

Universidade de São Paulo  
Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas  
Departamento de Geofísica

Tacio Cordeiro Bicudo

**Estudo da formação da bacia hidrográfica do  
rio Amazonas através da modelagem  
numérica de processos tectônicos e  
sedimentares**

São Paulo,

2017



Tacio Cordeiro Bicudo

**Estudo da formação da bacia hidrográfica do  
rio Amazonas através da modelagem  
numérica de processos tectônicos e  
sedimentares**

Dissertação apresentada ao Departamento de Geofísica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Área de Concentração: Geofísica

Orientador: Dr. Victor Sacek

São Paulo,

2017



*Dedico esse trabalho a Deus, por ser essencial em minha vida.*

*Ao meu pai, minha mãe, meus irmãos e meu filho.*



# Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, por me guiar e por sempre estar comigo;

À minha mãe, Marta, e meu pai, Zilcio, por terem me dado amor incondicional, educação sólida e suporte em todos os aspectos da minha vida;

Aos meus irmãos, que estão sempre presentes, Tulio e Tales, e a minha irmã, Silvana Laurini, pelo amor e amizade fraternal;

À minha avó, Maria, meus tios, tias, primos e primas, pelo carinho imenso que têm por mim;

Ao orientador e amigo Victor Sacek, por ter me confiado o desenvolvimento de um projeto tão interessante, e pelas diversas horas de discussão em que muitos ensinamentos me foram transmitidos;

À minha companheira, Emanuelle, pelo carinho e amor dedicados durante nosso tempo juntos.

Ao meu filho, Thomas, que me encheu de sabedoria, amor e responsabilidades.

Aos amigos: Rafael Monteiro, André Kowalski, e outros não menos especiais, pela paciência e diversos auxílios prestados durante essa pesquisa;

À Capes, pelo apoio financeiro durante todo o projeto, que foi essencial para conclusão desta pesquisa.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, por todo meu conhecimento adquirido no tempo e pela minha admiração às Geociências.



# Resumo

BICUDO, T. C. **Estudo da formação da bacia hidrográfica do rio Amazonas através da modelagem numérica de processos tectônicos e sedimentares.** Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas de São Paulo, São Paulo, 2017.

A bacia hidrográfica do rio Amazonas abrange uma área de  $\sim 6 \times 10^6$  km<sup>2</sup> da região norte da América do Sul. O seu canal mais longo, com quase 7.000 km tem origem nos Andes peruanos e cruza todo o continente até chegar na foz, no Atlântico Equatorial. Apesar dos diversos esforços científicos, os processos que guiaram a evolução da paisagem na Amazônia ainda são discutidos, assim como a data do estabelecimento dessa grande bacia hidrográfica que culminou com a formação do rio Amazonas como um rio transcontinental. O presente trabalho teve como objetivo estudar como se deu a evolução da paisagem na região norte da América do Sul, com foco na formação do Rio Amazonas, através de simulações usando um modelo numérico que incorpora orogenia, flexura, isostasia da litosfera, clima e processos superficiais de erosão e sedimentação. Diversos experimentos numéricos foram realizados alterando-se a topografia original, taxa de espessamento crustal nos Andes, erodibilidade das rochas, entre outros parâmetros. Constatou-se que o instante da formação do rio transcontinental é muito sensível a modificações na paleotopografia inicial do modelo e erodibilidade das rochas. Porém, em todos os modelos, o instante da formação do rio Amazonas é marcado por um aumento expressivo na taxa de sedimentação na foz do rio Amazonas e uma correspondente queda no aporte sedimentar na foz do rio Orinoco. Adicionalmente, um aumento na taxa de espessamento crustal na região andina não modifica expressivamente as taxas de sedimentação na foz do Amazonas. Isso ocorre

pois o aumento no aporte sedimentar proveniente do Andes é essencialmente depositado nas bacias de ante-país devido ao aumento no espaço de acomodação gerado pela carga adicional sobre a placa litosférica. O aumento da taxa de precipitação sobre a cordilheira dos Andes se reflete em um aumento nas taxas de deposição nas bacias de ante-país, na Baía do Solimões e na foz do Orinoco, porém na foz do Amazonas as taxas de sedimentação sofrem um crescimento pouco expressivo. Já um aumento na precipitação sobre todo o modelo faz com que, em todas as bacias sedimentares, as taxas de sedimentação sofram um aumento gradativo.

**Palavras chave:** modelagem numérica, processos tectônicos, processos superficiais, rio Amazonas.

# Abstract

BICUDO, T. C. **Study of the formation of the Amazon river basin through numerical modeling of tectonic and sedimentary processes.** Master thesis - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas de São Paulo, São Paulo, 2017.

The Amazon hydrographic basin is the largest in the world, covering  $\sim 6 \times 10^6$  km<sup>2</sup> of northern South America. Its longest channel, with almost 7000 km, brings sediment from the Andes to the Atlantic Ocean, in Brazilian equatorial coast. Despite the scientific efforts, the timing of origin of this hydrographic basin is still debated, as well as the processes that guided its evolution and shaped the landscape in this region. In my research, I used an adaptation of the numerical model developed by Sacek (2014) to study the landscape evolution of the north of South America, focusing on the establishment of the Amazon River as a transcontinental river. The numerical model accounts for the contributions of orogeny, climate, isostasy and flexure of the lithosphere, and surface processes (erosion and deposition of sediments). I performed dozens of experiments, testing a range of values for the different parameters of the model, and I was able to reproduce, in many aspects, the evolution of landscape in the region, as hypothesized by other researchers. I also observed in my results a changing in drainage pattern that corresponds to the onset of the Amazon River. Furthermore, it was predicted by the simulations, at the moment of the onset of the Amazon River, a great increase in sedimentary deposition at the Amazon Fan, simultaneously with a fall in sedimentary deposition at the Orinoco mouth. However, in the simulations, the moment of the onset of the Amazon River is very sensitive to changes in the initial topography of the model. I also tested the influence of crustal thickening rate in the Andes, precipitation rate, and resistance to erosion of sediments of the model, in

the sedimentation pattern of the region. I concluded that an increase in precipitation rate in the model can significantly alter the rate of deposition at the region of Amazon's mouth and in others sedimentary basins in the model. However, an increase in crustal thickening or precipitation rate in the Andes does not expressively change the rate of deposition at the region of Amazon's mouth, but changes occur at foreland basins and at Solimões Basin.

**Key words:** numerical modeling, tectonic processes, surface processes, Amazon River.

## Lista de Figuras

- 1.1 Mapa da região norte da América do Sul mostrando a área da bacia de drenagem do rio Amazonas, juntamente com os principais rios. Também está representada a profundidade dos sedimentos depositados a partir do Neógeno (últimos 23 Ma), e a área das bacias sedimentares do Paleozoico (bacia do Solimões e bacia do Amazonas). Figura extraída de Hoorn e Wesselingh (2010a) . . . . . 21
- 2.1 Contribuição dos principais rios para a bacia de drenagem do Amazonas, para a massa de sedimentos ou volume de água transportado. a espessura da faixa que representa o rio é proporcional à: a) massa de sedimentos suspensos transportada por ano. b) volume de água doce transportado por ano. Note que os rios com origem nos Andes são responsáveis por praticamente toda a contribuição de sedimentos à bacia sedimentar, mesmo tendo uma descarga d'água da mesma ordem de grandeza dos rios com origem no cráton. Figura extraída e modificada de Meade (2008) . . . . . 26
- 2.2 Confluência do rio Negro e rio Solimões, nos arredores de Manaus. É possível notar claramente a diferença na coloração das águas dos dois rios. Um dos motivos da causa desse efeito é a diferença na quantidade de sedimentos carregados pelos dois rios. . . . . 27
- 2.3 Figura que mostra o cráton Amazônico, juntamente com a idade das suas províncias geológicas e os tipos de rochas encontrados. Figura extraída e modificada de Kroonenberg e Roeber (2010). . . . . 28

2.4	Figura que ilustra a evolução da paisagem da região amazônica proposta por Hoorn et al. (2010b), desde o começo do período Mioceno até o presente. a) Oligoceno 30 Ma - 21 Ma atrás; b) início do Mioceno 21 Ma - 14 Ma; c) meio do Mioceno 14 Ma - 9 Ma. d) final do Mioceno 9 Ma - 4 Ma. e) do Plioceno (4 Ma) até o presente. Figura extraída e modificada de Hoorn e Wesselingh (2010a) . . . . .	31
2.5	Foto que mostra um afloramento da formação Solimões, Latrubesse et al. (2010) interpretam como ambientes de deposição de alta energia (paleocanais) e de baixa energia (planície de inundação) que se alternam. De acordo com ele esse padrão é encontrado em um sistema essencialmente fluvial de rios avulsivos. Figura extraída e modificada de Latrubesse et al. (2010). . .	32
2.6	Mapas de precipitação média mensal da região norte da América do Sul, banco de dados TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission. a) Período de 1998 - 2007; b) Somente períodos de anomalia ENSO (El Niño-Southern oscillation) negativa (La Niña) de 1998 - 2007; Somente períodos de anomalia ENSO positiva (El Niño) de 1998 - 2007. Figura extraída e modificada de Bookhagen e Strecker (2010). . . . .	35
2.7	Razão isotópica $\delta^{18}O$ para amostras de diferentes localidades da América do Sul. a) Rio Grande do Norte, em marrom, os quadrados vermelhos são registros do leste amazônico, obtidos na Caverna Paraíso. A curva vermelha indica a insolação na latitude 10°S. b) Oeste Amazônico, curva verde de El Condor e azul da Cueva del Diamante. A curva vermelha indica a insolação na latitude 10°S. As marcações verticais em amarelo, indicam os eventos de Heinrich (H). Os números marcam períodos "interstadials" na Groelândia. Figura extraída e modificada de Cheng et al. (2013). . . . .	36
3.1	Ilustração da atuação de diferentes processos considerados no modelo de Sacek (2014). a) Somente ação da erosão em um bloco de crosta. b) combinação de Erosão e Isostasia da litosfera. Repare que devido ao alívio de carga ocorre um soerguimento da região. Figura extraída de Sacek (2014) .	38

3.2	Fluxograma contendo os processos considerados na modelo de Sacek (2014), as setas indicam como os processos interagem entre si. Note que o clima e a orogenia não são influenciados por nenhum outro processo. Figura extraída e adaptada de Sacek (2014). . . . .	39
3.3	Esquema criado por Sacek (2011) para ilustrar como é o transporte fluvial entre duas células. a) Discretização da superfície em células irregulares de Voronoy. A área que compreende cada célula associada a um ponto da malha é a região que se encontra mais próxima desse ponto do que de qualquer outro ponto. b) Triangulação de Delunay usada para se obter as células de Voronoy. Em Sacek (2011) é possível encontrar a descrição desse procedimento. c) Direção que ocorre o transporte fluvial entre células vizinhas (linhas azuis), note que o transporte ocorre entre células vizinhas com o maior gradiente topográfico. d) Direção que ocorre o transporte fluvial entre células vizinhas (linhas azuis) mostrada juntamente com a triangulação de Delunay. Figura extraída de Sacek (2011). . . . .	41
4.1	Configurações iniciais dos cenários testados. A topografia nas planícies é 40 m e no mar é -4000 m. A curva azul é o nível do mar ( $h_{sl} = 0$ m). As curvas pretas e vermelhas são curvas de nível. As regiões de maior topografia no continente representam o cráton Amazônico (curvas de nível vermelhas). As curvas verdes são de mesma intensidade da taxa de espessamento crustal (Região em que será simulada a orogenia andina). A curva amarela representa a topografia mínima em que é imposta uma resistência à erosão maior (parâmetro $l_{b2}$ ). a) configuração inicial usada nos cenários 1 a 6, onde o divisor de drenagem tem altura máxima de aproximadamente 130 m. b) configuração inicial usada nos cenários 1.2 e 4.2, onde o divisor de drenagem tem topografia menor, entre 60 m e 70 m. c) configuração inicial utilizada nos cenários de 7 a 14, a curva cinza representa o limite onde ocorre a variação lateral de $T_e$ no continente. No oeste andino e na região offshore foi utilizado $T_e=15$ km, no restante do modelo $T_e = 70$ km.	48

4.2	Gráfico com a taxa de sedimentação nas bacias de ante-país para os cenários da Tabela 4.2. Note que quanto maior o parâmetro $T_e$ maior as taxas de sedimentação. O mesmo é observado para o parâmetro $U$ . . . . .	52
4.3	Gráfico com a taxa de sedimentação na bacia do Solimões para os cenários da Tabela 4.2. Note que quanto maior o parâmetro $T_e$ mais tarde se inicia o aumento na taxa de sedimentação. . . . .	53
4.4	Perfis sobre as bacias de ante-país para os cenários 1 e 7, que têm seus parâmetros descritos na Tabela 4.2. A unica diferença entre os parâmetros desses cenários é o valor de $T_e$ a) Perfil para o Cenário 1, 17 Ma após o início da simulação. Note que as bacias de ante-país já estão praticamente preenchidas nesse ponto da simulação. b) Perfil para o Cenário 1, 17 Myr após o início da simulação, ainda há espaço de acomodação nas bacias de ante-país. . . . .	55
4.5	Resultados da simulação para o Cenário 7 (veja Tabela 4.4), 1 Myr após o início da simulação a) Topografia e direção dos principais rios. As regiões dentro dos polígonos são as mesmas demarcadas na Figura 4.1, representam as áreas das bacias sedimentares da região, onde foram contabilizadas as taxas de sedimentação. b) Perfil topográfico sobre a reta cinza das figuras 4.5 e 4.1, as camadas estratigráficas indicam 1 milhão de anos de deposição sedimentar. c) Mesmo perfil com maior exagero vertical. . . . .	58
4.6	Mesmo da Figura 4.5 para 6 Myr após o início da simulação. . . . .	59
4.7	Mesmo da Figura 4.5 para 8 Myr após o início da simulação. . . . .	59
4.8	Mesmo da Figura 4.5 para 9 Myr após o início da simulação. . . . .	60
4.9	Mesmo da Figura 4.5 para 13 Myr após o início da simulação. . . . .	60
4.10	Mesmo da Figura 4.5 para 19 Myr após o início da simulação. . . . .	60
4.11	Mesmo da Figura 4.5 para 20 Myr após o início da simulação. . . . .	61
4.12	Mesmo da Figura 4.5 para 23 Myr após o início da simulação. . . . .	61
4.13	Mesmo da Figura 4.5 para 25 Myr após o início da simulação. . . . .	61

- 4.14 Resultados, taxa de precipitação e espessamento crustal impostas para o Cenário 7. a) Gráfico com as taxas de sedimentação em diferentes regiões do modelo, as regiões estão demarcadas na Figura 4.1c. Os valores mínimos para as taxas de sedimentos suspensos medidas atualmente no rio Amazonas, em Óbidos (próximo a sua foz), por Meade (1994) e Filizola e Guyot (2009) estão marcados com as retas vermelhas e verde, respectivamente. A reta vertical pontilhada azul marca o momento da mudança no padrão de drenagem. A reta vertical pontilhada vermelha marca o tempo necessário, após a mudança no padrão de drenagem, para que seja acumulada a quantidade de sedimentos estimada por Watts et al. (2009) na foz do Amazona, nos últimos  $\sim 10Myr$ . A reta amarela mostra o valor para a taxa de sedimentos suspensos medida por Meade (1994) para o rio Orinoco, próximos a sua foz. O tempo representado no eixo horizontal é o tempo após o início da simulação. b) Gráfico com a taxa de precipitação  $v_R$  (retas azuis) e taxa de espessamento crustal para a região andina (reta pontilhada vermelha) ao longo do tempo. A reta azul pontilhada mostra a taxa de precipitação imposta na região andina, enquanto que a reta azul contínua mostra a taxa de precipitação imposta para todo o modelo. c) Topografia na cordilheira dos Andes com o passar do tempo. Os pontos vermelhos mostram a altitude média da cordilheira sobre o perfil da Figura 4.5b, enquanto os pontos azuis mostram a altura máxima da cordilheira sobre o mesmo perfil. As cruces azuis mostram os valores estimados para a paleoaltitude da cordilheira por Fiorella et al. (2015), considerando que o início da simulação representa 30 Ma . . . . . 62
- 4.15 Perfis sobre as bacias de ante-país para os cenários 7.2 e 7, que têm seus parâmetros descritos na Tabela 4.4. A unica diferença entre os parâmetros desses cenários é o valor de  $l_s$  a) Perfil para o Cenário 7.2, 30 Myr após o início da simulação. Note que as bacias de ante-país têm topografia muito elevada, entre 500 m e 1000 m. b) Perfil para o Cenário 7, 30 Myr após o início da simulação, a topografia na região das bacias de ante-país não atinge 500 m. . . . . 64

4.16	Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 8, em que é imposta uma variação temporal da taxa de espessamento crustal $U$ . . . . .	65
4.17	Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 9, em que é imposta uma variação temporal na taxa de precipitação sobre a região andina . . . . .	66
4.18	Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 10, em que é imposta uma variação temporal na taxa de precipitação sobre todo o modelo . . . . .	67
4.19	Gráficos com as taxas de sedimentação em diferentes regiões do modelo, para o Cenário 11, onde é imposta uma variação periódica da taxa de precipitação sobre o modelo. As regiões estão demarcadas na Figura 4.1c . Os valores mínimos para as taxas de sedimentos suspensos medidas atualmente no rio Amazonas, em Óbidos, bem próximo a sua foz, por Meade (1994) e Filizola e Guyot (2009) estão marcados com as retas vermelhas e verde, respectivamente. a) O tempo representado no eixo horizontal é o tempo após o início da simulação, de 1 a 30 Myr. b) representação de apenas 1 Myr de simulação. Entre 21 Myr e 22 Myr após o início da simulação. A reta preta representa a taxa média para a foz do Amazonas nesse período.	70
4.20	O mesmo da Figura 4.19 para o Cenário 12, onde o período de variação de $v_R$ é de 200000 anos . . . . .	72

## Lista de Tabelas

4.1	Tabela com os parâmetros do modelo, juntamente com uma descrição e os seus respectivos valores. Os parâmetros que tiveram mais de um valor em diferentes cenários estão marcados com um asterisco na coluna “valor”. . . . .	49
4.2	Tabela com os parâmetros do modelo que foram testados em diferentes cenários dos testes iniciais. . . . .	50
4.3	Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 1 a 6, juntamente com o tempo após o início da simulação em que ocorre a reversão na drenagem. . . . .	54
4.4	Tabela com os valores parâmetros do modelo que foram testados nos cenários de 7 a 10.. . . . .	57
4.5	Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 7 a 10, juntamente com o tempo após o início da simulação em que ocorre a mudança no padrão de drenagem para esses cenários. . . . .	65
4.6	Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 11 e 12, em que é imposta uma variação periódica de $v_R$ . . . . .	69



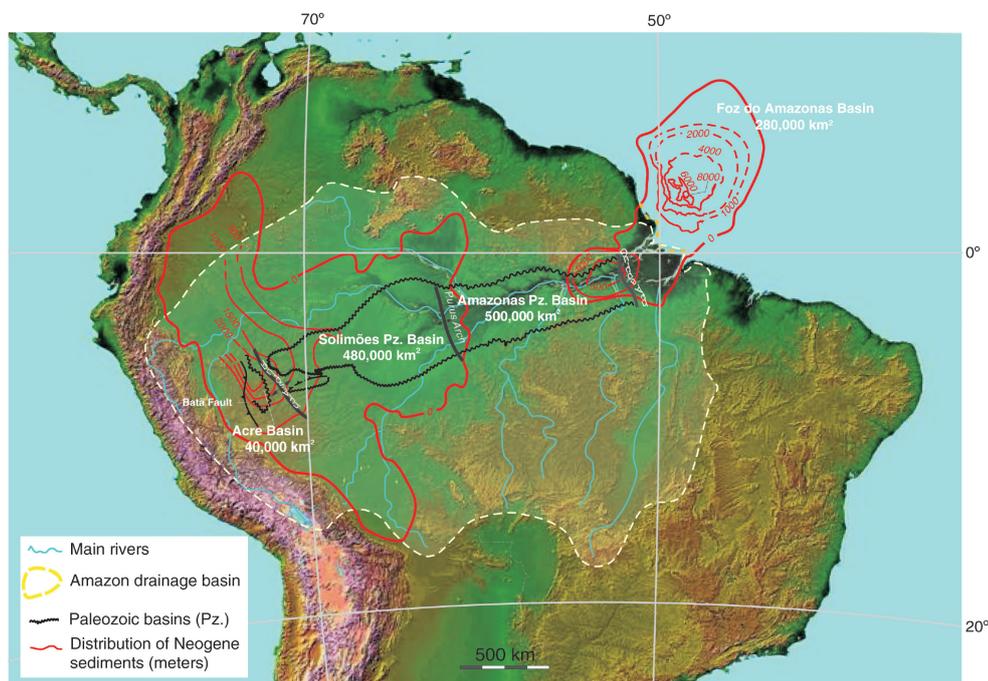
# Sumário

1. <i>Introdução</i> . . . . .	21
2. <i>Contexto geológico da região</i> . . . . .	25
2.1 O cráton Amazônico e os altos estruturais . . . . .	26
2.2 O soerguimento dos Andes e suas consequências . . . . .	29
2.3 O estabelecimento do rio Amazonas . . . . .	32
2.4 O clima na Amazônia . . . . .	34
3. <i>O modelo numérico</i> . . . . .	37
3.1 Características gerais do modelo . . . . .	38
3.1.1 Orogenia e Clima . . . . .	39
3.1.2 Processos de Superfície . . . . .	40
3.1.2.1 Transporte fluvial . . . . .	40
3.1.2.2 Transporte de sedimentos no mar (offshore) . . . . .	43
3.1.3 Flexura e isostasia . . . . .	44
4. <i>Experimentos numéricos e resultados</i> . . . . .	47
4.1 Configuração inicial dos cenários . . . . .	47
4.2 Testes iniciais . . . . .	50
4.2.1 Resultados . . . . .	51
4.3 Cenários aprimorados: variação temporal de $U$ e $v_R$ . . . . .	56
4.3.1 Resultados para o Cenário 7 . . . . .	56
4.3.1.1 Evolução da paisagem . . . . .	56
4.4 Variação periódica de $v_R$ . . . . .	69

4.4.1 Resultados . . . . .	69
5. Conclusões . . . . .	73
Referências . . . . .	75

## Introdução

A bacia hidrográfica do rio Amazonas cobre mais de 6 milhões de km<sup>2</sup> do Norte da América do Sul, sendo a maior do planeta em volume de água transportado para os oceanos, levando em média, cerca de  $6,9 \times 10^{12}$  m<sup>3</sup>/ano de água para o Atlântico (Meade, 2008). Além disso, o rio Amazonas também é o maior do mundo em comprimento do seu maior canal, com quase 7000 km (Martini et al., 2008), que tem origem nos Andes Peruano e deságua no Atlântico (Figura 1.1).



*Figura 1.1:* Mapa da região norte da América do Sul mostrando a área da bacia de drenagem do rio Amazonas, juntamente com os principais rios. Também está representada a profundidade dos sedimentos depositados a partir do Neógeno (últimos 23 Ma), e a área das bacias sedimentares do Paleozoico (bacia do Solimões e bacia do Amazonas). Figura extraída de Hoorn e Wesselingh (2010a).

Mais da metade da área dessa bacia hidrográfica é coberta pela Floresta Amazônica, a maior floresta tropical do mundo, e como as rodovias são poucas, o principal meio de transporte são as embarcações, o que dificulta o acesso à essas áreas e a realização de estudos geológicos (Räsänen, 1993; Roddaz et al., 2010).

