

## GEOMAGNETISMO JURÁSICO, ZONAS DE SUBDUCCIÓN DE PANGEA Y ANOMALÍAS EN LA VELOCIDAD DE ONDAS SÍSMICAS EN EL LÍMITE MANTO-NÚCLEO

*Haroldo Vizán, María Andrea Van Zele y Miriam Gabriela Nieto*

CONICET, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (U.B.A.).  
Pabellón 2. Ciudad Universitaria. (1428) Buenos Aires. e-mail: haroldo@gl.fcen.uba.ar

### RESUMEN

En un trabajo anterior se sugirió una posible correlación entre polos geomagnéticos virtuales (PGV's) jurásicos tempranos intermedios registrados en una sección en la garganta de Breggia (Suiza) y la ubicación estimada de las zonas de subducción de Pangea. Con el objetivo de observar si existen otras rocas jurásicas que hayan registrado direcciones geomagnéticas cuyos PGV's presenten una distribución similar, se compilaron datos paleomagnéticos de estudios magnetoestratigráficos confiables que cubren un lapso entre circa 200 Ma y circa 140 Ma. Los PGV's fueron reconstruidos a la ubicación geográfica que tenían durante el Jurásico y se consideraron como intermedios aquellos que se encontraban entre los 60° de latitud norte y los 60° de latitud sur. Para evitar que la distribución de PGV's estuviera sesgada por los datos de las localidades que aportaban mayor cantidad, cada PGV intermedio fue pesado por el método de Love. Se obtuvo un mapa (en escala de grises) de la densidad de los PGV's intermedios ya pesados y se lo comparó con las zonas de subducción de Pangea. Existe una buena correlación entre la densidad de PGV's y las zonas de subducción mencionadas, lo que sugiere que existiría una vinculación entre el comportamiento del campo magnético terrestre durante el Jurásico y la tectónica de placas ocurrida en dicho período geológico. Además, las áreas de distribución de los PGV's coinciden con las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo sugiriendo que las reversiones de polaridad jurásicas podrían haber estado controladas por una estructura del límite manto-núcleo similar a la actual.

**Palabras claves:** geomagnetismo, Jurásico, Pangea, subducción, límite manto-núcleo.

### ABSTRACT

In a previous paper, a possible correlation between intermediate Early Jurassic virtual geomagnetic poles (VGP's) recorded at the Breggia Gorge (Switzerland) and the location of Pangea subduction zones, was suggested. The objective of this paper is to observe if other Jurassic rocks recorded directions that produce VGP's with similar distributions. Paleomagnetic data that belong to a time span between c. 200 Ma and 140 Ma were compiled from reliable magnetostratigraphic studies. The VGP's were repositioned in the geographic locations that they had had during the Jurassic, and those between  $\pm 60^\circ$  of latitude were considered intermediate. To avoid that the intermediate VGP's distribution were biased for those localities with more data, each VGP was weighted by Love's methodology. A gray-scale map of density of the weighted intermediate VGP's was obtained and compared with the Pangea subduction zones. There is a good correlation between the density of the VGP's and the Pangea subduction zones what suggests that there is a relationship between the Jurassic geomagnetic field and the plate tectonics that occurred during this geological period. The areas where the Jurassic VGP's were distributed are also in coincidence with those of faster seismic wave propagation in the core-mantle boundary, what suggests that the Jurassic geomagnetic polarity transitions could have been controlled by a structure of the core-mantle boundary similar to that of the Present time.

**Keywords:** geomagnetism, Jurassic, Pangea, subduction, core-mantle boundary.

## INTRODUCCIÓN

El campo magnético terrestre (CMT) tiene la particularidad de invertir su polaridad (el sentido de su campo dipolar) con el tiempo. Se denomina polaridad estable a aquella en que el dipolo geomagnético tiene, durante largos períodos (generalmente), una dirección aproximadamente constante: la del eje de rotación terrestre; se denomina normal (reversa) si su sentido coincide (es contrario) con el campo dipolar actual. El fenómeno físico involucrado en las transiciones de polaridad es aún poco entendido, lo cual tal vez sea debido a que sus registros son discontinuos y se encuentran dispersos en rocas y sedimentos portadores de minerales magnéticos que pueden registrar más de una magnetización desde su origen en adelante. Para identificar a las sucesivas magnetizaciones adicionadas, se efectúan desmagnetizaciones que no siempre son efectivas para definir con precisión a la dirección (inclinación, declinación) que corresponde al campo geomagnético que se desea analizar. Además, las rocas son deformadas a través de procesos tectónicos cambiando su actitud espacial, de modo que para analizar sus registros magnéticos se deben restablecer los mismos a la posición que tenían originalmente las rocas. En las rocas magnetizadas pueden medirse la inclinación y la declinación magnética y con menor certeza la intensidad del CMT; a partir de las direcciones magnéticas medidas en las rocas y sedimentos puede calcularse la posición de los polos geomagnéticos virtuales (PGV's). La conversión se realiza empleando una fórmula que corresponde a un modelo de CMT dipolar con simetría axial. Es de destacar que el registro magnético de una roca de un único nivel estratigráfico, corresponde a una lectura del CMT cuyo comportamiento puede no ser el de un dipolo axial, y por ello el polo calculado se denomina virtual. Dada la disminución en la intensidad

medida del CMT que suele ocurrir durante una transición de polaridad, se sospecha que el proceso involucra una merma de la componente dipolar del mismo, pudiendo prevaler sus componentes no dipolares. Aún así, los PGV's de diferentes sucesiones estratigráficas son empleados para comparar los registros de transiciones de polaridad, dado que actualmente es el único método que permite hacerlo con registros de diferentes lugares de nuestro planeta.

A pesar de todos los pormenores mencionados, Laj *et al.*, (1991) analizaron los PGV's de las transiciones de polaridad de los últimos 12 millones de años (Cenozoico tardío) que correspondían a registros de sucesiones estratigráficas aflorantes en distintos lugares del mundo. A través de este análisis sugirieron que los PGV's de dichas transiciones se distribuían preferentemente en dos bandas longitudinales y prácticamente antípodas a las que denominaron caminos de reversiones. Uno de estos caminos se distribuye sobre América del Sur y América del Norte, el otro camino atraviesa Australia y Eurasia y fueron correlacionados por Laj *et al.*, (1991) con zonas de anomalías de velocidad de onda sísmica en el manto inferior de la Tierra. Estas zonas de anomalías de velocidad de ondas sísmicas, a su vez, se ubican geográficamente en lugares por donde se encuentran las zonas de subducción de la corteza terrestre desde el Jurásico hasta la actualidad (Richards y Engebretson, 1992; Kývalová *et al.*, 1995; Wen y Anderson, 1995; entre otros). El análisis y sugerencias efectuados por Laj *et al.*, (1991) fueron cuestionados por diferentes autores empleando distintos enfoques. Langereis *et al.*, (1992) indicaron que la distribución de PGV's en bandas longitudinales se debía a la adquisición del registro magnético por parte de sedimentos y no a la representación de un fenómeno geomagnético, considerando que Laj *et al.*, (1991) seleccionaron sus datos de sucesiones de rocas sedimentarias. Análisis

efectuados con datos obtenidos en rocas volcánicas de los últimos 20 millones de años mostraron distribuciones preferenciales de PGV's (Love, 1998) en longitudes análogas a los caminos de reversiones propuestos por Laj *et al.*, (1991). Por otra parte, Egbert (1992) señaló que la conversión de direcciones intermedias en PGV's determina que éstos se ubiquen geográficamente en bandas a 90° del lugar de muestreo. Los lugares de muestreo seleccionados por Laj *et al.*, (1991) tenían longitudes parecidas ya que la mayoría se ubicaba en Europa cerca del Mar Mediterráneo y las bandas de los PGV's intermedios analizados por Laj *et al.*, (1991) se ubicaban aproximadamente a 90° de los mismos. Es decir, los lugares de muestreo no se distribuían homogéneamente en el Globo Terrestre por lo cuál los caminos de reversiones propuestos estaban sujetos a ser un artificio (McFadden *et al.*, 1993). Por ese motivo Zhu *et al.*, (1994) efectuaron un estudio paleomagnético en la localidad de Weinan (norte-centro de China) que se encuentra prácticamente en la longitud de uno de los caminos de reversiones. El estudio se realizó en una sección de loess que registró las transiciones Matuyama-Brunhes y Upper Jaramillo y produjo PGV's sobre ambos caminos preferenciales reconocidos por Laj *et al.*, (1991) indicando que los mismos pueden interpretarse como resultados de un fenómeno geomagnético.

Un análisis efectuado con datos de una sucesión jurásica temprana (Vizán y Van Zele, 2001), mostró una distribución preferencial de PGV's similar a la de los caminos de reversiones cenozoicos antes mencionados, lo cual sugiere que el CMT tuvo un comportamiento análogo durante las reversiones en el Cenozoico tardío y en el Jurásico, como también fuera observado por Vizán *et al.*, (1994) y Vizán y Van Zele (1995). Vizán y Van Zele (2001), por otra parte, señalaron que la distribución preferencial de

PGV's intermedios coincide con las zonas de subducción de Pangea durante el Jurásico. Posteriormente, Prévot *et al.*, (2003) sugirieron que la reversión del CMT observada en los basaltos jurásicos de Lesotho presenta un comportamiento similar a las reversiones del Cenozoico. Los últimos autores, por otra parte, observaron que “intrigantemente, los PGV's de la reversión de Lesotho presentan un rebote que cae a lo largo del límite entre las placas Eurasia y Pacífica”. Esta observación es coherente con la coincidencia entre la distribución de PGV's intermedios jurásicos y las zonas de subducción de Pangea observada por Vizán y Van Zele (2001).

