

Capítulo 1 En Resumen

Geología y geodiversidad de la Amazonía: Tres mil millones de años de historia



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



THE AMAZON WE WANT
Science Panel for the Amazon

Geología y geodiversidad de la Amazonía: Tres mil millones de años de historia

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,i}

Mensajes clave y recomendaciones

- 1) La Amazonía es una región compleja compuesta por múltiples provincias geológicas distintas desde el punto de vista litológico, topográfico y químico, cada una de ellas con diversas formas de terreno, paisajes fluviales y suelos. Estas subdivisiones son el resultado de una historia geológica única que implica interacciones entre las placas tectónicas, el clima, la topografía dinámica y los cambios en el nivel del mar. En conjunto, estos factores han creado una geodiversidad excepcionalmente alta, desde los sustratos rocosos hasta los paisajes hidrológicos, edáficos y biofísicos.
- 2) La Amazonía tardó cientos de millones de años en desarrollar el variado tapiz de formas terrestres, suelos y ecosistemas que vemos hoy, sin embargo, a humanidad degrada estos ecosistemas únicos a un ritmo mucho más rápido. Es necesario tomar decisiones para evitar una mayor degradación y tener en cuenta el tiempo necesario para que la Amazonía se recupere, si es que lo hace.

Resumen Este capítulo explora la evolución de la geodiversidad a lo largo de tres mil millones de años de historia. Muestra que los periodos de ruptura continental seguidos de la formación de montañas condujeron finalmente a las subdivisiones fisiográficas fundamentales de la Amazonía, y a una gran riqueza de paisajes, suelos, depósitos de

minerales, reservas de petróleo y gas, y acuíferos de agua dulce. La información sobre la geodiversidad de la Amazonía respalda un tema central de las ciencias ambientales, el de que la formación de la mayoría de los recursos naturales (como minerales poco comunes, hidrocarburos, acuíferos de agua dulce y suelos fértiles) requiere que los procesos naturales se desarrollen sin alteraciones a lo largo de inmensos periodos de tiempo geológico y en amplios dominios espaciales.

La Amazonía moderna: Geodiversidad y diversidad del suelo Los paisajes amazónicos pueden clasificarse por las principales características de su entorno geológico, que afectan a todas las características de la superficie, desde los suelos y los ríos hasta las especies y los ecosistemas. La geomorfología amazónica moderna está formada por la cordillera de los Andes, que presenta amplitudes locales de elevación (es decir, de relieve) de más de 3 kilómetros (km) en un intervalo espacial de 2,5 km, y los paisajes de las llanuras de la Amazonía occidental y oriental, que presentan un relieve bajo (< 200 metros), debido principalmente a los bajos índices de elevación. En la mayor parte de su superficie, los ríos serpenteantes fluyen sobre rocas sedimentarias fácilmente erosionables procedentes de las cuencas sedimentarias que forman el sustrato de la mayor parte de las planicies de la Amazonía, migrando dinámicamente de un lado a otro de las planicies aluviales. En los bordes

^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 Departamento de Ciencias Biológicas, Universidad de Bergen, Postboks 7803, 5020 Bergen, Noruega

^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, EE.UU.

^f Department of Biology, University of Louisiana at Lafayette, 104 E University Ave, Lafayette 70503, Louisiana, EE.UU.

^g Facultad de Ciencias Biológicas y Ambientales, Universidad San Francisco de Quito, Diego de Robles y Vía Interoceánica, Quito, Ecuador

^h Instituto de Biodiversidad y Dinámica de Ecosistemas (IBED), University of Amsterdam, 1090 GE Amsterdam, The Netherlands, m.c.hoorn@uva.nl

norte y sur de la cuenca de drenaje de la Amazonía hay extensos afloramientos de rocas crónicas, que forman amplias mesetas con una elevación media de 500-1000 metros (m), pero que alcanzan los 2.500 m en las partes más septentrionales de la Amazonía como en el sur de Venezuela y en la frontera de Brasil y Guyana. En escalas de tiempo milenarias, las zonas de escudo se erosionan a 10-40 m Ma⁻¹ y aportan 9-20 Tm año⁻¹ de sedimentos a los ríos que drenan el escudo, mientras que los ríos que drenan los Andes se erosionan a 100-1.000 m Ma⁻¹ y aportan 300-600 Tm Ma⁻¹ a las cargas de sedimentos del río Amazonas¹.

