

3<sup>o</sup> EDICIÓN

# EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP

1

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS  
Córdoba, Argentina

2018

## HERRAMIENTAS PARA RECONSTRUIR LA HISTORIA DE LA TIERRA

---

- 1.1 Wegener y la deriva continental
  - 1.2 El nacimiento del concepto de Gondwana
  - 1.3 Principales avances de la geología durante el Siglo XX
  - 1.4 Un poco de historia: de los Jonios a Galileo
  - 1.5 ¿Uniformismo, catastrofismo o un planeta en evolución?
  - 1.6 El marco espacio-temporal de los fenómenos geológicos y biológicos
  - 1.7 Los fósiles y las edades relativas
  - 1.8 La medición del tiempo absoluto
  - 1.9 Las inversiones del campo magnético terrestre
  - 1.10 El calendario geológico, la escala cronoestratigráfica global y los GSSP
  - 1.11 Los mapas paleogeográficos: la búsqueda de los paleopolos y el Ecuador
  - 1.12 Los isótopos estables
  - 1.13 Paleobiogeografía: los fósiles como indicadores paleogeográficos
  - 1.14 Las ciencias naturales, la geología histórica y el método científico
- 



*“Los científicos aún no comprendemos lo suficiente que todas las ciencias de la Tierra deben contribuir con evidencias para develar el estado de nuestro planeta en el pasado y que la verdad de los hechos sólo puede ser alcanzada combinando toda esta evidencia... Pero, además, debemos estar siempre preparados para la posibilidad de que un nuevo descubrimiento, sin importar la ciencia que lo produzca, pueda modificar nuestras conclusiones”*

Alfred Wegener

## 1.1 WEGENER Y LA DERIVA CONTINENTAL

Hasta bien entrado el siglo 19, el concepto de ‘inmutabilidad’ dominó ampliamente el pensamiento científico. Su origen hay que buscarlo en el dogma teológico de que en la naturaleza todo permanece tal como fue creado. La idea revolucionaria de que los seres vivos pueden cambiar a través del tiempo fue lanzada por Jean-Baptiste Lamarck en 1809, argumentando que los órganos que más se usan – por las exigencias de un determinado ambiente – tienden a desarrollarse más que aquellos que se usan menos, y que estas modificaciones se transmiten a la descendencia. Aunque errónea en cuanto a las causas de la evolución, esta idea de una progresión orgánica desde formas más simples a más perfectas fue rechazada de plano con el argumento de que la conformación de un ser vivo no se puede alterar sin graves consecuencias para el mismo, y que tal complejidad sólo puede ser producto de un Diseñador.

Es interesante notar que el eminente anatomista francés Georges Cuvier, de religión protestante y uno de los más críticos de Lamarck, ya había advertido que en la cuenca terciaria de París los fósiles de los estratos más antiguos eran muy distintos de los más modernos, ante lo cual apeló al Diluvio Universal, el único ‘evento’ que, a su juicio como hombre devoto, tenía la magnitud para exterminar todos los seres vivos, tras lo cual el planeta era repoblado por una nueva Creación. De allí la ligazón estrecha que existe entre las ideas inmovilistas, creacionistas y catastrofistas. Pero, sin proponérselo, Cuvier introdujo dos conceptos que fueron ampliamente retomados en épocas modernas, el de eventos catastróficos y el de extinciones masivas (§ 1.3). Charles Darwin, en su libro *El Origen de las Especies* publicado en 1859, planteó que la selección natural es el motor de la evolución, aportando tal cantidad de evidencias y argumentos científicos que se tornó virtualmente irrefutable, aun cuando en ese tiempo no se conocían los mecanismos genéticos de la evolución. Demás está decir que la teoría de la **evolución orgánica** rigió la biología de los últimos 150 años y abrió las puertas a espectaculares avances científicos y, sobre todo, a una comprensión integral de todos los procesos de la vida, desde la escala molecular hasta los grandes ecosistemas, y desde el origen de la vida hasta la biota actual.

El físico norteamericano Thomas Kuhn sostuvo en 1962 que el progreso científico ocurre por saltos, es decir, por medio de una suerte de revoluciones que destronan el pensamiento dominante y lo reemplazan por una nueva teoría. O sea, que hay épocas de tranquilidad o de ciencia ‘normal’ y épocas turbulentas en las que se gesta un nuevo paradigma. Durante las primeras, que son más prolongadas, el paradigma constituye el trasfondo de

toda investigación y fija sus alcances. A principios del siglo 20, con el paso de la física newtoniana a la física relativista desarrollada por Albert Einstein se vivió una revolución similar a la de la biología.

En las **ciencias geológicas** se transitó un camino comparable al de la biología, aunque algo desfasado en el tiempo. La geología del siglo 19 estaba dominada por el paradigma de una Tierra rígida y estática, en estado de contracción. En ese escenario, las cadenas montañosas se originaban a modo de arrugas en su superficie a medida que el planeta se enfriaba. Asimismo, las cuencas oceánicas podían hundirse y emerger alternativamente, al igual que los continentes, produciendo transgresiones y regresiones marinas. La presencia de especies fósiles similares en continentes ampliamente separados, ya advertida por los paleontólogos y geólogos de la época, obligó a reconocer la existencia de puentes continentales cruzando los océanos (Fig. 1.1). De este modo se podía conciliar la distribución actual de tierras y mares con la teoría de la evolución orgánica recientemente propuesta, según la cual los antecesores de las faunas vivientes se originaron en ciertas áreas y luego se dispersaron. Estas ideas fueron expuestas por el geólogo austríaco Eduard Suess en su famoso tratado *La Faz de la Tierra*, cuyos numerosos volúmenes fueron publicados entre 1883 y 1909.

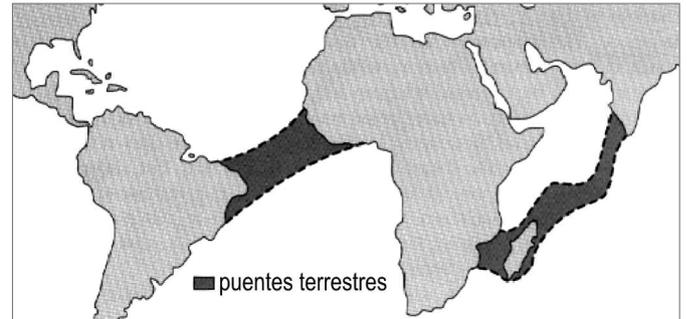
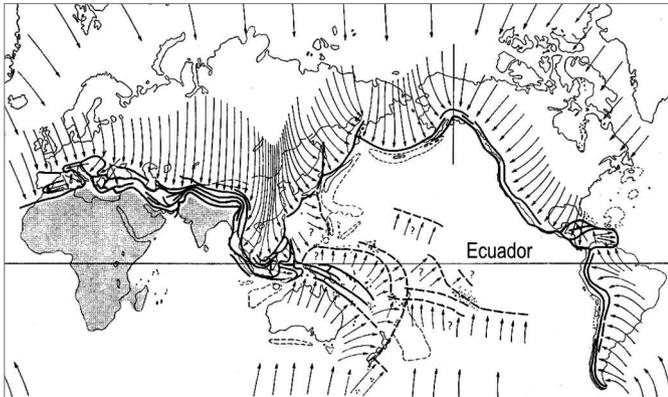


Figura 1.1. Puentes continentales inferidos para explicar las similitudes faunísticas entre los continentes que formaron Gondwana.

Tan arraigados estaban estos hechos en el pensamiento geológico de la época que algunos trabajos en los que se postuló el movimiento de los continentes pasaron desapercibidos o, quizás, deliberadamente ignorados. Tal fue el caso de Frank Taylor, quien consideró que la distribución de las cadenas montañosas terciarias, prolijamente descritas por Suess, no era coherente con el modelo de la contracción. El argumento central de la hipótesis de Taylor, publicada en el boletín de la *Geological Society of America* en 1910, era que las cadenas terciarias como los Alpes, los Himalaya o los Andes están situadas en los bordes de los continentes formando un arco convexo hacia el océano y muestran claras eviden-



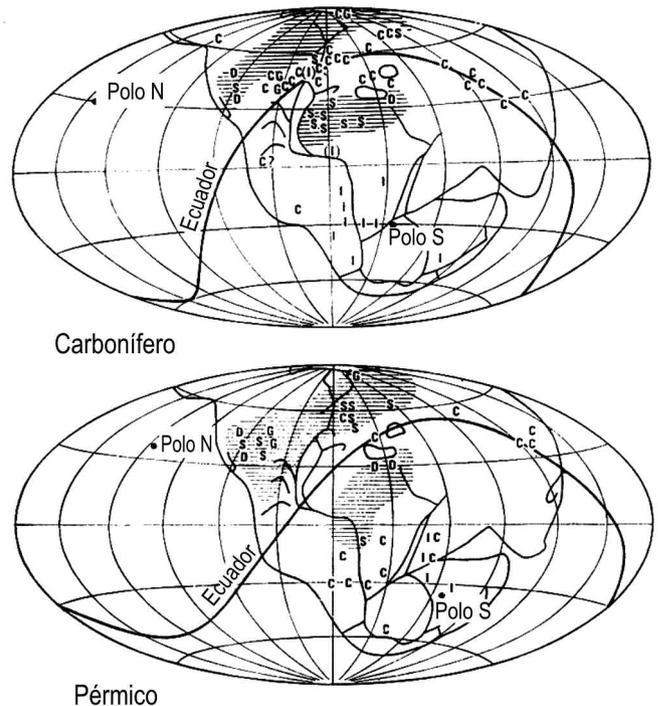
**Figura 1.2.** Dirección y magnitud (dada por la longitud relativa de las flechas) del movimiento de la corteza terrestre en el Cenozoico según Taylor (1910). Los continentes grises son los que no tuvieron movimiento. Las líneas representan los cinturones montañosos.

cias de compresión tangencial. Esto lo llevó a proponer que los continentes se desplazaron de norte a sur debido al hundimiento de las cuencas oceánicas, lo que generó esfuerzos desde los continentes hacia el mar (Fig. 1.2). Posteriormente, relacionó tal desplazamiento con las grandes mareas producidas por la supuesta captura de la Luna en el período Cretácico (hoy en día se sabe que la Luna se formó por la colisión con un planeta poco después de la formación de la Tierra). Incluso, Taylor especuló que la elevada cadena Himalaya surgió debido a que el rígido escudo de la India se interpuso en el movimiento de Asia hacia el sur, y que la cadena Alpina fue consecuencia de la resistencia del bloque africano y la interferencia con cadenas europeas más antiguas, anticipándose muchas décadas al concepto de cadena colisional. También sorprende su deducción de que África permaneció inmóvil durante el Terciario basado en la ausencia de montañas en los bordes de este continente. Este concepto fue reafirmado en trabajos realizados en años recientes.

Así como la tradición germánica de fines del 1800 buscaba una síntesis entre la física, la geofísica y la meteorología, y reconocía que la corteza terrestre, más liviana, ‘flotaba’ sobre rocas más plásticas, la escuela angloamericana se inclinaba por una Tierra estática en proceso de solidificación y contracción. En ese marco, no había lugar para ideas que modificaran sustancialmente el *statu quo*, y menos si provenían de alguien que no sólo no pertenecía a la elite geológica angloamericana sino que, para colmo, era meteorólogo. Por eso, la aparición en escena del alemán **Alfred Wegener** con su teoría sobre la deriva continental se produjo en un terreno hostil. Beveridge (1950), al analizar el progreso del conocimiento científico, planteó acertadamente que cuando se hacen descubrimientos antes de tiempo (esto es, fuera del paradigma) es casi seguro que serán ignorados o

rechazados con una oposición insuperable, de modo que en la mayoría de los casos, tanto daría no haberlos hecho, y algo parecido le ocurrió a Wegener. Sus primeras ideas fueron dadas a conocer en una breve comunicación presentada en Frankfurt en 1912 y la primera versión de su libro titulado *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane (El Origen de los Continentes y Océanos)* apareció en 1915. Sin embargo, el hecho de haber sido escrito en alemán y de que su publicación coincidió con el inicio de la primera guerra mundial hicieron que el libro permaneciera desconocido para gran parte del mundo científico hasta que su tercera edición fue traducida al inglés en 1922. A partir de ese momento ya no pudo ser ignorado, desatándose una intensa polémica que en muchos aspectos excedió la crítica a la teoría científica para transformarse en ataques de carácter personal.

Wegener fue un observador agudo e intuitivo. En pocos años, y luego de numerosas campañas en el manto de hielo de Groenlandia, se transformó en un meteorólogo brillante y uno de los más reconocidos expertos en meteorología polar y glaciología. No hay certeza de cómo intuyó que los continentes actuales surgieron a partir de la fragmentación de una masa continental única, que él denominó **Pangea**, (Fig. 1.3) aunque algunos com-



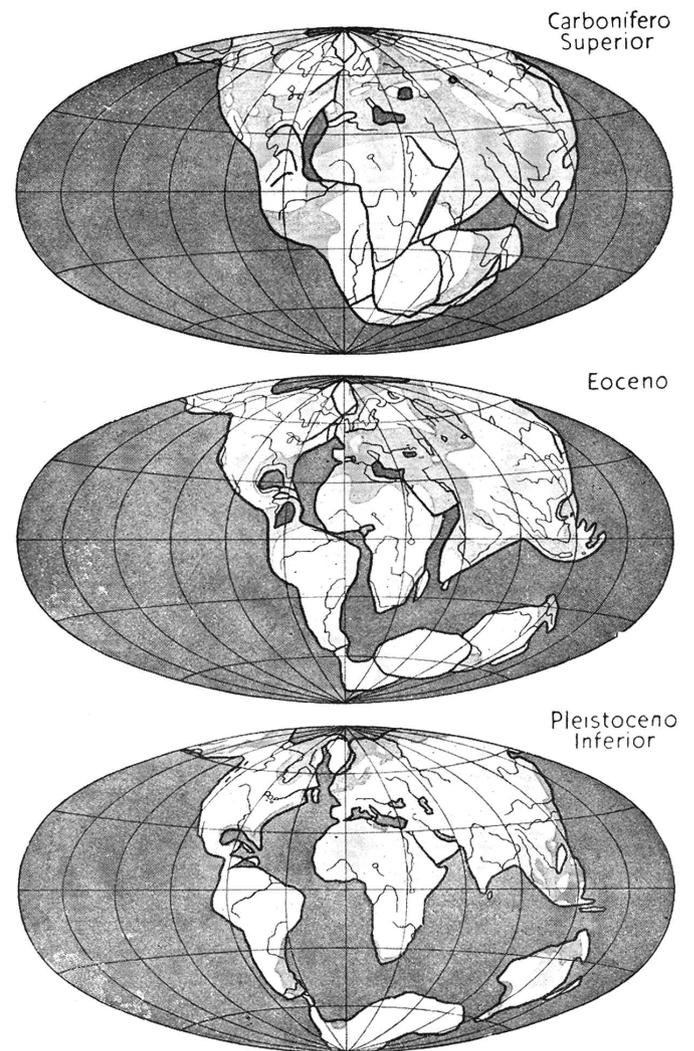
**Figura 1.3.** Indicadores paleoclimáticos utilizados por Wegener (1922) para ubicar los polos y el Ecuador en el supercontinente Pangea. Nótese que Wegener no hizo coincidir los paleopolos con los polos actuales, como se hace en los mapas modernos, de allí la trayectoria sinuosa del paleoecuador. C: carbón; I: hielo; D: areniscas eólicas; S: halita; G: yeso.

pañeros de expedición contaron que fue a partir de la observación de la ruptura y separación de bloques de hielo flotante. Con el cuestionamiento de los puentes continentales y la formación de las montañas por contracción, Wegener socavó las bases mismas de la teoría ortodoxa. Advirtió que si podía demostrar que tales puentes no existieron, entonces la única forma de explicar la distribución de la flora y la fauna fósil era admitiendo que los continentes estuvieron unidos en el pasado y luego se fragmentaron (Fig. 1.4). Para ello, utilizó no sólo las evidencias paleontológicas que había recopilado durante años sino que, como buen meteorólogo, apeló a los indicadores paleoclimáticos. Por ejemplo, la presencia de tilitas glaciales en el norte de la India era un claro indicio de que esa región, actualmente situada cerca del Ecuador, había estado a altas latitudes en el Paleozoico tardío. Si los continentes se unían en un gran continente austral también encajaban las evidencias estratigráficas. Si el Atlántico sur no existía, las Sierras Australes de Buenos Aires continuaban de modo natural en el Sistema del Cabo de Sudáfrica (Fig. 1.5). Como veremos más adelante (Capítulo 6), la estratigrafía, los fósiles y la edad del plegamiento de ambas cadenas son muy similares. Además, en la reconstrucción de Wegener, los sedimentos continentales del Sistema Karoo de Sudáfrica resultan adyacentes a la cuenca de Paraná del sur de Brasil, portadora de reptiles similares. En el Hemisferio Norte, la cadena de los Caledónides del oeste europeo se prolonga en la región de Terranova en el este de Norteamérica.

El principal argumento en contra de los puentes continentales era que estaban formados por corteza continental (o Sial, como la denominó Suess) y, por lo tanto, no podían hundirse en las rocas más densas del manto (o Sima) por el fenómeno de la isostasia, ya conocido desde el siglo 18 y enunciado como principio por Dutton a comienzos del siglo 20. Por esa misma causa, los océanos no podían haberse elevado y hundido en forma intermitente. Además – razonó Wegener – los sedimentos marinos que cubren los continentes son de aguas someras y no se corresponden con las grandes profundidades oceánicas. Al eliminar los puentes continentales, y con ello los océanos interpuestos, los datos paleontológicos, estratigráficos y paleoclimáticos cobraron sentido y la formulación de la hipótesis central surgió naturalmente: si hace 300 millones de años los continentes estuvieron reunidos, su posición actual sólo puede explicarse mediante un desplazamiento lateral importante (el término ‘desplazamiento’ utilizado por Wegener fue traducido luego como ‘deriva’, finalmente adoptado).

Sin dudas, uno de los flancos más vulnerables de la teoría vigente era el origen de las cadenas montañosas

por contracción. Si ese fuera el mecanismo – especuló Wegener – las montañas deberían estar distribuidas al azar sobre la Tierra y no en determinadas regiones, como ya lo había notado Taylor en 1910 (aunque todo indica que Wegener no conocía ese trabajo). Por otra parte, había crecientes evidencias de que la magnitud de los corrimientos o *nappes* Alpinos era mayor que la esperada por simple contracción de la corteza, es decir, había esfuerzos tangenciales cuya naturaleza era un enigma. Un fuerte golpe a la teoría de la contracción provino de la física, con el descubrimiento de la radioactividad en 1896 por Henri Becquerel, quien trabajaba en París con sus ayudantes, los esposos Curie. Previo a esto, los cálculos realizados por Lord Kelvin en base a su segundo principio de la termodinámica indicaban que la Tierra, inicialmente en estado de fusión, se enfrió hasta la temperatura actual en alrededor de 200 millones de años, lo



**Figura 1.4.** El desmembramiento del supercontinente Pangea por medio de la deriva continental según el dibujo original de Wegener, (1922) (figura de la portada del libro).



**Figura 1.5.** Izquierda: secuencia plegada de cuarcitas del Paleozoico inferior en el Cinturón del Cabo (Sudáfrica); derecha: sucesión equivalente en la Sierra de la Ventana (Parque Tornquist) de la provincia de Buenos Aires (foto gentileza de C. Cingolani y N.J. Uriz).

que en su momento pareció una enormidad. La desintegración de elementos radioactivos en las rocas de la corteza agregó una importante fuente de calor independiente del calor original de la formación del planeta, por lo que ya no había certeza de que la Tierra se estuviera enfriando a la tasa que se suponía; incluso podía estar en equilibrio térmico o aun calentándose. Indirectamente, este aporte de la física fue bien recibido por los biólogos evolucionistas, pues obligó a recalcular la edad de la Tierra, que fue llevada hasta cerca de 2000 millones de años, un lapso más acorde con el requerido para la aparición de la vida y la evolución de todos los seres vivos.

Un aspecto relevante en la formulación inicial de la hipótesis de Wegener fue la gran semejanza en el contorno de los márgenes continentales de Sudamérica y África. Curiosamente, esto ya había sido advertido más de trescientos años antes por el geógrafo holandés Abraham Ortelius en su libro *Thesaurus Geographicus* de 1596, quien sugirió, además, que estuvieron unidos y luego se separaron por 'terremotos e inundaciones'. El único antecedente posterior está en el libro de Antonio Snider-Pellegrini denominado *La Création et ses mystères dévoilés* (La Creación y sus misterios revelados) del año 1858, en el cual África, Europa y América aparecen exactamente unidos por sus costas. Dado que Snider era un ferviente catastrofista, las causas que postuló para la separación fueron cataclismos desencadenados por el Diluvio Universal.

Los argumentos vertidos por Wegener en favor de la deriva continental fueron recibidos con escepticismo por los geólogos ingleses, si bien juzgaron a su teoría como interesante. Sin embargo, en 1926, luego de tomarse el tiempo suficiente como para analizar y rebatir sus argumentos, la Asociación Americana de Geólogos Petroleros (AAPG) decidió organizar en Nueva York un

simposio dedicado a discutir su hipótesis, al cual fue invitado el propio Wegener. En realidad, esta reunión tuvo todos los ingredientes de un juicio. Uno de los más enconados opositores de Wegener fue el geólogo norteamericano Rollin T. Chamberlain, quien dijo "*Si vamos a creer esta hipótesis tenemos que olvidarnos de todo cuanto hemos aprendido en los últimos 70 años y comenzar de nuevo*". A pesar de la ironía, esta frase encerraba un fondo de verdad: aceptar la movilidad de los continentes implicaba hacer un completo replanteo de muchos conceptos geológicos vigentes hasta esa fecha. La gran virtud de la hipótesis wegeneriana fue que conectó, del punto de vista causal, fenómenos tan dispares como los terremotos, las transgresiones marinas, los cambios paleoclimáticos, el volcanismo, el origen de las cadenas de montañas y las migraciones faunísticas, por mencionar solo algunos.

El talón de Aquiles de la deriva continental fue, a no dudarlo, la dificultad de encontrar un mecanismo adecuado para el movimiento de los continentes debido al escaso conocimiento que se tenía en ese entonces de la dinámica interna de la Tierra. No fue casual que uno de los más tenaces detractores haya sido el geofísico Harold Jeffreys, quien sostuvo que nuestro planeta es demasiado rígido para ser deformado bajo fuerzas tan débiles como la fuerza centrífuga o las mareas. Está claro que la condescendencia que los biólogos tuvieron hacia Darwin respecto de su casi completa ignorancia acerca de los mecanismos de la herencia (que era la clave de la selección natural) no la tuvieron los geólogos de la época con Wegener. Las críticas sobre otros aspectos de la hipótesis fueron menos virulentas. No obstante, los puentes continentales se siguieron manteniendo aunque, curiosamente, fueron reducidos a su mínima expresión, como el delgado Istmo de Brasil-Guinea uniendo

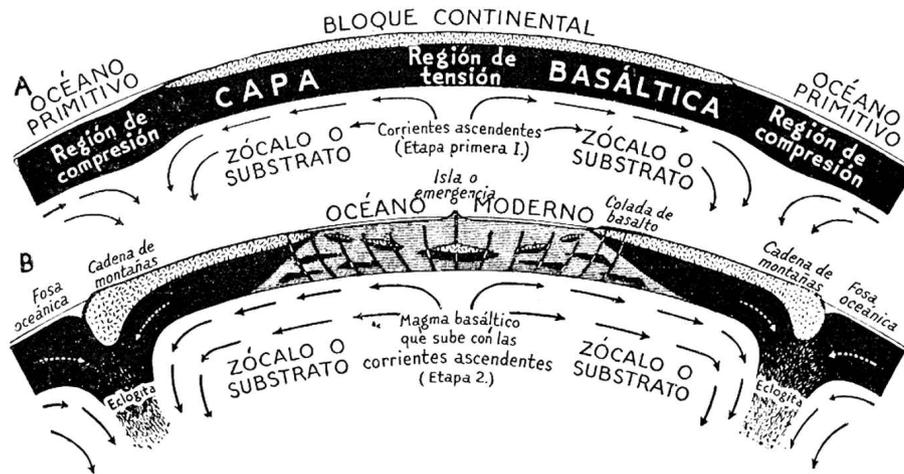


Figura 1.6. Modelo de Holmes para explicar los mecanismos de desplazamiento continental. En el diagrama de arriba el bloque continental experimenta extensión por la acción de las corrientes convectivas situadas debajo. En el diagrama inferior el continente se ha fragmentado y entre ambos bloques asciende magma basáltico que genera corteza oceánica. Nótese que en los bordes de los bloques continentales hay compresión y formación de montañas.

África y América (Fig. 1.1). La naturaleza glacial de las tilitas y las semejanzas entre los orógenos también fueron puestas en duda, pero sin argumentos sólidos.

En medio de esta avalancha de detractores Wegener tuvo dos grandes aliados. Uno de ellos fue el geólogo sudafricano Alexander Du Toit, de quien hablaremos más adelante. El otro fue especialmente importante por su renombre y trayectoria: el geólogo inglés Arthur Holmes, cuyo libro *Estratigrafía Física* fue lectura obligada en los cursos introductorios de geología de muchas generaciones (incluyendo la mía). Holmes, en un trascendente trabajo sobre la radioactividad de las rocas publicado en 1929 (fue el primero en proponer una escala geocronológica), comenzó por diferenciar los continentes, formados por granito y granodiorita, de los fondos oceánicos, constituidos por rocas como el basalto, el gabro y la anfibolita. El segundo paso fue reconocer que el volcanismo es insuficiente para disipar el calor interno, generado en parte por la radioactividad, y dedujo que en el 'sustrato' o 'zócalo' de sima debían producirse corrientes ascendentes de material más caliente que, al enfriarse, volvían a descender (hoy las denominamos corrientes convectivas del manto). Esta consistencia viscosa del sustrato de los continentes ya había sido puesta en evidencia para explicar la isostasia y se oponía al sustrato rígido inferido por Jeffreys. Además, proporcionaba, por primera vez, un mecanismo capaz de arrastrar los continentes. Pero Holmes fue más allá: postuló que en el sitio donde divergen dos corrientes ascendentes se producía la ruptura de los continentes y el vacío dejado era llenado por nueva corteza oceánica (Fig. 1.6). En este escenario, Holmes planteó el origen de las cadenas montañosas a partir del plegamiento de los geosinclinales que se formaban en el borde de ataque de los continentes, luego sus raíces descendían por efecto de la compresión y se fundían generando intenso volca-

nismo a lo largo del llamado 'cinturón de fuego del Pacífico'. Así, a escasos tres años de la reunión de Nueva York donde fustigaron a Wegener, este brillante geólogo inglés había encontrado la llave del mecanismo de la deriva continental.

## 1.2 EL NACIMIENTO DEL CONCEPTO DE GONDWANA

El nombre 'Sistema de Gondwana' es anterior al debate sobre la deriva de los continentes. Fue acuñado en 1879 por Medlicott y Blandford, geólogos del Servicio Geológico de la India, para designar una sucesión estratigráfica que yace subhorizontal sobre el basamento precámbrico en el centro y norte de India peninsular. En esos primeros trabajos se describen tilitas asociadas a pavimentos estriados (Tilita Talchir), aunque ya desde el año 1828 se conocía una peculiar flora formada por hojas en forma de lengua denominadas *Glossopteris* y *Gangamopteris*, características de los estratos carbonosos que están por arriba de las tilitas (Figs. 1.7, 6.16). Esta flora está presente también en el sudeste de Australia y fue encontrada luego en el Sistema de Karoo de Sudafrica donde, al igual que en Australia, se asocia a sedimentos de origen glacial. Estas similitudes no habían pasado inadvertidas a Suess quien, en el primer volumen de *La faz de la Tierra*, introdujo el nombre *Gondwanaland* para denominar al conjunto de continentes australes formado por India, Madagascar y el sector cratónico oriental de América del Sur. Cabe notar que el término acuñado por Suess no es del todo correcto pues el vocablo 'tierra' (*land*) está implícito en la palabra Gondwana, que significa 'tierra de los Gonds', los habitantes de un sector del centro de la India, al norte del plateau de Deccan.

Alexander Du Toit, un decidido seguidor de las ideas de Wegener, era un gran conocedor de las seme-

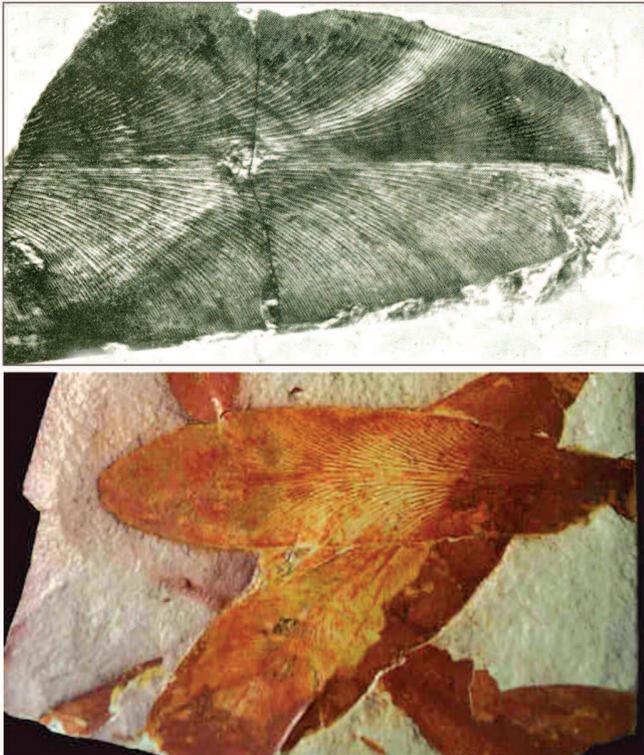


Figura 1.7. Arriba: *Glossopteris obovata*, Pérmico Inferior de Chubut, Patagonia (de Archangelsky et al., 1981). Abajo: *Glossopteris* sp. Pérmico Superior de Nueva Gales del Sur (Australia).

janzas entre la geología de Sudáfrica y de América del Sur. En 1923 había estado en Argentina, Chile, Uruguay, Paraguay y Brasil apoyado por la *Carnegie Institution* de Washington. Como resultado de ese viaje publicó en 1927 un trabajo denominado *Comparación Geológica de Sudamérica con Sudáfrica*, en el cual resaltó no sólo las semejanzas en los contornos de las costas de África y Sudamérica sino también las similitudes geológicas de las cuencas que quedan enfrentadas, como la de Karoo de Sudáfrica y la de Paraná de Brasil (Fig. 1.8). Por las nuevas evidencias aportadas, este trabajo fue entusiastamente citado por Wegener en la última edición de su libro. Luego de su viaje a Sudamérica, Du Toit mantuvo correspondencia, entre otros, con el geólogo argentino Horacio J. Harrington, en ese entonces dedicado a realizar el mapa geológico de la Sierra de la Ventana, con quien intercambió información sobre los depósitos glaciales del Carbonífero (las cartas están conservadas en la Universidad de Cape Town de Sudáfrica) (Cingolani, 2007). Sin embargo, Du Toit se hizo popular a partir del libro *Our Wandering Continents* (Nuestros Continentes Errantes) publicado en 1937, siete años después de la muerte de Wegener en las tierras heladas de Groenlandia. Este libro, escrito con un lenguaje enjundioso y un estilo más propio de un abogado que defiende un caso, contribuyó enormemente a difundir la hipótesis de la

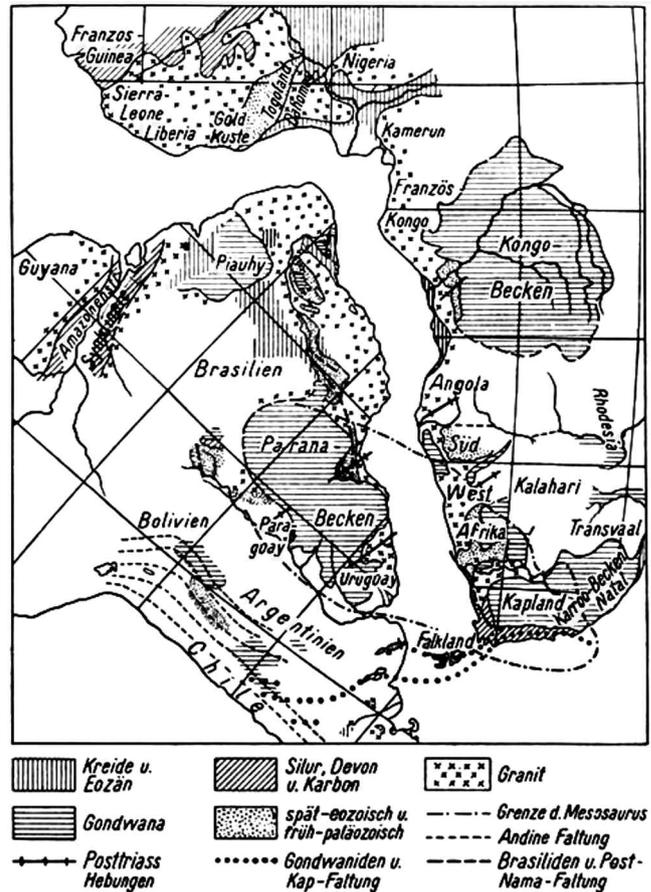


Figura 1.8. Mapa realizado originalmente por Du Toit en 1927 en el que se muestran las semejanzas entre la geología del oeste de África y de América del Sur. Lo que figura como 'granito' es el basamento precámbrico. Con una línea reunió acertadamente las cuencas con sedimentos 'gondwánicos' (Permotriásicos) de Karoo y Paraná.

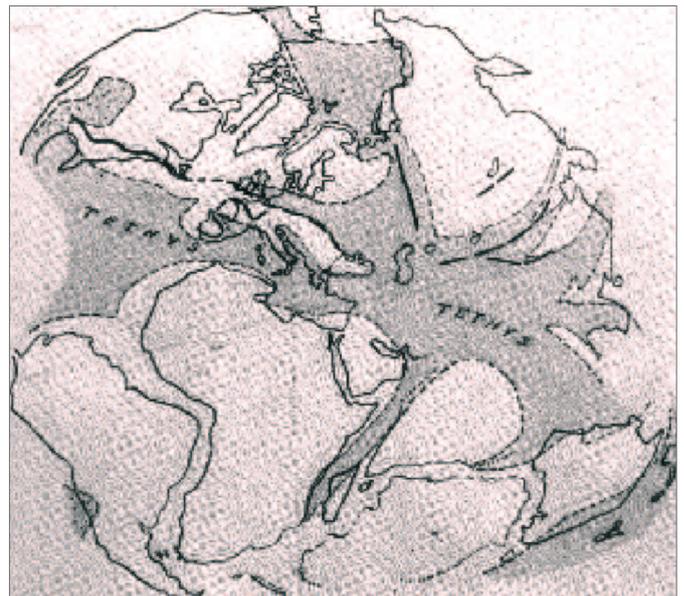


Figura 1.9. Reconstrucción de Du Toit tomada de su libro de 1937 en la que representó Gondwana (al sur) y Laurasia (al norte) separados por el mar de Tethys.

deriva de los continentes mediante el aporte de nuevos datos geológicos y paleontológicos y la adhesión a los mecanismos de deriva continental propuestos por Holmes algunos años antes.

En esencia, Du Toit planteó que el megacontinente Pangea estuvo formado por dos bloques independientes, **Laurasia** al norte y **Gondwana** al sur, y que ambos estuvieron separados por el **Mar de Tetis** (o *Tethys*), el que se cerró luego de que África e India se movieron hacia el norte (Fig. 1.9). Además, aportó pruebas sobre la existencia de una cadena montañosa que se extendía desde Sudamérica hasta Australia, pasando por el Sistema del Cabo de Sudáfrica, a la que denominó 'geosinclinal de Samfrau' (*Sam* por Sudamérica; *fr* por África y *au* por Australia) (Fig. 6.1).

### 1.3 PRINCIPALES AVANCES DE LA GEOLOGÍA DURANTE EL SIGLO XX

Uno de los mayores avances de la geofísica de posguerra fue en el campo del **magnetismo terrestre**. Buscando establecer las características y la génesis del campo magnético terrestre se comenzó a investigar el comportamiento del magnetismo de las rocas. Actualmente, se admite que el campo magnético terrestre se genera por la rotación diferencial del núcleo fluido respecto del manto sólido y que este movimiento es producto de la rotación terrestre sobre su eje (§ 1.9). La clave del uso del paleomagnetismo en geología es que los minerales ferromagnéticos, al enfriarse la roca por debajo de cierta temperatura, quedan orientados en la dirección que tenía el campo magnético de la Tierra en ese momento, y que ese magnetismo se 'fosiliza' y puede conservarse a través del tiempo.

A principios de los '50 los geofísicos ingleses Runcorn, Creer e Irving comenzaron a investigar el paleomagnetismo terrestre y se sorprendieron al descubrir que el campo magnético medido en rocas de algunos millones de años de antigüedad tenía una orientación distinta a la del campo actual. Pero aún más sorprendente fue el hecho de que series de rocas de diferente edad muestreadas en un mismo continente mostraban un cambio gradual, aunque sistemático, de la posición del polo magnético. Dado que el campo magnético es casi paralelo al eje de rotación terrestre, una posible explicación de este fenómeno era que éste se desplazó en el transcurso del tiempo (la llamada 'deriva polar verdadera') lo que, desde el punto de vista geofísico, era teóricamente muy improbable, sino imposible.

La confirmación de que fueron los continentes y no el polo magnético los que se movieron, provino de la comparación de series de datos de América del Norte y Europa. Si bien ambas trayectorias eran paralelas,

estaban desplazadas cerca de 30° de longitud una respecto de la otra, y la única forma de hacerlas coincidir era cerrando el Océano Atlántico en tiempos pre-jurásicos (Runcorn, 1962). Lo mismo ocurría con los continentes australes: la trayectoria aparente del polo de Laurasia y Gondwana era convergente hasta el Paleozoico tardío, indicando la formación de Pangea, pero luego, en el Mesozoico y Cenozoico, cada bloque tenía un patrón divergente característico que reflejaba la ruptura y dispersión de los continentes. Tal como lo han subrayado numerosos estudiosos de la historia de la geología, la paradoja es que la confirmación de la deriva continental provino de la geofísica, la misma disciplina que 30 años antes la había defenestrado (Hallam, 1976).

La segunda mitad del siglo XX fue testigo de una gran revolución en las ciencias geológicas, posiblemente la más grande de su historia. El paradigma de una Tierra con continentes y océanos fijos y persistentes en el tiempo dio paso, en pocos años, al paradigma de la **tectónica de placas** o tectónica global. En el apartado anterior vimos que la primera confirmación de la deriva continental se produjo en la década del 50 y provino de una nueva disciplina, el paleomagnetismo. La década del '60 fue la más prolífica en resonantes descubrimientos en el campo de la **oceanografía**. La segunda guerra mundial incentivó el desarrollo de tecnologías relacionadas con la navegación de los submarinos, como el sonar. Esto, sumado a la nueva técnica de la **sísmica de reflexión**, permitió tener un conocimiento cada vez más acabado de la topografía submarina. Lo más impactante fue el reconocimiento de un sistema de cordilleras oceánicas de más de 50.000 km de longitud, en cuya zona axial hay un valle de varios kilómetros de anchura, muy similar a un valle extensional tipo *rift*.

Uno de los trabajos pioneros de la tectónica de placas sin dudas fue el de Harry Hess, publicado en 1962 (pero ya conocido por la comunidad científica desde 1960). Hess sugirió que en las dorsales submarinas se producía el ascenso y fusión parcial de material peridotítico, como lo demostraban las velocidades sísmicas más bajas debajo de la dorsal. Su deducción más notable fue que el fondo oceánico así formado se desplaza lateralmente hasta hundirse en las fosas oceánicas, que es donde se localizan las ramas descendentes de las corrientes convectivas. De acuerdo a este mecanismo el fondo oceánico debía renovarse completamente cada 200-300 millones de años, lo que era consistente con la aparente ausencia de fósiles paleozoicos en los sedimentos abisales. Una idea muy similar a la de Hess fue presentada por Robert S. Dietz en un breve trabajo publicado en la revista *Nature* en 1961, en el que se creó el término **expansión del fondo oceánico** (*sea floor spreading*). Una enorme cantidad de nuevos datos sobre la compo-



Figura 1.10. El barco oceanográfico Glomar Challenger en una de sus expediciones en 1973.

sición y edad de los fondos oceánicos fue obtenida a fines de los '60 gracias a la tecnología del barco oceanográfico Glomar Challenger, provisto de un sistema de control de posición dinámico que le permitía permanecer inmóvil en aguas muy profundas y perforar el fondo marino debajo de una columna de 6000 metros de agua (Fig. 1.10). Los datos obtenidos de los sedimentos que cubren los basaltos oceánicos vinieron a confirmar plenamente las ideas de Hess y Dietz, pues en ninguna parte había evidencias de fósiles más antiguos que el Jurásico. Así, quedaba descartada la idea de océanos permanentes, de edad paleozoica o aún mayor. Sin embargo, este nuevo escenario necesitaba ser comprobado, y una vez más la demostración surgió de la geofísica. El uso de barcos provistos de magnetómetros muy sensibles puso en evidencia un hecho al principio inexplicable: los basaltos del suelo oceánico estaban magnetizados de un modo particular, con anomalías magnéticas positivas y negativas dispuestas en forma de bandas alternantes más o menos paralelas. Este patrón lineal era muy persistente pues se lo podía seguir por miles de kilómetros y se repetía en las transectas realizadas a través de diferentes océanos.

A mediados de los '60 el concepto de que la **polaridad del campo magnético** terrestre se había invertido reiteradamente en los últimos millones de años ya era ampliamente aceptado, sobre todo a partir de los trabajos de Cox y Doell (1960) y Cox et al. (1967) sobre flujos de lava continentales (ver § 1.9). Fred Vine, un joven investigador de la Universidad de Cambridge y su director, Drummond Matthews, combinaron las ideas sobre la expansión del fondo oceánico con el peculiar patrón de anomalías magnéticas y las inversiones del campo magnético terrestre produciendo una síntesis brillante. En esencia, Vine y Matthews (1963) plantearon que los basaltos emanados de las dorsales oceánicas, al enfriar-

se por debajo de cierta temperatura, se magnetizan en la dirección del polo magnético de ese momento, y demostraron que las bandas con anomalías positivas se corresponden con los intervalos de magnetización inversa, mientras que las que tienen anomalías negativas lo hacen con los de magnetización normal. Luego, demostraron que estas bandas alternantes son simétricas a ambos lados de la dorsal, lo que significa que el fondo oceánico se aleja de ésta a medida que se va formando y, por lo tanto, su edad aumenta en el mismo sentido

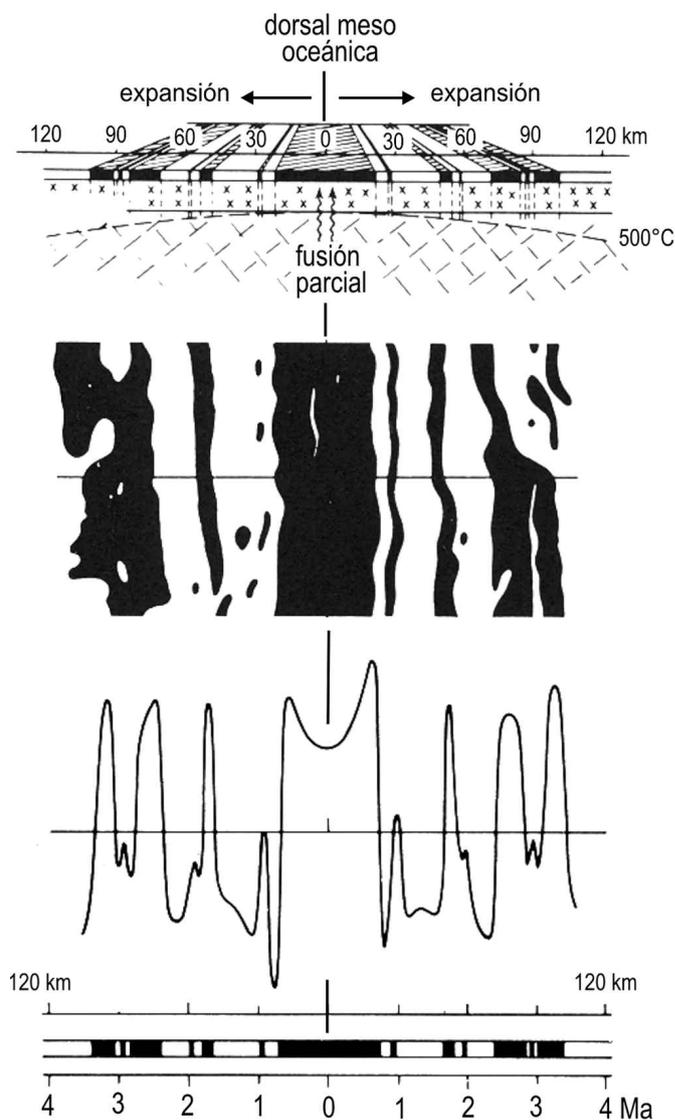


Figura 1.11. Modelo de expansión oceánica basado en la dorsal Juan De Fuca, en el Pacífico occidental y detalle de las bandas de anomalías magnéticas. La banda central más ancha (negro) corresponde al intervalo de polaridad normal (Bruhnes). Abajo: construcción por computadora de las variaciones de intensidad del campo magnético mostrando la absoluta simetría a ambos lados de la dorsal (modificado y simplificado de Vine y Matthews, 1963).