Atualmente, é consenso entre os pesquisadores que o tectonismo associado ao soerguimento da cordilheira dos Andes foi protagonista na evolução da paisagem naquela região (Hoorn et al., 1995; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010; Mora et al., 2010; Sacek, 2014). Além disso, também é suposto que a configuração atual dessa bacia de drenagem foi adquirida recentemente, somente depois do início do Neógeno, como resultado de uma grande mudança no padrão de drenagem da região (Figueiredo et al., 2009; Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2010b; Rossetti et al., 2015). No entanto, são debatidas muitas questões sobre a origem e evolução da bacia hidrográfica do rio Amazonas. Entre várias questões, são de importância fundamental as seguintes: (1) quais foram os processos que guiaram a evolução da paisagem e das bacias hidrográficas naquela região durante o Cenozoico (Hoorn et al., 2010b; Shephard et al., 2010; Sacek, 2014; Caputo e Soares, 2016); (2) qual o papel dos altos estruturais do embasamento no padrão de drenagem e evolução da paisagem da região (Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2010c; Caputo e Soares, 2016); (3) qual a idade da formação do rio Amazonas como um rio transcontinental, ou seja, quando as águas e sedimentos com origem na cordilheira andina chegaram ao Atlântico equatorial. Essa última questão vem sendo muito debatida e diversas idades foram propostas para a formação do rio, que variam desde o Mioceno tardio, entre 11,8-11,3 Ma, (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010b) até o final do Pleistoceno (Rossetti et al., 2015).

No trabalho de Shephard et al. (2010), a recente mudança no padrão de drenagem e a evolução da paisagem na região são explicadas através da variação de topografia devido à convecção mantélica, feição conhecida como topografia dinâmica. De acordo com Shephard et al. (2010), a convecção mantélica ocasionada pela diferença de temperatura entre a parte subductada da placa de Nazca e o manto envolvente, foi capaz de gerar uma subsidência de longo comprimento de onda que levou a uma mudança no padrão de drenagem. No entanto, uma importante característica observada ao longo da zona de subducção na borda oeste da América do Sul é a presença de subducção de baixo ângulo sob a placa da América do Sul, que têm grande influência na topografia dinâmica (Eakin et al., 2014; Flament et al., 2015)

e que não é considerada por Shephard et al. (2010), em que os modelos são baseados em tomografia global de ondas S, sem grande resolução para resolver a geometria das placas em subducção. Além disso, no caso do desenvolvimento desse sistema de drenagem, é importante que sejam consideradas componentes de menor comprimento de onda (<500 km) geradas por flexura de placa, principalmente nas regiões mais próximas dos Andes (Eakin et al., 2014; Sacek, 2014; Flament et al., 2015).

No trabalho de Sacek (2014), é usado um modelo numérico que integra processos tectônicos e processos superficiais para estudar a evolução da paisagem e do padrão de drenagem na região da Amazônia, com foco na formação do rio Amazonas. Este modelo foi baseado em adaptações e aperfeiçoamentos dos modelos numéricos propostos por Sacek e Ussami (2009) e Sacek et al. (2012). Com esse modelo foi possível explicar a mudança no padrão de drenagem na região, sem a necessidade de incluir a influência da topografia dinâmica induzida pela convecção do manto astenosférico, como proposto por Shephard et al. (2010). Além disso, também foi possível prever um aumento na sedimentação no leque do rio Amazonas após a reversão da drenagem, o que é observado em dados de poços na região da foz do Amazonas (Figueiredo et al., 2009).

Entretanto, o trabalho de Sacek (2014) não explorou outros cenários numéricos para avaliar como a mudança no tectonismo andino e específicas alterações na dinâmica climática sobre o orógeno e todo o continente podem ter afetado o fluxo sedimentar na foz do rio Amazonas. O presente trabalho teve como objetivo, usar uma variação do modelo de Sacek (2014), incorporando-se novas funcionalidades para testar diferentes hipóteses sobre a dinâmica tectono-sedimentar do norte da América do Sul, desde o início formação da cordilheira andina na região. Para isso, realizaram-se diversos experimentos numéricos, variando os valores de alguns parâmetros do modelo. Foram testados cenários com diferentes configurações topográficas iniciais, taxas de espessamento crustal na região andina, taxas de precipitação sobre o modelo, valores de espessura elástica efetiva da litosfera e erodibilidade das rochas.

A estrutura deste manuscrito conta com quatro capítulos, e é sucintamente descrita neste parágrafo. No Capítulo 2 é feita uma contextualização sobre a geologia da região. Apresenta-se os modelos propostos para a evolução da paisagem da região, e se discute os principais processos que guiaram essa evolução. No Capítulo 3 é apresentado o modelo numérico usado no atual trabalho. São descritos os processos considerados no modelo, jun-

tamente com as equações usadas para simular esses processos. No Capítulo 4 são descritos os experimentos realizados para avaliar os efeitos da variação dos valores de diferentes parâmetros do modelo. Para fins de clareza, após a descrição de cada experimento, são apresentados os resultados do mesmo, juntamente com uma discussão sobre os principais pontos observados nesses resultados. No Capítulo 5 estão as conclusões do presente trabalho.

No presente trabalho, convencionou-se que Ma é a abreviatura de milhões de anos atrás, enquanto que Myr é a abreviatura de milhões de anos decorridos.

## Contexto geológico da região

Antes do início do soerguimento da cordilheira dos Andes, a região da Amazônia era dominada por um sistema de deposição essencialmente fluvial, onde o cráton Amazônico era a principal fonte de sedimentos para as bacias sedimentares existentes até então (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010b,c; Kroonenberg e Roeber, 2010).

Atualmente, 90% do sedimento levado pelo rio Amazonas até o Oceano Atlântico é proveniente dos Andes. Isso pode ser observado na Figura 2.1, que contém a quantidade de sedimentos em suspensão, obtidas por Meade (2007), para vários rios da bacia do Amazonas. Ainda mais, se o material proveniente das bacias sedimentares da Amazônia for considerado de origem andina, então praticamente todo o sedimento carregado pelo Amazonas tem origem na cordilheira dos Andes (Meade, 2007). A quantidade de sedimentos em suspensão no rio Amazonas que passa por Óbidos, foi calculada por Filizola e Guyot (2009) e é no mínimo  $0,6 \times 10^{12}$  kg/ano. De acordo com Meade (1994), esse valor está entre  $1,1 - 1,3 \times 10^{12}$  kg/ano. Em comparação com outros rios do mundo, essa quantidade de sedimentos é enorme. Apenas o rio Ganges, que drena o Himalaia, carrega uma quantidade de sedimentos dessa ordem de grandeza (Gupta, 2007). O rio Orinoco, por exemplo, que é o terceiro do mundo em transporte de água aos oceanos, transporta até o Mar do Caribe  $1,2 \times 10^{12}$  m<sup>3</sup>/ano, e carrega  $1,5 \times 10^{11}$  kg/ano de sedimentos suspensos (Meade, 1994). A produção de sedimentos na região andina é grande devido aos elevados gradientes topográficos, altas taxas de precipitação ao leste da cordilheira, além de que as rochas são tectonicamente fragilizadas e são facilmente erodidas. De acordo com Latrubesse e Restrepo (2014) cerca de  $1,42 \times 10^{12}$  kg/ano de sedimentos é a contribuição da cordilheira dos Andes para a bacia hidrográfica do rio Amazonas, sem contar com os sedimentos depositados nas bacias de ante-país.

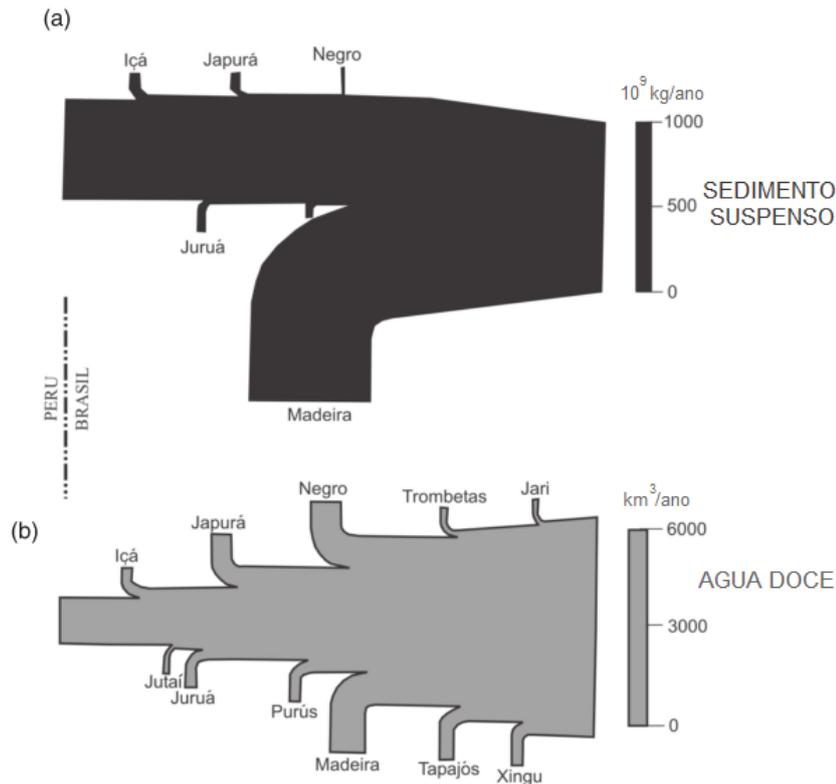


Figura 2.1: Contribuição dos principais rios para a bacia de drenagem do Amazonas, para a massa de sedimentos ou volume de água transportado, a espessura da faixa que representa o rio é proporcional à: a) massa de sedimento suspensos transportada por ano. b) volume de água doce transportado por ano. Note que os rios com origem nos são responsáveis por praticamente toda a contribuição de sedimentos à bacia sedimentar, mesmo tendo uma descarga d'água da mesma ordem de grandeza dos rios com origem no cráton. Figura extraída e modificada de Meade (2008).

## 2.1 O cráton Amazônico e os altos estruturais

O cráton Amazônico compreende as províncias geológicas mais antigas do continente sul-americano. É formado essencialmente por rochas metavulcânicas e metassedimentares de baixo a alto grau de metamorfismo, como por exemplo, greenstones belts e gneisses, com idades entre 1 e 3 Ga (Kroonenberg e Roever, 2010; Hoorn et al., 2010c). Essas rochas são bastante resistentes à erosão, e isso faz com que os rios que drenam o cráton Amazônico, tenham pouco sedimento em suspensão se comparado com os rios que drenam os Andes. Os rios com origem no cráton podem ser divididos em dois tipos: os rios de águas claras, exemplos desse tipo são os rios Tapajós e Xingu, e os rios de águas escuras, cujo principal exemplo é o rio Negro, que tem águas negras pois como faz seu caminho pelo meio da floresta é enriquecido em matéria orgânica em decomposição (Hoorn et al., 2010c). Na

confluência do rio Negro (que drena o cráton) e do rio Solimões (com origem nos Andes), nos arredores de Manaus, é possível ver a diferença entre as cores das águas dos dois rios, que não se misturam facilmente por diferenças de temperatura, densidade e velocidade das águas (Figura 2.2).



*Figura 2.2:* Confluência do rio Negro e rio Solimões, nos arredores de Manaus. É possível notar claramente a diferença na coloração das águas dos dois rios. Um dos motivos da causa desse efeito é a diferença na quantidade de sedimentos carregados pelos dois rios.

De acordo com Wanderley-Filho et al. (2010), durante o meio do Proterozoico, esforços extensionais com direção predominante E-W, geraram uma série de bacias sedimentares com direção NW-SE, um exemplo é a bacia do Alto Tapajós. Mais tarde, no Proterozoico Tardio, essas bacias foram invertidas, dando origem a altos estruturais no embasamento. Um dos principais exemplos é o alto de Purus, que será melhor discutido adiante. Os primeiros esforços extensionais relacionados à separação do Gondwana, geraram espaço de acomodação para as bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas, dividindo o cráton Amazônico em duas partes, o Escudo da Guyana e o Escudo Guaporé, ou Escudo do Brasil Central (Kroonenberg e Roeber, 2010; Hoorn et al., 2010c). A Figura 2.3 destaca as duas grandes porções superficiais do cráton Amazônico, juntamente com as idades inferidas para cada região do mesmo.

Os altos estruturais no embasamento definiam os limites dessas bacias sedimentares e também funcionavam como divisores de drenagem (Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010). O alto de Purus é uma elevação estrutural de direção aproximada NW-SE que separa as bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas. Alguns pesquisadores sustentam a ideia de que esse alto dividia os rios da região em dois sistemas de drenagem principais:

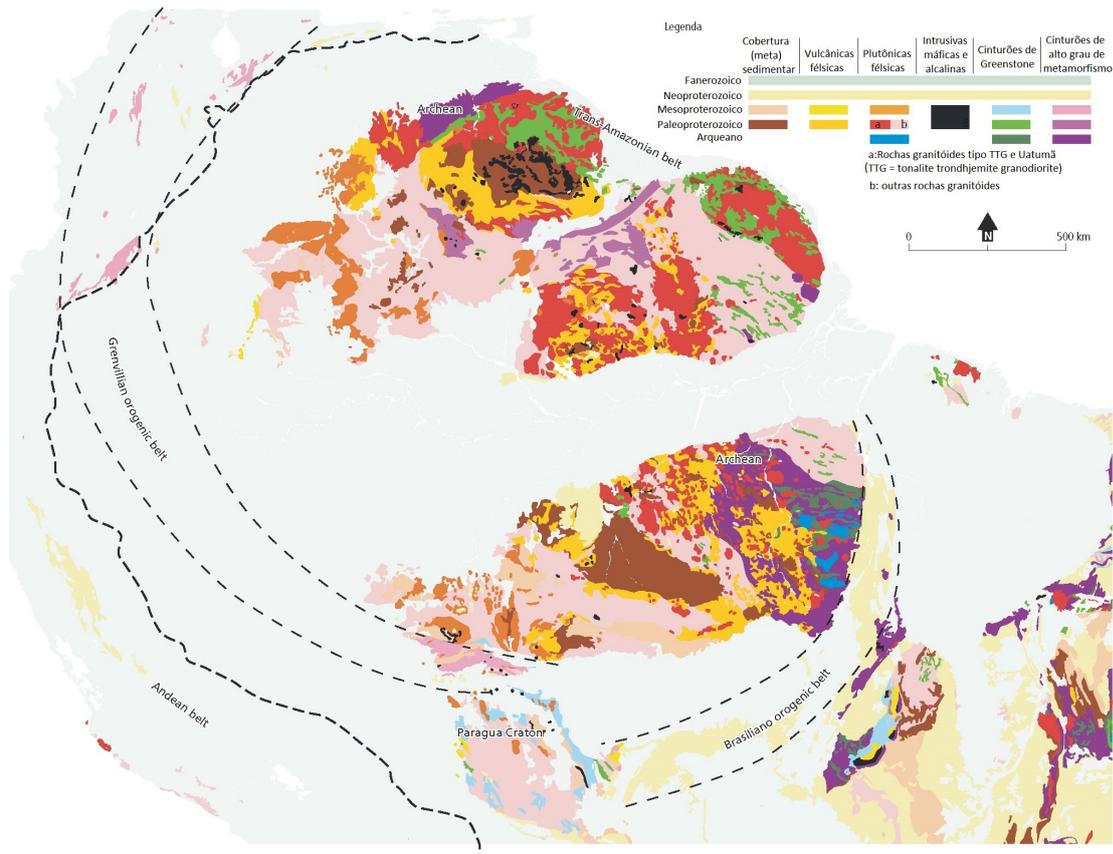


Figura 2.3: Representação do cráton Amazônico, juntamente com a idade das suas províncias geológicas e os tipos de rochas encontrados. Figura extraída e modificada de Kroonenberg e Roever (2010)

(1) um sistema de drenagem se situava a leste do Arco de Purus e desaguava no Atlântico, bem perto da atual foz do Amazonas, o que sugere que o sentido de fluxo principal era de oeste para leste (Figueiredo et al., 2009; Latrubesse et al., 2010; Hoorn et al., 2010b); (2) outro sistema de drenagem, situado a oeste do Arco de Purus, cobria a maior parte do oeste amazônico, e os rios seguiam para oeste e noroeste, até o Mar do Caribe (Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010), e também para o Oceano Pacífico (Hoorn et al., 1995, 2010b). Porém, existe também a hipótese que o alto de Purus nunca foi um alto topográfico, sendo assim, não agiu como um divisor de drenagem e não impediu o fluxo do rio Amazonas para o Atlântico (Caputo e Soares, 2016). De acordo com Caputo e Soares (2016), o que impedia o fluxo do antigo rio Amazonas até o Atlântico, eram as escarpas geradas devido ao rifte, que possivelmente é o alto de Gurupá.

## 2.2 O soerguimento dos Andes e suas consequências

O soerguimento da porção norte da cordilheira dos Andes não foi síncrono, ou seja, não aconteceu simultaneamente em toda a área da cordilheira, tendo se propagado essencialmente da parte sul da cordilheira para o norte, e de oeste para leste. O método mais usado para estimar as paleoaltitudes da cordilheira é a análise da razão isotópica de oxigênio em carbonatos, método conhecido como  $\delta^{18}\text{O}$  (Ehlers e Poulsen, 2009). Através desse método é possível inferir a temperatura em que os carbonatos foram depositados, e assim, associar essa temperatura com uma certa altitude. No entanto, a grande dificuldade da estimativa através desse método é que o sinal isotópico dos materiais pode refletir variações tanto na temperatura quanto na precipitação (Vonhof e Kaandorp, 2010). Adicionalmente, um pressuposto do método é que, desde a formação dos carbonatos usados, não houve grande mudança climática na região, e de acordo com Ehlers e Poulsen (2009), essa não é uma consideração válida para a região norte da América do Sul, que passou por grandes mudanças climáticas devido ao soerguimento da cordilheira do Andes (veja seção 2.4). As mudanças climáticas interferem nos dados, e podem até mesmo dominar o sinal isotópico (Fiorella et al., 2015). Portanto, ainda restam muitas questões a serem resolvidas sobre o soerguimento dos Andes. Nessa seção será apresentado o contexto geral sobre o desenvolvimento da cordilheira e seus impactos na região.

As placas Sul-Americana e de Nazca estão em convergência desde os últimos  $\sim 100$  Ma. No entanto, a deformação da placa cavalgante e o soerguimento da cordilheira dos Andes no norte da América do Sul teve início apenas  $\sim 65$  Ma, na parte ocidental da cordilheira, e atingiu as dimensões geográficas atuais a  $\sim 30$  Ma (Mora et al., 2010). Ainda assim, as elevadas altitudes observadas hoje, principalmente na cordilheira oriental, só foram alcançadas no final do Mioceno ou até no Plioceno. Por exemplo, no Altiplano boliviano, as altitudes observadas hoje, de  $\sim 4$  km, foram atingidas a 10 Ma (Fiorella et al., 2015). Enquanto que no sul da Colômbia, na cordilheira leste, há evidências de que até 6,4 Ma essa parte da cordilheira não teria atingido a elevação suficiente para gerar uma barreira orográfica para as massas de ar úmido, como é observada hoje (Anderson et al., 2016).

Durante o soerguimento dos Andes, a carga da cordilheira sobre a borda oeste da placa Sul-Americana causou a flexura e subsidência da litosfera, gerando um grande espaço de acomodação de sedimentos a leste da cordilheira, adjacente a ela. Esse tipo de bacia

sedimentar, conhecida como bacia de ante-país, geralmente possui um registro estratigráfico muito completo que favorece o estudo da evolução da erosão e de orogenia da cadeia de montanhas (Roddaz et al., 2010). A leste, essas bacias sedimentares eram limitadas pela ombreira flexural que provavelmente é o Arco de Iquitos (Roddaz et al., 2005). Nessa fase se desenvolveu nas bacias de ante-país um canal axial que direcionou o fluxo dos rios paralelamente a cordilheira em desenvolvimento (Mora et al., 2010), seguindo em direção ao Mar do Caribe, assim como na Figura 2.4a e 2.4b.

Segundo Hoorn et al. (2010b,d) e Wesselingh et al. (2006), no início do Mioceno um aumento no nível do mar e mudanças climáticas na região favoreceram o desenvolvimento de uma grande zona alagada entre  $\sim 23$  Ma e 10 Ma, o chamado sistema Pebas, que cobria mais  $10^6$  km<sup>2</sup> do oeste da Amazônia. O desenvolvimento dessa zona alagada é dividido por Hoorn et al. (2010d,b) em três fases: (1) a fase precursora e essencialmente fluvial, entre  $\sim 24$  e 16 Ma; (2) a fase do sistema Pebas, entre  $\sim 16$  e 11.3 Ma; (3) a fase do sistema Acre, entre  $\sim 11$  e 7 Ma. Essas duas últimas fases serão descritas nos próximos parágrafos. A Figura 2.4 mostra um esquema proposto por Hoorn et al. (2010b) de como seria a paisagem na região nos últimos  $\sim 30$  Ma.