Los procesos geológicos y biológicos crearon conjuntamente una geodiversidad excepcionalmente alta y un paisaje hidrológico diverso. Como resultado, la Amazonía posee un complejo mosaico de tipos y condiciones de suelo, cada uno con propiedades físicas, químicas y biológicas distintas que están relacionadas con los índices de cambio geomorfológicos mencionados. Alrededor del 60% de los suelos de la cuenca hidrográfica del Amazonas son ferrasoles y acrisoles muy erosionados y pobres en nutrientes, que se concentran principalmente en la Amazonía oriental, de erosión lenta². Los suelos de la Amazonía Occidental son generalmente más ricos en nutrientes, ya que se formaron en sedimentos que se erosionaron recientemente desde los Andes²⁻⁴. Las diferencias en estos sedimentos afectan la composición química de las aguas, distinguiendo tres tipos de ríos: de aguas negras, de aguas blancas y de aguas claras. A esta complejidad geomórfica y geoquímica se suma la periodicidad de las inundaciones, como el *igapó* (aguas negras y claras) y la *várzea* (aguas blancas), en contraste con *terra firme* que nunca se inunda.

Las propiedades físicas de los suelos, como la poca profundidad del mismo, el mal drenaje y los impedimentos físicos para el crecimiento de las raíces en el subsuelo, pueden ser una importante limitación para el crecimiento de los bosques, influyendo directa o indirectamente en la mortalidad de los árboles y en las tasas de renovación⁴. La profundidad del nivel freático un

buen indicador de las condiciones hidrológicas de la Amazonía y de la disponibilidad de agua en el suelo para las plantas. Las aguas subterráneas superficiales poco profundas mantienen el flujo de los arroyos y la humedad del suelo en los períodos de sequía. Los ecosistemas de las zonas altas (es decir, mesetas por encima de 250 metros de elevación) sobre el nivel freático profundas se alimentan únicamente de la lluvia y son vulnerables a las sequías meteorológicas, mientras que los ecosistemas de las regiones bajas sobre nivel freático superficial reciben un suministro de agua más estable sostenido por la lluvia de las zonas altas a través del descenso de los caudales. El nivel freático también provoca el anegamiento y las condiciones anóxicas del suelo, lo que excluye a la vegetación intolerante de las tierras altas y selecciona especies bien adaptadas a los humedales.

La Amazonía es conocida desde hace mucho tiempo como una zona de alto potencial de recursos minerales y representa una de las últimas fronteras de exploración de minerales en el mundo⁵; por ejemplo, se encuentran hierro, cobre y manganeso en la provincia de Carajás y aluminio en Juruti-Trombetas (Brasil)^{5,6}. Las reservas de petróleo y gas se encuentran en el territorio amazónico de cuatro países: Colombia, Ecuador, Perú y Brasil. En relación con su importante porosidad y permeabilidad, la Cuenca sedimentaria Amazónica contiene uno de los mayores acuíferos del mundo, el Sistema Acuífero Amazónico (SAA), que se extiende a lo largo del canal principal del río Amazonas, a través de la cuenca sedimentaria del Amazonas al este y la cuenca sedimentaria de Solimões al oeste⁷.

Formación del continente Las formaciones rocosas más antiguas de la Amazonía están datadas en un periodo de 3 a 2.500 mil millones de años (Ga) y corresponden a la provincia de Carajás (Brasil)⁸ (Figura 1.1A). Estas formaciones se encuentran en la superficie sobre todo en la Amazonía oriental, rodeadas de terranos con corteza más jóvenes que datan de entre 2,1 y 1,0 Ga. En conjunto, la amalgamación de estos terranos durante el Paleozoico al Mesoproterozoico y el núcleo arcaico más antiguo

