient landscapes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 475, p. 34-43, 2017. DOI 10.1016/j.epsl.2017.07.010.
- BERLIN, M. M.; ANDERSON, R. S. Steepened channels upstream of knickpoints: Controls on relict landscape response. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 114, n. 3, p. 1-20, 2009. DOI 10.1029/2008JF001148.
- BICUDO, T.C.; SACEK, V.; DE ALMEIDA, R.P. Reappraisal of the relative importance of dynamic topography and Andean orogeny on Amazon landscape evolution. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 546, p. 1-13, 2020. DOI 10.1016/j.epsl.2020.116423.
- BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. DOI 10.1177/030913339501900402.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 32, n. 3, p. 329-365, 2007. DOI 10.1002/esp.1493.

- BISHOP, P.; GOLDRICK, G. Lithology and the evolution of bedrock rivers in post-orogenic settings: constraints from the high-elevation passive continental margin of SE Australia. **Geological Society, London, Special Publications**, v. 346, n. 1, p. 267-287, 2010. DOI 10.1144/SP346.14.
- BISHOP, P.; HOEY, T. B.; JANSEN, J. D.; LEXARTZA ARTZA, I. Knickpoint recession rate and catchment area: The case of uplifted rivers in Eastern Scotland. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 30, n. 6, p. 767-778, 2005. DOI 10.1002/esp.1191.
- BRAUN, J. A review of numerical modeling studies of passive margin escarpments leading to a new analytical expression for the rate of escarpment migration velocity. **Gondwana Research**, v. 53, p. 209-224, 2018. DOI 10.1016/j.gr.2017.04.012.
- BRAUN, J.; SAMBRIDGE, M. Modeling landscape evolution on geological time scales; a new method based on irregular spatial discretization. **Basin Research**, v. 9, p. 27-52, 1997. DOI 10.1046/j.1365-2117.1997.00030.x.
- BRAUN, J.; WILLETT, S.D. A very efficient $O(n)$, implicit and parallel method to solve the stream power equation governing fluvial incision and landscape evolution. **Geomorphology**, v. 180, p. 170-179, 2013. DOI 10.1016/j.geomorph.2012.10.008.
- BRAUN, J., ROBERT, X.; SIMON-LABRIC, T. Eroding dynamic topography. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 8, p. 1494-1499, 2013. DOI 10.1002/grl.50310.
- BROCARD, G.; WILLENBRING, J.; SUSKI, B.; AUDRA, P.; AUTHEMAYOU, C.; COSENZA-MURALLES, B.; MORÁN-ICAL, S., DEMORY, F.; ROCHETTE, P.; VENNEMANN, T.; HOLLIGER, K. Rate and processes of river network rearrangement during incipient faulting: The case of the Cahabón River, Guatemala. **American Journal of Science**, 312(5), pp.449-507, 2012. DOI 10.2475/05.2012.01.
- BROSENS, L.; CAMPFORTS, B.; ROBINET, J.; VANACKER, V.; OPFERGELT, S.; AMEIJERAS-MARIÑO, Y.; MINELLA, J. P.; GOVERS, G. Slope gradient controls soil thickness and chemical weathering in subtropical Brazil: understanding rates and timescales of regional soilscape evolution through a combination of field data and modeling. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 125, 2020. DOI 10.1029/2019JF005321.
- BROWN, N. D. Which geomorphic processes can be informed by luminescence measurements? **Geomorphology**, v. 367, p. 1-10, 2020. DOI 10.1016/j.geomorph.2020.107296.
- CAMPFORTS, B.; SCHWANGHART, W.; GOVERS, G. Accurate simulation of transient landscape evolution by eliminating numerical diffusion: the TTLEM 1.0 model. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p.47-66, 2017. DOI 10.5194/esurf-5-47-2017.
- CARSON, M. A.; PETLEY, D. J. The existence of threshold hillslopes in the denudation of the landscape. **Transactions of the Institute of British Geographers**, v. 49, p. 71-95, 1970. DOI 10.2307/621642.
- CARSON, M. A.; KIRKBY, M. J. **Hillslope form and process**. Cambridge University Press, 1972. 475 p.
- CHEN, A.; DARBON, J.; MOREL, J.-M. Landscape evolution models: A review of their fundamental equations. **Geomorphology**, v. 219, p. 68-86, 2014. DOI 10.1016/j.geomorph.2014.04.037.