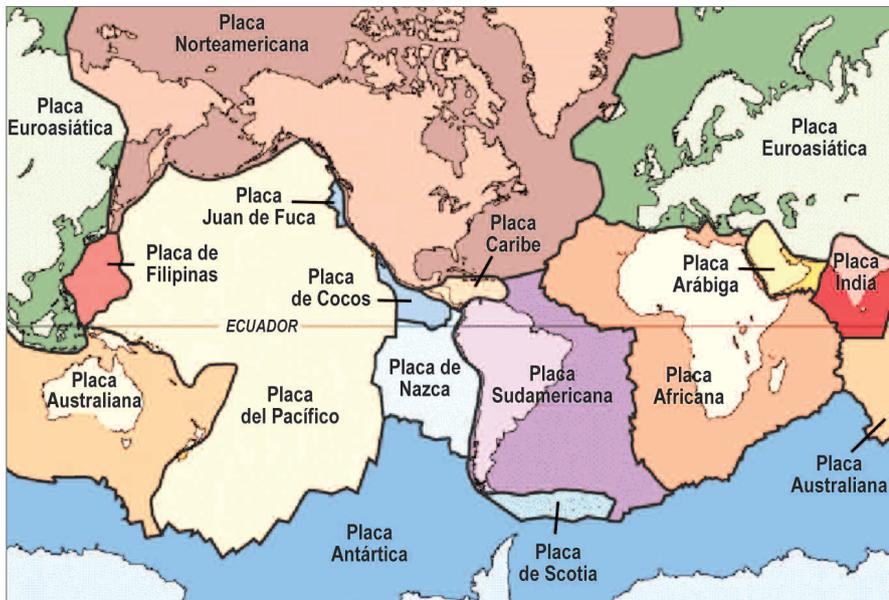


Figura 1.12. División actual de la litósfera terrestre en placas tectónicas. En la misma placa, los tonos más oscuros corresponden a litósfera oceánica y los más claros a litósfera continental.

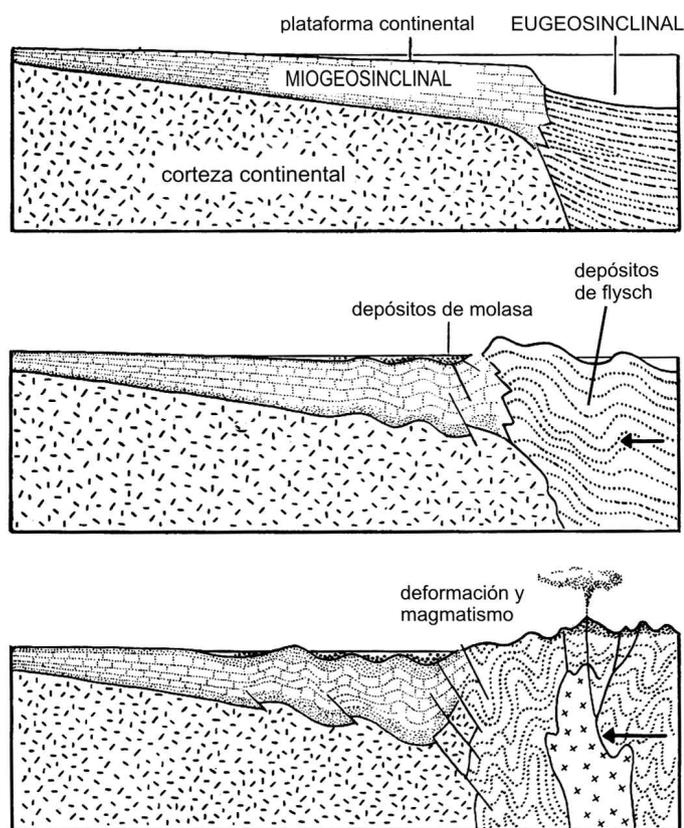
(Fig. 1.11). La hipótesis de Vine-Matthews, en definitiva, planteó que el fondo oceánico opera como una gigantesca doble cinta magnética en la cual quedan registrados los cambios de polaridad. Esto, de paso, sirvió para construir una escala magnetoestratigráfica muy precisa, al menos para los últimos 150 millones de años. Inmediatamente después, Vine (1966) y Pitman y Heirtzler (1966) dataron por radioisotopía (K/Ar) cada franja de basaltos con magnetización normal y reversa y las relacionaron con sus respectivas distancias en kilómetros desde el eje de la dorsal. Mediante este sencillo procedimiento pudieron calcular la velocidad de expansión de distintos océanos y concluyeron que la misma puede variar a lo largo del tiempo en un mismo océano y también según las dorsales, con un máximo del orden de 4,5 cm/año en el Pacífico oriental y un mínimo de 1,0 cm/año al sur de Islandia.

Otro gran paso hacia la conformación final de la teoría de la tectónica de placas fue dado en 1965 por el geólogo canadiense Tuzo Wilson, de la Universidad de Toronto, quien detectó que los desplazamientos de la corteza terrestre estaban restringidos a zonas con fuerte actividad sísmica y volcanismo, y que entre estas zonas lineales hay áreas más rígidas para las que utilizó por primera vez el término **placas tectónicas** (Fig. 1.12). Quizás lo más importante es que puso en evidencia que las dislocaciones de las dorsales son debidas a un tipo particular de fracturas que denominó **fallas transformantes**. Con esto se pudo explicar el 'desorden' en las lineaciones magnéticas en algunas regiones y demostrar que las dorsales forman una red a escala global. Entre

otras cosas, se comprendió que la falla de San Andrés, en California, era una falla transformante que unía dos dorsales, una al norte y otra al sur. La sismología también aportó otro dato relevante: así como las dorsales y las fallas transformantes se asocian con sismos someros, en las zonas convergentes los sismos se profundizan hasta los 700 km a lo largo de un plano que se inclina con cierto ángulo debajo de los continentes, conocido como la **zona de Wadati-Benioff**, en homenaje a sus descubridores.

De acuerdo al esquema de Isacks et al. (1968), la parte rígida se desplaza sobre una capa más plástica, la **asténosfera** o zona de baja velocidad. Un año antes, Morgan (1967) había dividido a la superficie terrestre en cerca de 20 placas y estimó su espesor en el orden de los 100 km, denominando a esta capa rígida 'tectósfera' (actualmente se la conoce como **litósfera**). Se comenzó así a concebir la superficie terrestre como un conjunto de placas rígidas que se desplazan sobre la superficie curva de la Tierra según determinados polos de rotación, tal como lo prevé el teorema de Euler. Apenas un año después, Le Pichon (1968) recopiló todos los datos sísmicos existentes y presentó un nuevo esquema global con sólo seis grandes placas. Actualmente se reconocen 15 placas, algunas de las cuales son relativamente pequeñas, como las de Cocos y Juan de Fuca, y otras son muy grandes (Norteamericana, Pacífica, Euroasiática) (Fig. 1.12). Así, la tectónica de placas adquirió la dimensión de una teoría que ha sido probada en la mayoría de sus aspectos. En pocos años impactó todos los campos de la geología y también en la paleontología y la biogeografía.

Uno de las cuestiones básicas que hubo que reexaminar en el marco de la nueva teoría fue la evolución de las cuencas sedimentarias y de las cadenas montañosas. A partir de la década del 30 la **teoría geosinclinal** dominó el pensamiento geológico, alcanzando gran desarrollo a partir de los trabajos del geólogo norteamericano Marshall Kay (1947) y del geólogo francés Jean Auboin (1965). El concepto surgió de la cadena de los Apalaches, donde se reconoció una zona marginal fuertemente subsidente caracterizada por varios miles de metros de sedimentos paleozoicos y asociada a magmatismo denominada eugeosinclinal (o eugeoclinal), y una zona interior en forma de cuña integrada por sedimentos más someros (calizas, areniscas, pelitas) que se



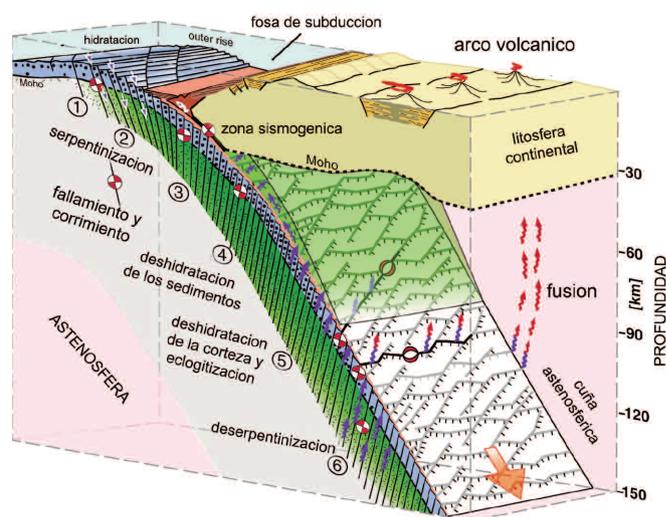
**Figura 1.13.** Interpretación de la deformación de los Apalaches de acuerdo a la tectónica de placas, en la que se muestran los sitios donde se desarrollan los principales depósitos sedimentarios y el magmatismo y su correspondencia con las fases del ciclo geosinclinal (de Dietz, 1972).

adelgazan rápidamente hacia el continente, y con escasa o nula actividad ígnea, el miogeosinclinal. En los eugeosinclinales, los sedimentos no sólo son de aguas profundas (esencialmente turbiditas y pelagitas) sino que presentan importante deformación y en algunas cadenas, como los Alpes y los Himalaya, se asocian a complejos ofiolíticos y metamorfismo de alta presión. Cuando la teoría geosinclinal fue formulada no había un mecanismo que explicara la formación de tales cuencas ni su posterior deformación. El ciclo geosinclinal estaba inserto en un ciclo hipotético de corrientes de convección en el cual el geosinclinal comenzaba a definirse allí donde se localizaban corrientes descendentes, luego se formaba una raíz y el relleno era posteriormente comprimido, deformado y metamorfozido, pero las causas de todo este proceso nunca fueron claras.

Cuando la tectónica de placas comenzó a tomar su forma final, Dewey y Bird (1970), Dickinson (1971) y Dietz (1972) hicieron un completo replanteo del **ciclo orogénico** y establecieron una suerte de equivalencia entre los términos 'geosinclinalistas' y 'plaquistas'. En esencia, los miogeoclinales no son otra cosa que los

depósitos de plataforma de los márgenes pasivos, mientras que los eugeosinclinales corresponden a los sedimentos del talud continental o de arcos insulares que son sometidos a deformación en los márgenes de placa (el llamado *flysch*) (Fig. 1.13). La actividad magmática se genera por la fusión de los materiales en profundidad en la zona de Benioff, las ofiolitas son remanentes de litósfera oceánica emplazados tectónicamente en las cadenas montañosas y las *mélanges* tectónicas con metamorfismo de alta presión son remanentes de los prismas de acreción que están asociados a la compresión en la zona de la fosa de subducción. Los depósitos sedimentarios que en el ciclo geosinclinal se denominaban molasa (*molasse*) son interpretados ahora como los depósitos deltaicos y/o continentales de carácter sinorogénico, es decir, son las cuñas clásticas que se generan en respuesta al levantamiento tectónico. A partir de la tectónica de placas, la génesis y evolución de las cuencas sedimentarias quedó integrada en forma coherente a la historia de subsidencia, deformación y térmica de los márgenes continentales.

La **zona de subducción** es el sitio donde la litósfera oceánica se recicla en el manto a lo largo de alrededor de 55.000 km de márgenes convergentes. Su hundimiento provee gran parte de la fuerza necesaria para el movimiento de las placas y es directamente responsable de la deformación cortical y del magmatismo de arco. En ellas se generan grandes yacimientos minerales pero también son fuente de riesgos naturales de gran impacto como los terremotos, los tsunamis y el volcanismo explosivo. Por ello la subducción es uno de los procesos de la tectónica de placas más estudiados



**Figura 1.14.** Modelo conceptual moderno de los elementos tectónicos y metamórficos de una zona de subducción (simplificado de Bebout et al., 2017)

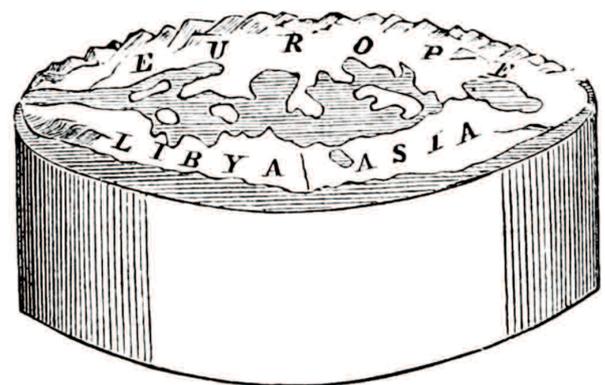
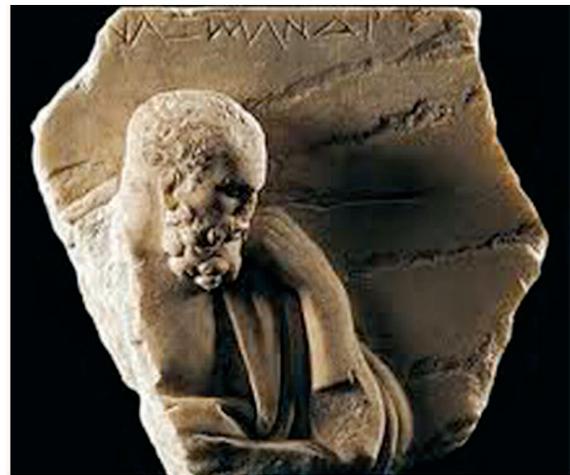
desde que fue reconocida en los albores de la década del 70. En la Figura 1.14. se resumen los principales rasgos de una zona de subducción (Bebout et al., 2017).

En otros campos de la estratigrafía también hubo avances notables. Las exigencias crecientes de la prospección de hidrocarburos llevó al desarrollo de un nuevo método analítico, el **análisis de facies**, mediante el cual los ambientes sedimentarios se interpretan a partir de un conjunto de atributos de las rocas (geometría de los estratos, estructuras sedimentarias, etc.). También se sumó la **paleoecología**, una rama de la paleontología que se ocupa de la relación entre las comunidades fósiles y los ambientes en que vivieron. El otro gran avance fue el surgimiento de la **estratigrafía secuencial** a partir de los clásicos trabajos publicados en la década del 70 por Vail, Mitchum y Thompson. Esto estuvo estrechamente ligado al desarrollo de la sismica de reflexión en la década del 70, tecnología que permitió delinear con gran detalle las relaciones estratales de los cuerpos sedimentarios en el subsuelo de una cuenca. Así, se pudo establecer una relación entre la historia del relleno sedimentario y las variaciones globales del nivel del mar (eustáticas), surgiendo el concepto de **secuencia deposicional**.

En la década de los 80 tuvo un fuerte desarrollo la **cicloestratigrafía**, que relaciona los ciclos orbitales de la Tierra (excentricidad, precesión, oblicuidad) con los ciclos depositacionales, lo que permitió un calibrado muy fino de ciertos intervalos de tiempo y una mejor comprensión de la interacción entre los factores climáticos y los procesos sedimentarios. Otro avance de gran trascendencia para la elaboración de la escala de tiempo geológico fue el perfeccionamiento de los métodos de datación mediante **isótopos radioactivos** (§ 1.8). Finalmente, el uso de **isótopos estables**, como el  $C^{13}$  y el  $O^{18}$  abrió las puertas al conocimiento de la evolución geoquímica de los mares y de la atmósfera. Estos y otros aspectos se discuten con mayor detalle en el punto §1.12.

#### 1.4 UN POCO DE HISTORIA: DE LOS JONIOS A GALILEO

La idea de que la Tierra es un planeta que muta y evoluciona a través del tiempo parece casi obvia actualmente. Lo que es realmente extraordinario es que esta concepción de una Tierra cambiante, regida por procesos naturales (y no sobrenaturales), ya imperaba en un grupo de filósofos que vivieron alrededor del año 600 a.C. en la región de Jonia, en la costa oriental del Mar Egeo, actualmente parte de Turquía. Estos pensadores, pertenecientes a la llamada Escuela de Mileto (en alusión a una de las ciudades más importantes de Jonia), dejaron atrás el mundo de los mitos, los dioses y los



**Figura 1.15.** Arriba: fragmento de una escultura de Anaximandro de Mileto. Abajo: representación de la geografía en la cara superior de una Tierra cilíndrica. Nótese que el contorno de las costas del mar Mediterráneo es bastante real. También está representado el mar Negro.

semidioses y dieron origen al **racionalismo**. El más notable de estos filósofos jonios fue Thales de Mileto, quien pensaba que todos los fenómenos naturales obedecen a una causa que produce un determinado efecto y, lo más importante, que estas leyes del universo pueden ser comprendidas por la mente humana mediante la observación y el razonamiento (Asimov, 1966). Esta filosofía racionalista fue heredada por Pitágoras y Heródoto, quienes consideraban a los fósiles como restos de organismos que vivieron en un mar que se secó y se transformó luego en tierra firme. Incluso, Anaximandro de Mileto (c. 612-545 a.C.), discípulo de Thales, consideraba que los peces fosilizados que se encontraban en los estratos rocosos eran los más antiguos antecesores del mundo animal y, por lo tanto, eran también los antecesores del hombre. El pensamiento de Anaximandro (Fig. 1.15) incluye teorías cosmológicas y biológicas, pero también explicó los vientos, la lluvia y los terremotos usando conceptos no mitológicos. Quizás lo más impactante es que fue el primero en dibujar un mapa de la Tie-

rra, a la que concibió como un cilindro con una superficie plana o convexa (Fig. 1.15), no muy distinta de la Tierra plana de la época de Colón, dos milenios más tarde. Obviamente, las tierras y océanos que representó incluían sólo las regiones que en esa época se conocían a través de los viajes marítimos. Esta Tierra cilíndrica estaba en el centro del Universo y arriba de ella se extendían una serie de cielos, el primero era de aire, el segundo contenía todas las estrellas, en el tercero estaba la Luna, luego estaba el Sol y, finalmente, había un cielo de fuego.

Con Aristóteles, más de cien años después, se produjo un llamativo retroceso respecto de la Escuela de Mileto, pues este pensador griego introdujo la idea de una 'fuerza formativa' que opera sobre las sustancias inorgánicas (las rocas o sedimentos) y tiende a producir imitaciones de las formas vivas, no reconociendo, en consecuencia, el carácter orgánico de los fósiles. Luego, los romanos se limitaron a asimilar y recopilar los conocimientos dejados por Aristóteles y Platón. El mejor ejemplo es la enciclopedia de 37 volúmenes denominada *Historia Naturalis* escrita por Plinio El Viejo, muerto durante la erupción del Vesubio en el año 79 a.C. cuando estaba estudiando los fenómenos volcánicos.

Con el cristianismo, la interpretación de los fenómenos naturales quedó circunscripta a los mitos bíblicos, iniciándose un largo y nefasto período de oscurantismo en la ciencia. Por ejemplo, el romano Tertuliano consideró que los fósiles encontrados en las montañas eran una prueba irrefutable del Diluvio Universal descrito en el Viejo Testamento. Luego de la caída del Imperio Romano, y durante casi 1000 años, gran parte del conocimiento fue resguardado por los árabes. Recién

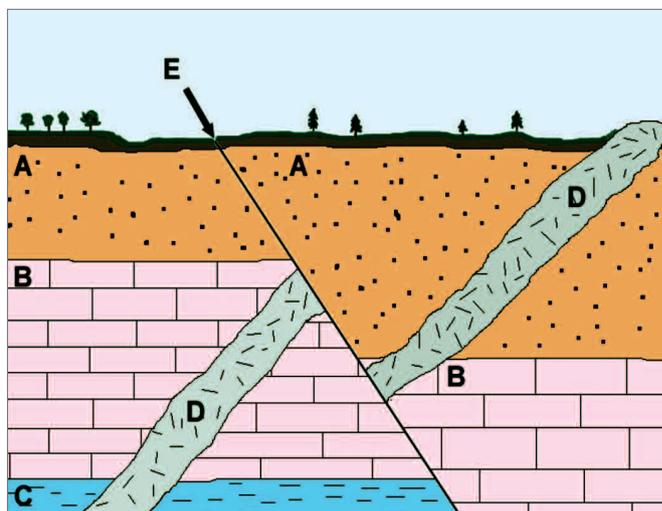


Figura 1.17. Representación esquemática de los principios enunciados por N. Steno. CBA: superposición; B: continuidad lateral; C: horizontalidad inicial; D, E: relaciones de intersección.

con Leonardo Da Vinci (1452-1519) se retomó el interés por la ciencia y la tecnología. Lo lamentable es que sólo después de su muerte sus manuscritos tuvieron alguna difusión y recién en el siglo 19 su obra fue plenamente conocida. Leonardo, además de interpretar correctamente el significado de los fósiles (como lo hicieron los jonios 2000 años antes!), sentó las bases de los conceptos de erosión y sedimentación, incluyendo la noción de edad relativa de los estratos.

El químico y alquimista alemán Georg Bauer, más conocido como Agrícola (su nombre latinizado), fue casi contemporáneo de Leonardo y su gran tratado *De Re Metallica* es considerado el inicio de la geología como ciencia (Fig. 1.16). En este libro discute sobre la minería, mineralogía, metalurgia, la formación de los estratos y el papel de los fósiles. Casi 100 años después de Agrícola, en 1669, el danés Niels Stensen (Nicholas Steno en latín) publicó lo que se considera el primer tratado de geología con sentido moderno. Allí desarrolló sus tres principios, a saber, el de superposición, el de horizontalidad original y el de continuidad lateral, a los que le sumó el importante concepto de las relaciones de intersección o de corte, según el cual cualquier discontinuidad que atraviese un cuerpo de roca es posterior a éste, como la falla y el dique de la Figura 1.17.

El contexto político-económico de los siglos 17 y 18 planteaba nuevas exigencias para la producción de alimentos, la necesidad de obras de ingeniería en los tiempos de paz y de nuevas armas en los tiempos de guerra, debiéndose resolver problemas técnicos de diversa índole (excavación de puertos, orientación de los barcos en la navegación, cálculo de los tiros de la artillería, etc.). Comenzó así a nacer la **ciencia experimenten-**

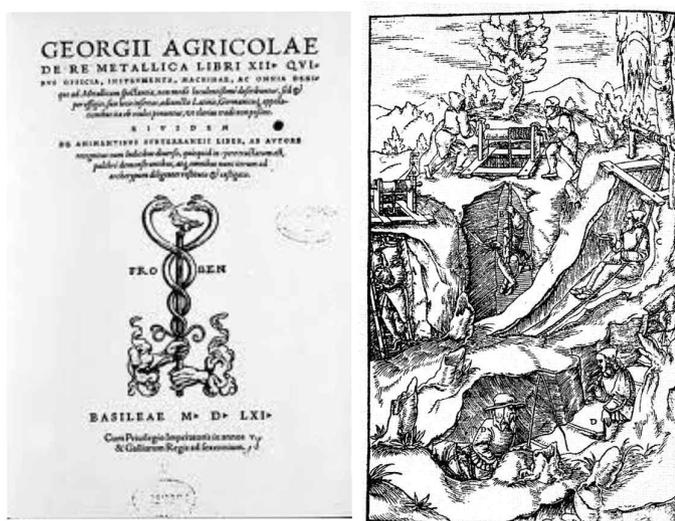


Figura 1.16. Izquierda: fascímil del volumen XII de la obra *De Re Metallica* de Agrícola publicado en latín en 1556. Derecha: grabado que ilustra la excavación de galerías en un yacimiento de minerales.



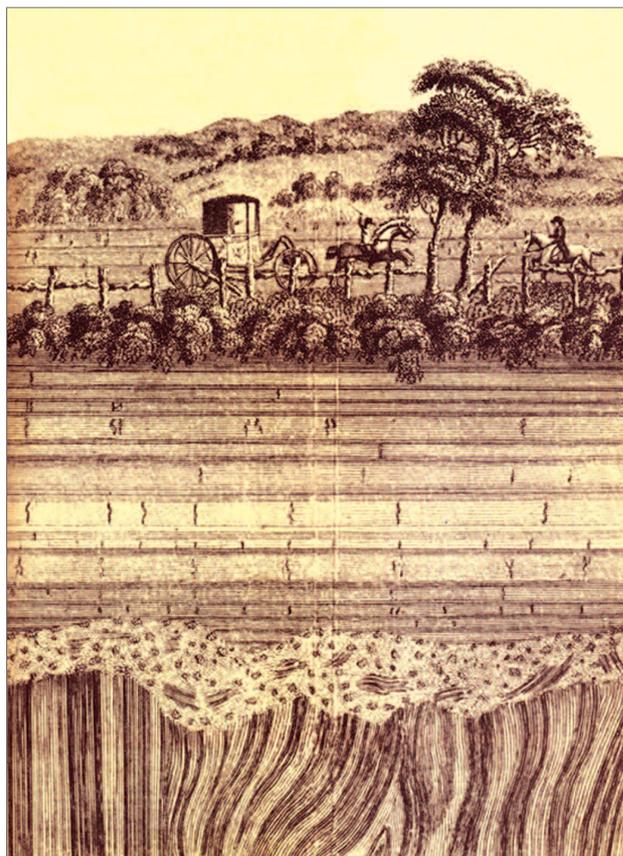
**Figura 1.18.** Galileo ante el Santo Oficio en el convento Santa María sopra Minerva de Roma. Luego de más de dos meses de interrogatorios, en Junio de 1633 lo condenó a prisión perpetua y a abjurar del sistema heliocéntrico (óleo de Joseph Nicolas Robert Fleury).

tal, en oposición a la idea aristotélica de que el conocimiento es una actividad espiritual de contemplación pura, sin efectos prácticos. Los nuevos avances tecnológicos llevaron a nuevos descubrimientos que rápidamente entraron en colisión con la doctrina de la *teología natural* que dominaba las ciencias de la época. El caso más resonante fue el de Galileo Galilei (1564-1643) – el fundador de la ciencia experimental – quien tuvo el privilegio de ser el primero en utilizar el anteojo de aproximación (perfeccionado por el mismo), un invento que data de fines del 1500 y que originalmente tuvo fines militares. Es sabido que sus observaciones de la esfera celeste aportaron las pruebas experimentales claves que demostraban que la Tierra no era el centro absoluto del universo, como planteaba la teoría geocéntrica de Ptolomeo, sustentada en el prestigio de Aristóteles, a quien la iglesia seguía ciegamente. Galileo, gracias a su perfeccionado telescopio (de 20 aumentos!) describió un sinnúmero de cuerpos celestes que giran en órbitas diferentes y tienen sus propios satélites, como Júpiter, o poseen anillos, como Saturno, en contraposición al ordenamiento divino. Incluso, descubrió las manchas solares, que sus detractores rechazaron porque alteraban la pureza con que el Sol había sido creado, al igual que la topografía accidentada de la Luna, alejada de la perfección divina. En 1616, sus teorías fueron censuradas y se lo obligó a considerarlas como meras hipótesis a la par de las de Ptolomeo. Años más tarde, en 1633, Galileo fue conminado a retractarse por la Santa Inquisición (Fig. 1.18) bajo amenaza de someterlo a torturas para que abjurara de sus teorías, momento en que se dice que dejó su frase para la posteridad: *ep-pur si muove* (sin embargo se mueve), aludiendo a la rotación de la Tierra, frase que bien podría haber sido pronunciada por Wegener en referencia a la deriva continental.

Otro de los avances fue el microscopio, inventado por el inglés Robert Hooke (1635-1703). Las observaciones que Hooke hizo de diversos fósiles revelaron que no había casi diferencias entre las maderas o moluscos fósiles y los actuales, por lo que retomó la idea de que los fósiles eran organismos que vivieron en el pasado.

### 1.5 ¿UNIFORMISMO, CATASTROFISMO O UN PLANETA EN EVOLUCIÓN?

Los geólogos ingleses James Hutton (*Teoría de la Tierra*, 1778) y Charles Lyell (*Principios de Geología*, 1830) dieron nacimiento formal al pensamiento **uniformista** según el cual los procesos geológicos que operaron en el pasado son los mismos que actúan en el presente (de allí el nombre de ‘actualismo’ con que también se lo identifica). Por ello, este pensamiento se lo resume en la conocida frase *el presente es la llave del pasado*. En contraposición a los catastrofistas, los uniformistas consideraban que los fenómenos geológicos, por vastos que sean, son producto de una suma de eventos casi impercepti-



**Figura 1.19.** Grabado que ilustra la obra *Teoría de la Tierra* de James Hutton (1778) en el que se muestra una discordancia angular a lo largo de un río de Escocia. Este tipo de estructuras eran la prueba de la gran duración del tiempo geológico pero también de la acción de fuerzas intensas que plegaban los estratos.

bles, razón por la cual el **gradualismo** es otra faceta del uniformismo. Esta concepción fue todo un logro en una época en que las ciencias naturales estaban indisolublemente ligadas a los efectos catastróficos del diluvio bíblico.

Las ideas uniformistas de Hutton y Lyell se inspiraron en la mecánica celeste y la astronomía matemática fundada por Isaac Newton en su libro *Principios Matemáticos de la Filosofía Natural* publicado en 1683. En esta magistral obra, donde se crea el primer sistema de física teórica basado en la ley de gravitación universal, los cuerpos celestes se mueven y atraen unos a otros con una precisión infinita y sus trayectorias pueden ser previstas mediante una serie de cálculos matemáticos. En este contexto racional y aparentemente inmutable no había razones para que ocurrieran en la Tierra cataclismos imprevisibles. Pero si la formación de las montañas no era un evento catastrófico, entonces se imponían tiempos mucho más prolongados, del orden de 'millones de años' según Hutton (Fig. 1.19), y no de algunos miles de años como indicaban los cálculos basados en la Biblia. Hay que destacar que ya a mediados del 1700, Georges-Louis Leclerc, Conde de Buffon había lanzado la primera piedra al estimar una edad mínima para la Tierra de 75.000 años. La edad de 200 millones de años calculada por Lord Kelvin en 1864 en base a la tasa de enfriamiento de la Tierra era sensiblemente mayor y estaba mucho más acorde con las estimaciones gradualistas. Así, la Tierra fue concebida como un mecanismo de relojería, donde los ciclos de formación de montañas, erosión, sedimentación y formación de nuevas montañas se repetían una y otra vez, sin variación algu-



**Figura 1.20.** Dibujo de Henry de la Bèche satirizando las ideas de Lyell en el que representa al profesor Ichtyosaurus en algún momento del futuro mostrando a sus alumnos el cráneo de un extraño animal Cuaternario (un ser humano) (tomado de Buckland, 1890).

na e indefinidamente. “El resultado de nuestra investigación es que no encontramos huellas del principio ni perspectivas de un final...”, aseguró Lyell en su famosa frase. Su adhesión al uniformismo a ultranza lo llevó, incluso, a oponerse a la teoría de la evolución de Darwin, que sostenía que los organismos se habían transformado a través del tiempo. Esto, según Lyell, no podía ocurrir en una Tierra donde todo se repite del mismo modo y sin cambios. Siguiendo este razonamiento, llegó al extremo de postular que cuando los ambientes y los climas del pasado retornen en un próximo ciclo, también lo harán las plantas y los animales que vivieron en esos ambientes: “El gran Iguanodonte podría reaparecer en los bosques y los ictiosaurios en los mares, mientras que los pterodáctilos podrían volar nuevamente a través de los umbrosos bosques de helechos.” (Lyell, 1842, pág. 193) (Fig. 1.20). En su última etapa, no obstante, Lyell terminó por adherir parcialmente a las ideas de Darwin. Resulta paradójico que un acérrimo catastrofista como William Buckland, deán de la catedral de Oxford y profesor de geología de la famosa universidad de esa ciudad, aceptara la transformación de los organismos, aunque del modo preestablecido por el Creador, es decir, hacia una perfección cada vez mayor que no podía culminar en otro ser que no fuera el hombre.

El uniformismo todavía perduraba en la época de Wegener. Recién en la segunda mitad del siglo 20, de la mano de los avances del conocimiento de la dinámica interna de la Tierra y de su comparación con la historia de otros planetas del sistema solar, se fue afianzando la idea de que nuestro planeta ha evolucionado en el tiempo. Hoy en día nadie niega que en el Arqueano, hace más de 2500 millones de años, la Tierra era muy distinta de la actual: había mayor liberación de energía térmica, la litósfera continental era más delgada, las placas tectónicas debieron ser más pequeñas y sus desplazamientos más rápidos, la atmósfera era anóxica, los continentes carecían de cobertura vegetal y la Tierra giraba más rápido sobre su eje, por mencionar sólo algunas diferencias notables. Admitir que la Tierra es un **planeta en evolución** pone a tono la geología con la biología y subraya la interacción que existió desde el inicio entre la biota y su entorno físico. Esto no implica negar que muchos procesos (formación de minerales y rocas, estructuras sedimentarias, fenómenos tectónicos y climáticos, procesos biológicos, etc.) hayan ocurrido de forma similar al presente. En ese sentido, el actualismo tiene plena vigencia. De lo contrario, sería imposible inferir la formación de los primeros núcleos de corteza continental a partir de la cristalización fraccionada de un magma máfico en presencia de agua, o especular acerca de las reacciones químicas producidas por bacterias anaeróbicas, o establecer las condiciones en que se



**Figura 1.21.** El impacto de cometas o asteroides sobre la superficie terrestre es el mejor ejemplo de eventos catastróficos ET.

formó una plataforma carbonática o un depósito de diamicritas glaciales. Además, justo es remarcarlo, existen muchos procesos que se repiten en forma periódica cuya génesis puede deberse tanto a factores tectónicos globales como astronómicos. Ambos factores producen la repetición cíclica de determinadas litologías cuyos rangos van desde la escala de la laminación (milimétrica) hasta la escala de sucesiones de estratos de varias centenas de metros de espesor. Pero estos ciclos siempre están acotados en el tiempo y en el espacio. También es cierto que los continentes se fragmentan, derivan y colisionan, y los océanos se cierran y reabren en forma intermitente, pero esta dinámica, lejos de ser cíclica y uniforme, difiere según las condiciones terrestres en cada momento de su historia (ver § 2.12).

El costado ‘gradualista’ del actualismo también ha sido cuestionado en años recientes a partir de la identificación de fenómenos que por su magnitud, su corta duración, su extensión geográfica y su notable registro geológico se apartan de los fenómenos ‘normales’ o graduales y pueden catalogarse como catástrofes geológicas. Un ejemplo extremo de tales eventos es el impacto de un asteroide contra la Tierra, como el que habría ocurrido a fines del Cretácico y que desencadenó una extinción masiva (Fig. 1.21). Otros fenómenos que pueden ser considerados **eventos catastróficos** (o, simplemente, *eventos*) son las grandes erupciones volcánicas, los terremotos, los bruscos cambios climáticos y del nivel del mar, las variaciones en la química de las aguas, los períodos de anoxia oceánica, las crisis biológicas y una larga lista de acontecimientos que pueden catalogarse como excepcionales (Einsele et al., 1991). Estos fenómenos ‘eventuales’, por definición, dejan un importante registro estratigráfico o generan discontinuidades que aparecen intercaladas en el registro ‘de fondo’. Dado

que, de algún modo, recuerdan a las catástrofes de los teólogos naturalistas, algunos han definido una nueva corriente de pensamiento geológico, el catastrofismo actualista o **neocatastrofismo** (Ager, 1993), que trata, en cierta forma, de conciliar el uniformismo ‘estricto’ con el catastrofismo moderno, es decir, despojado de toda connotación metafísica. A criterio del autor, estos encasillamientos tienen poco sentido, porque es obvio que en un planeta dinámico como la Tierra ocurren con cierta frecuencia (aunque no necesariamente con periodicidad) eventos que por su magnitud se apartan de los normales. Sin embargo, cabe preguntarse ¿cuál es el límite entre lo normal y lo catastrófico? ¿hasta qué punto el depósito de una potente capa de turbidita constituye un evento que se diferencia del resto de la sucesión turbidítica? Una tempestita desarrollada en un sistema de plataforma ¿es realmente un evento catastrófico? Da la impresión que, por su magnitud y su desconexión con la evolución terrestre, sólo los impactos extraterrestres (ET) pueden etiquetarse como eventos realmente catastróficos. Pero aun en este caso, puede argumentarse que a lo largo de la historia de la Tierra ha habido numerosos impactos de asteroides y, por lo tanto, son uno más de los fenómenos que incidieron en la evolución de la Tierra. En definitiva, estos eventos no hacen más que reafirmar que hubo cambios en los ritmos e intensidad de los fenómenos geológicos a través del tiempo y que estos cambios tienen que ver con un sistema que evoluciona a medida que sus componentes físicos, químicos y biológicos interactúan entre sí produciendo situaciones nuevas y distintas de las precedentes.

## 1.6 EL MARCO ESPACIO-TEMPORAL DE LOS FENÓMENOS GEOLÓGICOS Y BIOLÓGICOS

Para reconstruir la historia geológica, cada fenómeno debe ser acotado con precisión en el tiempo y el espacio. El **tiempo**, de cuya medición nos ocuparemos más adelante (§ 1.7 y 1.8), es una variable continua. En geología – al igual que en la historia de la humanidad – el tiempo se evidencia a través de los registros físicos de acontecimientos tales como una erupción volcánica, una transgresión marina, la formación de un arrecife o la aparición de una especie fósil. Dado que no todos los fenómenos quedan preservados, o pueden ser eliminados por eventos posteriores, sólo una parte del tiempo tiene un registro geológico real y tangible. Si bien a la hora de reconstruir la historia de la Tierra esto genera lagunas de información, la presencia de discontinuidades permite inferir la ocurrencia de fenómenos de gran importancia geológica, como por ejemplo orogénias o descensos del nivel del mar. El **espacio** es una variable finita dado que está circunscrita a la Tierra y cada

fenómeno tendrá una determinada posición dentro del geode terrestre. Hay fenómenos que ocurren en los niveles profundos de la Tierra, como los movimientos relativos entre el núcleo y el manto que lo rodea, o los focos sísmicos que se generan a lo largo de una zona de subducción, a centenares de kilómetros de profundidad. Por lo general, estos fenómenos son estudiados por los geofísicos mediante técnicas que revelan en forma indirecta propiedades del interior de la Tierra. En la geología 'de superficie', en cambio, los fenómenos pueden ser analizados por medio de la observación directa (aunque también por métodos indirectos) y son referidos al sistema de coordenadas geográficas.

La **escala espacio-temporal** de los fenómenos geológicos es extremadamente variable. La depositación de una lámina de sedimento tiene pocos milímetros de espesor, es relativamente uniforme internamente y se continúa lateralmente sólo algunos metros, mientras que una capa de tormenta (tempestita) puede tener varios metros de espesor, es más heterogénea y posee mayor extensión superficial. La progradación de un sistema deltaico, finalmente, puede alcanzar centenas de metros de potencia e incluir una gran variedad de procesos sedimentarios distintos. Así, la escala de observación elegida tiene directa relación con los objetivos del estudio planteado y el fenómeno que se quiere analizar.

Una sucesión de estratos representa, de abajo hacia arriba, una sucesión de eventos sedimentarios a través del tiempo. Este concepto, que hoy en día parece fruto del sentido común, fue incorporado en los albores de las ciencias geológicas por Nicholas Steno y se conoce como el **principio de superposición**. Dice que *todo estrato superpuesto a otro es más joven que aquél* y también que *el orden de superposición de las capas es el mismo que el de su depósito*. Un corolario de este mismo principio es que *las capas se depositan originalmente en posición horizontal* (Fig. 1.17). Si bien todos tienen alguna excepción, su validez general no se discute. Cuando los estratos yacen horizontales o buzan con un ángulo moderado, la **base** y el **techo** de la sección estratigráfica pueden reconocerse con facilidad, pero en las sucesiones plegadas y falladas los estratos pueden estar fuertemente inclinados, verticales o aun invertidos. Para interpretar la **historia depositacional** – al igual que para entender un libro o una película – es imprescindible conocer dónde comienza y dónde termina la historia. En estratigrafía es necesario saber cuáles son los estratos más antiguos y cuáles son los más jóvenes, es decir, la polaridad de los estratos. A escala de afloramiento, tal como un corte expuesto a lo largo de un camino o de una quebrada (decenas a centenas de metros de longitud), la polaridad puede determinarse a partir de criterios sedimentológicos simples que surgen de la observación detenida de los estratos.

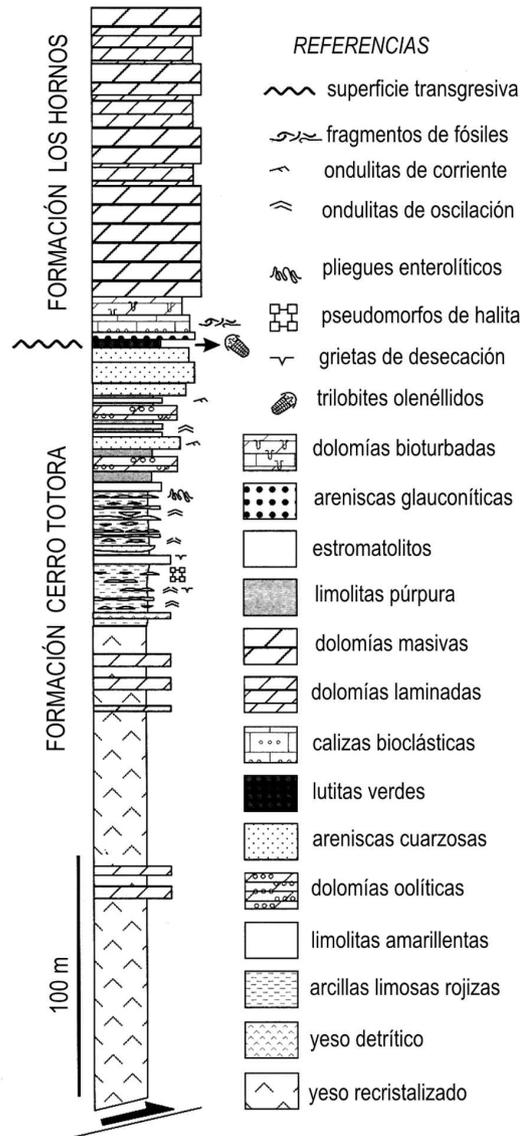


Figura 1.22. Columna estratigráfica de las formaciones cámbricas de la Precordillera septentrional (simplificada de Astini y Thomas, 1999).

