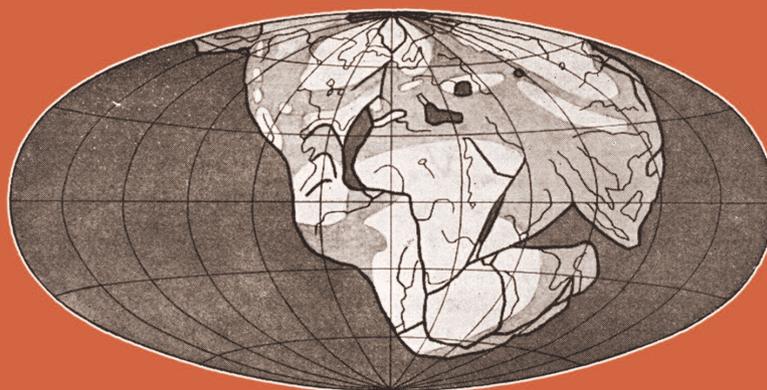


3^o EDICIÓN

EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP 9

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS
Córdoba, Argentina

2019

HACIA LOS TIEMPOS MODERNOS: LA ERA CENOZOICA

- 9.1 Subdivisiones de la Era Cenozoica
- 9.2 Las comunidades marinas modernas
- 9.3 Historia paleoclimática del Cenozoico: del invernadero al congelamiento de los polos
- 9.4 Evolución tectónica de la región mediterránea y la orogenia Alpina
- 9.5 Cuando el Mediterráneo se desecó: el evento Messiniano
- 9.6 La colisión de la India y la formación de los Himalaya
- 9.7 Historia de los sistemas de rift del Mar Rojo, Golfo de Adén y del este de África
- 9.8 Dinámica de placas en el margen Pacífico Norteamericano: La falla de San Andrés
- 9.9 Acreción de terrenos oceánicos en Venezuela, Colombia y Ecuador
- 9.10 La geometría de la zona de subducción y la segmentación de los Andes
- 9.11 La Puna y sus salares
- 9.12 La Cordillera Principal y la faja plegada y corrida del Aconcagua
- 9.13 Las cuencas del antepaís andino: un testimonio de la historia de deformación de los Andes
- 9.14 El mar Mioceno en Sudamérica
- 9.15 Breve historia biogeográfica de los mamíferos sudamericanos
- 9.16 Las edades-mamífero sudamericanas
- 9.17 Los cambios climáticos y sus causas
- 9.18 Las glaciaciones del Pleistoceno
- 9.19 Consecuencias de las glaciaciones en Sudamérica y África
- 9.20 La evolución del hombre y su entorno físico
- 9.21 Los tiempos postglaciales: el Holoceno
- 9.22 La historia más reciente: el Período Cálido Medieval y la Pequeña Edad de Hielo
- 9.23 El calentamiento global actual: ¿natural o inducido por el hombre?

9.1 SUBDIVISIONES DE LA ERA CENOZOICA

El tiempo post-Cretácico es referido a la Era Cenozoica (del griego *kainos* = nuevo), manteniéndose así la simetría con los nombres de las otras eras que aluden al grado evolutivo de su biota (*palaeo* = antiguo; *meso* = intermedio). Durante mucho tiempo se utilizó la denominación de 'Era Terciaria', acuñada por el geólogo francés Alexander Brogniart en 1807, a la que se le sumó posteriormente la 'Era Cuaternaria'. La historia del 'Terciario' se remonta a los albores de la geología. Giovanni Arduino, a mediados del 1700, incluyó en las 'rocas terciarias' las arenas y gravas aluviales poco consolidadas y superficiales, siguiendo la sucesión iniciada con las 'rocas primarias' (cristalinas, sin fósiles) y las 'rocas

secundarias' (estratificadas y fosilíferas). También el neptunista Abraham G. Werner, a fines del siglo 18, consideró como 'Serie Terciaria' a las rocas formadas después del retiro de los mares que depositaron la 'Serie Secundaria'. Es así que el Terciario estuvo ligado en sus inicios a dos conceptos esencialmente erróneos, su pretendida falta de consolidación y su carácter aluvial (y por consiguiente sin fósiles marinos). Esto se debió, en gran parte, a que las primeras observaciones de los geólogos europeos fueron realizadas en el Terciario superior de Europa; el Terciario inferior, por el contrario, está involucrado en la orogenia Alpina, por lo que está tan litificado y plegado como el 'Secundario'. Los sedimentos más modernos eran referidos en el siglo 19 al *Dilluvium* o Diluviano (que identificaba en particular a

los depósitos fluvioglaciales) y al *Alluvium*, que eran los sedimentos posglaciales. El término ‘Cuaternario’ fue acuñado por J. Desnoyers en 1829 para reemplazar al más popular Dilluvium, de clara connotación bíblica. Es llamativo que el término ‘fósiles antediluvianos’ todavía suele aparecer en la prensa como sinónimo de fósiles muy antiguos.

En la cuenca de Londres, William Smith cartografió los estratos depositados arriba del *Chalk* como *London Clay* (arcilla de Londres) y otras unidades a las que no les puso nombre, culminando la sucesión con depósitos aluviales. Actualmente, el London Clay corresponde al Paleógeno, el más antiguo de los sistemas de la Era Cenozoica (Fig. 9.1). También afloran rocas marinas del Paleógeno en el norte de Europa continental, especialmente en Bélgica, donde tienen continuidad con las series cretácicas marinas infrayacentes, y en la cuenca de París, donde Charles Lyell reconoció el piso Eoceno. En cambio, las rocas del Neógeno marino están ampliamente difundidas en la cuenca de Aquitania (SO de Francia) y en la cuenca del Po (norte de Italia). El Pleistoceno fue reconocido originalmente por Lyell en las costas de Sicilia.

Modernamente, la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) abandonó el uso formal del Sistema Terciario y lo reemplazó por los Sistemas **Paleógeno** y

Neógeno (Ogg, 2004). Sin embargo, hay quienes sostienen enfáticamente que el Terciario debe ser retenido como una unidad formal que englobe al Paleógeno y al Neógeno, aduciendo el uso extendido del término, su utilidad en la cartografía geológica y razones históricas (Walsh, 2006). También ha sido motivo de controversia el rango que debe tener el **Cuaternario**. En la Escala Global de Tiempo elaborada por la ICS en 2004 (Gradstein et al., 2004) el Cuaternario fue considerado como un término informal y el Sistema Neógeno fue dividido en cuatro series: Mioceno, Plioceno, Pleistoceno y Holoceno. Finalmente, en Junio de 2009, se ratificó la propuesta de la Comisión Internacional de Estratigrafía de considerar al Cuaternario como un tercer sistema (período) (Fig. 9.2) subdividido en dos series (épocas), el Pleistoceno y el Holoceno. El estratotipo global de límite (GSSP) del Sistema Cuaternario fue establecido en el Monte San Nicola de Sicilia, en el sur de Italia (Fig. 9.3). Su base coincide con la edad isotópica 103 y su edad absoluta, calibrada mediante ciclos astronómicos, se fijó en 2.580.000 años. Así concebido, el Sistema Cuaternario (y la Serie Pleistoceno) se inicia con el piso Gelasiano, anteriormente considerado como el último del Plioceno (Gibbrd et al., 2009; Gibbard y Head, 2010).

La **Era Cenozoica**, por convención, se inicia inmediatamente por arriba de la ‘capa límite’ enriquecida en

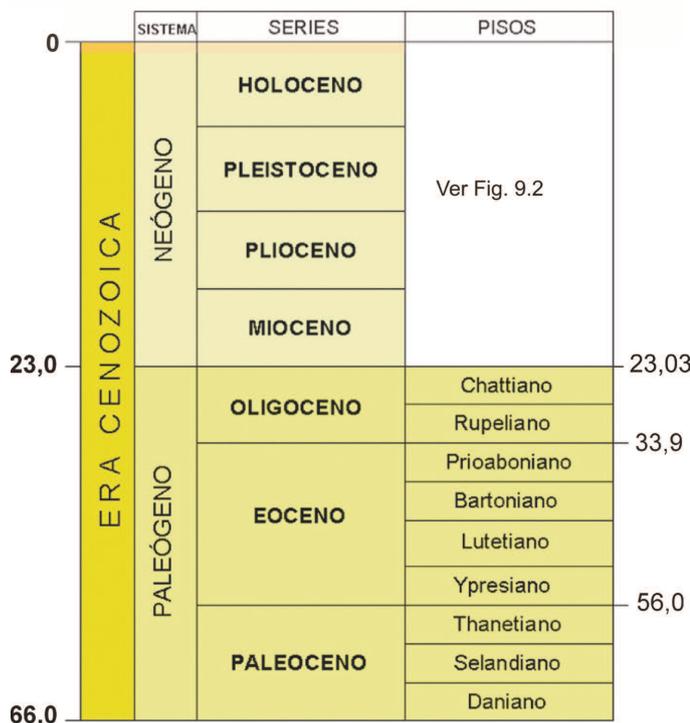


Figura 9.1. Subdivisión estratigráfica de la Era Cenozoica y edades absolutas de los límites (en millones de años).

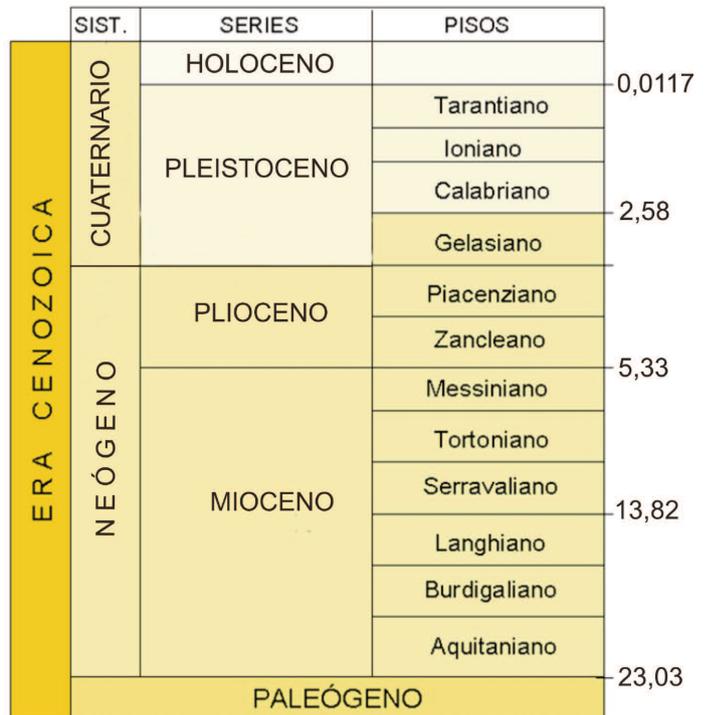


Figura 9.2. Subdivisión estratigráfica de la Era Cenozoica y edades absolutas de los límites (en millones de años).



Figura 9.3. Estratipo Global de Límite (GSSP) del Sistema Cuaternario en el Monte San Nicola de Sicilia, Italia. La flecha indica la base del sistema, que a su vez es también la base del Pleistoceno (del sitio web <http://www.quaternary.stratigraphy.org.uk/> página oficial de la Comisión Internacional de Estratigrafía, ICS).

iridio, entre otros criterios. Esta anomalía geoquímica está asociada, como hemos visto en el capítulo anterior, con la extinción ocurrida a fines del Cretácico en la que desaparecen numerosas especies de foraminíferos y nanofósiles, además de muchos otros animales y plantas. La sección de referencia (GSSP) está situada en El Kef, en Túnez, pero es posible que requiera ser reemplazada por el deterioro que ha sufrido desde su designación en 1991. La mejor exposición del límite está en el GSSP auxiliar de Elles, muy cercano a El Kef (ver § 8.1).

Los fósiles más utilizados para definir los sistemas y series de la Era Cenozoica son los nanofósiles calcáreos y los foraminíferos planctónicos. Pero, a diferencia de otras eras, los criterios bioestratigráficos se combinan con datos geoquímicos y, principalmente, con la escala de polaridad magnética. Por ejemplo, la base del Eoceno está marcada por una excursión negativa de la curva de isótopos de carbono, mientras que la base del Piso Tarantiano (Pleistoceno superior) está indicada por una variación en la relación δO^{18} (base de la edad isotópica marina 5e), vinculada a un cambio climático global. En otros casos, se utilizan los cronos de polaridad geomagnética (ver Capítulo 1). Un buen ejemplo es el Piso Calabriano, que se inicia inmediatamente arriba del Cron C2n.

Las edades absolutas de las series y pisos están basadas en dataciones radioisotópicas, en anomalías magnéticas, en los ciclos astronómicos preservados en los sedimentos y, en el caso del Holoceno, en el recuento de las capas anuales en testigos de hielo, lo que permitió fijar su inicio a los 11.700 años antes del presente (AP).

Como vemos, la duración de las unidades cronoestratigráficas se va haciendo cada vez más breve a medida que nos aproximamos al presente. En el Paleozoico y Mesozoico los pisos abarcan entre 5 y 15 Ma (a veces

algo más) mientras que en el Cenozoico raramente sobrepasan los 5 Ma. En el Neógeno, la duración promedio de los pisos es de 2,55 Ma y en el Pleistoceno es de sólo 0,64 Ma (640 ka o 640.000 años).

9.2 LAS COMUNIDADES MARINAS MODERNAS

Luego de la extinción de fines del Cretácico, los ecosistemas marinos adquirieron un aspecto definitivamente moderno. Los foraminíferos planctónicos (globigerínidos) se diversificaron a partir de géneros sobrevivientes del Cretácico, aunque tardaron tres a cuatro millones de años en alcanzar la diversidad que tenían antes de la extinción. Esta diversificación del plancton fue acompañada por una recuperación de la relación δC^{13} luego de una caída a valores negativos durante el límite K/T. La normalización gradual del ciclo del carbono fue producto del aumento de la biomasa del plancton en las aguas superficiales (Coxall et al., 2006). Tanto los foraminíferos como los nanofósiles calcáreos experimentaron una gran radiación en las aguas cálidas del Paleógeno. La más espectacular fue la expansión en el Eoceno de los **nummulites** (Familia Nummulitidae), un grupo de foraminíferos bentónicos con conchillas en forma de moneda que pueden alcanzar varios centímetros de diámetro (Fig. 9.4). La abundancia de numulites en las aguas del mar de Tetis fue tal que su acumulación dio lugar a potentes estratos calcáreos. Estas calizas eocenas afloran ampliamente en la región del Nilo y los egipcios las utilizaron para construir las célebres pirámides de Gizeh y la Esfinge. No en vano, el Eoceno fue denominado por el geólogo francés Émile Haug en 1907 como Período Nummulítico, término que estuvo en boga a principios del siglo 20. Internamente, los numulites poseen un gran número de cámaras cuya disposición recuerda a las fusulinas del Paleozoico tardío, aunque entre ambos grupos no hay relaciones cercanas de parentesco. Un hecho relevante fue el desarrollo de relaciones simbióticas con algas verdes y rojas. La fotosíntesis proporciona a los foraminíferos energía adicional y coopera en la calcificación. Esta simbiosis les permitió alcanzar gran tamaño y colonizar zonas del mar con escasos nutrientes. Es muy probable que las alveolinas (Fig. 9.4) – otro grupo de grandes foraminíferos cenozoicos – también hayan tenido simbiosis. Al igual que las formas actuales de gran talla, su distribución estuvo confinada a aguas cálidas y someras, puesto que las algas limitan su distribución a la zona fótica, o sea, hasta un máximo de alrededor de 150 m de profundidad. En el fitoplancton fueron abundantes las **diatomeas**, cuyos caparazones silíceos se acumularon en grandes cantidades en el fondo oceánico formando la roca llamada diatomita.

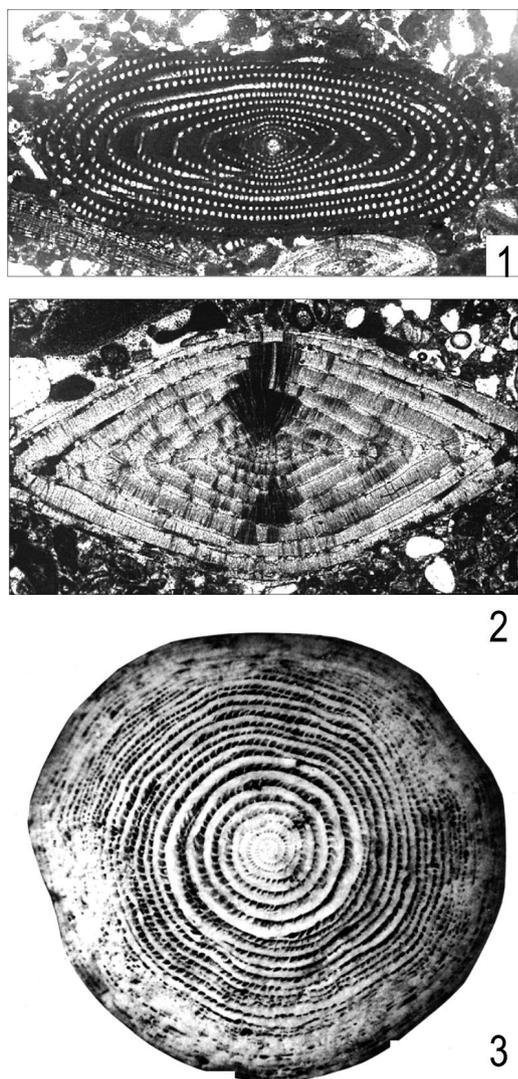


Figura 9.4. Foraminíferos típicos de las plataformas carbonáticas del Paleoceno tardío-Eoceno. 1. *Alveolina vredenburgi* (aprox. 5 mm de longitud); 2. *Nummulites* sp. (sección longitudinal, 12 mm de longitud); 3. *Nummulites obtusus*, Eoceno del norte de la India.

Con la extinción de los amonites y los belemnites, el rol de predadores nectónicos fue asumido por los cefalópodos sin esqueleto externo, como las sepias, pulpos y calamares, por los peces cartilaginosos (tiburones) y por los peces óseos modernos (teleósteos), los que experimentaron una gran diversificación en el Cenozoico. Los moluscos bivalvos y los gastrópodos pasaron a ser las formas dominantes de las comunidades bentónicas, como en la actualidad. Los bivalvos, tal como lo habían hecho en el Mesozoico, adoptaron formas de vida muy variadas: adheridos al sustrato mediante el biso (mejillones), excavadores superficiales y profundos (almejas), cementantes (ostras) y nadadores (vieiras o pectínidos). Las comunidades bentónicas estuvieron integradas, además, por una gran variedad de animales suspensivo-

ros como los crinoideos, los briozoos y los cnidarios (anémonas, gorgonias, etc.), mientras que los braquiópodos quedaron relegados a algunas decenas de especies de aguas frías y templadas.

Extinguidos los bivalvos rudistas, el rol de formadores de arrecifes quedó a cargo de los corales escleractínidos (los llamados madreporarios). En el Cenozoico, al igual que en la actualidad, los arrecifes coralinos proliferaron ampliamente en las aguas someras de los trópicos dando lugar al ecosistema más complejo y variado de todo el mundo marino. En él participan formas carnívoras que se alimentan de los pólipos coralinos (caracoles, estrellas de mar y algunos peces), perforantes que habitan en el interior del arrecife (algas, esponjas y bivalvos) y numerosos organismos que colonizan las oquedades de la superficie (esponjas, anélidos poliquetos, briozoos, corales blandos, equinoideos y algas, entre muchos otros).

Con la extinción de los grandes reptiles marinos, ese medio fue ocupado por los mamíferos (lobos, leones y elefantes de mar, delfines y ballenas). Sus más antiguos antecesores datan del Eoceno y derivan de formas terrestres carnívoras que experimentaron la atrofia progresiva de los miembros posteriores y la transformación de los anteriores en aletas. El perfil hidrodinámico de los delfines es notablemente parecido al de los reptiles ictiosaurios, constituyendo un excelente ejemplo de evolución paralela.

9.3 HISTORIA PALEOCLIMÁTICA DEL CENOZOICO: DEL INVERNADERO AL CONGELAMIENTO DE LOS POLOS

El Cretácico culminó con un aumento de la temperatura en el lapso Campaniano-Maastrichtiano medio y un leve enfriamiento cerca del límite K/Pg (ver § 8.20). A comienzos del Cenozoico el clima retornó a su condición previa de 'invernadero cálido', a tal punto que a fines del Paleoceno y comienzos del Eoceno (~55,8 Ma) tuvo lugar uno de los mayores calentamientos del planeta conocido como 'Máximo Térmico Paleoceno-Eoceno' (PETM en la sigla en inglés) (Fig. 9.5). Se ha estimado un aumento global de la temperatura de 5°C en un lapso de sólo 10.000 años. En el PETM la temperatura de las aguas marinas superficiales (SST) ascendió entre 4°C y 8°C y la de las aguas profundas alrededor de 5°C. Datos de isótopos de oxígeno obtenidos en conchas de bivalvos y gastrópodos del Eoceno inferior de América del Norte señalan que la temperatura media anual de las aguas costeras era de 26°-27°C a una paleolatitud de ~30°N (Kobashi et al., 2001). Los cálculos basados en las relaciones isotópicas del δO^{18} y de los lípidos obtenidos de las membranas de palinomorfos y dinoflagelados

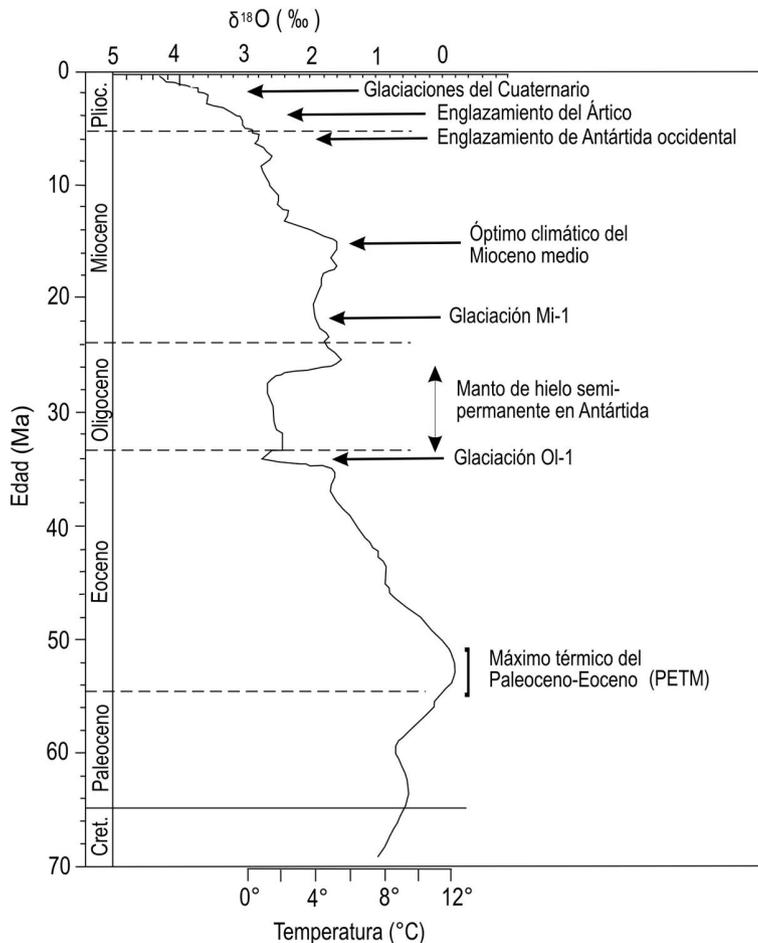


Figura 9.5. Curva de variación de la temperatura durante el Cenozoico calculada a partir de las relaciones isotópicas del oxígeno. A la derecha se indican los principales eventos climáticos. Nótese la tendencia general al enfriamiento desde el Máximo Térmico Paleoceno/Eoceno hasta el presente (varias fuentes).

(TEX₈₆) indican que a una paleolatitud de 35°-37°N las aguas oceánicas superficiales en el Atlántico Norte habrían sobrepasado los 33°C en el verano (Zachos et al., 2006, 2007). Más sorprendente aún son los 34°C obtenidos para aguas someras de Nueva Zelanda, a una paleolatitud cercana a los 65°S. Este dato es consistente con una temperatura de 30-36 °C de las aguas oceánicas superficiales medida en isótopos de Mg/Ca en foraminíferos planctónicos que vivieron en los trópicos y latitudes medias (Evans et al., 2018). En los continentes, este calentamiento extremo está corroborado por las evidencias de la flora del Eoceno inferior de Tasmania, que indica una temperatura media anual de 23°C (Carpenter et al., 2012).

Es evidente que para alcanzar estas paleotemperaturas se requiere de elevadas *p*CO₂ en la atmósfera que generen un poderoso efecto invernadero. Dado que este calentamiento coincidió con una marcada excursión negativa de la relación isotópica δC¹³ se deduce que

hubo una adición significativa de carbono liviano (C¹²) en los océanos y en la atmósfera, calculada en 2000 Gt (gigatoneladas). El calentamiento habría sido producido, primariamente, por una masiva disociación de hidratos de metano de los fondos oceánicos (Thomas et al., 2002), potenciada por la intrusión de una pluma mantélica en Islandia a partir de los 61 Ma, durante la apertura del Atlántico Norte, la que es parte de la Provincia Ígnea Noratlántica (Svensen et al., 2004). En ese lapso también hubo volcanismo en las proto-Grandes Antillas de la región Caribe de América Central. El extremo y rápido calentamiento que ocurrió durante el PETM es considerado por algunos como análogo al calentamiento global presente y ha sido utilizado para predecir el escenario climático terrestre en las próximas décadas y centurias (ver más adelante) (Keller et al., 2018).

Este intervalo cálido tiene un claro correlato con la distribución de la biota. En los mares tropicales y subtropicales del Paleoceno tardío se desarrollaron arrecifes de corales y algas, mientras que durante el PETM las plataformas fueron gradualmente dominadas por grandes foraminíferos en detrimento de los corales, lo que se explica por una eutrofización y acidificación de los océanos; esto último impidió el normal crecimiento de los corales, que tienen esqueleto aragonítico, y favoreció la expansión de los foraminíferos, de composición calcítica (Scheibner y Speijer, 2008). Los foraminíferos planctónicos y el nanoplancton calcáreo desaparecieron temporalmente de las aguas tropicales y subtropicales, lo que también sugiere acidificación de las aguas superficiales debida al influjo de CO₂ en los océanos por efecto del volcanismo.

En los continentes, los bosques subtropicales se extendieron hasta una paleolatitud de 60°N y la selva lluviosa tropical lo hizo hasta los 30°N. Un buen ejemplo son los bosques fosilizados de secuoyas del Ártico canadiense, que en el Eoceno estaba a una paleolatitud de 82°N. Esta gigantesca gimnosperma – el árbol más grande y longevo que se conoce – alcanza más de 70 m de altura y sus troncos superan los 10 m de diámetro. Su hábitat natural está reducido actualmente a pequeñas áreas de California, en la región oeste de América del Norte, aunque fue introducida en Europa a fines del siglo 19. En el Hemisferio Sur también hay evidencias que corroboran el calentamiento alrededor del límite Paleoceno/Eoceno. Por ejemplo, los estratos del Paleoceno del norte de la Patagonia (Formación Salamanca) contienen una variada fauna de anuros, quelonios y cocodri-

los aligatóridos y un elenco único de mamíferos marsupiales y placentarios (Bonaparte et al., 1993). En rocas del Eoceno patagónico se han descubierto anfibios anuros emparentados con formas que actualmente habitan latitudes mucho más bajas. Su desaparición en estratos post-Eocenos se explica por el enfriamiento global acaecido cerca del límite Eoceno/Oligoceno (Cione y Báez, 2007). La flora del Paleoceno y Eoceno de Patagonia es característica del bosque paratropical lluvioso, con medias anuales de 22-25°C.

En la Península Antártica aflora una secuencia estuarina y marina somera del Eoceno medio/superior (Formación La Meseta), bien expuesta en la Isla Marambio (Seymour). Esta formación se depositó a una paleolatitud cercana a los 63°S. Su paleoflora está dominada por *Nothofagus* (ñires, lengas y coihues) y araucarias (pehuén), árboles muy comunes actualmente en el extremo austral de Argentina y Chile. Ambos son de hojas perennes por lo que se asume que en los meses invernales, con luz crepuscular y noche continua, retenían el follaje verde en forma similar a lo que ocurre hoy en día en el bosque boreal o taiga. Se estima que durante el Eoceno, la península Antártica tenía un clima frío y húmedo, con medias de 11°-13°C (Romero, 1986; Gandolfo et al., 1998). Los anillos de crecimiento de los leños fósiles de la Formación La Meseta revelan una marcada estacionalidad, con una estación fría bien marcada (Brea, 1998). La fauna de vertebrados asociada incluye diversas aves como ratites (ñandú y avestruz), fororácidas (aves extinguidas carnívoras de gran porte) y halcones (carroñeras). Los mamíferos estaban representados por marsupiales, edentados tardígrados (perezosos) y herbívoros autóctonos (litopternos, astrapoteros). Los dien-

tes de estos últimos eran de corona baja (braquiodontes) lo que revela que se alimentaban de las hojas de los árboles. Recordemos que el ramoneo es la dieta típica de los habitantes de los bosques. La conclusión es que estas comunidades proliferaron en un clima frío y húmedo similar al de la Patagonia austral, mucho más benigno que el de la Antártida actual (Vizcaíno et al., 1998; Reguero et al., 1998).

El Oligoceno (~33 Ma) marca el inicio de uno de los enfriamientos globales más abruptos del Fanerozoico (Fig. 9.5). En el lapso de algunos millones de años la temperatura media disminuyó más de 10°C y la Tierra pasó del estado climático de 'invernadero cálido' (*hot-house*) al estado *icehouse* actual caracterizado por el englazamiento de los polos y fuertes gradientes de temperatura entre éstos y el Ecuador.

Hay consenso general en que este enfriamiento fue causado (o al menos potenciado) por un drástico cambio en el patrón de circulación oceánica profunda, producto de la fragmentación final de Gondwana. Hasta fines del Eoceno (~43 Ma), el continente Antártico permaneció unido con Australia a través de un brazo de mar somero, y con Sudamérica a través del extremo de la península Antártica. De este modo, se establecieron tres sistemas de circulación oceánica relativamente independientes uno de otro, el del Océano Índico, el del Atlántico Sur y el del Pacífico Sur (Fig. 9.6). Por esta razón, las aguas relativamente frías que bordeaban la Antártida se mezclaban con las aguas templado/cálidas de latitudes más bajas, manteniendo relativamente uniforme la temperatura oceánica. Tampoco había estratificación de masas de agua de diferente temperatura, pues la circulación termohalina estaba virtualmente bloqueada. En

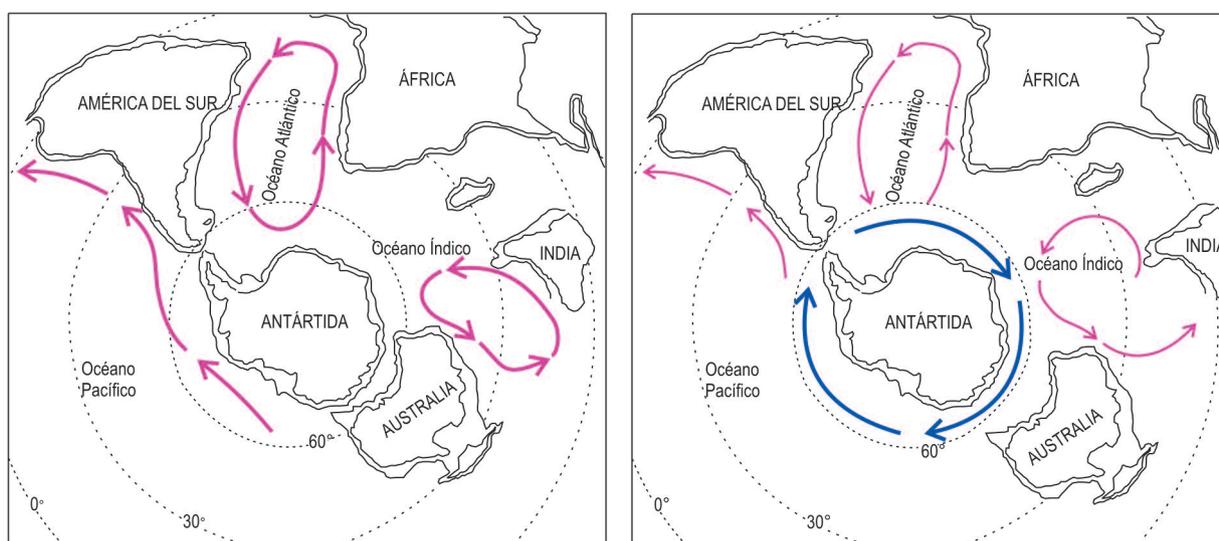


Figura 9.6. Patrones de circulación oceánica en el Hemisferio Sur en el Eoceno temprano (izquierda) y en el Oligoceno temprano (~32 Ma) (derecha). En azul, la corriente fría Circumpolar Antártica (CCA) (basado en Vizcaíno et al., 1995).

base a las anomalías magnéticas del fondo oceánico y la sedimentología de los testigos de aguas profundas, se pudo establecer que hacia los 32 Ma (Oligoceno temprano) se abrió entre Australia y Antártida un brazo de mar – el estrecho de Tasmania – suficientemente profundo (~2000 m) como para permitir una amplia comunicación entre los océanos Pacífico e Índico (Lawver y Gaghman, 2003; Brown et al., 2006). Con esta conexión comenzó a delinearse la **Corriente Circumpolar Antártica (CCA)**, la que adquirió su forma definitiva con la apertura del **Pasaje de Drake** entre el extremo de la península Antártica y Sudamérica austral (Fig. 9.6). El momento exacto en que ocurrió esta última conexión es difícil de precisar pues están implicadas diversas microplacas y dorsales volcánicas. Si bien a los 24 Ma (Oligoceno tardío) ya había una amplia comunicación marina, hay evidencias de que la misma pudo establecerse con anterioridad. Las bandas de anomalías magnéticas oceánicas muestran que la expansión de la dorsal del Arco de Scotia se inició antes, en el Oligoceno temprano, e incluso puede haber existido un pasaje de aguas someras ya desde el Eoceno medio, a los 41 Ma (Pfuhl y McCave, 2005; Livermore et al., 2005; Scher y Martin, 2006). La CCA fluye actualmente hacia el este, impulsada por los vientos, y este movimiento involucra tanto las aguas superficiales como las profundas. Se considera que el marcado enfriamiento y la posterior formación de un manto de hielo en la Antártida se debió a que ésta estaba completamente rodeada por aguas polares que la aislaban térmicamente del resto. El englazamiento del Polo Sur impulsó la circulación termohalina, esto es, el flujo de las aguas oceánicas profundas, frías y más salinas hacia latitudes más bajas. La existencia de masas de agua de distinta temperatura a partir del límite Oligoceno/Mioceno está evidenciada por las relaciones isotópicas del oxígeno medidas en foraminíferos bentónicos (aguas frías profundas) y planctónicos (aguas más templadas superficiales). El deterioro climático de la base del Oligoceno está reflejado en un cambio del paisaje de la Patagonia: los bosques fueron gradualmente reemplazados por una vegetación más abierta y de clima más árido, y desde el Eoceno tardío se diversificaron grupos de mamíferos herbívoros con dientes de corona alta (hypsodontes), especializados para una dieta de arbustos y pastizales más abrasivos (Reguero et al., 1998).

La cobertura de hielo de la Antártida se concentró

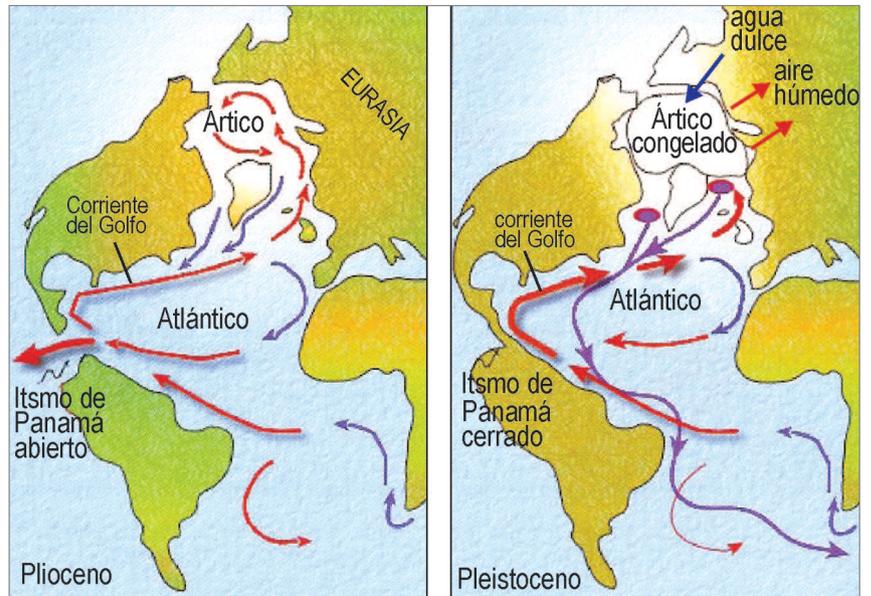


Figura 9.7. Patrón de corrientes marinas antes y después del cierre del Istmo de Panamá y posibles consecuencias climáticas en el Hemisferio Norte (modificado de Uriarte Cantolla, 2003).

inicialmente en las zonas montañosas. Luego, durante el Oligoceno, se desarrolló un manto de hielo semipermanente, con un máximo en la base de la serie (glaciación Ol-1) y otro en el límite Oligoceno-Mioceno (glaciación Mi-1). Estos dos picos de enfriamiento están reflejados en los altos valores de δO^{18} (Fig. 9.5). Por otra parte, el hallazgo de una diamictita glacial del Oligoceno inferior por arriba de la Formación La Meseta (Eoceno) en la Isla Marambio atestigua la gran extensión del englazamiento de Antártida oriental durante el evento Ol-1 (Ivany et al., 2006). Sin embargo, sólo después del óptimo climático del Mioceno medio, hacia los 14 Ma, se volvió a reconstituir el casquete de hielo de la Antártida oriental en su forma actual. El englazamiento del sector occidental se produjo algo después, cerca del límite Mioceno/Plioceno (~5 Ma). A partir de entonces, el continente Antártico quedó completamente cubierto de hielo por primera vez en el Cenozoico.

El congelamiento completo del Ártico ocurrió con posterioridad al de la Antártida y estuvo ligado al inicio de la última glaciación, hace alrededor de 2,5 Ma. No obstante, hacia los 14 Ma ya se había iniciado el englazamiento de Groenlandia y en el mar Ártico es frecuente la presencia de *dropstones* que revelan la existencia de hielos flotantes (Potter y Szatmari, 2009). Se ha especulado que el pulso de enfriamiento global que culminó con las glaciaciones del Cuaternario tuvo relación con el cambio en el patrón de circulación oceánica que sobrevino luego del cierre completo del Istmo de Panamá. La edad de esta conexión es bien conocida por la aparición de fósiles de mamíferos inmigrantes de América del

Norte en las faunas sudamericanas, evidenciando la existencia de un puente continental (ver § 9.14). El cierre de la comunicación entre los océanos Atlántico y Pacífico debe haber producido una deflexión de las aguas tropicales hacia el norte, reforzando la corriente del Golfo (Fig. 9.7). La paradoja es que este calentamiento del Atlántico Norte habría actuado como disparador de la glaciación pleistocénica (Haugh y Tiedeman, 1998). La hipótesis plantea que el calentamiento del agua oceánica incrementó la evaporación y, por lo tanto, la humedad de las masas de aire del Ártico. Esto provocó intensas nevadas en Eurasia y el norte de Norteamérica y, con el tiempo, la formación de espesos mantos de hielo. El aumento de las precipitaciones en Siberia, a su vez, determinó un mayor aporte de agua dulce a las aguas del Ártico, haciendo descender su salinidad y facilitando su congelamiento. Con el incremento de la superficie del manto de hielo aumentó el albedo, es decir, la reflexión de los rayos solares, lo que a su vez hizo descender la temperatura por la mayor transferencia de calor a la atmósfera. A partir de ese momento se inició un ciclo de retroalimentación positiva que llevó al congelamiento completo del Ártico y culminó con las glaciaciones del Pleistoceno (§ 9.16).

Como se verá más adelante, algunos han especulado que el calentamiento global de las últimas décadas también podría conducir a un enfriamiento en el futuro cercano a través de mecanismos de este tipo. Al margen

de esta posibilidad, este ejemplo es útil para mostrar la complejidad de los procesos que interactúan en el sistema climático terrestre y el peligro de sobresimplificar los escenarios dando excesivo peso a un determinado factor.

9.4 EVOLUCIÓN TECTÓNICA DE LA REGIÓN MEDITERRÁNEA Y LA OROGENIA ALPINA

En el Cretácico Tardío comenzó a escribirse el último capítulo de la historia del Mar de Tetis (§ 8.6). Esta historia está ligada a la ruptura y deriva de fragmentos corticales del norte de Gondwana y su colisión posterior con Eurasia, lo que dio lugar a la construcción del extenso orógeno Alpino-Himalayo que se extiende a lo largo de más de 8000 km. Aparte de los Himalayas y su continuación en el arco de Indonesia (que serán tratados en el punto siguiente por estar involucrados con la colisión de la India), el cierre del Tetis generó una serie de cadenas montañosas, como los Montes Zagros de Irán, los Montes Cáucos del sur de Rusia, los Montes Taurus y Pón-ticos de Turquía, los Cárpatos y los Balcanes de Europa del este, los Alpes franco/suizo/austríacos, los Alpes Dináricos de Bosnia y Croacia, los Apeninos italianos, los Pirineos y el Sistema Bético de España y el Rif y los Atlas Tellianos de Marruecos y Argelia (Fig. 9.8). Este conjunto de cadenas emergidas durante el Cenozoico responden a un patrón geodinámico extremadamente complejo que involucró zonas de subducción, ruptura y

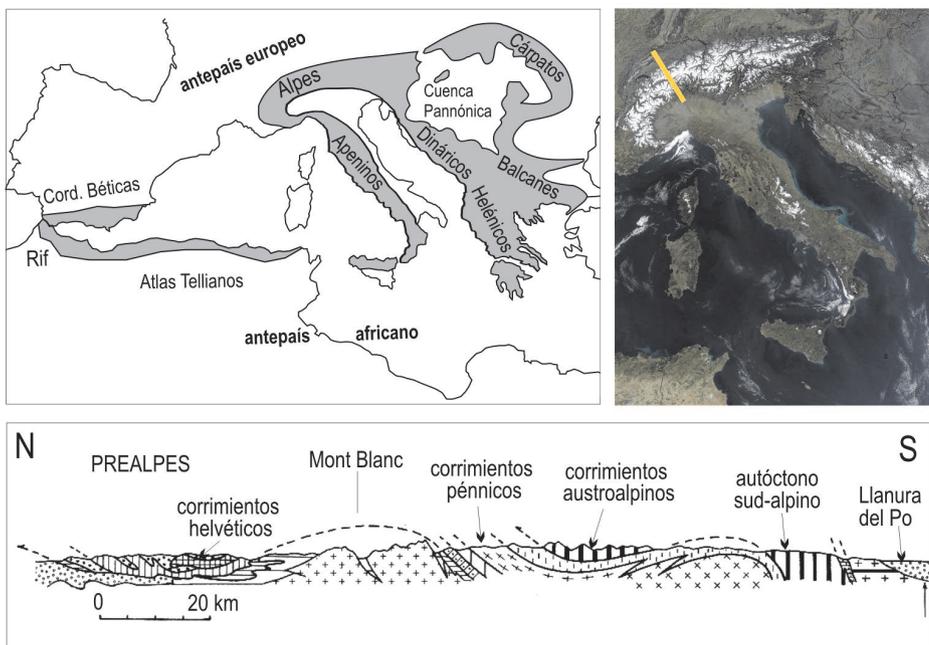


Figura 9.8. Arriba: principales cadenas alpinas de Europa y norte de África (en gris) y foto satélite del arco Alpino-Dinámico (la línea amarilla indica la posición del perfil ilustrado abajo). Abajo: corte estructural simplificado de los Alpes mostrando los distintos mantos de corrimiento (*nappes*).

grandes fallas transformantes. Este orógeno colisional involucró los macizos Hercínicos (paleozoicos), depósitos epicontinentales tetianos (mesozoicos), rocas ígneas y rocas de fondo oceánico, estas últimas representadas por complejos ofiolíticos que marcan los distintos tramos de la sutura.

Como vimos en el capítulo anterior, a fines del Cretácico el Océano Ligúrico-Piemontino se encontraba en proceso de cierre debido a la compresión ejercida por la placa africana en su movimiento de rotación antihoraria. Se calcula que África se desplazó cerca de 1000 km en dirección de Eurasia. En el Paleógeno, los terrenos Apulia, Adria, Calabria, Austroalpino y Carpatia continuaron su movimiento hacia el norte y, en el Eoceno medio (~47 Ma), colisionaron

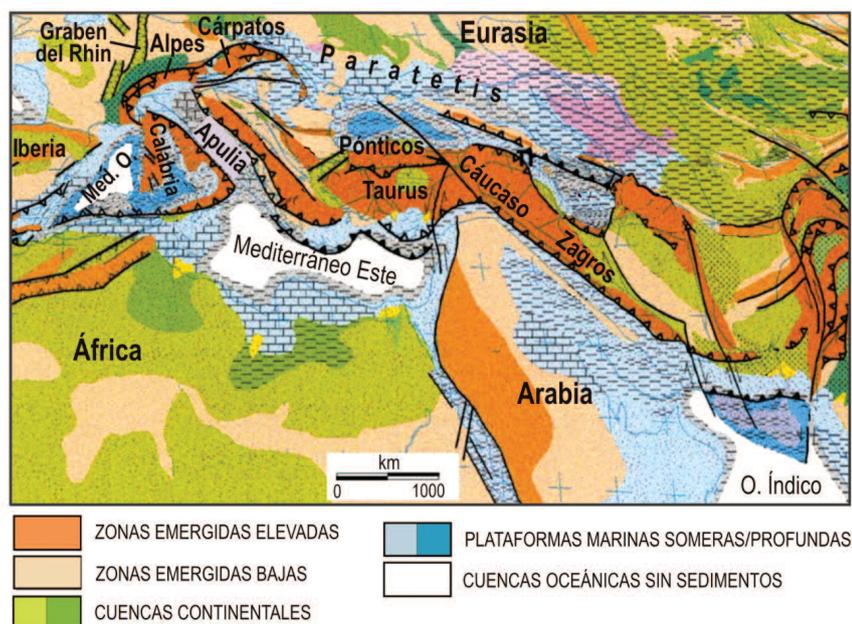


Figura 9.9. Paleogeografía de la región tetiana durante el Mioceno temprano. La colisión de Arabia con Eurasia separó el Océano Índico (relicto del Neotetis) del Mediterráneo, el que a su vez quedó subdividido en un sector oriental y uno occidental.

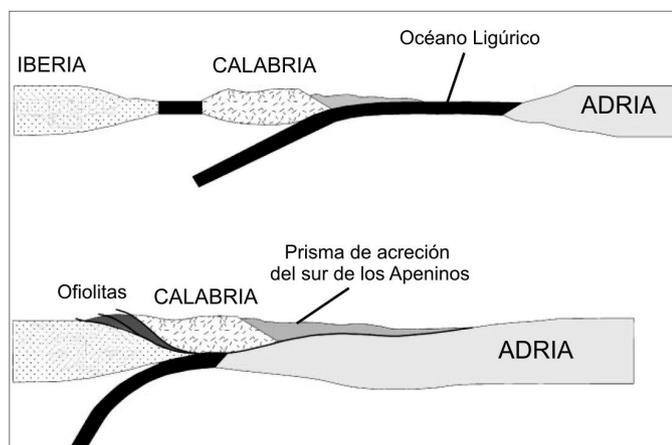


Figura 9.10. Arriba: Subducción de la litósfera oceánica del Océano Ligúrico por la aproximación de Adria (desprendida del N de África) al continente europeo (Iberia) entre el Cretácico y el Eoceno. Abajo: emplazamiento de las nappes ofiolíticas en el sur de los Apeninos cerca del límite Eoceno/Oligoceno por el cierre del Océano Ligúrico (simplificado de Tortorici et al., 2009).

con la placa europea produciendo la deformación de los Alpes y los Cárpatos y un pico de metamorfismo a los 30 Ma (Fig. 9.9). En los Alpes la compresión fue tan intensa que parte de los materiales se metamorizaron en las facies de esquistos azules y eclogita (alta presión y baja temperatura) y luego se emplazaron como grandes mantos de corrimiento o *nappes* con una extensa zona de despegue (*décollement*) basal. Estos mantos de corrimiento (Fig. 9.8) tienen vergencia al norte y son de diferente

naturaleza y posición geográfica: los mantos **Pénnicos**, por ejemplo, son característicos de las zonas internas del orógeno Alpino y se componen de rocas ígneas y sedimentarias intensamente deformadas y metamorizadas, complejos ofiolíticos que representan remanentes de la corteza de los océanos Ligúrico y Piemontino (Fig. 9.10), y rocas volcánicas que son relictos de antiguos arcos volcánicos. El Mont Blanc, la mayor elevación de los Alpes, está formado por granitos hercínicos removilizados. Las nappes **Helvéticas** son características de los Alpes más externos de Suiza e involucran rocas hercínicas o de basamento transportadas al norte más de 200 kilómetros donde forman los pre-Alpes. Los corrimientos **Austroalpinos**, en cambio, son distintivos de la zona sur de los Alpes, especialmente del sector oriental, y están formados por rocas provenientes del terreno Apulia, que forma el autóctono sud-alpino (ver

corte ig. 9.8). En el frente norte de los corrimientos se depositaron rocas clásticas de ambiente marino-litoral, deltaicas (hay niveles de carbón) y continentales, las que durante años fueron designadas con el término suizo de *molasse* o molasa, denominación que luego se generalizó a todos los sedimentos postorogénicos. El relleno de la cuenca de antepaís fue, en parte, sobrecorrido por las nappes más externas. En los Alpes australes, en cambio, se produjeron retrocorrimientos vergentes hacia el sur, generándose la cuenca de antepaís periférica del Po.