- COCKBURN, H.A.P.; BROWN, R.W.; SUMMERFIELD, M.A.; SEIDL, M.A. Quantifying passive margin denudation and landscape development using a combined fission-track thermochronology and cosmogenic isotope analysis approach. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 179, n. 3-4, p. 429-435, 2000. DOI 10.1016/S0012-821X(00)00144-8.
- CODILEAN, A. T.; BISHOP, P.; HOEY, T. B. Surface process models and the links between tectonics and topography. **Progress in Physical Geography**, v. 30, n. 3, p. 307-333, 2006. DOI 10.1191/0309133306pp480ra.
- CODILEAN, A.T., MUNACK, H., COHEN, T.J., SAKTURA, W.M., GRAY, A.; MUDD, S.M., OCTOPUS: an open cosmogenic isotope and luminescence database. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 4, p. 2123-2139, 2018. DOI 10.5194/essd-10-2123-2018.
- COHEN, S.; WILLGOOSE, G.; HANCOCK, G. The mARM3D spatially distributed soil evolution model: Three-dimensional model framework and analysis of hillslope and landform responses. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 115, n. F4, p. 1-16, 2010. DOI 10.1029/2009JF001536.
- COLLIGNON, M; YAMATO, P.; CASTELLTORT, S.; KAUS, B. Modeling of wind gap formation and development of sedimentary basins during fold growth: application to the Zagros Fold Belt, Iran. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 11, p. 1521-1535, 2016. DOI 10.1002/esp.3921.
- COULTHARD, T. J. Landscape evolution models: a software review. **Hydrological Processes**, v. 15, n. 1, p. 165-173, 2001. DOI 10.1002/hyp.426.
- COULTHARD, T. J.; KIRKBY, M. J.; MACKLIN, M. G. Modelling geomorphic response to environmental change in an upland catchment. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 11-12, p. 2031-2045, 2000. DOI 10.1002/1099-1085(20000815/30)14:11/12<2031::AID-HYP53>3.0.CO;2-G.
- COULTHARD, T.J.; NEAL, J.C.; BATES, P.D.; RAMIREZ, J.; DE ALMEIDA, G.A.; HANCOCK, G.R. Integrating the LISFLOOD-FP 2D hydrodynamic model with the CAESAR model: implications for modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 15, p. 1897-1906, 2013.
- COX, N. J. On the Relationship Between Bedrock Lowering and Regolith Thickness. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 271-274, 1980. DOI 10.1002/esp.3760050305.
- CROSBY, B. T.; WHIPPLE, K. X. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. **Geomorphology**, v. 82, n. 1-2, p. 16-38, 2006. DOI 10.1016/j.geomorph.2005.08.023.
- CTSP, 2018. BARNHART, K.; BECKER, T.; BEHN, M.; BROWN, J; CHOI E.; COOPER C.; DANNBERT J.; GASAPARINI, N.; GASSMOELLER, R.; HWANG, L.; KAUS, B.; KELLOGG L.; LAVIER, L.; MITTELSTAEDT, E.; MORESI, L.; PUSOK, A.; TUCKER, G.; UPTON, P.; VAL, P. **Whitepaper reporting the outcomes from NSF-Sponsored Workshop: CTSP - Coupling of Tectonic and Surface Processes**. Final Report.
- CULLING, W. E. H. Analytical theory of erosion. **The Journal of Geology**, v. 68, p. 336-344, 1960. DOI 10.1086/626663.
- CULLING, W. E. H. Soil Creep and the Development of Hillside Slopes. **The Journal of Geology**, v. 71, n. 2, p. 127-161, 1963. DOI 10.1086/626891.

- CULLING, W. E. H. Theory of Erosion on Soil-Covered Slopes. **The Journal of Geology**, v. 73, n. 2, p. 230-254, 1965. DOI 10.1086/627060.
- DE PLOEY, J.; SAVAT, J. Contribution à l'étude de l'érosion par le splash. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 12, n. 2, p. 174-193, 1968.
- DENSMORE, A. L.; ELLIS, M. A.; ANDERSON, R. S. Landsliding and the evolution of normal-fault-bounded mountains. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 103, n. B7, p. 15203-15219, 1998. DOI 10.1029/98JB00510.
- DIBIASE, R.A.; WHIPPLE, K.X. The influence of erosion thresholds and runoff variability on the relationships among topography, climate, and erosion rate. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 116, n. F4, p. 1-17, 2011. DOI 10.1029/2011JF002095.
- DIETRICH, W. E.; RENEAU, S. L.; WILSON, C. J. Overview: 'zero-order basins' and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. **IAHS Publication**, v. 165, p. 27-37, 1987.
- DIETRICH, W.E.; BELLUGI, D.G.; SKLAR, L.S.; STOCK, J.D.; HEIMSATH, A.M.; ROERING, J.J. Geomorphic transport laws for predicting landscape form and dynamics. *In*: WILCOCK, R.; IVERSON M. (org.). **Prediction in Geomorphology**. American Geophysical Union: Washington, DC, United States, 2003. p. 103-132.
- DUNNE, T. Stochastics Aspects of the Relations between Climate, Hydrology and Landform Evolution. **Transactions, Japanese Geomorphological Union**, v. 12, p. 1-24, 1991.
- DUVALL, A.R.; TUCKER, G.E. Dynamic ridges and valleys in a strike-slip environment. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 120, n. 10, p. 2016-2026, 2015. DOI 10.1002/2015JF003618.
- DUVALL, A.R.; HARBERT, S.A.; UPTON, P.; TUCKER, G.E.; FLOWERS, R.M.; COLLETT, C. River patterns reveal two stages of landscape evolution at an oblique convergent margin, Marlborough Fault System, New Zealand. **Earth Surface Dynamics**, v. 8, n. 1, p. 177-194, 2020. DOI 10.5194/esurf-8-177-2020.
- EHLERS, T. A.; FARLEY, K. A. Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 206, n. 1-2, p. 1-14, 2003. DOI 10.1016/S0012-821X(02)01069-5.
- ENGLAND, P.; MOLNAR, P. Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks. **Geology**, v. 18, n. 12, p. 1173-1177, 1990. DOI 10.1130/0091-7613(1990)018<1173:SUUORA>2.3.CO;2.
- FERNANDES, N. F. Modelagem em geografia física: Teoria, potencialidades e desafios. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 209-247, 2016, DOI 10.36403/espacoaberto.2016.5243.
- FERNANDES, N. F.; DIETRICH, W. E. Hillslope evolution by diffusive processes: The timescale for equilibrium adjustments. **Water Resources Research**, v. 33, n. 6, p. 1307-1318, 1997. DOI 10.1029/97WR00534.
- FORTE, A.M.; YANITES, B.J.; WHIPPLE, K.X. Complexities of landscape evolution during incision through layered stratigraphy with contrasts in rock strength. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 41, n. 12, p. 1736-1757, 2016. DOI 10.1002/esp.3947.

