

3^o EDICIÓN

EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO

Una introducción a la Geología Histórica

Juan L. Benedetto



CAP 7

ACADEMIA NACIONAL DE CIENCIAS
Córdoba, Argentina

2019

EL SISTEMA TRIÁSICO Y EL INICIO DE LA RUPTURA DE PANGEA

- 7.1 Introducción a la Era Mesozoica
- 7.2 El Sistema Triásico, sus límites y subdivisiones
- 7.3 Paleogeografía y paleoclimas
- 7.4 Los sobrevivientes de la extinción y la recuperación de la biota
- 7.5 Las Nuevas Areniscas Rojas, las facies Germánicas y las facies Alpinas
- 7.6 El cierre del Paleotetis y la acreción de los bloques asiáticos a la Pangea
- 7.7 Primeras evidencias de la ruptura de Pangea en Eurasia
- 7.8 El Supergrupo Newark, las cuencas del noroeste de África y la apertura del Atlántico Norte
- 7.9 Las cuencas triásicas de Sudáfrica, Brasil, India y Antártida
- 7.10 Las cuencas del oeste de Sudamérica
- 7.11 Una ventana a la biota triásica: la cuenca continental de Ischigualasto
- 7.12 La extinción de fines del Triásico

7.1 INTRODUCCIÓN A LA ERA MESOZOICA

El Sistema Triásico marca el inicio de la Era Mesozoica, cuyo nombre alude a la condición ‘intermedia’ de su biota respecto de la fauna ‘antigua’ o Paleozoica y la ‘moderna’ o Cenozoica. Desde la época de Giovanni Arduino, a mediados del 1700, las rocas estratificadas (en oposición a las rocas cristalinas) eran denominadas ‘rocas secundarias’, término que luego fue retomado por Werner para incluir en la Serie Secundaria a las rocas que se habían depositado en el fondo del mar. En su condición de neptunista, Werner reservó el nombre de Serie Primaria para las rocas formadas por precipitados químicos, luego interpretadas correctamente como de origen ígneo por los plutonistas como Hutton. Durante los siglos 19 y 20 el nombre de Era Secundaria siguió utilizándose como sinónimo de la Era Mesozoica, sobre todo en Europa.

La Era Mesozoica se divide en los períodos Triásico, Jurásico y Cretácico. Se extiende desde los 251,9 Ma hasta los 66 Ma, con una duración total de casi 186 Ma, equivalente al 65% de la duración de la Era Paleozoica (Fig. 7.1). Aunque comparativamente breve, en este lapso de tiempo ocurrieron eventos biológicos y geológicos

significativos. Quizás lo más espectacular fue la aparición y el posterior apogeo de los dinosaurios sobre los continentes, de los grandes reptiles marinos como los plesiosaurios, mosasaurios e ictiosaurios, y la primera ocupación del espacio aéreo por los pterosaurios y las aves. Esto le ha valido la denominación de *edad de los reptiles*, y realmente es difícil imaginar un paisaje mesozoico que no sea una densa jungla o una sabana poblada de grandes dinosaurios herbívoros acechados por temibles carnívoros. Si bien el Período Triásico fue relativamente árido, el clima se tornó luego excepcionalmente cálido, lo que sin dudas favoreció a los reptiles. Sin embargo, los dinosaurios no estaban solos: a su sombra pululaban los pequeños mamíferos, los futuros dominadores de la Tierra. La suerte estuvo de su lado, pues se vieron favorecidos por la extinción de los dinosaurios a fines del Cretácico. Para nosotros, los humanos, este hecho fortuito o contingente –al decir del paleontólogo Stephen J. Gould– tuvo un significado especial: entre los numerosos linajes de mamíferos que sobrevivieron y evolucionaron en el Cenozoico hubo uno que condujo a los homínidos y luego al *Homo sapiens*.

La extinción masiva de fines de la Era Mesozoica fue la segunda en importancia luego de la del Pérmico

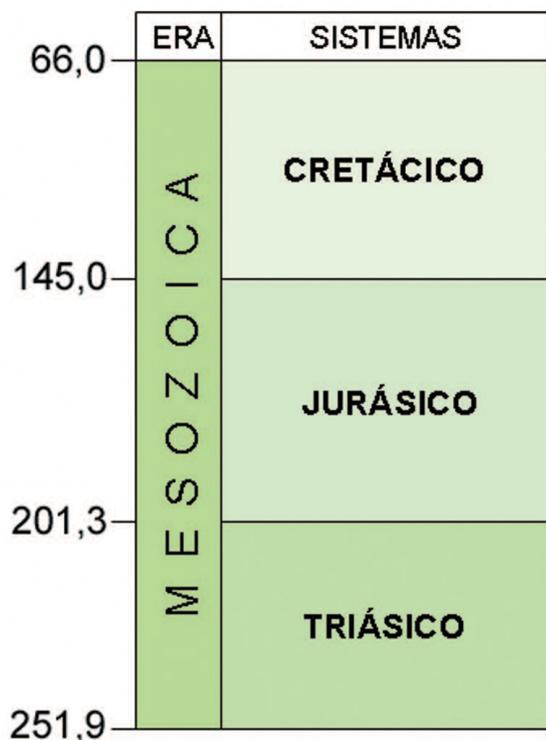


Figura 7.1. Subdivisión de la Era Mesozoica y edades absolutas de los límites de los sistemas (en millones de años).

Tardío. Junto a los grandes reptiles se extinguieron numerosos organismos marinos, incluyendo los amonites, los más típicos habitantes de los mares mesozoicos. Otra importante crisis biológica, si bien de menor magnitud, tuvo lugar a fines del Triásico.

En el plano geológico, la Era Mesozoica es sinónimo de fragmentación de la Pangea y dispersión de los continentes, proceso que aún continúa en el presente. El desarrollo de extensos campos de rocas volcánicas efusivas continentales (LIP, acrónimo del inglés *Large Igneous Provinces*) está estrechamente relacionado con la ruptura continental. Del punto de vista estratigráfico, este fenómeno generalizado de *rifting* produjo cuencas extensionales que fueron rellenas inicialmente por sedimentos continentales y luego fueron invadidas por el mar debido a que el nivel de los océanos ascendió en forma ininterrumpida hasta ubicarse alrededor de 200 metros por arriba del nivel actual. La mitad de este incremento se explicaría por la ausencia de hielos en los polos y la

otra mitad por la actividad creciente de las dorsales submarinas, que habría llegado a ser un 75% mayor que en el presente (Skelton et al., 2003). De algún modo, esta fragmentación puso fin al continente de Gondwana como entidad paleogeográfica: las piezas que lo conformaron durante cerca de 500 Ma se fueron desmembrando en el transcurso de la Era Mesozoica, culminando a mediados del Cretácico con la separación final de África y América del Sur, el último relictos de Gondwana.

7.2 EL SISTEMA TRIÁSICO, SUS LÍMITES Y SUBDIVISIONES

Hay dos fenómenos notables que son propios del Triásico: el inicio de la fragmentación del supercontinente Pangea y la recuperación de la flora y la fauna luego de la severa extinción de fines del Pérmico. Otro rasgo distintivo de este sistema es que el nivel del mar alcanzó el punto más bajo de todo el Fanerozoico (Fig. 4.5). Una revisión reciente de la curva del nivel del mar del Triásico (Haq, 2018) muestra un extenso período (~80 Ma) de nivel bajo igual o ligeramente superior al nivel de mar actual, con un pico de ascenso alrededor del Carniano tardío, para declinar fuertemente hacia fines del período. A esta prolongada tendencia se superponen alrededor de 22 ciclos de tercer orden que señalan caídas del nivel del mar de 25 a 75 m de amplitud (respecto del nivel presente), las que serían responsables de la escasez de depósitos marinos y de la existencia de importantes hiatos estratigráficos en el Triásico. Las causas de estas variaciones son materia de debate. Al no haber evidencia de glaciaciones, el origen glacioeustático debe ser descartado. El persistente nivel bajo ha sido relacionado con la escasa actividad de las dorsales mesoocéánicas. Hay que tener en



Figura 7.2. Límite Pérmico/Triásico en el GSSP de Meishan, China. La edad absoluta del límite (252,5 Ma) surge de interpolar las edades de los circones de las capas volcánicas infra y suprayacentes a la primera aparición de *Hindeodus parvus* (simplificado de Metcalfe e Isozaki, 2009). Posteriormente la edad fue recalibrada en 251,9 Ma (Burgess et al., 2014).

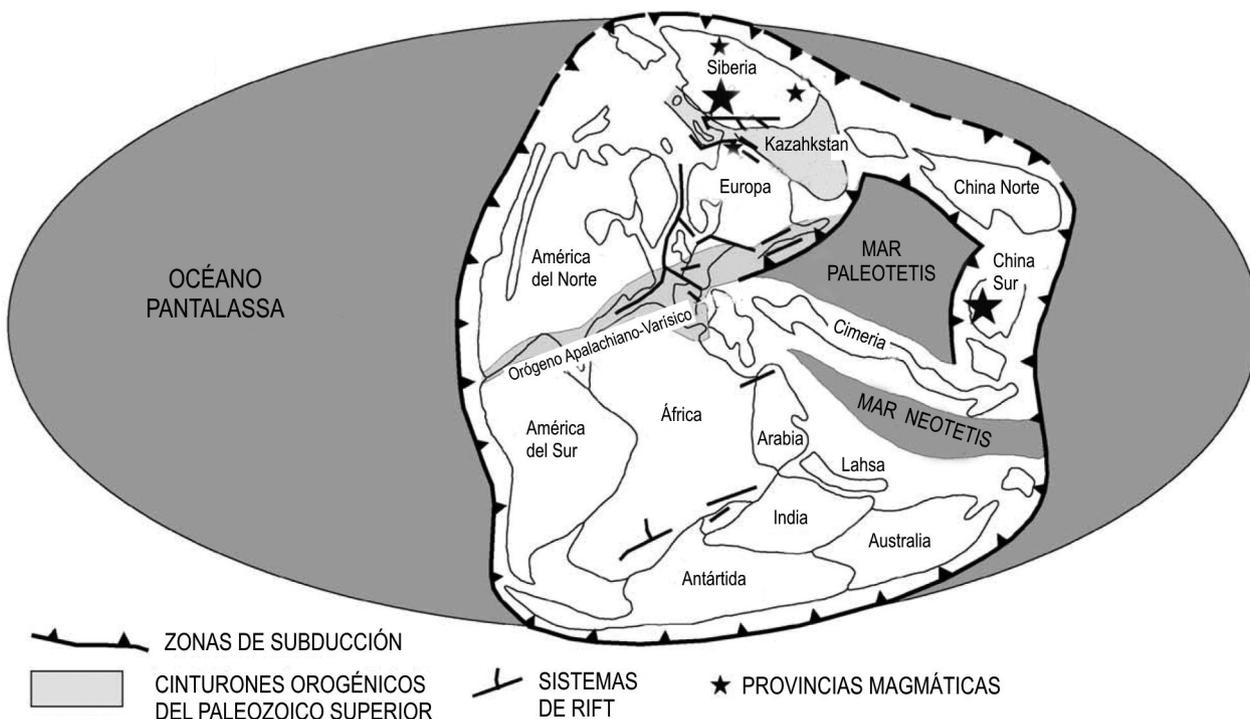


Figura 7.4. Paleogeografía del Triásico Temprano. La actividad de las provincias magmáticas se inició cerca del límite Pérmico/Triásico (modificado de Nikishin et al., 2002).

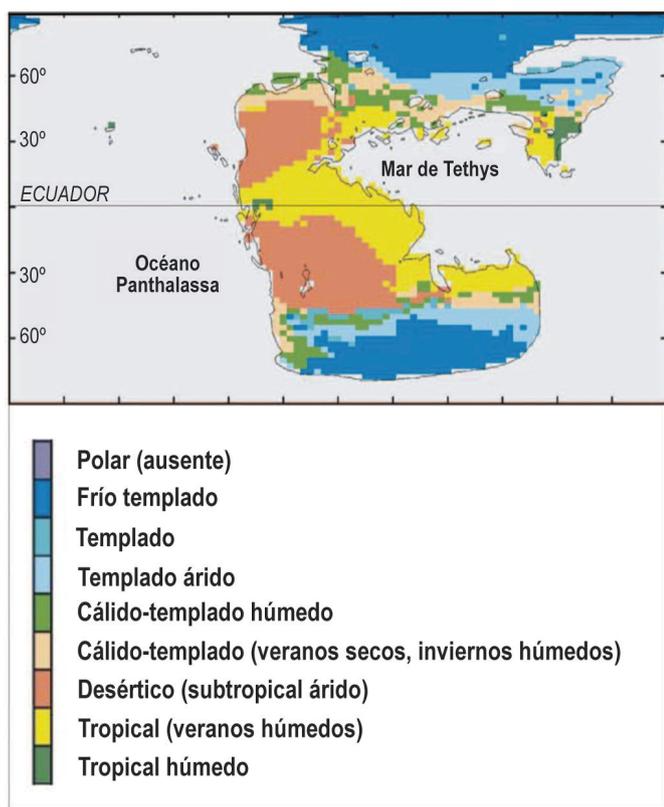


Figura 7.5. Distribución de las zonas climáticas durante el Triásico Tardío (modificado de Sellwood y Valdes, 2006).

tion Model) (Sellwood y Valdes, 2006). Un aspecto esencial para comprender los climas del Triásico es que el extenso arco formado por el megacontinente Pangea tenía una superficie más o menos equivalente en cada hemisferio. El modelo general de circulación predice temperaturas mínimas bajas (de hasta -20°C) en las zonas peripolares, es decir en Siberia y en el extremo sur de Gondwana, aunque no tan bajas como en los polos actuales (Fig. 7.5). Según estos modelos, en las regiones circumpolares triásicas los veranos no eran suficientemente fríos como para permitir acumulación de hielo y nieve de un año para el otro. La presencia de la licópsida arborescente *Pleuromeia* en latitudes altas también es indicadora de que no había fuertes heladas. Además, la flora siberiana era de hojas caducas y los anillos de los árboles revelan inviernos fríos y veranos relativamente cálidos. Este tipo de vegetación se extendía hasta los 60° de latitud y podía llegar hasta los 75°N , lo que demuestra que estas regiones eran significativamente más cálidas que en el presente.

En las áreas tropicales y subtropicales la temperatura de los mares fue ideal para el desarrollo de arrecifes coralinos. En el Triásico Tardío alcanzaron latitudes cercanas a los 35° en coincidencia con la ubicación de la isoterma de 20°C , tal como predicen las simulaciones climáticas. En las plataformas del mar Neotetis (por ej. en el norte de la India, sur de Europa, Tailandia, Nueva

Guinea) hay extensos depósitos carbonáticos asociados con arrecifes. Esta región se caracterizó por un clima estacional con fuertes lluvias en verano e inviernos muy secos. En la región subtropical de Gondwana y en el centro-oeste de Norteamérica la evaporación superó largamente la precipitación desarrollándose áreas subtropicales desérticas. Las capas de carbón están ausentes en el Triásico Temprano y recién reaparecen en el Triásico Medio (Anisiano).

Los datos de los isótopos de oxígeno sugieren una enfriamiento gradual a lo largo del Triásico que podría estar relacionado con el movimiento de Pangea hacia zonas tropicales. Aunque parezca paradójico, esto incrementó la meteorización y el consiguiente consumo del CO₂ atmosférico, produciendo un descenso de la temperatura (Goddéris, 2008; Kiessling, 2010).

7.4 LOS SOBREVIVIENTES DE LA EXTINCIÓN Y LA RECUPERACIÓN DE LA BIOTA

Si bien muchos de los grupos presentes en el Triásico (bivalvos, gastrópodos, equinoideos, peces óseos, etc.) ya estaban presentes desde el Paleozoico temprano, sólo después de la extinción P/T comenzaron a ser dominantes en los mares. Este nuevo tipo de ecosistemas constituyen la **Fauna Evolutiva Moderna**, en oposición a la 'Fauna Evolutiva Paleozoica' (Sepkoski, 1981; Sheehan, 2001) (Fig. 7.6). La extinción P/T, además de producir una completa reestructuración de los ecosistemas, dejó una fuerte impronta en el registro sedimentario (Pruss et al., 2006). En el Triásico Inferior de Turquía, por ejemplo, hay arrecifes microbianos con fábrica estromatolítica y trombolítica y estructuras corrugadas indicadoras de matas o tapices microbianos. Estructuras de este tipo han sido reportadas en depósitos de plataforma somera de casi todo el mundo. Este rápido cambio de calizas fosilíferas a carbonatos precipitados por calcimicrobios se habría producido por sobresaturación de carbonato de calcio como resultado del incremento de CO₂ de origen volcánico, entre otras causas (ver § 6.18). Hay que recordar que los tapices microbianos fueron muy frecuentes en las regiones submareales cerca del límite Proterozoico/Cámbrico pero extremadamente raros en el Mesozoico, pues reflejan ausencia de bioturbación, lo que sólo es explicable si la fauna bentónica está ausente o es muy escasa, como ocurrió luego de la extinción P/T.

Las condiciones ambientales que condujeron a la extinción masiva de fines del Pérmico, descritas en el capítulo anterior (§ 6.18) se mantuvieron al menos durante los 4-5 Ma subsiguientes, lo que explica la relativa lentitud de la recuperación de la biota. Durante el Triásico basal hay evidencias de anoxia en algunas plataformas marinas y las perturbaciones en el ciclo del car-

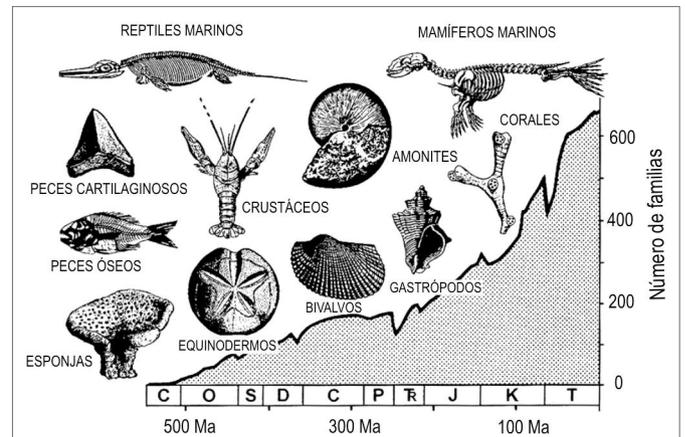


Figura 7.6. Componentes distintivos y variación de la diversidad en la Fauna Evolutiva Moderna. Nótese el rápido aumento del número de familias a partir del Triásico.

bono continuaron. Por ejemplo, la relación δC^{13} muestra amplias fluctuaciones positivas y negativas (estas últimas producidas probablemente por la inyección de carbono 'liviano' de origen volcánico en la atmósfera) y recién se estabiliza hacia la base del Triásico Medio. Nuevos datos de la cuenca de Australia revelan que a principios del Triásico hubo varios eventos 'invernadero' producidos por las altas concentraciones de CO₂ atmosférico, lo que indica un clima cálido y lluvioso y una intensa meteorización en latitudes cercanas a los 60° donde se constata, además, el ingreso de anfibios y flora de climas tropicales (Retallack et al., 2011). En la base del Induano las temperaturas calculadas a partir de los isótopos de oxígeno en apatita del conodonte *Hindeodus* oscilan entre 32-34°C, similares a las que imperaban a fines del Pérmico (Joachimski et al., 2012). La distribución de los amonoideos (Galfetti et al., 2007) y las evidencias de meteorización en paleosuelos también indican condiciones cálidas en la base del Triásico. Un dato interesante proviene de la densidad de los estomas preservados en las cutículas de las hojas de plantas del Triásico Inferior (*Lepidopteris*). Se sabe, en base a datos experimentales en plantas actuales, que el índice estomático disminuye (hay menos estomas en igual superficie) a medida que aumenta la concentración de CO₂ atmosférico. Este índice permitió calcular una concentración de 3869 ppmv para la base del Triásico (Griesbachiano) y de 3510 ppmv para el Triásico Medio (Anisiano), valores que son extremadamente altos si se los compara con las 370 ppmv de la atmósfera actual (y las 280 ppmv de la época preindustrial). De hecho, estos valores son 10 veces mayores que en el presente y son muy similares a los de fines del Pérmico. Lo notable es que entre estos picos hay fuertes caídas hasta 450 ppmv. Tales fluctuaciones extremas sólo serían explicables por inyecciones

masivas de CH₄ o CO₂ en la atmósfera en cortos lapsos de tiempo (Retallack et al., 2011).

