

Capítulo 1 Em Síntese

Geologia e Geodiversidade da Amazônia: Três Bilhões de Anos de História



Vista aérea da Terra Indígena Yanomami (Foto: Bruno Kelly / Amazônia Real)



THE AMAZON WE WANT
Science Panel for the Amazon

Geologia e Geodiversidade da Amazônia: Três Bilhões de Anos de História

Pedro Val^a, Jorge Figueiredo^b, Gustavo de Melo^a, Suzette G.A. Flantua^c, Carlos Alberto Quesada^d, Ying Fan^e, James S. Albert^f, Juan M. Guayasamin^g, Carina Hoorn^h

Mensagens Principais e Recomendações

- 1) A Amazônia é uma região complexa, composta por múltiplas províncias geológicas que são distintas em termos litológicos, topográficos e químicos, cada uma com diversas configurações de terrenos, rios e solos. Essas subdivisões são o resultado de uma história geológica única, que envolve interações entre placas tectônicas, clima, topografia dinâmica e variações nos níveis dos oceanos. Juntos, esses fatores criaram uma geodiversidade excepcionalmente alta, desde substratos de rochas até paisagens hidrológicas, edáficas e biofísicas.
- 2) Foram necessários centenas de milhões de anos para que a Amazônia desenvolvesse o rico conjunto de relevos, solos e ecossistemas que vemos hoje; no entanto a degradação destes ecossistemas por meio da ação humana ocorre em um ritmo muito mais rápido do que o de sua formação. É preciso tomar decisões para evitar que ainda mais degradação ocorra considerando o tempo necessário para que a Amazônia se recupere, se é que isso ainda é possível.

Resumo Este capítulo explora como a geodiversidade da Amazônia evoluiu ao longo de mais de três bilhões de anos. Ele mostra como períodos de separação continental seguidos pela formação de montanhas levaram, por fim, a subdivisões fisiográficas fundamentais na Amazônia, bem como a um rico conjunto de paisagens, solos, depósitos de minérios, reservas de

petróleo e gás, além de aquíferos de água doce. Dados sobre a geodiversidade da Amazônia apoiam um tema central das ciências ambientais, o de que a formação da maioria dos recursos naturais (como terras-raras, hidrocarbonetos, aquíferos de água doce, e solos férteis) exige que os processos naturais operem sem perturbações durante um imenso período de tempo geológico e através de amplos domínios espaciais.

A Amazônia Moderna: Geodiversidade e Diversidade do Solo As paisagens da Amazônia podem ser classificadas por meio das principais características de seus ambientes geológicos, que afetam todas as características da superfície, desde solos e rios até espécies e ecossistemas. A geomorfologia moderna da Amazônia é formada pela Cordilheira dos Andes, que possui amplitudes locais de elevação (isto é, relevo) de mais de 3 km dentro de um intervalo espacial de 2,5 km, e as paisagens de planícies da Amazônia Ocidental e Amazônia Oriental, que exibem baixo relevo (< 200 m), principalmente devido às baixas taxas de soerguimento de sua superfície. Na maior parte de sua área, rios sinuosos correm sobre rochas sedimentares facilmente erodíveis que fazem parte das bacias sedimentares que formam o substrato da maioria das planícies da região. Aqui, os rios migram dinamicamente através de planícies alagadas. Estendendo-se pelas extremidades norte e sul da Bacia Hidrográfica da Amazônia, existem extensas formações de rochas cratônicas, que

^a Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais, 35400-000, Brasil, pval@ufop.edu.br

^b Departamento de Geologia, Universidade Federal Rio de Janeiro, Av. Athos da Silveira Ramos, 745/G04-49, 21.941-916 - Ilha do Fundão - Cidade Universitária, Rio de Janeiro, Brasil

^c Department of Biological Sciences, University of Bergen, Postboks 7803, 5020 Bergen, Norway

^d Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Av. André Araújo, 2936, Aleixo, CEP 69060-001 Manaus, Brasil

^e Department of Earth & Planetary Sciences, Rutgers, The State University of New Jersey, Wright-Rieman Laboratories, 610 Taylor Road, Room 142, Piscataway, NJ 08854-8066, USA

^f Department of Biology, University of Louisiana at Lafayette, 104 E University Ave, Lafayette 70503, Louisiana, USA

^g College of Biological and Environmental Sciences, Universidad San Francisco de Quito, Diego de Robles y Vía Interoceánica, Quito, Ecuador

^h Institute for Biodiversity and Ecosystem Dynamics (IBED), University of Amsterdam, 1090 GE Amsterdam, The Netherlands, m.c.hoorn@uva.nl

formam amplos platôs com 500–1.000 m de elevação em média, mas que atingem 2.500 m nas partes mais setentrionais da Amazônia, como no sul da Venezuela e na fronteira entre Brasil e Guiana. Em termos de escalas de tempo geológico contado em milênios, as áreas de escudo são erodidas em um ritmo de 10–40 m Ma⁻¹ e contribuem com um volume de 9–20 Tm ano⁻¹ de sedimentos para rios correndo a partir do escudo, enquanto que os rios que correm pelos Andes erodem em um ritmo de 100–1.000 m Ma⁻¹ e contribuem com um volume de 300–600 Tm ano⁻¹ de sedimentos para o Rio Amazonas¹.