- GABET, E. J. Lithological and structural controls on river profiles and networks in the northern Sierra Nevada (California, USA). **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 132, n. 3-4, p. 655-667, 2020b. DOI 10.1130/B35128.1.
- GALLAGHER, K.; BROWN, R.; JOHNSON, C. FISSION TRACK ANALYSIS AND ITS APPLICATIONS TO GEOLOGICAL PROBLEMS. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 26, n. 1, p. 519-572, 1998. DOI 10.1146/annurev.earth.26.1.519.
- GALLEN, S.F. Lithologic controls on landscape dynamics and aquatic species evolution in post-orogenic mountains. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 493, p. 150-160, 2018. DOI 10.1029/2018GL079157.
- GALLEN, S.F.; WEGMANN, K.W.; BOHNENSTIEHL, D.R. Miocene rejuvenation of topographic relief in the southern Appalachians. **GSA Today**, v. 23, n. 2, p. 4-10, 2013. DOI 10.1130/GSATG163A.1.
- GILBERT, G. K. Report on the Geology of the Henry Mountains (Utah). **USGS Professional Paper**, p. 1-160, 1877. DOI 10.3133/70039916.
- GILBERT, G. K. The Convexity of Hilltops. **Journal of Geology**, v.17, n. 4, p. 344-350, 1909. DOI 10.1086/621620.
- GILCHRIST, A. R.; KOOI, H.; BEAUMONT, C. Post-Gondwana geomorphic evolution of southwestern Africa: Implications for the controls on landscape development from observations and numerical experiments. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12211-12228, 1994. DOI 10.1029/94JB00046.
- GLADE, R.C.; SHOBE, C.M.; ANDERSON, R.S.; TUCKER, G.E. Canyon shape and erosion dynamics governed by channel-hillslope feedbacks. **Geology**, v. 47, n. 7, p.650-654, 2019. DOI 10.1130/G46219.1.
- GOREN, L.; FOX, M.; WILLETT, S.D. Tectonics from fluvial topography using formal linear inversion: Theory and applications to the Inyo Mountains, California. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 8, p. 1651-1681, 2014a. DOI 10.1002/2014JF003079.
- GOREN, L.; WILLETT, S.D.; HERMAN, F.; BRAUN, J. Coupled numerical-analytical approach to landscape evolution modeling. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 4, p. 522-545, 2014b. DOI 10.1002/esp.3514.
- GRANGER, D. E.; LIFTON, N. A.; WILLENBRING, J. K. A cosmic trip: 25 years of cosmogenic nuclides in geology. **Geological Society of America Bulletin**, v. 125, n. 9, p. 1379-1402, 2013. DOI 10.1130/B30774.1.
- GUNNELL, Y. Apatite fission track thermochronology: an overview of its potential and limitations in geomorphology. **Basin Research**, v. 12, p. 115-132, 2000. DOI 10.1046/j.1365-2117.2000.00114.x.
- HACK, J. T. Interpretation of Erosional Topography in Humid Temperate Regions. **American Journal of Science**, v. 258A, p. 80-97, 1960.
- HACK, J. T. Dynamic Equilibrium and Landscape Evolution. *In*: MELHORN, W. N.; FLEMAL, R. C. (org.). **Theories of Landform Development**. State University of New York: New York 1975. (p.87-102).
- HANKS, T.C., BUCKNAM, R.C., LAJOIE, K.R.; WALLACE, R.E. Modification of wave-cut and faulting-controlled landforms. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 89, n. B7, p. 5771-5790, 1984. DOI 10.1029/JB089iB07p05771.