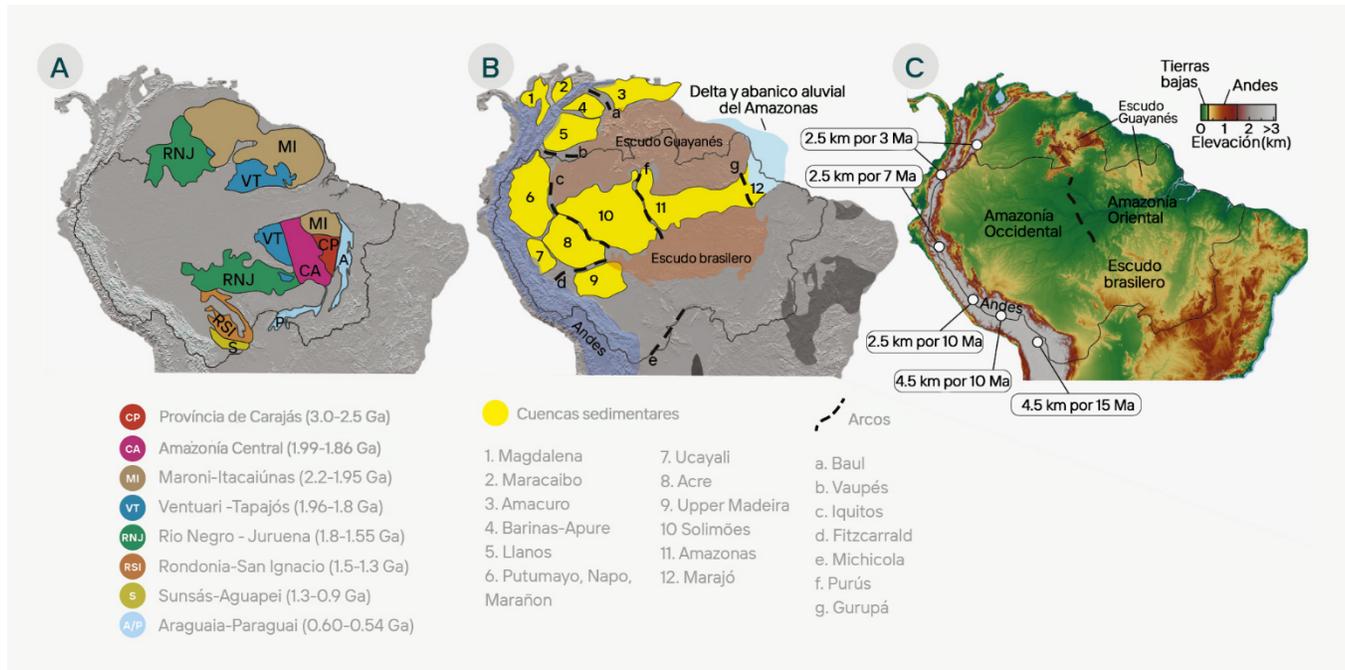


Figura 1.1 (A) Mapa geocronológico de Sudamérica con las principales provincias del Cratón Amazónico (modificado de Macambira et al. 2020⁸). (B) Cuencas sedimentarias de antepaís e intracratónicas de la Amazonía (según Albert et al. 2018²⁴). (C) Mapa de elevación contemporáneo. Las edades de la orogénia de los Andes se indican en base a la literatura publicada¹⁴⁻¹⁶.

de la provincia de Carajás conforman el llamado Cratón Amazónico¹. Este cratón cubre casi la mitad del territorio de Brasil y se extiende a otros países de América del Sur, en un área mayor que la cuenca de drenaje del Amazonas⁹ (y sus referencias). La consolidación del Cratón Amazónico se vincula además con la unión de los supercontinentes, particularmente el de Columbia en c. 1,9 Ga y el de Rodinia en c. 1,2-1,0 Ga^{10,11}.

Construcción del sustrato rocoso de las llanuras: Cuencas sedimentarias Tras la desintegración del supercontinente Rodinia, el Cratón Amazónico quedó junto al supercontinente Gondwana. A principios de la Era Paleozoica (hace aproximadamente 541 millones de años o Ma), se desarrolló una fisura del este hacia el oeste en el medio del Cratón casi dividiéndolo en porciones norte y sur¹². El proceso de ruptura no persistió,

pero dio lugar a la formación de una depresión intracontinental que subdividió el cratón en dos "escudos", el Escudo Guayanés en el norte y el Escudo Brasileño en el sur, que se extienden por cerca del 40% de la Amazonía (Figura 1.1B). La depresión intracontinental también formó la base de las cuencas sedimentarias de Solimões y Amazonas, y el canal actual río Amazonas.

Junto con los Andes y estas cuencas sedimentarias, los escudos representan el rasgo geológico más importante del continente en el que numerosos procesos geológicos, superficiales, biológicos y climáticos actuaron en paralelo para producir la magnífica diversidad ambiental de la Amazonía.