Por ejemplo, la disposición de las láminas en el interior de una capa, la presencia de marcas de base o de cierto tipo de trazas fósiles que sólo se conservan en la cara inferior de las capas, o la presencia de superficies erosivas. En una sección suficientemente potente (centenas a miles de metros de espesor), la base y el techo pueden determinarse por medio del control paleontológico, es decir, datando en forma relativa los estratos en función de su contenido de fósiles (ver § 1.7).

Una vez que en una región dada se ha reconocido la sucesión sedimentaria local se procede a la construcción de la **columna estratigráfica**, que es la representación gráfica a escala (1:100; 1:500, etc.) de la sucesión observada en el terreno (Fig. 1.22). Hay muchas formas de ela-

borar una columna estratigráfica, pero lo importante es que contenga todos los datos necesarios para el fin con que fue elaborada. Las columnas más complejas y con mayor cantidad de información son aquellas que se utilizan para la interpretación paleoambiental. En ellas se representa la litología con ciertas tramas de uso convencional, las variaciones granulométricas (los estratos que más sobresalen serán los más gruesos y/o más resistentes a la erosión), el tipo de contactos (erosivo, neto, gradacional), la geometría de las capas (tabular, lenticular, etc.), las estructuras sedimentarias (para cada tipo hay determinados símbolos), los fósiles y cualquier otro atributo (concreciones, bioturbación, etc.) que brinde información útil (Fig. 1.22). También pueden agregarse otros datos como la orientación de las paleocorrientes e información geoquímica (curvas de isótopos estables, niveles con elementos traza, etc.). En los estudios de subsuelo, además de las columnas litológicas elaboradas a partir de testigos o núcleos, son muy utilizadas las **diagráfias**, que son una representación gráfica de la variación de ciertas propiedades físicas tales como el paso de una corriente eléctrica, la radioactividad emitida por las rocas o el sonido. Estos datos, obtenidos mediante una sonda apropiada antes del entubamiento del pozo, tienen un estrecho correlato con la litología, la porosidad y la granulometría y permiten interpretaciones bastante precisas de la evolución paleoambiental de las rocas que yacen en el subsuelo.

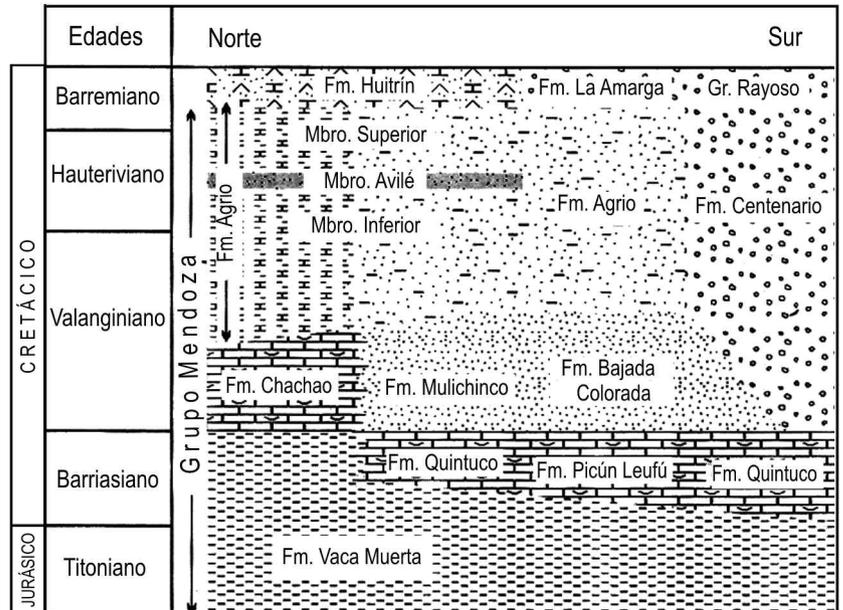


Figura 1.24. Relaciones estratigráficas laterales y verticales entre diferentes unidades (grupos, formaciones, miembros) de la Cuenca Neuquina del oeste de Argentina (modificado y simplificado de Sagasti, 2005).

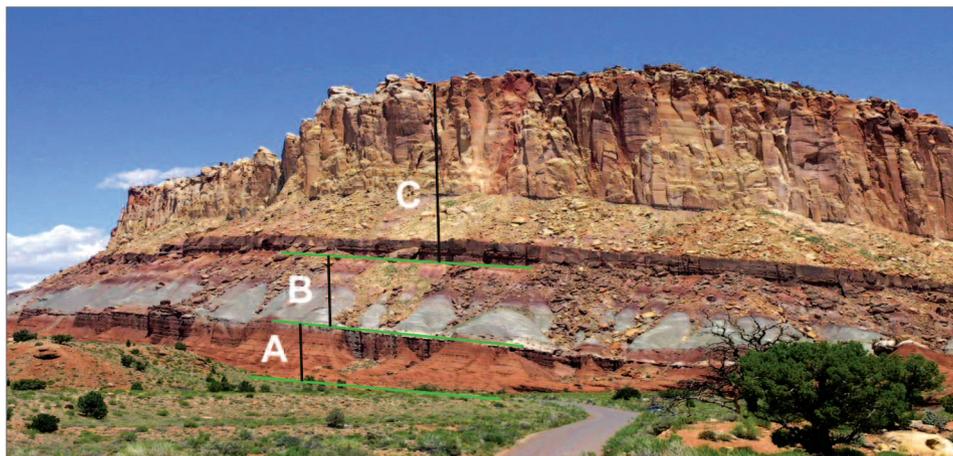
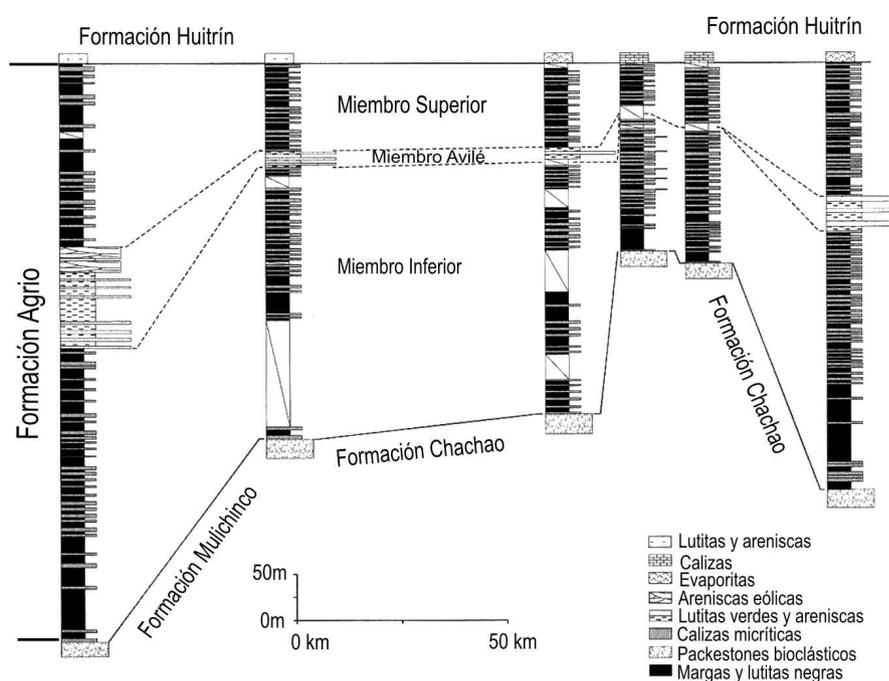


Figura 1.23. Afloramiento en el que se distinguen claramente tres unidades litoestratigráficas con rango de formación. A: unidad de areniscas rojizas friables; B: unidad de pelitas gris-azuladas; C: unidad de areniscas rosadas que forman una escarpa por su resistencia a la meteorización.

Históricamente, la primera necesidad del geólogo de campo fue subdividir la sucesión estratigráfica en intervalos identificables con el fin de rastrear una determinada capa de interés económico a través de una comarca, sobre todo cuando hay pliegues y fallas que alteran la sucesión. En 1815, el ingeniero de minas inglés William Smith, considerado el fundador de la estratigrafía moderna, reconoció en el sur de Inglaterra una serie de unidades caracterizadas primariamente por su litología, como los *Coal Measures* (capas de carbón) o el *Chalk* (creta), aunque también por sus fósiles. Las unidades así identificadas permitieron construir el primer mapa geológico de Inglaterra y una serie de cortes estratigráficos en los que se muestran los pliegues y las fallas que afectan las sucesiones estratigráficas. Con el tiempo, estas unidades se convirtieron en la base de la moderna escala estratigráfica global (ver § 1.10). Por su practicidad, la subdivisión basada en atributos observables en el terreno, tales como el color, la litología, la granulometría, el tipo de estratificación y las estructuras sedimentarias (Fig. 1.23) tuvo una gran aceptación entre los geólogos petroleros de Améri-

ca del Norte. Tal es así que en 1933 se redactó el primer *Código Estratigráfico* en el que se definieron formalmente las **unidades litoestratigráficas** así como los procedimientos para definir las, su uso, alcances y nomenclatura. Más tarde, aparecieron en diversos países nuevas versiones revisadas y ampliadas. En Argentina, el primer código fue editado en 1992 por el Comité Argentino de Estratigrafía, al cual remitimos al lector para lo concerniente a este tipo de unidades. La unidad fundamental es la **formación**, definida como un cuerpo tridimensional de roca que se distingue por sus características litológicas y por su posición estratigráfica (Figs. 1.23). Un requisito es que sea representable en un mapa geológico estándar, lo que impone un límite a su espesor (20-25 m como mínimo). Las unidades litoestratigráficas son eminentemente prácticas, pues constituyen la base de todo trabajo geológico y son la referencia de los hallazgos paleontológicos. Además, son objetivas, pues se basan en caracteres directamente observables, lo que marca una diferencia importante con las litofacies, cuya finalidad es interpretativa. Dos o más formaciones pueden formar un **grupo** y, a su vez, una formación puede ser subdividida en dos o más **miembros** (Figs. 1.24, 1.25).

Las unidades litoestratigráficas fueron concebidas para establecer la **correlación estratigráfica** de cuerpos de roca que yacen en superficie o en subsuelo en distintos puntos de una cuenca sedimentaria (Figs. 1.24, 1.25). Sin embargo, el término correlación involucra no sólo la identidad o semejanza de lo que se está comparando sino también, y fundamentalmente, la equivalencia en el tiempo. Un intervalo de areniscas cuarzosas entrecruzadas puede ser indiferenciable de otro situado a cien kilómetros de distancia, pero esto no implica necesariamente que ambas unidades se hayan depositado al mismo tiempo, es decir, que sean **sincrónicas** (Fig. 1.24). En ciertos casos, este procedimiento no entraña mayor error, como cuando se correlacionan formaciones depositadas en sistemas depositacionales extensos y continuos, como una plataforma marina o un talud continental. También hay sincronismo en los depósitos acumulados en lapsos de tiempo muy cortos, como una capa de ceniza volcánica. Estos niveles fácilmente reconocibles, de gran extensión geográfica y geológicamente ins-



**Figura 1.25.** Correlación litoestratigráfica de la Formación Agrío del Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (modificado de Sagasti, 2005).

tantáneos se conocen como **capas guía** y son de gran utilidad en la correlación estratigráfica (Fig. 1.26). Las areniscas entrecruzadas citadas previamente, en cambio, pueden corresponder a sedimentos litorales que se depositaron durante el avance de una trasgresión marina, por lo que su edad puede variar en distintos sectores de la cuenca, es decir, son unidades **diacrónicas**. En las cuencas continentales la correlación litoestratigráfica es aún más difícil por la potencia y uniformidad de las sucesiones, a lo que hay que sumarle posibles desfases



**Figura 1.26.** Capa guía de origen volcánico (ceniza volcánica) intercalada en una monótona sucesión de areniscas y conglomerados continentales.

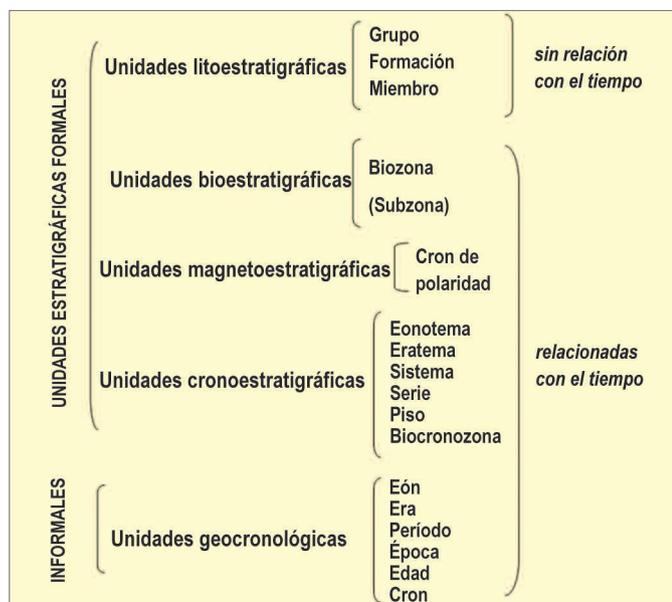


Figura 1.27. Clasificación de las principales unidades estratigráficas.

en el momento de inicio de la subsidencia, en la tasa de aporte y en el espacio de acomodación. Otro inconveniente insalvable en la correlación litológica es que las formaciones varían lateralmente, tanto en espesor como en litología y, además, a cierta distancia se acuñan o gradan lateralmente a otras unidades (Figs. 1.24, 1.25). Todo esto introduce una gran incertidumbre en la correlación puramente litológica y por ello se han debido definir otros tipos de unidades estratigráficas para poder establecer equivalencias temporales más precisas (Fig. 1.27).

El objetivo de la correlación estratigráfica es obtener una visión tridimensional de una cuenca sedimentaria y reconstruir su historia depositacional. Esto significa, por ejemplo, demostrar que mientras en el tiempo  $T_1$  se desarrollaban abanicos aluviales que gradaban a depósitos fluviales en un sector de la cuenca, en otro sector de la misma había un sistema de lagunas y ríos meandriformes, tal como ocurre en el paisaje actual. Siguiendo esta historia hipotética, en el tiempo siguiente  $T_2$  las lagunas fueron reemplazadas por barreales salinos y en el tiempo  $T_3$  el área fue invadida por un campo de dunas. Vale decir que, mediante una correlación ajustada, es posible recrear el escenario paleogeográfico de cada intervalo de tiempo ( $T_1, T_2, T_3, \dots, T_n$ ) y especular acerca de las causas de los cambios fisiográficos y ambientales (climáticas, tectónicas, tasa de subsidencia, cambios del nivel del mar, etc.).

El concepto de **cuenca sedimentaria** está indisolublemente ligado a su relleno, pues una cuenca sin sedimentos no tiene significado geológico. De modo que una cuenca no es *sólo* una depresión topográfica, aunque el hundimiento o **subsidencia** de un sector de la corteza

terrestre es una condición necesaria para que se forme una cuenca sedimentaria. El sector que experimentó subsidencia está bordeado por áreas elevadas que aportan sedimentos o que actúan como zona de paso de los mismos. La extensión y la geometría de una cuenca son muy variables, alcanzando normalmente decenas a centenas de kilómetros de anchura y/o longitud. En su interior se suelen definir áreas más subsidentes, los **depocentros**, en los que el espesor de los sedimentos puede alcanzar varios miles de metros. A través del tiempo, una cuenca sedimentaria experimentará: 1) una historia de hundimiento, 2) una historia de relleno, 3) una historia de deformación y 4) una historia térmica. Los dos primeros fenómenos se conjugan para crear el espacio disponible para ser relleno; sin embargo los factores que controlan a una y a otra no son los mismos. El tipo de subsidencia y su magnitud dependen del marco geodinámico de la cuenca. Los principales **mecanismos de subsidencia** son el adelgazamiento cortical por esfuerzos de extensión (por ejemplo, las cuencas tipo rift), el hundimiento térmico por engrosamiento de la litósfera (típico de las plataformas de márgenes continentales pasivos) y la flexura de la litósfera por carga tectónica (debida, por ejemplo, a la superposición de corrimientos en zonas de márgenes activos). Cada uno de estos mecanismos puede actuar en distintas etapas de la evolución de una cuenca. Además, en todas las cuencas hay una subsidencia adicional producto del peso ejercido por los sedimentos y, en ambientes marinos y lacustres, por la columna de agua. No todas las cuencas presentan necesariamente deformación, magmatismo y metamorfismo. Un buen ejemplo son las cuencas de margen pasivo del Mesozoico y Cenozoico. Por el contrario, las cuencas del Paleozoico y, en particular, las precámbricas, pueden tener historias muy complejas, con dos o más fases tectónicas y eventos térmicos superpuestos (terrenos polimetamórficos). En estos casos es más difícil reconstruir la historia depositacional original.

Las características del relleno sedimentario (espesor, geometría de los cuerpos de roca, ambientes sedimentarios, progradaciones y retrogradaciones, etc.) dependen de tres factores básicos: la tasa de aporte de sedimentos, la tasa de subsidencia de la cuenca y la tasa de variación del nivel de base (que en un sentido amplio es el nivel del mar). La interacción de estos factores controla las fluctuaciones de la profundidad del agua así como los desplazamientos transgresivos y regresivos de la línea de costa. Un ascenso del nivel de base genera mayor **espacio de acomodación** para los sedimentos, produciéndose una **transgresión**, la que se caracteriza por el solapamiento (*onlap*) de los estratos sobre la superficie de sedimentación y una retrogradación (avance en dirección del continente) y/o agradación (crecimiento

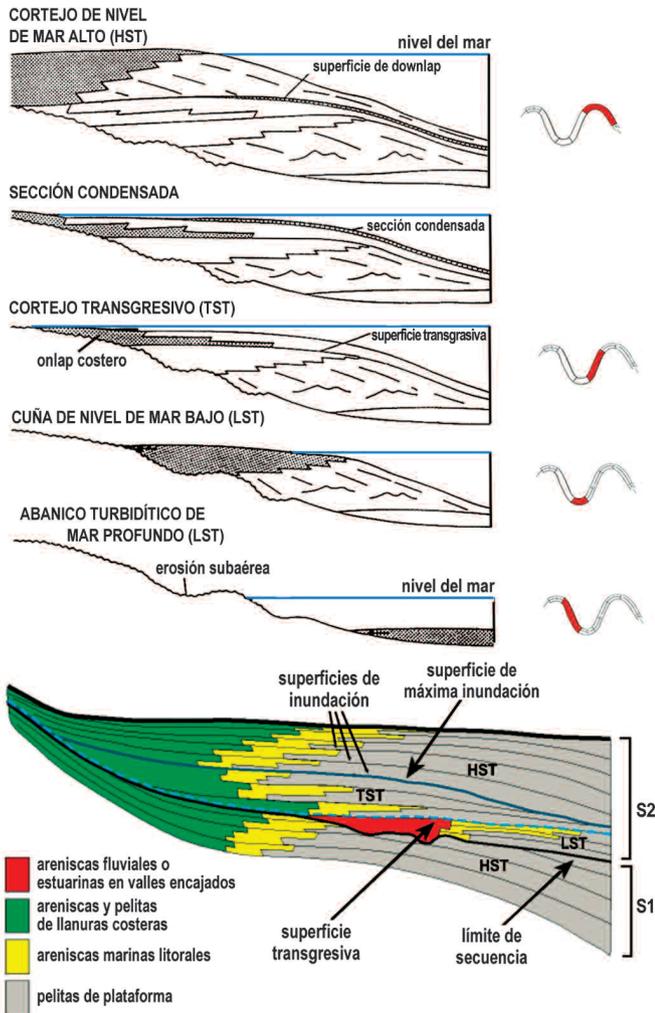


Figura 1.28. Arriba: desarrollo de los distintos cortejos sedimentarios (en gris) que van a formar una secuencia depositacional desde que se inicia la caída del nivel del mar hasta que alcanza el nivel más alto. A la derecha se indican en color rojo la parte de la curva de variación eustática a que corresponde cada cortejo. Abajo: corte transversal esquemático de una secuencia depositacional completa (S2) y su contacto con la secuencia infrayacente (S1).

vertical) de los depósitos sedimentarios costeros. En cambio, las **regresiones** ocurren durante las fases tardías del ascenso del nivel de base debido a que este es superado por la tasa de aporte de sedimentos. Entonces, el espacio disponible es rápidamente rellenado, la zona de agradación disminuye hasta transformarse en una zona de tránsito de sedimentos (*bypass*) y el sistema se hace definitivamente progradante. En el caso de los descensos del nivel de base, la línea de costa se desplazará necesariamente hacia afuera del continente (de allí el nombre de 'regresiones forzadas'), lo que conlleva la erosión de las áreas expuestas y, a veces, también de las facies marinas someras adyacentes.

Las variaciones del nivel de base y de la tasa de

sedimentación se suceden en forma repetitiva durante el relleno de una cuenca y se reconocen por el tipo particular de terminaciones estratales que generan (Fig. 1.28). Su identificación fue posible mediante los perfiles de sísmica de reflexión, de allí que al principio se habló de *estratigrafía sísmica* (Vail et al., 1977), aunque años más tarde este campo evolucionó al de la **estratigrafía secuencial**. En general, se considera que el apilamiento de secuencias depositacionales y su estructura interna en **cortejos** (*systems tract*) es producto de las variaciones globales del nivel del mar (eustáticas), pero hoy en día hay consenso en que los fenómenos tectónicos y otros factores alocíclicos juegan un papel importante en su desarrollo, por lo que es preferible hablar de fluctuaciones del nivel de base (Embry, 2001; Miall y Miall, 2001; Catuneanu, 2002). Tal como muestra la Figura 1.28, en un ciclo completo de variación del nivel de base se generan sucesivamente cortejos de mar bajo y luego cortejos de mar alto. El límite inferior o basal de una secuencia depositacional se reconoce por un brusco corrimiento de facies proximales sobre las distales (por ejemplo depósitos litorales sobre la plataforma) o, si la caída del nivel de base es más marcada, por una superficie erosiva rellena por depósitos fluviales/estuarinos (Fig. 1.28). En forma simultánea, los sedimentos erosionados de la plataforma se acumulan en la parte más distal del sistema (el talud y la orla continental que lo bordea) for-

<b>asociadas a márgenes divergentes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>rift continentales</li> <li>rift proto-oceánicos</li> <li>cuenca de margen pasivo</li> <li>aulacógenos</li> </ul>
<b>asociadas a márgenes convergentes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>fosas de subducción</li> <li>antearco</li> <li>intra-arco</li> <li>trasarco</li> <li>antepaís de retroarco</li> <li>antepaís periférico</li> </ul>
<b>asociadas a márgenes transformantes</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>transpresionales</li> <li>transtensionales</li> </ul>
<b>cuenca de intraplaca</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>plataformas cratónicas</li> <li>océanos profundos</li> </ul>

Figura 1.29. Clasificación de las cuencas sedimentarias en función de su posición relativa respecto de los límites de placa y la naturaleza de estos últimos (convergente, divergente, transformante).

mando sistemas de abanicos turbidíticos de mar profundo. A medida que el nivel de base asciende, el espacio de acomodación se translada sobre la plataforma y se desarrolla el cortejo transgresivo. En el momento de máxima transgresión (mfs, *maximum flooding surface*) la tasa de sedimentación sobre la plataforma se hace mínima y se genera una sección condensada, la que puede reconocerse en el campo y suele constituir un excelente nivel guía dentro de la cuenca.

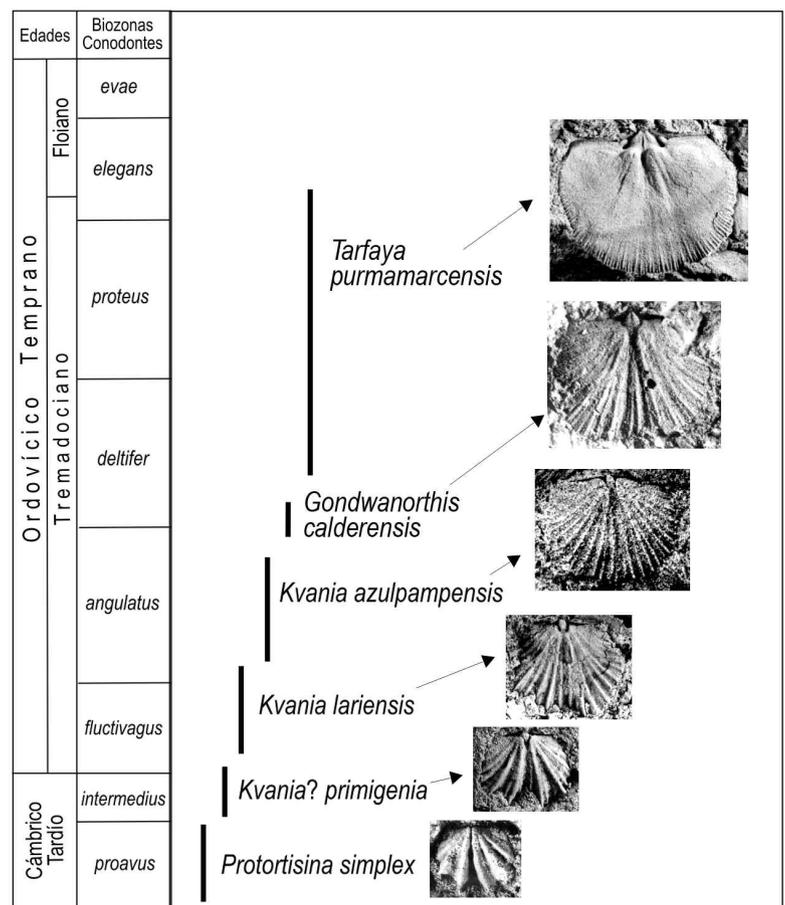
Si bien existen distintos criterios para **clasificar** las cuencas sedimentarias, la subdivisión más abarcadora surgió de los trabajos pioneros de Dickinson (1974) en los que utilizó como marco de referencia a la dinámica de placas (Fig. 1.29). La razón de la aceptación general de este esquema es que la tectónica de placas enfatiza los movimientos horizontales de la litósfera los que, a su vez, inducen movimientos verticales que llevan a la formación de cuencas, elevan las áreas de aporte y controlan los patrones de dispersión de los sedimentos. Las principales variables utilizadas para clasificar las cuencas en este marco 'actualista' son la naturaleza del sustrato (corteza oceánica, de transición o continental), la proximidad a un límite de placa (intraplaca, borde de placa) y el tipo de límite (divergente, convergente o transformante). Los tipos y subtipos de cuencas, sus características y otros criterios para clasificarlas se describen en detalle en los trabajos de Ingersoll (1988) y Busby e Ingersoll (1995).

### 1.7 LOS FÓSILES Y LAS EDADES RELATIVAS

En 1816, más de medio siglo antes de que Darwin diera a conocer su teoría de la evolución, William Smith publicó un trabajo denominado *Strata identified by organized fossils* en el que ilustró una serie de fósiles típicos de distintas unidades inglesas, reconociendo su valor como marcadores o guías estratigráficas. Se dio así inicio formal a la **bioestratigrafía**, una rama esencial de la geología y la paleontología cuyo objetivo es identificar ciertos intervalos estratigráficos mediante su contenido fosilífero. Nótese que esto pudo llevarse a cabo aun ignorando las razones de las diferencias entre los fósiles de cada formación. Estos eran tratados como un atributo más de las rocas y su única función era ayudar al reconocimiento de los estratos. Incluso después de Darwin los paleontólogos consideraban con suspcacia las ideas evolucionistas, pues la eventual aparición de formas 'de transición' o intermedias era considerada perjudicial dado que

hubiera complicado la identificación de las capas (Romer, 1966). En la bioestratigrafía moderna, en cambio, las consideraciones evolutivas y paleobiológicas de los organismos fósiles han pasado a primer plano y han permitido afinar los esquemas bioestratigráficos e interpretar más adecuadamente el significado de las biozonas.

La **evolución** es el proceso por el cual se generan nuevas especies a partir de un antecesor y constituye un verdadero reloj biológico que comenzó a funcionar cuando se originó la vida. Es un fenómeno unidireccional y no repetitivo, dado que una especie jamás será idéntica a alguna precedente (Fig. 1.30). Por otra parte, una especie tiene una existencia limitada en el tiempo, acotada entre el momento en que se origina y el momento de su extinción o transformación en otra. Este lapso de tiempo se suele denominar **biocrón**. Su duración depende de la tasa de cambio evolutivo propio de cada especie. Algunas son muy longevas pero otras experimentan cambios morfológicos muy rápidos: son los



**Figura 1.30.** Ejemplo de un linaje evolutivo en braquiópodos del Cámbrico Tardío y Ordovícico Temprano del noroeste de Argentina y sur de Bolivia. Las barras verticales indican la distribución estratigráfica (biocrón) de cada filozona (modificado de Benedetto, 2005).

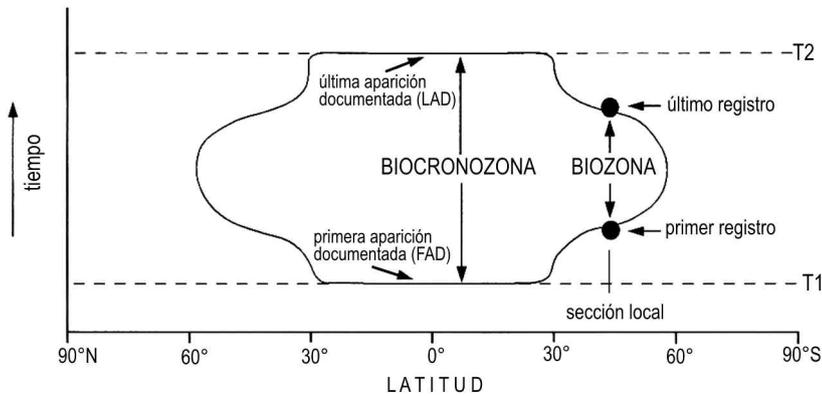


Figura 1.31. Variación geográfica del rango de un taxón y relación entre una biozona y una biocronozona.

**fósiles guía** o marcadores bioestratigráficos. Otro atributo de los fósiles guía es su amplio registro geográfico, condición que es privativa de los organismos planctónicos o nectónicos. Estas formas tienen la capacidad de distribirse en forma más o menos simultánea en regiones distantes, ya sea transportados pasivamente por las corrientes oceánicas o por medio de movimientos propios.

Las **unidades bioestratigráficas** son un tipo de unidades estratigráficas mundialmente aceptadas que se definen como cuerpos de roca caracterizados por su contenido paleontológico. Obviamente, sólo se consideran aquellos fósiles depositados al mismo tiempo que los sedimentos que los contienen, dejándose de lado las formas redepositadas provenientes de unidades más antiguas. La unidad fundamental es la **biozona** o zona bioestratigráfica, que es un intervalo litológico que contiene una especie característica de la cual toma el nombre, por ejemplo, la Biozona de *Nemagraptus gracilis*, una especie de graptolito del Período Ordovícico. Esta biozona está comprendida entre el primer y el último registro de esta especie. Tales biozonas se describen en los códigos estratigráficos como biozonas de **intervalo** o de rango (*taxon-range biozones*).

Se asume que los organismos que habitan en la masa de agua (planctónicos o nectónicos) alcanzan una distribución geográfica global (o casi) en forma suficientemente rápida como para considerarla instantánea desde el punto de vista geológico. Esto, sin embargo, es sólo teórico, pues en la naturaleza no siempre las primeras y últimas ocurrencias de una especie tienen la misma edad en todos los puntos del globo (Fig. 1.31). Es normal que estos registros varíen en sentido latitudinal por efecto de la temperatura, las corrientes oceánicas o por causa de extinciones locales debidas a factores adversos del medio. Sin embargo, si se consideran los puntos extremos de la primera aparición (FAD, *First*

*Appearance Datum*) y la última aparición (LAD, *Last Appearance Datum*) la biozona quedará limitada por dos superficies de tiempo. A este intervalo se lo denomina **biocronozona**, que es una unidad cronoestratigráfica (no bioestratigráfica) de gran importancia para la construcción de la escala de tiempo global (ver § 1.10). A diferencia de las otras unidades cronoestratigráficas, las biocronozonas carecen de estratotipo y reciben el nombre del fósil que las define, igual que las biozonas.

Generalmente, una subdivisión en biozonas o **biozonación** se realiza utilizando especies de un mismo grupo taxonómico, por ejemplo conodontes, graptolitos, quitinozoos o amonites. Por lo tanto, para un mismo intervalo de tiempo, hay biozonaciones paralelas para cada tipo de organismos. La ventaja de esto es que si en una determinada sucesión estratigráfica un grupo está ausente por factores ambientales adversos, existe la alternativa de encontrar otro tipo de fósiles de importancia bioestratigráfica similar. En sectores de Gondwana, el clima frío imperante durante gran parte del Paleozoico inferior redujo notablemente la abundancia de conodontes, los que en general se asocian a facies de calizas de aguas cálidas. En este caso se puede recurrir a los graptolitos, que también son excelentes fósiles guía y son menos dependientes de la temperatura del agua.

Si bien no es una condición necesaria que la especie que define una biozona derive de la precedente, en el caso de que esto ocurra el límite entre dos biozonas puede definirse con gran precisión pues la transición suele ser rápida y elimina toda posibilidad de superposición o de separación temporal entre las dos especies. Una sucesión de especies entre las que hay una relación de antecesor/descendiente forma un **linaje evolutivo** y las biozonas así definidas se denominan **filozonas** en alusión a su relación filogenética (Fig. 1.30).

Las formas bentónicas, es decir, las que viven adheridas o libres sobre el fondo marino, como los braquiópodos o los trilobites, tienen un valor bioestratigráfico sensiblemente menor que las planctónicas. Ello se debe a su limitada capacidad de dispersión, que se circunscribe a la fase larvaria pelágica. Por ello, sus especies están confinadas a determinadas regiones o continentes, y las zonaciones sólo son aplicables a escala regional o local. También se puede caracterizar un determinado intervalo estratigráfico mediante conjuntos de especies que tienden a aparecer asociadas en forma más o menos constante, prescindiendo del biocron de cada una. De

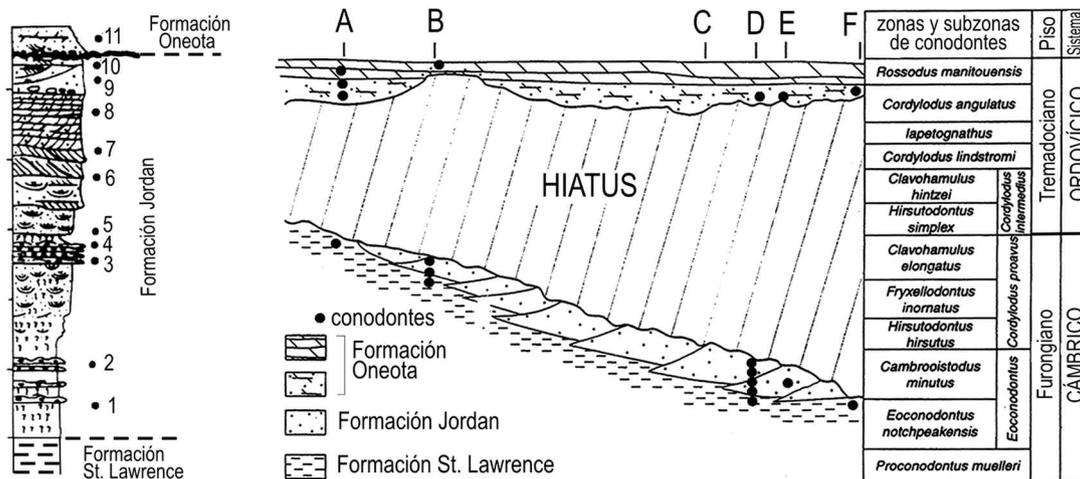


Figura 1.32. Diacronismo entre dos formaciones. De acuerdo a las biozonas de conodontes faltantes, el hiato estratigráfico entre las formaciones Jordan y Oneota aumenta desde la localidad A hacia la F (simplificado de Runkel et al., 1999).

allí el nombre de biozonas de **asociación** (*assemblage biozones*) con que se las reconoce en el código. Tales unidades deben ser utilizadas con mucha cautela pues su composición suele estar fuertemente controlada por factores paleoambientales, por lo que puede darse el caso de que faunas similares sean diacrónicas. Por eso es necesario calibrarlas debidamente mediante algún grupo de organismos pelágicos asociados.

La **correlación bioestratigráfica** es la que se realiza entre estratos portadores de la misma biozona. Las biozonas permiten realizar correlaciones de sucesiones marinas a escala intercontinental o global con un alto grado de confiabilidad. Para los estratos continentales mesozoicos y cenozoicos que contienen vertebrados se ha desarrollado un sistema de unidades 'biocronológicas', no contempladas en los códigos estratigráficos, como las llamadas edades-reptil y edades-mamífero. Estas unidades informales surgieron como una alternativa frente a la notoria dificultad de correlacionar las faunas de vertebrados fósiles de distintos continentes debido a su marcado provincialismo (§ 1.13). Su alcance no es global sino regional o local. Se han reconocido **edades-mamífero** (*Land Mammal Ages*) tanto en América del Norte como en América del Sur. A diferencia de las divisiones de la escala cronoestratigráfica global, cuya base está definida por una biozona particular, las edades biocronológicas se reconocen por un conjunto particular de taxones que han alcanzado un determinado estado evolutivo. Su validez, alcances y utilidad son tema de debate y al respecto hay opiniones encontradas (Cione y Tonni, 1995; Cione et al., 2007; Walsh, 2005) (ver § 9.15).

Una correlación bioestratigráfica ajustada también puede revelar la existencia de **discontinuidades estra-**

**tigráficas** y permite determinar su magnitud (Fig. 1.32). En el caso de las discordancias angulares, o cuando hay signos evidentes de erosión asociados a bruscos cambios litológicos, las discontinuidades se detectan de modo directo en el afloramiento. En las **paraconcordancias**, en cambio, los estratos yacen en forma aparentemente concordante, sin evidencias físicas claras de discontinuidad, a pesar de que encierran una interrupción en la sedimentación (**hiato**) que incluso puede estar acompañada por una etapa erosiva (hiato erosivo). El hiato puede detectarse y cuantificarse mediante un estudio paleontológico de detalle que ponga de manifiesto la ausencia de una o más biozonas en la sucesión (**diastema**) no podrá ser detectada mediante criterios bioestratigráficos.

Finalmente, hay que remarcar que las unidades bioestratigráficas proporcionan sólo **edades relativas** (Fig. 1.33) y que para referirlas a un marco temporal numérico es necesario datarlas directamente por métodos radioisotópicos (§ 1.8). La calibración de la edad de las biozonas se complementa mediante evidencias magne-

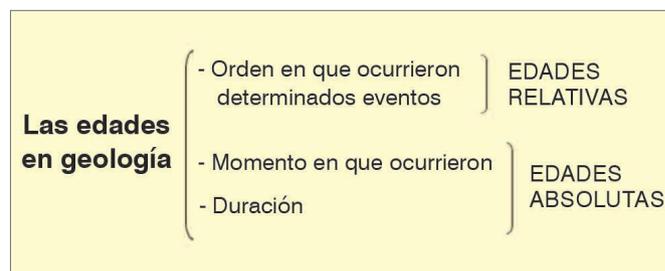
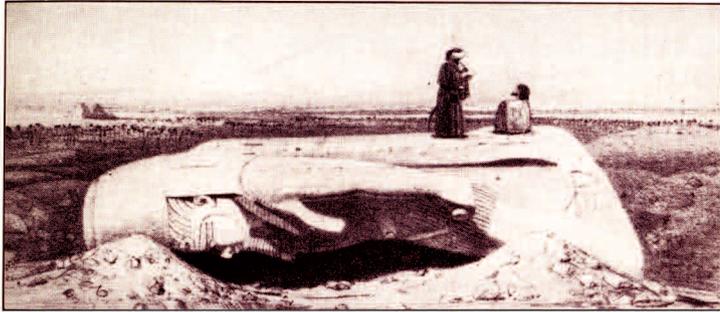


Figura 1.33. El concepto de edad en geología: edades relativas y absolutas.



**Figura 1.34.** Estatua de Ramses II en Menfis. En esta foto, tomada en 1874, se la observa caída de su pedestal, que yace enterrado. A lo lejos en el horizonte se observan las pirámides de Gizeh y el río Nilo (de Schuchert y Dunbar, 1937).

toestratigráficas (§ 1.9), curvas de variación de isótopos estables, o por medio de ciclos sedimentarios inducidos por variaciones orbitales de duración conocida, como los ciclos de Milankovitch. Utilizando estos procedimientos, la edad absoluta de las biozonas se ajusta en forma permanente a partir de nuevos datos. Volviendo al ejemplo del comienzo, para conocer la edad absoluta de la primera aparición (FAD) de la biozona de *Nemagraptus gracilis* basta observar la tabla cronoestratigráfica global: esta biozona marca el inicio del Piso Sandbiano del Ordovícico Medio y su edad es de 490,6 Ma, siendo la duración de esta especie de alrededor de 800.000 años.

### 1.8 LA MEDICIÓN DEL TIEMPO ABSOLUTO

Las edades absolutas son fundamentales en geología histórica porque nos permiten fechar los eventos geológicos y ordenarlos en el tiempo. Además se puede estimar su duración y evaluar su periodicidad (Fig. 1.33). En definitiva, son las que nos permiten establecer el **sin-cronismo** de fenómenos que tuvieron lugar en distintas regiones del planeta (una erupción volcánica, un cambio climático, una crisis biológica, una alteración en la geoquímica de los mares, etc.).

Antes de las primeras estimaciones científicas, la única fuente para establecer la edad absoluta de la Tierra eran el relato bíblico de las Escrituras. Ya se mencionó al comienzo el caso del obispo irlandés James Ussher, quien en 1654, en su obra *Annalium pars posterior*, determinó que la Creación de la Tierra se inició en las primeras horas del Domingo 23 de Octubre del año 4004 a.C. También calculó con precisión la fecha del Diluvio Universal: el Miércoles 5 de Mayo del 2348 a.C.

Mucho antes (450 a.C.), el historiador y geógrafo griego Heródoto observó que el desborde anual del río Nilo dejaba una capa de limo de alrededor de 1 cm de espesor y, en base a este dato, calculó que la edad del delta del Nilo era de varios miles de años. En el año

1854, más de dos mil años después, nuevamente se utilizó la tasa de sedimentación para estimar la edad de los depósitos fluviales del Nilo con un método ingenioso: la base de la gran estatua de Ramses II, que yacía caída, estaba cubierta por 1,80 m de sedimentos (Fig. 1.34). Dado que la estatua tiene alrededor de 3000 años de antigüedad, se dedujo que la tasa de sedimentación era del orden de 9 cm cada 100 años y, por lo tanto, se concluyó que los 12 m de depósitos fluviales acumulados en las barrancas del Nilo se habían depositado en unos 13.500 años. Hoy se sabe que la tasa de sedimentación no puede ser utilizada como método de datación dado que varía mucho según el ambiente de sedimentación y, además, los hiatos que puede haber en la sucesión son muy difíciles de detectar.