- HAREL, M. A.; MUDD, S. M.; ATTAL, M. Global analysis of the stream power law parameters based on worldwide ¹⁰Be denudation rates. **Geomorphology**, v. 268, p. 184-196, 2016. DOI 10.1016/j.geomorph.2016.05.035.
- HEIMSATH, A.M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. Cosmogenic nuclides, topography, and the spatial variation of soil depth. **Geomorphology**, v. 27, n. 1-2, p. 151-172, 1999. DOI 10.1016/S0169-555X(98)00095-6
- HEIMSATH, A.M.; DIETRICH, W. E.; NISHIIZUMI, K.; FINKEL, R. C. The soil production function and landscape equilibrium. **Nature**, v. 388, n. 6640, p. 358-361, 1997. DOI 10.1038/41056
- HERGARTEN, S.; NEUGEBAUER, H. J. Self-organized criticality in a landslide model. **Geophysical Research Letters**, v. 25, n. 6, p. 801-804, 1998. DOI 10.1029/98GL50419.
- HIRANO, M. A mathematical model of slope development - an approach to the analytical theory of erosional topography. **Journal of Geosciences Osaka City University**, v. 11, p. 13-52, 1968.
- HIRANO, M. Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form. **The Journal of Geology**, v. 83, p. 113-123, 1975. DOI 10.1086/628048.
- HOBLEY, D.; ADAMS, J.M.; SIDDHARTHA, S.; HUTTON, E.W.; GASPARINI, N.M.; ISTANBULLUOGLU, E.; TUCKER, G.E. Creative computing with Landlab: an open-source toolkit for building, coupling, and exploring two-dimensional numerical models of Earth-surface dynamics. **Earth Surface Dynamics**, v. 5, n. 1, p. 21-46, 2017. DOI 10.5194/esurf-5-21-2017.
- HOWARD, A.D. Simulation model of stream capture. **Geological Society of America Bulletin**, v. 82, n. 5, p. 1355-1376, 1971. DOI 10.1130/0016-7606(1971)82[1355:SMOSC]2.0.CO;2.
- HOWARD, A. D. Equilibrium models in geomorphology. *In*: ANDERSON, M. G. (org.). **Modelling Geomorphological Systems**. John Wiley: New York, 1988. p.49-72.
- HOWARD, A. D. Badland morphology and evolution: Interpretation using a simulation model. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 22, n. 3, p. 211-227, 1997. DOI 10.1002/(SICI)1096-9837(199703)22:3<211::AID-ESP749>3.0.CO;2-E.
- HOWARD, A. D.; DIETRICH, W. E.; SEIDL, M. A. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B7, p. 13971-13986, 1994. DOI 10.1029/94JB00744.
- HUTTON, E.W.; SYVITSKI, J.P. Sedflux 2.0: An advanced process-response model that generates three-dimensional stratigraphy. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1319-1337, 2008. DOI 10.1016/j.cageo.2008.02.013.
- KETTNER, A.J.; SYVITSKI, J.P. HydroTrend v. 3.0: A climate-driven hydrological transport model that simulates discharge and sediment load leaving a river system. **Computers & Geosciences**, v. 34, n. 10, p. 1170-1183, 2008. DOI 10.1016/j.cageo.2008.02.008.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Quantifying differential rock-uplift rates via stream profile analysis. **Geology**, v. 29, n. 5, p. 415-418, 2001. DOI 10.1130/0091-7613(2001)029<0415:QDRURV>2.0.CO;2.
- KIRBY, E.; WHIPPLE, K. X. Expression of active tectonics in erosional landscapes. **Journal of Structural Geology**, v. 44, p. 54-75, 2012. DOI 10.1016/j.jsg.2012.07.009.

- KIRKBY, M. J. Measurement and Theory of Soil Creep. **The Journal of Geology**, v. 75, n. 4, p. 359-378, 1967. DOI 10.1086/627267.
- KIRKBY, M. J. Hillslope process-response models based on the continuity equation. **Institute of British Geographers Special Publications**, v. 3, p. 15-30, 1971.
- KIRKBY, M. J. Modelling cliff development in South Wales: Savigear re-viewed. **Zeitschrift für Geomorphologie**, v. 28, n. 4, p. 405-426, 1984.
- KIRKBY, M. J. A model for the evolution of regolith-mantled slopes. *In*: WOLDENBERG, M. J. (org.). **Models in Geomorphology**. Allen and Unwin: Boston, 1985. p.213-237.
- KIRKBY, M. J. A Two-Dimensional Simulation Model For Slope and Stream Evolution. *In*: ABRAHAMS, A. D. (org.). **Hillslope Processes**. Allen and Unwin: Boston, 1986. p.203-222.
- KOOI, H.; BEAUMONT, C. Escarpment evolution on high-elevation rifted margins: Insights derived from a surface processes model that combines diffusion, advection, and reaction. **Journal of Geophysical Research**, v. 99, n. B6, p. 12191-12209, 1994. DOI 10.1029/94JB00047.
- KOONS, P. O. The topographic evolution of collisional mountain belts: a numerical look at the Southern Alps, New Zealand. **American Journal of Science**, v. 289, p. 1041-1069, 1989. DOI 10.2475/ajs.289.9.1041.
- LAGUE, D. The stream power river incision model: Evidence, theory and beyond. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 1, p. 38-61, 2014. DOI 10.1002/esp.3462.
- LAGUE, D.; HOVIUS, N.; DAVY, P. Discharge, discharge variability, and the bedrock channel profile. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 110, n. F4, 2005. DOI 10.1029/2004JF000259.
- LI, Q.; GASPARINI, N.M.; STRAUB, K.M. Some signals are not the same as they appear: How do erosional landscapes transform tectonic history into sediment flux records?. **Geology**, v. 46, n. 5, p. 407-410, 2018. DOI 10.1130/G40026.1.
- LIAN, O. B.; ROBERTS, R. G. Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. **Quaternary Science Reviews**, v. 25, n. 19-20, p. 2449-2468, 2006. DOI 10.1016/j.quascirev.2005.11.013.
- MARTIN, Y.; CHURCH, M. Numerical modelling of landscape evolution: geomorphological perspectives. **Progress in Physical Geography**, v. 28, n. 3, p. 317-339, 2004. DOI 10.1191/0309133304pp412ra.
- MAYER, L. Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. **Quaternary Research**, v. 22, n. 3, p. 300-313, 1984. DOI 10.1016/0033-5894(84)90024-3.
- MERRITTS, D.; ELLIS, M. Introduction to Special Section on Tectonics and Topography. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12135-12141, 1994. DOI 10.1029/94JB00810.
- MILLER, S.R.; SLINGERLAND, R.L.; KIRBY, E. Characteristics of steady state fluvial topography above fault-bend folds. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 112, n. F4, p. 1-21, 2007. DOI 10.1029/2007JF000772.
- MITCHELL, N.A.; YANITES, B.J. Spatially variable increase in rock uplift in the northern US Cordillera recorded in the distribution of river knickpoints and incision

depths. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 124, n. 5, p. 1238-1260, 2019. DOI 10.1029/2018JF004880.

MOLNAR, P.; ANDERSON, R.S.; KIER, G.; ROSE, J. Relationships among probability distributions of stream discharges in floods, climate, bed load transport, and river incision. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 111, n. F2, 2006. DOI 10.1029/2005JF000310.