La ruptura de Pangea y el nacimiento de los Andes El supercontinente Gondwana se formó en la mitad sur del supercontinente Pangea hace

¹Un cratón es una parte antigua y estable de la litosfera continental, que consiste en las dos capas superiores de la Tierra, la corteza y el manto superior. Las regiones donde afloran las rocas cratónicas se denominan escudos.

aproximadamente 250 millones de años o Ma. Desde entonces, la ruptura de Pangea y la separación tectónica de Sudamérica y África condujo a la apertura del Océano Atlántico meridional y ecuatorial (hace aproximadamente 100 Ma) Esta separación y el eventual levantamiento de los Andes a lo largo del margen occidental de Sudamérica alteraron fundamentalmente las condiciones geológicas, geomorfológicas y climáticas de todo el continente, y condujeron a su actual configuración geográfica. La ruptura de Pangea formó múltiples continentes más pequeños y creó nuevos márgenes continentales. En consecuencia, se produjo un reajuste del drenaje en todo el continente derivado de esta reordenación paleogeográfica.

El desplazamiento hacia el oeste de América del Sur y la formación de los Andes A medida que Sudamérica se desplazó hacia el oeste durante la apertura del océano Atlántico, el margen occidental de la placa sudamericana experimentó una convergencia de placas tectónicas, pero no fue hasta los últimos 20±10 Ma cuando comenzaron a formarse expresiones topográficas significativas a lo largo de su costa occidental^{13,14}. Sin embargo, las estimaciones de esta cronología siguen siendo objeto de debate. Hacia 10-15 Ma¹⁵ los Andes se elevaron hasta 4 km cerca del Océano Pacífico en el sur de Perú. A medida que el levantamiento continuaba, los Andes se ensancharon, y hacia los 7 millones de años (Ma) alcanzaron una elevación de entre 4 y 5 km a unos 450 km de la costa del Pacífico en el sur de Perú y el norte de Bolivia¹⁴. Los Andes al sur de Perú continuaron ensanchándose, mientras que el norte de Perú, Ecuador y Colombia tenían una topografía mucho menos expresiva (Figura 1.1C). En estas cordilleras andinas del norte, las evidencias son divergentes en cuanto a las paleoelevaciones durante el Mioceno, pero la mayoría coincide en que no fue hasta entre 4 y 5 millones de años (Ma) que la parte norte de los Andes se estableciese a los 3 km de la margen del noroeste de la Amazonía¹⁶. Cuando los Andes al norte de la meseta del Altiplano alcanzaron 2,5 km o más, la circulación atmosférica se bloqueó progresivamente, impulsando las altas precipitaciones orográficas en las faldas andinas del sur de Perú y el norte de Bolivia. Aquí, las

estribaciones andinas se volvieron más húmedas, y partes de la Amazonía oriental se volvieron más secas¹⁷. En los últimos 20 Ma, el levantamiento de los Andes y otros procesos (véase la siguiente sección) deformaron la corteza baja de la Amazonía Occidental, creando un gran terreno en forma de cuenco sobre el que se pudieron formar extensos humedales con incursiones marinas ocasionales¹⁸⁻²⁰ y una gran acumulación de sedimentos derivados de los Andes en mega abanicos aluviales e cuencas sedimentares^{21,22}. Estos procesos también crearon las condiciones necesarias (es decir, un sustrato grueso y poroso) para formar los principales acuíferos subterráneos de la región, como los sistemas acuíferos de Içá y Solimões, y controlaron los cambios en la red fluvial empujando los ríos hacia el este. Junto con el levantamiento arqueado de las tierras bajas (es decir, el arco del Vaupés), esto fue suficiente para interrumpir el río Orinoco, antes conectado a las llanuras amazónicas occidentales hasta el sur de Perú, y comenzó a formarse una red fluvial de alcance continental²³.

Transición de un paisaje fluvial a un gran humedal La formación de los Andes condujo gradualmente al retroceso de las incursiones oceánicas a lo largo del margen occidental de la Amazonía, dando paso a sistemas de deltas y lagos^{18,19} (hace aproximadamente 66–23 Ma; Fig. 1.2C.a-b). Desde cerca de 23 a 10 Ma, gran parte de la Amazonía occidental estaba cubierta por una mega-área conocido como sistema de Pebas^{18,19,24,25} (Figura 1.2C), que se extendía por cerca de 1 millón de km² en su punto máximo y alcanzaba unos 1.500 km de este a oeste desde las estribaciones de los Andes hasta el límite más oriental de la Amazonía occidental. Estos lagos también se extendían 1.200 km de norte a sur a lo largo del antepaís subandino, desde el actual río Ucayali en Perú hasta el actual río Caquetá en el sur de Colombia (Figura 1.2Dc).

