

TRACCIÓN DE LOSA EN EL MARGEN BOREAL DEL OCÉANO PALEOTETIS Y DEFORMACIÓN EN EL INTERIOR DE GONDWANA (INCLUYENDO EL CORDÓN PLEGADO DE VENTANA)

Haroldo VIZÁN¹, Claudia PREZZI¹, María S. JAPAS¹, María A. VAN ZELE¹, Silvana E. GEUNA¹ y Emiliano M. RENDA¹

¹ CONICET-Universidad de Buenos Aires. Instituto de Geociencias Básicas, Aplicadas y Ambientales (IGeBA), Fac. de Cs. Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires. Departamento de Ciencias Geológicas. Pabellón 2. Ciudad Universitaria. C 1428EGA.
E-mail: haroldo@gl.fcen.uba.ar

RESUMEN

Durante el Paleozoico tardío tuvieron lugar varios procesos tectónicos en el interior de Pangea que generaron estructuras reconocidas en diferentes lugares de nuestro planeta. Con el objetivo de relacionar estos procesos con factores geodinámicos, se realizaron reconstrucciones paleogeográficas absolutas de Gondwana utilizando datos paleomagnéticos para dos lapsos: 1) Pensilvaniano (Carbonífero tardío)-Guadalupiano (Pérmico medio) y 2) Lopingiano (Pérmico tardío)-Triásico medio. Para lograr un mejor ajuste de los polos paleomagnéticos de Gondwana se consideraron distintos dominios litosféricos separados por fajas deformadas localizadas a lo largo de arcos de circunferencia. A través de las reconstrucciones se obtuvieron vectores de desplazamiento que indicarían un movimiento SO-NE de diferentes dominios de Gondwana. Desde el punto de vista geodinámico, durante el Paleozoico tardío, el manto terrestre habría presentado una gran zona de sumidero en el hemisferio en el que se habría ensamblado Pangea a través de la unión de Gondwana con Laurasia. Así se habría cerrado el océano Reico y habría permanecido activa una zona de subducción en el margen boreal del océano Paleotetis. La tracción de losa en este margen habría generado diferentes procesos tectónicos. En Gondwana Occidental, la tracción de losa mencionada, habría provocado rotaciones antihorarias diferenciales de distintos dominios litosféricos a través de megazonas de fallas transcurrentes. Este proceso habría inducido flujos toroidales en el manto, cuyos vórtices se habrían ubicado en los centros de los arcos a lo largo de los cuales se habrían canalizado los desplazamientos laterales entre los dominios. Estos movimientos, junto con un rápido desplazamiento sur-norte de Pangea, habrían tenido importancia en la deformación de distintas localidades para las que se han sugerido direcciones de esfuerzos SO-NE coherentes con las orientaciones de los vectores de desplazamiento calculados. Entre estas localidades se encontraría el Cordón Plegado de Ventana.

Palabras clave: *Gondwana, geodinamia, deformación intra-placa, flujo toroidal*

ABSTRACT

Slab pull in the northern margin of Paleothetys ocean and internal deformation in Gondwana (including Ventana fold belt)

During the late Paleozoic several tectonic processes took place within Pangea generating structures known in different parts of our planet. In order to relate these processes to geodynamic causes, absolute paleoreconstructions of Gondwana were performed, using paleomagnetic data, for two time spans: 1) Pennsylvanian (Late Carboniferous)-Guadalupian (Middle Permian) and 2) Lopingian (Late Permian)-Middle Triassic. To achieve a better fit of Gondwana paleopoles different lithospheric domains separated by deformed belts located along circumference arcs were considered. Through the reconstructions, displacement vectors that indicate a SW-NE movement of different Gondwana domains were determined. During the Late Paleozoic, the mantle would have presented a large downwelling area in the hemisphere where Pangea was assembled through the union of Gondwana with Laurasia. Thus, the Rheic ocean would have closed and an active subduction zone would have remained active in the northern margin of the Paleothetys ocean. The slab pull in this margin would have generated different tectonic processes. In Western Gondwana, the mentioned slab pull would have caused counterclockwise rotations of different lithospheric domains through strike-slip mega-fault zones. This process would have induced toroidal flows in the mantle, whose vortices would have been located at the centers of the arcs along which the lateral displacements between the domains would have been channelized. These movements, coupled with a fast south-north displacement of Pangea, would have had vital importance in the deformation of different localities for which SW-NE directions of stress coherent with the orientation of the calculated displacement vectors have been suggested. The Ventana fold belt would be one of these localities.

Keywords: *Gondwana, geodynamics, intraplate deformation, toroidal flux*

INTRODUCCIÓN

La formación de Pangea y su posterior desmembramiento dieron lugar a varios eventos de deformación que dejaron su impronta en la litosfera continental. Muchos de estos eventos ocurrieron cuando este supercontinente se encontraba ensamblado y en el presente trabajo se discutirá la posible manifestación de dichos eventos de deformación a lo largo de zonas de debilidad cortical correspondientes a antiguas regiones de sutura entre cratones o entre cratones y terrenos. El proceso geodinámico a escala global responsable de estos eventos de deformación, sería consecuencia de la gran tracción de losa (*slab pull*, Forsyth y Uyeda 1975) que produjo el cierre del océano Reico durante la acreción de Gondwana y Laurasia en el Carbonífero tardío (i.e. Collins 2003, véase figura 1 de ese trabajo), y que continuó posteriormente en el margen norte del océano Paleotetis (sector oriental del océano Reico que quedó abierto luego del ensamble de Pangea).

En este contexto geodinámico, numerosos eventos de deformación tanto compresionales como extensionales habrían ocurrido a escala global durante el Paleozoico tardío, por ejemplo el oroclino Ibérico - Cantábrico, el *rift* de Oslo y la extensión litosférica registrada en el terreno Oaxaquia (i.e. Gutiérrez-Alonso *et al.* 2008, Pastor Galán 2012). Durante ese lapso y extendiéndose hasta el Triásico temprano, en Gondwana Occidental (América del Sur, África y Arabia) ocurrieron otros eventos tectónicos como por ejemplo la deformación del cordón plegado de Ventana -El Cabo (véase Harrington 1980, Japas 1989, Tomezzoli y Vilas 1999, Dimieri *et al.* 2005, Tankard *et al.* 2009, entre otros).

Para explicar la deformación en el cordón plegado de Ventana existen distintas propuestas. Una de ellas invoca la colisión de un terreno patagónico alóctono o parautoctono al sur de los ríos Colorado y Negro de la República Argentina durante el Paleozoico tardío (i.e. Ramos 1984, 2008, Rapalini 2005). Otros autores consideran que el choque de un terreno patagónico austral, que involucraría al macizo del De-

seado, habría provocado la deformación del cordón de Ventana por transmisión de esfuerzos, a través de un área que actualmente comprende parte de la provincia de Chubut y toda la provincia de Río Negro en Argentina (Pankhurst *et al.* 2006). En contraposición a estas propuestas basadas en colisiones de diferentes terrenos patagónicos, otros autores (i.e. Sellés-Martínez 1989, Cobbold *et al.* 1991, Rossello *et al.* 1997, Gregori *et al.* 2008, Kleiman y Japas 2009) han sugerido que la deformación en el cordón de Ventana se habría generado a partir de un régimen transpresivo considerando que la corteza de América del Sur continuaba en Patagonia (i.e. Dalla Salda *et al.* 1992, Gregori *et al.* 2008). Por otra parte, en Laurasia (al norte del margen boreal del océano Paleotetis) durante el Carbonífero -Triásico medio habrían ocurrido desplazamientos laterales dextrales a lo largo de dos extensas fajas de deformación: 1) la Zona de Sutura Trans-Europea (Winchester *et al.* 2002) que incluye a la "línea Tornquist" (i.e. Arthaud y Matte 1977), 2) los montes Urales (Arthaud y Matte 1977, Hetzel y Glodny 2002). Ambas fajas se habrían instalado a lo largo de antiguos límites de placa del continente paleozoico Báltica. Dichos límites están dados por el contacto al oeste con terrenos de Europa occidental como Avalonia Oriental, Armorica y Bruno-Silesia (Winchester *et al.* 2002) y al este con otras antiguas placas paleozoicas como Siberia-Kazajistán (i.e. Hetzel y Glodny 2002).

En la discusión del presente trabajo se examinará si todos los procesos tectónicos anteriormente mencionados habrían estado originalmente vinculados a través de un evento geodinámico generado por la tracción de losa en el margen boreal del océano Paleotetis. Se analizará si esta tracción de losa podría haber inducido, en el manto superior, un movimiento toroidal antihorario de los diferentes dominios que componían Gondwana Occidental. Además se indagará si los procesos de deformación dentro de este continente se habrían concentrado a lo largo de los límites entre dichos dominios litosféricos.

Para evaluar los movimientos mencionados en Gondwana, se realizaron reconstrucciones paleogeográficas empleando polos paleomagnéticos (PP's) para un lapso que se extiende entre aproximadamente los 320 Ma y los 240 Ma. El objetivo de dichas reconstrucciones fue calcular vectores de desplazamiento entre reconstrucciones sucesivas y compararlos con las direcciones de esfuerzo tectónico determinadas por otros autores en las regiones deformadas durante el lapso analizado.

RECONSTRUCCIONES PALEOGEOGRÁFICAS

A partir de Wegener (1922) se han propuesto diferentes reconstrucciones de Pangea (i.e. Torsvik *et al.* 2012). Sin embargo, y aún con los nuevos conocimientos que se fueron obteniendo con posterioridad a Wegener, los cambios considerados en dichas reconstrucciones para momentos previos a la ruptura de ese supercontinente son sutiles. Entre estos cambios se consideran movimientos intra-gondwánicos que podrían haber ocurrido previamente a la apertura del océano Atlántico (i.e. Pindell y Dewey 1982, Unterneher *et al.* 1988, Reeves *et al.* 2004, entre otros) y que se habrían canalizado a lo largo de grandes zonas de falla con desplazamientos laterales. Por ejemplo para el extremo austral de Patagonia, Rapela y Pankhurst (1992) propusieron la activación de fallas de rumbo con desplazamientos dextrales ("Sistema de Fallas Gastre") durante los procesos previos a la apertura del océano Atlántico sur. Si bien los desplazamientos propuestos por los autores mencionados no habrían tenido la magnitud considerada por ellos durante el Jurásico, es posible que el Sistema de Fallas Gastre haya estado activo durante el Paleozoico tardío (von Gosen y Loske 2004, Zaffarana *et al.* 2010). Storey *et al.* (1992) sugirieron que el sistema de fallas mencionado formaba parte de una faja que se continuaba hacia el este a lo largo del límite entre Gondwana Occidental (cuyas placas de mayor tamaño corresponden a América del Sur, África y Arabia) y Gondwana Orien-

tal (cuyas placas más extensas corresponden a Antártida Oriental, India y Australia). Es de destacar que Visser y Prækelt (1996) consideran que dicho límite intragondwánico habría estado tectónicamente activo durante el Paleozoico tardío.

Para llevar adelante las reconstrucciones paleogeográficas, se consideró que Gondwana habría estado conformada por distintos dominios separados por zonas de deformación compuestas por sistemas de fallas, siguiendo las propuestas previamente mencionadas (Fig. 1). De acuerdo con Reeves *et al.* (2004), el sistema de fallas que se activaría en el cordón móvil Damara se extendería en Laurasia en los montes Urales segmentando como falla transformante, el piso oceánico de Paleotetis. En el presente trabajo se considera además que este sistema de fallas se extendería también en América del Sur en la “Zona de Fallas Guapiara-Curitiba” (véase Unterneher *et al.* 1988) formando un arco de circunferencia con centro en el noroeste de África (en coordenadas geográficas actuales: 30° N, 0° de longitud). Otro límite entre dominios aquí considerado, es aquél definido por la circunferencia que separa al cratón Noroeste de África del cratón de Congo y que pasa por la faja de deformación en la que durante el Mesozoico se habría generado la depresión o cuencas de Benue (Pindell y Dewey 1982). Este arco de circunferencia también separa al noroeste de África de Laurentia (Norte América y Groenlandia) y su centro se encuentra en coordenadas geográficas actuales: 19° N, 2° E.

Como se observará luego, en este trabajo se considera que la faja de deformación que contiene al arco en el que se encuentra el Sistema de Fallas Gastre y su continuación en el límite entre Gondwana Occidental y Gondwana Oriental, se prolongaría en la Zona de Sutura Trans-Europea que contiene a la “Línea Tornquist”, sugiriendo que el piso oceánico de Paleotetis habría estado también segmentado por otro límite entre dominios corticales de Pangea. Este arco corresponde a una circunferencia cuyo centro en coordenadas geográficas actuales se encuentra en: 7° N, 3° O (Fig. 1). En rigor, el desplazamiento

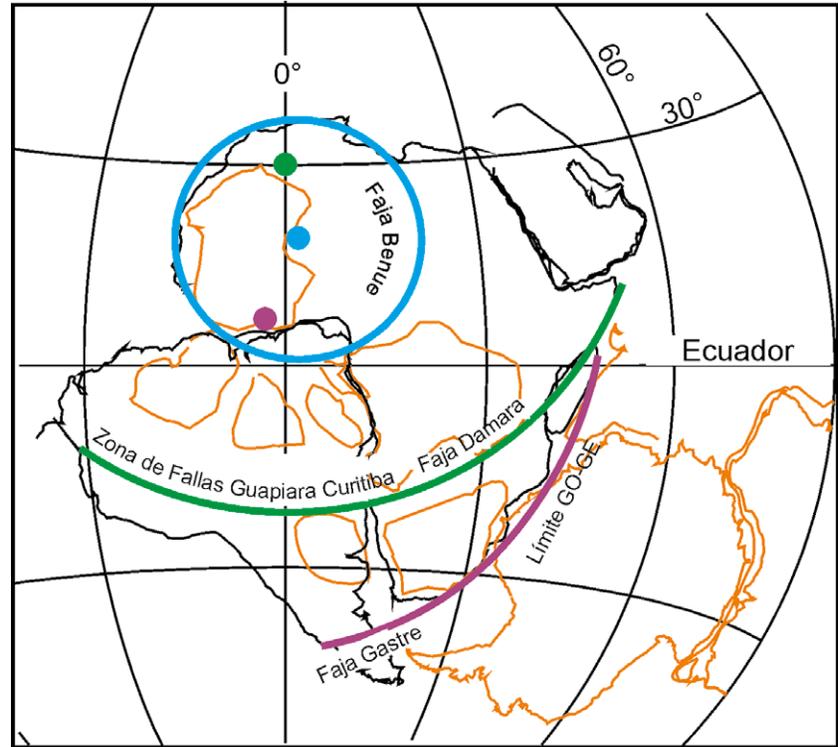


Figura 1: Paleoreconstrucción de Gondwana en coordenadas geográficas actuales de África. Los arcos de circunferencia se encuentran en fajas de deformación. Los centros de los mismos fueron utilizados como parámetros de reconstrucción (polos de Euler) para lograr un mejor ajuste entre polos paleomagnéticos, moviendo consecuentemente los dominios litosféricos donde se encontraban las localidades de donde se obtuvieron dichos polos.

lateral en la faja que contiene al Sistema Gastre sería más complejo y canalizado a través de fallas regionales con diferentes orientaciones como sugieren Ghidella *et al.* (2007), o bien dentro de una faja de deformación difusa que separa al macizo Nordpatagónico del macizo del Deseado, tal vez semejante a la que se observa en la figura 1 de Pankhurst *et al.* (2006).

Es de destacar que entre el cratón Río de la Plata y Patagonia habría existido también un límite entre dominios. Como se observará en la discusión, en una reconstrucción de Gondwana dicho límite correspondería a un arco prácticamente paralelo a los ríos Colorado y Negro y su centro coincidiría aproximadamente con el correspondiente a la circunferencia que contiene la faja donde se generó la depresión o cuencas de Benue.

Al realizar las reconstrucciones paleogeográficas, luego de seleccionar los PP's para el lapso mencionado, se analizó si los mismos presentaban un buen ajuste luego

de reconstruirlos a coordenadas geográficas de África a través de los parámetros de reconstrucción clásicos de Lawver y Scotese (1987). Cuando no se obtuvo un buen ajuste entre PP's, se recurrió a desplazamientos de bloques o dominios utilizando como parámetros de reconstrucción (polos de Euler) a los centros de las circunferencias que contienen a los arcos mencionados.

SELECCIÓN DE POLOS PALEOMAGNÉTICOS

Incertidumbres propias de estos datos

El empleo de PP's es una herramienta de gran utilidad para realizar reconstrucciones paleogeográficas en tiempos geológicos en los que no hay registros de anomalías magnéticas de fondos oceánicos. De todos modos, no todos los datos paleomagnéticos obtenidos en diferentes litologías que se encuentran en los distintos continentes pueden ser empleados para

confeccionar o bien evaluar reconstrucciones realizadas por otras metodologías. Para ello es necesario seleccionar PP's que pasen determinados criterios de confiabilidad (véase Van der Voo 1993). Es de destacar que aún cumpliendo con un número adecuado de estos criterios, los PP's tienen incertidumbres propias de esta herramienta que aquí se mencionan:

Es difícil determinar con precisión la edad de una remanencia magnética en rocas sedimentarias y plutónicas (véase por ejemplo Torsvik *et al.* 2012). En el primer caso, el sistema magnético podría permanecer abierto durante un lapso que va desde la depositación de un sedimento hasta su litificación. El tiempo involucrado en ese lapso es variable y a veces no es sencillo restringirlo. En el caso de las rocas plutónicas también existiría un lapso entre el emplazamiento del cuerpo intrusivo y su enfriamiento, durante el cual se adquiere la remanencia. En este caso si la magnetización es adquirida por magnetita la temperatura del registro paleomagnético original se encontraría por debajo de los 580°C, pero no es simple determinar el momento en el que el enfriamiento alcanza dicha temperatura. Por otra parte, la mineralogía magnética original puede ser probablemente alterada por procesos deutéricos propios del evento magmático que generó el cuerpo intrusivo estudiado, con lo cual el registro paleomagnético considerado tendría una edad más joven que la que corresponde a su cristalización. Estos procesos tardío magmáticos también pueden alterar la mineralogía original de las rocas volcánicas (i.e. Geuna *et al.* 2014). Determinar la edad de una alteración deutérica es complejo.