MOON, S., CHAMBERLAIN, C.P., BLISNIUK, K., LEVINE, N., ROOD, D.H.; HILLEY, G.E. Climatic control of denudation in the deglaciated landscape of the Washington Cascades. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 7, p. 469-473, 2011. DOI 10.1038/NGEO1159.

MOON, S.; MERRITTS, D.J.; SNYDER, N.P.; BIERMAN, P.; SANQUINI, A.; FOSDICK, J.C.; HILLEY, G.E. Erosion of coastal drainages in the Mendocino Triple Junction region (MTJ), northern California. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 502, p. 156-165, 2018. DOI 10.1016/j.epsl.2018.09.006.

MOREIRA, I. C. Aplicação de Modelos Matemáticos de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Borda de Falha da Bacia de Resende. Tese de Doutorado – Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2008. 289 p.

MOREIRA, I. C.; MELLO, C. L.; FERNANDES, N. F. Aplicação de Modelo Matemático de Evolução do Relevo na Simulação do Recuo da Escarpa de Porção da Serra da Mantiqueira, Resende/Itatiaia (RJ). *In: 9º SINAGEO - Simpósio Nacional de Geomorfologia*, Rio de Janeiro, 2012. **Anais**, p. 1-5, 2012.

MORESI, L.; QUENETTE, S.; LEMIALE, V.; MERIAUX, C.; APPELBE, B.; MÜHLHAUS, H.-B. Computational approaches to studying non-linear dynamics of the crust and the mantle. **Physics of the Earth and Planetary Interiors**. 2007. v. 164, n. 1-4, p. 69-82. 2007. DOI 10.1016/j.pepi.2007.06.009.

MOUCHA, R.; RUETENIK, G.A. Interplay between dynamic topography and flexure along the US Atlantic passive margin: Insights from landscape evolution modeling. **Global and Planetary Change**, v. 149, p. 72-78, 2017. DOI 10.1016/j.gloplacha.2017.01.004.

MUDD, S.M. Topographic data from satellites. *In: TAROLLI, P.; MUDD, S. M. Remote Sensing of Geomorphology*. Developments in Earth Surface Processes, Elsevier, 2020. p. 91-128.

MUDD, S. M.; ATTAL, M.; MILODOWSKI, D. T.; GRIEVE, S. W. D.; VALTERS, D. A. A statistical framework to quantify spatial variation in channel gradients using the integral method of channel profile analysis. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 119, n. 2, p. 138-152, 2014. DOI 10.1002/2013JF002981.

MUDD, S. M.; CLUBB, F. J.; GAILLETON, B.; HURST, M. D. How concave are river channels? **Earth Surface Dynamics**, v. 6, n. 2, p. 505-523, 2018. DOI 10.5194/esurf-6-505-2018.

NASH, D. Morphologic dating of degraded normal fault scarps. **The Journal of Geology**, v. 88, p. 353-360, 1980a. DOI 10.1086/628513.

NASH, D. Forms of bluffs degraded for different lengths of time in Emmet County, Michigan, U.S.A. **Earth Surface Processes**, v. 5, p. 331-345, 1980b. DOI 10.1002/esp.3760050405.

- NONES, M. On the main components of landscape evolution modelling of river systems. **Acta Geophysica**, v. 68, n. 2, p. 459-475, 2020. DOI 10.1007/s11600-020-00401-8.
- OLIVE, J.A.; BEHN, M.D.; MALATESTA, L.C. Modes of extensional faulting controlled by surface processes. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 19, p. 6725-6733, 2014. DOI 10.1002/2014GL061507.
- PARSONS, A. **Process, form and boundary conditions along valley-side slopes**. In: (Org.). *International Geomorphology 1986 Pt II*, Wiley Chichester, 1987. (p.89-104).
- PAZZAGLIA, F.J., Landscape evolution models. **Developments in Quaternary Sciences**, v. 1, p. 247-274, 2003. DOI 10.1016/S1571-0866(03)01012-1.
- PEIFER, D.; CREMON, E. H.; ALVES, F. C. Ferramentas modernas para a extração de métricas de gradientes fluviais a partir de MDES: Uma revisão. **Revista Brasileira de Geomorfologia**. v. 21, n. 1, p. 117-138, 2020. DOI 10.20502/rbg.v21i1.1732.
- PEIFER, D.; PERSANO C.; HURST, M. D.; BISHOP, P.; FABEL, D. Growing topography due to contrasting rock types in a tectonically dead landscape. **Earth Surface Dynamics**, v. 9, n. 2, p. 167-181, 2021, DOI 10.5194/esurf-9-167-2021.
- PELLETIER, J. Fundamental Principles and Techniques of Landscape Evolution Modeling. In: **Treatise on geomorphology**. Elsevier: San Diego, 2013. p. 29-43. DOI 10.1016/B978-0-12-374739-6.00025-7
- PERRON, J. T.; ROYDEN, L. An integral approach to bedrock river profile analysis. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 38, n. 6, p. 570-576, 2013. DOI 10.1002/esp.3302.
- PRINCE, P. S.; SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, n. 9, p. 823-826, 2011. DOI 10.1130/G32008.1.
- RATLIFF, K.M.; HUTTON, E.H.; MURRAY, A.B. Exploring wave and sea-level rise effects on delta morphodynamics with a coupled river-ocean model. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 11, p. 2887-2900, 2018.
- REFICE, A.; GIACHETTA, E.; CAPOLONGO, D. SIGNUM: A Matlab, TIN-based landscape evolution model. **Computers & Geosciences**, v. 45, p. 293-303, 2012. DOI 10.1016/j.cageo.2011.11.013.
- REINERS, P. W.; BRANDON, M. T. USING thermochronology to understand orogenic erosion. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 34, n. 1, p. 419-466, 2006. DOI 10.1146/annurev.earth.34.031405.125202.
- REINERS, P. W.; SHUSTER, D. L. Thermochronology and landscape evolution. **Physics Today**, v. 62, n. 9, p. 31-36, 2009.
- RENGERS, F.K.; MCGUIRE, L.A.; KEAN, J.W.; STALEY, D.M.; HOBLEY, D.E.J. Model simulations of flood and debris flow timing in steep catchments after wildfire. **Water Resources Research**, v. 52, n. 8, p. 6041-6061, 2016. DOI 10.1002/2015WR018176.
- RICHARDS, F.D.; HOGGARD, M.J.; WHITE, N.J. Cenozoic epeirogeny of the Indian peninsula. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 17, n. 12, p. 4920-4954, 2016. DOI 10.1002/2016GC006545.