En el Oligoceno-Mioceno se produjo la convergencia de las placas Arábica y Euroasiática formándose la sutura de los Montes Zagros (Fig. 9.9). De este modo, donde antes había un brazo de mar, se estableció una conexión continental a través de la cual tuvo lugar un intercambio faunístico masivo entre Eurasia y África (Fig. 1.69). Desde África emigraron a Eurasia los elefantes, mastodontes y monos antropoides; pero lo más sorprendente es que desde Eurasia ingresaron jirafas, antílopes, rinocerontes y felinos, animales considerados típicos de África.

La deformación Alpina fue tan intensa que se extendió más allá del propio orógeno alpino, produciendo la reactivación del relieve en los Montes Jura, los Vosgos/Selva Negra, los macizos Renano y Bohémico, la cadena Ibérica y el Sistema Central de España, entre otros sistemas montañosos. También hubo distensión por detrás del arco Alpino relacionada con la indentación de las placas en colisión. La estructura más sobre-

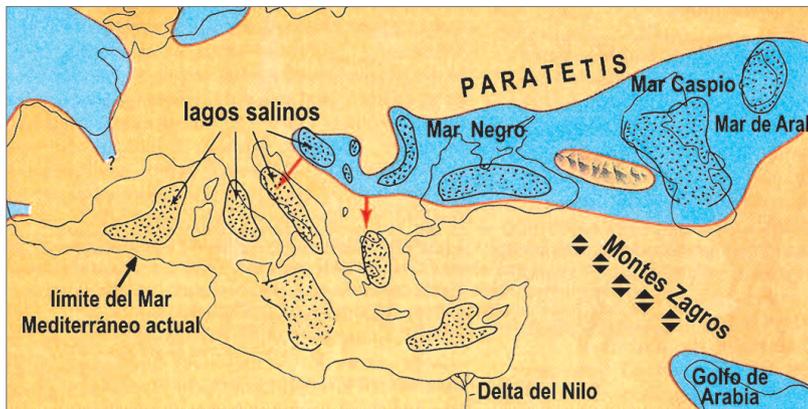


Figura 9.11. Paleogeografía de la región mediterránea durante el evento Messiniano.

saliente es el graben del Rin (Fig. 9.9), orientado en alto ángulo respecto de los Alpes. Este tipo de estructuras han sido denominadas *impactógenos* en alusión a su mecanismo de formación.

9.5 CUANDO EL MEDITERRÁNEO SE DESECÓ: EL EVENTO MESSINIANO

La emersión de los Alpes, Apeninos, Dinárides, Helénides, Cárpatos y otros sistemas montañosos europeos determinó que, a partir del Oligoceno/Mioceno, una serie de cuencas marinas epicontinentales, cuyo conjunto formó el **Paratetis**, quedarán aisladas de la región oceánica tetiana propiamente dicha situada hacia el sur. Esta, a su vez, quedó dividida en dos: al oeste, la cuenca del incipiente Mar Mediterráneo (el 'Tetis Mediterráneo') y, al este, un relicto del Mar Neotetis (que formará luego el Océano Índico). La separación de ambas cuencas se debió a la colisión de la península Arábiga con Eurasia y la emersión de los Zágrides (Montes Zagros) recién mencionados. El Paratetis se extendió a lo largo del sur de Europa y de Asia, abarcando las cuencas de antepaís alpinas (las 'cuencas molásicas' de la teoría geosinclinal), tales como las del norte de los Alpes, de Viena y Pannónica, así como remanentes de antiguas cuencas oceánicas y plataformas marinas peritetianas (Golonka, 2004). El Mar Caspio y el Mar Negro son relictos actuales de estas cuencas.

A fines del Mioceno la compresión produjo corrimientos en el norte de Marruecos (región del Rif) y en el sur de España (región Bética) determinando el cierre progresivo del Mar de Alborán, una pequeña cuenca oceánica que separaba Europa de África en la zona del actual estrecho de Gibraltar. Esto, combinado con un marcado descenso del nivel del mar debido al englazamiento de los polos (~100 m), terminó por obstruir temporalmente la conexión entre el Mediterráneo y el

Atlántico (Fig. 9.11). El escaso aporte fluvial a la cuenca, sumado a la intensa evaporación produjeron su gradual desecación y la precipitación de potentes depósitos de evaporitas (yeso y halita), tanto en las llanuras abisales como en las zonas marginales (Hsü et al., 1973). Este evento, detectado en todo el ámbito del Mediterráneo, tuvo lugar durante el piso Messiniano (entre 5,9 y 5,3 Ma), y por ello se lo conoce como la **crisis de salinidad Messiniana**. El escenario de un desierto salino de más de 2 millones de kilómetros cuadrados, emplazado alrededor de 1500 metros por debajo del nivel del Océano Atlántico, con profundos cañones entallados por los ríos que

desembocaban en un mar Mediterráneo otrora colmado de agua, no tiene precedentes en la historia de la Tierra y tuvo una rápida aceptación en los medios científicos, aunque también recibió diversas críticas (Roveri y Manzi, 2006). Una de ellas, se refiere al enorme volumen de evaporitas acumulado, lo que presupone más de 30 episodios de aislamiento (y desecación?) y otros tantos ingresos de agua de mar.

En las secciones estratigráficas mediterráneas se observa la siguiente sucesión de eventos: 1) una fase de sedimentación de salinidad normal, representada por arrecifes en los bordes de las plataformas y por depósitos euxínicos ricos en materia orgánica en la región abisal, con escasa circulación; 2) una fase de caída del nivel del mar (por evaporación) del orden de 1000-1500 m, evidenciada por la erosión subaérea de los sedimentos marinos, la formación de profundos paleovalles en las partes marginales (como los cañones submarinos de los ríos Nilo y Rhone) y la precipitación de evaporitas en sus partes profundas; 3) un episodio denominado en italiano *lago-mare* (lago-mar), correspondiente a la fase de desecación total del Mediterráneo, durante la cual prevalecieron depósitos de agua dulce o salobre (documentado por los fósiles) y la precipitación de evaporitas en el fondo de la cuenca; 4) una transgresión marina generalizada a principios del Plioceno que marca el fin de la crisis de salinidad (Clauzon et al., 1996; Braga et al., 2006; Soria et al., 2008, entre otros). La reconexión con el Atlántico a los 5,3 Ma se debió a la rotura del gigantesco dique natural por efectos tectónicos, lo que condujo al llenado de la cuenca del Mediterráneo en pocos años. El ascenso del nivel del mar a comienzos del Plioceno puede haber establecido una nueva y transitoria conexión del Mediterráneo con el Paratetis, del cual el Mar Negro, el Mar Caspio y el Mar de Aral son sus herederos. El aislamiento posterior de estos mares interiores fue el responsable de su elevada salinidad actual.

9.6 LA COLISIÓN DE LA INDIA Y LA FORMACIÓN DE LA CORDILLERA HIMALAYA

El sector E-SE de Asia comenzó a estructurarse a fines del Paleozoico y continuó durante el Triásico con la acreción del terreno Tarim y la colisión de los bloques continentales del Sur de China, Norte de China, Indochina y Sumatra. A esta amalgama de continentes se acrecieron los terrenos que formaban el ‘continente’ Cimérico, como el bloque Quiangtang (norte del Tibet). Luego, en el Cretácico, al consumirse el Océano Neotetis, colisionaron los microcontinentes Lhasa (sur del Tibet) y Burma (Figs. 8.22, 9.13). Ambos bloques están separados por la sutura Bangong. La historia acrecional del margen sur de Asia culminó en el Cenozoico con el choque de la placa India, generándose el más extenso orógeno colisional del planeta: la **Cordillera Himalaya** (Fig. 9.12). Se trata de la cadena montañosa más elevada de la Tierra, con numerosos picos sobre los 8000 m, entre ellos el Nanga Parbat (8125 m) en Pakistán y el más alto

de todos, el Monte Everest o Chomolungma (que significa ‘madre del universo’ en tibetano), de 8848 m, situado en la frontera entre Nepal y China. La cadena Himalaya, de alrededor de 3000 km de longitud y 250-350 km de anchura, se extiende a través de Pakistán, el norte de la India, Nepal y Bután. Al norte del sistema montañoso, en territorio de China, se desarrolla la vasta meseta del Tibet.

La historia de convergencia de la India comenzó hacia los ~125 Ma, con su separación de Antártida y Australia. A partir de entonces se desplazó hacia el norte a lo largo de sistemas de fallas transformantes a una velocidad promedio de 16 cm/año (Fig. 8.22). Tal es así que para el Cretácico Superior (~80 Ma) ya se encontraba a una paleolatitud de 30°S y había recorrido casi la mitad de la distancia que la separaba del margen asiático (Figs. 9.12, 9.13). El contacto inicial con Asia fue ligeramente diacrónico pues en el sector oeste se produjo alrededor del límite Paleoceno/Eoceno (~57 Ma), tal como se deduce del fechado del metamorfismo de presión ultra alta. En el sector este comenzó 7 millones de años después,

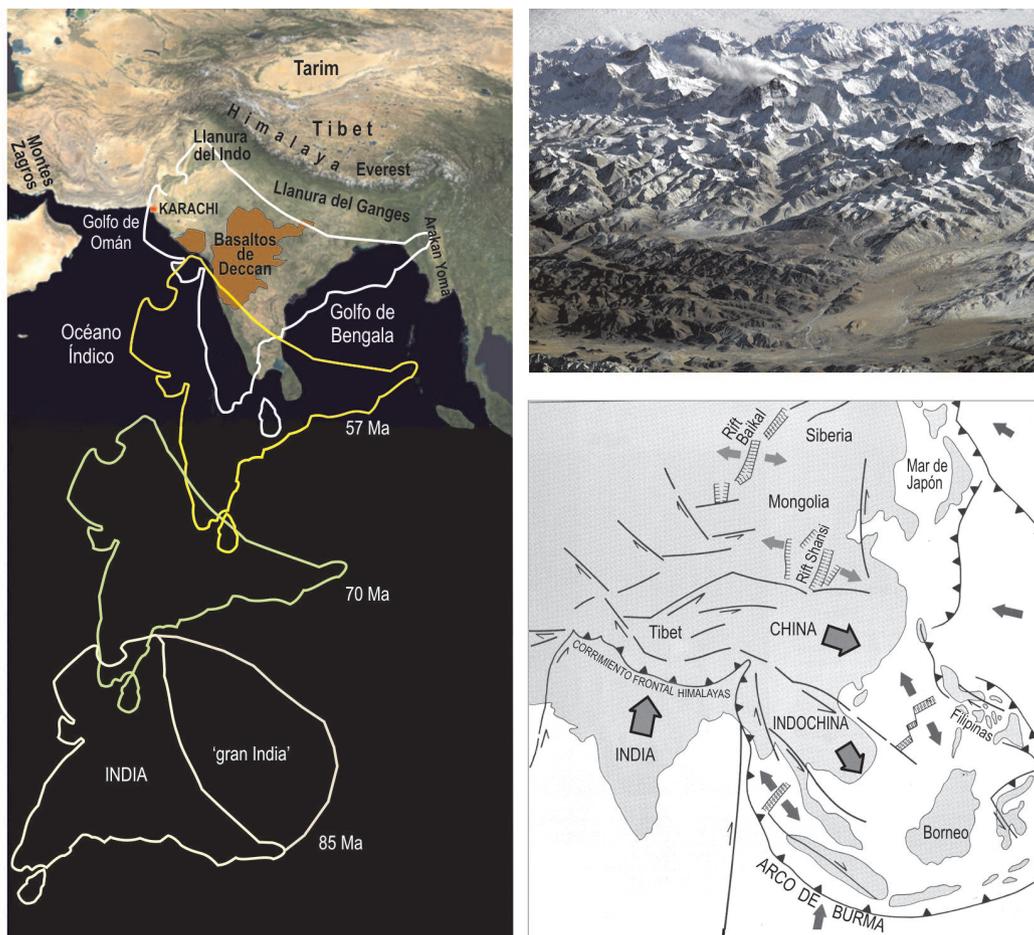


Figura 9.12. Izquierda: trayectoria de la placa India desde el Cretácico Tardío hasta el momento de la colisión con Eurasia. Derecha: paisaje de la cadena de los Himalaya; Abajo: tectónica ‘de escape’ producida por la colisión de la India. Las flechas pequeñas indican el desplazamiento relativo de las fallas transcurrentes y las flechas grandes el movimiento de los bloques corticales (modificado de Tapponier et al., 1982).

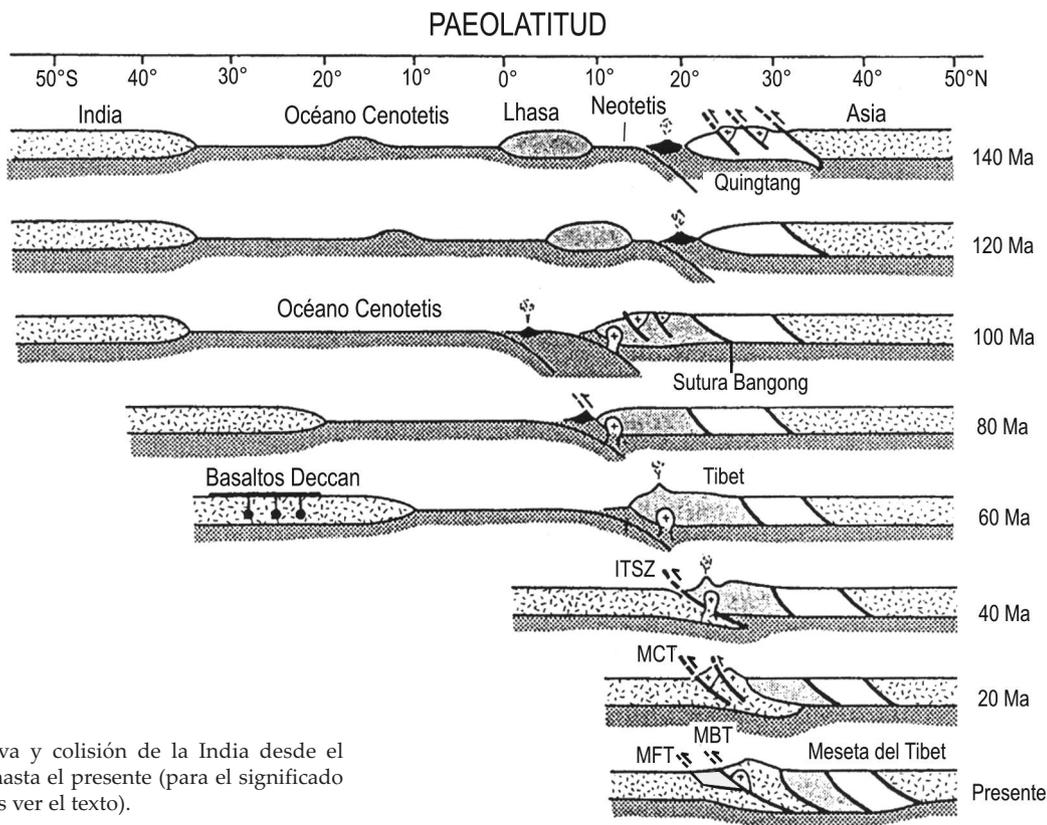


Figura 9.13. Deriva y colisión de la India desde el Cretácico Tardío hasta el presente (para el significado de las abreviaturas ver el texto).

en el Eoceno inferior, por lo que se infiere que el frente de colisión no fue lineal sino ondulado, con un promontorio en el margen NO de la India (Guillot et al., 2008). Si bien la tasa de convergencia se atenuó después de la colisión, la placa India continuó (y aun continúa) moviéndose al norte a la velocidad sorprendentemente alta de 5 cm/año. Esto produjo una indentación de la India en el bloque tibetano de más de 2000 km, acompañada de una rotación en sentido antihorario de alrededor de 30°. Esto implica que parte de la corteza continental de la India se hundió debajo de la placa asiática, con el consiguiente aumento del espesor cortical. En efecto, las evidencias geofísicas muestran que el espesor de la corteza es de 35 km en la placa India, aumenta a 55 km debajo de los Himalaya y alcanza un máximo de 70 km en una franja que bordea la meseta del Tibet. Por detrás, hay un notorio adelgazamiento cortical que podría desembocar en una futura cuenca de antepaís. El movimiento convergente entre India y Asia fue compensado, además, por una tectónica 'de escape', según la cual los bloques de Indochina y sur de China fueron extruidos hacia el este a lo largo de una serie de fallas de desplazamiento de rumbo (Fig. 9.12). Lo curioso es que la deformación obtenida a partir de modelos hechos con arcilla resultó llamativamente similar a la que se observa a escala real, aun cuando el material usado en el expe-

rimento es homogéneo y la corteza terrestre no lo es (Tapponnier et al., 1982).

El análisis estructural de la cadena Himalaya indica que casi la mitad de la corteza 'faltante' se explica por un sistema de grandes corrimientos, cuya complejidad se conoce a partir de los trabajos de Argand a principios de 1900 y especialmente el libro sobre la geología de los Himalaya publicado por el geólogo suizo Augusto Gansser en 1964. Estudios tectónicos recientes demostraron que esta cadena montañosa experimentó un acortamiento del orden de 600-650 km, mucho mayor de lo que se creía. Los tres cabalgamientos principales, todos vergentes hacia el sur, son el corrimiento frontal principal (*Main Frontal Thrust*, MFT), el corrimiento limitante principal (*Main Boundary Thrust*, MBT) y el corrimiento central principal (*Main Central Thrust*, MCT). Cada uno de ellos involucra zonas de cizalla de varios miles de metros de anchura y pone en contacto rocas de distinta edad, composición y origen (Fig. 9.14). La unión de las placas India y Asiática es la **Zona de Sutura Indus-Tsangpo** (ITZS en inglés), conocida también como sutura peri-Índica. Forma un extenso arco de 5000 km que une Karachi (Pakistán), al oeste, con los montes Arakan Yoma (Myanmar, ex Birmania), al este. La sutura marca el sitio donde se consumió la litósfera oceánica tetiana (Cenotetis), cuyos remanentes son las suce-

siones ofiolíticas asociadas a complejos de subducción (dunitas, serpentinitas, melanges) y depósitos de antearco (turbiditas abisales, lavas máficas, olistostromas) (Fig. 9.14). Estas rocas están muy deformadas y fueron afectadas por metamorfismo de alta presión y baja temperatura. Inmediatamente al norte de la sutura está el batolito **Trans-Himalayo**, formado por granitoides que se emplazaron entre el Cretácico y el Eoceno durante la subducción del Cenotetis a lo largo del margen asiático, que en ese entonces era de tipo andino. Hacia el este, en cambio, han quedado vestigios de un arco volcánico Cretácico aprisionado entre las placas india y asiática.

Al sur de la ITZS se extienden los **Himalaya Tetianos** (también llamados Tibetanos), formados por alrededor de 15 km de rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas depositadas sobre el antiguo margen continental pasivo del norte de la India (ver § 7.6). Estas secuencias están plegadas en sinclinales y anticlinales y, en general, no han sufrido metamorfismo, razón por la cual contienen un excelente registro paleontológico del Ordovícico al Paleoceno que testimonia la trayectoria de la India desde altas latitudes (rocas glaciales portadoras de flora de *Glossopteris*) hasta la franja subtropical/ecuatorial (calizas negras y pelitas jurásicas y cretácicas) (Fig. 7.14). Hacia el sur, marcando la zona axial del orógeno, se erigen los **Altos Himalaya**. Al principio, las rocas que los forman fueron contiguas con las de los Himalaya Tetianos, pero en la actualidad el contacto es por medio de una serie de corrimientos. Los Altos Himalaya se distinguen del resto por estar formados por rocas muy deformadas (plegamiento dúctil) y metamorfizadas en las facies de esquistos verdes y anfibolita, de allí su nombre de 'Himalaya cristalinos'. El macizo donde se encuentra el Monte Everest está formado por gneises, leucogranitos y migmatitas.

Los Altos Himalaya están cabalgando los **Himalaya Menores** (o Bajos Himalaya) mediante el importante corrimiento central (MCT). A veces, los corrimientos de los Himalaya cristalinos pueden quedar como relictos erosivos o *klippes* (Fig. 9.14). Los Himalaya Menores tienen alturas que oscilan entre 1500 m y 3000 m. Se trata de una sucesión de anticlinales y sinclinales formados por rocas de la plataforma India con metamorfismo de bajo grado (esquistos verdes). Hacia el sur, los Himalaya Menores cabalgan el cordón **Sub-Himalaya** median-

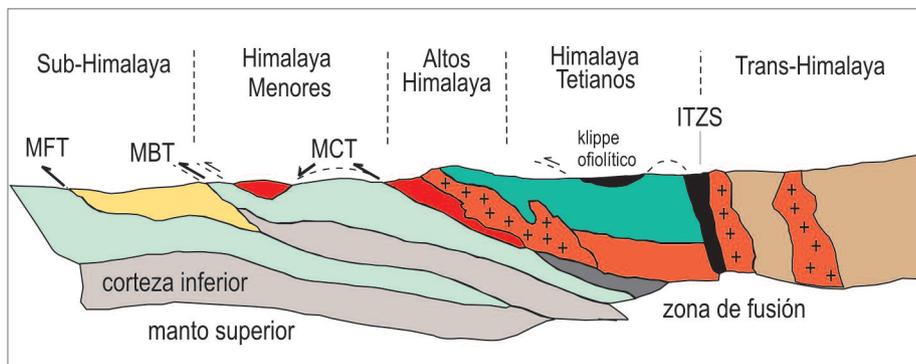


Figura 9.14. Corte estructural de los Himalaya. Trans-Himalaya: batolitos Cretácicos (rojo) intruyen a rocas Paleozoicas; ITZS: Sutura Indus-Tsangpo; en negro, ofiolitas y complejos de subducción. Himalaya Tetianos (o Tibetanos): rocas del Paleozoico y Mesozoico depositadas sobre la placa India (en verde); intrusivos del Mioceno (rojo); Himalaya Menores: rocas tetianas con metamorfismo de bajo grado (verde claro); Sub-Himalaya: cuenca de antepaís del Neógeno (amarillo).

te el corrimiento limitante principal (MBT). Este corrimiento se desarrolló durante el Plioceno y ha estado activo hasta el Pleistoceno, cuando se formó el corrimiento frontal principal (MFT), el más externo de la cadena. Los Sub-Himalaya son una zona de colinas (los *Sivaliks*) formadas enteramente por rocas clásticas del Mioceno o más jóvenes, depositadas en la cuenca de antepaís. Hay que tener en cuenta que actualmente la cadena Himalaya se está levantando a una tasa que puede llegar hasta 4 cm por año, por lo que es fácil imaginar el enorme volumen de sedimentos acarreados hacia las cuencas de los ríos Ganges e Indo que nacen en el frente montañoso y alimentan el enorme abanico submarino del golfo de Bengala.

El impacto entre India y Asia también afectó – y aún sigue afectando – el SE de Asia, región que rotó en bloque en sentido horario y se desplazó varios cientos de kilómetros hacia el sur a través de fallas de desplazamiento de rumbo (Hall et al., 2008). La extensa zona de subducción que bordea actualmente Indochina, Sumatra y Java es la responsable de la actividad sísmica extremadamente intensa de esa región, incluyendo el devastador sismo de magnitud 9.0 (y el tsunami asociado) del 26 de Diciembre de 2004.

9.7 HISTORIA DE LOS SISTEMAS DE RIFT DEL MAR ROJO, GOLFO DE ADÉN Y ESTE DE ÁFRICA

El **triángulo de Afar** es una zona deprimida, desértica y extremadamente cálida situada en el norte de Somalia, Etiopía y Djibuti, donde se unen el Mar Rojo y el Golfo de Adén (Fig. 9.15). Cuando a fines de los '60 comenzaban a surgir las primeras hipótesis acerca de la ruptura de los continentes y la expansión de los océanos, un grupo de investigadores italianos, belgas y franceses

se interesó por la peculiar geología de esta ignota región africana caracterizada por escarpas de falla, grandes derrames basálticos de tipo fisural y volcanes activos con lagos de lava y fumarolas (Fig. 9.16). Los primeros trabajos (Barberi et al., 1972) mostraron que los basaltos del Afar eran químicamente muy similares a los que forman la corteza oceánica del Mar Rojo y que esta región era parte de un océano en formación. Desde entonces, el Mar Rojo y el Golfo de Adén son consideradas áreas clave para desentrañar las primeras etapas de la expansión oceánica. Pero su interés geológico es aún mayor por el hecho de que estos océanos nacientes que confluyen en el triángulo de Afar se conectan hacia el sur con el *Rift Valley* (**Valle de Rift**) que se extiende por más de 4000 km a lo largo de África oriental (Fig. 9.17). El nombre de *East African Rift fracture* fue acuñado por el geólogo austríaco Eduard Suess en 1891, luego de que fuera 'descubierto' durante los viajes que David Livingstone y otros exploradores ingleses realizaron al territorio africano con el fin de expandir su dominación sobre esos territorios. Desde la década del '70, el sistema de Rift de África oriental es considerado el mejor ejemplo actual del inicio de la ruptura de un continente y por ello ha sido objeto de un sinnúmero de trabajos geomorfológicos, estratigráficos, tectónicos, petrológicos y geofísicos (gravimetría, sísmica de reflexión), tratando de dilucidar su origen y evolución.

El sistema de Rift africano está formado por dos ramas, una oriental, que conecta el triángulo de Afar con el norte de Tanzania, y otra occidental, que describe una amplia curva entre el lago Alberto al norte y el lago Malawi al sur, pasando por el lago Tanganyika. De la rama oriental, a su vez, surge una fractura que se dirige al SE debajo de las aguas del Estrecho de Mozambique. Como se observa en el mapa de la Figura 9.17, en el interior de los valles se alinean numerosos lagos flanqueados por volcanes que forman los picos más altos de la región, como el Monte Ruwenzori en la rama oeste y los montes Kenya y Kilimanjaro en la rama oriental, todos por encima de los 5000 m.

Una sección transversal a un brazo del rift revela que se trata de grábenes asimétricos delimitados por una falla principal localizada al oeste del valle (Fig. 9.18). Esta falla principal es de tipo lístrico, es decir, es de alto ángulo en superficie (alrededor de 70°) pero se curva y se

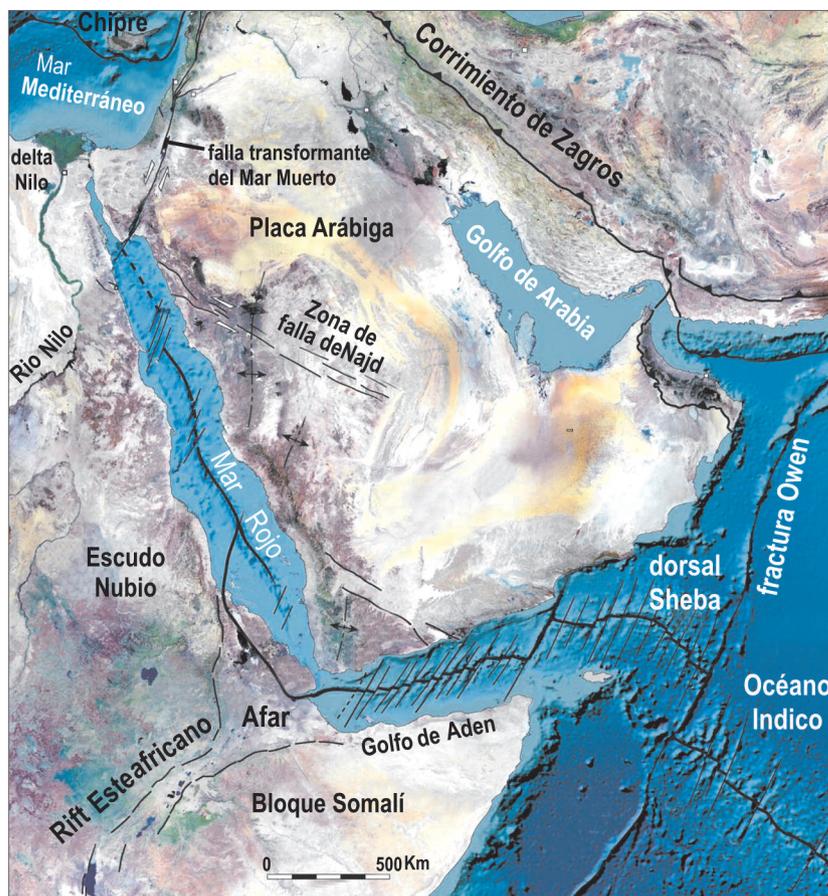


Figura 9.15. Principales rasgos geográficos y estructurales de la región del Mar Rojo-Golfo de Arabia (modificado de Bosworth et al., 2005).

hace subhorizontal en la corteza inferior, a una profundidad que oscila entre 15 y 30 km (Chorowicz, 2005). Los rechazos de los bloques basculados superan los 5 km. El flanco opuesto, más bajo, sólo presenta fallas normales de menor envergadura. Los valles así formados están bordeados por 'hombreras' de más de 2000 m de altura, relicto del domamiento inicial. El valle central es una región deprimida por el colapso de los bloques fallados, rellena por alrededor de 3000 m de rocas volcánicas y sedimentos fluviales y lacustres. Estos sedimentos contienen restos fosilizados de los más antiguos antecesores del hombre, que fueron habitantes de la región de los valles de rift. En base a este registro se ha logrado reconstruir la evolución de los homínidos primitivos, como veremos más adelante (§ 9.19). Del punto de vista geofísico los valles tienen una anomalía de Bouger negativa, lo que indica un déficit de masa. Esto se debe al adelgazamiento de la litósfera producto del ascenso astenosférico. En las etapas más avanzadas del rift aparece en su zona axial una anomalía positiva que revela la intrusión de material más denso correspondiente a corteza oceánica (Chorowicz, 2005).



Figura 9.16. Arriba: fractura con derrames de lava basáltica del tipo de las emanadas en las dorsales submarinas en el Monte Esta Ale, al norte del triángulo de Afar. Abajo: remanente erosionado de un cono volcánico submarino tipo *guyot*, en la misma localidad (de Tazieff, 1970).

Hay consenso en que el sistema de rift Arabo-Africano se inició por la actividad de una pluma del manto cuya ‘cabeza’ está ubicada en el triángulo de Afar. Sus efectos se manifiestan en un área de cerca de 1000 km de diámetro caracterizada por un vasto domamiento y adelgazamiento litosférico acompañado de grandes flujos lávicos que se atenúan hacia las partes marginales del punto caliente (Fig. 9.19). Las dataciones absolutas de las lavas indican que la actividad de la pluma se inició a los ~30 Ma (Oligoceno temprano). Desde el punto triple RRR se propagaron tres sistemas de rift. El volcanismo en la rama oriental (rift etiópico) comenzó 10 Ma de años después de instalada la pluma astenosférica del Afar, es decir, en el Mioceno temprano (~20 Ma). En la rama occidental, bastante más alejada del punto triple, el volcanismo se inició a los 12 Ma (Mioceno medio/tardío) y, en su parte más distal, donde se formó el graben del lago Malawi o Nyasa, la cuenca comenzó a subsidir recién en el Mioceno tardío/Plioceno temprano (6-5 Ma) (Fig. 9.18). Esto demuestra que la edad del sistema de rift de África oriental se va haciendo más joven a

medida que nos alejamos desde el punto de propagación del Afar. De acuerdo a la actividad sísmica actual, aún sigue avanzando hacia el sur. Conocidas las edades y la distancia al punto triple se pudo estimar una tasa de propagación de 2,5 a 5 cm/año. Respecto de la trayectoria de los brazos del rift, hay consenso en que estuvo controlada por zonas de debilidad del basamento, en su mayor parte por suturas litosféricas de edad Panafricana (Proterozoico tardío) que fueron repetidamente reactivadas durante el Fanerozoico.

El Mar Rojo y el Golfo de Adén forman los otros dos brazos del punto triple y, en comparación con el valle de rift de África oriental, representan etapas más avanzadas en el proceso de apertura oceánica. A pesar de su origen común, la cinemática de ambas ramas es diferente. El Golfo de Adén experimentó una separación oblicua producto de la propagación de la dorsal Sheba desde el Océano Índico hacia el interior del continente separando el bloque Somalí de la placa Arábiga (Fig. 9.19). El Mar Rojo, en cambio, comenzó como un

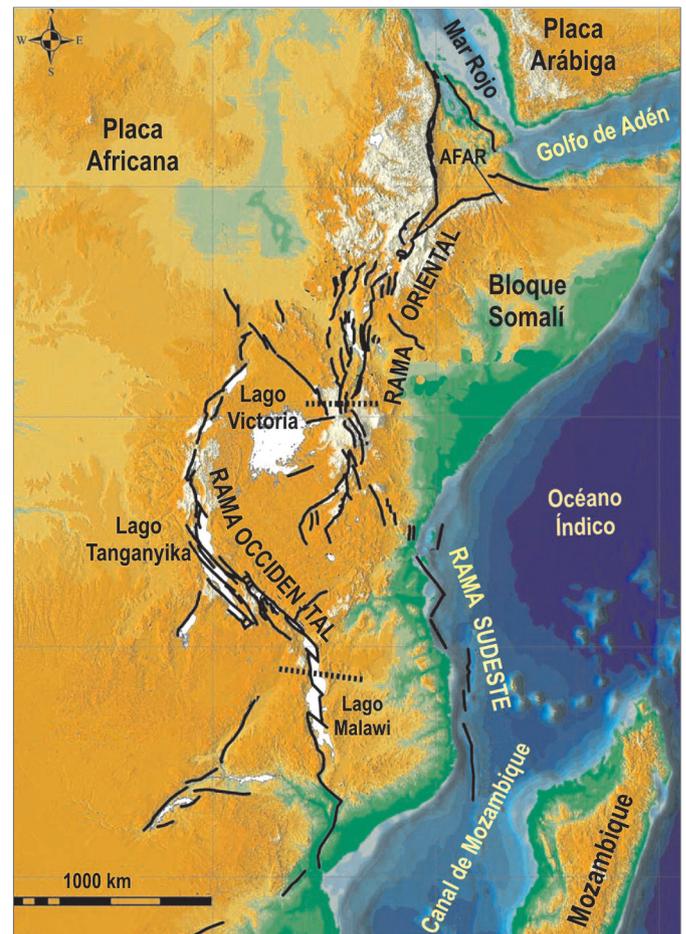


Figura 9.17. El sistema de Rift de África oriental y su relación con el triángulo de Afar (simplificado de Chorowicz, 2005).

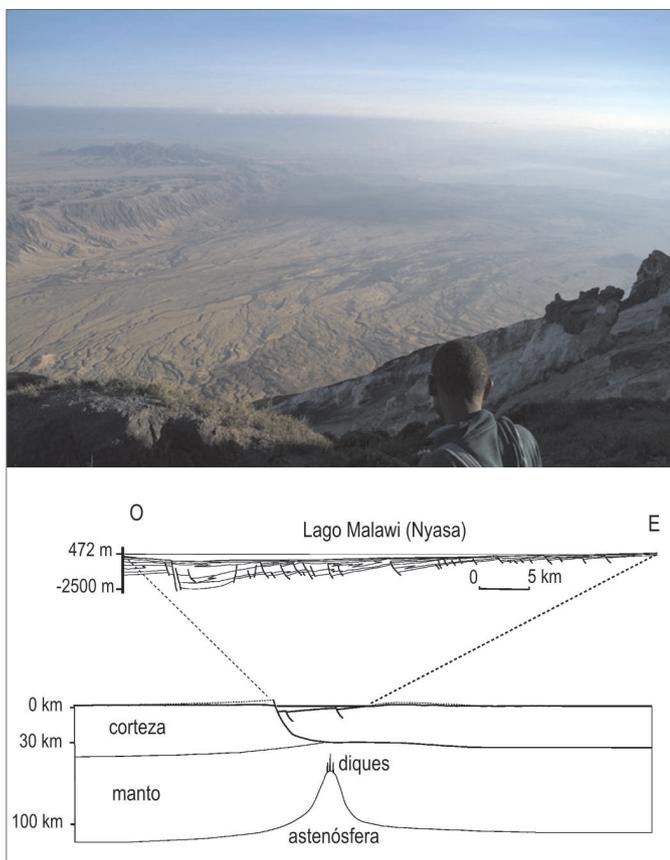


Figura 9.18. Vista panorámica hacia el Este del Rift Valley en el que se observan las escarpas de falla que lo limitan (arriba) y corte transversal a la altura del lago Malawi de Tanzania (abajo).

típico rift intracontinental, sin conexión alguna con el sistema global de dorsales oceánicas (Bosworth et al., 2005).

Si bien su relación con el punto caliente de Afar es innegable, lo que se discute es hasta qué punto la extensión de la litósfera fue solamente resultado del ‘impacto’ de la pluma (hipótesis del *rifting activo* de Burke y Sengör, 1978) o fue producto de esfuerzos adicionales que actuaron a escala de los límites de placa, tales como tracción desde la zona de subducción y/o empuje desde la dorsal (*rifting pasivo*), como sostienen Courtillot et al. (1999). Es probable que antes del emplazamiento de la pluma ya hubieran esfuerzos extensionales regionales debidos a la tracción hacia el NE de la placa Arábiga por el cierre del Neotetis (Fig. 9.19). Nótese que estos esfuerzos fueron perpendiculares a la orientación general del Mar Rojo (N30°O).

Cualquiera que sea el mecanismo involucrado, las evidencias geológicas indican que los basaltos del Afar fueron extruidos en un tiempo relativamente breve (~1 Ma) durante el Oligoceno temprano. A los ~24 Ma hubo una fase de volcanismo generalizado en el Mar Rojo, con intrusión de diques basálticos y gabros estratiformes asociados a sedimentación tipo sinrift en la que abundan clastos de rocas provenientes de los bloques fallados. Hacia la parte central de los hemigrábenes, estos sedimentos se interdigitan con extensos depósitos evaporíticos y aparecen las primeras plataformas carbonáticas. Las evaporitas son sucedidas abruptamente por más de 1000 m de lutitas, margas y fangos de globigerinas de aguas más profundas que marcan la etapa principal de subsidencia térmica del rift (transición *rift-drift*) la que, de acuerdo a los foraminíferos fósiles, se produjo en el Mioceno inferior (~20 Ma). Poco después comenzó a desarrollarse la gran falla transformante del Mar Muerto, cuya traza se extiende por más de 1100 km desde la

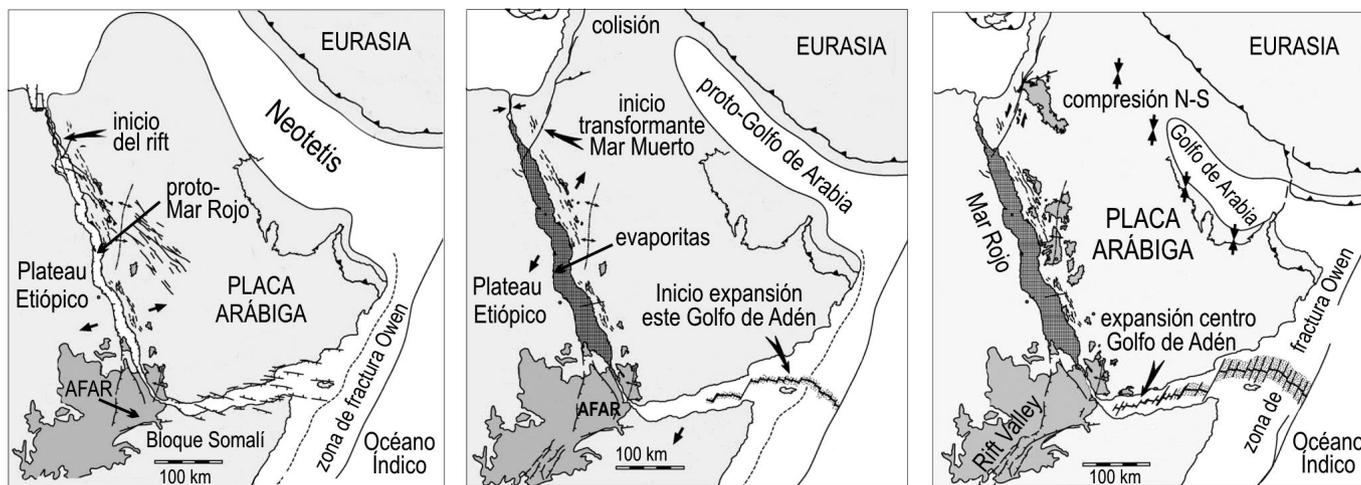


Figura 9.19. Evolución paleogeográfica del Mar Rojo, Golfo de Adén y Golfo de Arabia. De izquierda a derecha: Oligoceno tardío, Mioceno medio y Mioceno tardío, respectivamente (simplificado de Chorowicz, 2005).

región del Sinaí (Golfo de Aqaba) hasta las montañas Taurus de Turquía (Fig. 9.19). Tanto el Mar Muerto como el Mar de Galilea son cuencas transtensionales (*pull-apart*) asociadas a un desplazamiento lateral sinistral que superó los 100 km desde el Mioceno hasta el presente. El pulso más importante de apertura del Mar Rojo ocurrió hace 5 Ma y coincidió con un aumento en la velocidad del movimiento de la falla del Mar Muerto. Fue justo en ese momento cuando se formaron los basaltos oceánicos tipo MOR (*Mid Ocean Ridge*) con anomalías magnéticas bien definidas que indican el comienzo de la actividad de una dorsal mesoocéánica en la región sur del Mar Rojo, desde donde se propagó hacia el norte.

El Golfo de Adén comenzó a abrirse por expansión del fondo oceánico. Los esfuerzos pueden haber sido los mismos que generaron el Mar Rojo pero, en este caso, el desplazamiento ocurrió a lo largo de la falla transformante Owen (Figs. 9.15, 9.19). Desde allí se inició la expansión del fondo oceánico formándose la dorsal de Sheba (~19 Ma), la que se propagó rápidamente dentro del Golfo de Adén (~14 Ma), generándose luego basaltos de fondo oceánico (~10 Ma). En el último millón de años, la extensión se propagó dentro del triángulo de Afar, más precisamente en el área del Golfo de Tadjura, donde se está formando en el presente un sistema de rift continental que es ocupado por el lago Asal.

9.8 DINÁMICA DE PLACAS EN EL MARGEN PACÍFICO NORTEAMERICANO: LA FALLA DE SAN ANDRÉS

El sistema de fallas de San Andrés, en el margen oeste de Estados Unidos de Norteamérica, ha producido históricamente sismos de gran poder de destrucción. Particularmente intensos fueron los terremotos que afectaron a la ciudad de San Francisco en 1906 y 1971, aunque en los últimos 100 años los sismos con intensidad mayor de 6 en la escala Richter superan los 20 y los mayores de 4 suman varios miles. En el sismo de 1906, de 8,3 de magnitud, se midió un desplazamiento horizontal en la falla de San Andrés del orden de 6,5 m. El desplazamiento acumulado en los últimos 200 años llega a casi 20 m y en los últimos 30 millones la península de California se ha movido cerca de 500 km hacia el norte respecto del resto del continente.

Para comprender estos fenómenos tectónicos hay que analizar a una mayor escala la dinámica del margen activo de la región Cordillerana. Recordemos que hacia el final del Cretácico y el Paleoceno se produjo una intensa fase de compresión en la montañas Rocallosas, la orogenia Larámica, en cuyo frente se desarrolló una cuenca de antepaís que fue rellenada con potentes depósitos fluviodeltaicos ricos en carbón y extensos lagos. La Formación Green River, del Eoceno, es famosa por la espectacular preservación de peces, anfibios y plantas.

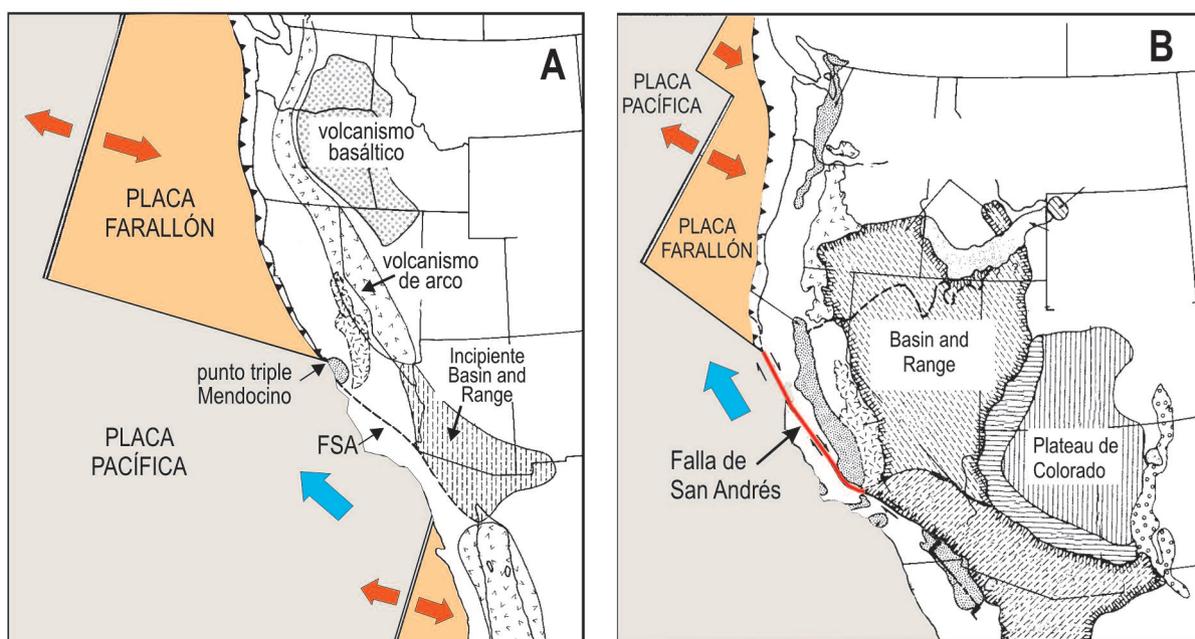


Figura 9.20. Dinámica de placas en el margen oeste de Estados Unidos de Norteamérica. A: en el Mioceno parte de la placa Farallón subdujo y la placa Pacífica siguió desplazándose hacia el NO a lo largo de la recientemente formada falla de San Andrés (FSA); al este se comenzó a formar la cuenca extensional *Basin and Range*; B: situación presente, en la que la parte sur de la placa Farallón ha subducido por completo y la falla transformante San Andrés sigue desplazando la península de California hacia el norte.

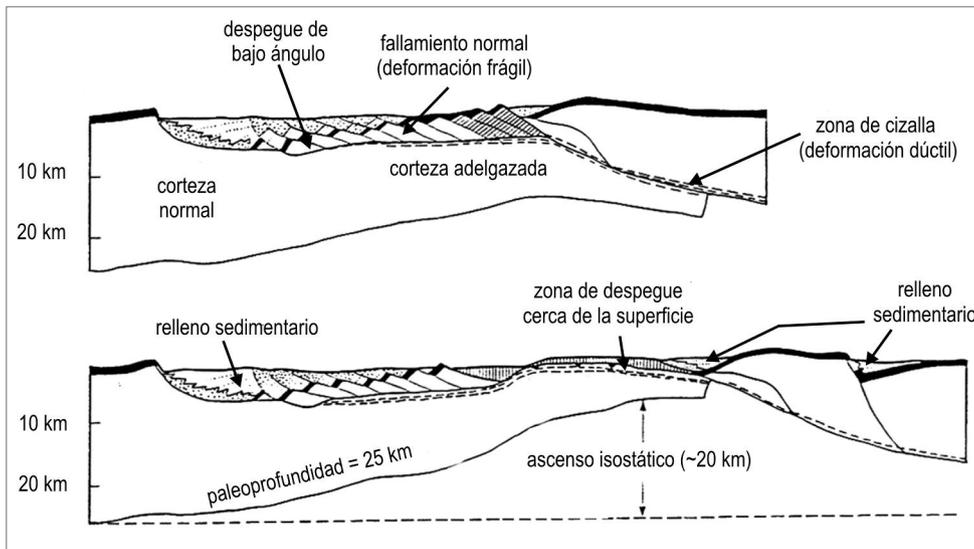


Figura 9.21. Modelo de Wernicke para explicar la formación de cuencas extensionales, que implica fallamiento frágil en la corteza superior y dúctil en la corteza inferior y manto.

En esa época había en el Pacífico una zona de subducción continua a lo largo de la cual la **placa oceánica Farallón** se consumía debajo de la placa norteamericana. Dada la oblicuidad de la convergencia entre ambas placas la dorsal submarina desarrollada entre las placas Pacífica y Farallón comenzó a acercarse gradualmente a la zona de subducción. Así, en el Oligoceno inferior, la placa Pacífica hizo contacto con el margen continental norteamericano y comenzó a subducir justo en el lugar donde una falla transformante desplazó la dorsal varios cientos de kilómetros al NO respecto del otro tramo de la misma (Fig. 9.20 A). A pesar de haber comenzado a subducir, la expansión de la dorsal continuó, lo que produjo el desplazamiento al NO de las rocas de la corteza que estaban por arriba, formándose la **falla de San Andrés**. Al comienzo, la falla transformante de San Andrés era muy corta, pero fue ganando en longitud a medida que la subducción de la dorsal continuaba. Hace 5 Ma alcanzó la latitud de San Francisco y actualmente abarca gran parte del margen del estado de California.