La **dendrocronología** es un método para establecer una cronología basada en el análisis de los anillos de crecimiento anual de los troncos de los árboles. (Fig. 1.34). Si se observa con detenimiento una superficie pulida de un corte de tronco se ve que no hay dos anillos iguales, y eso se debe a que su desarrollo depende de las condiciones ambientales imperantes cada año. Durante la época lluviosa y cálida del año el tronco crece más rápido y forma una banda más ancha y más clara que la que



1 cm

**Figura 1.35.** Taladro de incremento para obtener tarugos y detalle de un tarugo mostrando una serie de anillos anuales de crecimiento. Las bandas oscuras corresponden a los meses con poco crecimiento (secos, fríos) y las claras al lapso más húmedo y/o cálido) (foto del sitio web del Laboratorio de Dendrocronología del CRICYT-CONICET, Mendoza).

se forma en la época seca y fría, o bajo condiciones desfavorables. Dado que el clima fluctúa a escala interanual, los anillos formados en años sucesivos tendrán distinta anchura, definiendo un patrón distintivo para cada región. Por ejemplo, años excepcionalmente lluviosos y cálidos producirán anillos más anchos y característicos que pueden ser utilizados como marcadores. Las muestras para estudio se obtienen mediante taladros de incremento, un herramienta que permite extraer testigos o tarugos sin dañar al ejemplar (si se trata de un árbol vivo) (Fig. 1.35). Estos tarugos constituyen el banco de datos dendrocronológicos a partir de los cuales se construye una cronología de anchura de anillos. En un árbol viviente basta contar hacia atrás desde el último formado para saber su edad. En las grandes secuoyas y pinos, que son muy longevos, se pueden obtener sucesiones de más de mil años. Encadenando las edades con troncos cada vez más viejos, incluyendo maderas que forman parte de edificaciones antiguas, es posible remontarse hasta más de 8000 años antes del presente.

Esta escala dendrocronológica, además de proporcionar edades, es muy útil para reconstruir la historia paleoclimática reciente de la Tierra. Las series de anchura relativa de los anillos permiten reconstruir las variaciones anuales o estacionales de la temperatura y de la precipitación durante las últimas centurias o milenios y relacionarlas con las curvas de temperatura obtenidas mediante otros métodos (isótopos estables). En estos diagramas se detecta, por ejemplo, un período relativamente más seco y frío entre los años 1600 y 1850, correspondiente a la Pequeña Edad de Hielo, la que está precedida por una fase cálida y lluviosa que equivale al Máximo Medieval (ver § 9.21).

En América del Sur se han desarrollado cronologías muy precisas en base al estudio de diferentes especies que habitan en los bosques de la región cordillerana del sur de Chile y Argentina, entre las cuales las más utilizadas son el ciprés de la cordillera (*Austrocedrus chilensis*), el alerce (*Fitzroya cupressoides*), la araucaria (*Araucaria araucana*) y la lenga (*Nothofagus pumilio*) (Roig, 2000).

La **cronología radioisotópica** es, por excelencia, el método que se utiliza en geología para datar las rocas de cualquier edad, desde las más antiguas a las más recientes. El término radioactividad hace alusión a la emisión de radiaciones debidas a la inestabilidad de los átomos de radio, fenómeno que fue descubierto por Henri Becquerel en 1896. Al principio, no se conocía la naturaleza de estas radiaciones que atravesaban la materia y eran

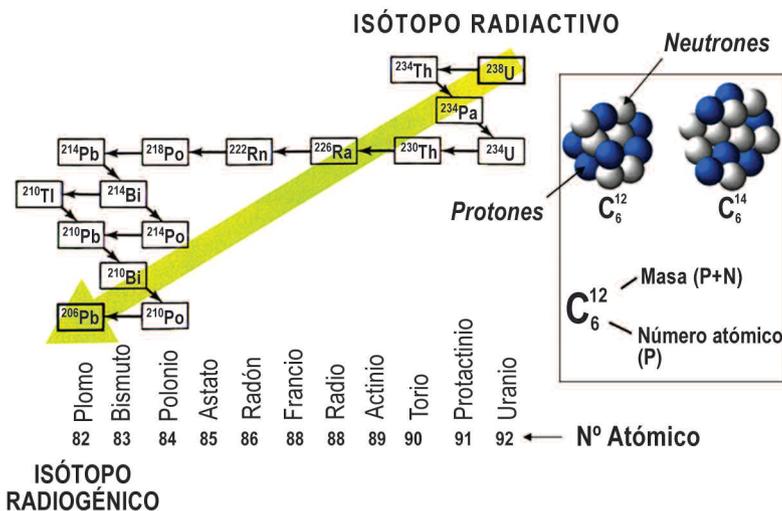


Figura 1.36. Serie de desintegración del Uranio-Plomo. La flecha indica el sentido en que disminuye el peso atómico. A la derecha, representación esquemática del  $\text{C}^{12}$  y su isótopo radioactivo  $\text{C}^{14}$ .

capaces de velar una placa fotográfica debidamente protegida de la luz, por lo que fueron denominadas rayos X. El radio, al igual que el uranio y otros elementos denominados radioactivos, se desintegran en forma espontánea emitiendo radiación electromagnética (radiación  $\gamma$ ), núcleos de átomos de helio (emisión  $\alpha$ ) o electrones (radiación  $\beta$ ). Fue Ernest Rutherford, el mismo que diseñó el primer modelo atómico, quien en 1905 tuvo la gran idea de utilizar la desintegración radioactiva para medir edades geológicas. En 1907 el radioquímico norteamericano Bertrand Boltwood descubrió que el plomo es el producto final de la desintegración del uranio. Las primeras edades isotópicas publicadas, aunque imprecisas, demostraron que el método funcionaba, dando comienzo a uno de los campos más fértiles de la geología, la radiometría.

Para datar las rocas se utilizan **isótopos radioactivos**, que son átomos de un mismo elemento que tienen

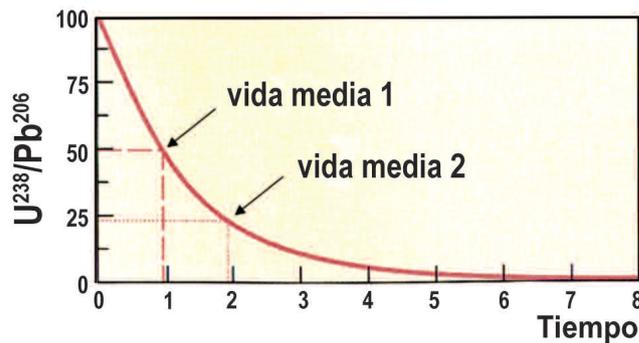


Figura 1.37. Curva exponencial correspondiente a la relación entre las cantidades de isótopo padre e hijo en función del tiempo transcurrido. Nótese que la duración de la vida media es independiente a la cantidad de elemento radioactivo remanente en la muestra.

diferente masa, es decir, diferente número de neutrones. Esto determina que sus núcleos sean inestables y se desintegren en otros isótopos u otros elementos. Un buen ejemplo es el  $C^{14}$ , un isótopo radioactivo del  $C^{12}$ , que es estable. En algunas series de desintegración, como la muy utilizada  $U^{238}/Pb^{206}$ , se pasa por numerosos isótopos de elementos diferentes (torio, radio, radón, polonio, etc.) antes de terminar en plomo estable. En esta cadena se pierden 8 núcleos de helio y 6 electrones (Fig. 1.36). Los isótopos fueron identificados sólo en épocas recientes pues son difíciles de detectar debido a que tienen las mismas propiedades químicas del elemento al que pertenecen.

El método de datación isotópica se basa en que la desintegración radioactiva ocurre a una velocidad constante, sólo dependiente de la estructura atómica de cada isótopo. La probabilidad de que un átomo se desintegre en otro se mide por la **constante de desintegración**  $\lambda$ . Esta velocidad no cambia con el tiempo, ni depende de la cantidad de isótopo presente, ni de las variaciones de factores externos (presión, temperatura, alteraciones químicas). La única condición para datar correctamente una roca es que ni los isótopos ni sus productos hayan escapado del sistema, lo que en algunos casos puede ocurrir, como veremos más adelante. Entonces, si conocemos la cantidad inicial de **isótopo radioactivo** (isótopo padre, P) y la cantidad de isótopo resultante (**radiogénico** o isótopo hijo, H) podemos calcular el tiempo transcurrido desde la formación del mineral. La tasa de desintegración se expresa mediante la **vida media** o período de semidesintegración ( $t^{1/2}$ ), que es el tiempo necesario para que se desintegre la mitad del isótopo radioactivo presente al inicio. La curva resultante (Fig. 1.37) es de tipo exponencial, pues a medida que pasa el tiempo la cantidad de isótopo padre va siendo cada vez menor. Es decir, la cantidad desintegrada es proporcional a la cantidad de isótopo que va quedando, aunque el tiempo insumido por cada vida media es siempre el mismo. En este sentido es diferente de un reloj de arena, en el cual la primera mitad de los granos caen en el tiempo t y la

$$t = 1/\lambda \times \ln (1+H/P)$$

$$t = 1/\lambda \times \ln (1+Pb^{206}/U^{238})$$

$$t^{1/2} = 1/\lambda \times \ln (1+1)$$

$$t^{1/2} = 1/\lambda \times \ln 2$$

$$t^{1/2} = 1/1,54 \times 10^{10} \times \ln 2$$

$$t^{1/2} = 1/1,54 \times 10^{10} \times 0,693$$

$$t^{1/2} = 4.510 \text{ millones de años}$$

Figura 1.38. Cálculo de la Vida Media a partir de la expresión matemática para calcular la edad geológica por medio de isótopos radioactivos. Cuando se alcanza la VM la cantidad de H=P, o sea que H/P=1.

segunda mitad lo hace en el mismo tiempo t. De este modo, la ecuación fundamental de la geocronología es:

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{H}{P} \right)$$

En la Figura 1.38 se muestra como se calcula la vida media a partir de esta ecuación. Por definición, cuando se alcanza la vida media, la cantidad de isótopo padre P será igual a la del isótopo hijo H, o sea que esta relación será de 1.

La constante de desintegración  $\lambda$  varía notablemente según los isótopos considerados. En el par  $U^{238}/Pb^{206}$ , por ejemplo, la vida media (VM) es de 4,51 Ga (giga años), es decir, 4.510 Ma (millones de años) (Fig. 1.38), de modo que desde el origen de la Tierra apenas se desintegró la mitad del isótopo radioactivo presente al comienzo del sistema. Pero en otros isótopos, como el par Rubidio/Estroncio (Rb-Sr) la constante  $\lambda$  es casi diez

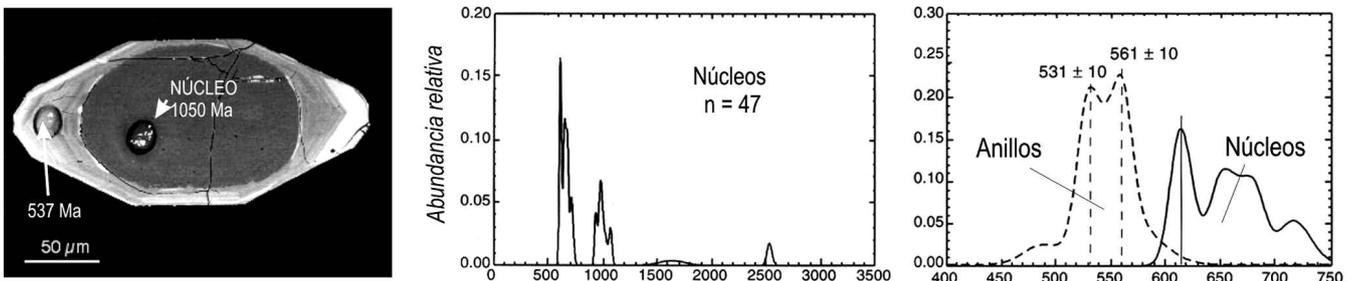
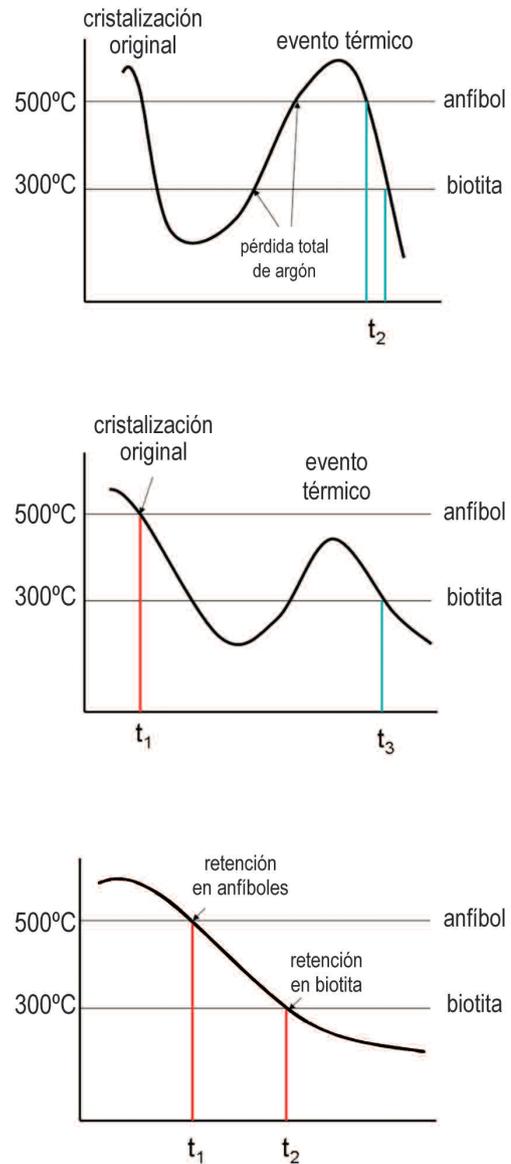


Figura 1.39. A la izquierda, cristal euhedral de circón mostrando los puntos donde se realizó la datación mediante SHRIMP. Centro: curvas de distribución acumulativa general de edades de circones detríticos en rocas metamórficas de las Sierras Pampeanas australes; el diagrama de la derecha es un detalle del lapso comprendido entre 750 y 400 Ma.

veces menor y por lo tanto la vida media será más de diez veces más prolongada (48,8 Ga o sea 48.800 Ma). En el par Potasio/Argón (K-Ar), en cambio, la VM es de 1.300 Ma. Un dato que es necesario conocer para calcular adecuadamente la relación P/H es la cantidad de elemento radiogénico (por ej. plomo) que había cuando la Tierra se formó. De lo contrario estaríamos sumando dos clases de plomo, el radiogénico (derivado) y el no radiogénico (original), lo cual llevaría a estimaciones de edad mayores que las reales. Esta **relación isotópica primordial (RIP)** se calculó para el par U-Pb a partir de la relación presente en meteoritos carentes de uranio, y también extrapolando hacia atrás las relaciones de varias muestras de edad distinta.

Uno de los instrumentos más utilizados para datar rocas por el método U-Pb es el SHRIMP (*Sensitive High Resolution Ion Microprobe*), una microsonda iónica de alta resolución creada en Australia. Este dispositivo emite un haz de iones focalizado sobre el sector de la muestra que se quiere datar, produciendo sobre la superficie depresiones de apenas 10-20 μm de diámetro y unas pocas micras de profundidad (Fig. 1.39). Parte del material erosionado se ioniza secundariamente, es extraído electrostáticamente y luego es acelerado dentro de un espectrómetro de masas de alta resolución que mide la abundancia relativa de los isótopos de uranio, torio y plomo. Dada la extrema pequeñez del sector muestreado es posible obtener datos de distintos sectores de un cristal, por lo que este método es particularmente útil para datar minerales que han sufrido historias geológicas complejas.

Un mineral detrítico muy utilizado en el método U-Pb es el **circón**, cuyos cristales pueden ser previamente analizados por catodoluminiscencia para determinar si tiene una historia simple (un único cristal euhedral) o compleja (hay un núcleo heredado con crecimientos posteriores). Ambos eventos pueden datarse por separado según dónde se focalice la microsonda (Fig. 1.39). Los circones son altamente resistentes a la meteorización por lo que suelen encontrarse como elementos reciclados en rocas más jóvenes. Esto aporta datos de gran utilidad para la reconstrucción de la historia geológica de una región. Por un lado, las poblaciones de edad de los circones detríticos presentes en una unidad metamórfica son un excelente indicador de la edad de las rocas que aportaron sedimentos a la cuenca. Dado que cada terreno tiene un patrón geocronológico característico que depende de su historia térmica, es posible identificar a través de los circones las posibles áreas de aporte. Esto, a su vez, brinda valiosa información acerca de su posición geográfica y/o la proximidad con otros bloques continentales. En el ejemplo de la Figura 1.38, los núcleos de los circones tienen un patrón claramen-

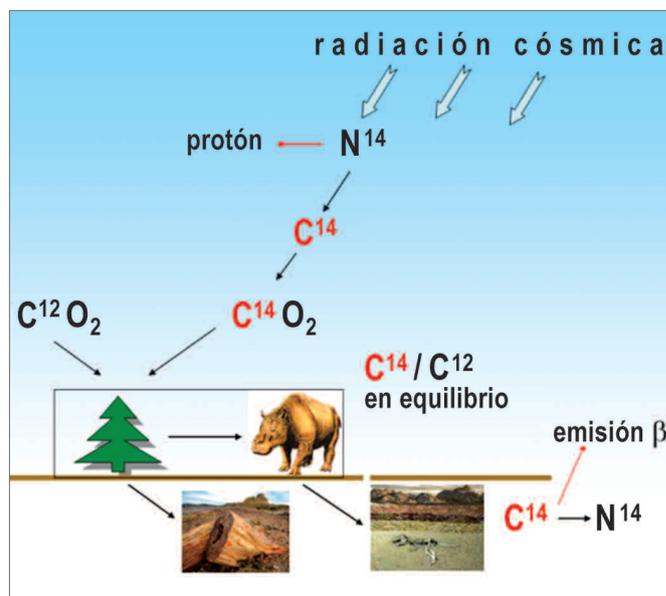


**Figura 1.40.** Curvas de retención de argón en dataciones K-Ar. Arriba: la pérdida de Ar es total tanto en anfíboles como en micas por lo que la edad resultante es una edad de enfriamiento. Centro: la pérdida total de Ar ocurre solamente en biotita; los anfíboles proporcionan la edad de cristalización original. Abajo: el enfriamiento del cuerpo intrusivo es muy lento; la edad de la biotita corresponde a la edad del levantamiento regional.

te 'gondwánico', similar al de las rocas metamórficas del sur de África y escudo Brasiliano. Otra deducción interesante es que la población más joven de circones detríticos es de alrededor de 550 Ma, por lo que la unidad se depositó, como máximo, en el Neoproterozoico. Además, teniendo en cuenta que esta datación corresponde a los sobrecrecimientos de los circones, también se puede inferir que la unidad experimentó un evento de metamorfismo a principios del Cámbrico (Rapela et al., 2007; ver § 3.10).

Uno de los métodos más populares es el de **K-Ar** pues el potasio es un elemento muy común en una variada gama de minerales, como las micas, los feldspatos, los anfíboles, y también como elemento traza en piroxenos y olivinas. Su abundancia en cenizas volcánicas permite datar con precisión las capas sedimentarias entre las que se intercalan. El  $K^{40}$  se transforma en  $Ar^{40}$  al capturar su núcleo un electrón de la órbita k. Debido a esto, uno de los 19 protones del potasio se transforma en neutrón (el argón tiene 18 protones) y, en ese proceso, emite radiación. El inconveniente es que el argón es un gas noble y su retención en la estructura cristalina es puramente mecánica dado que el ión  $Ar^+$  es de mayor tamaño que el  $K^+$ . Si se calienta la roca, la energía cinética de los átomos de argón aumenta y comienzan a moverse en el interior de los cristales. Cuando la temperatura supera cierto umbral llegan al límite de los cristales desde donde se difunden a la atmósfera. La temperatura crítica en la que esto ocurre depende del mineral. En las micas (por ej. biotita), que por ser filosilicatos poseen una estructura cristalina más abierta, el argón alcanza fácilmente las capas estructurales externas y escapa íntegramente del sistema a los  $350^{\circ}C$ , temperatura correspondiente al metamorfismo de bajo grado. En los anfíboles, que poseen una estructura más cerrada, la temperatura crítica es de  $500-600^{\circ}C$ , por lo que no son afectados por el metamorfismo de bajo grado (facies de esquistos verdes). Cuando la temperatura supera esos umbrales, el reloj radiométrico vuelve a cero y se pone en marcha nuevamente cuando la roca se enfría (la llamada *temperatura de bloqueo*). En este caso, por lo tanto, la edad proporcionada por el método K-Ar es la del **último evento térmico** (Fig. 1.40). Cuando el enfriamiento es rápido, como en una colada de basalto, la temperatura de bloqueo coincide con la **edad primaria** de la roca. Pero en el caso de un batolito granítico emplazado en las raíces de un orógeno puede transcurrir un tiempo bastante prolongado entre el momento de la intrusión y el del bloqueo del sistema, de modo que lo que se está datando es la **edad de enfriamiento**, que a menudo coincide con un levantamiento regional que exhuma las rocas ígneas y produce su rápido enfriamiento.

En paleoantropología este método es muy utilizado pues las capas de ceniza volcánica se acumulan tanto en depósitos subaéreos como subácuos (lagos) y, cuando se litifican, forman tobos o tufitas. En áreas con volcanismo activo, como la región del Rift de África oriental, las tobos se extienden por miles de kilómetros cuadrados y son muy frecuentes en las secciones estratigráficas que contienen restos de homínidos. En la localidad de Koobi Fora, por ejemplo, se han detectado 58 capas de toba que permitieron correlacionar los yacimientos de homínidos a lo largo de más de 1100 km.



**Figura 1.41.** Diagrama que muestra la formación del  $C^{14}$  a partir del  $N^{14}$  de la alta atmósfera y su incorporación en los seres vivos. En el gráfico no se han representado los organismos marinos fotosintéticos (fitoplancton) que forman la base de la cadena trófica marina.

El método del **Carbono-14** es muy utilizado para datar materiales de hasta 45.000 años con una precisión de  $\pm 50$  años. En la atmósfera, el carbono se encuentra bajo la forma de  $C^{12}$  y  $C^{13}$ , que son estables, y en una ínfima proporción como isótopo radioactivo  $C^{14}$ . Este último se forma continuamente entre los 8 y los 15 km de altitud a partir del bombardeo de neutrones sobre los átomos de  $N^{14}$ . De este modo, en la atmósfera se establece una relación constante entre el C estable y su isótopo radioactivo. Al igual que el  $C^{12}$ , el  $C^{14}$  se combina con el oxígeno para formar  $CO_2$ . Este es utilizado por los organismos fotosintéticos para elaborar materia orgánica (por ej. hidratos de carbono). Dado que el dióxido de carbono es soluble, se encuentra también en el agua dulce y marina, donde los productores primarios (bacterias, algas) lo incorporan durante la fotosíntesis. La materia vegetal conteniendo  $C^{14}$  pasa luego al cuerpo de los organismos acuáticos que se alimentan del fitoplancton y al de los herbívoros terrestres (Fig. 1.41). La relación  $C^{14}/C^{12}$  en un organismo se mantiene constante mientras se siga alimentando. A partir de su muerte, la proporción comienza a disminuir al no ingresar nuevo  $C^{14}$  en los tejidos y al desintegrarse el existente. El  $C^{14}$  se transforma en  $N^{14}$  mediante la emisión de un electrón (radiación  $\beta$ ), es decir, siguiendo la reacción inversa que condujo a su formación. Este método se basa, entonces, en la medición de la cantidad de  $C^{14}$  que se ha desintegrado en la muestra, siendo ésta tanto mayor cuanto mayor es el tiempo transcurrido desde la muerte del orga-

nismo. El  $C^{14}$  tiene una vida media de sólo 5730 años, razón por la cual es especialmente útil para fines arqueológicos. Con este método se pueden datar confiablemente maderas, tejidos, restos orgánicos, huesos y conchas de carbonato de calcio de una antigüedad que no supere los ~70.000 años.

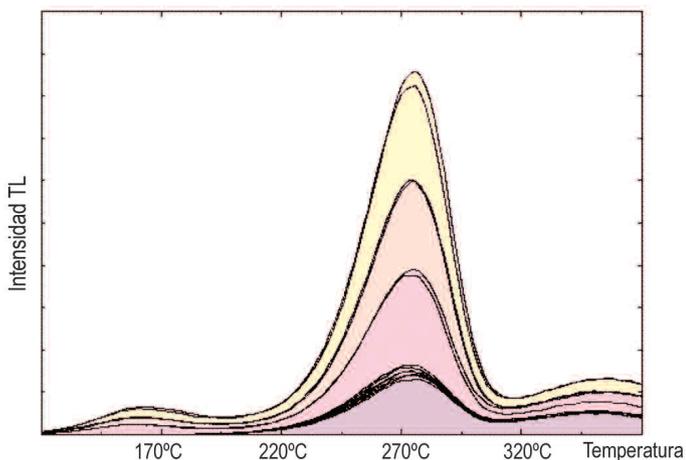
El método fue descubierto por W. Libby en 1949, lo que le valió años más tarde el otorgamiento del Premio Nobel de química. El método convencional consiste en el recuento de emisiones  $\beta$  por centelleo líquido o en material gaseoso. El problema radica en su corta vida media, pues al cabo de 10 o 15 mil años la cantidad remanente de  $C^{14}$  en la muestra es tan baja que el margen de error puede ser significativo, más aún si la muestra es muy pequeña. Por ejemplo, en 1 gramo de carbón actual ocurren 15 emisiones  $\beta$  por segundo, y cuando se ha alcanzado la vida media estas se reducen a 7,5 por segundo. La precisión del método, sin embargo, se ha incrementado notablemente con el uso de espectrómetros de masa acoplados con un acelerador de partículas (AMS). Con este equipo ya no se realiza el recuento de los productos de la desintegración (emisiones  $\beta$ ) sino de la cantidad de átomos de  $C^{14}$  presentes, lo que permite datar con precisión muestras de sólo 1 gramo de peso (por ejemplo, un grano de cereal) a una velocidad más de 100 veces mayor que la del método tradicional.

El principal inconveniente del método es que no hay certeza de que la tasa de generación de  $C^{14}$  en la alta atmósfera haya sido absolutamente constante a través del tiempo. Esto se debe a que la misma está influenciada por la intensidad de la radiación cósmica, la del campo magnético terrestre y la actividad solar. Más recientemente, los ensayos nucleares de la década del 50 produjeron una duplicación de la concentración de  $C^{14}$ , intro-

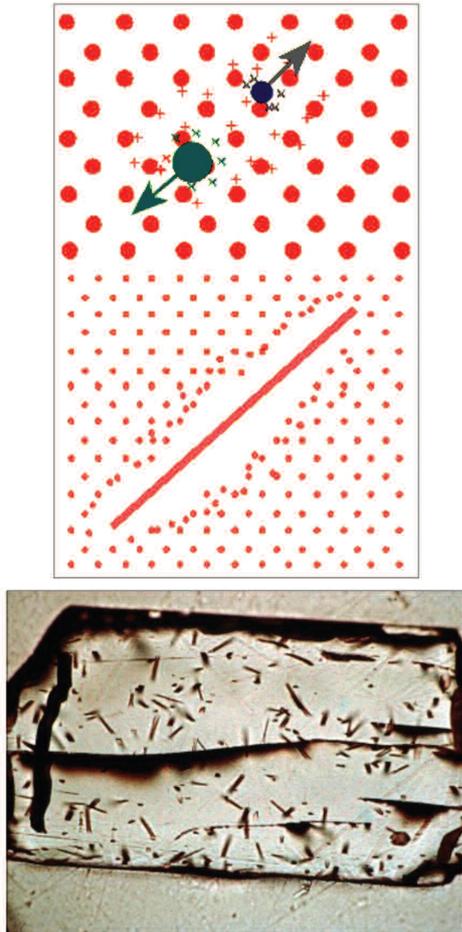
duciendo una fuerte anomalía en la curva de concentración de isótopos radiactivos en la atmósfera. A esto hay que sumarle las variaciones en los reservorios de carbono orgánico por causas climáticas y la quema de combustible fósiles en la época industrial. Por ello, los laboratorios de fechado radiocarbónico aplican una serie de correcciones para transformar los años AP (antes del presente) en años calendario (ac). Uno de los métodos de calibración es la comparación de la edad  $C^{14}$  con la de los anillos de los árboles (que es una edad calendario). De esa forma se han podido calibrar edades  $C^{14}$  hasta alrededor de 8000 años antes del presente.

Hay minerales, como la fluorita, que si se los expone a radiación ultravioleta se cargan de electrones (se ionizan) y luego emiten luz espontáneamente, fenómeno que se conoce como **luminiscencia**. Hay dos formas de estimular la luminiscencia de un mineral, una es a partir de la incidencia de luz visible (luminiscencia estimulada ópticamente, OSL) y la otra es mediante la aplicación de calor (termoluminiscencia, TL). El fenómeno de la luminiscencia ocurre porque los cristales expuestos a radiación se cargan de electrones que quedan atrapados en las irregularidades de la trama cristalina. La radiación puede provenir de la desintegración de elementos radioactivos localizados dentro y fuera del mineral y, en menor medida, de la radiación ionizante proveniente del espacio (protones y partículas  $\alpha$ ). En la naturaleza, todos los materiales reciben una determinada dosis de radiación ionizante. La cantidad de energía extra acumulada en los cristales es liberada bajo la forma de luz si la muestra es calentada por arriba de cierta temperatura característica de cada mineral, o también si se la expone a la luz solar. En la calcita, por ejemplo, la emisión ocurre a los 275°C (Fig. 1.42). Si la misma muestra se vuelve a calentar ya no habrá emisión de luz pues la energía ya fue disipada. Este es justamente el principio del método de la TL: cualquier objeto que fue calentado perdió la energía almacenada (se produjo el *reseteo* del 'reloj') y empezó a acumularla de nuevo al enfriarse. La cantidad de radiación acumulada se denomina *paleodosis* y está en función de la intensidad y el tiempo durante el cual estuvo expuesta la muestra a la radiación, de modo que para conocer la edad basta dividir la paleodosis por la dosis anual de radiación recibida. La primera se determina midiendo la intensidad de la luz emitida por la muestra al calentarla, mientras que la dosis anual se calcula por medio de un dosímetro colocado en el sitio donde se obtuvo la muestra. Los elementos que se pueden datar son muy variados e incluyen restos de huesos y dientes, alfarería, piedras, herramientas de sílex, estalactitas y arena que hayan sido sometidos al fuego.

En sedimentología el método se aplica para establecer la edad de acumulación de sedimentos (por ejemplo,



**Figura 1.42.** Curva de termoluminiscencia de la calcita. La intensidad de la emisión TL aumenta en función de la energía ionizante recibida (máxima radiación en amarillo, mínima en violeta). En la calcita la mayor emisión lumínica se produce a alrededor de 275°C.



**Figura 1.43.** Arriba: fisión de un núcleo de Uranio en dos fragmentos de masa algo diferente lo que produce un daño en la estructura del cristal. Abajo: trazas de fisión en un cristal de apatita.

arenas eólicas o sedimentos glaciales). La condición es que los granos de sedimento (cuarzo, feldespato) hayan estado expuestos a la luz durante el tiempo suficiente para producir el *blanqueo* (la pérdida) de la carga previa. Una vez depositado el grano, el sedimento que lo cubre actúa como escudo a la luz y permite reiniciar la acumulación (paleodosis). No todos los ambientes sedimentarios son propicios para una datación correcta, pues en ambientes con sedimentación rápida difícilmente se produzca el blanqueo total de la paleodosis previa (Thrasher et al., 2009).

Otra técnica de datación muy utilizada es la de las **trazas de fisión**. Se basa en las marcas o huellas dejadas en la red cristalina por la fisión espontánea de elementos radioactivos, en particular del uranio. Este está presente en minerales accesorios como la apatita, el circón, las micas y también en el vidrio volcánico. Los núcleos de los átomos de  $U^{238}$  son muy inestables y se escinden espontáneamente en dos partes de masa desigual (96 y 140). Dado que la suma de las masas es menor que la

masa original (238), la energía disipada se transforma en energía cinética produciendo el desplazamiento de los dos fragmentos en sentido opuesto dañando la estructura cristalina (Fig. 1.43). La técnica consiste en ensanchar las trazas lineales así formadas mediante el ataque con ácido y luego efectuar su recuento mediante un microscopio óptico a 1250 aumentos o mediante un ordenador utilizando programas específicos. La densidad de trazas de fisión (cantidad por  $cm^2$ ) está en función de la cantidad de  $U^{238}$  presente en la muestra a datar y del tiempo transcurrido desde que la misma se enfrió por debajo de una temperatura crítica que varía según el mineral (en el caso de la apatita es de 70-120°C). Se puede calcular la cantidad de  $U^{238}$  en la muestra de manera experimental mediante el bombardeo de neutrones, los que inducen la fisión del  $U^{235}$ . Conociendo la cantidad de este último se conoce también la del  $U^{238}$ , pues en la naturaleza la proporción entre ambos isótopos es constante. La cantidad de  $U^{235}$  también puede calcularse en forma directa mediante un espectrómetro de masas. El rango de las edades que pueden determinarse es muy amplio (desde centenas de millones de años a centenas de años) por lo que se lo utiliza tanto en geología como en arqueología. Por arriba de cierta temperatura (225°C en el circón) las huellas se obliteran y se borran completamente, por lo que la edad que se obtiene es la del último calentamiento. Por ello, este método es muy utilizado para reconstruir la historia térmica de una cuenca sedimentaria, fechar fenómenos de levantamiento regional, el modelado tectónico numérico, reconstruir la evolución de cadenas montañosas y la evolución del paisaje. En geología del petróleo es particularmente importante pues en la apatita las huellas de fisión comienzan a borrarse a los 60°C y lo hacen completamente a los 120°C, rango que coincide con la temperatura a la cual se forman los hidrocarburos (la llamada 'ventana del petróleo').

Los **isótopos cosmogénicos** son isótopos que se forman por la interacción de la radiación cósmica (mayormente protones y partículas  $\alpha$ , o sea núcleos de He) con átomos de la atmósfera (como el  $C^{14}$ ), de la hidrósfera y de la superficie de la litósfera. Los más utilizados en dataciones isotópicas son el  $Be^{10}$  y el  $Al^{26}$ . Ambos son componentes frecuentes de los cristales de cuarzo donde están presentes como impurezas. Los granos de cuarzo forman parte del sedimento y también de artefactos o herramientas fabricados por el hombre. Mientras estos materiales se encuentran en la superficie, los rayos cósmicos formarían isótopos de berilio y de aluminio, siendo su abundancia tanto mayor cuanto mayor haya sido el tiempo de exposición. Pero cuando los granos de cuarzo – o los artefactos que los contienen – son enterrados, la capa de sedimento forma un escudo a los rayos cósmicos. Lo mismo ocurre cuando se introducen

en el interior de una cueva. A partir de ese momento cesa la formación de  $\text{Be}^{10}$  y  $\text{Al}^{26}$  y comienza su desintegración a una tasa conocida: la vida media del  $\text{Al}^{26}$  es de 717.000 años mientras que la del  $\text{Be}^{10}$  es de 1.360.000 años. De este modo, la relación  $\text{Al}^{26}/\text{Be}^{10}$ , que es de 6,8:1 mientras haya exposición a la radiación cósmica, comienza a decrecer exponencialmente cuando esta cesa, lo que permite calcular la edad de un horizonte estratigráfico de una cueva o de una herramienta de cuarzo encontrada en su interior. Este método es muy preciso para dataciones de hasta 5 Ma.

Un buen ejemplo del uso de isótopos cosmogénicos es la reciente datación del famoso yacimiento de Zhoukoudian de China, donde se han encontrado numerosos esqueletos y herramientas pertenecientes al Hombre de Beijing (*Homo erectus*). Allí se dataron las capas inferiores del relleno de la cueva que encierran restos y herramientas hechas de cuarcita y dieron un promedio de 780.000 años, edad mayor que la edad que se había calculado por magnetoestratigrafía (0,6-0,4 Ma) (Shen et al., 2009). Una herramienta de esos mismos niveles arrojó una edad mucho mayor (1,66 Ma) y se interpreta que la misma fue confeccionada a partir de un bloque de cuarcita que se encontraba enterrado profundamente en el sedimento.

Los isótopos cosmogénicos también permiten conocer el momento de formación de una terraza, pues el fechado corresponde al momento a partir del cual las arenas quedaron expuestas en la superficie, es decir, fueron exhumadas. Además, junto con estudios geomorfológicos, estos isótopos se utilizan para determinar la extensión y el espesor que tuvo el manto de hielo antártico en el pasado. Esto se basa en que el hielo erosiona profundamente el lecho rocoso y que luego, al derretirse, se inicia la acumulación de  $\text{Al}^{26}$  y  $\text{Be}^{10}$  en rocas silíceas expuestas en la superficie. Otros isótopos cosmogénicos utilizados son el  $\text{Cl}^{36}$ , el  $\text{Ca}^{41}$  y el  $\text{I}^{129}$ .

## 1.9 LAS INVERSIONES DEL CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

El paleomagnetismo es una herramienta clave de la geología histórica. Al comienzo jugó un rol fundamental en la demostración de la deriva continental (§ 1.3). Además, es muy importante en cronoestratigrafía y en paleogeografía. El campo magnético terrestre es producido por un único dipolo magnético localizado en el centro de la Tierra alineado con el eje de rotación, de allí el nombre de **dipolo axial geocéntrico**. El polo magnético

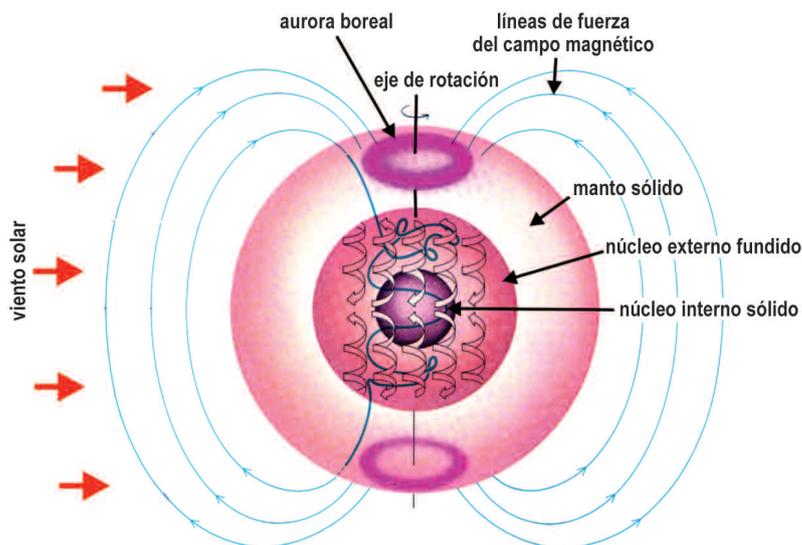


Figura 1.44. Campo magnético terrestre actual.

actual está en el Hemisferio Norte y está inclinado alrededor de  $11,5^\circ$  respecto del eje de rotación. El Ecuador magnético también está inclinado con ese ángulo respecto del Ecuador geográfico. La posición del polo magnético no es fija sino que experimenta desplazamientos o **variaciones seculares**. En los últimos 150 años se movió alrededor de 10 km anuales y en la actualidad lo hace a una velocidad aún mayor. No obstante, si se promedian las posiciones en los últimos milenios, el polo magnético coincidirá casi exactamente con el polo geográfico, en un todo de acuerdo con la hipótesis del dipolo axial geocéntrico. Esto es fundamental a la hora de utilizar estos datos para reconstruir la posición de los continentes en el pasado.

En cuanto al origen del campo magnético terrestre, todo indica que se genera en la parte fluida más externa del núcleo, es decir, se trata de un **dinamo autoinducido magnetohidrodinámico**. Un dinamo es una máquina que convierte energía mecánica en eléctrica. En el caso de la Tierra, la corriente eléctrica producida en el núcleo metálico sirve para reforzar el campo magnético externo (Fig. 1.44). Si no hubiera generación continua, el campo magnético podría desaparecer en sólo 20.000 años. Para que el sistema se mantenga activo debe haber una fuente de energía mecánica y todo indica que es la fuerza de Coriolis producida por la rotación terrestre. Esta actúa sobre las corrientes convectivas que se generan en el núcleo externo fundido por diferencias de temperatura produciendo un patrón helicoidal (Fig. 1.44). La prueba de que existe una relación estrecha entre el movimiento de rotación y el magnetismo es que los planetas y el Sol también tienen su propio campo magnético. Se infiere que algunos componentes no bipolares del campo geo-

magnético podrían resultar de turbulencias o remolinos en esa región del núcleo.