A formação Solimões, no Brasil, e Pebas, no Peru, seriam os registros da evolução desses sistemas (Hoorn et al., 2010d). Essas formações são compostas essencialmente de argilas, com algumas intercalações de areia, e são caracterizadas pela presença de muitos fósseis. Através de poços feitos por companhias de petróleo sabe-se que a formação Solimões pode atingir até 1000 m de espessura (Hoorn et al., 2010d; Latrubesse et al., 2010). De acordo com Hoorn et al. (2010b,d) esse ambiente de deposição era essencialmente lacustre com evidências de incursões marinhas, e recebia sedimentos tanto dos Andes quanto do cráton. O sistema Pebas seria o último ambiente de deposição no oeste amazônico antes do estabelecimento do rio Amazonas como um rio transcontinental, que acontece quando os dois sistemas de drenagem existentes até então se conectam através do Arco de Purus (Hoorn et al., 2010b). Após a conexão, ocorre o desaparecimento do sistema Pebas, que passa de um sistema de deposição essencialmente lacustre, para um sistema fluvial com influência marinhas, o sistema Acre (Hoorn et al., 2010d). O sistema Acre foi o primeiro sistema que levou os sedimentos dos Andes ao Atlântico, e representa a fase final da grande zona alagada que supostamente teria existido até então. Desde o estabelecimento do rio Amazonas como um rio transcontinental, o sistema Acre tem seu declínio. Se inicia então,

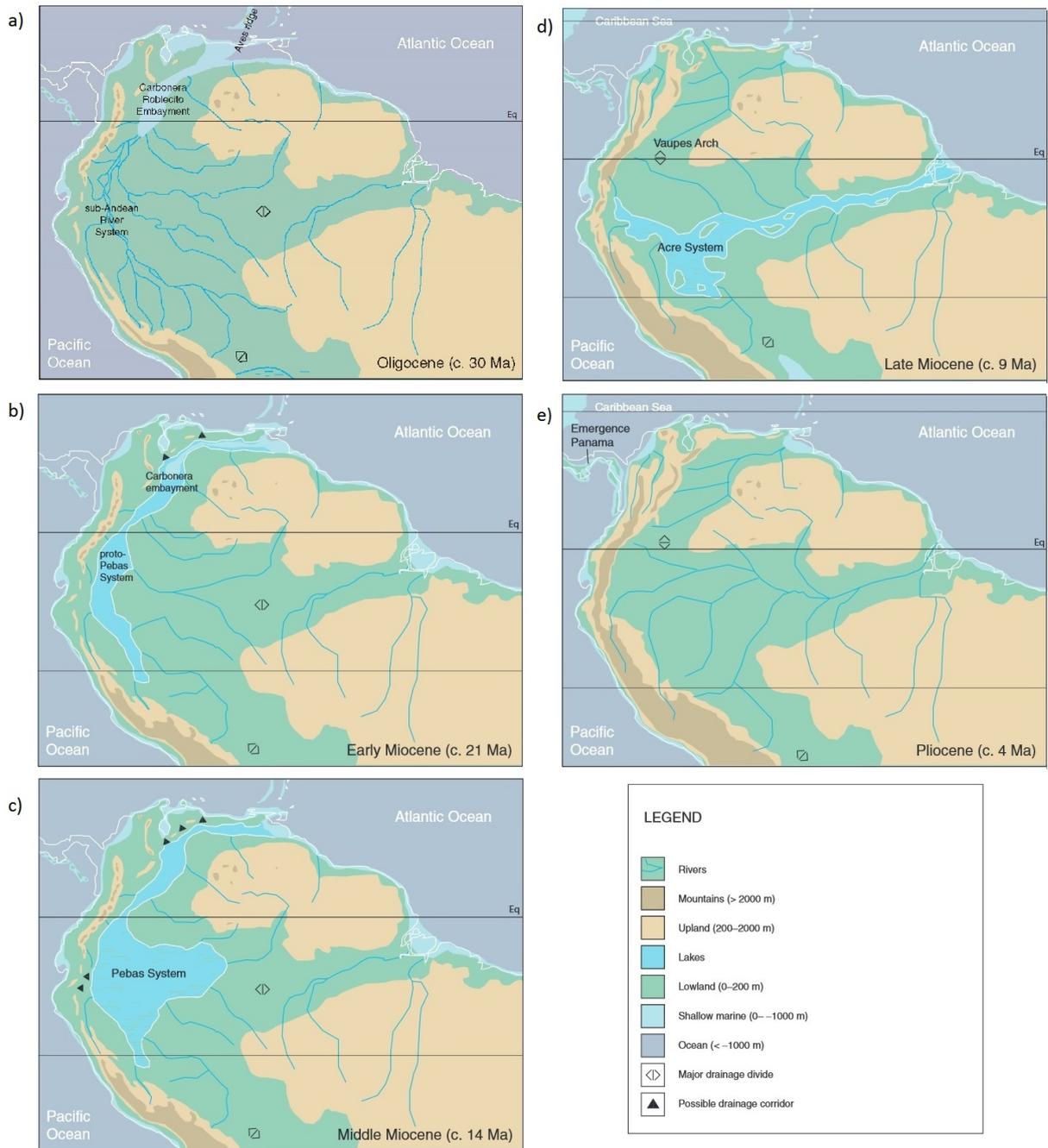


Figura 2.4: Figura que ilustra a evolução da paisagem da região amazônica proposta por Hoorn et al. (2010b), desde o começo do período Mioceno até o presente. a) Oligoceno 30 Ma - 21 Ma atrás; b) início do Mioceno 21 Ma - 14 Ma; c) meio do Mioceno 14 Ma - 9 Ma. d) final do Mioceno 9 Ma - 4 Ma. e) do Plioceno (4 Ma) até o presente. Figura extraída e modificada de Hoorn e Wesselingh (2010a).

na Amazônia, um sistema essencialmente fluvial, onde os rios correm predominantemente para leste, adquirindo uma configuração bem próxima da configuração atual da bacia hidrográfica do rio Amazonas.

É importante ressaltar que esse cenário de evolução não é aceito por todos os pesquisadores. Existem diversas outras hipóteses para a evolução da paisagem na região (Cozzuol, 2006; Latrubesse et al., 2010; Rossetti et al., 2015; Caputo e Soares, 2016). Por exemplo, a existência do sistema Pebas, e a influência marítima no oeste Amazônico antes da reversão não são consenso (Cozzuol, 2006; Latrubesse et al., 2010; Gross et al., 2011). De acordo com Latrubesse et al. (2010) o ambiente de deposição da formação Solimões na bacia do Solimões é essencialmente fluvial, onde predominavam rios avulsivos. Em um afloramento da formação Solimões, Latrubesse et al. (2010) observam um padrão de sedimentação que alterna entre um sistema de alta energia, interpretado como paleocanais, e de baixa energia, interpretado como planície de inundação (veja a Figura 2.5).



Figura 2.5: Foto que mostra um afloramento da formação Solimões. Latrubesse et al. (2010) interpreta como ambientes de deposição de alta energia (paleocanais), as camadas 2 e 4, e ambientes de deposição de baixa energia (planície de inundação), as camadas 1 e 3, que se alternam. De acordo com os autores, esse padrão é encontrado em um sistema essencialmente fluvial de rios avulsivos. Figura extraída e modificada de Latrubesse et al. (2010).

### 2.3 O estabelecimento do rio Amazonas

A mudança no padrão de drenagem, que corresponde ao surgimento do rio transcontinental do Amazonas, é datada entre 11.8 Ma e 11.3 Ma por Figueiredo et al. (2009), e

depois corrigida para 10.5 Ma (Figueiredo et al., 2010). Figueiredo et al. (2009) observou o registro do início do rio transcontinental em poços sobre o Leque do rio Amazonas. De acordo com ele, uma mudança no padrão de sedimentação bem definida é associada ao início da deposição de sedimentos proveniente dos Andes no leque do Amazonas. As plataformas que até então só depositavam carbonatos e pouco sedimento proveniente do cráton, passam a depositar enormes taxas de sedimentos provenientes dos Andes.

A interface observada por Figueiredo et al. (2009), também é mapeada por Watts et al. (2009), através de sísmica de reflexão, que é interpretada como uma discordância do final do Mioceno. Watts et al. (2009) usam os dados de quatro perfis sísmicos de reflexão sobre o Leque do Amazonas, sendo que em três desses perfis também foi adquirido sísmica de refração, juntamente com outros dados prévios, para criar um mapa de espessura de sedimentos na região da foz do Amazonas. Watts et al. (2009) também estimaram a quantidade de sedimentos depositadas na foz do Amazonas abaixo da discordância, entre o Cretáceo inferior e o meio do Mioceno, e acima da discordância, desde o Mioceno Tardio até o presente. Ele estimou que até 8 km de sedimento (no depocentro do leque), cerca de  $6,64 \times 10^{14} \text{ m}^3$  de sedimentos, foram depositados desde o final do Mioceno até o presente. De acordo com Watts et al. (2009), os sedimentos depositados acima dessa discordância são de origem andina, e recobrem os carbonatos que eram depositados até então.

O limite norte da bacia hidrográfica do Amazonas é o alto de Vaupés, que teve seu soerguimento no final Mioceno ou Plioceno (Mora et al., 2010) impedindo a conexão do sistema de drenagem do oeste amazônico com o Caribe, onde se estabeleceu a atual bacia de drenagem do rio Orinoco. De acordo com Mora et al. (2010), o soerguimento do alto de Vaupés teve papel fundamental na evolução da bacia de drenagem do Amazonas, separando-a permanentemente da bacia de drenagem do rio Orinoco. Segundo Mora et al. (2010), Isso aconteceu em um cenário onde os rios corriam perpendicularmente à cordilheira, pois as bacias de ante-país já estavam assoreadas devido ao aporte sedimentar proveniente dos Andes.

Entretanto, a data do estabelecimento do rio Amazonas como um rio transcontinental ainda é discutida. Latrubesse et al. (2010) propõem o estabelecimento do rio Amazonas no começo do Plioceno, ou seja entre 5.6 Ma e 3.8 Ma. Por outro lado, Rossetti et al. (2015) suportam que o estabelecimento do rio Amazonas ocorreu entre o meio e o final do Pleistoceno. Existe também a hipótese de que o alto de Purus nunca foi um divisor

de drenagens, e que a verdadeira barreira que impediu o rio Amazonas de desaguar no Atlântico, até o final do Mioceno, era na verdade o arco de Gurupá (Caputo e Soares, 2016).

## 2.4 O clima na Amazônia

A evolução do clima na região amazônica e andina é de extrema importância para o presente trabalho, pois o padrão de precipitação controla as taxas de erosão e sedimentação na região e, conseqüentemente, tem influência na evolução da bacia de drenagem do rio Amazonas.

Atualmente a taxa de precipitação média sobre a bacia do rio Amazonas é 2130 mm/ano (Costa e Foley, 1998). Esse valor pode variar espacialmente e temporalmente na região da bacia hidrográfica. Por exemplo, durante períodos em que ocorre o fenômeno La Niña, a média em grande parte do oeste amazônico e na foz do Amazonas é maior que 3600 mm/ano, enquanto que durante o El Niño, esses valores ficam entre 2400 - 3600 mm/ano nessas regiões (Bookhagen e Strecker, 2010). Essas oscilações tem período de poucos anos.

Durante o Cenozoico, o clima na Amazônia sofreu mudanças como resultado do soerguimento dos Andes (Vonhof e Kaandorp, 2010; Ehlers e Poulsen, 2009). Sepulchre et al. (2010) discutem como os impactos diretos do tectonismo no clima devido ao soerguimento de uma cordilheira podem modificar o padrão de circulação das massa de ar na região. Através de modelos climáticos Ehlers e Poulsen (2009) e Sepulchre et al. (2010) mostraram que, a partir de certa elevação, a cordilheira dos Andes passou a agir como uma barreira orográfica que impede a passagem das massas de ar de origem no Pacífico para o continente. Além disso, também bloqueiam as massas de ar úmido de origem no Atlântico equatorial. Essas massas de ar, por sua vez, são forçadas a uma rápida subida e descompressão adiabática, aumentando as taxas de precipitação na região subandina, criando uma zona árida no oeste andino. Esse fenômeno é conhecido como precipitação orográfica, e seu efeito pode ser observado em mapas de precipitação da região 2.6 (Bookhagen e Strecker, 2010). Nota-se nesses mapas que, as taxas de precipitação a leste da cordilheira são bem maiores do que na região andina e às margens do Pacífico.

Além dessas oscilações climáticas já citadas, existem oscilações climáticas com período de milhares de anos, que são controladas por ciclos de Milankovitch (Vonhof e Kaandorp,

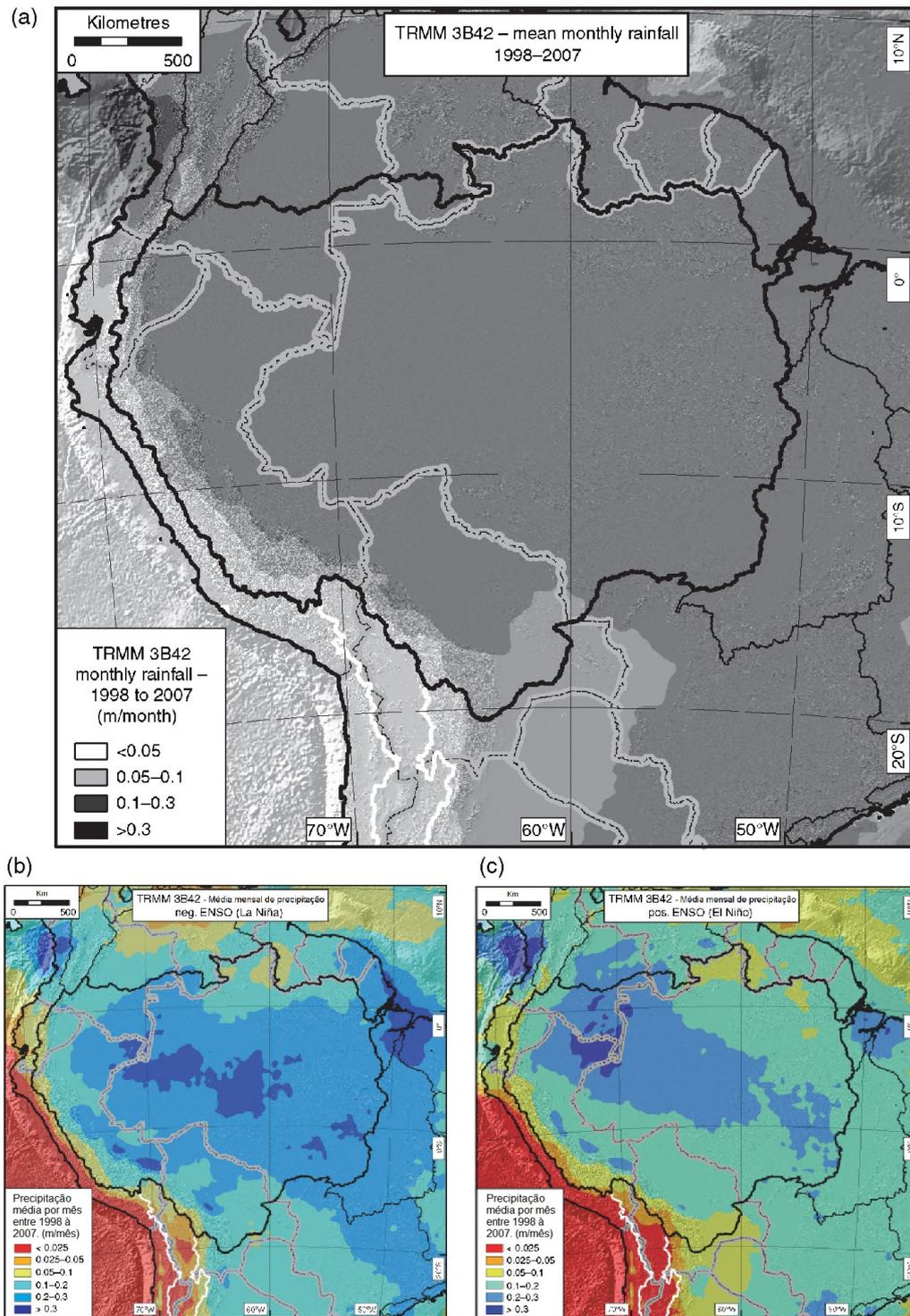


Figura 2.6: Mapas de precipitação média mensal da região norte da América do Sul, banco de dados TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission. a) Período de 1998 - 2007; b) Somente períodos de anomalia ENSO (El Niño-Southern oscillation) negativa (La Niña) de 1998 - 2007; Somente períodos de anomalia ENSO positiva (El Niño) de 1998 - 2007. Figura extraída e modificada de Bookhagen e Strecker (2010).

2010). Através da análise de  $\delta^{18}\text{O}$  em amostras de diversas regiões da América do Sul, Cheng et al. (2013) mostraram a clara relação entre o clima no continente e os ciclos de precessão da terra, que tem período de 26 mil anos. Além disso, Cheng et al. (2013) também observam no último ciclo de precessão um claro desacoplamento entre o clima do oeste e leste amazônico. Esse padrão de precipitação é chamado pelos autores de SAPD (South América Precipitation Dipole). De acordo com os autores, enquanto no oeste amazônico o clima está mais úmido, no leste está mais seco, e vice-versa (veja figura 2.7).

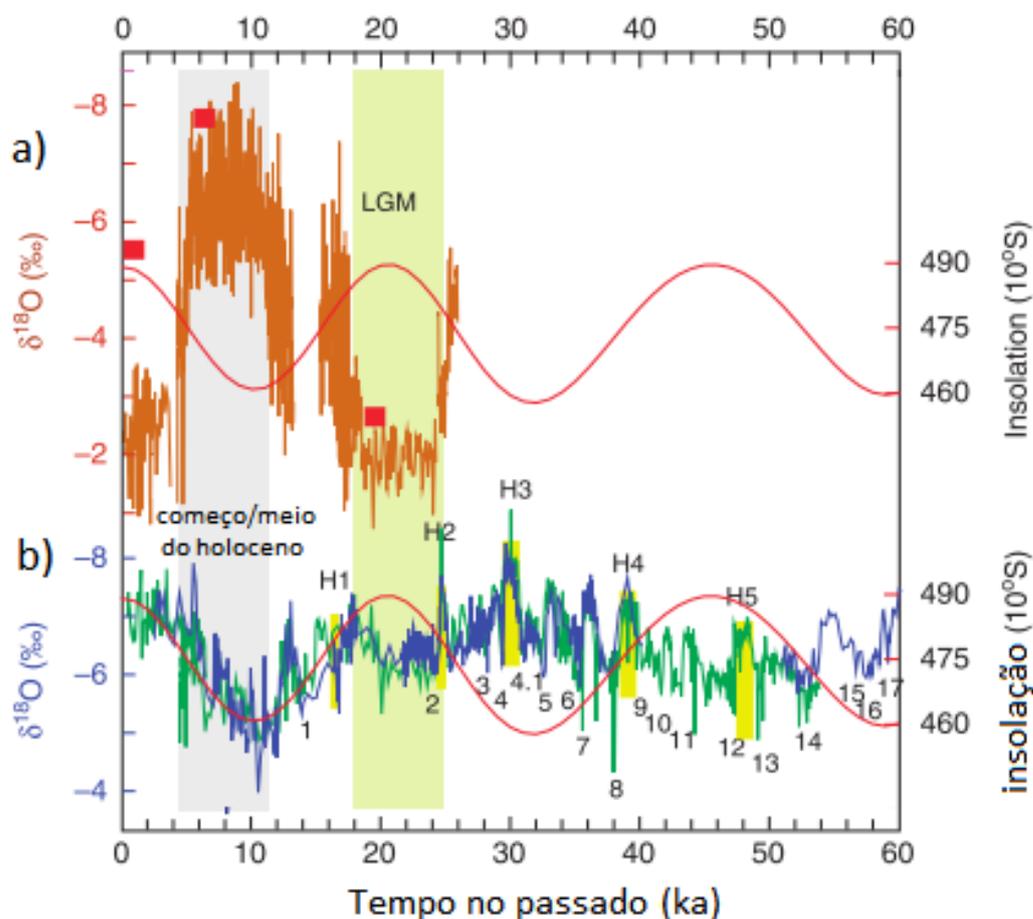


Figura 2.7: Razão isotópica  $\delta^{18}\text{O}$  para amostras de diferentes localidades da América do Sul. a) Rio Grande do Norte, em marrom, os quadrados vermelhos são registros do leste amazônico, obtidos na Caverna Paraíso. A curva vermelha indica a insolação na latitude  $10^{\circ}\text{S}$ . b) Oeste Amazônico, curva verde de El Condor e azul da Cueva del Diamante. A curva vermelha indica a insolação na latitude  $10^{\circ}\text{S}$ . As marcações verticais em amarelo, indicam os eventos de Heinrich (H). Os números marcam períodos "intersticiais" na Groelândia. A barra vertical em verde claro indica o período correspondente ao Último Máximo Glacial (Last Glacial Maximum). Figura extraída e modificada de Cheng et al. (2013).

### O modelo numérico

A evolução da paisagem de determinada região é resultado da integração de diferentes processos, que agem simultaneamente, com contribuições em diferentes escalas de tempo e espaço. Por exemplo, a orogenia eleva grandes massas de rochas em um pequeno intervalo de tempo, enquanto que as chuvas erodindo constantemente o orógeno podem controlar sua altura e forma no tempo geológico (Beaumont et al., 1992). Adicionalmente, em resposta ao alívio de carga devido a erosão do orógeno, a compensação isostática pode ocasionar seu soerguimento, efeito que só é observado se considerarmos a integração de orogenia, intemperismo e isostasia, como exemplificado em Beaumont et al. (1992) e Sacek (2011) (Figura 3.1). Logo, esse é um sistema onde as contribuições combinadas de diferentes processos é capaz de gerar efeitos que não seriam observados caso cada processo agisse isoladamente.

A modelagem numérica conjunta de diferentes processos no estudo da evolução da superfície terrestre vem sendo cada vez mais utilizada (Beaumont et al., 1992; Braun e Sambridge, 1997; Sacek, 2011, 2014). Essa ferramenta torna possível avaliar e prever como se dá a evolução da paisagem para determinada região, além de permitir quantificar a contribuição de cada processo agindo no sistema. Os processos que guiam a evolução da paisagem variam de acordo com a região. Para a realização de um estudo através de modelagem numérica é fundamental saber quais as contribuições que se deve considerar no modelo. Esse cuidado é necessário para que o modelo não se torne simples demais a ponto de não representar a situação real, nem muito complexo a ponto de impossibilitar a interpretação dos resultados e também para que não seja custoso computacionalmente.

O modelo usado no presente estudo é uma adaptação do modelo desenvolvido por Sacek (2014), pois não incorpora precipitação orográfica, além de incluir outras funcionalidades,

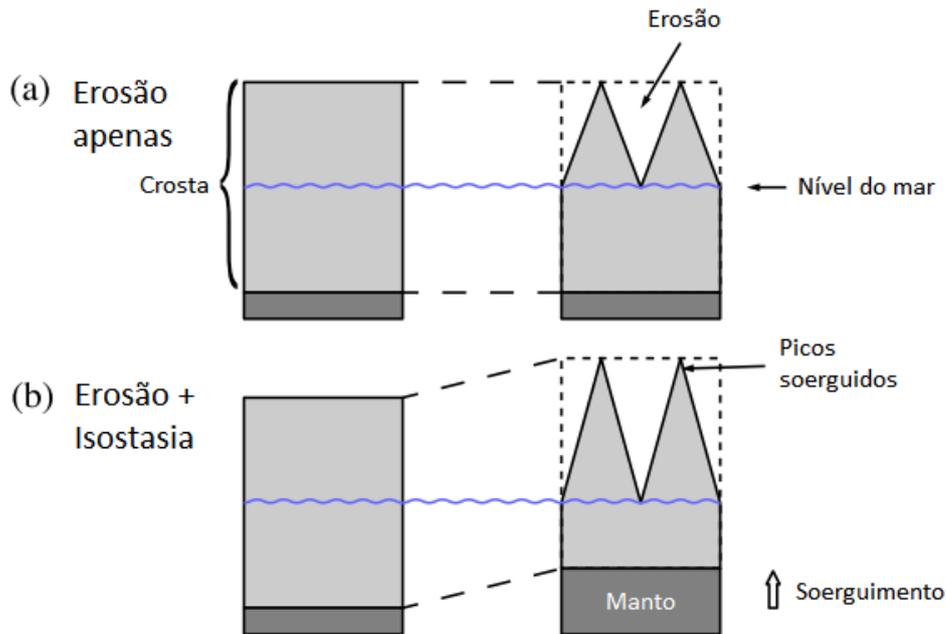


Figura 3.1: Ilustração da atuação de diferentes processos considerados no modelo de Sacek (2014). a) Somente ação da erosão em um bloco de crosta. b) combinação de Erosão e Isostasia da litosfera. Repare que devido ao alívio de carga ocorre um soerguimento da região. Figura extraída de Sacek (2014)

como mudanças climáticas e tectônicas, que são impostas antes do início das simulações. Nas próximas seções estão descritos os processos que agem no modelo, juntamente com as equações que regem o mesmo.

### 3.1 Características gerais do modelo

O modelo numérico desenvolvido e usado por Sacek (2014) é um modelo tridimensional que integra quatro processos distintos: 1) Processos de erosão e deposição sedimentar; 2) processos climáticos; 3) processos de flexura de placa tectônica e isostasia; e 4) orogenia. No modelo usado no presente trabalho, o clima e a orogenia são processos impostos antes do início das simulações, e não são afetado pelos outros processos. Os processos de erosão e deposição de sedimentos transportam material e conseqüentemente redistribuem as cargas  $F$  na superfície. Essas cargas são compensadas isostaticamente pela litosfera resultando em movimento vertical  $w$ , que também modifica a topografia.

A Figura 3.2 mostra um esquema dos processos que são considerados no modelo.

