**3**<sup>°</sup>EDICIÓN

# **EL CONTINENTE DE GONDWANA A TRAVÉS DEL TIEMPO Una introducción a la Geología Histórica**

Juan L. Benedetto



# EI ENSAMBLE DEL CONTINENTE DE GONDWANA

- 3.1 Introducción
- 3.2 Hacia una Tierra moderna: el Eón Proterozoico
- 3.3 Los supercontinentes proterozoicos
- 3.4 La atmósfera primitiva y la revolución del oxígeno
- 3.5 La biota del Proterozoico
- 3.6 Los primeros metazoos y la enigmática fauna de Ediacara
- 3.7 El supercontinente Rodinia
- 3.8 El ensamble final de Gondwana
- 3.9 El mosaico Sudamericano
- 3.10 El Proterozoico de la región Andina
- 3.11 Significado paleobiológico de la Formación Puncoviscana
- 3.12 Los terrenos Pampia y Río de la Plata
- 3.13 El Ediacariano en Brasil, Bolivia, Uruguay, Argentina y Sudáfrica
- 3.14 Las glaciaciones globales del Neoproterozoico
- 3.15 Criterios para una escala cronoestratigráfica del Proterozoico

#### 3.1 INTRODUCCIÓN

En la década de 1930, las rocas del escudo Lauréntico de la región de Ontario, Canadá, sirvieron para sentar las bases de la subdivisión de las rocas precámbricas de América del Norte. En esta región hay granitos de 2,8-2,5 Ga intruyendo rocas arqueanas (denominadas Sistema Keewatínico) y todo el conjunto yace en discordancia debajo de potentes sucesiones de rocas relativamente menos deformadas y metamorfizadas que conforman el Sistema Huroniano, del Proterozoico Inferior (Fig. 3.1). La responsable de la discordancia entre el Arqueano y el Huroniano es la llamada Orogenia Algomaniana. El límite entre ambos sistemas se fijó convencionalmente en 2,5 Ga, edad que se acepta, no sin críticas, como el límite entre los eones Arqueano y Proterozoico. En ese tiempo tuvo lugar un vasto fenómeno de granitización, aunque fue notablemente diacrónico (en algunos cratones ocurrió hacia los 3,1 Ga). Este evento térmico tiene la particularidad de haber sido el último de gran magnitud que afectó no sólo el escudo Canadiense sino a la mayoría de los cratones y demuestra que en la transición entre el Arqueano y el Proterozoico ocurrió el mayor evento de generación de corteza continental de toda la historia del planeta, durante el cual se calcula que se formó cerca del 60% de la corteza terrestre. Estudios geocronológicos recientes indican que hacia fines del Arqueano, entre 2,56 y 2,42 Ga, hubo un episodio generalizado de agregación de cratones (Australia, Antártida, India y China, entre otros) que habría conducido a la formación del primer supercontinente de la historia de la Tierra (ver § 3.3). En ese lapso se produjo la fusión parcial y removilización del basamento arqueano, la ruptura de cratones por acción de plumas del manto y la intrusión masiva de granitoides a lo largo de los márgenes convergentes. Las evidencias tectónicas y estratigráficas que repasaremos en este capítulo indican que a partir de los ~2,5 Ga los continentes se estabilizaron progresivamente y los procesos geológicos imperantes se tornaron cada vez más semejantes a los de la Tierra actual. De este modo, el límite difuso entre Arqueano y Proterozoico refleja un cambio en las condi-



**Figura 3.1.** Subdivisión del Eón Proterozoico y edades absolutas de los límites de las eras (en millones de años). Al final del capítulo se discuten los criterios para la definción de los períodos del Neoproterozoico.

ciones geodinámicas de la Tierra, cuya causa última hay que buscarla en el enfriamiento general del planeta. En esencia, se pasó del estado permóvil del Arqueano, con alto flujo calórico, alta tasa de generación y destrucción de corteza oceánica y continentes pequeños y deformables, a un estado de mayor estabilidad cortical caracterizado por continentes más rígidos y extensos sólo deformables en sus bordes.

El Eón Proterozoico se extiende desde los 2,5 Ga hasta los 0,542 Ga (542 Ma), momento que señala el inicio del Eón Fanerozoico (Fig. 3.1). En este lapso de 2 Ga, sólo comparable en magnitud al Arqueano, la atmósfera se enriqueció gradualmente en oxígeno abriendo las puertas a formas de vida más complejas y de mayor tamaño, como la enigmática fauna de Ediacara, que a fines del Neoproterozoico se expandió por todo el mundo. Al final de este eón se han documentado extensas glaciaciones cuya magnitud no fue igualada por ninguna glaciación posterior. Por último, a diferencia del Arqueano, en el Proterozoico ya se pueden esbozar las primeras reconstrucciones paleogeográficas basadas en polos paleomagnéticos relativamente confiables. Hacia fines del Proterozoico se produjo el ensamble del continente de Gondwana, un evento geodinámico de gran magnitud que tuvo una influencia decisiva en el desarrollo ulterior de las cuencas, los climas, la biota y los procesos orogénicos. El análisis de esta historia es el objetivo central de este libro.

#### 3.2 HACIA UNA TIERRA MODERNA: EL EÓN PROTEROZOICO

Las asociaciones litológicas y su disposición espacial son buenos indicadores de las condiciones geodinámicas imperantes en el planeta y, además, proporcionan claves para las reconstrucciones de continentes y océanos. La mayoría de las provincias proterozoicas están constituidas por potentes sucesiones de rocas metasedimentarias y metavolcánicas (las denominadas 'rocas supracorticales') que forman una extensa cobertura sobre los terrenos arqueanos relativamente estables. En muchas regiones estas rocas están plegadas e intruidas por plutones granítico-granodioríticos, pero en otras permanecen casi sin deformar. Con excepción de las secuencias ofiolíticas y las asociaciones de anortosita y granitos anorogénicos, los restantes tipos litológicos del Proterozoico ya estaban presentes en el Arqueano. No obstante, hay un notable cambio en su abundancia relativa. Por un lado, las rocas komatíticas son extremadamente raras en el Proterozoico, lo que habla en favor de un gradual enfriamiento de la Tierra. Por el otro, las sucesiones cratónicas forman cerca del 60% de las rocas supracorticales, lo que indica la existencia de vastas áreas graníticas expuestas a la meteorización asociadas al desarrollo de cuencas sedimentarias (ver Fig. 2.30). La más típica es la asociación cuarcita-pelita-carbonato (CPC) que llega a formar sucesiones de más de 10.000 m de espesor. Las cuarcitas (metacuarcitas) se disponen en capas gruesas, a menudo con estratificación cruzada, y se intercalan con pelitas (metamorfizadas en filitas), mármoles estromatolíticos y, en forma subordinada, arcosas y conglomerados fluviales y diamictitas glaciales. La asociación de estas últimas con carbonatos típicos de aguas cálidas es un hecho paradójico que ha dado lugar a una variada gama de hipótesis (ver § 3.14). En algunas regiones abundan las capas de hierro bandeado y ftanita o chert. La asociación CPC es típica de ambientes tectónicos estables y pudo desarrollarse tanto en márgenes continentales pasivos en sus diferentes etapas de desarrollo como en cuencas de trasarco instaladas sobre márgenes cratónicos o también en cuencas intracratónicas.

Otra asociación muy frecuente en el Proterozoico es la **asociación volcánica bimodal-arcosa-conglomerado**. La fracción volcánica está formada por basaltos toleíticos y efusiones de riolitas, tanto subácueas como subaéreas. Las rocas sedimentarias asociadas son conglomerados y areniscas inmaduras depositadas en ambientes fluviales y litorales. Estas asociaciones son características de sistemas de rift continentales y aulacógenos. Las más antiguas datan de alrededor de 2,3 Ga, lo que permite inferir que en ese tiempo los bloques corticales ya



Figura 3.2. Desarrollo del margen continental pasivo del este de Laurentia durante el Neoproterozoico-Cámbrico Inferior (basado en Hatcher, 1978, 1989).

eran suficientemente extensos y rígidos como para fracturarse de modo similar a los continentes fanerozoicos. Uno de los mejores ejemplos de estos sistemas extensionales es el aulacógeno Keweenawánico desarrollado en la región de los Grandes Lagos de América del Norte entre 1,2 Ga y 1 Ga. Alcanza una anchura cercana a los 150 km y una longitud de más de 1500 km y está rellenado por 15.000 m de basaltos y rocas clásticas (conglomerados y areniscas feldespáticas rojas y lutitas verdosas). Se especula que la inyección de diques basálticos coincidió con el comienzo de la extensión y marca el eje del sistema de rift, el que luego subsidió rápidamente y finalizó como un rift abortado debido a los esfuerzos compresivos que transformaron las fallas normales que lo limitaban en fallas inversas.

Además del escudo Canadiense, se conocen extensos enjambres de diques máficos subverticales en otros escudos. Esto también indica que los continentes proterozoicos estuvieron sometidos a esfuerzos extensionales generalizados. El Supergrupo Ocoee, expuesto en el sudeste de América del Norte, en la región de los Montes Apalaches, es un buen ejemplo de un sistema de rift Proterozoico que culminó con una ruptura continental durante el Paleozoico temprano (Fig. 3.2). Está formado por areniscas, pelitas y arcosas sucedidas por asociaciones volcánicas bimodales depositadas en sistemas de grábenes y horsts adyacentes al margen continental. Hacia la región externa del margen se depositaron, sobre corteza oceánica o transicional, vaques y pelitas de aguas profundas que se intercalan con complejos de rocas volcánicas máficas y ultramáficas, algunos de los cuales se interpretan como ofiolitas. Las facies de rift (Ocoee y unidades equivalentes) pasan en transición a facies marinas dominadas por areniscas cuarzosas y pelitas del Grupo Chilhowee, y luego a carbonatos de plataforma del Cámbrico. Esta secuencia testimonia la generación de un margen pasivo (Hatcher, 1978, 1989;

Rast y Kohles, 1986), lo que implica que hubo un continente yuxtapuesto a Laurentia formando la contraparte del sistema de rift. Su identificación constituye la piedra angular de las reconstrucciones paleogeográficas del Neoproterozoico.

Los cinturones de rocas verdes, ya analizados en el capítulo anterior (§ 2.8), son muy similares a los del Arqueano, si bien la komatiita, como dijimos, es mucho más escasa. Las sucesiones típicas incluyen basaltos toleíticos con estructura en almohadilla, rocas volcánicas calcoalcalinas acumuladas en ambientes marinos o continentales y capas de vaques gradados y pelitas correspondientes a depósitos turbidíticos. También pueden estar presentes capas de hierro bandeado. Actualmente se desarrollan asociaciones con estas características en arcos volcánicos insulares relacionados con zonas de subducción.

Un tipo litológico restringido al Proterozoico y particularmente frecuente entre 1 Ga y 1,75 Ga es la **asociación granito-anortosita**. Los plutones formados por estas rocas son muy abundantes y de enorme volumen. Los granitos no están deformados y se caracterizan por sus grandes cristales de feldespato de potasio (la llamada textura rapakivi) que reflejan condiciones de calma tectónica durante su emplazamiento. Las anortositas están formadas por más de un 90% de plagioclasa y están intercaladas con gabros. El significado de esta asociación permanece oscuro pero se ha especulado que puede ser producto de extensas anomalías térmicas localizadas debajo de los continentes que no desembocaron en una ruptura continental.

Otro tipo de rocas desconocido en el Arqueano son las **ofiolitas**, cuyo registro más antiguo data de alrededor de 2 Ga, aunque en su mayor parte ocurren entre 1 y 0,6 Ga. Estas rocas representan fragmentos de corteza oceánica emplazados tectónicamente sobre los continentes. En esencia, un complejo ofiolítico está formado

por una zona basal muy tectonizada que contiene rocas ultrabásicas (cromita, dunita, harzburgita) seguidas por cúmulos ultramáficos y de rocas gabroides y luego por complejos de diques básicos, mayormente de diabasa. La sucesión culmina con basaltos almohadillados recubiertos por sedimentos pelágicos abisales (radiolaritas, arcilitas) o de origen volcánico si el fondo oceánico estaba próximo a una dorsal. Las ofiolitas pueden desarrollarse en cuencas extensionales a partir de una dorsal (por ej. en cuencas de trasarco) o bien pueden formar parte de los complejos de subducción que incorporan fragmentos de corteza oceánica y sedimentos entre la fosa y el arco. En cualquiera de los casos, las ofiolitas emplazadas tectónicamente a estos prismas de acreción están indicando zonas de convergencia y consumición de corteza oceánica. Si bien se han documentado sucesiones ofiolíticas en los escudos Brasiliano, Africano, Lauréntico y Báltico, su relativa rareza en el Proterozoico respecto de otras asociaciones litológicas puede deberse a su bajo potencial de preservación dado que mayormente son destruidas en las zonas de subduc-

ción aunque, como se vio en el capítulo anterior, algunos autores consideran que es un indicio de que la tectónica de placas no operaba como en el Fanerozoico.

En suma, las asociaciones litológicas proterozoicas pueden ser interpretadas adecuadamente dentro del marco de la tectónica de placas. Los llamados 'cinturones móviles', que corresponden a zonas más o menos lineales intensamente deformadas - a menudo durante varias fases tectónicas - no requieren actualmente de una explicación particular. Por ejemplo, los extensos cinturones de rocas verdes del escudo Canadiense correspondientes a las provincias Woopmay, Trans-Hudson y Penokeana, entre otros, representarían zonas de sutura entre los distintos núcleos argueanos (Fig. 3.3). Este evento de amalgama - que dio pie al geólogo estadounidense Paul Hoffman para hablar de las 'Placas Unidas de Norteamérica'- tuvo lugar en un lapso de 100 millones de años, entre 1,95 Ga y 1,85 Ga. Pero, además, hubo eventos colisionales anteriores y posteriores. El cinturón Grenville del este de América del Norte tiene una compleja historia de deformación que incluye reactivación de rocas arqueanas y al menos dos eventos de deformación y metamorfismo ocurridos entre 1,2 y 1 Ga. Este



Figura 3.3. Provincias arqueanas de Laurentia y principales cinturones orogénicos del Proterozoico (modificado de Aspler y Chiarenzelli, 1998).

cinturón orogénico experimentó varias etapas compresivas por lo que es interpretado como un orógeno colisional. También el ensamble del continente de Gondwana a fines del Proterozoico está marcado por extensos orógenos colisionales.

#### 3.3. LOS SUPERCONTINENTES PROTEROZOICOS

Como veremos más adelante (§ 3.7), hay sólidos argumentos para sostener la existencia de un supercontinente (Rodinia) en el Mesoproterozoico, pero el reconocimiento de 'pangeas' más antiguas es altamente especulativo. En el capítulo anterior (§ 2.7) se mostraron las evidencias que indican que a fines del Arqueano hubo un episodio mayor de acreción continental que involucró no sólo a Laurentia sino también a los escudos Báltico y Siberiano. Se especula que esta amalgama dio origen al supercontinente **Kenorlandia** (Williams et al., 1991; Aspler y Chiarenzelli, 1998). Los pocos datos paleomagnéticos disponibles sugieren que a los 2,45 Ga Kenorlandia estuvo ubicada cerca del paleoecuador. De ser así, la glaciación paleoproterozoica habría tenido lugar a bajas latitudes, al igual que las extensas glaciaciones



**Figura 3.4.** Posible reconstrucción del supercontinente Columbia o Nuna a los 1450 Ma basada en datos paleomagnéticos y otras evidencias. Los bloques continentales sin datos paleomagnéticos (Kaapvaal, Zimbabwe, Africa W, Antartida, Sur de China) no se muestran en la reconstrucción. Modificado de Meert y Santosh (2017).

del Proterozoico terminal. Hacia los 2,0-1,9 Ga, la formación de márgenes pasivos indica la ruptura de Kenorlandia (o de Sclavia y Superia de otros autores). En la Figura 2.15 se ve claramente que en ese lapso de tiempo el registro de secuencias de márgenes pasivos alcanza un máximo, lo que es consistente con una disgregación continental. Hacia finales del Paleoproterozoico estos fragmentos se reagruparon formando el supercontinente denominado Columbia por Rogers y Santosh (2002) (Fig. 3.4), aunque otros autores prefieren utilizar el término Nuna acuñado por Hoffman en 1997 (si bien con un sentido bastante diferente). Su existencia ha sido inferida a partir de un conjunto de evidencias paleomagnéticas, tectónicas y radiométricas pero no hay uniformidad de criterios en cuanto a su configuración, cratones participantes y edad del ensamble (Rogers y Santosh, 2002; Zhao et al., 2004; Bispo-Santos et al., 2008, 2012; Cordani et al., 2009; Evans y Mitchel, 2011). En general, se lo concibe como un continente alargado en sentido meridional cuyo núcleo está formado por tres cratones: Laurentia, Báltica y Siberia. Estos tres bloques arqueanos, al margen de algunas rotaciones y desplazamientos, permanecerán unidos y formarán parte del núcleo de un nuevo supercontinente denominado Rodinia (§ 3.7). Recientemente, Meert y Santosh (2017) compilaron el conjunto de datos paleomagnéticos disponibles y elaboraron el modelo más

probable de Columbia para 1,45 Ga (Fig. 3.4). En síntesis, los fundamentos para reconocer el supercontinente Columbia son la ausencia de actividad orogénica entre 2,5 y 2,1 Ga seguida de un extenso tectonismo entre 2,1 y 1,8 Ga. El mayor 'empaquetamiento' de los continentes se habría alcanzado hacia 1,5 Ga. La edad del ensamble está indicada por el pico de abundancia de circones detríticos (ver Fig. 2.15). Luego sobrevino un prolongado período de estasis o calma geodinámica que perduró hasta cerca de 1 Ga cuando se produjo el reagrupamiento de los cratones que conformaron Columbia y el ensamble de Rodinia a comienzos del Neoproterozoico (ver § 3.7).

#### 3.4 LA ATMÓSFERA PRIMITIVA Y LA REVOLUCIÓN DEL OXÍGENO

No hay certeza acerca de la composición de la atmósfera durante los estados embrionarios del planeta. Incluso, es muy probable que haya desaparecido tras el gigantesco impacto que produjo el desprendimiento de la Luna, o que haya sido barrida por efecto del intenso viento solar - formado por partículas ionizadas - emitido por un Sol cada vez más caliente. Sólo los planetas exteriores, más alejados, habrían retenido su atmósfera primordial. Un argumento para sostener que la atmósfera terrestre es secundaria y no original es que carece de hidrógeno libre y helio, gases que se supone eran mayoritarios en la nebulosa que originó el Sistema Solar. En este caso, la atmósfera terrestre se habría generado por desgasificación, que es la liberación de gases desde el interior del planeta durante la diferenciación del manto y el núcleo (§ 2.5). Sin embargo, la composición y la abundancia relativa de los gases nobles (con la posible excepción del xenón) ocluidos en cristales de meteoritos son bastante similares a los de la atmósfera terrestre, lo que sugiere una derivación del plasma original. De ser así, la atmósfera actual puede considerarse primaria y las diferencias respecto de la original se deberían al escape del H y He durante el proceso de acreción planetesimal y a la incorporación gradual de oxígeno biogénico.

Se estima que al menos hasta los 3,8 Ga el dióxido de carbono era mucho más abundante que en la actualidad pues este gas – emitido en gran cantidad por los volcanes – no era captado por los organismos para realizar fotosíntesis ni para construir sus esqueletos, llegándose a un equilibrio recién a partir del Neoproterozoico. Al principio, la atmósfera debió ser fuertemente reductora, como lo indica la presencia de granos de uraninita y pirita en sedimentos precámbricos depositados en ríos y llanuras costeras. La pirita se forma en sedimentos ricos en materia orgánica por reacción del SH<sub>2</sub> con el Fe para producir sulfuro de hierro. Es sabido que la pirita se



**Figura 3.5.** Evolución esquemática de la oxigenación de los océanos y de la atmósfera a través del tiempo. La línea blanca representa la concentración de oxígeno molecular en la atmósfera. GEOX: Gran Evento de Oxidación; EOXN: Evento de Oxidación Neoproterozoico (basado en Donoughe y Antcliffe, 2010; Li et al., 2010 y Narbonne, 2010).

altera y destruye rápidamente al entrar en contacto con el oxígeno durante la meteorización, al igual que la uraninita ( $UO_2$ ) y la siderita ( $CO_3Fe$ ). Por esa razón, su abundancia en sedimentos del Arqueano y del Proterozoico temprano indica bajas concentraciones de  $O_2$ . También es significativa la ausencia de hidróxidos de hierro en rocas más antiguas de 2,3 Ga. La presencia de vastos depósitos de hierro bandeado en el Arqueano y en el Paleoproterozoico (ver § 2.9) también sugiere una atmósfera reductora.

Recién a partir de ~2,2 Ga aparecen las primeras areniscas y pelitas rojas (red beds), cuyo color es debido a los óxidos de hierro diseminados en la matriz o en el cemento de las rocas. Los depósitos sedimentarios de sales (evaporitas) (halita, anhidrita, yeso) constituyen uno de los mejores archivos de la química de las aguas oceánicas y proveen valiosa información sobre la oxigenación de la atmósfera terrestre. Lamentablemente los registros precámbricos son muy escasos y hasta ahora se conocían depósitos estratificados de halita y sulfatos de 0,8 Ga (830 Ma) y ~1.2 Ga. La asociación de baritina, veso y cristales de halita con los estromatolitos indica que estas evaporitas precipitaron a partir de agua de mar superficial oxidada. Las evidencias geoquímicas (isótopos de S en sulfuros y sulfatos) señalan que entre los 2,47 y 2,40 Ga se produjo la transición de una atmósfera reductora dominada por metano a una relativamente oxigenada (Fig. 3.5) (Barley et al., 2005). Recientemente Blättler et al. (2018) dieron a conocer una sucesión de 800 m de espesor de evaporitas de origen marino extraordinariamente preservadas de ~2.0 Ga descubiertas en una perforación profunda en la cuenca de Onega en Karelia, Rusia. La evidencia indica que el agua de mar a partir de la cual estas sales se depositaron tenía una concentracion de sulfatos de 10 mmol/k, equivalente a un 23% de la capacidad oxidativa del sistema océano-atmósfera presente, lo que también revela que durante el Paleoproterozoico tuvo lugar un sostenido incremento de la producción de O<sub>2</sub>. Se ha estimado que la cantidad de oxígeno libre en la atmósfera del Proterozoico Inferior era de apenas el 1% del nivel actual, aunque algunos cálculos la llevan hasta el 15%.