Processos geológicos e biológicos criaram em conjunto, uma geodiversidade excepcionalmente alta e uma paisagem hidrológica diversa. Como resultado, a Amazônia possui um complexo mosaico de tipos e condições de solo, cada um com diferentes propriedades físicas, químicas e biológicas, que se relacionam com as taxas de variação geomorfológica mencionadas acima. Cerca de 60% dos solos na Bacia Amazônica são altamente lixiviados, dos tipos ferralsolos e Acrissolos pobres em nutrientes, concentrados principalmente na Amazônia Oriental, cujas taxas de erosão são lentas². Os solos na Amazônia Ocidental são geralmente mais ricos em nutrientes, pois se formaram a partir de sedimentos recentemente erodidos a partir dos Andes^{2–4}. As diferenças nesses sedimentos afetam a composição química das águas, diferenciando-se em três tipos de rios, chamados de rios de águas negras, brancas e claras. Adicionada a tal complexidade geomórfica e geoquímica está a frequência de inundações sobre as planícies laterais a estes rios, como nos igapós (águas negras e claras) e nas várzeas (águas brancas), em contraste com a terra firme, que nunca é inundada.

As propriedades físicas do solo, como profundidade rasa, drenagem insuficiente, e impedimentos físicos para crescimento de raízes no subsolo, podem ser limitações importantes para o crescimento florestal, influenciando, direta ou indiretamente, as taxas de mortalidade e de substituição de árvores⁴. A profundidade do lençol freático é um bom indicador

das condições hidrológicas em toda a Amazônia e da disponibilidade hídrica do solo para as plantas. As águas subterrâneas rasas sustentam a vazão e a umidade do solo em períodos de seca. Os ecossistemas das terras altas (i.e., em geral, os planaltos acima de 250 metros de elevação) sobre lençóis freáticos profundos são alimentados exclusivamente por chuvas e mostram-se vulneráveis a secas meteorológicas, enquanto os ecossistemas de planícies sobre lençóis freáticos rasos são abastecidos com um regime de chuvas mais estável que correm montanha abaixo. Os lençóis freáticos rasos também causam alagamentos e condições de solo anóxico, excluindo a vegetação intolerante de terra firme e selecionando espécies bem adaptadas a áreas pantanosas.

Há muito tempo a Amazônia é conhecida como uma área de alto potencial para recursos minerais, representando uma das últimas fronteiras de exploração mineral no mundo⁵; por exemplo, ferro, cobre e manganês são encontrados na Província Mineral de Carajás e alumínio é encontrado em Juruti-Trombetas (Brasil)^{5,6}. Reservas de petróleo e gás são encontradas no território amazônico de quatro países: Colômbia, Equador, Peru e Brasil. Em relação a sua significativa porosidade e permeabilidade, a bacia sedimentar Amazônica contém um dos maiores aquíferos no mundo, o Sistema Aquífero da Amazônia (SAA), que se estende ao longo do canal principal do Rio Amazonas, através da bacia sedimentar do Amazonas ao leste e a bacia sedimentar do Solimões a oeste⁷.

Formação do continente As mais antigas formações rochosas da Amazônia datam de 3–2,5 bilhões de anos atrás e correspondem à Província Mineral de Carajás (Brasil)⁸ (Figura 1.1A). Essas formações podem ser encontradas primordialmente na Amazônia Oriental, cercadas por terrenos com crostas mais jovens datando de 2,1–1,0 bilhões de anos. Juntos, a amalgamação desses terrenos durante o período Paleo- até o Mesoproterozoico e o mais antigo núcleo arqueano da Província de Carajás formam o chamado

Cráton^a. Amazonas. Esse cráton cobre quase metade do território brasileiro e se estende para vários outros países da América do Sul, com uma área maior do que a Bacia Hidrográfica da Amazônia⁹. A consolidação do Cráton da Amazônia é também ligada à formação dos supercontinentes, especialmente o de Colúmbia, cerca de 1,9 bilhões de anos atrás, e o de Rodínia, cerca de 1,2 –1,0 bilhões de anos^{10,11}.