Las variaciones más drásticas que experimenta el campo magnético son las inversiones en la **polaridad magnética**. Durante estos eventos, el campo geomagnético rota 180° en todos los puntos de la superficie terrestre. La configuración actual, en la que el dipolo apunta hacia el sur (Fig. 1.44) se llama **polaridad normal** y cuando lo hace hacia el norte se habla de **polaridad inversa**. Las causas de tales inversiones no son del todo claras, pero se han propuesto modelos que indican que las variaciones de baja frecuencia (~100 Ma) y alta frecuencia tendrían un origen distinto (Olson et al., 2012). Los estudios paleomagnéticos más recientes apuntan a fenómenos térmicos que ocurren en el límite núcleo/manto y que alteran los patrones convectivos. Cualquiera sea la causa, esta propiedad del campo magnético terrestre constituye una herramienta invaluable para la calibración del tiempo geológico mediante la **magnetoestratigrafía** o estratigrafía magnética. El fundamento de esta técnica es que los óxidos de hierro contenidos en las rocas se magnetizan y orientan según la dirección del campo magnético terrestre en el momento de su formación, y que esta polaridad magnética queda preservada en las rocas bajo la forma de **magnetismo remanente**. En las rocas ígneas, en particular las rocas máficas, los minerales accesorios más frecuentes son óxidos de Fe y Ti como la magnetita, la hematita y el rutilo (Fig. 1.45). En estos minerales la magnetización se torna perma-

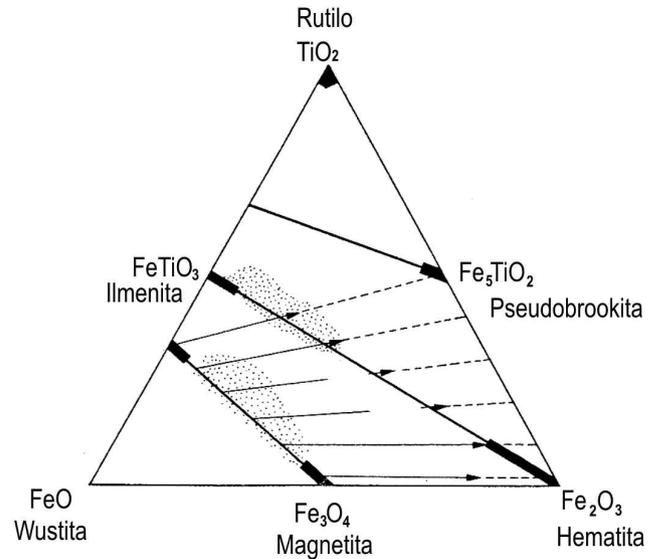


Figura 1.45. Triángulo composicional de los minerales ferromagnéticos más comunes.

nente cuando la temperatura desciende por debajo del punto de Curie, que se sitúa entre los 500 y 600°C. Este tipo de magnetización se denomina **termoremanente** (TRM). Se mantiene intacta siempre que la temperatura no supere el punto de Curie, pues si esto ocurre se desestabiliza y puede perderse por completo, luego de lo cual se magnetiza nuevamente (remagnetización) en una nueva dirección. En las rocas sedimenta-

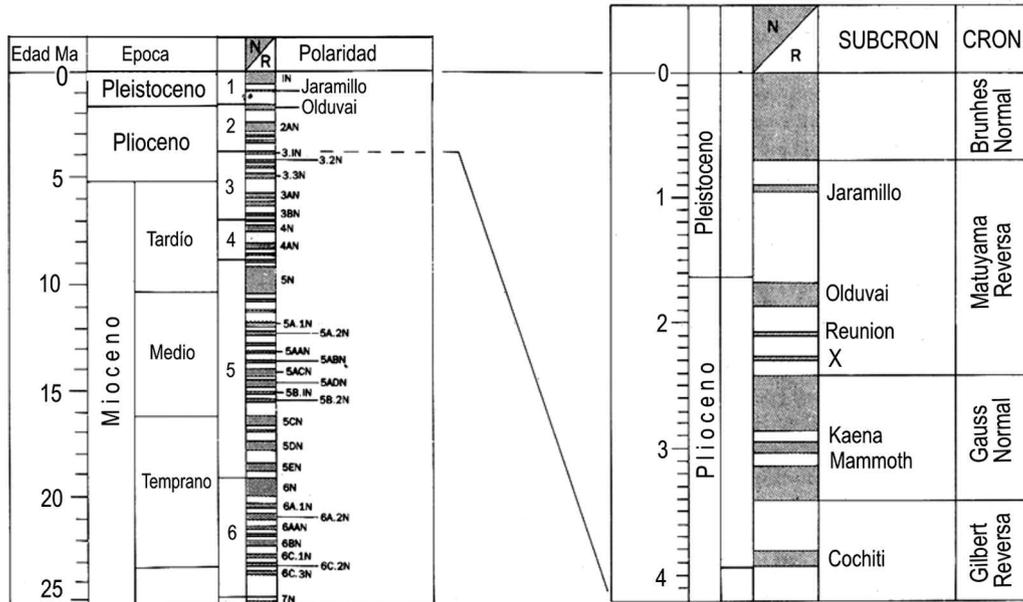


Figura 1.46. Izquierda: escala de magnetopolaridad de los últimos 25 Ma (los números corresponden a los cronos de polaridad); derecha: detalle de los últimos 4 Ma mostrando los cronos (con sus respectivos nombres) y los subcronos de polaridad. En gris, intervalos de polaridad normal; en blanco, de polaridad inversa.

rias, los minerales que contienen óxidos de Fe pueden hidratarse y alterarse a hidróxidos, que son un componente común de las arcillas. En este caso, las partículas se alinean en forma mecánica dentro del sedimento antes de que ocurra la diagénesis y se habla de magnetismo remanente **detrítico**. Dado que en las rocas sedimentarias las partículas pueden ser rotadas por bioturbación u otros procesos, este tipo de magnetismo es menos estable y más débil que el TRM. Los minerales magnéticos también pueden formarse por procesos **químicos** durante la diagénesis.

Bruhnes, en 1906, al estudiar las propiedades magnéticas de la Tierra, notó que en ciertas rocas volcánicas el campo magnético aparecía invertido 180° respecto del actual. Luego Matuyama (1929) determinó, mediante control bioestratigráfico, que tales inversiones se suceden en el tiempo. La conclusión fue que las rocas más jóvenes de 1 Ma están magnetizadas en la dirección actual pero las comprendidas entre 1 y 2 Ma lo están en sentido inverso. En la década del 60 el paleomagnetismo adquirió un gran empuje con los trabajos de Cox, quien extendió el análisis de los cambios de polaridad hasta los 4,5 Ma basado en el estudio de flujos de lava. También notó que dentro de un intervalo reverso puede haber cortos intervalos normales y viceversa. Por ejemplo, en los últimos 4,5 Ma hay 19 intervalos de diferente polaridad (Fig. 1.46).

Las inversiones del campo magnético ocurren de manera aleatoria y su frecuencia y duración son alta-

mente variables, con un rango comprendido entre 100.000 años y 100 Ma y un promedio cercano a 250.000 años en los últimos 5 Ma.

La escala paleomagnética fue extendida a todo el Cenozoico y gran parte del Mesozoico en base a los patrones de anomalías magnéticas de los basaltos de los suelos oceánicos, en los que ha quedado preservado un registro continuo de la actividad geomagnética terrestre. A partir del proyecto de perforación de los océanos profundos DSDP (*Deep Sea Drilling Project*) iniciado en 1968 se obtuvieron testigos de sedimentos oceánicos de más de 10 m de longitud que fueron datados mediante sus faunas de microfósiles y luego correlacionados con los basaltos oceánicos cuya edad era conocida por métodos radimétricos. A partir de 1972 se estableció una subcomisión dedicada a la construcción de una escala de tiempo de polaridad geomagnética (*GPTS* en inglés). Actualmente, se cuenta con una escala prácticamente continua que abarca hasta los 160 Ma (Jurásico Medio). Las **unidades magnetoestratigráficas** forman parte de los códigos estratigráficos, en los que se las define como cuerpos de roca caracterizados por su magnetismo remanente. Sus límites son superficies isócronas, dado que los cambios de polaridad afectan por igual y simultáneamente a todas las rocas terrestres. La unidad de magnetopolaridad es el **cron de polaridad** o simplemente *cron*. Dentro de un cron dominado por polaridad normal puede haber breves eventos inversos (o viceversa) que se denominan *subcrones*. Al principio, estas unidades de

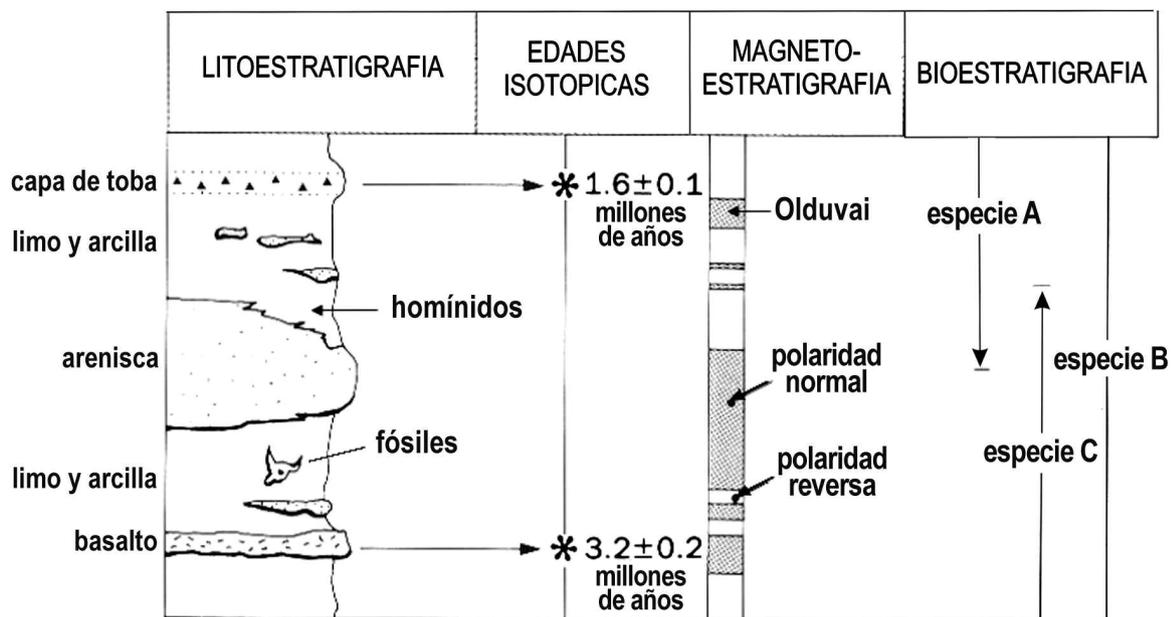


Figura 1.47. Combinación de distintos datos cronológicos (inversiones del campo magnético, bioestratigrafía, edades isotópicas) con el fin de establecer la edad de los niveles con restos de homínidos contenidos en los estratos limoarcillosos del tercio superior de la columna estratigráfica (comparar los datos de las inversiones magnéticas con la escala magnetoestratigráfica calibrada con edades absolutas de la Figura 1.45).

magnetopolaridad recibieron nombres propios. Por ejemplo, la época de polaridad normal actual, iniciada hace 780.000 años, se denominó Bruhnes. Luego, hasta cerca de los 2,5 Ma, hay una época dominada por polaridad inversa (Matuyama) en cuya parte media hay un lapso normal que se denomina evento (subcrón) Olduvai (ver Fig. 1.46). En la escala global se ha optado por un sistema de números y letras. Por ejemplo, los últimos 84 Ma incluyen los cronos C1 al C34, entre los 120 Ma y los 160 Ma se distribuyen los cronos M0 al M37 y en el Triásico Medio-Tardío (~200-232 Ma) están los cronos E1 a E24.

En la Figura 1.47 se muestra un caso de datación de restos de homínidos en base al contenido de fósiles de mamíferos, edades isotópicas de niveles de rocas volcánicas (basaltos) y volcanosedimentarias (tobas), y magnetoestratigrafía. El conjunto de evidencias coincide en señalar una edad de alrededor de 2 Ma para los restos de homínidos.

### 1.10 EL CALENDARIO GEOLÓGICO, LA ESCALA CRONOESTRATIGRÁFICA GLOBAL Y LOS GSSP

Lograr un ordenamiento cronológico de las rocas de la corteza terrestre ha sido una de las grandes preocupaciones de los naturalistas y geólogos de todos los tiempos. Los primeros intentos fueron llevados a cabo a mediados del 1700 por el alemán Johann G. Lehman y el italiano Giovanni Arduino, quienes ordenaron las rocas en 'primitivas' o 'cristalinas' (sin fósiles), 'estratificadas' o 'secundarias' (con fósiles y formadas por la erosión de las primitivas) y 'aluviales' o 'terciarias' (formadas por arenas y gravas no consolidadas). A pesar del carácter general e impreciso de esta subdivisión, su valor radica en que puso de manifiesto la existencia de una cierta sucesión de eventos en el tiempo. Los criterios utilizados (litología, grado de compactación, estratificación, fósiles) fueron retomados años después por William Smith para dividir las rocas de Inglaterra en alrededor de veinte unidades discretas identificadas en base a su litología, su posición estratigráfica y sus fósiles. Esta sucesión fue

el punto de partida del moderno calendario geológico o carta estratigráfica global (Fig. 1.48). Las unidades inglesas podían ser correlacionadas, en parte, con las del norte de Francia y Bélgica, pero no con las del resto de Europa, donde las sucesiones eran radicalmente distintas. En Inglaterra, incluso, las Viejas Areniscas Rojas (*Old Red Sandstone*) típicas de la región de Gales, se interdigitan hacia el sur con calizas y pelitas marinas, perdiendo su identidad. Las grandes discordancias también surgieron como una alternativa de correlación, en la creencia de que los movimientos tectónicos tenían efectos a escala global. Esta idea errónea persistió hasta años recientes y aún se encuentran trabajos en los cuales se denomina discordancia 'caledónica' a discordancias angulares del Paleozoico inferior de Perú, Bolivia o Argentina, implicando su correlación con el evento tectónico que afectó el norte de Europa. El uso de las discordancias en la correlación global debe ser descartado de plano, no sólo por tratarse de fenómenos regionales ligados a una determinada configuración geodinámica (por ejemplo, el cierre de un océano seguido de una colisión) sino porque lleva implícita la ausencia de registro de un importante lapso de tiempo.

En años recientes se han redoblado los esfuerzos para encontrar eventos que sean reconocibles a escala global y permitan establecer correlaciones entre las sucesiones estratigráficas de distintos continentes. Los principales son los eventos biológicos, paleomagnéticos, isotópicos, eustáticos, astronómicos y cósmicos. Todos ellos han servido, en mayor o menor medida, para construir y calibrar la escala cronoestratigráfica global estándar que se usa actualmente. Pero, ¿cómo se subdivide esta escala? Para ese fin se definió un tipo particular de unidades, las **unidades cronoestratigráficas**, cuya finalidad es servir de referencia mundial para todas las rocas formadas en un determinado lapso de tiempo (Fig. 1.27). Dicho de otro modo, se utilizan para correlacionar los fenómenos acaecidos en una región con los de otras regiones del planeta. Sólo de este modo es posible comprender la compleja interrelación entre los procesos evo-

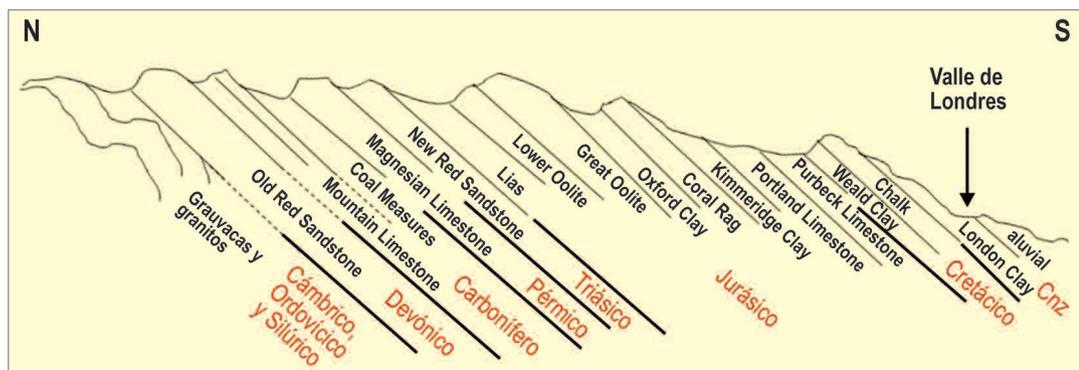


Figura 1.48. Unidades reconocidas por William Smith en el sur de Inglaterra. En negro, los nombres originales y en rojo la edad asignada posteriormente.

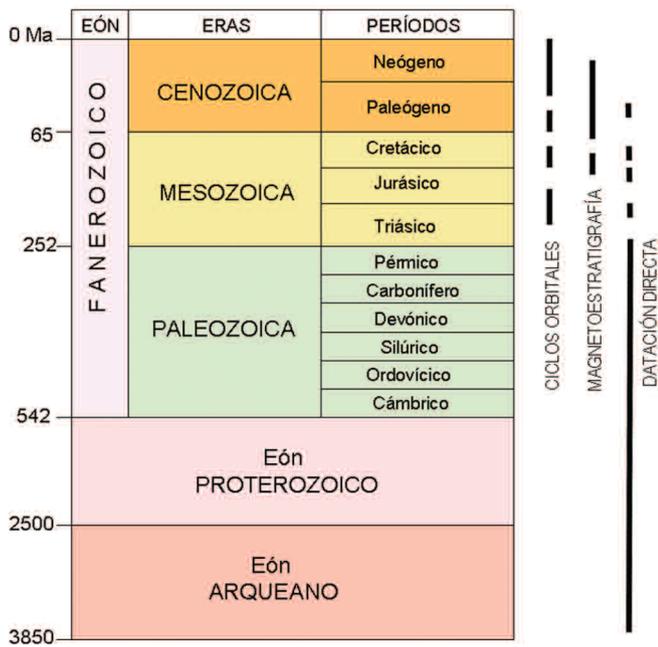


Figura 1.49. Escala cronológica global (no se incluyen las eras del Proterozoico y Arqueano). A la derecha, los criterios más utilizados para construir esta escala. Los nombres y divisiones son iguales que los de la escala cronoestratigráfica.

lutivos, los cambios paleoclimáticos, ambientales y los ciclos geoquímicos de la Tierra como un todo.

Las unidades cronoestratigráficas, desde la más amplia a la más restringida, son las siguientes: Eonotema, Eratema, Sistema, Serie, Piso y Biocronozona (Fig. 1.27). Los eonotemas son los más extensos y hay sólo cuatro (Hadeano, Arqueano, Proterozoico y Fanerozoico). Los eratemas tienen centenas de millones de años de duración (por ej. Paleozoico), los sistemas abarcan algunas decenas de millones (por ej. Ordovícico), las series son divisiones de los sistemas (en general se usa Inferior, Medio y Superior, aunque a veces tienen nombres propios) y los pisos raramente superan unos pocos millones de años, y terminan con el sufijo *iano* (por ej. Tremadociano). Las biocronozonas son los intervalos más breves y se miden en cientos de miles de años. Su nombre es el de la especie fósil que la define.

Todas estas unidades tienen una representación material (al menos sus límites), de allí que se las suele denominar unidades *tiempo-roca* para diferenciarlas de las unidades de *tiempo* o geocronológicas, que veremos más adelante. Por ello, para subdividir las se utilizan los adjetivos *Superior* o *Inferior*, los que denotan una posición en referencia a una sucesión de estratos. En las unidades geocronológicas, en cambio, se utilizan los adjetivos *Tardío* o *Temprano* pues se refieren a la escala de tiempo, que es abstracta y no tiene 'arriba' o 'abajo'.

Dado que en ninguna región del mundo hay una

sucesión estratigráfica continua representativa de *todo* el tiempo geológico, cada intervalo del mismo debe ser definido allí donde está mejor representado. Tomemos como ejemplo el Sistema Devónico. El estratotipo histórico del sur de Inglaterra tiene serios inconvenientes para ser usado como patrón pues son estratos continentales con escasos fósiles (plantas, peces) y ninguno que pueda considerarse fósil guía. Además, el ORSS se depositó luego de la intensa orogenia Caledónica, por lo que yace en fuerte discordancia sobre el Silúrico y presenta marcados cambios laterales de facies (Fig. 5.14). Debido a esto, la sección de referencia fue reubicada en la región Bohémica de Europa central (República Checa), un área tectónicamente estable que durante el Silúrico y Devónico fue cubierta por el mar. Esta sección cumple con los requisitos esenciales de un estratotipo, a saber, que haya continuidad en la sedimentación, que no haya bruscos cambios de facies (persistencia ambiental) y que los sedimentos se hayan depositado en un ambiente marino de plataforma abierta de modo que puedan contener fósiles de organismos pelágicos de amplia distribución.

Pero aquí también se presenta el problema de que no todo el Sistema Devónico está igualmente bien representado. Por ejemplo, su parte más alta está dominada por facies clásticas regresivas poco fosilíferas que culminan con una superficie erosiva producto de los pulsos iniciales de la orogenia Hercínica (ver Capítulo 5). Después de largas discusiones, se acordó definir cada unidad cronoestratigráfica a partir de un horizonte que representa su límite con la unidad infrayacente, el **estratotipo de límite**. En esas capas debe ser posible comprobar con claridad la primera aparición del fósil guía que ha sido elegido para definir el límite en cuestión. Si bien la mayoría de los límites se basan en criterios paleontológicos, otras veces se recurre a un cambio de polaridad magnética o algún otro evento que se considere adecuado (Fig. 1.49). El límite así establecido se extiende luego a todo el mundo (correlatividad global), definiéndose una superficie idealmente isócrona. Modernamente, se ha adoptado el término de *Global Stratotype Section and Point* o **GSSP**, que en castellano puede traducirse como *Estratotipo de Límite Global*. El término *point* se refiere al punto exacto de la sección tipo donde se ubica el límite, el que queda demarcado por medio de la llamada 'estaca dorada' (*golden spike*), que no es necesariamente una estaca y mucho menos debe ser dorada. El primer GSSP se reconoció en 1972 en la sección estratigráfica de Klonk, en la cuenca de Praga, República Checa, donde se definió el límite entre los sistemas Silúrico y Devónico recién mencionado (Chlupac et al., 1972). El punto que marca el límite está ubicado algunos centímetros por arriba de la base de una capa de caliza



**Figura 1.50.** Ceremonia durante la cual se estableció formalmente el GSSP del límite Ordovícico Inferior/Ordovícico Medio en Huanghuachang, sur de China. Arriba: Edsel Brussa (izquierda) y el autor (derecha) junto a un graptolito monumental alusivo al límite. Centro: placa indicando la localidad y fecha de la instauración del GSSP. Abajo: monolito que señala el límite (la 'estaca dorada'), marcado provisoriamente con la línea roja donde apoya el martillo.

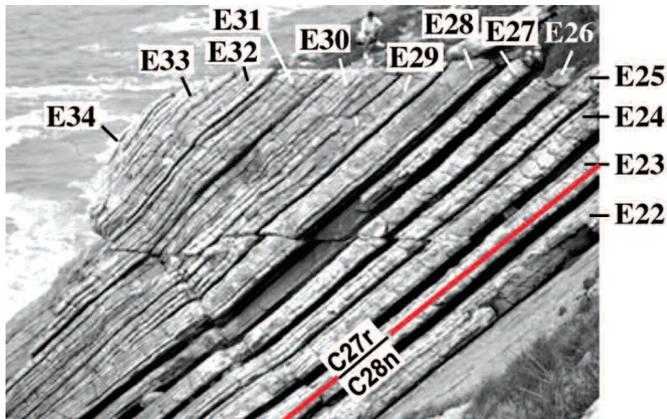
biomicrítica (numerada como capa 20), justo en el sitio donde hace su primera aparición el graptolito *Mono-graptus uniformis* (ver Fig. 5.7). Este punto está señalando,

además, el inicio del primer piso del Devónico, el Lochkoviano. El límite entre éste y el segundo piso (Pragian) fue definido en otra localidad de la cuenca de Praga y se lo hace coincidir con la primera ocurrencia del conodonte *Eognathodus sulcatus*. En cambio, el límite entre el Pragian y el siguiente piso (Emsiano) se estableció en la República de Uzbekistán, al SE de Samarcanda, y su base está señalada por la primera aparición del conodonte *Polygnathus kitabicus*. Este ejemplo concreto nos muestra que cada límite tiene su propio estratotipo global. Su elección recae en aquella sección que reúne las mejores condiciones posibles, no sólo litológicas y paleontológicas, sino también un adecuado acceso a la localidad y garantías de su preservación por parte de las autoridades locales.

Para la escala cronoestratigráfica, el GSSP es algo así como el metro patrón para la escala métrica. En la práctica, todas las cuestiones referentes a los GSSP están en manos de expertos que participan de la Comisión Internacional de Estratigrafía, un órgano de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS). Hay numerosas subcomisiones, una para cada sistema de la escala cronoestratigráfica. Por ejemplo, la Subcomisión del Sistema Ordovícico se ocupa de analizar y proponer formalmente los GSSP para las unidades de ese sistema. Recientemente, uno de los temas de discusión en esta subcomisión fue la ubicación del límite entre las series Ordovícico Inferior y Ordovícico Medio. Entre las diferentes propuestas, las que reunían la mayoría de los requisitos fueron la sección de Huanghuachan, en el sur de China y la de Niquivil en el oeste de Argentina (Albanesi et al., 2003). Finalmente, en Noviembre de 2006, los miembros de la subcomisión designaron por votación a la sección de China (Fig. 1.50) en razón de que su contenido paleontológico es algo más variado que el de la sección de Argentina.

La escala cronoestratigráfica global, además de proporcionar un medio para la correlación global, constituye la base para la construcción de la **Escala de Tiempo Geológico**. En ella se utilizan unidades **geocronológicas** (eón, era, período, época, edad) cuyos nombres son los mismos que los de las unidades cronoestratigráficas pero, a diferencia de estas, solamente hacen alusión al tiempo. Por ejemplo, el **Sistema Ordovícico** alude a las rocas depositadas entre la primera aparición del conodonte *Iapetognathus fluctivagus* y la del graptolito *Parakidograptus acuminatus* (que marca el inicio del Sistema Silúrico), mientras que el **Período Ordovícico** es el intervalo de tiempo comprendido entre 488,3 Ma y 443,7 Ma.

La compilación de esta escala de tiempo es mérito del trabajo conjugado de numerosos especialistas (geoquímicos, paleontólogos, estratígrafos) que integran los datos disponibles para cada intervalo de tiempo. La últi-



**Figura 1.51.** Sucesión de estratos de calizas hemipelágicas del Paleoceno inferior (Daniano) del norte de España donde se observan claramente los ciclos de excentricidad cortos (c. 100 ka) indicados por la letra E. La línea roja señala el límite entre los cronos de magnetopolaridad C27r y C28n (modificado de Dinares-Turell et al., 2003).

ma escala de tiempo geológico fue publicada en 2004 (Gradstein y Ogg, 2004; Ogg, 2004) y puede verse en la página web de la ICS ([www.stratigraphy.org](http://www.stratigraphy.org)). Esta escala reemplaza la anterior de 1989 e incorpora una gran cantidad de datos y técnicas novedosas. Las edades fueron establecidas mediante dataciones radioisotópicas de alta resolución de capas coincidentes o lo más próximas posible a los límites cronoestratigráficos definidos en los estratotipos globales. En los intervalos donde no se pudieron realizar dataciones por falta de materiales adecuados, se realizó una interpolación teniendo en cuenta la duración relativa de cada biozona u otros criterios estadísticos. Otra fuente muy importante de calibración, especialmente para el Mesozoico, es la escala magnetoestratigráfica, construida a partir de los basaltos emanados durante la expansión del fondo oceánico. Como vimos previamente, cada cambio de polaridad magnética pudo ser datado y luego correlacionado con los cambios detectados en las sucesiones sedimentarias fosilíferas.

Un método muy preciso para ajustar edades es a partir de ciclos sedimentarios controlados por **factores astronómicos** cuya duración se conoce. El uso de esta repetición rítmica de patrones en las sucesiones de estratos ya había sido sugerida en 1895 por el geólogo estadounidense Grove Karl Gilbert. La calibración astronómica (que dio origen a la **cicloestratigrafía** o astrocronología) se utilizó con éxito para ciertos intervalos del Cenozoico, dado que puede ser 'atada' al presente y, por lo tanto, proporciona edades absolutas para las unidades cronoestratigráficas. Otra de las utilidades de esta *escala astronómica de tiempo* (ATS) es reducir las incertidumbres en la duración de biozonas o intervalos magnéticos. Esto incluye las llamadas 'astrocronologías flotantes',

es decir aquellas que se establecen para períodos de tiempo más antiguos (y desvinculados del presente). En este caso las edades absolutas deben ser calibradas por métodos radiométricos o magnetoestratigráficos (Hilgen et al., 2004).

En cicloestratigrafía se utilizan los ciclos de Milancovitch que describen los efectos que los cambios en los movimientos de la Tierra producen en el clima. Los principales son los ciclos de precesión de 21 ka (21.000 años), de oblicuidad de 41 ka y de excentricidad de 100 ka y 405 ka (Fischer et al., 2009) (para más detalles ver Capítulo 9). Los patrones de ciclicidad son generados por cambios en la insolación y se reflejan en cambios en la sedimentación, como por ejemplo el espesor y la litología de las capas. En el caso de la secuencia calcárea hemipelágica de la Figura 1.51, los patrones cíclicos de las facies expresan variaciones en la abundancia relativa de componentes biogénicos y en las condiciones físicas y químicas de las aguas superficiales e intermedias, así como variaciones en la oxigenación de las aguas de fondo y en la fauna bentónica (Fisher et al., 2009).

En los tiempos precámbricos (los eones Arqueano y Proterozoico) la situación es muy diferente a la del Fanerozoico debido a la ausencia o extrema escasez de fósiles. Por ello se ha debido elaborar una subdivisión basada en límites más o menos arbitrarios definidos por edades absolutas, a menudo utilizando números redondos [por ejemplo, 2500 Ma para el límite Arqueano/Proterozoico (Plumb y James, 1986)]. Para mantener la analogía con las GSSP, esta **escala geocronométrica** es denominada Escala Global Estándar de Edades Numéricas (*Global Standard Numerical Age*). Hay investigadores que bregan por una subdivisión de los tiempos precámbricos basada en eventos geológicos, o sea una escala 'natural', en lugar de una basada en números arbitrarios (Bleeker, 2004), aunque esta meta es difícil de alcanzar debido a las características de la mayor parte del registro precámbrico (ver § 3.14).

Finalmente, cabe la siguiente pregunta: ¿es realmente necesario mantener esta nomenclatura dual de tiempo-roca (cronoestratigráfica) y de tiempo puro (geocronológica) cuando sus nombres son idénticos y a menudo es difícil saber de qué tipo de unidades se está hablando? Como vimos antes, cuando nos referimos a una sucesión de estratos se debe utilizar un término cronoestratigráfico (superior o inferior), pero cuando hablamos de un evento que ocurrió en determinado tiempo o de una edad absoluta hay que usar la nomenclatura cronológica (temprano, tardío). Hay casos, no obstante, en los que el significado es ambiguo, por ej. "...en el Cretácico predominaron los sistemas deltaicos". ¿Se está hablando de tiempo o de rocas? Aunque ciertas revistas científicas lo dejan a criterio del autor, otras exigen un cumpli-

miento estricto de la terminología dual. Si bien es evidente que el uso de una doble escala no deja de ser engorroso, todavía no hay consenso para su unificación. La lógica indica que, cuando esto ocurra, deberían prevalecer los términos cronológicos (era, período, etc.) puesto que implícitamente definen las rocas formadas en ese lapso (Walsh et al., 2004).

### 1.11 MAPAS PALEOGEOGRÁFICOS: LA BÚSQUDA DE LOS PALEOPOLOS Y EL ECUADOR

La construcción de mapas paleogeográficos globales es una tarea compleja que requiere de evidencias aportadas por diferentes campos de las ciencias de la Tierra (Fig. 1.52). Sólo cuando hay coincidencia entre datos independientes (por ejemplo, fósiles y paleomagnetismo) puede considerarse que una reconstrucción es aceptable. Por esa misma razón, los mapas paleogeográficos nunca son definitivos sino que, en sentido estricto, son sólo modelos o hipótesis de trabajo compatibles con los datos disponibles en ese momento. Cuando se compara el clásico juego de mapas globales de principios de la década del 70 elaborado por Smith, Briden y Drewry (1973) con las reconstrucciones modernas de Cocks y Fortey (2003) y Torsvik y Cocks (2004) se perciben con claridad los cambios producidos en los últimos 40 años en las reconstrucciones paleogeográficas.

Hay tres **categorías de mapas** de acuerdo al grado de certidumbre impuesto por los datos disponibles: 1) los mapas post-ruptura de Pangea (Jurásico Temprano-Reciente), 2) los mapas fanerozoicos pre-Pangea y 3) los mapas precámbricos. Los mapas del primer grupo se construyen a partir de la suma de las evidencias que figuran en el cuadro sinóptico de la Figura 1.52. Es evidente que las bandas magnéticas de los fondos oceánicos y los puntos calientes sólo pueden utilizarse en este tipo de mapas debido a que la corteza oceánica pre-jurásica se ha consumido íntegramente, razón por la cual en

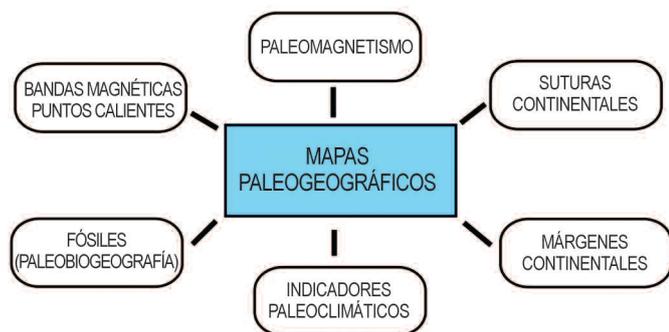


Figura 1.52. Campos de las ciencias de la Tierra que aportan evidencias para las reconstrucciones paleogeográficas.

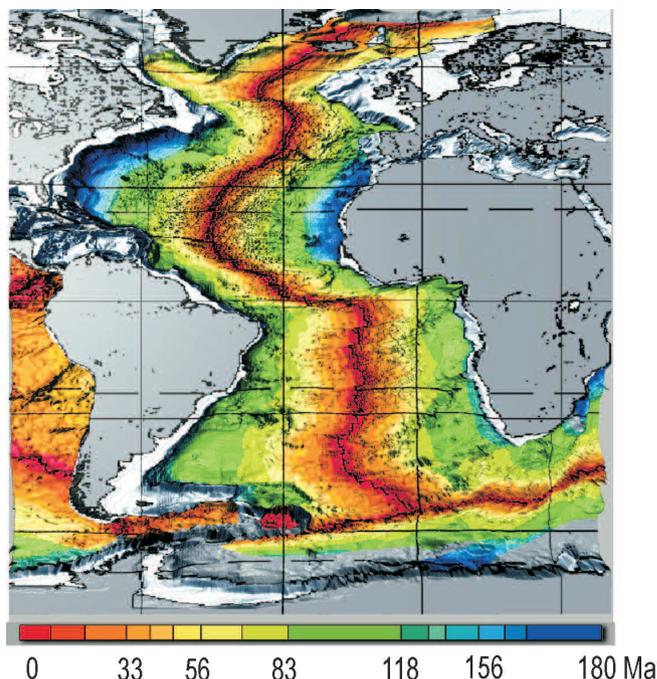
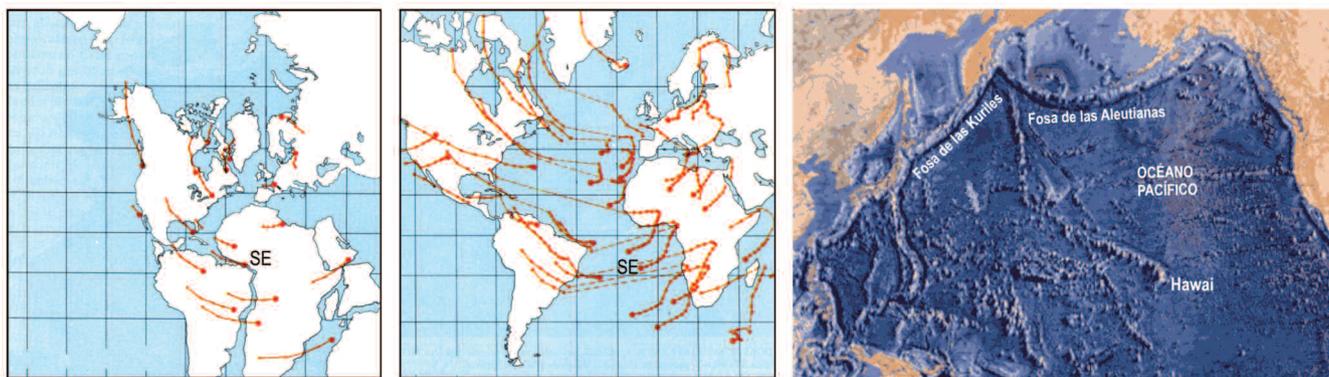


Figura 1.53. Edad del fondo oceánico del Océano Atlántico. Los colores naranja-rojizos corresponden a edades cenozoicas, los verdes al Cretácico y los azules al Jurásico. En gris, contorno de los continentes.

los mapas de tipo 2 o 3 el único testimonio del cierre de antiguos océanos son las suturas continentales. El tercer tipo de mapas es el más incierto dado que el criterio biogeográfico no es aplicable por la ausencia de fósiles que sean útiles para este fin, a lo que hay que sumarle la baja calidad de los polos paleomagnéticos (cuando los hay) y la superposición de varios eventos de ruptura, deriva y colisión que son difíciles de identificar por la fuerte deformación de las rocas. Dentro de este grupo, solamente los mapas del Proterozoico medio y tardío tienen un cierto grado de confiabilidad.

En los mapas de tipo 1 la disposición de las **bandas magnéticas** del fondo oceánico constituye una guía inmejorable no sólo para estimar la posición de los continentes a partir de la ruptura de la Pangea en el Jurásico sino también para calcular la velocidad con que estos se desplazaron (Fig. 1.53). Cada banda de edad conocida se comporta como una isócrona magnética. Por ejemplo, para restituir la posición de África y América del Sur en el Eoceno temprano (hace 54 Ma) basta hacer coincidir con el eje de la dorsal Atlántica las bandas de esa edad situadas a uno y otro lado de dicha dorsal. Al hacer esto se está 'rebobinando' la expansión del fondo oceánico hasta el tiempo deseado o, dicho de otra forma, se está introduciendo nuevamente en la dorsal el fondo oceánico generado entre el presente y el Eoceno temprano. Al hacer esto, los continentes se acercarán a la dorsal una distancia equivalente al fondo oceánico eliminado.

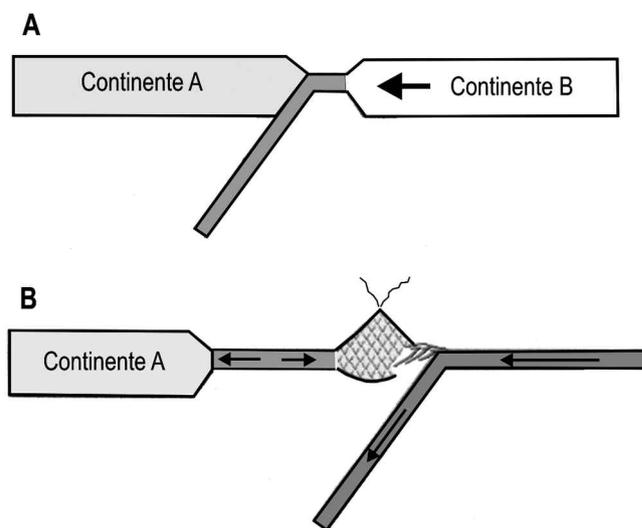


**Figura 1.54.** Izquierda: Posición de los puntos calientes antes y después de la apertura del Atlántico sur. Los círculos rojos más grandes representan puntos calientes y las líneas uniendo puntos más pequeños son la traza dejada por la deriva del continente sobre los mismos. SE es el punto caliente Santa Elena, que originó una cadena volcánica a medida que se expandía el nuevo fondo oceánico e indica el movimiento de África (simplificado de Vink et al., 1985). Derecha: Islas Hawaii y la cadena volcánica formada sobre un punto caliente.

Los **puntos calientes** (*hot spots*) son la manifestación superficial de las plumas del manto, que son columnas de material más caliente que asciende desde una zona situada cerca del límite núcleo/manto. En superficie, tanto en los fondos oceánicos como en los continentes se expresan como sitios donde hay actividad volcánica (Fig. 1.54). Dado que los puntos calientes son virtualmente fijos, las placas se desplazan sobre ellos y su movimiento queda registrado a través de un reguero de erupciones cuya edad se va haciendo gradualmente más joven a medida que se aproxima al sitio de la actividad actual. Un buen ejemplo es la cadena de islas volcánicas de 2600 km de longitud que atraviesa el Pacífico norte, en cuyo extremo está la isla Hawaii. Producto del movimiento hacia el oeste de la placa Pacífica sobre un punto caliente, a una tasa de 8-9 cm/año, se formaron cerca de 100 volcanes que se elevan más de 5000 m sobre el fondo del Océano Pacífico septentrional hasta llegar a la superficie formando islas de diferente extensión. La isla Kure está en el extremo occidental y tiene una edad de aproximadamente 30 Ma (Oligoceno temprano), aunque más al oeste hay restos de volcanes sumergidos de hasta 85 Ma de antigüedad que están siendo subducidos en la fosa Kuriles (Fig. 1.54). En el sector oriental está la isla Hawaii, formada hace sólo 700.000 años, en la que todavía hay dos volcanes activos. El rosario de islas que se extiende entre ésta y la Isla Kure tiene todas las edades intermedias. A partir de las trayectorias de los puntos calientes sobre las placas africana y sudamericana se pueden conocer los movimientos absolutos (que no fueron lineales) de ambos continentes desde la ruptura de Gondwana (Fig. 1.54).

Un concepto clave en paleogeografía es que los continentes actuales están formados por un mosaico de bloques o **terrenos** (traducción poco feliz del término inglés *terrane*) de variada extensión acrecionados en distintas

épocas geológicas. El término ‘terreno’ se aplica a fragmentos corticales que difieren fuertemente de las provincias geológicas circundantes en su estratigrafía, fósiles e historia de deformación. Los terrenos están delimitados por suturas, que a veces son visibles y otras están soterradas o son difíciles de identificar (suturas cripticas). Si bien todos los bloques continentales pueden ser considerados terrenos, el término se aplica generalmente a bloques relativamente pequeños tales como microplacas, arcos volcánicos y dorsales submarinas. En el caso de América del Sur, hay núcleos antiguos que se amalgamaron durante el Proterozoico para formar, entre otros, los cratones Brasileño y del Río de La Plata. Luego, hubo nuevas acreciones en el Cámbrico Temprano (terreno Pampia, terreno Antofalla), Ordovícico (terreno Cuyania), Devónico (terreno Chilenia), Paleozoico tardío (parte de la Patagonia) y Meso-Cenozoico



**Figura 1.55.** Representación esquemática de un orógeno colisional (arriba) y un orógeno acrecional (abajo).

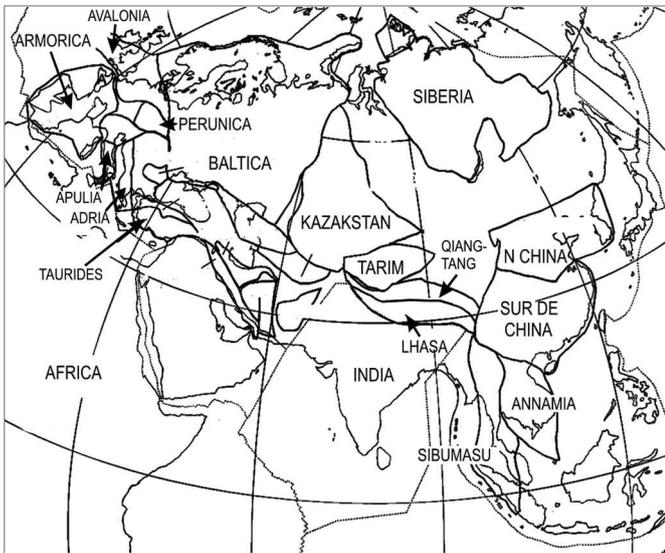


Figura 1.56. Principales terrenos que conforman la actual placa euroasiática.

(terrenos que yacen a lo largo del margen Pacífico). El sitio del cierre de un océano y posterior colisión entre dos paleocontinentes forma una **sutura continental**. El cinturón orogénico resultante es un **orógeno colisional**. Los **orógenos acrecionales**, en cambio, son aquellos que se desarrollan en una zona de convergencia de placas a lo largo de la cual se produce solamente la acreción de terrenos, como a lo largo del margen Pacífico de América (Fig. 1.55) Las suturas pueden involucrar zonas de cizalla debidas a desplazamientos laterales entre los bloques. Los terrenos son **alóctonos** o exóticos cuando provienen de otra placa alejada del sitio de acreción y son **parautóctonos** cuando provienen de otro sitio de la misma placa en la que se encuentran actualmente. En la Figura 1.56 se muestran los principales terrenos que forman la placa euroasiática actual.

El mejor ejemplo reciente de acreción continental es la colisión del bloque de la India contra el sur del paleocontinente asiático a raíz de la cual se formó la cadena Himalaya. La presencia de cadenas montañosas en el interior de los continentes es un fuerte indicio de la existencia de una sutura continental. Los Montes Urales, por ejemplo, son un orógeno colisional que representa la zona de sutura entre el terreno Báltica y los terrenos de Kazakhstán y parte de Siberia cuya colisión tuvo lugar a fines de la Era Paleozoica (Fig. 1.56). Entre otros atributos, las cadenas colisionales se reconocen por la fuerte deformación tangencial (fajas plegadas y corridas), presencia de cinturones ofiolíticos (remanentes de corteza oceánica obductada), complejos de subducción (formados en el lado interno de la fosa de subducción), arcos magmáticos (granitoides sin y postcolisionales) y cinturones de metamorfismo de alta presión y baja

temperatura (facies de esquistos azules).