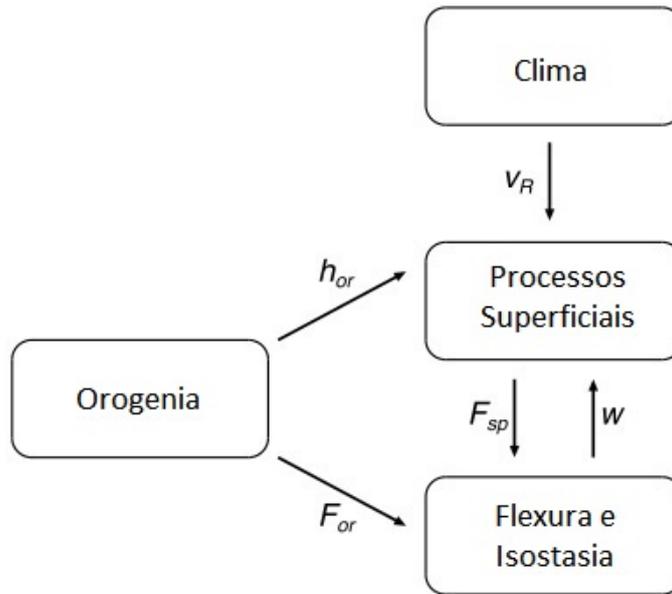


Figura 3.2: Fluxograma contendo os processos considerados na modelo de Sacek (2014), as setas indicam como os processos interagem entre si. Note que o clima e a orogenia não são influenciados por nenhum outro processo. Figura extraída e adaptada de Sacek (2014).

### 3.1.1 Orogenia e Clima

A orogenia é simulada através do espessamento crustal que induz uma carga vertical na litosfera  $F_{or}$  e modifica a topografia  $h$ . Logo, nas regiões de orógeno será imposta uma taxa de espessamento crustal  $\dot{h}_{or} = \frac{\partial h_{or}}{\partial t}$ , e para um intervalo  $\Delta t$  a variação na topografia será  $\Delta h_{or} = \dot{h}_{or} \Delta t$

$$h = h + \Delta h_{or}, \quad (3.1)$$

A carga  $F_{or}$  criada sobre a litosfera é descrita na equação 3.2

$$F_{or} = -\rho_c g \Delta h_{or}, \quad (3.2)$$

e é função da gravidade  $g$ , da densidade  $\rho_c$  da crosta e da variação de topografia  $\Delta h_{or}$ .

No modelo usado por Sacek (2014) a precipitação sobre o modelo é do tipo orográfica, o que significa que as taxas de precipitação que variam a medida que a topografia se eleva. No entanto, nesse trabalho iremos considerar sobre a área do modelo uma taxa de precipitação  $v_R$ , imposta e previamente definida para a simulação, que pode variar temporalmente e lateralmente.

### 3.1.2 Processos de Superfície

A superfície é discretizada em células irregulares de Voronoi, pois esse tipo de discretização evita padrões artificiais de topografia que seriam criados se o grid fosse regular (Braun e Sambridge, 1997; Sacek, 2011). Em Sacek (2011) para simular o transporte de sedimentos em encostas de montanhas usa-se uma equação de difusão linear aplicada à topografia. Já em Sacek (2014), como o intervalo de discretização do espaço é grande, da ordem de 40 km, não há necessidade de distinguir esse tipo de transporte do transporte fluvial (Beaumont et al., 1992; Braun e Sambridge, 1997).

#### 3.1.2.1 Transporte fluvial

De acordo com a formulação de Beaumont et al. (1992) para a simulação de transporte fluvial, uma variação temporal da topografia  $\frac{\partial h}{\partial t}$  é dada pela equação 3.3:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = -\frac{q_f^{eqb} - q_f}{L_f}, \quad (3.3)$$

onde  $q_f^{eqb}$  é a capacidade máxima de transporte de sedimento naquele ponto, dada na equação 3.4, e  $q_f$  é o fluxo de sedimento nesse mesmo ponto. O parâmetro  $L_f$ , que tem dimensão de comprimento, está relacionado com resistência a erosão do material, quanto menor seu valor mais facilmente o material é erodido.

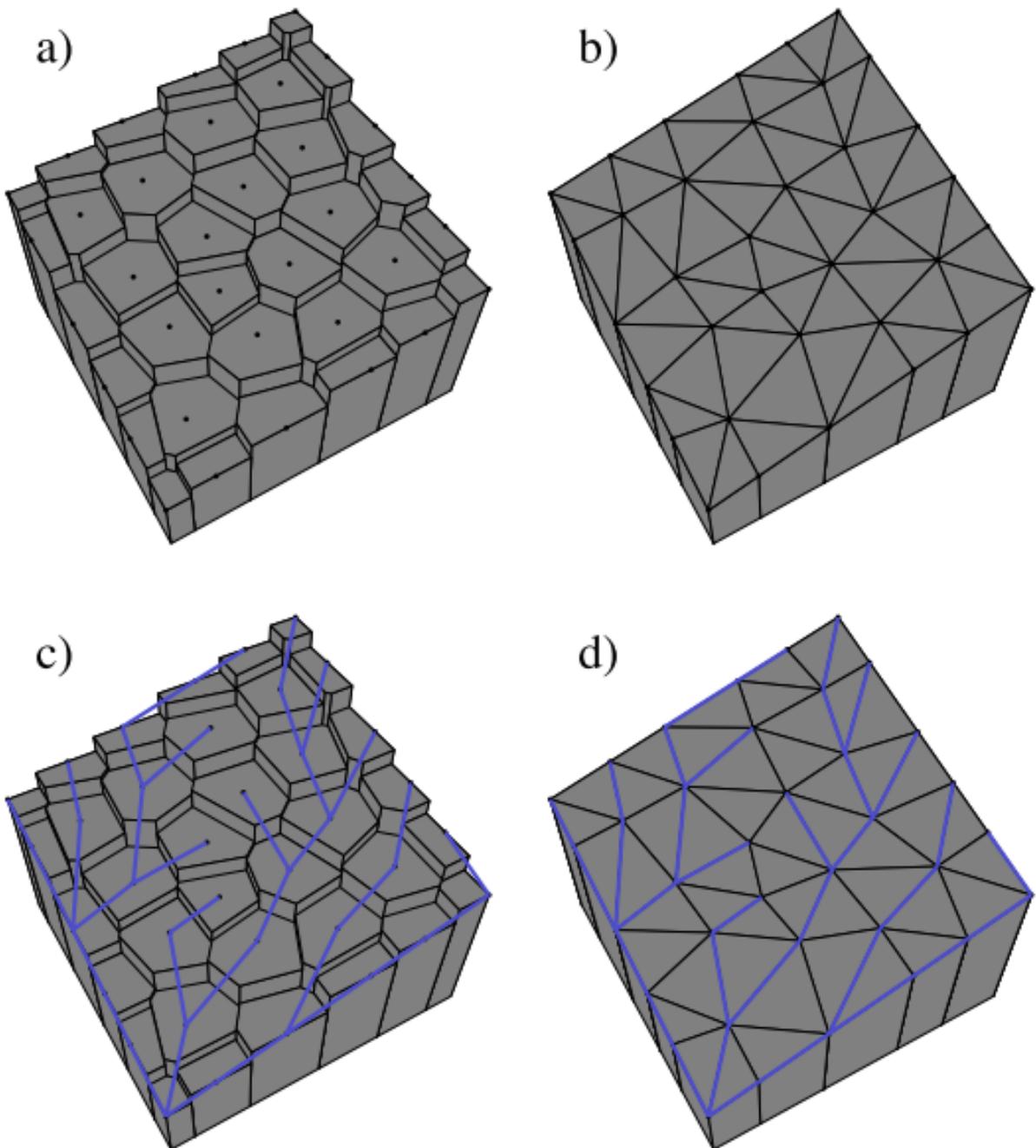
$$q_f^{eqb} = k_f q_r |\nabla h|, \quad (3.4)$$

onde  $k_f$  é o coeficiente de transporte fluvial,  $q_r$  é a descarga de água, que é dependente da precipitação sobre a área de drenagem, e  $|\nabla h|$  é o módulo do gradiente topográfico, que pode ser aproximado pela equação 3.5:

$$|\nabla h| \approx \frac{h_i - h_j}{L_{ij}}. \quad (3.5)$$

O transporte fluvial de água e sedimentos ocorre entre as duas células vizinhas que possuem o maior gradiente de topografia, como mostrado na Figura 3.3.

O transporte de sedimentos gera uma variação na topografia  $\Delta h_i$  devido a essa redistribuição de massa na superfície. O volume máximo de sedimentos  $Q_{fi}^{eqb}$  que o rio pode transportar da célula  $i$  para uma célula vizinha  $j$  de menor topografia é dado pela equação 3.6, que é a forma integrada em relação ao tempo e espaço da equação 3.4:



*Figura 3.3:* Esquema criado por Sacek (2011) para ilustrar como é o transporte fluvial entre duas células. a) Discretização da superfície em células irregulares de Voronoy. A área que compreende cada célula associada a um ponto da malha é a região que se encontra mais próxima desse ponto do que de qualquer outro ponto. b) Triangulação de Delunay usada para se obter as células de Voronoy. Em Sacek (2011) é possível encontrar a descrição desse procedimento. c) Direção que ocorre o transporte fluvial entre células vizinhas (linhas azuis), note que o transporte ocorre entre células vizinhas com o maior gradiente topográfico. d) Direção que ocorre o transporte fluvial entre células vizinhas (linhas azuis) mostrada juntamente com a triangulação de Delunay. Figura extraída de Sacek (2011).

$$Q_{fi}^{eqb} = k_f Q_{ri} \frac{h_i - h_j}{L_{ij}}, \quad (3.6)$$

onde  $L_{ij}$  é a distância entre as duas células,  $k_f$  é o coeficiente de erosão,  $Q_{ri}$  é a quantidade total de água que entra na célula  $i$  provinda das células de maior topografia  $u$ , além da precipitação local  $v_{Ri}$  em certo intervalo de tempo  $\Delta t$ .

$$Q_{ri}^{eqb} = \sum_u Q_{ru} + v_{Ri} S_i \Delta t \quad (3.7)$$

Em uma célula pode ocorrer erosão ou deposição de sedimentos. Se o fluxo de sedimentos na célula  $Q_f$  for maior que  $Q_{fi}^{eqb}$  então ocorre deposição, caso contrário ocorrerá erosão.

No caso de deposição de sedimentos em uma célula  $i$ , a expressão 3.8 calcula a variação na topografia devido a essa deposição

$$\Delta h_i = \frac{Q_{fi} - Q_{fi}^{eqb}}{S_i}. \quad (3.8)$$

Após atualizar a topografia, também deve-se atualizar a quantidade de sedimentos transportado para a célula  $j$

$$Q_{fj} \leftarrow Q_{fj} + Q_{fi}^{eqb}. \quad (3.9)$$

No caso de erosão, quando  $Q_f < Q_{fi}^{eqb}$ , o cálculo da variação de topografia é feito a partir da equação 3.10:

$$\Delta h_i = \frac{Q_{fi} - Q_{fi}^{eqb}}{S_i} \frac{L_{ij}}{L_{f,e}}, \quad (3.10)$$

e então atualiza-se a quantidade de sedimentos transportado para a célula  $j$

$$Q_{fj} \leftarrow Q_{fj} + Q_{fi} (Q_{fj} - Q_{fi}^{eqb}) \frac{L_{ij}}{L_{f,e}}. \quad (3.11)$$

Sacek (2011, 2014) baseia-se no algoritmo denominado “cascade algorithm” ou algoritmo cascata, desenvolvido por Braun e Sambridge (1997) para implementar esse processos em um grid irregular. Esse algoritmo tem a vantagem de não precisar ordenar todas as células com relação a topografia. Neste caso, a ordenação só é feita dentro de cada sistema

de drenagem. Para isso deve-se saber previamente quais os limites de cada sistema de drenagem do modelo.

No processo de transporte fluvial, se eventualmente o canal passar por um mínimo topográfico local, no interior do continente, um lago será formado. A água então sai do lago através da sua borda mais baixa para uma bacia de drenagem adjacente que seja conectada ao nível base da drenagem (Sacek, 2011, 2014).

### 3.1.2.2 Transporte de sedimentos no mar (offshore)

Para simular o transporte de sedimentos no mar, Sacek (2014) usa a metodologia de van Balen et al. (1995) que consiste em uma difusão não linear onde o coeficiente de difusão  $k_m$  diminui exponencialmente com a profundidade, de acordo com a seguinte equação.

$$k_m = k_m^* \exp\left(\frac{h - h_{s.l.}}{h_0}\right), \quad (3.12)$$

onde  $k_m^*$  é uma constante de unidade  $[L^2T^{-1}]$ ,  $h_{s.l.}$  e  $h_0$  é também uma constante de unidade  $[L]$ .

Logo, para transporte de sedimentos offshore é válida a equação 3.13:

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (k_m \nabla h). \quad (3.13)$$

Essa formulação é empírica e tenta reproduzir processos complexos que agem no ambiente de deposição submarino costeiro. Esse tipo de difusão é capaz de recriar as feições de clinofórmias observadas na plataforma continental em seções sísmicas. O decaimento exponencial de  $k_m$  simula a perda exponencial de energia com o aumento da profundidade, como discutido em Kaufman et al. (1991).

A variação da topografia  $\Delta h$  em um intervalo de tempo  $\Delta t$ , em um ponto é dada pela equação 3.14

$$\frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \nabla \cdot (k_m \nabla h_i) \quad (3.14)$$

Para saber essa variação em uma célula devemos integrar a equação 3.14 na área da célula  $S_i$ , lembrando que para uma mesma célula, a variação da topografia é constante, assim como o intervalo de tempo, logo, esses termos podem ser extraídos da integral no lado esquerdo da equação e o resultado da integral de superfície é a área da célula.

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \int_{S_i} \nabla \cdot (k_m \nabla h_i) dS \quad (3.15)$$

A integral de superfície que permanece do lado direito da equação 3.15 pode ser relacionada com uma integral de linha através do teorema do divergente.

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \oint_{\partial S_i} k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} dl, \quad (3.16)$$

onde  $\partial S_i$  é a borda da célula,  $\vec{n}$  é o vetor normal a borda da célula. Essa integral pode ser reescrita como a somatória das integrais de linha de cada borda da célula

$$S_i \frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \sum_j \int_{\partial S_{ij}} k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} dl, \quad (3.17)$$

onde  $\partial S_{ij}$  é o comprimento da borda entre as células  $i$  e  $j$ .

Considerando a aproximação da equação 3.5, e também sabendo que cada borda é um seguimento de reta, o termo dentro da integral se torna constante em cada borda e é dado por:

$$k_m \nabla h_i \cdot \vec{n} \approx -k_m \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} \text{ em } \partial S_{ij} \quad (3.18)$$

Substituindo esse termo na equação 3.17 obtemos a equação 3.19 para a variação da topografia devido o processo de difusão de sedimentos.

$$\Delta h_i = \frac{\Delta t}{S_i} \sum_j k_m \frac{h_i - h_j}{L_{ij}} \partial S_{ij} \quad (3.19)$$

### 3.1.3 Flexura e isostasia

As cargas litosféricas não são compensadas apenas por forças de isostasia exercidas pela astenosfera, pois a litosfera é rígida, e parte dessa carga é sustentada pela rigidez da litosfera. Há uma grandeza física que representa o comportamento flexural da litosfera, é a chamada espessura elástica efetiva  $T_e$ , que tem unidade de comprimento. Essa grandeza pode variar temporalmente e espacialmente pois é dependente de diversas propriedades físicas da litosfera.

As cargas verticais sobre a litosfera, que são a soma das cargas do orógeno e do sedimento depositado ( $F = F_{sp} + F_{or}$ ), causam a flexura da placa. Considerando a apro-

ximação que a litosfera é uma placa fina flutuando em um fluido invíscido, a equação diferencial 3.20 descreve o comportamento da litosfera:

$$(\mathbf{L}\nabla)^\top \mathbf{D}\mathbf{L}\nabla w - q = 0, \quad (3.20)$$

onde  $w$  é o deslocamento vertical,  $q$  a carga exercida naquele ponto,

$$(\mathbf{L}\nabla) = \left[ \frac{\partial^2}{\partial x^2}, \frac{\partial^2}{\partial y^2}, \frac{\partial^2}{\partial x \partial y} \right]^\top, \quad (3.21)$$

o sobrescrito T representa a transposta de uma matriz,

$$\mathbf{D} = D \begin{bmatrix} 1 & \nu & 0 \\ \nu & 1 & 0 \\ 0 & 0 & \frac{(1-\nu)}{2} \end{bmatrix}; \quad (3.22)$$

onde  $\nu$  é a razão de Poisson, e  $D$  é a rigidez flexural da placa, dada na equação 3.23:

$$D = \frac{ET_e^3}{12[1 - \nu^2]} \quad (3.23)$$

sendo que  $E$  é o módulo de Young. A equação 3.20 é resolvida numericamente através do método dos elementos finitos, implementado por Sacek e Ussami (2009), que permite variações laterais de  $T_e$ . A resolução da equação de flexura em detalhes, através do método dos elementos finitos, para uma malha triangular, encontra-se em Sacek (2011).



## Experimentos numéricos e resultados

Foram realizadas dezenas de experimentos numéricos, testando-se cenários com diferentes valores dos parâmetros do modelo, na tentativa de reproduzir a evolução da paisagem da região norte da América do Sul.

### 4.1 Configuração inicial dos cenários

Para estudar como a orogenia andina afetou a paisagem e o padrão de drenagem no norte da América do Sul, foram criados cenários que representam a paisagem da região antes do início do soerguimento dos Andes. Para criar as configurações topográficas iniciais dos cenários, usou-se como base, os modelos propostos por diferentes linhas de pesquisa (Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010; Caputo e Soares, 2016), além de mapas de satélite da região. As configurações iniciais dos cenários, utilizadas no presente estudo, estão representadas na Figura 4.1

Nos cenários mostrados na Figura 4.1, a linha de costa, com topografia  $h_{sl} = 0$  m, está plotada em azul. Toda a região acima do nível do mar, com exceção dos escudos cristalinos, tem topografia  $h_{base} = 40$  m no início da simulação. Em vermelho e preto, estão plotados as curvas de nível. Os altos topográficos representam o Escudo das Guianas e o Escudo do Brasil Central, a norte e sul da reta cinza, respectivamente. A conexão que ocorre entre esses escudos representa o divisor de drenagem na região, que possivelmente é o alto de Purus (Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010). A região em verde, na borda oeste do cenário, é a região onde ocorre o espessamento crustal, que simula o soerguimento da cordilheira dos Andes. No presente estudo, a taxa de espessamento crustal representada na Figura 4.1 é multiplicada por um fator de escala  $U$ . Por exemplo, em um cenário onde

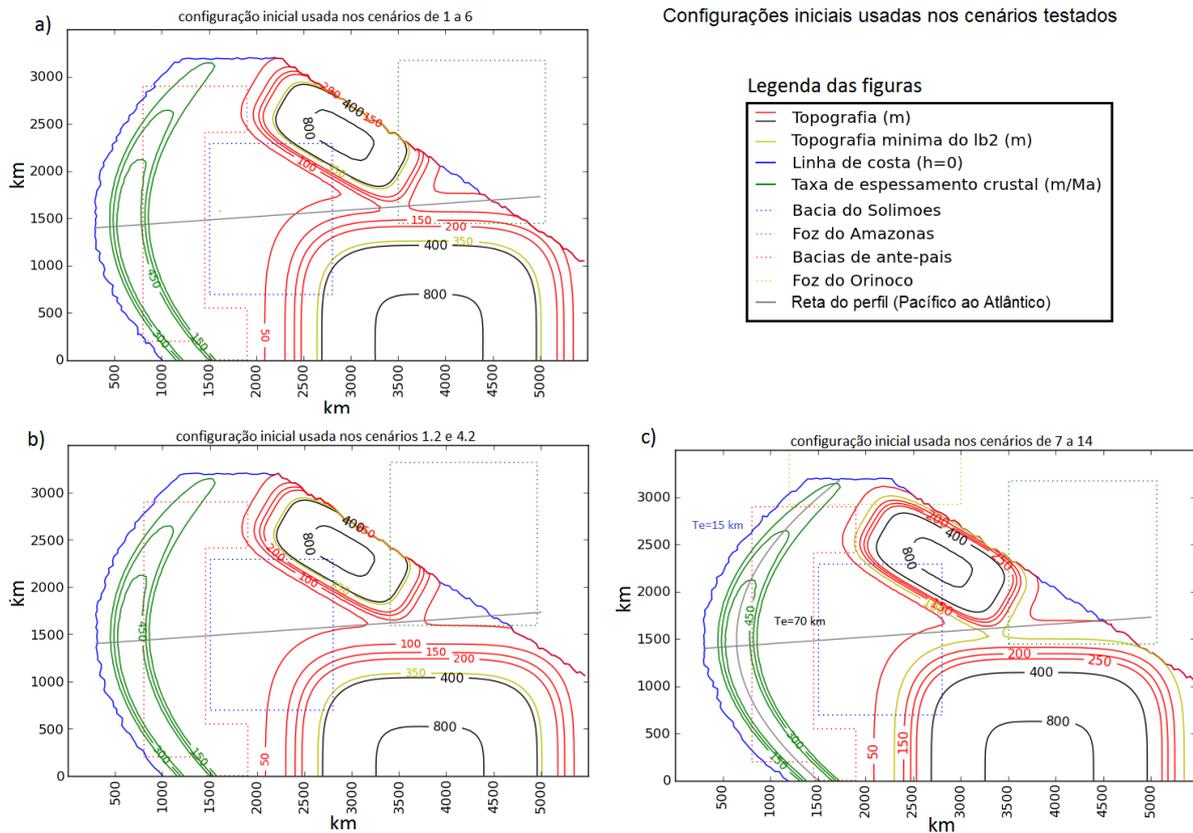


Figura 4.1: Configurações iniciais dos cenários testados. A topografia nas planícies é 40 m e no mar é -4000 m. A curva azul é o nível do mar ( $h_{sl} = 0$  m). As curvas pretas e vermelhas são curvas de nível. As regiões de maior topografia no continente representam o cráton Amazônico (curvas de nível vermelhas). As curvas verdes são de mesma intensidade da taxa de espessamento crustal (Região em que será simulada a orogenia andina). A curva amarela representa a topografia mínima em que é imposta uma resistência à erosão maior (parâmetro  $l_{b2}$ ). a) configuração inicial usada nos cenários 1 a 6, onde o divisor de drenagem tem altura máxima de aproximadamente 130 m. b) configuração inicial usada nos cenários 1.2 e 4.2, onde o divisor de drenagem tem topografia menor, entre 60 m e 70 m. c) configuração inicial utilizada nos cenários de 7 a 14, a curva cinza representa o limite onde ocorre a variação lateral de  $T_e$  no continente. No oeste andino e na região offshore foi utilizado  $T_e = 15$  km, no restante do modelo  $T_e = 70$  km.

$U = 1,0$ , a taxa de espessamento crustal do cenário será exatamente como representado na Figura 4.1, já em um cenário onde  $U = 2,0$  então a taxa de espessamento crustal será o dobro.

A Tabela 4.1 mostra os parâmetros do modelo, juntamente com uma descrição e os respectivos valores dos mesmos. Os parâmetros que tiveram valores diferentes em diferentes cenários, estão marcados com um asterisco na coluna “valor”.

Nas próximas seções estão descritos os conjuntos de experimentos realizados e em

Tabela 4.1 - Tabela com os parâmetros do modelo, juntamente com uma descrição e os seus respectivos valores. Os parâmetros que tiveram mais de um valor em diferentes cenários estão marcados com um asterisco na coluna “valor”.