Criação do substrato rochoso de planícies: Bacias sedimentares Após a divisão do supercontinente Rodínia, o Cráton Amazonas se juntou ao supercontinente Gondwana. No início da Era Paleozóica (cerca de 541 milhões de anos atrás), uma fissura se desenvolveu, do leste ao oeste, no meio do cráton, quase dividindo essa região em norte e sul¹². Esse processo de ruptura não teve continuidade, mas resultou na formação de uma depressão intercontinental que dividiu o cráton em dois “escudos”, o Escudo da Guiana, no norte e o Escudo Brasileiro, no sul, que se estenderam por cerca de 40% da Amazônia (Figura 1.1B). A depressão intracontinental também formou a base das bacias sedimentares do Solimões e do Amazonas, além do atual canal principal do Rio Amazonas.

Juntamente com os Andes e bacias sedimentares, os escudos representam a característica geológica mais importante do continente sobre os quais numerosos processos geológicos, de superfície, biológicos e climáticos atuaram paralelamente para produzir a magnífica diversidade ambiental da Amazônia.

Divisão da Pangeia e nascimento dos Andes O supercontinente Gondwana formou a metade sul do supercontinente Pangea c. 250 Ma. Desde então, a ruptura da Pangea e a separação tectônica da América do Sul e da África levou à abertura do Oceano Atlântico nas partes sul e equatorial há cerca de 100 milhões de anos. Essa separação e a eventual soerguimento dos Andes ao longo da margem oeste

da América do Sul alteraram fundamentalmente as condições geológicas, geomorfológicas e climáticas de todo o continente, levando à sua atual configuração geográfica. A divisão do supercontinente Pangeia deu origem a múltiplos continentes menores e criou margens continentais. Conseqüentemente, houve um reajuste hidrográfico em toda a extensão do continente derivado dessa reorganização paleogeográfica.

Deriva da América do Sul para oeste e formação dos Andes À medida que a América do Sul se deslocava para o oeste durante a abertura do Oceano Atlântico, a margem ocidental da placa da América do Sul experimentava uma convergência de placas tectônicas, mas foi apenas nos últimos 20±10 milhões de anos que significativas expressões topográficas ao longo da costa ocidental começaram a se formar^{13,14}. Entretanto, as estimativas dessa linha de tempo ainda são objeto de debate. Aproximadamente há 10–15 milhões de anos¹⁵, os Andes se elevaram em 4 km na área próxima ao Oceano Pacífico no sul do Peru. À medida que esse soerguimento continuava, os Andes se expandiram lateralmente e, há cerca de 7 milhões de anos, atingiram uma elevação de 4–5 km a cerca de 450 km da costa do Pacífico no sul do Peru e norte da Bolívia¹⁴. A parte dos Andes no sul do Peru continuou a se expandir, enquanto o norte do Peru, o Equador e a Colômbia experimentaram uma topografia muito menos expressiva (Figura 1.1C). Nessas faixas do norte dos Andes, as evidências divergem sobre as paleoelevações durante o Mioceno, mas a maioria dos estudiosos concorda que foi apenas nos últimos 4–5 milhões de anos atrás que a parte norte dos Andes estabelecesse 3 km de altura à margem noroeste da Amazônia¹⁶. Quando os Andes, ao norte do platô altiplano, atingiram 2,5 km ou um pouco mais, a circulação atmosférica foi gradativamente bloqueada, promovendo as chuvas orográficas nos sopés das montanhas andinas do sul do Peru e nordeste da Bolívia. Os sopés das montanhas andinas ficaram mais úmidos e partes da Amazônia Oriental, mais

^aUm cráton é uma parte antiga e estável da litosfera continental, que consiste das duas camadas mais superiores da Terra, a crosta e o manto superior. As regiões onde as rochas cratônicas afloram são chamadas Escudos.