El análisis de Vizán y Van Zele (2001) se efectuó con datos obtenidos por Horner y Heller (1983) en una sucesión sedimentaria pliensbaquiana-toarciense (circa 180 Ma, según la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 1994) aflorante en la garganta de Breggia (Ticino, Suiza). Los datos analizados por Prévot *et al.*, (2003) pertenecen a un nuevo estudio realizado en las volcanitas de Lesotho (Sur de África) datadas en 183 Ma. Es decir que PGV's intermedios de edades equivalentes, indicarían una coincidencia entre la distribución geográfica de los mismos y las zonas de subducción de Pangea durante el Jurásico. Si esta coincidencia es factible, se podría sospechar que existe una vinculación entre procesos de tectónica de placas que se producen en la corteza y el comportamiento del CMT generado en el núcleo externo de la Tierra, tal como se sugiere en estos dos estudios. El objetivo de este trabajo es observar si existen otras sucesiones jurásicas que avalen dicha correlación. Para ello se compilaron nuevos datos paleomagnéticos de magnetoestratigrafías que cubren un lapso que va desde el Jurásico temprano (circa 200 Ma, escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 1994) hasta el límite entre el Jurásico y el Cretácico (circa 145 Ma, misma escala de tiempo). Los datos se seleccionaron considerando criterios

que permiten suponer que las direcciones magnéticas de las que se obtuvieron los PGV's son lecturas originales del CMT jurásico (sección 2); se caracterizaron las direcciones de las poblaciones seleccionadas (sección 3); y con las direcciones estables se calcularon los polos paleomagnéticos de cada población. Los polos paleomagnéticos se utilizaron para determinar la ubicación geográfica de las localidades de muestreo durante el Jurásico (sección 4). Luego se establecieron zonas donde los PGV's de direcciones intermedias pueden ser encontrados con mayor o menor frecuencia (sección 5). El análisis de los PGV's, ponderados de acuerdo con el método de Love (1998), sugiere una buena correlación entre la distribución de caminos de reversiones jurásicas y las zonas de subducción de Pangea. Es de destacar que las áreas con mayor densidad de PGV's jurásicos, se encuentran prácticamente en las mismas coordenadas geográficas que las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el manto inferior como fuera observado con otra selección de datos y efectuando un análisis menos riguroso (Vizán *et al.*, 1994). Las conclusiones obtenidas no son definitivas ya que la distribución de PGV's intermedios jurásicos podría ser un artificio debido a la distribución de las localidades de muestreo y la naturaleza sedimentaria de varias de las rocas que portan las magnetizaciones analizadas.

### **CRITERIOS DE SELECCIÓN DE LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS ANALIZADOS**

Tal como señalan Prévot *et al.*, (2003), a excepción hecha de los datos obtenidos en los basaltos de Lesotho, no existen actualmente estudios de transiciones de polaridades geomagnéticas ocurridas durante el Jurásico que sean apropiados para comprobar si efectivamente existen distribuciones preferenciales de PGV's transicionales. Sin

embargo, se han efectuado varios trabajos magnetoestratigráficos en distintos lugares de muestreo que se encuentran bien acotados temporalmente en intervalos a través de fósiles o zonaciones faunísticas representativas de cada uno de los pisos generados durante el Jurásico. Es de destacar que en los estudios magnetoestratigráficos se efectúan muestreos de varios niveles distribuidos secuencialmente en una columna estratigráfica, lo cual posibilita la obtención de direcciones intermedias entre las diferentes magnetozonas ("chrones") registradas. En cambio en los estudios paleomagnéticos abocados a resolver problemas tectónicos, en general se muestrean varios sitios separados geográficamente que involucran en cada caso un número de niveles estratigráficos relativamente menor. Obviamente, dado que el objetivo de un estudio magnetoestratigráfico es diferente al de un estudio de transiciones de polaridad, los resultados que se obtengan de un análisis de datos compilados de aquellos estudios, deben ser considerados con precaución. Por ello, para este trabajo se efectuó una selección de direcciones geomagnéticas basada en criterios de confiabilidad aplicados a las direcciones estables (o sus PGV's) de cada lugar de muestreo, que permiten asegurar que corresponden a lecturas del campo geomagnético jurásico. Para análisis geodinámicos y tectónicos, los polos paleomagnéticos de distintas localidades, se seleccionan considerando criterios como los propuestos por Van der Voo (1993). Los estudios magnetoestratigráficos que son considerados para realizar correlaciones a escala global y confeccionar escalas de tiempo de polaridad geomagnética, también son seleccionados de acuerdo con criterios de confiabilidad. Opdyke y Channell (1996) propusieron índices de confiabilidad para estudios magnetoestratigráficos basados en 10 criterios. Algunos de estos criterios son los mismos que los propuestos por Van der Voo

(1993); sin embargo otros son propios de la magnetoestratigrafía.

En este estudio es imposible diferenciar datos de reversiones, de otros que corresponden a eventos o excursiones del CMT o bien a variaciones seculares de mayor magnitud que las actuales (véase Tarling *et al.*, 1999). Por eso en este trabajo nos referiremos a direcciones o PGV's intermedios para diferenciarlos de los estables sin considerar si los mismos corresponden o no a una transición de polaridad. Los direcciones que se analizarán en este trabajo corresponden a magnetoestratigrafías que cumplen con los criterios de Opdyke y Channel (1996); sin embargo como el presente trabajo se enfoca al estudio de la distribución espacial de todas las direcciones (o sus PGV's) registradas/os en diferentes sucesiones estratigráficas, se prefiere imponer criterios de exclusión cuya justificación se señala debajo.

1) Edad estratigráfica reconocida a nivel de piso con la correspondiente paleontología asociada presentada adecuadamente. Esta condición se impone porque todos los datos paleomagnéticos registrados en cada una de las sucesiones analizadas, fueron transferidos de acuerdo con las coordenadas geográficas que presentaban las mismas en el momento del registro. Para ello se empleó en cada caso el parámetro de reconstrucción correspondiente de acuerdo con la edad de la sucesión. Cabe destacar que el Jurásico cubre un lapso de aproximadamente 50 millones de años durante el cual el supercontinente Pangea experimentó movimientos de deriva continental ponderables. Por este criterio de exclusión, se descartaron los datos obtenidos en la Formación Morrison (Steiner y Helsley, 1975) que como suele ocurrir en secuencias continentales muestreadas, no presenta fósiles que acoten su edad con precisión.

2) Desmagnetización adecuada de las muestras y análisis de las componentes magnéticas empleando diagramas ortogonales

(Zijderveld, 1967) y definición de las direcciones magnéticas empleando, en lo posible, el método de componentes principales que ajusta por cuadrados mínimos las proyecciones ortogonales de las direcciones a una recta (Kirschvink, 1980). En la actualidad en todos los estudios magnetoestratigráficos se efectúan desmagnetizaciones completas de las muestras, sin embargo existen casos en los que no puede aislarse la componente primaria porque su espectro de fuerzas coercitivas o temperaturas de bloqueo se solapa con los de una o varias remagnetizaciones posteriores. En estos casos las direcciones que se suponen primarias, pueden estimarse empleando círculos de remagnetización (McFadden y McElhinny, 1988). Sin embargo no se considera que sea un método que permita aislar direcciones intermedias que correspondan, sin lugar a dudas, a una lectura primaria del CMT. Por esta razón, se excluyeron los estudios magnetoestratigráficos realizados en las secciones pliensaquianas-toarcianas de Cuenca Neuquina (Iglesia Llanos y Riccardi, 2000) y de la Cuenca de París (Moreau *et al.*, 2002; Moreau *et al.*, 2005). Es de destacar que la sección Hetangiana-Sinemuriana de la Cuenca de París presenta datos confiables que fueron compilados para este trabajo. De acuerdo con Moreau *et al.*, (2005) la diferencia en la calidad de los datos de los distintos pisos estratigráficos está determinada por las diferencias mineralógicas que presentan.

3) Sospecha de que las inclinaciones de las direcciones aisladas hayan sido suavizadas por compactación que reorienta a los detritos magnéticos (i.e Anson y Kodama, 1987; Kodama y Sun, 1992). Este efecto provoca una disminución en la inclinación de las direcciones de polaridades estables e induce una medición de la paleolatitud, más baja que la que le correspondería al sitio de muestreo. En el estudio magnetoestratigráfico de la sección Hetangiana-Sinemuriana de Cuenca



Neuquina, Iglesia Llanos (1997) reconoce este efecto por lo cual se excluyen los datos de dicha sección.

4) Indicios de que las direcciones intermedias puedan corresponder a un proceso de magnetización diferente al de las direcciones de polaridades estables (Channell *et al.*, 1990).

5) Estructuras geológicas indetectables. Con excepción hecha de los datos obtenidos por Yang *et al.*, (1996) de la cuenca de París que corresponden a estratos prácticamente horizontales, los demás datos pertenecen a sucesiones deformadas. En este trabajo se compararon los polos paleomagnéticos (PP's) de las sucesiones analizadas con otros de edades equivalentes obtenidos en los mismos continentes o regiones, para valorar si las correcciones de estructura efectuadas en cada estudio magnetoestratigráfico fueron correctamente realizadas. En el estudio de las calizas toarcianas de Iznalloz (España) realizado por Galbrun *et al.*, (1990) los autores consideran que una de las causas que provoca la dispersión de sus datos es que existen estructuras que no pudieron ser estimadas correctamente. Debido a ello, dicho estudio fue excluido de este análisis.