El método paleomagnético se basa en el axioma de que el promedio de datos obtenido corresponde a un campo dipolar axial y geocéntrico (modelo DAG). Es evidente que el campo magnético terrestre es más complejo y presenta componentes no dipolares (i.e. Gubbins 1994). Para el Mesozoico-Cenozoico el mencionado modelo DAG sería válido dentro de un entorno de confianza del orden de los 3° (i.e. Besse y Courtillot 2002). Sin embargo, para el Paleozoico tardío se ha des-

CUADRO 1: POLOS PALEOMAGNÉTICOS.

Sobre la base de las incertidumbres que se tienen en relación al momento en que se adquieren las remanencias magnéticas, los intervalos de confianza de las dataciones radimétricas y la relativa precisión de las edades paleontológicas o estratigráficas, las edades de los PP's se consideran cada 10 Ma. Long.: longitud del polo paleomagnético; Lat.: Latitud del polo paleomagnético; A_{95} : cono del 95% de confianza alrededor del polo paleomagnético. En referencias GPMDB: listado en global paleomagnetic data base; T: seleccionado por Torsvik *et al.* (2012) del GPMDB.

Polos Paleomagnéticos intervalo Carbonífero tardío - Pérmico temprano (ca 320 Ma - 270 Ma).					
Localidad o unidad estratigráfica	Long. (° E)	Lat. (°S)	A_{95} (°)	Edad media (Ma)	Referencias
América del Sur					
Grupo Tepuel, Argentina	307.14	36.88	16.3	320	GPMDB 2805, 7252
Unidades inferiores Grupo Paganzo, Argentina	327.57	57.73	6.4	310	Geuna <i>et al.</i> , 2010 (1)
Formaciones Pular y Cas, Chile	350.0	57.0	9.6	310	GPMDB 1420, T
Grupo Santa Fé, Brasil	324.0	53.2	4.1	300	Brandt <i>et al.</i> (2009)
Formación La Tabla, Chile	347.0	51.0	5.7	290	GPMDB 1420, 597
Grupo Copacabana, Perú	321.3	68.2	5.2	280	Rakotosolofa <i>et al.</i> (2006)
África					
Formaciones Oubarakat and El-Adeb Larache, Algeria	47.8	20.3	4.5	320	GPMDB 3484, 8867
Grupo Dwyka, Sud África	53.6	25.2	12	315	GPMDB 3489, 8894
Formaciones Lower El Adeb Larache, Algeria	48.3	21.1	4.6	310	GPMDB 2540, 6529
Formación Harsi Barchir, Algeria	49.9	27.8	2.6	310	Derder <i>et al.</i> (2009)
Sedimentos dellizi Basin, Algeria	51.5	21.1	4.6	310	Derder <i>et al.</i> (2001)
Sedimentos Rojos Djebel Tarhat, Morocco	62.3	23.3	7.8	290	GPMDB 1080, 2037
Sedimentos Rojos Chougrane, Morocco	66.4	33.4	4.7	290	GPMDB 723, 2279
Traquiandesitas Taztot, Morocco	56.8	38.7	4.6	290	GPMDB 723, 2280
Formación Abadla, Moroco	54.2	26.3	3.6	280	GPMDB 3275, T
Serie Abadla, Algeria	56.5	26.8	3.6	270	GPMDB 1459, T
Australia					
Volcanitas Connors	100.0	46.0	14	320	GPMDB 3265, 8406
Newcastle Range	124.5	63.8	7.6	320	GPMDB 3561, 9056
Formaciones Upper Clifden/Lower Rocky Creek	95.3	49.6	11	320	GPMDB 3463, 8818
Formación Lark Hill	127.0	50.4	6.7	310	GPMDB 3463, 8822
Conglomerado Rocky Creek	136.5	57.6	9	310	GPMDB 3463, 8821
Volcanitas Featherbed	131.7	43.0	8.5	290	GPMDB 3266, 8412
Complejos Mt. Leyshon and Tuckers	139.7	44.89	4.2	290	Clark y Lackie 2003(2)

(1) Re-calculado tomando los datos de las unidades inferiores del G. Paganzo que se encuentran en Geuna *et al.* (2010).

(2) Re-calculado tomando los datos de ambos complejos intrusivos de Clark y Lackie (2003).

Polo Promedio Gondwana (en coordenadas de Africa): N=23 Lon= 53,21° E, Lat= -26,84°, R= 22,54, A_{95} = 4,4, K= 47,99.

Polo Promedio Laurasia (en coordenadas de NAM): N=68, Lon (E) = 315,89°, Lat= -43,14°, R= 66,95, A_{95} = 2,2°, K= 64,14. Reconstruido a Africa: Lon= 52,32° E, Lat= -31,78°. Datos compilados de Torsvik *et al.* (2012).

confiado de este modelo para confeccionar reconstrucciones paleogeográficas

(i.e. Van der Voo y Torsvik 2001, Torsvik y Van der Voo 2002). La discusión aún vi-

CONTINUACIÓN:

Polos Paleomagnéticos intervalo Pérmico tardío -Triásico temprano (ca. 270 Ma - 260 Ma).					
Localidad o unidad estratigráfica	Long. (° E)	Lat. (°S)	A ₉₅ (°)	Edad media (Ma)	Referencias
América del Sur					
Grupo Independencia, Paraguay	325.5	70.7	6.6	260	Rapalini <i>et al.</i> (2006)
Formacion Tambillos, Argentina	308.3	80.6	5.2	260	GPMDB 2475, 6376
Choiyoi Superior, Argentina	326	75.5	4.1	260	Domeier <i>et al.</i> (2011)
Fm. Puesto Viejo, sedimentarias, Argentina	293.5	75.1	4.9	240	Domeier <i>et al.</i> (2011)
Fm. Puesto Viejo, Volcanitas, Argentina	313.4	76	6.4	240	Domeier <i>et al.</i> (2011)
Fm. Amana, Argentina	298.5	69.1	7	240	GPMDB 1132, T
África					
Serie Casanje, Sud África	62.2	49.0	6	250	GPMDB 1960, T
Intervalo Komandodrifdam , Cuenca Karoo, South Africa	63.8	48.0	7.6	250	De Kock y Kirschvink (2004)
Madagascar					
Grupo Sakamena (Combinado)	73.5	68.4	7.6	250	GPMDB 3329, T
India					
Estratos Rojos Khamthi, India central	115.1	9.5	6.5	250	GPMDB 163, T
Formaciones Wargal y Chidru, Pakistan	94.5	10.2	1.8	250	GPMDB 2467, T
Serie Panchet , Karanpura, India	109.1	13.4	6	250	GPMDB 162, T
Estratos Mangli, India central	110.9	12.2	4.6	240	GPMDB 593, T
Australia					
Volcanitas Gerringong	132.0	44.0	11	250	GPMDB 995, 1852
Latitas Upper Marine	136.0	46.0	15	250	GPMDB 995,1852
Ignimbritas y Riodacitas Dundee	146.4	34.19	6	250	Lakie (1988) (1)
Arcillitas Patonga	148.5	31.6	7.8	240	GPMDB 1610,1096

⁽¹⁾ Re-calculado empleando los datos de ambas unidades volcánicas de Lackie (1988).

Polo Gondwana en coordenadas de Africa. N= 17°, Lon= 56,24° E, Lat= -58,22°, R= 16,82, A₉₅= 3,8°, K= 87,7.

Polo Laurasia (con un solo de PP Siberian Traps que corresponde a un promedio). N= 24, Lon= 306,21° E, Lat= 56,22°, R= 23,79, A₉₅= 2,8°, K= 109,53. Reconstruido a Africa: Lon= 47,72° E, Lat= -54,86°.

gente sobre cuál es la reconstrucción válida de Pangea para ese tiempo geológico (Aubele *et al.* 2012) no permitiría descartar completamente un modelo geomagnético más complejo que el DAG con anterioridad al Mesozoico.

La corrección de estructura de los datos paleomagnéticos generalmente se simplifica para las rocas estratificadas (sedimentarias y volcánicas) a un movimiento según un solo eje paralelo al rumbo de los planos de estratificación. En el caso de litologías antiguas que sufrieron más de una deformación según direcciones de esfuerzo no coaxiales, la corrección de

las direcciones paleomagnéticas utilizando solamente un eje es inapropiada (véase Cox y Hart 1986). En el caso de las rocas plutónicas es muy complicado determinar la paleohorizontal de referencia a la que se deben corregir los datos.

La inclinación magnética de las rocas clásticas puede estar deflectada a la horizontal (véase Tauxe y Kent 2004). Para corregir este problema (observado originalmente por King 1955) en estudios modernos se utiliza un factor promedio de 0,6 sobre la base de algunos trabajos experimentales y de un modelo estadístico del campo geomagnético, sin embar-

go este valor es variable para cada sucesión estratigráfica (Bilardello y Kodama 2010, Tauxe y Kent 2004). Por tal motivo los datos paleomagnéticos obtenidos en rocas sedimentarias son considerados, en ocasiones, de menor confiabilidad (i.e. Prévot *et al.* 2000). Ahora bien, si solamente se usaran datos de rocas ígneas, la base de PP's se reduciría considerablemente y habría demasiados huecos en las secuencias temporales de las curvas de desplazamiento polar aparente que se utilizan para analizar la deriva de los continentes (Torsvik *et al.* 2012).

El modelo de campo dipolar axial y geocéntrico antes mencionado es válido si se promedia la variación secular del campo magnético terrestre (CMT), para lo cual es necesario contar con datos que comprenden como mínimo un intervalo que de acuerdo con algunos autores es de aproximadamente 10.000 años (i.e. Valencio 1980). El registro obtenido por una sucesión de varios metros de espesor compuesta por diferentes rocas volcánicas, podría cubrir un lapso menor al requerido para promediar dicha variación secular y el PP que se obtuviera no podría ser aplicado en reconstrucciones paleogeográficas o en estudios tectónicos (véase Geuna *et al.* 2000).

Aún efectuando estudios de laboratorio detallados, algunas remagnetizaciones adquiridas con posterioridad a la magnetización remanente característica podrían no ser eliminadas, lo cual es difícil de reconocer en rocas que pertenecen al Supercrón Carbonífero-Pérmico de Polaridad Reversa Kiaman, dado que no existe la alternativa de aplicar una prueba de polaridades antípoda (*Reversal Test*, véase por ejemplo Van der Voo 1993). Eventuales remagnetizaciones no detectadas sesgarían las direcciones paleomagnéticas empleadas en reconstrucciones (Van der Voo y Torsvik 2004).

Selección de polos paleomagnéticos

Teniendo en cuenta las incertidumbres señaladas previamente se seleccionaron PP's (Cuadro 1) sobre la base de diferentes trabajos anteriores (i.e. Clark y Lackie 2003, Geuna *et al.* 2010, Torsvik *et al.*

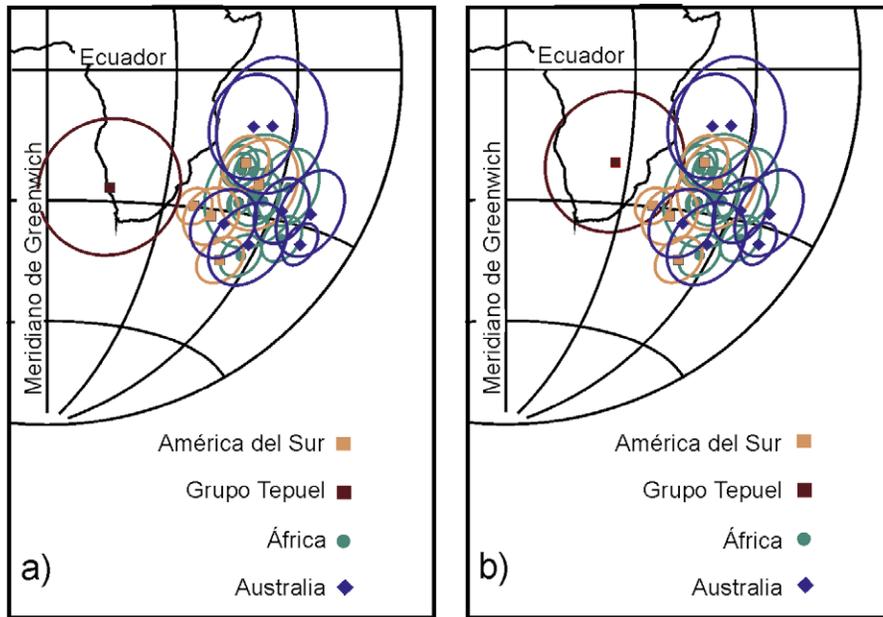


Figura 2: Polos paleomagnéticos de Gondwana para el lapso Carbonífero tardío - Pérmico medio (aproximadamente entre 320 Ma y 270 Ma) con sus intervalos de confianza o A_{95} de Fisher (1953) (véase Cuadro 1) reconstruidos a coordenadas geográficas actuales de África; a) Se observa que el polo paleomagnético del Grupo Tepuel (representativo de Patagonia austral) se encuentra alejado del agrupamiento constituido por los otros polos; b) El polo del Grupo Tepuel ha sido reconstruido desplazando a Patagonia austral (véase figura 4) utilizando un polo de Euler diferente al de América del Sur (Cuadro 2) y se observa un ajuste marginal con los que corresponden al agrupamiento formado por otros polos de Gondwana.

2012) donde ya habían sido calificados de acuerdo con los criterios de confiabilidad de Van der Voo (1993). Se revisaron artículos originales y en algunos casos se recalcularon PP's considerando las edades asignadas a sus direcciones y la información geológica disponible (véase Cuadro 1). Por ejemplo, datos que corresponden a la cuenca de Paganzo a los que se les asigna la misma edad fueron promediados y a través de ellos se obtuvo un solo PP. Empleando el mismo criterio se promediaron las direcciones paleomagnéticas obtenidas en los complejos ígneos Mount Leys hon y Tuckers (Clark y Lackie 2003) que corresponden a un mismo evento magnético y las que corresponden a las riodacitas e ignimbritas Dundee (Lackie 1988) y en cada caso se obtuvo un solo PP. En todos los casos el número de sitios de muestreo de los PP's seleccionados fue igual o mayor a 3, lo cual diferencia esta selección de la realizada por Geuna *et al.* (2010), quienes también incluyeron datos con 1 ó 2 sitios de muestreo trabajando con una metodología diferente a la aquí empleada.

Aquellos PP's en los que las correcciones de estructura podrían ser mucho más complejas que las empleadas en los trabajos originales no fueron seleccionados. Por tal motivo se excluyeron datos como el PP recientemente publicado por Domeier *et al.* (2011a) y seleccionado por Torsvik *et al.* (2012) ya que de acuerdo con Tomezzoli *et al.* (2013) se habría simplificado la corrección de estructura de sus direcciones. Datos de regiones que podrían haber sido afectadas por la deformación tectónica que aquí se refiere fueron analizados rigurosamente de acuerdo con la bibliografía existente y eventualmente excluidos de la selección final realizada. Por las cuestiones mencionadas el número de datos seleccionados para este trabajo es menor que el de los trabajos anteriores citados (Clark y Lackie 2003, Geuna *et al.* 2010, Torsvik *et al.* 2012).

Aún sabiendo que el factor para corregir las inclinaciones magnéticas de las rocas clásticas es variable, se consideró el valor de 0,6 que utilizaron Torsvik *et al.* (2012). Estos autores efectúan una discusión pormenorizada sobre la necesidad de

aplicar esta corrección citando varios casos, y consideran que el valor mencionado es adecuado de acuerdo con los datos experimentales con que se cuenta y con el modelo estadístico del campo geomagnético propuesto por Tauxe y Kent (2004). Las curvas de desplazamiento polar aparente pueden estar sesgadas debido a los problemas anteriormente mencionados de los PP's. En este trabajo las reconstrucciones paleogeográficas realizadas corresponden al tiempo durante el cual Pangea estaba ensamblada, por lo que no debería haberse movido muy rápidamente (Forsyth y Uyeda 1975). Entonces, para determinar si existen intervalos en los cuales se logra un buen ajuste entre polos de distintos continentes transferidos a coordenadas geográficas de África (Lawver y Scotese 1987) se analizaron todos los PP's simultáneamente.