Luego de la extinción, las **faunas marinas** quedaron muy empobrecidas. Las comunidades estaban formadas por escasas especies, aunque los individuos eran numerosos. En los ecosistemas del Triásico basal se nota la ausencia o la extrema escasez de organismos suspensívoros epibentónicos típicos del Paleozoico superior, como los corales, briozoos, braquiópodos y crinoideos. Las formas dominantes, por el contrario, fueron los bivalvos y los gastrópodos, a los que se agregaron, en el transcurso del Triásico, los crustáceos (por ej. los cangrejos y camarones), los equinoideos (un grupo de equinodermos), los anélidos y los corales. Una característica notable de las faunas que sobrevivieron a la crisis es su pequeña talla. Esta reducción del tamaño corporal, conocida como efecto Lilliput o ‘síndrome post-extinción’, es muy evidente en los bivalvos, gastrópodos y braquiópodos. También hay una multiplicación de especies que previamente ya eran de tamaño pequeño. Esto constituyó una respuesta de los organismos a condiciones desfavorables como la escasez de nutrientes o hipercapnia. En ese sentido, se especula que un descenso del nivel del mar acompañado de un alto influjo de material clástico (erosión de las plataformas), turbidez y menor productividad primaria podrían ser la causa de la miniaturización en los braquiópodos (He et al., 2007). Los factores ambientales involucrados, no obstante, podrían ser más variados e incluir la anoxia de las aguas de fondo por reducción de la circulación oceánica profunda (ver § 6.18), o una combinación de varios factores (Twichett, 2007).

Todo indica que la recuperación de la biota marina se aceleró recién después de la estabilización del ciclo del carbono a principios del Triásico Medio (Anisiano), aunque se han reportado comunidades muy diversas de bivalvos y amonites ya desde el Triásico Inferior (Griesbachiano) (Hautman et al., 2011). Los resultados obtenidos por Pietsch y Bottjer (2014) a partir del estudio de numerosas secciones eotriásicas tetianas y pantalásicas indican que la recuperación de los ecosistemas bentónicos tuvo lugar principalmente en aguas oxigenadas a lo largo de los márgenes de las plataformas carbonáticas.

En el Triásico Medio, luego de varios millones de años de ausencia, hicieron su reaparición los primeros corales formadores de arrecifes. Sin embargo, los corales mesozoicos son morfológicamente distintos de los paleozoicos y pertenecen al grupo de los escleractínidos, los mismos que forman los atolones y las barreras coralinas actuales. Una de las particularidades de estos corales modernos es que albergan en sus tejidos algas pardamarillentas con las que establecen una relación simbió-

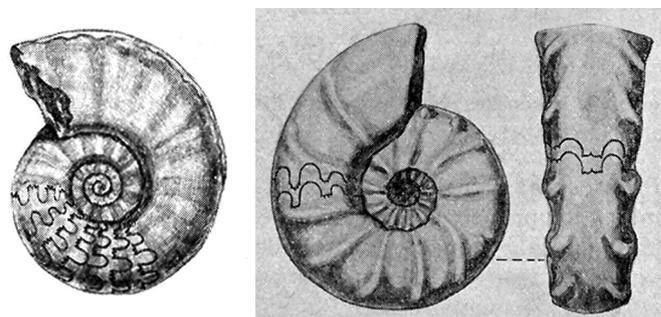


Figura 7.7. Amonoideos ceratítidos del Triásico. Izquierda: *Flemingites* (Triásico Inferior del norte de la India); derecha, *Ceratites nodosus* (Muschelkalk, Alemania).



Figura 7.8. Laja con numerosos ejemplares del bivalvo *Claraia* proveniente de las dolomías del Triásico Superior, Montes Dolomíticos (Dolomiti) del norte de Italia.

tica, es decir de mutuo beneficio. El alga colabora en la secreción del esqueleto calcáreo de la colonia y produce O₂ como subproducto de la fotosíntesis; el oxígeno, a su vez, es utilizado por el coral como suplemento para la respiración. El alga, por su parte, recibe protección e incorpora para su propia nutrición los productos de desecho de la respiración del coral, como el CO₂, nitratos y fosfatos. El hecho de que las algas simbióticas necesitan luz solar para realizar la fotosíntesis impone a los corales un límite de profundidad: no pueden desarrollarse por debajo de la zona fótica, cuyo límite rara vez supera los 40 m en aguas claras y en aguas más turbias se reduce a menos de 15 m.

Al comienzo del Triásico, como se mencionó previamente, también es notable la falta casi total de bioturbación. Luego, en el transcurso de la Era Mesozoica, los organismos cavadores o infaunales experimentaron una gran expansión y alcanzaron profundidades cada vez mayores dentro del sustrato. Los bivalvos infaunales, provistos de largos sifones que llegan hasta la interfase agua/sedimento, fueron el grupo infaunal más exi-

tosos de la fauna moderna. Es probable que el hábito cavador profundo haya sido una respuesta al incremento de los predadores epifaunales, como las estrellas de mar y los cangrejos. También había formas nadadoras que eran temibles predadores, entre las que se destacan los amonites, provistos de fuertes mandíbulas, los peces cartilaginosos (como las rayas) y varios peces óseos, algunos de los cuales estaban provistos de baterías de dientes en forma de placa especializada para triturar las presas. Además de la adopción del hábito infaunal, otra forma de defensa frente a los predadores fue el desarrollo de espinas. Por ejemplo, en los crinoideos paleozoicos el cuerpo estaba dentro de un cáliz soportado por un largo tallo, pero a partir del Triásico son reemplazados por otro grupo de equinodermos, los equinoideos, que viven apoyados sobre el fondo y su parte dorsal está protegida por largas espinas de carbonato de calcio, de allí su nombre de 'erizos de mar'.

Los organismos de mayor interés bioestratigráfico son los amonoides. Los goniatítidos paleozoicos fueron virtualmente diezmados a fines del Pérmico. Sin embargo, a partir de unos pocos sobrevivientes, experimentaron una espectacular recuperación evidenciada por la aparición de más de 100 géneros en los 5 Ma subsiguientes a la extinción. En estos amonoides triásicos la sutura ya no es en zig-zag sino que forma lóbulos en forma de U con crenulaciones, la llamada sutura ceratítica, nombre que proviene de *Ceratites*, uno de los primeros géneros que se definieron (Fig. 7.7). Por sus hábitos nectobentónicos y la posibilidad de deriva *post mortem* de sus conchas, los amonoides podían alcanzar una amplia distribución geográfica. Esto, sumado a su alta tasa de especiación, hace que estos organismos sean excelentes marcadores bioestratigráficos. Otros fósiles muy utilizados en bioestratigrafía son los conodontes, cuya extinción ocurrió a finales del Triásico. En el Triásico Inferior, el bivalvo *Claraia* (Fig. 7.8), además de ser muy abundante, tuvo una alta tasa de especiación y se lo ha utilizado en la bioestratigrafía de las calizas de los Alpes italianos (Posenato, 2008).

En los continentes el paisaje cambió sustancialmente respecto del Pérmico. Las asociaciones mesofíticas (típicas del Mesozoico) se diferencian de las paleofí-

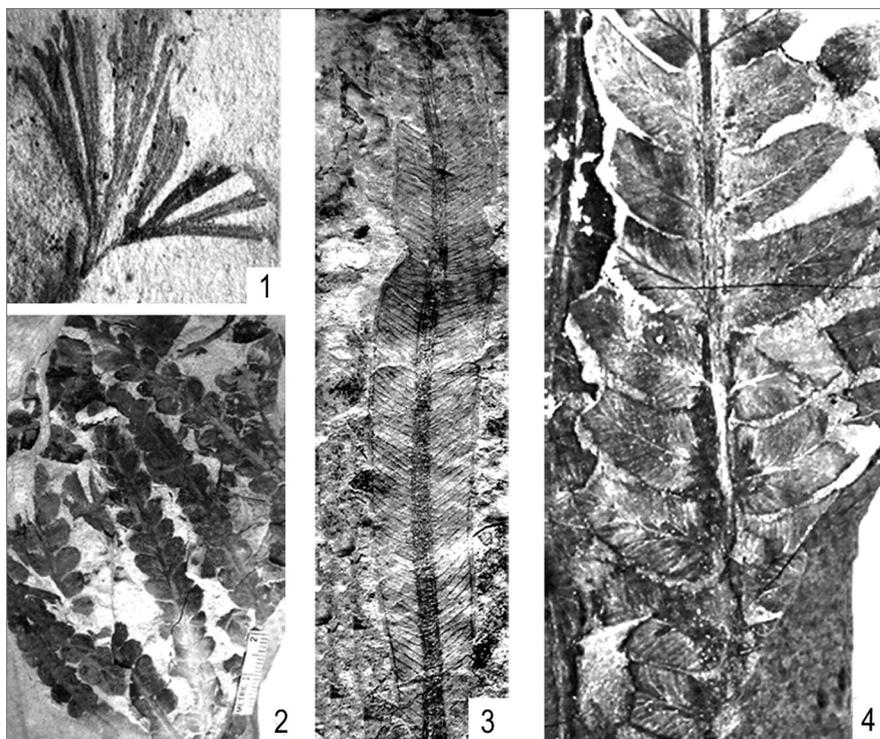


Figura 7.9. Representantes de la Flora de *Dicroidium*. 1, *Baiera cuyana*; 2, *Dicroidium argentum*; 3, *Yabeiella brackebuschiana*; 4, *Cladophlebis mesozoica*.

ticas (típicas del Paleozoico) por la ausencia de licófitas y esfenófitas arborescentes, de cordaitales y de glosopteridales, entre otros grupos. Los helechos con semilla (pteridospermas), si bien persistieron hasta fines de la Era Mesozoica, decrecieron en importancia, mientras que las gimnospermas experimentaron una rápida expansión. Las formas dominantes del Triásico fueron las coníferas, las cycadales (plantas semejantes a pequeñas palmeras) (Fig. 7.10), las bennetiales y las ginkgoales, representadas actualmente por el 'fósil viviente' *Ginkgo biloba*. Entre las coníferas fueron comunes las formas arbóreas de gran porte similares a la *Araucaria* actual. Se han encontrado restos de bosques fosilizados en diversas partes del mundo. En la región gondwánica merece mencionarse el bosque petrificado de araucarias de Paramillo de Uspallata, en el oeste de Argentina, descubierto por Darwin en ocasión del cruce de los Andes realizado en 1835. La preservación *in situ* de esta foresta del Triásico Medio permitió conocer, por ejemplo, que estaba compuesta por 600-700 árboles por hectárea, y que su altura oscilaba entre 20 y 30 metros. Los troncos dominantes son de *Araucarioxylon* (conífera) y *Cunemixylon* (corystosperma), mientras que el sotobosque estaba formado principalmente por el helecho *Cladophlebis* (Brea et al., 2005). La flora triásica gondwánica, denominada Flora de *Dicroidium*, está

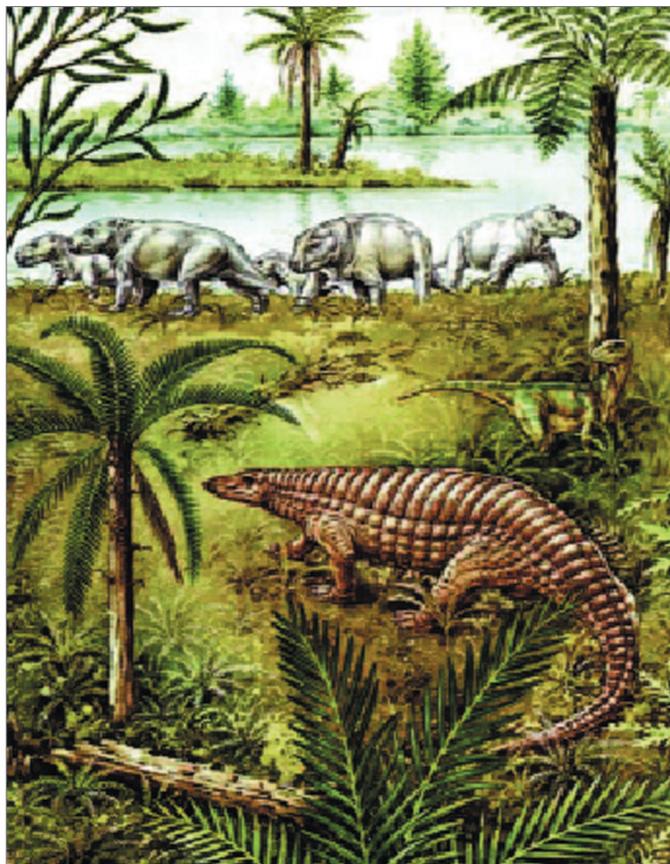


Figura 7.10. Reconstrucción de un paisaje del Triásico Medio (Formación Ischigualasto, San Juan, Argentina). En primer plano, un reptil aetosáurido; atrás, un dinosaurio carnívoro y una manada de dicinodontes. La flora es de cícadales y helechos.



Figura 7.11. Cráneo completo del reptil mamíferoide *Cynognathus* presente en el Triásico Inferior de Sudamérica (Argentina), Sudáfrica y Antártida.

caracterizada por gimnospermas de la familia de las corystospermáceas (a las que pertenece *Dicroidium*) y formas endémicas de otros grupos florísticos (Fig. 7.9). Dentro de este dominio se reconoce un área Tropical, desarrollada entre el Ecuador y los 30°S, aunque pudo ocupar latitudes bastante más altas (por ej. N de la India

y NO de Australia) por efecto del llamado ‘corredor cálido y húmedo del Tetis’. Esta entidad paleofitográfica tiene numerosas gimnospermas en común con Europa. La otra área gondwánica es la extratropical, extendida al sur de los 30°S, dentro de la franja subtropical seca y, más al sur, en la zona más templada y húmeda donde se localizan las cuencas de Karoo, en Sudáfrica, y de El Tranquilo, en la Patagonia austral argentina. Las floras triásicas del Hemisferio Norte pertenecen al Dominio Laurásico. Este comprende un área Siberiano-Canadiense, remanente de la antigua región de Angara del Paleozoico tardío, y un área tropical Europeo-Sínica, derivada de las regiones Cathaysica y Euroamericana (Artabe et al., 2003, 2007a).

Las faunas de **vertebrados** terrestres se recuperaron en forma relativamente rápida en el transcurso del Triásico pero, tal como ocurrió en los ecosistemas marinos, hubo varios grupos que se extinguieron definitivamente, como los extraños pelicosaurios y los grandes carnívoros gorgonopsios, además de un sinnúmero de formas menos espectaculares que habían poblado los bosques paleozoicos. A pesar de la crisis sufrida a fines del Pérmico, los reptiles dicinodontes –que fueron los herbívoros dominantes de ese período– experimentaron una gran radiación a principios del Triásico originando robustas formas del porte de un rinoceronte, como *Ischigualastia* (Figs. 7.10 y 7.31). Los dicinodontes poseían grandes colmillos que utilizaban para escarbar el suelo, probablemente para desenterrar raíces y tubérculos, y poderosos dientes para triturarlos. Otros reptiles sinápsidos que se diversificaron rápidamente en el Triásico fueron los cinodontes. Un buen ejemplo es *Cynognathus*, una forma carnívora del tamaño de un zorro del Triásico Inferior (Fig. 7.11). Su presencia en Sudáfrica y Sudamérica (Mendoza, Argentina) reafirma la continuidad de las áreas terrestres de ambos continentes. Los cinodontes, además, tienen gran interés evolutivo pues ya habían adquirido diversos rasgos morfológicos propios de los mamíferos (de allí su nombre de reptiles mamíferoideos), en particular el tipo de paladar, la estructura del oído medio y la morfología de los dientes. Por eso se considera que pertenecen al linaje que dio origen a los mamíferos. Los más antiguos **mamíferos** conocidos son *Morganucodon*, descubierto en estratos del Triásico Superior de Europa y China, y *Megazostrodon*, del Triásico Superior de África del Sur. Eran formas pequeñas, con un cráneo de apenas algunos centímetros de longitud, insectívoras y de hábitos nocturnos. Otros reptiles distintivos de los ambientes terrestres del Triásico fueron los **arcosaurios**, cuyos principales representantes son los cocodrilos, los dinosaurios y los pterosaurios. En el Triásico vivieron las formas más primitivas de arcosaurios, los ‘tecodontes’ (nombre actualmente en desu-

so), los que se diversificaron en dos líneas evolutivas principales, una que condujo a los cocodrilos (los crurotársidos), representada por un conjunto de formas de cráneos alargados y semiacuáticas, y otro linaje (los ornitosuquios) que incluye los antecesores de los dinosaurios y los pterosaurios, grupos que alcanzaron su mayor apogeo en el Jurásico y Cretácico. En el rico yacimiento paleontológico de Ischigualasto, en el oeste de Argentina, se han descubierto diversos arcosaurios primitivos (ver § 7.11). Durante el Triásico también evolucionaron formas marinas como los ictiosaurios, los que alcanzaron a fines del período más de 15 m de longitud y un cuerpo perfectamente adaptado para la vida acuática comparable al de los delfines.