6) Prueba de "polaridades antípodas". Teóricamente, si a través de desmagnetizaciones se logran aislar direcciones paleomagnéticas en las que no quedan rastros de remagnetizaciones posteriores, y siempre que el número de mediciones del CMT registrado a través de dichas direcciones sea suficiente como para promediar su variación secular, las direcciones medias de ambas polaridades estables (normales y reversas) deben ser antípodas. Para probarlo se han diseñado métodos que están basados en la estadística de Fisher (1953) que es aplicable a una población de direcciones con distribución axialmente simétrica (circular), como por ejemplo el propuesto por McFadden y McElhinny (1990). Por ello, en el presente

trabajo se determinaron separadamente las direcciones que forman una población normal (reversa) con distribución axial y se aplicaron los métodos antes mencionados. Ningún conjunto de direcciones que pasó los criterios de exclusión 1) a 5) obtuvo una prueba de polaridades antípodas positiva, incluyendo aquellos que con todas las direcciones pasaban dicha prueba (i.e. direcciones compiladas del trabajo de Juárez *et al.*, 1994). Ello podría indicar que el CMT durante el Jurásico no tenía simetría axial, si bien se aproximaría a ella dada la coherencia que existe entre PP's con dicha edad. Para valorar los datos utilizados en este trabajo, se seleccionaron las direcciones registradas en las volcanitas de Lesotho como registros fidedignos del CMT pues diferentes autores consideran que los registros paleomagnéticos del CMT en rocas volcánicas (adquiridos prácticamente de manera instantánea) son mucho más confiables que los obtenidos en rocas sedimentarias donde el registro magnético puede quedar abierto hasta mucho después de depositado el sedimento (Hoffman, 1992; Prevót *et al.*, 2000).

En el conjunto de direcciones de las volcanitas de Lesotho se definieron las poblaciones con simetría axial de ambas polaridades y se calculó el ángulo que separa a sus direcciones medias (con una invertida a la polaridad de la otra). El valor angular obtenido se tomó como límite máximo para aceptar o excluir otras poblaciones de acuerdo a como se describe más abajo.

### CARACTERÍSTICAS DE LOS DATOS PALEOMAGNÉTICOS SELECCIONADOS

Para analizar los datos que no fueron excluidos por los 5 primeros criterios antes mencionados, se utilizó una variante del método descrito en Vizán y Van Zele (2001) para determinar poblaciones axialmente simétricas. En esta oportunidad se trabajó, para

cada lugar de muestreo, con las direcciones que poseen un sentido, independientemente de las que tienen el otro; se calcularon las direcciones medias de ambas polaridades y sendos parámetros estadísticos de acuerdo con Fisher (1953). Se compararon las direcciones medias invirtiendo una a la polaridad de la otra. La distancia angular entre las direcciones medias así obtenidas en las volcánicas de Lesotho fue de 12,5°. Se seleccionaron, entonces, los datos que luego de aplicar la metodología mencionada presentan una distancia angular entre sus direcciones medias menor o igual a dicho valor. Los que presentaron un valor angular mayor se descartaron. Las direcciones del estudio magnetoestratigráfico de Umbria (Lowrie y Channell, 1983) fueron excluidos por dicha razón.

Con las poblaciones de direcciones seleccionadas luego de aplicar este criterio, se calcularon los polos paleomagnéticos (PP's) correspondientes. Para ello se obtuvieron, en cada caso, las direcciones medias de ambas polaridades estables y luego el promedio entre ambas. Con ello se garantizó que las poblaciones estables de una polaridad determinada (sea normal o reversa) con mayor número de datos, no sesgaran a las direcciones promedio con las que se obtuvieron los PP's. Estos PP's se compararon con otros de edades

similares obtenidos en el mismo continente o ámbito geológico. Para ello se seleccionaron PP's de reconocida calidad elegidos en diferentes trabajos (se mencionan posteriormente). La coherencia en la ubicación geográfica de los PP's, sería un indicio de que las correcciones de estructura efectuadas en cada caso, son adecuadas para realizar el análisis que se pretende en este trabajo.

A continuación se mencionan las características de las poblaciones seleccionadas en orden cronológico decreciente (Tabla 1):

1) Magnetoestratigrafía hetangiana y sinemuriana de la cuenca de Paris (Yang *et al.*, 1996). Estos datos paleomagnéticos se obtuvieron en diferentes segmentos de una corona de perforación obtenida en Montcornet (noreste de la Cuenca de Paris). La sucesión estratigráfica corresponde a un lapso que de acuerdo con Gradstein *et al.*, (1994) se extiende entre los 205 y 195 Ma. Las direcciones consideradas como magnetizaciones remanentes características (MRC) se compilaron de los estereogramas que presenta el trabajo de Yang *et al.*, (1996) y se corrigieron rotando la dirección media de las componentes aisladas hasta los 300° C a la dirección del campo dipolar actual. El número total de direcciones con MRC es 453 de las cuales 270 son direcciones estables de polaridad normal y 169 son reversas. El ángulo entre las

**Tabla 1.** Los paleopolos de Brodno y Djebel Oust se encuentran sin la corrección correspondiente a la rotación de las localidades de muestreo según un eje vertical (véase el texto para más información). Las coordenadas geográficas en el Jurásico corresponden a las edades o lapsos considerados en la columna 8 de esta tabla. **Por favor buscar una manera de hacer legible esta tabla**

Nombre de la localidad	Ubicación geográfica Actual		N total de direcciones	N de direcciones intermedias	Paleopolo		Edad o lapso (Ma)	Localidad ubicada geográficamente en el Jurásico		Referencias
	Lat.	Long.			Lat.	Long.°E		Lat.	Long.°E	
Cuenca de Paris	49,7° N	4°E	453	14	54,2° N	104,6	205-195	33,3° N	12,2	Yang <i>et al.</i> (1996)
Gargania de Breggia	45,8° N	9°E	445	153	69° N	123,6	196-176	34,4° N	22,9	Homer y Heller (1983)
Thouars y Aineault	46,8° N	0,1°O	97	32	54,2° N	121,3	189-180	36,9° N	19,6	Galsbur <i>et al.</i> (1988)
Lesotho	29,9° S	28,4°E	84	21	69,4° S	98,1	185- 1	34,9° N	9,1	Provot <i>et al.</i> (2003) Kozlov y Paris (1998)
Aglón y Tozas	41,3° N	1,1°O	249	55	51,7° N	252,6	158-154	22,6° N	8,5	Jalínez <i>et al.</i> (1994)
Brodno	49,2° N	18,7°E	217	84	11,7° N	311,5	148-142	23,7° N	10,6	Houka <i>et al.</i> (1969)
Djebel Oust	36° N	10°E	144	32	67,1° N	177,4	154-136	13,5° N	10,5	Naim <i>et al.</i> (1981)

direcciones medias normal y reversa es de  $4,9^\circ$ . El polo paleomagnético correspondiente a la dirección promedio entre ellas se ubica en: Lat.=  $54,2^\circ$  N; Long.=  $104,6^\circ$  E muy próximo a la posición geográfica del polo de la cantera Xeuilley de 205 Ma (ubicado en  $55^\circ$  N y  $100^\circ$  E, Edel y Düringer 1997) y es contenido por el intervalo de confianza del mismo.

2) Magnetoestratigrafía pliensbaquiana-aaleniana de la garganta de Breggia (Horner y Heller, 1983). Estos datos pertenecen a una sucesión que aflora en los Alpes de Ticino (Suiza) y corresponde a un lapso entre los 196 y 176 Ma en la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, (1994). Los datos paleomagnéticos de esta sucesión fueron anteriormente utilizados en un análisis del comportamiento del campo geomagnético durante el Jurásico temprano (Vizán y Van Zele, 2001). El número total de direcciones que portan la MRC es 445 de las cuales 118 son direcciones estables de polaridad normal y 174 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $10,8^\circ$ . El polo paleomagnético calculado está ubicado en: Lat.=  $69^\circ$  N; Long.=  $123,6^\circ$

E muy cerca de otro obtenido en calizas de Normandía (Francia) de 193 Ma (Fabr , 1986 en Edel y Düringer, 1997) ubicado en  $68,5^\circ$  N y  $118^\circ$  E y es contenido por el intervalo de confianza de este último. A su vez, se encuentra en el borde del intervalo de confianza de otro polo de 185 Ma ubicado en  $72^\circ$  S y  $100^\circ$  E, obtenido también en calizas de Normandía por el mismo autor.