Las causas de este Gran Evento de Oxidación (GOE en inglés) son materia de debate. Dado que la mayor parte del  $O_2$ atmosférico proviene de la fotosíntesis (la reacción, muy conocida, es  $6CO_2 + 6H_2O =$  $C_6H_{12}O_6 + 6O_2$ ) el aumento del oxígeno podría deberse principalmente a factores biológicos, en particular a la expansión de

las cianobacterias fotosintéticas (la llamada revolución *del oxígeno*). Otros autores, sin embargo, se inclinan por un origen 'geológico' para el oxígeno atmosférico e hidrosférico. El argumento es que, si bien a los 2,71 Ga (e incluso antes) ya existían organismos fotosintetizadores, las pelitas negras depositadas en los subsiguientes 250 millones de años tienen relaciones de  $\delta C^{13}$  negativas, lo que indica que el carbono es de origen inorgánico. El enigma es por qué continuaron las condiciones anóxicas durante este lapso de tiempo a pesar de la profusión de bacterias fotosintéticas. Se ha planteado la hipótesis de que los niveles de O2 atmosférico se mantuvieron bajos debido a que éste era captado por los gases volcánicos reductores producidos por la enorme actividad de plumas del manto. Como consecuencia, se incrementó también el flujo de hierro de origen hidrotermal y parte del oxígeno fotosintético se destinó a la formación del hierro bandeado. Una de las explicaciones del enriquecimiento posterior de O<sub>2</sub> atmosférico es un cambio del estado de oxidación de los gases volcánicos (de lo cual no hay muchas evidencias) o, simplemente, una brusca disminución del volcanismo relacionada con la amalgama de un supercontinente. Una interpretación más verosímil es de caracter biológico y correlaciona el incremento de oxígeno libre en la atmósfera y los océanos a fines del Arqueano con el origen de las cianobacterias multicelulares (Schirrmeister et al., 2015). De acuerdo con esta hipótesis, el aumento de tamaño de las bacterias implicó una tasa de metabolismo más alta y, por lo tanto, una mayor actividad fotosintética y una mayor producción de oxígeno. Además, el crecimiento multicelular debió

haber tenido ventajas competitivas en la formación de matas microbianas, las que habrían protegido a las bacterias de los efectos letales de las radiaciones UV y permitido su proliferación.

Como se verá más adelante (§ 3.14), el aumento del oxígeno atmosférico también impactó en el clima, pues al disminuir la concentración de gases invernadero (principalmente metano, que se oxida rápidamente en  $CO_2$  en presencia de  $O_2$ ) se pasó de un estado de invernadero cálido (*warm greenhouse*) a uno más similar al actual, con hielo en los polos (*icehouse*).

Un segundo pulso de incremento del oxígeno molecular tuvo lugar a fines del Proterozoico (Fig. 3.5). Este evento, conocido como el Evento de Oxigenación Neoproterozoico (acrónimo NOE en inglés), fue detectado mediante evidencias geoquímicas, principalmente de los isótopos de C, S, Sr y Cr, así como de las especies minerales de Fe. Estas últimas se utilizan para determinar las condiciones redox del agua: una alta relación de pirita (altamente reactiva) respecto del Fe no reactivo indica condiciones euxínicas, es decir, aguas anóxicas y ricas en SH<sub>2</sub>. A diferencia de los océanos antiguos, que eran enteramente sulfurosos y anóxicos, a partir de 1 Ga la columna de agua comenzó a estratificarse, alternando niveles anóxicos ricos en Fe++ (ferruginosos) con otros ricos en SH<sub>2</sub> (sulfurosos). La capa más superficial, en cambio, debió estar bien oxigenada y en ella habrían vivido los animales cuyos embriones se acumularon en grandes cantidades en los fondos anóxicos de la Formación Dushantuo de China, lo que explica su excelente preservación (Li et al., 2010) (ver § 3.5). Este modelo también plantea que las condiciones redox de las plataformas marinas habrían fluctuado debido a que durante las transgresiones las aguas anóxicas podían expandirse sobre las plataformas más oxigenadas.

Se estima que la ventilación definitiva de las aguas oceánicas profundas comenzó recién hacia los 580 Ma, lo que permitió que los fondos marinos fueran poblados por primera vez por debajo de la zona fótica por los extraños metazoos que vivieron en el Período Ediacariano. La evidencia de esta colonización son las paleocomunidades preservadas en depósitos de aguas profundas en el yacimiento canadiense de Mistaken Point (ver § 3.6). Estos cambios en la geoquímica del sistema atmósfera-océano tuvieron un fuerte impacto en la diversificación de la vida durante el Neoproterozoico y la base del Cámbrico pues tanto las plantas multicelulares como los metazoos requieren de elevados niveles de oxígeno libre para sostener su metabolismo, generar esqueletos y aumentar de talla (Canfield et al., 2008; Shen et al., 2008; Shields-Zhou y Och, 2011; Pierrehumbert et al., 2011).

#### 3.5 LA BIOTA DEL PROTEROZOICO

En casi todo el mundo se han descubierto restos de cianobacterias en rocas más jóvenes que 2 Ga (Fig. 3.6). Algunas, como las del Grupo Billyakh, expuesto a lo largo del río Kotuika en el norte de Siberia, de 1,5 Ga de antigüedad, están excepcionalmente preservadas en nódulos de chert contenidos en dolomías de ambiente perimareal (Sergeev et al., 1995). Otro yacimiento clásico es la Formación Gunflint de Ontario, en el Escudo Canadiense, de 2,1 Ga. Allí los fósiles también están preservados en chert y corresponden a cianobacterias filamentosas o en forma de cigarro (como Archaeoellipsoides), o agregados 'coloniales' en forma de mata (Eoentophysalis). Curiosamente, estos organismos son morfológicamente similares a las cianobacterias que viven actualmente en las llanuras de marea y ambientes costeros hipersalinos que han logrado habitar gracias a su amplia tolerancia a condiciones que son adversas para otros organismos. Tanto en Siberia como en otras localidades las cianobacterias están íntimamente asociadas a los estromatolitos, lo que confirma el origen orgánico de estas estructuras.

Respecto de los estromatolitos (Fig. 2.27), su participación en las secuencias carbonáticas proterozoicas fue más importante que en el Arqueano (Wood, 1999). De hecho, las plataformas y las rampas carbonáticas del Paleoproterozoico estaban constituidas principalmente por estromatolitos donde formaron arrecifes resistentes al oleaje. A traves de las plataformas su morfología y abundancia variaban en respuesta a las condiciones hidrodinámicas del perfil batimétrico (Fig. 3.7): las formas laminadas se desarrollaron en las zonas perimareales, las grandes formas columnares - que alcanzaron hasta 3 m de altura – lo hicieron en los márgenes de la plataforma y las formas cónicas o ramificadas delgadas poblaron los sectores profundos de menor energía. Los estromatolitos alcanzaron su mayor distribución en el Paleoproterozoico cuando formaron construcciones arrecifales de miles de kilómetros de extensión. Pero hacia los 1000 Ma experimentaron una marcada declinación en abundancia y diversidad que hizo crisis a comienzos del Ordovícico. Walter y Heys (1985) y otros autores relacionaron esta retracción de los estromatolitos con la radiación de los metazoos cavadores y raspadores del sustrato. Sin embargo, entre el inicio de su declinación y la aparición de los primeros metazoos media un lapso de alrededor de 400 Ma, por lo que esta hipótesis es difícil de sostener. Otra causa puede haber sido la reducción en la saturación de carbonato del agua de mar en el Meso y Neoproterozoico, con el consecuente retardo y/o detención en la formación de láminas (Grotzinger, 1990).



**Figura 3.6.** Fósiles del Proterozoico. 1. Corte transversal de *Cloudina*; 2. Reconstrucción del esqueleto de *Cloudina*; arriba, corte longitudinal; abajo, corte transversal. 3. *Bangiomorpha pubescens*, alga del Mesoproterozoico superior, Canadá; 4. *Archaeoellipsoides*, cianobacteria del Mesoproterozoico (Grupo Billyakh) de Siberia; 5. *Filiconstrictosus*, igual procedencia y edad que la anterior; 6. *Eoentophysalis*, cianobacteria colonial, igual procedencia que la anterior; 7. *Grypania*, Mesoproterozoico de China; 8. *Valeria lophostriata*, acritarca del Mesoproterozoico superior de Canadá; 9. *Appendisphaera*, acritarca del Vendiano de Siberia; 10. *Megasphaera ornata*, embrión de metazoo, Neoproterozoico de Doushantuo, sur de China.



**Figura 3.7.** Distribución de diversos tipos de estromatolitos a través de una plataforma carbonática proterozoica (arriba) y una rampa carbonática (abajo) (modificado de Grotzinger, 1990).

Hasta los 1,5 Ga la vida estuvo dominada por organismos carentes de núcleo diferenciado, los procariotas. Pero a partir de ese momento aparecen los primeros fósiles de organismos eucariotas, es decir, poseedores de células nucleadas. Del punto de vista teórico, actualmente se acepta la hipótesis de Margulis (1981) según la cual las células con núcleo se habrían originado por un proceso denominado endosimbiosis: las mitocondrias - en las que tiene lugar la respiración aeróbica - serían el relicto de simbiontes bacterianos que quedaron englobados dentro de una célula procariota o bacteriana. A su vez, las organelas verdes denominadas cloroplastos podrían provenir de bacterias fotosintéticas.



**Figura 3.8.** Diversas reconstrucciones de los fósiles de Gabón. Los ejemplares de la izquierda corresponden a los originales y los restantes a imágenes virtuales 3D obtenidas por microtomografía computada (modificado de El Albani et al., 2010).

En el Grupo Roper del norte de Australia se descubrieron probables esporas reproductivas de algas, sólo presentes en organismos eucariotas. El más antiguo eucariota multicelular es Bangiomorpha pubescens, encontrado en el ártico canadiense en capas de chert de 1,2 Ga (Fig. 3.6-3). Esta forma es llamativamente similar al alga roja viviente Bangia. Además de ser un organismo multicelular, ya había desarrollado reproducción sexual. Hacia los 1,1 Ga se registra un drástico aumento de eucariotas planctónicos en todo el mundo, pero a fines del Proterozoico experimentaron una fuerte declinación, quizás como consecuencia de una serie de glaciaciones que fueron las más severas de la historia de la Tierra. Grypania es un extraño fósil hallado en rocas con edades que van de 1,8 a 1,4 Ga. Tiene la forma de una cinta enrollada en espiral, a veces sinuosa, de paredes carbonosas, que podría corresponder a algún tipo de alga, aunque sus afinidades son dudosas (Fig. 3.6-7). De lo que nadie duda es que se trata de un eucariota.

En Gabón (África occidental) se encontraron fósiles bien conservados en pelitas negras con la sorprendente edad de de 2,1 Ga (El Albani et al., 2010). Se trata de organismos de algunos centímetros de longitud, en forma de hoja, con una región central más engrosada bordeada por una lámina recorrida por surcos radiales y con bordes ondulados (Fig. 3.8). Dado que los restos están piritizados pudieron ser estudiados con gran detalle mediante el uso de técnicas sofisticadas (microtomografía computada, difracción de rayos X, geoquímica de isótopos de S y C) los que, en principio, permitieron eliminar la posibilidad de que se trate de estructuras inorgánicas. Estos enigmáticos fósiles constituirían la más antigua evidencia de organismos multicelulares, cuya rápida expansión tuvo lugar recién a partir de los 1,5 Ga. La identificación en las muestras de compuestos orgánicos del grupo de los esteranos, que son exclusivos de las células con núcleo, abre la posibilidad de que se trate de eucariotas multicelulares y no de bacterias. La aparición de estas formas poco después de ocurrido el gran evento de oxidación (Fig. 3.5) resulta significativa y abona la idea de una coevolución entre la biota y la geoquímica de los océanos.

Un estimación de de la edad de divergencia de los eucariotas mediante el método del reloj molecular sugiere que el antecesor común de los más de 70 linajes de organismos actuales vivió entre los 1,86 y 1,68 Ga y que la mayoría de los clados de animales (metazoos) ya se habían diversificado a partir del Ediacariano (635 Ma) (Fig. 4.27). Esta conclusión es, en líneas generales, consistente con las evidencias de los fósiles (Parfrey et al., 2011).

Un componente importante de la biota proterozoica son las **acritarcas**, enigmáticas estructuras orgánicas microscópicas (de alrededor de 100  $\mu$  de diámetro) formadas por un cuerpo rodeado de apéndices. Se las interpreta como quistes de algas verdes y forman una parte esencial de fitoplancton. Están presentes desde el Mesoproterozoico, pero su diversidad declinó a fines del Neoproterozoico y experimentó una nueva expansión durante el Ordovícico [Figs. 3.6 (8-9); 3.51].

Las típicas comunidades de animales de cuerpo blando del Ediacariano (§ 3.6) coexistieron con los primeros organismos con esqueleto mineralizado, de composición aragonítica o calcítica con alto contenido de Mg. Una de las formas más comunes es el género Cloudina (Figs. 3.6, 3.9), erigido en honor de Preston Cloud, un prominente estudioso del Precámbrico. Este fósil, de pocos milímetros hasta cerca de 3 cm de longitud, tiene la forma de un cilindro algo curvado, raramente ramificado, que en corte longitudinal muestra una serie de conos encajados que sugieren crecimiento periódico (Grant, 1990). Si bien han sido interpretados como tubos de anélidos o como metazoos filtradores de hábitos gregarios con un grado de organización similar al de los cnidarios, o aun como probables parientes de los arqueociátidos (un tipo de esponjas cámbricas), en concreto sus afinidades sistemáticas permanecen inciertas. A pesar de eso, su registro cosmopolita y su restricción al Proterozoico terminal convierten a Cloudina en el más antiguo fósil guía. Namacalathus es otro organismo muy curioso posiblemente emparentado con Cloudina. Fue encontrado en las calizas del Grupo Nama de África del Sur (~550-543 Ma) (ver § 3.13) y también en Paraguay, Siberia y Laurentia, siempre asociado a calizas de mares tropicales en ambos márgenes del Océano Clymene (Fig. 3.11). Mediante el empleo de imágenes digi-



Figura 3.9. Arriba: varios ejemplares magníficamente preservados de *Cloudina carinata* provenientes de bloques de caliza del olistostroma Membrillar en Extremadura, España (de Cortijo et al., 2010). Abajo: *Namapoikia rietoogensis*, Grupo Nama (Ediacariano) de Namibia (de Wood, 2011).



**Figura 3.10.** Reconstrucción de un individuo de *Namacalathus hermanastes* del Ediacariano de Paraguay adherido sobre un domo trombolítico. La presencia de aberturas orales, tentáculos ciliados y bases flexibles sugiere que estos metazoos eran predadores pasivos (microcarnívoros) o filtradores que se alimentaban de plancton (simplificado de Warren et al., 2017).

talizadas por computadora se logró su reconstrucción tridimensional. Cada individuo está formado por un tubo cilíndrico, aparentemente flexible, que se expande en una 'cabeza' hexagonal con seis orificios (Fig. 3.10). Si bien fueron considerados como pólipos de algún tipo de cnidario o formas afines a los lofoforados (Zhuravlev et al., 2015) sus afinidades siguen siendo dudosas. En el Grupo Nama se encontró además una forma incrustante que puede alcanzar varias decenas de centímetros de diámetro, denominada Namapoikia (Fig. 3.9). Una asociación similar de Cloudina-Namacalathus también fue reportada en calizas estromatolíticas de la Columbia Británica (Canadá) donde forman coquinas rellenando depresiones y canales entre los estromatolitos (Hoffman y Mountjoy, 2001). Todas estos organismos formaron parte de primitivas comunidades arrecifales constituidas por calcimicrobios y algas que le habrían servido de sustrato (Wood, 2011).

Otro grupo bien representado, a juzgar por los hallazgos recientes en China, Rusia y Sudamérica, son los cnidarios scifozoos del grupo de las conularias. El género *Paraconularia*, hallado en la Formación Tamengo (Grupo Corumbá) del Ediacarano tardío de Brasil (ca. 543 Ma) es muy similar a las formas del Paleozoico. En la misma formación está asociado con el posible Scyphozoa *Corumbella* (Fig. 3.12).

Para finalizar esta reseña de la biota del Proterozoico no se pueden dejar de mencionar, por su espectacularidad, los microfósiles encontrados en el sur de China, en la Plataforma de Yangtzé. Allí se definió el Sistema Siniano, que es la parte del Neoproterozoico que se extiende entre los 800 y 542 Ma. Una de sus unidades estratigráficas, la Formación Doushantuo, se compone de lutitas fosfáticas y fosforitas peloidales depositadas debajo del nivel de remoción del oleaje normal, seguidas de grainstones fosforíticos de aguas más someras. La edad de estas capas está acotada por la Tilita Nantuo infrayacente y por las calizas que la suceden portadoras de fauna ediacariana (ver § 3.6) y Cloudina, por lo que su edad sería de 575-550 Ma. Una de las formas más comunes de Doushantuo es Megasphaera ornata. Son pequeñas esferas de 1/2 milímetro de diámetro con una capa externa surcada por 2, 4, 8 o más particiones (Fig. 3.6). Si bien habían sido interpretadas al principio como quistes de algas, actualmente se las considera como huevos de metazoos en diferente estado de desarrollo, muchos en la fase de blástula. Es difícil saber a qué grupo de animales pertenecieron pues aún no se han encontrado formas adultas. Las esponjas, los cnidarios y los artrópodos son todos posibles candidatos (Xiao y Knoll, 2000; Xiao et al., 2007). Dada la diversidad de morfologías, es posible que los huevos correspondan a más de un grupo de organismos. Como se dijo previa-



ca. 550 Ma

**Figura 3.11.** Mapa paleogeográfico del Ediacariano mostrando la distribución de *Cloudina* (círculos) en las pltaformas del Océano Clymene. El círculo negro indica su presencia en el cratón de San Francisco (Formación Sete Lagoas) (modificado de Warren et al., 2014). 1-Australia, 2-India, 3-Antártiaa, 4-Africa W, 5-Congo/São Francisco, 6-Kalahari, 7-Paraná, 8-Rio de la Plata, 9-Amazonia, 10-Rio Apa, 11-Laurentia.



**Figura 3.12.** *Paraconularia* (izquierda) y *Corumbella werneri* (derecha). Abajo: Reconstrucción en posición de vida de *Corumbella*. Ediacariano, Formación Tamengo, Brasil (de Van Iten et al., 2014).

mente, estos animales habrían habitado en la capa oxigenada más superficial de los océanos mayormente anóxicos y estratificados de esa época y su extraordinaria preservación se debe a la escasa o nula oxigenación en la interfase agua/sedimento.

# 3.6 LOS PRIMEROS METAZOOS Y LA ENIGMÁTICA FAUNA DE EDIACARA

A fines del Proterozoico, más exactamente a partir de los 635 Ma, hicieron su aparición en casi todo el mundo unos extraños animales multicelulares - algunos de gran tamaño referidos en su conjunto a la 'Fauna de Ediacara' (o también como fósiles 'tipo Ediacara') (Fig. 3.13) en alusión a una de las localidades fosilíferas más famosas, las colinas de Ediacara del sur de Australia. Otras localidades típicas son Mistaken Point (SE de Terranova, Fig. 3.14), White Sea (NO de Rusia), Charnwood Forest (Inglaterra) y Namibia (Sudáfrica). Si bien el clímax de los fósiles ediacarianos se alcanzó entre 575 Ma y 555 Ma luego de la glaciación Gaskiers, (la última de las grandes glaciaciones precámbricas), algunos de sus elementos persistieron hasta el Cámbrico. No obstante, es evidente que hubo una crisis biológica de envergadura a fines

del Proterozoico.

Estos primeros metazoos incluyen varios tipos morfológicos que se pueden reunir en tres grupos básicos: 1) impresiones discoidales, conservadas a menudo como calcos en la base de estratos arenosos; 2) trazas simples y superficiales dejadas por organismos infaunales de pequeño tamaño; 3) impresiones de organismos en forma de hoja construidos por elementos tubulares que aparentan una segmentación del cuerpo. En ninguno de ellos hay evidencias de boca u otros órganos que permitan inferir su forma de vida y sus relaciones filogenéticas. La característica común de todos los integrantes de la fauna de Ediacara es la ausencia de esqueletos mineralizados, si bien debieron poseer paredes orgánicas suficientemente resistentes como para mantener intacta la forma del cuerpo durante la fosilización, incluso en medios de alta energía como costas barridas por tormentas.

Las impresiones discoidales del primer grupo (*Ediacaria, Cyclomedusa, Aspidella*, Fig. 3.13-8) son los restos más comunes y suelen encontrarse centenares por metro cuadrado. Originalmente fueron consideradas como impresiones de organismos medusoides aunque es difícil entender cómo un organismo de cuerpo gelatinoso pudo haber dejado una depresión en el sustrato. También han sido referidas a marcas dejadas por las bases de organismos de simetría radial al fijarse sobre el sustrato, como lo hacen los cnidarios o celenterados actuales (p. ej. las anémonas de mar). Otros estudios, sin embargo, han mostrado que hay una marcada similitud entre estas formas discoidales y las colonias bacte-



Figura 3.13. Representantes típicos de la Fauna de Ediacara. 1. Charnia; 2. Mawsonites; 3. Dickinsonia; 4. Charniodiscus; 5, 6. Swartpuntia, impresión en roca (5) y reconstrucción (6) (de Narbonne et al., 1997); 7. Tribrachidium; 8. Cyclomedusa; 9. Parvancorina; 10. Traza fósil ediacariana; 11. Spriggina.

rianas que se forman actualmente en aguas hipersalinas poco profundas (Grazhdankin y Gerdes, 2007) y su simetría radial sería sólo aparente, producto de la disposición de las estrías o filamentos de origen bacteriano. De comprobarse esto tendría un notable significado evolutivo dado que la hipótesis de que organismos 'tipo cnidario' fueron ancestrales de otros grupos de metazoos sería difícil de sostener. Actualmente hay un consenso general de que los discos ediacarianos son las marcas de fijación o adherencia de organismos del tercer grupo (petaloides) cuyo cuerpo no se ha preservado (Burzynski y Narbonne, 2015; Burzynski, 2017). Esta interpretación está apoyada por el hallazgo de múltiples especímenes 'tipo fronda' con bases idénticas a estas marcas discoidales.