7.5 LAS NUEVAS ARENISCAS ROJAS, LAS FACIES GERMÁNICAS Y LAS FACIES ALPINAS

Cuando William Smith hizo el mapa geológico de Inglaterra en 1822, advirtió que por arriba de la *Magnesian Limestone* había una sucesión de rocas clásticas rojizas similares al *Old Red Sandstone*. Para diferenciarlas de estas últimas (que siempre yacían por debajo de los niveles de carbón) y, además, para denotar su edad más joven, las denominó *New Red Sandstone* (**Nuevas Areniscas Rojas**). Fuera de Inglaterra, esta sucesión continental está representada sólo en algunas localidades del noroeste de Francia, España y norte de Polonia, donde es casi imposible separarla de las areniscas rojas del Pérmico. En la región Ibérica, las facies continentales rojas (el Triásico Hespérico) rodean completamente al Macizo Ibérico. En la región central de Europa, en cambio, en la parte media de la sucesión, se intercala un intervalo marino de areniscas y calizas fosilíferas producto de una vasta transgresión proveniente desde el sur, es decir, del Mar Neotetis. Para esta sucesión tripartita (continental-marino-continental) el geólogo alemán von Alberti acuñó, en 1834, la denominación de **Triásico**. Sucesiones de este tipo están muy bien representadas en Francia, España y, especialmente, en Alemania, razón por la cual se las denomina **facies germánicas**. La sucesión típica se inicia con una unidad arenosa inferior (*Buntsandstein*) formada por areniscas rojizas y pelitas con algunos restos de plantas depositadas en un ambiente fluviolacustre (Fig. 7.12). Ahora se sabe, por correlación magnetoestratigráfica, que los niveles basales del *Buntsandstein* en Europa Central son, en realidad, del Pérmico Tardío (Szurlies et al., 2012). A estas areniscas le sigue el *Muschelkalk* (calizas con almejas o conchíferas), formado por 80-100 m de calizas fosilíferas y margas ricas en bivalvos del género *Myophoria*, ceratíidos, braquiópodos y crinoideos, en cuya parte media se intercalan capas de dolomita, halita, anhidrita y yeso



Figura 7.12. Arriba: Acanilados de las areniscas *Buntsandstein* en la isla de Helgoland (Alemania) en el Mar del Norte. Centro: Caliza *Muschelkalk* del Triásico Medio de Alemania. Abajo: Lajas con bivalvos de la misma unidad.



Figura 7.13. Calizas del Triásico Superior (Noriano/Retiano) y Jurásico Inferior (Liásico) de los Montes Dolomíticos o Dolomitas en los Alpes orientales (también llamados Alpes calcáreos). En la foto el Cerro Campanile cerca de Brenta, provincia de Trento, Italia.

(Fig. 7.12). La unidad superior se denomina *Keuper* y está formada por alrededor de 400 m de margas con intercalaciones de halita, yeso y algunas capas de carbón. El *Rético* (que dio origen al piso Retiano) corresponde a un delgado nivel marino con bivalvos y restos de huesos retrabajados y algunos metros de arcillas rojas que suprayacen al *Keuper*.

Hacia el SE de Europa, en los Alpes orientales de Italia y Austria, y en los Alpes Dináricos de la región balcánica, las facies mixtas de tipo germánico gradan a facies carbonáticas que son referidas a las **facies alpinas**. Hacia el oeste, las calizas continúan en Grecia, Bulgaria, en los Montes Cárpatos de Eslovaquia, Rumania y Ucrania. En los Alpes orientales toda la sucesión es calcárea (Fig. 7.13), salvo la parte inferior, donde hay capas de areniscas y pelitas rojas. El Anisiano y el Ladiniano, los dos pisos del Triásico Medio, al igual que los del Triásico Superior (Carniano, Noriano y Retiano), están representados por calizas y dolomías con algunos intervalos pelíticos ricos en amonites y bivalvos. En estas plataformas calcáreas someras se desarrollaron, a partir del Anisiano, arrecifes formados por corales ramificados, en general solitarios y de pequeña talla, en los que gran parte de la estructura del biohermo estaba formada por

esponjas calcáreas, briozoos y algas, similares a los del Pérmico. Los arrecifes coralinos triásicos crecían por detrás de una barrera de estromatolitos resistentes al oleaje, es decir, lo hacían en la laguna arrecifal, a profundidades menores de 10 m. En el límite Carniano/Noriano se produjo la extinción de la mayoría de las especies de corales, de muchos braquiópodos y de todos los conodontes. Sin embargo, a partir de esta crisis, los corales experimentaron una gran expansión en el resto del Mesozoico, culminando con los arrecifes de tipo moderno.

7.6 EL CIERRE DEL PALEOTETIS Y LA ACRECIÓN DE LOS BLOQUES ASIÁTICOS A LA PANGEA

En la **región mediterránea**, el Mar Paleotetis comenzó a cerrarse durante el Pérmico debido a la deriva hacia el norte de un conjunto de placas que formaban el llamado ‘continente Cimérico’ o Cimmeria. Como muestra la Figura 7.5, este movimiento estuvo asociado a la consumición del Paleotetis a lo largo de una zona de subducción localizada al sur de Eurasia, donde se formaron algunas cuencas extensionales de trasarco, como la cuenca del proto-Mar Negro. A fines del Triásico y comienzos del Jurásico, la colisión de estas microplacas produjo la deformación de las secuencias sedimentarias permotriásicas durante la orogenia Cimérica temprana.

Durante el Triásico Tardío, el sur de Europa y el cercano Oriente estuvieron bordeados por una extensa plataforma carbonática, expuesta actualmente en las montañas del Cáucaso, los Cárpatos y los Alpes Orientales (Fig. 7.13). En algunos mantos de corrimiento de los Alpes orientales aparecen facies de aguas profundas formadas por calizas nodulares silíceas rojizas, radiolaritas, tufitas y calizas con chert depositadas en los sectores más externos de la plataforma del mar tetiano o en cuencas con fuerte subsidencia. En los Apeninos se desarrolló, sobre el bloque de Apulia (ver capítulo siguiente, Figura 8.16), una plataforma carbonática mesozoica de alrededor de 3000 m de espesor que se inició en el Triásico Superior. Estas dolomías y calizas conectan hacia el sur (Sicilia) con el margen pasivo del Neotetis (Iannace et al., 2010). Los depósitos calcáreos de este margen pasivo se extienden a través del sur de Italia, España, Grecia, Turquía (Taurus), región Balcánica, norte de Arabia, terreno de Lhasa, norte de la India peninsular y Australia-Nueva Guinea (Golonka, 2004, 2007). Hacia fines del Triásico, en muchas de estas regiones, las calizas gradan a facies profundas de radiolaritas y grandes espesores de lavas en almohadilla que indican desarrollo de corteza oceánica.

En los Montes Himalaya del norte de la India se han preservado magníficamente las evidencias de la apertura del Neotetis debida al *rifting* de Cimmeria. En los lla-

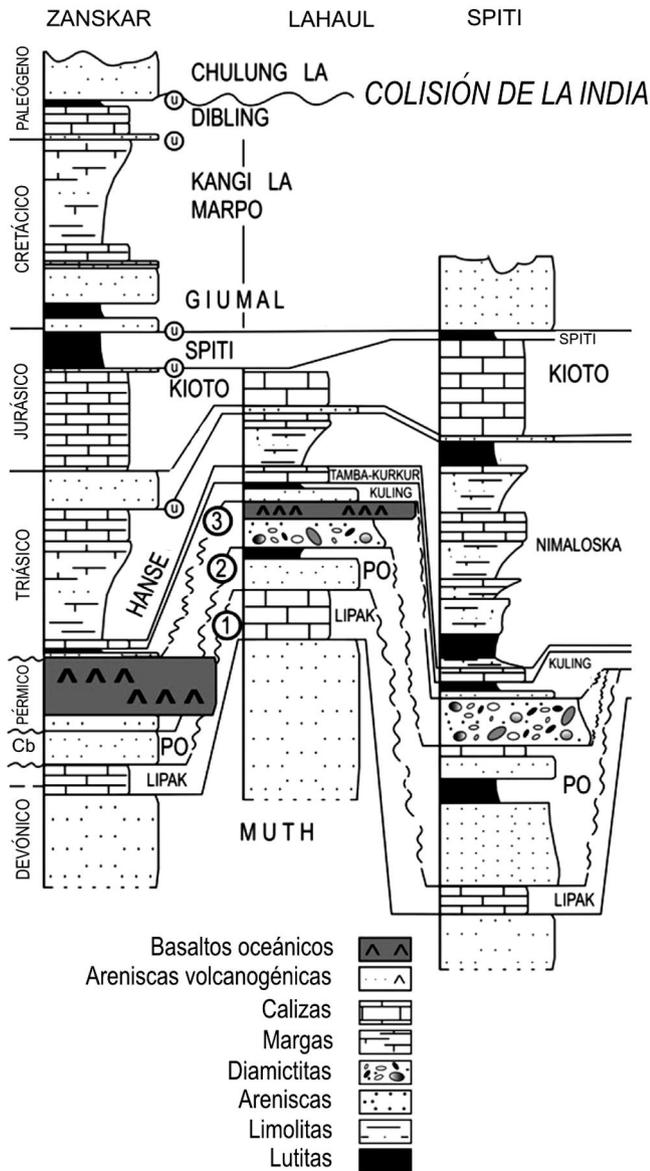


Figura 7.14. Correlación de tres secciones estratigráficas representativas de los Himalaya Tetianos (Zanskar, Lahaul y Spiti) en el noroeste de la India. Los números en círculos corresponden a discontinuidades: 1, discordancia del inicio del sistema de rift; 2, discordancia relacionada con la glaciación neopaleozoica; 3, discordancia de ruptura (rift-drift). Nótese la discordancia producida por la acreción en el Cenozoico (Paleógeno) de la India peninsular con Asia (modificado de Sciunnach y Garzanti, 2012).

mados Himalaya Tetianos (ver Capítulo 9) el registro Carbonífero-Cretácico supera los 10 km de espesor (Fig. 7.14). La etapa de rift está representada por clásticos del Carbonífero Superior sobre los cuales se disponen, en leve discordancia angular, secuencias marinas con derrames de basaltos toleíticos que marcan el comienzo de la expansión del fondo oceánico. Hacia

finés del Pérmico, por arriba de la discordancia de ruptura (transición *rift-drift*), se depositaron carbonatos pelágicos que continúan en el Triásico Inferior con calizas pelágicas nodulares intercaladas con pelitas negras. El Triásico Medio está representado por margas y calizas fosilíferas y el Triásico Superior por areniscas, pelitas y calizas subordinadas. La sedimentación carbonática se generalizó en el Jurásico Inferior (Liásico), cuando la cuenca se transformó definitivamente en un margen pasivo (Garzanti, 1999; Sciunnach y Garzanti, 2012).

A fines del Paleozoico, el norte de África fue afectado por esfuerzos transtensionales que generaron sistemas de rift cuya actividad continuó durante el Triásico. Estos sistemas coinciden con el inicio de la ruptura de Pangea y la ingresión del Mar Neotetis que dejó depósitos someros carbonáticos y evaporíticos en Marruecos, Argelia, cuenca de París, de Aquitania (sur de Francia), Alemania y España (cuencas del Ebro y la plataforma Ibérica). En ésta última se identificaron al menos seis episodios evaporíticos y tres episodios carbonáticos entre el Triásico Medio y la base del Jurásico, reflejando un régimen extensional (Ortí et al., 2017). Estas facies de plataforma interna ('Triásico epicontinental') se conectan lateralmente con los depósitos más distales en los que prevalece la sedimentación carbonática ('Triásico Alpino'). La propagación hacia el Oeste de los sistemas de rift produjo la apertura de numerosas cuencas en las que alternan depósitos clásticos y evaporíticos. El Neotetis se conectó a fines del Triásico con los rifts de Maghreb-Gibraltar y de la Bahía de Viscaya (Fig. 7.15). En cambio, las cuencas extensionales de posición mas interna, como la cuenca de Tindouf en Marruecos, se rellenaron de sedimentos fluviolacustres asociados a actividad magmática intracontinental (Guiraud et al., 2005).

El Triásico Tardío también fue el momento de la colisión de las placas de China del Sur y China del Norte y de los terrenos Annamia y Sibumasu, los que junto a Quiangtang (Tibet) e Irán (Lut) formaron un gran arco continental que circunscribió el Mar Paleotetis hacia al este (Fig. 7.5). De este modo, la región asiática quedó finalmente ensamblada con la Pangea.

7.7 PRIMERAS EVIDENCIAS DE LA RUPTURA DE PANGEA EN EURASIA

La instalación de cuencas sedimentarias triásicas de carácter extensional a lo largo de lineamientos estructurales que ya estaban activos a fines del Pérmico pone en evidencia el desmembramiento progresivo de los orógenos Varísico y Uraliano (Fig. 7.15, 7.16). A través de una de estas depresiones estructurales (el rift del Ártico) penetró desde el norte el Mar Zechstein. Recordemos que durante esta transgresión se acumuló en el norte de

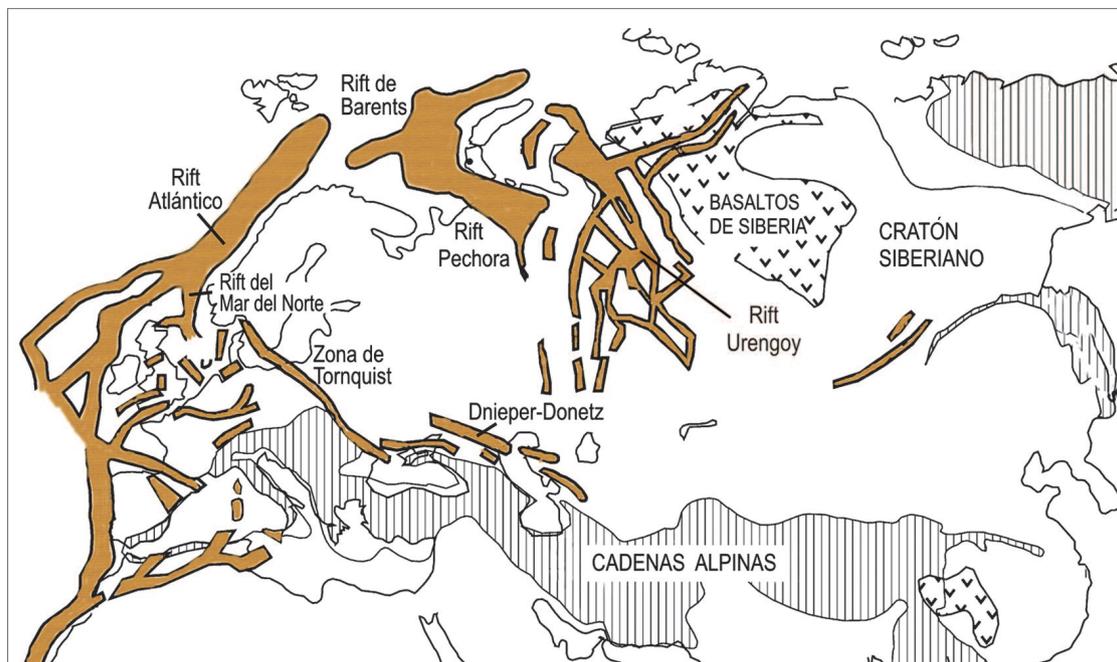


Figura 7.16. Cuencas de rift del Pérmico Tardío-Triásico Medio de Eurasia (en color ocre) y grandes provincias magmáticas. Los orógenos Mesozoicos y Cenozoicos están indicados con rayado vertical (modificado de Nikishin et al., 2002). La región de Europa occidental se muestra en detalle en la Figura 7.15.

muestra la Figura 7.5, este megacontinente estaba virtualmente rodeado por zonas de subducción, de modo que numerosas láminas de litósfera oceánica fría descendían al interior del manto. Este enfriamiento puede haber cambiado el patrón de convección del manto. Es posible que la convección no haya sido suficiente para transferir el calor desde el núcleo hasta la superficie, como ocurre normalmente, por lo que parte del material cercano al límite manto/núcleo (la capa D'') fue eyectado bajo la forma de plumas del manto. Estas, al estar formadas por material muy caliente, ascendieron en forma de diapiros hasta alcanzar la superficie (Nikishin et al., 2002; Vaughan y Storey, 2007). Luego, la convección se reinstaló gradualmente y una de sus ramas ascendentes se localizó debajo del núcleo de Pangea (actualmente yace debajo del este de África), lo que produjo esfuerzos de estiramiento que contribuyeron a su posterior ruptura. Así, las plumas del manto no serían la causa primaria del rifting, como sostienen algunos (Courtillet et al., 1999), sino que habrían contribuido a la ruptura continental al producir el adelgazamiento de la litósfera.

Estudios recientes demuestran que, en el momento de la ruptura, la 'cabeza' de la pluma mantélica se ubicó en el sector de Pangea donde convergen África, Norteamérica y Sudamérica (aproximadamente donde se ubica la península de Florida). El resultado fue la generación de la **Provincia Magmática Centro-Atlántica** (acróni-

mo CAMP en inglés) cuya superficie es del orden de 10 millones de km² (Fig. 7.38). El magma propagado horizontalmente en la base de la litósfera a partir de la pluma produjo el adelgazamiento térmico que condujo a la apertura del Atlántico Central a fines del Triásico. La separación entre Laurasia y Norteamérica fue lenta al inicio, entre los 200 y 175 Ma (0.6 a 1.9 cm/año), pero luego se aceleró hasta cerca de 3 cm/año (Ruiz-Martínez et al., 2012).