3) Magnetoestratigrafía toarciana en Thouars y Airvault (Galbrun *et al.*, 1988). Estos datos paleomagnéticos fueron obtenidos en los estratotipos de Deux-Sèvres (Francia) y la sucesión litológica analizada comprende un lapso entre los 188 y los 180 Ma según la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, (1994). De acuerdo con los análisis de magnetismo de rocas de Galbrun *et al.*, (1988) la magnetita es la principal fase ferrimagnética de las

calizas de Thouars y Airvault, y es probable se aísle una MRC detrítica en dichas rocas. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 97 de las cuales 32 son direcciones estables de polaridad normal y 33 son reversas. El  ngulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $9,3^\circ$ . El polo paleomagnético correspondiente a la dirección promedio entre ellas se ubica en: Lat.=  $54,21^\circ$  N; Long.=  $121,3^\circ$  E y está contenido por el intervalo de confianza del polo de 185 Ma obtenido en calizas de Normandía (Fabr , 1986 en Edel y Düringer, 1997) y se encuentra muy cerca de otro de 193 Ma ubicado en  $77^\circ$  N,  $135^\circ$  E obtenido en sedimentitas británicas (Hijab y Tarling, 1982 en Edel y Düringer, 1997).

4) Datos paleomagnéticos de los Basaltos de Lesotho. La reversión del campo geomagnético ocurrida durante el Jurásico temprano y registrada por estas lavas fue reconocida originalmente por van Zijl *et al.*, (1962, a, b) en dos secciones: Maserau y Sani Pass (Sud África). Recientemente, Prévot *et al.*, (2003) visitaron la localidad de Maserau (Bushmen's Pass) y nuevamente reconocieron la reversión geomagnética empleando equipos más tecnificados y nuevas metodologías de análisis. Existen varias edades radimétricas para los Basaltos de Lesotho, los datos más recientes (Duncan *et al.*, 1997) proveen una edad  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  promedio de  $183 \pm 1$  Ma (toarciana, de acuerdo con la escala de Gradstein *et al.*, 1994). Para llevar a cabo el análisis requerido en el presente trabajo, a los datos de la reversión presentados por Prévot *et al.*, (2003) se a nadieron los de polaridades estables normales y reversas registradas en los basaltos mencionados y presentados por Kosterov y Perrin (1996). Los datos de ambos trabajos corresponden a unidades de enfriamiento, es decir que cada dirección corresponde a un promedio de direcciones que no pueden diferenciarse al 95 % de confianza y que fueron registradas por un conjunto de lavas sucesivas. Es digno de destacar que en cada



lava el registro paleomagnético es prácticamente instantáneo, a diferencia de lo que ocurre en un estrato sedimentario en el que el sistema de registro magnético puede estar abierto más tiempo. En el presente trabajo se considera razonable comparar datos que corresponden a unidades de enfriamiento (que involucran direcciones paleomagnéticas medidas en más de una colada de lava) con datos registrados en estratos sedimentarios en los que la dirección paleomagnética medida puede corresponder a una resultante de direcciones que corresponden al intervalo de tiempo durante el cual el sistema de registro permaneció abierto. En el caso de las direcciones de los Basaltos de Lesotho, las unidades de enfriamiento registraron un total de 84 direcciones de MRC, de las cuales 25 son estables de polaridad normal y 38 son estables reversas. Como se mencionara previamente, el ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $12,5^\circ$ . Kosterov y Perrin (1996) efectúan con los PGM's de las direcciones de MRC aisladas, la prueba de reversión propuesta por McFadden y McElhinny (1990) y obtienen un resultado positivo. Sin embargo las poblaciones de direcciones de ambas polaridades son demostrablemente elongadas (no "fisherianas") tal como lo muestran posteriormente Kosterov y Perrin (1996). El polo paleomagnético calculado por el método usado en este trabajo presenta las siguientes coordenadas: Lat.=  $69,4^\circ$  S; Long.=  $98,1^\circ$  E. Este polo se encuentra próximo a los polos africanos Marangudzi Hill Complex de 186 Ma (Brock, 1968 en Kosterov y Perrin, 1996) ubicado en  $70^\circ$  N y  $285^\circ$  E y Sabie River Basalts de 178 Ma (Henthorn, 1981 en Kosterov y Perrin, 1996) localizado en  $66^\circ$  N y  $279^\circ$  E cuyos intervalos de confianza lo contienen.

5) Magnetoestratigrafía en la sección Oxfordiana media a tardía de Aguilón y Tosos (Juárez *et al.*, 1994). Los datos paleomagnéticos de este trabajo corresponden a una

secuencia magnética compuesta por 4 secciones que se solapan, situadas en limbos de un anticlinal en la cordillera Ibérica en el este de España. La sucesión estratigráfica analizada corresponde a un lapso que se extiende entre 158 y 154 Ma (de acuerdo con la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, 1994). Existe un trabajo de magnetoestratigrafía en la misma sucesión publicado anteriormente (Steiner *et al.*, 1985) en el que se reconocen varias magnetozonas que son comparables con las del trabajo de Juárez *et al.*, (1994). Sin embargo, este último trabajo supera al de Steiner *et al.*, (1985) ya que se llevaron a cabo desmagnetizaciones detalladas de las muestras que permitieron reconocer una remagnetización de posible edad cretácica, y por lo tanto identificar con mayor precisión la magnetización primaria jurásica tardía. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 249 de las cuales 120 son direcciones estables de polaridad normal y 74 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $6,8^\circ$ . El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.=  $51,7^\circ$  N; Long.=  $252,6^\circ$  E. Como señala Van der Voo (1993) varios polos jurásicos medios a tardíos obtenidos en calizas europeas son problemáticos y es preferible no emplearlos en comparaciones y reconstrucciones de continentes. Por esta razón solamente se utilizan aquí, para ese lapso, a los tres polos europeos que dicho autor considera sin problemas y se añaden tres polos promedio de Torsvik *et al.*, (2001) para Norteamérica con edades entre 155 y 145 Ma reconstruidos a coordenadas de Europa de acuerdo con los parámetros de dichos autores. El polo aquí calculado se encuentra muy cerca de polos europeos de 165 Ma (ubicado en  $74^\circ$  N y  $200^\circ$  E) y de 149 Ma (ubicado en  $66^\circ$  N y  $200^\circ$  E) luego de haber "cerrado" el Golfo de Vizcaya con el parámetro de reconstrucción de Sibuet y Colette (1991).

6) Magnetoestratigrafía a través del límite Jurásico-Cretácico en la localidad de Brodno

(Houša *et al.*, 1999). Este estudio presenta resultados magnetoestratigráficos y micropaleontológicos obtenidos en calizas que afloran cerca de la localidad de Zilina en el oeste de Eslovaquia. La sucesión estratigráfica estudiada comprende un lapso que se extiende entre 148 y 142 Ma (escala de Gradstein *et al.*, 1994). En un trabajo anterior Houša *et al.*, (1996), empleando estos datos paleomagnéticos, indican que la localidad de muestreo se encuentra rotada tectónicamente  $124^\circ$  en sentido antihorario según un eje vertical. El número total de direcciones portadoras de la MRC es 217 de las cuales 99 son direcciones estables de polaridad normal y 34 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $9,1^\circ$ . El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.=  $11,7^\circ$  N; Long.=  $311,5^\circ$  E. Este polo, después de aplicar la rotación según un eje vertical en la localidad de Brodno se ubica en Lat.=  $58,2^\circ$  N; Long.=  $153,2^\circ$  E y es contenido por los círculos de confianza de los polos norteamericanos promedio (Torsvik *et al.*, 2001) transferidos a coordenadas geográficas de Europa de 145, 150 y 155 Ma (cuyas coordenadas e intervalos de confianza son respectivamente: Lat.=  $63,9^\circ$  N, Long.=  $168,5^\circ$  E,  $A_{95} = 12^\circ$ ; Lat.=  $62,1^\circ$  N, Long.=  $159,1^\circ$  E,  $A_{95} = 10,3^\circ$ ; Lat.=  $59,8^\circ$  N, Long.=  $152,3^\circ$ ,  $A_{95} = 7,6^\circ$ ).

7) Magnetoestratigrafía de la sucesión mesozoica superior en el norte de Túnez (Nairn *et al.*, 1981). En el presente trabajo solamente se consideraron los datos de la sección kimeridgiana a valanginiana inferior que aflora en forma continua en la ruta de Djebel Oust, pues Nairn *et al.*, (1981) concluyen que en la sección cretácica no pueden aislar una remanencia primaria. La sección analizada cubre un lapso estratigráfico entre 154 y 136 Ma de acuerdo con la escala de tiempo de Gradstein *et al.*, (1981). El número total de direcciones portadoras de la MRC es 144 de las cuales 48 son direcciones estables de

polaridad normal y 64 son reversas. El ángulo entre las direcciones medias normal y reversa es de  $9,6^\circ$ . El polo paleomagnético calculado presenta las siguientes coordenadas: Lat.=  $67,1^\circ$  N; Long.=  $177,4^\circ$  E no concordando con otros PP's de edades equivalentes para el norte de África. Recientemente Torsvik y Van der Voo (2002) también observaron la discrepancia del PP obtenido por Nairn *et al.*, (1981). Ello se debe a que los datos paleomagnéticos de la sección kimeridgiana a valanginiana inferior que consideramos en el presente trabajo poseen una anomalía en la declinación magnética y no en la inclinación; aplicando el método de Beck (1989) y empleando como referencia el PP de 144 Ma considerado por Muttoni *et al.*, (2001) se observa que el PP se encuentra rotado antihorariamente  $55^\circ$  según un eje vertical en la localidad de muestreo. En el presente trabajo se interpreta que la región sufrió una rotación tectónica horaria posteriormente al Valanginiano temprano, lo cual es coherente con la transpresión sugerida por Bouaziz *et al.*, (2002) durante el Aptiano tardío-Albiano temprano (circa 112 Ma) en Túnez. El polo mencionado, luego de efectuar la rotación de la localidad de muestreo, se encuentra en  $58,2^\circ$  N y  $153,2^\circ$  E y coincide con polos empleados en el PP promedio de 144 Ma de Muttoni *et al.*, (2001).