RECONSTRUCCIONES PALEOMAGNÉTICAS

Se observó que los PP's que correspondían a un lapso entre aproximadamente los 320 Ma (Carbonífero tardío) y los 270 Ma (Pérmico medio) presentaban buen agrupamiento luego de ser reconstruidos (Fig. 2a) con excepción del PP correspondiente al Grupo Tepuel de Patagonia austral (al sur del río Chubut). El resto de los PP's del lapso mencionado que corresponden a América del Sur, África y Australia forman poblaciones similares (dirección media y kappa comunes al 95% de confianza, McFadden y Lowes 1981). Respecto del PP del Grupo Tepuel, éste fue calculado utilizando direcciones de 16 sitios paleomagnéticos en dos localidades distantes entre sí aproximadamente 60 km y pasan una prueba de estructura (Rapalini *et al.* 1994). Ambas localidades se encuentran al S-SO del río Chubut, posiblemente fuera de la faja en la que se encuentra el Sistema de Fallas Gastre mencionado previamente. De manera que este PP fue reconstruido utilizando un polo de Euler diferente al de Lawver y Scotese (1987) que fue el que se empleó para el resto de los PP's de América del Sur. En rigor, el polo de Euler empleado para

el PP del Grupo Tepuel está compuesto por aquél que le corresponde a América del Sur más dos rotaciones utilizando parámetros de reconstrucción ubicados en 19° N, 2° E y en 7°N y 3° O respectivamente. Luego de emplear todos los parámetros de reconstrucción mencionados, el PP del Grupo Tepuel se ubica geográficamente más cerca de los PP's de Gondwana seleccionados, sin embargo aún se encuentra en una posición marginal respecto de éstos (Fig. 2b). Con la finalidad de evaluar mejor la ubicación geográfica del PP del Grupo Tepuel, se seleccionaron datos de Laurentia, ya que posiblemente sería una placa sin deformación interna desde el Precámbrico. Sobre la base de la edad asignada al Grupo Tepuel (namuriana-westfaliana, aproximadamente entre 326 Ma y 304 Ma) se consideraron 3 PP's de Laurentia de la base de datos de Torsvik *et al.* (2012) cuyas edades respectivas son 320, 317 y 303 Ma. La comparación de estos PP's con el PP del Grupo Tepuel se realizó en coordenadas actuales de África utilizando el polo de Euler de Klitgord y Schouten (1986), que se encuentra en el Cuadro 2, para transferir los datos de Laurentia (Fig. 3a). Se observó que existe un mejor agrupamiento del PP del Grupo Tepuel con los datos de Laurentia (Fig. 3b) si se consideran todas las rotaciones señaladas anteriormente. Véase en la figura mencionada que si bien el parámetro kappa (K) de la estadística de Fisher (1953) no aumenta significativamente al utilizar una u otra reconstrucción, el valor que corresponde a la reconstrucción que se adopta en este trabajo es casi un 50% mayor. En otras palabras, este último análisis indicaría también una posición del extremo austral de Patagonia (Fig. 4) diferente de la que se observa en reconstrucciones clásicas como la de Bullard *et al.* (1965) o Lawver y Scotese (1987). Más adelante se analizará el significado de esta reconstrucción dentro de los movimientos de los diferentes dominios de Gondwana desde el Carbonífero tardío hasta el Triásico medio. Dado que por lo menos dos de las fajas de deformación gondwánicas atravesarían el océano Paleotetis (Fig. 4) y se continua-

CUADRO 2: Parámetros de Reconstrucción (Polos de Euler)

Polos de Euler Carbonífero tardío -Pérmico temprano a coordenadas de África (fija)				
Continente	Lat. (°)	Long. (°)	Ángulo (°)	Autores
América del Sur	45.5	-32.2	58.2	Lawver y Scotese (1987)
Patagonia	37.25	331.72	72.37	Este trabajo
Australia	-22.67	-62.34	55.23	Lawver y Scotese (1987)
Madagascar	-3.41	-81.7	19.73	Lawver y Scotese (1987)
India	-27.83	223.55	66.08	Lawver y Scotese (1987)
Antártida	-7.78	-31.42	58	Lawver y Scotese (1987)
Arabia	36.5	18.0	-6.14	McKenzie & Sclater (1971)
Eurasia	46.72	2.38	56.44	(1)
Laurentia	64.1	344.3	78.4	Klitgord y Schouten (1986)
Iberia	50.51	10.68	10.68	(2)
Reconstrucción absoluta (África)	0	143.19	63.12	Este trabajo.

Polos de Euler Pérmico tardío-Triásico temprano a coordenadas de Noroeste de África (fijo)				
Continente	Lat. (°)	Long. (°)	Ángulo (°)	Autores
América del Sur	55.1	-35.7	50.9	Rabinowitz & La Breque 1979, anomalía 34
África central (Cratón Congo)	19	2	-2	Pindell y Dewey (1982) (3)
Sur de África (Cratón Kalahari)	27.24	0.4	-8	Este trabajo (4)
Madagascar	9.9	76.17	-14.56	Este trabajo (4)
Arabia	-32.24	193.85	8.02	Este trabajo (4)
India	16.9	34.07	-84.45	Este trabajo (4)
Antártida	6.57	128.33	-38.91	Este trabajo (4)
Australia	16.4	88.83	-49.75	Este trabajo (4)
Laurentia	73.18	-6.75	74.07	Este trabajo
Eurasia	56.8	10.59	48.64	Este trabajo
Iberia	27.48	179.38	9.83	Este trabajo
Reconstrucción absoluta (África)	0	146.24	31.78	Este trabajo

Latitud norte (sur): positiva (negativa). Longitud este (oeste): positiva (negativa). Ángulo de rotación negativo (positivo): horario (antihorario). (1) Calculado adicionando el polo de Euler de Alvey (2009) con el de Klitgord y Schouten (1986). (2) Calculado adicionando los polos de Euler de Rosenbaum *et al.* (2002), Alvey (2009) y Klitgord y Schouten (1986). (3) Se consideró sólo una rotación de 2° en sentido horario en lugar de 8° en el mismo sentido (véase Pindell y Dewey 1982). (4) Calculados adicionando a los polos de Euler empleados en la reconstrucción carbonífera tardía-pérmica temprana, parámetros de reconstrucción en coordenadas geográficas que corresponden a los centros de los arcos de circunferencias por donde se generaría deformación de intra-placa (19° N 2°E; 30°N 0°; 7°N 3°O).

rían en Laurasia en un modelo tipo Wegener o Pangea A (véase Morel e Irving 1981) fue necesario comprobar si el mismo era paleomagnéticamente posible. Es de destacar que por más de 30 años se ha discutido si Pangea A era la configuración de este supercontinente durante el lapso Carbonífero tardío-Triásico medio, ya que PP's de ese lapso no parecen sustentarla (Van der Voo y French 1974, Irving 1977, Morel e Irving 1981, Van der Voo *et al.* 1984, Muttoni *et al.* 2003, Torsvik *et al.* 2008, Domeier *et al.* 2011b). Un estudio detallado y basado en una nueva selección de datos paleomagnéticos (Domeier *et al.* 2012) sostiene que Pangea A es la reconstrucción que corresponde al

lapso mencionado, pero dicho trabajo es discutido fuertemente por Aubele *et al.* (2012). Datos geológicos sólidos de las costas de Norteamérica, Europa, África y América del Sur indicarían que no existen argumentos para sustentar modelos diferentes al propuesto por Wegener (véase Hallam 1983). Por otra parte, una configuración de Pangea A sería necesaria para explicar el patrón de esfuerzos SO-NE que debió generar el orocline Ibérico-Cantábrico durante el Paleozoico tardío (Weil *et al.* 2001). El hecho de que en los cratones del Noroeste de África y en el Arábigo-Nubiano se encontrarían las fuentes de sedimentos de las rocas paleozoicas de la península Ibérica,

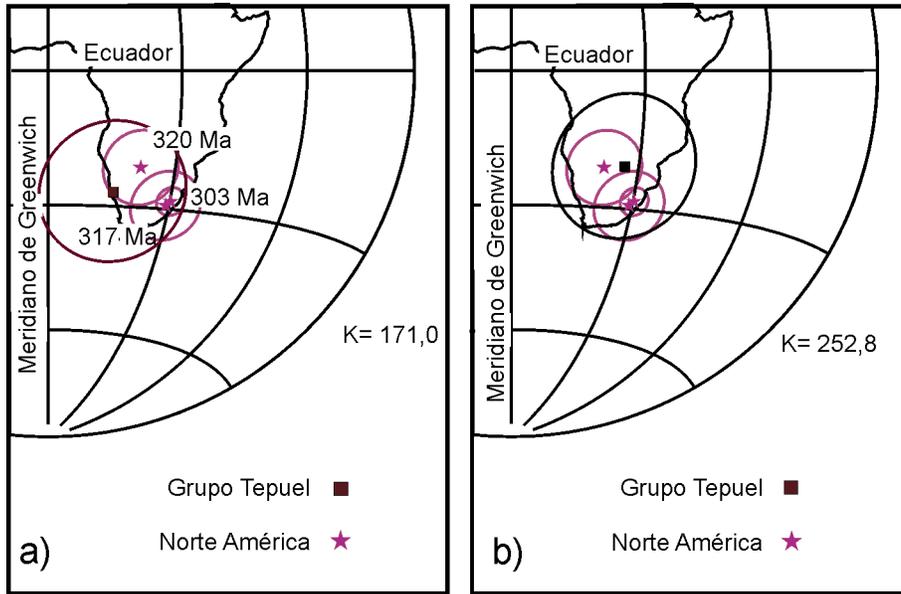


Figura 3: Comparación en coordenadas geográficas de África del polo paleomagnético del Grupo Tepuel con polos de Laurentia (Norte América) de edades similares; a) Polo del Grupo Tepuel reconstruido empleando una reconstrucción clásica de América del Sur a coordenadas actuales de África (Lawver y Scotese 1987). Kappa (K): parámetro de precisión de Fisher (1953). b) Polo del Grupo Tepuel reconstruido empleando el mismo parámetro de reconstrucción que en el caso de la figura 2b. Nótese el aumento del parámetro K que indica un mayor agrupamiento entre polos, lo cual brinda mayor confiabilidad a la reconstrucción paleogeográfica de Patagonia austral (Fig. 4).

sería otro argumento a favor de un modelo de Pangea A (Pastor Galán 2012). En nuestro caso la selección de PP's de Gondwana y fundamentalmente la manera de trabajar con ellos (promediando los mismos para un lapso entre aproximadamente los 320 y 270 Ma) son diferentes a lo realizado por Domeier *et al.* (2012). De manera que se tomaron de la base de datos de Torsvik *et al.* (2012) los 68 PP's de Laurasia seleccionados como confiables para dicho lapso por Domeier *et al.* (2012). Posteriormente se transfirieron los PP's europeos a coordenadas geográficas de América del Norte, empleando el polo de Euler de Alvey (2009) y se promediaron con los de este último continente. El PP promedio obtenido se reconstruyó a coordenadas geográficas de África empleando el parámetro de reconstrucción clásico de Klitgord y Schouten (1986). Como puede apreciarse en la figura 4 los intervalos de confianza de los PP's promedios de Gondwana y Laurasia se solapan, lo cual indica que Pangea A es una reconstrucción paleomagnéticamente posible durante el Carbonífero tardío-Pérmico temprano.

Los PP's de Gondwana seleccionados para el lapso subsiguiente abarcan desde aproximadamente los 260 Ma (Pérmico tardío) hasta los 240 Ma (Triásico medio). Para este lapso los datos se encuentran más dispersos luego de ser transferidos a coordenadas geográficas de África utilizando los parámetros de Lawver y Scotese (1987). Especialmente los PP's de Australia e India (que representan a Gondwana Oriental), se encuentran en coordenadas geográficas muy diferentes de los de América del Sur (Fig. 5a). Esta diferencia entre PP's de Gondwana Occidental y Gondwana Oriental para el lapso mencionado, luego de ser reconstruidos a un mismo continente gondwánico utilizando parámetros de reconstrucción clásicos, ya fue observada por diferentes autores (Klootwijk 1979, Irving e Irving 1982, Oviedo y Vilas 1984, Rapalini y Vizán 1993). Para lograr un mejor ajuste entre los PP's seleccionados de los distintos continentes se tuvo en cuenta, como se señalara previamente, que las placas no son rígidas sino que están constituidas por dominios diferentes. En este trabajo se consideraron movimientos internos dentro de África,

lo cual no implica que no hayan existido también movimientos internos en la actual placa América del Sur (de hecho los procesos de deformación que discutiremos más adelante así lo requerirían). Posiblemente los movimientos internos en la placa africana fueron de mayor magnitud dado que con los mismos se logra un buen ajuste entre los PP's de Gondwana. Otra posible explicación estaría vinculada con los PP's seleccionados para este lapso, que si bien cumplen con los criterios de confiabilidad propuestos por Van der Voo (1993), no escapan a las incertidumbres que se mencionaron previamente. Es interesante observar que Reeves *et al.* (2004) logran un buen ajuste de costas al proponer un modelo de Gondwana en el que sólo consideran deformación interna de África.

Para lograr un mejor ajuste entre los PP's de este lapso se consideró el Noroeste de África como dominio "fijo" ya que en el mismo se encuentran los centros de los arcos de circunferencia contenidos por las fajas de deformación consideradas en este trabajo. A dicho dominio se transfirieron los PP's utilizando los polos de Euler del Cuadro 2. Los datos de América del Sur fueron llevados a coordenadas geográficas africanas utilizando el parámetro de reconstrucción para la anomalía 34 de Rabinowitz y LaBrecque (1979), con lo cual se logra un muy buen ajuste entre la costa norte de América del Sur con el margen sur del noroeste de África, quedando un espacio abierto entre las costas del sur de ambos continentes. Esto permitió desplazar hacia el oeste al cratón Congo y al cratón Kalahari y consecuentemente se pudo desplazar también hacia el oeste a los continentes de Gondwana Oriental.

El cratón Congo que se encuentra al sur de la faja en la que se generaría durante el Mesozoico la depresión o cuencas de Benue, fue reconstruido según un polo de Euler cuyas coordenadas geográficas son las del centro del arco de circunferencia que contiene a las cuencas mencionadas (Cuadro 2). El cratón Kalahari fue rotado utilizando un parámetro de reconstrucción cuyas coordenadas geográficas corresponden al centro del arco de circun-

ferencia que contiene a la zona de fallas Guapiara-Curitiba (América del Sur), el cordón móvil Damara (África) y luego de atravesar el océano Paleotetis se continúa en los montes Urales. Sobre la base de este parámetro y el que se describe en el párrafo siguiente se efectuó la reconstrucción de la isla Madagascar.

Los continentes de Gondwana Oriental, luego de ser llevados a coordenadas geográficas africanas, fueron reconstruidos utilizando un polo de Euler cuyo centro corresponde al centro del arco de circunferencia que contiene a la faja de deformación correspondiente al Sistema de Fallas Gastre (Patagonia), al límite entre Gondwana Occidental y Gondwana Oriental, a la posición que presentan las islas Seychelles al noreste y este de Madagascar en reconstrucciones de Gondwana (véase Plummer y Belle 1995), al límite entre el cratón Arábigo Nubiano y la corteza Omani (Allen 2007) y luego de atravesar al océano Paleotetis, se continúa a través de la Zona de Sutura Trans-Europea (Fig. 4) en la que se encontraría el sistema de fallas que en el trabajo clásico de Arthaud y Matte (1977) se denomina “Línea Tornquist”.

Utilizando los polos de Euler mencionados (Cuadro 2), se observa un mejor ajuste de los PP's de Gondwana (Fig. 5b). El PP de Madagascar se encuentra en coordenadas geográficas cerca de las de los dos polos del sur de África seleccionados y todos ellos se encuentran mucho más próximos a los de América del Sur. Por otra parte, los PP's de Australia e India, luego de ser reconstruidos como se explicó anteriormente, se ubican geográficamente más cerca de los datos de Gondwana Occidental (compárense Figs. 5a y 5b). Si se considera que el PP seleccionado de Madagascar reconstruido constituye una población de datos paleomagnéticos junto con los dos del sur de África y se compara la misma con las correspondientes a América del Sur, Australia e India, se observa que en los 3 casos son indistinguibles al 95% de confianza. En el caso de las poblaciones de América del Sur y Australia son indistinguibles entre sí al 99% de confianza (McFadden y McElhinny 1990).

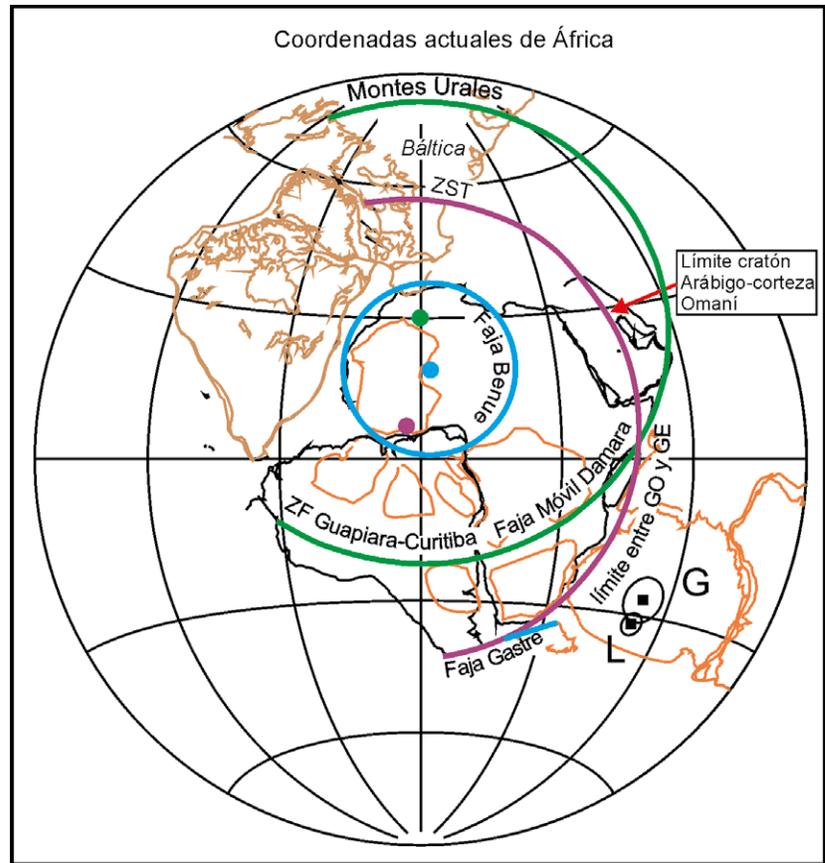


Figura 4: Reconstrucción de Pangea en coordenadas de África y polos paleomagnéticos promedio de Gondwana (G) y Laurasia (L) para el lapso Carbonífero tardío - Pérmico medio. El solapamiento de los intervalos de confianza de los polos indicaría que esta reconstrucción es paleomagnéticamente probable. Nótese que los arcos de circunferencia con centros en el noroeste de África se encuentran en fajas de deformación o zonas de discontinuidades litosféricas. ZST: Zona de Sutura Trans-Europea. ZF: Zona de Fallas.