7.8 EL SUPERGRUPO NEWARK, LAS CUENCAS DEL NOROESTE DE ÁFRICA Y LA APERTURA DEL ATLÁNTICO NORTE

En los márgenes atlánticos de América del Norte y de África se han preservado magníficamente las evidencias estratigráficas, tectónicas y magmáticas de las primeras etapas de la ruptura de Pangea. A lo largo del margen oriental de Norteamérica se alinean una serie de sistemas de rift, de los cuales los más importantes son la cuenca Newark (en los Apalaches de Carolina del Norte, Pensilvania, Nueva Jersey y Nueva York) y la cuenca Fundy (en Nueva Brunswick y Nueva Escocia, Canadá) (Fig. 7.17). En total, forman un sistema de fosas tectónicas de más de 1600 km de longitud rellenas de sedimentos continentales que son referidos al **Supergrupo Newark**, cuyos espesores superan los 6000 m. Por medio

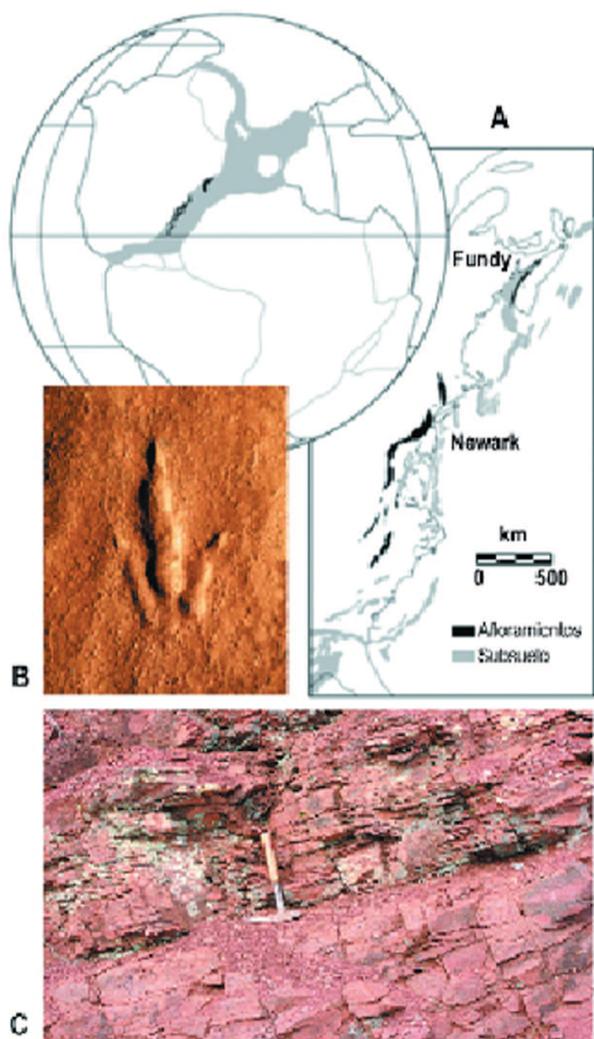


Figura 7.17. A. Ubicación geográfica de las cuencas de rift Newark y Fundy; B. Icnita de tetrápodo del Supergrupo Newark; C. Afloramiento de areniscas rojas de la parte superior del Supergrupo Newark (Triásico Superior).

de perforaciones y líneas sísmicas se han detectado rocas muy similares en el subsuelo de la península de Florida y a lo largo de la plataforma continental del Atlántico. Las rocas dominantes son conglomerados y areniscas rojas depositadas en sistemas de abanicos aluviales y ríos gravosos/arenosos que acarreaban sedimentos desde las escarpas de falla. Distalmente, desembocaban en cuerpos lacustres profundos, como lo revelan las intercalaciones de capas pelíticas color gris oscuro con restos de plantas y peces de agua dulce. Este paisaje debió ser bastante similar al actual Valle de Rift (*Rift Valley*) de África oriental, donde las fosas tectónicas albergan los grandes lagos Victoria, Tanganica y Malaui, entre otros. En las facies de llanuras de inundación se preservó una variada gama de pisadas de reptiles (Fig. 7.17). La asociación de capas de carbón con areniscas eólicas y evaporitas indica períodos cálidos y húmedos alternantes con otros más áridos. Hacia la parte superior de la sucesión sedimentaria hay al menos tres eventos de efusión de basaltos, resultado de la tectónica extensional a la que estaba sometida toda el área. Las dataciones isotópicas de los basaltos así como las evidencias paleontológicas y magnetoestratigráficas han permitido ubicar el límite Triásico/Jurásico justo por encima de la última colada.

El margen conjugado de las cuencas Newark y Fundy se encuentra actualmente en el noroeste de África, donde hay sistemas de rift coetáneos que se extienden desde Marruecos hasta Guinea. Estas cuencas africanas tienen interés económico pues constituyen importantes campos productores de petróleo. Una de las cuencas mejor estudiadas es el graben de Argana, situado en el norte de Marruecos. Al igual que las otras, esta cuenca está localizada en su mayor parte sobre la plataforma continental atlántica, pero también tiene afloramientos en el continente, en la cadena de los Altos Atlas. Las

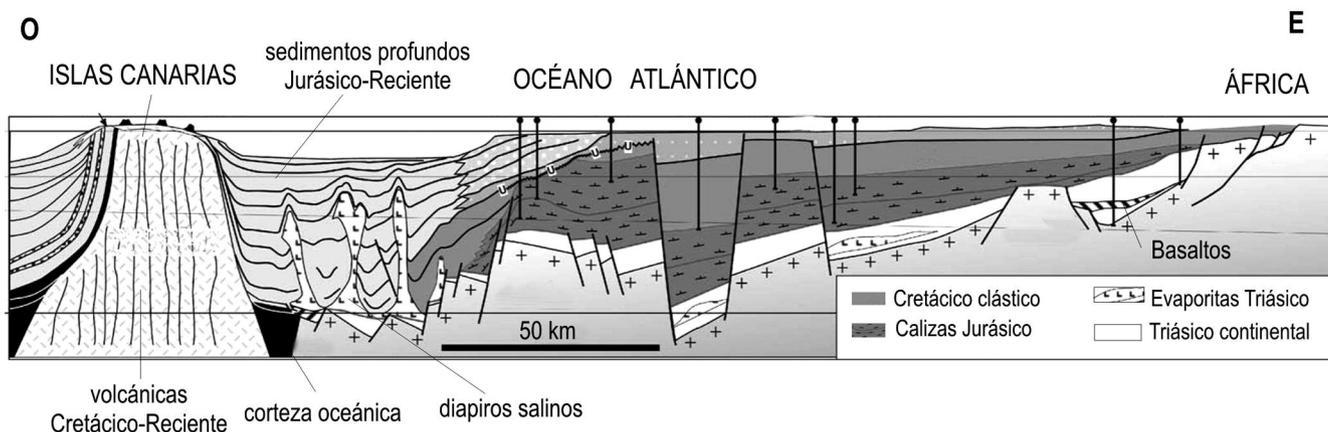


Figura 7.18. Corte transversal de la plataforma del oeste de África a la altura de las Islas Canarias en el que se ven los sistemas de grábenes rellenos por sedimentos triásicos (clásticos continentales y evaporitas) y post-triásicos (calizas y clásticos marinos) (modificado de Davison, 2005).

rocas aflorantes son el relicto de un cinturón plegado intracontinental producido por inversión tectónica de un sistema de rift mesozoico durante la orogenia Alpina. La sucesión se inicia con 5000 m de conglomerados, areniscas y pelitas rojas del Triásico Superior que yacen en discordancia sobre basamento metamórfico del Paleozoico. En su parte superior hay depósitos de evaporitas que gradan a facies carbonáticas arrecifales del Jurásico Inferior, las que culminan en una extensa plataforma carbonática en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, como veremos en el capítulo próximo (Davison, 2005). En los perfiles de sismica de reflexión realizados a través de la plataforma (Fig. 7.18) se observa claramente el sistema de fallas lítricas inclinadas hacia el este formando hemigrábenes y también horsts y grábenes rellenados por los depósitos continentales de sinrift del Triásico Superior. Esta disposición estructural es idéntica –aunque invertida de manera especular– a la del este de América del Norte. También se observan grandes diapiros salinos entre los cuales los estratos cretácicos formaron sinclinales de gran interés para la prospección de hidrocarburos. Hacia el oeste está la cadena volcánica de las Islas Canarias, la que evolucionó sobre corteza oceánica de edad Jurásica.

Como se señaló previamente, la zona de ruptura está asociada al extenso magmatismo basáltico de la Provincia Magmática Centro-Atlántica, totalizando varias decenas de millones de kilómetros cúbicos de rocas basálticas bajo la forma de flujos de lava y diques. Todas estas rocas exhiben una remarcable homogeneidad geoquímica y petrológica (son basaltos toleíticos) y edades muy similares (Whiteside et al., 2007). En Marruecos, la edad isotópica Ar^{40}/Ar^{39} de estos basaltos es de 201,1 Ma para las coladas inferiores y de 199,4 Ma para las superiores. En el Supergrupo Newark hay tres coladas basálticas principales cuyas edades Pb^{206}/Pb^{238} oscilan alrededor de los 201 Ma (Lucas y Tanner, 2007). Esto demuestra dos cosas: primero, que el evento magmático fue muy breve (alrededor de 1 Ma) y, segundo, que ocurrió a fines del Triásico (Retiano tardío).

7.9 LAS CUENCAS TRIÁSICAS DE SUDÁFRICA, BRASIL, INDIA Y ANTÁRTIDA

En la **cuenca de Karoo** de Sudáfrica se registra un importante cambio de las condiciones ambientales en la transición del Pérmico al Triásico, como resultado de un levantamiento episódico del área de aporte y un rápido calentamiento de carácter global. El límite Pérmico/ Triásico se ubica en la parte inferior del Grupo Beaufort (Fig. 7.19), algunos metros por debajo de la Formación Katberg, dentro de un intervalo de fangolitas laminadas de color marrón rojizo con grandes concreciones calcá-

EIDADES		UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	
TRIÁSICO	Jurásico	Grupo Stornberg	Formación Elliott
			Formación Molteno
	Superior		
	Medio		Fm. Burgersdorp
	Inferior		Grupo Beaufort
Pérmico			Fm. Katberg
			Fm. Balfour
			Fm. Koonap
Carbonífero Superior		Grupo Ecca	
		Grupo Dwyka	

Figura 7.19. Cuadro estratigráfico de la cuenca de Karoo (Sudáfrica).

reas que contienen restos del reptil *Lystrosaurus*. La Formación Katberg representa la progradación de una cuña clástica que alcanza espesores cercanos a los 1000 m. Está formada por areniscas canalizadas y limolitas en ciclos granodecrecientes interpretados como depósitos de ríos de alta sinuosidad (Fig. 7.20). Hacia arriba dominan las areniscas amalgamadas con laminación de alto régimen y estratificación cruzada, depositadas en sistemas de ríos entrelazados efímeros (Fig. 7.21). El aumento de la carga de lecho ha sido relacionado con la menor fijación de los suelos debido a la escasez de vegetación, sumado al advenimiento de un clima fuertemente estacional con grandes crecidas (Gastaldo et al., 2005). El Grupo Beaufort culmina con fangolitas rojizas y pardas depositadas por ríos meandriformes (Formación Burgersdorp) ricas en restos de anfibios y reptiles.

El Grupo Stornberg yace en discordancia sobre el Grupo Beaufort y se inicia con la Formación Molteno, formada por depósitos de ríos entrelazados arenosos que gradan a ríos de alta sinuosidad y llanuras aluviales. En estas últimas había áreas pantanosas en las que se preservó la flora de *Dicroidium* y restos de insectos, revelando un clima templado y húmedo. La Formación Elliot suprayacente se caracteriza por depósitos rojos de ríos efímeros. La sucesión culmina con areniscas eólicas que denotan el pasaje a un clima semidesértico (Catuneanu et al., 2005).

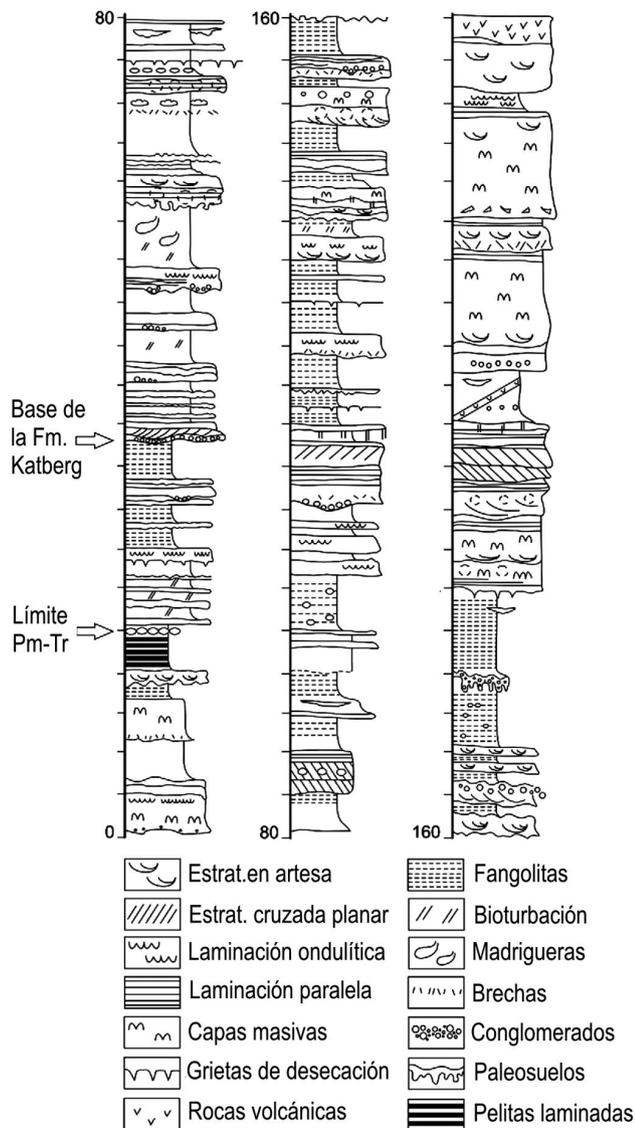


Figura 7.20. Columna estratigráfica del límite Pérmico/Triásico en el Grupo Beaufort de Sudáfrica y litofacies de la Formación Katberg (modificado de Gastaldo et al., 2005).

En **Brasil** la sedimentación triásica está localizada en el sur de la cuenca de Paraná, en el Estado de Rio Grande do Sul (Fig. 7.22). La sucesión estratigráfica está integrada por las formaciones Sanga do Cabral, Santa María y Caturrita. La primera yace sobre la Formación Rio do Rastro y también ha sido registrada en Uruguay. Se compone de algunas decenas de metros de conglomerados y areniscas fluviales depositados bajo un clima semiárido. Por sus restos de reptiles (*Procolophon*) ha sido referida al Triásico Inferior (Induano). La Formación Santa María es considerada por Zeffass et al. (2003) como una supersecuencia, es decir, una secuencia que

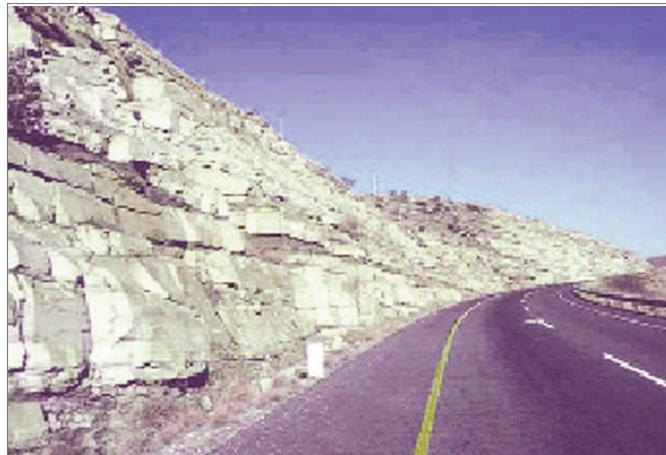


Figura 7.21. Afloramientos de areniscas amalgamadas de la Formación Katberg, Paso Katberg, Sudáfrica (de Catuneanu et al., 2005).

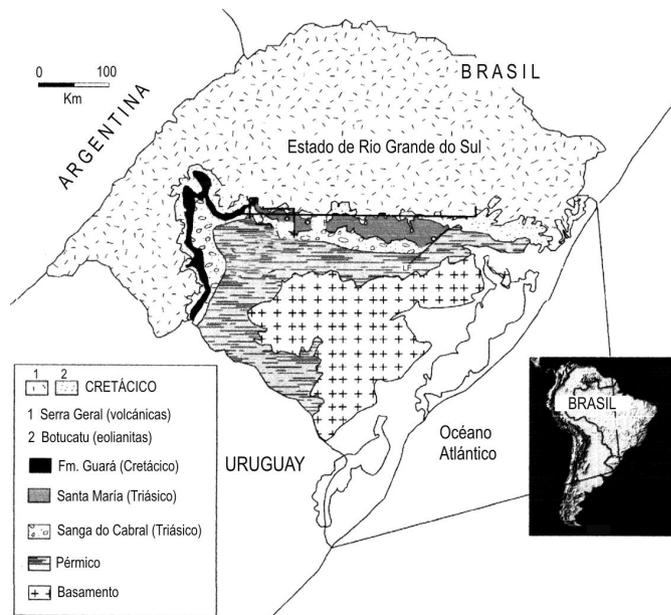


Figura 7.22. Mapa de afloramientos de las formaciones permotriásicas de Brasil en el estado de Rio Grande do Sul (modificado de Zeffass et al., 2003).

involucra tres secuencias depositacionales diferentes (denominadas por estos autores 'Santa María 1', 'SM 2' y 'SM 3') que totalizan cerca de 200 m de espesor. Cada secuencia comienza con conglomerados y areniscas fluviales rojizas (Fig. 7.23) y sigue con pelitas lacustres con flora de *Dicroidium*, insectos y conchóstracos. Las dos primeras secuencias conforman uno de los más ricos yacimientos de vertebrados triásicos de Gondwana, integrado por cinodontes, dicinodontes, fitosaurios, rincosaurios, procolofónidos, dinosaurios primitivos, etc. Estos niveles, de acuerdo a sus faunas de tetrápodos, abarcan el lapso Ladiniano/Noriano y se correlacionan,



Figura 7.23. Afloramiento de las areniscas rojas de la Formación Santa María, sur de Brasil.

teris y por debajo de areniscas fluviales con el reptil herbívoro *Lystrosaurus* y el cinodonte carnívoro *Thrinaxodon* (Hammer, 1989; Collinson et al., 1994). En esta asociación hay varias especies en común con Sudáfrica. La migración de vertebrados hacia Antártida, situada a una latitud entre 30 y 35° más alta que la cuenca sudafricana de Karoo, apoya la hipótesis de un calentamiento producido por la emisión de CO₂ de origen volcánico y la eventual disociación de compuestos de metano.

en parte, con las secuencias triásicas de Sudáfrica y de Ischigualasto. La secuencia Santa María 3 está formada por areniscas conglomerádicas con troncos silicificados de coníferas.

Las evidencias estructurales sugieren que los depósitos brasileños fueron parte de una serie de pequeñas cuencas extensionales dispuestas en *échelon* que se continúan en el sur de África formando una diagonal desde Namibia hasta el sur de Tanzania (Zerfass et al., 2005) (Fig. 7.24). A diferencia de la cuenca de Karoo ‘típica’ que acabamos de describir, que es de origen compresivo/flexural, estas cuencas africanas son de origen extensional (Catuneanu et al., 2005). En la cuenca Waterberg de Namibia, por ejemplo, se depositó la Formación Omigonde, formada por pelitas y areniscas fluviales con faunas de tetrápodos. Más al este, en Zimbabwe, están las cuencas de Zambesi y de Cabora, y en Tanzania la cuenca de Ruhuhu, correspondiente a grábenes rellenos por areniscas fosilíferas del Anisiano. Estos sistemas de fallas están alineados con la antigua zona de sutura Panafricana (Proterozoico Superior) situada entre los bloques continentales de Kalahari y Congo. Durante los primeros estadios del proceso de rifting, el sistema de fracturas que delimitaba la cuenca de Waterberg se propagó en el sur de Brasil (Fig. 7.24). Los depocentros triásicos tenían una disposición oblicua respecto de la zona de fractura que abrió el Atlántico Sur. Como veremos en el punto siguiente, las cuencas triásicas del centro-oeste de Argentina, Chile, Perú y Bolivia también se generaron por esfuerzos transtensionales.