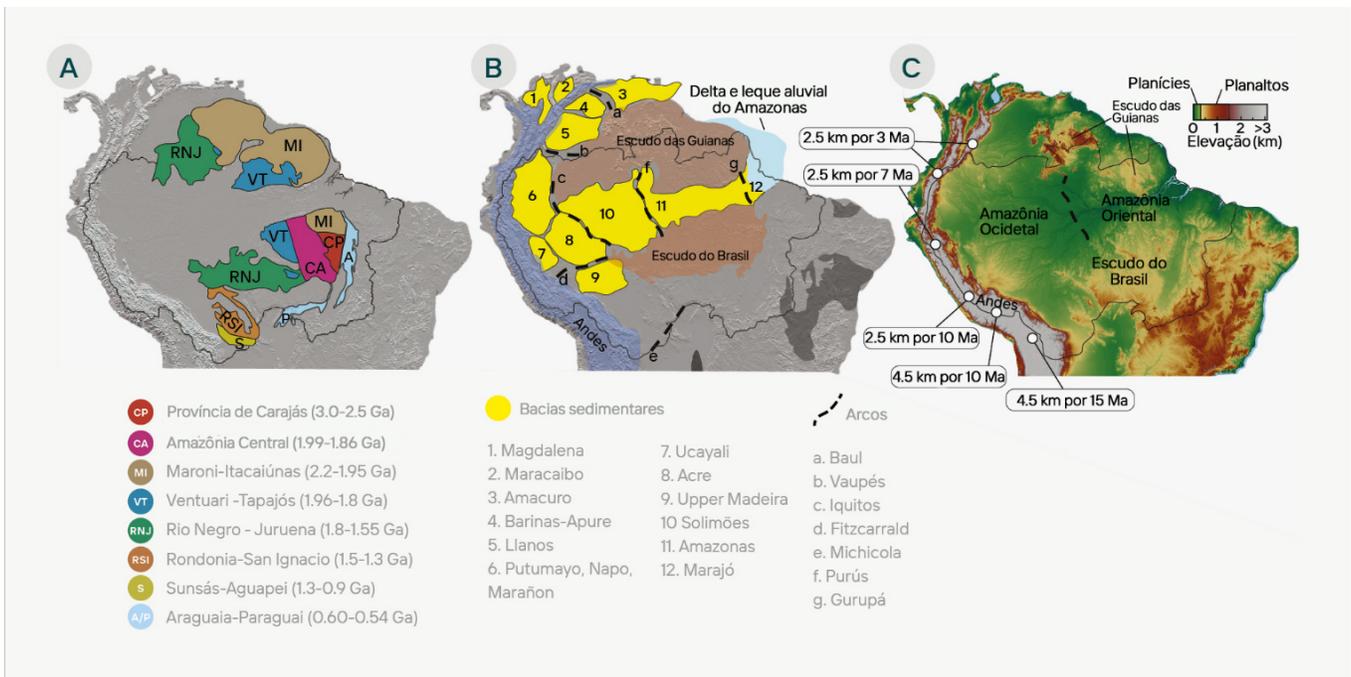


Figura 1.1 (A) Mapa geocronológico da América do Sul com as principais províncias do Cráton da Amazônia (modificado de Macambira et al. 2020⁸). (B) Região frente da cadeia e bacias sedimentares intracratônicas da Amazônia (segundo Albert et al. 2018²⁴). (C) Mapa de elevação contemporânea. As idades das elevações dos Andes são indicadas com base em literatura publicada¹⁴⁻¹⁶.

secas¹⁷. Nos últimos 20 milhões de anos, a elevação dos Andes e outros processos (veja a próxima seção) deformou a crosta sob a Amazônia Ocidental, criando um grande terreno em forma de bacia sobre o qual grandes pântanos puderam se formar com ocasionais incursões marinhas¹⁸⁻²⁰ e grande acumulação de sedimentos derivados dos Andes em mega leques aluviais e bacias sedimentares^{21,22}. Esses processos também criaram as condições necessárias (isto é, substrato poroso e espesso) para formação dos maiores aquíferos subterrâneos da região, como os sistemas de aquíferos de Alter do Chão, Içá e Solimões, além de terem controlado mudanças na rede fluvial ao empurrar os rios mais para o leste. Juntamente com o soergimento arqueado na planície (por exemplo, o arco de Vaupés), isso foi suficiente para interromper o Rio Orinoco, antigamente conectado com a planície Amazônica Ocidental tão até o Sul do Peru, onde uma rede de rios de extensão continental começou a se formar²³.

Transição de uma paisagem fluvial para uma grande área alagada. A formação dos Andes levou

gradualmente ao recuo das incursões oceânicas ao longo da margem ocidental do Amazonas, abrindo caminho para os sistemas de deltas e lagos^{18,19} (há cerca de 66–23 milhões de anos; Figura 1.2C.a-b). Há cerca de 23–10 milhões de anos, boa parte do território da Amazônia Ocidental era coberta por uma mega-área alagada conhecida como sistema Pebas^{18,19,24,25} (Figura 1.2C), que se estendia por aproximadamente 1 milhão de km² na sua extensão máxima e atingia cerca de 1.500 km no sentido leste-oeste a partir dos sopés das montanhas andinas até o limite mais oriental da Amazônia Ocidental. Esse sistema de lagos também se estendia 1.200 km no sentido norte-sul ao longo da região frontal da cadeia subandina, a partir do moderno Rio Ucayali, no Peru, até o moderno Rio Caquetá, no sul da Colômbia (Figura 1.2Dc).