En el lugar donde confluyen la zona de subducción de la placa Farallón (cuyo remanente se denomina Juan de Fuca), la falla transformante submarina y la falla de San Andrés, queda definido el punto triple Mendocino (Fig. 9.20 A). Una consecuencia

importante de la subducción de la dorsal fue el ascenso del límite astenósfera/litósfera debajo de una extensa región situada al este de la falla de San Andrés, principalmente en los estados de Nevada y Arizona, donde el espesor litosférico es aproximadamente la mitad de lo normal, formándose una ventana astenosférica. Allí, los mismos esfuerzos extensionales que produjeron el desplazamiento a lo largo del sistema de fallas de San Andrés originaron la cuenca de rift denominada *Basin and Range* (Fig. 9.20 B). La estructura de esta cuenca fue tomada por Wernicke (1985) como modelo de cuencas de rift en las que una superficie de despegue principal de bajo ángulo intersecta la corteza profundamente (~20 km) y por arriba de la misma se desarrolla un sistema de fallas normales (Fig. 9.21). El continuado adelgazamiento de la corteza determina que la zona de despegue (donde ocurre deformación dúctil) alcance la superficie y se erosione parcialmente, quedando expuestas rocas del basamento.

Otra consecuencia de esta dinámica de placas extensional fue la erupción del extenso plateau basáltico del río Columbia en un área situada al norte de la provincia Basin and Range. Estos basaltos, muy fluidos, ascendieron por fisuras y en poco tiempo cubrieron una gran extensión de terreno y alcanzaron espesores de más de 3000 m. El hecho de que las efusiones basálticas más

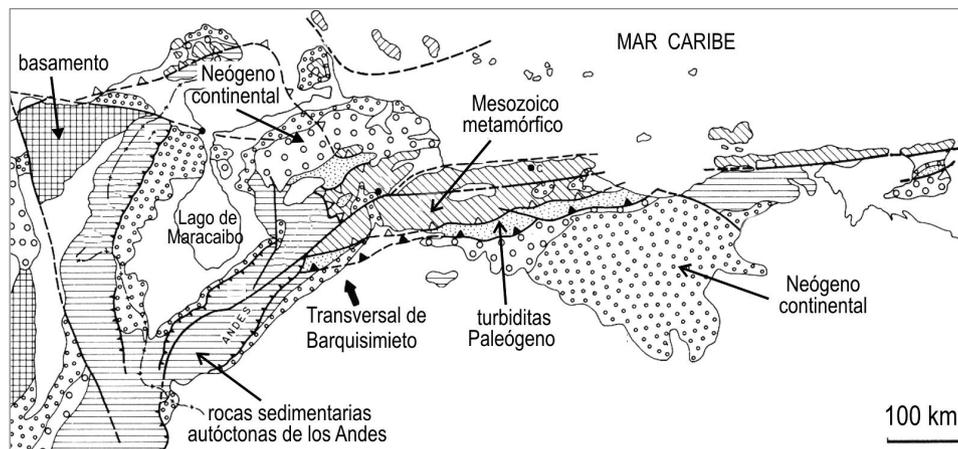


Figura 9.22. Esquema geológico simplificado de la cadena Caribe, la que se extiende al este de la transversal de Barquisimeto (simplificado de Stephan et al., 1980).

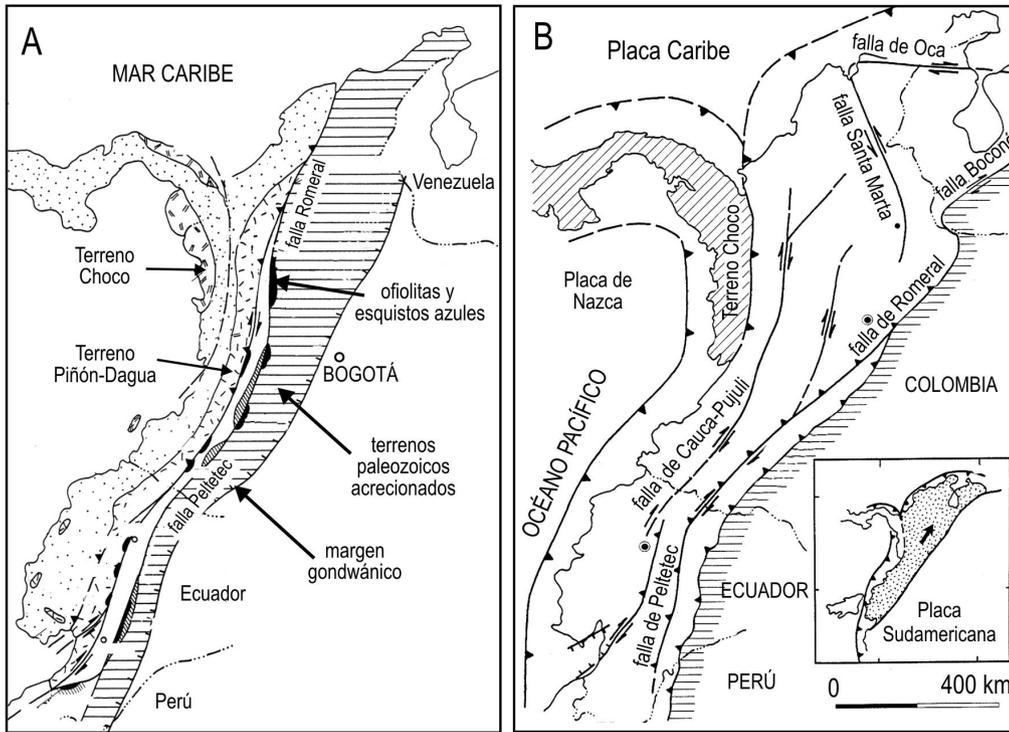


Figura 9.23. A: terrenos alóctonos de los Andes de Ecuador y Colombia; B: principales sistemas de fallas transcurrentes y movimiento relativo del bloque NO de América del Sur (modificado de Ego et al., 1996).

jóvenes (Mioceno tardío a Plioceno) se localicen gradualmente más al este abona la hipótesis de que estos basaltos se originaron a partir de un punto caliente ubicado debajo de la placa norteamericana. Como se verá más adelante (§ 9.22), esta actividad magmática ha sido relacionada con el calentamiento climático del Mioceno medio. La actividad termal, los géiseres y los restos de calderas volcánicas en el Parque Nacional Yellowstone son todos indicios de que este punto caliente aún sigue activo.

9.9 ACRECIÓN DE TERRENOS OCEÁNICOS EN VENEZUELA, COLOMBIA Y ECUADOR

El extremo norte de América del Sur se caracteriza por la superposición de dos sistemas montañosos diferentes: la cadena Andina, desarrollada a lo largo del margen Pacífico de la placa sudamericana (de la cual nos ocuparemos a continuación), y el **Sistema Montañoso del Caribe**, cuya evolución tiene muchos rasgos en común con las cadenas colisionales de tipo Alpino, como el metamorfismo de alta presión y las napas ofiolíticas y de flysch, entre otros rasgos (Bellizzia, 1972; Stephan, 1977; Stephan et al., 1980). El orógeno Caribe se extiende en sentido E-O desde la isla de Trinidad y Tobago hasta el macizo de Santa Marta en Colombia. Su desarrollo más completo está en el norte

de Venezuela donde forma la Cordillera de la Costa (en uno de sus valles está emplazada la ciudad de Caracas), y en las Antillas Holandesas (islas Curaçao y Aruba) (Fig. 9.22).

Desde el punto de vista estructural, la Cadena Caribe está formada por una serie de escamas tectónicas corridas hacia el sur en dirección del antepaís formado por el Escudo de Guayana y su cobertura sedimentaria. La deformación de la Cadena Caribe fue el resultado del movimiento hacia el este de la placa oceánica proto-Caribe (ver § 8.10 y Fig. 8.32) y de su convergencia con la placa sudamericana.

Esto determinó una fase compresiva mayor en el Jurásico Tardío/Cretácico Temprano durante la cual se produjo la obducción de complejos ofiolíticos y metamorfismo de alta presión (esquistos glaucofánicos, eclogita). Un segundo evento produjo metamorfismo regional (facies de esquistos verdes) en las sucesiones marinas del Jurásico/Cretácico (Grupo Caracas) e intrusiones granodioríticas. A principio del Cenozoico comenzaron a formarse cuencas de antepaís muy subsidentes por efecto de la carga tectónica del frente del orógeno. Estas cuencas fueron rellenadas por sucesiones turbidíticas que contienen bloques de calizas cretácicas de diferentes dimensiones (olistostromas) de origen tectónico o gravitacional. Un buen ejemplo de estas sucesiones turbidíticas es la Formación Matatere, de más de 2500 m de espesor. En el Eoceno medio fueron falladas y transportadas hacia el sur, formando la región piemontina de la cadena Caribe. En el frente de la misma, a su vez, se generaron sistemas deltaicos y cuencas continentales de antepaís que fueron parcialmente cabalgadas por los alóctonos en el Mioceno (Fig. 9.22).

La presencia de complejos de rocas oceánicas en distintas localidades de la Cordillera Central de Colombia, de la Cordillera Real de Ecuador y de la Cordillera Occidental de ambos países revela que los Andes septentrionales también tuvieron una compleja historia acrecional (Toussaint y Restrepo, 1994; Jaillard et al.,

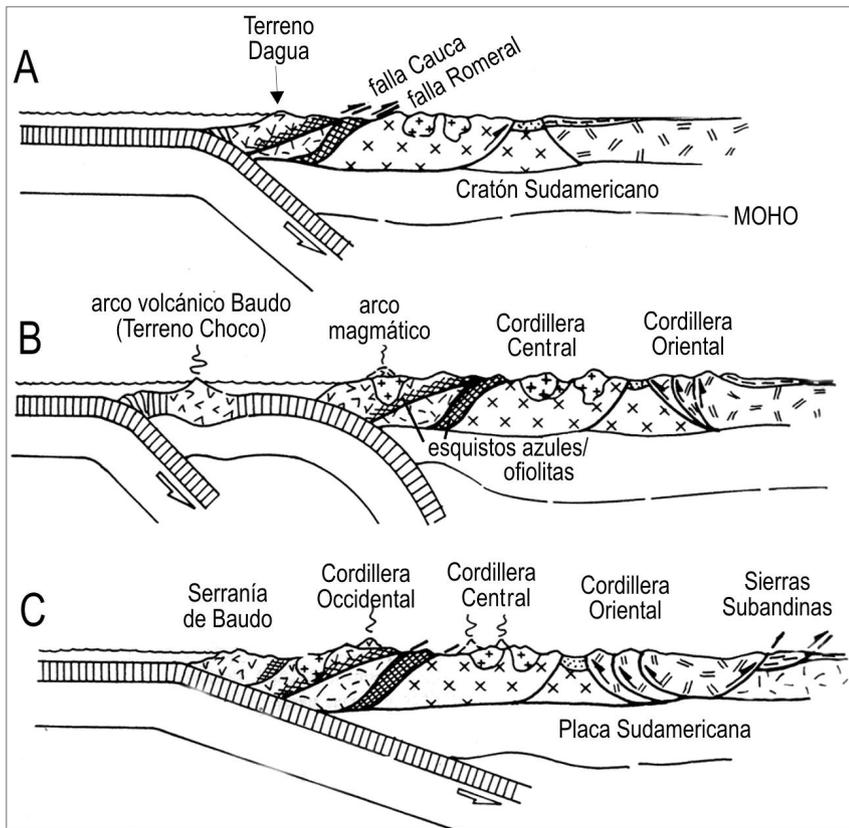


Figura 9.24. Esquema de la evolución geodinámica del margen activo andino a la latitud de Colombia. A: Cretácico Tardío-Paleoceno (tipo acrecional); B: Paleoceno-Eoceno (tipo acrecional); C: Neógeno (tipo andino) (simplificado de Ramos y Aleman, 2000).

1995, 2000; Ramos y Aleman, 2000). Como se observa en la Figura 9.23, al oeste de la extensa falla Romeral (denominada falla Peltetec en Ecuador) hay rocas ofiolíticas y diversas unidades tectónicas alóctonas tales como los terrenos Dagua y Choco en Colombia y Piñón en Ecuador. El terreno Dagua está formado por basaltos toleíticos, interpretados como remanentes de corteza oceánica del Cretácico Superior, emplazados sobre el continente a comienzos del Paleoceno. Esto originó la cuenca de antepaís de la Cordillera Oriental. Su posterior emersión puso fin a la sedimentación marina (Fig. 9.24).

El terreno Choco también es de carácter oceánico y está formado por basaltos de signatura de arco de islas cubiertos por rocas hemipelágicas. Su emplazamiento se produjo en el Mioceno y reactivó las estructuras del evento acrecional previo. El terreno Piñón representaría un plateau oceánico sobre el cual se desarrollaron en el Cretácico Superior cadenas de islas oceánicas que se amalgamaron al continente en el Eoceno. Después de la acreción de los citados terrenos, el margen Pacífico de Colombia y Ecuador se transformó en un típico margen de subducción de tipo Andino con fuerte actividad volcánica (Fig. 9.24 C).

9.10 LA GEOMETRÍA DE LA ZONA DE SUBDUCCIÓN Y LA SEGMENTACIÓN DE LOS ANDES

El estilo de deformación tectónica de la Cordillera de los Andes varía notablemente a lo largo de la cadena. En la década del 70 el geotectonista francés Jean Auboin, quien hizo una gran contribución al desarrollo de la teoría geosinclinal, remarcó el carácter ‘alpino’ de los Andes del Caribe (los llamados Alpes de Venezuela) y de los Andes australes (los Alpes de Tierra del Fuego). Entre estas cadenas de tipo geosinclinal se interponen lo que él denominó los Andes ‘liminares’, que abarcan los Andes centrales de Argentina, Chile, Bolivia y Perú. De acuerdo a este esquema, los Andes septentrionales de Ecuador y Colombia representan una zona de transición entre los tramos ‘andino’ y ‘alpino’. Auboin (1977) caracterizó los Andes liminares por la ausencia de ofiolitas y de metamorfismo de alta presión, el abundante volcanismo andesítico y la ausencia de *flysch* en las cuencas de antepaís. Los Andes ‘alpinos’, a diferencia de los liminares, son cadenas que han crecido a expensas de materiales

oceánicos alóctonos. Estas diferencias se deben a una particular interacción de placas: colisión con la dorsal asísmica Carnegie en los Andes septentrionales y colisión con la placa Antártica y la dorsal oceánica sísmica de Chile (que la separa de la placa de Nazca) en los Andes fueguinos. En ambos casos se han documentado grandes desplazamientos a lo largo de fallas de rumbo. En Colombia y Venezuela los mayores desplazamientos ocurrieron a lo largo de las fallas Romeral/Peltetec, Cauca/Pujuli y Santa Marta. En el norte de Venezuela, la falla de Oca tiene orientación E-O y la falla de Boconó tiene una traza oblicua y recorre longitudinalmente los Andes de Mérida. El efecto conjunto de todas estas fallas es un desplazamiento neto de la esquina NO de Sudamérica hacia el noreste, siendo una de sus consecuencias la apertura del Golfo de Guayaquil (Fig. 9.23 B). De acuerdo a Ego et al. (1996), los esfuerzos son producto de la oblicuidad muy alta (31°-45°) con que convergen las placas Sudamericana y de Nazca. Este desplazamiento se habría intensificado por la colisión con la dorsal asísmica Carnegie ocurrida hace ~8 Ma. Durante el Pleistoceno, esta colisión produjo el levantamiento de terrazas en la zona del Golfo de Guayaquil. Los efectos

neotectónicos de la colisión y subducción de la dorsal de Nazca en la costa de Perú son aún más espectaculares pues las terrazas de abrasión marina están elevadas entre 300 y 700 m sobre el nivel del mar.

La mayor parte de la cordillera Andina corresponde al denominado régimen tectónico 'tipo Chileno', caracterizado por compresión (desde suave hasta severa), un arco magmático bien desarrollado y una faja plegada y corrida asociada a una cuenca de antepaís (Fig. 9.25). La deformación está vinculada al movimiento neto absoluto hacia el oeste del margen continental.

En resumen, los factores que condicionan las características geodinámicas de cada tramo de la cadena Andina (y de otras cadenas también) son de diversa naturaleza, siendo las principales (a) el desplazamiento relativo

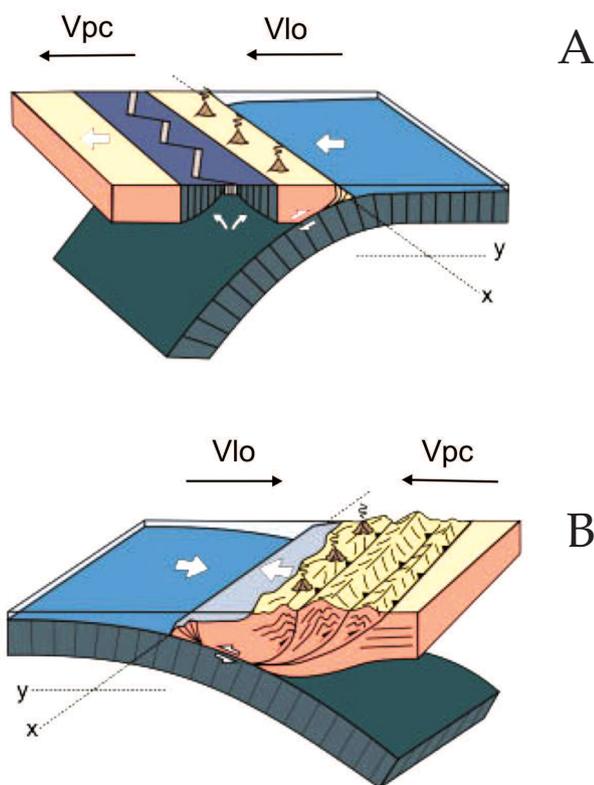


Figura 9.25. A: Convergencia de placas tipo Marianas caracterizada por *roll-back* negativo y extensión; B: margen convergente tipo Chileno, con *roll-back* positivo y compresión; Vlo: velocidad de la litósfera oceánica; Vpc: velocidad de la placa cabalgante; x: eje de la fosa (modificado y simplificado de Ramos, 2010).

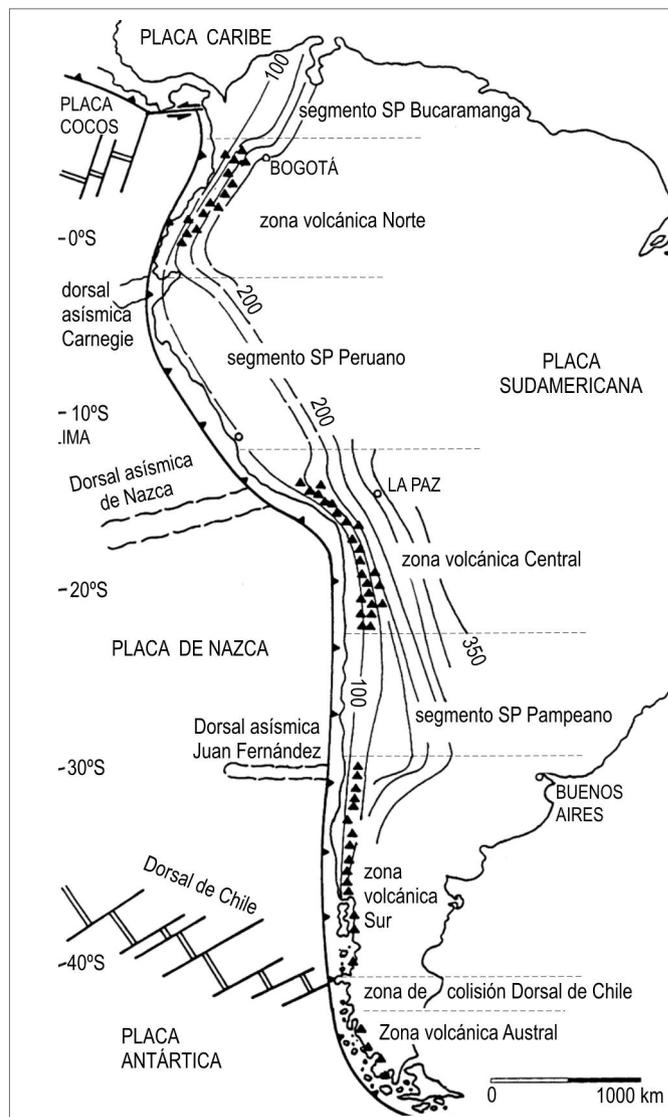


Figura 9.26. Segmentación de los Andes en función de la variación en la inclinación de la zona de Benioff. Los triángulos indican volcanes (simplificado de Ramos y Aleman, 2000).

del continente (placa cabalgante) respecto de un punto fijo, tal como un punto caliente, (b) la tasa de convergencia entre las placas oceánica y continental, (c) la colisión con terrenos oceánicos o continentales (dorsales, arcos insulares, etc.), (d) la edad de la corteza oceánica que subduce (la más antigua es más fría y rígida), (e) el ángulo de convergencia de las placas y (f) la inclinación de la zona de subducción. El factor de primer orden que determina el régimen tectónico del margen (compresivo o extensivo) es el (a), aunque las condiciones (b) y (f) influyen en la intensidad de la compresión, y esta última en el volcanismo (Ramos, 2010). Respecto del primer factor, el movimiento absoluto de la placa cabalgante respecto del eje de la fosa puede ser de dos tipos: 1) ale-

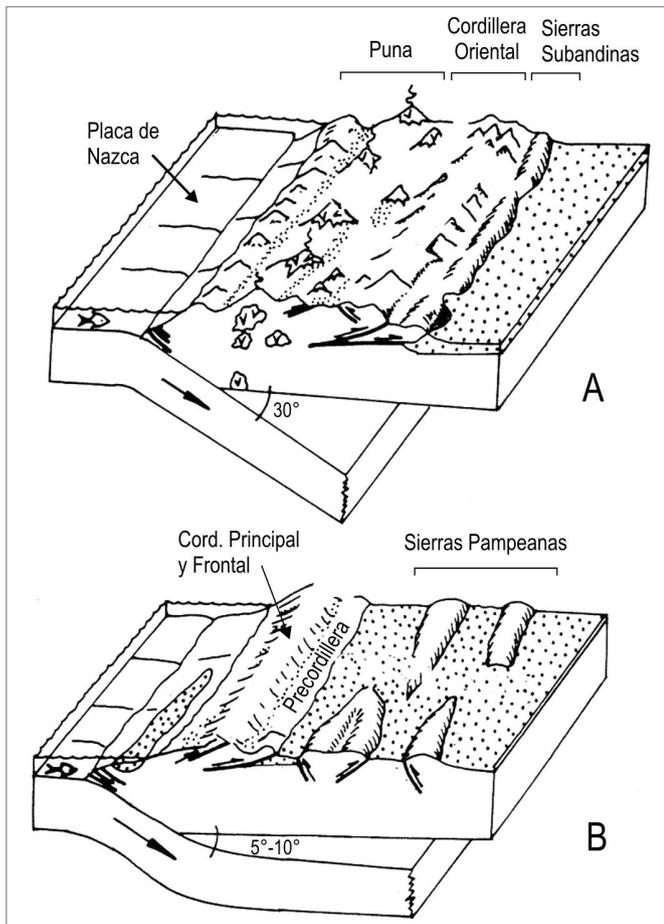


Figura 9.27. Unidades morfoestructurales en un segmento con subducción normal, a la latitud de 18°-24°S (A) y uno con subducción plana, a la latitud de Santiago de Chile-Mendoza (B).

jamamiento o separación del eje de la fosa respecto de la placa, fenómeno que se conoce como *roll-back* (o *trench roll-back*) generando estiramiento en la placa cabalgante; 2) avance de la placa cabalgante respecto de la fosa oceánica (velocidad de *roll-back* positiva), lo que genera compresión (Fig. 9.25).

La **inclinación de la zona de subducción** varía notablemente a lo largo del rumbo de la Cordillera de los Andes (en tres dimensiones se la vería ondulada) y estas variaciones geométricas tienen efectos importantes en la intensidad de los esfuerzos compresivos y en el volcanismo, por lo que la analizaremos con más detalle. La inclinación con que subduce la placa de Nazca es **plana** (SP) (*flat-slab*) cuando el ángulo es bajo, casi subhorizontal (5°-10°), o **normal** (SN), cuando el ángulo es de ~30° (Fig. 9.27). En función de las evidencias sismológicas (profundidad de los focos sísmicos) se han podido reconocer a lo largo de los Andes segmentos donde la placa de Nazca subduce con ángulo bajo y otros donde lo hace con ángulo normal (Fig. 9.26) (Barazangi e

Isacks, 1979; Isacks et al., 1992). Entre los primeros están los segmentos Peruano y Pampeano, cada uno de 1200-1500 km de longitud. En las zonas de subducción plana el régimen tectónico es típicamente de tipo Chileno. Se caracterizan por una mayor liberación de energía sísmica, mayor compresión y ausencia de volcanismo. En la zona SP Pampeana, desarrollada entre 27°S y 33°S, la placa oceánica penetra en forma subhorizontal debajo del continente manteniéndose a una profundidad de alrededor de 150 km, para luego aumentar algo su inclinación. Su acoplamiento mecánico con la placa continental cabalgante produjo (y aún produce) una intensa compresión que determinó la elevación de las Sierras Pampeanas, que son una serie de cordones montañosos formados por bloques fallados y basculados que ocupan la región centro-oeste de Argentina, tales como las sierras de Córdoba, San Luis, Ambato, Ancasti, Velazco y Aconquija (Jordan y Allmendinger, 1981; Jordan et al., 1983; Ramos, 1999) (Fig. 9.27 B). El magmatismo en la zona cordillerana Argentino-Chilena cesó en el Mioceno, cuando se redujo el ángulo del plano de Benioff y virtualmente desapareció la cuña astenosférica que estaba situada entre la litósfera oceánica descendente y la placa continental cabalgante. Como consecuencia de la menor inclinación de la zona de subducción, el magmatismo migró gradualmente al este. En el Mioceno inferior hubo un pulso volcánico en la Sierra de Famatina, a 400 km de distancia de la fosa (Dávila et al., 2004), y entre los 4 y 1,9 Ma se registró volcanismo en las Sierras de Córdoba (volcanes de Pocho, Fig. 9.28) y San Luis (Sierra del Morro), alrededor de 700 km de distancia de la fosa de subducción. Otra consecuencia fue la intensa deformación de los cordones montañosos andinos, donde se for-



Figura 9.28. Vista panorámica de uno de los volcanes de la Sierra de Pocho en el noroeste de la Provincia de Córdoba. Actualmente alcanzan una altitud de alrededor de 1600 m.s.n.m. pero en el pasado debieron ser bastante más elevados. En primer plano la palma Caranday, típica de la región.



Figura 9.29. Erupción del volcán Puyehue en Junio de 2011. Está localizado en la Zona Volcánica Sur, en territorio de Chile, cerca del límite con Argentina.

maron fajas plegadas y corridas como las del Aconcagua (ver punto siguiente) y la Precordillera. En esta última, el acortamiento fue del orden de 50 km y los corrimientos frontales tienen fuerte actividad sísmica en el presente, como lo demuestran los destructores sísmos de San Juan de 1944 (7.4), 1952 (6.4) y el que afectó severa-

mente la ciudad de Caucete en noviembre de 1977, con una intensidad de 7,5 en la escala de Richter.

Los segmentos donde la inclinación de la zona de Benioff es normal, se caracterizan por intensa actividad volcánica, responsable de la formación de innumerables aparatos volcánicos. Estos se distribuyen en tres segmentos: la *Zona Volcánica Norte* (al norte del Ecuador), la *Zona Volcánica Central* (entre 16°S y 26°S) y la *Zona Volcánica Sur* (entre 33°S y 46°S). Solamente en estas dos últimas hay más de 2000 volcanes, de los cuales cerca de 500 están activos. Muchos de ellos han entrado en actividad en el último medio siglo, y varios han tenido episodios de erupción reciente, como el Hudson, el Chaitén y el Puyehue (Fig. 9.29). Los volcanes cenozoicos forman algunos de los picos más elevados de los Andes, como el Nevado de Ruiz de Colombia, el Chimborazo de Ecuador y los volcanes Socompa, Tupungato, Lanín y Osorno en los Andes argentino-chilenos. En la Zona Volcánica Central, que abarca el sur de Perú, Bolivia y el norte de Argentina y Chile, hubo una gran actividad volcánica andesítica instalada sobre una corteza muy gruesa (~70 km). Este magmatismo cenozoico tiene enorme importancia económica. Solamente en el sector andino comprendido los 10° y 35°S los pórfidos cupríferos representan el 25-30% de las reservas mundiales de cobre y molibdeno. Entre los mayores yacimientos están los de Chuquicamata y El Teniente, en el sector chileno de los Andes. La mayoría de los pórfidos cupríferos están vinculados con stocks dacíticos/granodioríticos emplazados en rocas volcánicas de la serie calcoalcalina (Oyarzún, 2000). Si bien el contenido de oro es generalmente bajo, en el yacimiento argentino de Farallón Negro (Bajo de la Alumbreira), en la provincia de Catamarca, alcanza 0.67 g/t (Sasso y Clak, 1998).

En el Mioceno la zona de subducción aumentó su

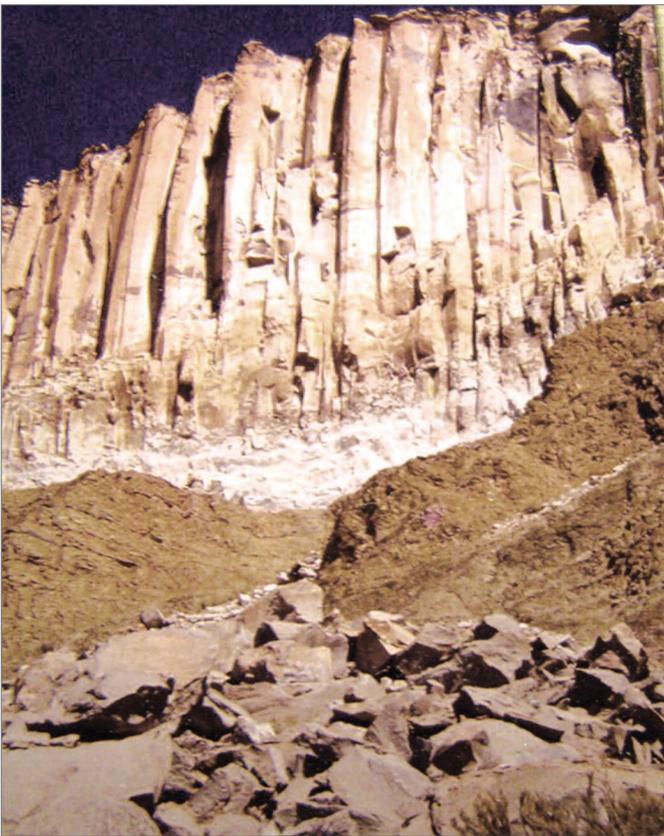


Figura 9.30. Afloramiento de ignimbritas riódacíticas del Mioceno discordantes sobre turbiditas Ordovícicas en la Puna argentina, cerca de la localidad de Susques, Provincia de Jujuy (foto del autor).



Figura 9.31. Vista panorámica del Cerro Rico, al pie del cual se extiende la ciudad de Potosí, Bolivia.

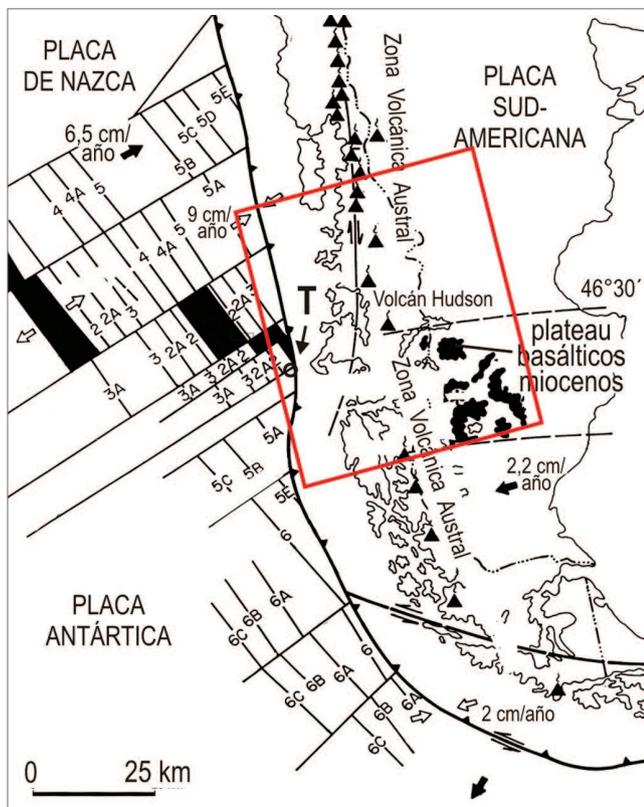


Figura 9.32. Subducción de la dorsal activa de Chile debajo de los Andes Patagónico-Fueguinos. T: Punto triple Fosa-Dorsal-Fosa. Las flechas indican el sentido y la velocidad de movimientos de las distintas placas (simplificado y modificado de Ramos y Aleman, 2000).

inclinación, produciendo en el ámbito de la Puna una intensa actividad ígnea que persiste hasta el presente (Fig. 9.27 A). El magmatismo se hizo más silíceo, formándose calderas y flujos ignimbríticos de composición riolítica/riodacítica (Fig. 9.30) que cubren una superficie de más de 50.000 km² en la Puna de Argentina, Chile y Bolivia, constituyendo una de las más extensas provincias ignimbríticas del mundo (Kay et al., 1991; Coira et al., 1982, 1993). También abundan los cuerpos dacíticos que intruyen rocas cenozoicas continentales o más antiguas. Las mineralizaciones asociadas son de tipo subvolcánico y tienen gran importancia económica, especialmente por sus menas de estaño y plata. En Bolivia es célebre el Cerro Rico de Potosí (Fig. 9.31), intensamente explotado en la época de la colonización española. Este yacimiento está localizado dentro de la llamada *faja estañífera boliviana*; con sus más de 1500 km de longitud, es una de las más extensas del mundo e hizo de Bolivia uno de los grandes productores de plata y, más modernamente, de estaño. También abundan las minas de wolframio y antimonio. Otro ejemplo es el yacimiento de Mina Pirquitas, en la Puna argentina, en el cual las vetas mineralizadas están alojadas en rocas ordovícicas y con-

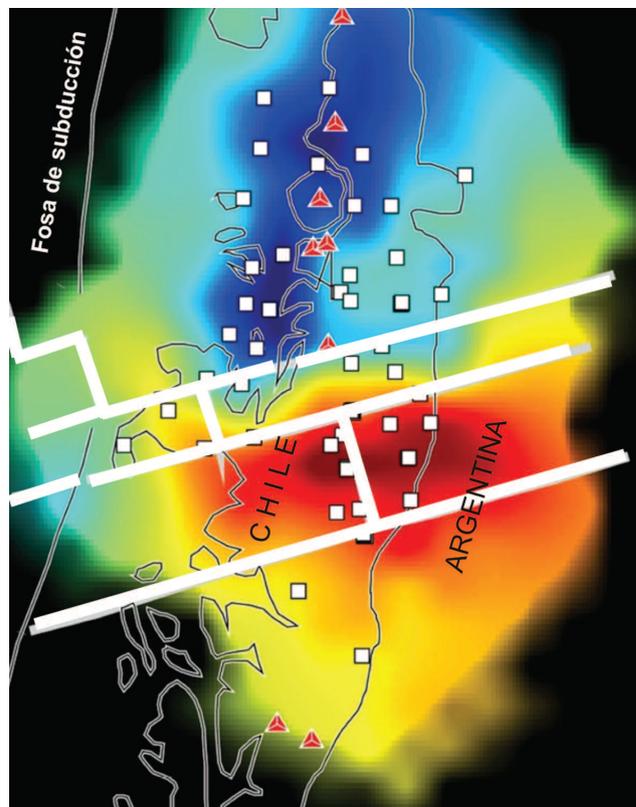


Figura 9.33. Mapa de anomalías de la velocidad de la onda sísmica P a 100 km de profundidad. En azul: velocidades altas; en rojo: velocidades bajas; amarillo: velocidades intermedias; triángulos rojos: volcanes activos; cuadrados blancos: estaciones sísmicas. El área abarcada por la imagen se muestra en el rectángulo rojo de la Figura 9.32 (simplificado de Russo et al., 2010).

tienen pirita, pirrotina, casiterita, marcasita, blenda, calcopirita, plata nativa y sulfosales de antimonio (Malvicini y Llanbías, 1982).

En la Patagonia austral, al sur de los 46°30'S, ocurre un cambio importante en la configuración geodinámica de los Andes. En este segmento no hay actividad magmática desde el Mioceno tardío (~10 Ma) debido a la colisión con la **dorsal sísmica de Chile** que separa las placas de Nazca, al norte, y la Antártica, al sur (Fig. 9.32). Los efectos de la subducción de una dorsal oceánica activa fueron estudiados en detalle en el Pacífico norte, entre Alaska y California, y muchos de estos conceptos pueden ser aplicados a los Andes australes. Si bien la dorsal que subduce se mantiene temporalmente activa, ya no hay formación de nueva litósfera oceánica, por lo que se va generando una ventana astenosférica (*window slab*). Dado que la ventana está ocupada por material astenosférico más caliente, la velocidad de las ondas sísmicas P debajo de la placa cabalgante es más lenta, lo que ha permitido 'mapearla' (Fig. 9.33) (Russo et al., 2010). El resultado de la subducción fue la efusión de un exten-



Figura 9.34. Vista panorámica del Cerro Fitz Roy en los Andes patagónicos australes.

so plateau de basaltos alcalinos entre el Mioceno y el presente en una amplia región de la Patagonia. La colisión de la dorsal habría comenzado a la latitud de Tierra del Fuego hace ~14 Ma, pero luego el punto triple se desplazó hacia el norte hasta ubicarse actualmente al norte del Golfo de Penas (Cande y Leslie, 1986). En el Mioceno también se emplazaron los *stocks* granitoides que actualmente forman las agujas de los cerros Torres del Paine y Fitz Roy (Fig. 9.34). Otra consecuencia de la colisión de la dorsal de Chile fue el levantamiento de los Andes australes y la formación de la faja plegada y corrida a expensas de la cuenca de antepaís (Ramos y Kay, 1992; Bourgois et al., 1993; Murdie et al., 1993; Kay et al., 1993; Gorrington et al., 1997).

9.11 LA PUNA Y SUS SALARES

La Puna-Altiplano es un extenso plateau con una elevación promedio de 3650 m sobre el nivel del mar, sólo superado en extensión y altura por la meseta del Tibet. Pero, a diferencia de ésta, la Puna se desarrolló en un margen no colisional, por lo que los mecanismos responsables de su elevación son de otra índole y han sido motivo de debate (Isaacks, 1988; Allmendinger et al., 1997). Se estima que la mayor parte del levantamiento se debió al engrosamiento cortical producto del gran acortamiento de la litósfera ocurrido en el Mioceno tardío; éste, a su vez, fue consecuencia del aumento de la inclinación de la placa subductada (Fig. 9.27 A). Las evidencias geomorfológicas sugieren que hace 15 millones de años se desarrolló en la Puna austral un drenaje de tipo

endorreico similar al actual, lo que da una idea de la edad y de la velocidad del levantamiento de la Puna. Esta elevación trajo aparejado un dramático cambio en las condiciones climáticas, no sólo en el altiplano (el desierto de Atacama es uno de los más secos del mundo), sino también a lo largo de la zona costera del norte de Chile y Perú. Este cambio de condiciones de relativa humedad (200 mm/año) a hiperaridez (menos de 20 mm/año) quedaron registrados en los suelos de la región, donde se constata un pasaje de suelos cálcicos con restos de raíces vegetales a suelos ricos en nitratos. La causa principal sería el bloqueo ejercido por el altiplano a los vientos húmedos del NE (monzón sudamericano de verano), combinado con el enfriamiento global del Mioceno medio y el fortalecimiento de la corriente fría de Humboldt (Rech et al., 2006).

Las cuencas interiores de la Puna, además de albergar grandes espesores de sedimentos continentales del Cenozoico, contienen **depósitos evaporíticos** de



Figura 9.35. Arriba: Salar del Hombre Muerto en la provincia de Catamarca. Abajo: Extracción de salmueras de litio a través del bombeo desde abajo de la corteza salina las que son depositadas en piletones. En ellos, a partir del proceso de evaporación solar, comienzan a precipitar secuencialmente un conjunto de sales que luego son tratadas en plantas. El concentrado obtenido por evaporación es rico en cloruro de litio (LiCl) y es purificado finalmente con el añadido de carbonato de sodio (Na_2CO_3) para generar carbonato de litio (Li_2CO_3).

gran importancia comercial (Fig. 9.35). El desierto de Atacama posee una de las mayores acumulaciones de **nitratos** del mundo que abarca un franja de 700 km de longitud por 20 km de anchura. Los nitratos de Atacama son singulares por la presencia de compuestos oxidados tales como iodatos, cromatos y percloratos formando una capa de hasta tres metros de espesor junto a sulfatos y nitratos. Si bien su origen es controvertido, trabajos recientes muestran que su depositación se debió a una inusual combinación de procesos fisicoquímicos, tectónicos, hidrológicos y climáticos. En esencia, se formaron en un margen convergente que experimentó una rápida elevación desde el Mioceno tardío, exhumando y meteorizando secuencias marinas de edad jurásica y favoreciendo flujos a gran escala de aguas subterráneas (sistema freático) hacia la región central de la cuenca. La formación de los depósitos de nitrato de Atacama se debió a la combinación del levantamiento tectónico y la desecación extrema (<10 mm/año) lo que condujo a la precipitación de las especies minerales a partir de las aguas circulantes (Pérez-Fodich et al., 2014). Las características fisiográficas y climáticas durante la formación de los depósitos salinos habrían sido similares a las actuales, aunque el clima habría sido algo más húmedo. Las mineralizaciones se atribuyen al Oligoceno-Mioceno, con una edad mínima de 6 Ma. La evolución de la salmuera a partir de la cual precipitaron las distintas paragénesis salinas fue analizada en detalle por Pueyo et al. (1998).

También es notable el extenso **dominio boratífero de la Puna**. Actualmente, distintos tipos de boratos, tales como el bórax (borato de Na), la ulexita (borato de Na y C) y la inyoita (borato de Ca), se están formando en los salares y lagunas a partir del boro contenido en las aguas termales que ascienden por las fracturas que limitan las depresiones y emergen en la superficie como géiseres o manantiales. Los depósitos de boratos pueden ser macizos cuando se forman cerca de la fuente en lugares secos, o pueden formarse a partir de aguas boratadas diluidas en cuerpos de agua efímeros que, al secarse, depositan una delgada costra de mineral. Los boratos también pueden precipitar directamente desde el agua si la laguna es perenne. Los depósitos contenidos en rocas cenozoicas, como el de Tincalayu, serían también volcanogénicos y singenéticos (primarios), con una génesis similar a la de los boratos actuales (Alonso y Viramonte, 1993; Alonso, 2006).

Finalmente, el **litio** se concentra en salmueras naturales (Fig. 9.35) y es rentable a concentraciones en el rango de 200 a 4000 miligramos por litro. En estas salmueras y en las aguas freáticas de algunos salares el Li se encuentra disuelto como ión acompañado de potasio, magnesio y boro. La mayor parte del litio proviene de aguas geotermales y en parte de la lixiviación de cenizas



Figura 9.36. Cinturón de oncoides estromatolíticos de la Laguna Negra representados por estructuras esféricas o discoidales laminadas concéntricamente cuya acreción ocurre por una combinación de procesos ambientales y biológicos (Gómez et al., 2014).

volcánicas, arcillas o de otras rocas ricas en este elemento. En América del Sur existe un área conocida como el *Triángulo del Litio* que contiene alrededor del 85% de este elemento en el mundo. Abarca principalmente el salar de Atacama en Chile, el salar del Hombre Muerto en Argentina (Fig. 9.32) y el salar de Uyuni, en Bolivia, siendo este último el que contiene la mayor cantidad de las reservas. Respecto de su explotación, un punto de conflicto es el impacto social y ambiental. La extracción de litio no es contaminante como la del oro pero insume, igualmente, grandes cantidades de agua. Por ejemplo, para obtener una tonelada de litio se necesitan alrededor de dos millones de litros de agua. La extracción de la salmuera para obtener litio genera una disminución del nivel de base del agua subterránea de la cuenca, lo que produce un descenso del agua dulce fuera de los bordes de la salina. La consecuencia más inmediata es la desaparición de las vegas y lagunas de la zona lo que afecta tanto a las comunidades que allí habitan como el ecosistema, las migraciones de aves y la cría de llamas y guanacos.

La Laguna Negra es un cuerpo de agua somero e hipersalino localizado a ca. 3700 m.s.n.m. en la puna catamarqueña (Fig. 9.36). Debido a las extremas condiciones ambientales imperantes (alta radiación UV, elevada salinidad y temperaturas extremas) la vida multicelular está muy restringida, replicando de algún modo las condiciones hidrológicas y geoquímicas bajo las que se desarrolló la vida en el Proterozoico. Los depósitos consisten en láminas micríticas y cemento botrioidal similares a los que se observan en rocas de esa edad (ver capítulo 2, apartado § 2.12). Las condiciones extremas de la laguna favorecen la precipitación directa de

componentes minerales sobre un sustrato de matas microbianas formando microbialitos semejantes a los estromatolitos precámbricos (Gómez et al., 2014).

9.12 LA CORDILLERA PRINCIPAL Y LA FAJA PLEGADA Y CORRIDA DEL ACONCAGUA

El segmento de subducción plana Pampeano (o Central) coincide con las mayores elevaciones topográficas de la región Andina que culminan en el pico más alto de América, el Cerro Aconcagua, de 6965 m.s.n.m. (según datos GPS de alta precisión), y otros que superan los 6000 m de altitud situados más al norte, en el macizo de La Ramada, dentro del ámbito de la Cordillera Principal. Las primeras observaciones geológicas y paleontológicas de esta región fueron realizadas por Darwin en 1835, en ocasión de su travesía desde Chile hasta Mendoza por el paso del Portillo y su regreso por el paso de Las Cuevas. A él se deben el primer esbozo geológico del área de Puente del Inca/Aconcagua y el hallazgo de fósiles marinos, los que fueron asignados por d'Orbigny al Cretácico Inferior. La complejidad estructural del Aconcagua, sin embargo, fue puesta en evidencia por el geólogo alemán Walter Schiller a principios del 1900, quien, además, dio por tierra la hipótesis original de que el Aconcagua era un volcán, demostrando que las rocas eruptivas de su cumbre son alóctonas (Schiller falleció en 1940, a 6200 m de altura, cuando intentaba escalar de nuevo el Aconcagua). En los últimos 20 años la región del Aconcagua fue estudiada en forma intensiva por Víctor Ramos y demás integrantes del Laboratorio de Tectónica Andina de la Universidad de Buenos Aires (actualmente Instituto de Estudios Andinos D. Pablo Groeber), quienes no sólo cartografiaron la comarca sino que realizaron diversos estudios estratigráficos, petrográficos, paleontológicos y estructurales de gran detalle. Una amplia reseña de la geología y bioestratigrafía de esta región puede verse en el libro *Geología de la región del Aconcagua* editado por Ramos et al. (1996).

La región del Aconcagua es un área clave para comprender la evolución geológica de la alta Cordillera de los Andes. Como se mencionó en los capítulos previos, la historia de la Cordillera Principal se remonta al extenso volcanismo permotriásico de carácter extensional, el Grupo Choiyoi (§ 6.15). Estas rocas volcánicas constituyen el basamento sobre el cual se desarrolló el sistema de rift del Mercedario, en el que se acumularon depósitos continentales de sinrift en el Triásico Tardío, seguidos de una vasta transgresión marina

que se extendió desde el Jurásico Medio al Cretácico Tardío. En esta etapa de hundimiento térmico se depositaron sedimentos clásticos, calcáreos y evaporíticos. Dado que a lo largo del margen andino había una zona de subducción activa, estas cuencas marinas estuvieron asociadas a arcos volcánicos (Fig. 9.37). La paleogeografía resultante era la de sistemas de arcos insulares emergiendo entre brazos de mar. A comienzos del Cretácico Superior, el aumento de la tasa de convergencia entre el margen continental y la litósfera oceánica – debida a la apertura del Atlántico sur – produjo la rápida somerización de las cuencas y el pasaje a facies continentales. Las primeras evidencias de compresión, sin embargo, se hacen patentes recién a mediados del Cenozoico, más exactamente en el Mioceno temprano (~24 Ma). En el sector chileno de la cadena, este evento compresivo está claramente evidenciado por la discordancia angular entre las unidades marinas mesozoicas y las lavas de la Formación Farellones, datadas en ~20 Ma. Se ha inferido que, a partir de ese momento, la zona de subducción se fue haciendo más plana, determinando una migración gradual del arco volcánico hacia el este: en el sector del Aconcagua las lavas andesíticas y dacíticas tienen una edad máxima de ~16 Ma y se interrumpen totalmente a los 8 Ma. Las efusiones más jóvenes que coronan el Aconcagua tienen entre 11 y 8,5 Ma. En coincidencia con la horizontalización de la subducción comenzó a estructurarse la faja plegada y corrida de la Cordillera Principal. Luego, la deformación migró a la Cordillera Frontal (hacia los 8 Ma) y, finalmente, a la Precordillera (hacia los 5 Ma). Entre las fajas corridas se desarrollaron cuencas de antepaís con potentes depósitos continentales, cuya utilidad para reconstruir la historia de deformación se analizará en el punto siguiente.

Estructuralmente, la faja plegada y corrida del

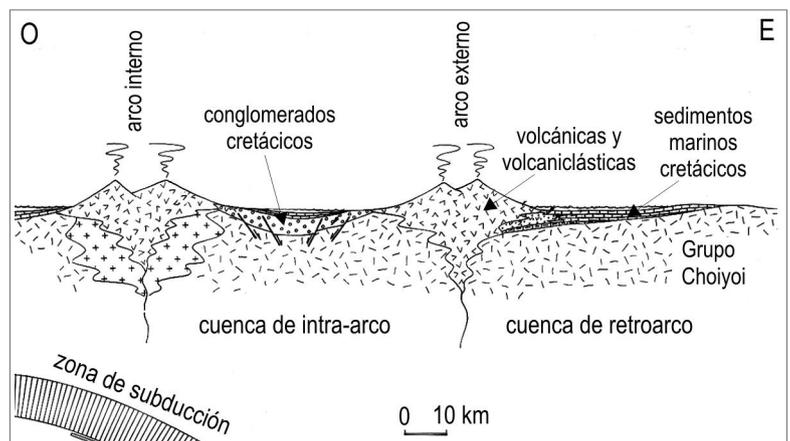


Figura 9.37. Reconstrucción paleogeográfica de la cuenca del Aconcagua en los Andes centrales de Argentina y Chile durante el Títonio y Cretácico Temprano (simplificado de Ramos et al., 1996).