El segundo grupo está representado por trazas fósiles de reptación y/o alimentación (Fig. 3.13-10). Estos trazas meandriformes son las menos equívocas pues, si bien no hay vestigios del organismo que las produjo, sin dudas corresponden a cavadores móviles de simetría bilateral con alguna concentración de órganos sensoriales en la región cefálica, y seguramente eran formas celomadas como los anélidos (Droser et al., 2002). También se han encontrado trazas en forma de cono producidas por un animal de cuerpo blando, fijo y filtrador, posiblemente emparentado con Cloudina (Cai, 2011). En rocas calcáreas de Siberia se descubrieron trazas meniscadas correspondientes a galerías con depósitos dejados por el animal a medida que este se movía dentro del sustrato (backfill). Esta traza, denominada Nanoxites, es la más antigua evidencia (558 Ma) de bioturbación tridimensional con una fuerte componente vertical producida por un animal bilateral (Rogov et al., 2012). Sin embargo, el hallazgo más significativo del punto de vista de la evolución temprana de los metazoos fue realizado recientemente en el sur de China, en la región de las gargantas del río Yangtzé, donde afloran calizas bituminosas del Ediacariano Tardío (551-541 Ma) deposita-



**Figura 3.14.** Una de las trazas encontradas en el Miembro Shibantan de la Formación Dengying del Sur de China. La escala (barra) mide 20 mm (de Chen et al., 2018).

das en una zona intermareal (Chen et al., 2018). Se trata de trazas de locomoción en las que se observan claramente las marcas dejadas por apéndices pares (Fig. 3.14). Hasta ahora sólo se conocían en el Ediacariano restos de animales bilaterales interpretados como probables anélidos poliquetos (Spriggina y Dickinsonia) y artrópodos (Parvancorina) (Fig. 3.13). Lo interesante de este hallazgo es que es la primera evidencia anatómica de parapodios, el tipo de apéndices pares que se supone estaban presentes en el antecesor común de los anélidos y artrópodos. Las trazas son pequeñas y bastante irregulares y alternan con depresiones que señalarían excavación en el sedimento (alimentación?). La forma irregular de las trazas sugiere que el animal tenía una menor coordinación de los apéndices en comparación con los artrópodos más modernos. Si bien no se sabe a qué organismo corresponden, lo que es seguro es que las generó un animal bilateral provisto de apéndices para la locomoción, supuestamente un antecesor de los anélidos y astrópodos. Este dato es concordante con la evidencia de los relojes moleculares que indican que la divergencia evolutiva de los phyla de animales (Metazoa) tuvo lugar en el Ediacariano.

El tercer grupo es el más enigmático por la inexistencia de formas análogas entre los organismos vivientes o los fósiles del Fanerozoico. Incluye las distintivas 'frondes' ediacarianas tales como *Charniodiscus, Swartpuntia* o *Pteridinium*, entre muchas otras, caracterizadas por una estructura en forma de hoja soportada por un 'tallo' que estaba fijado al sustrato por una estructura de anclaje discoidal a veces preservada (Fig. 3.13). La fronde, llamada *petalodium* (petalodio), se supone que era la estructura de alimentación. Las frondes que se reúnen en el grupo de los rangeomorfos (como *Rangea* o *Avalofractus*) exhiben un curioso patrón fractal consistente en un mismo elemento estructural (análogo a los que componen las pinnas de los helechos) que se repite en al menos cuatro órdenes fractales de magnitud cada vez menor pero idénticos entre sí. Las diferentes morfologías de las frondes reflejarían distintos tipos adaptativos surgidos por la competencia por los nutrientes dentro de la columna de agua (Laflamme y Narbonne, 2008; Narbonne et al., 2009).

De acuerdo al paleontólogo alemán Adolf Seilacher, estas formas comparten un mismo patrón estructural y poseen más caracteres comunes entre sí que con cualquier otro grupo de organismos por lo que propuso incluirlos en un phylum diferente (o eventualmente un nuevo reino) que denominó Vendobionta (Seilacher, 1992), aunque no hay consenso sobre esta clasificación. Su estrategia de alimentación tampoco es clara. Se han propuesto varias hipótesis, incluyendo simbiosis con organismos fotosintéticos (fotosimbiontes) alojados dentro del tegumento, absorción de materia orgánica



**Figura 3.15.** Vista panorámica del yacimiento de Mistaken Point de Terra-nova y detalle de las frondes preservadas en las turbiditas. La edad de las rocas volcánicas intercaladas es de 565 Ma.

disuelta en el agua de mar a través de la pared del cuerpo y filtrado pasivo del agua con nutrientes. La primera alternativa debería ser descartada puesto que se han encontrado formas de este tipo en sedimentos de aguas profundas, por debajo de la zona fótica. Tal es el caso de las frondes halladas en las turbiditas del célebre yacimiento de Mistaken Point de Terranova, donde sucesivas capas volcaniclásticas preservaron in situ las comunidades, lo que le valió el nombre de 'Pompeya ediacariana' (Fig. 3.15). Actualmente hay consenso de que los rangeomorfos fueron organismos fijos al sustrato, filtradores o suspensívoros, que captaban tanto partículas orgánicas como materia orgánica disuelta, en forma similar a los cnidarios actuales como las plumas o abanicos de mar (Clapham y Narbonne, 2002). La supuesta ausencia de predadores y el modo de vida pasivo de sus integrantes (Fig. 3.16) explican el nombre de 'Jardín de Ediacara' dado a estas comunidades, parangonando el paradisíaco Jardín del Edén bíblico (McMenamin, 1986).

Según Seilacher, la ausencia de relaciones filogenéticas entre las faunas ediacarianas y los organismos que le sucedieron a principios del Cámbrico indicaría que se trató de un intento fallido de la evolución cuyos componentes fueron eliminados a fines del Proterozoico. En todo caso sería más adecuado hablar de un grupo de organismos que no dejó descendencia, pues la evolución ni acierta ni falla, simplemente ocurre. Si bien esto es válido para las 'frondes', que forman gran parte de la biota Ediacariana, hay otros organismos que podrían ser considerados como formas ancestrales de alguno de los grupos que van a evolucionar en forma explosiva duran-



**Figura 3.16.** Reconstrucción de una comunidad bentónica del Período Ediacariano donde predominan las frondes con sus petalodios desplegados. Otras han sido representadas como formas medusoides.



**Figura 3.17.** Textura tipo 'piel de elefante' asociada con restos de megafósiles (*Dickinsonia*), Flinders Range, sur de Australia (modificada de Gehling y Droser, 2009).

te el inicio del Cámbrico, como los cnidarios y anélidos.

El reconocimiento en los sedimentos de la clásica localidad australiana de Ediacara de una variada gama de texturas orgánicas revela que los ecosistemas ediacarianos fueron más complejos y variados de lo que se creía (Gehling y Droser, 2009). Estas texturas, asociadas con los organismos de cuerpo blando que acabamos de

> describir, están bien preservadas en los planos de estratificación de las areniscas. Una de las más características es la llamada 'piel de elefante' (Fig. 3.17) formada por un patrón vagamente poligonal de surcos y aristas de probable origen microbiano, aunque hay otras texturas que podrían haber sido generadas por organismos más complejos (eucariotas).

> Una de las mayores incógnitas tiene que ver con los primeros pasos de la evolución de los animales antes de la aparición del esqueleto. De acuerdo a los datos de los relojes moleculares el origen de los metazoos se situaría alrededor de los 660 Ma, es decir, poco antes de los primeros registros de espículas de esponjas, de trazas de organismos bilaterales y de la fauna de Ediacara (ver Fig. 4.24). Trabajos recientes, sin embargo, revelaron la presencia en calizas de Canadá, de al menos 779 Ma de antigüedad, de textu

ras que serían producto de la calcificación de tejido conectivo de esponjas (Neuweiler et al., 2009), lo que llevaría hacia atrás el momento del origen de los metazoos.

#### 3.7 EL SUPERCONTINENTE RODINIA

La ubicación de los distintos continentes en un contexto paleogeográfico es crucial para comprender la naturaleza de las cuencas sedimentarias, la paleoceanografía, los paleoclimas y la distribución geográfica de los fósiles. Ya se remarcó la dificultad de reconstruir los mapas del Eo y Mesoproterozoico debido a la insuficiente información paleomagnética. Los datos paleontológicos, por otra parte, se circunscriben al Neoproterozoico y nada dicen sobre el extenso lapso de tiempo precedente. Por ello, uno de los medios para relacionar fragmentos continentales actualmente separados entre sí es la comparación entre las historias geológicas de los cinturones orogénicos y, especialmente, la correlación de orógenos que aparecen truncados en los márgenes continentales modernos. Las etapas de ruptura y de convergencia pueden inferirse a partir de las asociaciones litológicas (margen pasivo vs. margen activo), abundancia de circones detríticos, tipo de volcanismo y geoquímica de las rocas magmáticas, entre otros datos.

Las evidencias geológicas indican que el margen pacífico de América del Norte experimentó un proceso de ruptura hacia los 770 Ma, lo que implica que antes de ese tiempo había corteza continental hacia el oeste del mismo. Al inicio se desarrollaron cuencas intracratónicas las que evolucionaron a sistemas de rift asociados con volcanismo y episodios de glaciación (~720-660 Ma) y culminaron con sedimentación marina carbonática y mixta de margen pasivo a partir del Cámbrico (Yonkee et al., 2014). Por otra parte, en el margen

opuesto del continente, el extenso orógeno colisional **Grenville** fue utilizado por Hoffmann (1991) y Dalziel (1991) para ensamblar el Este de América del Norte con otros continentes, como Antártida, Australia e India, los que también tienen vestigios de orógenos de edad grenviliana (~1 Ga). Los bloques mayores que formaban la contraparte 'atlántica' o 'apalachiana' de Norteaméri-



**Figura 3.18.** Reconstrucción tres momentos en el proceso de ensamble, amalgama y posterior ruptura del supercontinente Rodinia. En rojo se indican los orógenos, las líneas verdes indican zonas de subducción; en naranja las zonas de rifting (simplificado de Li et al., 2008).

ca fueron el cratón Brasiliano, el cratón de Kalahari de Sudáfrica y el cratón del Congo (África central). En el sector norte (actual región del Ártico) se ubicaba el cratón Báltico. La configuración resultante es un supercontinente que se denominó **Rodinia** utilizando la palabra rusa *rodit* que significa 'engendrar' (Fig. 3.18).

El ensamble de Rodinia comenzó alrededor de 1,1



Figura 3.19. Tres posibles configuraciones del sector de Rodinia correspondiente a Laurentia (LA) y Gondwana oriental (AN: Antártida; AU: Australia; I: India; M: bloque Mawson) (modificado y simplificado de Wingate et al., 2002).

Ga y se completó hacia los 900 Ma (Fig. 3.18). Los orógenos colisionales de edad Grenville marcan las líneas de sutura de sus partes constitutivas. En ese lapso se observa un máximo de circones detríticos y un mínimo de márgenes pasivos (ver Fig. 2.7). Se han propuesto distintas configuraciones de Rodinia y hay varias opiniones acerca de cómo y cuándo ocurrió su ruptura. En la Figura 3.18C se muestra el inicio de la ruptura con el rifting de India primero, seguido del Sur de China y de Austra-

lia/Antártida, y luego con la separación del conjunto Sahara-Congo-San Francisco (Li et al., 2008).

La identificación del continente que formó el margen conjugado del oeste de América del Norte ha sido objeto de numerosas especulaciones (Fig. 3.19). En 1991 se publicaron tres trabajos referidos a la reconstrucción de Rodinia. En uno de ellos, Moores propuso que el continente adyacente a América del Norte fue Antártida y su hipótesis llamó а SWEAT, en referencia al sudoeste de Norteamérica (SW) y este de Antártida (EAT). La clave de la conexión entre estos dos continentes son los Montes Shackleton de Antártida donde hay complejos metamórficos de 1,76 Ga comparables a las provincias Yavapai-Mazatzal del escudo Lauréntico (ver Fig. 2.13). Se postuló que, a su vez, el margen noroeste de América del Norte, donde se desarrolló el orógeno Woopmay de Canadá, de 1,9-1,8 Ga, fue adyacente con el centro-norte de Australia. Esto llevó a concluir que estos tres continentes estuvieron unidos desde el Mesoproterozoico. Además del modelo SWEAT, se han propuesto al menos otras dos alternativas para resolver este encaje (Fig.



**Figura 3.20.** Reconstrucciones paleogeográficas hacia fines del Mesoproterozoico (izquierda) y Neoproterozoico (derecha), según Cordani et al. (2003). Nótese la deriva del 'este' de Gondwana (Antártida-Australia e India están fuera de la imagen) en dirección del 'oeste' de Gondwana (terrenos africanos y sudamericanos) producto del cierre progresivo del Océano Mozambique. A: Australia; AM: Amazonas; AN: Antártida; B: Báltica; BTS: Borborema-Trans-Sahara; CG: Goiás Central; CSF: Congo-San Francisco; LA: Luiz Alves; LP: Río de La Plata; K: Kalahari; PA: Pampia; PR: Paraná; RA: Río Apa; WA: Oeste de África.

3.19). Karlstrom y otros (1999) propusieron una configuración conocida como AUSWUS, en la que el continente advacente al suroeste de América del Norte (SWUS) es Australia (AU), quedando Antártida situada más al sur que en el modelo SWEAT. En este modelo, el cinturón orogénico Grenville se continúa en Australia por los orógenos Musgrave y Albany-Fraser, y el vacío que queda entre ambos cinturones es llenado por el terreno Oaxaca (parte del sur de México), que también tiene un basamento de edad grenvilliana. Una tercera alternativa, conocida como AUSMEX, está basada en un polo paleomagnético de 1070 Ma obtenido en el Oeste de Australia y sugiere que el bloque Australia-Antártida estuvo conectado con Laurentia sólo por su extremo sur (México) y, por consiguiente, no constituyó su margen conjugado (Wingate et al., 2002). De ser así, se abre el interrogante acerca del (o los) fragmentos litosféricos que estuvieron adosados al extenso margen pasivo Lauréntico durante el Mesoproterozoico. En general, el modelo original SWEAT es el que goza de mayor consenso (Yonkee et al., 2014)

Basados en una síntesis de las evidencias paleomagnéticas y geológicas Merdith et al. (2017) presentaron una reconstricción de la paleogeografía global del Neoproterozoico. Lo novedoso de este trabajo es que, por primera vez, además de posicionar los continentes, se modelan las placas tectónicas y sus límites. La metodología incluye la cinemática de las placas en base a los polos de rotación (polos de Euler) para cada una durante el Neoproterozoico. Las reconstrucciones se realizaron utilizando el software GPlates (www.gplates.org). Los límites de placas se establecieron en base a evidencias de subducción (ofiolitas, cinturones de alta presión, magmatismo colisional), de rifting (tipo de sedimentos, hemi-grábenes) o de margenes transformantes (zonas de cizalla. En este modelado secuencial se han ajustado las posiciones de algunos cratones, como Sur de China e India. Una conclusión de este modelo cinemático es que para el Neoproterozoico la velocidad promedio de las placas fue de 3,8 cm/año la que difiere poco del promedio de los últimos 200 Ma (Zahirovic et al., 2015).

Un aspecto de particular importancia para la historia de Gondwana es la posición que ocuparon en el contexto de Rodinia los bloques continentales que formaron parte de Gondwana occidental (América del Sur y África), tales como Amazonia, Congo-San Francisco, Kalahari, África Oeste, Borborema-Trans Sahara, Río Apa, Pampia y Río de la Plata. Si bien las reconstrucciones clásicas muestran a Rodinia como un megacontinente compacto, hay datos paleomagnéticos que sugieren una mayor separación entre sus componentes, en especial la existencia de un extenso **Océano Brasiliano** (también llamado **Océano Clymene**) interpuesto entre Amazonia



**Figura 3.21.** A: Cierre de los océanos interpuestos y amalgama de los bloques (en amarillo) que van a conformar Gondwana W; B: Orógenos resultantes de las colisiones; C: Ensamble definitivo de Gondwana con la amalgama del bloque Antártida-India-Australia (en verde claro) e inicio de la apertura del Océano Iapetus (sintetizado de Oriolo et al., 2017). Nótese que la 'pangea' neoproterozoica (*= Pannotia* según Dalziel, 1997), no habría existido o habría sido muy efímera. Los números corresponden a distintos orógenos colisionales. 1: Orógeno NE Africano; 2: Dom Feliciano; 3: Ribeira; 4: Brasiliano; 5: lineamiento Transbrasiliano; 6: Dahomey; 8: Mozambique. AS: Escudo Arabo-Nubio; K: Kalahari; LA: Hoggar-Tuareg: NP: Nico Pérez; RP: Río de la Plata; SF: San Freancisco.

y los bloques Congo-San Francisco y Río de la Plata (Fig. 3.11, 3.20) (Cordani et al., 2003; Rapalini, 2018). La existencia de este océano está corroborada por las semejanzas sedimentológicas, isotópicas y paleontológiocas (presencia de *Cloudina*) de las unidades carbonáticas Ediacarianas de Brasil, Paraguay, Namibia, Argentina y Uruguay (Fig. 3.11).



**Figura 3.22.** Sucesión de eventos colisionales que condujeron al ensamble de Gondwana occidental. A: previo a los 759 Ma; B: ~730 Ma (colisión del cratón Río de la Plata con el de Congo/San Francisco); C: ~630 Ma (colisión de los restantes bloques); D: ~550 Ma (estadío final de ensamble). 3: provincia de Borborema, extruida hacia el NE (flecha); 6: cinturón Ribeira, extruido hacia el SO (flecha) (simplificado de Alkmim et al., 2001).

Como se mencionó antes, se estima que la **ruptura** de Rodinia se inició entre los 750 y 720 Ma (Fig. 3.18). Sin embargo, un escenario de repetidas colisiones y rupturas en el lapso que media entre los 1000 Ma y 750 Ma parece más realista (Cordani et al., 2003). Por ejemplo, la presencia de vastos diques máficos de 1,1-0,9 Ga en el borde de los cratones de Congo y San Francisco testimonia un evento temprano de ruptura que llevó a la apertura del Océano Adamastor (Fig. 3.20). En Australia (cuenca de Adelaida) y a lo largo del margen occidental de Laurentia también se acumularon, durante la fase que precedió la ruptura, rocas volcánicas máficas y depósitos de sinrift, además de tilitas glaciales las que, a su vez, son cubiertas por rocas clásticas transgresivas, pelitas y finalmente carbonatos correspondientes a la transición rift-drift. Esta sucesión marca el inicio de la apertura del Océano Paleopacífico (o Protopacífico). Este océano, a pesar de su prolongada historia de convergencia de placas, nunca se cerró, como lo hizo el Océano Atlántico. Esta historia ha quedado registrada en un cinturón orogénico de más de 18.000 km de longitud que se extendía desde Australia hasta la región Andina de Sudamérica, denominado Orógeno Terra Australis por Cawood (2005) (Figs. 3.21, 3.27) en alusión a la Terra Australis Incognita, nombre con que figura Sudamérica en el mapa elaborado por Hulsius en 1603. A diferencia de los

orógenos colisionales, Terra Australis es un típico orógeno acrecional, caracterizado por una continuada convergencia de litósfera oceánica y continental durante la cual se produjo la colisión de microplacas exóticas y arcos insulares. Su evolución comenzó en el Proterozoico Tardío, hacia los 570 Ma, y culminó con el ensamble final de Pangea a fines del Pérmico. Su historia durante el Fanerozoico será analizada en los capítulos siguientes.

# 3.8 EL ENSAMBLE FINAL DE GONDWANA

La reorganización de placas que se inició con la ruptura de Rodinia condujo al ensamble del continente de **Gondwana**, cuya consolidación definitiva se produjo entre los 600 y los 520 Ma. Sin embargo, en Brasil y África hay evidencias de episodios colisionales previos que se remontan a los 800 Ma. En un impactante trabajo presentado en la revista *Science*, Paul Hoffman (1991) propuso que el ensamble de Gondwana

habría ocurrido por el desprendimiento y rotación en sentido antihorario del conjunto Antártida-Australia-India-África occidental, compensado por el cierre del Océano de Mozambique. La sutura de esta colisión entre los continentes del 'este' y del 'oeste' de Gondwana es el orógeno Mozambique/Este Africano (Fig. 8C). Esta colosal amalgama de bloques continentales implicó el cierre del Océano Mozambique y también de otras cuencas oceánicas que los separaban, incluyendo el ya mencionado Océano Brasiliano (Clymene). El cierre de estas cuencas está marcado por varios orógenos colisionales generados durante el ciclo orogénico Brasiliano - Panafricano. En Sudamérica, la mayor colisión se produjo cuando culminó el cierre del Océano Clymene que separaba el cratón de Amazonas de los cratones Río de la Plata y San Francisco/Congo ocurrido hacia los 630 Ma. Esta enorme sutura interna conforma el lineamiento Transbrasiliano, una zona colisional que se extiende desde el NE de Brasil hasta la región Pampeana de Argentina (Fig. 3.22; 3.23; ver § 3.9). Simultáneamente a estos eventos colisionales se produjo la apertura del Océano Iapetus y el incio de la subducción del Orógeno Terra Australis (Oriolo et al., 2017) (Fig. 3.21C). De este modo, entre el Ediacariano y principios del Cámbrico, el megacontinente Gondwana quedó definitivamente estructurado. Recién en el Mesozoico, luego de permanecer



Figura 3.23. El mosaico de terrenos de Sudamérica austral (según Rapalini, 2005, basado en Ramos, 1988 y otros autores). NP: Macizo Norpatagónico; D: Macizo de Deseado.

unido por más 300 Ma, se desmembró definitivamente. Los núcleos arqueanos y proterozoicos que lo componían están repartidos actualmente en América del Sur, África, India peninsular, Antártida y Australia (Ver capítulo 7 y subsiguientes).