	Parâmetro	Descrição	Valor
Processos Superficiais	$l_b$	Comprimento característico de resistência à erosão do embasamento	$4 \times 10^5$ m
	$l_{b2}$	Comprimento característico de resistência à erosão do cráton Amazônico	$4 \times 10^6$ m
	$l_s$	Comprimento característico de resistência à erosão dos sedimentos	*
	$h_{sl}$	Nível do mar	0 m
	$k_m^*$	Coefficiente de transporte no mar	20 m <sup>2</sup> /ano
	$h_0$	Fator de decaimento do transporte no mar	3000 m
	$k_f$	Coefficiente de transporte fluvial	0,08
Flexura e isostasia	$E$	Módulo de Young	$10^{11}$ N/m <sup>2</sup>
	$g$	Aceleração da gravidade	9,8 m/s <sup>2</sup>
	$\nu$	Razão de Poisson	0,25
	$\rho_m$	Densidade do manto	3300 kg/m <sup>3</sup>
	$\rho_c$	Densidade da crosta	2700 kg/m <sup>3</sup>
	$\rho_s$	Densidade do Sedimento	2700 kg/m <sup>3</sup>
	$\rho_w$	Densidade da água	1030 kg/m <sup>3</sup>
$T_e$	Espessura elástica efetiva da litosfera	*	
Clima e orogenia	$v_R$	Taxa de precipitação	*
	$U$	Fator de escala da taxa de espessamento crustal	*

Tabela 4.2 - Tabela com os parâmetros do modelo que foram testados em diferentes cenários dos testes iniciais.

Parâmetro em comum: $l_s = 10000$ m $v_R = 1$ m/ano Configuração topográfica inicial da Figura 4.1a (cenários 4.2 e 7.2 da Figura 4.1b)			
	$T_e$	$U$	Observações
Cenário 1	50 km	1,0	
Cenário 2	60 km	1,0	
Cenário 3	70 km	1,0	
Cenário 4	50 km	2,0	
Cenário 5	60 km	2,0	
Cenário 6	70 km	2,0	
Cenário 1.2	50 km	1,0	Config. inicial da Figura 4.1b
Cenário 4.2	50 km	2,0	Config. inicial da Figura 4.1b

seqüência os resultados dos mesmos, juntamente com uma discussão sobre os pontos mais relevantes.

## 4.2 Testes iniciais

Os primeiros testes realizados tiveram como objetivo calibrar alguns parâmetros do modelo para que os próximos cenários a serem testados representem uma situação coerente com a realidade. Outro objetivo desses testes foi analisar a influência da taxa de espessamento crustal  $U$  e da espessura elástica efetiva da litosfera  $T_e$  na evolução da paisagem da região. Para isso, foram criados cenários onde todos os parâmetros são iguais, com exceção de  $U$  e  $T_e$  que variam entre os cenários. Na Tabela 4.2 estão os valores dos parâmetros testados nesses cenários.

Para avaliar a sensibilidade do modelo à topografia inicial utilizou-se a configuração topográfica inicial representada na Figura 4.1b, que é muito próxima da configuração representada na Figura 4.1a. A única diferença é que os escudos cristalinos foram um pouco afastados, o que diminuiu a topografia inicial do divisor de drenagem. Com a configuração topográfica inicial da Figura 4.1b, testaram-se os cenários 1.2 e 4.2, que têm os mesmos parâmetros dos cenários 1 e 4, respectivamente (Tabela 4.2).

Nos testes realizados, calculou-se as taxas de sedimentação em quatro regiões do modelo durante a simulação: (1) nas bacias de ante-país, a região a leste da cordilheira e adjacente a ela; (2) na bacia do Solimões, região a leste das bacias de ante-país; (3) na região da foz do Amazonas, no Atlântico; (4) na região da foz do Orinoco, no Mar do Caribe. As áreas que representam essas regiões estão representadas em polígonos na Figura 4.1.

#### 4.2.1 Resultados

As simulações se iniciam com o soerguimento da cordilheira dos Andes. Simultaneamente, ocorre o desenvolvimento das bacias de ante-país, na região a leste, adjacente à cordilheira. O limite leste das bacias de ante-país é a ombreira flexural, que é o Arco de Iquitos (Roddaz et al., 2010). Essas bacias são rapidamente preenchidas, devido ao grande aporte sedimentar proveniente da cordilheira, resultando em uma diminuição das taxas de sedimentação na região (Figura 4.2).

Após o preenchimento das bacias de ante-país, os sedimentos provenientes da cordilheira passam a ser depositados na região da bacia do Solimões, que tem um aumento nas taxas de sedimentação 4.3. A mudança no padrão de drenagem ocorre quando a topografia na região da bacia do Solimões supera a topografia do divisor de drenagens.

Em todos os cenários testados foi possível observar a mudança no padrão de drenagem, que representa o estabelecimento do rio Amazonas como um rio transcontinental. Nas simulações, esse momento é marcado com um grande aumento da taxa de sedimentação na região da foz do Amazonas, que indica a chegada de sedimentos com origem andina na região.

A evolução da paisagem observada nos resultados é muito semelhante à evolução proposta por Figueiredo et al. (2009); Mora et al. (2010); Latrubesse et al. (2010); Hoorn et al. (2010b); Sacek (2014). Uma diferença importante do modelo proposto por Hoorn et al. (2010b) é o ambiente de deposição logo antes da mudança no padrão de drenagem. Hoorn et al. (2010b) propôs a formação de um grande lago no oeste amazônico, o sistema Pebas, imediatamente antes da reversão da drenagem. No entanto, nos resultados desses testes, observa-se um sistema essencialmente fluvial, drenado para o norte, como propõe Latrubesse et al. (2010). O único grande lago formado nos resultados da simulações aparece logo no início do desenvolvimento da cordilheira, na região das bacias de ante-país, antes dessas serem preenchidas.

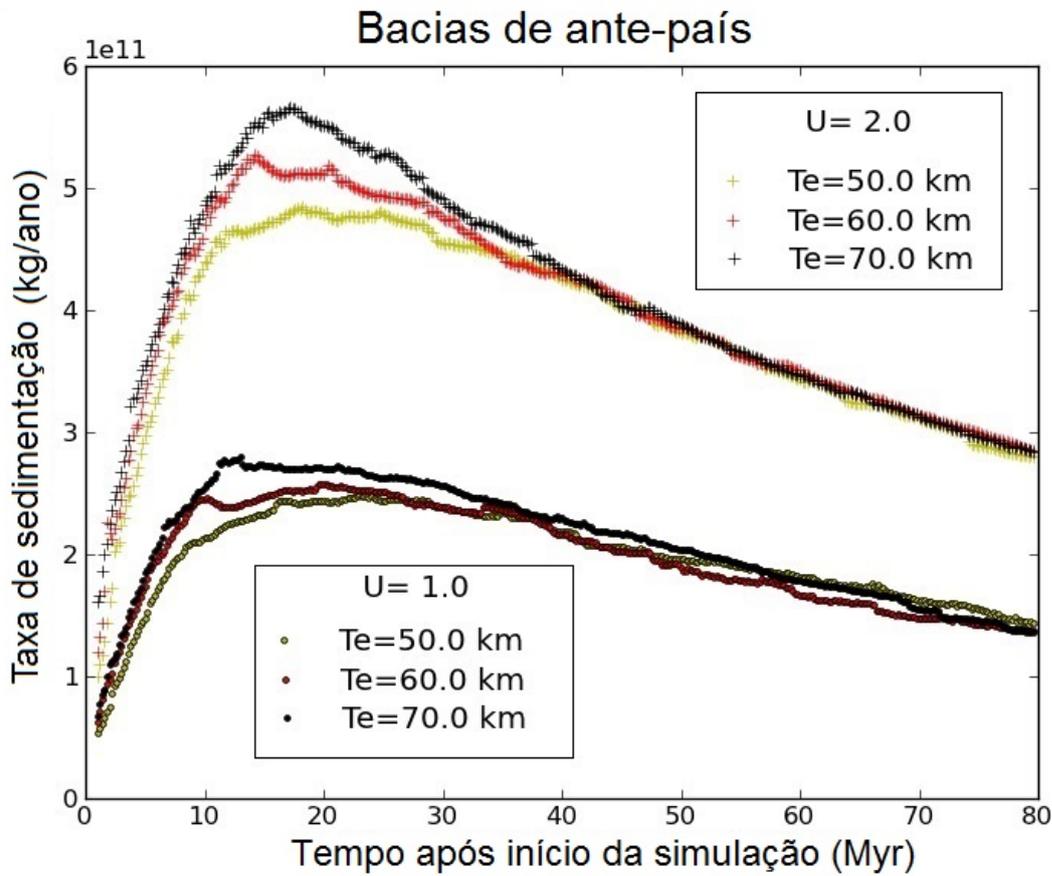


Figura 4.2: Gráfico com a taxa de sedimentação nas bacias de ante-país para os cenários da Tabela 4.2. Note que quanto maior o parâmetro  $T_e$  maior as taxas de sedimentação. O mesmo é observado para o parâmetro  $U$ .

Para os testes iniciais, os tempos decorridos, a partir do início das simulações, para que ocorra a mudança no padrão de drenagem, estão na Tabela 4.3.

Observa-se na Tabela 4.3 que a mudança no padrão de drenagem é mais tardia para os cenários em que o parâmetro  $T_e$  é maior. Isso ocorre pois nos cenários com maior  $T_e$  as bacias de ante-país formadas são mais largas e são capazes de armazenar mais sedimentos provenientes da cordilheira adjacente (veja a Figura 4.2 e Figura 4.4). Sendo assim, essas bacias sedimentares levam mais tempo para serem preenchidas, atrasando a sedimentação e preenchimento da bacia do Solimões. Consequentemente, isso atrasa a mudança no padrão de drenagem.

Também observou-se na Tabela 4.3 que, para os cenários com maior taxa de espessamento crustal  $U$ , a mudança no padrão de drenagem ocorre mais cedo. Isso acontece porque quanto maior a taxa de espessamento crustal mais sedimento é gerado e transpor-

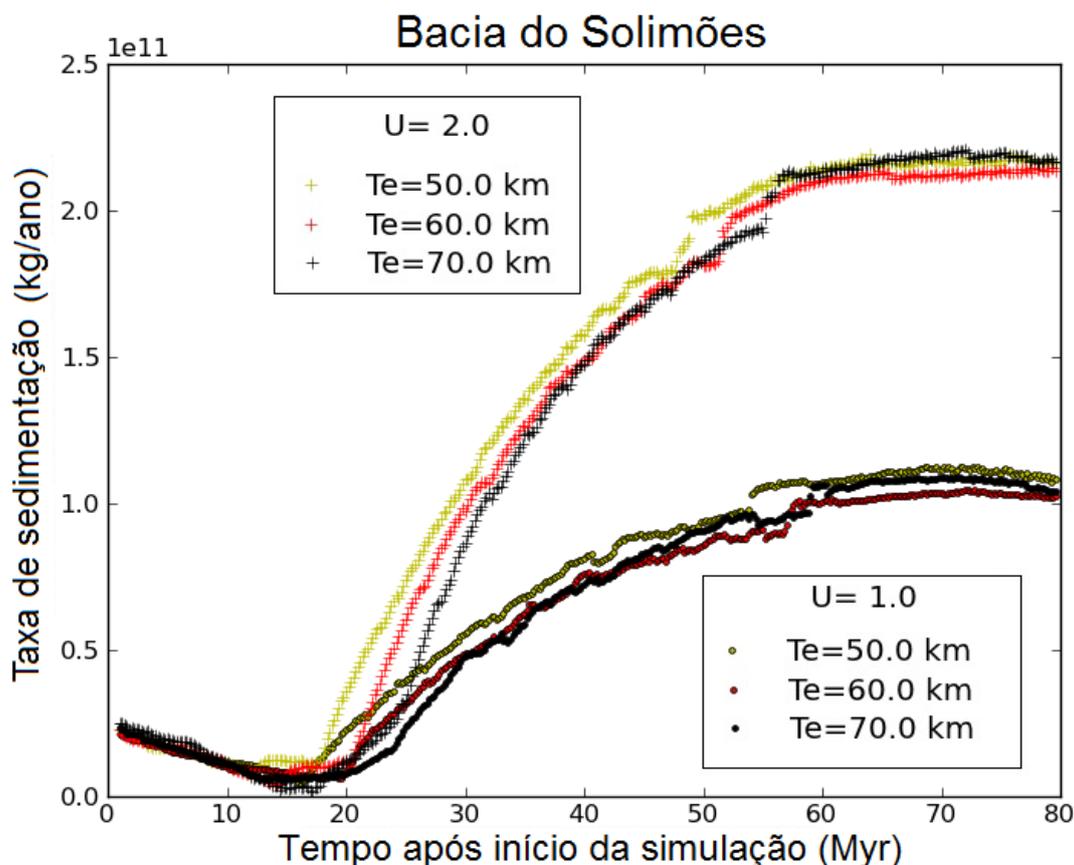


Figura 4.3: Gráfico com a taxa de sedimentação na bacia do Solimões para os cenários da Tabela 4.2. Note que quanto maior o parâmetro  $T_e$  mais tarde se inicia o aumento na taxa de sedimentação.

tado para as bacias de ante-país e do Solimões, que são preenchidas mais rapidamente, acelerando a evolução do sistema.

Nos cenários de 1 a 6, ao final das simulações não foi possível reproduzir a topografia das bacias de ante-país como observado hoje. Se comparada com a topografia observada atual na região das bacias de ante-país, que fica entre 90 m e 300 m, a topografia ao final das simulações é muito elevada, chegando a ser maior que 1000 m. Isso se deve ao fato de que a maior parte do sedimento andino é depositada pelos rios nas bacias de ante-país. Para solucionar esse problema, aumentou-se a erodibilidade dos sedimentos, e isso foi feito com a diminuição do parâmetro  $l_s$ .

A mudança na topografia inicial também altera a data da mudança no padrão de drenagem. Comparando cenários com diferentes topografias iniciais do divisor de drenagens, a reversão acontece antes nos cenários onde o divisor de drenagens tem menor topografia

Tabela 4.3 - Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 1 a 6, juntamente com o tempo após o início da simulação em que ocorre a reversão na drenagem.

Parâmetro em comum:			
$l_s = 10000$ m			
$v_R = 1$ m/ano			
	$T_e$	$U$	Tempo decorrido para a reversão da drenagem.
Cenário 1	50 km	1,0	53,8 Myr
Cenário 2	60 km	1,0	57,0 Myr
Cenário 3	70 km	1,0	58,8 Myr
Cenário 4	50 km	2,0	48,8 Myr
Cenário 5	60 km	2,0	51,4 Myr
Cenário 6	70 km	2,0	55,2 Myr
Cenário 1.2	50 km	1,0	46,8 Myr
Cenário 4.2	50 km	2,0	40,4 Myr

inicial. É possível observar isso na Tabela 4.3, comparando-se as datas de reversão dos cenários 1 e 1.2, e também dos cenários 4 e 4.2, onde a única diferença é a topografia inicial do divisor de drenagens. Logo, o modelo não é capaz de estimar com precisão a data da reversão da drenagem, devido a alta sensibilidade da data de reversão à mudança da topografia inicial e incertezas sobre a paleotopografia da região.

Figueiredo et al. (2009) observa um aumento pontual de 6 vezes na taxa de sedimentação  $\sim 4$  Myr após a formação do rio Amazonas. De acordo com Figueiredo et al. (2009), esse aumento é resultado do preenchimento das bacias sedimentares no continente. No entanto, não foi observado tamanho aumento na taxa de sedimentação na foz do Amazonas milhões de anos após a mudança no padrão de drenagem. Adicionalmente, Figueiredo et al. (2009) observa outro aumento pontual na taxa de sedimentação no Leque do Amazonas aos  $\sim 2$  Ma. Esse aumento, por sua vez, é explicado como resultado de uma mudança no tectonismo andino ou climática. Por isso, foram testados cenários onde  $U$  e  $v_R$  variam temporalmente, depois da reversão. A descrição e resultado desses testes estão na seção 4.3.

No presente modelo, a taxa de geração de crosta é proporcional à taxa de espessamento crustal  $U$  na região andina, já que somente nessa região é que se tem geração de massa. Integrou-se a taxa de geração de crosta para  $U = 1,0$  e o valor calculado é de  $\sim 1,43 \times 10^{12}$  kg/ano. Essa é a taxa máxima de sedimentos que pode ser gerada nos Andes, sem que a cordilheira sofra uma diminuição na topografia. Latrubesse e Restrepo (2014) estimam

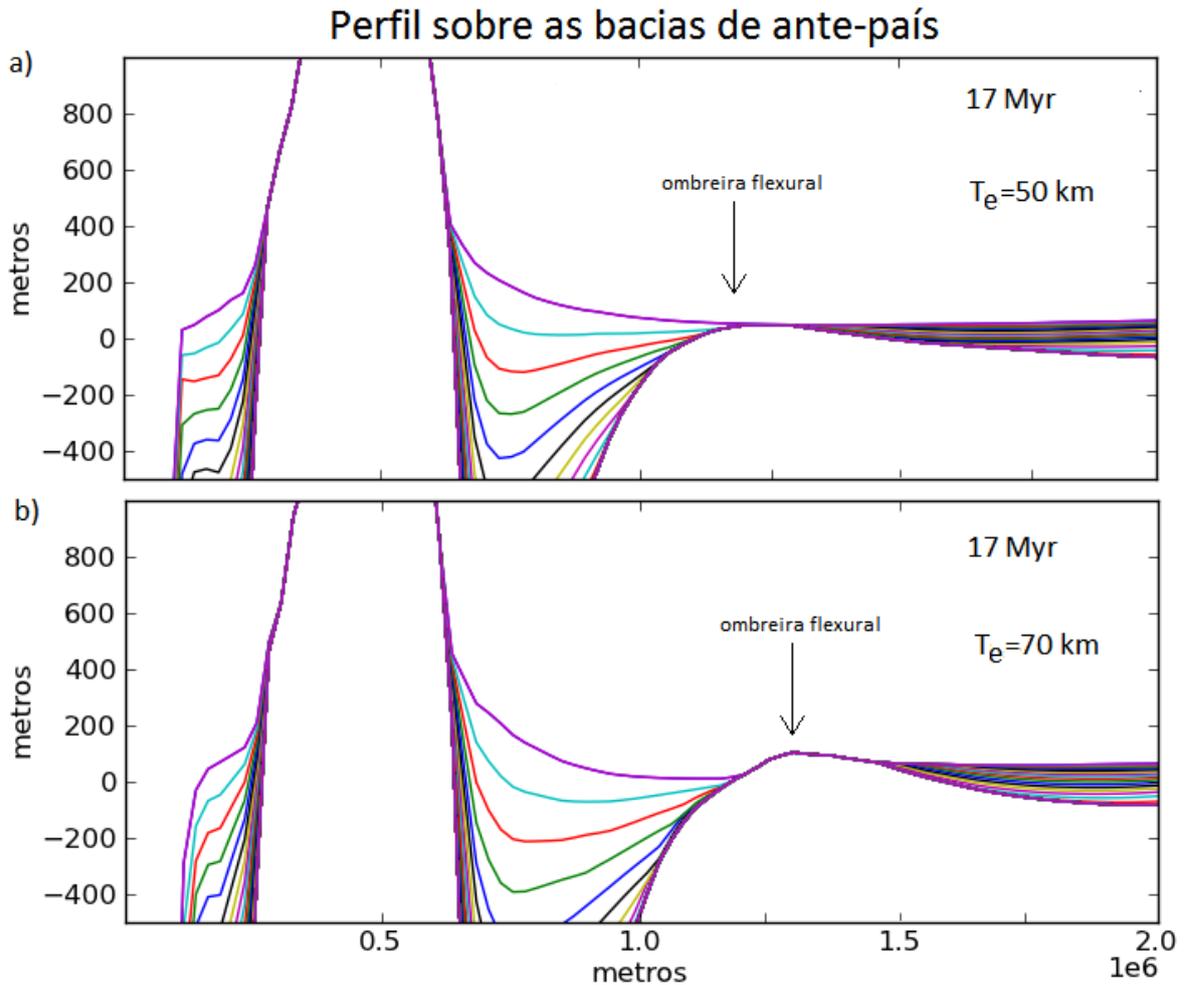


Figura 4.4: Perfis sobre as bacias de ante-país para os cenários 1 e 7, que têm seus parâmetros descritos na Tabela 4.2. a) Perfil para o Cenário 1, 17 Myr após o início da simulação. Note que as bacias de ante-país já estão praticamente preenchidas nesse ponto da simulação. b) Perfil para o Cenário 1, 17 Myr após o início da simulação, ainda há espaço de acomodação nas bacias de ante-país.

que a taxa de sedimentos proveniente da cordilheira dos Andes que é despejada na bacia hidrográfica do Amazonas é  $1,42 \times 10^{12}$  kg/ano, sem contar com os sedimentos que são depositados nas bacias de ante-país. Se comparado com esse valor, a taxa de sedimentos gerada na cordilheira dos Andes é pequena para a  $U = 1,0$ , pois grande parte desses sedimentos é depositada nas bacias de ante-país, o restante é distribuído entre as bacia do Orinoco e do Amazonas. Dessa maneira, visando reproduzir com maior fidelidade a evolução da paisagem na região, nos próximos cenários testados foi assumido  $U = 2,0$ .

### 4.3 Cenários aprimorados: variação temporal de $U$ e $v_R$

Nos experimentos descritos nesta seção, ajustou-se os parâmetros dos cenários testados com base nos resultados dos experimentos descritos na seção anterior. Dessa maneira, espera-se que os resultados desses experimentos representem uma situação mais coerente com a realidade.

Nesses cenários, foi diminuído o comprimento característico da resistência à erosão dos sedimentos  $ls$ . Dessa forma, os sedimentos depositados na base da cordilheira e nas bacias de ante-país, que são responsáveis pela alta topografia na região ao final da simulação, serão remobilizados. Também modificou-se a espessura elástica efetiva da litosfera  $T_e$  no modelo. No leste andino e na região offshore o  $T_{e(offshore)}$  passou a ser 15 km, já no restante do continente usou-se  $T_{e(onshore)} = 70$  km (Figura 4.1c). Isso foi feito com base nos mapas de  $T_e$  obtidos para a América do Sul (ver Sacek e Ussami, 2009, e referências lá contidas).

Para analisar as consequências de uma mudança no tectonismo ou uma mudança climática nas simulações, foram criados cenários onde  $v_R$  ou  $U$  variam uma vez, cerca de 5 milhões de anos após a formação do rio Amazonas. Os cenários criados em que ocorre a variação de  $U$  ou  $v_R$  foram comparados com o Cenário 7, em que esses parâmetros foram mantidos constantes durante a simulação. No Cenário 8, foi imposta uma variação temporal em  $U$ . No Cenário 9, foi imposta uma variação em  $v_R$ , apenas sobre região andina. Por fim, no Cenário 10, a variação em  $v_R$  foi imposta sobre todo o modelo.

Os cenários criados nessa bateria de testes têm os valores de seus parâmetros na Tabela 4.4.

#### 4.3.1 Resultados para o Cenário 7

##### 4.3.1.1 Evolução da paisagem

Esta seção apresenta a evolução da topografia e das bacias hidrográficas para o Cenário 7. No entanto, o que foi observado qualitativamente para esse cenário também se aplica aos cenários testados anteriormente. Isso porque, a evolução da paisagem para cenários com diferentes parâmetros é semelhante. A principal diferença entre os resultados para os cenários testados, quando se trata da evolução da paisagem e do padrão de drenagem, é a velocidade em que ambos evoluem. Essa velocidade é controlada pela taxa de geração de sedimentos no modelo. Quanto maior a taxa de sedimentos gerados no modelo mais

Tabela 4.4 - Tabela com os valores parâmetros do modelo que foram testados nos cenários de 7 a 10..