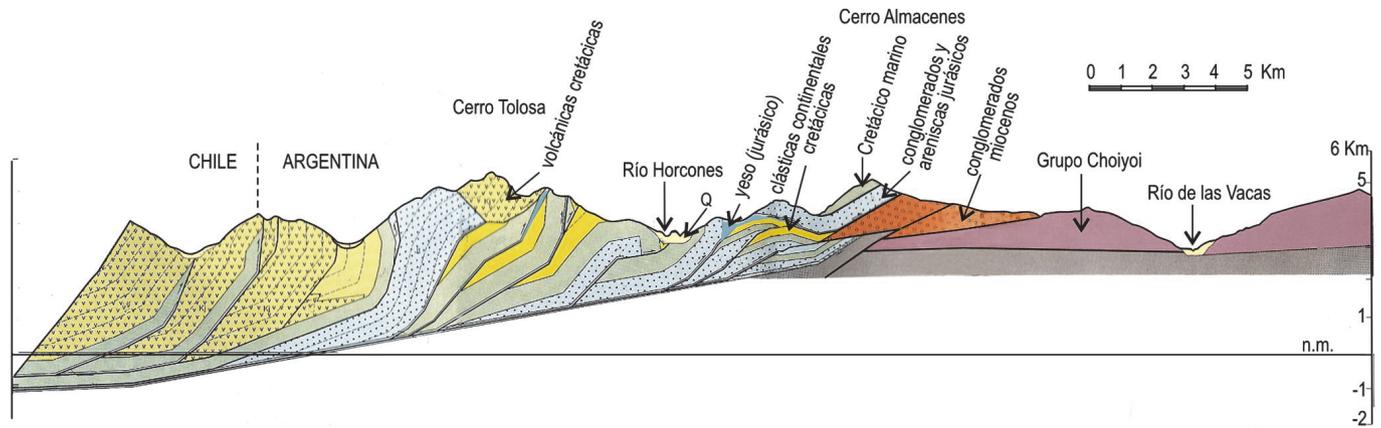


Figura 9.38. Corte estructural de la faja plegada y corrida del Aconcagua, aproximadamente 10 km al sur del Cerro Aconcagua (simplificado de Ramos et al., 1996).

Aconcagua implicó un acortamiento cortical del orden de 62 km (Fig. 9.38), pero si se considera la totalidad de la cadena Andina, desde la costa de Chile hasta el frente oriental de la Precordillera, el acortamiento horizontal sería de 130-150 km, dependiendo del espesor cortical que se considere en el cálculo. Las unidades involucradas en los corrimientos son, principalmente, rocas marinas mesozoicas que formaban la plataforma del Aconcagua y las rocas volcánicas con las cuales engranaban lateralmente en dirección de los arcos magmáticos (Fig. 9.35). En el sector oeste de la faja plegada y corrida, estas últimas (Formación Juncal) cabalgan las rocas sedimentarias Jurásicas y Cretácicas. Hacia el este, en el sector argentino, los corrimientos de las unidades clásticas cretácicas (formaciones Cristo Redentor y Diamante) son cubiertos discordantemente por rocas volcánicas miocenas (15-8 Ma), las que forman gran parte del cerro Aconcagua, incluyendo su cumbre. En el corte estructural a la latitud del Cerro Tolosa (5432 m), alrededor de 20 km al sur del Aconcagua (Fig. 9.38), se observa claramente que las principales superficies de despegue de los corrimientos son las capas yesíferas del Jurásico Superior (Formación Auquilco). También se ve que el frente de la faja plegada y corrida está afectando a los depósitos sinorogénicos de edad Miocena (conglomerados de la Formación Santa María), lo que constituye otra prueba de la edad en que se emplazaron los corrimientos en este sector de la faja plegada y corrida.

9.13 LAS CUENCAS DEL ANTEPAÍS ANDINO: UN TESTIMONIO DE LA HISTORIA DE DEFORMACIÓN DE LOS ANDES

Los depósitos cenozoicos de la región andina se acumularon en respuesta a los numerosos eventos tectónicos que afectaron la cadena, por lo que son de naturaleza sinorogénica y, en su gran mayoría, rellenan cuen-

cas de antepaís generadas cerca de los frentes de deformación. Se trata de sucesiones continentales que suelen alcanzar varios miles de metros de espesor debido a la conjunción de una alta tasa de subsidencia por efecto de la carga tectónica de los corrimientos y un gran volumen de detritos provenientes de la erosión del frente orogénico. Las discordancias internas son frecuentes y su magnitud puede variar dentro de una misma cuenca. Otra característica es que la edad, la intensidad y la localización geográfica de cada evento de deformación difieren a lo largo de la cadena, por lo que es virtualmente imposible establecer correlaciones regionales entre ellos. Además, como hemos visto en el ejemplo de la faja plegada y corrida del Aconcagua, las fases de deformación se escalonan en el tiempo y el espacio, incluso en una misma transecta. Por estas razones, cada segmento del orógeno requiere de un análisis particular.

El interés de las **sucesiones sinorogénicas** radica en que aportan evidencias acerca de la historia de deformación, es decir, permiten deducir cuáles fueron los sectores de la cadena que se elevaron primero y cuáles lo hicieron después y los tiempos aproximados en que ocurrieron. Para ello, es necesario conocer las variaciones litofaciales, los cambios en las tasas de sedimentación y la zona de proveniencia de los clastos. Una condición esencial es poder datar en forma precisa los distintos tramos de la sucesión estratigráfica. Tratándose de unidades continentales, a menudo de granulometrías gruesas, los fósiles son muy escasos, si es que los hay. Por ello, el procedimiento usual es obtener dataciones absolutas por métodos radiométricos en las capas de rocas volcánicas o volcanoclásticas que, con cierta frecuencia, se intercalan en las sucesiones sinorogénicas (un método muy utilizado es el de trazas de fisión en cristales individuales de feldespato, biotita o zircón, o en vidrio volcánico, en niveles de tobas).

La estratigrafía magnética es de gran utilidad, no

sólo para ajustar las edades absolutas del intervalo considerado sino para identificar cambios en la tasa de sedimentación. El método consiste en representar en la absisa de un sistema de coordenadas la escala magnética estándar, donde la anchura de las bandas de polaridad normal y reversa está normalizada respecto a la escala de tiempo (y por lo tanto es uniforme). En la ordenada se representa la misma escala magnética pero ahora en función de los espesores reales de roca (metros) medidos en la sección estratigráfica en estudio. En esta representación gráfica el 'espesor' de cada intervalo magnético dependerá de la tasa de sedimentación, ensanchándose cuando la tasa es alta y adelgazándose cuando la misma es baja. Uniendo los intervalos de ambas escalas se obtendrá una recta si la tasa de sedimentación es constante, pero si hay una variación en la misma se producirá un cambio en la pendiente. El punto de quiebre (aumento de pendiente) indica el momento en que aumentó la tasa de acumulación, y por ende la tasa de subsidencia, lo que es indicativo del emplazamiento de corrimientos. En cambio, un decrecimiento de la pendiente significa una merma en la tasa de sedimentación.

Como hemos visto en el apartado § 9.11, la deformación andina comenzó en la alta cordillera Chileno-Argentina, para trasladarse luego a la Cordillera Frontal y, finalmente, a la Precordillera. Esta última absorbió gran parte del acortamiento de la cadena: la anchura actual de alrededor de 50 km debió ser casi el doble antes de producirse los acortamientos (Fig. 9.39). La cuenca de antepaís de Bermejo, situada inmediatamente al este de la Precordillera, encierra parte de esta historia de deformación. Otras cuencas con depósitos sinorogénicos son la cuenca intermontana de Iglesia-Rodeo, cuyos afloramientos se localizan en el valle longitudinal que separa la Precordillera de la Cordillera Frontal, y la cuenca de Vinchina, situada entre el extremo norte de la Precordillera y la Sierra de Famatina, en la que los estratos del Mioceno superior/Plioceno superan los 10 km de espesor (Fig. 9.40). El estudio de estas y otras cuencas cenozoicas ha permitido reconstruir con bastante precisión la cronología del emplazamiento de las diversas escamas tectónicas precordilleranas (Jordan et al., 1993a, 1993b). En la etapa previa a la

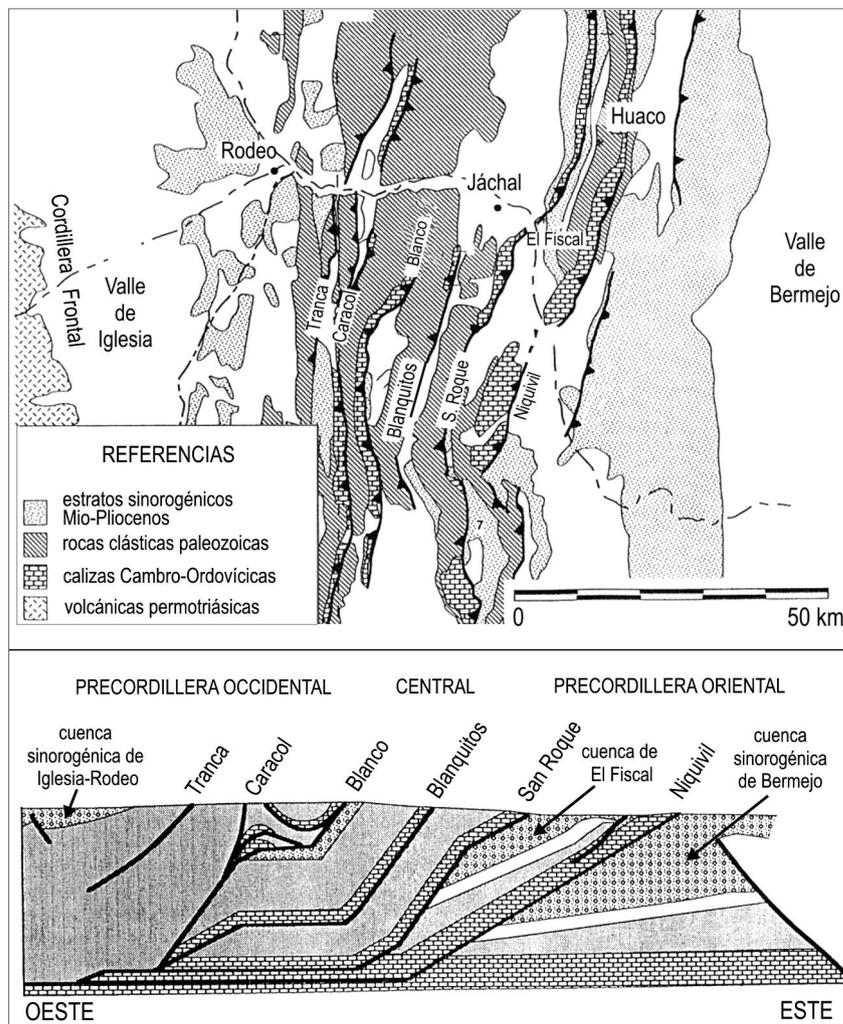


Figura 9.39. Mapa de la región central de la Precordillera donde se observan los distintos corrimientos y las cuencas sedimentarias sinorogénicas (arriba) y perfil estructural balanceado entre el valle de Iglesia y el del Bermejo (abajo) (simplificado de Jordan et al., 1993).

deformación se depositaron areniscas y fangolitas rojas distribuidas uniformemente a través de toda la Precordillera. La deformación del sector occidental de la misma habría comenzado hacia los 21 Ma, momento en el cual se inició la subsidencia de la cuenca de antepaís de Bermejo (Fig. 9.39). Durante ese lapso, se acumularon varios centenares de metros de areniscas eólicas (Formación Vallecito) que revelan el desarrollo de un extenso campo de dunas. Además de dunas de tipo barjanoide de crestas rectas o sinuosas, la presencia de sets entrecruzados de hasta 20 m de espesor sugiere la formación de *draas*. Este sistema eólico se desarrolló como resultado de un clima semiárido y abundante provisión de arenas desde el frente de montaña, y su preservación en el registro estratigráfico fue posible por la disponibilidad de espacio de acomodación, como ocurre en las partes proximales de las cuencas de antepaís (Tripaldi y Lima-

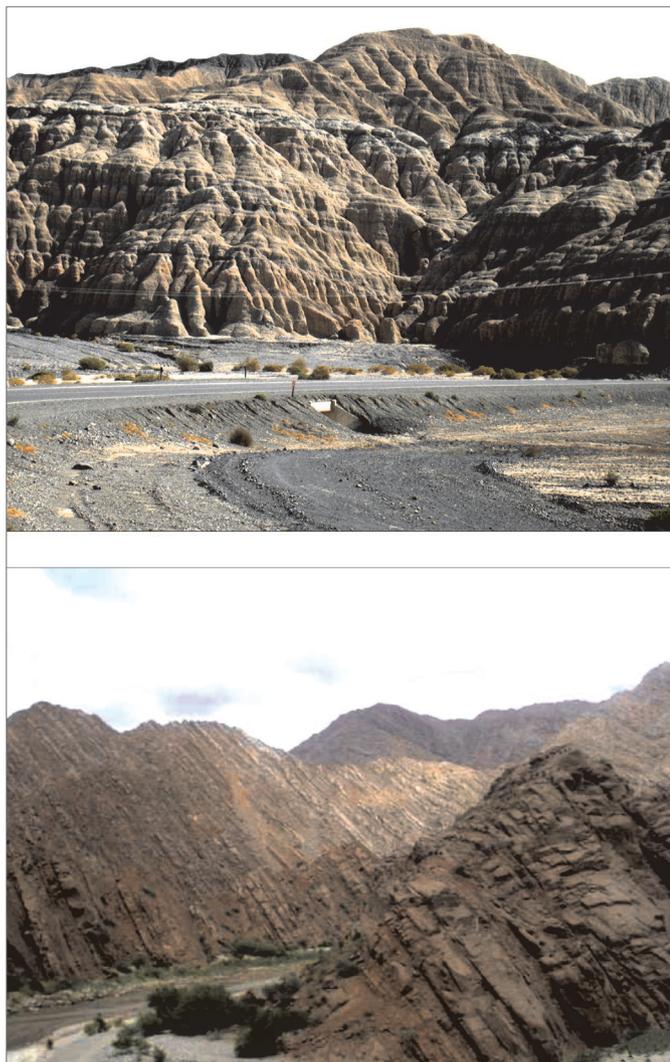


Figura 9.40. Arriba: estratos del Neógeno de la cuenca de Rodeo, cerca de la localidad homónima (foto del autor). Abajo: areniscas de la Formación Vinchina en la Quebrada del río La Troya, Sierra de los Colorados, provincia de La Rioja, Argentina (foto de Julieta Nóbile).

rino, 2005). A partir de los ~15 Ma se desarrollaron potentes ciclos estrato/granocrecientes que se inician

con limolitas y areniscas fluviales y culminan con conglomerados de abanicos aluviales o bajadas, en los que las paleocorrientes indican transporte hacia el este. La progradación de estas facies sefíticas sería indicativa de un avance de los corrimientos y, por lo tanto, del frente topográfico de la cadena montañosa. La primera aparición de detritos de calizas ordovícicas tuvo lugar a partir de los 9,3 Ma, pero recién a partir de los 8,6 Ma se registra un marcado incremento de clastos de caliza. Este dato es clave pues permite inferir el inicio del levantamiento de los sectores central y oriental de la cadena, los únicos donde aflora este tipo de rocas. De acuerdo al rechazo, se puede calcular entre 1 y 2 Ma el tiempo requerido por la falla para exponer en las calizas en superficie, lo que permite inferir que los corrimientos del sector central comenzaron a activarse al menos hace 10 Ma. También es significativo el brusco incremento de la tasa de sedimentación en la cuenca de Bermejo a los 8,6 Ma. Otro fuerte aumento en la tasa ocurrió hacia los 5 Ma y correspondería a la continuada propagación de los corrimientos hacia el este, movimiento que continuó hasta los 2,6 Ma, cuando afectó el sector más oriental de la cadena (área de Huaco). Es interesante notar que después de los 10 Ma, con la elevación de la Precordillera, se produjo un drástico cambio en la red de drenaje, la que pasó de un extenso sistema de ríos efímeros que drenaban desde los abanicos y bajadas, a un sistema canalizado a través de un único río principal (el actual río Jáchal) que transporta sedimentos desde la Cordillera Frontal hasta la cuenca de Bermejo, donde forma un vasto abanico aluvial (Beer y Jordan, 1989).

En síntesis, el análisis de la sucesión sinorogénica de la cuenca de Bermejo y otras cuencas interiores revela que los corrimientos que forman la actual Precordillera se emplazaron en forma progresiva de oeste a este, a partir del Mioceno inferior, y que después de un lapso de relativa calma tectónica tuvo lugar el acortamiento más importante responsable de la elevación del sector central y oriental de la cadena.

Las Sierras Subandinas del norte de Argentina y

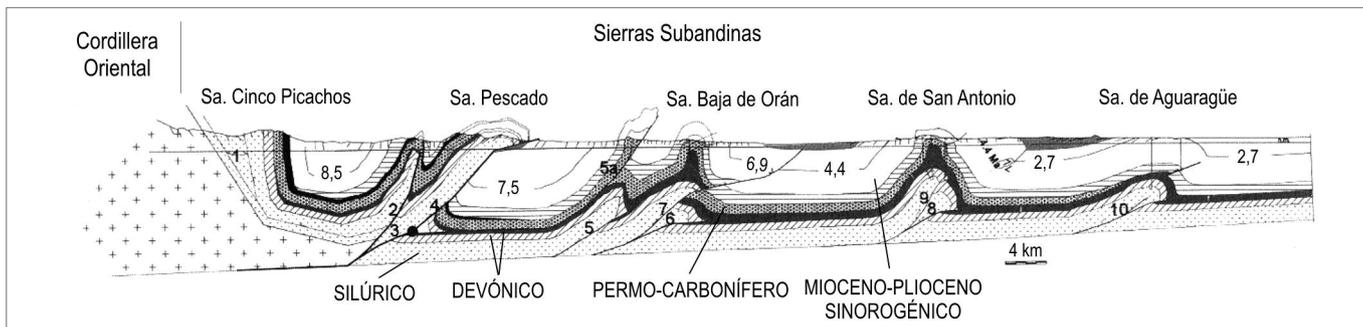


Figura 9.41. Sección balanceada de la faja plegada y corrida de la Sierras Subandinas del noroeste de Argentina (modificado de Hernández et al., 2003).

Bolivia son otro buen ejemplo de una faja plegada y corrida de tipo epidérmico (*thin-skinned*) (Fig. 9.41). Hernández et al. (2003) establecieron una cronología de la deformación combinando los datos estructurales y estratigráficos con un preciso análisis de polaridad magnética en las sucesiones sinorogénicas. Estas alcanzan espesores de más de 6 km y son referidas genéricamente en la literatura como 'Terciario Subandino'. La deformación de la adyacente Cordillera Oriental culminó a los 10 Ma, y luego se propagó a las Sierras Subandinas, donde se verifica un brusco incremento en la tasa de sedimentación hacia los 9-8,5 Ma. Esto estaría relacionado con la flexura cortical producida por el emplazamiento del corrimiento más occidental (levantamiento de la Sierra del Pescado), cuya superficie de despeque principal fueron las pelitas del Silúrico. A partir de allí, la deformación comenzó a propagarse hacia el este (y con ello se produjo la migración de los depocentros), con pulsos a los 6,9 Ma, 4,4 Ma, 2,7 Ma y 1,2 Ma; esta actividad continúa en el presente. Cada evento de deformación se refleja en las litofacies mediante el desarrollo de ciclos progradantes. En base a la geometría de los cortes estructurales balanceados se calculó un acortamiento de la cadena del orden del 60%. Esto implica una velocidad de acortamiento de 8-11 mm por año, en coincidencia con las mediciones basadas en GPS (Hernández et al., 2003).

9.14 EL MAR MIOCENO EN SUDAMÉRICA

Durante el Mioceno, el mar penetró profundamente en el continente sudamericano invadiendo gran parte de las cuencas de retroarco de la región andina, desde Venezuela hasta la Patagonia austral, así como las vastas llanuras que bordeaban la región cratónica (Fig. 9.42). Afloramientos de rocas marinas miocenas se encuentran actualmente en áreas que han sido fuertemente levantadas, como sectores de la alta cordillera y del altiplano boliviano. Por su magnitud, esta transgresión no tiene precedentes en el Cenozoico y sólo es comparable a la de fines del Cretácico.

En Venezuela, el mar penetró desde el noreste e invadió las cuencas de Maracaibo, Falcón y de Oriente. En el subsuelo del lago de Maracaibo, el Mioceno está representado por areniscas y pelíticas de ambiente marino somero y deltaico que constituyen, por su porosidad y la presencia de intervalos arcillosos, importantes reservorios de petróleo (formaciones La Rosa y Lagunillas). La cuenca de Falcón forma un arco alrededor de la península de Paraguaná, en cuyos márgenes se desarrollaron complejos arrecifales y depósitos de pelitas de mar

profundo en la región central (Fig. 9.43). El brazo de mar penetró hacia el sur en las cuencas de antepaís de Colombia y Ecuador, donde formó un canal marino a la altura del Golfo de Guayaquil que conectaba con Perú (Formación Pebas). En Brasil, la transgresión del 'mar' Amazónico está documentada por las areniscas y pelitas marinas y deltaicas de la Formación Solimoes. Estos estratos contienen, además de dientes de tiburones, una variada fauna de roedores que permitió establecer una edad menor de 10 Ma (Mioceno tardío).

En el sector austral de América del Sur, esta transgresión se conoce como **Mar Paranense** debido a que sus localidades típicas están en las barrancas del río Paraná en la provincia de Entre Ríos (por lo cual también se la denomina Entrerriense). Sus registros se extienden en el subsuelo de la vasta región Chacoparanense (Fig. 9.42). En la región subandina afloran rocas marinas miocenas en el noroeste de Argentina (provincias de Catamarca,

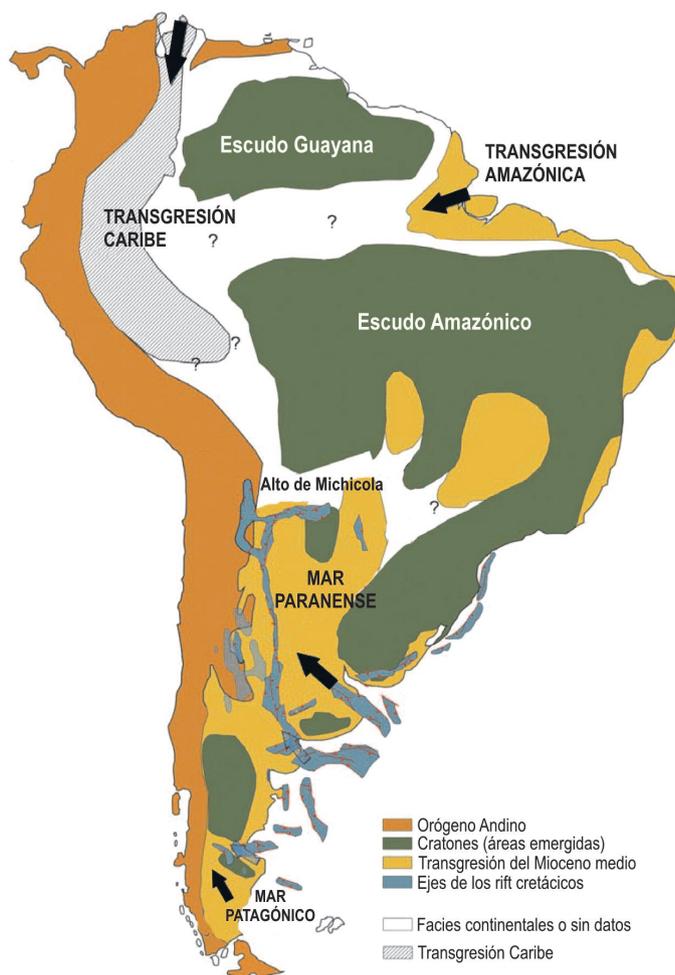


Figura 9.42. Transgresiones marinas del Mioceno en Sudamérica. Las flechas indican el sentido del ingreso del mar (simplificado de Hernández et al., 2005).

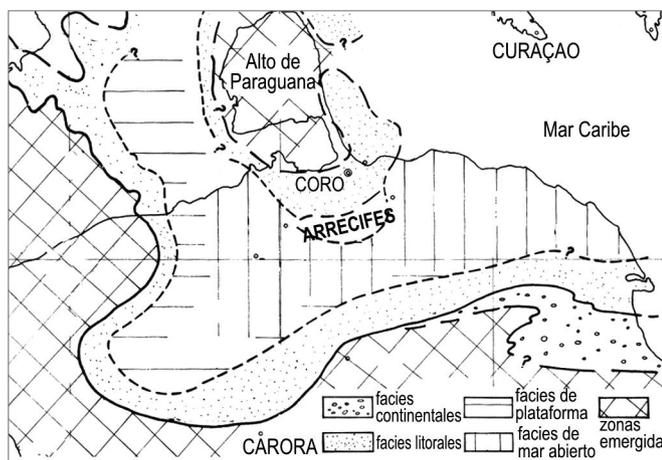


Figura 9.43. Detalle de la transgresión marina en la cuenca de Falcón del norte de Venezuela (simplificado de González de Juana et al., 1980).

Tucumán, Salta y Jujuy) y en Bolivia, donde están documentadas por una alternancia de margas y areniscas calcáreas que contienen fósiles de aguas dulces, salobres y marinas (Formación Yecua). Los foraminíferos indican aguas de salinidad reducida, mientras que los crustáceos (cangrejos y cirripedios del género *Balanus*) indican salinidad normal (Marshall et al., 1993). Los niveles marinos se extienden al sur del paralelo 18°S, mientras que al norte del mismo se tornan definitivamente continentales.

En la región patagónica, los depósitos marinos miocenos de la Formación Puerto Madryn están espectacularmente expuestos en las costas acantiladas de la Península Valdés. Esta unidad, depositada en un ambiente de plataforma somera, es famosa por la abundancia, buena preservación y variedad de fósiles (Fig. 9.44). Sus acumulaciones de ostras, por ejemplo, se conocen desde mediados del siglo 19 por los trabajos de Alcide d'Orbigny. Actualmente, se sabe que formaron comunidades arrecifales en las que participaban crustáceos cirripedios y briozoos incrustantes. Otros fósiles abundantes en la Formación Puerto Madryn son los cangrejos (Casadío et al., 2005a, 2005b). Los moluscos están representados por alrededor de 60 géneros de los cuales, llamativamente, cerca de la mitad son inmigrantes panameño/caribeños que llegaron hasta la Patagonia septentrional debido al calentamiento global del Mioceno medio. Este evento, sin embargo, fue de corta duración, pues el ingreso a fines del Mioceno de la corriente fría Magallánica produjo la extinción de los moluscos tropicales (Del Río et al., 2001; Del Río, 2004; Del Río y Camacho, 2007). En los Andes Norpatagónicos los estratos marinos rellenan depocentros como los de Ñirihuau (cerca de Bariloche), Ñorquinco y El Bolsón. Los datos geocronológicos (U-Pb en circones) y bioestratigráficos (nanofósiles calcáreos) indican que la transgresión marina tuvo lugar principal-

mente en el Mioceno inferior (23-16 Ma) durante una fase tectónica extensional previa al levantamiento de los Andes patagónicos ocurrida en el Mio-Plioceno (Bechis et al., 2014). Una conclusión importante es que esta transgresión no provino desde el Atlántico sino desde las cuencas Pacíficas localizadas hacia el Oeste.

Si bien la extensión regional de la sedimentación marina en América del Sur durante el Mioceno es un hecho comprobado, subsisten dudas acerca de la real sincronía entre los depósitos de las transgresiones Paranaense, Amazónica y Caribe, así como de su grado de conexión. Basados en nuevos datos cronológicos de Brasil y Bolivia, Hernández et al. (2005) postularon la existencia de dos pulsos transgresivos, uno entre los 15 y 13 Ma y otro a los 10 Ma o más joven (los niveles marinos de la Formación Yecua arriba mencionada tienen ~7 Ma). Tales pulsos no son evidentes en la zona bonaerense/patagónica debido a que, por su proximidad a la costa, la sedimentación marina fue prácticamente continua durante el Oligoceno superior y todo el Mioceno. En cambio, en la región de lago Argentino, al pie de la cordillera Patagónica, las rocas marinas fosilíferas del 'Patagoniense' yacen en discordancia sobre un ciclo marino previo. Esta transgresión fue datada en 20-19 Ma (Mioceno inferior) en base a U-Pb en circones (Cuitiño et al., 2012).

Es probable que el brazo de mar proveniente del norte (transgresión Caribe) haya estado separado de la cuenca Paranaense por una elevación topográfica o dorsal denominada alto de Michicola (Fig. 9.42). El mar Paranaense habría ingresado desde el Atlántico a través de las depresiones tectónicas de los aulacógenos cretácicos del Salado y del Colorado (ver § 8.18) y continuado hacia el norte a lo largo del sistema de rift de Salta. A esta topografía heredada se habría sumado la flexura del antepaís andino por efecto de la carga tectónica, la que fue particularmente intensa en el Mioceno medio/superior, posibilitando la incursión del mar hasta la Cordillera Principal (Pérez et al., 1996) y también a lo largo de las cuencas de la antefosa andina. Sin embargo, el carácter marino de los depósitos del Noroeste argentino, del subsuelo de las Salinas Grandes de Córdoba y de la región cordillerana de San Juan ha sido cuestionado en base a las evidencias de los isótopos estables de C y O en carbonatos, cuya signatura es propia de ambientes de agua dulce (Ruskin et al., 2011). Al margen de su real extensión hacia el oeste, el motor de esta transgresión fue el alto nivel del mar que caracterizó al Mioceno (Haq et al., 1987) y que tuvo su pico hacia los 12 Ma, cuando las aguas habrían ascendido cerca de 150 m respecto del nivel actual. Este ascenso eustático se correlaciona con el calentamiento iniciado a fines del Oligoceno y que culminó con el óptimo climático del Mioceno medio (ver Fig. 9.5).

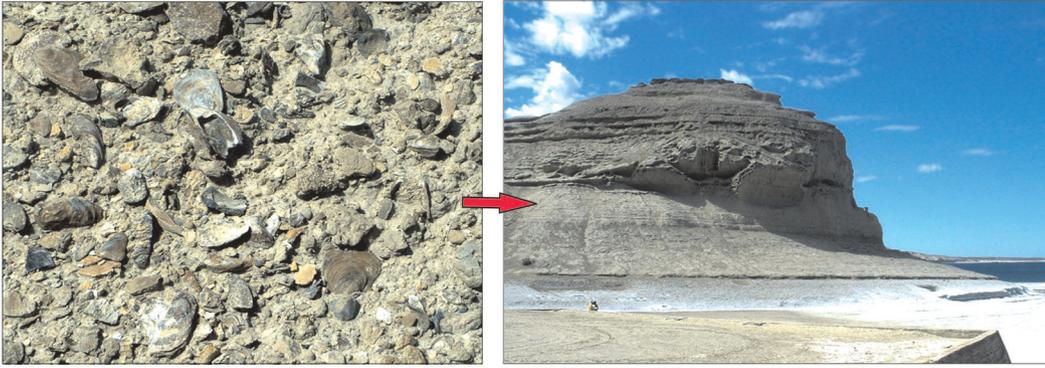


Figura 9.44. Afloramientos de la Formación Puerto Madrin en la península de Valdés (Puerto Pirámides) y detalle de los niveles fosilíferos (fotos del autor).

9.15 BREVE HISTORIA BIOGEOGRÁFICA DE LOS MAMÍFEROS SUDAMERICANOS

El paleontólogo norteamericano George G. Simpson fue el primero en reconocer, en la década del 50, el carácter episódico de la historia de las faunas de mamíferos fósiles de América del Sur, y que cada episodio correspondió a oleadas de inmigración procedentes del Hemisferio Norte. La evolución de las faunas en Sudamérica se llevó a cabo bajo condiciones de relativo aislamiento geográfico (y por lo tanto genético), lo que originó una gran variedad de formas endémicas. Como indica la lógica del proceso evolutivo, el grado de diferenciación alcanzado por los mamíferos sudamericanos fue tanto mayor cuanto más temprano fue su asentamiento en la región. Así, Simpson distinguió tres eventos de migración escalonados en el tiempo, cada uno de los cuales originó un *estrato faunístico* que él denominó ‘antiguos inmigrantes’, ‘viejos saltadores de islas’ y ‘nuevos inmigrantes’, respectivamente (Simpson, 1964). Un corolario importante de esta hipótesis es que la historia biogeográfica de Sudamérica estuvo ligada a su condición de continente-isla y sus intermitentes conexiones (puentes terrestres) y desconexiones (barreras marinas) con el resto de los continentes durante el Cenozoico.

La idea de la colonización ‘desde el Norte’ estaba en concierto con la biogeografía de la época, dominada por la teoría de los centros de dispersión de William D. Matthew, ampliamente desarrollada en su libro *Climate and Evolution* publicado en 1915. Según esta teoría, muy cuestionada por cierto, las formas ‘más evolucionadas’ emigran desde el centro de origen – la región Holártica, es decir, el Hemisferio Norte – hacia las regiones remotas habitadas por formas ‘primitivas’. El descubrimiento de mamíferos cretácicos en la Patagonia (Formación Los Alamitos) obligó a revisar el esquema de Simpson, pues puso en evidencia que Sudamérica fue habitada en el Cretácico no solamente por dinosaurios endémicos (ver § 8.19) sino también por un elenco de mamíferos carac-

terísticos como los Dryolestoidea y los Gondwanatheria, grupos distintos de los Theria (marsupiales y placentarios) (Bonaparte y Pascual, 1987; Bonaparte, 1990). Esta diferenciación fue posible porque el continente de Gondwana estaba aislado de Laurasia, de allí la denominación de **episodio Gondwánico** con que lo identificó en 1996 el eminente paleontólogo Rosendo Pascual, del Museo de La Plata. Se trató de un lapso crucial en el cual, si bien Sudamérica ya había iniciado su separación de África, aún estaba conectada con Australia y Antártida. En este último continente, los registros más antiguos de mamíferos son del Eoceno (Formación La Meseta de la Isla Marambio). Sin embargo, el hallazgo de un ornitorrinco– grupo originario de Australia –en el Paleoceno inferior de la Patagonia reveló que Antártida debió jugar un rol muy importante como corredor entre Australia y Sudamérica (e incluso como sitio de origen) a fines del Cretácico y comienzos del Paleógeno (Pascual et al., 1992; Vizcaíno et al., 1998).

La extinción de casi todos los mamíferos endémicos a fines del Cretácico y la entrada de los marsupiales y placentarios desde Laurasia marcan el fin del episodio Gondwánico y el comienzo del **episodio Sudamericano**. Esta inmigración de fines del Cretácico incluyó, además, los dinosaurios ‘pico de pato’ nórdicos (hadrosáuridos), lo que corrobora la existencia de un corredor entre las dos américas. A pesar de su nombre, el episodio Sudamericano no estuvo restringido a América del Sur sino que incluyó a la península Antártica, al menos hasta que ésta quedó separada de la Patagonia por la apertura del Estrecho de Drake. Una vez interrumpidas las conexiones con América del Norte y Australia, el aislamiento geográfico promovió una vasta radiación adaptativa que condujo a la aparición de diversos grupos de herbívoros autóctonos, los llamados **ungulados sudamericanos** (litopternos, astrapoteros, notoungulados, pirotorios, xenungulados) y los edentados (megaterios, gliptodontes, armadillos, osos hormigueros) (Fig. 9.45). Los marsupiales autóctonos, por el contrario, ocuparon el papel

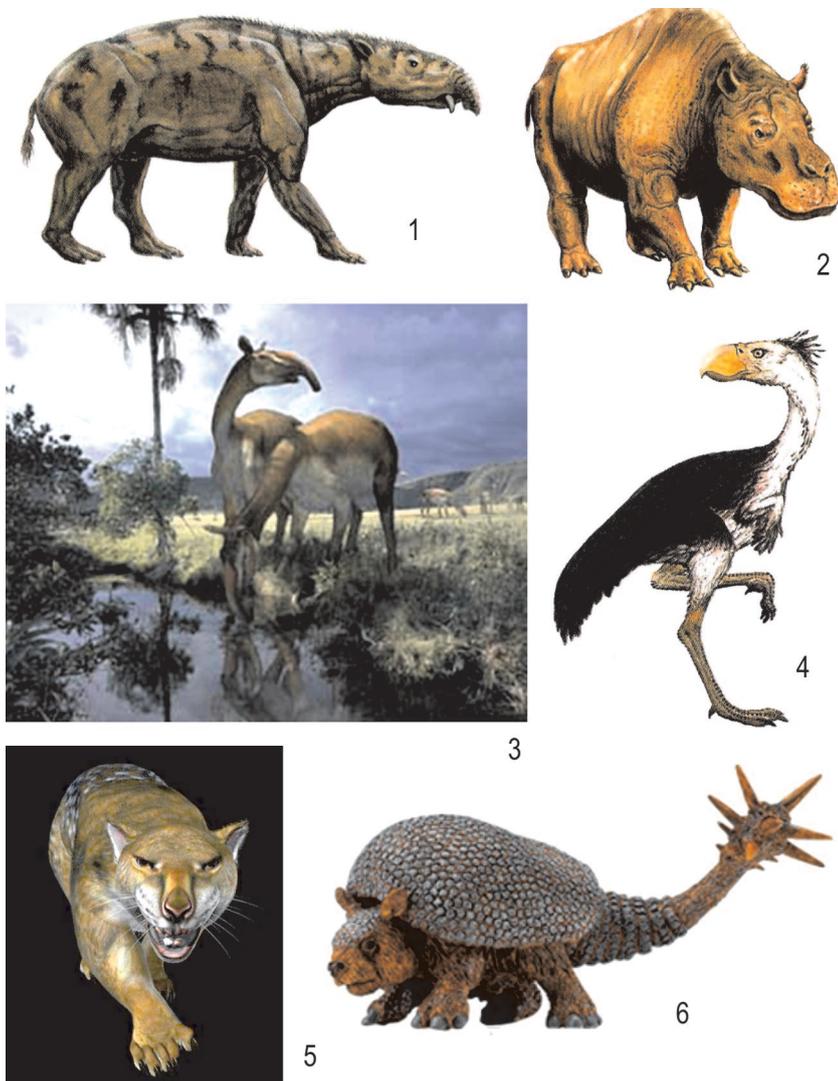


Figura 9.45. Algunos representantes de la fauna autóctona sudamericana. 1. *Astrapotherium*; 2. *Toxodon*; 3. *Machrauchenia*; 4. *Phororhacos*; 5. *Thylacosmilus*; 6. *Doedicurus*.

de insectívoros, carnívoros y roedores. La primera aparición de roedores placentarios y monos en el Eoceno tardío-Oligoceno constituye un evento biótico particular, al que Simpson denominó Estrato II o de los ‘viejos saltadores de islas’, nombre que alude a su dispersión fortuita a través de una ruta muy difícil de transponer. Mecanismos de este tipo, que involucran el azar (por ej. una hembra preñada que sobrevivió sobre un tronco a la deriva), explican la colonización de islas volcánicas recientes como Hawaii o las Galápagos por tetrápodos continentales. Los primates – procedentes de África – se diversificaron notablemente en América del Sur, donde dieron origen a los llamados ‘monos del nuevo mundo’ (platirrinos), que son típicos y exclusivos de este continente y, a su vez, muy distintos de los monos africanos. El desarrollo de este segundo estrato faunístico

coincidió con un marcado recambio faunístico: se extinguieron muchas formas ‘arcaicas’ de ungulados y cobraron importancia las formas de dientes de coronas altas (hypsodontes), mejor adaptados a un ambiente de pradera y sabana. La presencia de monos, sin embargo, indica la persistencia de zonas boscosas en la patagonia austral. El deterioro climático que sobrevino en el Mioceno medio, sumado a la elevación de la Cordillera de los Andes – erigida en una barrera a los vientos húmedos del Pacífico – produjeron la paulatina aridización de la Patagonia y la extinción (o migración hacia el norte) de los mamíferos adaptados a ambientes de bosques y sabanas subtropicales, incluyendo los primates (Pascual y Ortiz Jaureguizar, 1990).

El tercer y último recambio faunístico ocurrió a partir del Mioceno tardío y, principalmente, en el Plio-Pleistoceno, y marca el inicio del **episodio Neotropical**. En este lapso se produjo el ingreso paulatino de faunas holárticas a través del Istmo de Panamá, que operó como un puente continental que podía ser cruzado en ambos sentidos (Fig. 9.46). Este evento migratorio se conoce como el *Gran Intercambio Biótico Americano* (GIBA), denominación acuñada por Stehli y Webb en 1985, y se corresponde con el ‘Estrato III’ o los ‘últimos inmigrantes’ de Simpson. Este evento determinó que cerca del 50% de las especies actuales de mamíferos

terrestres sudamericanas sean de origen holártico. Mamíferos tan emblemáticos de nuestra región andina como los pumas y las llamas, por ejemplo, no son originarios de este continente sino que son inmigrantes nórdicos recientes. El análisis de los datos faunísticos y estratigráficos muestra que el GIBA fue un fenómeno paulatino que se inició en la edad-mamífero Huayqueense, se intensificó en el Plioceno/Pleistoceno y todavía continúa en el presente. Los primeros en llegar fueron los carnívoros prociónidos y los roedores cricétidos. Su arribo se habría producido cuando América Central todavía era una cadena de islas volcánicas; por eso, en alguna medida, comparten la condición de ‘saltadores’. La conexión plena debe haberse establecido hace alrededor de 3 millones de años, probablemente en conjunción con el descenso del nivel del mar producido por

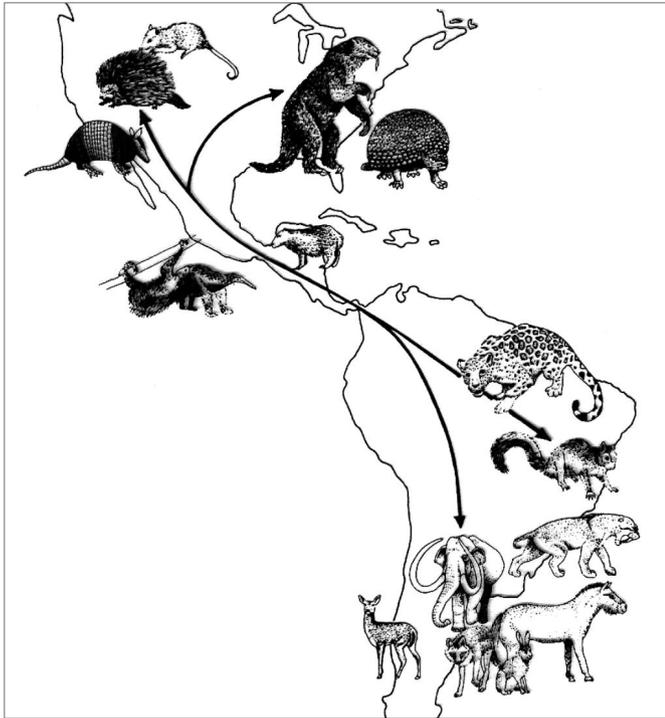


Figura 9.46. Migración faunística en dos sentidos entre América del Sur y América del Norte a través del Istmo de Panamá.

el creciente englazamiento de los polos. A partir de ese momento, ingresaron sucesivamente los pecaríes (tayasuidos), las llamas y vicuñas (camélidos), los cánidos, los équidos (ingresa *Hippidion*, que es distinto del caballo introducido durante la conquista por los españoles), los hurones (mustélidos) y los mastodontes. En la oleada final entraron los félidos (puma, gato montés, tigre de dientes de sable), los osos, los tapires, los ciervos y, finalmente, ya en el Holoceno, el hombre. También hay que remarcar que formas endémicas sudamericanas, como los megaterios y los gliptodontes, emigraron a América del Norte donde se los registra a partir del Plioceno tardío. Curiosamente, hubo formas que evolucionaron allí y que reingresaron a América del Sur a fines del Pleistoceno, como el gliptodonte norteamericano *Glyptotherium* hallado en Venezuela (Carlini et al., 2008).

A fines del Pleistoceno y comienzos del Holoceno, tuvo lugar un acontecimiento biológico que terminó de dar forma a la fauna actual: la extinción total de los mamíferos de gran porte y peso cercano a una tonelada o aún mayor. Esta *extinción de la megafauna* afectó por igual a las formas nativas, como los megaterios, gliptodontes y toxodontes, y a las inmigrantes, como los mastodontes, tigres de dientes de sable y osos. Se calcula que en total se extinguieron 45 géneros sudamericanos, pero lo más llamativo es que eventos de extinción similares ocurrieron también en el Hemisferio Norte. En la región

chaqueña de Bolivia y en la región pampeana de Argentina hay claras evidencias de la coexistencia de seres humanos con integrantes de la megafauna, incluyendo megaterios, gliptodontes, toxodontes, mastodontes y tigres de dientes de sable (Coltorti et al., 2012). En estas regiones, la megafauna sobrevivió al menos hasta los 5500 años AP, la edad más reciente a nivel mundial, con excepción de los restos de mamuts del este de Siberia, de 3700 años AP (Boeskorov, 2006).

Dada su coexistencia con las primeras poblaciones humanas, se ha especulado que el principal responsable de su extinción fue el hombre, cuya presencia en el continente sudamericano data de al menos 13.000 años y, por lo tanto, coexistió con ellos durante un tiempo considerable. La causa habría sido la caza intensiva por parte del hombre, sobre todo de los grandes herbívoros (Cione et al., 2003). También se ha argumentado que lo que más afectó a los grandes mamíferos no fue la caza en sí misma sino la alteración del ambiente natural por las poblaciones humanas, cuyo efecto habría sido letal al estar las faunas debilitadas por los marcados cambios ambientales que ocurrieron en la transición Pleistoceno/Holoceno (Barnosky y Lindsey, 2010). La hipótesis exclusivamente climática parece poco plausible puesto que los grandes mamíferos ya habían soportado numerosos períodos glaciales/interglaciales sin pérdidas de biodiversidad evidentes, más allá de experimentar retracciones o desplazamientos geográficos y un eventual decrecimiento en el número de sus poblaciones. Además, si la causa fue climática, quizás lo más difícil de explicar es que la extinción final haya tenido lugar en pleno interglacial, en el marco de un mejoramiento climático generalizado. También se relacionó esta extinción con el impacto de un cometa en la zona de los Grandes Lagos, pero esta hipótesis hoy en día tiene poco sustento (ver § 9.20).

9.16 LAS EDADES-MAMÍFERO SUDAMERICANAS

Las extraordinariamente ricas faunas de mamíferos de Argentina comenzaron a ser conocidas en todo el mundo gracias a los trabajos pioneros de los hermanos Carlos y Florentino Ameghino a fines del siglo 19. En base al contenido paleontológico y la litología de numerosas sucesiones fosilíferas, Florentino Ameghino (1906) reconoció una serie de 'pisos' (*étages*), como el Patagónico, el Lujanense y el Ensenadense a los que, a su vez, agrupó en 'formaciones' como, por ejemplo, la Formación Pampeana. Debe notarse que el concepto de formación usado por Ameghino era similar al aplicado en ese entonces en Europa, donde las unidades estratigráficas se reconocían principalmente en base a sus fósiles y su edad, o sea, eran más comparables a las unidades cro-

Epoca	Edad	Polaridad	SALMAS Faunas	
HOL. PLEST.			Lujanense	
		C1	Bonaerense	
PLIOCENO	Gelasiano	C2	Marplatense	
	Piacenziano	C2A	Chapadmalense	
	Zancliano	C3	Montehermosense	
MIOCENO	Messniano	C3A		
		C3B		
	Tortoniano	C4	Huayqueriense	
		C4A	Chasiquense	
		C5	Mayoense	
OLIGOCENO	Chattiano	C6C		
		C7		
		C8	Deseadense	
			C9	?
	Rupeliano	C10		
		C11	?	
		C12	?	
		C13	?	
	Priaboniano	C16		
		C17	Mustersense	
	Barioniano	C18	?	
		C19	Barranquense	
	EOCENO	Luteciano	C20	Casamayorensis
			?	
			Vaquense	
		C21	?	
Ypresiano		C22	?	
	C23	Riochiquense		
		?		
	C24	Itaboraiense		
PALEOCENO	Thanetiano	C25	Zona de Carodnia	
			?	
	Selandiano	C26	Peligrense	
			?	
	Daniano	C27		
C28		Tiupampense		
	C29			

Figura 9.47. Edades-Mamífero sudamericanas (SALMA) referidas a la escala de polaridad magnética y la escala global de unidades cronoestratigráficas (integrado y simplificado de Vucetich et al., 2007 y Cione et al., 2007).

noestratigráficas modernas que a las formaciones. De este modo, se conformó una escala estándar de referencia para el Cenozoico continental de Sudamérica que luego fue correlacionada con las series europeas (Mioceno, Plioceno, etc.). El concepto de Edades-Mamífero (*Land Mammal Ages* o LMA) surgió en América del Norte ante la necesidad de correlacionar sucesiones continentales locales sin depender de la escala cronoestratigráfica global basada en fósiles (biozonas) marinos. Con el mismo propósito se crearon las 'Edades-Reptil' para las sucesiones mesozoicas. No obstante, este tipo de unidades 'biocronológicas' no encaja en las unidades previstas en el código estratigráfico moderno, por lo que subsiste la polémica acerca de qué tipo de unidades son las LMA. Tal como fueron propuestas originalmente, se trata de unidades basadas en "...un cierto grado de identidad taxonómica y un común grado evolutivo..." de la fauna (Pascual et al., 1965). En la práctica operan como verdaderas unidades cronoestratigráficas (Cione y Tonni, 1995) cuyos límites, sin embargo, no están establecidos por un GSSP. En años recientes se han comenzado a definir las biozonas que las delimitan (especialmente para el Neógeno) y se ha avanzado notablemente en la datación de las edades-mamífero sudamericanas (SALMA, según la sigla en inglés) mediante edades radioisotópicas en vidrio volcánico, muy abundante en las capas de loess de la región pampeana, combinadas con estudios de magnetopolaridad (Fig. 9.47). Algunos de los nombres de estas edades-mamífero corresponden a las *étages* acuñadas por Ameghino, mientras que otros fueron creados con posterioridad.