En **Antártida** se han documentado rocas del Triásico Inferior en los Montes Transantárticos, donde yacen en concordancia sobre areniscas fluviales del Pérmico superior. El límite Pérmico/Triásico está expuesto en una sucesión continental en el área del Glaciar Shackleton, donde se sitúa por arriba de un nivel con flora de *Glossop-*

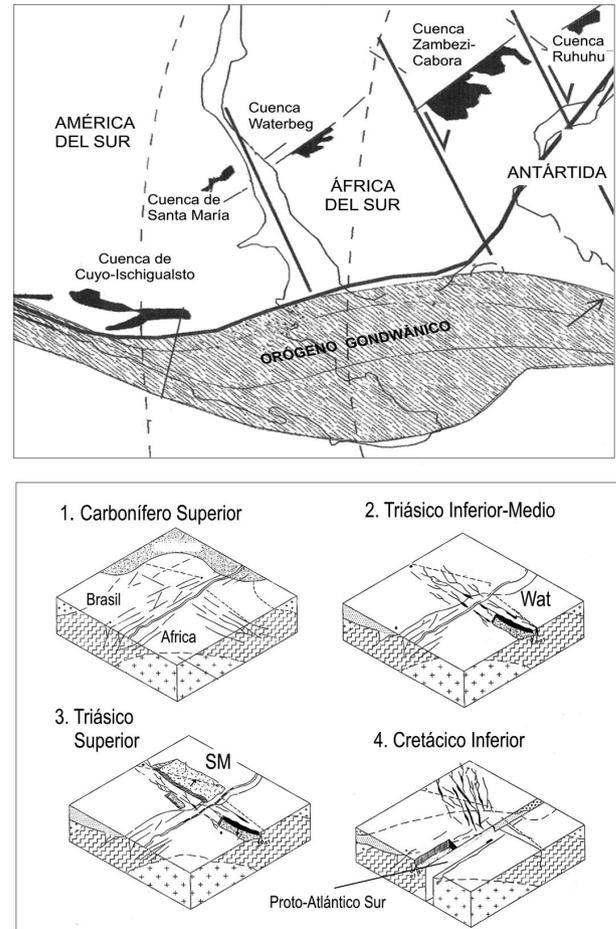


Figura 7.24. Arriba: relación paleogeográfica entre las cuencas triásicas de África del Sur, Brasil y oeste de Argentina. Abajo: diagramas mostrando la continuidad entre las cuencas de Waterberg (WAT) y Santa María (SM) antes de la apertura del Océano Atlántico Sur (simplificado de Zerfass et al., 2005).

Además, los bruscos cambios florísticos coinciden, al igual que en otras partes del mundo, con la primera de las anomalías negativas de δC^{13} , lo que revela el carácter global de este evento (Collinson et al., 2006).

En la **India** la sucesión permotriásica se depositó en sistemas de rift intracratónicos en el sector costero oriental de la península. El espesor, incluyendo las rocas del Jurásico y Cretácico Inferior, alcanza los 5000 m. En el capítulo anterior (§ 6.13) vimos que el relleno se inicia con depósitos glacialacustres y culmina con la sucesión fluvial de la Formación Barakar, rica en carbón. Los sedimentos triásicos están representados por varios ciclos de rejuvenecimiento de la red fluvial, en los que las capas

de conglomerado gradan a pelitas y arcillas rojas (formaciones Kamthi y Maleri). Estos ciclos continúan hasta el Jurásico Inferior y se interpretan como resultado de reactivaciones del sistema de rift (Biswas, 2003).

7.10 LAS CUENCAS DEL OESTE DE SUDAMÉRICA

Desde fines del Pérmico y durante el Triásico, la mayor parte de las regiones Andina y extra-Andina fueron sometidas a esfuerzos extensionales que generaron cuencas limitadas por fallas en las que se acumularon sedimentos continentales y volcániclasticos asociados a magmatismo ácido e intermedio (Fig. 7.25). La geometría de los sistemas de grábenes triásicos fue controlada, en parte, por las características estructurales del basamento. En la región **norte de los Andes**, las cuencas tienen una orientación general NE-SO y su actividad continuó en forma ininterrumpida durante el Jurásico. Si bien todas son de carácter extensional, el origen de los esfuerzos no es el mismo. Por ejemplo, las situadas al norte de Colombia y Venezuela estarían relacionadas con la apertura del mar Caribe, mientras que las situadas a lo largo de la Cordillera Oriental de Colombia estarían vinculadas con sistemas de fallas de rumbo (como las fallas de Magdalena-Las Salinas en el valle del río Magdalena) que habrían producido el desplazamiento de terrenos desde el sur hacia el norte a lo largo del antiguo margen continental (Bayona et al., 2005). En estos grábenes asimétricos y angostos se acumularon areniscas rojas, rocas piroclásticas y volcánicas efusivas. Durante el Noriano-Jurásico Inferior fueron invadidas por el mar (Formación Payandé), transgresión registrada también en un amplio sector de los Andes Centrales (Sarmiento-Rojas et al., 2006).

En el norte y centro de **Perú** se desarrolló la cuenca de Pucará, formada por un complejo sistema de grábenes de orientación general N-NO. Las rocas triásicas se apoyan en discordancia angular sobre la sucesión neopaleozoica correspondiente a los grupos Tarma/Copacabana (§ 6.12). Los depósitos triásicos de sinrift están formados por areniscas rojas, conglomerados y volcánicas alcalinas del Grupo Mítu, que se extienden hasta la región del lago Titicaca en el altiplano de Bolivia (Formación Tiquina). Finalmente, los diversos depocentros de la cuenca de Pucará se conectaron entre sí y fueron invadidos por una transgresión marina que persistió hasta el Cretácico y se extendió desde el sur de Colombia hasta el norte de Chile. Allí, los depósitos marinos son del Noriano/Retiano y están formados por calizas y dolomías (Fig. 7.26) (Rosas et al., 2007). En **Bolivia**, el evento compresivo Gondwánico (Paleozoico Superior) fue sucedido por magmatismo postorogénico asociado a esfuerzos extensionales regionales. En la región Suban-



Figura 7.25. Cuencas de rift del Triásico-Jurásico Inferior del oeste de Sudamérica (simplificado de Ramos y Aleman, 2000).

dina se formaron grábenes de orientación N-NE que fueron rellenados por capas rojas fluviolacustres con intercalaciones de evaporitas (Formación Ipaguazú) de edad Triásica, las que son coronadas por una extensa efusión de basaltos toleíticos de edad Jurásica (Basalto de Entre Ríos) (Sempere, 1995).

Las cuencas de rift triásicas del oeste de **Argentina y Chile** tienen una alineación NO-SE. En la región centro-oeste de Argentina son casi exclusivamente continentales, mientras que hacia el sector chileno tienen intercalaciones marinas. Hacia el sur, hay afloramientos triásicos en la cuenca de Neuquén y en la región patagónica (Macizo Norpatagónico y cuenca de El Tranquilo en el Macizo de Deseado de la Provincia de Santa Cruz). De acuerdo a Ramos y Kay (1991), la geometría de los sistemas de rift fue controlada por las discontinuidades corticales generadas por la acreción de terrenos durante el Paleozoico. Los depocentros de las cuencas de Ischigualasto, Marayes, Las Salinas y Beazley se alinean a lo largo de la antigua sutura entre los terrenos Pampia y Cuyania (Fig. 7.27). La cuenca de Cuyo, en cambio, se generó a lo largo de la sutura entre Cuyania y Chilenia, donde se formaron sistemas de rift dispuestos en forma subparalela a la misma (Franzese y Spalletti, 2001). La **cuenca de Cuyo** es una de las más grandes (cerca de 600 km de longitud) y, por su importancia petrolífera, es una de las mejor conocidas. Aflora en la Precordillera de San Juan y Mendoza y también está presente en el subsuelo de estas provincias. Del punto de vista estructural, se trata de una cuenca extensional en la que la arquitectura y las variaciones verticales y laterales de las litofacies fueron reguladas por la subsidencia diferencial de los hemigrábenes y el influjo de sedimentos (Fig. 7.28). En

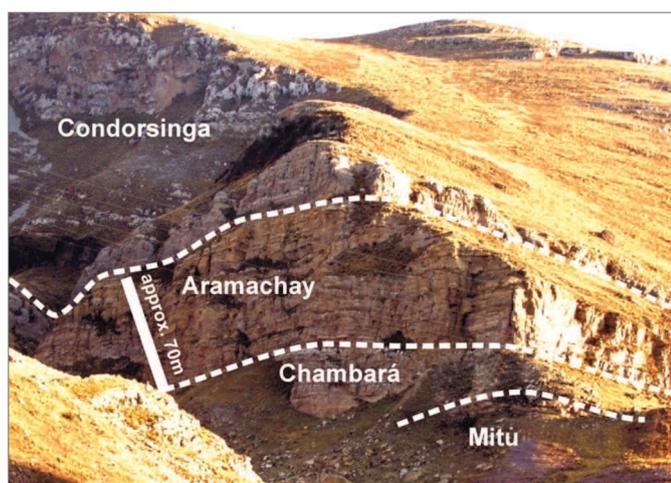


Figura 7.26. Afloramientos del Grupo Pucará de Perú. El límite Triásico-Jurásico se ubica dentro de las pelitas y calizas de la Formación Aramachay. Las calizas de plataforma de la Formación Chambará yacen sobre las areniscas rojas del Grupo Mitu (tomado de Rosas et al., 2007).

el sector norte de la cuenca alternan facies de abanicos aluviales y lacustres. Las primeras dominan en la parte inferior y media mientras que en el tope hay conglomerados clasto/soportados con matriz arenosa intercalados con flujos de detritos (conglomerados matriz/soportados), estos últimos acumulados en la parte proximal de los abanicos. Hacia el tercio superior de la columna se destaca un intervalo formado por areniscas y fangolitas rojas, tufitas y calizas estromatolíticas depositadas en lagos relativamente someros que se formaron en la etapa de máxima subsidencia, y por lo tanto con mayor espacio de acomodación (López Gamundi y Astini, 2004). Sucesiones tripartitas similares a la descrita se presentan a lo largo de toda la cuenca de Cuyo (Kokogian et al., 1993; 2000). En su sector austral, el depocentro de Cacheuta contiene más de 2000 m de rocas triásicas refe-

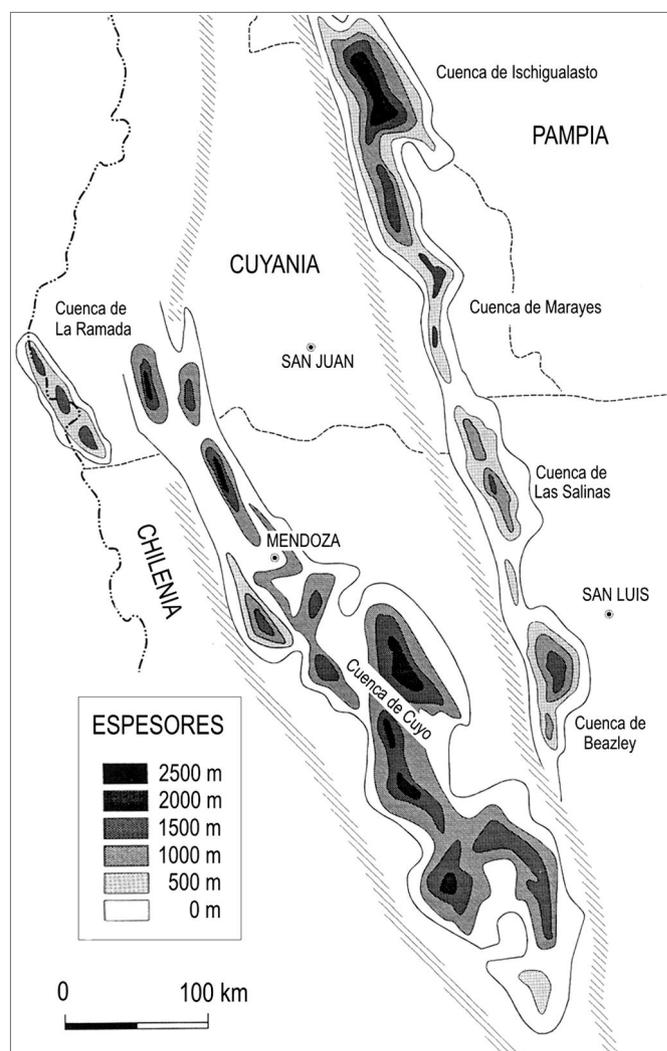


Figura 7.27. Las cuencas triásicas del oeste de Argentina y su relación con los límites de los terrenos Pampia, Cuyania (Precordillera) y Chilenia (modificado de Ramos, 1992).

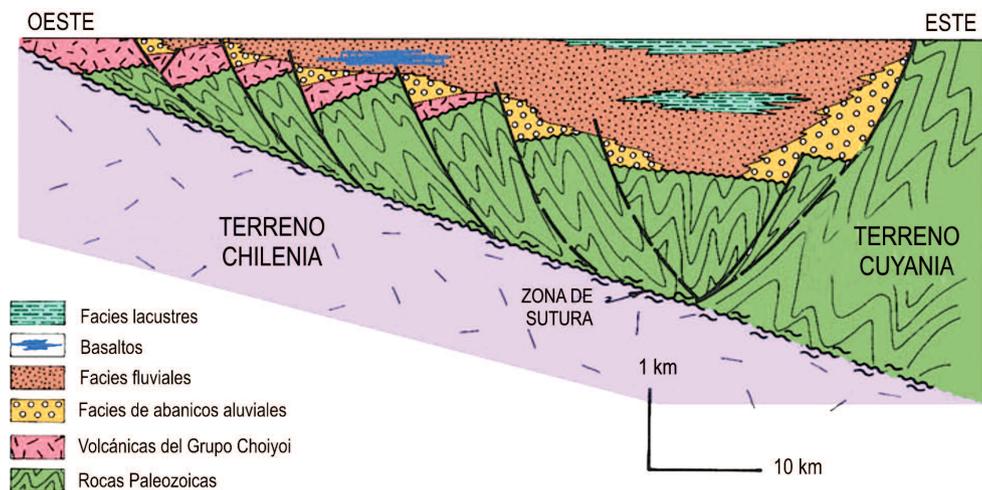


Figura 7.28. Diagrama mostrando las probables relaciones estructurales en la cuenca de Cuyo y el relleno sedimentario del Triásico (modificado de Ramos y Kay, 1991).

ridas al Grupo Uspallata. El relleno del rift se inicia con conglomerados rojizos que yacen en discordancia angular sobre las vulcanitas del Grupo Choiyoi o rocas más antiguas. Estos depósitos de abanicos aluviales gradan distalmente a tufitas, calizas algales y areniscas depositadas en ríos efímeros y barreales (Formación Cerro Las Cabras) portadoras de restos de plantas y tetrápodos (Marsicano et al., 2001; Zavattieri y Arcucci, 2007; Cariglino et al., 2016). La segunda etapa de relleno (secuencia Potrerillos/Cacheuta) comprende areniscas entrecruzadas depositadas en ríos entrelazados, ríos meandriformes con sus respectivas llanuras de inundación, lagos y deltas lacustres. Las pelitas lacustres contienen una rica flora de *Dicroidium*, crustáceos y peces. Las evidencias

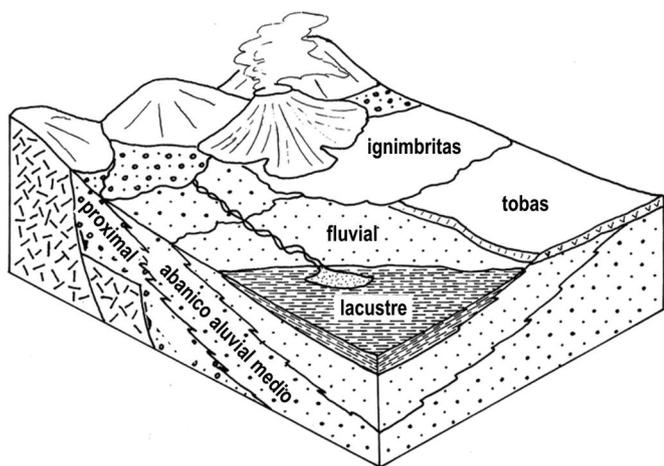


Figura 7.29. Reconstrucción paleoambiental y relaciones estructurales en la cuenca de La Ramada, rift del Mercedario, provincia de Mendoza (tomado de Álvarez, 1996).

sedimentológicas y florísticas indican un clima fuertemente estacional de tipo monzónico, con alternancia de épocas lluviosas y secas, como lo revela la presencia de plantas con adaptaciones xeromórficas (Spalletti et al., 2003, 2005; Artabe et al., 2007b). La sucesión culmina con pelitas tobáceas, tobas y areniscas fluviodeltaicas y lacustres que traslapan la secuencia inferior, interpretadas como el relleno de la fase final de subsidencia térmica (fase de *sag*) de la cuenca durante el Triásico Superior (Kokogian et al., 1993).

En la cuenca Neuquina sólo se han encontrado sedimentos marinos en una localidad del sur de Mendoza (río Atuel) donde afloran pelitas con algunas capas de arenisca. La fauna es indicadora de una edad Noriana-Retiana y está formada en su mayor parte por bivalvos. Faunas similares a ésta se conocen en el norte de Chile y Perú. Desde el punto de vista paleogeográfico, esta ingresión debió estar conectada con las cuencas marinas de la Cordillera de la Costa de Chile, como la cuenca de Los Vilos (Riccardi et al., 1997).

Otras cuencas más pequeñas situadas en la alta cordillera de San Juan, al norte del Cerro Aconcagua, forman parte del sistema de rift del Mercedario (Álvarez, 1996). La cuenca de La Ramada, por ejemplo, se inicia con depósitos de sinrift constituidos por conglomerados, areniscas líticas entrecruzadas, pelitas carbonosas y rocas piroclásticas (brechas ignimbríticas y tobas). Los depósitos epiclásticos corresponden a abanicos aluviales, ríos entrelazados y lagos temporarios, mientras que los flujos piroclásticos indican la existencia de eventos volcánicos explosivos en las cercanías de la cuenca (Fig. 7.29). En todas estas regiones, la etapa de rift fue sucedida por una marcada subsidencia térmica postrift que condujo a una transgresión marina generalizada durante el Jurásico, evento que será analizado en el capítulo siguiente.