Un criterio independiente para determinar la posición latitudinal y la eventual rotación de un terreno o de cualquier bloque continental es el **paleomagnetismo**. Para ello se asume que el campo magnético terrestre se ha comportado en forma permanente como un dipolo axial geocéntrico. Una reciente confirmación de que esto fue así durante los últimos 2000 Ma provino de datos paleomagnéticos obtenidos en evaporitas del Proterozoico (Evans, 2006). El magnetismo remanente en las rocas se expresa mediante un vector que tiene dos componentes angulares: la declinación  $D$ , que es el ángulo

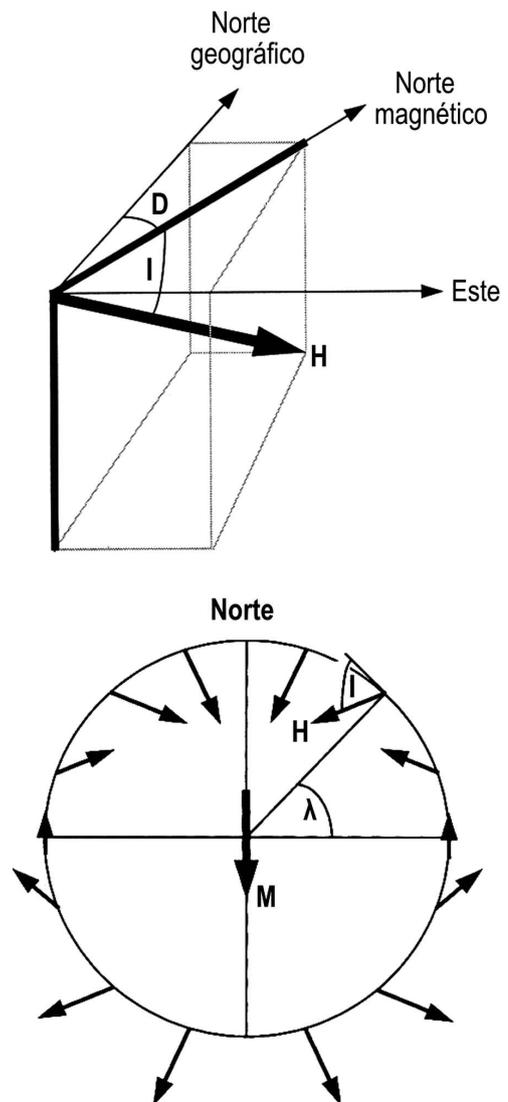


Figura 1.57. Arriba: H, campo paleomagnético superficial; D, declinación; I, inclinación. Abajo: modelo de dipolo axial geocéntrico. El dipolo magnético M está alineado con el eje de rotación terrestre.  $\lambda$ , latitud geográfica; I, inclinación. Nótese que el valor de I es  $0^\circ$  en el Ecuador y  $90^\circ$  en los polos ( $+90^\circ$  en el N y  $-90^\circ$  en el S).

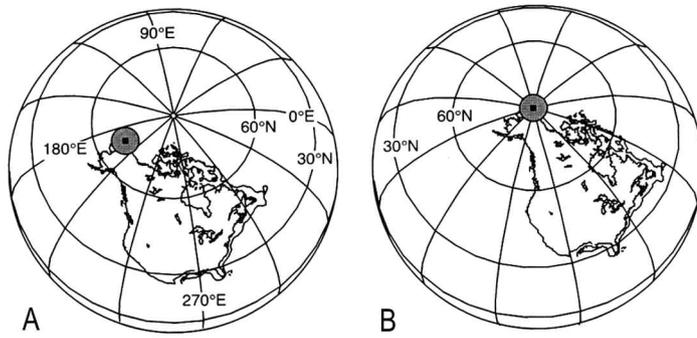


Figura 1.58. A: Polo paleomagnético del Cretácico Medio (círculo gris) representado sobre el sistema de coordenadas actual; B: posición real de América del Norte en el Cretácico Medio obtenida haciendo coincidir el paleopolo con el polo geográfico actual.

horizontal o azimutal entre la dirección del campo magnético de ese momento y el polo geográfico (que se asume fijo), y la inclinación  $I$ , que es el ángulo que forma respecto de la horizontal (Fig. 1.57). La inclinación es de  $-90^\circ$  en el Polo Sur geográfico y de  $90^\circ$  en el Polo Norte geográfico. En el Ecuador  $I = 0^\circ$  y entre éste y los polos adquiere todos los valores intermedios. Asimismo, la intensidad del campo magnético va decreciendo en dirección del Ecuador, donde es  $\frac{1}{2}$  de la intensidad en los polos.

La aplicación del paleomagnetismo en las reconstrucciones paleogeográficas se basa en que todos los puntos de la Tierra situados sobre un mismo paralelo tendrán la misma inclinación. La relación trigonométrica existente entre latitud e inclinación es  $\tan I = 2 \tan \lambda$ . Para que el dato obtenido tenga significado, la muestra extraída del afloramiento para análisis paleomagnético debe ser debidamente orientada respecto de las coordenadas actuales (azimut) y respecto de la horizontal (dirección y ángulo de buzamiento). Para compensar las variaciones seculares deben tomarse muestras sucesivas que cubran un intervalo de tiempo de al menos 2000 años (esto es particularmente válido para las edades más recientes). Cada muestra arrojará un 'polo geomagnético virtual' o PGV. Para cada intervalo estratigráfico analizado se calcula la dirección paleomagnética promedio de los diversos PGV obtenidos y luego se determina una elipse que es la superficie de 95% de confianza dentro de la cual debe caer el polo magnético 'verdadero', y esto constituye el **polo magnético** de esa unidad estratigráfica. Cuanto más baja es la calidad de los datos más amplia será la elipse de confianza. Para cada intervalo de tiempo (Devónico Temprano, Devónico Tardío, Carbonífero, etc.) hay un listado de paleopolos confiables para cada continente. La calidad  $Q$  de estos paleopolos es de 5 o mayor. Si aparecen polos rotados  $180^\circ$  (en las antípodas) se trata de inversiones de la polaridad del

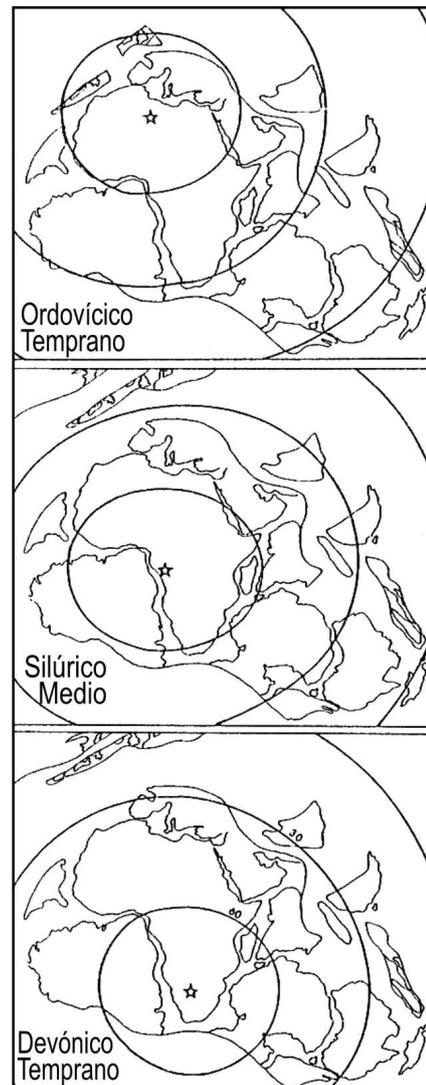
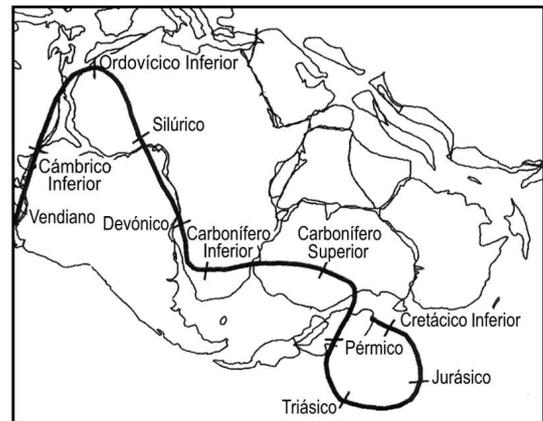
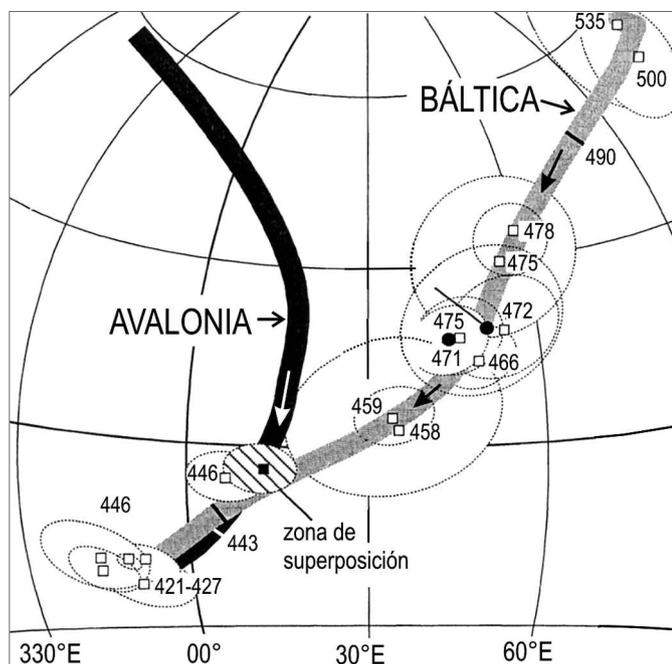


Figura 1.59. Arriba: Curva de Deriva Polar Aparente del continente de Gondwana desde fines del Proterozoico (Ediacariano) hasta el Cretácico Temprano (basada en Scotese et al., 1999). Abajo: vistas polares (Polo Sur) de Gondwana en tres momentos del Paleozoico mostrando la deriva real (simplificado de Cocks y Fortey, 1988). Las pequeñas diferencias en la posición de los paleopolos con la CDPA de arriba se deben a que las reconstrucciones están basadas en distintos autores.



**Figura 1.60.** Convergencia de las CDPA de dos terrenos independientes (Báltica y Avalonia) y su colisión en el Ordovícico Tardío (modificado y simplificado de Torsvik y Rehnström, 2003).

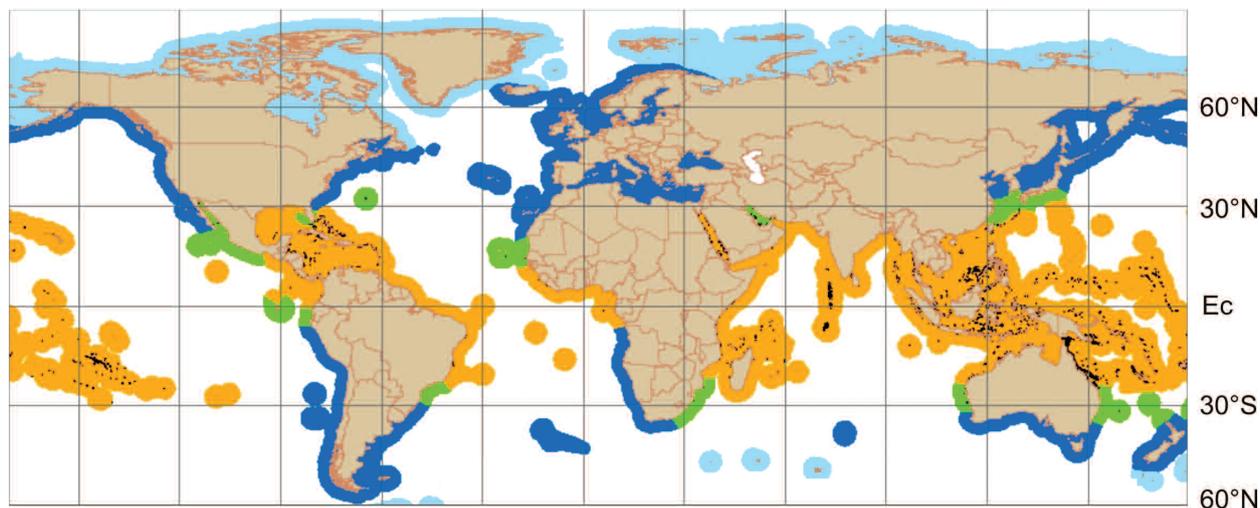
campo magnético ocurridas en el intervalo de la unidad muestreada (§ 1.8) y sirven para confirmar la posición del polo magnético calculado. Por convención, la posición respecto del Polo Norte se calcula promediando los polos con polaridad normal, mientras que el Polo Sur surge del promedio de los polos con polaridad inversa.

Para realizar la restitución paleogeográfica de un continente en un tiempo dado  $T_1$  se proyectan los polos paleomagnéticos y sus respectivas elipses de 95% sobre un mapa de coordenadas actuales. Luego se hace coincidir el polo paleomagnético calculado con el polo actual, lo que implica mover el continente hasta la posición que tenía en ese momento (Fig. 1.58). Cuando se proyectan los paleopolos de un continente para los tiempos  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$ , etc. sobre el sistema de coordenadas actual y se los une entre sí, se generará una línea o banda sinuosa que se conoce como **curva de deriva polar aparente** (CDPA o APWP en las siglas inglesas). La curva de la Figura 1.59 es la CDPA del continente de Gondwana entre el Cámbrico y el Cretácico. El término 'aparente' se refiere a que no fue el polo sino el continente de Gondwana el que se desplazó respecto del polo. No todas las CDPA son idénticas pues dependen de los paleopolos que cada investigador haya tenido en cuenta. Si en un bloque continental hay un área cuyos paleopolos caen fuera de la CDPA estándar hay que sospechar que es un terreno alóctono acrecionado con posterioridad. El despla-

zamiento latitudinal puede estar acompañado por un movimiento de **rotación** que se pone en evidencia a partir de cambios en la declinación. El terreno Báltica, por ejemplo, rotó casi  $90^\circ$  en sentido antihorario durante el Ordovícico, en un lapso de  $\sim 40$  Ma. Cada bloque continental tendrá su propia curva de deriva polar aparente. Cuando las CDPA de dos o más continentes son comunes, es decir los polos caen sobre o muy cerca de la misma curva, significa que en ese tiempo estaban unidos y su movimiento de deriva se produjo en forma conjunta. Pero si las curvas se separan y divergen, esto es indicio de que el continente se fragmentó en dos terrenos que siguieron trayectorias distintas. A la inversa, la confluencia de dos trayectorias independientes en una sola indica que hubo una colisión y amalgama de dos bloques continentales (Fig. 1.60).

Por sus múltiples aplicaciones, la **paleoclimatología** es una disciplina fundamental de las ciencias de la Tierra. Dada la correlación estrecha que hay entre latitud y clima, el dato paleoclimático es un excelente criterio independiente para corroborar la ubicación latitudinal de un paleocontinente calculada por paleomagnetismo. Los climas de la Tierra varían en función de la cantidad de radiación solar recibida, la que disminuye desde los trópicos a las regiones polares, donde el ángulo de incidencia de los rayos solares es menor. En función de la temperatura y la precipitación media anual se reconocen cinco **zonas climáticas** principales. La zona *tropical húmeda* se localiza entre los  $20^\circ$  y el Ecuador, recibe abundantes precipitaciones todo en año y su clima tiene pocas variaciones estacionales. Las zonas *subtropicales secas* están centradas en los  $23,5^\circ$ , sobre los trópicos de Cáncer (H. Norte) y de Capricornio (H. Sur). Son cinturones predominantemente áridos en los cuales se desarrollaron los grandes desiertos del Sahara, Sonora, Kalahari y Atacama. Las zonas *templada cálida* y *templada fría* se disponen en latitudes medias, una a continuación de la otra, y constituyen la transición entre las zonas subtropicales y polares. En ambas, las estaciones son marcadas y difieren sólo en la severidad de los inviernos. En las *zonas polares*, la temperatura promedio del mes más cálido está por debajo de los  $10^\circ\text{C}$ . Estas zonas climáticas son más o menos paralelas a las bandas latitudinales, aunque este patrón simétrico es alterado a escala regional o local por factores tales como la topografía y la circulación oceánica y atmosférica. Así, hay áreas tropicales áridas y otras extremadamente húmedas, otras con climas continentales o climas marítimos, etc.

Las **evidencias paleoclimáticas** provienen esencialmente de ciertos tipos de rocas o facies sedimentarias que son sensibles al clima, de los fósiles y de las relaciones entre isótopos estables (Boucot, 1993; Parrish, 1998; Cronin, 1999). Las **rocas climáticamente sensibles** son



**Figura 1.61.** Distribución geográfica actual de los arrecifes de coral (puntos negros). En color anaranjado, plataformas marinas con aguas tropicales; en verde, subtropicales; en azul, templadas; en celeste, polares (simplificado de Kiessling, 2012).

las que se forman bajo condiciones ambientales específicas. Las más utilizadas son el carbón, los carbonatos, las evaporitas, la bauxita y los depósitos glaciales. El **carbón** se forma a partir de la acumulación de materia vegetal (turba) y es indicativo de clima cálido y húmedo, con precipitaciones que superan la tasa de evaporación, como ocurre en las regiones tropicales. El factor más importante es la humedad, pues una condición necesaria para que se forme carbón es la presencia de cuerpos de agua permanentes (pantanos, lagunas) los que, a su vez, requieren de un nivel freático alto. Los carbones así formados son ricos en vitrinita; en cambio, los que tienen bajo tenor de vitrinita revelan variaciones en el nivel freático y condiciones más secas. En Gondwana también se formaron carbones bajo el clima templado/frío y húmedo imperante en el Paleozoico tardío, por lo que la temperatura elevada no es un requisito esencial. La influencia marina puede ser determinada a partir del contenido de boro: si es inferior a 50 ppm los carbones se formaron en cuerpos de agua dulce, pero si el tenor supera 110 ppm es indicador de aguas salobres.

Los **carbonatos** se forman actualmente en los mares someros donde hay, simultáneamente, elevada productividad orgánica y bajo influjo clástico. En esta 'fábrica de carbonatos' la mayor parte de las calizas son de origen orgánico y están constituidas tanto por fragmentos de fósiles (bioclastos) como por material carbonático precipitado por la acción de organismos. Otros factores involucrados son la salinidad, tenor de  $\text{CO}_2$  disuelto, temperatura del agua y penetración de la luz. Actualmente, las condiciones óptimas para la formación de potentes depósitos carbonáticos se dan en las plataformas continentales de la región tropical y subtropical, a latitudes que raramente exceden los  $30^\circ$ . Un buen ejem-

plo son las plataformas de Bahamas y sur de la Florida situadas en la franja subtropical húmeda, donde la temperatura del agua superficial varía entre  $22^\circ\text{C}$  y  $31^\circ\text{C}$ . Estas calizas se caracterizan por la presencia de algas verdes (de allí el nombre de *cloramol*) y corales formadores de arrecifes. En aguas de latitudes más altas – siempre que la temperatura mínima media exceda los  $15^\circ\text{C}$  – se forma otro tipo de carbonatos caracterizados por foraminíferos bentónicos, algas rojas y briozoos (tipo *foramol*). Del punto de vista tectónico, las grandes plataformas y rampas carbonáticas se desarrollaron sobre márgenes pasivos y, en menor medida, alrededor de edificios volcánicos asociados a atolones coralinos (James y Kendall, 1992).

Los **arrecifes coralinos** más septentrionales se encuentran al sur de Japón, entre  $30^\circ$  y  $32^\circ\text{N}$ , mientras que los más australes corresponden al sistema de la Gran Barrera australiana, que llega a los  $27^\circ\text{S}$  (Fig. 1.61). En la costa atlántica se desarrollan hasta cerca de Río de Janeiro, a una latitud de  $23^\circ\text{S}$ . No obstante, en los lapsos de clima global muy cálido, como el Cretácico Superior, los corales se expandieron hasta cerca de los  $40^\circ$  de latitud. El mayor ensanchamiento latitudinal se verificó en el lapso extremadamente cálido del límite Paleoceno-Eoceno, cuando algunos arrecifes superaron los  $50^\circ\text{N}$ . En el Hemisferio Sur, los arrecifes formados por briozoos alcanzaron los  $60^\circ\text{S}$  (Kiessling, 2012). Si bien la distribución de los arrecifes de coral puede utilizarse como indicador paleolatitudinal en el Mesozoico y Cenozoico, el significado de los corales rugosos y tabulados del Paleozoico debe ser tomado con ciertas reservas dadas sus diferencias morfológicas (y probablemente fisiológicas) con los corales escleractínidos modernos. Aún menos concluyentes son las inferencias basadas en arre-

cifes contruidos por estromatoporoides o arqueociátidos, estos últimos exclusivos del Cámbrico.

Las **evaporitas** (yeso, halita, anhidrita, etc.) se forman tanto en zonas de sedimentación clástica como carbonática e indican de manera inequívoca condiciones de aridez, pues para su formación se requiere que la evaporación supere el influjo de agua. Por lo general, estas condiciones están asociadas a climas cálidos y casi todos los registros antiguos corresponden a bajas latitudes. Pero en las cuencas endorreicas, donde los cordones montañosos actúan como barrera a las precipitaciones, pueden formarse evaporitas a cualquier latitud. En ambientes marinos actuales se forman depósitos evaporíticos tipo *sabhka* en las zonas supramareales de Baja California, Bahamas y Golfo de Arabia. En este último, las aguas abiertas tienen una salinidad de 45‰ alcanzando 70‰ en las albuferas. En los depósitos continentales de las zonas subtropicales áridas, el carbonato de calcio puede formar horizontes de **caliche** o calcreta que se localizan en los suelos cerca del nivel de máxima percolación del agua de lluvia estacional.

Los depósitos de **bauxita** son característicos de las zonas tropicales y subtropicales muy húmedas donde las arcillas, el hierro y el aluminio son removilizados y depositados en horizontes de suelo. Esta concentración de óxidos de Fe y Al da lugar a la formación de bauxita y los característicos suelos lateríticos rojos. Las capas rojas (*red beds*), en cambio, tienen poco significado paleoclimático pues su coloración se debe principalmente a procesos diagenéticos que actúan sobre las arcillas y otros minerales oxidando el hierro.

Las evidencias de **glaciación** son muy variadas e incluyen pavimentos estriados, distintos tipos de sedimentos producidos por la ablación del hielo, varves y bloques o clastos caídos a partir de hielo flotante (*dropstones*), entre otros. La ocurrencia de nódulos de glendonita también es indicadora de clima glacial pues es un agregado de calcita pseudomorfo de la ikaíta, un carbonato hidratado que es estable sólo a temperatura de congelamiento. Si bien los sedimentos glaciogénicos indican altas latitudes, la extensión máxima de los mantos de hielo continentales ha variado de acuerdo a las fluctuaciones climáticas. Actualmente, la banquisa polar no sobrepasa los 60° de latitud y se concentra en latitudes mayores de 70°, pero durante la última glaciación los hielos permanentes alcanzaron los 40° de latitud en América del Norte y cerca de los 50° en Europa, esto sin contar los glaciares que se generaron en la mayor parte de las zonas montañosas a latitudes más bajas.

Los sedimentos eólicos o **eolianitas** pueden formarse a varias latitudes, siempre que el clima sea suficientemente árido, si bien la mayor concentración de desiertos está dentro del cinturón subtropical árido. En paleocli-

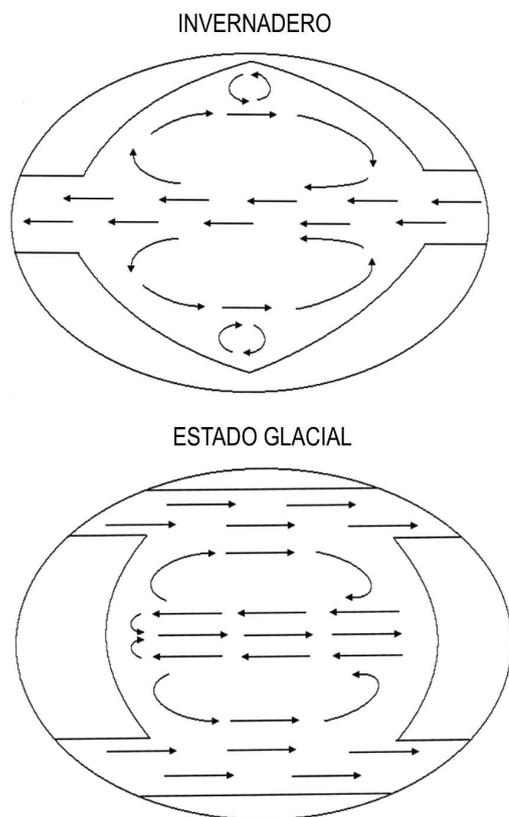


Figura 1.62. Situaciones de los continentes favorables para el estado climático invernadero o *greenhouse* y glacial o *icehouse*. Las flechas indican el sentido de la circulación oceánica.

matología, la mayor utilidad de las eolianitas es que permiten inferir patrones de circulación atmosférica dado que son excelentes indicadores de la dirección y sentido prevaeciente de los vientos. En la región pampeana de Argentina, por ejemplo, se formaron extensos campos de dunas durante el último período glacial producto de los vientos generados en el SO de la Patagonia. En cambio, las extensas areniscas eólicas de la Formación Botucatú de Brasil, de edad Jurásica, se desarrollaron en la zona de convergencia intertropical, a alrededor de 24°S (§ 8.11).

En el transcurso de la historia de la Tierra, el clima global ha oscilado entre extremos cálidos y fríos/glaciales con todos los estados intermedios. La condición cálida ha sido la dominante durante el Eón Fanerozoico (podría decirse que es la condición climática por *default*, pues abarca más del 75% del tiempo) y se caracterizó por el ensanchamiento de la zona cálida tropical hasta cerca de los polos, los que carecían de cobertura de hielo permanente. La temperatura global promedio era 6-8°C mayor que en el presente. A este estado climático también se lo denomina **invernadero** (*greenhouse*) en alusión a que la radiación infrarroja emitida por la superficie terrestre es devuelta a la misma por los gases atmosféri-

cos, en particular el dióxido de carbono. Desde mediados de la Era Cenozoica hasta la actualidad la Tierra está en estado *icehouse*, caracterizado por extensos mantos de hielo polares que alcanzaron su máxima expansión durante la última glaciación. Fuera de la época presente, hubo al menos tres fases frías en los últimos 600 Ma, una muy intensa y bastante prolongada a fines del Proterozoico, otra a fines del Ordovícico (Hirnantiano) y la tercera a fines del Paleozoico (Carbonífero/Pérmico Temprano). A fines del Jurásico hubo solamente un enfriamiento moderado que precedió a uno de los lapsos más cálidos de la historia del planeta, el Cretácico-Eoceno.

Las causas de estas fluctuaciones climáticas globales no son fáciles de desentrañar por la enorme complejidad del sistema climático planetario. En la regulación del clima global intervienen diversos factores que interactúan entre sí potenciando o amortiguando el efecto final (calentamiento o enfriamiento del planeta). Entre ellos hay que destacar la disposición de las masas continentales y la circulación oceánica (Fig. 1.62), los factores astronómicos y los eventos geológicos a gran escala, tales como colisiones continentales y grandes efusiones volcánicas.

Un ejemplo, que será analizado en el Capítulo 8, es el intervalo muy cálido que se inició a mediados del Cretácico y sobrevino luego de la fragmentación del megacontinente Pangea. Una de las consecuencias fue un drástico cambio en los patrones de circulación oceánica, estableciéndose una circulación ecuatorial global (Fig. 1.62). Las aguas cálidas formaban un amplio giro y llegaban hasta latitudes altas manteniendo los polos libres de hielo y con temperaturas medias del orden de 15°C. Bajo esas condiciones, la circulación termohalina entre los polos y el Ecuador estaba virtualmente desactivada. Esto determinó una disminución de la oxigenación de los fondos oceánicos y eventos de anoxia oceánica durante los cuales la gran cantidad de carbono orgánico acumulado en el fondo originó las características facies de lutitas negras (*black shales*). Desde mediados del Cenozoico, la circulación ecuatorial quedó bloqueada por América Central y África y, al mismo tiempo, se generó la Corriente Circumpolar Antártica debido a la fragmentación del bloque 'austral' formado por América del Sur, Australia y Antártida (Fig. 9.6). Se desencadenó así la condición *icehouse*, caracterizada por un enfriamiento generalizado, englazamiento de los polos y la reactivación de la circulación termohalina, con la consiguiente oxigenación de los fondos oceánicos (Fig. 1.62). Los cambios en la configuración geográfica planetaria, sin embargo, no son el único disparador de eventos glaciales. El descenso de temperatura está directamente vinculado con la cantidad de CO<sub>2</sub> atmosférico (la inversa del efecto invernadero). Su concentración disminuye

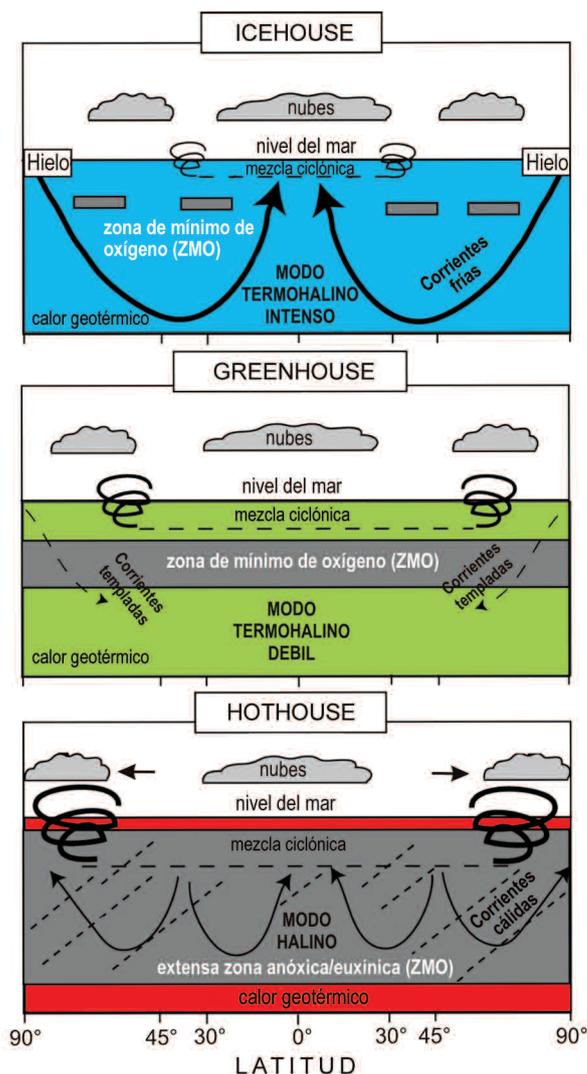


Figura 1.63. Modelo de variación de los principales parámetros en los modos climáticos *icehouse*, *greenhouse* y *hothouse* (simplificado de Kidder y Worsley, 2010).

por efecto de la fotosíntesis y también por la meteorización de los silicatos. Respecto de esta última causa, se ha postulado que las grandes orogenias podrían desencadenar períodos glaciales, como ocurrió a fines del Paleozoico (orogenia Hercínica/Apalachiana) y a fines del Cenozoico (orogenias Alpina y Andina), debido a los enormes volúmenes de roca fresca que fueron expuestos en la superficie y alterados.

Kidder y Worsley (2010) propusieron reconocer un tercer estado climático planetario tan extremo como el glacial, pero de sentido opuesto, el *hothouse* (Fig. 1.63). Este estado fue alcanzado al menos 15 veces durante el Fanerozoico y hay una buena coincidencia entre estas fases extremadamente cálidas y los grandes eventos magmáticos. Por eso se cree que el factor desencadenante serían las emisiones de CO<sub>2</sub> producidas durante el

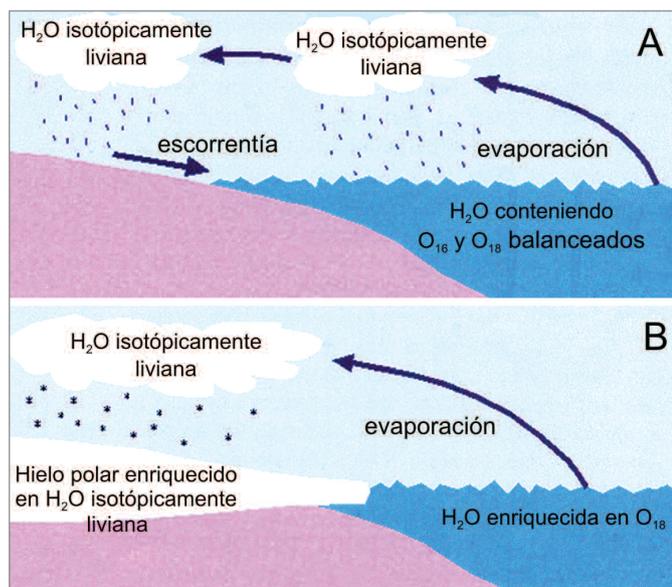


Figura 1.64. Fraccionamiento de los isótopos de oxígeno en un clima de invierno cálido (A) y durante una glaciación (B).

emplazamiento de las grandes provincias volcánicas (LIP, *Large Igneous Provinces*), como los extensos derrames basálticos de Siberia del final del Pérmico. El estado *hothouse* se caracteriza por ciertas condiciones climáticas/oceánicas particulares (Fig. 1.62): ausencia total de hielo en los polos, ausencia o debilidad de las corrientes frías y salinas generadas a altas latitudes, las que son reemplazadas por masas de agua salinas cálidas originadas a latitudes más bajas, y tendencia de las aguas de fondo a ser anóxicas y sulfurosas (euxínicas). Estas condiciones habrían propiciado crisis bióticas y extinciones masivas.

Finalmente, hay que destacar el uso en paleoclimatología de modelos de circulación de uso meteorológico tales como el GCM (*General Circulation Model*) o el más complejo OAGCM, que combina datos de circulación oceánica y atmosférica (Shelwood y Valdes, 2006). Estos programas permiten reconstruir mediante una computadora los patrones de circulación oceánica y atmosférica para una determinada configuración paleogeográfica y simular las posibles respuestas climáticas, las que luego son confrontadas para su ajuste con las evidencias sedimentológicas y paleontológicas. El programa GCM ha sido aplicado principalmente a los climas del Mesozoico y Cenozoico y permite predecir los posibles sitios de surgencia de aguas profundas (*upwelling*) así como la distribución de rocas generadoras de petróleo y fosforitas, por lo que su interés no es solo teórico. En los sucesivos capítulos se discutirán las condiciones paleoclimáticas particulares de cada período.

## 1.12 LOS ISÓTOPOS ESTABLES

Una fuente de datos muy importante en la reconstrucción paleoclimática de la Tierra es la estimación directa de paleotemperaturas mediante el uso de **isótopos estables**. El método más utilizado es el de la medición de las relaciones isotópicas del **oxígeno** en calizas, en fósiles y en testigos de hielo. La mayor parte de los átomos de oxígeno son de  $O^{16}$  que posee 8 protones y 8 neutrones en el núcleo, pero hay una pequeña fracción de  $O^{18}$  (~0,12%), un isótopo cuyo núcleo contiene 10 neutrones y por lo tanto es aproximadamente 12,5% más pesado que el oxígeno-16.

El método se basa en que, en las aguas oceánicas, la relación  $O^{18}/O^{16}$  varía con la temperatura. Esto se debe a que las moléculas de agua que contienen el isótopo 'pesado'  $O^{18}$  tienen menos facilidad para evaporarse que las formadas por  $O^{16}$  y, a la inversa, las que contienen  $O^{18}$  condensan más fácilmente. En los períodos de clima frío, el vapor de agua oceánica enriquecido en  $O^{16}$  (liviano) se mueve hacia los polos donde precipita como nieve que queda retenida en los mantos de hielo Ártico y Antártico y, en menor medida, en los hielos y nieves permanentes de las zonas montañosas (Fig. 1.64). Como resultado de este fraccionamiento, el agua de mar se enriquece paulatinamente en  $O^{18}$  mientras que los hielos polares lo hacen en  $O^{16}$ . De este modo, durante una glaciación, la relación  $O^{18}/O^{16}$  del agua de mar aumenta. A la inversa, cuando se produce el deshielo, el mar recibe un aporte masivo de agua rica en  $O^{16}$  y dicha relación disminuye globalmente, a la par de la salinidad. Los organismos y las rocas formadas bajo una y otra condición retendrán la relación  $O^{18}/O^{16}$  que el agua tenía en ese momento e, indirectamente, estarán reflejando el volumen de hielo retenido en los polos. En los estudios paleoclimatológicos se utilizan comúnmente las conchas calcíticas de foraminíferos extraídas en testigos de sedimentos oceánicos cuya edad es conocida. La ventaja es que las formas bentónicas indican la paleotemperatura de las aguas de fondo y las planctónicas la de la masa de agua superficial. De este modo, se pueden hacer inferencias acerca del comportamiento de las corrientes marinas, de la estratificación de las masas de agua, etc. Lo que se calcula es la relación  $O^{18}/O^{16}$  de la muestra respecto de una relación estándar o patrón (PDB) y esto se expresa como  $\delta O^{18}$  (en ‰). Un cálculo estimativo basado en foraminíferos cenozoicos indica que  $\delta O^{18}$  disminuye alrededor de 0,25‰ por cada grado centígrado que asciende la temperatura oceánica. Estos índices deben ser tomados con la debida cautela, pues los procesos fisiológicos y químicos que regulan la formación de los esqueletos de los organismos marinos pueden inclinar la relación isotópica hacia uno u otro lado, por lo que se ha debido

establecer un factor de corrección basado en las relaciones con otros elementos, como el Sr y el Ca. También se pueden estimar paleotemperaturas a partir de testigos de hielo polares en base al concepto de que cuanto más baja es la relación  $\delta O^{18}$  más baja es la temperatura. A partir de testigos cuya edad fue debidamente calibrada se pudieron construir curvas de variación de la temperatura terrestre para los últimos 400.000 años. Además, se utilizaron las relaciones isotópicas del oxígeno para subdividir parte del Pleistoceno y el Holoceno en edades o **estadios isotópicos marinos** (mis, *marine isotope stages*) (Fig. 9.46). Un método novedoso en paleotermometría (conocido como *clumped isotope thermometry*) se basa en que durante la cristalización de los minerales carbonáticos los isótopos pesados  $C^{13}$ - $O^{18}$  tienden a aglutinarse en función de la temperatura. Se ha comprobado que el agrupamiento de isótopos pesados de C y O en el  $CO_2$  se vuelve más estable a medida que la temperatura disminuye y, a la inversa, el aumento de la misma produce mayor desorden en el sistema y la distribución isotópica se vuelve aleatoria. Lo que se mide es cuánto se aparta la composición isotópica de la muestra testigo respecto de la distribución estocástica, lo que se expresa mediante el parámetro  $\Delta_{47}$  (un aumento de  $\pm 0,005\%$  implica  $\pm 1^\circ C$ ). La importancia de este método es que la temperatura de cristalización es independiente de la composición isotópica del agua donde se formó el mineral y de los efectos selectivos 'vitales', y puede aplicarse en rocas muy antiguas (Ghosh et al., 2006).

Los isótopos estables del **carbono** también aportan datos interesantes acerca de las propiedades de las aguas oceánicas. La mayor parte del  $CO_2$  de la atmósfera terrestre está formada por  $C^{12}$  (98,89%) mientras que el isótopo estable más pesado  $C^{13}$  sólo alcanza el 1,1%. La proporción  $C^{13}/C^{12}$  en la atmósfera y en los océanos (donde el  $CO_2$  se disuelve fácilmente formando carbonatos y bicarbonatos) es el resultado de un equilibrio entre los reservorios de carbono inorgánico y carbono orgánico y la cantidad de este último que es removido del ciclo del carbono por enterramiento de la materia orgánica en los sedimentos. Las fluctuaciones relativas de  $C^{12}$  y  $C^{13}$  se calculan de modo similar a las del oxígeno, es decir, comparando la relación  $C^{13}/C^{12}$  de la muestra con una relación isotópica estándar y se expresa como  $\delta C^{13}$  (en ‰). En el estándar actual (agua oceánica promedio, SMOW) el valor es de 0‰.

La relación  $\delta C^{13}$  en el dióxido de carbono de origen volcánico (inorgánico) y en la materia orgánica es muy distinta (Fig. 1.65). Eso se debe a que los procesos metabólicos de los organismos, en particular la fotosíntesis,

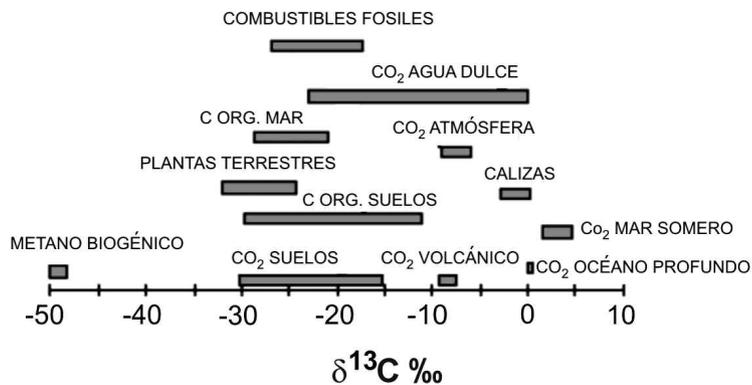


Figura 1.65. Variación de las relaciones isotópicas del carbono en los diferentes reservorios terrestres.

son selectivos para los isótopos del carbono pues incorporan una mayor proporción de  $C^{12}$  o carbono 'liviano'. Por eso, los valores de  $\delta C^{13}$  serán negativos respecto del estándar. Por ejemplo, la materia orgánica formada por los organismos que habitan los océanos actuales (los productores primarios) y depositada en los sedimentos tiene un  $\delta C^{13}$  promedio de -23‰, el petróleo y el gas tienen entre -20 y -30‰ y el metano formado a partir de materia orgánica tiene valores aún más negativos, cercanos a -45‰. En cambio, el valor promedio de las relaciones isotópicas del carbono en el  $CO_2$  atmosférico y

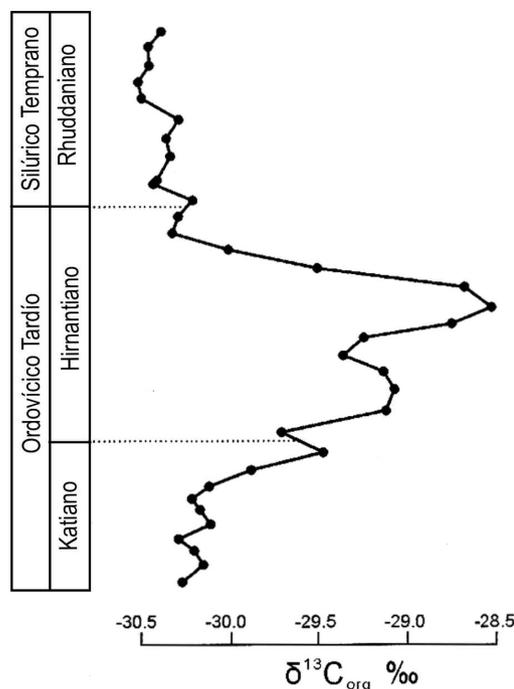
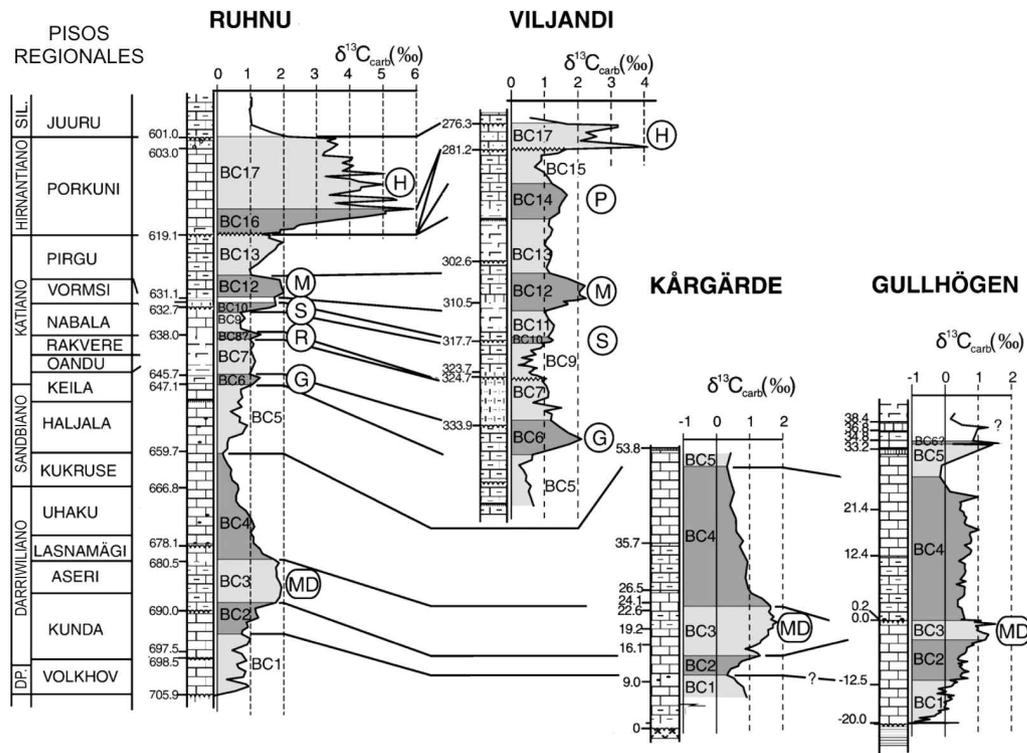


Figura 1.66. Curva de  $\delta C^{13}$  en la sección de Wangjiavan, sur de China mostrando dos excursiones positivas durante el Hirnantiano y una fuerte excursión negativa al final del mismo (basada en Xu et al., 2006).