La reciente compilación de trabajos realizada por Madden et al. (2010) sobre la paleontología de la Gran Barranca, expuesta en el sector sur del lago Colhue-Huapi en la provincia de Chubut, constituye un aporte significativo a la cronología y paleoclimatología de las faunas de mamíferos de la Patagonia. La Gran Barranca es una de las localidades más estudiadas por los hermanos Ameghino y por numerosos investigadores argentinos y extranjeros a lo largo de la última centuria. Esta sucesión, esencialmente volcanogénica, es referida a la Formación Sarmiento (las llamadas 'tobas con mamíferos'), abarcando en edad desde los 42 Ma (Eoceno medio o Casamayorensis) hasta los 18 Ma (Mioceno medio), con algunos hiatos menores internos debidos probablemente a variaciones del nivel del mar. Por la continuidad y riqueza de sus faunas es la sección más completa del Cenozoico medio del Hemisferio Sur y constituye la secuencia estándar para varias Edades-Mamífero sudamericanas tales como el Barranquense, Mustersense, Deseadense, Colhuehuapense y otras asociaciones que han recibido nombre locales.

9.17 LOS CAMBIOS CLIMÁTICOS Y SUS CAUSAS

Quizás los cambios más perceptibles en la historia reciente de nuestro planeta son los cambios climáticos y las variaciones del nivel del mar. Por su impacto en las diversas actividades humanas presentes y futuras, el estudio de los cambios climáticos ha acaparado en años recientes la atención de una pléyade de científicos pertenecientes a diversas disciplinas. En consonancia con esto, la base de datos disponible para elaborar hipótesis es cada vez más amplia, al igual que los recursos destinados a estas investigaciones. El **sistema climático terrestre** tiene varios componentes, a saber, la litósfera (suelos, orografía, disposición de los continentes), la hidrósfera (océanos, lagos, ríos, aguas subterráneas), la criósfera (glaciares de altura, hielos continentales y flotantes), la atmósfera y la biósfera. Estos factores ‘terrestres’ interactúan en forma compleja. A ellos hay que sumarle una serie de condicionantes o *forzantes* de naturaleza astronómica relacionados con los movimientos orbitales de la Tierra y las variaciones de la actividad solar. Estos factores interactúan con los ‘terrestres’ y se retroalimentan, amplificando o modulando sus efectos (Depetris, 2010). Un buen ejemplo de retroalimentación positiva es la relación hielo/albedo, uno de los mecanismos que condujo al estado *snowball Earth* a fines del Proterozoico (ver Capítulo 3). Otro ejemplo es la amplificación de variaciones climáticas de origen astronómico por el aumento de la concentración de CO₂ y otros gases en la atmósfera. El tiempo de respuesta de estas interacciones tampoco es similar. El efecto de los llamados ‘gases invernadero’ sobre el clima es casi inmediato, mientras que el efecto de los cambios en los patrones de circulación oceánica lo es a más largo plazo. Así, no es tarea simple individualizar los **mecanismos** disparadores de determinados eventos climáticos. De allí las controversias que subsisten hoy en día sobre las causas del calentamiento verificado en el último siglo. ¿Hubiera ocurrido de todos modos o se debe a la acción humana? En este último caso, ¿cuánto de este calentamiento es debido a nuestra especie? Al final del capítulo haremos algunas reflexiones sobre este tema crucial para el futuro de la humanidad. Pero, al margen de esta cuestión, lo concreto es que el Cenozoico estuvo signado por fuertes cambios climáticos. De ellos, las glaciaciones del Pleistoceno son de particular interés porque constituyeron el marco de la evolución del hombre y de su cultura.

En primer lugar, para identificar los factores involucrados en los cambios climáticos es esencial conocer su **escala** espacial (¿un sólo hemisferio?, ¿global?) y temporal (¿décadas, milenios, millones de años de duración?) (Fig. 9.48). La influencia en el clima de los cambios en las posiciones de los continentes, su ensamble

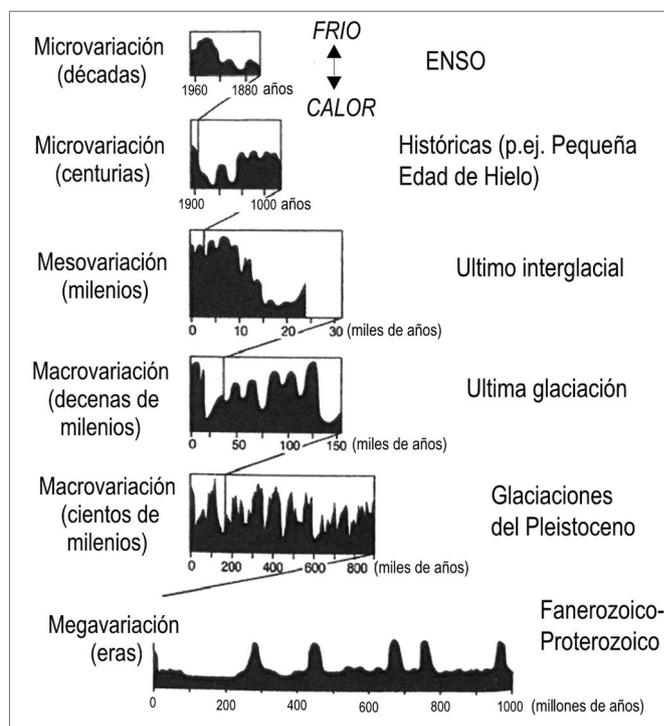


Figura 9.48. Distintas escalas de variación climática. De abajo hacia arriba, cada esquema corresponde a una ampliación del intervalo previo (simplificado de Fookes y Lee, 2007).

formando megacontinentes y su posterior fragmentación, es innegable, aunque sus efectos son perceptibles sólo en el término de decenas de millones de años (la megaescala) debido a la lentitud de la deriva continental (unos pocos centímetros por año). Sin embargo, aperturas o cierres de conexiones oceánicas, como la formación del Istmo de Panamá desconectando los océanos Atlántico y Pacífico a bajas latitudes, o la apertura del estrecho de Drake entre Sudamérica y Antártida, tuvieron efectos drásticos en el clima del Cenozoico al cambiar los patrones de circulación oceánica, como se vio previamente.

En el otro extremo de la escala temporal – la microescala – están las variaciones interanuales. El mejor ejemplo es el fenómeno conocido como ENSO (*El Niño South Atlantic Oscillation*), que describe la ocurrencia en forma más o menos regular (entre 3 y 7 años) de eventos de calentamiento de la región tropical del Océano Pacífico asociados con movimientos hacia el este de los sistemas de baja presión. A escala de décadas a centurias, siempre dentro de la microescala, el rango de variabilidad de la temperatura es de décimas de grado a unos pocos grados. La mesoescala incluye las variaciones que ocurren durante un lapso glacial/interglacial, con algunos milenios de duración, mientras que las macrovariaciones abarcan un ciclo glacial completo, como el del Pleistoceno, o parte de éste. En este caso, las fluctua-

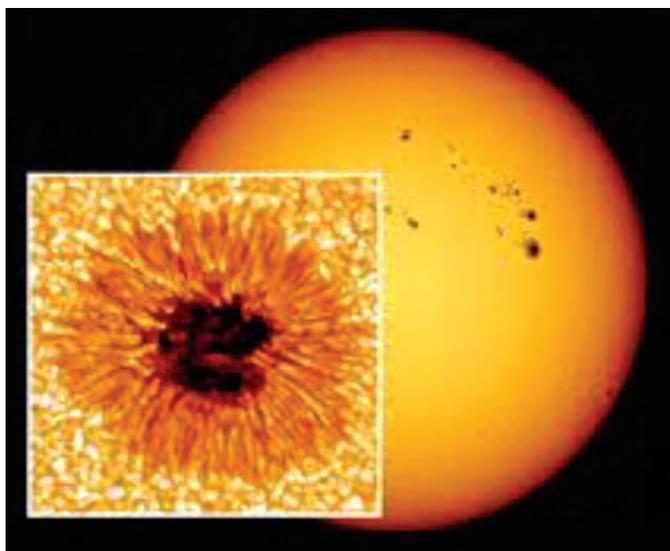


Figura 9.49. Manchas solares y detalle de una de ellas. Nótese la aureola de penumbra alrededor de la mancha y el aumento del brillo en la periferia.

ciones de temperatura son del orden de varios grados centígrados y los lapsos temporales son de cientos de miles de años. Finalmente, están las megavariaciones – la mayor escala posible – que se refieren a los grandes cambios climáticos que se sucedieron en la historia de la Tierra desde el Arqueano hasta el presente, como los diferentes períodos glaciales (Neoproterozoico, Ordovícico Tardío, Permocarbonífero) y los lapsos cálidos que median entre uno y otro, que son del orden de centenas de millones de años.

En la microescala y la mesoescala (que constituyen las variaciones de alta frecuencia) los principales factores involucrados son: 1) la variabilidad de la actividad solar, 2) el volcanismo explosivo, 3) los cambios en los patrones de circulación termohalina y 4) los cambios en

la concentración de gases-traza en la atmósfera (CO_2 y CH_4). En cambio, los forzantes climáticos a mayor escala son esencialmente de origen astronómico y están relacionados con las variaciones de los movimientos de la Tierra respecto del Sol, como la excentricidad de la órbita terrestre, los movimientos de precesión del eje de rotación y su inclinación (Fig. 9.54). El común denominador es que todos ellos influyen en la cantidad de radiación solar recibida por la Tierra.

La principal fuente de calor de la Tierra es el Sol, por lo que cualquier variación en la actividad solar incide en la cantidad de radiación calórica que recibe nuestro planeta, produciendo un calentamiento o un enfriamiento de su superficie. La radiación solar varía con las **manchas solares**, que se observan como áreas más oscuras de la fotosfera (Fig. 9.49). Son causadas por una intensa actividad magnética que inhibe las corrientes convectivas internas en ciertos sectores del Sol, en los cuales la temperatura decrece entre 1000 y 1500°C respecto de las áreas circundantes (*faculae*), que tienen una temperatura mucho más elevada (5000°C en promedio). Por esta razón, el aumento de las manchas no provoca una disminución de la radiación solar sino que, por el contrario, la aumenta ligeramente, debido a que la periferia de las mismas es más caliente y luminosa que el resto. La variación neta de radiación solar durante un ciclo completo de manchas solares, que es de 11 años, es apenas del 0,1%, pero en el pasado reciente pudo haber excedido este valor. Por ejemplo, en el denominado *Mínimo Maunder*, acaecido entre los años 1645 y 1715, durante la denominada Pequeña Edad de Hielo (ver más adelante), la actividad fue muy baja y la merma de radiación pudo haber duplicado este valor, produciendo un descenso promedio de 0,4 a 1,5°C (Fig. 9.50). A partir de entonces, la actividad de las manchas solares se ha mantenido elevada, especialmente a partir del 1900,

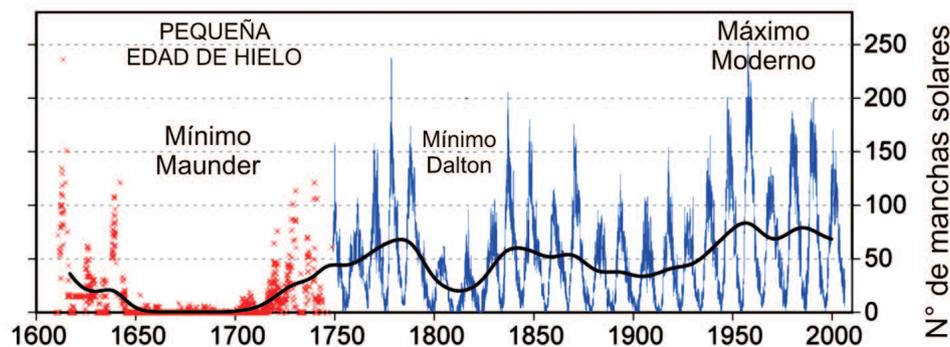


Figura 9.50. Gráfico de la variación del número de manchas solares (y por consiguiente de la irradiación) en los últimos 400 años. El Mínimo Maunder coincide con el enfriamiento conocido como Pequeña Edad de Hielo, aunque es probable que otros factores estén involucrados. Los ciclos (gráfico color azul) son de 11 años.

con un máximo alrededor de 1960 y una leve declinación posterior. La señal climática de las manchas solares es difícil de identificar y muchos son escépticos en cuanto a su real impacto en el clima. Sin embargo, recientemente Duhau (2011) volvió a plantear la gran influencia de la actividad solar en las variaciones climáticas terrestres recientes (ver § 9.22).

El fenómeno del **volcanismo** está presente desde los inicios de la historia de la

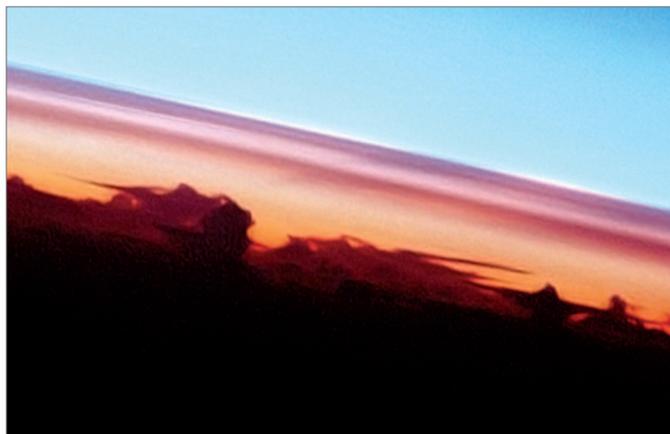


Figura 9.51. Aerosoles en los niveles altos de la atmósfera producto de la erupción del volcán Pinatubo (Filipinas) en el año 1991.

Tierra. La partículas eyectadas por los volcanes pueden permanecer suspendidas en los niveles inferiores de la estratósfera por muchos años. Los compuestos de azufre, como el SO_2 , forman partículas muy pequeñas (aerosoles) de ácido sulfúrico; junto a las cenizas volcánicas, contribuyen a reducir la cantidad de radiación que llega a la superficie (Fig. 9.51). Los efectos son más globales cuando las erupciones volcánicas ocurren a bajas latitudes. Si bien ha habido grandes episodios volcánicos en el pasado (recordar la gran erupción de Siberia en el límite Pérmico/Triásico), sus efectos sólo se pudieron medir directamente en las grandes erupciones que ocurrieron en los últimos 200 años. Una de las más célebres fue la del volcán Tambora de Indonesia, ocurrida en 1815, durante la cual se calcula que se formaron 200 millones de toneladas de aerosoles de SO_4H_2 . El año 1816 es recordado en Europa como ‘el año en que no hubo verano’, estimándose un descenso de la temperatura promedio entre $0,4^\circ\text{C}$ y $0,7^\circ\text{C}$. La más reciente y más estudiada es la erupción de 1991 del Monte Pinatubo en las Filipinas, que produjo un enfriamiento de $0,5^\circ\text{C}$. En general, los efectos del volcanismo tienen impacto sólo en períodos muy cortos y su papel en los enfriamientos del Holoceno habría sido poco relevante.

Los cambios en los patrones de la **circulación oceánica** pueden tener una gran influencia en las mesovariaciones y macrovariaciones climáticas. La atmósfera y los océanos transportan calor desde bajas a altas latitudes, manteniendo el balance entre la temperatura de los trópicos y los polos. En esencia, el agua superficial recalentada en la región ecuatorial es enfriada en los polos y el calor desprendido pasa a la atmósfera y de allí al espacio. Las aguas oceánicas superficiales más calientes, originadas en las zonas tropicales, desprenden vapor de agua (hay exceso de evaporación respecto de

la precipitación) y este vapor es transportado por la atmósfera en dirección de los polos, donde precipita como lluvia o nieve (hay un exceso de precipitación respecto de la evaporación). Las aguas que se mueven hacia los polos no sólo se enfrían sino que se tornan más saladas a causa de la evaporación, lo que aumenta su densidad y propicia su hundimiento formando corrientes profundas densas y frías. Estas retornan luego hacia el Ecuador, donde se mezclan gradualmente con aguas más cálidas y, al final, emergen como corrientes superficiales, cerrándose así el ciclo de circulación oceánica. Esta circulación profunda inducida por densidad, se conoce como **circulación termohalina**. De un modo general, en el Océano Atlántico las corrientes superficiales fluyen hacia el norte y las profundas lo hacen

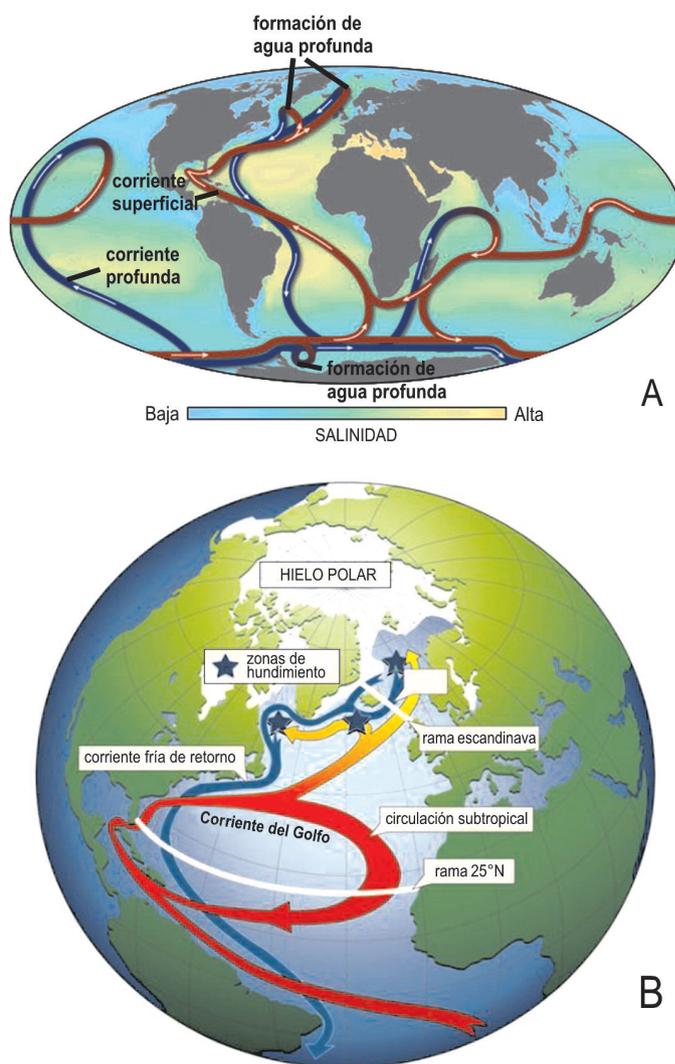


Figura 9.52. A: esquema general del sistema de circulación oceánica termohalina; en rojo, corrientes cálidas superficiales; en azul: corrientes frías profundas. B: patrón de corrientes en el Atlántico Norte.

hacia el sur, formando una suerte de gigantesca cinta transportadora (*salt conveyor belt*) (Fig. 9.52 A).

Actualmente, la corriente del Golfo tiene una gran influencia en el clima de Europa y de Norteamérica. En el invierno, las temperaturas en las costas europeas del Atlántico son alrededor de 8°C más elevadas que las de América del Norte a igual latitud. La corriente del Golfo (Fig. 9.52 B) es una corriente de aproximadamente 25°C originada en el área del Golfo de México, una de cuyas ramas se mueve hacia el norte a una velocidad de 5 km/h. El resto de las aguas cálidas regresan al Ecuador bañando las costas de España y noroeste de África y, finalmente, las de América ecuatorial, cerrando así el sistema de circulación de aguas cálidas. La rama del Atlántico Norte disminuye su velocidad, aumenta su salinidad y se mezcla con las aguas árticas, hundiéndose por su mayor densidad para formar la Corriente Profunda Noratlántica (NADW por sus siglas en inglés), la que se desplaza por debajo de las aguas de mezcla más superficiales. La superficie que separa las dos masas de agua de diferente temperatura (por ej. 20°C y 5°C) se denomina *termoclina*.

La intensidad de esta circulación oceánica ha variado con el tiempo. Dado que el océano y la atmósfera son sistemas acoplados, un cambio en las corrientes oceánicas puede causar cambios climáticos a escala de miles de años (Cronin, 1999). ¿Qué ocurriría, por ejemplo, si la circulación termohalina se debilita o se desactiva? Uno de los casos más estudiados es el de la oscilación fría Younger Dryas acaecida entre los 13 ka y 11,5 ka (ver § 9.21). Las evidencias de testigos extraídos en el Atlántico Norte muestran que la Corriente Profunda Noratlántica es una de las ramas más inestables del sistema y que se habría desactivado o reducido repetidamente. Debido a las altas temperaturas del período cálido Allerød precedente, las precipitaciones aumentaron, al igual que la fusión de los hielos árticos. Una de las hipótesis más aceptadas es la de Broecker et al. (1989), quienes postularon que durante la retracción del manto de hielo Lauréntico se formó el gigantesco lago Agassiz, ubicado al oeste del actual lago Superior, cuyo tamaño superó al de los tres grandes lagos juntos. El drenaje del deshielo se encauzó, al principio, en el recién formado río Misissippi, pero luego se abrió paso al noreste a través del río San Lorenzo, volcando sus aguas en el Océano Ártico (Fig. 9.53). El mayor aporte de agua dulce al Atlántico Norte determinó que las corrientes superficiales perdieran densidad y no alcanzaran a hundirse, inhibiendo con ello la circulación termohalina y alterando el sistema de regulación del calor. Durante estos intervalos, la corriente fría continuó su marcha de modo más superficial y alcanzó latitudes más bajas, lo que produjo un fuerte enfriamiento de los continentes. Se ha especulado

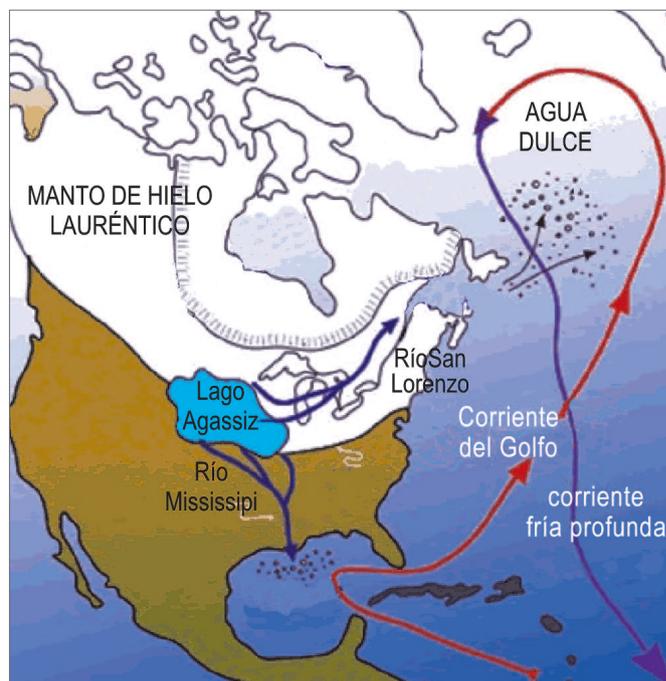


Figura 9.53. Hipótesis de Broecker (1989) para explicar el comienzo de la oscilación fría Younger Dryas (esquema simplificado de Uriarte Cantolla, 2003).

que el drenaje hacia el Atlántico Norte se alternaba con el drenaje hacia el Golfo de Méjico. Al desaguar en el Ártico se debilitaba la corriente Noratlántica y se producía una oscilación fría durante la cual el hielo terminaba bloqueando la salida fluvial al norte, reorientando el drenaje hacia el sur y activando nuevamente la circulación termohalina. Esto explicaría las oscilaciones climáticas durante la terminación del último interglacial (Clark et al., 1996; Clark, 2001). El último pulso de drenaje del lago proglacial Agassiz tuvo lugar a los 8,2 ka, produciendo el enfriamiento más intenso del Atlántico Norte durante el Holoceno. Este aporte súbito de agua se correlaciona con un ascenso del nivel del mar de 0,8-2,2 m (Li et al., 2012). Como veremos al final, no se descarta que este fenómeno pueda desencadenarse nuevamente a causa del calentamiento global actual (§ 9.22).

La **atmósfera** cumple un papel fundamental en la regulación de la temperatura de la Tierra pues evita que la radiación solar sea devuelta libremente al espacio. Si esto ocurriera, la temperatura terrestre estaría en equilibrio a -22°C (!), en lugar de los 14°C actuales. El rol jugado por la atmósfera puede verse en los grandes desiertos, como el de Atacama, en el norte de Chile, donde el vapor de agua – uno de los gases de gran poder reflectivo – está prácticamente ausente y, por ello, las noches son extremadamente frías debido a la fuerte pérdida de calor. La atmósfera de la Tierra está constituida en su mayor parte por nitrógeno (78,1 %) y oxígeno (20,94 %).

Tiene, además, algo de argón (0,93 %) y un conjunto de gases que se encuentran en proporciones tan pequeñas – de allí el nombre de *gases-traza* –, que sus proporciones se cuentan en partes por millón. Son el vapor de agua, CO₂, N₂O, CH₄, además de cantidades ínfimas de neón, criptón, helio, hidrógeno y ozono. La mayor parte del argón es el isótopo Ar⁴⁰ producido por la desintegración radioactiva del K de las rocas. El helio también es producto de la desintegración radioactiva. El ozono (O₃) se genera por la acción de la radiación ultravioleta proveniente del Sol al incidir sobre las moléculas de oxígeno. Su concentración aumenta con la altitud alcanzando el máximo hacia los 30 km. Al absorber gran parte de esta radiación, el ozono oficia de pantalla protegiendo a los seres vivos de sus efectos dañinos. El argón y el neón son gases geoquímicamente inertes. La composición de la atmósfera es casi uniforme, salvo la cantidad de vapor de agua, cuyo volumen varía ampliamente según las regiones desde un 4% hasta unas décimas.

La radiación solar que incide sobre la Tierra lo hace en las bandas ultravioleta y de luz visible. La energía total recibida por nuestro planeta es de 342 W/m² (vatios por metro cuadrado). De esa cantidad, el 31% es reflejado al espacio por la atmósfera, los continentes, el océano y los hielos por el fenómeno del albedo. Este valor es válido para las condiciones actuales, pero recordemos que el albedo aumenta o disminuye en forma proporcional a la extensión de los hielos polares, que tienen el índice de albedo más alto. Por otra parte, al recalentarse, la Tierra emite radiación pero, dado que su temperatura es mucho menor que la del Sol, lo hace en una banda de radiación más larga, la del infrarrojo. Aquí es donde intervienen los **gases-traza** de la atmósfera generando el **efecto invernadero**: el 62,5% de la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre es absorbida y devuelta a la misma, estableciéndose el equilibrio térmico a los 14°C en promedio. Dado que la radiación solar y la absorción son mayores en las regiones tropicales que en los polos, se generan desequilibrios de temperatura que son el motor de la circulación atmosférica a gran escala.

Uno de los principales gases invernadero es el dióxido de carbono. El CO₂ es un gas soluble en agua cuya proporción en la atmósfera es de 0,0035% y su residencia en la misma (tiempo que transcurre hasta que se recicla) oscila entre 50 y 200 años. De los planetas del sistema solar, Venus es el que posee la atmósfera más rica en CO₂ (98%), y este megaeffecto invernadero determina que la temperatura de su superficie ascienda a más de 450°C. Desde que Charles Keeling demostró en 1973, en base a mediciones efectuadas en el volcán Mauna Loa de Hawaii, que el contenido de CO₂ atmosférico había aumentado entre 1958 y 1972 desde 312 a 330 ppmv

(partes por millón en volumen), se comenzó a prestar atención a esta variable y su posible correlación con la actividad humana. Las fuentes naturales más importantes de este gas son la descomposición orgánica y los volcanes. Otros gases invernadero son el metano, parcialmente producido en la naturaleza por descomposición orgánica, pero producido también por la acción humana (ganadería, sembradíos de arroz), y el N₂O (natural, pero también por la descomposición de fertilizantes). Sólo los compuestos clorofluorocarbonados (CFCs) son exclusivamente artificiales.

Los análisis detallados de la abundancia relativa de CO₂ y CH₄ en las burbujas de aire contenidas en testigos de hielo de Antártida (la más famosa es la estación rusa Vostok, donde se perforaron más de 3300 m de hielo) permitieron reconstruir las variaciones paleo-atmosféricas a través de los últimos 400 ka. Estos estudios mostraron que hay una buena correlación entre la disminución de estos gases y los períodos fríos y, viceversa, su aumento durante los interglaciales. En cambio, durante el Younger Dryas, el último pulso frío del Pleistoceno (ver § 9.20), el CO₂ se mantuvo estable o ascendió ligeramente, por lo que el efecto invernadero no habría sido el factor desencadenante.

La conclusión es que las fluctuaciones en la concentración de CO₂ en la atmósfera tienen directa incidencia en el clima, tanto por exceso (calentamiento) como por defecto (enfriamiento). La hidrólisis de los silicatos durante la meteorización consume CO₂ parte del cual precipita como carbonatos y es retirado o secuestrado del ciclo del carbono. Dado que este fenómeno se incrementa durante las orogenias por la exposición de enormes volúmenes de roca fresca a la meteorización, la última gran orogenia (Alpina/Andina) ha sido vinculada con el enfriamiento del Cenozoico (Mioceno al presente) y, con el mismo razonamiento, la colisión que condujo a la formación de Pangea sería la responsable del prolongado intervalo glacial del Permo-Carbonífero (Kidder y Worsley, 2010). Esta disminución de dióxido de C, sin embargo, estaría compensada por el CO₂ emanado por desgasificación del sistema orogénico, por lo que sus efectos refrigeradores no serían tales (Skelton, 2011). A la disminución del dióxido de carbono hay que sumarle el efecto de enfriamiento que produjeron las zonas elevadas, como la meseta del Tibet, y las perturbaciones que estas provocaron en la circulación atmosférica (Ruddiman, 1997).

La existencia de períodos glaciales e interglaciales alternantes está íntimamente ligada a la idea de que los **factores astronómicos** afectaron regularmente el clima de la Tierra. Casi al mismo tiempo que Louis Agassiz demostró en el siglo 19 la existencia de glaciaciones en Europa (ver § 9.18), el escocés James Croll unió los

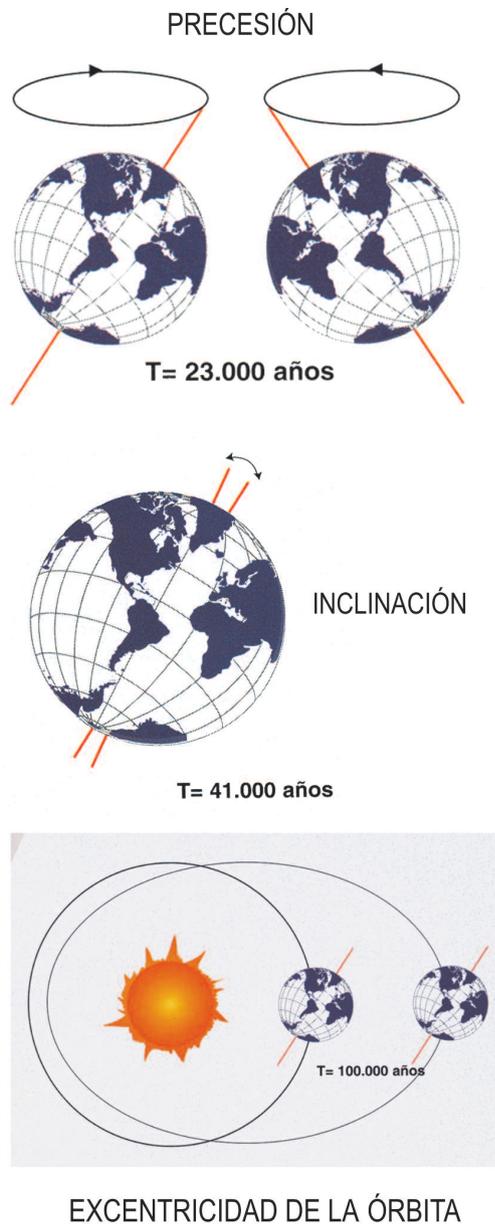


Figura 9.54. Los tres factores astronómicos propuestos por Milankovitch, cuya interacción produce variaciones periódicas de la insolación recibida por la superficie terrestre (modificado de Tonni, 1998).

conocimientos astronómicos de la época (a partir de los trabajos de Leverrier) con los datos geológicos y sugirió que las glaciaciones ocurrían cuando la Tierra estaba en la posición más alejada del Sol debido a su órbita elíptica, a lo que sumó el efecto del albedo producido por la nieve acumulada. El propio Darwin, en el *Origen de las Especies*, refirió cambios en la vegetación y migraciones de animales en Europa como consecuencia de la retracción de los glaciares. Sin embargo, fue el astrónomo serbio Milutin Milankovitch quien, entre 1930 y 1940, sentó las bases modernas de la teoría orbital, que popu-

larmente se conoce como los **ciclos de Milankovitch**. Una de sus mayores contribuciones fue cuantificar los cambios de insolación producidos por las variaciones orbitales y establecer su relación con los cambios climáticos (Fig. 9.54).

La Tierra orbita alrededor del Sol en un plano, el plano de la eclíptica. Su eje forma un cierto ángulo respecto de este plano y esta inclinación es la responsable de la sucesión de estaciones durante el año. Las variaciones orbitales tienen tres componentes, la precesión, la oblicuidad o inclinación del eje de rotación y la excentricidad de la órbita alrededor del Sol. La **precesión** puede ser visualizada como un bamboleo del eje terrestre al modo de un trompo que describe un círculo completo al cabo de un período de 26 ka (Fig. 9.52). Sus efectos son aumentar o disminuir la insolación de acuerdo a la posición que ocupe la Tierra en su órbita elíptica. La excentricidad modula sus efectos y resulta en ciclos de 23 ka. El impacto climático es más marcado en la región ecuatorial, donde la variación es de $\pm 10\%$. La **oblicuidad del eje** es, actualmente, de alrededor de $23^{\circ}26'$, pero no se mantiene constante sino que declina a razón de $0,5''$ cada año. A través del tiempo, la oblicuidad ha variado entre 22° y 25° . Un ciclo completo de un extremo a otro involucra alrededor de 41 ka. Al incrementarse la oblicuidad del eje terrestre se intensifican las estaciones a altas latitudes, existiendo una relación directa entre cantidad de insolación e inclinación del eje. La **excentricidad** se refiere a las variaciones de la órbita terrestre alrededor del Sol, desde casi circular hasta elíptica, con una elongación máxima cercana al 6%. La alteración de la órbita es producto de la atracción gravitatoria del Sol y los planetas, y tiene efecto sobre la insolación. Los ciclos de excentricidad son de 100 ka y de 400 ka. En términos teóricos, este efecto debería ser modesto respecto de las otras variables orbitales.

La mayoría de los indicadores de clima (*proxies*), en especial las relaciones isotópicas de oxígeno, señalan que durante las glaciaciones del Pleistoceno el sistema terrestre fue dominado por los ciclos de 19-23 ka (precesión equinoccial) hasta el Plioceno medio, luego por ciclos de 41 ka (oblicuidad) y, a partir de los 700.000 años, los ciclos dominantes fueron los de ~ 100 ka (excentricidad). Este cambio en la periodicidad coincidió con un aumento en la amplitud de las oscilaciones y un enfriamiento generalizado, aunque las causas de estas variaciones son materia de especulación. Se ha sugerido que, debido a la tendencia al enfriamiento a largo plazo (línea de puntos de la Figura 9.53), el hielo no disminuyó de un ciclo de 41 ka a otro, a lo que se sumó el efecto de la excentricidad (potenciada cada 4-5 ciclos de precesión), resultando en una periodicidad cercana a los 100 ka. También es posible, como sostienen otros, que estos

ciclos sean el resultado de una compleja retroalimentación entre factores astronómicos y físicos, tales como el volumen de hielo, enfriamiento del agua, corrientes marinas y niveles de CO_2 en la atmósfera, por mencionar sólo algunos (Walker y Lowe, 2007).

Los registros de alta resolución también han puesto en evidencia la existencia de ciclos de rápida variación climática (centurias, milenios) que se superponen a los ciclos astronómicos. Estas oscilaciones, denominadas 'eventos sub-Milankovitch', tienen múltiples controles, entre los que sobresalen los ciclos solares (evidenciados por cambios en el contenido de Be^{10}) y la presencia de aerosoles de origen volcánico. La influencia de los gases invernadero, por el contrario, sería mínima. También se ha especulado que podrían ser causados por tendencias persistentes en la frecuencia de eventos tan breves como los ENSO, dado que estos implican una redistribución masiva de la humedad y el calor terrestre (Mayewski et al., 2004).

Una aplicación importante que se deriva de los ciclos orbitales es la posibilidad de calibrar astronómicamente las escalas de tiempo basadas en dataciones radioisotópicas y en inversiones del campo magnético. Este nuevo campo es la astrogeocronología o ciclostratigrafía (ver Capítulo 1).

9.18 LAS GLACIACIONES DEL PLEISTOCENO

En el comienzo de este capítulo se destacó que el **Cuaternario** tiene actualmente rango de sistema (período) y se lo divide en dos series, el Pleistoceno y el Holoceno. El concepto de Cuaternario ha estado ligado históricamente al último gran englazamiento de nuestro planeta, aunque la estimación del momento en que éste se inició ha ido cambiando con los años de acuerdo con las nuevas evidencias. En realidad, el inicio de la 'Gran Edad de Hielo' no puede tomarse como un límite cronológico tajante dado que representa la culminación de un proceso de enfriamiento gradual del planeta iniciado a mediados del Plioceno (Fig. 9.55). Actualmente, hay consenso en que la acumulación de hielo en el Hemisferio Norte se habría iniciado hace alrededor de 2,5 Ma, es decir, en la base del Pleistoceno, aunque las oscilaciones glaciales/interglaciales más fuertes ocurrieron a partir de 1,6 Ma (Fig. 9.55).

La base del Pleistoceno, en la concepción actual, coincide con el inicio del Piso Gelasiano

(antes considerado el último del Plioceno) y tiene una edad de 2,588 Ma. El segundo piso del Pleistoceno es el Calabriano y su base coincide con el cron C2n denominado Olduvai (1,806 Ma). También coincide con la desaparición del nanofósil calcáreo *Discoaster brouweri*. La sección GSSP está en Monte San Nicola, en Sicilia (ver § 9.1, Fig. 9.3). Para los dos restantes pisos (Ioniano y Tarantino), aún no se han definidos los respectivos GSSP.

La idea de que el clima de la Tierra ha cambiado a través del tiempo empezó a ser aceptada con cierta reticencia a principios del 1800, cuando se generó la polémica acerca del origen de los grandes bloques erráticos esparcidos en las regiones planas del norte de Europa. Estos bloques, a veces de varios metros de diámetro y compuestos por rocas que no afloran en los alrededores, eran considerados una evidencia del diluvio. Las observaciones de los naturalistas de la época, sin embargo, apuntaron a los procesos glaciales que tenían lugar en los Alpes. Por ejemplo, advirtieron la presencia de profundas estriaciones en las rocas que tapizan los valles actualmente sin hielo, señal de que la extensión de los glaciares en el pasado había sido mayor, y también notaron que los glaciares actuales transportan pasivamente grandes bloques similares a los erráticos. Fue el naturalista suizo Louis Agassiz quien, en 1837, presentó ante sus incrédulos colegas de la Sociedad Suiza de Ciencias Naturales en Neuchatel, su teoría de la **Edad de Hielo**, según la cual los hielos polares avanzaron en el pasado reciente sobre Europa. Es interesante notar que la litología de los bloques erráticos permitió a Agassiz deducir que los hielos no fluyeron desde los Alpes sino desde la región escandinava. La posterior comprobación de que un extenso manto de hielo también avanzó sobre América del Norte dio una dimensión continental a la edad de hielo (Fig. 9.56).

El **Pleistoceno** se caracterizó por su inestabilidad climática. Las épocas glaciales fueron sucedidas, a veces

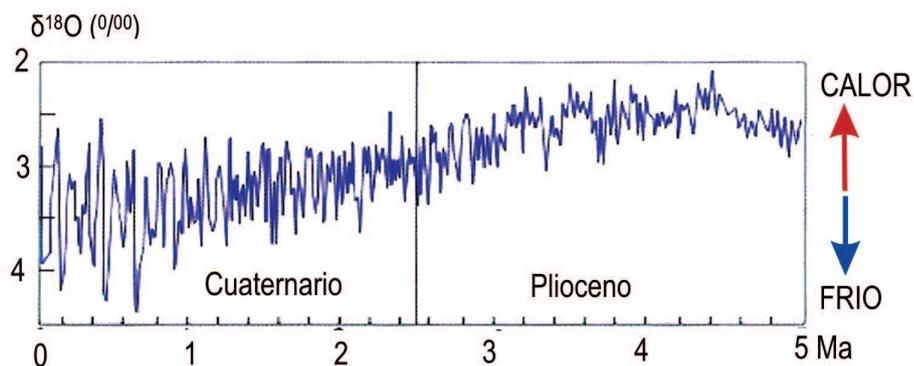


Figura 9.55. Oscilación de las temperaturas en los últimos 5 Ma. La línea vertical señala el posible límite entre el Plioceno y el Cuaternario.

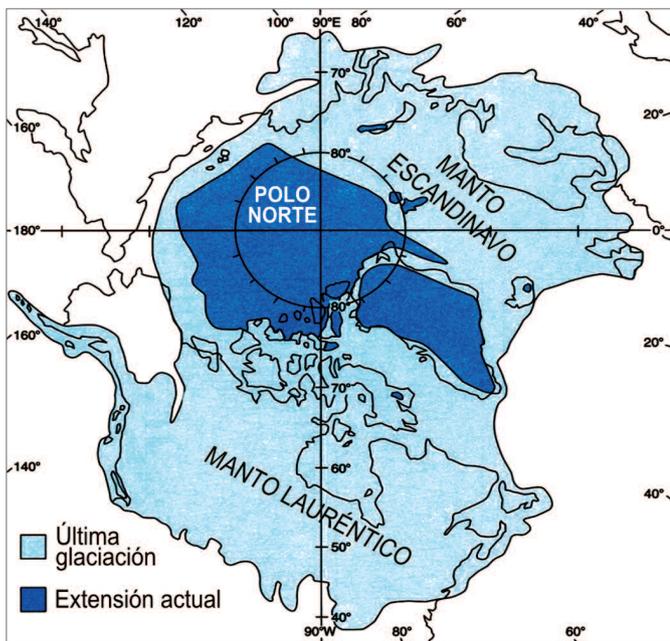


Figura 9.56. Extensión de los mantos de hielo en el Hemisferio Norte durante la última glaciación comparados con la extensión actual.

en rápida transición, por épocas interglaciales en las que el clima fue más templado y se produjo un deshielo generalizado. En los últimos 1,6 Ma se registraron más de 50 ciclos glaciales/interglaciales de diversa magnitud (Fig. 9.57). Actualmente, nos encontramos en el estadio interglacial que siguió al último gran englazamiento. Durante las glaciaciones del Pleistoceno, en el Hemisferio Norte se formaron los extensos mantos de hielo

Lauréntico y Escandinavo (o Fenoscándico) (Fig. 9.55), mientras que en el Hemisferio Sur se expandieron los hielos antárticos (aunque no tanto como en el norte) y se cubrió de hielo parte de la Patagonia austral. En las regiones templadas y cálidas hubo glaciaciones de montaña, como en los Andes Venezolanos, donde hay evidencias de valles glaciales y depósitos morrénicos hasta los 2600 m sobre el nivel del mar (Glaciación Mérida) y, en promedio, el nivel de nieves perpetuas descendió cerca de 1000 metros durante la última glaciación. Se calcula que hace alrededor de 18.000 años los hielos cubrieron cerca de un tercio de las áreas continentales del planeta y que el 40% de las mismas tenía los suelos congelados en forma permanente (*permafrost*). Además, la banquisa de hielo en los mares Ártico y Antártico era mucho más extensa que hoy en día y los témpanos derivaban a latitudes más bajas, por ejemplo hasta la península Ibérica. Un dato curioso que atestigua este enfriamiento es la representación de pingüinos en las pinturas rupestres de una cueva próxima a Marsella, en Francia, habitada por humanos hace 20.000 años.

La **última glaciación** sobrevino luego del interglacial denominado Eemiano. Se la conoce como Glaciación Würm en Europa continental y Glaciación Davensiana en las Islas Británicas. Ambas se correlacionan con la glaciación Wisconsin de América del Norte. Los primeros indicios de enfriamiento datan de 115 ka, pero la glaciación propiamente dicha comenzó hacia los 75 ka y alcanzó su fase más severa entre los 30 ka y los 20 ka. El clímax de la glaciación, denominado Último Máximo Glacial, se alcanzó entre los 20-26 ka, cuando la temperatura media global llegó a estar 15°C debajo de la actual.

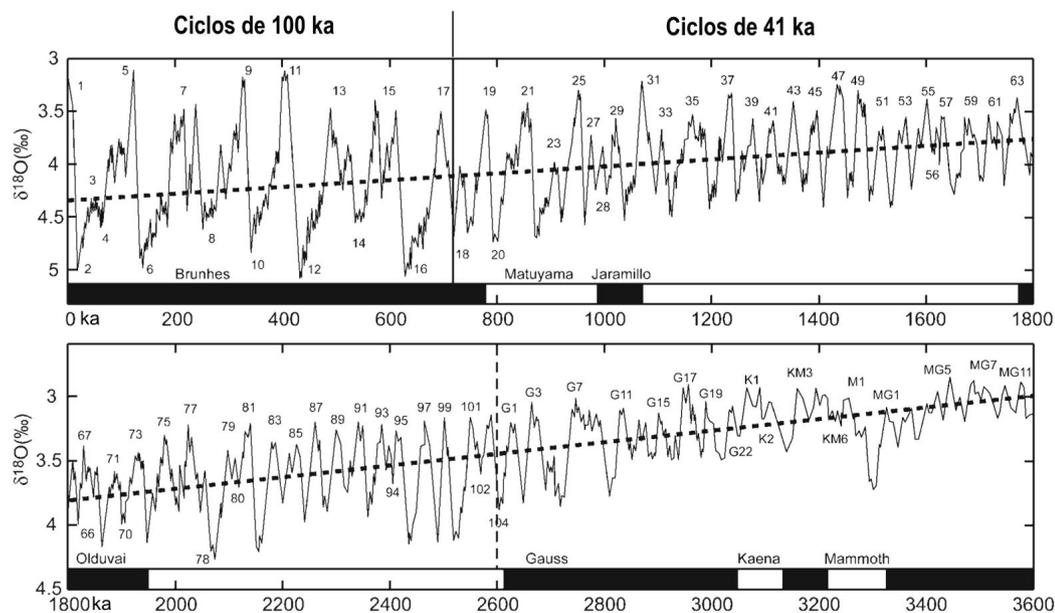


Figura 9.57. Curva compuesta de isótopos de oxígeno para los últimos 3,6 Ma, referida a la escala paleomagnética. Los números impares indican estadios isotópicos interglaciales y los pares estadios glaciales (medidos en foraminíferos bentónicos). Nótese que la temperatura promedio declina a largo plazo (línea de puntos) y que la amplitud de las oscilaciones térmicas aumenta a partir de los 2,6 Ma. A partir de los 700 ka los ciclos de 41 ka son reemplazados por ciclos de 100 ka (simplificado de Walker y Lowe, 2007).

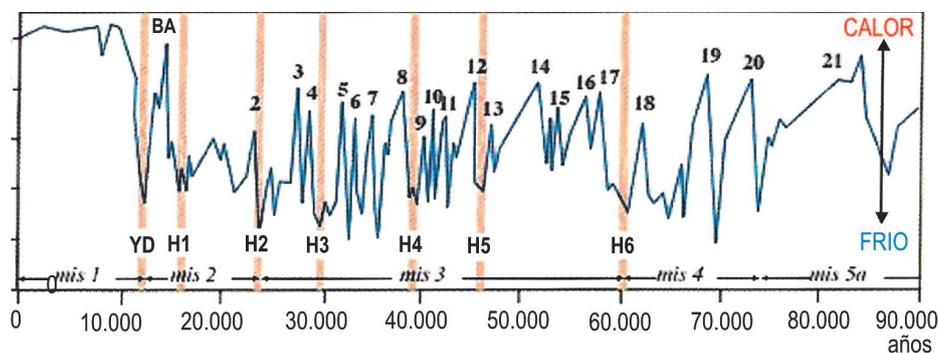


Figura 9.58. Variaciones de temperatura durante la última glaciación. Los números corresponden a las oscilaciones Dansgaard-Oeschger; H1-H6: eventos Heinrich; BA: oscilación cálida Bølling-Allerød; YD: Younger Dryas; a partir del YD se inicia el Holoceno; mis: estadios isotópicos marinos (simplificado de Grootes et al., 1993).

En las regiones de altas latitudes disminuyó aún más. En Groenlandia, por ejemplo, llegó a ser 23°C inferior a la actual. En los mares tropicales, en cambio, el descenso fue de tan sólo 3 o 4°C.