O soergimento dos Andes, as interações entre as placas continentais e o manto causaram uma pronunciada subsidência ao longo das cadeias subandinas e na Amazônia Ocidental e mudanças eustáticas (isto é, no nível dos oceanos), que facilitou a influência marinha na região^{18,19,26-28}. A extensão

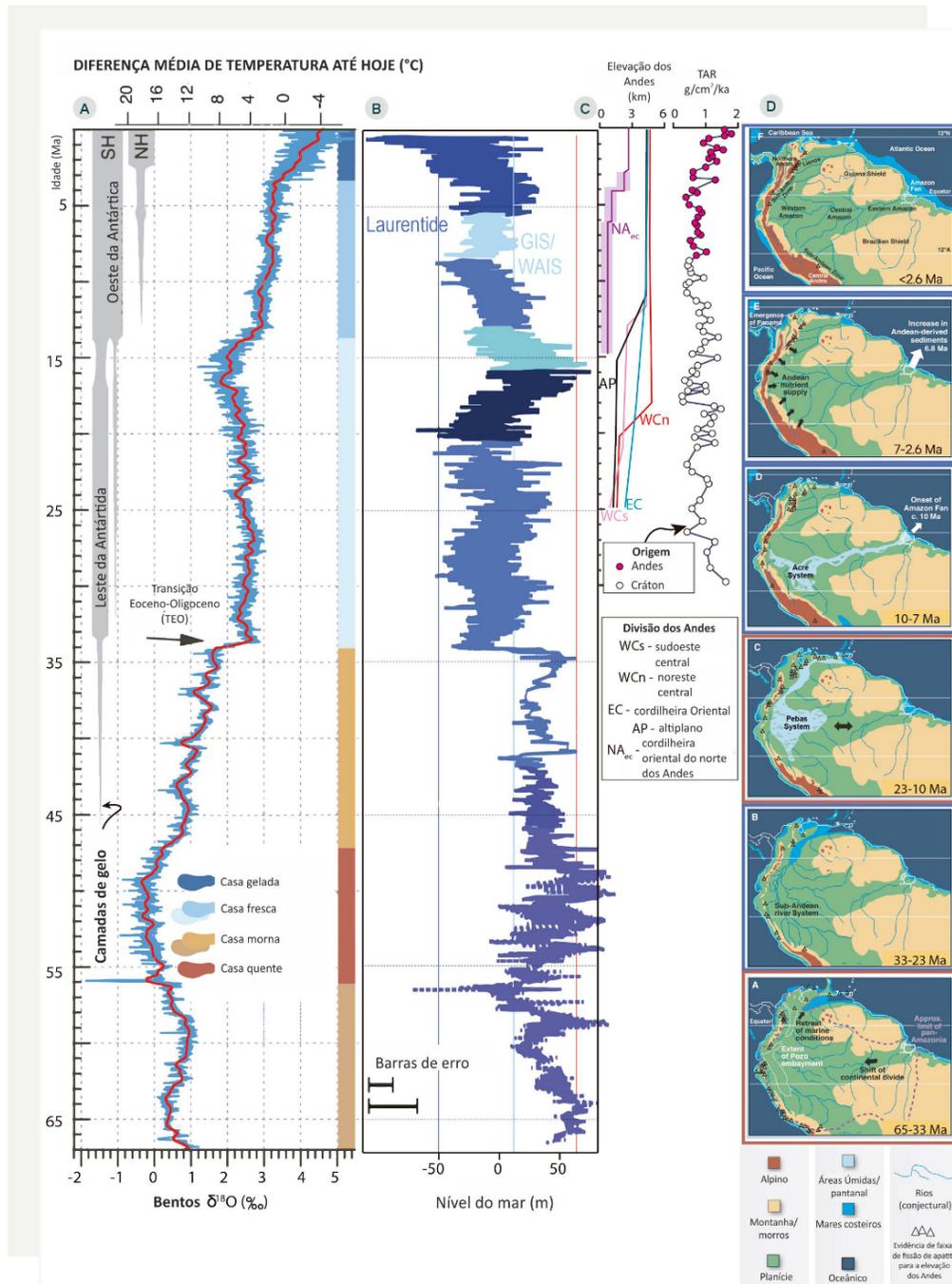


Figura 1.2 A) Curva global de temperatura durante o Cenozóico (de Westerhold et al. 2020³⁵). B) Curva global do nível do mar durante o Cenozóico (de Miller et al. 2020³⁴). C) Transição do Cráton da Amazônia para paisagens dominadas pelos Andes. D) (a) Os Andes começaram a se elevar. (b) Os Andes continuaram a se elevar com a principal drenagem correndo na direção noroeste. (c) Formação de montanhas nos Andes Centrais e do Norte (especialmente a partir de 12 milhões de anos atrás), progradação dos pântanos para a Amazônia Ocidental e ingressões marinhas e condições estuarinas no coração da Amazônia; fechamento do Istmo do Panamá. (d) Elevação dos Andes do Norte restringiram uma formação “pan-amazônica” e facilitaram a especiação e extinção alopátrica. (e) O megapantanal desapareceu e as florestas de terra firme se expandiram; início do Grande Intercâmbio Americano. (f) Quaternário. Observe que a América do Sul migrou na direção norte durante o Paleogeno.

da influência marinha é objeto de debates^{29,30}, mas há crescentes evidências de que o Lago Pebas, em alguns momentos, formava uma enseada estuarina com influência das marés na Bacia sedimentaria de Llanos^{27,28,31}. As unidades sedimentares que representam o Lago Pebas são chamadas coletivamente de Formação Pebas, Curaray ou Solimões, no Peru, Ecuador e no Brasil, respectivamente. No Peru, suas superfícies ricas em nutrientes e solos associados abrigam uma biota diversa, rica em espécies endêmicas^{19,32,33}.