#### 3.9 EL MOSAICO SUDAMERICANO

Como hemos visto, la configuración geológica actual de América del Sur es el resultado de una larga historia de acreción de fragmentos corticales que se inició en el Arqueano, se prolongó durante todo el Proterozoico y continuó durante el Paleozoico y aun en tiempos posteriores. El mapa publicado por Víctor Ramos en 1988, al igual que las versiones algo modificadas posteriores (Fig. 3.23) muestran con claridad este *collage* de placas litosféricas de distinto tamaño y procedencia, amalgamadas entre sí en diferentes tiempos y lugares. Algunos de estos terrenos tienen una historia compleja, pues están formados por núcleos que se soldaron en el Arqueano y se acrecionaron con otros durante el Proterozoico para formar áreas más extensas, como el escudo de Amazonas (Almeida et al., 1981; Cordani et al., 2000). Hacia el NE y el SO de este escudo hay regiones caracterizadas por un extenso magmatismo del Proterozoico inferior, como las provincias de Maroní-Itacaiúnas, de 2,2-1,9 Ga y Ventuari-Tapajós, de 2,0-1,9 Ga (Fig. 3.25). El arco magmático Maroní-Itacaiúnas es de tipo colisional y corresponde a la acreción de la Provincia Amazónica Central con el cratón Oeste-Africano (Fig. 3.25). Durante este lapso ocurrió el ensamble de diversos bloques Arqueanos (Gaviao, Jequié, Río Capim y otros) en la parte norte del escudo de San Francisco. El magmatismo del sector sudoeste de la Provincia Amazónica Central se extiende en el tiempo hasta los 1,5 Ga, indicando un largo período de formación de corteza



**Figura 3.24.** Salto Ángel, Parque Nacional Canaima (sur del Estado Bolívar, oriente de Venezuela). Las rocas que forman la caída de agua corresponden a las areniscas rojizas del Supergrupo Roraima.



**Figura 3.25.** Distribución de las rocas precámbricas en Sudamérica. Provincias tectónicas del cratón de Amazonas: CA: Amazónica Central (Arqueano); MI: Maroní - Itacaiúnas (2,2-1.9 Ga); VT: Ventuari - Tapajós (2,0 - 1,9 Ga); RNJ: Río Negro - Juruena (1,8 - 1,5 Ga); RO: Rondonia (1,4 - 1,3 Ga); SS: Sunsás (1,0 Ga). Provincias tectónicas neoproterozoicas (en gris): B: Borborema; M: Mantiqueira; T: Tocantins (simplificado de Cordani et al., 2000).

continental asociado a subducción. Este evento tectomagmático del Paleoproterozoico es referido al **ciclo orogénico Transamazónico**. Hay que destacar que, según Brito Neves (2011), el término 'Transamazónico' debe ser abandonado pues incluye diversos eventos separados que abarcan los períodos Sideriano, Riaciano, Orosiriano y Stateriano.

En el Escudo de Guayana, la Provincia Cuchivero (o Amazonas) está caracterizada por extensos plutones de granito, tonalita y granodiorita, así como por rocas metavolcánicas riolíticas y dacíticas. Este volcanismo ácido, en parte explosivo (incluye ignimbritas y brechas volcánicas) es referido al 'complejo' Uatumã y su edad oscila entre 1,9 y 1,8 Ga. Su extensión, cercana a los 700.000 km<sup>2</sup>, es comparable a la de las grandes provincias magmáticas modernas. Una de las unidades más características del Escudo de Guavana es el Supergrupo Roraima, formado por más de 2000 m de rocas clásticas que vacen en discordancia sobre las rocas volcánicas del complejo Uatumã y otras unidades. Sus afloramientos abarcan alrededor de 450.000 km<sup>2</sup> y se localizan principalmente en el Estado Federal de Amazonas de Venezuela, penetrando en Brasil, Guayana y Suriname. El Supergrupo Roraima vace casi horizontal y es responsable de la característica topografía de mesetas escarpadas o tepuis de la región amazónica, en una de cuyas paredes se formó el Salto Ángel, la caída de agua más alta del mundo (Fig. 3.24). Esta unidad está formada por conglomerados fluviales en la base - que contienen diamantes, topacio y oro en pepitas - seguidos de areniscas arcósicas, limolitas rojas y niveles de tobas vítreas. En otros sitios dominan las areniscas entrecruzadas depositadas en una plataforma marina somera. Se infiere que el Supergrupo Roraima se acumuló sobre una superficie cratónica peneplanizada luego de la efusión del complejo Uatumã. Las facies continentales predominan en la región central del escudo mientras que las deltaicas y marinas someras lo hacen en la región marginal. Las rocas piroclásticas inter-

caladas han dado una edad U-Pb muy precisa de 1873  $\pm$  3 Ma (Período Orosiriano). Su edad, sin embargo, puede variar según la región y es improbable que todas las rocas referidas a Roraima sean contemporáneas. En el cratón de San Francisco (área de Chapada Diamantina), por ejemplo, una plataforma silicoclástica comparable se depositó alrededor de 100 Ma después (Brito Neves, 2011).

La reunión final de los bloques que conforman el escudo Brasiliano ocurrió durante la ya mencionada



Figura 3.26. Corte estratigráfico-estructural del cinturón Neoproterozoico Paraguay-Araguaia (basado en Ramos, 1988). Los depósitos de plataforma de la faja plegada y corrida se muestran en detalle en las Figuras 3.35 y 3.36.

orogenia Brasiliana de fines del Proterozoico. La Provincia Borborema, cuyos lineamientos estructurales se truncan ortogonalmente en el margen Atlántico actual a la altura de Recife (Fig. 3.25), fue afectada por una fase mayor de plegamiento a los 630 Ma y luego intruida por granitoides tardío y postorogénicos a los 580 y 540 Ma. La Provincia Mantiqueira, localizada al sur del cratón de San Francisco, a la altura de Río de Janeiro-San Pablo es, en parte, el resultado del cierre del Océano Adamastor. Es una zona de alta complejidad tectónica que incluye diversos fragmentos corticales alóctonos, arcos magmáticos y zonas de cizalla de rumbo NE. La Provincia Tocantins es el resultado de la colisión entre los cratones de Amazonas y San Francisco en el Neoproterozoico. La megasutura resultante es el lineamiento Transbrasiliano que se extiende hacia el sur entre los terrenos Pampia y Río de la Plata en Argentina (Fig. 3.24). Este lineamiento comprende el cinturón plegado de Paraguay-Araguaia, una faja plegada y corrida de más de 1500 km de longitud adosada al margen occidental del cratón amazónico y vergente hacia el mismo (Figs. 3.26). Incluye rocas clásticas intensamente deformadas con metamorfismo de grado bajo a medio, cuerpos ultrabásicos correspondientes a remanentes de ofiolitas y granitoides Neoproterozoicos. Corridas tectónicamente sobre el complejo metamórfico hay secuencias clásticas, diamictitas glaciales y calizas Ediacarianas.

### 3.10 EL PROTEROZOICO DE LA REGIÓN ANDINA

En las reconstrucciones de Rodinia, el oeste de Sudamérica constituye el margen conjugado de Laurentia, con quien comparte un basamento de edad Grenvilliana (o Sunsás, si nos referimos a las rocas de esta edad en el borde oeste del escudo Amazónico). La mayor parte de los terrenos con basamento Grenvilliano se acrecionaron a Gondwana a lo largo del orógeno Terra Australis. Entre ellos, solamente dos, acreecionados en el Paleozoico, son claramente exóticos: Cuyania (o Precordillera) y Chilenia, los que serán analizados en el capítulo siguiente. Los restantes son considerados parautóctonos, es decir, se amalgamaron al cratón Amazónico durante la orogenia Grenville/Sunsás que dio origen a Rodinia, pero luego se separaron de Gondwana mediante episodios de rifting y generación de corteza oceánica, para finalmente volver a colisionar con el margen Sudamericano. Se incluyen en este grupo (de norte a sur) los terrenos Mérida, Chibcha, Paracas,



**Figura 3.27.** Localización de los terrenos alóctonos o parautóctonos acrecionados a los largo del orógeno Terra Australis. En negro las áreas de basamento (simplificado de Ramos, 2010).



**Figura 3.28.** Localización de las áreas de basamento metamórfico en Perú, norte de Chile y Argentina (simplificado de Ramos, 2008).

Oaxaquia, Arequipa, Antofalla, Famatina, Pampia y Patagonia (Fig. 3.27) (Ramos, 2010).

Los dos principales núcleos de rocas Proterozoicas de la región Andina son los macizos de Arequipa y Antofalla aflorantes a lo largo de la región costera del sur de Perú y norte de Chile (aunque el de Antofalla penetra en el altiplano de Bolivia y Argentina), con una longitud total de más de 1500 km (Fig. 3.28). Otras rocas proterozoicas afloran más al norte en los Andes colombianos, donde dataciones isotópicas de rocas metamórficas de alto grado dieron edades entre 1,1 y 1,2 Ga, lo que revela la existencia de un arco magmático y una fase de deformación de edad Grenvilliana. Estos datos indican que allí hay remanentes del cinturón orogénico colisional que se formó durante la estructuración de Rodinia (Cordani et al., 2005). Respecto del macizo de Arequipa, las rocas más antiguas son de edad Paleoproterozoica (1,8-1,9 Ga) y fueron afectadas por metamorfismo de alto grado en el Mesoproterozoico (~1Ga), evento que también afectó al macizo de Antofalla. Tanto el macizo de Arequipa como el de Antofalla fueron intruidos por granitoides Ordovícicos (por ej. el batolito de la Costa de Perú y norte de Chile) los que, junto con otras rocas, fueron a su vez deformados y metamorfizados a fines del Ordovícico.

La pregunta es: ¿Cómo se interpreta la presencia de estas ínsulas de rocas precámbricas en plena Cordillera

de los Andes? Originalmente se sostuvo que el bloque Arequipa/Antofalla fue parte del escudo Brasiliano y sus rocas se originaron por reciclado de la antigua corteza gondwánica (Dalmayrac et al., 1980). Sin embargo, actualmente se los considera como terrenos alóctonos, dado que el patrón de datos geocronológicos de estos macizos difiere del patrón Brasiliano. Su acreción al margen proto-Andino se habría producido al quedar aprisionados entre los dos continentes mayores que en ese momento se encontraban en vías de colisión: Laurentia y Amazonia (aunque puede haber involucrado parte de Pampia) (Fig. 3.29). Como



**Figura 3.29.** Arriba: acreción de los terrenos Arequipa y Antofalla al cratón Amazónico y al terreno Pampia. Abajo: evolución geodinámica esquemática correspondiente al Mesoproterozoico y formación de los arcos magmáticos de Arequipa y Sunsás (sobre el margen del escudo Amazónico) y colisión de Laurentia-Arequipa-Amazonia durante la orogenia Sunsás (simplificado de Ramos, 2008).

resultado el borde sudoeste de Amazonia, que por entonces era un margen pasivo rellenado por más de 6500 m de depósitos continentales y deltaicos, fue deformado y metamorfizado, evento conocido como orogenia Sunsás, de edad equivalente a la orogenia Grenville de Laurentia (Texeira et al., 2010). Este cinturón orogénico es el más joven y más externo del cratón amazónico. Tal como se explicó previamente, esta colisión contribuyó a la formación de Rodinia. Al separarse Laurentia a fines del Proterozoico, el bloque Arequipa/Antofalla permaneció unido al margen proto-Andino. Sin embargo, como veremos en el punto siguiente, se infiere que hacia el sur, en el sector correspondiente al macizo de Antofalla, se abrió un brazo de mar, el Océano Puncoviscana (Fig. 3.29, 3.33). Al comienzo se comportó como una cuenca de rift típica, pero luego evolucionó a una cuenca de antepaís a medida que se producía su cierre. El nombre de la cuenca alude a su relleno, la Formación Puncoviscana, una unidad estratigráfica que se extiende desde la latitud de Tucumán en el noroeste argentino hasta el sur de Bolivia. La Formación Puncoviscana constituye el basamento de la potente sucesión sedimentaria Cambro-Ordovícica y en diversos sitios del NO de Argentina está cubierta en discordancia por el Grupo Mesón, de edad Cámbrica.

La Formación Puncoviscana es una sucesión de bajo grado metamórfico aunque intensamente deformada, constituida por más de 2000 m de turbiditas, rocas pelágicas y algunos horizontes calcáreos. En su parte inferior tiene intercalaciones de basaltos alcalinos de tipo intraplaca y hacia el tope hay basaltos toleíticos de carácter oceánico (Omarini et al., 1999). La edad U-Pb SHRIMP (en circones) de esta unidad es de 523-560 Ma y las eda-



**Figura 3.30.** Pliegues isoclinales recumbentes en la Formación Puncoviscana deformando el clivaje de una fase previa. Quebrada de Humahuaca, Provincia de Jujuy (de Escayola et al., 2011).

des K-Ar y Rb-Sr reportadas por diversos autores están dentro del rango Neoproterozoico terminal-Cámbrico. Recientes dataciones U-Pb en circones en tufitas intercaladas en la Formación Puncoviscana dieron una edad cámbrica inferior (540-535 Ma) e indican que parte de la unidad es coetánea con el volcanismo calcoalcalino del arco Pampeano. Sus variadas trazas fósiles también indican una edad cámbrica basal aunque también incluiría estratos del Ediacariano (Buatois y Mángano, 2003). Escayola et al. (2011) interpretan que esta formación comenzó a depositarse al oeste del arco magmático Pampeano y luego se transformó en una cuenca de foreland sincolisional. Esto es consistente con las paleocorrientes, la naturaleza de los sedimentos y las edades de los circones detríticos qie indican que la cuenca Puncoviscana fue alimentada por la denudación de un orógeno situado hacia el este de la misma producto de la colisión de los terrenos Pampia y Río de la Plata, tal como se verá en el punto siguiente. Finalmente la Formación Puncoviscana fue incorporada a un complejo acrecional, lo que explica su estilo de deformación y metamorfismo de bajo grado (Fig. 3.30).

#### 3.11 SIGNIFICADO PALEOBIOLÓGICO DE LA FORMACIÓN PUNCOVISCANA

La Formación Puncoviscana es muy rica en trazas fósiles. Una las formas más características – además de haber sido la primera descripta – es *Oldhamia* (Fig. 3.31), una pequeña traza cuya presencia llevó a Mirré y



**Figura 3.31.** *Oldhamia flabellata,* traza fósil de la Formación Puncoviscana (de Mángano y Buatois, 2007).

Aceñolaza (1972) a referir a esta unidad al Cámbrico Inferior y no al Proterozoico, como se la consideraba hasta entonces. Actualmente se conoce un variado elenco de trazas formado por más de veinte icnogéneros cuyas asociaciones son de gran interés paleoecológico, paleoambiental y evolutivo (Buatois y Mángano, 2003; 2007). La icnofauna incluye pistas de 'pastoreo' de organismos vermiformes (Helminthopsis, Nereites), estructuras de alimentación (Oldhamia, Treptichnus), huellas de locomoción producidas por artrópodos (Dimorphichnus, Diplichnites) y estructuras de habitación (Palaeophycus). Si bien la icnofauna de la Formación Puncoviscana ha sido referida a la icnofacies de Nereites, la ausencia de estructuras de cultivo (conocidas como grafoglíptidos) y la abundancia de trazas de artrópodos indica una transición hacia la icnofacies de Cruziana.

Respecto del ambiente sedimentario, Jezek (1990) la refirió a abanicos submarinos formados entre 200 y 2000 m de profundidad, con desarrollo de facies de lóbulos turbidíticos y de canales alternando con sedimentación hemipelágica. No obstante, hay evidencias sedimentológicas (*ripples* de interferencia, microóndulas, trenes de ondulitas con variable orientación en planos de estratificación contiguos) que sugieren intervalos de aguas más someras, posiblemente deltaicos. Estos niveles son portadores de la asociación de *Nereites*, mientras que la asociación de *Oldhamia* está presente en facies de aguas más profundas.

Esta aparente anomalía del clásico esquema icnofacial de Seilacher, según el cual la icnofacies de Nereites está confinada a aguas profundas, es explicable en el contexto de la paleoecología evolutiva. Hay que tener en cuenta que la transición del Neoproterozoico al Cámbrico es un momento crucial en la evolución pues en ese breve lapso se diversificaron casi todos los grupos mayores de organismos bentónicos. Este evento biótico es conocido como la explosión evolutiva cámbrica y será analizado en el próximo capítulo. En el Ediacariano, los fondos marinos fueron colonizados por cianobacterias, las que formaban una cobertura que fijaba y estabilizaba el sustrato (los llamados tapices o tapetes) reflejada a través de texturas orgánicas como la 'piel de elefante' (Fig. 3.17) y las superficies corrugadas (wrinkle marks). Hay trazas tipo Oldhamia que están asociadas con tapices microbianos que habrían sido generadas por organismos minadores que elaboraban galerías de alimentación debajo de los mismos (Buatois y Mángano, 2003). Con la irrupción de los organismos bioturbadores de sedimento a principios del Cámbrico los tapices bacterianos ya no pudieron formarse, al menos en aguas someras. Entonces, los fondos marinos fueron colonizados por comunidades mucho más complejas que generaron trazas tridimensionales que removieron y oxigenaron el sustrato. Este cambio en la icnología de los fondos marinos se conoce como la *revolución agronómica* (Seilacher, 1999).

#### 3.12. LOS TERRENOS PAMPIA Y RÍO DE LA PLATA

La historia geológica de las Sierras Pampeamas dela región central de Argentina estuvo regida por la interacción de los terrenos Río de La Plata, al este, y Pampia (o Pampeano), al oeste. Ambos bloques estuvieron separados por el Océano Puncoviscana. El terreno Río de la Plata incluye diversos núcleos de edad Paleoproterozoica (Tacuarembó, Nico Pérez y Piedra Alta en Uruguay, Tandilia en Argentina), afectados sólo en su periferia por la orogenia Brasiliana (Dalla Salda et al., 2005) (Fig. 3.32). En general, están compuestos por gneises, anfibolitas, migmatitas y rocas granitoides cuyas edades varían entre 2 y 2,2 Ga. Esta edad transamazónica es distintiva del basamento del terreno Río de la Plata. El reciente reporte de edades Paleoproterozoicas (2,09-2,19 Ga) en rocas del subsuelo de la cuenca Chacoparanense (cuyo relleno es Paleozoico y Mesozoico) permitió reubicar el límite del terreno Río de la Plata cerca de 600



**Figura 3.32.** Afloramientos de rocas del basamento del cratón de Río de la Plata en el Sistema de Tandilia, Isla Martín García y terreno Piedra Alta (en gris) y extensión probable en subsuelo (de Dalla Salda et al., 2005).

km al norte de los clásicos afloramientos de la provincia de Buenos Aires y Uruguay (Rapela et al., 2007).

En el Sistema de Tandilia se identificaron rocas de edad paleoproterozoica (2,6 Ga) (Pankhurst et al., 2003), aunque las más antiguas corresponden a rocas verdes de 3,1-3,4 Ga expuestas en el terreno Nico Pérez. El hecho de que este último no haya sido afectado por el evento transamazónico sugiere fuertemente que el cratón Río de la Plata es un *collage* de terrenos alóctonos.

El **terreno Pampeano o Pampia**, reconocido por Ramos en 1988, incluye las Sierras Pampeanas situadas al este del Sistema de Famatina (terreno Famatina), tales como las sierras de Velazco, Ambato, Ancasti, Chepes, San Luis y Córdoba-Comechingones. Estas últimas han sido consideradas como una unidad geológica separada (terreno Córdoba) dado que se interpretan como la zona de sutura entre los terrenos Pampia y Río de La Plata (ver Fig. 4.58).

La existencia de litósfera oceánica entre ambos bloques se infiere por la ocurrencia en las Sierras de Córdoba de cuerpos discontinuos de rocas máficas y ultramáficas con signatura geoquímica tipo MORB (dorsal mesoceánica) interpretadas como remanentes de ofiolitas, y granitoides calcoalcalinos relacionados con subducción. Kraemer et al. (1995) y Escayola et al. (1996) propusieron un modelo de evolución tectónica que se inicia con la separación de los bloques Pampia y Río de La Plata, la generación de corteza oceánica entre ambos y luego la depositación de carbonatos, pelitas y cuarcitas sobre los márgenes pasivos. Al comenzar la subducción debajo del cratón del Río de La Plata, sobre éste se desarrolló un arco magmático y por detrás del mismo una zona de extensión y adelgazamiento cortical. Esto explicaría la faja ultrabásica de posición más oriental localizada a lo largo de las Sierras Chicas de Córdoba. Según este modelo, la colisión entre ambos terrenos se produjo hacia los 0,75 Ga y determinó la deformación intensa de las secuencias de margen pasivo, el desarrollo de una faja plegada y corrida con vergencia hacia el oeste y el cierre de la cuenca de trasarco. La faja occidental de ofiolitas desmembradas marca la zona de sutura. Finalmente, una reactivación tectónica hacia los 0,6-0,55 Ga produjo fracturación y acortamiento cortical, exhumando rocas con metamorfismo de alto grado (gneises granatíferos y cordieríticos) que yacían a más de 15 km de profundidad. Estos bloques fallados están limitados por fajas de cizalla. En el frente de la faja plegada y corrida se desarrolló una cuenca de antepaís periférico (la llamada 'antefosa Puncoviscana') la que, por su edad e historia geológica, es correlacionada por estos autores con el cinturón plegado de Paraguay-Araguaia de Brasil y representaría la continuación al sur del lineamiento Transbrasiliano.