Con la finalidad de observar nuevamente si un modelo de Pangea A es paleomagnéticamente posible para el lapso Pérmico tardío-Triásico medio considerando nuestra propia selección de datos y nuestra reconstrucción para dicho lapso, se tomaron 24 datos seleccionados como confiables por Domeier *et al.* (2012) de los compilados por Torsvik *et al.* (2012) para este intervalo de tiempo. La diferencia entre el número de datos seleccionados por Domeier *et al.* (2012) y el número de PP's empleados en este trabajo reside en que en lugar de tomar 3 PP's obtenidos en *Siberian Traps* se prefirió tomar sólo el promedio obtenido por Pavlov *et al.* (2007). Luego de transferir los de localidades euroasiáticas a Laurentia de acuerdo con Alvey (2009), se efectuó un promedio considerando también los datos de este continente. Para comparar el PP promedio de Gondwana con el de Laurasia

en coordenadas actuales de África, se calculó un polo de Euler que se encuentra en el Cuadro 2 similar al de Klitgord y Schouten (1986) que permite obtener un ajuste entre los PP's mencionados relativamente bueno (nótese que sus intervalos de confianza se solapan, Fig. 6) y un modelo de Pangea A con algunas diferencias al obtenido para el lapso anterior. En este nuevo caso la actual línea de costa de América del Norte se encuentra más cercana a la del noroeste de África; posiblemente esto se deba a nuestra selección de PP's gondwánicos y a nuestra manera de reconstruirlos. Sin embargo no se debería descartar que Gondwana y Laurasia se encontraran más próximos, ya que, como se discutirá posteriormente, se habría producido un movimiento importante de Pangea hacia el norte durante el intervalo de tiempo que corresponde a nuestro análisis y consecuentemente habrían

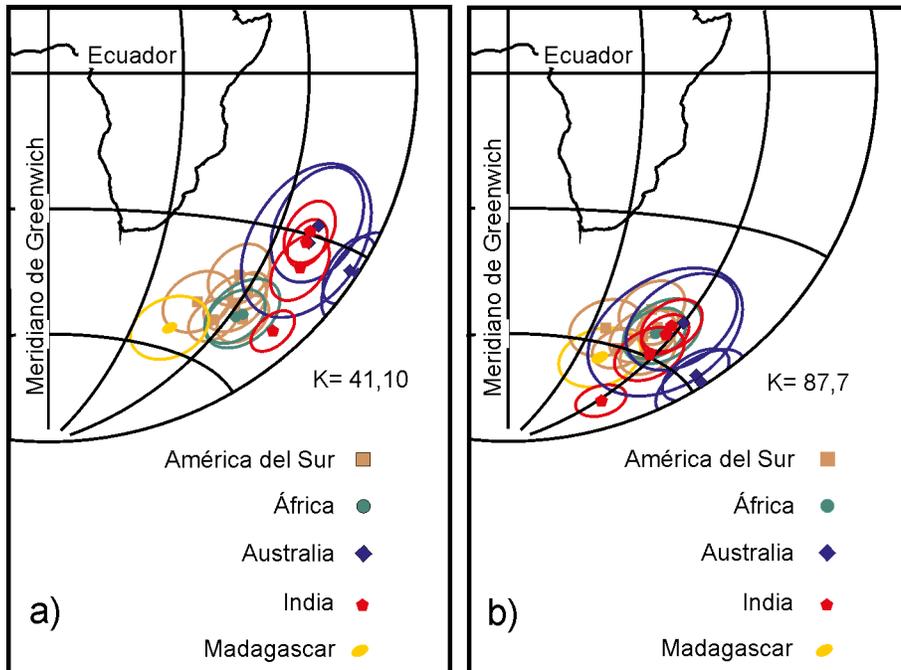


Figura 5: Polos paleomagnéticos de Gondwana para el lapso Pérmico tardío - Triásico medio (aproximadamente entre 260 Ma y 240 Ma) con sus intervalos de confianza en coordenadas geográficas actuales de África. a) Reconstituidos utilizando polos de Euler clásicos (Lawver y Scotese 1987), sin considerar deformación interna de los continentes. Los polos de Gondwana Oriental (Australia e India) se diferencian geográficamente de los de Gondwana Occidental (América del Sur y África). b) Los mismos polos paleomagnéticos reconstruidos considerando deformación interna de los continentes (considerando como polos de Euler a los centros de los arcos de deformación que se encuentran en el noroeste de África). Se observa un mejor agrupamiento entre los polos de los diferentes continentes y el parámetro K aumenta a más del doble.

ocurrido deformaciones en las zonas que separan los distintos dominios cratónicos. Por otra parte, el arco que contendría al sistema de fallas en los montes Urales, presenta una distribución geográfica relativamente diferente respecto del lapso anterior. Esta diferencia podría ser también debida a las incertidumbres de los datos paleomagnéticos o a nuestro método de trabajo. Sin embargo, se debe considerar que el arco mencionado pasaría por una faja relativamente ancha que involucraría a una estructura de cizalla transcontinental. De acuerdo con las reconstrucciones presentadas en las Figs. 4 y 6, el actual mar Caspio se encontraría instalado dentro de la misma.

RECONSTRUCCIONES PALEOGEOGRÁFICAS ABSOLUTAS Y VECTORES DE DESPLAZAMIENTO

Para determinar la deriva de una placa es necesario estimar la variación en la posi-

ción latitudinal y longitudinal de la misma a lo largo del tiempo. Debido a que con paleomagnetismo sólo se puede determinar la posición latitudinal y orientación de una placa, para efectuar reconstrucciones absolutas se recurre a trazas de puntos calientes generados por el impacto de plumas de calor que ascenderían desde el interior del manto (Morgan 1983). Sin embargo, modelos confiables que permiten efectuar estas reconstrucciones son sólo posibles hasta aproximadamente los 120 Ma (i.e. O'Neill *et al.* 2005, Torsvik *et al.* 2012). Por otra parte, la existencia de plumas en el manto y por ende su utilización como marco de referencia para realizar reconstrucciones absolutas, se encuentra fuertemente discutida (i.e. Anderson 2000). Alternativamente, Burke y Torsvik (2004) propusieron realizar reconstrucciones absolutas considerando que África no ha experimentado prácticamente movimientos longitudinales probablemente desde el Paleozoico (véase también Torsvik *et al.* 2012). Para Vizán y Lagorio

(2011), dado que en los márgenes este y oeste de la placa africana nunca hubo subducción, tampoco existió una losa que indujera una corriente convectiva que provocara un movimiento longitudinal de la placa mencionada.

Esta manera de reconstruir transfiriendo PP's a coordenadas geográficas actuales de África y a partir de este continente evaluar movimientos latitudinales y de rotación de otros continentes fue anteriormente utilizada por diferentes autores (i.e. Scotese y McKerrow 1990, Golonka *et al.* 1994, Scotese 2001) y sus mapas paleogeográficos han sido utilizados en modelos geodinámicos y geotectónicos muy coherentes (i.e. Collins 2003). Entonces, para obtener reconstrucciones absolutas de Gondwana, se utilizó la propuesta de considerar a África (en rigor al cratón del Noroeste de África) sin movimiento longitudinal. En la figura 7a se encuentra la reconstrucción absoluta de Gondwana para el lapso que se extiende aproximadamente entre los 320 y los 270 Ma (Carbonífero tardío-Pérmico medio) y en la figura 7b la que corresponde al lapso entre aproximadamente los 260 y 240 Ma (Pérmico tardío-Triásico medio). Una rápida comparación visual de ambas figuras, permite reconocer un movimiento hacia el norte de todo Gondwana y rotación de sus cratones en sentido antihorario. Es de destacar que los mapas paleogeográficos de Scotese y McKerrow (1990), Golonka *et al.* (1994) y Scotese (2001) ya indicaban un movimiento hacia el norte y de rotación antihoraria de Gondwana durante los lapsos mencionados. Posteriormente, Tomezzoli (2005, 2009 y 2012) señaló estos movimientos empleando una selección de PP's diferente a la considerada en esos trabajos. De todas maneras, en ninguno de los trabajos mencionados se calcularon vectores de desplazamiento entre reconstrucciones sucesivas ni se evaluaron movimientos diferenciales entre diferentes dominios (cratones o terrenos) que componían Gondwana. Las reconstrucciones publicadas recientemente por Domeier y Torsvik (2014) y Torsvik *et al.* (2014) son relativamente diferentes de las que aquí se presentan. Esto se debe

fundamentalmente a que en esos trabajos se emplearon como referencia curvas de desplazamiento polar aparente de Torsvik *et al.* (2012) en las que no se consideran movimientos de intra-placa paleozoicos y se promedian PP's comprendidos en ventanas móviles de 10 millones de años. Con las reconstrucciones de las figuras 7a y 7b se calcularon vectores de desplazamiento utilizando, siempre que fuera posible, localidades identificables en los cratones ya que las actuales líneas de costa de los continentes podrían haber tenido una configuración diferente durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano. En la figura 8 se muestra la reconstrucción para el lapso Carbonífero tardío-Pérmico medio con los vectores de desplazamiento calculados. Nótese la diferencia entre los vectores que corresponden a Gondwana Occidental y los que se calcularon para Gondwana Oriental. Mientras que, en general, los vectores de Gondwana Occidental indican claramente un desplazamiento NE, los que corresponden a Gondwana Oriental señalan un movimiento prácticamente hacia el norte con excepción de India, para la cual los vectores indican un desplazamiento NNE. Un caso particular es Patagonia austral (al sur de la faja de fallas del Sistema Gastre) que presenta un movimiento hacia el norte al igual que Gondwana Oriental, como si constituyera parte de ese gran dominio litosférico.

El desplazamiento absoluto del cratón Noroeste de África se consideró como referencia con la cual comparar el desplazamiento de los demás dominios. Así los vectores de desplazamiento de Gondwana Occidental fueron descompuestos utilizando cálculos de rotaciones rígidas, separando la componente de movimiento que difiere de la seleccionada en el dominio de referencia (Noroeste de África, en color castaño en las figuras 9a y 9b). Al descomponer los vectores de desplazamiento se destaca un vector que en el cratón del Río de la Plata tiene una dirección aproximadamente este-oeste (Fig. 9b) y forma parte de un conjunto de vectores que en Gondwana Occidental tienden a ser paralelos a los arcos de circunferencias

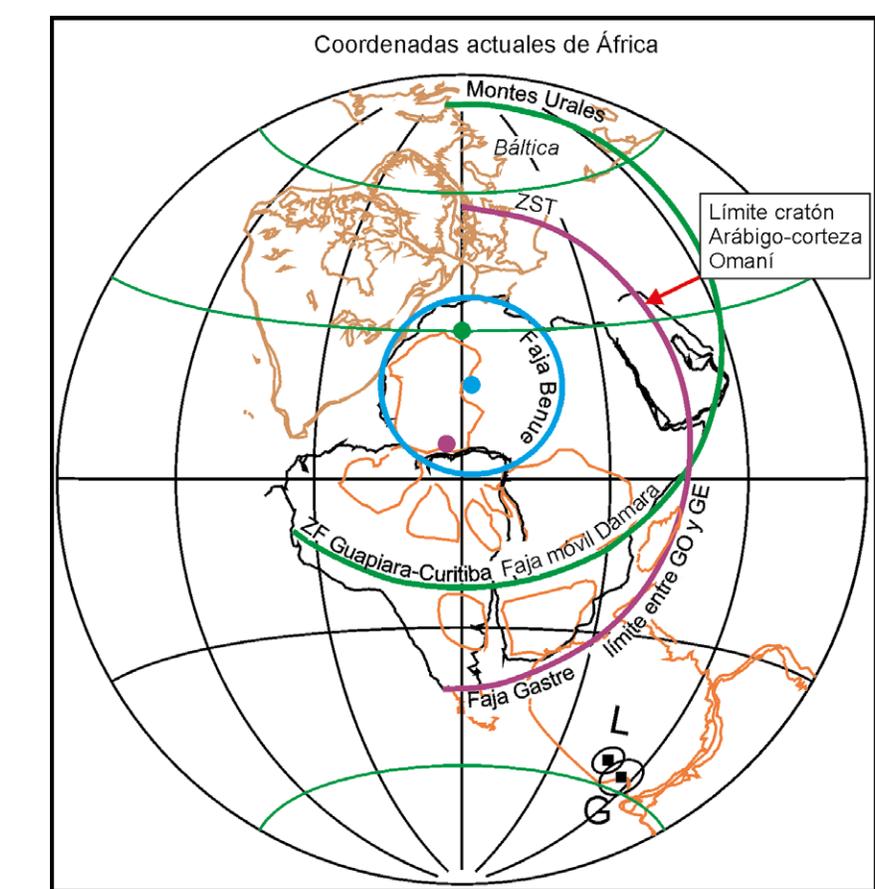


Figura 6: Reconstrucción de Pangea en coordenadas de África y polos paleomagnéticos promedio de Gondwana (G) y Laurasia (L) para el lapso Pérmico tardío - Triásico medio. El solapamiento de los intervalos de confianza de los polos indicaría que esta reconstrucción es paleomagnéticamente probable. ZST: Zona de Sutura Transeuropea. ZF: Zona de Fallas.

cuyos centros se encuentran en el cratón Noroeste de África.

DISCUSIÓN

En este trabajo se analizan los eventos geodinámicos y tectónicos que ocurrieron relativamente poco después del ensamble de Pangea y antes de que este supercontinente se desmembrara, poniendo especial énfasis en los procesos de deformación intra-gondwánicos.

De acuerdo con Gurnis (1988) y Zhong *et al.* (2007) entre otros autores, Pangea se ensambló sobre una gran zona de sumidero que existía en el manto. La configuración de este último a escala global habría sido diferente de la actual, posiblemente con una sola zona de sumidero donde se ensambló el supercontinente y una única zona de surgencia ubicada

en el manto debajo del océano Pantalasa (antiguo Pacífico) en el hemisferio opuesto (Zhong *et al.* 2007). Esta configuración del manto sugiere que en la zona de sumidero los procesos de tracción de losa serían de extraordinaria magnitud. Previamente al ensamble de Pangea, entre Gondwana y Laurasia existía el océano Reico que se habría ido cerrando por la deriva hacia el norte de Gondwana (i.e. Collins 2003). La unión de Gondwana con Laurasia habría dejado un mar abierto por el este hacia Pantalasa, que se denomina Paleotetis (i.e. Collins 2003). Pangea habría sido rodeada relativamente pronto por zonas de subducción (Zhong *et al.* 2007) y de acuerdo con Gutiérrez-Alonso *et al.* (2008) durante el Paleozoico tardío en el interior de este supercontinente habría existido un único límite de placas: la zona donde se subduc-

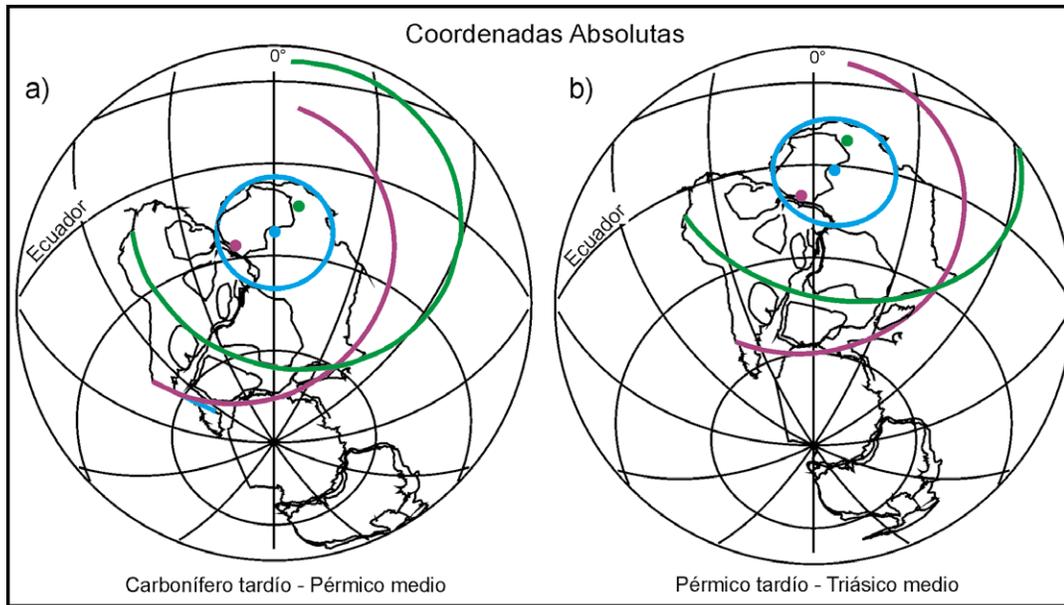


Figura 7: Reconstrucciones absolutas (latitudinales y longitudinales) de Gondwana. Los arcos de circunferencia se encuentran en zonas de deformación por las que se canalizarían movimientos diferenciales entre distintos dominios litosféricos; a) Lapso Carbonífero tardío - Pérmico medio; b) Lapso Pérmico tardío - Triásico medio. Nótese la deriva hacia el norte del continente y los movimientos toroidales antihorarios de diferentes dominios con centros en el noroeste de África.

taría la corteza oceánica de Paleotetis. Según estos autores, este proceso de auto-subducción de Pangea habría generado el oroclino Ibérico-Cantábrico y procesos tectónicos extensionales radiales que generarían *rifts* como el de Oslo, y aquél que luego determinaría el desprendimiento de Cimeria (una faja de microcontinentes que migraría desde Gondwana hacia Laurasia, i.e. Sengor 1985, Scotese 2001). Para Pastor Galán (2012) también este proceso de auto-subducción habría provocado procesos de “*rifting*” en el lugar donde luego se produciría la separación entre África y América del Sur.