## PALEORECONSTRUCCIÓN DE LAS SECCIONES SELECCIONADAS

Las coordenadas geográficas en el Jurásico de las secciones seleccionadas se determinaron empleando sus PP's y como marco de referencia a hotspots que se los considera fijos (Morgan, 1983). Es decir se supuso que las trazas de hotspots reflejan movimientos de las placas sobre las plumas de calor que permanecen fijas en el tiempo geológico. Esta suposición es discutida por varios autores (i.e. Steinberger *et al.*, 2004) que consideran que los hotspots son móviles. Sin embargo existen

casos que podrían ser prácticamente estacionarios, por ejemplo el hotspot Marión (Torsvik *et al.*, 1998) y el hotspot Tristán (Steinberger *et al.*, 2004). Cabe señalar que si bien es necesario efectuar más trabajos que permitan diferenciar entre puntos calientes fijos y móviles, el empleo del modelo de Morgan (1983) continua estando en vigencia (i.e Besse y Courtillot 2002, Prévot *et al.*, 2003).

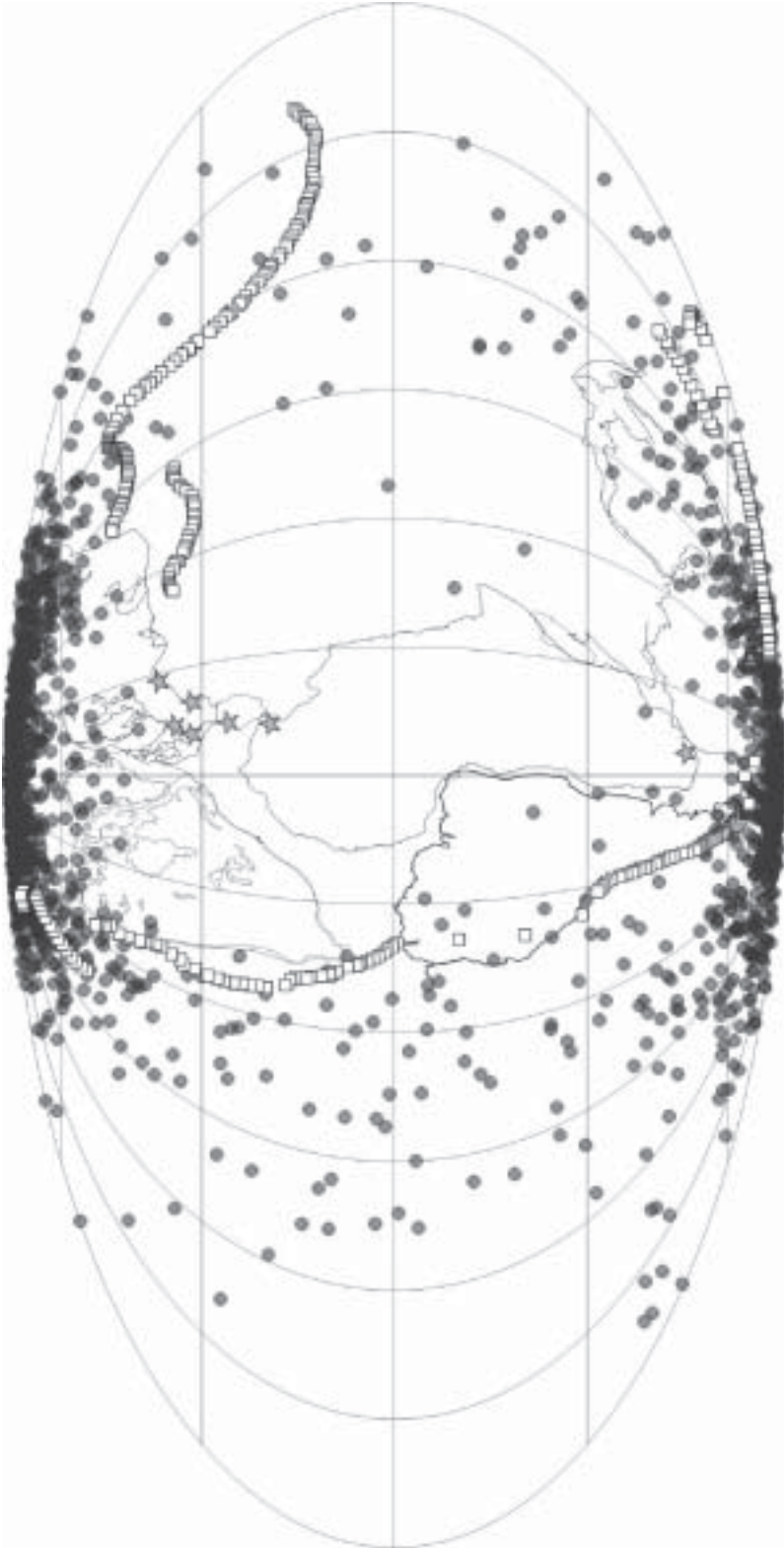
Primeramente hemos transferido las placas Europa y África y los PP's de las secciones de acuerdo con sus edades, empleando los parámetros de reconstrucción de Morgan (1983), lo cual corresponde al movimiento de las placas respecto del marco de referencia de los hotspots. Luego calculamos el desplazamiento del eje "paleomagnético" de rotación de la Tierra en cada caso, con respecto al marco de referencia de hotspots y rotamos las placas empleando polos de Euler ubicados en el Ecuador y perpendiculares al plano que contiene a cada PP y al eje de rotación de la Tierra (Jurdy y Van der Voo, 1974). En los casos en que las secciones pertenecían a localidades que presentaban rotaciones tectónicas según ejes verticales en la localidad de la sección, se efectuaron primeramente las rotaciones correspondientes.

En la Figura 1 se encuentran representados los PGV's de todas las secciones analizadas calculados de acuerdo con las coordenadas geográficas de los sitios de muestreo en coordenadas mesozoicas. Es de destacar que en esta figura la paleoreconstrucción de Pangea corresponde a un modelo para 180 Ma y las localidades de muestreo están reconstruidas para dicha edad geológica. Las zonas de subducción fueron digitalizadas del trabajo de Richards y Engebretson (1992) quienes reconstruyeron dichas zonas de subducción para 180 Ma. La reconstrucción latitudinal de los continentes y las zonas de subducción se efectuó realizando un promedio de los PP's de las sucesiones analizadas reconstruidos previamente al marco de refe-

rencia de los hotspots para tiempos jurásicos. El promedio se realizó considerando que según Prévot *et al.*, (2000) no existen movimientos ponderables del eje de rotación con respecto a todo el globo terrestre (movimiento polar verdadero) entre aproximadamente los 200 y los 140 Ma.

## **ANÁLISIS DE LOS DATOS SELECCIONADOS**

En la Figura 1 se representaron los PGV's calculados a partir de las direcciones medidas en las muestras de las localidades seleccionadas (con círculos) conjuntamente con la distribución geográfica de los sitios de muestreo (con estrellas) en un mapa de Pangea para 180 Ma. Nótese que los sitios de muestreo están concentrados, lo cual se discute posteriormente. Los PGV's se encuentran representados de acuerdo con la convención paleomagnética (Prévot y Camps, 1993) del mismo modo en que lo realizaron Laj *et al.*, (1991), es decir que se representaron los polos magnéticos sur que corresponden a las direcciones registradas en cada sitio. Cabe destacar que las ecuaciones de magneto-hidrodinámica no varían por un cambio en el signo del campo magnético, por lo cual si una reversión involucra al campo magnético total, el sentido de la reversión (normal-reverso o reverso-normal) es irrelevante (Stevenson, 1983 en Love, 1998). Dado que la latitud de un PGV está en función de la ubicación del lugar de muestreo y de la morfología del CMT, diferenciar con un ángulo de corte PGV's intermedios de estables es arbitrario. Para diferenciar PGV's intermedios de PGV's estables, se siguió a Love (1998) y se consideraron intermedios a los que se encuentran entre las latitudes  $\pm 60^\circ$ . Es importante destacar que cada sitio de muestreo aporta un número distinto de PGV's intermedios, es decir que mientras algunas sucesiones aportan varios polos otras aportan



**Figura 1.** Modelo de Pangea para 180 Ma, zonas de subducción (cuadrados pequeños) propuestas por Richards y Engébreton (1992) y PGV's compilados para este trabajo (círculos pequeños negros) reconstruidos de acuerdo con sus edades (véase texto). Los sitios de muestreo (también reconstruidos a las coordenadas que tenían a los 180 Ma) se señalan con estrellas. El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

sólo unos pocos. Como lo que se busca es probar la hipótesis que sugiere que los PGV's intermedios jurásicos se distribuyen a lo largo de bandas longitudinales preferenciales que podrían coincidir con las zonas de subducción de Pangea, no es correcto considerar a todos los PGV's de las distintas sucesiones con el mismo peso; si el análisis se hiciera de este modo el resultado estaría sesgado por las sucesiones que poseen mayor número de PGV's intermedios, en desmedro de nuestro objetivo de encontrar patrones que sólo podrían ser evidenciados al considerar los datos de todas las sucesiones seleccionadas.