Parâmetro em comum: $T_e(onsshore) = 70$ km $T_e(onsshore) = 15$ km $l_s = 100$ m (no Cenário 7.2 $l_s = 10000$ m) Configuração inicia da Figura 4.1c.			
	$v_R$ (m/ano)	$U$	Observações.
Cenário 7	$v_R = 2,0$	2,0	$v_R$ e $U$ constantes nessa simulação
Cenário 8	$v_R = 2,0$	$U_{(inicial)} = 2,0$ $U_{(final)} = 3,0$	Mudança de $U$ 25 Myr após o início da simulação
Cenário 9	$v_{R(inicial)} = 2,0$ $v_{R(final)} = 3,0$	2,0	$v_r$ varia nos Andes, 25 Myr após o início da simulação.
Cenário 10	$v_{R(inicial)} = 2,0$ $v_{R(final)} = 3,0$	2,0	$v_R$ varia em todo o modelo, 25 Myr após o início da simulação
Cenário 7.2	$v_R = 2,0$	2,0	somente nesse cenário $l_s = 10000$ m

rápido é a evolução desse sistema. Além disso, outra diferença está na topografia do modelo ao final das simulações. Por exemplo, em um cenário onde  $l_s$  é grande, mais sedimentos tendem a ficar na região das bacias de ante-país, o que torna a topografia nesse região mais alta se comparada com um cenário em que  $l_s$  é pequeno.

Foi possível dividir a evolução da paisagem em três fases principais que são descritas adiante.

#### *Fase 1: Início do soerguimento dos Andes e desenvolvimento das bacias de ante-país*

O início das simulações se dá com início do soerguimento da cordilheira dos Andes. Simultaneamente no oeste amazônico ocorre o desenvolvimento das bacias de ante-país, onde se forma um grande lago adjacente à cordilheira que é drenado para o norte, desaguardo no Mar do Caribe. O limite leste desse lago é a ombreira flexural, que representa o Arco de Iquitos (Roddaz et al., 2010). Com o aumento do aporte sedimentar proveniente da cordilheira, as bacias de ante-país são rapidamente preenchidas, e esse lago é assoreado. Então, é formado um canal axial paralelo a cordilheira, que continua sendo drenado para o Mar do Caribe (veja a Figura 4.5 e 4.6). A topografia na região das bacias de ante-país aumenta progressivamente devido à deposição sedimentar (Figura 4.7) até que supera a ombreira flexural. Nessa etapa, o canal axial é deslocado para leste, atingindo a

região equivalente à bacia do Solimões (Figura 4.8). Nesse ponto da evolução, as bacias de ante-país já não suportam todo o aporte sedimentar proveniente da cordilheira, sendo assim, a taxa de sedimentação aumenta na bacia de Solimões. Nesse contexto geológico, em que as bacias de ante-país estão preenchidas, é esperado que os rios nas regiões dessas bacias tenham orientação perpendicular a cordilheira (Mora et al., 2010). Isso é observado nos resultados das simulações (Figura 4.8). Na Figura 4.14, é mostrado um gráfico com as taxas de sedimentação nas diferentes regiões do modelo, é possível observar que a taxa de sedimentação na região das bacias de ante-país é grande no início mas logo atinge um máximo e começa a decair, resultado do preenchimento das mesmas.

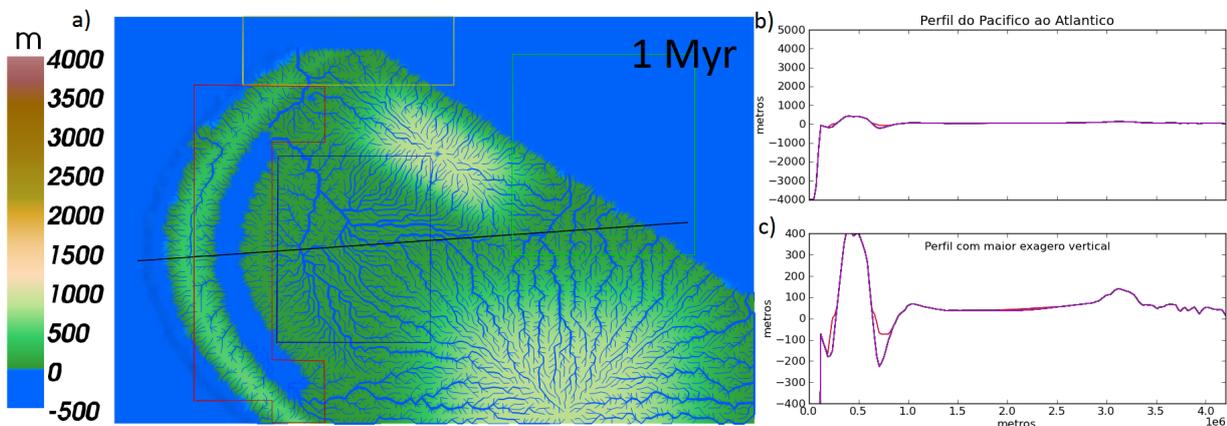


Figura 4.5: Resultados da simulação para o Cenário 7 (veja Tabela 4.4), 1 Myr após o início da simulação a) Topografia e direção dos principais rios. As regiões dentro dos polígonos são as mesmas demarcadas na Figura 4.1, representam as áreas das bacias sedimentares da região, onde foram contabilizadas as taxas de sedimentação. b) Perfil topográfico sobre a reta cinza das figuras 4.5 e 4.1, as camadas estratigráficas indicam 1 milhão de anos de deposição sedimentar. c) Mesmo perfil com maior exagero vertical.

### Fase 2: Preenchimento da bacia do Solimões

Quando o canal axial atinge a região da bacia do Solimões, é observado um aumento gradativo da taxa de sedimentação nessa bacia e uma diminuição na taxa nas bacias de ante-país (veja Figura 4.14, aproximadamente 10 Myr após o início da simulação). Dessa forma, a topografia na bacia do Solimões passa a crescer rapidamente, devido ao aumento da deposição sedimentar. Ao mesmo tempo, ocorre a erosão do divisor de drenagem, que representa o alto de Purus. Esses efeitos combinados, fazem com que, em certo momento da simulação, ocorra a captura da parte sul do canal axial pela bacia de drenagem a leste

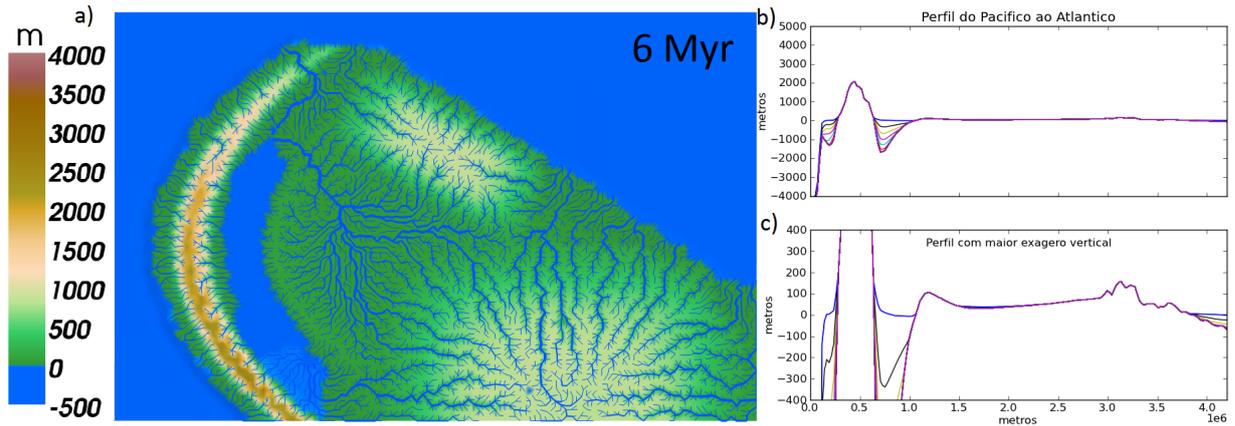


Figura 4.6: Mesmo da Figura 4.5 para 6 Myr após o início da simulação.

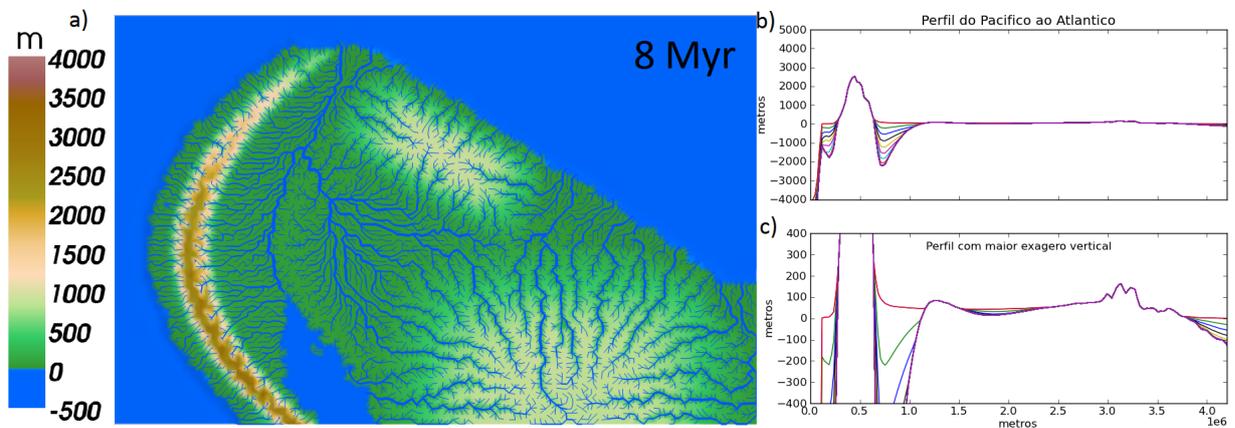


Figura 4.7: Mesmo da Figura 4.5 para 8 Myr após o início da simulação.

do alto de Purus (veja a Figura 4.11). É nesse momento da simulação que tem início o rio Amazonas como um rio transcontinental.

### Fase 3: A formação do rio transcontinental Amazonas

Nos resultados das simulações, no momento em que ocorre a mudança no padrão de drenagem, observou-se um grande aumento na taxa de deposição na região da foz do Amazonas. O mesmo é observado por Figueiredo et al. (2009) em dados de poços na região. Simultaneamente, na foz do rio Orinoco ocorre uma diminuição na taxa de sedimentação, como mostrado na Figura 4.14. Isso indica que com a mudança no padrão de drenagem, o sedimento que seria depositado na foz do Orinoco passa a ser depositado na foz do Amazonas.

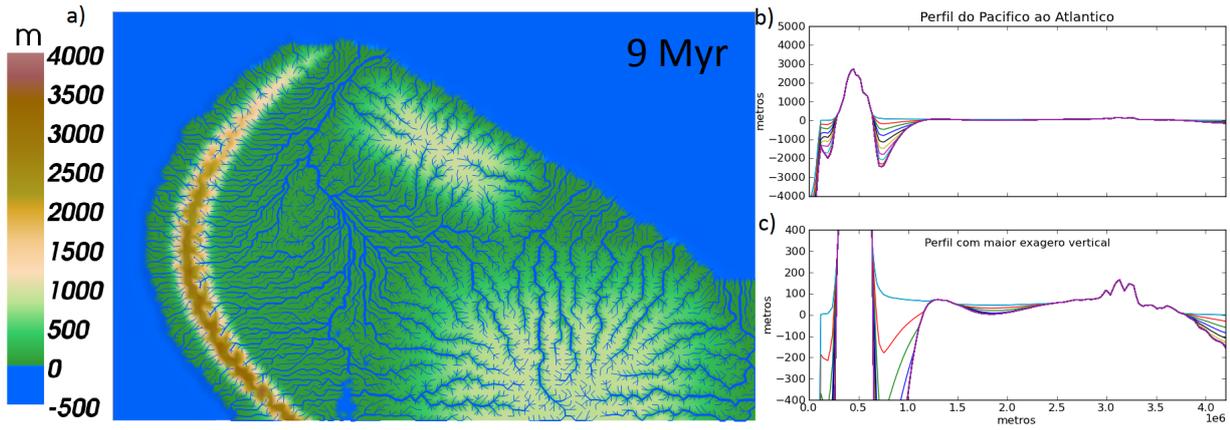


Figura 4.8: Mesmo da Figura 4.5 para 9 Myr após o início da simulação.

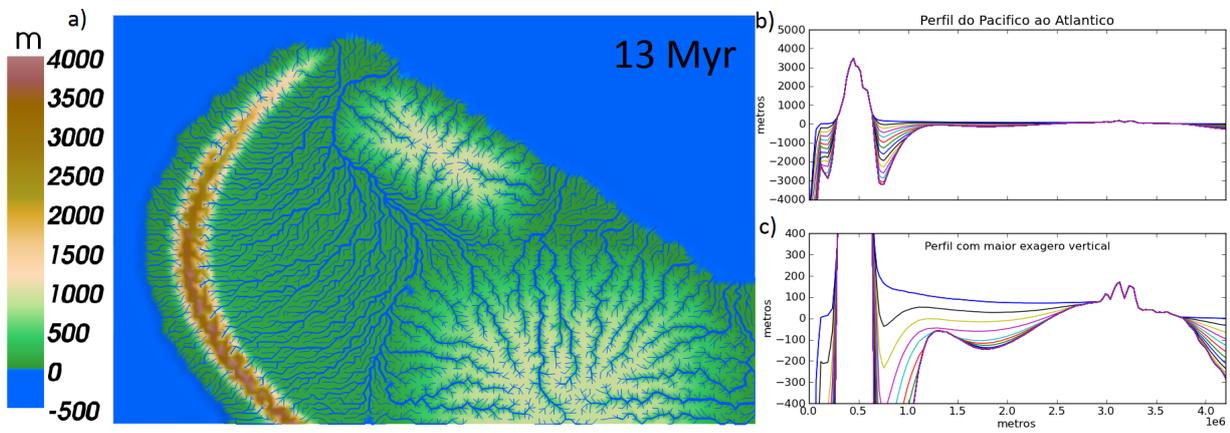


Figura 4.9: Mesmo da Figura 4.5 para 13 Myr após o início da simulação.

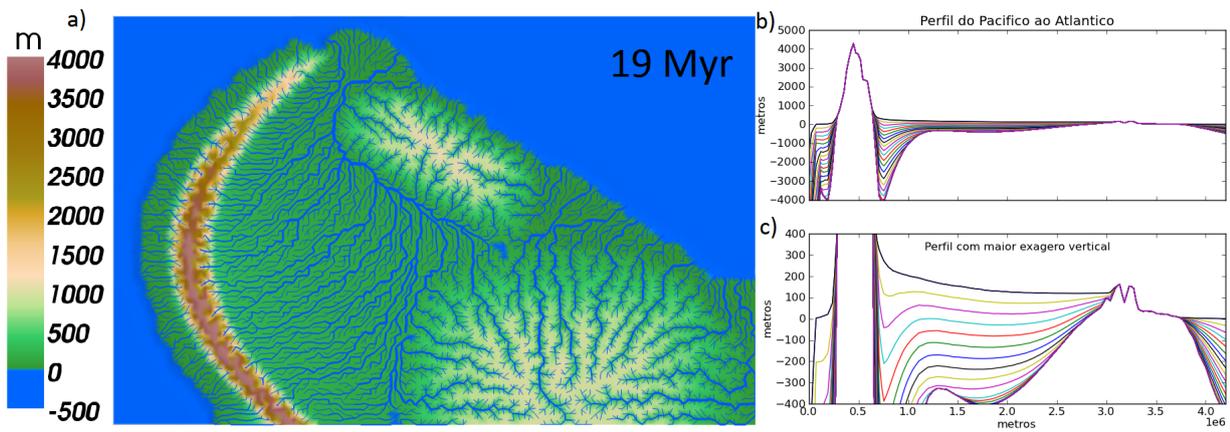


Figura 4.10: Mesmo da Figura 4.5 para 19 Myr após o início da simulação.

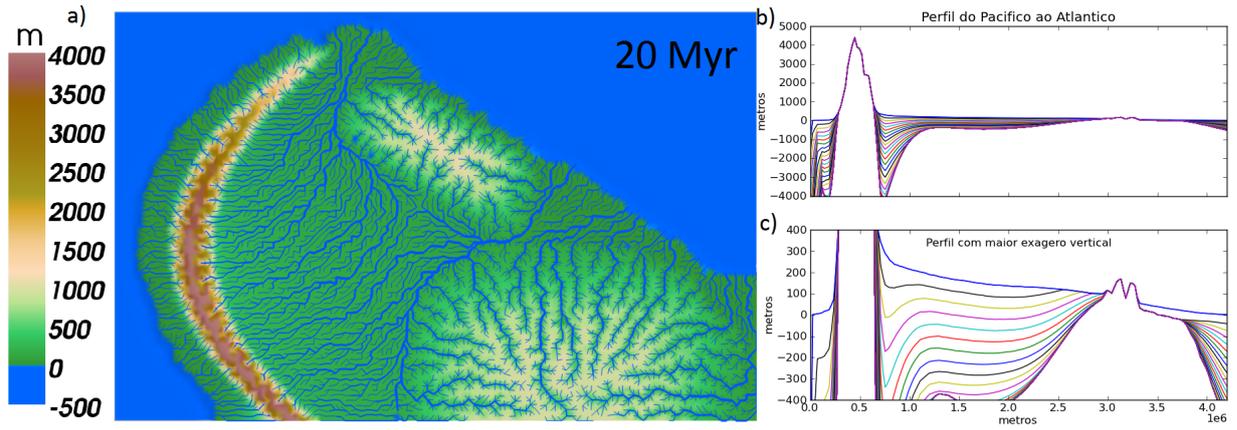


Figura 4.11: Mesmo da Figura 4.5 para 20 Myr após o início da simulação.

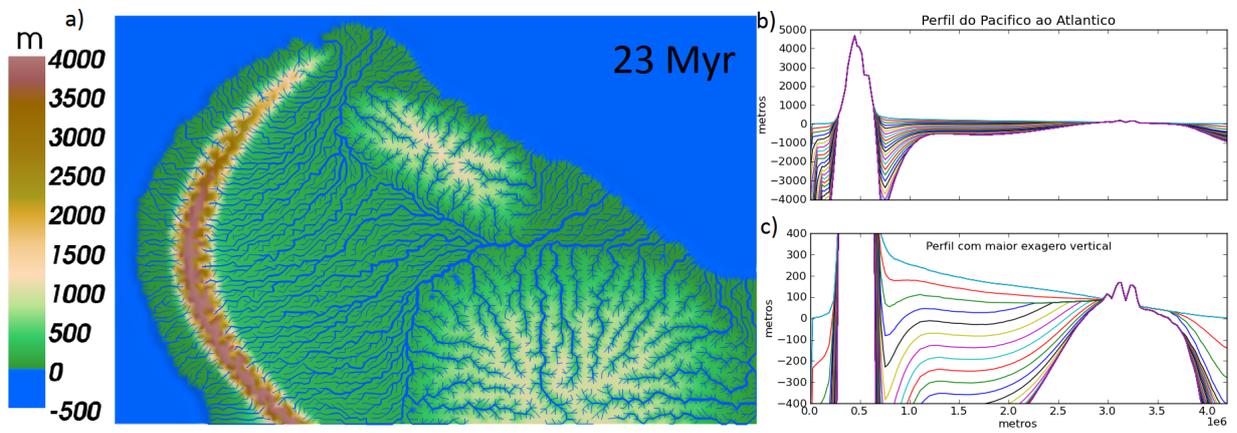


Figura 4.12: Mesmo da Figura 4.5 para 23 Myr após o início da simulação.

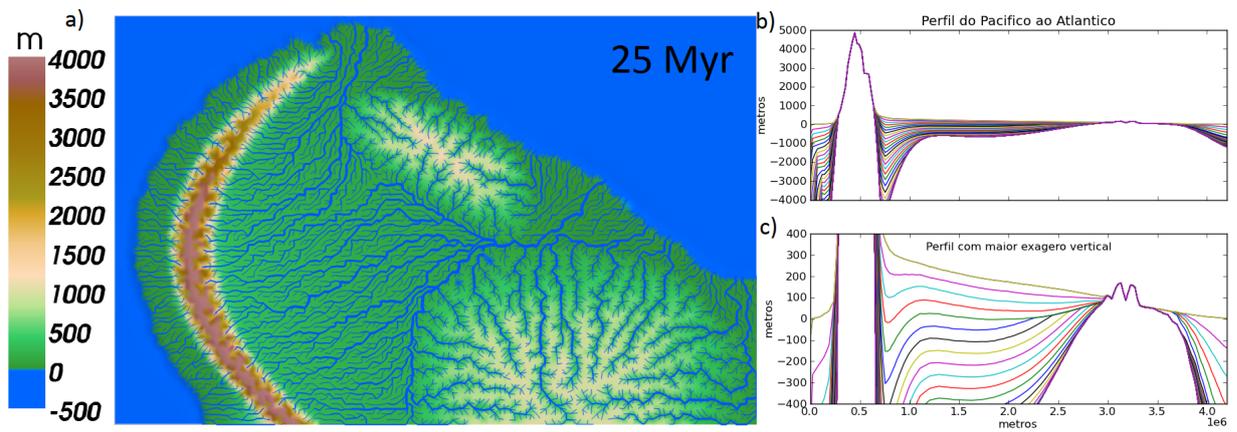


Figura 4.13: Mesmo da Figura 4.5 para 25 Myr após o início da simulação.