Dataciones geocronológicas posteriores permitieron corregir las edades de ruptura, convergencia y colisión (Rapela et al., 1998). En los granitoides calcoalcalinos de las Sierras de Córdoba estos autores obtuvieron numerosas edades U-Pb y Rb-Sr de ~530 Ma, es decir, Cámbrico Inferior, por lo que este evento orogénico se corresponde con la orogenia Pampeana definida para el Noroeste de Argentina por Aceñolaza y otros en 1990 (ver Capítulo 4). Las evidencias más recientes indican que los cratones de Amazonas, Arequipa-Antofalla y Sierras Pampeanas Occidentales (Sierras de Umango, Maz, Pie de Palo) tienen en común edades isotópicas de ~1,0-1,1 Ga, equivalentes a la orogenia Grenvilliana, por lo que serían fragmentos de origen Lauréntico desprendidos durante la ruptura de Rodinia hacia los 780-750 Ma. Este conjunto de terrenos colisionó en forma oblicua con el cratón del Río de la Plata en el Neoproterozoico/Cámbrico basal, cerrando así la cuenca del Océano Puncoviscana. La sutura resultante de esta colisión es el extenso orógeno Pampeano (Fig. 3.33). Este se continúa en África del Sur en el cinturón de Saldania que bordea el cratón de Kalahari (Rapela et al., 2007). Nótese que en esta segunda interpretación, al corregirse los tiempos, la Formación Puncoviscana no es posterior sino anterior a la colisión y, por lo tanto, sería equivalente en edad a los mármoles, metareniscas y metapelitas de las Sierras de Córdoba. De acuerdo a este modelo, los sedimentos se acumularon inicialmente en una cuenca de antearco próxima a una zona de subducción,



Figura 3.33. Modelo geodinámico mostrando la acreción oblicua entre Arequipa-Antofalla (AA) y las Sierras Pampeanas Occidentales (Orogenia Pampeana). AM: Amazonia; AN: Antártida; DF-G: Orógeno Dom Feliciano-Gariep; EAAO: Orógeno de Antártida y África Oriental; K: Cratón de Kalahari; RPC: Cratón Río de la Plata. WSP: Sierras Pampeanas Occidentales (simplificado de Rapela et al., 2007).

la que finalmente se deformó y metamorfizó durante la orogenia Pampeana. Una explicación algo diferente es la que planteó Ramos (2008), según la cual la cuenca



**Figura 3.34.** Corte esquemático de la colisión de los terrenos Río de La Plata y Pampia y generación del orógeno Pampeano (simplificado de Leal et al., 2003).

Puncoviscana se inició como un sistema de rift al separarse 'en tijera' el terreno de Antofalla hacia los 650-600 Ma. Al converger nuevamente los bloques, evolucionó a una cuenca de antepaís periférico y, finalmente, fue deformada hacia los 540-530 Ma durante la orogenia Pampeana (Fig. 3.34). Un esquema comparable fue presentado por Escayola et al. (2011), quienes vincularon la apertura del lapetus con el rifting que separó el terreno Arequipa/Antofalla de Laurentia. Esta expansión cortical fue compensada por el desarrollo de una zona de subducción a lo largo del margen protoandino que fue responsable del cierre del océano Puncoviscana a fines del Ediacariano y comienzos del Cámbrico. Luego de esta colisión, la subducción migró hacia el oeste, dando inicio a partir del Cámbrico Tardío al ciclo orogénico Famatiniano, de edad esencialmente Ordovícica, como se verá en el capítulo siguiente.

# 3.13 EL EDIACARIANO EN LA REGIÓN CRATÓNICA DE SUDAMÉRICA Y SUDÁFRICA

Con las rocas del Neoproterozoico terminal culmina la larga y compleja historia del Proterozoico y se inicia la transición hacia el Eón Fanerozoico, por lo que se trata de un intervalo de tiempo particularmente interesante. Si a esto le sumamos su bajo grado metamórfico, la buena preservación de las estructuras sedimentarias y la presencia de restos fósiles de organismos complejos, se comprende por qué estas rocas han sido objeto de tantos estudios estratigráficos, geoquímicos, paleoclimáticos y paleontológicos.



de esta edad están distribuidas a lo largo del borde sudeste del escudo de Amazonas eb Brasil, Paraguay y Bolivia y forman la cobertura del cratón Río de la Plata, tanto en Uruguay (terreno Nico Pérez) como en la provincia de Buenos Aires (Sistema de Tandilia). Como ya se remarcó, rocas del Neoproterozoico afloran en la faja plegada de Paraguay-Araguaia, extendida por 1500 km a lo largo del borde sudeste del escudo de Amazonas (Figs. 3.25, 3.26). También están presentes en la faja plegada de Chiquitos-Tucavaca, localizada al sur del escudo de Amazonas, en

En Sudamérica rocas

Figura 3.35. Afloramientos de la faja plegada y corrida de Paraguay en el área de Cuiabá, sudoeste de Brasil y columna estratigráfica general del Neoproterozoico (modificado de Alvarenga y Trompette, 1992).

territorio boliviano, y en la localidad de Corumbá, en el Estado de Mato Grosso, Brasil, prolongándose en la Sierra de Bodoquena (Fig. 3.36). En la región de Cuiabá, perteneciente a la faja plegada de Paraguay, se han reconocido tres unidades litoestratigráficas. La unidad basal (Grupo Cuiabá) está formada por depósitos glacimarinos referidos a la glaciación Marinoana (c. 635 Ma), asociados a areniscas y pelitas. La unidad intermedia está formada por calizas del Ediacariano tardío (Formación Ararás). Por arriba de las calizas hay niveles de diamictitas glaciales que corresponderían al evento de glaciación más joven (Gaskiers, ~ 580 Ma). La sucesión culmina con el Grupo Alto Paraguay, compuesto por areniscas, limolitas rojizas y arcosas datadas por Rb-Sr en 569 ± 20 Ma (Alvarenga y Trompette, 1992; Alvarenga et al., 2007; Boggiani y Coimbra, 1998).

En el NE de Paraguay, cerca de las márgenes del Río Paraguay, aflora una sucesión de 400 m de espesor de carbonatos (el Grupo Itapucumí) que yace en discordancia sobre el basamento Paleoproterozoico del Bloque



**Figura 3.36.** Sucesión estratigráfica del Neopaleozoico en la región de Corumbá (Sierra de Bodoquena), cerca del límite entre Brasil y Bolivia.

Río Apa. Las facies carbonáticas de la Formación Tagatiyá se depositaron en ambientes perimareales evaporíticos someros. Su interés radica en que contiene depósitos bioclásticos formados por esqueletos de *Cloudina* y *Namacalathus* en estrecha asociación con trombolitos y matas microbianas sobre las cuales formaban agregados, los que pueden ser considerados como las primeras estructuras arrecifales (los arqueociátidos aparecieron 20 Ma después) (Warren et al., 2017).

La región brasileña de Corumbá-Urucum y su continuación en la faja de Mutún-Tucavaca en territorio boliviano, ha sido ampliamente investigada por sus ricas menas de hierro y manganeso. Esta sucesión sedimentaria vace subhorizontal, discordante sobre basamento metamórfico del Mesoproterozoico. Se inicia con el Grupo Jacadigo, formado por conglomerados polimícticos y arcosas ricas en manganeso y culmina con capas de hierro finamente bandeadas (BIF) (Fig. 3.36). Sobre el Grupo Jacadigo yace en discordancia el Grupo Corumbá, expuesto en los alrededores de la ciudad de Corumbá y en la Sierra de Bodoquena (Fig. 3.37) donde comienza con un conglomerado basal, continúa con 300 m de calizas dolomíticas, brechas calcáreas y estromatolitos (Formación Bocaina) y culmina con pelitas alterantes con calizas bituminosas. Las calizas contienen estructuras algales, acritarcas, cianobacterias, Corumbella (un probable conularido) y Cloudina, el fósil típico del Ediacariano (Fig. 3.9). En el cratón de San Francisco también afloran carbonatos ediacarianos con Cloudina (Grupo Bambuí) por arriba de diamictitas (Formación Jequitaí) correspondientes a la la glaciación Marinoana. Estas rocas de Brasil se correlacionan con las que afloran en la región del Chapare en Cochabamba,



**Figura 3.37.** Calizas del la Formación Tamengo (Grupo Corumbá) en la cantera Corcal, Estado de Matto Grosso do Sul, Brasil (de Adorno et al., 2017).



**Figura 3.38.** Domamiento periférico del basamento en el cratón de San Francisco y subsidencia flexural con formación de grábenes. El relleno corresponde a los sedimentos marinos neoproterozoicos del Grupo Bambuí (simplificado y modificado de Reis et al., 2017).

Bolivia, referidas al Grupo Limbo (Brockmann et al., 1972), constituido por evaporitas, calizas y dolomías (Formación Putintiri) seguidas de fangolitas silíceas verdosas que culminan con diamictitas y conglomerados (Formación Avispas). También hay rocas equivalentes en las Sierras Chiquitanas, localizadas en el borde sur del escudo Brasiliano, donde la Formación Murciélago está formada por calizas estromatolíticas y calizas con *Curumbella*.

Hay consenso en que estos depósitos de Bolivia y Brasil se depositaron en un contexto tectónico extensional y se ha sugerido que esta configuración de rift estaría relacionada con la disgregación de Pannotia (Boggiani y Coimbra, 1998). También se ha propuesto que estos rifts se desarrollaron sobre un punto caliente que originó un punto triple. Los tres brazos del sistema de rift corresponden a la cuenca de Paraguay al norte, la cuenca de Corumbá al sur y la cuenca (o aulacógeno) de Chiquitos/Tucavaca al Oeste (Jones, 1985). En ese marco, los sedimentos de abanicos aluviales de la parte inferior del Grupo Jacadigo representarían el relleno de grábenes o hemigrábenes y las diamictitas glaciales que le suceden reflejan el englazamiento ocurrido durante la glaciación Marinoana (ver § 3.14). La subsiguiente acumulación de hierro bandeado (Formación Banda Alta) sugiere una topografía plana y aguas relativamente profundas, posiblemente lagos con la superficie congelada en los que tuvo lugar la precipitación química. El Grupo Corumbá reflejaría una reactivación del sistema de rift durante la cual los depósitos calcáreos no sólo cubrieron los depósitos ferríferos preservados en los grábenes sino que se expandieron más allá de los límites de la cuenca, solapando el basamento erosionado (Fig. 3.35). Este segundo ciclo sedimentario corresponde al desarrollo de una rampa carbonática que se fue profundizando gradualmente en un marco de estabilidad tectónica.

La sedimentación neoproterozoica en el cratón de San Francisco (Grupo Babuí) rellenó un sistema de grábenes desarrollados en el basamento asociados a una



**Figura 3.39.** Columna estratigráfica del Grupo Arroyo del Soldado. La secuencia tiene alrededor de 5000 m de espesor. El límite Ediacariano/Cámbrico se localiza dentro de la Formación Cerro San Francisco (simplificado de Gaucher et al., 2004).

cuenca de antepaís. Los grábenes fueron resultado del colapso de un domamiento (*forebulge uplift*) producido por la carga tectónica del orógeno Brasiliano situado hacia el Oeste (Fig. 3.38).

En **Uruguay**, el Neoproterozoico está representado por el Grupo Arroyo del Soldado, una sucesión de cerca de 5000 m de espesor que yace sobre el basamento Arqueano o Mesoproterozoico del cratón Río de la Plata (Gaucher et al., 2003, 2005a) (Fig. 3.39). Este grupo es notable por sus extensos y potentes depósitos carbonáticos. El intervalo pelítico/carbonático inferior (Formación Polanco y parte inferior de la Formación Cerro Espuelitas) son de indudable edad ediacariana por la

presencia de *Cloudina* y acritarcas (*Balvinella*). Estos niveles se correlacionan con los que infrayacen la diamictita más joven en Namibia (Formación Numees) referida a la Glaciación Gaskiers (~580 Ma) (Gaucher et al., 2005b). La parte superior del Grupo Arroyo del Soldado (Formación Cerro Victoria) está constituida por más de 400 metros de calizas estromatolíticas con algunas capas de micrita, chert, evaporitas y calizas oolíticas, indicando un ambiente marino submareal a supramareal. La mitad superior de esta formación ya es posiblemente de edad Cámbrica.

En la provincia de Buenos Aires rocas del Neoproterozoico afloran en el Sistema de Tandilia y son referidas al Grupo Sierras Bayas (Fig. 3.40). Yacen sobre basamento de edad arqueana formando una cubierta relativamente delgada en comparación con otras áreas (~250 m). La sucesión se inicia con areniscas arcósicas y conglomerados seguidos por un primer intervalo carbonático formado por dolomías estromatolíticas. Hacia arriba sigue una secuencia granodecreciente de cuarcitas que culminan con pelitas con acritarcas. Las areniscas indican un ambiente marino influenciado por mareas. La sucesión continúa con cerca de 40 m de calizas que gradan a mudstones negros laminados que se explotan comercialmente para la fabricación de cemento y cal, entre otros productos (Formación Loma Negra). Sobre ella, yace en discordancia una sucesión heterolítica referida a la Formación Cerro Negro, cuyas acritarcas indican que es correlativa del Grupo Arroyo del Soldado de Uruguay, si bien no se descarta que, en parte, pueda ser Cámbrica. En cambio, las calizas de la Formación Loma Negra contienen Cloudina y serían equivalentes de las calizas del Grupo Corumbá de Brasil, la Formación Polanco de Uruguay, la Formación Putintiri de Bolivia y la Formación Tagatiyá de Paraguay. Esto indica que durante el Proterozoico terminal el cratón Río de la Plata fue cubierto por una vasta plataforma car-



**Figura 3.40.** Columna estratigráfica del Grupo Sierras Bayas y de la Formación Cerro Negro en el Sistema de Tandilia (modi ficado de Gaucher et al., 2005).



**Figura 3.41.** Arriba: depositación del Grupo Nama en una cuenca de antepaís. Los sedimentos provienen del oeste (arco magmático y cinturón Gariep) y del norte (cinturón Damara, no mostrado en la figura). Sobre el margen del terreno Río de la Plata se depositaron las calizas del Grupo Arroyo del Soldado. Abajo: cierre del Océano Brasílides en el Cámbrico Inferior y acumulación de la parte superior del Grupo Nama. Nótese el cinturón plegado Gariep hacia el Oeste (simplificado de Blanco et al., 2011).

bonática en un marco de quietud tectónica y de clima cálido (Gaucher et al., 2005a).

El Grupo Nama, aflorante en el centro y sur de Namibia (Fig. 3.41, 3.42), representa el relleno de una cuenca de antepaís por materiales provenientes de la erosión del orógeno de Damara, generado por la colisión de los cratones de Kalahari y del Congo. De acuerdo con los datos paleontológicos e isotópicos, la mayor parte del Grupo Nama es de edad Ediacariana. Sus depósitos están relativamente poco deformados y constituyen uno de los mejores registros para el estudio del Neoproterozoico terminal. Tanto al norte como al sur de la cuenca se desarrollaron plataformas carbonáticas (Subgrupo Kuibis) en las que hay numerosos horizontes arrecifales compuestos por trombolitos y estromatolitos. Estas estructuras microbialíticas están íntimamente asociadas con algas y metazoos calcificados del tipo de Cloudina, los que habrían colonizado las depresiones entre matas de cianobacterias (Grotzinger et al., 2005). Hacia arriba, la sedimentación es clástica y consiste en pelitas finamente laminadas que son interpretadas como biolaminitas, es decir, láminas silicoclásticas originadas por la interacción entre las matas microbianas y el sedimento. Estos depósitos se formaron en un ambiente intermareal de baja energía, probablemente detrás de una barrera arenosa. Las areniscas intercaladas entre las capas biolaminadas son producto de tormentas o constituyen el relleno de canales mareales. La abundancia de tapices microbianos es un fenómeno general en el Neoproterozoico y obedecería a la ausencia de predadores (Bouougri y Porada, 2007). La parte superior del Grupo Nama ya es de edad Cámbrica por la presencia de la traza Treptichnus (Germs et al., 2009).

Finalmente, hay que mencionar que en el cinturón orogénico Saldania de **África del Sur** afloran más de 3000 m de rocas Neoproterozoicas. Ya vimos que este cinturón bordea el cratón de Kalahari hacia el E y SE y es parte del orógeno Panafricano. Allí, la mitad inferior del Grupo Congo Caves está formada por calizas y pelitas y la parte superior por turbiditas. La asociación de palinomorfos es típica del Ediacariano tardío, lo que está de acuerdo con la edad isotópica Pb-Pb de 553 Ma obtenida en las calizas. El contenido micropaleontológico es muy similar al de los grupos Arroyo del Soldado de Uruguay, Corumbá de Brasil y Nama de Sudáfrica (Gaucher y Germs, 2003).

# 3.14 LAS GLACIACIONES GLOBALES DEL NEOPROTEROZOICO

Como vimos al comienzo, en Australia, Sudáfrica, Escandinavia y América del Norte hay evidencias de rocas de origen glacial en el Proterozoico inferior, entre los 2,45 y 2,20 Ga. Este evento suele ser referido a la glaciación Huroniana debido a su registro en el Supergrupo Huroniano del escudo Canadiense. Allí, la Formación Gowganda, de algunas centenas de metros de espesor, incluye varios niveles de diamictitas y arcilitas laminadas con dropstones interpretadas como varves. Curiosamente, en muchas localidades los sedimentos glaciales forman parte de sucesiones de rift que vacen en discordancia sobre rocas ígneas (derrames basálticos, diques de gabro) ligadas a procesos de ruptura continental. Se ha especulado que esta glaciación se desencadenó debido a una disminución del CO2 atmosférico que fue capturado durante la intensa meteorización de los



Figura 3.42. Izquierda: distribución geográfica del Grupo Nama en Namibia y columna estratigráfica generalizada (modificado de Bouougri y Porada, 2007). Derecha: afloramiento del Grupo Nama en el sur de Namibia, África del Sur.



**Figura 3.43.** Curva de variación del C<sup>13</sup> en el Proterozoico y Fanerozoico. En gris: intervalo abarcado por las glaciaciones Neoproterozoicas. Nótese que durante ese lapso hubo marcadas fluctuaciones en las proporciones isotópicas del carbono y que la mayoría de los eventos glaciales están precedidos por excursiones negativas, recobrando los valores positivos al finalizar cada glaciación (simplificado de Stern et al., 2006).

basaltos en un clima tropical (Melezhik, 2006). Sin embargo, se considera que el principal factor de refrigeración pudo haber sido la remoción del  $CH_4$  atmosférico (un poderoso gas invernadero), oxidado por acción del creciente aporte de  $O_2$  de origen biológico (fotosintético). Esto habría conducido a una suerte de englazamiento similar al que se registró en el Neoproterozoico, aunque los registros son demasiado escasos como para afirmar que haya tenido alcance global (Kasting, 2004; Kopp et al., 2005).

En el Neoproterozoico, en cambio, las evidencias de glaciación son mucho más contundentes. Brian Harland, de la Universidad de Cambridge, advirtió en 1964 que en todos los continentes hay registros de sedimentación glacial cuyas edades están comprendidas entre los 750 y 580 Ma y postuló que en esa época hubo una 'gran glaciación infracámbrica' (Harland y Rudwick, 1964). Actualmente, se sabe que hubo al menos tres eventos de glaciación separados, aunque algunos proponen hasta

seis (Stern et al., 2006). El más antiguo ocurrió en el lapso 740-700 Ma y corresponde al evento glacial Sturtiano, bien representado en Australia. Un evento aparentemente anterior fue identificado en el NE de África y Arabia, donde se detectaron diamictitas de ~770-735 Ma que han sido referidas a la Glaciación Kaigas (Fig. 3.43). El segundo episodio se desarrolló alrededor de los 635 Ma y se lo refiere a la Glaciación Marinoana. Por la cantidad de registros, esta fue la glaciación más extensa de todas. Las dataciones radioisotópicas de las diamictitas marinoanas son dispares: en Namibia, por ejemplo, dieron una edad de 635 Ma (Hoffmann et al., 2004), mientras que en Tasmania se obtuvo una edad más joven, por lo que puede tratarse de dos eventos separados o uno con varios estadios de avance y retroceso del hielo (Calver et al., 2004). En Noruega hay dos horizontes principales de tilitas, denominados Varanger inferior y superior, separados por carbonatos y pelitas, los que podrían ser, en parte, equivalentes de las glaciaciones Sturtiana y Marinoana, pero las dataciones disponibles no son concluyentes. El último enfriamiento es referido a la Glaciación Gaskiers y la localidad tipo de estas diamictitas está en Terranova (Canadá) pero tiene equivalentes en China, Tasmania, Australia y Noruega. Su edad en Terraova esta acotada entre 583,7 Ma y 582,1 Ma (Schmitz, 2012). La correlación precisa de estos eventos glaciales es difícil por la escasez de elementos bioestratigráficos y de dataciones absolutas. Actualmente, las excursiones de los isótopos del carbono y oxígeno son los criterios de correlación más utilizados (ver § 3.15). Lo cierto es que, hasta tanto no se logren datar adecuadamente los horizontes glacigénicos de los diferentes continentes, no se podrá definir el número de glaciaciones del Neoproterozoico, aunque todo parece indicar que en el Período Criogeniano (denominado así por su asociación con rocas de origen glacial a escala global) hubo al menos tres eventos mayores. La glaciación Gaskiers, la cuarta, queda comprendida dentro del Período Ediacariano (Fig. 3.52).