La variabilidad climática fue también muy marcada en la última glaciación, como lo revelan los llamados 'eventos Heinrich', nombre que alude a su descubridor, quien comprobó que durante el último período glacial hubo al menos seis episodios caracterizados por una acumulación anormalmente grande de sedimentos transportados por hielos flotantes en el fondo del Océano Atlántico (Fig. 9.58). Estas descargas ocurrieron durante la culminación de la etapa de enfriamiento, previa al siguiente episodio cálido (Heinrich, 1988). Dado que el espesor de las capas glaciogénicas disminuye hacia el este, se dedujo que los témpanos procedían de las costas de Norteamérica, generados probablemente por el rápido avance del manto de hielo en las épocas más frías y su ruptura al llegar al mar.

El derretimiento de grandes volúmenes de hielo debió haber tenido efectos en la circulación marina, pues al disminuir la salinidad debilitó la corriente del Golfo, lo que permitió un avance de las aguas frías del Ártico. Al mermar el aporte de hielo al mar, la salinidad volvía a sus valores normales, se reanudaba la circulación termohalina y se intensificaba la corriente cálida del Golfo. Esto, a su vez, hacía ascender de nuevo la temperatura en las latitudes medias y altas, con lo que se daba inicio a un estadio interglacial. Si bien los eventos Heinrich se sucedieron aproximadamente cada 7.200 años, no son estrictamente periódicos. Dependiendo de las regiones, el enfriamiento de las aguas superficiales (medido a partir de la relación Mg/Ca en foraminíferos planctónicos) alcanzó un máximo en el evento H1, con un descenso cercano a los 10°C (Patton et al., 2011).

Además de estos episodios fríos mayores, la curva de variación de la temperatura muestra que durante el

último período glacial hubo 23 intervalos templado/ cálidos que se conocen como estadios interglaciales o interestadios, o también como 'oscilaciones Dansgaard/ Oeschger' (Fig. 9.58). Durante estos eventos, la temperatura ascendió entre 5°C y 8°C, aunque hubo episodios todavía más cálidos. A pesar de su pequeña escala (algunos milenios), todo indica que se trató de eventos climáticos globales. Sus causas están en discusión, pero por su periodicidad estarían vinculados a fenóme-

nos astronómicos (ver § 9.16), aunque la extensión de los mantos de hielo y los cambios en la circulación oceánica habrían jugado el rol de regular (amplificando o alterando) este ciclo (Cronin, 1999).

Las glaciaciones del Pleistoceno modelaron la fisiografía de la Tierra y la distribución de la biota actual. Algunas de las principales consecuencias fueron las siguientes:

(1) La fusión parcial del manto de hielo al finalizar la última glaciación – que pudo haber superado los 4 km de espesor – produjo el rebote isostático de las zonas englazadas. Debido a este fenómeno, son frecuentes las terrazas costeras elevadas varios metros sobre el nivel del mar, cuyo ascenso aún hoy continúa. Este ascenso no fue uniforme sino que fue mayor allí donde hubo más espesor de hielo. En las costas patagónicas atlánticas, las terrazas se elevaron entre 6 y 10 m por arriba del nivel de alta marea. Su edad, obtenida mediante C¹⁴, es Holoceno temprano, por lo que se infiere que las costas patagónicas han experimentado desde entonces un levantamiento glacioisostático de 0,3-0,4 mm anuales.

(2) Durante el Último Máximo Glacial el mar descendió hasta unos 140 m por debajo del nivel actual. Una medida de la magnitud de las variaciones glacioeustáticas está dada por la altura a la que se escalonan los distintos niveles de arrecifes coralinos muertos. Dado que éstos pueden ser datados con precisión, se pudo construir una curva eustática de los últimos 15.000 años que muestra que la elevación del mar no fue lineal sino que se alternaron pulsos de rápido ascenso, de hasta 40 mm/año (rápida ablación del manto glaciario) y de ascenso lento, de sólo 3 mm/año, con un promedio de 12,5 mm/año. La línea de costa alcanzó su posición actual hacia los 8600 años AP, pero la máxima transgresión ocurrió entre los 7400 y 6600 AP, cuando el nivel del mar estuvo entre 2 y 3 m por encima del nivel actual, luego de lo cual descendió hasta la posición presente,

con dos pulsos más marcados que podrían ser esencialmente de origen glacioeustático: fin del ‘óptimo climático Holoceno’ y del ‘neoglacial’, respectivamente (Schellmann y Radtke, 2010) (ver § 9.20).

(3) El retiro de los glaciares produjo, además de una topografía erosiva característica (rocas aborregadas, valles en U), diversos tipos de acumulaciones de sedimentos glaciogénicos. Uno de ellos, las morrenas frontales, actuaron en muchos casos como diques de grandes lagos de deshielo, un rasgo típico del paisaje posglacial.

(4) Un depósito típico de los períodos glaciales es el **loess**, formado por partículas que son transportadas en suspensión en la atmósfera a través de grandes distancias. Aparte de la arena transportada por saltación, las fracciones dominantes son el limo y la arcilla. El campo de loess chino, con sus 440.000 km² y espesores de 100-350 m, es el de mayor magnitud. Los depósitos de loess abundan también en la zona periglacial del norte de Europa y en la región pampeana de Sudamérica austral donde, además, hay extensos depósitos arenosos de origen eólico (ver § 9.18).

Los campos de loess constituyen, junto con los grandes desiertos, una de las fuentes más importantes de producción de aerosoles minerales que se incorporan a la atmósfera a través de gigantescas plumas de polvo. En América del Sur, la principal fuente de polvo es la Patagonia, que forma parte de la ‘diagonal árida’ que se extiende hasta el altiplano de Bolivia y Perú (Gaiero et al., 2003, 2007). Las concentraciones de paleopolvo atmosférico (*palaeo-dust*) en suelos y testigos de hielo tienen correlación con el estado climático de la Tierra. Por ejemplo, durante los intervalos glaciales los flujos de polvo fueron dos a tres veces mayores que en los estadios interglaciales. También se sabe que el polvo atmosférico puede aumentar la capacidad de la atmósfera de absorber la radiación de calor terrestre. Además, el polvo que decanta en los océanos proporciona Fe, un elemento esencial para la fotosíntesis, incentivando la producción de fitoplancton, el que a su vez regula la concentración de CO₂ atmosférico por la actividad fotosintética, lo que tiene impacto sobre el clima (Maher et al., 2010). Esto no hace más que confirmar la complejidad de las interacciones entre fenómenos geológicos, biológicos y climáticos, como se verá con más detalle al final de este libro (§ 9.23).

9.19 CONSECUENCIAS DE LAS GLACIACIONES EN SUDAMÉRICA Y ÁFRICA

Los efectos de la última glaciación en América del Sur fueron menores que en el Hemisferio Norte, sobre todo si los medimos en referencia a la superficie englazada. La explicación es que Sudamérica es comparativa-

mente pequeña y angosta (al menos en su extremo austral), está rodeada de vastas extensiones oceánicas que modulan las temperaturas extremas y está íntegramente ubicada dentro de las franjas tropical y subtropical. Sólo la región Andina tiene un clima frío de montaña en todas las latitudes. Esta cadena actúa como una barrera topográfica al sistema de vientos húmedos provenientes del Océano Pacífico.

Las evidencias geológicas indican que la glaciación más antigua de la Patagonia tuvo lugar entre 7 Ma y 5 Ma y que en el Plioceno hubo al menos ocho glaciaciones (Rabassa et al., 2005). La glaciación mayor (la Gran Glaciación Patagónica) se desarrolló en el Pleistoceno medio (~1,17-1,02 Ma). El último enfriamiento (Último Máximo Glacial (UMG) alcanzó su climax entre los 24.000 y 22.000 años y comenzó a ceder hace 18.000 años. Datos obtenidos a partir del isótopo cosmogénico Be¹⁰ indican que en la Patagonia austral las morrenas glaciares comenzaron a quedar expuestas (libres de cobertura de hielo) a los 19,7 ka, pero que su retroceso masivo ocurrió entre los 18,9 y 17 ka. Esta retracción de los glaciares patagónicos fue algo más tardía que en el Hemisferio Norte (donde ocurrió entre 20-19 ka), lo que sugiere que el aumento de la insolación boreal tuvo efectos en la circulación oceánica y esta, a su vez, redistribuyó el calor hacia el Hemisferio Sur produciendo el inicio del deshielo (Murray et al., 2012).

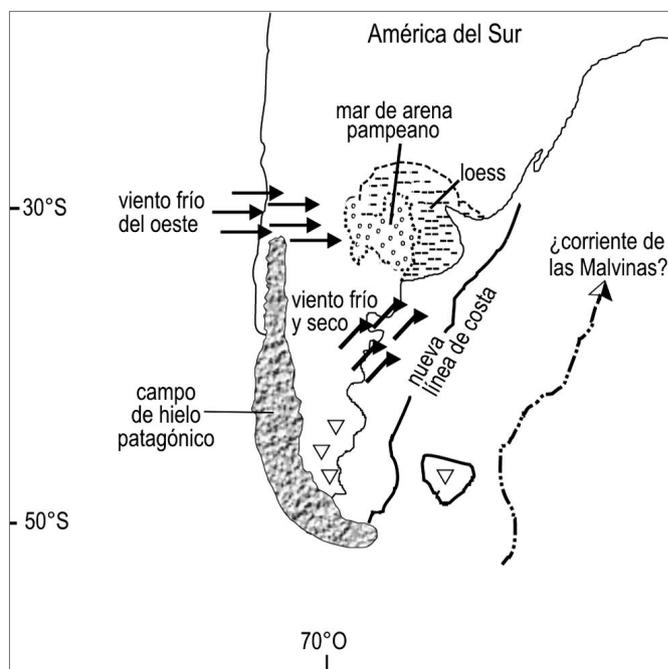


Figura 9.59. Rasgos geomórficos y paleoclimáticos de Sudamérica durante la última glaciación. Los triángulos indican el desarrollo de suelos congelados o permafrost (modificado de Iriondo, 1999 y Rabassa et al., 2005).

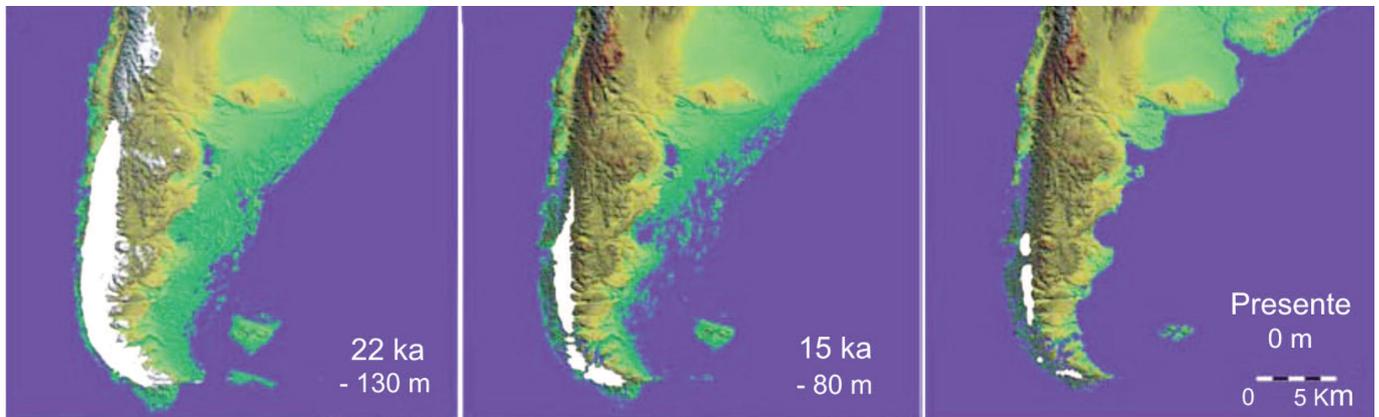


Figura 9.60. Evolución paleogeográfica de la región pampeana y patagónica desde el Último Máximo Glacial hasta la actualidad. Verde, tierras bajas (planicies) emergidas; blanco, áreas englazadas (ver explicación en el texto). Simplificado de Ponce y Rabassa, 2012.

En el último intervalo glacial los hielos continentales cubrieron la Cordillera de los Andes, especialmente la región andina patagónica desde Neuquén hasta Tierra del Fuego, y también un sector de la región extraandina (Figs. 9.59, 9.60) donde se desarrollaron extensas áreas de suelos congelados. Durante el UMG el manto de hielo cubrió una superficie aproximada de 320.000 km², es decir, equivalente a un tercio de la superficie actual de la Patagonia argentina (Ponce y Rabassa, 2012). Como dato comparativo, la superficie actualmente ocupada por glaciares en la Patagonia equivale a sólo un 5% de la que cubrió en el UMG. Hacia el este de la cordillera patagónica el manto de hielo formaba extensos glaciares alojados en las cuencas de los lagos ubicados al pie de la cordillera como los actuales lagos Fagnano, Argentino, Viedma, Buenos Aires, Nahuel Huapi y Lácar, entre otros. En las provincias de Santa Cruz y Tierra del Fuego algunos glaciares superaron los 100 km de extensión en dirección O-E y en Tierra del Fuego se internaban en el Océano Atlántico. En el río Santa Cruz, en la provincia homónima, el englazamiento llegó hasta el paraje La Barrancosa situado 130 km al Este del frente del actual glaciar Perito Moreno. En el Lago Argentino y en el alto valle del río Santa Cruz están los registros sedimentarios y geomorfológicos de al menos cinco glaciaciones pleistocénicas. Estos eventos glaciares, así como sus estadios de avance y retroceso, están representados por distintos niveles aterrazados y arcos de depósitos morrénicos, sedimentos limosos glacialacustres reflejo de lagos temporarios, rupturas de los endicamientos y depósitos proglaciares que erodan las morrenas previas (Strelin y Malagnino, 1986).

En cuanto a la vegetación, la merma en las precipitaciones y el descenso de la temperatura determinaron la supresión del bosque de *Nothofagus* (ñires, lengas,

coihues) y su reemplazo por una vegetación de tundra. En las Sierras Pampeanas de Argentina central los glaciares descendieron hasta los 1100 m de altura s.n.m. (Iriundo, 1999b). En Venezuela, a una latitud más baja, hay evidencias de avance glaciar hasta los 2600 m de altitud.

A gran escala, el clima actual de Sudamérica está gobernado por el anticiclón del Pacífico Sur (APS) y por la posición de la Zona de Convergencia Intertropical (ITCZ). Esta última es la zona de baja presión donde convergen los vientos alisios generados en la franja de alta presión subtropical y en ella se pueden generar lluvias abundantes en los océanos y en las zonas costeras. Se infiere que durante la última glaciación, el APS cobró fuerza, a lo que se le sumaron los vientos generados en la zona de hielos continentales (vientos catabáticos, es decir masas de aire frío y más denso que se mueven por gravedad hacia zonas más bajas y de menor presión). El resultado fue un desplazamiento del clima frío y seco patagónico cerca de 1500 km al NE y un corrimiento latitudinal de la ITCZ de 10° al norte (Iriundo, 1999a).

Durante esta etapa fría y ventosa, se depositaron en la región pampeana varios metros de areniscas entrecruzadas eólicas. Los vientos dominantes fueron del SO (el viento Pampero) y produjeron una intensa deflación de las zonas englazadas. Se estima que se formaron dunas de hasta 100 m de altura que cubrieron una superficie del orden de los 180.000 km², conocida como el 'mar de arena pampeano' (Fig. 9.59) (Iriundo, 1999a, 1999b). El mejoramiento climático siguiente fue acompañado por mayores precipitaciones, el desarrollo de suelos (pedogénesis) y la fijación de las dunas. Esto dio paso a un nuevo ciclo frío y seco, con renovados avances de los glaciares y removilización de la arena, formándose nuevos campos de dunas, aunque no tan extensos como los del

evento previo. El Último Máximo Glacial está comprendido dentro de este ciclo. Hacia fines de la glaciación, en tiempos posiblemente equivalentes al Younger Dryas europeo, el clima fue relativamente árido y ventoso.

La distribución geográfica de los mamíferos es sensible a los cambios climáticos, por lo que ha sido muy utilizada para reconstruir la historia paleoclimática de la región pampeana (Tonni, 1998; Tonni et al., 1999; Cione et al., 2007). Las faunas que ocuparon el área pampeana durante el Lujanense experimentaron un recambio importante hacia los 25.000 años, relacionado con el advenimiento de un clima más frío y seco. Las faunas previas contienen una variedad de cérvidos, abundantes llamas y grandes herbívoros (litopternos, toxodontes, megaterios). En los estratos más jóvenes decrecen los ramoneadores, se incrementan los grandes pastadores y hace su aparición el pequeño avestruz patagónico. Los datos de polen confirman que la región pampeana, en aquel entonces una zona de dunas, tuvo una cobertura vegetal tipo estepa correspondiente a un clima árido a semiárido semejante al de la Patagonia actual (Quattrocchio et al., 2008; Barreda et al., 2007).

Por último, durante el Último Máximo Glacial el mar descendió cerca de 130 m. Esto produjo un fuerte desplazamiento de la línea de costa del litoral Atlántico hacia el este configurando una geografía muy distinta de la actual (Fig. 9.60). En este tiempo la superficie de las planicies expuestas a lo largo de las costas argentinas, desde el actual estuario del Río de la Plata hasta el extremo sur de la Patagonia (isla de Los Estados), ocupaba alrededor de 590.000 km² y su anchura llegaba a un máximo de 490 km a la latitud de Bahía Blanca. A los 15 ka, ya iniciado el desenglazamiento, esta última se había reducido a 290 km. De acuerdo al modelo elaborado por Ponce y Rabassa (2012) durante el UMG las islas Malvinas (Gran Malvina y Soledad) conformaban una única isla (Fig. 9.60) con un área cuatro veces mayor de la actual. Esta isla única estaba separada del resto del continente por un estrecho marino de unos 220 km de anchura. En ese entonces la Isla de los Estados también estaba unida a la Isla Grande de Tierra del Fuego, produciéndose su separación hacia los 15 ka, igual que la de las Malvinas.

9.20 LA EVOLUCIÓN DEL HOMBRE Y SU ENTORNO FÍSICO

África es llamada, con propiedad, la cuna de la humanidad, pues contiene los registros más antiguos de homínidos y una gran variedad de **australopitecinos**, nuestros más lejanos antecesores. Los yacimientos fosilíferos más espectaculares se encuentran en la región del Rift Valley, especialmente en el triángulo de Afar, en los

alrededores del lago Turkana (Etiopía) y al este del lago Victoria (Tanzania). En estas regiones afloran sedimentos fluviolacustres formados por areniscas entrecruzadas y limos, entre los que se intercalan algunas capas de cenizas volcánicas que permitieron datar con precisión las capas fosilíferas.

En la extremadamente árida región etiópica de Hadar, al sur del triángulo de Afar (Figs. 9.17, 9.61), el grupo dirigido por el paleoantropólogo norteamericano Donald Johanson descubrió en 1974 un conjunto de huesos poscraneales (parte de los brazos, pierna, costillas, cintura pélvica) y unos pocos fragmentos de la mandíbula pertenecientes a un pequeño homínido (alrededor de 1,07 m de estatura y 27 kg de peso) de 3,18 millones de años de antigüedad. El ejemplar, correspondiente a una hembra adulta, fue inmortalizado con el nombre de 'Lucy' en alusión a la canción de los Beatles *Lucy in the sky with diamonds* que solían escuchar durante la expedición. Luego, el fósil fue denominado científicamente *Australopithecus afarensis*. En 1990 fue encontrado el cráneo de un *afarensis* macho casi completo (Fig. 9.62). Lo que diferencia este fósil de los monos antropoi-

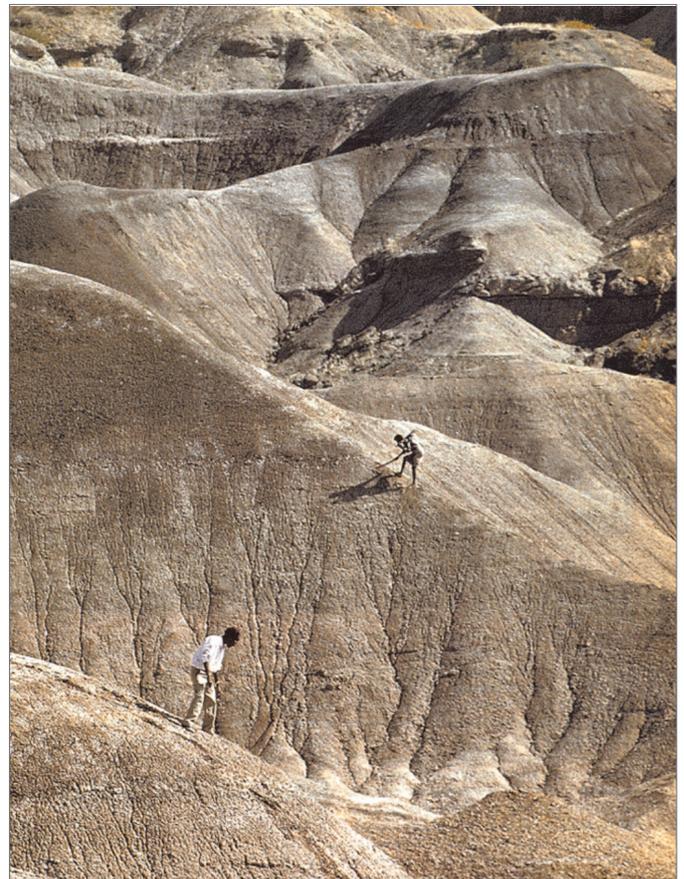


Figura 9.61. Afloramientos del Plioceno superior de la región de Hadar, en Etiopía, de donde provienen los restos de *Australopithecus afarensis*.

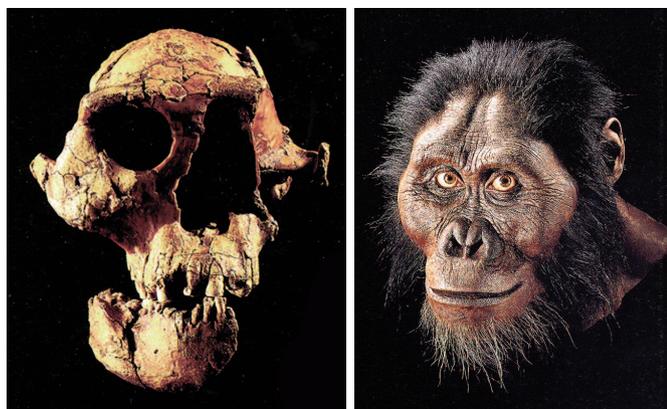


Figura 9.62. Cráneo (izquierda) y aspecto hipotético del aspecto de *Australopithecus afarensis* basado en la reconstrucción de los paquetes musculares de la región facial.

des, como el chimpancé –el ser viviente genéticamente más próximo al hombre– son sus caninos reducidos y su marcha bípeda, deducida a partir de la forma de las articulaciones de la rodilla y el tobillo, y la morfología de la pelvis. Esto fue confirmado por el hallazgo en Laetoli (Tanzania) de un conjunto de pisadas de homínidos bípedos de 3,6 Ma de antigüedad impresas sobre una capa de ceniza volcánica (Fig. 9.63). Dado que hay al menos dos tallas diferentes de huellas se especuló que podría tratarse de individuos hembras y machos. De ser así, la diferencia de talla entre los casi 250 especímenes de australopitecos recuperados en la región de Hadar se explicaría por dimorfismo sexual. Esta idea, sin embargo, no es compartida por todos, y hay quienes sostienen que se trata de especies diferentes de *Australopithecus*. De hecho en Chad, en una localidad del desierto del Sahara situada a cientos de kilómetros del Rift Valley se encontró una segunda especie, *Australopithecus bahrelghazali* de ~3.3 Ma de antigüedad (Brunet et al., 2002). En un yacimiento de 1,9 Ma situado al norte de Johannesburgo, en Sudáfrica, se halló otra especie denominada *A. sediba* caracterizada por poseer un largo pulgar y fuertes dedos que sugieren que fue una de las primeras especies en fabricar herramientas, aunque estas no se encontraron. Los autores de la especie sugieren que puede ser una forma de transición entre *Australopithecus africanus* (también hallado en el sur de África) y *Homo habilis* (Berger et al., 2010), aunque otros sostienen que podría tratarse de una rama de australopitecos que coexistió con especies del género *Homo*.

Al margen de esta discusión filogenética, está claro que el bipedalismo representó un avance fundamental en la evolución de los homínidos pues permitió liberar los brazos para otras funciones, como sostener las crías durante las travesías a través de la sabana y, lo más importante, poder utilizar la mano, con el pulgar móvil

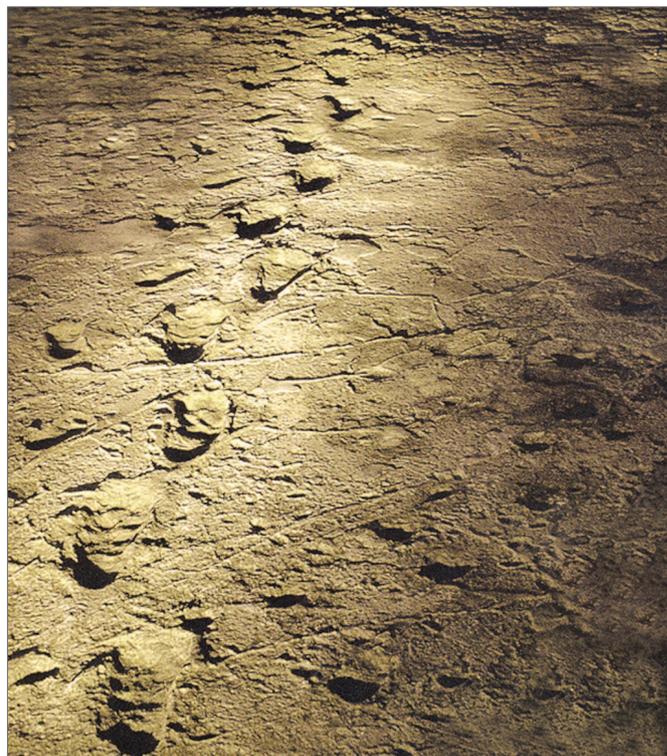


Figura 9.63. Pisadas de australopitecos en la localidad de Laetoli, en Tanzania.

y oponible heredado de los monos, para construir las primeras herramientas. Sin embargo, todavía no se han encontrado restos seguros de utensilios en los yacimientos de australopitecos.

Los más antiguos australopitecos se remontan a los 4,1 Ma (*A. anamensis*), aunque en capas de 4,4 Ma se encontró *Ardipithecus*, una forma aparentemente bípeda y relacionada con este grupo. Hacia atrás en el tiempo, sólo hay restos muy fragmentarios, datados en 5,6 Ma, cuya pertenencia a los homínidos está en discusión. En el Mioceno, hace alrededor de 20 Ma, se produjo la bifurcación de la rama que condujo a los monos póngidos (gorila, chimpancé, orangután), por un lado, y a los homínidos, por el otro. Los restos de un probable antecesor común (referidos al género *Proconsul*) también fueron encontrados en el este de África (Kenia, Uganda).

El paso siguiente en la evolución fue la aparición del género *Homo* a partir de antecesores australopitecos. Sus especies más antiguas aparecen en África oriental y meridional (*Homo habilis*, *Homo ergaster*, *Homo rudolfensis* y posiblemente otras) entre los 2,3 y 1,6 Ma. Los primeros restos fueron encontrados en la década del '60 por los célebres paleontólogos Mary y Louis Leakey en la garganta del río Olduvai, en Tanzania. Posteriormente, se realizaron importantes hallazgos en Koobi Fora, en Kenia. Más recientemente se encontró en Etiopía, unos

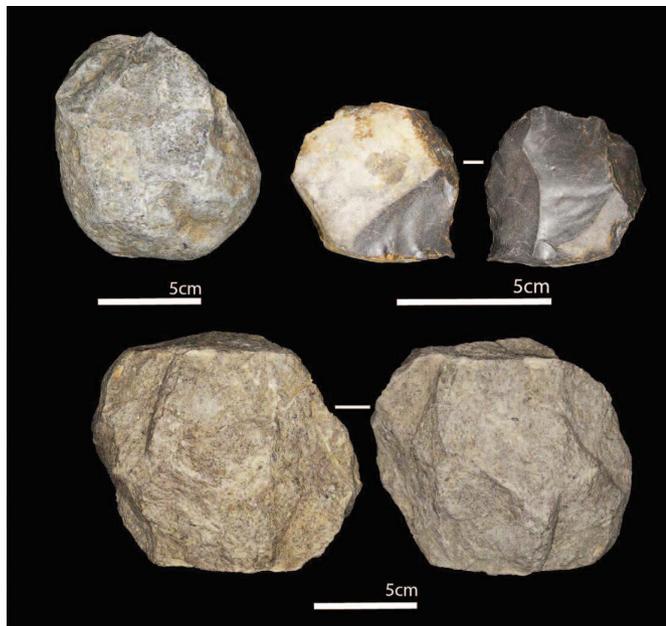


Figura 9.64. Artefactos Olduvai de 2,4 Ma de antigüedad encontrados en Argelia. En la foto núcleos de caliza unifaciales (de Sahnouni et al., (2018))

pocos kilómetros al norte del hallazgo de 'Lucy', una mandíbula del género *Homo* que posee una interesante combinación de rasgos modernos (sus dientes pequeños son más característicos del género *Homo*) y primitivos (su mentón es de australopiteco). Lo más sorprendente es que tiene una antigüedad de 2,8 Ma, la que lo ubica como un posible ancestro del *Homo habilis*. Los animales fósiles asociados confirman que la zona donde vivió era una sabana árida y no una selva, y se considera que este paisaje fue clave para que los australopitecinos, que eran mayormente arborícolas, cambiasen de vida y de dieta. Estos homínidos 'hábiles' se diferencian de los australopitecinos por su mayor volumen craneano (alrededor de 700 cm³ en lugar de los 400-500 cm³ de estos últimos) y su capacidad de elaborar toscas herramientas de piedra que eran utilizadas para cortar la carne de animales ya muertos y romper los huesos largos para comerse la médula (en realidad, estos hombres primitivos eran carroñeros). Es la llamada técnica de los *choppers*, consistente en cantos rodados tallados en una o ambas caras (técnica Oldovaiense). Los otros rasgos del cráneo siguen siendo semejantes a los de los australopitecinos. Hace poco se hallaron en la localidad argelina de Ain Boucherit herramientas de técnica Olduvai de 2,4 Ma consistentes en núcleos esferoidales facetadas y elementos tallados en una sola cara (unifaciales) o en las dos (bifaciales), además de láminas de obsidiana (Fig. 9.64). Esto indica una rápida expansión de la manufactura de herramientas desde el Este hacia el Oeste de África y de

allí a otras partes del continente africano, o también que hubo homínidos ancestrales viviendo simultáneamente en varias regiones de África (Sahnouni et al., 2018).

Una rama más avanzada fue la del *Homo erectus* (antes denominado *Pithecanthropus erectus*, literalmente el 'hombre-mono erguido'). Esta especie perduró más de un millón de años y fue el primer homínido en emigrar del continente africano. Sus restos, por ejemplo, fueron encontrados en Indonesia (el 'Hombre de Java') y también en Asia, en la famosa caverna china de Zhoukoudian (el 'Hombre de Beijing' o 'sinántropo'), y en localidades de Europa. La ruta de migración fue a través del corredor Levantino, situado entre el Mar Rojo y el Mediterráneo, como lo demuestra el hallazgo en Israel de herramientas tipo Olduvai datadas por paleomagnetismo en 1,7-2,0 Ma (Ron y Levi, 2001). Los restos exhumados del nivel 6 del yacimiento español de la Gran Dolina, en la Sierra de Atapuerca, confirman la presencia de un *Homo* de 800.000 años de antigüedad, referido a una especie distinta, *H. antecessor*. Los *erectus* eran de porte robusto y tenían una estatura comparable a la del hombre actual. Su esqueleto también era similar, salvo el cráneo, que era de frente huidiza y tenía una capacidad menor (800-1000 cm³), aunque la tendencia a la 'encefalización' ya estaba en marcha (Fig. 9.65). Vivieron tanto en lugares abiertos como al abrigo de cuevas en las que se encontraron evidencias de fogatas rodeadas de piedras, aunque no se tiene certeza si realmente habían aprendido a encenderlas. Las herramientas asociadas son más elaboradas que las de sus antecesores y están representadas por hachas bifaces y lascas construidas con la técnica Achelense. En 2004 fue dado a conocer el sorprendente hallazgo de un pequeño homínido de 18.000 años de antigüedad en una cueva de la Isla de Flores, en Indonesia. Su estatura era de sólo 1 metro y el cráneo, muy pequeño, tenía ~380 cm³ de capacidad. Es muy posible que este homínido, llamado *Homo floresiensis*, sea una rama derivada de los *erectus* de Java que evolucionó en total aislamiento. Curiosamente, parte de la fauna asociada también muestra signos de enanismo.

La idea de que los cambios climáticos ocurridos en África influenciaron el curso de la evolución humana se remonta a Darwin (1871), quien aseveró que la misma fue consecuencia de la adaptación a un ambiente de sabana. Muchos paleoantropólogos y arqueólogos han avanzado en esta 'hipótesis de la sabana' a partir de un conocimiento cada vez más acabado de la historia climática del continente africano, en particular mediante el estudio de los testigos extraídos en distintos lagos del Rift Valley. En estos profundos cuerpos de agua, a diferencia de los sedimentos terrestres, el registro es completo y continuo y, además, los lagos son sumamente sensibles a los cambios en la tasa de evaporación/precipitación.

pitación y a los ascensos y descensos del nivel de agua. En el lago Malawi, por ejemplo, los perfiles de sísmica de reflexión muestran una sucesión de duplas de sedimentos de abanicos profundos (nivel bajo) y de hemipe-lagitas (nivel alto) cuya periodicidad refleja oscilaciones orbitales (~100 ka). Esta alternancia de períodos húmedos y secos se superpone a una tendencia general hacia un clima cada vez más árido (Johnson et al., 2002).

Las evidencias indican que en el Mioceno tardío (entre 8 y 6 Ma) tuvo lugar en el este de África la transición del bosque cerrado al bosque abierto y la sabana, y que la aridez se incrementó entre los 3 y 1,5 Ma. Se han postulado varias causas, como el cierre del brazo de mar Indonésio, el inicio de las glaciaciones en el Hemisferio Norte y el levantamiento de cerca de 1000 metros sobre el nivel del mar del plateau etiópico causado por el punto caliente del Afar. Hasta dónde estos cambios en la vegetación incidieron en la evolución de los homínidos es actualmente materia de debate. Por un lado, están quienes consideran que el cambio evolutivo se concentró en breves intervalos de alteración climática que hicieron variar los hábitats ocupados por los homínidos (Vrba et al., 1995; Potts, 1996; Bobe et al., 2002; Bobe y Behrensmeyer, 2004). En el otro extremo, está la hipótesis de que los cambios evolutivos fueron producto de la competencia entre los homínidos, sin relación alguna con el cambio ambiental (Ruddiman, 2003). La relación (o no) de las migraciones de los homínidos con factores climáticos es otra cara de la misma moneda. El hombre ¿abandonó África por alguna presión ambiental, por competencia, o simplemente lo hizo buscando territorios más promisorios? Aquí es muy difícil separar las condiciones climáticas que favorecieron las migraciones (por ejemplo la emersión de tierras debido a un descenso del nivel del mar) de las circunstancias que impulsaron al hombre a dejar su propio territorio (falta de alimento, migración siguiendo sus presas, hostilidad de otros grupos humanos, etc.).

El **hombre de Neanderthal** se originó en Europa, donde habitó entre los 230.000 años y los 40.000 años, cuando se extinguió sin dejar rastros. Sus probables antecesores, como el *Homo heidelbergensis*, vivieron en Europa hace 500.000 años y poseían caracteres intermedios entre los *erectus* y los neandertales típicos. Por eso, las opiniones de los especialistas están divididas entre los que consideran a los neandertales como una subespecie de *Homo sapiens* o como una especie diferente, *Homo neanderthalensis*.

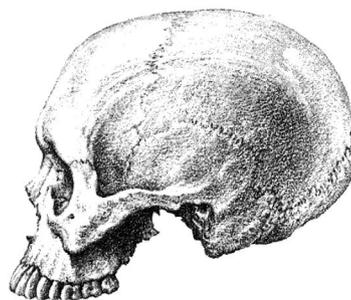
El primer cráneo fue encontrado en 1856 en el valle del río Neander (en alemán, *Neanderthal*), cerca de la ciudad alemana de Dusseldorf. Esto ocurrió apenas tres años antes de que Darwin diera a conocer su teoría de la evolución, y su hallazgo jugó un papel fundamental en



Australopithecus afarensis



Homo erectus



Homo sapiens

Figura 9.65 Evolución del cráneo de los homínidos, desde los australopitecinos al hombre moderno.

las ideas modernas acerca del origen del hombre. Al principio, no fueron reconocidos como pertenecientes a un homínido fósil sino como restos de algún soldado mongol o de un hombre con retraso mental. Luego se sucedieron grandes descubrimientos, como el de la localidad croata de Krapina, donde se encontraron cerca de 80 individuos de neandertales. Más recientemente, en Atapuerca (España), se descubrió la Sima de los Huesos, una cueva angosta e inclinada que se conecta a la superficie por un pozo de 12 metros. En ella se hallaron más de 30 esqueletos de 300.000 años de antigüedad. Estos y otros hallazgos revelaron que el hombre de Neanderthal, en su apogeo, ocupó no sólo toda Europa sino el Cercano y Medio Oriente, llegando incluso hasta el norte de Rusia y probablemente a Mongolia.

Los neandertales eran bajos y fornidos, con una



Figura 9.66. Distintas reconstrucciones del hombre de Neandertal. Arriba a la izquierda un niño neandertal de Gibraltar efectuada por el Instituto Antropológico de la Universidad de Zurich. Los restantes son reconstrucciones de individuos adultos (de <https://www.eupedia.com/europe/neanderthal>).

poderosa musculatura, caja torácica ancha (señal de grandes pulmones) y brazos proporcionalmente cortos, todos rasgos que sugieren adaptación a un clima frío e intensa actividad física. Su cráneo tenía la misma capacidad que el hombre moderno (incluso algo mayor), pero la nariz era más ancha y la frente inclinada hacia atrás, en la que sobresalen dos prominentes arcadas supraorbitarias (Fig. 9.66). Recientemente, se recuperó ADN de huesos de neandertales encontrados en Krapina (Croacia). Si bien sólo se pudo reconstruir una ínfima parte del genoma, todo indica que estaban estrechamente emparentados con el hombre moderno, aunque con suficientes diferencias genéticas como para inferir que la divergencia de los dos linajes se remonta a más de 700.000 años. Otro dato sorprendente fue la identificación del 'gen del habla' (el gen FOXP2) en ADN de huesos de neandertales de 43.000 años de antigüedad descubiertos en la cueva asturiana de El Sidrón. Datos más recientes basados en ADN de restos de neandertales demostraron que estos tenían la piel y los ojos claros y el pelo rojizo (Fig. 9.66). Como se verá más adelante hay claras evidencias de que estos caracteres fueron transmitidos al *Homo sapiens* en Europa.

Es probable que los neandertales hayan sido cazadores nómades, siguiendo las migraciones estacionales de sus presas. A estos hombres les tocó vivir el clima extremadamente frío de las dos últimas glaciaciones (aunque también el clima benigno del interglacial Eemiano). La industria lítica de los neandertales, conocida como Musteriense, era bastante avanzada (creaban utensilios para raspar o cortar), habían aprendido a usar el fuego y desarrollaron los primeros ritos funerarios enterrando a sus muertos en las cuevas y tapando los sepulcros con piedras. No se descarta que hayan desarrollado el canibalismo. Estas actividades grupales ahora se explican mejor sabiendo que tenían un lenguaje articulado.

Finalmente hizo su aparición el **hombre moderno**, el *Homo sapiens sapiens*, caracterizado por su mayor volumen encefálico (1500-1600 cm³), frente alta y carente de arcos supraorbitales, dientes más pequeños y mentón más pronunciado (Fig. 9.65). A diferencia del hombre de Neanderthal, el *Homo sapiens* era capaz de elaborar utensilios de caza más sofisticados que podía arrojar desde lejos (puntas de flecha, lanzas) para evitar la lucha cuerpo a cuerpo, y herramientas de hueso y de astas de reno. Más tardíamente, hacia los 18.000 años, confeccionaron arpones, agujas de coser y anzuelos, y aparecen las manifestaciones de arte rupestre, como las pinturas en las cuevas de Lascaux en Francia y de Altamira en España (Fig. 9.67) y las estatuillas de piedra o hueso. Esta cultura refinada, conocida como Magdaleniense, demuestra que la crudeza del máximo glacial no afectó los progresos técnicos y artísticos sino que, más bien, los incentivó.

Todo indica que, al igual que los primeros homíni-



Figura 9.67. Pintura de un bisonte en el techo de la cueva de Altamira del norte de España (región Cantábrica). Las pinturas datan 18.000 a 15.000 años antes del presente.

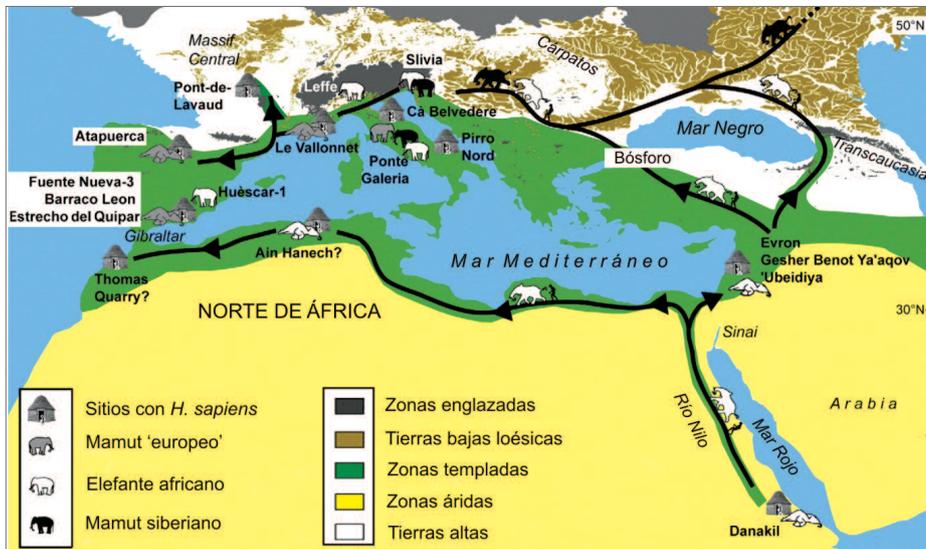


Figura 9.68. Rutas migratorias (flechas) del hombre moderno desde África hacia Eurasia hace alrededor de 100 ka. Su expansión fue a lo largo de las tierras bajas más templadas y habría coincidido con la rutas de dispersión de los elefantes y mamuts (simplificado de Muttoni et al., 2010).

dos, el hombre moderno también se originó en África, desde donde habría migrado hacia el Cercano Oriente (en Israel hay restos de unos 170.000 años) siguiendo el valle del Nilo, para colonizar luego Oceanía (hace 55.000 años). Los más antiguos restos en Europa estaban datados en 70.000 años, pero el hallazgo reciente de un cráneo de 210.000 años de antigüedad en el macizo de Apidima en Grecia, refuerza la idea de que hubo múltiples dispersiones de hombres modernos desde África hacia Eurasia, y que sin dudas coexistieron y se reemplazaron mutuamente con poblaciones de neandertales (Harvati et al., 2019). En Europa, el *H. sapiens* ingresó por la región de los Balcanes y penetró hacia el oeste por el valle del Po (emergido por el descenso glacioeustático), asentándose en la región mediterránea entre los 40 y 30 ka, justo antes de la fase más severa de la última glaciación. Es el llamado Hombre de Cro-Magnon, denominado así por la cueva francesa donde se encontraron varios esqueletos en 1868. Las causas de la última oleada migratoria desde África serían esencialmente climáticas, relacionadas con el inicio de la fase más intensa de la glaciación pleistocena (hacia los 95 ka), reflejada por la aridización del norte de África y, en particular, del Sahara. Esto determinó que las faunas de grandes herbívoros, como el elefante africano, migraran hacia el clima más benigno de la costa norte de África y el sur de Europa, ocupando las tierras bajas loésicas periféricas al manto de hielo en expansión, donde también se emplazaron los mamuts y los *Homo sapiens* (Muttoni et al., 2010) (Fig. 9.68). Por otra parte, las glaciaciones pusieron un límite al poblamiento de Eurasia hacia el norte (~43°N).

La colonización generalizada del hombre moderno en Europa está datada en base a magnetoestratigrafía: con pocas excepciones tuvo lugar entre el subcron Jaramillo y el límite entre los cronos Brunhes y Matuyama (0,99-0,78 Ma). El lapso que media entre esta oleada migratoria y los 10.000 años (inicio del actual interglacial) se conoce como **Paleolítico Superior**. La colonización generalizada de Europa por los *sapiens* coincidió con la desaparición de los neandertales, razón por la cual se ha especulado acerca de una relación de causa y efecto entre ambos hechos. Sin embargo, la forma en que ocurrió el reemplazo sigue siendo materia

de conjeturas. Por un lado, están quienes postulan que hubo un cruzamiento creciente entre ambos grupos humanos, lo que explicaría los hallazgos de formas intermedias entre neandertales y cromañones, así como también la modernización de las herramientas de los neandertales a partir de los 30.000 años. Según otros, se trató de dos especies diferentes que entraron en competencia, posiblemente violenta, por la tierra y las presas de caza, confrontación en la que el hombre moderno salió triunfante por sus técnicas más avanzadas, mejores vestimentas y refugios y, muy posiblemente, por poseer un lenguaje y una comunicación más compleja y efectiva. Se sostiene que los europeos mesolíticos (occidentales) tenían ojos azules pero piel y cabello oscuros. Se supone que el *Homo sapiens* no heredó estos caracteres de golpe sino que lo hizo en forma gradual a través del entrecruzamiento continuo con neandertales en Europa y Medio Oriente durante decenas de miles de años. Entre el 1% y el 3% del ADN de las poblaciones actuales proviene de los neandertales y en especies más recientes de *Homo sapiens* el porcentaje se eleva al 20-30% lo que sugiere un cruzamiento cada vez mayor entre las poblaciones europeas (en África estos genes están ausentes). Evidencias recientes indican que no solo hubo cruzamiento entre *sapiens* y neandertales sino también con los 'Denisovanos', que son una probable nueva especie de *Homo* encontrada en la cueva de Denisova en los Montes Altai de Siberia (Prüfer et al., 2014). Las últimas evidencias sobre el genoma de los Denisovanos muestran que estos se separaron de los neandertales hace más de 390.000 años y que hubo evidente cruzamiento entre ambas especies (Slon et al., 2018).

Un escenario en el que se plasman estas hipótesis, basado en el conocimiento de la época, fue magníficamente recreado en la película francesa *La guerra del fuego*, de Jean Jacques Annaud, filmada en 1981.

La última fase de expansión del *Homo sapiens* fue hacia América. Se especula que el nivel extremadamente bajo del Último Máximo Glacial fue lo que permitió el ingreso del *Homo sapiens* desde Asia. El Estrecho de Bering tiene actualmente una profundidad promedio cercana a los 50 metros y se estima que durante el descenso glacioeustático debió quedar emergida una franja de tierra de varias decenas de kilómetros de anchura – el territorio denominado *Beringia* – uniendo Asia con Alaska a través del Ártico (Acot, 2005). Algunas poblaciones humanas, posiblemente empujadas por otras tribus nómades, lo habrían traspasado en el Pleistoceno tardío, hace al menos 15.000 años, a juzgar por la edad de los restos –mayormente puntas de lanza– encontrados en América del Norte y referidos a la cultura Clovis, cuya edad máxima sería de 13.500 años. Una segunda hipótesis, la del ‘poblamiento temprano’, se basa en datos genéticos (cromosoma Y y ADN mitocondrial) y también en hallazgos arqueológicos en diversas localidades americanas (algunos de ellos de edad cuestionable), y sostiene que el ingreso tuvo lugar antes de los 20.000 años. En América del Sur, el hallazgo pre-Clovis más resonante fue el de Monte Verde, cerca de Puerto Montt, en Chile, donde se encontraron restos humanos de 13.500 años de antigüedad, aunque hay numerosos sitios arqueológicos de edades C^{14} similares o aún mayores, como el de Pedra Furada de Brasil (32.000 años). En Argentina, los restos más antiguos son los artefactos líticos de Piedra Museo (11.560 años) y Los Toldos (12.890 años), cerca de Pico Truncado, en la provincia de Santa Cruz.

El interrogante que subsiste es cómo hicieron para cruzar Beringia durante la última glaciación, justo cuando esta región estaba cubierta por un grueso manto de hielo y las condiciones climáticas eran extremas: ¿por la costa, ampliamente expuesta por el bajo nivel del mar, alimentándose de peces?, ¿en pequeñas embarcaciones?, ¿cruzando los glaciares durante el verano? Por ahora, faltan evidencias concretas y toda suposición es posible. Lo único seguro es que no fue un recorrido fácil.