Por tal motivo, se empleó el método propuesto por Love (1998), en el que se pesa cada PGV intermedio de una sucesión registrada en un sitio determinado, por  $(\cos \lambda)/N_i$ . El término  $\cos \lambda$  (donde  $\lambda$  es la latitud del PGV) le otorga mayor peso a los PGV's con bajas latitudes lo cual le resta peso al ángulo de corte arbitrario que se emplea para diferenciar datos intermedios de estables, y potencia, por otro lado, a PGV's que se encuentran cerca del Ecuador y en general son más difíciles de ser registrados en una sucesión estratigráfica.  $N_i$  es el número total de PGV's intermedios de la sucesión registrada en un sitio determinado, lo cual asegura que los datos de cada sitio son pesados apropiadamente. Es de destacar que Love (1998) aplica esta metodología siempre que en el registro de un sitio exista un mínimo de tres PGV's intermedios, criterio que se cumple en las sucesiones de datos aquí seleccionadas.

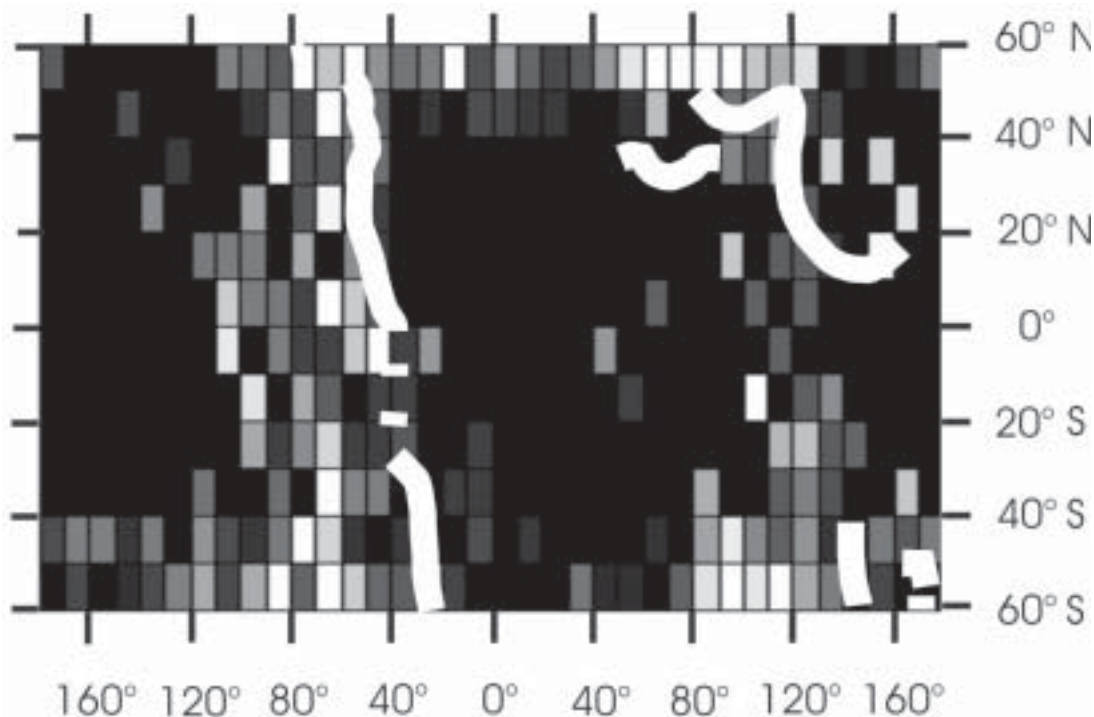
Los PGV's intermedios, pesados y en las coordenadas geográficas que presentaban sus sitios durante el Jurásico, fueron contabilizados en áreas de  $10^\circ$  de latitud por  $10^\circ$  de longitud. En la Figura 2 estos PGV's se encuentran representados sobre un mapa en forma de histograma con escala de grises. En el mismo el sombreado oscuro indica una baja concentración de PGV's y el sombreado claro una alta concentración de éstos. En el mapa

también se representan las zonas de subducción de Pangea para 180 Ma de años de acuerdo con Richards y Engebretson (1992). El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

## DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Existen dos características de la base de datos que se analiza en este trabajo que se contraponen a una interpretación en la que se considere a la distribución de PGV's en relación directa con un fenómeno geomagnético o bien a un control de la configuración del manto sobre el comportamiento del CMT. 1) Por un lado, y como se observa en la Figura 1 los sitios de muestreo de las sucesiones seleccionadas se encuentran aproximadamente agrupados longitudinalmente y prácticamente a  $90^\circ$  de la mayor concentración de PGV's intermedios. No pasarían la "prueba del rotador" de McFadden *et al.*, (1993) que requiere que la distribución de los sitios de muestreo sea homogénea y la distribución preferencial de los PGV's podría ser debida a un artefacto matemático (Egbert 1992). En el caso de las reversiones cenozoicas de los últimos 15 Ma, Zhu *et al.*, (1994) logran superar esta controversia porque obtienen PGV's de reversiones cenozoicas en un sitio que se encuentra sobre el camino de reversiones de Asia-Europa y consideran sólo sitios en los que se registran reversiones y descartan aquellos que registran excursiones. Los sitios en los que se registran reversiones cenozoicas presentan una distribución homogénea, por lo cual la distribución preferencial de PGV's transicionales puede ser considerada como un fenómeno físico real. En el caso de las sucesiones jurásicas ello es muy difícil de lograr, ya que es prácticamente imposible obtener datos confiables de sitios de muestreo distribuidos en Pangea homogéneamente y sobre las zonas donde se distribuyen





**Figura 2.** Mapa en forma de histograma con escala de grises donde se encuentran contabilizados PGV's intermedios (entre los paralelos  $\pm 60^\circ$ ) jurásicos a cretácicos inferiores reconstruidos de acuerdo con sus edades. Los PGV's fueron previamente pesados con el método de Love (1998) [ $(\cos \lambda) / N_1$ ] y luego contabilizados en áreas de  $10^\circ$  de latitud por  $10^\circ$  de longitud. Gris claro (oscuro) indica alta (baja) concentración de PGV's. Las líneas blancas corresponden a zonas de subducción de Pangea para 180 Ma según Richards y Engebretson (1992). El centro de la proyección coincide con el paleo-Ecuador y el paleo-meridiano de cero grado.

los PGV's intermedios. Obviamente a esta altura del conocimiento del CMT jurásico, también es imposible diferenciar PGV's intermedios que corresponden a reversiones de aquellos que corresponden a excursiones y eventos. Cabe destacar que de acuerdo con Egbert (1992) el hecho de que los sitios de muestreo se encuentren aproximadamente a  $90^\circ$  de la mayor concentración de PGV's no descarta de manera absoluta que dicha distribución sea debida a un fenómeno físico. Es decir, una distribución preferencial de PGV's intermedios jurásicos puede deberse a un fenómeno físico o a un artefacto, y no existen por ahora argumentos que impongan una interpretación sobre la otra. 2) Por otro

lado, con excepción de los datos de las volcanitas de Lesotho, todos los otros datos fueron registrados en rocas sedimentarias. De acuerdo con Langereis *et al.*, (1992) los caminos longitudinales de PGV's pueden ser un artefacto debido al registro magnético de las rocas sedimentarias. Según dichos autores las direcciones intermedias registradas corresponderían en realidad a un promedio de direcciones estables que no son antípodas y no a direcciones verdaderas de una reversión. Sin embargo, Gubbins (1998) ha señalado que este argumento es espurio, indicando que si una reversión se define entre dos campos estables bien definidos, entonces direcciones estables no antípodas indican una fuerte asimetría N-R, de la que no existen prácticamente evidencias. Nótese que una

asimetría pronunciada implicaría que a las direcciones normales y reversas estables de igual edad y de un mismo lugar de muestreo, les corresponderían polos paleomagnéticos diferentes y las curvas de desplazamiento polar aparente de los continentes deberían diferenciarse de acuerdo con la polaridad del campo, lo cual se opone al *status quo* de la disciplina paleomagnética (véase por ejemplo Van der Voo, 1993). Es decir que no existen evidencias definitivas que avalen la argumentación de Langereis *et al.*, (1992) y sin descartar dicha postura, existe la posibilidad de que los caminos longitudinales de PGV's intermedios generados a través de direcciones de rocas sedimentarias reflejen un fenómeno geomagnético verdadero.