Las secuencias glaciales neoproterozoicas presentan pavimentos estriados, clastos facetados y diversos tipos de sedimentos glacigénicos continentales (subglaciales, glacifluviales, glacilacustres) y marinos (Fig. 3.44). Estos últimos se intercalan e interdigitan con las diamictitas e incluyen una gran diversidad de facies generadas en ambientes litorales afectados por tormentas (Fig. 3.44 D), llanuras de marea influenciadas por glaciares (Fig. 3.44 E), glacioturbiditas, flujos de detritos originados en zonas de fuerte gradiente e influjo de sedimentos, y sedimentos glacimarinos de plataforma distal, entre otros (Le Heron et al., 2011). Esta alternancia compleja de facies glacigénicas continentales y marinas, sumada a la presencia de varias superficies de erosión glacia-



**Figura 3.44.** Registro sedimentario de las glaciaciones del Neoproterozoico. A: diamictita Smalfjord sobre un pavimento estriado, norte de Noruega (foto de G.P. Haslverson) (de Hoffman y Schrag, 2002); B: Tilita Sturt (de allí proviene el nombre de Sturtiano) en el cinturón plegado de Adelaida, sur de Australia (los clastos angulosos son de caliza) (de Le Heron et al., 2011); C: bloque facetado y estriado en la diamictita Jbéliat de Mauritania (de Hoffman y Schrag, 2002); D: capas amalgamadas con estratificación hummocky en la Formación Wilyerpa en la sucesión glacigénica del Sturtiano, sur de Australia (de Le Heron et al., 2011); E: ritmitas mareales en la Formación Elatina en la secuencia glacigénica del Marinoano del sur de Australia. Las capas son diurnas y están formadas por limo claro y una cubierta pelítica oscura. Cada ciclo está formado por 14 capas que representan un ciclo completo de marea muerta/marea viva. Los intervalos con capas más delgadas corresponden a la fase de marea muerta (de Williams, 1998); F: hierro bandeado en rocas neoproterozoicas de Egipto. Las capas de color rojizo son ferríferas y las de color amarillento son silíceas (de Basta et al., 2011).



**Figura 3.45.** Reconstrucción artística de la Tierra en el estado climático de *snowball*. Si bien la capa de hielo cubre casi todo el planeta, hay pequeñas áreas oceánicas libres de hielo.

ria, revela una sucesión de ascensos y descensos del nivel del mar de carácter glacioeustático similares a los que ocurrieron en las glaciaciones del Fanerozoico.

Las glaciaciones neoproterozoicas plantean dos paradojas y cualquier hipótesis acerca de su origen debe dar cuenta de ellas. La primera es que hubo depósitos glacigénicos en los trópicos. La glaciación Marinoana de Australia del Sur, por ejemplo, tuvo lugar a una paleolatitud no mayor de 7°, de acuerdo a datos paleomagnéticos muy precisos (Le Heron et al., 2011). Pero lo más sorprendente es que allí las tilitas de la Formación Elatina están asociadas con depósitos glacimarinos en los que se han preservado magníficas ritmitas mareales (Fig. 3.44 E) (Williams, 1998), lo que indica que los glaciares estaban situados a nivel del mar (recordemos que en los trópicos actuales las zonas englazadas se localizan por arriba de los 5000 m de altitud, y bajan a 4000 m durante los períodos glaciales). En Brasil, las dolomitas que vacen sobre las diamictitas de la Formación Puga (Fig. 3.36) dieron una paleolatitud del orden de 22°. Una de las secciones más estudiadas por su espectacularidad está en el Norte de Namibia (Figs. 3.47, 3.50)

donde las diamictitas yacen sobre una plataforma carbonática formada por 3000 m de calizas puras. Esta plataforma, de acuerdo a datos paleomagnéticos preliminares, se habría desarrollado en la zona subtropical, con su parte externa (aguas abiertas) orientada hacia el ecuador. Este evento glacial ha sido datado en 635 Ma, o sea que se correlaciona con la glaciación Marinoana.

George Williams postuló en 1975 que la existencia de glaciares en las zonas ecuatoriales sería factible si la inclinación de eje de la Tierra respecto del plano orbital alrededor del Sol fuera de 54° o más, en vez de los 22-24° actuales, pues en esa situación los polos recibirían más calor que los trópi-



**Figura 3.46.** Extensión latitudinal del englazamiento marino (en blanco) en los últimos 800 Ma. Las superficies de color celeste corresponden al estado 'glacial-interglacial'; el estado 'no glacial' (en azul más oscuro) dominó durante el Fanerozoico. Nótese que el Período Criogeniano comprende los dos eventos panglaciales (simplificado de Hoffman, 2009).

cos. El principal argumento en contra de esta hipótesis es que no hay mecanismos aceptables del punto de vista de la dinámica planetaria que puedan explicar esta variación tan marcada en la inclinación del eje de rotación terrestre dado que la Tierra y la Luna forman un sistema acoplado.

Las evidencias de glaciación en 22 paleocontinentes, tanto en altas como en bajas latitudes, sostienen la existencia de un tercer estado en el sistema climático terrestre denominado *estado panglacial* por Paul Hoffman en 2009, durante el cual la totalidad de la Tierra fue afectada por el evento glacial (Fig. 3.45). Este estado se suma al estado glacial-interglacial (ejemplificado por la Tierra



**Figura 3.47.** Contacto de la diamictita glacial Ghaub y las dolomías cuspidales, noroeste de Namibia (modificado de Hoffman y Scharg, 2002).

presente) y el estado no-glacial que dominó en prolongados lapsos del pasado (Fig. 3.46). Como veremos más adelante, hay un amplio debate acerca de la magnitud de la extensión de los hielos durante un estado panglacial y recientemente se acuñaron los términos *slushball Earth* y *waterbelt* para significar una Tierra solo parcialmente congelada y diferenciarlo del estado de congelamiento total, ampliamente conocido como *snowball Earth*, postulado por Kirschvink (1992). Según esta última hipótesis, un manto de hielo de decenas a centenas de metros de espesor cubrió no solo los continentes sino también los océanos, con algunos lapsos breves e intermitentes en los que había 'oasis' de agua libre de hielo (Fig. 3.45).

> La segunda paradoja es que las tilitas están cubiertas por acumulaciones de dolomías laminadas de gran continuidad lateral, de alrededor de 15-20 m de espesor, denominadas dolomías **cuspidales** (*cap dolostones* o *cap carbonates*), las que son sucedidas por notables espesores de calizas de plataforma. El contacto entre las facies glacigénicas y las dolomías cuspidales es neto pero sin evidencias de discontinuidad estratigráfica (Figs. 3.47, 3.50, 3.51). Hay consenso en que estos carbonatos son el resultado de una vasta transgresión posglacial durante la cual el nivel del mar habría ascendido varios cientos de metros, mucho más que los 130 m medidos luego de la retracción de la última glaciación del Pleistoceno. Además, las dolomías contienen grandes cristales de aragonita que pudieron formarse sólo en aguas cálidas altamente saturadas en CO<sub>3</sub>Ca, por lo que su íntima

asociación con depósitos glaciales no resulta fácil de explicar en términos de los climas actuales. La presencia de capas de hierro intercaladas entre las diamictitas glaciales fue considerada por Kirschvink como una evidencia adicional del estado de snowball o, al menos, este brinda una convincente explicación para la génesis de los BIFs. En este escenario, los océanos perdieron su ventilación al formase una gruesa y persistente capa de hielo; entonces, el Fe en estado reducido (Fe2+) de origen hidrotermal, emanado por las dorsales oceánicas, quedó en solución. A diferencia de lo que ocurrió en el Argueano, cuando el Fe2+ disuelto en el agua de mar fue oxidado por el O2 desprendido por las cianobacterias (ver § 2.9), en el estado snowball la oxidación se produjo al fragmentarse la plataforma de hielo que aislaba el agua de la atmósfera (Fig. 3.48). El agua de fusión, bien oxigenada, transformó el hierro ferroso en óxidos de Fe3+ insolubles que precipitaron formando los hierros bandeados. Sin embargo, no todos los depósitos BIF del Neo-

proterozoico son de este tipo. En Egipto, por ejemplo, están asociados con rocas volcánicas y su génesis sería comparable a la de los hierros bandeados de tipo Algoma del Proterozoico inferior (Basta et al., 2011) (Fig. 3.44 F).

En la hipótesis *snowball* hay al menos dos aspectos paleoclimáticos que requieren ser explicados: primero, ¿cómo se pudo llegar a un englazamiento global?, segundo ¿cómo se pudo revertir esta situación extrema? Hay además un aspecto colateral, pero no menos intrigante: ¿cómo hicieron los organismos para sobrevivir una glaciación global con temperaturas en la superficie cercanas a los 50°C bajo cero?

El disparador de la glaciación global estaría relacionado con un fenómeno bien conocido en las regiones polares actuales, el albedo, que es la reflexión de los rayos solares que inciden sobre la nieve. El albedo es mínimo en las superficies oceánicas, intermedio en la superficie terrestre sin hielo y máximo en las zonas nevadas, donde las burbujas de aire entrampadas en la nieve aumentan notablemente la reflexión. Al reflejar calor hacia la atmósfera, este fenómeno produce enfriamiento y contribuye a estabilizar la nieve y el hielo. La hipótesis plantea que a medida que la cobertura de hielo se iba acercando al paleoecuador el albedo alcanzaba valores cada vez más altos debido a la incidencia más vertical de los rayos solares. Esta retroalimentación positiva puede modelarse matemáticamente. Unos de los primeros en hacerlo fue el climatólogo ruso Mikhail Budyko, quien en 1969 calculó que si la superficie congelada se acerca a los 30° de latitud en ambos hemisfe-



**Figura 3.48.** Modelo para la formación de depósitos de hierro bandeado (BIF) en el Neoproterozoico. Arriba, escenario *snowball Earth*: océano anóxico aislado de la atmósfera por la cobertura de hielo y concentración de Fe reducido emanado de las dorsales mesoceánicas. Abajo, situación durante el desenglazamiento: el Fe se oxida al entrar en contacto el agua superficial con la atmósfera debido a la fragmentación de la capa de hielo oceánico y precipita como óxido de hierro (modificado de Stern et al., 2006).

rios el sistema climático se vuelve muy inestable y una glaciación global resulta inevitable. Otros modelos, sin embargo, predicen que el enfriamiento debió inhibir la meteorización de los silicatos (que consume CO<sub>2</sub> y disminuye el efecto invernadero) por lo que el planeta entraría en una fase muy fría pero no de congelamiento total. Por otra parte cabe preguntarse: ¿por qué estas glaciaciones extremas no ocurrieron otras veces en la historia de la Tierra? Se ha argumentado que tal retroalimentación se 'descontroló' debido a que en el Neoproterozoico el Sol era un 6% menos caliente que en el presente (Fig. 3.49). Esto significa que para que la Tierra proterozoica alcance la temperatura media del presente, la concentración de dióxido de carbono debería haber sido 12 veces mayor que la actual. Resulta llamativo que las evidencias de glaciaciones previas estén acotadas al intervalo de 2,2 a 2,4 Ga (glaciación Huroniana), a pesar de que la temperatura solar debió ser todavía menor. Esto, sumado al hecho de que no haya rastros de glaciaciones durante más de 1 Ga, sugiere que hay otros factores involucrados. Uno de ellos tendría que ver con la distribución de las masas continentales respecto del Ecuador y los polos. Al respecto, hay que tener presente que gran parte de supercontinente Rodinia estaba situado a bajas latitudes, donde el albedo es más intenso y los continentes tienen mayor reflectividad que las masas oceánicas, lo que habría contribuido a bajar la temperatura. Otro factor adicional sería la fuerte meteorización de las rocas en las zonas tropicales cálidas y húmedas, pues esto implica un mayor consumo de dió-



**Figura 3.49.** Cambios en los estados climáticos terrestres de acuerdo al modelo *snowball* (Hoffman y Schrag, 2002). Las variables son la radiación solar y la presión de  $CO_2$  atmosférico. La línea de puntos vertical corresponde a las condiciones actuales. Las líneas gruesas continuas señalan los estados estables sin hielo en los polos (arriba), con cobertura parcial (en el presente hasta cerca de 60° de latitud) y cubierto de hielo hasta el Ecuador (abajo). A los 600 Ma se infiere un flujo solar de 0.94 del actual. El diagrama muestra que para compensar la menor irradiación solar es necesaria una mayor concentración de dióxido de carbono en la atmósfera. Las transiciones entre estados climáticos (zonas inestables marcadas por líneas de puntos) pueden ser relativamente rápidas. Simplificado de Fairchild y Kennedy (2007) y Hoffman (2009).

xido de carbono y la consiguiente disminución del efecto invernadero. Quienes sostienen la hipótesis de la ruptura de Rodinia como disparador de las glaciaciones argumentan que el congelamiento se habría iniciado en las hombreras de los extensos sistemas de rift, que son elevaciones remanentes del domamiento térmico inicial, aunque este parece ser un factor demasiado local. Un punto a favor de esta hipótesis es la preservación de muchos sedimentos glaciales en cuencas de rift y márgenes pasivos (Eyles y Januszczac, 2004). A la inversa, podría argumentarse que, justamente, en este tipo de cuencas es donde los sedimentos glaciales tienen mayor chance de conservarse. La mayor debilidad de esta hipótesis es que no da cuenta de la acumulación de calizas al terminar la glaciación.

En la hipótesis de *snowball Earth*, la rápida inversión climática y el consiguiente derretimiento de los hielos habrían sido causados por un aumento en la concentración de los gases que producen el efecto invernadero, como el CO<sub>2</sub> inyectado en la atmósfera por las erupciones volcánicas. En tiempos 'normales' el dióxido de carbono es consumido por los organismos fotosintéticos y, además, es arrastrado al mar como bicarbonato donde se combina con el Ca para formar CO<sub>3</sub>Ca que precipita en aguas cálidas y alcalinas. Se supone que durante el clímax de la glaciación, la superficie terrestre estaba totalmente congelada y, por lo tanto, no había agua para transportar CO<sub>2</sub> a los mares. En consecuencia, este gas debió concentrarse en la atmósfera generando un megaefecto invernadero que recalentó el planeta hasta una temperatura media cercana a los 50°C, lo que condujo a un acelerado derretimiento de los hielos. Debido al bajo albedo de la superficie oceánica libre de hielo, el proceso se revirtió con rapidez (la llamada 'retroalimentación negativa'). La fuerte evaporación resultante habría generado lluvias torrenciales que limpiaron la atmósfera de CO<sub>2</sub> y lo arrastraron a los océanos como ácido carbónico (lluvia ácida) determinando la precipitación de las dolomías que coronan las diamictitas y el desarrollo generalizado de estromatolitos. Finalmente, la fuerte reactivación de la meteorización consumió parte del exceso de CO2, restituyendo la temperatura a los valores previos a la glaciación.

La duración del intervalo glacial ha sido acotada entre 3 y 12 millones de años en base a las inversiones del campo magnético en las secuencias de diamictitas. También se han utilizado las anomalías de iridio, un método que se basa en que este elemento se acumula muy lentamente sobre la superficie terrestre, a una tasa conocida. Una alta concentración de iridio implica que este se acumuló en el hielo durante cierto lapso de tiempo (que se puede calcular) y luego fue súbitamente incorporado a los sedimentos cuando el hielo se derritió (Bodiselitsch et al., 2005).

Por el contrario, la duración de la transición de condiciones glaciales a cálidas es controvertida, en particular el tiempo implicado en la acumulación de las dolomías cuspidales. En la formulación original de la hipótesis snowball, la duración de este evento fue estimada en sólo algunos cientos de años. De hecho, numerosas evidencias sedimentológicas, tales como la presencia de ripples de olas gigantes y de megacristales de aragonita, apoyan la acumulación casi instantánea (en términos de tiempo geológico) de las dolomías cuspidales. Otros autores ofrecieron pruebas de una duración bastante mayor. La identificación en el intervalo dolomítico de varias inversiones geomagnéticas, por un lado, y el cálculo basado en la tasa de producción de carbonatos de origen microbiano, por el otro, sugieren un lapso de acumulación de 10.000 a 100.000 años (Font et al., 2010). Por otra parte, en la cuenca Amadeus de Australia, se

comprobó que las dolomías cuspidales sólo están bien representadas en el centro de la cuenca, libre de influjo clástico, pero hacia los márgenes gradan a capas de conglomerados, areniscas, margas y calizas, entre las que se han detectado varias discontinuidades estratigráficas. Esto revelaría que el desenglazamiento no tuvo un carácter catastrófico sino que involucró varias etapas de erosión seguidas de transgresiones, es decir, que habría sido bastante similar a lo ocurrido en las glaciaciones posteriores (Kennedy y Christie-Blick, 2011).

Un escenario diferente para el origen de las dolomías cuspidales fue propuesto por Shields (2005) quien, basado en su distribución geográfica global, dedujo la existencia de condiciones químicas (alcalinidad) y biológicas uniformes en todas las plataformas marinas. De acuerdo con esta hipótesis, tales condiciones se habrían alcanzado cuando la abrupta fusión de los hielos produjo un masivo y generalizado ingreso de agua dulce en las zonas costeras, formándose una vasta pluma flotante de agua de fusión (de allí su nombre de plumeworld hypothesis). Esta invección de agua dulce habría sido mucho mayor en los trópicos, desde donde se expandió hacia latitudes más altas. La masa de agua dulce 'flotó' encima del agua marina, más fría y salina, y por lo tanto, más densa. La ruptura de esta estratificación por densidad mezcló las aguas salinas y frías ricas en iones CO<sup>=</sup> y Ca<sup>++</sup> con las aguas superficiales menos salinas y más calientes, lo que produjo la precipitación del carbonato como CO<sub>3</sub>Ca y no como dolomita. La dolomitización sería secundaria y de origen microbiano.

También hay una corriente de opinión contraria al escenario de englazamiento global o panglacial (por ej. Condon et al., 2002). En las sucesiones glacigénicas de los cratones del Congo, Kalahari y Lauréntico los niveles con clastos caídos (cuyo origen a partir de hielo flotante parece innegable) se intercalan con intervalos de rocas hemipelágicas libres de lluvia de clastos. Esto hace suponer que las glaciaciones fueron episódicas y que alternaron con épocas de sedimentación marina libre de cobertura de hielo, lo que sugiere que aun durante el máximo de la glaciación había sectores oceánicos no congelados. Otros, como Cozzi et al. (2000), también sostienen que el manto englazado no cubrió todo el planeta, basados en que en determinadas regiones, como en Omán (península Arábiga), no hay diamictitas glaciales infrayaciendo las calizas neoproterozoicas. Una situación similar ha sido observada en Uruguay (Gaucher, 2000) y en las Sierras Bayas del Sistema de Tandilia (Poiré, 2004). Se puede argumentar, sin embargo, que el registro de las diamictitas glaciales es, por naturaleza, discontinuo, como lo demuestra su presencia en la faja plegada de Paraguay-Araguaia (Brasil) y su ausencia en sitios próximos, como Uruguay.

La posibilidad de un englazamiento global durante el Ediacariano (Glaciación Marinoana) también fue puesta en duda por investigadores rusos en base al estudio geoquímico de diamictitas y carbonatos posglaciales de Siberia, que a fines del Proterozoico estaba localizada en la región tropical. El test consistió en verificar la concentración de elementos del grupo del platino de origen cósmico (EGP) a traves del límite glacial/posglacial, asumiendo que la concentración de estos elementos debería variar antes y después del englazamiento al impedir la capa de hielo su acumulación en los sedimentos. Dado que la concentración no se aparta del valor de base de los EGP se concluyó que la glaciación ediacariana no alcanzó el estado panglacial, o este fue de muy corta duración (Ivanov et al., 2013).

En una síntesis reciente, Domack y Hoffman (2011) volvieron a analizar en detalle la secuencia estratigráfica Neoproterozoica de Namibia (Fig. 3.50). Esta región es clave para comprender el evento glacial, pues allí las diamictitas suprayacen la vasta plataforma carbonática de Otavi, lo que testimonia que el evento glacial tuvo lugar a nivel del mar y en latitudes bajas. El análisis de facies de la secuencia glacigénica mostró la existencia de depósitos subglaciales (till basal, till deformado, etc.) y material depositado a partir de una placa de hielo y de témpanos. Estos autores identificaron una cuña de diamictitas acumulada en la zona donde el hielo se despega de la tierra firme y se transforma en una plataforma flotante (la llamada grounding line o línea de tierra). Lo más notable es que esta cuña se acumuló entre 5 y 10 km costa afuera del quiebre entre la plataforma externa y el talud, y para que esto fuera posible el nivel del mar debe haber descendido más de 1300 m. Luego, con el desenglazamiento, ascendió al menos esa misma magnitud para producir la transgresión que depositó las dolomías cuspidales por debajo de la base del tren de olas. Este, incluso, es un valor mínimo, pues no está contabilizado el ascenso de la plataforma por efecto del rebote isostático al derretirse la potente cobertura de hielo, lo que sumaría varios metros más de ascenso eustático. De acuerdo a la hipótesis snowball, semejante cambio del nivel de base sólo se puede explicar con una cobertura de hielo sobre los continentes de alrededor de 3000 metros y el desarrollo de plataformas de hielo sobre los océanos, generadas tanto por el congelamiento del agua superficial como por la cobertura, acumulación y compactación de la nieve.

Otro aspecto interesante de la secuencia de Namibia es que se observa claramente la transición entre las diamictitas y las dolomías cuspidales, la que está representada por un intervalo de alrededor de 10 m de espesor, de gran continuidad lateral, formado por flujos de detritos gradados, turbiditas calcáreas y areniscas con estra-



Figura 3.50. Columnas estratigráficas del tramo superior de la Formación Ghaub mostrando las facies características de la transición a las dolomías cuspidales representadas por el Miembro Bethanis (modificado y simplificado de Domack y Hoffman, 2011).

tificación *flaser* y *climbing*. Toda la unidad (Miembro Bethanis) contiene clastos caídos y bloques de calizas estromatolíticas de diverso tamaño provenientes de la erosión de la plataforma carbonática infrayacente (Fig. 3.50). Este intervalo de transición es importante porque marca el final de la glaciación en un escenario caracterizado por el masivo desprendimiento de icebergs desde el frente glaciario, generándose turbiditas y otras estructuras que reflejan una alta tasa de sedimentación y una fuerte inestabilidad del sustrato. El posterior ascenso del nivel del mar produjo la extensa transgresión que depositó las dolomías cuspidales en aguas someras y relativamente cálidas (base de la Formación Maieberg) las que, desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial, representan el cortejo transgresivo.

El estudio de Domack y Hoffman concluye que el modelo *snowball Earth* sigue brindando la explicación más sencilla de la reversión climática que puso fin al ciclo glacial, testimoniado por la rápida transición de las diamictitas a las dolomías cuspidales. En esencia, según estos autores, el desenglazamiento comenzó con el colapso de la plataforma de hielo en los mares tropicales, donde la lámina de hielo flotante debió ser 5 a 10 veces más delgada que sobre los continentes y en los mares de latitudes altas. Esto, a su vez, aceleró la retracción hacia el continente de la 'línea de tierra' y el desprendimiento de témpanos, como ocurre durante el verano en la banquisa de hielo que bordea el continente Antártico.