O Sistema Pebas era caracterizado por ambientes dominados por lagos rasos, que depositavam sedimentos finos sob condições frequentemente hipóxicas. Esse sistema pôde se formar e se manter por mais de 10 milhões de anos porque a subsidência e a entrada de sedimentos acompanharam o ritmo um do outro^{18,19,24}. Ainda mais extraordinária é a rica fauna endêmica de moluscos e répteis que habitavam suas margens, mas que foram extintas com o desaparecimento desse meio ambiente^{25,34}. O sistema estava na sua extensão máxima durante o Ótimo Climático do Mioceno Médio, há cerca de 17–15 milhões de anos, coincidindo com a elevação global do nível do mar^{35–37} (Figura 1.2).

Nascimento do Rio Amazonas O incipiente Rio Amazonas começou a correr na direção leste logo após a abertura do Oceano Atlântico equatorial (há cerca de 100 milhões de anos). Segundo Figueiredo et al.³⁸, durante o Final do Cretáceo (há cerca de 100–66 milhões de anos), as correntes na Amazônia se dividiram entre duas bacias, uma herdada da correndo na direção leste, drenando a Amazônia Oriental e entregando sedimentos cratônicos para o recém-aberto Oceano Atlântico Equatorial. Esta hipótese é apoiada pela ausência de sedimentos de rios andinos no Oceano Atlântico até cerca de 10 milhões de anos atrás^{38,39}. Nessa época, o sistema de drenagem do Paleo-Rio Amazonas estava bem desenvolvido na Amazônia Oriental, com uma saída para o Oceano Atlântico. Para formar sua atual configuração transcontinental, foi necessário superar uma divisão da bacia e se conectar com a Amazônia Ocidental. Entretanto, essa ligação não

pôde se formar até que (i) o Paleo-Rio Amazonas no leste pudesse erodir suas nascentes situadas mais a oeste e (ii) os rios no oeste pudessem atravessar a Amazônia Ocidental. Essas peças do quebra-cabeça necessárias se encaixaram quando os Andes se formaram e a região frontal da cadeia subandina se inclinou na direção leste^{19,20,38,40,41}.

Cerca de 10 milhões de anos, ocorreu a ligação dos sistemas dos rios na Amazônia Ocidental e na Amazônia Oriental assim o Rio Amazonas fez uma transição para um sistema de rios continentais e os sedimentos andinos começaram a alcançar o Oceano Atlântico^{38,39}. Essa mudança na paleogeografia e no regime de sedimentação foi causada pela crescente erosão e entrada de sedimentos, possivelmente devido a uma aceleração no soerguimento dos Andes, e pelas mudanças climáticas a partir do fim do Mioceno⁴². Evidências dessas hipóteses podem ser encontradas tanto nas bacias subandinas⁴³, quanto na foz do Rio Amazonas^{38,39,44}.

Outros modelos propõem o período Plioceno (há cerca de 4,5 milhões de anos)^{29,45} ou até mesmo o Pleistoceno⁴⁶ (<2.6 milhões de anos) como o surgimento do Rio Amazonas transcontinental. Talvez essas diferentes interpretações surjam em parte devido às diferentes definições do Rio Amazonas, dos diferentes métodos de datação, da longevidade das características geomórficas, e dos diferentes tipos de dados utilizados por diferentes estudos (veja a revisão em Albert (2018)⁴⁸).

Clima quaternário e mudanças na paisagem da Amazônia O aumento e a diminuição dos ciclos glaciais-interglaciais influenciaram as paisagens amazônicas em todas as elevações. Presume-se que o início do resfriamento do clima global há cerca de 15 milhões de anos (Figura 1.2A) e em particular as variações climáticas há cerca de 3 milhões de anos, relacionadas aos processos glaciais, aumentaram a erosão glacial em termos globais⁴⁹. O aumento na precipitação acelerou a erosão e o transporte de sedimentos durante os períodos interglaciais, enquanto que extensas *morenas* (depósitos originados de geleiras) pavimentaram vales em

elevações de até 2.500 m^{50,51}. A alta erosão dos Andes durante o Quaternário contribuiu para a formação de acumulação de mega leques aluviais em partes do terreno de frente à cadeia subandina²¹. Nas terras baixas da Amazônia Ocidental, as idades das superfícies de terra firme ao longo do rio Amazonas mostram idades máximas de 250 milhares de anos⁴⁷, sugerindo que as superfícies mais recentes sejam relativamente novas e que se expandem e se contraem em resposta à dinâmica do clima quaternário.