RICHARDSON, P.W.; PERRON, J.T.; SCHURR, N.D. Influences of climate and life on hillslope sediment transport. **Geology**, v. 47, n. 5, p. 423-426, 2019. DOI 10.1130/G45305.1.

ROE, G.H.; MONTGOMERY, D.R.; HALLET, B. Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. **Geology**, v. 30, n. 2, p.143-146, 2002. DOI 10.1130/0091-7613(2002)030<0143:EOOPVO>2.0.CO;2.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Evidence for nonlinear, diffusive sediment transport on hillslopes and implications for landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 35, n. 3, p. 853-870, 1999. DOI 10.1029/1998WR900090.

ROERING, J. J.; KIRCHNER, J. W.; DIETRICH, W. E. Hillslope evolution by nonlinear, slope-dependent transport; steady state morphology and equilibrium adjustment timescales. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 106, n. 8, p. 16499-16513, 2001. DOI 10.1029/2001JB000323.

RUETENIK, G.A.; MOUCHA, R.; HOKE, G.D. Landscape response to changes in dynamic topography. **Terra Nova**, v. 28, n. 4, p. 289-296, 2016. DOI 10.1111/ter.12220.

RUETENIK, G.A.; HOKE, G.D.; MOUCHA, R.; VAL, P. Regional landscape response to thrust belt dynamics: The Iglesia basin, Argentina. **Basin Research**, v. 30, n. 6, p. 1141-1154, 2018. DOI 10.1111/bre.12295.

SACEK, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 401, p. 301-312, 2014.

SACEK, V.; DE MORAIS NETO, J.M.; VASCONCELOS, P.M.; CARMO, I. Numerical modeling of weathering, erosion, sedimentation, and uplift in a Triple Junction divergent margin. **Geochemistry, Geophysics, Geosystems**, v. 20, n. 5, p. 2334-2354, 2019. DOI 10.1029/2018GC008124.

SALLES, T. Badlands: A parallel basin and landscape dynamics model. **SoftwareX**, 5, pp.195-202. 2016.

SALLES, T. eSCAPE: Regional to global scale landscape evolution model v2.0. **Geoscientific Model Development**, v. 12, n. 9, p. 4165-4184, 2019. DOI 10.5194/gmd-2019-126.

SCHMIDT, K.; MONTGOMERY, D. Limits to relief. **Science**, v. 270, p. 617-620, 1995. DOI 10.1126/science.270.5236.617.

SCHOORL, J. M.; SONNEVELD, M. P. W.; VELDKAMP, A. Three-dimensional landscape process modelling: the effect of DEM resolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 25, n. 9, p. 1025-1034, 2000. DOI 10.1002/1096-9837(200008)25:9<1025::AID-ESP116>3.0.CO;2-Z.

SCHUMM, S. A. Rates of surficial rock creep on hillslopes in western Colorado. **Science**, v. 155, n. 3762, p. 560-562, 1967. DOI 10.1126/science.155.3762.560.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. TopoToolbox 2 – MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. **Earth Surface Dynamics**, v. 2, n. 1, p. 1-7, 2014. DOI 10.5194/esurf-2-1-2014.

SCHWANGHART, W.; SCHERLER, D. Divide mobility controls knickpoint migration on the Roan Plateau (Colorado, USA). **Geology**, v. 48, p. 698-702, 2020. DOI 10.1130/G47054.1/4984059/g47054.