El margen proto-Andino de Sudamérica austral, como se explicó en capítulos anteriores, es un margen acrecional formado por un *collage* de terrenos acrecionados a través del Fanerozoico (Ramos, 1988). Uno de ellos es el terreno Mejillonia, expuesto en la zona costera del norte de Chile (Península de Mejillones). Si bien había sido considerado como un bloque de rocas igneo-metamórficas del Paleozoico inferior desplazado a lo

largo del margen gondwánico en el Mesozoico, nuevas dataciones (U-Pb en circones) indican que el protolito de las mismas es de edad triásica y que el evento metamórfico ocurrió en el Triásico Superior (Noriano). El basamento de Mejillonia se interpreta como el remanente de una cuenca marginal deformada y acrecionada en ese tiempo (Casquet et al., 2014).

7.11 UNA VENTANA A LA BIOTA TRIÁSICA: LA CUENCA CONTINENTAL DE ISCHIGUALASTO

La cuenca de Ischigualasto está localizada en el centro-oeste de Argentina, en las provincias de San Juan y La Rioja. Es famosa por contener una de las faunas triásicas más diversas del mundo la que incluye más de 60 especies de anfibios y reptiles. Su registro se extiende en forma continua desde el Triásico Medio (Ladiniano) hasta el Triásico Tardío (Noriano/Retiano). Sus variadas faunas de tetrápodos han contribuido a completar la compleja historia evolutiva de los reptiles arcosaurios y sinápsidos y establecer correlaciones bioestratigráficas con otras cuencas triásicas de Gondwana. Además, los numerosos niveles con artrópodos, peces, icnitas y flora dan una idea bastante acabada acerca de los ecosistemas continentales de esa época. Un sector de la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión fue declarado Parque Provincial en 1965. Comprende la 'hoyada' de Ischigualasto, conocida también como Valle de la Luna o Valle Pintado, una extensa depresión topográfica labrada en las unidades pelíticas triásicas y bordeada al este por las Barrancas Coloradas, una escarpa de areniscas rojas correspondientes a la Formación Los Colorados. Pocos kilómetros hacia el norte, en la provincia de La Rioja, está el Parque Nacional Talampaya. Una reseña moderna de la estratigrafía, litofacies y paleoambientes de esta cuenca puede consultarse en los trabajos de López

Gamundí et al. (1989, 1994), Milana y Alcober (1994), Milana (1998), Spalletti (1999), Caselli et al. (2001) y Currie et al. (2009), entre otros. La abundante información sobre las faunas triásicas argentinas y sudamericanas está sintetizada y magníficamente ilustrada en los libros de Bonaparte (1995, 1997).

Al igual que las otras cuencas triásicas discutidas previamente, la cuenca de Ischigualasto-Villa Unión es de origen extensional (Figs. 7.25, 7.27). Sus depósitos superan los 4000 metros de espesor y son enteramente continentales. En la Figura 7.30 se muestran las relaciones estratigráficas de las distintas formaciones. El relleno inicial está constituido por flujos de detritos correspondientes a abanicos aluviales, areniscas rojas y conglomerados de ríos entrelazados y, finalmente, sedimentos eólicos, rocas piroclásticas y coladas basálticas (Formación Talampaya) (Fig. 7.31 A). Una discontinuidad y un cambio a facies fluviolacustres marca el pasaje a la Formación Tarjados. Estas unidades sólo contienen pisadas de tetrápodos y restos muy fragmentarios de reptiles, por lo que su asignación al Triásico Inferior se basa en su posición estratigráfica. Le siguen conglomerados, niveles de areniscas tobáceas y limolitas arcillosas azuladas masivas con concreciones calcáreas que se interpretan como resultado de flujos de detritos y flujos de barro volcánico, los que son referidos a la **Formación Chañares**. También hay cenizas volcánicas y piroclastos depositados en un ambiente subaéreo. Las concreciones de las capas inferiores contienen una excepcional fauna de reptiles compuesta por 16 especies (3 cinodontes, 3 dicinodontes y 10 arcosaurios). Si bien los arcosaurios son los más diversos, el 81% de los ejemplares encontrados corresponden a cinodontes, de los cuales la mitad pertenecen al género *Massetognathus*. Los peces y los anfibios están ausentes en la asociación (Rogers et al., 2001). En las concreciones carbonáticas los esqueletos pueden

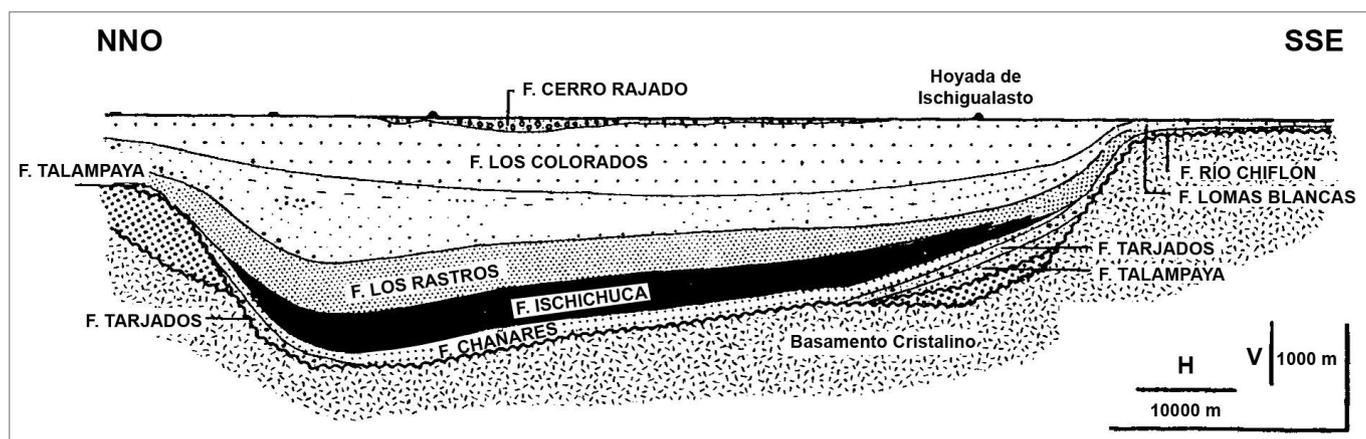


Figura 7.30. Corte a través de la cuenca de Ischigualasto mostrando las relaciones estratigráficas de las distintas formaciones triásicas. La Formación Cerro Rajado es de edad cretácica (simplificado de López Gamundí et al., 1989).

estar desarticulados o parcialmente articulados, pero en ningún caso hay evidencias de exposición prolongada a la meteorización. Los restos óseos corresponden a uno o más individuos e incluyen tanto formas juveniles como adultas, lo que plantea un interesante problema tafonómico (Fig. 7.31 D). Además, en las mismas concreciones se encuentran formas 'incompatibles' del punto de vista ecológico, como arcosaurios carnívoros y pequeños cinodontes, sus presas potenciales. Todo esto hace supo-

ner un evento de mortalidad en masa de la fauna producido por efecto de una gran acumulación de cenizas volcánicas o, más probablemente, por una irrupción de flujos de barro volcánico (Rogers et al., 2001). También se ha especulado que podría tratarse de animales que vivían en madrigueras que fueron rellenadas por un evento catastrófico, pero la ausencia de evidencias de restos de excavaciones en la roca no permite confirmar esta hipótesis.

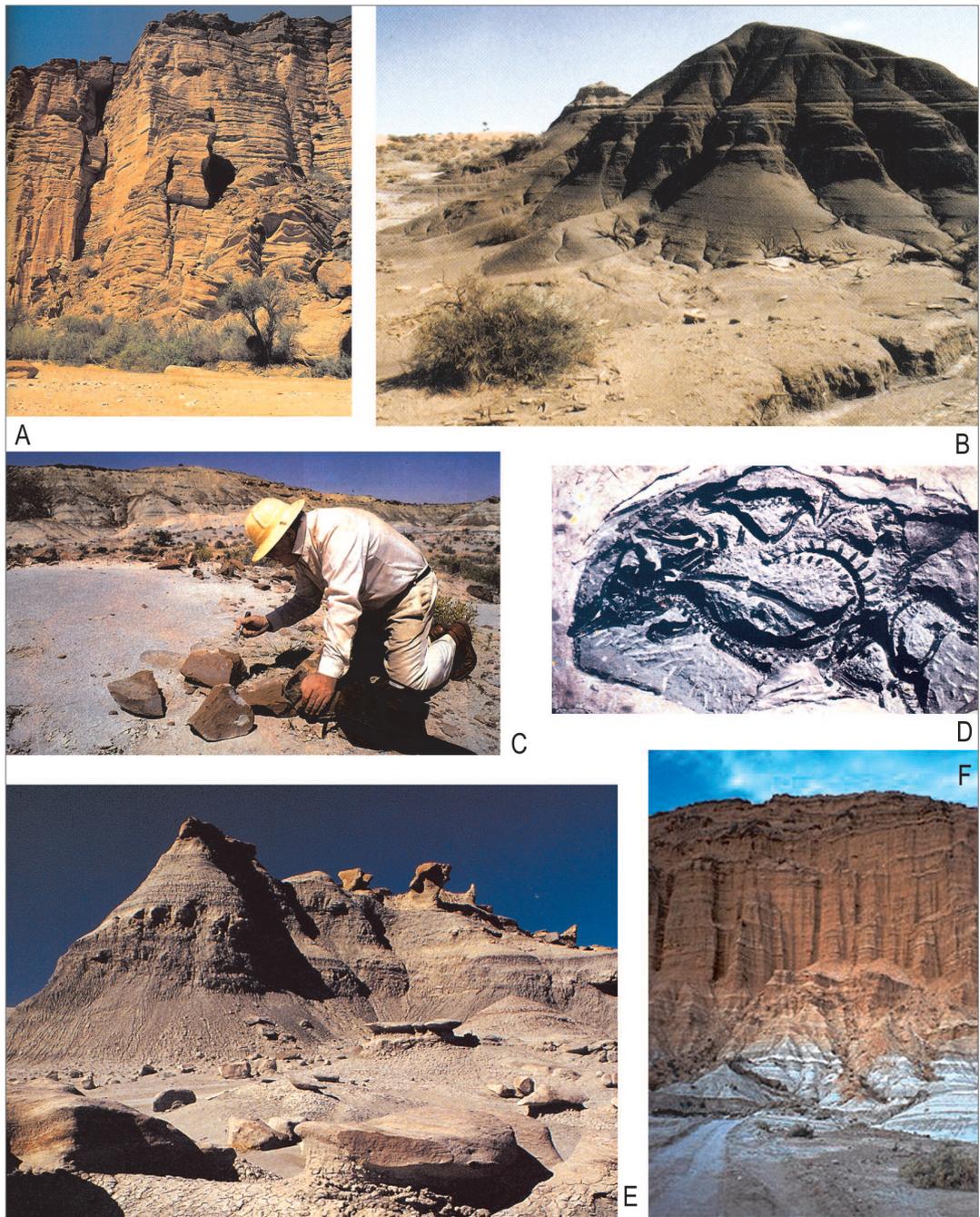


Figura 7.31. A. Afloramiento típico de la Formación Talampaya en el Parque Nacional del mismo nombre; B. Facies lacustres de la Formación Ischichuca; C. Búsqueda de fósiles (Dr. J.F. Bonaparte) en concreciones calcáreas de la Formación Chañares; D. Concreción fosilífera de la Formación Chañares con varios esqueletos articulados; E. Areniscas y limolitas tobáceas de la Formación Ischigualasto en el Valle de la Luna; F. Areniscas rojas de la Formación Los Colorados en el límite oriental de la hoyada de Ischigualasto (Barrancas Coloradas). En la base se observa la transición a las limolitas grises de la Formación Ischigualasto.

La Formación Chañares grada tanto vertical como lateralmente a la secuencia **Ischichuca-Los Rastros** la que está formada por varios ciclos estrato/granocrecientes de hasta 35 m de espesor que se inician con lutitas oscuras carbonosas con restos de plantas (Fig. 7.31 B), continúan con fangolitas de color púrpura y culminan con areniscas amalgamadas con estratificación cruzada en artesa. Tales ciclos corresponden a sucesivos avances de sistemas deltaicos tipo Gilbert sobre las facies lacustres (Milana, 1998). Estas últimas son portadoras de una rica paleoflora de *Dicroidium* y una variada asociación palinológica. Los invertebrados incluyen diversos grupos de crustáceos conchostráceos, insectos y bivalvos de agua dulce. En estas facies los insectos son variados y están representados por coleópteros (escarabajos), hemípteros (chinchas), blatópteros (cucarachas), odonatópteros (libélulas) y ensíferos (grillos). La vegetación boscosa de *Dicroidium* y la abundante maleza formada por *Baiera* (ginkgoales) y *Taeniopteris* (cycadófitas) constituyeron el hábitat adecuado para estos insectos terrestres. Los restos fosilizados son esencialmente alas y élitros aislados por lo que se interpreta que cayeron en el cuerpo de agua donde sufrieron el ataque de predadores y la descomposición de sus partes blandas (Gallego, 1997; Mancuso et al., 2007). Otras formas, como las libélulas, llevaban a cabo parte de su ciclo vital en el agua. Los peces son frecuentes en toda la sucesión, aunque su preservación varía notablemente de acuerdo a las litofacies. En general, los peces más completos, en los que se han preservado las escamas y los huesos articulados, se encuentran en las areniscas depositadas cerca de la desembocadura de los ríos en los cuerpos de agua donde habrían vivido junto a los anfibios temnospónidos. Por el contrario, en las pelitas lacustres sólo se encuentran agrupamientos de escamas, lo que sugiere que los peces fueron transportados por flotación en el lago desde su hábitat fluvial original (Mancuso, 2003). En este ecosistema, los márgenes de los lagos estaban vegetados por pequeñas esfenófitas, ginkgoales y coristospermales, mientras que en las llanuras de inundación se desarrollaron densos bosques de cycadales y helechos con semilla, salvo en las zonas más distales, donde predominaban las coníferas. El merodeo de reptiles en las costas de los lagos está evidenciado por numerosas pisadas a las que alude el nombre de la formación.

La **Formación Ischigualasto** contiene la fauna más diversa de todas las unidades. En ella se encontraron los primeros restos de tetrápodos de la cuenca, los que fueron dados a conocer por Ángel Cabrera en 1943 en la revista del Museo de La Plata. En la década de los años 60 se produjo una avalancha de trabajos debidos, en su mayor parte, a los paleontólogos argentinos José Bonaparte, Osvaldo Reig y Rodolfo Casamiquela, y también



Figura 7.32. Esqueleto de *Scaphonix sanjuanensis*, un rincosaurio característico de la Formación Ischigualasto (alrededor de 2,50 m de longitud total). Ejemplar montado en el Museo de Ciencias Naturales de San Juan.

a Alfred Romer, de la Universidad de Harvard. Gracias a estos trabajos pioneros, la cuenca de Ischigualasto comenzó a ser conocida a nivel mundial.

La edad de la Formación Ischigualasto es Triásico Tardío (Carniano tardío-Noriano medio). Se inicia con un conglomerado basal seguido de ciclos granodecrecientes formados por areniscas entrecruzadas que gradan a limolitas verdosas y moradas con abundante material tobáceo, intensa bioturbación vegetal, niveles carbonosos y calcretes relacionados con paleosuelos. El material volcánico fue traído por el viento desde el arco magmático Choiyoi instalado en la región Andina (ver § 6.16). Se infiere que la Formación Ischigualasto, cuyo espesor varía entre 400 y 700 m, se depositó en un ambiente de ríos meandriformes, llanuras de inundación o desbordamiento y lagunas temporarias (Fig. 7.9). (Currie et al., 2009). En las riberas de las lagunas y en las zonas palustres vivían los anfibios *Pelorocephalus* y *Pro mastodontosaurus*. Los reptiles son variados y están representados, entre muchos otros, por rincosaurios (*Scaphonix*, Fig. 7.32), diversos cinodontes (*Exaeretodon*, *Ischignathus*), dicinodontes (*Ischigualastia*) (Fig. 7.33) y arcosaurios. Entre estos últimos, los aetosaurios eran formas del porte de un cocodrilo, omnívoras o herbívoras, con el cuerpo recubierto de placas móviles (Fig. 7.9). *Proterochampsia*, en cambio, era una forma carnívora de cráneo achatado que podía vivir en los ríos y probablemente capturaba los anfibios arriba mencionados (Fig. 7.34). Otro predador era *Saurosuchus*, una forma terrestre de hasta 6 m de longitud, incluyendo su larga cola (Fig. 7.33 B). Quizás lo más importante de la asociación reptiliana de la Formación Ischigualasto es la presencia de dinosaurios carnívoros primitivos de marcha bípeda como *Herrerasaurus* (Fig. 7.35 A), *Eoraptor*, *Panphagia* y *Chromogisaurus* (Ezcurra, 2010, y referencias citadas en ese trabajo), y de formas herbívoras como el omni-

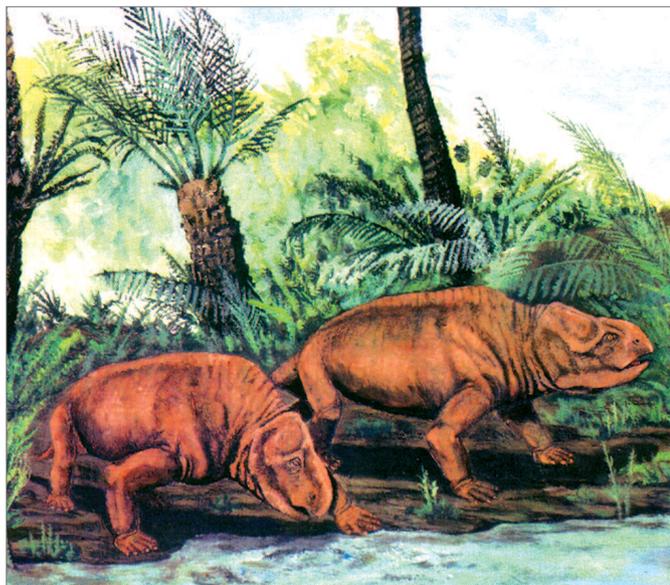


Figura 7.33. Reconstrucción del dicinodonte *Ischigualastia jenseni* en un paisaje típico de la Formación Ischigualasto. La flora está representada por cycadales y helechos.



Figura 7.34. Vista dorsal del cráneo de *Proterochampsia barrionuevoi*, de la Formación Ischigualasto.

tiempo *Pisanosaurus*, el más antiguo del mundo. La mayoría de los reptiles habitó en las llanuras de inundación, más húmedas y vegetadas, donde proliferó una diversa flora de *Dicroidium*, mientras que *Pisanosaurus* puede haber habitado las tierras más altas y secas.