Conclusões As paisagens modernas da Amazônia, desde a escala continental até os terraços das margens dos rios, podem ser entendidas somente como uma acumulação de processos tectônicos, geomorfológicos e climáticos operando durante milhões a bilhões de anos. A divisão da Amazônia em paisagens e solos influenciados por cráton versus Andes é o resultado de uma histórica geológica única, determinada pela interação de placas tectônicas, clima, topografia dinâmica, e mudança no nível do mar. Juntos, esses fatores criaram uma geodiversidade excepcionalmente alta e uma paisagem hidrológica diversa.

Referências

1. Wittmann, H. *et al.* Sediment production and delivery in the Amazon River basin quantified by in situ--produced cosmogenic nuclides and recent river loads. *Bulletin* 123, 934–950 (2011).
2. Quesada, C. A. *et al.* Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites. *Biogeosciences* 8, 1415–1440 (2011).
3. Quesada, C. A. *et al.* Variations in chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. *Biogeosciences* 7, 1515–1541 (2010).
4. Quesada, C. A. & Lloyd, J. Soil–Vegetation Interactions in Amazonia. in *Interactions Between Biosphere, Atmosphere and Human Land Use in the Amazon Basin* (eds. Nagy, L., Artaxo, P. & Forsberg, B. R.) 3–15 (Springer, 2016).
5. Cordani, U. & Juliani, C. Potencial mineral da Amazônia: problemas e desafios. *Rev. Estud. Bras.* 6, 91–108 (2019).
6. Monteiro, M. de A. Meio século de mineração industrial na Amazônia e suas implicações para o desenvolvimento regional. *Estud. avançados* 19, 187–207 (2005).
7. Rosário, I. N. G., Andrade, A. J., Ligeiro, R., Ishak, R. & Silva, I. M. Evaluating the Adaptation Process of Sandfly Fauna to Anthropized Environments in a Leishmaniasis Transmission Area in the Brazilian Amazon. *J. Med. Entomol.* 54, t1w182 (2016).
8. Macambira, M., Teixeira, W. & Vasquez, M. O Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas: o legado de Umberto Cordani. in *Geocronologia e Evolução Tectônica do Continente Sul-Americano: a contribuição de Umberto Giuseppe Cordani* (eds. Bartorelli, A., Teixeira, W. & Neves, B. B. de B.) (Solaris, 2020).
9. Hasui, Y. Evolução dos continentes. *Hasui Y., Carneiro CDR, Almeida FFM de, Bartorelli A.(eds)* 98–111 (2012).
10. Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A. & Li, S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Rev.* 67, 91–123 (2004).
11. Nance, R. D., Murphy, J. B. & Santosh, M. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res.* 25, 4–29 (2014).
12. 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. *Amaz. Landsc. Species Evol. A look into past* 29–37 (2009).
13. Capitano, F. A., Faccenna, C., Zlotnik, S. & Stegman, D. R. Subduction dynamics and the origin of Andean orogeny and the Bolivian orocline. *Nature* 480, 83–86 (2011).
14. Garzione, C. N. *et al.* Tectonic evolution of the Central Andean plateau and implications for the growth of plateaus. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 45, 529–559 (2017).
15. Sundell, K. E., Saylor, J. E., Lapen, T. J. & Horton, B. K. Implications of variable late Cenozoic surface uplift across the Peruvian central Andes. *Sci. Rep.* 9, 1–12 (2019).
16. Mora, A. *et al.* Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 930–949 (2008).
17. Ehlers, T. A. & Poulsen, C. J. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 281, 238–248 (2009).
18. Hoorn, C., Wesselingh, F. P., Hovikoski, J. & Guerrero, J. The Development of the Amazonian Mega-Wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). in *Amazonia: Landscape and Species Evolution* 123–142 (Wiley-Blackwell Publishing Ltd., 2010).
19. Hoorn, C. *et al.* Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science* 330, 927–931 (2010).
20. Sacek, V. Drainage reversal of the Amazon River due to the coupling of surface and lithospheric processes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 401, 301–312 (2014).
21. Wilkinson, M. J., Marshall, L. G., Lundberg, J. G. & Kreslavsky, M. H. Megafan environments in northern South America and their impact on Amazon Neogene aquatic ecosystems. *Amaz. Landsc. species Evol. a look into past* 162–184 (2010).
22. Horton, B. K. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Rev.* 178, 279–309 (2018).
23. Mora, A. *et al.* Tectonic history of the Andes and sub-Andean zones: implications for the development of the Amazon drainage basin. *Amaz. Landsc. species Evol. a look into past* 38–60 (2010).
24. Wesselingh, F. P. *et al.* Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia. *Cainozoic Res.* 1, 35–68 (2001).