Los vectores de desplazamiento obtenidos a través de nuestras reconstrucciones indican un desplazamiento hacia el NE de dominios (cratones y terrenos) de Gondwana Occidental, compuesto por un movimiento hacia el norte y rotaciones antihorarias alrededor del centroide de Pangea, situado en el noroeste de África. El movimiento hacia el norte involucraría también a Laurasia y ha sido observado y analizado por diferentes autores. Marcano *et al.* (1999) consideran que correspondería a una deriva polar verdadera: un movimiento que involucraría a la litosfera y al manto de toda la Tierra según un eje de rotación en el Ecuador. Dichos autores se basan en la ausencia de registros de arcos magmáticos generados

por procesos de subducción en los márgenes norte de Laurentia y Eurasia y en la alta velocidad que se calculaba a través de curvas de desplazamiento polar aparentes clásicas de Pangea durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano (i.e. Van der Voo 1993).

Sobre la base de sus estudios de convección en el manto, Zhong *et al.* (2007) consideran que Pangea no habría experimentado una deriva polar verdadera significativa después de que los dos megabloques (Gondwana y Laurasia) se amalgamaron cerca del Ecuador. Para Scotese (2001) los datos paleomagnéticos del lapso comprendido entre el Pérmico y el Triásico indicarían la deriva de Pangea como una única placa litosférica y la zona del arco magmático se encontraría más al norte de los márgenes del supercontinente, donde se habría producido subducción de corteza oceánica debajo de piso oceánico. Lawver *et al.* (2011) consideran que esta deriva litosférica de Pangea habría comenzado a cerrar el mar que separaba al terreno Yukón de Laurentia, proceso que culminaría durante el Jurásico tardío (Shephard *et al.* 2013).

Por lo expuesto, en este trabajo consideramos que el movimiento hacia el norte que indican nuestros vectores de desplazamiento correspondería a una deriva litosférica de Pangea y no a un movimien-

to polar verdadero. La velocidad de deriva que se puede calcular a través de nuestras reconstrucciones (Figs. 10a y 10b) tiene grandes incertidumbres. Si se considera a la localidad de Túnez para calcular esta deriva latitudinal (ya que este lugar geográfico se encuentra en el extremo boreal del dominio de referencia de nuestras reconstrucciones) y se toman los dos extremos más cercanos de cada lapso (es decir 270 Ma y 260 Ma), que corresponde a un intervalo de 10 millones de años, el movimiento de Túnez sería aproximadamente de 30 cm por año, lo cual correspondería a una velocidad inusual para una placa litosférica (Condie 1997). Si se consideran los dos extremos más alejados de cada lapso (320 Ma y 240 Ma) la velocidad sería de 3,6 cm por año, similar a la tasa de movimiento de África actualmente. Con las edades medias de cada lapso (295 Ma y 250 Ma) se obtiene una velocidad de aproximadamente 6 cm por año, la cual es comparable a la que posee actualmente la placa Pacífica (DeMets *et al.* 1990) y menor a la alcanzada por la India (entre 15 y 20 cm por año) al derivar desde Gondwana a Eurasia (Patriat y Achache 1984, Kumar *et al.* 2007). Es decir que la velocidad alcanzada por Pangea durante los intervalos considerados podría haber sido la de una placa litosférica. La causa de la deriva de Laurasia hacia el norte podría deberse,

tal vez, a una transferencia de impulso lineal de Gondwana hacia Laurasia durante la conformación de Pangea.

Los vectores de desplazamiento descompuestos también indican un movimiento de rotación antihoraria de los diferentes dominios que componían Gondwana Occidental en el Paleozoico tardío (Fig. 9b), alrededor del centroide de Pangea. Nótese que los vectores descompuestos de América del Sur son de menor magnitud que los de África, lo cual podría haber determinado posibles procesos de “*rifting*” entre estas placas (Fig.10) como lo señala Pastor Galan (2012).

Para explicar estas rotaciones es necesario tener presente que de acuerdo con Gutiérrez-Alonso *et al.* (2008) el proceso de auto-subducción de Pangea en el margen boreal de Paleotetis y su tracción de losa asociada, generarían regímenes de esfuerzos que se transmitirían dentro de toda la placa que formaba este supercontinente. En términos geodinámicos esto es coherente con una propuesta de distintos tipos de convección en el manto. Como es ampliamente conocido, la convección presenta corrientes de sumidero y surgencia (con sus correspondientes zonas de convergencia o subducción y de divergencia o dorsales en la superficie terrestre) constituyendo lo que se denomina flujo poloidal. Sin embargo, el movimiento de una placa terrestre también puede involucrar un movimiento toroidal (Bercovici *et al.* 2000 y referencias que se encuentran en ese trabajo). La litosfera constituye la capa de límite térmico frío superior de una celda convectiva poloidal y está formada por dominios arealmente extensos (generalmente equidimensionales), espesos y rígidos separados entre sí por zonas relativamente angostas, de poco espesor, de menor cohesión (débiles) y deformables (i.e. Bercovici 2003). Cuando existen fuerzas convectivas que empujan o traccionan a la litosfera, las zonas débiles tienden a moverse o a deformarse más fácilmente que los dominios vecinos más rígidos (Bercovici *et al.* 2000). El movimiento diferencial entre los dominios rígidos y las zonas débiles, genera cizallas con desplazamiento lateral que a su vez

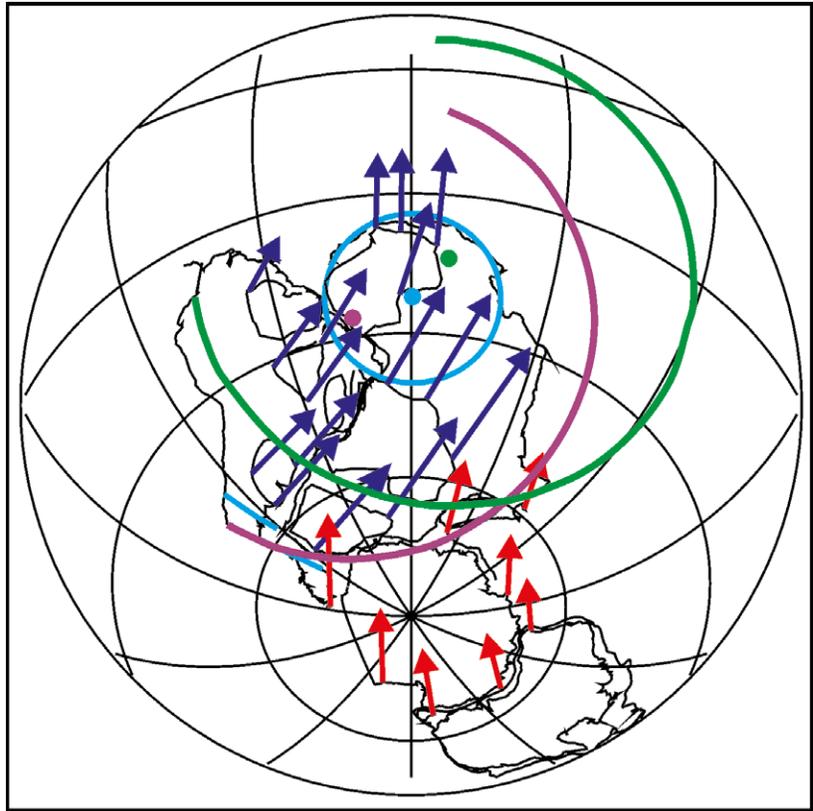


Figura 8: Reconstrucción absoluta de Gondwana para el lapso Carbonífero tardío - Pérmico medio y vectores de desplazamiento calculados a partir de las reconstrucciones de la figura 7. Se observa una diferencia marcada entre los vectores que corresponden a Gondwana Oriental (GE) que en general tienen orientación S-N y los de Gondwana Occidental (GO) con orientación en general SO-NE. La orientación prácticamente S-N de los vectores del margen boreal de Gondwana (noroeste de África) podría relacionarse con el hecho de que en esa zona se encuentran los vórtices o centros de movimientos toroidales.

pueden inducir un flujo toroidal en un manto isoviscoso (Bercovici *et al.* 2000). Las zonas débiles persistirían en la litosfera por tiempos prolongados y podrían ser reactivadas si su orientación respecto de una convección poloidal favorece el movimiento de dominios tectónicos (Bercovici *et al.* 2000). Las zonas débiles deformables pueden estar auto-lubricadas por agua (Bercovici 1998) y a su vez el contenido de este fluido en dichas zonas puede ser afectado por la deformación. De esta manera, se puede obtener un mecanismo de cizalla focalizado que se retroalimenta: en las zonas débiles donde se concentra el mayor contenido de agua, la deformación se intensifica, lo cual provoca mayor ingestión de agua que causa, a su vez, mayor debilitamiento, etc. (Bercovici *et al.* 2000). Recientemente Bercovici y Ricard (2014) desarrollaron un nuevo modelo geodinámico utilizando una reología litosférica

ca no lineal. En dicho modelo se activan cizallas a lo largo de dos márgenes de una placa equidimensional que posee cuatro márgenes, como consecuencia de la existencia de subducción en uno de ellos.

De acuerdo con lo que se menciona en el párrafo anterior, consideramos que los arcos de circunferencia con centros en el noroeste de África serían zonas de debilidad litosférica antiguas, deformables (tal vez antiguas zonas de suturas entre cratones o entre cratones y terrenos donde podrían instalarse cuencas sedimentarias) que separarían dominios cratónicos como los africanos.

Particularmente, en el caso de Madagascar existen diferentes datos geofísicos y estructurales que indicarían la existencia de grábenos rellenos por espesos paquetes de rocas sedimentarias neopaleozoicas en el plateau de las islas Seychelles (Plummer y Belle 1995) que sugerirían la

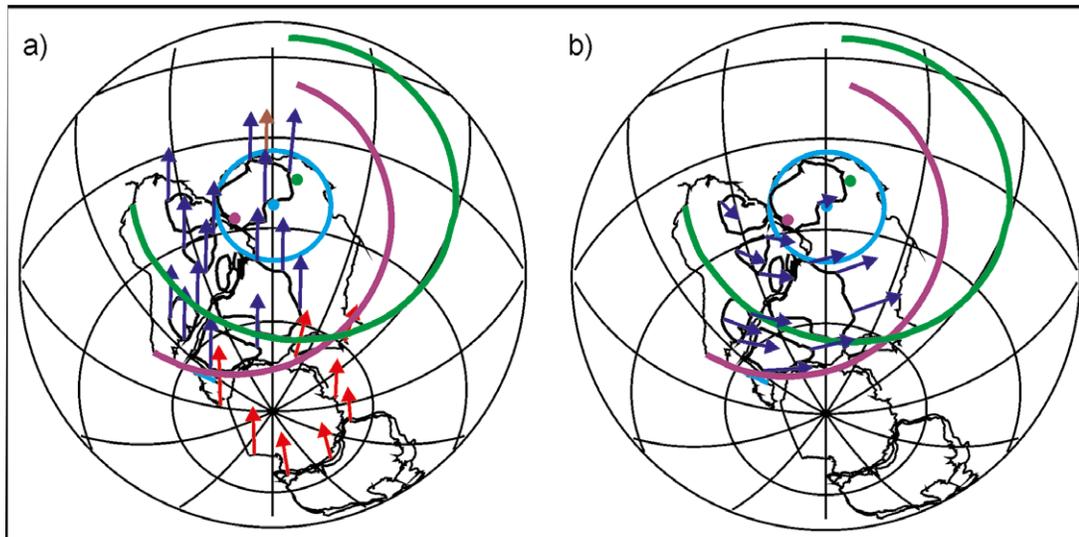


Figura 9: Reconstrucción absoluta de Gondwana para el lapso Carbonífero tardío - Pérmico medio y vectores de desplazamiento descompuestos. El vector en color castaño se utilizó como referencia para efectuar la descomposición. a) Vectores que indican la deriva hacia el norte de Gondwana; b) Vectores que indican los movimientos toroidales de diferentes dominios litosféricos. Nótese como estos vectores se alinean aproximadamente con los arcos de circunferencia que se encuentran en zonas de deformación de intra-placa.

ocurrencia de procesos extensionales entre Madagascar e India durante el Paleozoico tardío. Por otro lado, entre las costas este de África y oeste de Madagascar durante el Pérmico tardío-Triásico medio se habrían desarrollado depocentros transtensionales que corresponden a la cuenca de Morondava, la cual podría ser considerada un intento inicial de ruptura entre Gondwana Oriental y Gondwana Occidental (Schandelmeier *et al.*, 2004). En América del Sur el panorama sería más complejo dado que existirían varios dominios amalgamados previamente al Paleozoico tardío. Entre estos se encontrarían el cratón Amazonia y dominios como San Francisco (tal vez una continuación del cratón Congo), Paraná, Río Apa, Arequipa, Pampia, Cuyania y el cratón Río de La Plata (*i.e.* Rapela *et al.* 2007). Por otro lado, de acuerdo con Chernicoff *et al.* (2013) Patagonia estaría formada por bloques diferentes: Patagonia oriental, el bloque Yaminué-La Esperanza y Patagonia Austral, que en nuestro trabajo se considera separada de los otros dos bloques antes mencionados por la faja de deformación que involucra al Sistema de Fallas Gastre. Nótese que la reconstrucción absoluta obtenida para el lapso Carbonífero tardío-Pérmico medio (Fig. 7a) es semejante a la de Torsvik *et al.* (2012). En nuestra reconstrucción Patagonia Austral se encuentra más cerca de Antártida Oriental, lo cual es coherente con la fau-

na neopaleozoica reconocida en la Cuenca Tepuel-Genoa (Taboada *et al.* 2013). Dicha cuenca se habría localizado a altas latitudes (*ca.* 70°) documentando el registro polar más completo para la Edad de Hielo del Paleozoico Superior (Taboada *et al.* 2013). De acuerdo con nuestra reconstrucción absoluta, un sector de la sierra de Tepuel actualmente ubicado en 43° 45' S, 70° 45' O se encontraría a una latitud de 67° S lo cual coincidiría con lo que indican los estudios paleontológicos.

Es de destacar que Jacques (2003) identificó en América del Sur varias zonas de deformación transcontinentales, localizadas a lo largo de diferentes arcos de circunferencia, que acomodarían deformación de intra-placa durante episodios de re-organización litosférica. Ello indicaría que en este continente existirían dominios rígidos separados por zonas débiles que han sido reactivados en diferentes tiempos geológicos.

Si bien como se mencionara, en el continente sudamericano el panorama entre dominios corticales es más complejo, existirían probablemente zonas de debilidad cortical antiguas deformables que se alinearían con arcos de circunferencia con centros en el noroeste de África, como por ejemplo la Zona de Fallas Guapiara-Curitiba. De manera que durante el Paleozoico tardío la tracción de losa en el margen boreal de Paleotetis, además de haber generado el oroclino Ibérico-Can-

tábrico, habría provocado un movimiento diferencial entre dominios rígidos de Gondwana activándose fallas de desplazamiento lateral transcontinentales en las zonas más débiles. Los desplazamientos laterales de gran escala inducirían flujos toroidales en la astenosfera, los cuales a su vez, habrían organizado la distribución geográfica de dominios rígidos y zonas débiles deformables (Bercovici *et al.* 2000). Las zonas débiles y deformables se encontrarían en los arcos de circunferencia que se representan en las figuras 10a y 10b. Los centros de los arcos de estas circunferencias serían los vórtices o centros de los flujos toroidales. Esta propuesta en la que la litosfera condiciona la convección en la astenosfera y en la que ésta, a su vez, promueve movimientos litosféricos, concuerda con la concepción geodinámica de Anderson (2001).

Las zonas de deformación euroasiáticas serían también antiguas zonas de debilidad y es posible que los desplazamientos laterales entre los dominios separados por estas zonas hubiesen sido activados por la convección toroidal astenosférica desencadenada por los desplazamientos laterales entre dominios de Gondwana, como se explicara anteriormente. Se podría interpretar que a partir del ensamblado Gondwana-Laurasia, la subducción fue desacelerándose en esa zona de sutura mientras que la velocidad de la misma fue haciéndose notablemente activa hacia el

este, afectando diacrónicamente distintos dominios de Pangea. Durante el Carbonífero tardío-Pérmico medio la tracción de losa en Paleotetis habría provocado un movimiento antihorario de dominios gondwánicos que a su vez, habrían inducido un flujo toroidal en el manto. Dicho flujo toroidal habría desplazado a los terrenos que se encuentran al oeste de la zona de sutura Trans-Europea, lo que explicaría su reactivación mediante una cizalla dextral (McCann *et al.* 2002) con un posible rechazo de 300-350 km durante el lapso mencionado (Pegrum 1984). Mientras tanto, en la zona de los Urales habrían ocurrido desplazamientos laterales dextrales durante el Pérmico tardío-Triásico medio (i.e. Hetzel y Glodny 2002, Reeves *et al.* 2004).