- SHEN, H.; LYNCH, B.; POULSEN, C.J.; YANITES, B.J. A modeling framework (WRF-Landlab) for simulating orogen-scale climate-erosion coupling. **Computers & Geosciences**, v. 146, p. 1-15, 2020. DOI 10.1016/j.cageo.2020.104625.
- SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E.; BARNHART, K.R. The SPACE 1.0 model: a Landlab component for 2-D calculation of sediment transport, bedrock erosion, and landscape evolution. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 12, p. 4577-4604, 2017.
- SHOBE, C.M.; TUCKER, G.E.; ROSSI, M.W. Variable-threshold behavior in rivers arising from hillslope-derived blocks. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 123, n. 8, p. 1931-1957, 2018. DOI 10.1029/2017JF004575.
- SMITH, T. R.; BRETHERTON, F. P. Stability and the conservation of mass in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 8, n. 6, p. 1506-1529, 1972. DOI 10.1029/WR008i006p01506.
- SNYDER, N.P.; WHIPPLE, K.X.; TUCKER, G.E.; MERRITTS, D.J. Landscape response to tectonic forcing: Digital elevation model analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. **Geological Society of America Bulletin**, v. 112, n. 8, p. 1250-1263, 2000. DOI 10.1130/0016-7606(2000)112<1250:LRTTFD>2.0.CO;2.
- SORENSEN, C.S.; YANITES, B.J. Latitudinal trends in modern fluvial erosional efficiency along the Andes. **Geomorphology**, v. 329, p. 170-183, 2019. DOI 10.1016/j.geomorph.2018.12.030.
- STERNAL, P.; HERMAN, F.; CHAMPAGNAC, J. D.; FOX, M.; SALCHER, B.; WILLETT, S. D. Pre-glacial topography of the European Alps. **Geology**, v. 40, n. 12, p. 1067-1070, 2012. DOI 10.1130/G33540.1.
- STOLLE, A.; SCHWANGHART, W.; ANDERMANN, C.; BERNHARDT, A.; FORT, M.; JANSEN, J.D.; WITTMANN, H.; MERCHEL, S.; RUGEL, G.; ADHIKARI, B.R.; KORUP, O., 2019. Protracted river response to medieval earthquakes. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, n. 1, p. 331-341, 2019. DOI 10.1002/esp.4517.
- TEMME, A.J.A.M.; ARMITAGE, J.; ATTAL, M.; VAN GORP, W.; COULTHARD, T.J.; SCHOORL, J.M. Developing, choosing and using landscape evolution models to inform field-based landscape reconstruction studies. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 42, n. 13, p. 2167-2183, 2017.
- TUCKER, G. E.; SLINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: A numerical modeling study. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 99, n. B6, p. 12229-12243, 1994. DOI 10.1029/94JB00320.
- TUCKER, G. E.; BRAS, R. L. Hillslope processes, drainage density, and landscape morphology. **Water Resources Research**, v. 34, n. 10, p. 2751-2764, 1998. DOI 10.1029/98WR01474.
- TUCKER, G.E.; BRAS, R.L. A stochastic approach to modeling the role of rainfall variability in drainage basin evolution. **Water Resources Research**, v. 36, n. 7, p.1953-1964, 2000. DOI 10.1029/2000WR900065
- TUCKER, G. E.; HANCOCK, G. R. Modelling landscape evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 35, n. 1, p. 28-50, 2010. DOI 10.1002/esp.1952.
- TUCKER, G.E.; HOBLEY, D.; HUTTON, E.; GASPARINI, N.M.; ISTANBULLUOGLU, E.; ADAMS, J.M.; NUDURUPATI, S. CTS 2015: Continuous-time stochastic cellular automaton modeling using Landlab. **Geoscientific Model**

- Development**, v. 9, n. 2, p. 823-839, 2016. DOI 10.5194/gmd-9-823-2016.
- TUCKER, G. E.; MCCOY, S. W.; HOBLEY, D. E. J. A lattice grain model of hillslope evolution. **Earth Surface Dynamics**, v. 6, p. 563-582, 2018. DOI 10.5194/esurf-6-563-2018.
- TURCOTTE, D. L.; G. SCHUBERT, **Geodynamics**. Cambridge University Press, Cambridge, 1982. (p. 1-450).
- UEDA, K., WILLET, S.D., GERYA, T.; RUH, J. Geomorphological-thermo-mechanical modeling: Application to orogenic wedge dynamics. **Tectonophysics**, v. 659, p. 12-30, 2015. DOI 10.1016/j.tecto.2015.08.001.
- UPTON, P.; KOONS, P.O.; ROY, S.G. Rock failure and erosion of a fault damage zone as a function of rock properties: Alpine Fault at Waikukupa River. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 61, n. 3, p. 367-375, 2018a. DOI 10.1080/00288306.2018.1430592.
- UPTON, P.; SONG, B.R.; KOONS, P.O. Topographic control on shallow fault structure and strain partitioning near Whataroa, New Zealand demonstrates weak Alpine Fault. **New Zealand Journal of Geology and Geophysics**, v. 61, n. 1, p. 1-8, 2018b. DOI 10.1080/00288306.2017.1397706.
- VAL, P.; HOKE, G.D.; FOSDICK, J.C.; WITTMANN, H. Reconciling tectonic shortening, sedimentation and spatial patterns of erosion from ¹⁰Be paleo-erosion rates in the Argentine Precordillera. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 450, p. 173-185, 2016. DOI /10.1016/j.epsl.2016.06.015.
- VAL, P.; SILVA, C.; HARBOR, D.; MORALES, N.; AMARAL, F.; MAIA, T. Erosion of an active fault scarp leads to drainage capture in the Amazon region, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 39, n. 8, p. 1062-1074, 2014. DOI 10.1002/esp.3507.
- VAN DER BEEK, P. Modelling Landscape Evolution. *In*: WAINWRIGHT, J.; MULLIGAN, M. (org.). **Environmental Modelling: Finding Simplicity in Complexity**. Wiley-Blackwell, 2013. p. 309-331. DOI 10.1002/9781118351475.ch19.
- VAN DER BEEK, P.; BRAUN, J. Numerical modelling of landscape evolution on geological time-scales: a parameter analysis and comparison with the south-eastern highlands of Australia. **Basin Research**, v. 10, n. 1, p. 49-68, 1998.
- VAN DER BEEK, P.; BRAUN, J. Controls on post-mid-Cretaceous landscape evolution in the southeastern highlands of Australia: Insights from numerical surface process models. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B3, p. 4945-4966, 1999. DOI 10.1029/1998JB900060.
- VIEIRA, B.C., SALGADO, A.A.R.; SANTOS, L.J.C. (org.). **Landscapes and Landforms of Brazil**. Springer, 2015. 403 p.
- VON BLANCKENBURG, F.; WILLENBRING, J. K. Cosmogenic nuclides: Dates and rates of earth-surface change. **Elements**, v. 10, n. 5, p. 341-346, 2014. DOI 10.2113/gselements.10.5.341.
- WHIPPLE, K.X. The influence of climate on the tectonic evolution of mountain belts. **Nature Geoscience**, v. 2, n. 2, p. 97-104, 2009. DOI 10.1038/ngeo413.
- WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Dynamics of the stream-power river incision model: Implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and

research neorg. **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v. 104, n. B8, p. 17661-17674, 1999. DOI 10.1029/1999JB900120.