**Figura 1.67.** En el Ordovícico Medio-Superior de la región Báltica se han reconocido 17 zonas isotópicas de carbono (BC1-BC17) las que han podido ser correlacionadas a través de las distintas facies de la plataforma carbonática, desde someras hasta profundas. Las letras en círculos indican las excursiones mayores que han recibido una denominación (por ej. H: Hirnantiano; G: Gutemberg). La curva isotópica de Baltoscandia refleja la historia de los cambios en la química de los océanos de la región y sirve de base para la correlación global. Nótese que la parte inferior de la curva es relativamente estable en comparación con el tramo superior (Katiano-Hirnantiano) donde hay marcadas excursiones isotópicas con una ciclicidad del orden de los 2 Ma, lo que sugiere un control paleoclimático vinculado a eventos glaciales (simplificado de Ainsaar et al., 2010).

en los gases volcánicos oscila entre -6 y -8‰.

En un gráfico de variación de  $\delta^{13}\text{C}$  a través del tiempo se habla de *excursiones negativas* cuando los valores decrecen y de *excursiones positivas* cuando aumentan. Pueden ocurrir excursiones positivas cuando hay mortandad masiva de plancton y, por consiguiente, una importante cantidad de materia orgánica con carbono liviano cae al fondo y es enterrada en los sedimentos, por lo que las aguas superficiales se enriquecen en  $\text{C}^{13}$ . En los eventos de anoxia oceánica, durante los cuales se forman extensos depósitos de lutitas negras ricas en materia orgánica, hay marcadas oscilaciones positivas en la curva del carbono. También hay excursiones positivas durante los episodios glaciales en los que la producción primaria se eleva debido al incremento del aporte de nutrientes por efecto de la surgencia en las plataformas marinas. En este caso el carbono orgánico queda retenido en los sedimentos del fondo oceánico. Una caída del nivel del mar, por otra parte, puede incrementar la meteorización de las plataformas carbonáticas y también producirá excursiones positivas. En el Ordovícico Tardío hubo un evento de glaciación y un correlativo descenso eustático (Brenchley et al., 2003; Chen et al., 2006) durante el cual se detectó a escala global una

excursión positiva (o 'menos negativa') de  $\delta^{13}\text{C}$  en la que se observan dos picos máximos que se correlacionan con los dos pulsos de extinción indicados por el registro fósil (Fig. 1.66). Por el contrario, en algunos lapsos de clima extremadamente cálido, como en la transición entre el Paleoceno y el Eoceno, se constatan excursiones negativas del orden de 4‰ que revelan una acelerada descomposición de materiales orgánicos ricos en carbono liviano. Se ha especulado que las fuentes del mismo podrían ser la disociación de los compuestos de metano de los fondos oceánicos por efecto del calor, como ocurrió a fines del Pérmico. Cuando esto ocurre, la oxidación microbiana del  $\text{CH}_4$  en la columna de agua forma  $\text{CO}_2$  con bajo contenido de  $\text{C}^{13}$  lo que conduce a un descenso en la relación isotópica (Krull et al., 2004). Otros factores causantes de excursiones negativas pueden ser la oxidación del carbono orgánico contenido en los suelos (Zachos et al., 2007) y el metamorfismo de capas de carbón por intrusión de diques (Retallack et al., 2006). Modelos relativamente complejos para interpretar las causas de las perturbaciones en el ciclo del carbono fueron presentados por Kump (1991) y Payne y Kump (2007).

Más allá de las discusiones acerca de las causas de las excursiones del  $\delta^{13}\text{C}$  su uso como criterio de correla-

ción estratigráfica tiene cada vez más adeptos. El fundamento de la quimioestratigrafía es que las variaciones en el ciclo del carbono son de carácter global y, por lo tanto, quedan registradas en los sedimentos y pueden ser reconocidas en secciones estratigráficas de diferentes regiones. Las excursiones de mayor magnitud suelen recibir un nombre (HICE, por ejemplo, es la excursión positiva del Hirnantiano, *Hirnantian Carbon Excursion*). En general, las curvas isotópicas se subdividen en segmentos de incremento y decrecimiento limitados por picos de máxima y mínima (*zonas isotópicas*) y se calibran con los datos bioestratigráficos (Fig. 1.67) o cicloestratigráficos en las sucesiones más modernas.

El B<sup>10</sup> es un isótopo estable del boro que está presente en la calcita del esqueleto de organismos marinos. Su interés radica en que su abundancia depende del pH del agua de mar, que a su vez está relacionado con el nivel de CO<sub>2</sub> atmosférico. Durante el fuerte enfriamiento que ocurrió en la transición Eoceno/Oligoceno, entre los 34 y 33,5 Ma, la relación isotópica del boro en foraminíferos planctónicos señala un aumento de la alcalinidad, lo que significa menos dióxido de carbono disuelto en el agua y, por lo tanto, menor tenor de CO<sub>2</sub> atmosférico, lo que refuerza la importancia de este gas en los cambios de temperatura globales (Pearson et al., 2009).

### 1.13 PALEOBIOGEOGRAFÍA: LOS FÓSILES COMO INDICADORES PALEOGEOGRÁFICOS

Es sabido que cada región geográfica de la Tierra, continental o marina, es habitada por ciertos organismos característicos, como los canguros de Australia, el ñandú sudamericano o las tortugas de las Galápagos. En las plataformas marinas también hay regiones que se distinguen por ciertas especies típicas. En América del Sur, por ejemplo, las faunas de aguas frías de la Patagonia austral de Argentina y Chile son muy distintas de las que habitan las aguas cálidas de las costas de Brasil y Venezuela y por ello son referidas a provincias faunísticas diferentes (Fig. 1.68), que son una categoría de unidades biogeográficas.

La **biogeografía** es la rama de la biología que estudia la distribución geográfica de las plantas y animales actuales y trata de explicar las causas de tal distribución. Para ello es fundamental el concurso de la paleontología, pues la distribución presente de un determinado grupo de organismos depende de su origen y de su historia previa. La **paleobiogeografía** estudia la distribución de los organismos en el espacio y en el tiempo, es decir, introduce la perspectiva histórica en el análisis biogeográfico (Lieberman, 2000; Cecca, 2002). Un buen ejemplo de la complejidad de los factores que llevaron a la distribución actual de las faunas marinas son los arre-

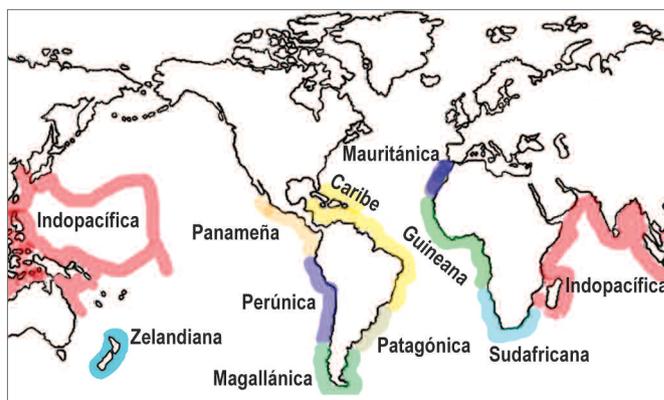


Figura 1.68. Provincias biogeográficas actuales de moluscos de un sector del Atlántico y Pacífico Sur.

cifes coralinos, uno de los ecosistemas más complejos. En el mundo hay dos **regiones** arrecifales, la Indopacífica, con alrededor de 500 especies, y la Atlántica, con 89 especies; entre ellas no hay especies en común. Los límites a la expansión latitudinal de los corales de ambas regiones son los cambios de temperatura de las masas de agua. La región Atlántica se extiende hasta cerca de Río de Janeiro, donde la corriente cálida de Brasil entra en contacto con la corriente fría de Malvinas. Hacia el norte alcanzan las Islas Bermudas, donde la corriente cálida del Golfo se encuentra con la rama fría proveniente del Océano Ártico (Fig. 1.69). En los arrecifes coralinos del Mar Caribe se han censado 69 especies, mientras que en las costas brasileñas la diversidad es de sólo 19 especies. Lo que llama la atención es que de estas 19 especies, 11 son exclusivas de Brasil y no se encuentran en otra parte del mundo, es decir son **endémicas** de esta región. Esto ha servido de base para reconocer dos **provincias faunísticas**, la Brasileña y la Caribe. La diferenciación de especies en una y otra región es un fenómeno normal del proceso evolutivo conocido como **especiación**. La condición esencial para que esto ocurra es que poblaciones de individuos de la especie original queden aisladas entre sí por algún tipo de **barrera** que interrumpa el flujo de genes entre ellas. Luego, cada una evolucionará en forma independiente y, con el tiempo, se convertirán en especies distintas. En nuestro caso, la corriente Sudcuatorial que fluye hacia el norte debería transportar las larvas de los corales del sector brasileño hasta el sector caribe, ya que éstas flotan en la masa de agua durante algunos días antes de fijarse al sustrato y generar una nueva colonia. Sin embargo, en el mapa de la Figura 1.68 se observa que hay un tramo sin arrecifes de casi 3000 km que se extiende desde la latitud de Recife hasta el norte de Venezuela. La explicación de esto es que, a pesar de tratarse de aguas cálidas, los corales no pudieron establecerse en ese sector por la turbidez apor-

tada por el río Amazonas y, más al norte, por el río Orinoco. En síntesis, hay diferentes tipos de barreras que condicionan la distribución de los corales: una barrera climática, que regula su distribución latitudinal; una barrera topográfica, que separó los océanos Atlántico y Pacífico y condujo a la diferenciación de las regiones Indopacífica y Atlántica; y una barrera ecológica/ambiental representada por el mencionado ‘tapón’ de turbidez del Amazonas y Orinoco, este último responsable de la formación de dos provincias distintas dentro de la región Atlántica.

Para explicar cómo y cuándo se produjo el provincialismo de los corales (y también de otros grupos) se debe recurrir al **análisis paleobiogeográfico**. Los datos indican que durante el Paleógeno (hace ~50 Ma) los corales del Caribe y del Pacífico tenían muchas especies en común, lo que significa que la barrera formada por el Istmo de Panamá no fue permanente sino que hubo una época en que las aguas del Caribe y el Pacífico estuvieron comunicadas entre sí y que también lo estuvieron con el Mar de Tetis, que en ese entonces bañaba las costas del norte de África y Europa. También se infiere que el provincialismo de los corales atlánticos tiene relación con la elevación de la cordillera de los Andes en el Neógeno. De su erosión proviene el enorme volumen de sedimentos acarreados por el río Amazonas que formaron la extensa pluma de turbidez que actuó como barrera.

Las **unidades paleobiogeográficas** son, por lo tanto, áreas habitadas por asociaciones distintivas de organismos limitadas por barreras que evitan o dificultan su expansión o migración a otras regiones así como la introducción de formas exóticas. De mayor a menor rango, se reconocen las siguientes unidades: dominio (*realm*), región, provincia y subprovincia. El rango se determina por el porcentaje de formas endémicas, siendo más elevado en los dominios (>75%) y más bajo en las subprovincias (10-25%), aunque hay diferentes criterios al respecto (Westermann, 2000). La efectividad de las barreras que delimitan las unidades paleobiogeográficas cambia con el tiempo debido a la dinámica terrestre. La ruptura, deriva y colisión de continentes, el levantamiento de cadenas montañosas, las

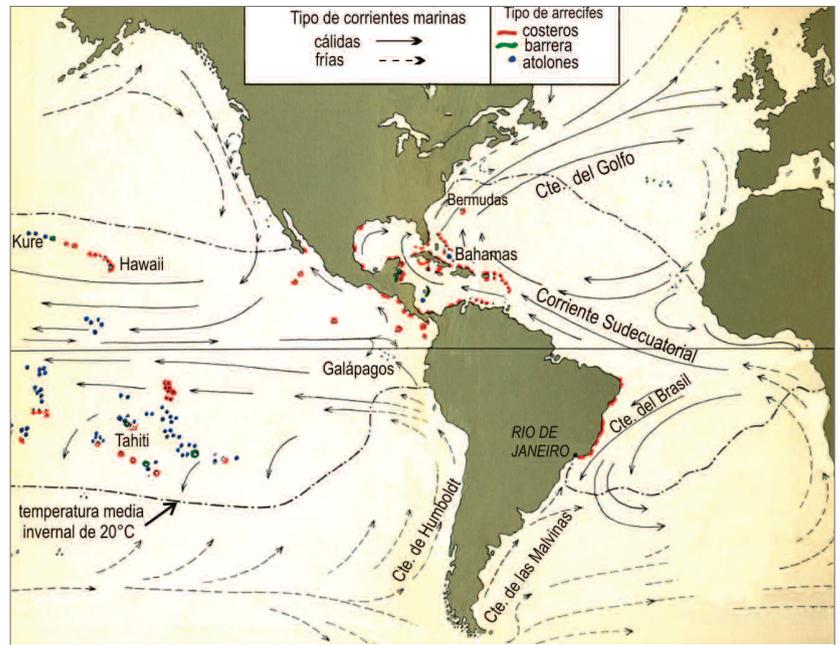


Figura 1.69. Regiones y provincias biogeográficas de arrecifes coralinos actuales (basado en Schuhmacher, 1978 y otras fuentes).

variaciones del nivel del mar y los cambios climáticos globales son todos fenómenos recurrentes en la historia de la Tierra. Por ejemplo, el acercamiento de un continente a otro puede cerrar una conexión oceánica que era una vía de paso para las faunas marinas y, al mismo tiempo, establecer un puente continental para la dispersión de formas continentales, como es el caso del cierre del Mar de Tetis por la colisión de África y Eurasia a comienzos del Terciario (Fig. 1.70). Por esta razón, las entidades paleobiogeográficas son muy dinámicas tanto en el espacio como en el tiempo: surgen, se estabilizan durante algunos millones de años y se diluyen hasta desaparecer (Westermann, 2000). Además, pueden experimentar cambios en su extensión geográfica a través del tiempo. En los momentos en que el provincialismo

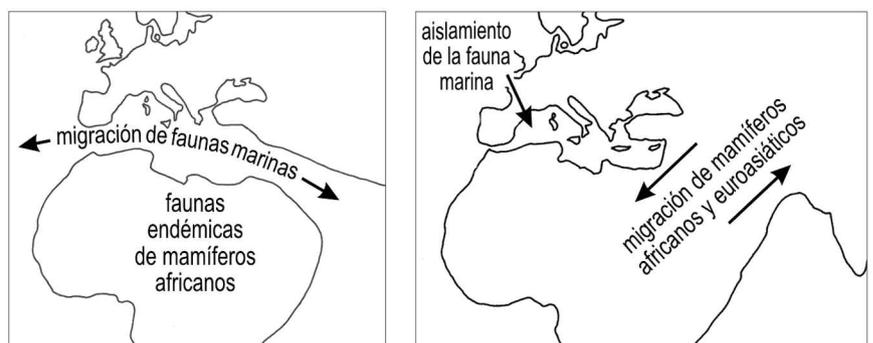
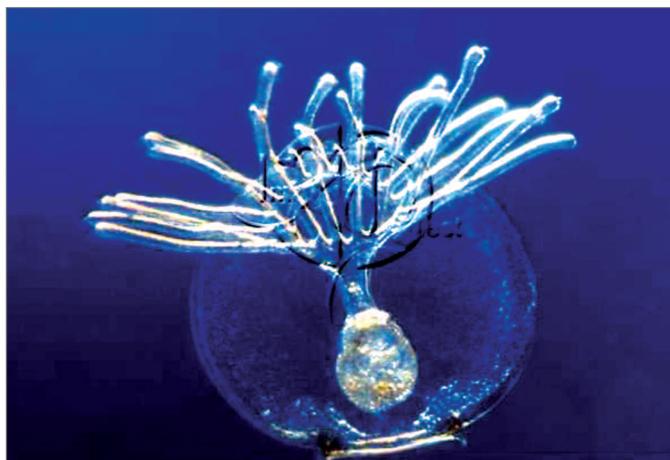


Figura 1.70. Cierre de una vía de dispersión marina por colisión de África con Eurasia y apertura de un corredor continental (traducido de Hallam, 1973).



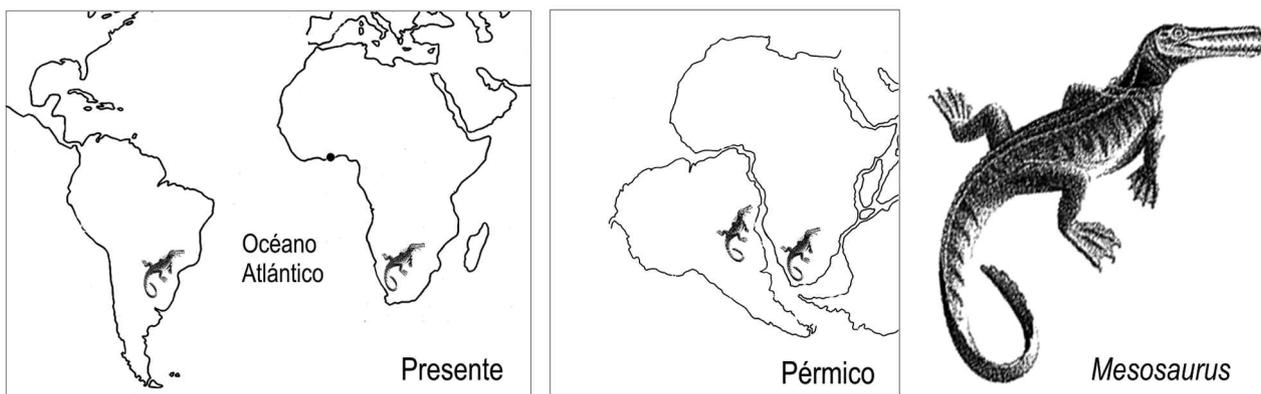
**Figura 1.71.** Larva de braquiópodo inarticulado (lingúlido) en la fase nadadora libre y planctotrófica. La boca está rodeada por un anillo de braquias o tentáculos que sirven para captar las partículas de alimento. En el interior se observa el esbozo de la concha o protégulo.

decae dominan las formas **pandémicas** o cosmopolitas, es decir, aquéllas que tienen amplia dispersión. Durante el Ordovícico Medio, por ejemplo, hubo géneros de braquiópodos y trilobites endémicos del norte de Gondwana, de Laurentia (América del Norte), de la región Báltica, etc. Este marcado endemismo se debió a que había numerosos bloques continentales separados entre sí por barreras oceánicas que eran casi infranqueables para las faunas bentónicas. A fines del Ordovícico se produjo la acreción de varios de estos paleocontinentes y hubo una importante extinción masiva (ver Capítulo 4) que determinó un brusco decaimiento del provincialismo que perduró hasta mediados del Silúrico. A partir de entonces comenzaron a definirse otras unidades biogeográficas acordes con la nueva configuración de mares y continentes.

En el ambiente marino los mejores indicadores paleobiogeográficos son los organismos bentónicos (bra-

quiópodos, trilobites, corales, etc.). Esto se debe a que tienen una baja capacidad de dispersión (larvas) y fuerte dependencia de las condiciones ambientales locales (tipo de sustrato, energía del oleaje, temperatura, luz, profundidad, oxigenación, etc.), por lo que son más propensos a desarrollar algún grado de endemismo. Sus larvas deben fijarse al fondo al cabo de unas horas o unos pocos días de haber eclosionado el huevo, una vez agotado el alimento que este lleva en su interior. Por eso no pueden recorrer grandes distancias, y mucho menos atravesar océanos. La única forma en que estos organismos pueden realizar largos viajes es que el adulto se fije sobre objetos flotantes (masas de algas, troncos, bloques de piedra pómez) que son arrastrados por las corrientes marinas. Hay otros invertebrados marinos, en cambio, que poseen larvas **planctotróficas**, es decir, larvas que pueden alimentarse de plancton, lo que les permite permanecer en la masa de agua (vida pelágica) hasta 6 semanas antes de fijarse y, por lo tanto, tienen una capacidad de dispersión mucho mayor que las que no pueden hacerlo (Fig. 1.71). Si tenemos en cuenta que la velocidad de las corrientes marinas varía entre 1 y 5 km/h, al cabo de 6 semanas una larva puede desplazarse entre 2500 y 6000 km. Por esta misma razón los organismos planctónicos o nectónicos (graptolitos, amonites) alcanzan una distribución geográfica mucho más amplia y tienden a ser pandémicos.

La piedra angular del análisis paleobiogeográfico es el reconocimiento de faunas o floras fósiles **endémicas**. Un buen ejemplo es la distribución del reptil de aguas salobres *Mesosaurus*, presente en Sudáfrica y en Brasil en estratos del Pérmico Inferior (Fig. 1.72). Dada la imposibilidad de que *Mesosaurus* haya podido atravesar un océano, Wegener lo había utilizado acertadamente como evidencia de la unión de los continentes australes en el Paleozoico tardío. Esto subraya un aspecto crucial de los fósiles en las reconstrucciones paleogeográficas: el paleo-



**Figura 1.72.** Ejemplo de endemismo disyunto: distribución geográfica de los yacimientos del reptil fósil *Mesosaurus* y reconstrucción paleogeográfica para el Pérmico Temprano.

magnetismo indica la paleolatitud y la eventual rotación de un bloque continental, pero nada dice sobre su paleo-longitud. En el caso de Sudáfrica y Brasil, el dato paleomagnético no hubiera detectado la ausencia del Atlántico Sur en el Pérmico, pero sí se pudo inferir a partir de la distribución del reptil endémico *Mesosaurus*. Este es un caso típico de **endemismo disyunto**, es decir, la presencia de formas endémicas estrechamente emparentadas en estratos de edad comparable pero situados en localidades geográficamente alejadas. En paleobiogeografía, el patrón disyunto tiene dos posibles interpretaciones. La hipótesis **dispersionista** plantea que uno o más taxones que habitan un área pueden expandirse a otra siguiendo ciertas **rutas de dispersión**, incluso sorteando distintos tipos de barreras (por ej. zonas ecológicamente desfavorables). Un ejemplo es la colonización de islas volcánicas surgidas a considerable distancia del continente, como las Galápagos. En este caso, el arribo de plantas y animales a la isla fue selectivo (las llamadas 'rutas filtro') o al azar. Los grupos inmigrantes evolucionaron rápidamente producto del aislamiento geográfico originando nuevos taxones (especies, géneros, familias, etc.). La regla es que la divergencia evolutiva de un grupo de organismos respecto de sus antecesores será tanto más marcada cuanto más prolongado haya sido el aislamiento.

La hipótesis de la **vicarianza**, en cambio, sostiene que las poblaciones que ocupaban una misma área fueron fragmentadas por la aparición de una barrera, siendo este evento el que desencadenó la diferenciación de nuevas especies. El ejemplo clásico es la ruptura de un paleocontinente y la posterior deriva de los fragmentos resultantes conjuntamente con la biota que los habita. De este modo es factible explicar disyunciones que superan largamente la distancia de dispersión crítica de un grupo de organismos (ésta se puede calcular en función del tipo de larva, duración de la etapa larval, velocidad de las corrientes marinas, etc.) o que simplemente son inexplicables del punto de vista biológico, como el caso de *Mesosaurus* ya mencionado. El endemismo de las faunas continentales australianas es producto de la separación y aislamiento de este continente debido a la ruptura de Gondwana. También es el caso de las faunas de mamíferos del Cenozoico de Sudamérica que desarrollaron un marcado endemismo producto del escaso o nulo intercambio con otros continentes. (ver § 9.14).

Como se puede apreciar, los fenómenos involucrados en el modelo de vicarianza son de mayor escala geográfica y temporal que los implicados en el modelo de dispersión. La importancia de la vicarianza en paleobiogeografía es que permite relacionar la evolución de la biota con los episodios geológicos, en particular la dinámica de las placas litosféricas. Dicho de otra forma, a partir del registro fósil es posible inferir eventos de rup-

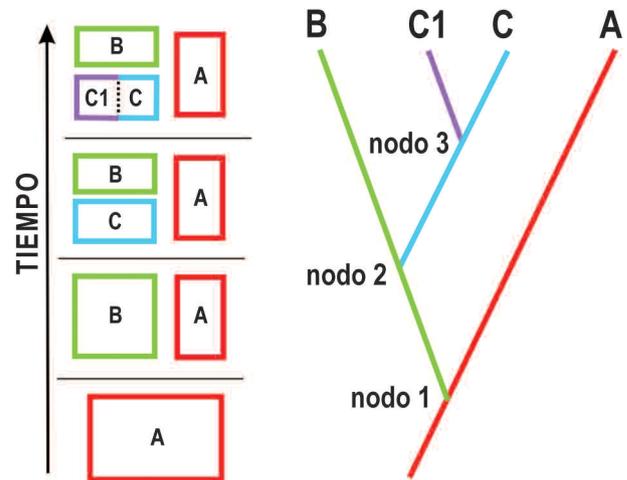
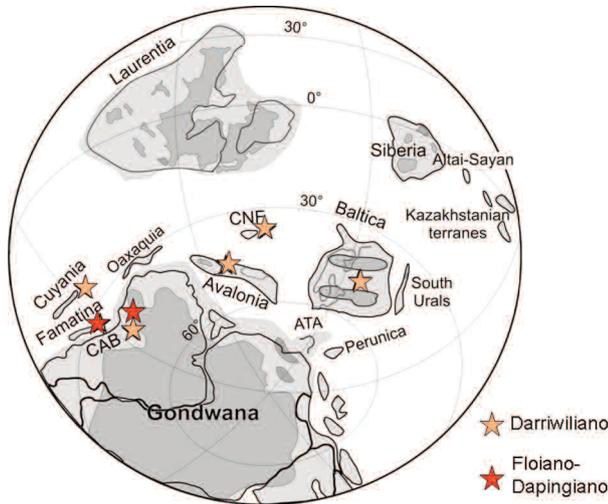
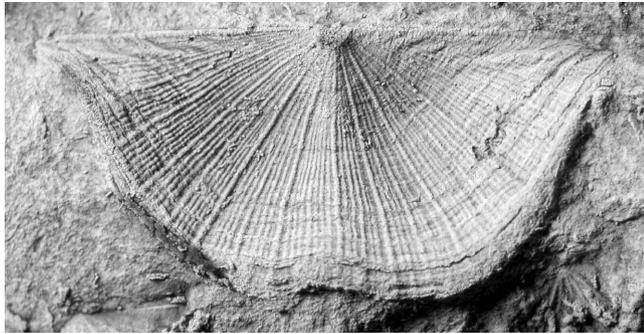


Figura 1.73. Cronología de la fragmentación del continente rojo (izquierda) deducida a partir del cladograma (derecha) de los taxones A, B y C (C1 es una especie de C).

tura y colisión de paleocontinentes. Para ello es imprescindible conocer la historia filogenética de algún grupo particular de fósiles y el método moderno para hacerlo es el **análisis cladístico**. Desde que Darwin enunció la teoría de la evolución, las relaciones de parentesco entre organismos se han graficado mediante 'árboles filogenéticos' cuyo tronco representa a los antecesores y las ramas a los descendientes. En el análisis cladístico se construye una matriz de datos morfológicos de las formas cuyas relaciones se quieren determinar y, mediante un programa, se generan **cladogramas**, que son diagramas ramificados en los que los taxones con mayores afinidades filogenéticas (de parentesco) aparecen agrupados. Estos grupos forman los **clados**. Dado que todos sus integrantes tienen un mismo antecesor los clados son, por definición, grupos **monofiléticos**. En un cladograma se pone en evidencia cuáles son los grupos ancestrales o 'basales' a partir de los cuales se diferenciaron clados con caracteres más avanzados o 'derivados'. Los puntos de divergencia de cada una de las ramas se llaman **nodos** y denotan eventos de divergencia evolutiva o cladogénesis (Fig. 1.73). A partir de los cladogramas se pueden construir **cladogramas de área**, que se obtienen reemplazando cada clado de un cladograma (por ej. un grupo de especies de trilobites) por el lugar geográfico donde está representado (Marruecos, España, Bolivia, etc.). Si los cladogramas de área de dos o más grupos de organismos (por ej. trilobites, braquiópodos y ostrácodos) son similares se dice que hay **congruencia** y por lo tanto es lícito suponer que cada nodo del cladograma de área está revelando no sólo la ocurrencia de eventos de vicarianza (rupturas continentales) sino también el orden en que estos se produjeron (Fig. 1.73). En los



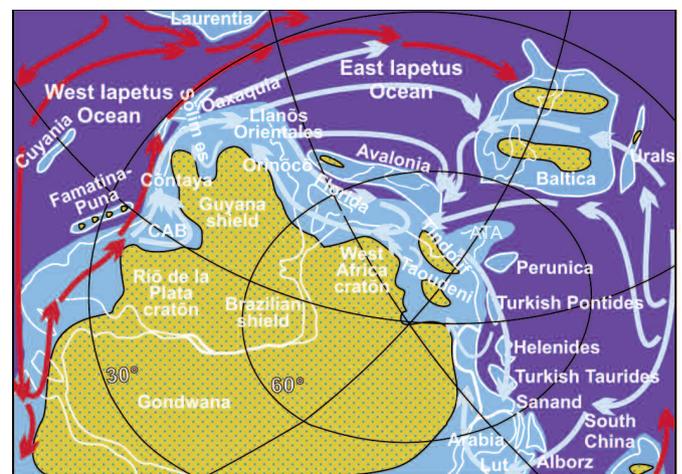
**Figura 1.74.** Arriba: valva ventral de *Ahtiella argentina* del Ordovícico de la Precordillera. Abajo: mapa paleogeográfico del Ordovícico mostrando la distribución de las especies de *Ahtiella*. En rojo los registros más antiguos. CNF: Terranova Central (de Benedetto, 2018).

modelos dispersionistas, en cambio, cada nodo representa un evento de dispersión a una nueva área. El momento en que ocurrieron estos pulsos de dispersión debe ser estimado mediante evidencias paleontológicas y geológicas.

Los dos modelos, el dispersionista y el de vicarianza, no son antagónicos sino que se alternan y ambos contribuyen al aumento de la diversidad. Por un lado, los eventos de migración producen la expansión del rango geográfico de las especies a partir del sitio donde se originaron. Los intervalos de migración activa se caracterizan por un escaso incremento de especies a escala regional dado que el flujo génico entre las áreas se mantiene. En cambio, cuando las vías de dispersión se interrumpen, las áreas quedan desconectadas favoreciendo el aislamiento reproductivo y por ende la especiación. Como resultado, la biodiversidad aumenta a todas las escalas, desde la más pequeña denominada diversidad  $\alpha$  (escala de comunidad o de un habitat particular), pasando por la intermedia (diversidad  $\beta$  o diversidad entre habitats distintos) hasta la más amplia (diversidad  $\gamma$  o global)

(Stigall et al., 2017). En el Ordovícico de Gondwana, por ejemplo, el margen activo de Sudamérica y los arcos volcánicos asociados actuaron como un importante centro de origen y dispersión faunística. Por ejemplo, se infiere que el braquiópodo del género *Ahtiella* (Fig. 1.74) se originó en la región Andina pues allí están sus registros más antiguos, y luego se dispersó hacia otros continentes como Cuyania, Avalonia y Báltica donde no sólo los registros son más jóvenes sino que las especies son más evolucionadas.

En síntesis, la dispersión de los organismos marinos a gran escala está regulada por (1) factores ambientales, (2) la capacidad de las larvas para dispersarse y (3) los patrones de corrientes oceánicas. La reconstrucción de los **patrones de circulación oceánica** en el pasado geológico es complicada y se basa en los modelos conceptuales de circulación paleo-oceanográfica (GCM, *General Circulation Models*) cuyos principios físicos rigen la circulación actual. En esencia, la circulación oceánica superficial planetaria (diferente de la circulación profunda termohalina) es causada por los vientos prevalentes. Las grandes masas de aire se mueven debido a la diferencia de presión que se establece como consecuencia de la cantidad de energía recibida por el Sol a distintas latitudes. Así, el aire se desplaza desde las zonas de la Tierra donde existen altas presiones (menos calentamiento) a las zonas con bajas presiones (mayor insolación). El patrón de circulación debe estimarse para cada tiempo geológico teniendo en cuenta la posición de los continentes y océanos y también el relieve de los mismos, además del efecto de Coriolis producido por la rotación de la Tierra sobre su eje (Wilde, 1991; Christiansen y Stouge, 1999). Los modelos recientes para el

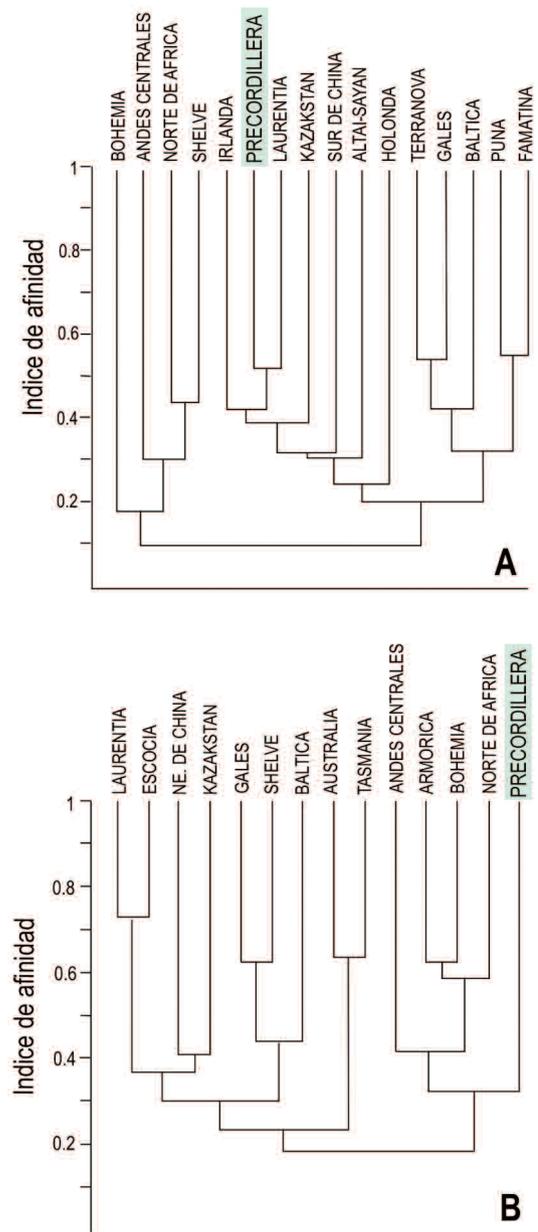


**Figura 1.75.** Mapa paleogeográfico para el Ordovícico Temprano en vista polar oblicua. Celeste: mares epicontinentales; azul oscuro: regiones oceánicas profundas. Corrientes oceánicas: Celeste: corrientes frías; rojo: corrientes cálidas. Las flechas indican el sentido de la circulación oceánica (de Muñoz y Benedetto, 2016).

Período Ordovícico incluyen otra variable: los niveles de dióxido de carbono en la atmósfera ( $p\text{CO}_2$ ), los que fueron entre 5 y 15 veces más altos que el nivel preindustrial (PAL) (Pohl et al., 2015). Esto influye en la temperatura terrestre (por ej. determina si había o no englazamiento de los polos) y en los patrones de las corrientes oceánicas. En la Fig. 1.75 se muestra una reconstrucción de las corrientes oceánicas para el Ordovícico Inferior basada en el mencionado modelo.

Para determinar las **afinidades paleobiogeográficas** entre distintas regiones de la Tierra suele utilizarse el análisis de agrupamiento (*cluster analysis*), que es una forma de análisis multivariado. Este método se basa en el cálculo de índices de afinidad o semejanza entre faunas o floras de varias localidades. Si bien hay diversos índices (Simpson, Jaccard, Dice, Otsuka, etc.), todos relacionan el número de formas compartidas entre las dos muestras que se están comparando con el número total de taxones presentes. Por ejemplo el *índice de Jaccard*, uno de los más utilizados, es  $J = C/A+B-C$ , donde C es el número de formas en común entre las regiones comparadas, A el número total de taxones en la región A y B el número total en la región B. El índice varía entre 0 (afinidad nula) y 1 (afinidad total). Para realizar un análisis de agrupamiento es necesario contar con un inventario lo más completo posible de los taxones de las áreas que se quieren cotejar. Con estos datos se construye una matriz de presencia/ausencia de taxones vs. localidades, luego se elige el coeficiente de afinidad más apropiado y mediante un programa corriente de estadística se obtiene un **dendrograma**, que es la representación gráfica de las afinidades (Fig. 1.76). Una condición esencial es que las faunas comparadas sean de la misma edad o, al menos, que abarquen un lapso de tiempo lo más acotado posible.

Para ilustrar este método se considerará el análisis de las afinidades biogeográficas de la Precordillera del oeste de Argentina. La suma de evidencias (ver § 4.16) indica que esta región geológica es un terreno alóctono (Cuyania) que estuvo localizado a bajas latitudes durante el lapso Cámbrico-Ordovícico Temprano y luego se acrecionó al continente de Gondwana. Las cuestiones a resolver son el lugar de origen de Cuyania, el momento en que se separó del paleocontinente 'madre' y el momento de la colisión. La clave para conocer su *procedencia* son los trilobites, debido al marcado provincialismo que desarrollaron durante el Cámbrico. Tal es así que las formas endémicas de América del Norte (Laurentia) son muy diferentes a las de Europa y Australasia. En el caso de la Precordillera, la mayoría de los trilobites cámbricos pertenecen a géneros endémicos de Laurentia. O sea que se trata de un caso típico de endemismo disyunto. Dada la baja capacidad de dispersión de los



**Figura 1.76.** Dendrogramas mostrando las afinidades de los braquiópodos del Ordovícico Temprano (A) y del Ordovícico Tardío (B) de diversas localidades. Las afinidades se calcularon con el coeficiente de Dice  $D=2C/n1+n2$ , donde C son los taxones compartidos, n1 es el nº de taxones de la fauna más diversa y n2 el de la fauna menos diversa (0 es afinidad nula y 1 es afinidad máxima).

trilobites que habitaron las aguas someras de las plataformas continentales es difícil imaginar que hayan podido sortear masivamente la barrera del Iapetus, el amplio océano que por entonces separaba Laurentia de Gondwana. Por esta razón se infiere que el sitio de origen más probable de Cuyania es Laurentia (Benedetto, 1993, 2004; Astini et al., 1995). Una vez producida la ruptura, Cuyania se alejó gradualmente de Laurentia a una veloci-

dad de algunos centímetros por año, como lo hacen las placas actuales, aproximándose a Gondwana a medida que el fondo oceánico se consumía debajo del margen sudamericano (ver Fig. 4.61). Si bien la trayectoria precisa no se puede establecer, todo indica que se desplazó en forma casi perpendicular a las bandas latitudinales, desde la zona ecuatorial a la templada/fría.

El análisis de agrupamiento de los braquiópodos del Ordovícico Temprano (Fig. 1.76 A) muestra que las faunas de Precordillera y Laurentia tienen más afinidad entre sí que con cualquier otra región del mundo, en consonancia con lo indicado por los trilobites. Por el contrario, en el dendrograma correspondiente al Ordovícico Tardío (Fig. 1.76 B) los braquiópodos precordilleranos ya no se agrupan con los de Laurentia sino que lo hacen con los de localidades típicamente gondwánicas (norte de África, Andes Centrales) o perigondwánicas (centro y sur de Europa). Este cambio en las afinidades estaría reflejando la acreción de Cuyania a Gondwana. Otros organismos bentónicos como los poríferos, briozoos, ostrácodos, bivalvos y trilobites muestran patrones biogeográficos similares aunque con algunas variantes (Benedetto, 1998; Benedetto et al., 1999, 2009; Carrera y Rigby, 1999; Vaccari, 1995; Vaccari et al., 2006; entre otros).