El levantamiento de los Andes, las interacciones entre las placas continentales y el manto, causaron un pronunciado hundimiento a lo largo de los Subandes y en la Amazonía occidental y los cambios en el nivel eustático del mar facilitaron la influencia marina en la región^{18,19,26–28}. El alcance de la influen-

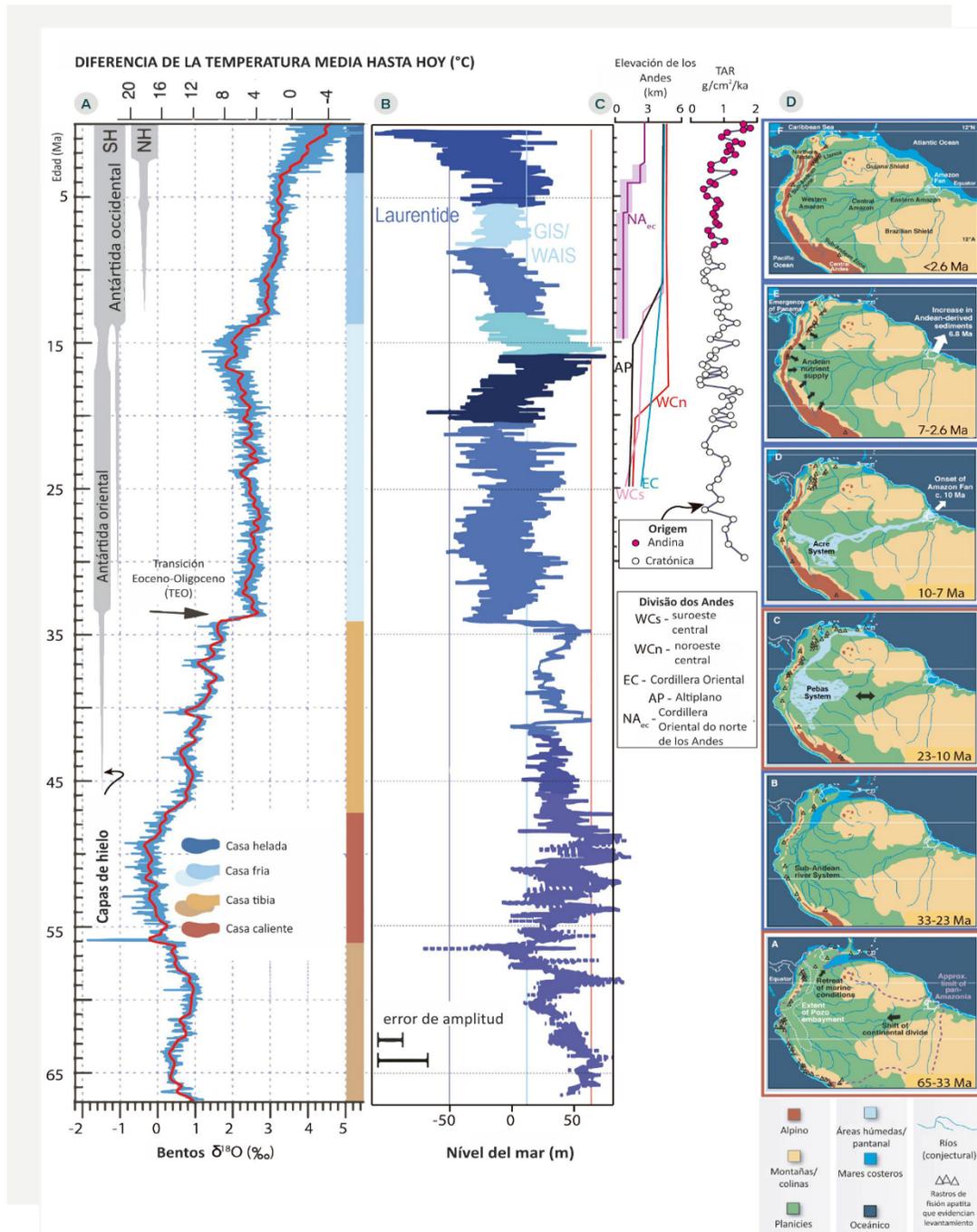


Figura 1.2 A) Curva de temperatura global del Cenozoico (de Westerhold et al. 2020³⁵). B) Curva global del nivel del mar del Cenozoico (de Miller et al. 2020³⁴). C) Transición del Cratón Amazónico a los paisajes dominados por los Andes. D) (a) Los Andes comenzaron a elevarse. (b) Los Andes continuaron elevándose con el drenaje principal hacia el noroeste. (c) Formación de montañas en los Andes centrales y septentrionales (especialmente a partir de los 12 Ma), progradación de los humedales en la Amazonía occidental y entradas marinas y condiciones estuariales en el corazón de la Amazonía; cierre del istmo de Panamá. (d) La elevación de los Andes del Norte restringió la "panAmazonía" y facilitó la especiación alopátrica y la extirpación. (e) Desaparición de los megahumedales y expansión de los bosques tropicales de tierra firme; inicio de GABI. (f) Cuaternario. Obsérvese que Sudamérica migró hacia el norte durante el curso del Paleógeno.

cia marina es objeto de debate^{29,30}, pero cada vez hay más pruebas de que el lago Pebas, formaba en ocasiones, un embudo estuarino con influencia de las mareas en la cuenca de los Llanos^{27,28,31}. Las unidades sedimentarias que representan el humedal de Pebas se denominan colectivamente Formación Pebas, Curaray o Formación Solimões, en Perú, Ecuador y Brasil respectivamente. En Perú, sus superficies ricas en nutrientes, y los suelos asociados, albergan una biota diversa y rica en endemismos^{19,32,33}.

El Sistema de Pebas se caracterizaba por entornos poco profundos, dominados por lagos, que depositaban sedimentos de grano fino en condiciones frecuentemente hipóxicas. Un sistema de este tipo pudo formarse y mantenerse durante más de 10 millones de años porque la subsidencia y el aporte de sedimentos se mantuvieron al mismo ritmo^{18,19,24}. Lo más destacable es la rica fauna endémica de moluscos y reptiles que habitaba sus costas, pero que se extinguió con la desaparición de este entorno^{25,34}. El sistema alcanzó su máxima extensión durante el Óptimo Climático del Mioceno Medio, desde alrededor de 17 a 15 Ma, coincidiendo con el aumento global del nivel del mar³⁵⁻³⁷ (Figura 1.2).