La continuidad de los arcos de circunferencia conteniendo zonas de debilidad gondwánicas y euroasiáticas sugiere que la corteza del océano Paleotetis habría estado segmentada. Evidencias de dicha segmentación son muy difíciles (sino imposibles) de reconocer debido a la superposición de procesos tectónicos posteriores (Manafi *et al.* 2013), lo cual ha dado lugar a múltiples y variadas interpretaciones sobre Cimeria *sensu lato*. Sin embargo, varios modelos han propuesto la existencia de una subducción hacia el norte en el margen austral euroasiático, con el consecuente *rifting* de varios microcontinentes desde Gondwana (véase Zulauf *et al.* 2014). Dichos microcontinentes se habrían acrecionado al margen euroasiático, siendo posible la ocurrencia de una migración de la subducción desde el oeste hacia el este: en el sector alpino del mediterráneo un magmatismo calco-alcalino se habría distribuido ampliamente durante el Carbonífero tardío, mientras que en Austria y China, se habrían comenzado a desarrollar cuencas de retroarco entre el Triásico medio y el Triásico tardío temprano (Stampfli y Borel 2002).

Robertson (2012) interpreta que Paleotetis se habría comenzado a cerrar en Europa a la longitud de la localidad africana de Libia y habría estado cerrado en Grecia y Albania en el Pérmico tardío. Mientras tanto, para Zulauf *et al.* (2014) el cierre

en Grecia habría ocurrido recién entre el Triásico medio-Triásico tardío temprano. De todas maneras, las edades de este cierre serían más modernas hacia el este, por ejemplo en el Cáucaso el cierre se podría haber completado en el Jurásico temprano (Manafi *et al.* 2013).

De manera que si consideramos que la unión entre Gondwana y Laurasia, cerrando el extremo occidental del océano Reico, ocurrió en el Carbonífero medio (i.e. Collins 2003) la tracción de losa sería notable hacia el este, clausurando Paleotetis sucesivamente desde el oeste hacia el este (Figs. 10a y 10b).

Los centros de los arcos de circunferencia que contienen a las zonas de debilidad cortical localizados en el noroeste de África se dispondrían relativamente cercanos al centro de Pangea, pero en nuestra interpretación no estarían vinculados con la salida de un eje de movimiento polar verdadero, como proponen Torsvik *et al.* (2012) entre otros, sino con el movimiento de dominios litosféricos que habrían generado eventos de deformación intracontinentales en Pangea. El arco que contiene a la faja de deformación Gastre, al límite entre Antártida y el sureste de África y que atraviesa Arabia y luego de cruzar el océano Paleotetis se prolonga a través de la Zona de Sutura Trans-Europea, correspondería a una estructura de cizalla transcontinental que habría estado activa posiblemente entre el Carbonífero tardío y el Pérmico medio. Por otro lado, el arco que contiene a la zona de fallas Guapiara-Curitiba, a la faja móvil Damara y que luego de cruzar el océano Paleotetis se extendería a lo largo de los montes Urales, correspondería a otra estructura de cizalla transcontinental que habría estado activa posiblemente entre el Pérmico tardío y el Triásico medio. En otras palabras, la actividad a lo largo de estas estructuras de cizalla transcontinental habría sido diacrónica y reflejaría etapas sucesivas de movimiento. Una vez producido el desmembramiento de un fragmento de Cimeria, se generaría detrás una dorsal y cesaría la deformación por cizalla en Gondwana en el arco correspondiente (Fig. 10).

Es de destacar que el movimiento toroi-

dal durante el Carbonífero tardío-Pérmico medio (Fig. 10a) prácticamente no habría afectado a Gondwana Oriental ni al extremo austral de Patagonia, que sólo derivarían hacia el norte. De manera que en este trabajo se sospecha que el área patagónica al sur - suroeste de la faja de deformación que incluye a las fallas del Sistema Gastre habría pertenecido entonces a Gondwana Oriental. El movimiento toroidal antihorario de los cratones y terrenos de Gondwana Occidental habría ubicado geográficamente a esa región austral de América en una posición relativamente más cercana a la que tiene actualmente con respecto al resto de este continente, si bien la configuración que presenta en nuestros días fue definitivamente adquirida entre el Jurásico tardío y el Aptiano (Geuna *et al.* 2000, Somoza *et al.* 2008). Los vectores de desplazamiento calculados indican que el continente Gondwana se habría comportado como una placa segmentada. La deriva hacia el norte y el movimiento toroidal de sus dominios (Fig. 10) no habrían ocurrido a la misma velocidad. En otras palabras, es lógico pensar que existieron gradientes de velocidad entre diferentes dominios gondwánicos y que los procesos tectónicos se concentraron a lo largo de las zonas de debilidad deformables. La correlación entre la orientación de esfuerzos regionales de intra-placa y el movimiento absoluto o relativo de las placas ha sido propuesta por varios autores (i.e. Sbar y Sykes 1973, Zoback y Zoback 1980, Amadei y Stephansson 1997). Esta correlación brinda un marco dentro del cual comparar los esfuerzos tectónicos determinados para áreas deformadas entre los dominios rígidos durante el Paleozoico tardío-Mesozoico temprano con los vectores de desplazamiento calculados a través de nuestras reconstrucciones absolutas.

Los vectores de desplazamiento calculados presentan una dirección SO-NE (Fig. 8), tal como las orientaciones de esfuerzos correspondientes a diferentes localidades en coordenadas paleogeográficas. En África central durante el Pérmico tardío-Triásico medio se generó la cuenca de Cuvette, siendo la dirección de máximo

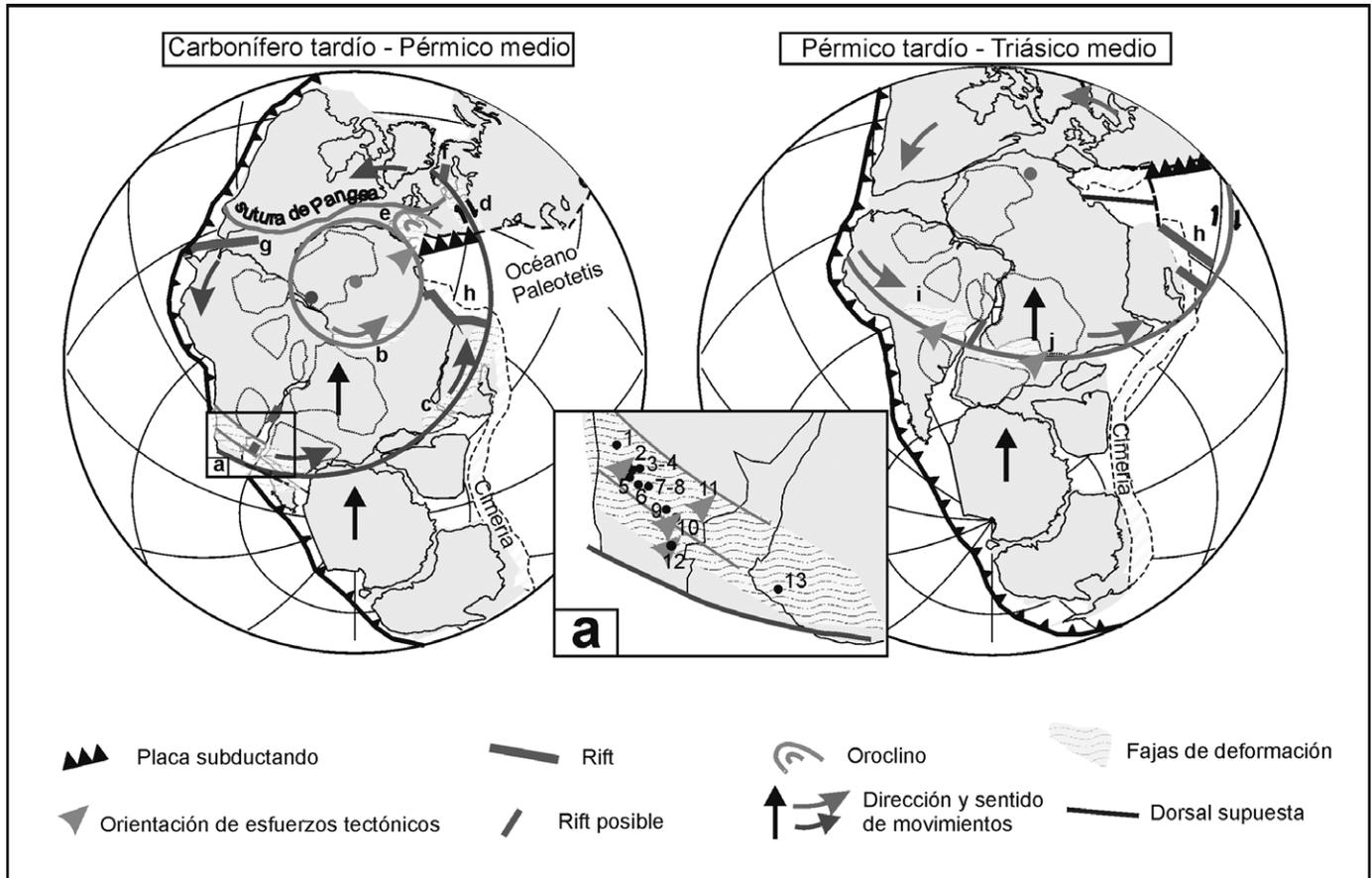


Figura 10: Movimientos de dominios de Pangea y principales rasgos tectónicos producidos por la deformación litosférica discutida en el texto, ubicados en reconstrucciones absolutas. El recuadro en el centro es una ampliación de a), en la que se ilustran las siguientes localidades con deformación del Paleozoico tardío: 1) Alto Río Tunuyán, 2) Río Atuel, 3) Fm. El Imperial, 4) Pozo Jaime Prats, 5) La Escondida, 6) Agua Escondida, 7) Lomas Negras, 8) Loma de los Guanacos, 9) Cuenca Carapacha, 10) Cerro de los Viejos, 11) Sierra de la Ventana, 12) Valcheta, 13) Cordón del Cabo; b) Faja Benue, c) límite entre el cratón Arábigo Nubiano y la corteza Omaní, d) Faja Transeuropea, e) Oroclino Ibérico-Cantábrico, f) *Rift* de Oslo, g) placas menores/terrenos: Florida, Chiapas, Yucatán, Oaxaquia, en este último hay evidencias de procesos extensionales, h) Bloques de Cimmeria, i) Cuenca de Paraná, j) Cuenca Cuvette.

esfuerzo SO-NE y la orientación del esfuerzo mínimo NO-SE (Daly *et al.* 1992). Milani y De Wit (2008) consideran que una dirección de máximo esfuerzo SO-NE afectó el interior cratónico de Gondwana mediante la reactivación de viejas estructuras del basamento debajo de la cuenca de Paraná y áreas circundantes durante el Pérmico tardío-Triásico temprano. En Argentina los esfuerzos tectónicos que generaron la deformación del bloque de San Rafael (provincia de Mendoza) durante el Paleozoico tardío presentan también una orientación SO-NE (Kleiman y Japas 2009). Al analizar las estructuras que afectan a las rocas paleozoicas en Sierra Grande (provincia de Río Negro), Japas (2001) propuso un elipsoide de deformación que se correspondería con un

esfuerzo principal máximo SO-NE. Desde el macizo Nordpatagónico hasta sierra de la Ventana, von Gosen (2003) consideró la existencia de esfuerzos con orientación SO-NE para explicar los procesos de deformación neopaleozoica que afectaron a localidades ya mencionadas y al bloque de Chadileuvú en la actual provincia de La Pampa.

Estos eventos tectónicos se habrían desarrollado en una placa gondwánica que presentaba dominios separados por zonas débiles, lo cual indicaría la existencia de una litosfera inhomogénea con espesores disímiles. Durante la ocurrencia de los procesos de deformación analizados en Argentina se produjo un evento magmático regional que dio lugar a la Provincia Magmática de Choiyoi (véase entre

otros el trabajo de síntesis de Llambías 2001). Si bien este complejo magmático podría haberse generado por diferentes causas, sería interesante estudiar si parte del magma involucrado en la formación de dicha provincia ígnea podría haberse originado por procesos de convección que involucran diferencias marcadas de los espesores litosféricos (i.e. King y Anderson 1995, 1998, Conrad *et al.* 2010). El emplazamiento de plutones relacionados con este magmatismo podría haber tenido lugar en el Macizo Norpatagónico tal como lo propone Japas (2001, 2004: cuerpos plutónicos sin- a tardío-orogénicos emplazados según fracturas tensionales de rumbo NNE a NE), lo cual es coherente con el modelo geodinámico que aquí se presenta.

Por otra parte, en América del Sur ocurrieron remagnetizaciones durante el Paleozoico tardío en varias localidades (incluyendo el cordón de Ventana, Tomezzoli y Vilas 1999, Font *et al.* 2012). Aunque existen varios mecanismos que podrían haber generado dichas remagnetizaciones (i.e. Geuna y Escosteguy 2006), es posible que procesos de dilatación y bombeo provocados por fallas con desplazamientos laterales (Sibson *et al.* 1975) hayan producido parte de las mismas, dado que la deformación analizada se habría concentrado en zonas litoféricas deformables auto-lubricadas por agua que debería haberse expulsado, probablemente, durante los procesos tectónicos.

Entre los eventos tectónicos analizados un caso especial es la deformación que dio lugar al cordón plegado de Ventana (Sierras Australes de la provincia de Buenos Aires). Existen varias propuestas para explicar su génesis, sin embargo en ninguna de ellas se han considerado los procesos geodinámicos que ocurrieron durante el Carbonífero tardío hasta el Triásico medio como se intenta en esta contribución. Entre los trabajos previos se encuentran los que han propuesto que el cordón plegado de Ventana fue originado por la colisión de un bloque patagónico alóctono o paraúctono (i.e. Ramos 1984, 2008, Rapalini 2005, Tomezzoli 2012, Pángaro y Ramos 2012). Otros autores han considerado otros mecanismos que involucran una subducción horizontal en el margen occidental de Gondwana (Lock 1980, Kleiman y Japas 2009, entre otros), procesos de transpresión entre Patagonia y el resto de Gondwana posiblemente inducidos por subducción oblicua en el margen proto-Pacífico (Visser y Prackelt, 1996, Gregori *et al.* 2008) o deformación por transmisión de esfuerzos debido a la colisión de un bloque patagónico austral que involucraría al macizo del Deseado (Pankhurst *et al.* 2006).

En nuestras reconstrucciones hemos considerado la existencia de zonas corticales débiles que separan bloques rígidos. Desde el Cámbrico y hasta el Pérmico temprano la subsidencia de la cuenca

de Claromecó generó espacio de acomodación para aproximadamente 9 km de sedimentos (Pángaro y Ramos 2012). Si consideramos que este espacio de acomodación fue producido como consecuencia de la carga ejercida por un orógeno, dicho orógeno debería haber existido al menos desde el Ordovícico tardío-Silúrico temprano (Prezzi *et al.* 2013). Teniendo en cuenta que el orógeno Gondwánico se formó durante el Paleozoico tardío (Ramos *et al.* 2013), este orógeno no podría explicar cómo se generó el espacio de acomodación anteriormente mencionado. Prezzi *et al.* (2013) consideraron a los eventos tectónicos relacionados con los orógenos Pampeano y Famatiniano como posibles generadores de subsidencia en la Cuenca de Claromecó, sin embargo determinaron que la subsidencia habría sido producto en su mayor parte de topografía dinámica (Mitrovica *et al.* 1989) generada como consecuencia de la existencia de una losa antigua subductada, en coincidencia con lo postulado por Tankard *et al.* (2009) para la evolución de las cuencas del Cabo y Karroo. Sólo durante el Pérmico medio a tardío la deformación del cordón de Ventana habría activado la subsidencia de dicha cuenca por mecanismos de flexión litoférica en respuesta a la carga topográfica representada por dicho cordón (Prezzi *et al.* 2013). En otras palabras, en el modelo de Prezzi *et al.* (2013) el Macizo Nordpatagónico habría formado parte de América del Sur (Gondwana) desde el Paleozoico temprano.

La ubicación de Patagonia con respecto a Gondwana durante el Paleozoico ha sido un tema controvertido. Existen datos radiométricos (Pankhurst *et al.* 2006, 2014, Uriz *et al.* 2010, Rapalini *et al.* 2013), paleomagnéticos (i.e. Rapalini y Vilas 1991) y paleontológicos (González *et al.* 2011) que indicarían que el sector Patagónico que involucra a la actual provincia argentina de Río Negro no era un bloque alóctono respecto del resto de Gondwana desde por lo menos el Paleozoico temprano.

Por otra parte, recientemente Ramos y Naipauer (2014) propusieron una poten-

cial conexión del norte de Patagonia con los montes Pensacola (Antártida Oriental) durante el Cámbrico, lo que daría sustento a que Patagonia fue un continente que no formaba parte de Gondwana Occidental durante el Paleozoico temprano. Según dichos autores, las evidencias que sustentan esta propuesta corresponden a rocas cristalinas del Paleozoico temprano-medio que afloran de forma saltuaria y podrían interpretarse como parte de un arco magmático silúrico-devónico (véase figura 5 de Ramos y Naipauer 2014). Sin embargo, en esta figura no se reconocen dichas litologías entre el macizo Norpatagónico y el macizo del Deseado (aproximadamente entre los 45° y 47° de latitud sur). Por lo tanto, también sería posible considerar la existencia de una Patagonia constituida por diferentes bloques o dominios. De esta manera, el Macizo del Deseado podría haberse acrecionado a través de un sistema fundamentalmente transcurrente a los dominios que constituían el Macizo Nordpatagónico.