WHIPPLE, K. X.; TUCKER, G. E. Implications of sediment-flux-dependent river incision models for landscape evolution. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. B2, 2002. DOI 10.1029/2000JB000044.

WHIPPLE, K.X.; MEADE, B.J. Orogen response to changes in climatic and tectonic forcing. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 243, n. 1-2, p. 218-228, 2006. DOI 10.1016/j.epsl.2005.12.022.

WHIPPLE, K. X.; HANCOCK, G. S.; ANDERSON, R. S. River incision into bedrock: Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. **Bulletin of the Geological Society of America**, v. 112, n. 3, p. 490-503, 2000. DOI 10.1130/0016-7606(2000)112<490:RIIBMA>2.0.CO;2.

WHIPPLE, K. X.; DIBIASE, R. A.; CROSBY, B. T. **Bedrock Rivers**. In: Treatise on geomorphology, SCHRODER J, WOHL E (org). Academic Press: San Diego, CA, 2013. (pp. 550-573). DOI 10.1016/B978-0-12-374739-6.00254-2.

WHIPPLE, K.X.; FORTE, A.M.; DIBIASE, R.A.; GASPARINI, N.M.; OUIMET, W.B. Timescales of landscape response to divide migration and drainage capture: Implications for the role of divide mobility in landscape evolution. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 122, n. 1, p. 248-273, 2017. DOI 10.1002/2016JF003973.

WHITTAKER, A. C.; BOULTON, S. J. Tectonic and climatic controls on knickpoint retreat rates and landscape response times. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 117, n. 2, p. 1-19, 2012. DOI 10.1029/2011JF002157.

WHITTAKER, A.C.; COWIE, P.A.; ATTAL, M.; TUCKER, G.E.; ROBERTS, G.P. Bedrock channel adjustment to tectonic forcing: Implications for predicting river incision rates. **Geology**, v. 35, n. 2, p. 103–106, 2007. DOI 10.1130/G23106A.1.

WILLENBRING, J.K.; GASPARINI, N.M.; CROSBY, B.T.; BROCARD, G. What does a mean mean? The temporal evolution of detrital cosmogenic denudation rates in a transient landscape. **Geology**, v. 41, n. 12, p. 1215–1218, 2013. DOI 10.1130/G34746.1.

WILLETT, S.D.; MCCOY, S.W.; PERRON, J.T.; GOREN, L.; CHEN, C.Y. Dynamic reorganization of river basins. **Science**, v. 343, n. 6175, p. 1117–1134, 2014. DOI 10.1126/science.1248765.

WILLGOOSE, G. Mathematical modeling of whole landscape evolution. **Annual Review of Earth and Planetary Sciences**, v. 33, n. 1, p. 443–459, 2005. DOI 10.1146/annurev.earth.33.092203.122610.

WILLGOOSE, G.; BRAS, R. L.; RODRIGUEZ-ITURBE, I. A physically based coupled network growth and hillslope evolution model. 1 Theory. **Water Resources Research**, v. 27, p. 1671–1684, 1991a.

WILLGOOSE, G. A physically based coupled network growth and hillslope evolution model. 2 Applications. **Water Resources Research**, v. 27, p. 1685–1696, 1991b. DOI 10.1002/esp.3290160305.

WILLGOOSE, G. Results from a new model of river basin evolution. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 16, n. 3, p. 237–254, 1991c. DOI 10.1002/esp.3290160305.

WOBUS, C.W.; TUCKER, G.E.; ANDERSON, R.S. Does climate change create distinctive patterns of landscape incision?. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. F4, p. 1–12, 2010. DOI 10.1029/2009JF001562.

WOHL, E. Particle dynamics: The continuum of bedrock to alluvial river segments. **Geomorphology**, v. 241, p. 192–208, 2015. DOI 10.1016/j.geomorph.2015.04.014.

YANITES, B.J.; TUCKER, G.E.; MUELLER, K.J.; CHEN, Y.G.; WILCOX, T.; HUANG, S.Y.; SHI, K.W. Incision and channel morphology across active structures along the Peikang River, central Taiwan: Implications for the importance of channel width. **Geological Society of America Bulletin**, v. 122, n. 7-8, p. 1192–1208, 2010. DOI 10.1130/B30035.1.

YANITES, B.J.; EHLERS, T.A.; BECKER, J.K.; SCHNELLMANN, M.; HEUBERGER, S. High magnitude and rapid incision from river capture: Rhine River, Switzerland. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 2, p. 1060–1084, 2013. DOI 10.1002/jgrf.20056.

YOO, K.; MUDD, S.M. Toward process-based modeling of geochemical soil formation across diverse landforms: A new mathematical framework. **Geoderma**, v. 146, n. 1-2, p. 248–260, 2008. DOI 10.1016/j.geoderma.2008.05.029.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 13, n. 2, p. 269–300, 2005.