Haciendo un balance final, se puede decir que, si bien las evidencias de glaciación en las zonas tropicales son innegables, hay aspectos que no concuerdan del todo con la hipótesis snowball, como la gran variabilidad en el registro estratigráfico de los eventos glaciales, la comprobación de que las dolomías cuspidales se depositaron a una tasa más lenta de la supuesta y las dificultades del modelo simple de retroalimentación 'superficie de hielo-albedo'. Fairchild y Kennedy (2007) consideran necesario incorporar a este sistema de retroalimentación terrestre otros factores que también podrían estar ligados a una disminución de los gases invernadero, como el incremento en la meteorización tropical y el enterramiento del carbón orgánico. Un meduloso análisis de la dinámica climática del Criogeniano y su relación con los ciclos biogeoquímicos puede verse en el trabajo de Pierrehumbert et al. (2011).

Un último aspecto a considerar es la supervivencia de los seres vivos durante este escenario de 'congelamiento-achicharramiento' (*freezy-fry* según la expresión de Hoffmann y Schrag, 2000). En principio no es difícil de explicar, pues las cianobacterias fotosintéticas, las

algas y los protistas eucariotas son actualmente muy resistentes a condiciones físicas extremas y pueden haber sobrevivido en aguas cubiertas de hielo en las que se filtraba algo de luz solar, o en zonas no congeladas. Obviamente, los organismos que vivían en las zonas anóxicas ligadas a las fumarolas de las dorsales submarinas o en las profundidades oceánicas no fueron afectados por el congelamiento de las aguas superficiales.

Por otra parte, estudios detallados de los microfósiles contenidos en estratos depositados antes, durante y después de los eventos glaciales no han mostrado cambios significativos en la diversidad de la biota (Corsetti et al., 2006). En rocas expuestas en la base del Gran Cañón del Colorado (Grupo Chuar) se detectó una fuerte disminución en la diversidad de las acritarcas alrededor de 16 Ma antes del inicio de la gran glaciación, seguida de una correlativa expansión de las bacterias (Nagy et al., 2009). Dado que estas últimas se encontraron en rocas con alto contenido de carbón de origen biológico, se infiere un evento de eutrofización de los océanos (es decir abundancia de materia orgánica y empobrecimiento de oxígeno), lo que habría producido la crisis del fitoplancton. Se ha postulado, además, que el aislamiento geográfico de las poblaciones y las condiciones extremas imperantes habrían incentivado las innovaciones evolutivas que culminaron con la diversificación de los metazoos en la base del Cámbrico, poco después de finalizada la gran glaciación, aunque esto parece más discutible y ningún autor ha presentado evidencias en ese sentido.

#### 3.15 CRITERIOS PARA UNA ESCALA CRONOESTRATIGRÁFICA DEL PROTEROZOICO

La duración del Precámbrico es enormemente mayor que el resto del tiempo geológico: abarca el 88% de la historia de la Tierra! Sin embargo, fue a partir de las rocas post-precámbricas que se sentaron las bases de la geología histórica moderna, a pesar de representar el



**Figura 3.51.** Acritarcas acantomorfas del género *Tanarium* de la Formación Ura, este de Siberia, del Ediacariano inferior y medio (de Moczydlowska y Nagovitsin, 2012).

modesto 12% del tiempo restante. Esto se debió a que, durante muchos años, las rocas 'cristalinas' fueron virtualmente ignoradas por los geólogos y los estudios se centraron en las rocas estratificadas, ricas en fósiles y más semejantes a las que se forman en el presente. No fue hasta bien entrado el siglo 19 que se comenzó a prestar atención a la geología del 'basamento cristalino' debido a su enorme potencial minero. Pero para ello debieron implementarse nuevos métodos de estudio basados en la petrología, la geoquímica y la geología estructural, y, sobre todo, en el perfeccionamiento de las técnicas de datación isotópica. El rápido aumento de rocas fechadas en todos los escudos impuso rápidamente el uso de edades absolutas como criterio para subdividir las rocas precámbricas. Así, una subdivisión numérica o geocronométrica del Precámbrico fue formalmente aproba-



Figura 3.52. Arriba: límite entre los Sistemas Criogeniano y Ediacariano (línea roja) situado en el contacto entre la diamictita glacial Elatina y las dolomías cuspidales, sección estratigráfica de Flinders Range, sur de Australia. La capa volcánica por encima del límite (línea amarilla) sirvió para datarlo. Abajo: GSSP del mismo límite en Enorama Creek. La diamictita Elatina es la unidad inferior de color rojizo; la flecha marca el límite en la base de las dolomías de la Formación Nuccaleena.

da por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ISC) (Plumb, 1991). Como vimos al principio, la base del Proterozoico se fijó en 2,5 Ga y el eón fue subdividido en tres eras: Paleo, Meso y Neoproterozoica, fijándose el límite entre las dos primeras en 1,6 Ga, y entre las dos últimas en 1 Ga. A pesar de que se introdujeron una serie de nombres para los períodos de cada era (Sideriano, Rhyaciano, Criogeniano, etc.) sus límites son números 'redondos' (millones de años), es decir, están basadas en la escala de Edades Estratigráficas Globales Estandard (Global Standard Stratigraphic Ages, GSSA) (Fig. 3.1). No obstante, un número creciente de investigadores considera que el Precámbrico debería ser subdividido con criterios similares a los del Fanerozoico. Esta no es una tarea sencilla y, por ahora, solo es viable para la última parte del Neoproterozoico. En 2012 la Subcomisión de Estratigrafía del Neoproterozoico de la IUGS fue subdividida en dos subcomisiones, la de Estratigrafía del Criogeniano y la del Ediacariano, cuyo objetivo principal es definir estos sistemas en base a GSSPs y evaluar potenciales criterios para su correlación global.

En el Neoproterozoico los principales herramientas utilizadas son los eventos glaciales (de amplia extensión geográfica), la quimioestratigrafía y la estratigrafía

isotópica. Antes de la aparición de los primeros metazoos a fines del Proterozoico, los fósiles preservados (cianobacterias, algas, acritarcas) muestran escasas variaciones morfológicas en el tiempo por lo que no sirven para establecer correlaciones rigurosas, aunque últimamente ciertos microfósiles como las acritarcas acantomorfas se están utilizando con buenos resultados (Fig. 3.51). Las variaciones en la composición de los isótopos de carbono  $(\delta C^{13})$ , de estroncio  $(Sr^{87}/Sr^{86})$ y de azufre (S<sup>34</sup>) son cruciales para correlacionar los depósitos glaciales y establecer los límites entre unidades cronoestratigráficas, aunque todavía no hay una nomenclatura de aceptación unánime. El Vendiano, por ejemplo, es bastante utilizado en la literatura estratigráfica y, en general, se lo sinonimiza con el Ediacariano. Fue definido en

1951 en la cuenca de Moscú y su nombre proviene de la tribu eslava *Vend*. Se inicia con diamictitas glacimarinas y culmina con estratos portadores de faunas tipo Ediacara. En términos de jerarquía, el Vendiano sería una era, la que podría ser subdividida en dos sistemas, el Varangeriano (inferior) y el Ediacariano (superior) (Glaessner, 1983). Esta propuesta, sin embargo, no ha tenido consenso. En el Sur de China, en la plataforma de Yangtzé, se definió el Sistema Siniano, el que abarca el lapso 800-542 Ma. Ambos 'sistemas' solo son de uso regional y no tienen reconocimiento formal.

La primera unidad del Precámbrico definida formalmente mediante un estratotipo global de límite (GSSP) fue el **Sistema Ediacariano** (Knoll et al., 2006). Se inicia al finalizar la glaciación global Marinoana, a los 635 Ma y su base está indicada por la primera capa de caliza que sucede a las diamictitas de la Formación Elatina en Flinders Range, Australia del Sur (Fig. 3.52). Su tope queda definido por el inicio del Sistema Cámbrico. La subcomisión del Sistema Ediacariano considera las alternativas de dividirlo en dos o tres series (Xiao et al., 2016). En la división doble la serie inferior es separada de la superior por la glaciación Gaskiers. En base a la biota, la serie inferior estaría caracterizada por la



**Figura 3.53.** Esquema tripartito de subdivisión del Sistema Ediacariano, modificado de Narbonne et al. (2012) y Xiao et al. (2016). En este modelo la excursión negativa Shuran (EN1, *Ediacaran Negative excursion 1)* es correlacionada con la glaciación Gaskiers. Las líneas verticales muestran la distribución de la biota. Las edades radiométricas provienen de distintas fuentes. FES: primer piso Ediacariano; SES; segundo piso Ediacariano; TES: piso Ediacariano terminal.



**Figura 3.54.** Principales eventos que tuvieron lugar durante el Sistema Criogeniano y fines de Sistema Toniano (simplificado de Shield-Zhou et al., 2015).

abundancia de acritarcas acantomorfas (Fig. 3.53) y la superior por los típicos fósiles ediacarianos de cuerpo blando. En el esquema de tres series el Sistema Ediacariano queda dividido en una serie inferior caracterizada por la radiación inicial de los acantomorfos (son muy abundantes en la parte inferior de la Formación Dushantuo de China), una serie intermedia portadora de asociaciones de acritarcas más diversas, y una serie superior que contiene fósiles tipo Ediacara y tubos anillados calcificados como Cloudina o Sinotubulites (Grazhdankin, 2014; Narbonne et al., 2014). En este esquema tripartito las series media y superior están separadas por la glaciación Gaskiers. Las variaciones de la relación δC13 constituyen un elemento de correlación adicional aunque tienen el inconveniente de ser detectables sólo en rocas calcáreas y muchas sucesiones ediacarianas son siliciclásticas. Por otra parte, no está confirmada la relación de las excursiones isotópicas con eventos biológicos (evolutivos) o paleoclimáticos por lo que su carácter global es difícil de probar. Por su magnitud, una de las más utilizadas para la correlación quimioestratigráfica global es la excursión negativa Thuran que tuvo lugar entre 570 y 555 Ma.

El intervalo precedente fue referido al Sistema **Criogeniano** por la ocurrencia generalizada de eventos glaciales. Su comienzo había sido establecido tentativamente en 850 Ma (Knoll, 2000). Sin embargo, nuevas edades U-Pb y Re-Os confirmaron una edad de 717 Ma para el inicio de la glaciación en Canadá (Diamictita Rapitan) y una edad similar para depósitos glaciales de Omán (Rooney et al., 2015; Shield-Zhou et al., 2015). La correlación de este evento glacial está calibrada por una marcada excursión negativa del  $\delta C^{13}$  en las calizas infrayacentes seguida por una desviación de la curva a valores positivos en la base del Criogeniano (Fig. 3.54). Un criterio adicional de correlación es la aparición a escala global de microfósiles en forma de vaso entre los 770 y 740 Ma (Porter et al., 2003; Strauss et al., 2014). A pesar de los avances recientes aún se está lejos de lograr una subdivisión integral de los tiempos precámbricos basada en criterios puramente cronoestratigráficos.

## REFERENCIAS Y LECTURAS COMPLEMENTARIAS

- Aceñolaza, F.G. y Aceñolaza, G. 2005. La Formación Puncoviscana y unidades estratigráficas vinculadas en el Neoproterozoico-Cámbrico Temprano del noroeste argentino. Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 12: 65-87.
- Adorno, R.R. et al. (19 autores). 2017. Cloudina lucianoi (Beurlen & Sommer, 1957), Tamengo Formation, Ediacaran, Brazil: Taxonomy, analysis of stratigraphic distribution and biostratigraphy. Precambrian Research, 301: 19-35.
- Alkmim, F.F., Marshak, S. y Fonseca, M.A. 2001. Assembling West Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region. *Geology*, 29: 319-322.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. y Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1-29.
- Alvarenga, C.J.S. de, y Trompette, R. 1992. Glacially influenced sedimentation in the later Proterozoic of the Paraguay belt (Mato Grosso, Brazil). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 92: 85-105.
- Alvarenga, C.J.S. de, Figueiredo, M.F., Babinski, M y Pinho, F.E.C. 2007. Glacial diamictites of the Sierra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. *Journal* of South American Earth Sciences, 23: 236-241.
- Aspler, L.B. y Chiarenzelli, J.R. 1998. Two Neoarchean supercontinents? Evidence from the Paleoproterozoic. Sedimentary Geology, 120:75-104.
- Barley, M.E., Bekker, A. y Krapez, B. 2005. Late Archean to Early Paleoproterozoic global tectonics, environmental change and the rise of atmospheric oxygen. *Earth and Planetary Science Letters*, 238: 156-171.
- Bispo-Santos, F.D., Agrella-Filho, M.S., Pacca, L.L.G., Janikian, L., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Silva, J.A., Barros, M.A.S. y Pinho, F.E.C. 2008. Columbia revisited: Paleomagnetic results from the 1790 Ma Colíder volcanics (SW Amazonian Craton, Brazil). Precambrian Research, 164: 40-49.
- Bispo-Santos, F.D., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I.F., Elming, S.A., Janikiana, L., Vasconcelos, P.M., Perillo, B.M., Pacca, I.G., da Silva, J.A. y Barros, M.A.S. 2012. Tectonic implications of the 1419 Ma Nova Guarita mafic intrusives paleomagnetic pole (Amazonian Craton) on the longevity of Nuna. *Precambrian Research*, 196/197: 1-22.
- Blanco, G., Germs, G.J.B., Rajesha, H.M., Chemale Jr, F., Dussin, I.A. y Justino, D. 2011. Provenance and paleogeography of the Nama Group (Ediacaran to early Palaeozoic, Namibia): Petrography, geochemistry and U-Pb detrital zircon geochronology. *Precambrian Research*, 187: 15-32.
- Blättler C.L. et al. 2018. Two-billion-year-old evaporites capture Earth's great oxidation. *Science*. doi: 10.1126/science.aar2687
- Bleeker, W. 2004. Towards a 'natural' time scale for the Precambrian A proposal. Lethaia, 37: 219-222.
- Bodiselitsch, B., Koeberl, C., Master S. y Reimold, W.U. 2005. Estima-

ting duration and intensity of Neoproterozoic Snowball glaciations from Ir anomalies. *Science*, 308: 239-42.

- Boggiani, C.P. y Coimbra, A.M. 1998. Evolução da Bacia Corumbá (Neoproterozoico) no contexto de rift-drift do Supercontinente Pannotia. *Congreso Uruguayo de Geología*, 2: 259-262.
- Bouougri, El H. y Porada, H. 2007. Siliciclastic biolaminites indicative of widespread microbial mats in the Neoproterozoic Nama Group of Namibia. *Journal of African Earth Sciences*, 48: 38-48.
- Brito Neves, B.B. 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: Diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 270-286.
- Brito Neves, B.B., Campos Neto, M.C. y Fuck, R. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-166.
- Brockmann, C., Castaños, A., Suárez-Soruco, R. y Tomasi, P. 1972. Estudio geológico de la Cordillera Oriental de los Andes en la zona central de Bolivia (región del Chapare). *Boletín de la Sociedad Geológica Boliviana*, 18: 3-36.
- Buatois, L.A. y Mángano, M.G. 2003. La icnofauna de la Formación Puncoviscana en el noroeste argentino: la colonización de fondos oceánicos y reconstrucción de paleoambientes y paleoecosistemas de la transición precámbrica-cámbrica. *Ameghiniana*, 40: 103-117.
- Budyko, M.I. 1969. The effects of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus*, 21: 611-619.
- Burzynski, G. y Narbonne, G.M. 2015. The discs of Avalon; relating discoid fossils to frondose organisms in the Ediacaran of Newfoundland, Canada. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 434: 34-45.
- Cai, Y., Schiffbauer, J.D., Hua, H. y Xiao, S. 2011. Morphology and paleoecology of the late Ediacaran tubular fossil *Conotubus hemiannulatus* from the Gaojiashan Lagerstätte of southern Shaanxi Province, South China. *Precambrian Research*, 191: 46-57.
- Calver, C.R., Black, L.P., Everard, J.L. y Seymour, D.B. 2004. U-Pb age constraints on late Neoproterozoic glaciation in Tasmania. *Geology*, 33: 893-896.
- Canfield, D.E., Pulton, S.W. y Narbonne, G.M. 2007. Late-Neoproterozoic deep-ocean oxygenation and the rise of animal life. *Science*, 315: 92-95.
- Cawood, P.A. 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Palaeozoic. *Earth-Science Reviews*, 69: 249-279.
- Chen, Z., Chen, X., Zhou, Ch., Yuan, X. y Xiao, S. 2018. Late Ediacaran trackways produced by bilaterian animals with paired appendages. *Science Advances*, 4: 1-8.
- Cheney, E.S. 1996. Sequence stratigraphy and plate tectonic significance of the Transvaal succession of southern Africa and its equivalent in western Australia. *Precambrian Research*, 79: 3-24.
- Clapham, M.E. y Narbonne, G.M. 2002. Ediacaran epifaunal tiering. Geology, 30: 627-630.
- Condon, D.J., Prave, A.R. y Benn, D.I. 2002. Neoproterozoic glacial-rainout intervals: Observations and implications. *Geology*, 30: 35-38.
- Cordani, U.G., Sato, K., Texeira, W., Tessinari, C.G. y Basei, M.A.S. 2000. Crustal evolution of the South American Platform. En: Cordani, U.G. y otros (eds.), *Tectonic evolution of South America*, pp. 19-40. 31º International Geologic Congress, Rio de Janeiro.
- Cordani, U.G., Cardona, A., Jiménez, D.M., Liu, D. y Nutman, A.P. 2005. Geochronology of Proterozoic basement inliers in the Colombian Andes: tectonic history of remnants of a fragmented Grenville belt. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (eds.) *Terrane processes at the margins of Gondwana*. Geological Society London, Special Publication, 246: 329-346.
- Cordani, U.G., Texeira, W., Agrella-Filho, M.S. y Trinidade, R.I. 2009. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, 15: 396-407.

Corsetti, F.A., Olcott, A.N. y Bakermans, C. 2006. The biotic response

to Neoproterozoic snowball Earth. *Palaeogeography, Palaeoclima-tology, Palaeoecology,* 232: 114-130.

Cortijo, I., Martí Mus, M., Jensen, S. y Palacios, T. 2010. A new species of *Cloudina* from the terminal Ediacaran of Spain. *Precambrian Research*, 176: 1-10.

Dalla Salda, L., de Barrio, R.E., Echeveste, H.J. y Fernández, R.R. 2005. El basamento de las Sierras de Tandilia. En: de Barrio, R.O. y otros (eds.), *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. Relatorio 16º Congreso Geológico Argentino, pp. 31-50.

- Dalmayrac, B., Lancelot, J.R. y Leyreloup, A. 1977. Two-billion-year granulites in the late Precambrian metamorphic basement along the southern Peruvian coast. *Science*, 198: 49-51.
- Dalziel, I.W.D. 1991. Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19: 598-601.
- Dalziel, I.W.D. 1997. Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Bulletin Geological Society of America*, 109: 16-42.
- Domack, E.W. y Hoffman, P.F. 2011. An ice grounding-line wedge from the Ghaub glaciation (635 Ma) on the distal foreslope of the Otavi carbonate platform, Namibia, and its bearing on the snowball Earth hypothesis. *Geological Society of America Bulletin*, 123: 1448-1477.
- Donoughe, P.C. y Antcliffe, J.B. 2010. Origins of multicellularity. *Nature*, 466: 41-42.
- Droser, M.L., Jensen, S. y Gehling, J.G. 2002. Trace fossils and substrates of the terminal Proterozoic-Cambrian transition: implications for the record of early bilaterians and sediment mixing. *Proceedings of the National Academy of Science*, 99: 12572-12576.
- Eerola, T.T. 2001. Climatic change at the Neoproterozoic-Cambrian transition. En: Zhuralev. A.Y y Riding, R. (eds.) *The Ecology of the Cambrian Radiation*. Columbia University Press, pp. 90-106.
- El Albani, A. y otros (20 autores) 2010. Large colonial organisms with coordinated growth in oxygenated environments 2.1 Gys ago. *Nature*, 466: 100-103.
- Escayola, M.P., Ramé, G.A. y Kraemer, P.E. 1996. Caracterización y significado geotectónico de las fajas ultramáficas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. 13<sup>e</sup> Congreso Geológico Argentino y 3<sup>e</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 3: 421-438.
- Escayola, M.P., van Staal, C.R. y Davis, W. 2011, The age and tectonic settingof the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionarycomplex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 438-459.
- Evans, A.D. y Mitchel, R.N. 2011. Assembly and breakup of the core of Paleoproterozoic-Mesoproterozoic supercontinent Nuna. *Geology*, 38: 443-446.
- Eyles, N. y Januszczak, N. 2004. 'Zipper Rift':a tectonic model for Neoproterozoic glaciations during the breakup of Rodinia after 750 Ma. *Earth-Science Reviews*, 65: 1-73.

Fairchild, I.J. y Kennedy, M.J. 2007. Neoproterozoic glaciation in the Earth System. Journal of the Geological Society, London, 164: 895-921.

- Font, E., Nédelec, A., Trinidade, I. y Moreau, C. 2010. Fast or slow melting of the Marinoan snowball Earth? The cap dolostone record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 295: 215-225.
- Gaucher, C. 2000. Sedimentology, palaeontology and stratigraphy of the Arroyo del Soldado Group (Vendian to Cambrian, Uruguay). *Beringeria*, 26: 1-120.
- Gaucher, C. y Germs, G.J.B. 2003. Acritarch biostratigraphy and correlations of the late Vendian Congo Caves Group, Saldania Belt (South Africa). *III International Colloquium Vendian-Cambrian of W-Gondwana*. Cape Town University.
- Gaucher, C., Boggiani, P.C., Sprechmann, P., Sial, A.N. y Fairchild, T.R. 2003. Integrated correlation of the Vendian Arroyo del Soldado and Corumbá Groups (Uruguay and Brazil): palaeogeographic, palaeoclimatic and palaeobiologic implications. *Precambrian Rese*-

arch, 120: 241-278.