Nacimiento del río Amazonas El incipiente río Amazonas comenzó a fluir hacia el este poco después del inicio del Océano Atlántico ecuatorial (hace aproximadamente 100 Ma). Según Figueiredo et al.³⁸, durante el Cretácico Superior (hace aproximadamente 100-66 Ma) el drenaje del Amazonas se dividió en dos cuencas, una heredada de Pangea que continuó fluyendo hacia el oeste en el Océano Pacífico, y una cuenca recién formada que fluía hacia el este, drenando el Amazonas oriental y entregando sedimentos cratónicos al recién abierto Océano Atlántico Ecuatorial. Esta hipótesis está respaldada por la ausencia de sedimentos fluviales andinos en el Océano Atlántico hasta aproximadamente 10 Ma^{38,39}. Para entonces, el sistema de Paleo-Río Amazonas estaba bien desarrollado en la Amazonía oriental, con salida al océano Atlántico. Para formar su actual configuración transcontinental, necesitaba superar

una división de drenaje y conectarse con la Amazonía Occidental. Sin embargo, esta conexión no podía formarse hasta que (i) el Paleo-Río Amazonas del este pudiera erosionar sus cabeceras más occidentales y (ii) los ríos del oeste pudieran contornar sortear el Amazonas occidental. Estas piezas necesarias del rompecabezas encajaron cuando se formaron los Andes y el antepaís subandino se inclinó hacia el este^{19,20,38,40,41}.

Aproximadamente 10 Ma, los sistemas fluviales de la Amazonía occidental y oriental se conectaron, el río Amazonas pasó a ser un sistema fluvial transcontinental y los sedimentos andinos comenzaron a llegar al océano Atlántico^{38,39}. Este cambio en la paleogeografía y el régimen sedimentario fue causado por el aumento de la erosión y la producción de sedimentos, posiblemente debido al levantamiento andino acelerado, y el cambio climático a partir del Mioceno tardío⁴². Las pruebas de ello se encuentran tanto en las cuencas subandinas⁴³ como en la desembocadura del río Amazonas^{38,39,44}.