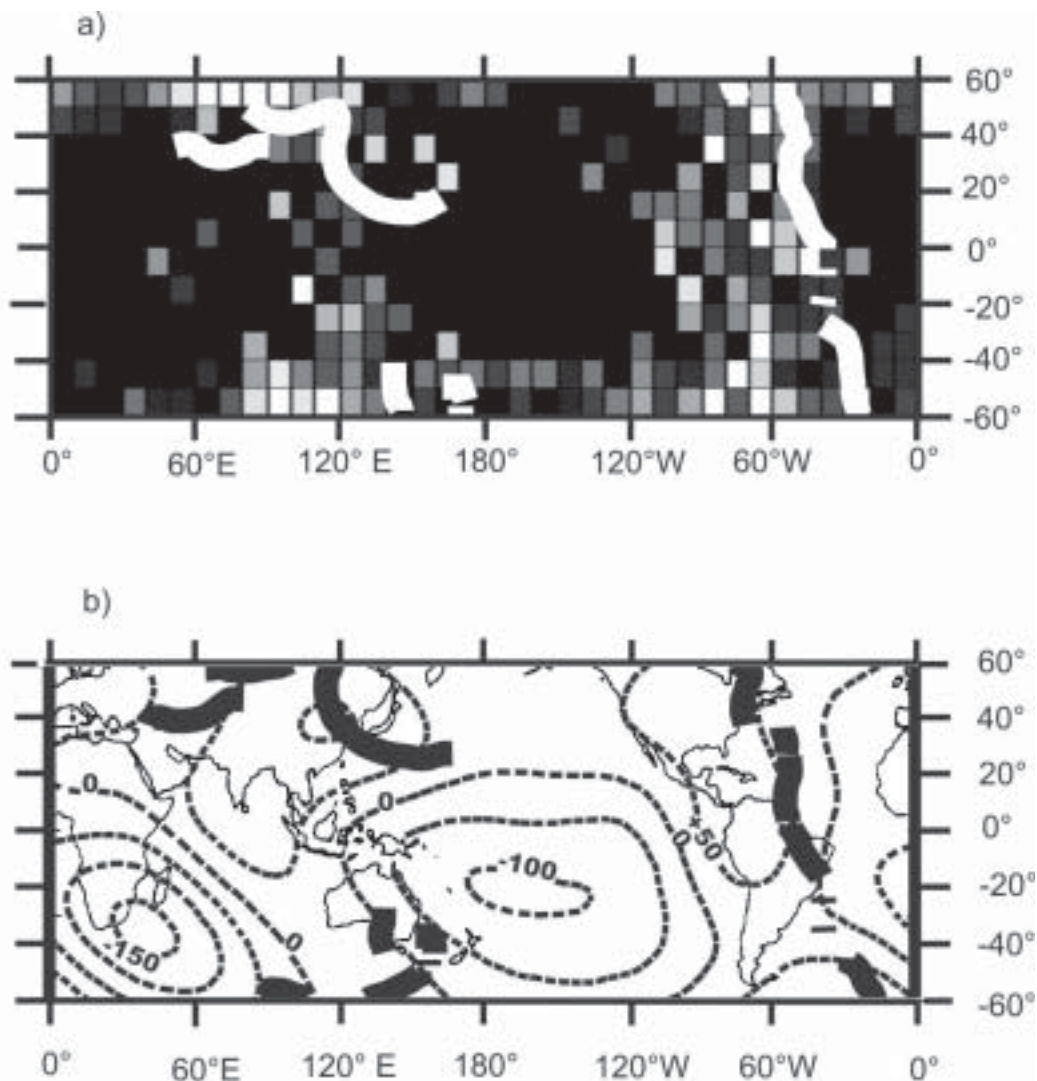
La interpretación que se efectúa a continuación está entonces sujeta a la incertidumbre derivada de los registros con que contamos y si bien el análisis se efectúa considerando que los PGV's intermedios jurásicos pueden reflejar un fenómeno geomagnético verdadero, queda abierta la posibilidad de que en realidad dichos PGV's correspondan a artefactos de diferentes orígenes.

En la Figura 2 se puede observar que los PGV's intermedios pesados y contabilizados previamente empleando las metodologías de Love (1998) se distribuyen preferencialmente en bandas longitudinales semejantes a las de los PGV's intermedios seleccionados por Laj *et al.*, (1991). En este mapa se reconocen las zonas preferenciales de los PGV's intermedios jurásicos una vez que fueron pesados y contabilizados como se señaló anteriormente y las zonas de subducción de Pangea para el intervalo entre los 180 Ma y los 150 Ma de acuerdo con Richards y Engebretson (1992).

En la Figura 3a se representó el mapa de histogramas con escala de grises de la Fig. 2; pero con el centro de la proyección en el Ecuador y en el meridiano de 180° E. Tanto los PGV's como las zonas de subducción

fueron reconstruidos por la grilla de puntos calientes de Morgan (1983) y luego al eje de rotación "paleomagnético" haciendo coincidir el polo paleomagnético promedio con las latitudes  $\pm 90$  grados. En la Figura 3b están representadas las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo, modelo L02.45.45 de Dziewonsky (1984), y las zonas de subducción de Pangea en este caso sólo están reconstruidas por la grilla de hotspots de Morgan (1983). Visualmente en la Figura 3a, se puede reconocer que existe una buena correlación entre las zonas de subducción y las zonas de mayor concentración de PGV's intermedios, sin embargo se puede ver que las zonas de subducción se distribuyen fundamentalmente en márgenes de las zonas preferidas por dichos PGV's. En la Figura 3b se puede observar que las mismas zonas de subducción también se encuentran en márgenes de las zonas de mayor velocidad de onda sísmica en el límite manto-núcleo. Si se comparan las Figura 3a y b empleando a las zonas de subducción como referencia, se observa que los PGV's intermedios jurásicos luego de ser pesados y contabilizados adecuadamente, visualmente se correlacionan con las zonas de mayor velocidad de onda sísmica, como fuera observado por Vizán *et al.*, (1994) con una selección de datos menos rigurosa y sin pesar convenientemente los PGV's compilados. Es importante destacar que la correlación mencionada implicaría un control del límite manto-núcleo en las reversiones jurásicas. Por otro lado, si bien las zonas de subducción se distribuyen en márgenes de las zonas preferidas por los PGV's intermedios jurásicos, es posible que exista una correlación entre la distribución de ambas zonas, lo cual implicaría una conexión entre las reversiones del CMT durante el Jurásico y la tectónica de placas.

**Agradecimientos.** Agradecemos al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y



**Figura 3.** Las zonas de subducción en a) y b) se diferencian porque en el primer caso las mismas están referidas al eje de rotación jurásico y en el segundo al eje de rotación actual. **a)** Mapa en forma de histograma con escala de grises como el de la Fig. 2 pero centrado en el paleo-Ecuador y el meridiano de 180°. Los PGV's y las zonas de subducción de Pangea están reconstruidas a la grilla de hotspots (Morgan, 1983) y al eje de rotación "paleomagnético" jurásico calculado en este trabajo (reconstruido a  $\pm 90^\circ$  de latitud). **b)** Mapa geográfico actual y anomalías de velocidad de onda sísmica en el límite manto núcleo (Dziewonski, 1984). Los intervalos de contorno se representan cada 50 m/s. Las líneas negras señalan las zonas de subducción de Pangea para 180 Ma, reconstruidas a la grilla de hotspots (Morgan, 1983).

Técnicas por financiar este trabajo a través del proyecto PEI 6071/01 (resolución No. 1194/03) otorgado a uno de los autores (H.V.). Extendemos nuestro agradecimiento al

Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Universidad de Buenos Aires) donde desarrollamos nuestras investigaciones.

Agradecemos, también, a los dos árbitros anónimos que sugirieron correcciones y atendibles mejoras a este trabajo.

## REFERENCIAS

- Anson, G.L. y Kodama, K.P., 1987. Compaction-induced inclination shallowing of post-depositional remanent magnetization in a synthetic sediment. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 88, 673-692.
- Beck, M.E., 1989. Paleomagnetism of continental North America: implications for displacements of crustal blocks within the western cordillera, Baja California to British Columbia. In *Geophysical framework of the continental United States* (eds. L.C. Pakiser and W.D. Mooney), pp. 471-492. Geological Society of America, Memoir No. 72.
- 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*, vol. 107, No. B11, 2300, doi: 10.1029/2000, JB 000050.
- Bouaziz S., Barrier E., Soussi M., Turki M.M., y Zouari H., 2002. Tectonic evolution of northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357, 227-253.
- Channell, J.E.T., Massari, F., Benetti, A. y Pezzoni, N., 1990. Magnetostratigraphy and Biostratigraphy of Callovian-Oxfordian limestones from Trento Plateau (Monti Lessini, northern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol.79, 289-303.
- Duncan, R.A., Hooper, P.R., Rehacek, J., Marsh, J.S. y Duncan, A.R., 1997. The timing and duration of the Karoo igneous event, southern Gondwana. *Journal of Geophysical Research*, vol. 102, 18127-18138.
- Dziewonski, A., 1984. Mapping the Lower Mantle: Determination of Lateral Heterogeneity in *P* Velocity up to Degree and Order 6. *Journal of Geophysical Research*, vol. 89, No. B7, 5929-5952.
- Edel, J.B. y Düringer, Ph., 1997. The apparent polar wander path of the European plate in Upper Triassic-Lower Jurassic times and the Liassic intraplate fracturing of Pangaea: new palaeomagnetic constraints from NW France and SW Germany. *Geophysical Journal International*, vol. 128, 331-344.
- Egbert, G.D., 1992. Sampling bias in VGP longitudes. *Geophysical Research Letters*, vol. 19, 2353-2356.
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proceedings of the Royal Society of London, Series A*, vol. 217, 295-305.
- Galbrun, B., Gabilly, J., Rasplus, L., 1988. Magnetostratigraphy of the Toarcian stratotype at Thouars and Airvault (Deux-Sèvres, France). *Earth and Planetary Science Letters*, vol.87, 453-462.
- Galbrun, B., Baudin, F., Fourcade, E. y Rivas, P., 1990. Magnetostratigraphy of the Toarcian Ammonitico Rosso Limestones at Iznalloz, Spain. *Geophysical Research Letters*, vol. 17, No. 12, 2441-2444.
- Gradstein, F.M., Agterberg, F.P., Ogg, J.G., Hardenbol, J., van Veen, P., Thierry, J. y Huang, Z., 1994. A Mesozoic time scale. *Journal of Geophysical Research*, vol. 99, 24051-24074.
- Gubbins, D., 1998. Interpreting the Paleomagnetic Field. *The Core-Mantle Boundary Region, Geodynamics 28* (American Geophysical Union), 167-182.
- Hoffman, K.A., 1992. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. *Nature*, vol. 359, 789-794.
- Horner, F. y Heller, F., 1983. Lower Jurassic magnetostratigraphy at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland) and Alpe Turati (Como, Italy). *Geophysical Journal International*, vol. 73, 705-718.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M., Man, O. y Pruner, P., 1996. Magnetostratigraphy of Jurassic-Cretaceous limestones in the Western Carpathians. *Palaeomagnetism and tectonics of the Mediterranean Region* (Tarling, D.H. y Morris, A., eds.). Geological Society Special Publication, No. 105, 185-194.
- Houša, V., Krs, M., Krsová, M., Man, O., Pruner, P. y Venhodová, D., 1999. High-resolution magnetostratigraphy and micropalaeontology across the J/K boundary strata at Brodno near Zilina, western Slovakia: summary of results. *Cretaceous Research*, vol.20, 699-717.
- Iglesia Llanos, M.P., 1997. Magnetostratigrafía y paleomagnetismo del Jurásico inferior marino