9.21 LOS TIEMPOS POSGLACIALES: EL HOLOCENO

El lapso posglacial en el que nos encontramos actualmente es referido al **Holoceno**, la última serie de la escala global. Del punto de vista climático, el Holoceno se inicia al término de la oscilación fría Younger Dryas (ver más adelante), la que da paso a un clima más benigno conocido como ‘Preboreal’. La edad de su base

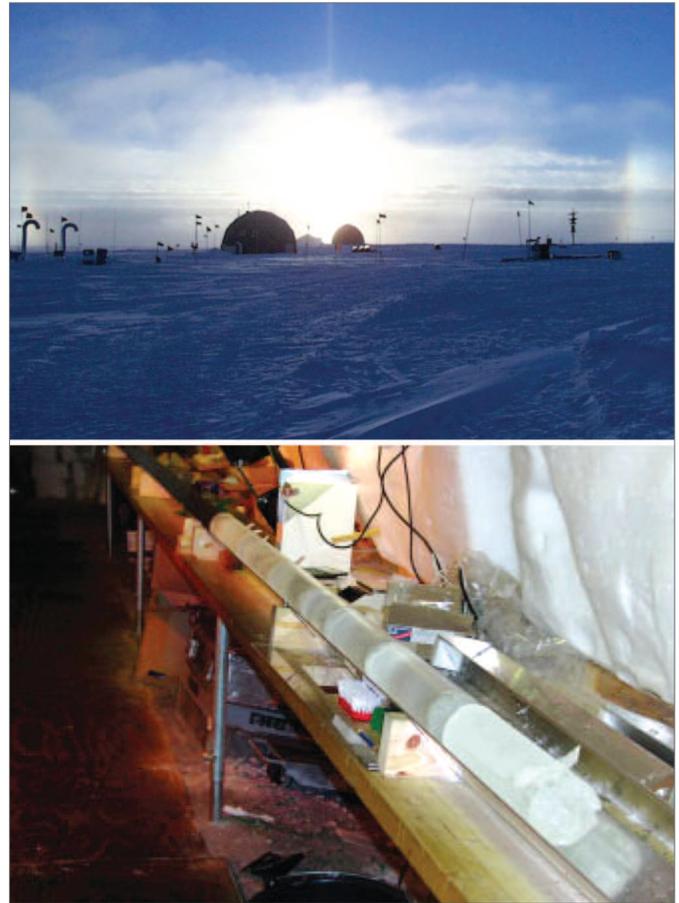


Figura 9.69. Arriba: vista panorámica del campamento de perforación NorthGRIP (*North Greenland Ice Core Project*) en el norte de Groenlandia (cerca de 76°N) donde se extrajo el testigo de hielo que constituye el GSSP de la base del Holoceno; abajo: acondicionamiento de un testigo de hielo en el interior de una de las carpas (de Walker et al., 2009).

se calculó contando capas anuales de hielo en testigos obtenidos en Groenlandia durante el programa europeo GRIP (*Greenland Icecore Project*) y se fijó en 11.700 años antes del presente (tomando como referencia el año 2000) (Fig. 9.69). Este evento climático está reflejado en una variación en los valores de deuterio y de la relación isotópica δO^{18} , en la concentración de polvo atmosférico y en el espesor de las capas anuales de hielo, entre otros parámetros. El testigo de hielo que constituye el GSSP del Holoceno fue debidamente acondicionado y archivado. Además, fueron definidas otros cinco estratotipos auxiliares en testigos de sedimentos de lagos de Alemania, Canadá, Japón y Nueva Zelanda, y de sedimentos marinos del Golfo de Cariaco en Venezuela (Walker et al., 2009).

Hasta hace poco el Holoceno era subdividido informalmente en tres partes, Holoceno temprano (hasta 8 ka), medio (8-4 ka) y tardío (4 ka-presente). Estas divi-

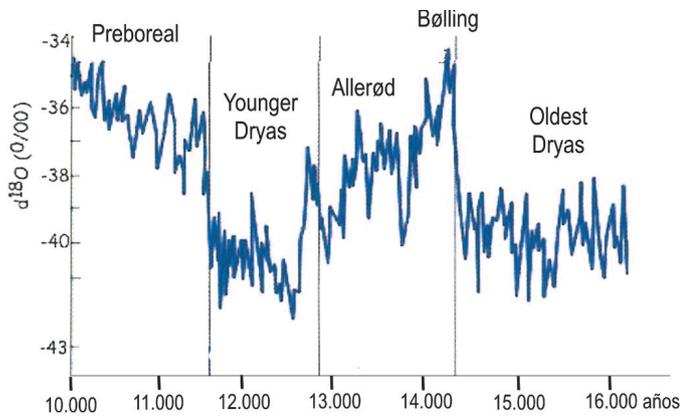


Figura 9.70. Variaciones de temperatura en la transición Pleistoceno-Holoceno. Los ciclos de enfriamiento son escalonados mientras que los cálidos comienzan en forma más abrupta (simplificado de Uriarte Cantolla, 2003).

siones no eran arbitrarias sino que coincidían con ciertas oscilaciones climáticas. Por ejemplo, el Holoceno medio (y parte del temprano) abarca un lapso cálido llamado Hipsitermal o también 'máximo térmico Holoceno (HTM) durante el cual las temperaturas fueron más altas que en resto del Holoceno, tal como lo indican los datos palinológicos y las asociaciones de moluscos marinos. El Holoceno tardío está caracterizado por un avance general de los glaciares alpinos y evidencias de enfriamiento en los registros isotópicos (δO^{18}) de los hielos de Antártida y de Groenlandia, de allí su nombre de 'Neoglacial'. En 2018 la Comisión Internacional de Estratigrafía propuso una subdivisión formal de la Serie Holoceno en tres edades o pisos (*stages*). El inferior, correspondiente al Holoceno temprano es el Piso Greenlandiano (o Groenlandiano) que abarca el lapso 11,7 a 8,3 ka (miles de años), el Nortgrippiano (8,3 a 4,1 ka) y el Meghalayano (4,1 ka-presente). Los nuevos pisos están basados en eventos climáticos claramente identificables por las relaciones isotópicas en testigos de hielo de Groenlandia y en sedimentos lacustres y, en el caso del último piso, en estalagmitas carbonáticas. El piso Meghalayano es particularmente interesante porque su inicio coincide con un enfriamiento global ocurrido 4.200 años antes del presente. Este evento climático produjo un grave deterioro en la agricultura desarrollada por las poblaciones humanas y también marca el comienzo de importantes migraciones en Egipto, Siria, Grecia, Palestina y Mesopotamia. Es la primera división de la escala estratigráfica global basada en la conjunción de datos isotópicos y arqueológicos. Otra particularidad es que se trata de un cambio climático global que afectó a la especie humana pero que claramente no es antropogénico. Las oscilaciones climáticas más recientes corresponden al Período Cálido Medieval y a la Pequeña Edad de Hielo, que ana-

lizaremos con cierto detalle más adelante (§ 9.22). El calentamiento global de los últimos decenios es la oscilación climática que está cursando la Tierra en el presente (§ 9.22).

El cambio de las condiciones glaciales al clima actual no fue gradual sino que ocurrió a través de marcadas oscilaciones. El último lapso frío de la glaciación es el *Oldest Dryas*, ocurrido entre 19 ka y 14,7 ka (Fig. 9.70). Luego, la temperatura aumentó rápidamente hasta alcanzar valores similares a los actuales. Esta oscilación cálida tuvo dos máximos denominados Bølling, el primero, y Allerød, el segundo, (de ahí el nombre de 'evento Bølling-Allerød'), con un breve enfriamiento entre ambos. A partir de allí, el clima se enfrió paulatinamente hasta que, hacia los 13 ka, entró de lleno en una nueva fase fría conocida como *Younger Dryas* durante la cual la temperatura llegó a estar hasta 15°C por debajo de la media actual de acuerdo a los datos de isótopos de oxígeno medidos en testigos de hielo extraídos en Groenlandia. El nombre Dryas alude a la planta con flores de pétalos blancos y estambres amarillos *Dryas octopetala*, típica de la tundra (Fig. 9.71). Esta especie penetró en el sur de Europa durante la fase fría acaecida entre 13 ka y 11,7 ka (el término *Younger* es para significar que es posterior al *Oldest Dryas*). Si bien el Younger Dryas fue considerado, al principio, como un fenómeno climático confinado a Europa, las evidencias posteriores indicaron que tuvo alcance global aunque, al parecer, en el Hemisferio Sur fue menos intenso que en el Norte y hubo un desfase respecto del momento de su inicio (en Antártida habría comenzado ~1000 años antes). En base a los foraminíferos planctónicos, el Younger Dryas fue identifica-



Figura 9.71. Flor del arbusto *Dryas octopetala*, característico de la tundra del norte de Europa.

do en sedimentos del Atlántico Norte y en mares tropicales, como el Océano Índico, lo que confirma su carácter global. La extensión geográfica de esta oscilación climática (global *vs.* eurocéntrica) y la rapidez con que se produjo su transición al lapso cálido Preboreal (sólo unas pocas décadas), tienen gran importancia a la hora de analizar los cambios climáticos del presente, como veremos más adelante (§ 9.23).

Respecto de las causas que desencadenaron este enfriamiento, ya se comentó la hipótesis de un cambio en los patrones de circulación oceánica del Atlántico Norte por el brusco ingreso de agua dulce proveniente del enorme lago Agassiz (§ 9.17). Hace poco se propuso la hipótesis de que tal deshielo fue producido por el impacto de un cometa en la zona de los Grandes Lagos que desestabilizó el manto de hielo, generando suficiente agua de ablación como para desencadenar el enfriamiento climático Younger Dryas (Firestone et al., 2007; Kennett et al., 2008, 2009). Los autores aportaron evidencias de tal impacto, así como de extensos incendios forestales ocurridos hacia los 12,9 ka. Esta hipótesis tuvo amplia difusión (por ej. en videos de *National Geographic*, *History Channel*, etc.) pues tenía el atractivo de relacionar este fenómeno extraterrestre con la extinción de los grandes mamíferos (ver § 9.15) y de los indios Clovis, considerados por algunos como los más antiguos pobladores de Norteamérica. Recientemente, sin embargo, luego de una etapa de cierto escepticismo hacia esta hipótesis, Carlson (2010) y especialmente Pinter et al. (2011) cuestionaron la mayoría de las pruebas de tal impacto, aduciendo que pueden explicarse perfectamente mediante procesos terrestres (no ET) y no catastróficos.

Luego del Younger Dryas, entre los 9000 y 3500 años, se ingresó de lleno en un clima relativamente más cálido, el **Hipsitermal** u 'óptimo climático Holoceno'. En América del Sur, este lapso coincidió con un debilitamiento del anticiclón del Pacífico, lo que produjo un nuevo corrimiento de las fajas climáticas hacia el sur y el advenimiento de un clima subtropical cálido y húmedo. Este lapso favoreció el establecimiento del hombre en estas latitudes. En la región pampásica, las condiciones secas y frías se mantuvieron hasta el inicio de la edad-mamífero Platense, la que marca la transición al Holoceno. Estos estratos contienen los últimos grandes mamíferos autóctonos sudamericanos, como *Myloodon*, *Toxodon*, *Megatherium* y el gliptodonte *Doedicurus*, cuyos huesos (muchos de ellos provenientes de sitios arqueológicos) dieron edades C¹⁴ de 8300 a 7300 años. En esa época se produjo la extinción generalizada de los grandes mamíferos. El Hipsitermal está evidenciado por la formación de suelos y la expansión de los mamíferos subtropicales. También coincide con una elevación del mar

de 4-5 m respecto del nivel actual, lo que se tradujo en una ingresión marina en la provincia de Buenos Aires (Formación Las Escobas) cuyas faunas de moluscos indican influencia de aguas cálidas o templado/cálidas, al menos hasta los 44°S (Aguirre et al., 2007). El patrón biogeográfico actual se definió recién después de los 4400 años, cuando se instalaron faunas de aguas más frías por la influencia de la corriente de Malvinas.

En África también hay evidencias de esta oscilación cálida. En esa época, el desierto del Sahara era notablemente más húmedo que en la actualidad, con precipitaciones de 150-400 mm anuales en el sector oriental, debido al desplazamiento hacia el norte de la zona de convergencia intertropical. El resultado es que había lagos en varios puntos del desierto, algunos muy grandes y poblados de cocodrilos. En las pinturas rupestres cercanas al macizo de Hoggar, en el centro del desierto, están representados búfalos, rinocerontes y elefantes. Se estima que en esa época la región de la sabana tropical, que era similar a la que hoy en día bordea el desierto (el *sahel*), se expandió cerca de 600 km al norte. En este paisaje de sabana, con acacias dispersas y abundantes arbustos, pastaba el ganado (bueyes, antílopes) que daba sustento a las poblaciones nómades del desierto. El asentamiento de los egipcios en las orillas fértiles del Nilo coincidió con el período seco subsiguiente al hipsitermal, que trajo aparejada una merma en el caudal del río. Las poblaciones nómades, por su parte, se retrajeron hacia el sur (Fagan, 2004).

9.22 LA HISTORIA MÁS RECIENTE: EL PERÍODO CÁLIDO MEDIEVAL Y LA PEQUEÑA EDAD DE HIELO

En el último milenio hubo dos oscilaciones climáticas importantes. Dado que ocurrieron en épocas históricas, han quedado registradas a través de pinturas de la época y crónicas de distinta índole como, por ejemplo, los libros donde se asentaban datos sobre las cosechas. La primera se conoce como **Período Cálido Medieval** (o también Anomalía Climática Medieval), y la segunda como Pequeña Edad de Hielo. Ambos lapsos están íntimamente ligados pues uno pasa sin solución de continuidad al otro, especialmente en Europa, donde primero fueron reconocidos. Actualmente, hay datos del calentamiento Medieval en numerosas regiones de ambos hemisferios, por lo que su carácter global parece estar fuera de duda (Broecker, 2001, entre otros). El Período Cálido Medieval abarcó el lapso comprendido entre el año 800 y el 1300 de nuestra era (por eso también se lo refiere al 'período de las Cruzadas') y se caracteriza por un aumento de alrededor de 1°C de la temperatura media, un clima más seco, e ingresiones marinas locales. A nivel de la civilización humana, este calenta-

miento propició, por ejemplo, que los vikingos que habitaban Islandia se aventuraran hasta las tierras inhóspitas que bautizaron Groenlandia (*greenland* significa 'tierra verde'), donde se asentaron hasta el año 1300 cuando se retiraron, debido quizás al enfriamiento subsiguiente. Incluso, llegaron hasta las costas de América del Norte (Labrador, Terranova), de ahí que el noruego Leif Eriksen debe ser considerado el verdadero 'descubridor europeo' de América, adonde llegó en el año 1000, casi cinco siglos antes que Cristóbal Colón.

En el Hemisferio Sur hay claras evidencias litológicas y paleontológicas de la ocurrencia del Período Cálido Medieval. En la región central de Argentina, el desarrollo de depósitos lacustres y pantanos en las depresiones eólicas revela el advenimiento de un clima más húmedo y cálido, con una temperatura promedio de alrededor de 2,5°C más elevada que la actual. Asimismo, las salinas ubicadas hacia el NE, como las Salinas Grandes y de Ambargasta, tenían agua permanente, lo que permitió que alrededor de 1000 años AP se establecieran poblaciones indígenas que cultivaron sus márgenes. Este cambio climático promovió un corrimiento al oeste de cerca de 100 km de la flora subtropical chaqueña oriental hacia las regiones actualmente áridas del noroeste argentino, así como el ingreso en la región pampásica de mamíferos subtropicales (Tonni et al., 1999). El influjo de humedad habría sido producido por el fortalecimiento del anticiclón del Atlántico Sur (Iriondo, 1999a; Cioccale, 1999). En la región Mediterránea, la Anomalía Climática Medieval coincidió con una merma en las precipitaciones por efecto de cambios en los patrones de circulación oceánica en el Atlántico Norte combinada con el efecto ENSO (Toker et al., 2012).

El nombre de **Pequeña Edad de Hielo** (PEH, o LIA, *Little Ice Age*) fue acuñado por el geólogo holandés François Matthes para designar el enfriamiento ocurrido a partir de los 400 años AP. Actualmente, este intervalo se circunscribe al lapso de clima frío y húmedo que sucedió al óptimo Medieval, entre los siglos 16 y 19, durante el cual la temperatura descendió, en promedio, cerca de 0,8°C respecto de la media actual (Mann et al., 1999). Las

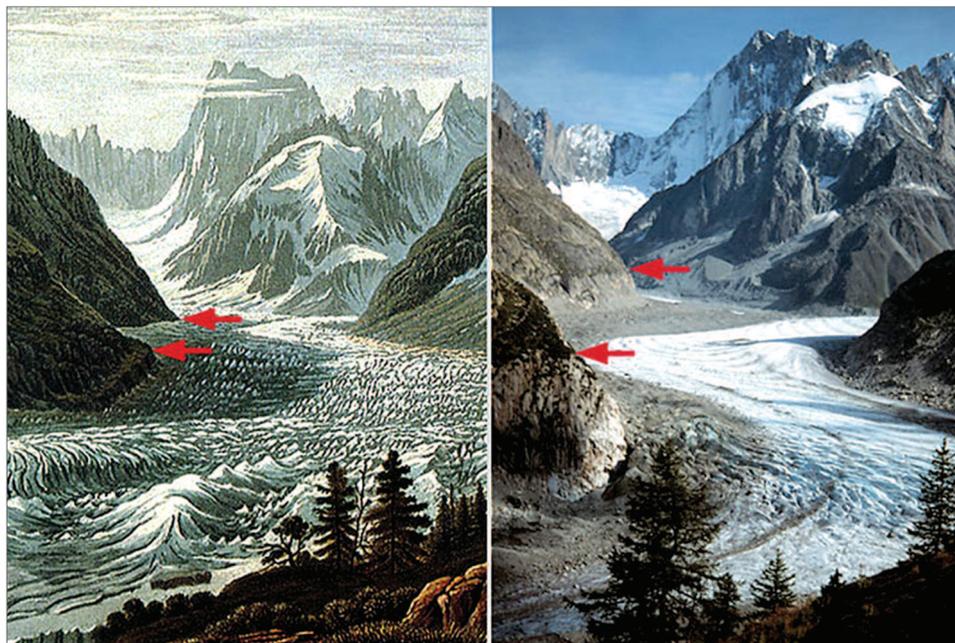


Figura 9.72 El glaciar *Mer de Glace* en la región del Mont Blanc, en los Alpes Franco-Suizos. A la izquierda, representado en una pintura de Birman del siglo 19. A la derecha, una foto tomada en el año 2000. Las flechas rojas indican el nivel de la superficie del glaciar durante la Pequeña Edad de Hielo y en el presente.

evidencias geoquímicas de sedimentos del fondo oceánico (isótopos de oxígeno en foraminíferos, relación carbonato/ terrígenos) indican un enfriamiento de las aguas superficiales de 1°C, precedido por un calentamiento de 1°C en el máximo Medieval. La evidencia más palpable de la PEH es el fuerte avance que experimentaron los glaciares de la región Alpina, magníficamente plasmado en pinturas y crónicas de la época (Fig. 9.72). Además, hay testimonios de pobladores que refirieron que el avance de los glaciares puso en peligro algunas poblaciones, como la de Argentière, en la zona de Chamonix de los Alpes franceses. En esa época también se produjo el congelamiento del río Támesis en Londres y del puerto de Nueva York, hechos totalmente inusuales en la actualidad.

En América del Sur también se ha identificado un lapso de bajas temperaturas y clima árido que se corresponde con la PEH (una completa bibliografía es citada por Salvarredy-Aranguren et al., 2009). A mediados de 1700, la extensa laguna Mar Chiquita de la región central de Argentina (NE de Córdoba) experimentó un marcado déficit hídrico que quedó registrado en los sedimentos como una extensa capa de halita, yeso y calcita (Piovano et al., 2006). También hubo fuertes vientos del SO que produjeron aporte de arena y una recesión generalizada del sistema fluvial de la llanura pampeana. Esto quedó registrado en la detallada cartografía realizada por los jesuitas (Fig. 9.73) en la que se muestra que los ríos pro-

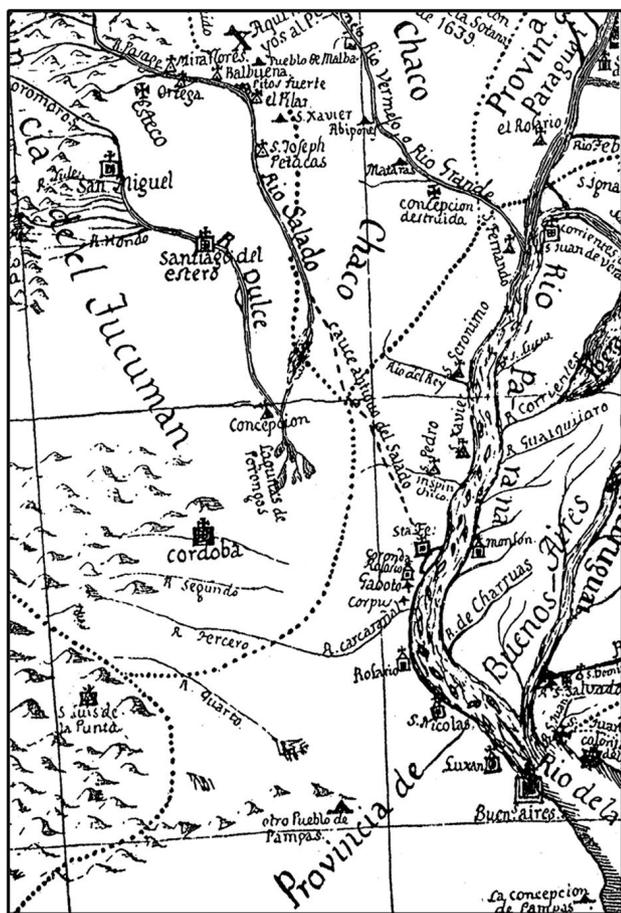


Figura 9.73. Mapa jesuítico elaborado en 1760 (reproducido por Furlong Cardiff, 1937).

venientes de las sierras de Córdoba, como el río Primero y el río Segundo, formaban abanicos aluviales al pie de las serranías y luego se insumían sin llegar a la depresión que hoy ocupa la laguna Mar Chiquita, en aquel entonces reducida a un bolsón salino con pequeños cuerpos de agua. Igualmente, las asociaciones de ostrácodos extraídas de testigos de la laguna de Chascomús de la provincia de Buenos Aires muestran un escenario de aguas bajas y con alta salinidad, situación que alcanzó un máximo entre los años 1690 y 1850 (Laprida y Valero-Garcés, 2009). En ese lapso, las lagunas intermontanas también se desecaron y se transformaron en salares. En el lago Milluni Grande, situado al norte de La Paz, en el altiplano boliviano, hay evidencias de una aridización creciente a partir del año 1500 AP, con un máximo entre 1770 y 1818. En ese lapso se produjeron nevadas intensas (una de ellas hizo colapsar la catedral de La Paz a fines del siglo 17) y el glaciar Charquini, situado al norte del lago Milluni, alcanzó su mayor expansión (Rabatel et al., 2008; Salvarredy-Aranguren et al., 2009).

En la Patagonia, este episodio frío coincidió con un avance importante de los glaciares y un corrimiento del clima frío y seco patagónico cerca de 300 km al norte (Cioccale, 1999). Al respecto, las crónicas de la época son muy elocuentes cuando describen la falta de abrevaderos para los caballos de las carretas que hacían el recorrido entre Buenos Aires y Córdoba, cruzando la actualmente fértil región pampeana. En estas crónicas se refiere que las aguas de los ríos eran escasas y demasiado saladas como para beberlas. La sequía era tan marcada que el río Paraná, por ejemplo, era navegable sólo por pequeñas embarcaciones.

Durante la PEH el enfriamiento no fue permanente sino que hubo al menos tres lapsos de frío intenso separados por intervalos más templados. En general, hay consenso en que la PEH no es más que el último de una serie de enfriamientos moderados que se sucedieron en el Holoceno. La identificación de las causas de la Pequeña Edad de Hielo ha sido objeto de numerosos estudios por su cercanía al presente y sus implicaciones en la interpretación del calentamiento global actual. Se estima que los cambios en la irradiación causados por manchas solares y otras alteraciones del Sol jugaron un papel importante. De hecho, se han detectado dos oscilaciones en la irradiación solar, una más intensa, denominada **Mínimo Maunder** (1645-1715), durante la cual hubo una disminución del orden de 0,25%, y otra más leve, el **Mínimo Spörer**, ocurrida en el lapso 1450-1550 AP. Entre ambos mínimos hubo un ascenso moderado de la temperatura (Fig. 9.74). No está aclarada la manera en que estas pequeñas variaciones en la irradiación se trasladaron a los cambios climáticos observados. Se supone que hubo una interacción compleja entre irradiación solar (factor externo) y dinámica de los océanos (factor interno), y se ha especulado que los ciclos solares pueden generar tendencias de larga duración en la frecuencia e intensidad de los eventos ENSO. Otra causa posible son los cambios en la circulación termohalina (ver § 9.16). La acción del volcanismo explosivo parece ser importante sólo a muy pequeña escala (1-2 años), sin efectos a escala de décadas o centurias. Por último, las concentraciones de gases-traza en la atmósfera, como el CO₂ y el metano (medidos en burbujas de aire en testigos de hielo de la Antártida) muestran sólo pequeños cambios, y su efecto sobre las variaciones climáticas de alta frecuencia del final del Holoceno no está claro.

9.23 EL CALENTAMIENTO GLOBAL ACTUAL: ¿NATURAL O INDUCIDO POR EL HOMBRE?

Luego de la Pequeña Edad de Hielo la temperatura global inició un nuevo ascenso, denominado por algunos 'Edad Industrial' por su coincidencia con el inicio de

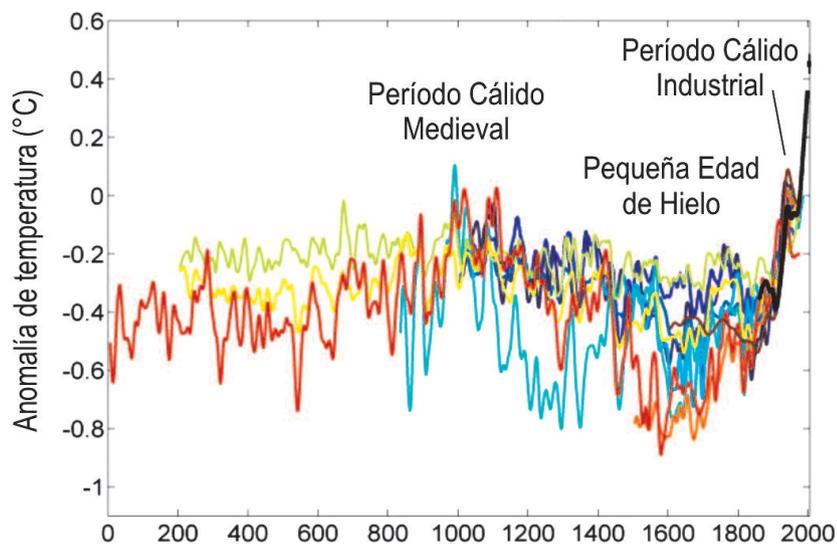


Figura 9.74. Variación de la temperatura durante los últimos 2000 años. Las curvas coloreadas corresponden a estimaciones realizadas por distintos grupos de trabajo y métodos (anillos de los árboles, isótopos de oxígeno en hielo, longitud de glaciares, etc.). En negro, datos instrumentales de los últimos años (varias fuentes).

la era industrial a mediados del siglo 19 (Fig. 9.75). Si este calentamiento actual sobrepasó o no los niveles del Máximo Medieval es motivo aún de controversia. Uno de los problemas es establecer cuál es la temperatura de referencia o 'normal' y, en función de eso, determinar cuánto se está apartando de ella en la actualidad. Las curvas de temperatura elaboradas usando diferentes métodos muestran un ascenso que varía entre $0,6^{\circ}\text{C}$ y $0,8^{\circ}\text{C}$ desde el año 1900 (Figs. 9.74, 9.76), el más alto desde el Máximo Medieval (o incluso algo superior a éste según algunos cálculos). Tales curvas también muestran que el ascenso en los últimos 30 años fue más acelerado que en el período previo. En el informe realizado en 2007 por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) se graficó claramente un aumento de la temperatura media global (Fig. 9.74) y un ascenso del nivel del mar de alrededor de 5 cm desde 1950 y de 18 cm en la última centuria, a una tasa en los últimos 20 años de 2,6 a 2,9 mm anuales (Watson et al., 2015). Numerosos registros de estaciones en la región andina localizados entre el Ecuador y los 23°S indican que en los últimos 70 años la temperatura del aire se incrementó a una tasa de $0,1^{\circ}\text{C}$ cada década, aunque en algunas localidades este incremento llega hasta $0,3^{\circ}\text{C}/\text{década}$. También se nota una disminución de la amplitud térmica por el ascenso de las temperaturas mínimas, así como una elevación de más de 70 m del nivel de congelamiento en los Andes tropicales. Las precipitaciones muestran variaciones menos significativas aunque se advierte una ligera dis-

minución en la región subtropical y un incremento en la franja tropical, lo que está indicando un fortalecimiento de la circulación atmosférica tropical (Vuille et al., 2008). También es evidente una marcada retracción en los glaciares patagónicos, con la excepción del glaciar Perito Moreno en el lago Argentino, aunque en este caso su avance puede estar controlado por factores no climáticos (Rabassa, 2007). En los últimos informes del IPCC, especialmente en el reporte de 2018 denominado *Global warming of 1.5°C* (disponible en el sitio www.ipcc.ch) se presentan contundentes evidencias de un sostenido aumento de la temperatura media del aire sobre los continentes y las aguas oceánicas superficiales (GMST, *global mean surface temperature*). Se estima que las actividades humanas de quema de combustibles, aerosoles, deforestación) han causado alrededor de $1,0^{\circ}\text{C}$ de calentamiento global por arriba de la temperatura media

pre-industrial (años 1850-1900), con un rango estimado entre $0,8^{\circ}\text{C}$ y $1,2^{\circ}\text{C}$. Según estos cálculos (Fig. 9.76) el calentamiento global alcanzaría $1,5^{\circ}\text{C}$ por arriba de la media pre-industrial entre los años 2030 y 2052, esto en el caso de continuar el incremento a la tasa actual. Según la estimación del IPCC la temperatura global se está incrementando a razón de $0,2^{\circ}\text{C}$ por década y $0,87^{\circ}\text{C}$ en la última década (2006-2015) respecto del promedio pre-industrial (1850-1900) (Fig. 9.76). Por otra parte, se sabe que el calentamiento no es uniforme sino



Figura 9.75. Las emisiones de gases invernadero generadas por la actividad humana principalmente desde la época industrial se estima que son las causantes del calentamiento global de alrededor de $1,0^{\circ}\text{C}$ por encima del nivel pre-industrial.

que es dos a tres veces más alto en el Ártico y es más intenso sobre la superficie terrestre que sobre los océanos.

En suma, no hay dudas de que nuestro planeta ha entrado en un ciclo de calentamiento y que esto modificará, en alguna medida, los escenarios geográficos y climatológicos. No en vano este fenómeno ha recibido tanta atención del mundo científico y ha tenido tanta repercusión en los medios de difusión masiva. Incluso, algunos informadores no demasiado ilustrados en el tema aventuran un escenario apocalíptico donde las ciudades y las islas desaparecerán bajo el mar y los huracanes y los incendios arrasarán el planeta (¡hasta los tsunamis han sido asociados con este fenómeno!). Para ubicar el calentamiento global actual en su contexto es importante recurrir a las enseñanzas que nos deja la historia geológica. La primera, es que la Tierra es un planeta altamente **dinámico**, tanto en sus procesos internos como externos. La segunda, es que existe una compleja **interacción** entre los factores endógenos (volcanismo, tectonismo, movimientos de placas, etc.) y exógenos (la biosfera y el sistema océano/ atmósfera). La tercera, es que el clima ha sido una de las principales variables en la historia de la Tierra, determinando cambios significativos en el nivel del mar y en la composición y distribución de la biota marina y terrestre. Desde una perspectiva histórica, las glaciaciones del Pleistoceno representan una más (ni siquiera la más severa) de las nume-

rosas que ha experimentado el planeta desde el Precámbrico, y también hubieron numerosas oscilaciones cálidas en los últimos 2,5 millones de años. Si ampliamos la resolución, vemos que el Holoceno mismo ha tenido fluctuaciones importantes a escala de decenas a centenas de años (neoglacial, hipsitermal, PEH) e, incluso, dentro de cada uno de estos ciclos hay oscilaciones todavía menores de escala interanual, como son los eventos ENSO y NAO (*North Atlantic Oscillation*). Así, desde la perspectiva del tiempo geológico, el calentamiento actual está lejos de ser excepcional y, además, está ocurriendo en una época de alta variabilidad climática.

Admitido el calentamiento global, la pregunta clave es ¿qué parte del mismo es debido a causas naturales y qué parte es antropogénico? Esta cuestión no es menor teniendo en cuenta la opinión casi general de que 'calentamiento global = acción humana'. Al respecto, el Premio Nobel de química Paul Crutzen y Eugene Stoermer de la Universidad de Michigan consideraron, en año 2000, que ya hemos dejado atrás el Holoceno para entrar de lleno en un nuevo tiempo geológico signado por los efectos de la actividad humana sobre el ambiente global, al que propuso denominar **Antropoceno** (Fig. 9.77). Este término designa un intervalo de tiempo signado por la alteración de las condiciones terrestres 'naturales' debido a la actividad humana, incluyendo cambios en la erosión y transporte de sedimentos debidos a la agricultura y urbanización, calentamiento global producido

por la emisión de gases invernadero por la combustión de hidrocarburos y pérdida de la diversidad de la biósfera. Un grupo de integrantes de la Comisión de Estratigrafía de la Sociedad Geológica de Londres fueron un paso más allá y lanzaron en 2008 la propuesta de que el Antropoceno sea formalmente reconocido como una época o eventualmente como una edad y que ésta sea definida a través de un GSSP. La propuesta no ha dejado de generar cierto escepticismo respecto de los criterios para su definición y, sobre todo, de su real utilidad cronoestratigráfica. Tampoco hay acuerdo respecto de la elección del nivel donde colocar la *golden spike* que señala su comienzo. El límite podría colocarse allí donde se advierte un incremento del

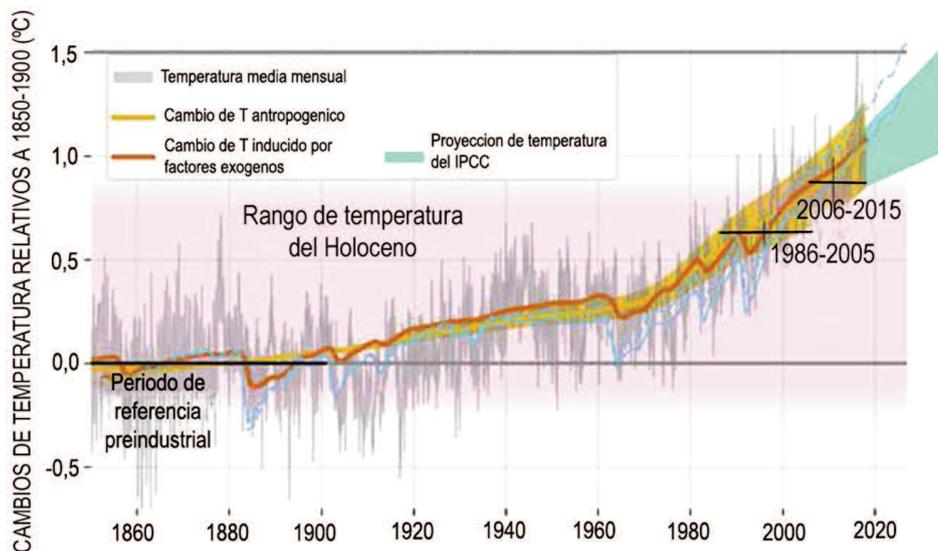


Figura 9.76. Variación de la temperatura del aire en áreas continentales y del agua superficial de los océanos medida mensualmente desde 1860 hasta el presente. La línea amarilla corresponde a la temperatura inducida por la humanidad y la línea naranja a la suma total (antropogénica más forzantes naturales) (cálculos de acuerdo a Otto et al., 2015, y Hausteine et al., 2017). La banda rosa indica el rango de las fluctuaciones de temperatura durante el Holoceno. La pluma verde indica la predicción de la temperatura media global de la superficie terrestre entre 2016 y 2035 de acuerdo a Kirtman et al. (2013).

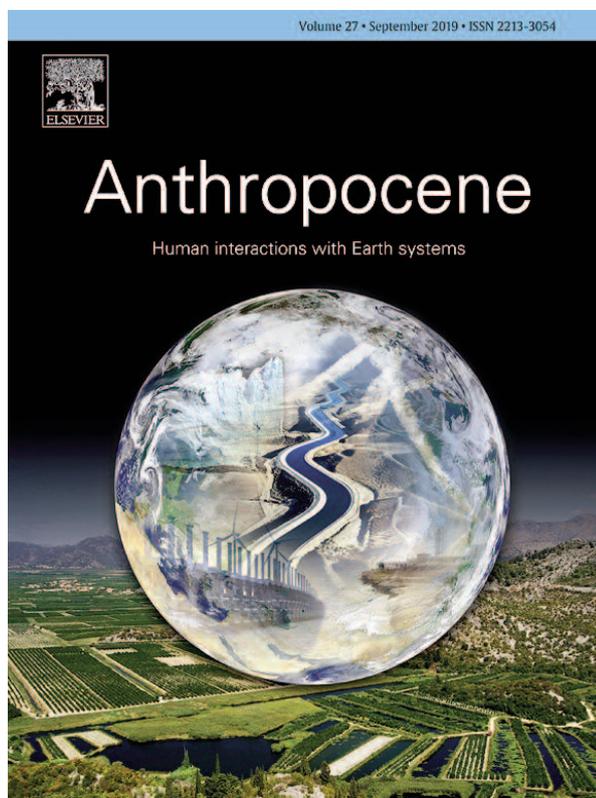


Figura 9.77. Desde el año 2013 la editorial Elsevier publica la revista científica *Anthropocene* cuyo objetivo es difundir investigaciones sobre la incidencia de las actividades humanas en la alteración del paisaje, océanos, atmósfera, criósfera y ecosistemas.

$p\text{CO}_2$ atmosférico o podría coincidir con el comienzo de la era industrial en Europa, alrededor del 1800, o aún mucho antes, en los comienzos de la expansión humana y los inicios de la agricultura (Zalasiewicz et al., 2008). Otros sugieren tomar como inicio las primeras explosiones nucleares (año 1945) cuyos efectos son reconocibles por un pico en la curva de isótopos de carbono radioactivo. También se ha sugerido la presencia en rocas sedimentarias y volcánicas de productos generados por el hombre, especialmente los plásticos (Fig. 9.78) (Corcorán et al., 2014). Tal como lo propone el IPCC (2018) el Antropoceno permite una comprensión de las relaciones entre los humanos y el ambiente y provee una oportunidad de visualizar mejor los acontecimientos climáticos futuros y minimizar sus efectos (Delanty y Mota, 2017). También aspira difundir la necesidad de limitar el calentamiento global mediante la inversión en proyectos para un desarrollo climático sustentable (Harrington, 2016). Es decir, si bien tiene objetivos muy encomiables, estos son conceptualmente distintos de los de las GSSP y por ello este término, hasta ahora, se mantiene como informal.

Desde el punto de vista del método científico es cru-



Figura 9.78. Conglomerado (plastiglomertado) formado por fragmentos de basalto, corales y trozos de plástico derretido encontrado en las costas de Hawai (de Corcoran et al., 2014).

cial resolver cuál de las tres posibilidades siguientes tiene mayor sustento: 1) el calentamiento habría ocurrido de todos modos, aun si el hombre no existiera (o no contaminara), 2) el hombre incrementó en alguna medida (¿cuál?) el calentamiento 'natural', y 3) el hombre es el único responsable del calentamiento presente. Para complicar un poco más el planteo existe una cuarta alternativa, bastante paradójica, que veremos más adelante, que sugiere que la acción contaminante del hombre podría desembocar en un enfriamiento del planeta (sería una variante de las opciones 2 y 3, pero al revés).

Entre los investigadores que sostienen las dos posiciones extremas hay una fuerte controversia, no exenta de condimentos macroeconómicos y políticos. La corriente principal de opinión científica, representada por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático, varió desde la posición 1 o 2 (en el reporte de 1997 sostenía que las causas no son claras), a una más cercana a la 3 (en el reporte de 2001 consideró que el calentamiento está relacionado con la emisión de gases invernadero producidos por el hombre). En el reporte sobre cambio climático de 2007 se afirmó que existe un 90% de posibilidades de que el calentamiento global no es debido a causas naturales sino a la emisión de gases antropogénicos. Por otra parte, las oscilaciones cálidas más recientes, como el Máximo Térmico Medieval, son consideradas por el IPCC (2001) *de limitada utilidad para describir tendencias de cambios en la temperatura media a nivel Hemisférico o global*. En el informe especial del IPCC de 2018 se establece que la contribución de las forzantes naturales (cambios en la actividad solar, volcanismo) es de tan solo el $0,1^\circ\text{C}$ del calentamiento promedio ($0,87^\circ\text{C}$) en la última década (2006-2015). El dato concreto para sostener un origen antropogénico es el

aumento progresivo en la atmósfera de CO₂ – el principal gas invernadero de origen industrial – desde 270 ppmv a fines del 1700 a las más de 400 ppmv actuales. (en el observatorio de Mauna Loa en Hawaii se registraron 408,5 ppm en Septiembre de 2019). Sin embargo, dicen los detractores, el calentamiento comenzó en una época en que las emisiones industriales eran prácticamente nulas, y también sostienen que hubo eventos de calentamiento en los que no hubo aumento de CO₂. En estos casos, el calentamiento se debió a otros factores (manchas solares, circulación oceánica, etc.), por lo que la relación causa-efecto del calentamiento actual no estaría demostrada. Sin embargo, en el caso de las variaciones a escala de decenas de milenios, el aumento en las concentraciones de CO₂ y CH₄ está en fase con los estadios interglaciales, tal como lo revelaron los testigos de hielo de la estación antártica rusa Vostok, lo que indica una evidente correlación entre la concentración de estos gases y la temperatura. No obstante, a escala de los estadios glaciales, la concentración de CO₂ atmosférico cayó varios miles de años antes de que los enfriamientos comenzaran, lo que pone de manifiesto un retardo en la respuesta del sistema climático.

Recientemente, Silvia Duhau, física de la UBA y el astrofísico holandés Cornelius de Jager (ver Duhau, 2011) llegaron a la conclusión de que las variaciones en el clima provocadas por la actividad magnética solar se relacionan directamente con la intensidad del campo magnético que resulta de ella, y que durante el llamado ‘gran máximo contemporáneo’ iniciado a comienzos de la década del 20 y que perduró hasta aproximadamente el año 2000, esta actividad solar se duplicó respecto de su valor medio (93,4 manchas). La amplitud del presente calentamiento global no difiere significativamente de otros episodios de calentamiento global que ocurrieron siglos atrás, como el ya mencionado Máximo Térmico Medieval y es el resultado del calentamiento progresivo que está experimentando la Tierra desde el Mínimo de Maunder, o sea desde hace alrededor de 400 años. Según Duhau y de Jager (2010) la escasa actividad mostrada por el Sol en los últimos años, sumada a otras evidencias (grandes llamaradas solares, emisiones de plasma), indican que estamos ingresando en un nuevo ‘gran mínimo’ (similar o más intenso que el Mínimo de Maunder) que perdurará durante parte del siglo 21. Esto estaría presagiado por el enfriamiento de las aguas oceánicas superficiales verificado desde 2003, las que constituyen el mayor reservorio de calor del sistema climático. Esta sería la razón por la cual los inviernos recientes del Hemisferio Norte fueron los más fríos de la última centuria. De confirmarse esta tendencia, se demostraría que el papel jugado por la actividad solar en el sistema climático terrestre ha sido subestimado. De hecho,

según estos autores, solo un 0,3% del aumento de la temperatura terrestre verificado en los últimos 50 años se habría debido a factores distintos que los solares.

De acuerdo a Cronin (1999), hay fenómenos climáticos como el Máximo Medieval o la Pequeña Edad de Hielo que no son totalmente sincrónicos ni de similar magnitud en los Hemisferios Norte y Sur. El hecho de que no sean globales no los desacredita, pues las forzantes de los cambios de alta frecuencia (radiación solar, volcanismo, gases-traza, etc.) tienen distinta expresión según las regiones de la tierra. El *feedback* entre las variaciones orbitales y los procesos de alta frecuencia es tan complejo que es difícil explicar los cambios climáticos mediante patrones sencillos sin caer en una excesiva simplificación. El significado del calentamiento del último siglo necesita de un estudio especial. Si bien la suma de evidencias indica un progresivo calentamiento de magnitud igual o aun superior a la del Máximo Medieval (Fig. 9.69), el problema sigue siendo establecer la causalidad y la incidencia de cada factor. Es extremadamente difícil separar la acción humana de la natural, pues hay evidencias de cambios climáticos rápidos a distintas escalas cuyo origen no es el mismo. También hay casos en los que se ha forzado la evidencia científica para sustentar agendas políticas o de grupos económicos que podrían resultar beneficiados o perjudicados por las medidas correctivas, dependiendo del factor que se identifique como principal causante. Las disputas en este campo son evidentes y sería lamentable que interfieran o distorsionen los resultados científicos.

Otro aspecto se refiere a las predicciones a futuro, pues los cambios de temperatura involucrados son del orden de décimas de grado y por eso las proyecciones contienen un alto grado de incertidumbre. Por ejemplo, de acuerdo a los cálculos realizados por investigadores del Instituto Oceanográfico Woods Hole, la desactivación casi completa de la corriente fría profunda del Atlántico Norte (NADW) produciría un descenso de la temperatura en el Hemisferio Norte de 3°C a 5°C. Su magnitud sería de alrededor de la mitad del enfriamiento experimentado durante la última glaciación y el doble de los inviernos más rigurosos registrados en Norteamérica en la última centuria, y sólo sería comparable a las temperaturas de la Pequeña Edad de Hielo. La paradoja es que la actual tendencia al calentamiento del planeta, cualquiera sea su origen, podría inducir un enfriamiento, no sólo por el incremento de temperatura de las aguas superficiales sino también por el decrecimiento de la salinidad a altas latitudes por el aporte de agua dulce proveniente de la ablación parcial de los casquetes glaciales. Ambos factores desactivarían la circulación termohalina ¿Esto quiere decir que vamos hacia una nueva pequeña edad de hielo? Aparentemente, hay

Global warming relative to 1850-1900 (°C)

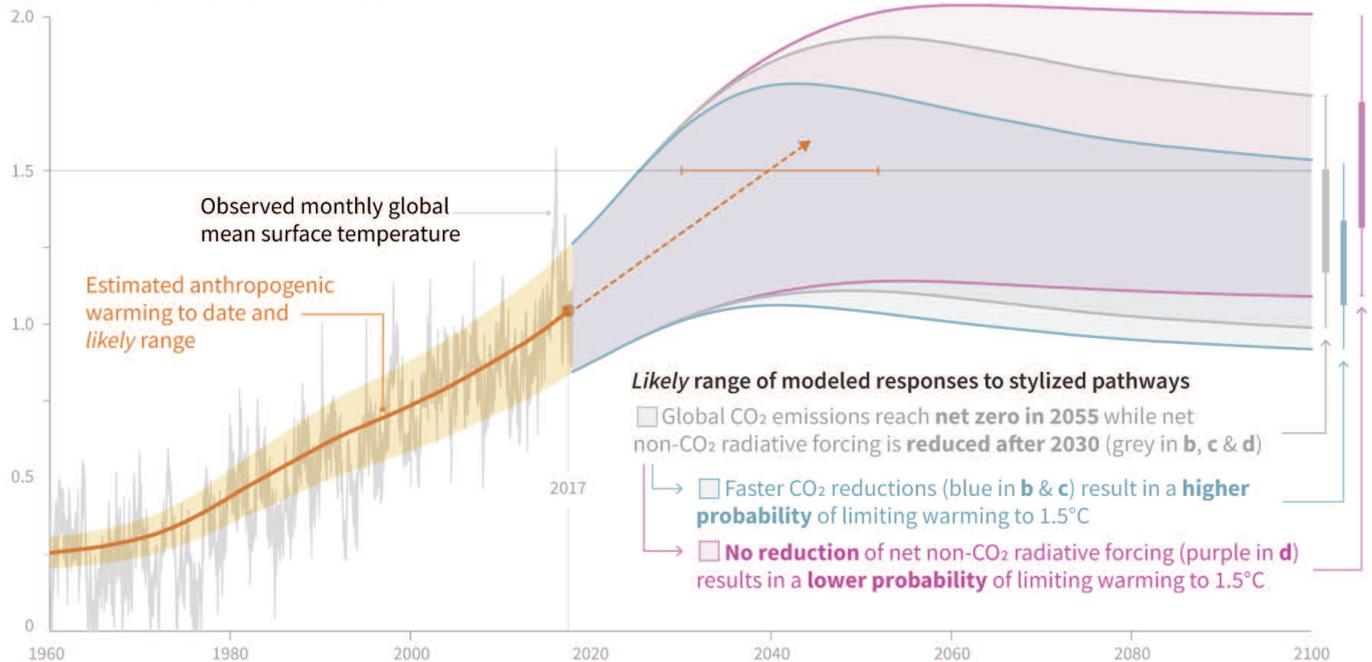


Figura 9.79. Temperatura media global observada mensualmente hasta 2017 (línea naranja) y rango estimado de incremento (sombreado naranja). La línea interrumpida indica el incremento de temperatura proyectado suponiendo que el calentamiento continuara a la misma tasa y el momento en el cual se alcanzaría el umbral de 1,5°C por sobre la media pre-industrial (la barra horizontal representa el rango de error). Las barras verticales a la derecha del gráfico indican el rango de temperatura probable si la emisión de CO₂ cesara totalmente a partir de 2055 (barra gris) o a partir de 2040 (barra azul). La barra violeta indica el rango de temperatura si no hay reducción neta de emisión (de IPCC Special Report, 2018).

pocas posibilidades de que esto ocurra (Haywood y Williams, 2005), pero la respuesta sigue siendo muy difícil. La modelización de los parámetros que rigen la circulación termohalina tiene la dificultad que impone la escasez de datos oceanográficos precisos (por ej., mediciones de la tasa de mezcla de aguas oceánicas de diferentes propiedades, profundidad a la que ocurre, etc.) y, por ello, las estimaciones a corto plazo (decenas de años), incluyendo los modelos usados por el Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático, pueden tener un significativo grado de incertidumbre.