La **Formación Los Colorados** yace sobre la Formación Ischigualasto mediante un contacto erosivo (Fig. 7.31 F). Está formada por cerca de 700 m de areniscas rojas que forman una extensa barranca en el borde oriental de la hoyada. Dominan las areniscas de grano medio a grueso con estratificación cruzada que gradan a areniscas finas y limolitas. A lo largo de la formación se han

contabilizado numerosos ciclos estrato/grano decrecientes, aunque en la mitad superior de la unidad los niveles pelíticos tienden a ser más abundantes. Desde el punto de vista ambiental, esta formación fue interpretada como el depósito de ríos arenosos efímeros y campos de dunas bajo un clima evidentemente más árido que el que prevaleció durante la acumulación de la Formación Ischigualasto (Milana y Alcober, 1994). Estudios más recientes (Caselli et al., 2001) indican que esta formación se depositó a partir de ríos de sinuosidad moderada a alta con extensas llanuras de inundación, en un clima moderadamente húmedo con marcados períodos lluviosos.

La fauna de tetrápodos incluye numerosos herbívoros, como el gran dicinodonte *Jachaleria*, que supuestamente buscaba el alimento escarbando el suelo, los extraños aetosáuridos (*Neoaetosauroides*) con el dorso cubierto de placas (Fig. 7.9) y el dinosaurio prosaurópodo *Riojasaurus*, cuyo largo cuello le permitía alcanzar el follaje hasta 4 metros sobre el suelo (Fig. 7.36). Esta fauna de herbívoros sugiere que había una importante vegetación formada por arbustos y zonas boscosas. La ausencia de fósiles vegetales asociados a la fauna sería producto de condiciones tafonómicas desfavorables y no de condiciones climáticas demasiado áridas (Arcucci et al., 2004). En la parte superior de la unidad se han

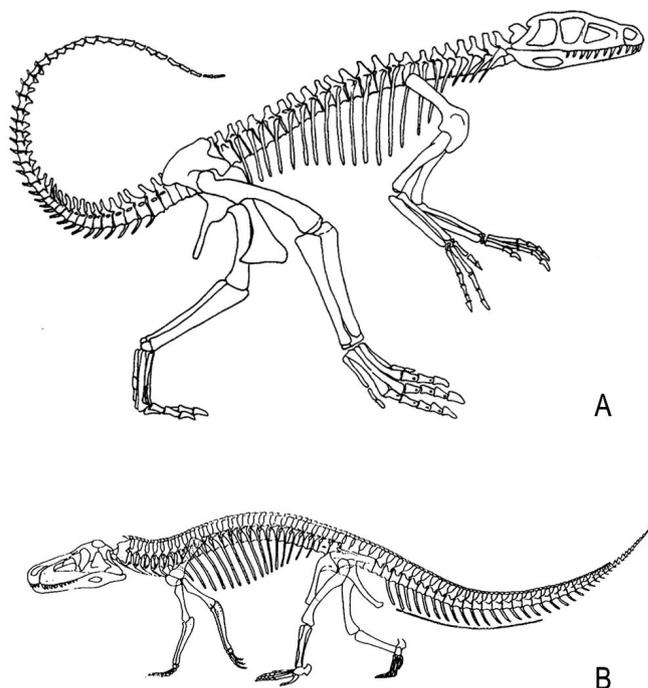


Figura 7.35. Carnívoros de la Formación Ischigualasto. A. *Herrerasaurus ischigualastensis*; B. *Saurosuchus galilei* (a distinta escala).

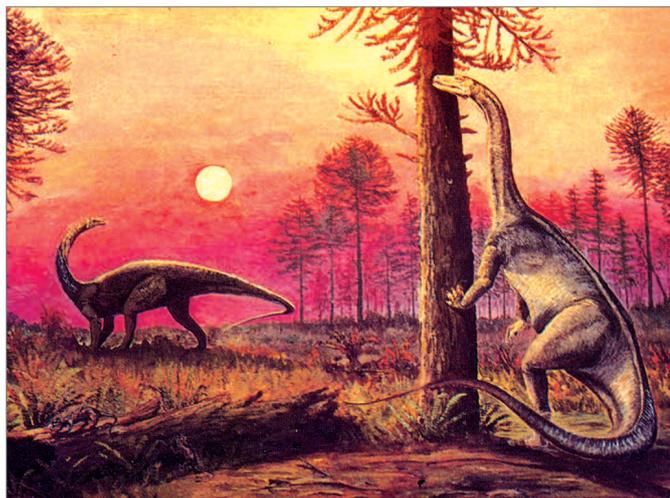


Figura 7.36. Reconstrucción del paisaje de la Formación Los Colorados, con grandes araucarias y el dinosaurio prosaurópodo *Riojasaurus incertus* (reconstrucción de Lucas Fiorelli).

encontrado grandes troncos silicificados de coníferas semejantes a araucarias, lo que corrobora un paisaje boscoso. También había temibles predadores, como *Zupaysaurus*, un terópodo con un cráneo de 45 cm de longitud que está en la base del linaje que condujo a los grandes dinosaurios carnívoros y también a las aves (Arcucci y Coria, 2003).

Cada una de las asociaciones de tetrápodos que acabamos de mencionar fueron referidas por Bonaparte (1966; 1982) a las edades locales Chañareense, Ischigualastense y Coloradense. Su reconocimiento refleja la dificultad de correlacionar estas sucesiones enteramente continentales con la escala cronoestratigráfica estándar del Triásico basada en faunas marinas de amonoides y microfósiles. Las correlaciones mediante palinología, por otra parte, han demostrado ser poco útiles por las diferencias que hay entre las asociaciones del norte y del sur de Pangea. Las dataciones radioisotópicas son todavía escasas. Para la Formación Ischigualasto, por ejemplo, se cuenta con una edad Ar^{40}/Ar^{39} de 227,8 Ma correspondiente al Carniano temprano. De allí que para correlacionar los vastos depósitos continentales triásicos de Pangea sea necesario contar con una cronología global basada en tetrápodos (*Land Vertebrate Faunas* o LVF), si bien sus equivalencias con la escala marina son aun difíciles de precisar (Lucas, 1998; Cardoso Langer, 2005).

7.12 LA EXTINCIÓN DE FINES DEL TRIÁSICO

Si bien la crisis de diversidad ocurrida a fines del Triásico ha sido considerada como una de las cinco mayores de la historia, su real magnitud es actualmente mate-

ria de debate (Fig. 7.37). En lo que hay consenso es que este evento redujo a la mitad la diversidad de muchos grupos y produjo la extinción de la mayoría de las especies de amonoides ceratítidos, el 60% de los géneros de radiolarios y los pocos conodontes y conularias que aún sobrevivían. Los gastrópodos, bivalvos y braquiópodos también fueron afectados, extinguiéndose entre 5 y 6 familias. Respecto de los amonoides, la extinción de los ceratítidos no fue repentina sino que se inició en el Noriano (los géneros se redujeron de 150 a 90) y continuó en el Retiano (de 90 a 7), lo que indica una extinción en dos fases, la principal a fines del Noriano y la final al término de Retiano. Asimismo, estudios detallados de los bivalvos triásicos avalan un proceso de extinción episódico, con tasas de extinción más altas a comienzos y mediados del Retiano y no a fines del mismo. Los corales también sufrieron una considerable merma a fines del Triásico generando un 'hiatus coraliño' en la base del Jurásico, luego del cual se recuperaron en forma vertiginosa. Esto es claramente palpable en las plataformas del mar Neotetis donde, al mismo tiempo, hay una interrupción en la sedimentación calcárea. Durante este lapso, las construcciones arrecifales estuvieron a cargo de las esponjas y las algas. Respecto de los vertebrados, se ha censado la desaparición de 11 familias de reptiles terrestres (Benton, 1993), si bien solamente dos de ellas estaban ampliamente difundidas en el Retiano. Entre las plantas, los helechos con semilla fueron particularmente afectados (se extinguieron tres familias, incluyendo las coristospermáceas). El impacto sobre el registro palinológico fue variable según las regiones.

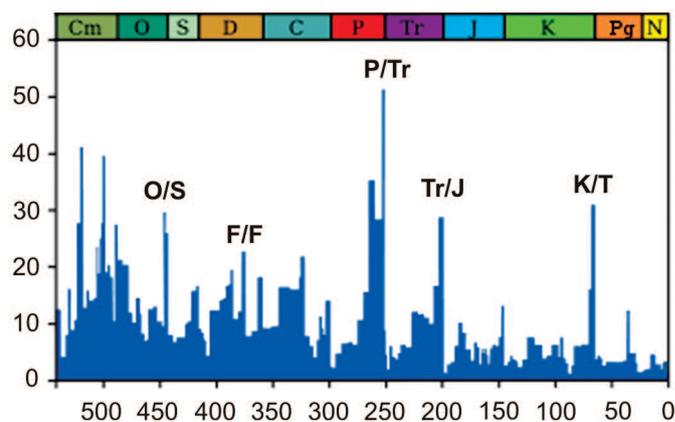


Figura 7.37. Extinción de organismos marinos a través del Eon Fanerozoico expresada en porcentaje de géneros extinguidos (ordenada). En el histograma están indicadas las cinco grandes crisis biológicas. Nótese que en esta representación porcentual, la extinción Tr/J es similar en intensidad a la K/T y la O/S y hay varias crisis en el Cámbrico. También se observa el carácter escalonado de todas las extinciones.

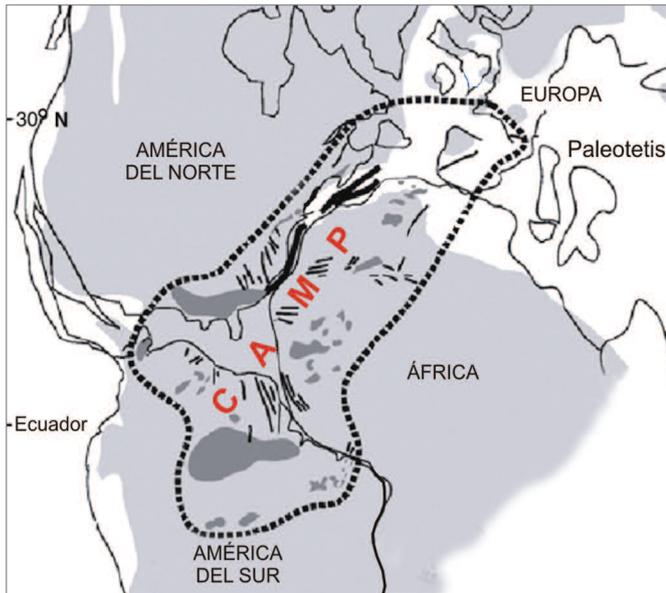


Figura 7.38. Extensión de la Provincia Magmática Centro-Atlántica (CAMP). Las efusiones de lavas y los diques (en superficie y subsuelo) están indicados en negro, las áreas emergidas en gris y las marinas en blanco (simplificado de Deenen et al., 2010).

Para explicar esta crisis biológica se han argumentado causas tan diversas como cambios climáticos (por ej. un fuerte calentamiento global), variaciones eustáticas acompañadas de anoxia, cambios en la atmósfera por una continuada actividad volcánica de la provincia magmática Centro-Atlántica (CAMP) y el impacto de un cuerpo extraterrestre (Tanner et al., 2004). Esta última hipótesis se vio reforzada por el hallazgo de anomalías de iridio en varias secciones estratigráficas del Supergrupo Newark del este de EE.UU. Llamativamente, en los niveles enriquecidos en Ir se constató un brusco aumento de esporas de helechos, en forma similar a lo que ocurre en el límite Cretácico/Terciario, además de un recambio notable en la fauna de vertebrados terrestres (Olsen et al., 2002). El problema radica en que no se aportaron evidencias adicionales que permitan relacionar el enriquecimiento de Ir con un impacto, como altas concentraciones de elementos siderófilos (Co, Ni, Cr), normalmente presentes en los meteoritos condriticos, o cristales de cuarzo con signos de impacto. Recientemente, sin embargo, se identificaron en el cráter de impacto de Rochechouart, en el Macizo Central de Francia, supuestas 'metasomatitas de impacto' datadas en 201 ± 2 Ma, edad próxima al límite Triásico/Jurásico. Este dato es importante porque anteriores dataciones ubicaban esta colisión bastante antes de la extinción (214 Ma) (Schmieder et al., 2010). Otros estudios (Tanner et al., 2008), si bien confirmaron la existencia de anomalías de iridio en varios niveles cercanos al límite, indican que este elemento bien podría provenir de las extensas coladas

basálticas de la provincia Centro-Atlántica (Fig. 7.38), las que se interestratifican cerca del límite Triásico/Jurásico en las cuencas Newark y Fundy. Correlaciones muy ajustadas entre las sucesiones estratigráficas y efusiones basálticas de la CAMP basadas en palinología, magnetoestratigrafía, excursiones de δC^{13} y cicloestratigrafía (variaciones orbitales), demuestran que el primer pulso efusivo –datado en Marruecos– coincide con un recambio biótico mayor en los continentes (polen y vertebrados) y con picos de extinción en bivalvos y foraminíferos en las cuencas marinas de Europa. Además, la excursión negativa del δC^{13} que se verifica al inicio de la erupción del magmatismo Centro-Atlántico coincide con un recambio mayor en las faunas de radiolarios, las que son uno de los mejores marcadores de la extinción Tr/J (Deenen et al., 2010). Según estos autores, los derrames basálticos son la fuente de la leve anomalía de Ir que se observa en el Supergrupo Newark de América del Norte, tal como lo propusieron Tanner et al. (2008). El segundo y más extenso pulso de magmatismo Centro-Atlántico se correlaciona con nuevos recambios en los foraminíferos y nanofósiles, la extinción de los conodontes y eventos de anoxia oceánica. Por otra parte se considera que el mayor desprendimiento de metano ocurrió durante el emplazamiento de grandes intrusivos en rocas sedimentarias ricas en materia orgánica, fenómeno que tuvo lugar durante la apertura de nuevos océanos (Berndt et al., 2016). También se ha determinado que en Europa las sismitas (sedimentos no consolidados deformados por efecto de terremotos) se concentran cerca del intervalo de extinción del Triásico Superior, las que se atribuyen al emplazamiento de la Provincia Magmática Centro-Atlántica (Simms, 2007; Lindström et al., 2017).

La causa de la extinción sería, según Deenen et al. (2010), la masiva liberación de SO_2 y otros gases invernadero por efecto del volcanismo, aunque para explicar la magnitud de la excursión negativa del δC^{13} hay que recurrir a la disociación de hidratos de metano. De hecho, el aumento de la temperatura generado por el efecto invernadero habría llevado a la Tierra cerca del estado *hothouse*, lo que habría sido letal para las plantas y explicaría el recambio del 95% de las especies de la megafloora triásica (McElwain et al., 1999). La extinción selectiva entre los bivalvos, en cambio, no puede ser adjudicada simplemente a cambios en la temperatura del agua. Dado que son organismos que se nutren de partículas orgánicas su crisis sería consecuencia de un colapso de los productores primarios (fitoplancton), quizás como resultado de un déficit de luz solar causado por las extensas erupciones volcánicas o también por el impacto de un asteroide (McRoberts y Newton, 1995). Otros autores relacionan la extinción del distintivo bivalvo Triásico *Monotis* y de la mayor parte de los

amonoideos en el lapso Noriano/Retiano inferior con un período de anoxia oceánica (Ward et al., 2004). En definitiva, si bien es indudable que el efecto del volcanismo debe haber inducido cambios en el clima, es probable que los factores que desencadenaron la severa crisis biológica de fines del Triásico hayan sido varios, operando en conjunto y sumando sus efectos, tales como calentamiento global, eventos de anoxia, acidificación oceánica, aporte de metales tóxicos y gases, y cambios del nivel del mar (Ernst y Youbi, 2017; Lindström et al., 2017).

REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Álvarez, P. 1996. Los depósitos triásicos y jurásicos de la alta Cordillera de San Juan. En: Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la región del Aconagua*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales, 24: 59-137.
- Arcucci, A.B. y Coria, R. 2003. A new Triassic carnivorous dinosaur from Argentina. *Ameghiniana*, 40: 217-228.
- Arcucci, A.B., Marsicano, C.A. y Caselli, A.T. 2004. Tetrapod association and paleoenvironment of the Los Colorados Formation (Argentina): a significant sample from western Gondwana at the end of Triassic. *Geobios*, 37: 557-568.
- Artabe, A.E., Morel, E.M. y Spalletti, L.A. 2003. Caracterización de las provincias fitogeográficas triásicas del Gondwana extratropical. *Ameghiniana*, 40: 387-405.
- Artabe, A.E., Morel, E.M. y Ganuza, D.G. 2007a. *Las floras triásicas de la Argentina*. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 75-86.
- Artabe, A.E., Morel, E.M., Ganuza, D.G., Zavattieri, A.M. y Spalletti, L.A. 2007b. La paleoflora triásica de Potrerillos, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 279-301.
- Bayona, G.A., Rapalini, A.E., Constanzo-Alvarez, V., Montes, C., Velozza, G., Ayala-Calvo, R.C., Gómez-Casallas, M. y Silva, C. 2005. Mesozoic terrane translations and crustal block rotations in the Eastern Cordillera and Magdalena Valley of Colombia, as inferred from paleomagnetism. *6^o International Symposium on Andean Geodynamics*. Barcelona, pp. 98-102.
- Benton, M.J. 1993. Late Triassic terrestrial vertebrate extinctions: stratigraphic aspects and the record of the Germanic basin. *Paleontología Lombarda*, 2: 19-38.
- Berndt, C., Hensen, C., Mortera-Gutierrez, C., Sarkar, S., Geilert, S., Schmidt, M., Liebetrau, V., Kipfer, R., Scholz, F., Doll, M., Muff, S., Karstens, J., Planke, S., Petersen, S., Böttner, C., Chi, W.-C., Moser, M., Behrendt, R., Fiskal, A., Lever, M.A., Su, C.-C., Deng, L., Brennwald, M.S., Lizarralde, D. 2016. Rifting under steam—how rift magmatism triggers methane venting from sedimentary basins. *Geology*, 44 (9): 767-770.
- Biswas, S.K. 2003. Regional tectonic framework of the Pranhita-Godavari basin, India. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 543-551.
- Bonaparte, J.F. 1966. Chronological survey of the tetrapod bearing Triassic of Argentina. *Breviora*, 251: 1-13.
- Bonaparte, J.F. 1982. Faunal replacement in the Triassic of South America. *Journal of Vertebrate Palaeontology*, 2: 362-371.
- Bonaparte, J.F. 1995. *Dinosaurios de América del Sur*. Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'. 174 p. Buenos Aires.
- Bonaparte, J.F. 1997. *El Triásico de San Juan-La Rioja, Argentina, y sus dinosaurios*. Museo Argentino de Ciencias Naturales 'Bernardino Rivadavia'. 190 p. Buenos Aires.
- Brayard, A., Escarguel, G. y Bucher, H. 2007. The biogeography of Early Triassic ammonoid faunas: Clusters, gradients, and networks. *Geobios*, 40: 749-765.
- Brea, M., Artabe, A.E. y Spalletti, L.A. 2005. Paleovegetation studies and growth-ring analysis of a mixed Middle Triassic forest from Argentina. En: Pankhurst, R.J. y Veiga, G.D. (eds.) *Gondwana 12*, Abstracts, p. 77, Mendoza.
- Burgess, S.D., Bowring, S. y Shen, S.-Z. 2014. High-precision timeline for Earth's most severe extinction. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111: 3316-3322.
- Cardoso Langer, M. 2005. Studies on continental Late Triassic tetrapod biochronology. II. The Ischigualastian and a Carnian global correlation. *Journal of South American Earth Sciences*, 19: 219-239.
- Cariglino, B., Zavattieri, A.M., Gutiérrez, P.R. y Balarino, M.L. 2016. The paleobotanical record of the Triassic Cerro de Las Cabras Formation at its type locality, Potrerillos, Mendoza (Uspallata Group): an historical account and first record of fossil flora. *Ameghiniana*, 53: 184-204.
- Caselli, A.T., Marsicano, C.A. y Arcucci, A.B. 2001. Sedimentología y paleontología de la Formación Los Colorados, Triásico superior (provincias de La Rioja y San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56: 173-188.
- Casquet, C., Hervé, F., Pankhurst, R.J., Baldo, E., Calderón, M., Fanning, C.M., Rapela, C.W. y Dahlquist, J. 2014. The Mejillonia suspect terrane (Northern Chile): Late Triassic fast burial and metamorphism of sediments in a magmatic arc environment extending into the Early Jurassic. *Gondwana Research*, 25: 1272-1286.
- Catuneanu, O., Wopfner, H., Ericsson, P.G., Cairncross, B., Rubidge, B.S., Smith, R.M. y Hancox, P.J. 2005. The Karoo basin of south-central Africa. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 211-253.
- Collinson, J.W., Isbell, J.L., Elliot, D.H., Miller, M.F. y Miller, J.M. 1994. Permian-Triassic Transantarctic Basin. En: Veevers, J.J. y Powell, C. (eds.) *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America Memoir, 184: 173-122.
- Collinson, J.W., Hammer, W.R., Askin, R.A. y Elliot, D.H. 2006. Permian-Triassic boundary in the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Geological Society of America Bulletin*, 118: 747-763.
- Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponier, P. y Besse, J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth Planetary Science Letters*, 166: 177-195.
- Currie, B.S., Colombi, C.E., Tabor, N.J., Shipman, T.C. y Montañez, I.P. 2009. Stratigraphy and architecture of the Upper Triassic Ischigualasto Formation, Ischigualasto Provincial Park, San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 27: 74-87.
- Davison, I. 2005. Central Atlantic margin basin of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea). *Journal of African Earth Sciences*, 43: 254-274.
- Deenen, M.H.L., Ruhl, M., Bonis, N.R., Krijgsman, W., Kuerschner, W.M., Reitsma, M. y van Bergen, M.J. 2010. A new chronology for the end-Triassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 291: 113-125.
- Ernst, R.E. y Youbi, N. 2017. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 30-52.
- Ezcurra, M.D. 2010. A new early dinosaur (Saurischia: Sauropodomorpha) from the Late Triassic of Argentina: a reassessment of dinosaur origin and phylogeny. *Journal of Systematic Palaeontology*, 8: 371-425.
- Flament, N., Gurnis, M. y Mueller, R.D. 2013. A review of observations and models of dynamic topography. *Lithosphere*, 5: 189-210.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 257-270.
- Galfetti, T., Bucher, H., Brayard, A., Hochuli, P.A., Weissert, H., Goudun, K., Adutorei, V. y Guex, J. 2007. Late Early Triassic climate chan-

- ge: Insights from carbonate carbon isotopes, sedimentary evolution and ammonoid paleobiogeography. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243: 394-411.
- Gallego, O.F. 1997. Hallazgo de insectos Triásicos en la Argentina. *Ameghiniana*, 34: 511-516.
- Garzanti, E. 1999. Stratigraphy and sedimentary history of the Nepal Tethys Himalaya passive margin. *Journal of Asian Earth Sciences*, 17: 805-827.
- Gastaldo, R.A., Adendorff, R., Bamford, M., Labandeira, C.C., Neveling, J. y Sims, H. 2005. Taphonomic trends of macrofloral assemblages across the Permian-Triassic boundary, Karoo Basin, South Africa. *Palaios*, 20: 479-497.
- Goddéris, Y. 2008. Causal or casual link between the rise of nanoplankton calcification and a tectonically-driven massive decrease in Late Triassic atmospheric CO₂. *Earth and Planetary Science Letters*, 267: 247-255.
- Golonka, J. 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia during the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381: 235-273.
- Golonka, J. 2007. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeography of the world. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 297-307.
- Guiraud, R., Bosworth, W., Thiery, J. y Delplanque, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 83-143.
- Hammer, W.R. 1989. Triassic terrestrial vertebrate faunas of Antarctica. En: Taylor, T.N. y Taylor, T.E. (eds.) *Antarctic paleobiology: its role in the reconstruction of Gondwana*. Springer Verlag, pp. 42-50. New York.
- Haq, B.U. 2018. Triassic Eustatic Variations Reexamined. *GSA Today*, 28. <https://doi.org/10.1130/GSATG381A>.
- Hautmann, M., Bucher, H., Brühwiler, T., Goudemand, N., Kaim, A. y Nützel, A. 2011. An unusually diverse mollusc fauna from the earliest Triassic of South China and its implications for benthic recovery after the end-Permian biotic crisis. *Geobios*, 44: 71-85.
- He, W., Shi, G.R., Feng, Q., Campi, M.J., Gu, S., Bu, J., Peng, Y. y Meng, Y. 2007. Brachiopod miniaturization and its possible causes during the Permian-Triassic crisis in deep water environments, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 145-163.
- Iannace, A., Capuano, M. y Galluccio, L. 2011. "Dolomites and dolomites" in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310: 324-339.
- Joachimski, M.M., Lai, X., Shen, S., Jiang, H., Luo, G., Chen, B., Chen, J. y Sun, Y. 2012. Climate warming in the latest Permian and the Permian-Triassic mass extinction. *Geology*, 40: 195-198.
- Kiessling, W. 2010. Reef expansion during the Triassic: Spread of photosymbiosis balancing climatic cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 290: 11-19.
- Kokogian, D.A., Fernández Seveso, F. y Mosquera, A. 1993. Las secuencias sedimentarias triásicas. 9º Congreso Geológico Argentino, Relatorio, pp. 65-78. Mendoza.
- Kokogian, D.A., Spalletti, L., Morel, E. Artabe, A., Martínez, R.N., Alcober, O.A., Milana, J.P., Zavattieri, A.M. y Papú, O.H. 2000. Depósitos continentales triásicos. En: Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 377-397.
- Lindström, S., van de Schootbrugge, B., Hansen, K.H., Pedersen, G.K., Alsená, P., Thibault, N., Dybkjær, K., Bjerrum, C.J. y Nielsen, L.H. 2017. A new correlation of Triassic-Jurassic boundary successions in NW Europe, Nevada and Peru, and the Central Atlantic Magmatic Province: A time-line for the end-Triassic mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 478: 80-102.
- López Gamundí, O.R. y Astini, R.A. 2004. Alluvial fan-lacustrine association in the fault tip end of a half-graben, northern Triassic Cuyo basin, western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 17: 253-265.
- López Gamundí, O.R., Álvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, I.S., Fernández Seveso, F., Legarreta, L., Kokogian, D.A., Limarino, O. y Sasarego, H. 1989. Cuencas intermontanas. En: Chebli, G. y Spalletti, L.A. (eds.) *Cuencas sedimentarias Argentinas*. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 16: 123-167.
- López Gamundí, O.R., Espejo, I.S., Conagham, P.J. y Powell, C. McA. 1994. Southern South America. En: Veevers, J.J. y Powell, C. McA. (eds.) *Permian-Triassic Pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland*. Geological Society of America, Memoir, 184: 281-329.
- Lucas, S.G. 1998. Global Triassic tetrapod biostratigraphy and biochronology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 347-384.
- Lucas, S.G. y Tanner, L.H. 2007. The nonmarine Triassic-Jurassic boundary in Newark Supergroup of eastern North America. *Earth-Science Reviews*, 84: 1-20.
- Mancuso, A.C. 2003. Continental fish taphonomy: a case study in the Triassic of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 275-286.
- Mancuso, A.C. y Marsicano, C.A. 2008. Paleoenvironments and taphonomy of a Triassic lacustrine system (Los Rastros Formation, central-western Argentina). *Palaios*, 23: 535-347.
- Mancuso, A.C., Gallego, O.F. y Martínez-Neto, R.G. 2007. The Triassic insect fauna from the Los Rastros Formation (Bermejo Basin), La Rioja Province (Argentina): its context, taphonomy and paleobiology. *Ameghiniana*, 44: 337-348.
- Marsicano, C.A., Gallego, O.F. y Arcucci, A. 2001. Faunas del Triásico: relaciones, patrones de distribución y sucesión temporal. En: A.E. Artabe, E.M. Morel y A.B. Zamuner (Eds.), *El Sistema Triásico en la Argentina*. Fundación Museo de La Plata Francisco P. Moreno, p. 81-101.
- McElwain, J.C., Beerling, D.J. y Woodward, F.I. 1999. Fossil plants and global warming at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, 285: 1386-1390.
- McRoberts, C.A. y Newton, C.R. 1995. Selective extinction among end-Triassic European bivalves. *Geology*, 23: 102-104.
- Metcalf, I. y Isozaki, Y. 2009. Current perspectives in the Permian-Triassic boundary and end-Permian mass extinction: Preface. *Journal of Asian Earth Sciences*, 36: 407-412.
- Milana, J.P. 1998. Anatomía de una parasecuencia en un lago de rift y su relación con la generación de hidrocarburos, cuenca triásica de Ischigualasto, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53: 365-387.
- Milana, J.P. y Alcober, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 49: 217-235.
- Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Abbott, D., Brunet, M.F. y Cloetingh, S. 2002. Permo-Triassic intraplate magmatism and rifting in Eurasia: implications for mantle plumes and mantle dynamics. *Tectonophysics*, 351: 3-39.
- Ogg, J.G., Huang, C. y Hinnov, L. 2014. Triassic Timescale status: a brief overview. *Albertiana*, 41: 3-10.
- Olsen, P.E., Kent, D.V., Sues, H.D., Koeberl, C., Huber, H., Montanari, A., Rainforth, E., Powell, S., Szajna, M. y Harline, B.W. 2002. Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, 296: 1305-1307.
- Ortí, F., Pérez-López, A. y Salvany, J.M. 2017. Triassic evaporites of Iberia: Sedimentological and palaeogeographical implications for the western Neotethys evolution during the Middle Triassic-Earliest Jurassic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 471: 157-180.
- Pietsch, C. y Bottjer, D.J. 2014. The importance of oxygen for the disparate recovery patterns of the benthic macrofauna in the Early Triassic. *Earth-Science Reviews*, 137: 65-84.

- Posenato, R. 2008. Global correlations of mid Early Triassic events: The Induan/Olenekian boundary in the Dolomites (Italy). *Earth Science Reviews*, 91: 93-105.
- Pruss, S.B., Bottjer, D.J., Corsetti, F.A. y Baud, A. 2006. A global marine sedimentary response to the end-Permian mass extinction: Examples from Turkey and the Western United States. *Earth-Science Reviews*, 78: 193-206.
- Ramos, V.A. 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 31: 2-9, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En: Kay, S.M., Ramos, V.A. y Dickinson, W.R. (eds.) *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision. Geological Society of America Memoir*, 204: 31-65.
- Ramos, V.A. y Aleman, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. En: Cordani, U.G. y otros (eds.) *Tectonic evolution of South America*, pp. 635-685. 31^o International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Ramos, V.A. y Kay, S.M. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En: Harmon, R.S. y Rapela, C.W. (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper*, 265: 79-91.
- Retallack, G.J. 1999. Postapocalyptic greenhouse paleoclimate revealed by earliest Triassic paleosols in the Sydney Basin, Australia. *Geological Society of America Bulletin*, 111: 52-70.
- Retallack, G.J., Sheldon, N.D., Carr, P.F., Fanning, M., Thompson, C.A., Williams, M.L., Jones, B.G. y Hutton, A. 2011. Multiple Early Triassic greenhouse crises impeded recovery from Late Permian mass extinction. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308: 233-251.
- Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Scasso, R., Lanés, S. e Iglesia Llanos, M.P. 1997. Primer registro de Triásico marino fosilífero de la Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 52: 228-234.
- Rogers, R.R., Arcucci, A.B., Abdala, F., Sereno, P.C., Forster, C.A. y May, C.L. 2001. Paleoenvironment and taphonomy of the Chañares Formation tetrapod assemblage (Middle Triassic), northwestern Argentina: Spectacular preservation in volcanogenic concretions. *Palaos*, 16: 461-481.
- Rosas, S., Fontboté, L. y Tankard, A. 2007. Tectonic evolution and paleogeography of the Mesozoic Pucará Basin, central Perú. *Journal of South American Earth Sciences*, 24: 1-24.
- Ruiz-Martínez, V.C., Torsvik, T.H., van Hinsbergen, D.J.J. y Gaina, C. 2012. Earth at 200 Ma: Global palaeogeography refined from CAMP palaeomagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 331/332: 67-79.
- Sarmiento-Rojas, L.F., Van Wess, J.D. y Cloetingh, S. 2006. Mesozoic transtensional basin history of the Eastern Cordillera, Colombian Andes: Inferences from tectonic models. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 383-411.
- Schmieder, M., Buchner, E., Schwartz, W.H., Trieloff, M y Lambert, P. 2010. A Rhaetian 40Ar/39Ar age for the Rochechouart impact structure (France) and implications for the latest Triassic sedimentary record. *Meteoritics & Planetary Science*, 45: 1225-1242.
- Sciunnach, D. y Garzanti, E. 2012. Subsidence history of the Tethys Himalaya. *Earth-Science Reviews*, 111: 179-198.
- Sellwood, B.W. y Valdes, P.J. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. *Sedimentary Geology*, 190: 269-287.
- Sempere, T. 1995. Phanerozoic evolution of Bolivia and adjacent regions. En: Tankard, A.J., Suárez Soruco, R. y Welsink, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir* 62: 207-230.
- Sepkoski, J.J. 1981. A factor analytic description of the Phanerozoic marine fossil record. *Paleobiology*, 7: 36-53.
- Sheehan, P.M. 2001. History of marine biodiversity. *Geological Journal*, 36: 231-249.
- Shen, S.-Z., Henderson, C.M., Bowring, S.A., Cau, C.-Q., Wang, Y., Wang, W., Zhang, H., Zhang, Y.-C. y Mu, L. 2010. High-resolution Lopingian (Late Permian) timescale of South China. *Geological Journal*, 45: 122-134.
- Simms, M.J. 2007. Uniquely extensive soft-sediment deformation in the Rhaetian of the UK: evidence for earthquake or impact? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 407-423.
- Skelton, P., Spicer, R.A., Kelley, S.P. y Gillmour, I. 2003. *The Cretaceous World*. The Open University, Cambridge University Press, 360 p.
- Spalletti, L.A. 1999. Cuencas triásicas del oeste Argentino: origen y evolución. *Acta Geológica Hispánica*, 32: 29-50.
- Spalletti, L.A., Artabe, A.E. y Morel, E.M. 2003. Geological factors and evolution of Southwestern Gondwana Triassic plants. *Gondwana Research*, 6: 119-134.
- Spalletti, L.A., Morel, E.M., Artabe, A.E., Zavattieri, A.M. y Ganuza, D.G. 2005. Estratigrafía, facies y paleoflora de la sucesión triásica de Potrerillos, Mendoza, República Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 32: 249-272.
- Szurlics, M., Geluk, M.C., Krijgsman, W. y Kürschner, W.M. 2012. The continental Permian-Triassic boundary in the Netherlands: Implications for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters*, 317: 165-176.
- Tanner, L.H., Lucas, S.G. y Chapman, M.G. 2004. Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions. *Earth-Science Reviews*, 65: 103-139.
- Tanner, L.H., Kyte, F.T y Walker, A.E. 2008. Multiple Ir anomalies in uppermost Triassic to Jurassic-age strata of the Blomidon Formation: Fundy basin, eastern Canada. *Earth and Planetary Science Letters*, 274: 103-111.
- Twichett, R.J. 2007. The Lilliput effect in the aftermath of the end-Permian extinction event. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 252: 132-144.
- Vaughan, A.P. y Storey, B.C. 2007. A new supercontinent self-destruct mechanism: evidence from the Late Triassic-Early Jurassic. *Journal of the Geological Society, London*, 164: 383-392.
- Ward, P.D., Garrison, G.H., Haggart, J.W., Kring, D.A. y Beattie, M.J. 2004. Isotopic evidence bearing on Late Triassic extinction events, Queen Charlotte Islands, British Columbia, and implications for the duration and cause of the Triassic/Jurassic mass extinction. *Earth and Planetary Science Letters*, 224: 589-600.
- Whiteside, J., Olsen, P.E., Kent, D.V., Fowell, S.J. y Et-Touhami, M. 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic mass extinction event? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244: 345-367.
- Yin Hongfu, Zhang Kexin, Tong Jinnan, Yang Zunyi y Wu Shunbao. 2001. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) of the Permian-Triassic Boundary. *Episodes*, 24 (2): 102-114.
- Zavattieri, A.M. y Arcucci, A.B. 2007. Edad y posición estratigráfica de los tetrápodos del Cerro Bayo de Potrerillos (Triásico), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 44: 133-142.
- Zerfass, H., Lavina, E., Schultz, C.L., Vasconcellos, A.J., Ferruccio Faccini, U. y Chemale, F. 2003. Sequence stratigraphy of continental Triassic strata of southernmost Brazil: a contribution to Southwestern Gondwana palaeogeography and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 161: 85-105.
- Zerfass, H., Chemale, F. y Lavina, E. 2005. Tectonic control of the Triassic Santa Maria Supersequence of the Paraná Basin, southernmost Brazil, and its correlation to the Waterberg Basin, Namibia. *Gondwana Research*, 8: 163-176.
- Ziegler, P.A. 1980. Northwestern Europe: subsidence patterns of post-Variscan basins. En: *Géologie de l'Europe*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Société Géologique du Nord. 26^o International Geologic Congress, Paris, pp. 249-260.