Si se comparan los vectores de desplazamiento calculados a través de nuestras reconstrucciones con la orientación de los esfuerzos tectónicos propuestos por Japas (1989), Cobbold *et al.* (1991) y von Gosen *et al.* (1990) para explicar la deformación del cordón plegado de Ventana, los mismos son muy semejantes. Si los vectores de desplazamiento descompuestos obtenidos (Fig. 9) se comparan con los rumbos de las fallas observadas por von Gosen *et al.* (1990) se reconocen orientaciones también muy similares.

Por lo tanto, en este trabajo se sugiere que la deformación del cordón de Ventana se habría desarrollado a lo largo de una zona de debilidad cortical que flanqueaba el borde austral del cratón del Río de la Plata (insertado de la figura 10), el cual podría haber sido basculado hacia el sur por el efecto de una antigua losa subductada (Prezzi *et al.* 2013). Esta zona de debilidad correspondería también con un arco de circunferencia que se extendería sólo en América del Sur y Sudáfrica. A lo largo del mismo se encuentran localidades que sufrieron deformación durante el Paleo-

zoico medio a tardío (insertado de la Fig. 10) y su centro es parecido al del arco que contiene a la cuenca de Benue.

Interpretamos que los esfuerzos tectónicos que desarrollaron dicha deformación habrían sido provocados por el movimiento hacia el norte de Gondwana (como se explicara previamente) y por el movimiento toroidal antihorario de cratones de Gondwana Occidental traccionados por la subducción en el océano Paleotetis; de la misma manera se habrían generado el orocline Ibérico-Cantábrico, la cuenca de Cuvette en África central (entre los cratones de Congo y Kalahari) y las deformaciones tectónicas reconocidas en América del Sur: en el basamento debajo de la cuenca de Paraná, en el bloque de San Rafael, en el bloque Chadileuvú y en Sierra Grande.

CONCLUSIONES

Reconstrucciones paleogeográficas absolutas de Gondwana (compatibles con modelos de Pangea tipo Wegener) realizadas mediante una selección de polos paleomagnéticos, permitieron calcular vectores de desplazamiento entre dos lapsos: Carbonífero tardío-Pérmico medio (aproximadamente entre 320 y 270 Ma) y Pérmico tardío-Triásico medio (aproximadamente entre 260 y 240 Ma).

Estos vectores de desplazamiento fueron interpretados en el marco de un modelo geodinámico en el que tracciones de losa en el margen boreal del océano Paleotetis habrían generado movimientos toroidales antihorarios de dominios de Gondwana Occidental separados por zonas de debilidad litosférica deformables. A este movimiento se le sumaría un desplazamiento de toda Pangea hacia el norte.

Los vectores de desplazamiento determinados son semejantes a la orientación de esfuerzos tectónicos reconocidos en diferentes sectores de Gondwana Occidental, por lo cual se sugiere que varios eventos de deformación, incluyendo el que produjo el cordón plegado de Ventana, habrían sido generados por un proceso geodinámico que involucró a toda Pangea.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se llevó a cabo con fondos de la Universidad de Buenos Aires correspondiente al subsidio UBACyT 20020110100064. Los autores desean agradecer al Dr. Rubén Somoza por la lectura crítica del manuscrito y sus valiosas sugerencias, a los doctores Arturo Taboada y Susana Damborenea por sus comunicaciones personales. Un agradecimiento especial al Dr. Augusto E. Rapalini por sus comentarios apropiados al arbitrar este trabajo. Gracias al Sr. Juan Giacomino por su hospitalidad en el lugar (frente al río Chubut) donde comenzó a escribirse este trabajo.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Allen, P.A. 2007. The Huqf Supergroup of Oman: Basin development and context for neoproterozoic glaciations. *Earth-Science Reviews* 84: 139 - 185.
- Alvey, A. 2009. Using crustal thickness and continental lithosphere thinning factors from gravity inversion to refine plate reconstruction models for the Arctic and North Atlantic. Tesis Doctoral, Universidad de Liverpool (inédita), 189 p, Liverpool.
- Amadei, B. y Stephansson, O. 1997. *Rock stress and its measurement*. Chapman and Hall, 490 p., Londres.
- Anderson, D.L. 2000. The thermal State of the Upper Mantle; No Role for Mantle Plumes. *Geophysical Research Letters* 27: 3623-3626.
- Anderson, D.L. 2001. Top-Down Tectonics? *Science* 293: 2016-2018.
- Arthaud, F. y Matte, P. 1977. Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geological Society of America Bulletin* 88: 1305-1320.
- Aubele, K., Bachtadse, V., Muttoni, G., Ronchi, A. y Durand M. 2012. A Paleomagnetic study of Permian and Triassic rocks from the Touloucuers basin, SE France: Evidence for intra-Pangea block rotations in the Permian, *Tectonics* 3, TC3015, doi:10.1029/2011TC003026.
- Bercovici, D. 1998. Generation of plate tectonics from lithosphere-mantle flow and void-volatile self-lubrication. *Earth and Planetary Science Letters* 154: 139-151.
- Bercovici, D. 2003. The generation of plate tectonics from mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 107-121.
- Bercovici, D. y Ricard, Y. 2014. Plate tectonics, damage and inheritance. *Nature* 508: 513-516.
- Bercovici, D., Ricard, Y. y Richards, M. 2000. The relation between mantle dynamics and plate tectonics: A primer. En: Richards M.A., Gordon R. y van der Hilst R. (Eds.) *The History and Dynamics of Global Plate Motions*, American Geophysical Union Geophysical Monograph 121: 5-46, Washington DC.
- Besse, J. y Courtillot, V. 2002. Apparent and true polar wander and the geometry of the geomagnetic field over the last 200 Myr. *Journal of Geophysical Research*, 107: 6-31. DOI: 10.1029/2000JB000050.
- Bilardello, D. y Kodama, K.P. 2010. Rock magnetic evidence for inclination shallowing in the Early Carboniferous Deer Lake Group red beds of western Newfoundland. *Geophysical Journal International* 181: 275-289.
- Brandt, D., Ernesto, M., Rocha-Campos, A.C. y Dos Santos, R. 2009. Paleomagnetism of the Santa Fé Group, central Brazil: implications for the late Paleozoic Apparent Polar Wander path for South America. *Journal of Geophysical Research* 114. B02101doi: 10.1029/2008JB005735.
- Bullard, E., Everett, J.E. y Smith, A.G. 1965. The fit of continents around the Atlantic. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 258: 41- 51.
- Burke, K. y Torsvik, T.H. 2004. Derivation of Large Igneous Provinces of the past 200 million years from long-term heterogeneities in the deep mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 227: 531- 538.
- Chernicoff, C., Zappettini, E., Santos, J., McNaughton, N. y Belousova, E. 2013. Combined U-Pb SHRIMP and Hf isotope study of the Late Paleozoic Yaminué Complex, Rio Negro Province, Argentina: Implications for the origin and evolution of the Patagonia composite terrane. *Geoscience Frontiers* 4: 37-56.
- Clark, D.A. y Lackie, M.A. 2003. Palaeomagnetism of the Early Permian Mount Leyshon Intrusive Complex and Tuckers Igneous Complex, North Queensland, Australia. *Geophysical Journal International* 153: 523-547.
- Cobbold, P.R., Gapais, D. y Rossello, E.A. 1991. Partitioning of transpressive motions within a

- sigmoidal foldbelt: The variscan Sierras Australes, Argentina. *Journal of Structural Geology* 13: 743 - 758.
- Collins, W.J. 2003. Slab pull, mantle convection, and Pangaeian assembly and dispersal. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 225-237.
- Condie, K. 1997. Plate tectonics and crustal evolution. Butterorth-Heinemann, Elsevier Science, 281p, Oxford.
- Conrad, C.P., Wu, B., Smith, E., Bianco, T. y Tibbetts, A. 2010. Shear-driven upwelling induced by lateral viscosity variations and asthenospheric shear: A mechanism for intraplate volcanism. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 178: 162-175.
- Cox, A. y Hart, R.B. 1986. Plate Tectonics: How It Works. Blackwell Scientific Publications, 392 p., Palo Alto, California.
- Dalla Salda L.H., Cingolani C.A., Varela R. 1992. Early Paleozoic orogenic belt of the Andes in southwestern South America: result of Laurentia-Gondwana collision? *Geology* 20: 617-620.
- Daly, M.C., Lawrence, S.R., Diemu-Tshiband, K. y Matouana, B. 1992. Tectonic evolution of the Cuvette Centrale, Zaire. *Journal of the Geological Society* 149: 539-546.
- De Kock, M.O. y Kirschvink, J.L. 2004. Paleomagnetic constraints on the Permian-Triassic boundary in terrestrial strata of the Karroo Supergroup, South Africa: implications for causes of the end-Permian extinction event. *Gondwana Research* 7: 175-183.
- DeMets, C., Gordon R.G., Argus, D.F. y Stein, S. 1990. Current plate motions. *Geophysical Journal International* 101: 425-478.
- Derder, M.E.M., Henry, B., Bayou, B., Djellit, H., y Amenna, M. 2001. New Moscovian palaeomagnetic pole from the Edjeleh fold (Saharan craton, Algeria) *Geophysical Journal International* 147: 343-355.
- Derder, M.E.M., Henry, B., Amenna, M., Bayou, B., Djellit, H., Guemache, M.A. y Hemmi, A. 2009. New structural implications for the central Sahara (Algeria), from the revisited Upper Carboniferous "Hassi Bachir" formation: paleomagnetic constraints. *Tectonophysics* 463: 69-76.
- Dimieri, L., Delpino, S. y Turienzo, M. 2005. Estructura de las Sierras Australes de Buenos Aires. En: de Barrio, R., Etcheverry, O., Caballé, M.F. y Llambías E. (Eds) *Geología y Recursos Minerales de la Provincia de Buenos Aires*. 16° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 101-118, La Plata.
- Domeier, M. y Torsvik, T.H., 2014. Plate tectonics in the Late Paleozoic. *Geoscience Frontiers* doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002.
- Domeier, M., Van der Voo, R., Tohver, E., Tomezzoli, R.N., Vizán, H., Torsvik, T.H., Kirshner, J.A., 2011a. New Late Permian constraint on the apparent polarwander path of Gondwana. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12. doi: 10.1029/2011GC003616.
- Domeier, M., Van der Voo, R., Tomezzoli, R.N., Tohver, E., Hendriks, B., Torsvik, T., Vizán, H. y Domínguez, A. 2011b. Support for an "A-type" Pangea reconstruction from high-fidelity Late Permian and Early to Middle Triassic paleomagnetic data from Argentina. *Journal of Geophysical Research* 116, B12114, doi:10.1029/2011jb008495.
- Domeier, M., Van der Voo, R., y Torsvik, T. 2012. Paleomagnetism and Pangea: The road to reconciliation. *Tectonophysics* 514/517: 14-43.
- Fisher, R. 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Serie A* 217-: 295305.
- Font, E., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N., Trindade, R.I.F. y Tohver, E. 2012. Episodic Remagnetizations related to tectonic events and their consequences for the South America Polar Wander Path. *Geological Society of London, Special Publications* 371, doi 10.1144/SP371.7.
- Forsyth, D. y Uyeda, S. 1975. On the relative importance of the driving forces of plate motion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 43: 163-200.
- Geuna, S.E. y Escosteguy, L.D. 2006. Mineralogía magnética de la Formación Alcaparrosa (Ordovícico) y del pórfiro pérmico que la intruye, Calingasta, provincia de San Juan. 8o Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 99-106.
- Geuna, S.E., Somoza, R., Vizán, H., Figari, E.G. y Rinaldi, C.A. 2000. Paleomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks in central Patagonia: a key to constrain the timing of rotations during the breakup of southwestern Gondwana? *Earth and Planetary Science Letters* 181: 145-160.
- Geuna, S.E., Escosteguy, L.D. y Limarino, C.O. 2010. Paleomagnetism of the Carboniferous-Permian Patquía Formation, Paganzo basin, Argentina: implications for the apparent polar wander path for South America and Gondwana during the Late Palaeozoic. *Geologica Acta* 8: 273-297.
- Geuna, S.E., Lagorio, S.L. y Vizán, H. 2014. Oxidation processes and their effects on the magnetic remanence of Early Cretaceous subaerial basalts from Sierra Chica de Córdoba, Argentina. En: Ort, M.H., Porreca, M. y Geissman, J.W. (Eds) *The Use of Palaeomagnetism and Rock Magnetism to Understand Volcanic Processes*. Geological Society of London, Special Publications 396, <http://dx.doi.org/10.1144/SP396.13>.
- Ghidella, M.E., Lawver, L.A., Marensi, S. y Gahagan, L.M. 2007. Modelos de cinemática de placas para Antártida durante la ruptura de Gondwana: una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62: 635-645.
- Golonka, J., Ross, M.I. y Scotese, C.R. 1994. Phanerozoic paleogeographic and paleoclimatic modeling maps. En: Embry, A.F., Beauchamp, B. y Glass, D.J. (Eds) *PANGAEA: Global Environments and Resources*. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 17: 1-48.
- González, P.D., Tortello, M.F. y Damborenea, S.E. 2011. Early Cambrian archaeocyathan limestone blocks in low-grade meta-conglomerate from El Jagüelito Formation (Sierra Grande, Río Negro, Argentina). *Geologica Acta* 9: 159-173.
- Gregori, D.A., Kostadinoff, J., Strazzere, L. y Raniolo, A. 2008. Tectonic significance and consequences of the Gondwanide orogeny in northern Patagonia, Argentina. *Gondwana Research* 14: 429-450.
- Gubbins, D. 1994. Geomagnetic polarity reversals: a connection with secular variation and core-mantle interaction? *Reviews of Geophysics* 32: 61-83.
- Gurnis, M. 1988. Large-scale mantle convection and the aggregation and dispersal of supercontinents. *Nature* 332: 695-699.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández Suárez, J., Weil, A., Murphy, B., Nance, D., Corfú, F. y Johnston, S. 2008. Self-subduction of the Pangaeian global plate. *Nature Geoscience* 1: 549-553.
- Hallam, A. 1983. Supposed Permo-Triassic megashear between Laurasia and Gondwana. *Nature* 301: 499-502.
- Harrington, H.J. 1980. Sierras Australes de la Provincia de Buenos Aires. En: Turner, J.C.M. (Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 2: 967-983,

- Córdoba.
- Hetzl, J. y Glodny, R. 2002. A crustal-scale, orogen-parallel strike-slip faults in the middle Urals: age, magnitude of displacement, and geodynamic significance. *International Journal of Earth Sciences* 91: 231-245.
- Irving, E. 1977. Drift of the major continental blocks since the Devonian. *Nature* 270 : 304-309.
- Irving, E. e Irving, G.A. 1982. Apparent polar wander paths: Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana. *Geophysical Surveys* 5 (2): 141-188.
- Jacques, J.M. 2003. A tectonostratigraphic synthesis of the Sub-Andean basins: implications for the geotectonic segmentation of the Andean Belt. *Journal of the Geological Society of London* 160: 687-701.
- Japas, M.S. 1989. Análisis de la deformación en las Sierras Australes de Buenos Aires. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 41: 193-215. Buenos Aires.
- Japas, M.S. 2001. Modelo cinemático neopaleozoico para el sector nororiental del Macizo Norpatagónico, Argentina. *Journal of Iberian Geology* 27: 91-121.
- Japas, M.S. 2004. Magmatismo neopaleozoico asociado a cizallamiento senestral en el sector norte del Macizo Norpatagónico. *Actas de la 12ª Reunión sobre Microtectónica y Geología Estructural*, p.17. Cafayate.
- King, R. 1955. The remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Geophysical Journal International* 7: 115-134.
- King, S.D. y Anderson, D.L. 1995. An alternative mechanism of flood basalt formation. *Earth and Planetary Science Letters* 136: 269-279.
- King, S.D. y Anderson, D.L. 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters* 160: 289-296.
- Kleiman, L.E. y Japas, M.S. 2009. The Choiyoi volcanic province at 34°S-36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics* 473: 283-299.
- Klitgord, K.D. y Schouten, H. 1986. Plate kinematics of the Central Atlantic. En: Vogt, P.R. y Tucholke, B.E. (Eds.) *The Geology of North America: The Western North Atlantic Region*, Geological Society of America: 351-404. Boulder, CO (USA).
- Klootwijk, C.T. 1979. A review of paleomagnetic data from the Indo-Pakistani fragment of Gondwanaland. En: Abul Farah, A. y De Jong, A. (Eds.) *Geodynamics of Pakistan*. Geological Survey of Pakistan: 41-80, Quetta.
- Kumar, P., Yuan, X., Ravi Kuman, M., Kind, R., Li, X. y Chadha, R.K. 2007. The rapid drift of the Indian Tectonic plate. *Nature* 449: 894-897.
- Lackie, M.A. 1988. The palaeomagnetism and magnetic fabric of the Late Permian Dundee Rhyodacite, New England. En: Kleema, J.D. (Ed.) *Tectonics and Metallogenesis: New England Orogen*, University of New England: 157-165, Armidale.
- Lawver, L.A. y Scotese, C.R. 1987. A revised reconstruction of Gondwana. En: McKenzie, G.D. (Ed.) *Gondwana Six: Structure, tectonics and geophysics*. American Geophysical Union Geophysical Monograph 40: 17-23, Washington.
- Lawver, L.A., Gahagan, L.M. y Norton, I. 2011. Chapter 5. Palaeogeographic and tectonic evolution of the Arctic region during the Palaeozoic. En: Spencer, A.M., Embry, A.F., Gautier, D.L., Stoupakova, A.V. y Sørensen, K. (Eds.) *Arctic Petroleum Geology*. Geological Society, London, *Memoirs* 35: 61-77.
- Llambías, E.J. 2001. Complejos magmáticos triásicos al norte de los 40° S. En: Artabe, A.E., Morel, E.M. y Zamuner, A.B (Eds.) *El Sistema Triásico en la Argentina*, Fundación Museo de La Plata "Francisco Pascacio Moreno": 55-68, La Plata.
- Lock, B.E. 1980. Flat-plate subduction and the Cape Fold Belt of South Africa. *Geology* 8: 35-39.
- Marcano, M. C., Van der Voo, R. y Mac Niocail, C., 1999. True polar wander during the Permian - Triassic. *Journal of Geodynamics* 28: 75-95.
- Manafi, M., Arian, M., Hashem, S., Raessi, T. Solgi, A. 2013. Tethys Subduction History in Caucasus Region. *Open. Journal of Geology*, 3: 222-232.
- McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M.J., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, A., Krawczyk, C.M. Rieke, H. y Lamarche, J. 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in Western and Central Europe. En: Gee, D.G. y Stephenson R.A. (Eds.). *European Lithosphere Dynamics*. Geological Society of London, *Memoria* 32: 355-388.
- McFadden, P.L. y Lowes, F.J. 1981. The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 67: 19-33.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W. 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International* 103:725-729.
- McKenzie, D. P. y Sclater, J. G. 1971. The evolution of the Indian ocean since the Late Cretaceous. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 25: 437-528.
- Milani, E.J. y De Wit, M.J. 2008. Correlations between the classic Paraná and Cape-Karoo sequences of South America and southern Africa and their basin infills flanking the Gondwanides: du Toit revisited. *Geological Society of London, Special Publications* 294: 319-342.
- Mitrovica, J.X., Beaumont, C. y Jarvis, G.T. 1989. Tilting of continental interiors by the dynamical effects of subduction. *Tectonics* 8: 1079-1094.
- Morel, P. e Irving, E. 1981. Paleomagnetism and the evolution of Pangea. *Journal of Geophysical Research* 86 (B3): 1858-1872.
- Morgan, W.J. 1983. Hotspots tracks and early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics* 94: 123-139.
- Muttoni, G., Kent, D.V., Garzanti, E., Brack, P., Abrahamsen, N. y Gaetani, M. 2003. Early Permian Pangea B to Late Permian Pangea A. *Earth and Planetary Science Letters* 215: 379-394.
- O'Neill, C., Müller, D. y Steinberger, B. 2005. On the uncertainties in hotspot reconstructions and the significance of moving hot spot reference frames. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6: 1-35.
- Oviedo, E.S. y Vilas, J.F.A. 1984. Movimientos recurrentes en el Permo-Triásico entre el Gondwana Occidental y el Oriental. 9º Congreso Geológico Argentino, *Actas* 3: 97-114, San Carlos de Bariloche.
- Pángaro, F. y Ramos, V.A. 2012. Paleozoic crustal blocks of onshore and offshore central Argentina: New pieces of the southwestern Gondwana collage and their role in the accretion of Patagonia and the evolution of Mesozoic south Atlantic sedimentary basins. *Marine and Petroleum Geology* 37: 162-183
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M. 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth-*