25. Wesselingh, F. P., Anderson, L. C. & Kadolsky, D. Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. *Scr. Geol.* 133, 19–290 (2006).
26. Hoorn, C. Marine incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 105, 267–309 (1993).
27. Hovikoski, J., Wesselingh, F. P., Räsänen, M., Gingras, M. & Vonhof, H. B. Marine influence in Amazonia: evidence from the geological record. *Amaz. Landsc. Species Evol. a look into past* 143, 161 (2010).
28. Jaramillo, C. *et al.* Miocene flooding events of western Amazonia. *Sci. Adv.* 3, e1601693 (2017).
29. Latrubesse, E. M. *et al.* The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth-Science Rev.* 99, 99–124 (2010).
30. Gross, M. & Piller, W. E. Saline Waters in Miocene Western Amazonia--An Alternative View. *Front. Earth Sci.* 8, 116 (2020).
31. Boonstra, M., Ramos, M. I. F., Lammertsma, E. I., Antoine, P.-O. & Hoorn, C. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 417, 176–194 (2015).
32. Higgins, M. A. *et al.* Geological control of floristic composition in Amazonian forests. *J. Biogeogr.* 38, 2136–2149 (2011).
33. Tuomisto, H. *et al.* Discovering floristic and geocological gradients across Amazonia. *J. Biogeogr.* 46, 1734–1748 (2019).
34. Riff, D., R. Romano, P. S., Oliveira, G. R. & Aguilera, O. A. Neogene crocodile and turtle fauna in northern South America. *Amaz. Landsc. Species Evol. A look into past* 259–280 (2009).
35. Miller, K. G. *et al.* Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. *Sci. Adv.* 6, eaaz1346 (2020).
36. Westerhold, T. *et al.* An astronomically dated record of Earth's climate and its predictability over the last 66 million years. *Science* 369, 1383–1387 (2020).
37. Methner, K. *et al.* Middle Miocene long-term continental temperature change in and out of pace with marine climate records. *Sci. Rep.* 10, 7989 (2020).
38. 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* 37, 619–622 (2009).
39. Hoorn, C. *et al.* The Amazon at sea: Onset and stages of the Amazon River from a marine record, with special reference to Neogene plant turnover in the drainage basin. *Glob. Planet. Change* 153, 51–65 (2017).
40. Dobson, D. M., Dickens, G. R. & Rea, D. K. Terrigenous sediment on Ceara Rise: a Cenozoic record of South American orogeny and erosion. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 165, 215–229 (2001).
41. Shephard, G. E., Müller, R. D., Liu, L. & Gurnis, M. Miocene drainage reversal of the Amazon River driven by plate--mantle interaction. *Nat. Geosci.* 3, 870–875 (2010).
42. Harris, S. E. & Mix, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0–13 Ma. *Geology* 30, 447 (2002).
43. Parra, M., Mora, A., Sobel, E. R., Strecker, M. R. & González, R. Episodic orogenic front migration in the northern Andes: Constraints from low-temperature thermochronology in the Eastern Cordillera, Colombia. *Tectonics* 28, (2009).
44. van Soelen, E. E. *et al.* A 30 Ma history of the Amazon River inferred from terrigenous sediments and organic matter on the Ceará Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.* 474, 40–48 (2017).
45. Ribas, C. C., Aleixo, A., Nogueira, A. C. R., Miyaki, C. Y. & Cracraft, J. A palaeobiogeographic model for biotic diversification within Amazonia over the past three million years. *Proc. R. Soc. B Biol. Sci.* 279, 681–689 (2012).
46. Rossetti, D. F. *et al.* Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sediment. Geol.* 330, 1–15 (2015).
47. Pupim, F. N. *et al.* Chronology of Terra Firme formation in Amazonian lowlands reveals a dynamic Quaternary landscape. *Quat. Sci. Rev.* 210, 154–163 (2019).
48. Albert, J. S., Val, P. & Hoorn, C. The changing course of the Amazon River in the Neogene: center stage for Neotropical diversification. *Neotrop. Ichthyol.* 16, (2018).
49. Herman, F. *et al.* Worldwide acceleration of mountain erosion under a cooling climate. *Nature* 504, 423–426 (2013).
50. Angel, I., Guzmán, O. & Carcaillet, J. Pleistocene Glaciations in the Northern Tropical Andes, South America (Venezuela, Colombia and Ecuador). *Cuad. Investig. Geográfica* 43, 571–590 (2017).
51. Mark, B. G. *et al.* Tropical snowline changes at the last glacial maximum: A global assessment. *Quat. Int.* 138–139, 168–201 (2005).