- Gaucher, C., Nóbrega Sial, A., Blanco, G. y Sprechmann, P. 2004. Chemostratigraphy of the lower Arroyo del Soldado Group (Vendian, Uruguay) and palaeoclimatic implications. *Gondwana Research*, 3: 715-730.
- Gaucher, C., Poiré, D.G., Gómez Peral, L. y Chiglino, L. 2005a. Litoestratigrafía, bioestratigrafía y correlaciones de las sucesiones sedimentarias del Neoproterozoico-Cámbrico del cratón de Río de la Plata (Uruguay y Argentina). Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis, 12: 145-190.
- Gaucher, C., Frimmel, H.E. y Germs, G.J.B. 2005b. Organic-walled microfossils and biostratigraphy of the upper Port Nolloth Group (Namibia): implications for latest neoproterozoic glaciations. *Geological Magazine*, 142: 539-559.
- Gehling, J.G. y Droser, M.L. 2009. Textured organic surfaces associated with the Ediacara biota in South Australia. *Earth-Science Reviews*, 96: 196-206.
- Germs, G.J.B., Miller, R.M., Frimmel, H.E., Gaucher, C. 2009. Syn to late Orogenic Sedimentary basins of Southwestern Africa. En: Gaucher, C., Sial, A.N., Halverson, G. y Frimmel, H. (eds.) Developments in Precambrian Geology, Neoproterozoic–Cambrian Tectonics, Global Change and Evolution: a Focus on Southwestern Gondwana. Developments in Precambrian Geology, 16: 183-203. Elsevier.
- Glaessner, M.F. 1984. Stratigraphic classification and nomenclature of the Precambrian-Cambrian transition. *Geological Magazine*, 121: 139-142.
- Glaessner, M.F. y Wade, M. 1966. The late Precambrian fossils from Ediacara, South Australia. *Palaeontology*, 9: 599-628.
- González de Juana, C., Iturralde de Arocena, J.A. y Picard, X. 1980. Geología de Venezuela y de sus cuencas petrolíferas. Tomo 1, Capítulo II. Precámbrico, pp. 31-94. Ediciones Foninves, Caracas.
- Grant, S.W.F. 1990. Shell structure and distribution of *Cloudina*, a potential index fossil for the terminal Proterozoic. En: Knoll, A.H. y Ostrom, J.H. (eds.) Proterozoic evolution and environments. *American Journal of Science*, 290-A: 261-294.
- Grazhdankin, D. 2014. Patterns of evolution of the Ediacaran softbodied biota. *Journal of Paleontology*, 88: 269-283.
- Grazhdankin, D. y Verdes, G. 2007. Ediacaran microbial colonies. Lethaia, 40: 201-210.
- Grotzinger, J.P. 1990. Geochemical model for Proterozoic stromatolite decline. En: Knoll, A.H. y Ostrom, J.H. (eds.) Proterozoic evolution and environments. *American Journal of Science*, 290-A: 80-103.
- Grotzinger, J.P., Adams, E.W. y Schröder, S. 2005. Microbial-metazoan reefs of the terminal Proterozoic Nama Group (c. 550-543 Ma), Namibia. *Geological Magazine*, 142: 499-517.
- Harland, W.B. y Rudwick, M.J.S. 1964. The Great Infra-Cambrian glaciation. Scientific American, 211: 28-36.
- Hartz, E.H. y Torsvik, T.H. 2002. Baltica upside down: A new plate tectonic model for Rodinia and the Iapetus Ocean. *Geology*, 30: 255-258.
- Hatcher, R.D. 1978. Tectonics of the western Piedmont and Blue Ridge, southern Appalachian: review and speculations. *American Journal* of Science, 278: 276-304.
- Hatcher, R.D. 1989. Tectonic synthesis of the U.S. Appalachians. En: Hatcher, R.D., Thomas, W.A. y Viele, G.W. (eds.) The Appalachian-Ouachita Orogen in the United States. *The Geology of North America*, Geological Society of America, F -2: 511-535.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science*, 252: 1409-1411.
- Hoffman, P.F. 2009. Pan-glacial—a third state in the climate system-Geology Today, 25 (3): 100-107.
- Hoffman, P.F. y Mountjoy, E.W. 2001. Namacalathus-Cloudina assemblage in Neoproterozoic Miette Group (Bing Formation), British Columbia: Canada's oldest shelly fossils. Geology, 29: 1091-1094.
- Hoffman, P.F. y Schrag, D.P. 2000. The Snowball Earth. Scientific American, 282: 62-75.

Hoffman, P.F. y Schrag, D.P. 2002. The snowball Earth hypothesis: tes-

ting the limits of global change. Terra Nova, 14: 129-155.

- Hoffman, P.F, Condon, D.J., Bowring, S.A. y Croeley, J.L. 2004. U-Pb zircon date from the Neoproterozoic Ghaub Formation, Namibia: constraints on Marinoan glaciation. *Geology*, 32: 817-820.
- Ivanov, A.V., Mazukabzov, A.M., Stanevich, A.M., Palesskiy, S. y Kozmenko, O.A. 2013. Testing the snowball Earth hypothesis for the Ediacaran. *Geology*, 41: 787-790.
- Jezek, P. 1990. Análisis sedimentológico de la Formación Puncoviscana entre Tucumán y Salta. INSUGEO, Serie Correlación Geológica, 4: 9-36.
- Jones, J.P. 1985. The southern border of the Guaporé Shield in western Brazil and Bolivia: an interpretation of its geologic evolution. *Precambrian Research*, 73: 27-49.
- Karlstrom, K.E., Harlan, S.S., Eilliams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W. y Ahäll, K. 1999. Refining Rodinia: Geological evidence for the Australia-Western U.S. connection in the Proterozoic. GSA Today, 9: 1-7.
- Kasting, J.E. 2005. Methane and climate during the Precambrian Era. Precambrian Research, 137: 119-129.
- Kennedy, M.J. y Christie-Blick, N. 2011. Condensation origin for Neoproterozoic cap carbonates during deglaciation. *Geology*, 39: 319-322.
- Kirschvink, J.L. 1992. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: The snowball Earth. En: Schopf, J.W. y otros (eds.), *The Proterozoic Biosphere*. Cambridge University Press, pp. 51-52.
- Knoll, A.H. 2000. Learning to tell Neoproterozoic time. Precambrian Research, 100: 3-20.
- Knoll, A.H., Walter, M.R., Narbonne, G.M. y Christie-Blick, N. 2006. The Ediacarian Period: a new addition to the geologic time scale. *Lethaia*, 39: 13-30.
- Kraemer, P.E., Escayola, M.P. y Martino, R.D. 1995. Hipótesis sobre la evolución tectónbica neoproterozoica de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50: 47-59.
- Laflamme, M y Narbonne, G.M. 2008. Ediacaran fronds. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 248: 162-179.
- Leal, P.R., Hartmann, L.A., Santos, J.O.S., Miró, R.C., Ramos, V.A. 2003. Volcanismo postorogénico en el extremo norte de las Sierras Pampeanas Orientales: Nuevos datos geocronológicos y sus implicancias tectónicas. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 58: 593-607.
- Le Heron, D.P., Cox, G.M., Trundley, A. y Collins, A.S. 2011. Two Cryogenian glacial successions compared: Aspects of the Sturt and Elatina sediment records of South Australia. *Precambrian Research*, 186: 147-168.
- Li, Z.X., Bogdanova, S.V., Collins, A.S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R.E., Fitzsimons, I.C.W., Fuck, R.A., Gladkochub, B.D., Jacobs, J., Karlstrom, K.E., Lul, S., Natapov, L.M., Pease, V., Pisarevsky, S.A., Thrane, K. y Vernikovsky, V. 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research*, 160: 179-210.
- Li, C., Love, G.D., Lyons, T.W., Fike, D., Sessiones, A.L. y Chu, X. 2010. A stratified redox model for the Ediacaran Ocean. *Science*, 328: 80-83.
- Mángano, M.G. y Buatois, L. 2007. La colonización de los fondos marinos en la transición Proterozoico-Cámbrico. Ameghiniana 50º Aniversario, Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 11: 9-12.
- Margulis, L. 1981. Symbiosis in cell evolution. Life and its Environment on the Early Earth. W.E. Freeman, 479 p.

McMenamin, M.A.S. 1986. The Garden of Ediacara. *Palaios*, 1: 178-182. Meert, J.G. y Santosh, M. 2017. The Columbia supercontinent revisited.

- Gondwana Research, 50: 67-83. Melezhik, V.A. 2006. Multiple causes of Earth's earliest global glacia-
- tion. Terra Nova, 18: 130-137.
- Merdith, A.S., Collins, A.S., Williams, S.E., Pisarevsky, S., Fodenc, J.D., Archibald, D.B., Blades, M.L., Alessio, B.L., Armistead, S., Plavsa, D., Clark, C. y Dietmar Müller, R. 2017. A full-plate global recons-

truction of the Neoproterozoic. Gondwana Research, 50: 84-134.

- Mirré, J.C. y Aceñolaza, F.G. 1972. El hallazgo de Oldhamia sp. (traza fósil) y su valor como evidencia de edad cámbrica para el supuesto Precámbrico del borde occidental del Aconquija, Prov. de Catamarca. Ameghiniana, 9: 72-78.
- Moczydlowska, M. y Nagovitsin, K.E. 2012, Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberi. *Precambrian Research*, 198–199: 1-24.
- Moores, E.M. 1991. Southwest U.S.-East Antarctic (SWEAT) connection: An hypothesis. *Geology*, 19: 425-428.
- Murphy, J.B., Pisarevsky, S.A., Nance, R.D. y Keppie, J.D. 2004. Neoproterozoic-Early Paleozoic evolution of peri-Gondwanan terranes: implications for Laurentia-Gondwana connections. *International Journal of Earth Sciences*, 93: 659-682.
- Nagy, R.M., Porter, S.M., Dehler, C.M. y Shen, Y. 2009. Biotic turnover driven by eutrophication before the Sturtian low-latitude glaciation. *Nature Geoscience*, 2: 414-417.
- Narbonne, G.M. 1998. The Ediacaran biota: A terminal Neoproterozoic experiment in the evolution of life. *GSA Today*, 8: 1-6.
- Narbonne, G.M. 2010. Ocean chemistry and early animals. *Science*, 328: 53-54.
- Narbonne, G.M., Xiao, S. y Shields, G.A. 2012. The Ediacaran Period, En: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Schmitz, M. y Ogg, G. (eds.), Geological Time Scale 2012. Oxford, Elsevier, pp. 413-435.
- Narbonne, G.M., Laflamme, M., Trusler, P.W., Dalrymple, R.W. y Greentree, C. 2014. Deep-water Ediacaran fossils from northwestern Canada: taphonomy, ecology, and evolution. *Journal of Paleontology*, 88: 207-223.
- Neuweiler, F., Turner, E.C. y Burdige, D.J. 2009. Early Neoproterozoic origin of the metazoan clade recorded in carbonate rock texture. *Geology*, 37: 475-478.
- Ogg, J.G. 2004. Status of divisions of the International Geologic Time Scale. *Lethaia*, 37: 183-199.
- Omarini, R.H., Sureda, R.J., Götze, J.H., Seilacher, A. y Pflügel, F. 1999. Puncoviscana folded belt in northwestern Argentina: Testimony of Late Proterozoic Rodinia fragmentation and pre-Gondwana collisional episodes. *International Journal of Earth Sciences*, 88: 76-97.
- Oriolo, S., Oyhantçabal, P., Wemmer, K. y Siegesmund, S. 2017. Contemporaneous assembly of Western Gondwana and final Rodinia break-up: Implications for the supercontinent cycle. *Geoscience Frontiers*, 8: 1431-1445.
- Pankhurst, R.B., Ramos, V.A. y Linares, E. 2003. Antiquity of the Río de La Plata craton in Tandilia, southern Buenos Aires province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 16: 5-13.
- Parfrey, L.W., Lahr, D.J.G., Knoll, A.H. y Katz, L.A. 2011. Estimating the timing of early eukaryotic diversification with multigene molecular clocks. *Proceedings on the National Academy of Science*, 108: 13624-13629.
- Pierrehumbert, R.T., Abbot, D.S., Voigt, A. y Knoll, D. 2011. Climate of the Neoproterozoic. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 39: 417-460.
- Plumb, K.A. 1991. New Precambrian Time Scale. Episodes, 14: 139-140.
- Poiré, D.G. 2004. Sedimentary history of the Neoproterozoic of Olavarría, Tandilia System, Argentina: new evidence from their sedimentary sequences and unconformities. A 'Snowball Earth' or a 'phantom glacial'? First Symposium on Neoproterozoic-Early Paleozoic events in SW Gondwana, pp. 46-48.
- Poiré, D.G. y Spalletti, L.A. 2005. La cubierta sedimentaria Precámbrica-Paleozoica inferior del Sistema de Tandilia. En: De Barrio, R.O. y otros (eds.) Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires. *Relatorio 16º Congreso Geológico Argentino*, pp. 51-68.
- Porter, S.M., Meisterfeld, R. y Knoll, A.H. 2003, Vase-shaped microfossils from the Neoproterozoic Chuar Group, Grand Canyon: a classification guided by modern testate amoebae. *Journal of Paleon*tology, 77: 409-429.

Powell, C.M. y Pisarevsky, S.A. 2002. Late Neoproterozoic assembly of

East Gondwana. Geology, 30: 3-6.

- Powell, C.M., Dalziel, I.W.D., Li, Z.X. y McElhinny, M.W. 1995. Did Pannotia, the latest Neoproterozoic southern supercontinent really exist? *Transactions of the American Geophysical Union*, 76: 172.
- Ramos, V.A. 1988. Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America-A collisional history. *Episodes*, 11: 168-174.
- Ramos, V.A. 2008. The basement of the Central Andes: The Arequipa and related terranes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 36: 289-324.
- Ramos, V.A. 2010. The Grenville-age basement of the Andes. Journal of South American Earth Sciences, 29: 77-91.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Kay, S.M. y McDonough, M. 1983. La orogénesis de Grenville en las Sierras Pampeanas occidentales: La Sierra de Pie de Palo y su integración al supercontinente Proterozoico. 12º Congreso Geológico Argentino y 2º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3343-357.
- Ramos, V.A., Vujovich, G., Martino, R.D. y Otamendi, J. 2010. Pampia: A large cratonic block missing in the Rodinia supercontinent. *Journal of Geodynamics*, 50: 243-255.
- Rapalini, A.E. 2018. The Assembly of Western Gondwana: Reconstruction Based on Paleomagnetic Data. En: Siegesmund, S. et al. (eds.), *Geology of Southwest Gondwana*, Regional Geology Reviews. https: //doi.org/10.1007/978-3-319-68920-3\_1
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J., Galindo, C. y Fanning, C.M. 1998. The Pampean Orogeny of the southern proto-Andes: Cambrian continental collision in the Sierras de Córdoba. En: Pankhurst, R.J. y Rapela, C.W. (eds.) The proto-Andean margin of Gondwana. *Geological Society, London, Special Publications*, 142: 181-217.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E., González Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth Science Reviews*, 83: 49-82.
- Rast, N. y Kohles, K.M. 1986. The origin of the Ocoee Supergroup. American Journal of Science, 286: 593-616.
- Reis, H.L.S., Suss, J.F., Fonseca, R.C.S. y Alkmim, F.F. 2017. Ediacaran forebulge grabens of the southern São Francisco basin, SE Brazil: Craton interior dynamics during West Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 302: 150-170.
- Rogers, J.J.W. y Santosh, M. 2002. Configuration of Columbia, a Mesoproterozoic supercontinent. *Gondwana Research*, 5: 5-22.
- Rogov, V., Marusin, V., Bykova, N., Goy, Y., Nagovitsin, K., Kochnev, B., Karlova, G. y Grazhdankin, D. 2012. The oldest evidence of bioturbation on Earth. *Geology*, 40: 395-398.
- Schirrmeister, B.E., Gugger, M. y Donoghue, P.C.J. 2015. Cyanobacteria and the Great Oxidation Event: Evidence from genes and fossils. *Palaeontology*, 58: 769-785.
- Sears, J.W. y Price, R.A. 2000. New look at the Siberian connection. No SWEAT. Geology, 28: 423-426.
- Seilacher, A. 1992. Vendobionta and Psammocorallia. Journal of the Geological Society London, 149: 607-613.
- Seilacher, A. 1999. Biomat-related lifestyles in the Precambrian. Palaios, 14: 86-93.
- Sergeev, V.N., Knoll, A.H. y Grotzinger, J.P. 1995. Paleobiology of the Mesoproterozoic Byllyakh Group, Anabar Uplift, Northern Siberia. *Journal of Paleontology*, 69, Memoir 39: 1-37.
- Shen, Y., Zhang, T. y Hoffman, P. 2008. On the coevolution of Ediacaran oceans and animals. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 105: 7376-7381.
- Shields, G.A. 2005. Neoproterozoic cap carbonates: a critical appaisal of existing models and the plumeworld hypothesis. *Terra Nova*, 17: 299-310.
- Shields-Zhou, G.A. y Och, L. 2011. The case for a Neoproterozoic Oxygenation Event: Geochemical evidence and biological consequences. GSA Today, 21: 4-11.
- Shields-Zhou, G.A., Porte, S. y Halverson, G.P. 2015. A new rockbased definition for the Cryogenian Period (circa 720–635 Ma).

Episodes, 39 (1).

- Stern, R.J., Avigad, D., Miller, N.R. y Beyth, M. 2006. Evidence for the Snowball Earth hypothesis in the Arabian-Nubian Shield and the East African orogen. *Journal of African Earth Sciences*, 44: 1-20.
- Strauss, J.V., Rooney, A.D., Macdonald, F.A., Brandon, A.D. y Knoll, A.H. 2014. 740 Ma vase-shaped microfossils from Yukon, Canada: Implications for Neoproterozoic chronology and biostratigraphy. *Geology*, 42: 659-662.
- Texeira, W., Geraldes, M.C., Matos, R., Ruiz, A.S., Saes, G. y Vargas-Matos, G. 2010. A review of the tectonic evolution on the Sunsas belt, SW Amazonian Craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 29: 47-60.
- Trompette, R. 1996. Temporal relationships between cratonization and glaciation: The Vendian-early Cambrian glaciation in Western Gondwana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123: 373-383.
- Trompette, R., Alvarenga, C.J.S. y Wade, D. 1998. Geological evolution of the Neopreoterozoic Corumba graben system. Depositional context of the stratified Fe and Mn ores in the Jacadigo Group. *Journal of South American Earth Sciences*, 3: 587-597.
- Van Iten, H., Marques, A.C., De Moraes Leme, J., Forancelli Pacheco, M.L.A., y Guimaraes Simoes, M. 2014. Origin and early diversification of the Phylum Cnidaria Verrill: Mayor developments in the analysis of the taxon's Proterozoic-Cambrian history. *Palaeontology*, 57: 677-690.
- Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Benedetto, J.L. y Borghi. P.A. 2007. The first shelly fauna from metamorphic rocks of the Sierras Pampeanas (La Cébila Formation, Sierra de Ambato, Argentina): age and paleogeographical implications. *Ameghiniana*, 44: 493-498.
- Warren, L.V., Quaglio, F., Riccomini, C., Simões, M.G., Poiré, D.G., Strikis, N.M., Anelli, L.E. y Strikis, P.C. 2014. The puzzle assembled: Ediacaran guide fossil Cloudina reveals an old proto-Gondwana seaway. *Geology*, 42: 391-394.
- Williams, G.E. 1975. Late Precambrian glacial climate and the Earth's obliquity. *Geological Magazine*, 112: 441-465.
- Williams, G.E. 1998. Precambrian tidal and glacial clastic deposits: implications for Precambrian Earth-Moon dynamics and palaeoclimate. *Sedimentary Geology*, 120: 55-74.

- Williams, H., Hoffman, P.F., Lewry, J.F., Monger, J.W. y Rivers, T. 1991. Anatomy of North America: thematic portrayals of the continent. *Tectonophysics*, 187: 117-134.
- Wingate, M.T.F., Pisarevsky, S.A. y Evans, D.A.D. 2002. Rodinia connextions between Australia and Laurentia: no SWEAT, no AUSWUS? *Terra Nova*, 14: 121-128.

- Wood, R.A. 2011. Paleoecology of the earliest skeletal metazoan communities: Implications for early biomineralization. *Earth-Science Reviews*, 106: 184-190.
- Xiao S. y Knoll, A.H. 2000. Phosphatized animal embryos from the Neoproterozoic Doushantuo Formation at Weng'an, Guizou, South China. *Journal of Paleontology*, 74: 767-788.
- Xiao, S., Hagadorn, J.W., Zhou, C. y Yuan, X. 2007. Rare helical spheroidal fossils from the Doushantuo lagerstätte: Ediacaran animal embryos come of age? *Geology*, 35: 115-118.
- Xiao,S., Narbonne, G.M., Zhou, C., Laflamme, M., Grazhdankin, D.V., Moczydlowska-Vidal, M. y Cui, H. 2016. Towards an Ediacaran Time Scale: Problems, Protocols, and Prospects. *Episodes*. DOI: 10.18814/epiiugs/2016/v39i4/103886.
- Yonkee, W.A., Dehler, C.D., Link, P.K., Balgord, E.A., Keeley, J.A., Hayes, D.S., Wells, M.L., Fanning, C.M. y Johnston, S.M. 2014. Tectono-stratigraphic framework of Neoproterozoic to Cambrian strata, west-central U.S.: Protracted rifting, glaciation, and evolution of the North American Cordilleran margin. *Earth-Science Reviews*, 136: 59–95.
- Yoshida, M., Windley, B. y Dasgupta, S. (eds.) 2003. Proterozoic East Gondwana: Supercontinent Assembly and Breakup. Geological Society, London, Special Publications 206: 463 p.
- Zahirovic, S., Müller, R.D., Seton, M. y Flament, N. 2015. Tectonic speed limits from plate kinematic reconstructions. *Earth and Planetary Science Letters*, 418: 40-52.
- Zhao, G., Sun, M., Wilde, S.A. y Li, S. 2004. A Paleo-Mesoproterozoic supercontinent: Assembly, growth and breakup. *Earth-Science Reviews*, 67: 91-123.

Wood, R.A. 1999. Reef Evolution. Oxford University Press, 414 p.