Otros modelos proponen una edad del Plioceno (aproximadamente 4,5 Ma)^{29,45} o incluso del Pleistoceno⁴⁶ (<2,6 Ma) el surgimiento del río Amazonas transcontinental. Quizás estas diferentes interpretaciones surgen en parte debido a las definiciones alternativas del río Amazonas, a los diferentes métodos de datación, a la longevidad de los rasgos geomórficos y a los diferentes tipos de datos utilizados por los distintos estudios (véase la revisión en Albert (2018)⁴⁸).

Cambios climáticos y del paisaje del Cuaternario en la Amazonía Los ciclos glaciares e interglaciares influyeron en los paisajes amazónicos a todas las alturas. Se supone que el inicio del enfriamiento climático global hace aproximadamente 15 Ma (Figura 1.2A), y en particular las oscilaciones climáticas a partir de 3 Ma relacionadas con los procesos glaciares, aumentaron la erosión glacial a nivel mundial⁴⁹. El aumento de las precipitaciones aceleró la erosión y el transporte de sedimentos durante los periodos interglaciares, mientras que extensas *morenas* pavimentaron los valles a

elevaciones de hasta 2.500 m^{50,51}. La elevada erosión de los Andes durante el Cuaternario contribuyó a la formación de pilas aluviales megafánicas en partes del antepaís subandino²¹. En las tierras bajas del Amazonas occidental, las edades de las superficies de tierra firme a lo largo del río Amazonas muestran edades máximas de 250 ka⁴⁷, lo que sugiere que las superficies más recientes son relativamente jóvenes y que se expanden y contraen en respuesta a la dinámica climática del Cuaternario.

Conclusiones Los paisajes amazónicos modernos, desde la escala continental hasta las terrazas de los márgenes de los ríos, sólo pueden entenderse como una función acumulativa de procesos tectónicos, geomorfológicos y climáticos que han operado durante millones o miles de millones de años. La subdivisión de la Amazonía en paisajes y suelos influenciados por el cratón y los Andes es el resultado de una historia geológica única, determinada por la interacción de las placas tectónicas, el clima, la topografía dinámica y los cambios en el nivel del mar. La combinación de estos factores ha creado una geodiversidad excepcionalmente alta y un paisaje hidrológico diverso.

Referencias

- 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).
- Quesada, C. A. *et al.* Soils of Amazonia with particular reference to the RAINFOR sites. *Biogeosciences* 8, 1415–1440 (2011).
- 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).
- 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).
- Cordani, U. & Juliani, C. Potencial mineral da Amazônia: problemas e desafios. *Rev. Estud. Bras.* 6, 91–108 (2019).
- Monteiro, M. de A. Meio século de mineração industrial na Amazônia e suas implicações para o desenvolvimento regional. *Estud. avançados* 19, 187–207 (2005).
- 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, t182 (2016).
- 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).
- Hasui, Y. Evolução dos continentes. *Hasui Y., Carneiro CDR, Almeida FFM de Bartorelli A. (eds)* 98–111 (2012).
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S. A. & Li, S. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: assembly, growth and breakup. *Earth-Science Rev.* 67, 91–123 (2004).
- Nance, R. D., Murphy, J. B. & Santosh, M. The supercontinent cycle: A retrospective essay. *Gondwana Res.* 25, 4–29 (2014).
- 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).
- Capitanio, 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).
- Garziona, 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).
- 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).
- Mora, A. *et al.* Climatic forcing of asymmetric orogenic evolution in the Eastern Cordillera of Colombia. *Geol. Soc. Am. Bull.* 120, 930–949 (2008).
- Ehlers, T. A. & Poulsen, C. J. Influence of Andean uplift on climate and paleoaltimetry estimates. *Earth Planet. Sci. Lett.* 281, 238–248 (2009).
- 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).
- Hoorn, C. *et al.* Amazonia Through Time: Andean Uplift, Climate Change, Landscape Evolution, and Biodiversity. *Science* 330, 927–931 (2010).
- 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).
- 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).
- Horton, B. K. Sedimentary record of Andean mountain building. *Earth-Science Rev.* 178, 279–309 (2018).
- 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).
- 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 Ceara 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).