- Science Reviews 76: 235-257.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., López de Luchi, M., Rapalini, A.E., Fanning, C.M. y Galindo, C., 2014. The Gondwana connections of northern Patagonia. *Journal of the Geological Society of London* 171: 313-328.
- Pastor Galán, D. 2012. Evolución geodinámica del Oroclinal Ibero Armoricano. Geología estructural, modelización análoga y geocronología. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca (inédita), 187 p, Salamanca.
- Patriat, P. y Achache, J. 1984. India-Eurasia collision chronology has implications for crustal shortening and driving mechanism of plates. *Nature* 311: 615-621.
- Pavlov, E., Courtillot, V., Bazhenov, M.L., Veselovsky, R.V. 2007. Paleomagnetism of the Siberian Traps; new data and a new overall 250 Ma pole for Siberia. *Tectonophysics* 443: 72-92.
- Pegrum, R.M., 1984. Structural development of the southwestern margin of the Russian - Fenoscandian Platform. En: Spencer, A.M. et al. (Eds.), *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham and Trotham, London, pp. 359-369.
- Pindell, J. y Dewey, J.F. 1982. Permo-Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the gulf of Mexico/Caribbean region. *Tectonics* 1: 179-211.
- Plummer, Ph. S. y Belle, E.R., 1995. Mesozoic tectono-stratigraphic evolution of the Seychelles microcontinent. *Sedimentary Geology* 96: 73-91.
- Prezzi, C., Vizán, H., Van Zele, M.A. y Renda, E. 2013. Evolución de la cuenca de Claromecó y su relación con la deformación de las Sierras Australes, provincia de Buenos Aires, Argentina. *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue (2013), Proceedings Montevideo, Uruguay OB13, 1-5.
- Prévot, M., Mattern, E., Camps, P. y Daignières, M. 2000. Evidence for a 20° tilting of the Earth's rotation axis 110 million years ago. *Earth and Planetary Science Letters* 179: 517-528.
- Rabinowitz, P.R., y LaBrecque, J. 1979. The Mesozoic South Atlantic ocean and evolution of its continental margins. *Journal of Geophysical Research* 84: 5973-6002.
- Rakotosolofa, N.A., Tait, J.A., Carlotto, V. y Cárdenas, J. 2006. Palaeomagnetic results from the Early Permian Copacabana Group, southern Peru: implication for Pangea palaeogeography. *Tectonophysics* 413: 287-299.
- Ramos, V.A. 1984. Patagonia: ¿un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, San Carlos de Bariloche.
- Ramos, V.A. 2008. Patagonia: A paleozoic continent adrift? *Journal of South American Earth Sciences* 26: 235-251.
- Ramos, V.A. y Naipauer, M., 2014. Patagonia: where does it come from? *Journal of Iberian Geology* 40 (2) 2014: 367-379
- Ramos, V.A., Chermale, F., Naipauer, M., y Pazos, P. 2013. A provenance study of the Paleozoic Ventania System (Argentina): Transient complex sources from Western and Eastern Gondwana, *Gondwana Research* 26: 719-740.
- Rapalini, A.E. 2005. The accretionary history of southern South America from the latest Proterozoic to the Late Paleozoic: some paleomagnetic constraints. En: Vaughan, A.P.M., Leat, P.T. y Pankhurst, R.J. (Eds.) *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*, Geological Society of London, Special Publications 246: 305-328.
- Rapalini, A.E. y Vilas, J.F.A. 1991. Preliminary paleomagnetic data from the Sierra Grande Formation. Tectonic consequences of the first Mid-Paleozoic paleopoles from Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 4: 25-41.
- Rapalini, A.E. y Vizán, H. 1993. Evidence of intrapangean movements in Gondwanaland. *Comptes Rendus*, 12° International Congress of the Carboniferous and Permian Stratigraphy and Geology 1: 405-434, Buenos Aires.
- Rapalini, A.E., Tarling, D.H., Turner, P., Flint, S. y Vilas, J.F. 1994. Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, central Patagonia, Argentina. *Tectonics* 13: 1277-1294.
- Rapalini, A.E., Fazzito, S., Orue, D., 2006. A new Late Permian paleomagnetic pole for stable South America; the Independencia Group, eastern Paraguay. *Earth, Planets and Space* 58, 1247-1253.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Tohver, E. y Cawood, P. 2013. The South American ancestry of the North Patagonian Massif: geochronological evidence for an autochthonous origin? *Terra Nova*, doi: 10.1111/ter.12043.
- Rapela, C.W. y Pankhurst, R.J. 1992. The granites of northern Patagonia and the Gastre Fault System in relation to the breakup of Gondwana. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds.) *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, Geological Society of London, Special Publication 68: 209-220.
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Fanning, C.M., Baldo, E.G., González-Casado, J.M., Galindo, C. y Dahlquist, J. 2007. The Río de la Plata craton and the assembly of SW Gondwana. *Earth-Science Reviews* 83: 49-82
- Reeves, C.V., De Wit, M.J. y Sahu, B.K. 2004. Tight reassembly of Gondwana Exposes Phanerozoic Shears in Africa as Global Tectonic Players. *Gondwana Research* 7: 7-19.
- Robertson, A.H.F. 2012. Late Palaeozoic-Cenozoic tectonic development of Greece and Albania in the context of alternative reconstructions of Tethys in the Eastern Mediterranean region. *International Geology Review* 54: 373-454.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S. y Duboz, C. 2002. Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny. *Tectonophysics* 359: 117-129.
- Rossello, E.A., Massabie, A.C., López-Gamundi, O.R., Cobbold, P.R. y Gapais, D. 1997. Late Paleozoic transpression in Buenos Aires and northeast Patagonia ranges, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 10 : 389-402.
- Sbar, M.L. y Sykes, L.R. 1973. Contemporary compressive stress and seismicity in eastern North America: an example of intra-plate tectonics. *Geological Society of America Bulletin* 84: 1861-1882.
- Schandelmeier, H., Bremer, F. y Holl, H.-G., 2004. Kinematic evolution of the Morondava rift basin of SW Madagascar - from wrench tectonics to normal extension. *Journal of African Earth Sciences* 38: 321-330
- Scotese, C.R. 2001. Atlas of Earth History 1. Paleogeography, Paleomap Progress Report 90-0497, Department of Geology, University of Texas, Arlington, TX.
- Scotese, C.R. y McKerrow, W.S. 1990. Revised World maps and introduction. En: McKerrow, W.S. y Scotese, C.R. (Eds.) *Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography*, Geological Society Memoire 12:1-121.
- Sellés-Martínez, J. 1989. The structure of Sierras Australes (Buenos Aires Prov. Argentina): An example of folding in a transpressive environment. *Journal of South American Earth Sciences* 2: 317-329.
- Sengor, A. M., 1985. The story of Thetis: How many wives did Okeanos have? *Episodes* 8:

- 3-12.
- Shephard, G.E., Müller, R.D. y Seton, M. 2013. The tectonic evolution of the Arctic since Pangea breakup: Integrating constraints from surface geology and geophysics with mantle structure. *Earth-Science Reviews* 124: 148-183.
- Sibson, R.H., Moore, J. y Rankin, A.H. 1975. Seismic pumping, a hydrothermal fluid transport mechanism. *Journal of the Geological Society* 131: 653-659.
- Somoza, R., Vizán, H. y Taylor, G. 2008. Tectonic rotations in the Deseado Massif, southern Patagonia, during the breakup of Western Gondwana. *Tectonophysics* 460: 178-185
- Stampfli, G.M. y Borel, G.D. 2002. A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196: 17-33.
- Storey, B.C., Alabaster, T., Hole, M., Pankhurst, R.J. y Weaver, H.E. 1992. Role of subduction-plate boundary forces during the initial stages of Gondwana break up: evidence from the proto-Pacific margin of Antarctica. En: Storey, B.C., Alabaster, T. y Pankhurst, R.J. (Eds.) *Magmaism and the causes of continental break-up*. Geological Society of London, Special Publication 68: 149-163.
- Taboada, A.C., Pagani, M.A. e Isbell, J.L. 2013. Las faunas neopaleozoicas subpolares de Patagonia (Cuenca Tepuel-Genoa): biocorrelación, vinculación/aislamiento paleobiogeográfico e implicancias paleogeográficas. 6° Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes: 3, Buenos Aires
- Tankard, A., Welsink, H., Aukes, P., Newton D, R. y Stettler, E. 2009. Tectonic evolution of the Cape and Karoo basins of South Africa. *Marine and Petroleum Geology* 26: 1379-1412.
- Tauxe, L. y Kent, D.V. 2004. A simplified statistical model for the geomagnetic field and the detection of shallow bias in paleomagnetic inclinations: was the ancient magnetic field dipolar? Time scales of the paleomagnetic field. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 145: 101-115.
- Tomezzoli, R.N. 2005. A large counter-clockwise movement of western Gondwana during the Late Paleozoic, inferred from paleomagnetic data. *Gondwana* 12, Abstract: 351, Mendoza.
- Tomezzoli, R.N. 2009. The apparent polar wander path for South America during the Permian-Triassic. *Gondwana Research* 15: 209-215.
- Tomezzoli, R.N. 2012. Chilenia y Patagonia: un mismo continente alóctono a la deriva? *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69: 220-237.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J.F.A. 1999. Paleomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 138: 857-870.
- Tomezzoli, R.N., Vizán, H., Tickyj, H., Woroszylo, M.E. 2013. Revisión de la posición del polo paleomagnético de Sierra Chica, La Pampa, Argentina, en la curva de desplazamiento polar aparente del Gondwana sudoccidental. *Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue (2013), OB25, pp. -18. *Proceedings Montevideo, Uruguay*.
- Torsvik, T.H. y Van der Voo, R. 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophysical Journal International* 151: 771-794.
- Torsvik, T.H., Muller, R.D., Van der Voo, R., Steinberger, B. y Gaina, C., 2008. Global plate motion frames: toward a unified model. *Reviews of Geophysics* 46: 1-44.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Preeden, U., Mac Niocaill, C., Steinberger, B., Doubrovine, P.V., van Hinsbergen, D.J., Domeier, M., Gaina, C., Tohver, T., Meert, J.G., McCausland, P.J.A. y Cocks, R.M. 2012. Phanerozoic polar wander, palaeogeography and dynamics. *Earth-Science Reviews* 114: 325-368.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Doubrovine, P.V., Burke, K., Steinberger, B., Ashwald, L.D., Trønnes, R., Webb, S.J. y Bull, A.L., 2014. Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* 111: 8735-8740
- Unterneher, P., Curie, D., Olivet, J.L., Goslin, J. y Beuzart, P. 1988. South Atlantic fits and intra-plate boundaries in Africa and South America. *Tectonophysics* 155: 169-179.
- Uriz, N.J., Cingolani, C.A., Chemale Jr., F., Macambira, M.B. y Armstrong, R. 2010. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences* 100: 571-589.
- Valencio, D.A. 1980. El magnetismo de las rocas: su aplicación a la correlación geológica, la deriva continental, la tectónica de placas y otros problemas geofísicos y geológicos. Editorial Universitaria de Buenos Aires. *Temas*, 351 p, Buenos Aires.
- Van der Voo, R. 1993. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press, 411 p, Cambridge.
- Van der Voo, R. y French, R.B. 1974. Apparent polar wandering for the Atlantic-bordering continents: Late Carboniferous to Eocene. *Earth-Science Reviews* 10 : 99-119.
- Van der Voo, R. y Torsvik, T.H. 2001. Evidence for Late Paleozoic and Mesozoic nondipole fields provides an explanation for the Pangea reconstruction problems. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 71-81.
- Van der Voo, R. y Torsvik, T.H. 2004. The quality of the European Permo-Triassic paleopoles and its impact on Pangea reconstructions. Timescales of the paleomagnetic field. *American Geophysical Union Geophysical Monograph* 145: 29-42.
- Van der Voo, R., Peinado, J. y Scotese, C. 1984. A Paleomagnetic reevaluation of Pangea reconstructions. En: Van der Voo, R., Scotese, C. y Bonhommet, N. (Eds.) *Plate Reconstructions from Paleozoic Paleomagnetism*, American Geophysical Union Geodynamics Series 12: 11-26, Washington D.C.
- Visser, J.N.J. y Praekelt, H.E. 1996. Subduction, mega-shear systems and Late Palaeozoic basin development in the African segment of Gondwana. *Geologische Rundschau* 85: 632-646.
- Vizán, H. y Lagorio, S.L. 2011. Modelo geodinámico de los procesos que generaron el volcanismo cretácico de Córdoba (Argentina) y la Gran Provincia Ígnea Paraná, incluyendo el origen y evolución de la "Pluma Tristán". *Geoacta* 36: 55-75.
- von Gosen, W. 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): Implications for a Patagonia plate. *Tectonics* 22, doi:10.1029/2001TC901039.
- von Gosen, W. y Loske, W. 2004. Tectonic history of Calcatapul Formation, Chubut Province, Argentina, and the "Gastre fault system". *Journal of South American Earth Sciences* 18: 73-88.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L.V. 1990. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes (Buenos Aires Province/Ar-

- gentina), *Geologische Rundschau* 79: 797-821.
- Wegener, A. 1922. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane. On the Origin of Continents and Oceans*, English translation of 3rd edition by J. G. A. Skerl (1924), 212 p, Methuen, London.
- Weil, A.B., Van der Voo, R. y van der Pluijm, B.A. 2001. Oroclinal bending and evidence against the Pangea megashear: the Cantabria-Asturias Arc (northern Spain). *Geology* 29: 991-994.
- Winchester, J.A. y the PACE TMR Network Team 2002. Palaeozoic amalgamation of Central Europe: new results from recent geological and geophysical investigations. *Tectonophysics* 360: 5-21.
- Zaffarana, C.B., López de Luchi, M.G., Somoza, R., Mercader, R., Giacosa, R. y Martino, R.D. 2010. Anisotropy of magnetic susceptibility study in two classical localities of the Gastre Fault System, central Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences* 30: 151-166.
- Zhong, S., Zhang, N., Zheng-Xiang Li, Z.X. y Roberts, J.H. 2007. Supercontinent cycles, true polar wander, and very long-wavelength mantle convection. *Earth and Planetary Science Letters* 261: 551-564.
- Zoback, M.L. y Zoback, M.D. 1980. State of stress in the conterminous United States. *Journal of Geophysical Research* 85: 6113-6156.
- Zulauf, G., Dörr, W., Fisher-Spurlock, S.C., Gerdes, A., Chatzaras, V., Xypolias, P., 2014. Closure of the Paleotethys in the External Hellenides: Constraints from U-Pb ages of magmatic and detrital zircons (Crete). *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.106/j.gr.2014.06.011>.

Recibido: 27 de agosto, 2014

Aceptado: 29 de mayo, 2015