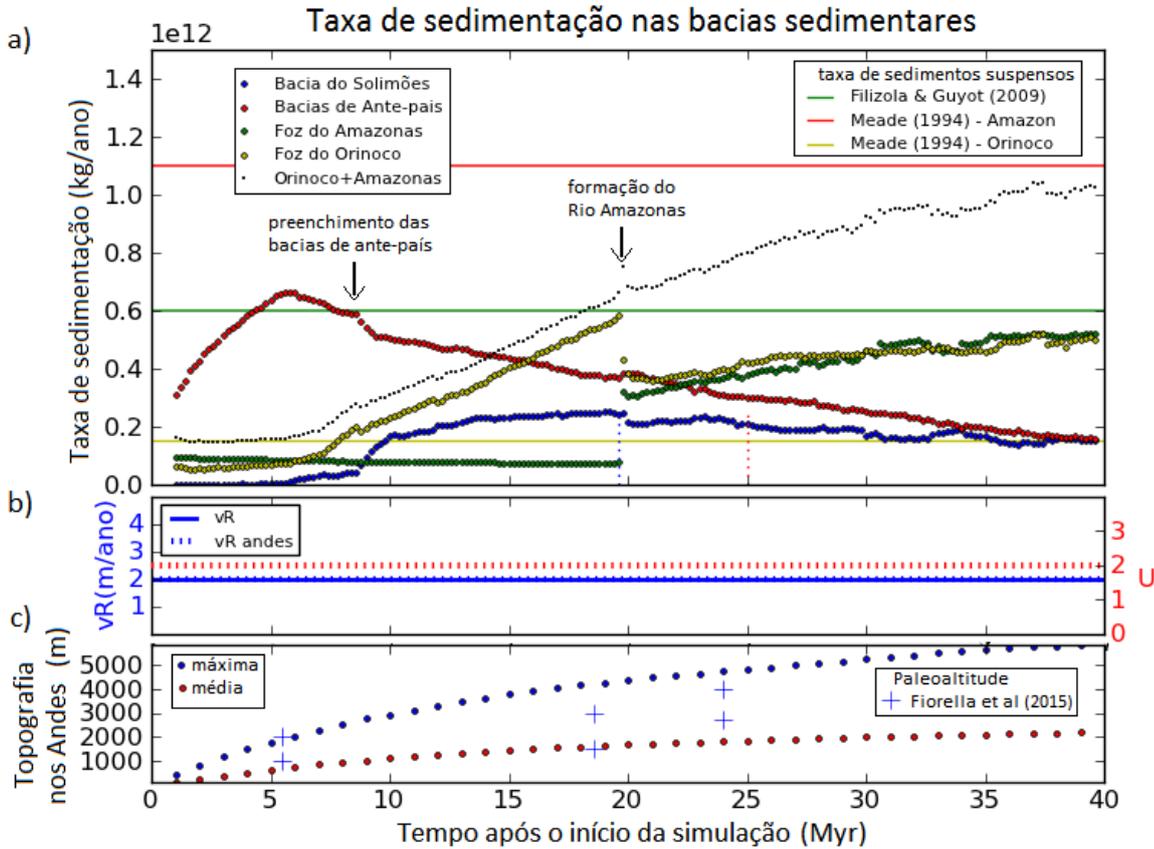


Figura 4.14: Resultados e parâmetros iniciais para o Cenário 7. a) Gráfico com as taxas de sedimentação em diferentes regiões do modelo, as regiões estão demarcadas na Figura 4.1c. Os valores mínimos para as taxas de sedimentos suspensos medidas atualmente no rio Amazonas, em Óbidos (próximo a sua foz), por Meade (1994) e Filizola e Guyot (2009) estão marcados com as retas vermelhas e verde, respectivamente. A reta vertical pontilhada vermelha marca o tempo necessário, após a mudança no padrão de drenagem, para que seja acumulada a quantidade de sedimentos estimada por Watts et al. (2009) na foz do Amazona, nos últimos  $\sim 10 Myr$ . A reta amarela mostra o valor para a taxa de sedimentos suspensos medida por Meade (1994) para o rio Orinoco, próximos a sua foz. O tempo representado no eixo horizontal é o tempo após o início da simulação. b) Gráfico com a taxa de precipitação  $v_R$  (retas azuis) e taxa de espessamento crustal para a região andina (reta pontilhada vermelha) ao longo do tempo. A reta azul pontilhada mostra a taxa de precipitação imposta na região andina, enquanto que a reta azul contínua mostra a taxa de precipitação imposta para todo o modelo. c) Topografia na cordilheira dos Andes com o passar do tempo. Os pontos vermelhos mostram a altitude média da cordilheira sobre o perfil da Figura 4.5b, enquanto os pontos azuis mostram a altura máxima da cordilheira sobre o mesmo perfil. As cruzes azuis mostram os valores estimados para a paleoaltitude da cordilheira por Fiorella et al. (2015), considerando que o início da simulação representa 30 Ma.

Para o Cenário 7, discutido acima, a mudança no padrão de drenagem ocorre em 19.6 Myr após o início da simulação. Considerando-se que o início da simulação é em 30 Ma, que é a época em que o tectonismo andino atinge as dimensões geográficas atuais (Mora et al., 2010), a reversão então acontece em 10.4 Ma. Esse data corresponde ao final do Mioceno, praticamente o mesmo período estipulado por Figueiredo et al. (2009) e Hoorn et al. (2010b) para o estabelecimento do rio Amazonas. No entanto, é importante ressaltar que esse valor é sensível à configuração topográfica inicial. Após a mudança no padrão de drenagem, a bacia hidrográfica que agora é drenada para o Atlântico, passa a capturar cada vez mais afluentes com origem na parte norte dos Andes (veja Figuras 4.12 e 4.13). Adicionalmente, é observado um contínuo aumento na taxa de sedimentação mesmo após a reversão, como mostra o gráfico na Figura 4.14a. Durante as simulações, calculou-se a altura máxima e média da cordilheira dos Andes. Os valores obtidos foram comparados com valores de paleoaltitude do platô da Bolívia (Fiorella et al., 2015), ainda considerando o início da simulação como 30 Ma (Figura 4.14c). Os resultados para as altitudes da cordilheira durante a simulação são coerentes com os valores de Fiorella et al. (2015).

Foi calculado o tempo necessário nas simulações para que seja depositada na foz do Amazonas a quantidade de sedimentos estimada por Watts et al. (2009), após o estabelecimento do rio Amazonas. Watts et al. (2009) estimam que  $6,64 \times 10^{14} \text{ m}^3$  de sedimentos tenha sido depositada na foz do Amazonas, desde o final do Mioceno até o presente (últimos  $\sim 10$  Myr). Assumindo que a densidade do sedimento é  $2170 \text{ kg/m}^3$ , a massa total é  $1,44 \times 10^{18} \text{ kg}$ . O tempo obtido nas simulações para acumular essa quantidade de matéria na foz do Amazonas para o Cenário 7 é de 5,4 Myr. Por outro lado, esse tempo pode ser maior uma vez que parte do sedimento suspenso que chega na foz é levada por correntes costeiras de direção SE-NW (Meade, 1994), processo que não é incorporado no modelo.

Para os cenários da Tabela 4.4, as datas da mudança no padrão de drenagem estão na Tabela 4.5. Como resultado da diminuição do parâmetro  $l_s$ , observou-se que, a topografia nas regiões das bacias de ante-país tem uma diminuição se comparada com os cenários de maior  $l_s$  (Figura 4.15).

Na Figura 4.16a, que contém as taxas de sedimentação nas diferentes regiões do modelo para o Cenário 8. Observou-se que com a imposição de uma variação na taxa de espessamento crustal, é observado um grande aumento na taxa de sedimentação nas bacias de ante-país. Isso acontece devido a um aumento no espaço de acomodação nessas bacias se-

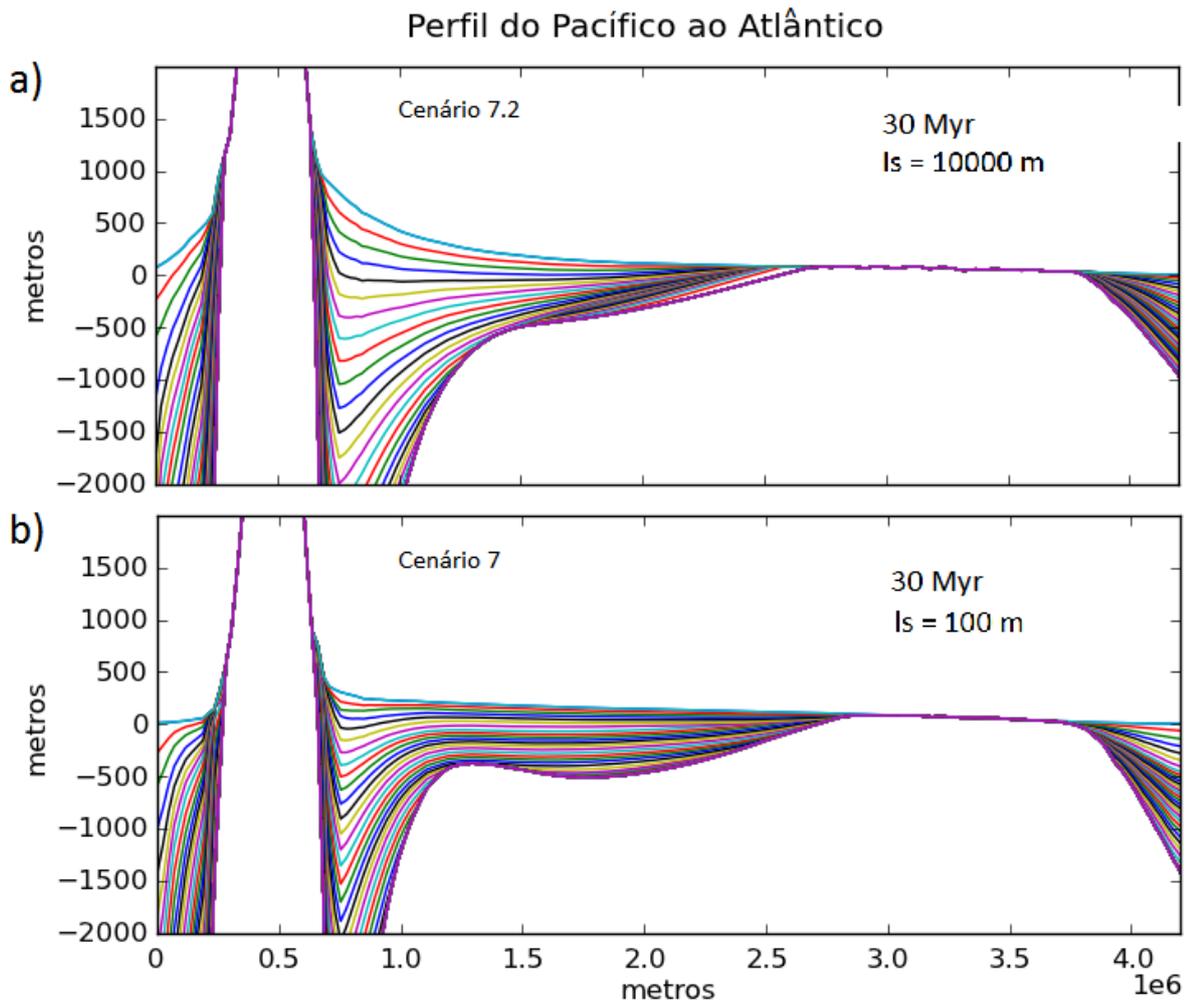


Figura 4.15: Perfis sobre as bacias de ante-país para os cenários 7.2 e 7, que têm seus parâmetros descritos na Tabela 4.4. A única diferença entre os parâmetros desses cenários é o valor de  $l_s$ . a) Perfil para o Cenário 7.2, 30 Myr após o início da simulação. Note que as bacias de ante-país têm topografia muito elevada, entre 500 m e 1000 m. b) Perfil para o Cenário 7, 30 Myr após o início da simulação, a topografia na região das bacias de ante-país não atinge 500 m.

dimentares. Outra consequência disso é que, na bacia do Solimões, ocorre uma diminuição na taxa de sedimentação. O surpreendente é que, na foz do Amazonas, não ocorre nenhum aumento expressivo na taxa de sedimentação. Isso porque o sedimento adicional gerado, passa a ser depositado nas bacias de ante-país, ocupando o espaço de acomodação recém criado.

Na Figura 4.17a é mostrado os gráficos com as taxas de sedimentação para o Cenário 9, em que foi imposta uma variação na taxa de precipitação na cordilheira dos Andes. É

Tabela 4.5 - Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 7 a 10, juntamente com o tempo após o início da simulação em que ocorre a mudança no padrão de drenagem para esses cenários.

	cenários 7 a 10	Cenário 7.2
Data da mudança no padrão de drenagem	19.6 Myr	26.8 Myr

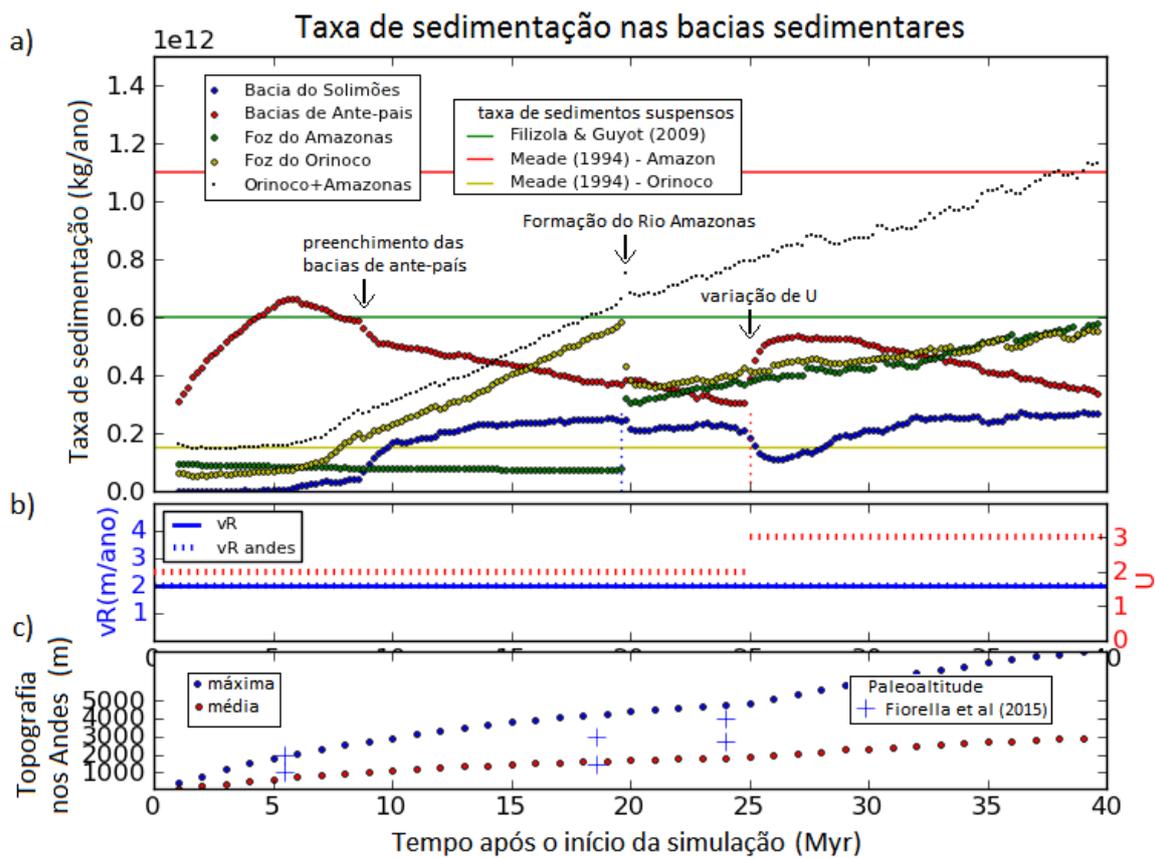


Figura 4.16: Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 8, em que é imposta uma variação temporal da taxa de espessamento crustal  $U$ .

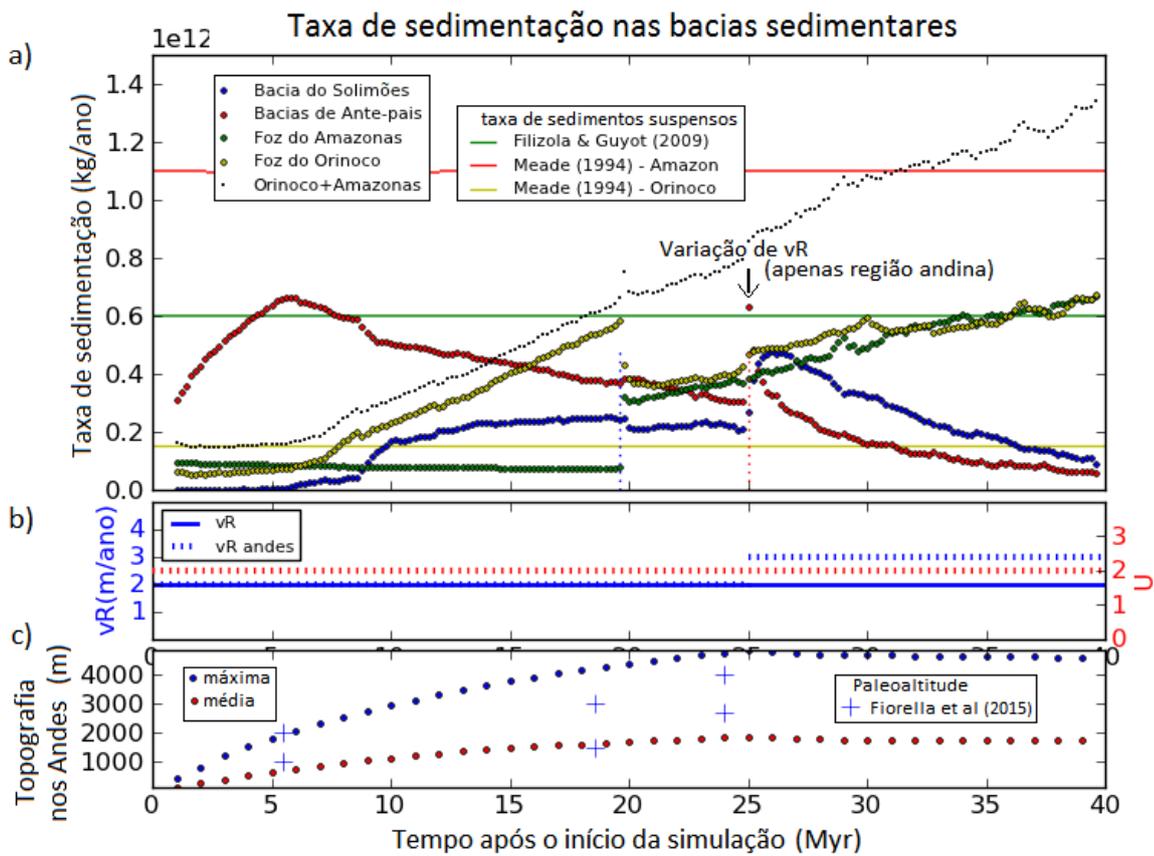


Figura 4.17: Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 9, em que é imposta uma variação temporal na taxa de precipitação sobre a região andina

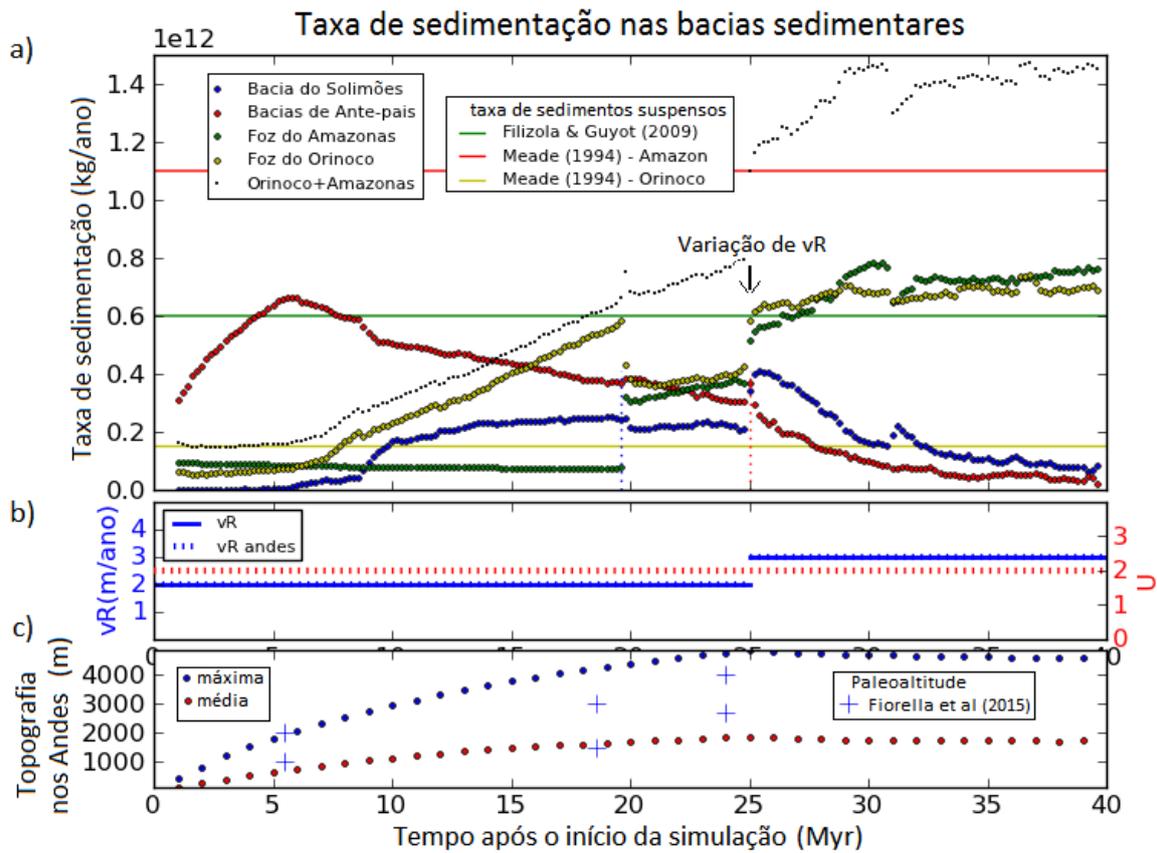


Figura 4.18: Mesmo da Figura 4.14 para o Cenário 9, em que é imposta uma variação temporal na taxa de precipitação sobre todo o modelo.

possível observar que, com o aumento da precipitação na cordilheira, ocorre um aumento na taxa de sedimentação nas bacias de ante-país e do Solimões. Porém, nenhum espaço de acomodação é criado, e devido a isso, as taxas de sedimentação logo diminuem e passam a ser menores do que seriam caso a precipitação não tivesse aumentado. Na foz do Amazonas a taxa de sedimentação passa a crescer gradativamente, mas nada tão expressivo quanto os aumentos observados pontualmente por Figueiredo et al. (2009). A sedimentação na região também não atinge os valores calculados por Meade (1994), para as taxas de sedimentos suspensos na foz do Amazonas. Na Figura 4.18a são mostradas as taxas de sedimentação para o Cenário 10, em que a variação de  $v_R$  é imposta em todo o modelo. Resultados semelhantes aos do Cenário 9 são observados, porém, na foz do Amazonas, ocorre um salto na taxa de sedimentação no momento da variação de  $v_R$ . Pode-se comparar a taxa de sedimentação na foz do Amazonas com a taxa de sedimentos suspensos no rio Amazonas, pois é considerado que todo o sedimento carregado pelo rio é depositado dentro da área do retângulo que representa a região da foz (Figura 4.1). O mesmo serve para o rio Orinoco. Nos resultados das simulações, na foz do Orinoco a taxa de sedimentação é alta se comparada com a taxa de sedimentos suspensos na foz do Orinoco calculadas por Meade (1994). Um possível processo que aumentaria a taxa de sedimentação na foz do Amazonas e diminuiria a taxa de sedimentação na foz do Orinoco, é a elevação do alto de Vaupés. Tal processo, no presente trabalho, não é considerado como ponto fundamental na reconfiguração da drenagem na região, o contrário do proposto em Mora et al. (2010). No entanto, caso considerado nas simulações, esse processo poderia redefinir os limites das bacias de drenagem. Talvez fazendo com que o divisor de drenagens migrasse para norte, e assim, aumentando a área drenada pelo rio Amazonas. Consequentemente, diminuindo a área drenada pela bacia do rio Orinoco. O que afetaria as taxas de sedimentos suspensos nas duas bacias de drenagem. Mora et al. (2010) inferem que o alto de Vaupés teve seu soerguimento no final do Mioceno ou Plioceno, o mesmo período que Figueiredo et al. (2009) observa um aumento de 4 vezes na taxa de sedimentação no Leque do Amazonas, tal ligação entre esses eventos deve ser melhor estudada. Uma possível explicação para as altas taxas observadas por Meade (1994) na foz do Amazonas, é que essa taxa pode não ser representativa da taxa de sedimentos suspensos nos últimos milhares ou milhões de anos. A região da Amazônia possivelmente sofreu mudanças climáticas cíclicas pelo menos nos últimos 160 mil anos (Cheng et al., 2013) e essas mudanças possivelmente influenciam na

Tabela 4.6 - Tabela com os valores dos parâmetros do modelo para os cenários de 11 e 12, em que é imposta uma variação periódica de  $v_R$ .