- de la Cuenca Neuquina, República Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, pp. 337.
- Iglesia Llanos, M.P. y Riccardi A.C., 2000. The Neuquén Basin composite section: magnetostratigraphy and biostratigraphy of the marine coger Jurassic from the Neuquén basin (Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 181, 443-457.
- Juárez, M.T., Osete, M.L., Meléndez, G., Langereis, C.G. y Zijdeveld, J.D.A., 1994. Oxfordian magnetostratigraphy of the Aguilón and Tosos sections (Iberian Range, Spain) and evidence of a pre-Oligocene overprint. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 85, 195-211.
- Jurdy, D.M. y Van der Voo, R., 1974. A method for the separation of true polar wander and continental drift including results for the last 55 million years. *Journal of Geophysical Research*, vol. 79, 2945-2952.
- Kirschvink, J.L. 1980. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 62, 699-718.
- Kodama, K.P. y Sun, W., 1992. Magnetic anisotropy as a correction for compaction-induced paleomagnetic inclination shallowing. *Geophysical Journal International*, vol. 111, 465-469.
- Kosterov, A.A. y Perrin, M., 1996. Paleomagnetism of the Lesotho basalt, southern Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 139, 63-78.
- Kývalová, H., Ěadek, O. y Yuen, D.A., 1995. Correlation analysis between subduction in the last 180 Myr and lateral seismic structure of the lower mantle: Geodynamical implications. *Geophysical Research Letters*, vol. 22, 1281-1284.
- Laj, C., Mazaud, A., Weeks, R., Fuller, M. y Herrero-Bervera, E., 1991. Geomagnetic Reversal Paths. *Nature*, vol. 351, 447.
- Langereis, C.G., van Hoof, A.A. y Rochette, P., 1992. Longitudinal confinement of geomagnetic reversal paths as a possible sedimentary artefact. *Nature*, vol. 358, 226-229.
- Love, J.J., 1998. Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions. *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, 12.435-12.452.
- Lowrie, W. y Channell, J.E.T., 1983. Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Maiolica limestone (Umbria, Italy). *Geology*, vol. 12, 44-47.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M.W., 1988. The combined analysis of remagnetization circle and direct observation in paleomagnetism. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 87, 161-172.
- McFadden, P.L. y McElhinny, M. W., 1990. Classification of the reversal test in palaeomagnetism. *Geophysical Journal International*, vol. 103, 725-729.
- McFadden, P.L., Barton, C.E., Merrill, R., 1993. Do virtual geomagnetic poles follow preferred paths during geomagnetic reversals ? *Nature*, vol. 361, 342-344.
- Moreau, M.G., Bucher, H., Bodergat, A.M. y Guex, J., 2002. Pliensbachian magnetostratigraphy: new data from Paris Basin. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 203, 755-767.
- Moreau, M.G., Ader, M. y Enkin, J., 2005. The magnetization of clay-rich rocks in sedimentary basins: low-temperature experimental formation of magnetic carriers in natural samples. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 230, 193-210.
- Morgan, W.J., 1983. Hotspot tracks and early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, vol. 94, 123-139.
- Muttoni, G., Garzanti, E., Alfonsi, L., Cirilli, S., Germani, D., Lowrie, W., 2001. Motion of Africa and Adria since the Permian: Paleomagnetic and paleoclimatic constraints from northern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 192, 159-174.
- Nairn, A.E., Schmitt, T.J. y Smithwick, M.E., 1981. A palaeomagnetic study of the upper Mesozoic succession in Northern Tunisia. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 65, 1-18.
- Opdyke, N.D. y Channell, J.E.T., 1996. Magnetic stratigraphy. *International Geophysics Series* (Dmowska R. y Holton J.R., eds.), pp. 346.
- Prévot, M. y Camps, P., 1993. Absence of preferred longitudinal sectors for poles from volcanic records of geomagnetic reversals. *Nature*, vol. 366, 53-57.
- 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*, vol. 179, 517-528.
- Prévot, M., Roberts, N., Thompson, J., Faynot, L., Perrin, M., 2003. Revisiting the Jurassic geomagnetic reversal recorded in the Lesotho Basalt (Southern Africa). *Geophysical Journal International*, vol. 155, 367-378.
- Richards, M.A., y Engebretson, D.C., 1992. Large-scale mantle convection and the history of subduction. *Nature*, vol. 355, 437-440.
- Sibuet, J.C. y Colette, B.J., 1991. Triple junctions of Bay of Biscay and North Atlantic: New constraints on the kinematic evolution. *Geology*, vol. 19, 522-525.
- Steinberger, B., Sutherland, R. y O'Connell, R., 2004. Prediction of Emperor-Hawaii seamount locations from a revised model of global plate motions and mantle flow. *Nature*, vol. 430 (6996), 167-173.
- Steiner, M. y Helsley, C.E., 1975. late Jurassic magnetic polarity sequence. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.27, 108-112.
- Steiner, M.B., Ogg, J.G., Melendez, G. y Sequeiros, L., 1985. Jurassic magnetostratigraphy, 2. Middle-Late Oxfordian of Aguilon, Iberian Cordillera, northern Spain. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 76, 151-166.
- Tarling, D.H., Iorio, M. y D'Argenio, B., 1999. Geomagnetic long-term secular variations in Italian Coger Cretaceous shallow-water carbonates. *Geophysical Journal International*, vol. 137, 713-722.
- Torsvik, T.H., Tucker, R.D., Ashwal, L.D., Eide, E.A., Raktosolof, N.A. y de Wit, M.J., 1998. Late Cretaceous magmatism in Madagascar: palaeomagnetic evidence for a stationary Marion hotspot. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.164, 221-232.
- Torsvik, T.H., Van der Voo, R., Meert J.G., Mosar J. y Walderhaug, H., 2001. Reconstructions of the continents around the North Atlantic at about the 60th parallel. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 187, 55-69.
- Torsvik, T.H. y Van der Voo, R., 2002. Refining Gondwana and Pangea palaeogeography: estimates of Phanerozoic non-dipole (octupole) fields. *Geophysical Journal International*, vol. 151, 771-794.
- Van der Voo, R., 1993. Palaeomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus Oceans. Cambridge University Press. Cambridge, pp 411.
- van Zijl, J.S.V., Graham., K.W.T. y Hales, A.L., 1962a. The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa 1: evidence for a genuine reversal of the Earth's field in Triassic-Jurassic times. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 7, 23-39.
- van Zijl, J.S.V., Graham., K.W.T. y Hales, A.L., 1962b. The palaeomagnetism of the Stormberg lavas of South Africa 2: the behaviour of the magnetic field during a reversal. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, vol. 7, 169-182.
- Vizán, H., Somoza, R., Orgeira, M.J., Vázquez, C.A., Mena, M. y Vilas, J.F., 1994. Late Palaeozoic-Mesozoic geomagnetic reversal paths and core-mantle boundary. *Geophysical Journal International*, vol. 117, 819-826.
- Vizán, H. y Van Zele, M.A., 1995. Analysis of a lower Jurassic geomagnetic reversal based on a model that relates transitional fields to variations of flux on the core surface. *Studia Geophysica et Geodetica*, vol. 39, 177-188.
- Vizán, H. y Van Zele, M.A., 2001. Analysis of the early Jurassic geomagnetic data recorded at the Breggia Gorge (Ticino, Switzerland). *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, vol. 125, 19-29.
- Wen, L. y Anderson, D.L., 1995. The fate of slabs inferred from seismic tomography and 130 million years of subduction. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 133,185-198.
- Yang, Z., Moreau, M.G., Bucher, H., Dommergues, J.L. y Trouiller, A., 1996. Hettangian and Sinemurian magnetostratigraphy from Paris Basin. *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, No. B4, 8025-8042.
- Zhu, R., Laj, C., Mazaud, A., 1994. The Matuyama-Brunhes and upper Jaramillo transitions recorded in a Loess Section at Weinan, north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 125, 143-158.
- Zijderveld, J.D.A.1967. A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. *Methods in palaeomagnetism* (Collinson, D.W., Creer, K.M. y Runcorn, S.K. eds.). *Developments in Solid Earth Physics 3*, Elsevier, Amsterdam, 254-258.