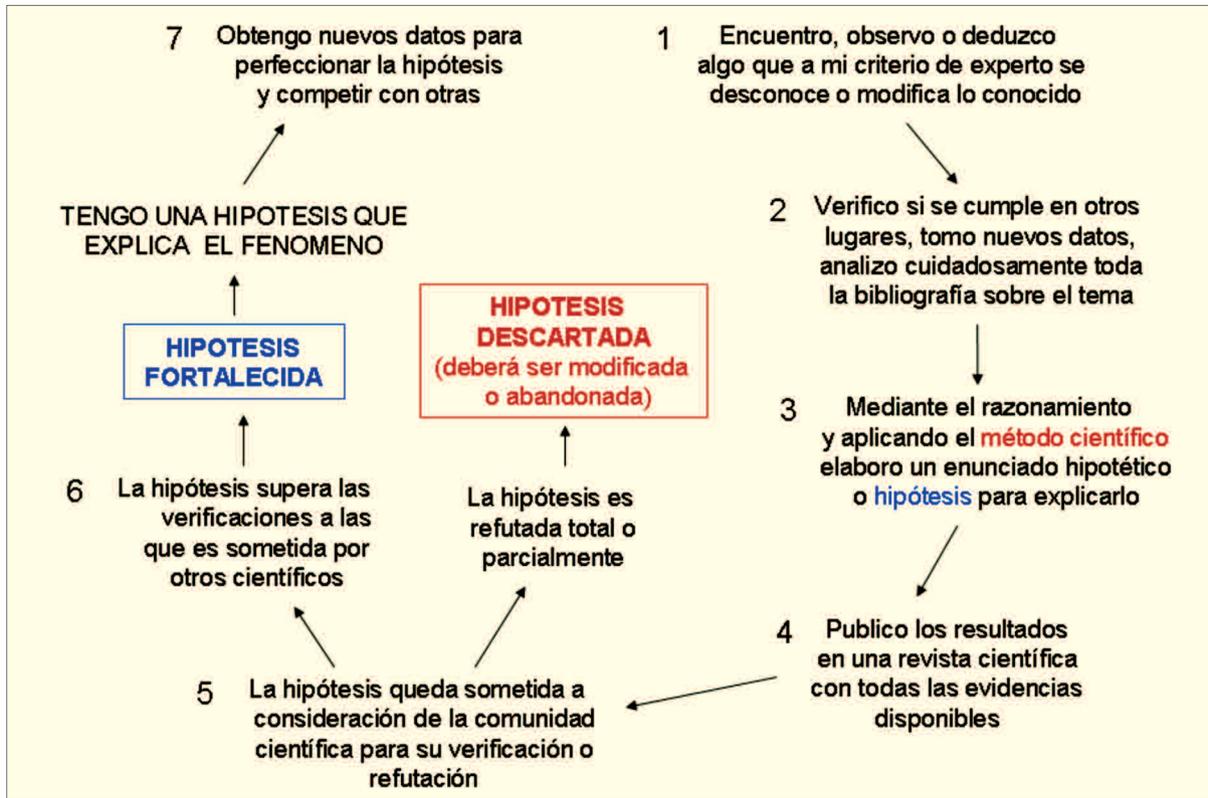
Estos cambios en las afinidades biogeográficas a través del tiempo se conocen como **patrones de convergencia** y **divergencia** (Hallam, 1974). El terreno Precordillera o Cuyania puede servir nuevamente de ejemplo. El patrón de divergencia está ejemplificado por la gradual disminución de géneros laurénticos en Cuyania a medida que se iba alejando de ese continente. A la mitad del recorrido, cuando Cuyania estaba más o menos equidistante de Laurentia y Gondwana, tuvo lugar la mezcla de faunas de ambas regiones. A esta fauna mixta se sumaron, para dar forma a este 'coctel' faunístico, braquiópodos endémicos de la Provincia Céltica que se supone habitaron las islas intraoceánicas y los arcos insulares del Océano Iapetus (Herrera y Benedetto, 1991; Neuman y Harper, 1992). El acercamiento de Cuyania al margen de Sudamérica estuvo acompañado por la migración creciente de formas provenientes de Gondwana, tanto de su sector cálido (Australia) como del templado/frío (cuenca Andina Central, norte de África, Sur de Europa). Desde fines del Ordovícico, y especialmente durante el Silúrico, las faunas se tornan definitivamente gondwánicas (Dominio Afro-Sudamericano), culminando el proceso de convergencia faunística. Esporádicamente aparecen inmigrantes 'nórdicos', cuya presencia estaría vinculada con cambios de los patrones de circulación oceánica (influjo de aguas más cálidas). En el apartado § 4.19 se analizan con más detalle las evidencias paleontológicas y estratigráficas de la aloctonía de la Precordillera.

## 1.14 LAS CIENCIAS NATURALES, LA GEOLOGÍA HISTÓRICA Y EL MÉTODO CIENTÍFICO

**Ciencia** es el conjunto de conocimientos que utilizamos para comprender al mundo y modificarlo. La *ciencia aplicada* se ocupa de la resolución de los problemas prácticos que plantea la modificación de la naturaleza que nos rodea, mientras que la *tecnología* utiliza la ciencia –aunque también la destreza personal– para idear, diseñar y construir objetos o artefactos que sirvan para resolver problemas diversos que se le plantean a la sociedad.

La geología, al igual que la biología, la astronomía, la química y la física, por nombrar las más comunes, forma parte de las **ciencias empíricas**, es decir, aquellas que se ocupan de los objetos de la naturaleza que nos rodea y que potencialmente pueden ser conocidos en forma directa. Las matemáticas, en cambio, se ocupan de conceptos abstractos producidos por el hombre y son las denominadas **ciencias formales**. Una condición esencial del conocimiento científico es que sea comunicado al mundo científico (a través de publicaciones especializadas) de modo que pueda ser verificado o refutado. Pero, ¿qué es lo que se verifica o refuta? El proceso del conocimiento comienza cuando a partir de un conjunto de evidencias (por ejemplo observaciones de campo en un determinado perfil estratigráfico) se percibe algo que, a nuestro juicio de experto, se aparta de lo conocido y por lo tanto necesita ser explicado (Fig. 1.77). El paso siguiente será corroborar si esa situación se presenta en otros lugares, tomar nuevos datos y analizarlos cuidadosamente. Al cabo de este proceso se formula mediante el razonamiento un enunciado hipotético o **hipótesis** que plantea el problema encontrado y trata de explicarlo (Klimovsky, 1995). Una **teoría** (por ejemplo la teoría de la tectónica de placas) es un sistema complejo formado por un conjunto de hipótesis (como la expansión del fondo oceánico), las que a su vez se fundan en otras (la hipótesis de la inversión del campo magnético, etc.). Como se dijo al comienzo de este capítulo, la teoría dominante en un determinado momento histórico constituye el **paradigma**. El cambio de un paradigma por otro es una consecuencia inevitable del progreso de la ciencia. Esto no implica necesariamente que la teoría que emerge como nuevo paradigma sea 'verdadera' sino que es la mejor explicación científica disponible acerca de algún fenómeno natural en un determinado contexto histórico. Mientras un paradigma está vigente los avances científicos más importantes están orientados, en esencia, a corroborar o refutar aspectos específicos de dicho paradigma.

En ciencia sólo se puede explicar lo que se comprende. Por ejemplo, si preguntamos ¿por qué hay volcanes?



**Figura 1.77.** Diferentes etapas en la elaboración de conocimiento científico. La etapa 1 incluye, además de observaciones de campo, deducciones teóricas que pueden surgir del análisis de los datos publicados por otros investigadores. En la etapa 2 es fundamental cerciorarse de que se trata de una hipótesis original (no publicada por otros). La aceptación del trabajo en una revista científica (etapa 4) constituye el primer filtro que hay que superar. La etapa 5 puede incluir opiniones tanto a favor como en contra y esto puede generar nuevos debates sobre el tema. Etapa 7: es normal que otros autores presenten hipótesis alternativas para explicar el mismo fenómeno. En ese caso el circuito de la figura se repetirá para las nuevas hipótesis.

respondemos *porque hay material fundido que asciende a la superficie; ¿por qué se funde y asciende? porque la litósfera oceánica se hunde en las zonas de subducción hasta profundidades donde se supera el punto de fusión y, como el magma resultante es menos denso que las rocas circundantes, asciende; ¿por qué hay subducción? porque hay zonas donde las placas oceánica y continental convergen; ¿por qué convergen? porque las corrientes convectivas del manto...*, etc., etc. En definitiva, lo que estamos haciendo es explicar un hecho encuadrándolo en una proposición (descripción de un estado de cosas) que se considera ‘verdadera’ de rango cada vez mayor. De allí la importancia de que un investigador científico se plantee siempre el *por qué* de todos los hechos.

Si el **conocimiento científico** es poder distinguir lo verdadero de lo falso, el mayor problema es establecer cuál es el criterio de verdad. En otras palabras ¿cómo sé que mi hipótesis es correcta o falsa? Evidentemente, no se trata de intuir, creer o tener fe en la certeza de mis ideas. Es necesario presentar pruebas o elementos de juicio que así lo demuestren. La **verificación** de una hipó-

tesis (establecer su verdad) o su **refutación** (establecer su falsedad) se basan esencialmente en la experimentación. Si yo afirmo que *los cuerpos metálicos se dilatan con el calor* y repito la experiencia un número razonable de veces bajo distintas condiciones y con metales diferentes y siempre ocurre el mismo fenómeno, entonces puedo considerar que mi enunciado es verdadero. Estos enunciados empíricos que expresan regularidades de la naturaleza son las denominadas **leyes**. Estas son particularmente válidas en ciencias como la física o la química que se ocupan de sistemas que funcionan con gran precisión, regularidad y previsibilidad, tal como las reacciones moleculares, los fenómenos ópticos, magnéticos, etc. En ese sentido, la geología, la paleontología, la biología y la astrofísica se diferencian netamente por la enorme complejidad de los sistemas estudiados y, lo más importante, porque son esencialmente **ciencias históricas** y no experimentales. La geología, la paleontología, la arqueología y las ciencias planetarias tratan de comprender eventos o fenómenos ocurridos en el pasado, a veces muy remoto. Tienen en común que la mayoría de

sus hipótesis no pueden ser sometidas a un *test* o prueba de laboratorio, dada la imposibilidad de recrear las condiciones originales por la dimensión espacial de los fenómenos analizados y porque el tiempo requerido es demasiado largo. La hipótesis del *big-bang* para explicar el origen del universo, la hipótesis del impacto de un asteroide para explicar la extinción de los dinosaurios a fines del Cretácico y la hipótesis de que el calentamiento global actual es producido por gases invernadero emitidos por el hombre, son ejemplos – quizás extremos – de hipótesis complejas que formulan las ciencias históricas. ¿Es posible verificar o refutar una hipótesis de este tipo? Hay quienes argumentan que es difícil o incluso imposible comprobarlas por lo que serían ‘menos científicas’ (o incluso no-científicas) que las hipótesis postuladas por otras ciencias no históricas. El punto de partida para responder esta pregunta es que en las ciencias históricas una hipótesis es formulada a partir de un **razonamiento inductivo**. Por ejemplo, la hipótesis de que *los antecesores del hombre vivieron en África a fines del Plioceno* asume que en ninguna otra parte del mundo hay restos de homínidos de esa edad o anteriores aunque, en rigor de verdad, no se tiene la absoluta certeza de que esto es realmente así. Pero es lícito suponer que si la base de datos que corroboran esta hipótesis es suficientemente grande, esta puede considerarse válida. De modo que el razonamiento inductivo conduce a una conclusión más o menos **probable** pero no otorga un ‘certificado de garantía’ acerca de su validez.

Lo cierto es que los fenómenos que investigan las ciencias naturales suelen ser demasiado complejos para resolverlos por simple inducción, como veremos más adelante. Una forma de razonamiento inductivo relativamente simple y muy común en geología – que es la base del actualismo – es el **razonamiento analógico**. Supongamos que una capa de arena se está depositando en el lecho de un río actual bajo las condiciones hidrodinámicas A, B, C, D y E (profundidad, velocidad, turbulencia, etc.) y tiene los atributos R, S, T, U y W (estratificación cruzada en artesa, granulometría media, buena selección, etc.). Si en una sección estratigráfica del Devónico encuentro una capa de arenisca con solamente cuatro de estos cinco atributos (falta W) puedo inducir que se formó bajo las mismas condiciones de flujo que la capa actual pues asumo que el atributo faltante, de encontrarlo, *debería* ser W. Sin embargo, por tratarse de una analogía, siempre existe la posibilidad que el atributo faltante sea Y en vez de W, por lo que este tipo de razonamiento será tanto más confiable cuanto mayor sea el número de atributos comunes y el número de casos observados.

El análisis paleoambiental plantea situaciones mu-

cho más complejas dada la cantidad de variables que intervienen. Una forma de simplificarlo es creando **modelos** (en este caso ‘modelos de facies’), que son generalizaciones que resumen el conjunto de rasgos estratigráficos típicos de un determinado ambiente y dejan de lado la variabilidad local (se elimina el *ruido* para dejar limpia la señal). Un *modelo de delta progradante*, por ejemplo, se obtiene a partir del estudio de numerosos deltas actuales y de ejemplos del registro geológico y, finalmente, se escogen aquellos atributos comunes a la mayoría. Así, el modelo actúa como una **norma**, es decir, un modelo con el cual se comparan las sucesiones reales bajo estudio. Si éstas muestran notorias diferencias respecto de la norma es necesario explicar las causas de tales anomalías y, eventualmente, ajustar el modelo. Una función esencial de los modelos es servir como base para la **interpretación** paleoambiental dado que se conocen en detalle los procesos sedimentarios que operan en cada tramo de una sucesión deltaica. Además, los modelos son claves para **predecir** la distribución y las características litofaciales en superficie y en subsuelo a partir de datos limitados (unos pocos pozos). Por ejemplo, conociendo el modelo de delta progradante se podrá deducir en qué parte de la cuenca estarán y qué espesor y litología tendrán las areniscas del frente deltaico (Walker y James, 1992).

El epistemólogo Karl Popper, en 1934, analizó el modo en que se genera conocimiento científico y llegó a la conclusión (que también es una hipótesis) de que es a través del método **hipotético-deductivo**. La lógica de este método es que una hipótesis nunca podrá ser confirmada pero sí refutada y por ello también se lo conoce como método *refutacionista*. Aquí es interesante citar una frase de Albert Einstein: “*No existe una cantidad suficiente de experimentos que muestren que estoy en lo correcto, pero un simple experimento puede probar que estoy equivocado*”. Lo que se somete a refutación no es la hipótesis en su conjunto sino alguna deducción de la misma (los denominados *supuestos auxiliares*). Por ejemplo, si la Precordillera es realmente un terreno desprendido de Laurentia en el Cámbrico, entonces *deduzco* que un estudio paleomagnético de sus rocas cámbricas debería indicar un paleopolo que coincida con el de Laurentia y no con el de Gondwana. Dado que, en principio, esto fue corroborado, la hipótesis del ‘microcontinente lauréntico’ sigue en pie, aunque nunca estará confirmada. No obstante, cuantas más pruebas de refutación supere una hipótesis, más fortalecida quedará. De ocurrir lo contrario, la hipótesis perderá terreno respecto de otras hipótesis competidoras (es común que para explicar un mismo fenómeno haya varias hipótesis alternativas) y terminará siendo descartada ante la frustración de quienes la propusieron (Fig. 1.77). Un recurso aplicado con fre-

cuencia para ‘salvar’ una hipótesis es la formulación de una hipótesis *ad hoc* en la que se plantea una explicación a la refutación (una especie de ‘parche’) aunque ésta, a su vez, deberá ser sostenida a través de nuevas verificaciones, como si fuera una hipótesis nueva. Un ejemplo perfecto de hipótesis *ad hoc* es la que se propuso para defender la teoría de la gravitación universal de Newton, cuestionada por las anomalías detectadas en la órbita del planeta Urano. Esta hipótesis *ad hoc* infería la existencia de un planeta desconocido cuya masa alteraba las posiciones de Urano. Al final, el planeta fue identificado y se denominó Neptuno, y con ello no sólo se sostuvo la teoría newtoniana sino que se reafirmó el carácter predictivo de la ciencia. El diagrama de la Figura 1.77 resume las principales etapas que hay que recorrer para producir conocimiento en las ciencias naturales.

Uno de los inconvenientes del procedimiento hipotético-deductivo, muy aplicado en las ciencias ‘duras’ o experimentales, es que dedica demasiado tiempo a analizar las causas de los resultados adversos (refutaciones) tratando de establecer si se trata de ‘falsos negativos’ o ‘falsos positivos’ surgidos por errores en el diseño del experimento, analíticos, instrumentales, etc., con lo que se pospone la verdadera refutación. La práctica más usual en las ciencias no experimentales o históricas es poner mayor énfasis en la búsqueda de **evidencia positiva**, o sea acumular evidencias independientes que apunten hacia lo mismo, algo así como sumar pruebas que permitan identificar al asesino (encontrar el *revólver humeante*) (Cleland, 2001). En geología, por las condiciones propias del registro, las evidencias disponibles son necesariamente fragmentarias e incompletas. Siguiendo con la analogía anterior, es como si se hubiera hecho una limpieza exhaustiva del lugar del crimen borrando todas (o casi todas) las pruebas del delito. Por eso, las evidencias recogidas en los trabajos de campo y laboratorio, por más empeño que se ponga, nunca llegan a ser suficientes como para establecer de forma fehaciente que tal o cual fenómeno realmente ocurrió, o que ocurrió del modo que lo plantea la hipótesis. Por ejemplo, la mencionada hipótesis del asteroide sacó



**Figura 1.78.** Portadas de algunas revistas científicas de difusión internacional. En general, cada revista publica entre 4 y 6 números anuales y cada uno contiene varios trabajos, dependiendo de su extensión. La mayoría de las universidades argentinas e institutos de investigación brindan acceso directo y gratuito a más de 10.000 revistas científicas y tecnológicas de todas las disciplinas a través de la Biblioteca Electrónica del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

rápida ventaja sobre otras hipótesis que intentan explicar la extinción de los dinosaurios (competencia con los mamíferos, enfermedades, falta de adaptación frente a cambios ambientales, entre otras) debido al hallazgo (fortuito) de la capa de iridio que sugiere un impacto extraterrestre, la posterior identificación del cráter y, lo más importante, las numerosas dataciones que señalan que la edad de este evento se aproxima mucho a la de la extinción. ¿Se había encontrado el revólver humeante?

Aquí surge la última y más complicada verificación: demostrar que entre el impacto y la extinción hay realmente una relación de causa-efecto, es decir hay **causalidad** y no simplemente correlación. La confusión entre estos términos suele llevar a graves errores en la formulación de una hipótesis. Dos fenómenos pueden ocurrir al mismo tiempo (ser correlativos) pero carecer de interacción. Por ejemplo, a fines del Cretácico se terminó de abrir el Atlántico sur y el mar transgredió vastos sectores de la Patagonia. Si bien esto ocurrió cuando se estaba produciendo la extinción de los dinosaurios, nadie osaría postular que esta fue la causa. Buscar pruebas de la causalidad en el rompecabezas de datos disponibles es, sin dudas, el aspecto más problemático de una investigación, pero es lo único que puede aportar *evidencia positiva* para sostener una hipótesis. En nuestro ejemplo, la causalidad entre impacto y extinción no está del todo demostrada, y últimamente se han presentado evi-

dencias de que ni siquiera habría correlación pues el impacto que produjo el cráter en América Central habría ocurrido varios miles de años antes de la extinción (ver § 8.19). Esto ha llevado a reinvestigar el tema y los resultados están en pleno debate. Esta claro que si no hubiera correlación la cuestión de la extinción de los dinosaurios deberá esperar una nueva hipótesis.

Un tema muy vinculado al quehacer científico y que merece una última reflexión es el de la publicación de los resultados de una investigación. Su importancia es tal que una hipótesis no publicada no forma parte del cuerpo del conocimiento científico porque no está disponible para ser validada/refutada. Las **revistas científicas** de publicación periódica, tanto en papel como en soporte electrónico, son el medio de difusión adoptado por la comunidad científica mundial (Fig. 1.78). Cada rama del conocimiento tiene un conjunto de revistas específicas y en ellas se encuentra toda la información que se produce a nivel mundial en ese campo. Los investigadores y docentes de las universidades argentinas tienen acceso libre y gratuito a la mayoría de las revistas a través de la Biblioteca Electrónica de Ciencia y Tecnología del Ministerio de Ciencia, Tecnología e Innovación Productiva. El sitio web es: [www.biblioteca.mincyt.gov.ar/](http://www.biblioteca.mincyt.gov.ar/).

Cuando se hojea una publicación científica se ve que las conclusiones siempre están precedidas por descripciones, bases de datos, discusiones metodológicas, tratamientos estadísticos, gráficos, clasificaciones, ilustraciones y un sinnúmero de otros aspectos que sirven para encuadrar la investigación y aclarar cómo se llegó a los resultados expuestos. Al final se sintetiza la hipótesis planteada y se suelen plantear posibles caminos para verificarla. Las revistas científicas tienen un comité editor que designa los árbitros que revisan y comentan el trabajo y determinan si, a su juicio, hay consistencia entre los datos aportados y las conclusiones o hipótesis planteadas, y también si se trata de una investigación original. Las numerosas revistas científicas que hay en el mercado compiten por la calidad y el impacto de sus trabajos. Aquellas de mayor prestigio o tradición tienen mayor oferta de manuscritos y, por lo tanto, es necesario sortear una rigurosa selección previa donde se pondera la trascendencia del tema y un exigente arbitraje de pares para aceptar el trabajo y finalmente publicarlo. Logrado esto, el autor se asegura una rápida difusión de los resultados en la comunidad científica mundial.

En el sistema científico se puede acceder a diversos indicadores como el FI (*factor de impacto*), el SCI (*Science Scientific Report*) o el índice JCR (*Journal of Citation Report*) que son distintas formas de establecer la importancia relativa de las revistas científicas, la que básicamente se establece en función del número promedio de

citadas recibidas anualmente por los artículos publicados en las mismas. Estas métricas también permiten establecer el ranking que ocupa una determinada revista científica respecto de las otras de su área (por ej. 8/69 o sea octava entre 69 revistas de paleontología), o agrupándolas en cuartiles, donde el cuartil Q1 reúne al 25% de mayor impacto y Q4 es el intervalo que reúne las menos citadas, pasando por los cuartiles intermedios Q2 y Q3. Las revistas indexadas son evaluadas anualmente y en función de sus índices pueden ascender o descender en el mencionado ranking. Además está decir que tales índices también son utilizados en todo el mundo para evaluar la relevancia de la producción científica y tecnológica de docentes universitarios e investigadores.

Los capítulos de este libro están basados, en una mínima parte, en experiencia y trabajos científicos propios y, en su gran mayoría, en investigaciones realizadas por una pléyade de investigadores de las ciencias de la Tierra que publicaron sus resultados en distintas revistas nacionales e internacionales. Un rápido repaso de la bibliografía pone en evidencia que más del 90% de los trabajos y libros citados están escritos en inglés. La comunidad científica ha adoptado el idioma inglés para comunicarse, posiblemente debido al avance y difusión de la ciencia en los países angloparlantes desde el siglo pasado y a su gramática relativamente sencilla. Países con fuerte desarrollo científico como China, Rusia, India, Japón y del este de Europa han tenido que adoptarlo, y América Latina no ha sido la excepción.

## REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Albanesi, G.L., Carrera, M.G., Cañas, F.L. y Saltzman, M. 2003. The Niquivil section, Precordillera of San Juan, Argentina, proposed GSSP for the Lower/Middle Ordovician boundary. En: Aceñolaza, F.G. (ed.) *Aspects of the Ordovician System in Argentina*. INSU-GEO, Serie Correlación Geológica, 16: 33-40.
- Ager, D.V. 1993. *The New Catastrophism. The importance of the rare events in Geological History*. Cambridge University Press, 254 p.
- Ainsaar, L., Kaljo, D., Martma, T., Meidla, T., Männik, P., Nõlvak, J. y Tinn, O. 2010. Middle and Upper Ordovician carbon isotope chemostratigraphy in Baltoscandia: A correlation standard and clues to environmental history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 294: 189-201.
- Anguita Virella, F. 1988. *Origen e historia de la Tierra*. Editorial Rueda, Madrid. 525 p.
- Archangelsky, S., Archangelsky, A. y Cúneo, R. 1981. Algunos elementos paleoflorísticos de las formaciones Piedra Shotel y Nueva Lubecka, Pérmico Inferior, Estancia La Casilda, Provincia de Chubut. *Ameghiniana*, 18: 207-220.
- Asimov, I. 1966. *Breve historia de la biología*. Editorial Universitaria de Buenos Aires, EUDEBA, 226 p. Buenos Aires.
- Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The Early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a rifted, drifted and collided terrane: a geodynamic model. *Geological Society of America Bulletin*, 107: 253-273.
- Auboin, J. 1965. *Geosinclines*. En: *Developments in Geotectonics*, 1.

- Elsevier, 355 p.
- Aubry, M-P. y Couvreur, J.A. 2005. Buried Time: Chronostratigraphy as a research tool. En: Koutsoukos, E.A.M. (ed.) *Applied Stratigraphy*, pp. 23-53. Springer.
- Benedetto, J.L. 1993. La hipótesis de la aloctonía de la Precordillera Argentina: un test estratigráfico y biogeográfico. *12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3*: 375-384. Mendoza.
- Benedetto, J.L. 1998. Early Palaeozoic brachiopods and associated shelly faunas from western Gondwana: its bearing on the geodynamic history of the pre-Andean margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 57-83.
- Benedetto, J.L. 2004. The allochthony of the Precordillera ten years later (1993-2003): A new paleobiogeographic test of the microcontinental model. *Gondwana Research*, 7: 1027-1039.
- Benedetto, J.L. 2005. Hacia un esquema bioestratigráfico de alta resolución para el Cámbrico Tardío y Ordovícico del noroeste de Argentina basado en filozonas de braquiópodos rhynchonelli-formes. *16º Congreso Geológico Argentino, Actas 3*: 371-378. La Plata.
- Benedetto, J.L. 2018. The strophomenide brachiopod *Ahtiella Öpik* in the Ordovician of Gondwana and the early history of the plectambonitoids. *Journal of Paleontology*. doi: 10.1017/jpa.2018.9
- Benedetto, J.L., Sánchez, T.M., Carrera, M.G., Brussa, E.D. y Salas, M.J. 1999. Paleontological constraints on successive paleogeographic positions of Precordillera terrane during the early Paleozoic. En: Ramos, V.A. y Keppie, D. (eds.) *Gondwana-Laurentia connections before Pangea*. Geological Society of America, Special Papers, 336: 21-42.
- Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G., Sánchez, T.M. y Foglia, R.D. 2009. Cambrian and Ordovician biogeography of the South American margin of Gondwana and accreted terranes. En: Bassett, M.G. (ed.) *Early Palaeozoic Peri-Gondwanan Terranes: new insights from tectonics and biogeography*. Geological Society London, Special Publications, 325:199-230.
- Beveridge, W.I.B. 1950. *The art of scientific investigation*. 228 p. Heinemann, Londres.
- Bleeker, W. 2004. Towards a 'natural' time scale for the Precambrian – A proposal. *Lethaia*, 37: 21922.
- Boucot, A.J. 1993. Paleozoic paleogeography and biogeography. *Revista Española de Paleontología*, (número extraordinario), pp. 15-20.
- Brenchley, P.J., Carden, G.A., Hints, L., Kaljo, D., Marshal, J.D., Martma, T., Meidla, T. y Novak, J. 2003. High-resolution stable isotope stratigraphy of the Upper Ordovician sequences: Constraints on the timing of bioevents and environmental changes associated with mass extinction and glaciation. *Bulletin Geological Society of America*, 115: 89-104.
- Busby, C.T. e Ingersoll, R.V. 1995. *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science. 578 p.
- Carrera, M.G. y Rigby, J.K. 1999. Biogeography of Ordovician sponges. *Journal of Paleontology*, 73: 26-37.
- Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35: 1-43.
- Cecca, F. 2002. *Palaebiogeography of marine fossil invertebrates. - Concepts and methods*. Taylor and Francis, 273 p.
- Chen X., Rong J., Fan J., Zhan, R., Mitchell, C.E., Harper, D.A.T., Melchin, M.J., Peng, P., Finney, S. y Wang, X. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Hirnantian Stage (the uppermost of the Ordovician System). *Episodes*, 29: 183-196.
- Chlupác, I., Jaeger, H. y Zikmundová, J. 1972. The Silurian-Devonian boundary in the Barrandian. *Bulletin Canadian Petroleum Geologists*, 20: 104-174.
- Christiansen, J.L. y Stouge, S. 1999. Oceanic circulation as an element in palaeogeographical reconstructions: the Arenig (early Ordovician) as an example. *Terra Nova*, 11: 73-78.
- Cingolani, C.A. 2007. Alex. L. du Toit (1878-1948): Semblanzas de su vida y de su aporte al conocimiento de la Geología Sudamericana. En: Historia de la Geología Argentina. INSUGEO, Miscelánea 16.
- 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. 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.
- Cleland, C.E. 2001. Historical science, experimental science, and the scientific method. *Geology*, 29: 987-990.
- Cocks, L.R.M. y Fortey, R.A. 1988. Lower Palaeozoic facies and faunas around Gondwana. En: Audley-Charles, M.G. y Hallam, A. (eds.) *Gondwana and Tethys*. Geological Society, London, Special Publication, 37: 183-200.
- Cocks, L.R.M. y Fortey, R.A. 2003. Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. *Earth-Science Reviews*, 61: 245-307.
- Cocks, L.R.M. y Torsvik, T.H. 2005. Báltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth-Science Reviews*, 72: 39-66.
- Comité Argentino de Estratigrafía. 1992. *Código Argentino de Estratigrafía*. Asociación Geológica Argentina, Serie B Didáctica y Complementaria, 20, 64 p.
- Conti, C. y Rapalini, A. 1993. La deriva polar aparente de Gondwana en el Paleozoico en función de los nuevos datos paleomagnéticos de Argentina: Implicancias paleolatitudinales para América del Sur. *Actas 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso Exploración de Hidrocarburos*, 3: 404-414. Mendoza.
- Cox, A. y Doell, R.R. 1960. Review of paleomagnetism. *Geological Society of America Bulletin*, 71: 645-768.
- Cox, A., Dalrymple, G.B. y Doell, R.R. 1967. Reversals of the Earth's magnetic field. *Scientific American*, 216: 44-54.
- Cronin, T.M. 1999. *Principles of Paleoclimatology*. Columbia University Press, 560 p.
- Dewey, J.F. y Bird, J.M. 1970. Mountain belts and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 75: 2625-2647.
- Dickinson, W.R. 1971. Plate tectonics in geologic history. *Science*, 174: 107-113.
- Dickinson, W.R. 1974. *Plate tectonics and sedimentation*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Special Publication 22: 1-27.
- Dietz, R.S. 1961. Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, 190: 854-857.
- Dinares-Turell, J., Baceta, I., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G. y Lorito, S. 2003. Untangling the Paleocene climatic rhythm: an astronomically calibrated Early Paleocene magnetostratigraphy and biostratigraphy at Zumaia (Basque basin, northern Spain). *Earth and Planetary Science Letters*, 216: 483-500.
- Du Toit, A.L. 1927. A geological comparison of South America with South Africa. *Publications of the Carnegie Institute Washington*, 381: 1-157.
- Du Toit, A.L. 1937. *Our Wandering Continents*. Oliver and Boyd, Edinburgh, 366 p.
- Einsele, G., Ricken, W. y Seilacher, A. (eds.) 1991. *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer Verlag, Berlin. 536 p.
- Embry, A.F. 2001. Sequence stratigraphy: why it is, why it works and how to use it? *Canadian Society of Petroleum Geologists*, 167 p.
- Evans, D.A.D. 2006. Proterozoic low orbital obliquity and axial-dipolar geomagnetic field from evaporite paleolatitudes. *Nature*, 444: 51-55.
- Fisher, A.G., Hilgen, F.J. y Garrison, R.E. 2009. Mediterranean contributions to cyclostratigraphy and astrochronology. *Sedimentology*, 56: 63-94.
- Fortey, R.A. y Mellish, C.J.T. 1992. Are some fossils better than others

- for inferring palaeogeography? *Terra Nova*, 4: 210-216.
- Ghosh, P., Adkins, J., Aflek, H., Balta, B., Guo, W., Schauble, E.A., Schrag, D. y Eller, J.M. 2006. C<sup>13</sup>-O<sup>18</sup> bonds in carbonate minerals: a new kind of paleothermometer. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1439-1456.
- Gradstein, F.M. 2005. Quantitative Methods for Applied Microfossil Biostratigraphy. En: Koutsoukos, E.A.M. (ed.) *Applied Stratigraphy*, pp. 359-386. Springer.
- Gradstein, F.M. y Ogg, J.G. 2004. Geologic Time Scale 2004 – why, how, and where next! *Lethaia*, 37: 175-181.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., Bleecker, W. y Lourens, L.J. 2004. A new Geologic Time Scale, with special reference to Precambrian and Neogene. *Episodes*, 27: 83-98.
- Hallam, A. 1974. Changing patterns of provinciality and diversity of fossil animals in relation to plate tectonics. *Journal of Biogeography*, 1: 213-225.
- Hallam, A. 1973. Distributional patterns in contemporary terrestrial and marine animals. En: Hughes, N.F. (ed.) *Organisms and Continents through Time*. Special Papers in Palaeontology, 12: 93-105.
- Hallam, A. 1976. *De la deriva continental a la tectónica de placas*. Ed. Labor, 171 p. Barcelona.
- Herrera, Z.A. y Benedetto, J.L. 1991. Early Ordovician brachiopod faunas from the Precordillera basin, western Argentina: biostratigraphy and paleobiogeographical affinities. En: MacKinnon, D.I., Lee, D.E. y Campbell, J.D. (eds.) *Brachiopods Through Time*, pp. 283-301. A.A. Balkema, Rotterdam.
- Hess, H.H. 1962. History of the ocean basins. En: Engle, A.E.J. (ed.) *Petrologic studies- A volume in honor of A.F. Buddington*. Geological Society of America, pp. 599-620.
- Hilgen, F., Schwarzscher, W., Strasser, F. 2004. *Cyclostratigraphy: Approaches and Case Histories*. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 81: 303-305.
- Holmes, A. 1929. Radioactivity and earth movements. *Transactions of the Geological Society of Glasgow*, 18: 559-606.
- Hutton, J. 1778. Theory of the Earth, or an investigation of the laws observable in the composition, dissolution and restoration of land upon the globe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 1: 109-304.
- Ingersoll, R.V. 1988. Tectonics of sedimentary basins. *Geological Society of America Bulletin*, 100: 1704-1719.
- Isacks, B., Oliver, J. y Sykes, L.R. 1968. Seismology and the new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 73: 5855-5899.
- James, N.P. y Kendall, A.C. 1992. Introduction to carbonate and evaporite facies models. En: Walker, R.G. y James, N.P. (eds.) 1992. *Facies Models: Response to Sea level changes*. Geoscience Canada, 2a. Edición, 409 p.
- Kay, M. 1951. *Norh American geosynclines*. Geological Society of America, Memoir 48: 143 p.
- Kidder, D.L. y Worsley, T.R. 2010. Phanerozoic Large Igneous Provinces (LIPs), HEATT (Haline Euxinic Acidic Thermal Transgression) episodes, and mass extinctions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 162-191.
- Kiessling, W. 2012. Paleoclimatic significance of Phanerozoic reefs. *Geology*, 29: 751-754.
- Klimovsky, G. 1995. *Las desventuras del conocimiento científico*. AZ Editora, Buenos Aires. 418 p.
- Koutsoukos, E.A.M. 2005. Stratigraphy: Evolution of a Concept. En: Koutsoukos, E.A.M. (ed.) *Applied Stratigraphy*, pp. 3-19. Springer.
- Krull, E.S., Lehrmann, D.J., Druke, D., Kessel, B., Yu, Y.Y. y Li, R. 2004. Stable carbon isotope stratigraphy across the Permian-Triassic boundary in shallow marine carbonate platforms, Nanpanjiang Basin, south China. *Palaeogeography Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 204: 297-315.
- Kuhn, T.S. 1962. *The structure of scientific revolutions*. University of Chicago Press. 320 p.
- Kump, L.R. 1991. Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19: 299-302.
- Kump, L.R., Pavlov, A., Arthur, M.A. 2005. Massive release of hydrogen sulfide to the surface ocean and atmosphere during interval of oceanic anoxia. *Geology*, 33: 397-400.
- Le Pichon, X. 1968. Sea floor spreading and continental drift. *Journal of Geophysical Research*, 73: 3661-3697.
- Lieberman, B.S. 2000. *Paleobiogeography*. Kluwer Academia Pleunum Publishers. 208 p.
- Lyell, C. 1842. *Principles of Geology*. Hillard Gray and Co.
- Miall, A.D. 1992. Exxon global cycle chart: an event for every occasion? *Geology*, 100: 5-20.
- Miall, A.D. y Miall, C.E. 2001. Sequence stratigraphy as a scientific enterprise: the evolution and persistence of conflicting paradigms. *Earth-Science Reviews*, 54: 321-348.
- Morgan, W.J. 1968. Rises, trenches, great faults and crustal blocks. *Journal of Geophysical Research*, 73: 1959-1972.
- Muñoz, D.F. y Benedetto, J.L. 2016. The eorhthid brachiopod *Apheorthis* in the Lower Ordovician of NW Argentina and the dispersal pathways along western Gondwana. *Acta Palaeontologica Polonica*, 61: 633-644.
- Neuman, R.B. y Harper, D.A.T. 1992. Paleogeographic significance of the Arenig-Llanvirn Toquima-Table Head and Celtic brachiopod assemblages. En: Webby, B.D. y Laurie, J. (eds.) *Global Perspectives on Ordovician Geology*, pp. 241-254. A.A. Balkema. Rotterdam.
- Ogg, J.G. 2004. Status of divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia*, 37: 183-199.
- Olson, P.L., Christensen, U.R. y Driscoll, P.E. 2012. From superchrons to secular variation: A broadband dynamo frequency spectrum for the geomagnetic dipole. *Earth and Planetary Science Letters*, 319/320: 75-82.
- Parrish, J.T. 1998. *Interpreting Pre-Quaternary Climate from the Geologic Record*. Columbia University Press. 338 p.
- Payne, J.L. y Kump, L.R. 2007. Evidence for recurrent Early Triassic massive volcanism from quantitative interpretation of carbon isotope fluctuations. *Earth and Planetary Science Letters*, 256: 264-277.
- Pearson, P.N., Foster, G.L. y Wade, B.S. 2009. Atmospheric carbon dioxide through the Eocene-Oligocene climate transition. *Nature*, 447: 1-5.
- Pitman, W.C. y Heirtzler, J.R. 1966. Magnetic anomalies over the Pacific-Antarctic Ridge. *Science*, 154: 1164-1171.
- Plumb, K.A. y James, K.L. 1986. Subdivision of Precambrian time: recommendations and suggestions by the Subcommittee on Precambrian Stratigraphy. *Precambrian Research*, 32:65-95.
- Pohl, A., Nardin, E., Vandenbroucke, T.R. y Donnadieu, Y. 2015. High dependence of Ordovician ocean surface circulation on atmospheric CO<sub>2</sub> levels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.09.036.
- Popper, K.P. 1967. *El desarrollo del conocimiento científico. Conjeturas y refutaciones*. Ed. Paidós.
- Ramos, V.A. 1995. Sudamérica: un mosaico de continentes y océanos. *Ciencia Hoy*, 6: 24-29.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83: 49-82.
- Roig, F. (ed.) 2000. *Dendrocronología en América Latina*. Editorial de la Universidad de Cuyo. Mendoza, Argentina. 434 p.
- Runcorn, S.K. 1962. Palaeomagnetic evidence for continental drift and its geophysical cause. En: Runcorn, S.K. (ed.) *Continental Drift*. Academic Press, N. York. pp. 1-39
- Runkel, A.C., Miller, J.F., McKay, R.M., Shaw, T.H. y Basset, D.J. 1999. Cambrian-Ordovician boundary strata in the Central Midcontinent of North America. En: Kraft, P. y Fatka, O. (eds.) *Quo Vadis Ordovician?* Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 43:17-20.
- Sagasti, G. 2005. Hemipelagic record of orbitally-induced cycles in Lower Cretaceous sediments of the Neuquén Basin. En: Veiga,

- G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwartz, E. (eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications, 252: 231-250.
- Schuchert, C. y Dunbar, C.O. 1937. *Outlines of Historical Geology*. John Wiley & Sons, New York. 291 p.
- Scotese, C.R., Boucot, A.J. y McKerrow, W.S. 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. *Journal of Africa Earth Sciences*, 28: 99-114.
- Shellwood, B.W. y Valdes, P.J. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190: 269-287.
- Shen, G., Gao X., Gao B., Granger, D.E. 2009. Age of Zhoukoudian *Homo erectus* determined with <sup>26</sup>Al/<sup>10</sup>Be burial dating. *Nature*, 458: 198-200.
- Sims, J.P., Ireland, T.R., Camacho, A., Lyons, P., Pieters, P., Skirrow, R., Stuart-Smith, P.G. y Miró, R. 1998. U-Pb, Th-Pb and Ar-Ar geochronology from the southern Sierras Pampeanas, Argentina. Implications for the Palaeozoic tectonic evolution of the western Gondwana margin. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) *The proto-Andean margin of Gondwana*. Geological Society, London, Special Publications, 142: 259-282.
- Smith, G., Briden, J.C. y y Drewry, G.E. 1973. Phanerozoic World maps. En: Hughes, N.F. (ed.) *Organisms and continents through time*. Special Papers in Palaeontology, 12: 1-42.
- Stigall, A.L., Bauer, J.L., Lam, A.R. y Wright, D.F. 2017. Biotic immigration events, speciation, and the accumulation of biodiversity in the fossil record. *Global and Planetary Change*, 148: 242-257.
- Suess, E. 1904-1909. *The Face of the Earth*. Clarendon Press, Oxford.
- Taylor, F.B. 1910. Bearing of the Tertiary mountain belt on the origin of the Earth's plan. *Bulletin of the Geological Society of America*, 21: 179-226.
- Thrasher, I.M., Mauz, B., Chiverrell, R.C. y Lang, A. 2009. Luminescence dating of glaciofluvial deposits: A review. *Earth-Science Reviews*, 97: 133-146.
- Torsvik, T.H. y Cocks, L.R.M. 2004. Earth geography from 400 to 250 Ma: a palaeomagnetic, faunal and facies review. *Journal of the Geological Society, London*, 161: 555-572.
- Torsvik, T.H. y Rehnström, E. 2003. The Tornquist Sea and the Báltica-Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362: 67-82.
- Vaccari, N.E. 1995. Early Ordovician trilobite biogeography of Precordillera and Famatina, Western Argentina: preliminary results. En: Cooper, J.D., Droser, M.L. y Finney, S.C. (eds.), *Ordovician Odyssey*. Pacific Section Society for Sedimentary Geology, 77: 193-196.
- Vaccari, N.E., Waisfeld, B.G., Chatterton, B.D. y Edgecombe, G.D. 2006. New raphiophorid trilobites from the Ordovician of Argentina and their biogeographic implications. *Memoirs of the Association of Australasian Paleontologists*, 32: 353-374.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. y Thompson, S. 1977. Seismic Stratigraphy and global changes os sea level. En: Payton, C.E. (ed.) *Seismic stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 26: 63-82 (part 3), 83-97 (part 4).
- Vine, F.J. 1966. Spreading of the ocean floor.: new evidence. *Science*, 154: 1405-1415.
- Vine, F.J. y Matthews, D.H. 1963. Magnetic anomalies over oceanic ridges. *Nature*, 199: 343-347.
- Vink, G.E., Morgan, W.J. y Vogt, P.R. 1985. Los puntos calientes de la Tierra. En: *La Tierra, Estructura y Dinámica*. Prensa Científica. pp. 188-196.
- Walker, R.G. y James, N.P. (eds.) 1992. *Facies Models: Response to Sea level changes*. Geoscience Canada, 2a. Edición, 409 p.
- Walsh, S.L. 2005. The role of stratotypes in stratigraphy. Part 3. The Word Committee, the Berkley school of North American mammalian stratigraphic paleontology, and the status of provincial golden spikes. *Earth-Science Reviews*, 70: 75-101.
- Walsh, S.L., Gradstein, E.M. y Ogg, J.G. 2004. History, philosophy and application of the Global Stratotype Section and Point (GSSP). *Lethaia*, 37: 175-182.
- Wegener, A.L. 1922. *The origin of continent and oceans*. Methuen, Londres (Traducción de la 3a edición en alemán).
- Westermann, G.E.G. 2000. Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt to order. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158: 1-13.
- Wilde, P. 1991. Oceanography in the Ordovician. En: C.R. Barnes y S.H. Williams (eds.), *Advances in Ordovician Geology*. Geological Survey of Canada. Paper 90-9: 283-298.
- Zachos J.C., Bohaty, S.M., Cedric, M.J., 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.