En el último informe del IPCC de 2018 se plantea que las proyecciones climáticas están basadas en modelos tales como el CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5*) en el cual no se contemplan todos los sistemas de *feedback* que existen en el sistema terrestre y, por lo tanto, pueden subestimar tanto las tasas como la amplitud de los cambios. En ese sentido se resalta la importancia de los archivos naturales de episodios de calentamiento natural moderado (1,5°C–2°C) tales como el Máximo Térmico Holoceno (entre 10–5 ka antes del presente) y el último interglacial (alrededor de 129-116 ka AP) (Fischer et al., 2018). En estos intervalos la for-

zante solar (cambios en la insolación) elevó la temperatura más de 1°C por encima del valor pre-industrial, con un calentamiento de 2°C a 4°C en altas latitudes y poca influencia en los trópicos. Los niveles de CO₂ fueron similares a los pre-industriales. En estos eventos la distribución de los ecosistemas cambió significativamente. Por ejemplo, algunos bosques tropicales se retrajeron debido a la mayor aridez mientras que las sabanas se expandieron; asimismo las faunas marinas y los ecosistemas terrestres se movieron hacia los polos. Estos episodios de calentamiento estuvieron asociados con pérdida parcial de hielo en el Ártico. Las tasas de ascenso del nivel del mar en estos episodios fueron similares o algo mayores que las medidas en los últimos 20 años. Las reconstrucciones de la temperatura basadas en estos intervalos sugieren que los modelos climáticos utilizados actualmente subestiman el calentamiento regional a altas latitudes (amplificación polar). Lo más significativo es que ninguno de estos lapsos cálidos involucró una tasa tan alta de incremento de CO₂ atmosférico y de temperatura como el que se experimenta en el presente (Fischer et al., 2018). El aumento de la concentración global de CO₂ desde el año 2000, por ejemplo, es de alrede-

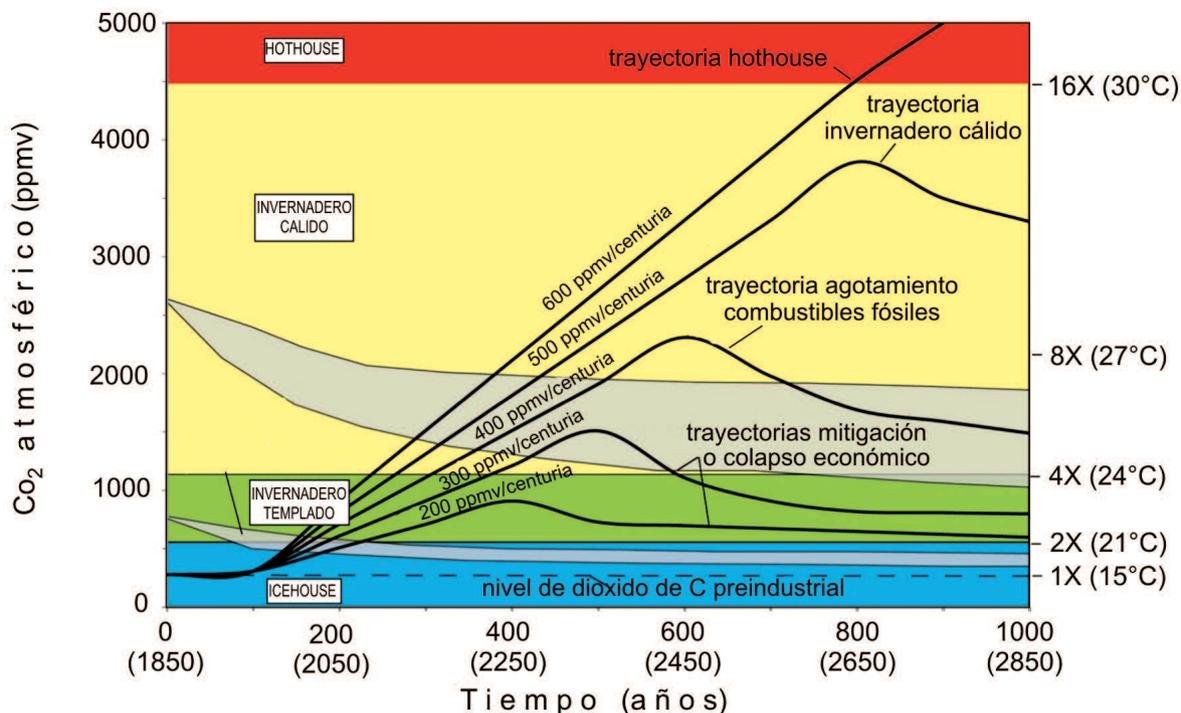


Figura 9.80. Distintos escenarios según la tasa de emisión de dióxido de carbono expresadas en partes por millón (ppmv) por centuria. El nivel preindustrial era de 270 ppmv. y actualmente está alrededor de las 375 ppmv. A este paso se entraría en el estado invernadero templado dentro de los próximos 100-200 años. Nótese que la sensibilidad de la temperatura al incremento del CO₂ no es lineal sino que es más marcada en el estado *icehouse* y se va atenuando con temperaturas globales más elevadas. Las trayectorias proyectadas varían notablemente en función de varios factores, incluyendo un eventual colapso de las economías mundiales. La influencia de los fenómenos de retroalimentación climática es incierta y no ha sido considerada en las proyecciones, las que están basadas esencialmente en el volumen de gases invernadero emitidos por la acción humana (simplificado de Kidder y Worsley, 2012).

dor de 20 ppm por década, o sea 10 veces más rápido que cualquier ascenso medido en los pasados 800.000 años (IPCC, 2018). Los escenarios futuros del calentamiento global inferidos a partir de múltiples datos y usando diversos modelos se muestran en la Fig. 9.79. La conclusión es que la única forma de evitar que la media global alcance el valor crítico de 1,5°C es mediante una rápida y drástica reducción de las emisiones de CO₂ antropogénico.

Kidder y Worsley (2012), de la Universidad de Ohio, analizaron las consecuencias de la acción humana sobre el clima global y la posibilidad de que sea empujado a una situación similar al estado cálido extremo de fines del Cretácico, como sostuvo Hay (2011). El punto de vista de estos autores es interesante porque se trata de geólogos que han indagado en las causas de los calentamientos globales extremos del pasado (son los que definieron el estado climático *hothouse*), si bien su análisis reposa casi enteramente en el impacto sobre el clima de la concentración de CO₂ en la atmósfera. En esencia, ellos compararon los efectos de la emisión de dióxido de carbono durante los grandes eventos magmáticos cenozoicos (el de río Columbia en EE.UU y el más extenso del triángulo

de Afar en Etiopía) con diferentes escenarios de emisión antropogénica de gases. La efusión de los basaltos del río Columbia (ver § 9.8) sería responsable del Optimo Climático del Mioceno Medio (ver Fig. 9.5), durante el cual la temperatura media terrestre fue alrededor de 3°C más alta que en el presente, una magnitud muy similar a la estimada para la próxima centuria. El magmatismo del triángulo del Afar, si bien fue dos a tres veces mayor que el del río Columbia, no desembocó en un calentamiento global en razón de que fue compensado, según estos autores, por el marcado enfriamiento acaecido cerca del límite Eoceno/Oligoceno por la activación de la Corriente Circumpolar Antártica (CCA) que condujo al englazamiento del Polo Sur (ver § 9.3). Estos investigadores infieren que, mientras se mantenga activa esta corriente, continuará el enfriamiento de la Antártida y la cobertura de hielo mantendrá el modo termohalino de circulación oceánica.

El mayor problema sigue siendo estimar la tasa de incremento de emisión de CO₂ por el hombre, porque de ello depende si el clima terrestre entrará o no en una fase de invernadero templado, si llegará a la de invernadero cálido o, incluso, si pasará a la de *hothouse*, como sostiene-

nen las evaluaciones más pesimistas. En las proyecciones de la Figura 9.80 se asume que el CO₂ atmosférico es el factor primordial que regula el clima terrestre y se ha dejado de lado (o se minimizó) el papel que juegan los mecanismos de *feedback* climático, ya sea como amplificadores o como atenuadores. Según el análisis de Kidder y Worsley (2012), un escenario posible es que en una o dos centurias se alcance un estado de invernadero templado, en el cual al menos la mitad de los hielos polares se habrán derretido. Sin embargo, consideran improbable un escenario de deshielo total por el efecto de la CCA arriba mencionado: al igual que en el Mioceno, el estado *icehouse* del presente actuará como amortiguador de un calentamiento mayor. Keller et al. (2018) comparan el actual calentamiento con el ocurrido durante el Paleoceno/Eoceno (PETM). Según estos autores, el rápido calentamiento producido por el influjo de gases invernadero producto de la actividad humana (mayormente CO₂ y CH₄) excede el del PETM e incluso el del límite K/Pg. Al igual que en esos intervalos, actualmente el CO₂ atmosférico es absorbido por el agua oceánica produciendo un descenso del pH, y esta acidificación ya estaría afectando a organismos de esqueleto calcáreo (por ej. los corales) que son la base de la cadena trófica y poniendo en peligro la vida en los mares. Estos autores estiman que de mantenerse la tasa actual de emisión de gases invernadero podría alcanzarse hacia el año 2070 un clima similar al de fines del Cretácico (Hay, 2011; Hauri et al., 2016). Un escenario más benigno podría ser similar al del PETM, en el cual no se produciría la tan temida “sexta extinción masiva” pero si ocurriría un marcado estrés ambiental caracterizado por intenso calor, eventos climáticos extremos, ascenso del nivel del mar y severa reducción de las reservas alimenticias, lo que redundaría en una reducción de las poblaciones y una eventual migración hacia latitudes más altas para poder sobrevivir.

De todos modos, es razonable pensar que la humanidad no será capaz de quemar la totalidad de los combustibles fósiles, condición requerida para ingresar en una fase de invernadero cálido. Es de suponer que, antes de que ello ocurra, se alcance un acuerdo para una sensible disminución de las emisiones, y/o que el petróleo y el gas virtualmente se agoten, y/o que los combustibles fósiles sean reemplazados por una energía más ‘limpia’ (eólica, solar, mareas, etc.). La influencia que podrían tener eventuales colapsos socioeconómicos sobre el consumo de combustibles es impredecible pero, de ocurrir, operarían disminuyendo las emisiones.

Como quiera que sea, la humanidad debe estar preparada para enfrentar bruscos cambios climáticos, pues la naturaleza nos enseña que estos ocurren incluso sin la colaboración humana y, también, que pueden ser mucho

más intensos y duraderos que los del presente. Lo que está fuera de duda es que cualquier reducción que se logre en la emisión de gases invernadero va a contribuir positivamente a la estabilidad del clima. Los efectos sobre los ecosistemas y el nivel del mar dependen en parte de la futura tasa de emisiones, y siempre los efectos serán menores si la temperatura media no supera 1,5°C por sobre la media pre-industrial; la gravedad se acentuará a medida que la temperatura se acerque a los 2°C por encima de ese valor histórico. Además, una tasa de incremento menor otorgará mayores oportunidades de adaptación a las poblaciones humanas y los sistemas ecológicos, en particular los que están localizados en islas pequeñas, zonas costeras planas y deltas y estuarios (IPCC, 2018).

Pero si consideramos al sistema Tierra en su conjunto, no sólo deberíamos preocuparnos por nuestra atmósfera sino también, y muy especialmente, por la fauna y la flora, el agua de los ríos y los mares y nuestro suelo, de los que se habla menos que del clima, a pesar de que son componentes fundamentales – y sumamente sensibles – de nuestro planeta. Sin ir más lejos, los bosques tropicales y templados y el fitoplancton de los océanos interactúan con el clima a través del ciclo del carbono, en particular absorbiendo CO₂ atmosférico en el proceso de la fotosíntesis. Los cálculos indican que los bosques de América del Norte absorben, como mínimo, cerca de un tercio del CO₂ emitido por el hombre, por lo que es obvio que la deforestación contribuye a aumentar la concentración de dióxido de carbono atmosférico. De hecho, las actividades agrícolas, ganaderas y forestales serían las responsables de cerca de un 40% del incremento de CO₂ antropogénico y el 60% restante correspondería a la quema de combustibles fósiles.

La reflexión final es que el conocimiento de las causas de los cambios climáticos en el pasado cercano sigue siendo una herramienta fundamental para interpretar los cambios que está experimentando actualmente el sistema climático terrestre. Así como James Hutton sostuvo, con razón, que el presente es la llave para comprender el pasado, ahora se plantea el desafío de utilizar el conocimiento del pasado para inferir los cambios futuros y mitigar sus efectos.

REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Acot, P. 2005. *Historia del Clima. Desde el Big Bang a las catástrofes climáticas*. Ed. Ateneo, 268 p.
- Aguirre, M.L. 1993. Palaeobiogeography of the Holocene molluscan fauna from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: its relation to coastal evolution and sea level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 102: 1-26.
- Aguirre, M.L., Farinati, E.A. y Gordillo, S. 2007. Moluscos del Cuaternario marino. En: Archangelsky, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E.P.

- (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 230-232.
- Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M. e Isacks, B.L. 1997. The evolution of the Altiplano-Puna plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 25: 139-174.
- Alonso, R.N. 2006. Ambientes Evaporíticos Continentales de Argentina. En: *Temas de la Geología Argentina*, INSUGEO. *Serie Correlación Geológica*, 21 (2): 155-170.
- Alonso, R.N. y Viramonte, J.G. 1993. La cuestión genética de los boratos de la Puna. *12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, 5: 187-194.
- Ameghino, F. 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien Continent. *Anales del Museo Nacional de Buenos Aires*, 8: 1-568.
- Auboin, J. 1977. Reflexión sobre la organización de las cordilleras sudamericanas. *Memoria 2º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 1999-2013. Caracas.
- Barazangi, M. e Isacks, B.L. 1979. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca Plate beneath South America. *Geology*, 4: 686-992.
- Barberi, F., Tazieff, H. y Varet, J. 1972. Volcanism in the Afar Depression: its tectonic and magmatic significance. *Tectonophysics*, 15: 19-29.
- Barnosky, A.D. y Lindsey, E.L. 2010. Timing of Quaternary megafaunal extinction in South America in relation to human arrival and climate change. *Quaternary International*, 217: 10-29.
- Barreda, V. et al. (19 autores), 2007. Diversificación y cambios de las angiospermas durante el Neógeno en Argentina. En: Archangelsky, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E.P. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 173-191.
- Bechis, F., Encinas, A., Concheyro, A., Litvak, V.D., Aguirre-Urreta, B. y Ramos, V.A. 2014. New age constraints for the Cenozoic marine transgressions of northwestern Patagonia, Argentina (41º-43º S): Paleogeographic and tectonic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 52: 72-93.
- Beer, J.A. y Jordan, T.M. 1989. The effects of Neogene thrusting on deposition in the Bermejo basin, Argentina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 330-345.
- Bellizzia, A. 1972. Sistema Montañoso del Caribe, borde sur de la placa Caribe: ¿es una cordillera aloctona? *Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe*, pp. 247-258. Porlamar.
- Berger L.R., de Ruiter D.J., Churchill, S.E., Schmid, P., Carlson, K.J., Dirks, P.H. y Kibii, J.M. 2010. *Australopithecus sediba*: A new species of Homo-like Australopithecine from South Africa. *Science*, 328: 195-204.
- Bobe, R. y Behrensmeyer, A.K. 2004. The expansion of grassland ecosystems in Africa in relation to mammal evolution and the origin of the genus *Homo*. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 207: 399-420.
- Bobe, R., Behrensmeyer, A.K. y Chapman, R.E. 2002. Faunal change, environmental variability and late Pliocene hominin evolution. *Journal of Human Evolution*, 42: 475-497.
- Bonaparte, J.F. 1990. New Late Cretaceous mammals from the Los Alamitos Formation, Northern Patagonia. *National Geographic Research*, 6: 63-93.
- Bonaparte, J.F. y Pascual, R. 1987. Los mamíferos (Eotheria, Allotheria y Theria) de la Formación Los Alamitos (Campaniano de Patagonia, Argentina). *4º Congreso Latinoamericano de Paleontología*, 1: 361-378. Santa Cruz.
- Bonaparte, J.F., Van Valen, L. y Kramaz, A. 1993. La fauna local de Punta Peligro, Paleoceno inferior de la provincia de Santa Cruz, Patagonia, Argentina. *Evolutionary Monographs*, 14: 1-61.
- Bosworth, W., Huchon, P. y McClay, K. 2005. The Red Sea and Gulf of Aden Basins. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 334-378.
- Bourgeois, L., Legabrielle, Y., Le Moigne, J., Urbina, O., Janin, M.C. y Beuzart, P. 1993. Preliminary results of a field study of the Taitao ophiolite (southern Chile): implications for the evolution of the Chile triple junction. *Ophioliti*, 18: 113-129.
- Braga, J.C., Martín, J.M., Riding, R., Aguirre, J., Sánchez-Almazo, I.M. y Dinarés-Turell, J. 2006. Testing models for the Messinian salinity crisis: the Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 188/189: 131-154.
- Brea, M. 1998. Análisis de los anillos de crecimiento de leños fósiles de coníferas de la Formación La Meseta, isla Seymour (Marambio), Antártida argentina. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártida*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 163-175.
- Broecker, W.S. 2001. Was the Medieval Warm Period global? *Science*, 291: 1497-1499.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P. y Flower, B.F. 1989. Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas. *Nature*, 341: 318-321.
- Brown, B., Gaina, C. y Müller, R.D. 2006. Circum-Antarctic palaeobathymetry: Illustrated examples from Cenozoic to recent times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 231: 158-168.
- Brunet, M., Guy, F. et al. 2002. A new hominid from the upper Miocene of Chad, Central Africa. *Nature* 418: 145-151.
- Burke, K. y Sengör, A.M.C. 1978. Relative time of rifting on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5: 419-421.
- Cande, S.C. y Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Carlini, A.A., Zurita, A.E., Scillato-Yané, G.J., Sánchez, R. y Aguilera, O. 2008. North American Glyptodontines (Xenarthra, Mammalia) in the Upper Pleistocene of Northern South America. *Paläontologische Zeitschrift*, 82: 125-138.
- Carlson, A.E. 2010. What Caused the Younger Dryas Cold Event? *Geology*, 38 (4): 383-384; doi: 10.1130/focus042010.1.
- Carpenter, R.J., Jordan, G.J., Macphail, M.K. y Hill, R.S. 2012. Near-tropical Early Eocene terrestrial temperatures at the Australo-Antarctic margin, western Tasmania. *Geology*, 40: 267-270.
- Casadío, S., Feldmann, R.M., Parras, A. y Schweitzer, C.E. 2005a. Decapoda (Crustacea: Brachyura) from the Puerto Madryn Formation (late Miocene) of Península Valdés, Argentina. *Reunión Anual de Comunicaciones y 50º Aniversario Asociación Paleontológica Argentina, y 1er Simposio de Paleontología y Geología de la Península Valdés*, Resúmenes, p. 40.
- Casadío, S., Parras, A., Brito, C. y Griffin, M. 2005b. Communities associated to Tertiary oyster reefs: changes in space and time. *Reunión Anual de Comunicaciones y 50º Aniversario Asociación Paleontológica Argentina y 1er Simposio de Paleontología y Geología de la Península Valdés*, Resúmenes, p. 41.
- Chorowicz, J. 2005. The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 379-410.
- Cioccale, M.A. 1999. Climatic fluctuations in the Central Region of Argentina in the last 1000 years. *Quaternary International*, 62: 35-47.
- Cione, A.L. y Báez, A.M. 2007. Peces continentales y anfibios cenozoicos de Argentina: los últimos cincuenta años. En: Archangelsky, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E.P. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 195-220.
- Cione, A.L. y Tonni, E.P. 1985. Chronostratigraphy and 'land mammal ages' in the Cenozoic of southern South America: Principles, practices and the 'Uquian' problem. *Journal of Paleontology*, 69: 135-159.
- Cione, A.L., Tonni, E.P. y Soibelzon, L. 2003. The Broken Zig-Zag: Late Cenozoic large mammals and turtle extinction in South America. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'*, 5: 1-19.
- Cione, A.L. et al. (23 autores), 2007. Mamíferos continentales del Mioceno tardío a la actualidad en Argentina: cincuenta años de estudios. En: Archangelsky, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E.P. (eds.) *Ameghiniana 50º Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 257-178.

- Clapperton, C. 1993. Nature and environmental changes in South America at the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 101: 189-208.
- Clark, P.U. 2001. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science*, 293: 283-287.
- Clark, P.U., Alley, R.B., Keigwin, L.D., Licciardi, J.M., Johnsen, J.M. y Wang, H. 1996. Origin of the first global meltwater pulse following the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 11: 563-577.
- Clauzon, G., Suc, J.P., Gautier, F., Berger, A. y Loutre, M.F. 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, 24: 363-366.
- Coira, B.L., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1982. Tectonic and magmatic evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, 18: 303-332.
- Coira, B.L., Kay, S.M. y Viramonte, J.G. 1993. Upper Cenozoic magmatic evolution of the Argentine Puna: A model for changing subduction geometry. *International Geology Review*, 35: 677-720.
- Corcoran, P.L., Moore, C.J. y Jazvac, K. 2014. An anthropogenic marker horizon in the future rock record. *GSA Today*, 24 (6): 4-8.
- Coutillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P. y Besse, J. 1999. Causal links on flood basalts and continental breakup. *Earth Planetary Science Letters*, 166: 177-195.
- Coxall, H.K., D'Hont, S. y Zachos, J.C. 2006. Pelagic evolution and environmental recovery after the Cretaceous-Paleogene mass extinction. *Geology*, 34: 297-300.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, 560 p.
- Crutzen, P.J. y Stoermer, E.F. 2000. The Anthropocene. *Global Change Newsletters*, 41: 17-18.
- Cuitiño, J.I., Pimentel, M.M., Ventura Santos, R. y Scasso, R.A. 2012. High resolution isotopic ages for the early Miocene "Patagoniense" transgression in Southwest Patagonia: Stratigraphic implications. *Journal of South American Earth Sciences*, 38: 110-122.
- Dávila, F.M., Astini, R.A., Jordan, T.E. y Kay, S.M. 2004. Early Miocene andesite conglomerates in the Sierra de Famatina, broken foreland region of western Argentina, and documentation of magmatic broadening in the southern Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 89-101.
- Delantý, G. y Mota, A. 2017. Governing the Anthropocene. *European Journal of Social Theory*, 20 (1): 9-38.
- Del Río, C.J. 2004. Tertiary marine molluscan assemblages of eastern Patagonia (Argentina): a biostratigraphic analysis. *Journal of Paleontology*, 78: 1097-1122.
- Del Río, C.J. y Camacho, H.H. 2007. Moluscos marinos del Terciario. En: *Ameghiniana*, 50º Aniversario, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 229-230.
- Del Río, C.J., Martínez, S. y Scasso, R. 2001. Nature and origin of spectacular marine Miocene shell beds of northeastern Patagonia (Argentina): Paleocological and bathymetric significance. *Palaios*, 16: 3-25.
- Depetris, P.J. 2010. Las ciencias de la tierra y el cambio climático global. *Ciencia Hoy*, 117: 25-32.
- Duhau, S. 2011. Actividad solar y cambio climático. *Ciencia Hoy*, 125: 9-14.
- Duhau, S. y de Jager, C. 2010. The Forthcoming Grand Minimum of Solar Activity. *Journal of Cosmology*, 8: 1983-1999.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenue, A., Yepes, H. y Ergüez, A. 1996. Quaternary state of stress in northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259: 101-116.
- Evans, D., Sagoo, N., Renema, W., Cotton, L.J., Müller, W., Todd, J.A., Kumar Saraswati, P., Stassen, P., Ziegler, M., Pearson, P.N., Valdes, P.J. y Affek, H.P. 2018. Eocene greenhouse climate revealed by coupled clumped isotope-Mg/Ca thermometry. *PNAS*, <https://doi.org/10.1073/pnas.1714744115>.
- Fagan, B. 2004. *The Long Summer. How climate changed civilization*. 284 p., Basic Books, N. York.
- Firestone, R.B., West, A., Kennett, J.P., Becker, L., Bunch, T.E., et al. 2007. Evidence for an extraterrestrial impact 12,900 years ago that contributed to the megafaunal extinctions and the Younger Dryas cooling. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 104: 16016-16021.
- Fischer, H. et al. 2018. Palaeoclimate constraints on the impact of 2°C anthropogenic warming and beyond. *Nature Geoscience*, 11: 1-12.
- Fookes, P.G. y Lee, E.M. 2007. Climate variation: a simple geological perspective. *Geology Today*, 23: 66-73.
- Furlong Cardiff, G. 1937. Cartografía jesuítica del Río de La Plata. *Publicaciones del Instituto de Investigaciones Históricas*, 71, 125 p. Buenos Aires.
- Gaiero, D.M., Probst, J.L., Depetris, P.J., Bidart, S.M. y Leleyter, L. 2003. Iron and other transition metals in Patagonian riverborne and windborne materials: Geochemical control and transport to the southern South Atlantic Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 67: 3603-3623.
- Gaiero, D.M., Brunet, F., Probst, J.L. y Depetris, P.J. 2007. A uniform isotopic and chemical signature of dust exported from Patagonia: Rock sources and occurrence in southern environments. *Chemical Geology*, 238: 107-120.
- Gandolfo, M.A., Marensi, S.A. y Santillana, S.N. 1998. Flora y paleoclima de la Formación La Meseta (Eoceno medio), isla Marambio (Seymour), Antártida. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártida*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 155-162.
- Gibbard, P.L. y Head, M.J. 2010. The newly-ratified definition of the Quaternary System/Period and redefinition of the Pleistocene Series/Epoch, and comparison of proposals advanced prior to formal ratification. *Episodes*, 33: 152-158.
- Gibbard, P.L., Head, M.J. y Walker, M.J.C. (and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy), 2010. Formal ratification of the Quaternary System/Period and the Pleistocene Series/Epoch with a base at 2.58 Ma. *Journal of Quaternary Science*, 25: 96-102.
- Golonka, J. 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 297-307.
- Gómez, F.J., Kah, L.C., Bartley, J.K. y Astini, R.A. 2014. Microbialites in a high-latitude Andean lake: multiple controls on carbonate precipitation and lamina accretion. *Palaios*, 29: 233-249.
- González de Juana, C., Iturralde de Arocena, J.A. y Picard, X. 1980. *Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas*. Tomo 2, Capítulo IX. Cuencas petrolíferas de Venezuela, pp. 833-1031. Ediciones Foninves, Caracas.
- Gorring, M.L., Kay, S.M., Zeitler, P.K., Ramos, V.A., Rubiolo, D., Fernández, M.I. y Panza, J.L. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile triple junction. *Tectonics*, 16: 1-17.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleeker, W. y Lourens, L.J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27: 83-100.
- Grotes, P., Stuiver, M., White, J.W., Johnsen, S. y Jouzel, J. 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366: 552-554.
- Guillot, S., Mahéo, G. de Sigoyer, J., Hattori, K.H. y Pêcher, A. 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics*, 451: 225-241.
- Hall, R., van Hattum, M.W. y Spakman, W. 2008. Impact of India-Asia collision on SE Asia: The record in Borneo. *Tectonophysics*, 451: 366-389.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. y Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1169.
- Harrington, C. 2016. The Ends of the World: International Relations and the Anthropocene. *Millennium, Journal of International Studies*, 44: 478-498.

- Harvati, K., Röding, C., Bosman, A. et al. 2019. Apidima Cave fossils provide earliest evidence of *Homo sapiens* in Eurasia. *Nature*, 571 (7766). doi: 10.1038/s41586-019-1376-z.
- Haugh, G.H. y Tiedeman, R. 1998. Effect of the formation of the Isthmus of Panama on Atlantic Ocean termohaline circulation. *Nature*, 393: 673-676.
- Hauri, C., Friedrich, T. y Timmermann, A. 2016. Abrupt onset and prolongation of aragonite undersaturation events in the Southern Ocean. *Nature Climate Change*, 6 (2): 172-176.
- Haustein, K. et al., 2017: A real-time Global Warming Index. *Scientific Reports*, 7(1): 15417.
- Hay, W.W. 2011. Can humans force a return to a "Cretaceous" climate? *Sedimentary Geology*, 235: 5-26.
- Haywood, A. y Williams, M. 2005. The climate of the future: clues from the three million years ago. *Geology Today*, 21: 138-143.
- Heinrich, H. 1988. Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130.000 years. *Quaternary Research*, 29: 142-152.
- Hernández, R.M., Echavarría, L., Allmendinger, R., Reynolds, J.H. y Jordan, T.E. 2003. La faja plegada y corrida Subandina del noroeste argentino. Secuencias precrecimiento y crecimiento, geometría estructural y tiempo de evolución de los Andes. *Revista Técnica YPF*, 21: 61-80.
- Hernández, R.M. Jordan, T.E., Dalez Farjat, A., Echavarría, L., Idleman, B.D. y Reynolds, J.H. 2005. Age, distribution, tectonics, and eustatic controls of the Paranense and Caribbean marine transgression in southern Bolivia and Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 495-512.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F. y Cita, M.B. 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, 242: 240-242.
- IPCC, 2007. Climatic Change 2007: Synthesis Report. <http://www.ipcc.ch/reports>.
- IPCC, 2018. Global warming of 1.5°C. an IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty. En: Masson-Delmotte, V. et al. (Eds.), World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.
- Iriondo, M.H. 1999a. Climatic changes in the South American plains: Records of a continent-scale oscillation. *Quaternary International*, 57/58: 93-112.
- Iriondo, M.H. 1999b. Last Glacial Maximum and Hypsithermal in the Southern Hemisphere. *Quaternary International*, 62: 11-19.
- Isacks, B.L. 1988. Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93: 3211-3231.
- Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. y Ramos, V.A. 1992. La segmentación tectónica de los Andes centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada. 5º Congreso Latinoamericano de Geología, 3: 587-606. Buenos Aires.
- Ivany, L.C., Van Symaey, S., Domack, E.W. y Samson, S.D. 2006. Evidence for an earliest Oligocene ice sheet on the Antarctic Peninsula. *Geology*, 34: 377-380.
- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones G., Jiménez, N., Montenegro, G. y Zambrano I. 1995. Basin development in an accretionary, oceanic floored forearc setting: southern Coastal Ecuador during Late Cretaceous to Late Eocene times. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 615-631.
- Jaillard, E., Héral, G., Monfret, T., Díaz-Martínez, E., Baby, P., Lavenue, A. y Dumont, J.F. 2000. Tectonic evolution of the Andes of Ecuador, Peru, Bolivia and northernmost Chile. En: Cordani, U.G. et al. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*, pp. 481-459. Rio de Janeiro.
- Johnson, T.C., Brown, E.T., McManus, J., Barry, S., Barker, P. y Gasse, F. 2002. A high-resolution paleoclimate record spanning the past 25,000 years in southern East Africa. *Science*, 295: 113-114.
- Jordan, T.E. y Allmendinger, R. 1981. The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286: 737-761.
- Jordan, T.E., Isaks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V.A. y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted plates. *Geological Society of America Bulletin*, 94: 341-361.
- Jordan, T.E., Drake, R.E. y Naeser, C.W. 1993a. Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del río Jáchal, San Juan, Argentina. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2: 132-141.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., Damiani, J.F. y Drake, R.E. 1993b. Chronology of motion in a complete thrust belt: the Precordillera, 30-31°S, Andes Mountains. *Journal of Geology*, 101: 135-156.
- Kay, S.M., Mpodozis, C., Ramos, V.A. y Muñizaga, F. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andes Cordillera (28-33°S). En: Harmon, R.S. y Rapela, C. (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America Special Paper, 265: 113-137.
- Kay, S.M., Ramos, V.A. y Márquez, M. 1993. Evidence in Cerro Pampa volcanic rocks for slab-melting prior to ridge-trench collision in southern South America. *Journal of Geology*, 101: 703-714.
- Keller, G., Mateo, P., Punekar, J., Khozyem, H., Gertsch, B., Spangenberg, J., Bitchong, A.M. y Adatte, T. 2018. Environmental changes during the Cretaceous-Paleogene mass extinction and Paleocene-Eocene Thermal the Anthropocene. *Gondwana Research*, 56: 69-89.
- Kennett, D.J., Kennett, J.P., West, G.J., Erlandson, J.M., Johnson, J.R., Hendy, I.L., West, A., Culleton, B.J., Jones, T.L. y Stafford Jr., T.W. 2008. Wildfire and abrupt ecosystem disruption on California's Northern Channel Islands at the Allerød-Younger Dryas boundary (13.0-12.9 ka). *Quaternary Science Reviews*, 27: 2530-2545.
- Kennett, D.J., Kennett, J.P., West, A., Mercer, C., Que Hee, S.S., Bement, L., Bunch, T.E., Sellers, M. y Wolbach, W.S. 2009. Nanodiamonds in the Younger Dryas boundary sediment layer. *Science*, 323: 94.
- Kidder, D.L. y Woersley, T.R. 2012. A human-induced hothouse climate? *GSA Today*, 22: 4-11.
- Kirtman, B., et al. 2013. Near-term Climate Change: Projections and Predictability. En: Stocker, T.F. et al. (eds.), Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 953-1028.
- Kobashi, T., Grossman, E., Yancey, T.E. y Dockery, D.T. 2001. Reevaluation of conflicting Eocene tropical temperature estimates: Molluscan oxygen isotope evidence from warm low latitudes. *Geology*, 29: 983-986.
- Laprida, C. y Valero-Garcés, B. 2009. Cambios ambientales de épocas históricas en la pampa bonaerense en base a ostrácodos: historia hidrológica de la laguna de Chascomús. *Ameghiniana*, 46: 95-111.
- Lawver, L.A. y Gahagan, L.M. 2003. Evolution of Cenozoic seaways in the circum-Antarctic region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198: 11-37.
- Li, Y.X., Törnqvist, T.E., Nevitt, J.M. y Kohl, B. 2012. Synchronizing a sea-level jump, final Lake Agassiz drainage, and abrupt cooling 8200 years ago. *Earth and Planetary Science Letters*, 315/316: 41-50.
- Livermore, R., Nankivell, A., Eagles, G. y Morris, P. 2005. Paleogene opening of Drake Passage. *Earth and Planetary Science Letters*, 236: 459-470.
- Madden, R.H., Carlini, A.A., Vucetich, M.G. y Fay, R.F. (eds.) 2010. The Paleontology of the Gran Barranca. Evolution and environmental change through the Middle Cenozoic of Patagonia. Cambridge University Press, 458 p.
- Maher, B.A., Prospero, J.M., Mackie, D., Gaiero, D., Hesse, P.P. y Balkanski, Y. 2010. Global connections between aeolian dust, climate

- and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum. *Earth-Science Reviews*, 99: 61-97.
- Malvicini, L. y Llanbías, E.J. 1982. El magmatismo Mioceno y las manifestaciones metalíferas asociadas en Argentina. *5º Congreso Latinoamericano de Geología*, 3: 547-566. Buenos Aires.
- Mann, M.E., Bradley, R.S. y Hughes, M.K. 1999. Northern Hemisphere temperatures during the past Millennium: Inferences, uncertainties, and limitations. *Geophysical Research Letters*, 26: 759-762.
- Marshall, L.G., Sempere, T. y Gayet, M. 1993. The Petaca (Late Oligocene-Middle Miocene) and Yecua (Late Miocene) formations of the Subandean-Chaco basin, Bolivia, and their tectonic significance. *Documents Laboratoire Géologique de Lyon*, 125: 291-301.
- Mayewski, P.A. et al. (15 autores), 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62: 243-255.
- Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En: Eickson, G.E., Cañas Pinochet, M.T. y Rainemund, J.A. (eds.) *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, 11: 59-90.
- Murdie, R., Prior, D., Styles, P., Flint, S., Pearce, R. y Agar, S. 1993. Seismic response to ridge-transform subduction: Chile triple junction. *Geology*, 21: 1095-1098.
- Murray, D.S., Carlson, A.E., Singer, B.S., Anslow, F.S., He, F., Caffee, M., Marcott, S.A., Liu, Z. y Otto-Bliesner, B.L. 2012. Northern Hemisphere forcing of the last deglaciation in southern. *Geology*, 40: 631-634.
- Muttoni, G., Scardia, G. y Kent, D.V. 2010. Human migration into Europe during the late Early Pleistocene climate transition. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296: 79-93.
- Ogg, J.G. 2004. Status of divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia*, 37: 183-199.
- Otto, F.E.L., Skeie, R.B., Fuglestedt, J.S., Berntsen, T. y Allen, M.R. 2017. Assigning historic responsibility for extreme weather events. *Nature Climate Change*, 7(11): 757-759.
- Oyarzún, J. 2000. Andean metallogenesis: A Synoptical review and interpretation. En: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A. y Campos, D.A. (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 725-753. 31º International Geologic Congress, Río de Janeiro.
- Pääbo, S.
- Pascual, R. 1996. Late Cretaceous-Recent land-mammals: An approach to South American geobiotic evolution. *Maztozoología Neotropical*, 3: 133-152.
- Pascual, R. y Ortiz Jaureguizar, E. 1990. Evolving climates and mammal faunas in Cenozoic South America. *Journal of Human Evolution*, 19: 23-60.
- Pascual, R., Ortega Hinojosa, E.J., Gondar, D. y Tonni, E. 1965. Las edades del Cenozoico mamalífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. *Anales de la Comisión de Investigaciones Científicas de Buenos Aires*, 6: 165-193.
- Pascual, R., Archer, M., Ortiz Jaureguizar, E., Prado, J.L., Godthelp, H. y Hand, S.J. 1992. First discovery of monotremes in South America. *Nature*, 356: 704-705.
- Patton, G.M., Martin, P.A., Voelker, A. y Salgueiro, E. 2011. Multiproxy comparison of oceanographic temperature during Heinrich Events in the eastern subtropical Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 310: 45-58.
- Pérez, D.J., Ottone, G. y Ramos, V.A. 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. *13º Congreso Geológico Argentino*, 1: 385-398.
- Pérez-Fodich, A., Reich, M., Álvarez, F., Snyder, G.T., Schoenberg, R., Vargas, G., Muramatsu, Y. y Fehn, U. 2014. Climate change and tectonic uplift triggered the formation of the Atacama Desert's giant nitrate deposits. *Geology*, 42: 251-254.
- Pfuhl, H.A. y McCave, I.N. 2005. Evidence for late Oligocene establishment off the Antarctic Circumpolar Current. *Earth and Planetary Science Letters*, 235: 715-728.
- Piovano, E.L., Ariztegui, D., Sylvestre, F., Bernaconi, S.M. y Kajdas, I. 2005. Limnological reconstruction of climatic changes in the South American extratropics since the Last Glacial Maximum. *Actas 16º Congreso Geológico Argentino*, La Plata. (CD).
- Piovano, E.L., Zanon, G.A. y Ariztegui, D. 2006. Historia geológica y registro climático. En: Bucher, E. (ed.) *Bañados del Río Dulce y Laguna Mar Chiquita (Córdoba, Argentina)*. Academia Nacional de Ciencias, 342 p. Córdoba.
- Ponce, J.F. y Rabassa, J. 2012. La plataforma submarina y la costa atlántica argentina durante los últimos 22.000 años. *Ciencia Hoy*, 22 (127): 50-56.
- Potts, R., 1996. Evolution and climate variability. *Science*, 273: 922-923.
- Prüfer, K., Racimo, F. y Pääbo, S. 2014. The complete genome sequence of a Neanderthal from the Altai Mountains. *Nature*, 505: 43-49.
- Pueyo, J.J., Chong, G. y Vega, M. 1998. Mineralogía y evolución de las salmueras madres en el yacimiento de nitratos Pedro de Valdivia, Antofagasta, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 25 (1): 3-15.
- Quattrocchio, M.E., Borromei, A.M., Deschamps, C.M., Grill, S.C. y Zavala, C.A. 2008. Landscape evolution and climate changes in the Late Pleistocene-Holocene southern Pampa (Argentina): evidence from palynology, mammals and sedimentology. *Quaternary International*, 181: 123-138.
- Rabassa, J. 2007. El impacto del cambio climático en los glaciares patagónicos y fueguinos. *Ciencia Hoy*, 17 (97): 50-57.
- Rabassa, J., Coronato, A.M. y Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean region (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 20: 81-103.
- Rabatel, A., Francou, B., Jomelli, V., Naveau, P. y Grancher, D. 2008. A chronology of the Little Ice Age in the tropical Andes of Bolivia (16°S) and its implications for climate reconstruction. *Quaternary Research*, 70: 198-212.
- Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En: Clark, S. y Burlchfield, D. (eds.) *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America Special Paper, 218: 31-54.
- Ramos, V.A. 1989. The birth of Southern South America. *American Scientist*, 77: 444-450.
- Ramos, V.A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. 1. Evolución tectónica de la Argentina. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Secretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales, 29: 715-759. Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision*. Geological Society of America Memoir, 204: 31-65.
- Ramos, V.A. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*, 45: 2-25.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1992. The southern Patagonian basalts: retroarc testimony of a ridge collision, Argentina. En: Oliver, R.A., Vatin-Perignon, N. y Laubacher, G. (eds.) *Andean Geodynamics Symposium*, Grenoble. *Tectonophysics*, 205: 261-282.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution on the Andes. En: Cordani, U.G. y otros (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 635-685. 31º International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Ramos, V.A., Aguirre Urreta, M.B., Álvarez, P.P., Cegarra, E.O., Cristallini, E.O., Kay, S.M., Lo Forte, G.L., Pereyra, F.X. y Pérez, D.J. 1996. *Geología de la región del Aconagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24, 510 p. Buenos Aires.
- Rech, J.A., Currie, B.S., Michalski, N. y Cowan, A.M. 2006. Neogene climate change and uplift in the Atacama Desert, Chile. *Geology*, 34: 761-764.
- Reguero, M.A., Vizcaíno, S.F., Goin, F.J., Marensi, S.A. y Santillana,

- S.N. 1998. Eocene high-latitude terrestrial vertebrates from Antarctica as biogeographic evidence. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártida*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial, 5: 185-198.
- Romero, E.J. 1986. Paleogene phytogeography and climatology of South America. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 73: 449-461.
- Ron, H. y Levi, S. 2001. When did hominids first leave Africa?: New high-resolution magnetostratigraphy from the Erk-el-Ahmar Formation, Israel. *Geology*, 29: 887-890.
- Roveri, M. y Manzi, V. 2006. The Messinian salinity crisis: Locking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238: 386-398.
- Ruddiman, W.F. 1997. *Tectonic uplift and climatic change*. 558 p. Springer.
- Ruddiman, W.F. 2003. Climate changes during hominid evolution. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 35: 184.
- Ruskin, B.G., Dávila, F.M., Hoke, G.D., Jordan, T.E., Astini, R.A. y Alonso, R. 2011. Stable isotope composition of middle Miocene carbonates of the Frontal Cordillera and Sierras Pampeanas: Did the Paranense seaway flood western and central Argentina? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 293-303.
- Russo, R.M., VanDecar, J.C., Comte, D., Mocanu, V.I., Gallego, A. y Murdi, R.E. 2010. Subduction of the Chile Ridge: Upper mantle structure and flow. *GSA Today*, 20: 4-10. *cién Geológica Argentina*, 65: 660-673.
- Sahnouni et al. (13 autores), 2018. 1.9-million- and 2.4-million-year-old artifacts and stone tool-cutmarked bones from Ain Boucherit, Algeria. *Science* 362: 1297-1301.
- Sasso, A.M. y Clak, A.H. 1988. The Farallón Negro group, northwest Argentina: magmatic, hydrothermal and tectonic evolution and implications for Cu-Au metallogeny in the Andean back-arc. *SEG Newsletter*, 34: 8-18.
- Scheibner, C. y Speijer, R.P. 2008. Late Paleocene-early Eocene Tethyan carbonate platform evolution – A response to long- and short-term paleoclimatic change. *Earth-Science Reviews*, 90: 71-102.
- Schellmann, G. y Radtke, U. 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terrace-sand valley-mouth terraces. *Earth-Science Reviews*, 103: 1-30.
- Salvarredy-Aranguren, M.M., Probst, A. y Roulet, M. 2009. Evidencias sedimentarias y geoquímicas de la Pequeña Edad de Hielo en el lago Milluni Grande del Altiplano Boliviano. *Revista de la Asociación Scler*, H.D. y Martin, E.E. 2006. Timing and climatic consequences of the opening of Drake Passage. *Science*, 312: 428-430.
- Simpson, G.G. 1964. *Evolución y Geografía. Historia de la fauna de América Latina*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, EUDEBA, 87 p.
- Skelton, A. 2011. Flux rates for water and carbon during greenschist facies metamorphism. *Geology*, 39: 43-46.
- Slon, V. et al., 2018. The genome of the offspring of a Neanderthal mother and a Denisovan father. *Nature*, 561: 113-116.
- Soria, J.M., Carachuela, J.E., Corbi, H., Dinarés-Turell, J., Lancis, C., Tent-Manclús, J.E., Viseras, C. y Yébenes, A. 2008. The Messinian-early Pliocene stratigraphic record in the southern Bajo Segura Basin (Betic Cordillera, Spain): Implications for the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentary Geology*, 203: 267-288.
- Stehli, F. y Webb, S.D. (eds.) 1985. *The Great American Biotic Interchange*. Plenum Press, 532 p.
- Stephan, J-F. 1977. Una interpretación de los complejos con bloques asociados a los flysch Paleoceno-Eoceno de la Cadena Caribe venezolana: el emplazamiento submarino de la Napa de Lara. *Memorias de la VI Conferencia Geológica del Caribe*, pp. 199-200.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C. 1986. Glaciaciones Pleistocenas del Lago Argentino y alto valle del Río Santa Cruz. *XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas IV: 311-325.
- Svensen, H., Planke, S., Malthé-Sorensen, A., Jamtveit, B., Myklebust, R., Eidem, T.R. y Rey, S.S. 2004. Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature*, 429: 524-527.
- Stephan, J-F., Beck, C., Bellizzia, A. y Blanchet, R. 1980. La chaîne caribbe du Pacifique à l'Atlantique. En: *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*. 26^o International Geological Congress, Colloque C5, pp. 38-59.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Amijo, R. y Cobbold, P. 1982. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine. *Geology*, 10: 611-616.
- Thomas, D.J., Zachos, J.C., Bralower, T.J., Thomas, E. y Bohaty, S. 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene thermal maximum. *Geology*, 30: 1067-1070.
- Tonni, E.P. 1998. Los climas del Cuaternario: causas y consecuencias. *Ciencia Hoy*, 8 (45): 51-60.
- Tonni, E.P., Cione, A.L. y Figini, A.J. 1999. Predominance of arid climates indicated by mammals in the pampas of Argentina during the Late Pleistocene and Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 147: 257-281.
- Toker, E., Sivan, D., Stern, E., Shirman, B., Tsimplis, M. y Spada, G. 2012. Evidence for centennial scale sea level variability during the Medieval Climate Optimum (Crusader Period) in Israel, eastern Mediterranean. *Earth and Planetary Science Letters*, 315/316: 51-6
- Tortorici, L., Catalano, S. y Monaco, C. 2009. Ophiolite-bearing melanges in southern Italy. *Geological Journal*, 44: 153-166.
- Toussaint, J-F. y Restrepo, J.J. 1994. The Colombian Andes during Cretaceous times. En: Salfity, J.A. (ed.) *Cretaceous tectonics of the Andes*. Earth Evolution Sciences Monograph Series, pp. 61-100. Vieweg & Sohn.
- Tripaldi, A. y Limarino, C.O. 2005. Vallecito Formation (Miocene): The evolution of an eolian system in an Andean foreland basin (north-western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 343-357.
- Uriarte Cantolla, A. 2003. *Historia del clima de la Tierra*. Servicio Central de Publicaciones del Gobierno Vasco, 305 p. Vitoria-Gasteiz.
- Vizcaíno, S.F., Pascual, R., Reguero, M.A. y Goin, F. 1998. Antarctica background of mammalian evolution. En: *Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártida*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 199-209.
- Vrba, E.S., Denton, G.H., Partridge, T.C. y Burckel, L.H. (eds.) 1995. *Paleoclimate and Evolution, with emphasis on Human origins*. Yale University Press, 454 p. New Haven.
- Vucetich, M.G. et al. (12 autores), 2007. Mamíferos continentales del Paleógeno argentino: las investigaciones de los últimos 50 años. En: Archangelsky, S., Sánchez, T.M. y Tonni, E.P. (eds.) *Ameghiana 50^o Aniversario*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 239-255.
- Vuille, M., Francou, B., Wagnon, P., Juen, I., Kaser, G., Mark, B.G. y Bradley, R.S. 2008. Climate change and tropical Andean glacier: Past, present and future. *Earth-Science Reviews*, 89: 79-96.
- Walker, M. y Lowe, J. 2007. Quaternary science 2007: a 59-year retrospective. *Journal of the Geological Society, London*, 165: 1073-1092.
- Walker, M. et al. (17 autores), 2009. Formal definition and dating of the GSSP (Global Stratotype Section and Point) for the base of the Holocene using the Greenland NGRIP ice core, and selected auxiliary records. *Journal of Quaternary Science*, 24: 3-17.
- Walsh, S.L. 2006. Hierarchical subdivision of the Cenozoic Era: a venerable solution, and a critique of current proposals. *Earth-Science Reviews*, 78: 207-237.
- Walsh, S.L. 2008. The Neogene: Origin, adoption, evolution and controversy. *Earth-Science Reviews*, 89: 42-72.
- Watson, C.S. et al., 2015: Unabated global mean sea-level rise over the satellite altimeter era. *Nature Climate Change*, 5(6): 565-568.
- Wernicke, B. 1985. Uniform sense simple shear of the continental lithosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22: 108-125.

- Zachos, J.C., Schouten, S., Bohaty, S.M., Quattlebaum, T., Slujs, A., Brinkhuis, H., Gibbs, S.J. y Bralower, T.J. 2006. Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX₈₆ and isotope data. *Geology*, 34: 737-740.
- Zachos, J.C., Bohaty, S.M., John, C.M., McCarren, H., Kelly, D.C. y Nielsen, T. 2007. The Palaeocene-Eocene carbon isotope excursion: constraints from individual shell planktonic foraminifer records. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 365: 1829-1842.
- Zalasiewicz, J. et al (19 autores). 2008. Are we now living in the Anthropocene? *GSA Today*, 18: 4-8.