Parâmetro em comum: $T_e(\text{onshore}) = 70 \text{ km}$ $T_e(\text{onshore}) = 15 \text{ km}$ $l_s = 100 \text{ m}$ Configuração inicia da Figura 4.1c.			
	$v_R$	$U$	Observações.
Cenário 11	$v_{R(1)} = 2,0 \text{ m/ano}$ $v_{R(2)} = 3.0 \text{ m/ano}$	2,0	$v_R$ varia periodicamente entre $v_{R(1)}$ e $v_{R(2)}$ . Período de variação 40000anos
Cenário 12	$v_{R(1)} = 2,0 \text{ m/ano}$ $v_{R(2)} = 3.0 \text{ m/ano}$	2,0	$v_R$ varia periodicamente entre $v_{R(1)}$ e $v_{R(2)}$ . Período de variação 200000anos

taxa de sedimentos suspensos nos rios. Para testar essa hipótese, realizaram-se testes onde a taxa de precipitação sobre o modelo varia periodicamente, como descrito na próxima seção.

#### 4.4 Variação periódica de $v_R$

O objetivo dos experimentos descritos nesta seção é: avaliar se a taxa de sedimentos suspensos observada atualmente na foz do Amazonas é representativa dos últimos milhares de anos no passado. Para isso, foram criados cenários onde a taxa de precipitação varia periodicamente sobre o modelo. Por exemplo, no Cenário 11 a taxa de precipitação varia entre 2 m/ano e 3 m/ano em intervalos de 40 mil anos, ou seja, durante 40 mil anos a taxa de precipitação é 2 m/ano, nos 40 mil anos seguintes a taxa de precipitação passa a ser 3 m/ano e assim por diante. Também foram testados cenários onde a variação ocorre em períodos de 200 mil anos. A Tabela 4.6 contém os parâmetros usados nos cenários testados e descritos nesta seção. Os resultados desses testes estão na seção 4.4.1

##### 4.4.1 Resultados

A Figura 4.19a contém um gráfico com as taxas de sedimentação para o Cenário 11, em que é imposta uma variação na taxa de precipitação de 20% em torno da média. O período de variação nesse cenário é de 40 mil anos.

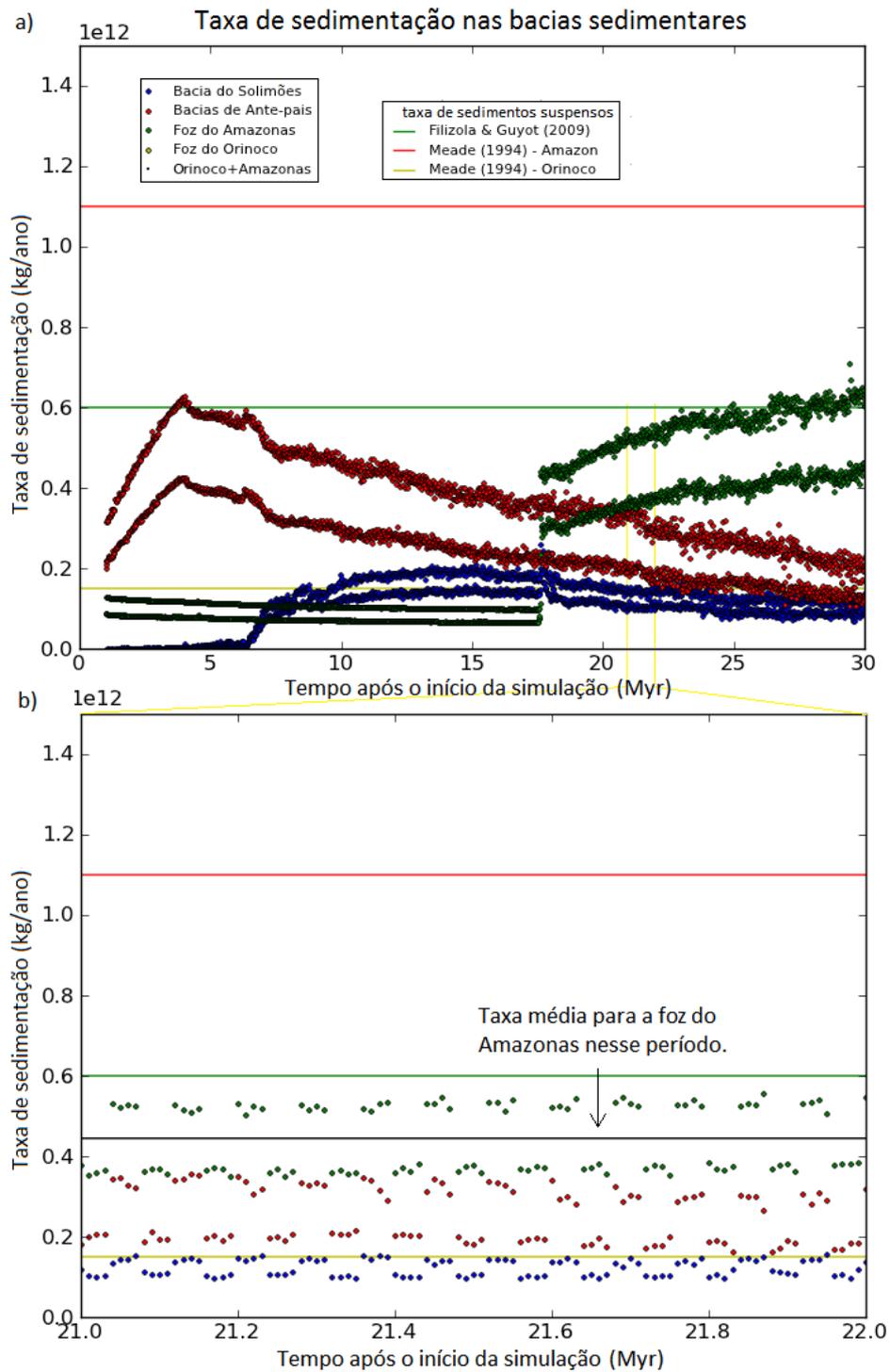


Figura 4.19: Gráficos com as taxas de sedimentação em diferentes regiões do modelo, para o Cenário 11, onde é imposta uma variação periódica da taxa de precipitação sobre o modelo. As regiões estão demarcadas na Figura 4.1c. Os valores mínimos para as taxas de sedimentos suspensos medidas atualmente no rio Amazonas, em Óbidos, bem próximo a sua foz, por Meade (1994) e Filizola e Guyot (2009) estão marcados com as retas vermelhas e verde, respectivamente. a) O tempo representado no eixo horizontal é o tempo após o início da simulação, de 1 a 30 Myr. b) representação de apenas 1 Myr de simulação. Entre 21 Myr e 22 Myr após o início da simulação. A reta preta representa a taxa média para a foz do Amazonas nesse período.

---

Observou-se nos resultados que, nos períodos de maior precipitação a taxa de sedimentação no modelo é maior que nos períodos de menor precipitação. Na foz do Amazonas não é diferente, a taxa de sedimentação é muito sensível à variação na taxa de precipitação sobre o modelo. Isso indica que, a taxa de sedimentos suspenso observada por Meade (1994) e Filizola e Guyot (2009) pode não ser representativa dos últimos milhares de anos. O mesmo ocorre para o Cenário 12, em que o período de variação de  $v_R$  é de 200 mil anos (Figura 4.20).

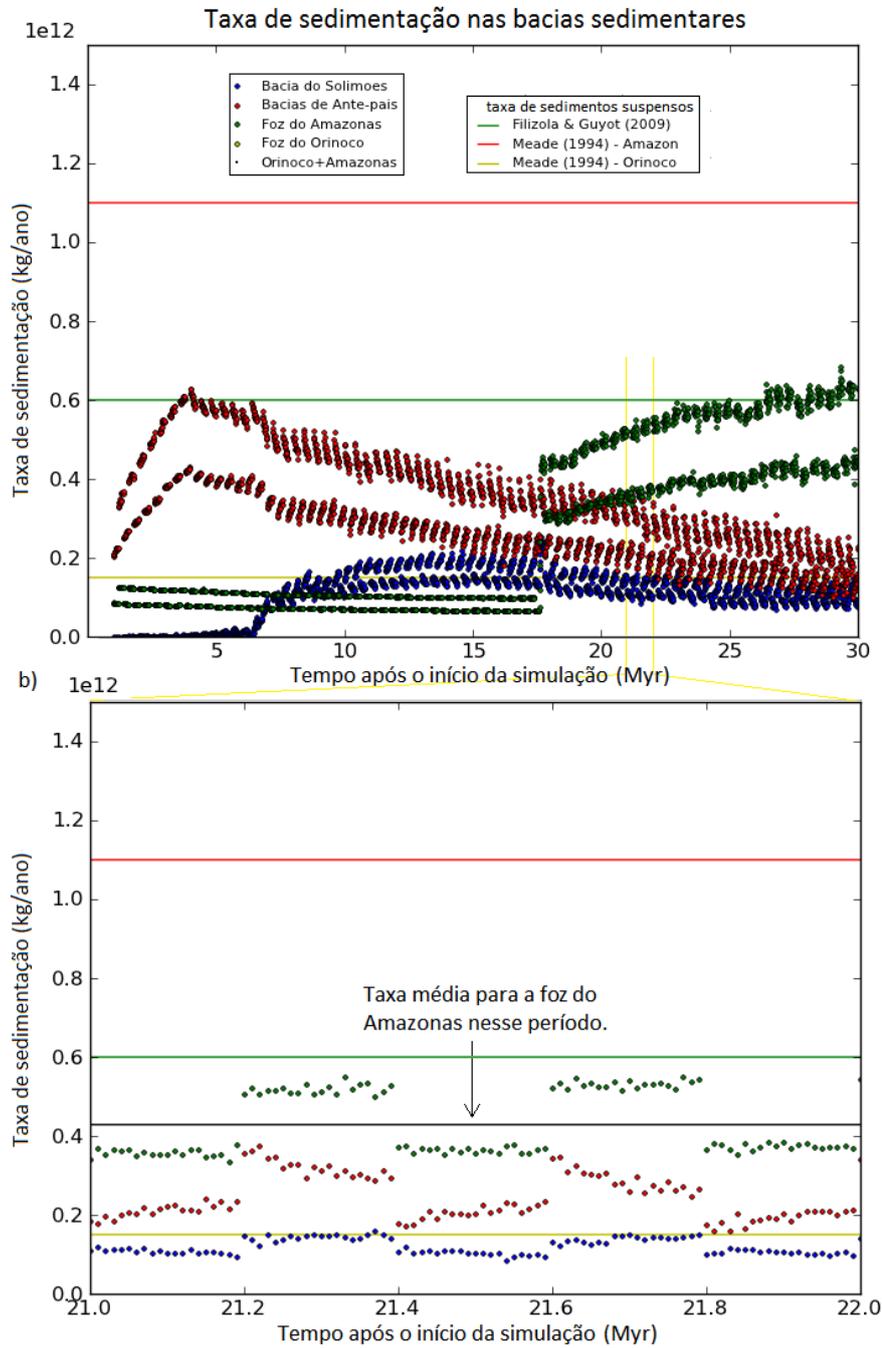


Figura 4.20: O mesmo da Figura 4.19 para o Cenário 12, onde o período de variação de  $v_R$  é de 200000 anos.

## Conclusões

As principais conclusões dos estudos realizados nesse trabalho são as seguintes:

1 - Através de experimentos realizados usando um modelo numérico que incorpora os processos de orogenia, flexura e isostasia, clima e processos superficiais de erosão e sedimentação, foi possível reproduzir em diversos aspectos a evolução da paisagem da região norte da América do Sul como proposta por diferentes pesquisadores (Hoorn et al., 1995; Figueiredo et al., 2009; Hoorn et al., 2010b; Latrubesse et al., 2010; Sacek, 2014). Em todos os cenários testados, foi possível observar a mudança no padrão de drenagem na região, que resultou na formação do rio Amazonas como um rio transcontinental. Sacek (2014) já havia observado tal efeito, através de experimentos testando outros cenários.

2 - Os testes realizados mostram que o tempo necessário para a formação do rio Amazonas está relacionado com o tempo de preenchimento das bacias sedimentares do continente, tanto as bacias de ante-país quanto a bacia do Solimões. Sendo assim, esse tempo pode variar com a taxa de precipitação sobre o modelo, a taxa de espessamento crustal na região andina, a espessura elástica efetiva da litosfera, e a erodibilidade dos sedimentos. Além disso, a data da reversão é extremamente sensível à configuração topográfica inicial do modelo, principalmente à topografia inicial do divisor de drenagens.

3 - Observou-se nos resultados que, no momento da formação do rio Amazonas, ocorre um grande aumento na taxa de sedimentação na região da foz do Amazonas. O mesmo é observado por Figueiredo et al. (2009) em poços no leque do Amazonas. No entanto,  $\sim 5$  Myr e  $\sim 9$  Myr após a formação do rio Amazonas, Figueiredo et al. (2009) observa aumentos pontuais de 4 e 6 vezes, respectivamente, na taxa de deposição no leque do Amazonas. Aumentos proporcionais a esses não são observados na região da foz do Amazonas nos resultados das simulações.

4 - Um aumento na taxa de espessamento crustal na região andina, que representa um aumento no tectonismo, não muda significativamente as taxas de sedimentação na região da foz do Amazonas. O sedimento adicional gerado na cordilheira passa a ser depositado novamente nas bacias de ante-país, pois essas têm um aumento no espaço de acomodação, que é resultado do aumento no tectonismo.

5 - O aumento da taxa de precipitação sobre a cordilheira dos Andes se reflete em um aumento nas taxas de deposição nas bacias de ante-país, na bacia do Solimões e na foz do Orinoco. Porém, na foz do Amazonas, as taxas de sedimentação sofrem uma pequena aceleração no crescimento, porém, pouco expressiva. Já um aumento na precipitação sobre todo o modelo faz com que as taxas de sedimentação sofram um aumento em todas as bacias sedimentares.

6 - As taxas de sedimentação na foz do Amazonas são sensíveis às variações climáticas na região. Isso pode indicar que as altas taxas de sedimentos suspensos registradas por Meade (1994), não sejam representativas das taxas de sedimentação nas últimas dezenas de milhares de anos, uma vez que o clima na região da Amazônia oscila em varias escalas de tempo (Cheng et al., 2013; Vonhof e Kaandorp, 2010).

7 - Considerando-se que o início da simulação é em 30 Ma, que representa o momento em que a orogenia na cordilheira assume as dimensões geográficas atuais (Mora et al., 2010), o resultado que melhor representa a evolução da paisagem do norte da América do Sul durante a formação do Rio Amazonas é o Cenário 7, onde a formação do rio Amazonas teria ocorrido a 10,4 Ma de anos atrás, praticamente a mesma data proposta por Figueiredo et al. (2009) e Hoorn et al. (2010b).

## Referências Bibliográficas

- Anderson V. J., Horton B. K., Sayrlor J. E., Mora A., Teson E., Breecker D. O., Ketcham R. A., Andean topographic growth and basement uplift in southern Colombia: Implications for the evolution of the Magdalena, Orinoco, and Amazon river systems, *Geosphere*, 2016, vol. 12, n 4, p. 1235.
- Beaumont C., Fullsack P., Hamilton J., Erosional control of active compressional orogens, Thrust tectonics, 1992, p. 1-18.
- Bookhagen B., Strecker M. R., Modern Andean Rainfall Variation during ENSO Cycles and its Impact on the Amazon Drainage Basin, In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, Blackwell, 2010, p. 223-241.
- Braun J., Sambridge M., Modelling landscape evolution on geological time scale: a new method based on irregular spatial discretization, *Basin Research*, 1997, vol. 9, p. 27.
- Caputo M. V., Soares E. A. A., Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system, *Brazilian Journal of Geology*, 2016, vol. 46, p. 301.
- Cheng H., Sinha A., Cruz F. W., Wang X., Edwards R. L., D'Horta F. M., Ribas C. C., Vuille M., Stott L. D., Auler A. S., Climate change patterns in Amazonia and biodiversity., *Nature communications*, 2013, vol. 4, p. 1411.
- Costa M. H., Foley J. A., A comparison of precipitation datasets for the Amazon Basin, *Geophysical Research Letters*, 1998, vol. 25, p. 155.

- Cozzuol M. A., The Acre vertebrate fauna: age, diversity, and geography, *Journal of South American Earth Sciences*, 2006, vol. 21, p. 185.
- Eakin C., Lithgow-bertelloni C., Dávila F., Influence of Peruvian Flat-Subduction Dynamics on the Evolution of Western Amazonia, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 404, p. 240-260.
- Ehlers T. A., Poulsen C. J., Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates, *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, vol. 281, p. 238-248.
- Figueiredo J., Hoorn C., van der Ven P., Soares E., Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: Evidence from the Foz do Amazonas Basin, *Geology*, 2009, vol. 37, p. 619-622.
- Figueiredo J., Hoorn C., Ven P. V. D., Soares E., *Geology* Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan : Evidence from the Foz do Amazonas Basin : Reply Late Miocene onset of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan : Evidence from the Foz do Amazonas Basin : Reply, *Geology*, 2010, Reply, p. e213.
- Filizola, N. e Guyot J. L., Suspended sediment yields in the Amazon basin: an assessmeent using the Brazilian national data set., *Hydrological Processes*, 2009, vol. 23, p. 3207.
- Fiorella R., Poulsen C. J., Ehlers T. A., Modern and long-term evaporation of central Andes surface waters suggests paleo archives underestimate Neogene elevations, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, vol. 432, p. 59-72.
- Flament N., Gurnis M., Müller R. D., Bower D. J., Husson L., Influence of subduction history on South American topography, *Earth and Planetary Science Letters*, 2015, vol. 430, p. 9.
- Gross M., Piller W. E., Ramos M. I., Douglas da Silva Paz Jackson J., Late Miocene sedimentary environments in south-western Amazonia (Solimões Formation; Brazil), *Journal of South American Earth Sciences*, 2011, vol. 32, p. 169.
- Gupta A. Large Rivers, Goemorphology and Management. John Wiley & Sons, 2007.

- Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G. a., Lorente M. a., Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America, *Geology*, 1995, vol. 23, p. 237.
- Hoorn C., Wesselingh F. P. Amazonia: Landscape and species evolution. A look into the past., Wiley-Blackwell, Oxford, 2010a, 447 p.
- Hoorn C., Wesselingh F. P., ter Steege H., Bermudez M. a., Mora a., Sevink J., Sanmartín I., Sanchez-Meseguer a., Anderson C. L., Figueiredo J. P., Jaramillo C., Riff D., Negri F. R., Hooghiemstra H., Lundberg J., Stadler T., Särkinen T., Antonelli a., Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity., *Science* (New York, N.Y.), 2010b, vol. 330, p. 927.
- Hoorn C., Roddaz M., Dino R., Soares E., Uba C., Ochoa-Lozano D., Mapes R., The Amazonian Craton and its Influence on Past Fluvial Systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia), In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past, Blackwell, 2010c, p. 101-122.
- Hoorn C., Wesselingh F. P., Hovikoski J., Guerrero J., The Development of the Amazonian Mega-Wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia), In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past, Blackwell, 2010d, p 123-142.
- Kaufman P., Grotzinger J., McCormick D., 1991 Depth-dependent diffusion algorithm for simulation of sedimentation in shallow marine deposition systems, 1991, p. 489-508.
- Kroonenberg S. B., Roever E. W. F., Geological evolution of the Amazonian Craton, In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past, Blackwell, 2010, p. 9-28.
- Latrubesse E. M., Cozzuol M., a.F. da Silva-Caminha S., Rigsby C. a., Absy M. L., Jaramillo C., The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system, *Earth-Science Reviews*, 2010, vol. 99, p. 99-124.
- Latrubesse E. M., Restrepo J. D., Sediment yield along the Andes: continental budget, regional variations, and comparisons with other basins from orogenic mountain belts, *Geomorphology*, 2014, vol. 216, p. 225.

- Martini P. R., Duarte V., Arai E., Moraes J. A., Metodologia De Medição Das Extensões Dos Rios Amazonas E Nilo Utilizando Imagens Modis E Geocover, 2008, p. 1-7.
- Meade R. H., Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers, *Quaternary International*, 1994, vol. 21, p. 29.
- Meade R. H., Transcontinental moving and storage: The Orinoco and Amazon Rivers transfer the Andes to the Atlantic, *Large Rivers: geomorphology and management*, 2007, p. 45-64.
- Meade R. H., Transcontinental Moving and Storage: The Orinoco and Amazon Rivers Transfer the Andes to the Atlantic, *Large Rivers: Geomorphology and Management*, 2008, p. 45-6.3
- Mora A., Baby P., Roddaz M., Parra M., Brusset Tectonic History of the Andes and Sub Andean Zones: Implications for the Development of the Amazon Drainage Basin., In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, Blackwell, 2010, p. 38-60.
- Räsänen M., La geohistoria y geología de la Amazonia peruana, *Amazonía Peruana: vegetación húmeda tropical en el llano subandino*. Proyecto Amazonía de la Universidad de Turku & Oficina Nacional de Evaluación de Recursos Naturales. Jyväskylä, Finlandia, 1993, p. 43-67.
- Roddaz M., Baby P., Brusset S., Hermoza W., Darrozes J. M., Forebulge dynamics and environmental control in Western Amazonia: The case study of the Arch of Iquitos (Peru), *Tectonophysics*, 2005, vol. 399, p. 87.
- Roddaz M., Hermoza W., Mora A., Baby P., Parra M., Christophoul F., Brusset S., Espurt N., Cenozoic Sedimentary Evolution of the Amazonian Foreland Basin System, , In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, Blackwell, 2010, p. 61-88.
- Rossetti D. F., Cohen M. C. L., Tatumi S. H., Sawakuchi A. O., Cremon É. H., Mitani J. C. R., Bertani T. C., Munita C. J. A. S., Tudela D. R. G., Yee M., Moya G., Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway, *Sedimentary Geology*, 2015, vol. 330, p. 1-15.

- Sacek V., Ussami N., Reappraisal of the effective elastic thickness for the sub-Andes using 3-D finite element flexural modelling, gravity and geological constraints, *Geophysical Journal International*, 2009, vol. 179, p. 778.
- Sacek V., Modelagem numérica conjunta de processos sedimentares e tectônicos em bacias sedimentares (tese de doutorado), 2011, 186 p., Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2011.
- Sacek V., Braun J., Van Der Beek P., The influence of rifting on escarpment migration on high elevation passive continental margins, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2012, vol. 117, p. 1.
- Sacek V., Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes, *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, vol. 401, p. 301.
- Sepulchre P., Sloan L., Fluteau F., Modelling the response of Amazonian climate to the uplift of the Andean mountain range, *Amazonia - landscape and species evolution: a look into the past*, 2010, p. 211.
- Shephard G. E., Müller R. D., Liu L., Gurnis M., Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by platemantle interaction, *Nature Geoscience*, 2010, vol. 3, p. 870.
- van Balen R. T., van der Beek P. A., Cloetingh S. A. P. L., The effect of rift shoulder erosion on stratal patterns at passive margins: Implications for sequence stratigraphy, *Earth and Planetary Science Letters*, 1995, vol. 134, p. 527.
- Vonhof H. B., Kaandorp R. J. G., Climate variation in Amazonia during the Neogene and the Quaternary, *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 2010, p. 482.
- Wanderley-Filho J. R., Eiras J. F., Da Cruz Cunha P. R., Van Der Ven P. H., The Paleozoic Solimões and Amazonas Basins and the Acre Foreland Basin of Brazil, In Hoorn, C., and Wesselingh, F. P., eds., *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, Blackwell, 2010, p. 29-37.
- Watts A. B., Rodger M., Peirce C., Greenroyd C. J., Hobbs R. W., Seismic structure, gravity anomalies, and flexure of the amazon continental margin, NE Brazil, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 2009, vol. 114, p. 1.

Wesselingh F. P., Hoorn M. C., Guerrero J., Räsänen M. E., Romero Pittman L., Salo J.,  
The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru,  
Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution, *Scripta  
Geologica*, 2006, p. 291-322.