

Tesis de Posgrado

Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia : consideraciones geocinemáticas y tectónicas

Somoza, Rubén

1995

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Somoza, Rubén. (1995). Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia : consideraciones geocinemáticas y tectónicas. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2727_Somoza.pdf

Cita tipo Chicago:

Somoza, Rubén. "Paleomagnetismo de rocas cretácicas de la Patagonia : consideraciones geocinemáticas y tectónicas". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1995.

http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2727_Somoza.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales,
Departamento de Ciencias Geológicas

**PALEOMAGNETISMO DE ROCAS CRETACICAS DE LA PATAGONIA:
CONSIDERACIONES GEOCINEMATICAS Y TECTONICAS**

autor	Rubén Somoza
director	Victor A. Ramos
codirector	Augusto E. Rapalini

abril, 1995

a nicolás ...



AGRADECIMIENTOS

Deseo expresar mi agradecimiento a las instituciones que brindaron el apoyo material necesario para llevar a cabo esta tarea: la Universidad de Buenos Aires y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. A los doctores Victor A. Ramos y Augusto E. Rapalini, quienes dirigieron y pulieron este trabajo. Al doctor Haroldo Vizán por los provechosos intercambios de ideas en estos últimos años, y al doctor Juan Vilas por el apoyo que me ha brindado. Al doctor Eduardo S. Oviedo, quién me dió las primeras lecciones de paleomagnetismo, y a los integrantes del Grupo de Trabajo del Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio", con quienes tuve la suerte de compartir un especial y altamente estimable ambiente de camaradería. A Eleonora, quién dibujó gran parte de los gráficos y mapas. A Silvana, quién compaginó el desordenado manuscrito inicial.

Tuve la fortuna de contar con la entusiasta colaboración de Héctor Somoza (mi padre) en una de las campañas a Patagonia, y el constante apoyo de Jorge Somoza.

A mis padres.

RESUMEN

Un estudio paleomagnético realizado sobre rocas cretácicas de la Patagonia Extraandina permitió la determinación de un paleopolo para la Formación Cerro Barcino (Aptiano), cuya posición (Lat. 84.4°S , Long. 184.3°E , $A96=5.6^{\circ}$) define un codo en el tramo cretácico de la curva de desplazamiento polar aparente (CDPA) de América del Sur. El análisis geocinemático de los datos paleomagnéticos cretácicos de América del Sur indica una traslación de más de 10° hacia el sur para el hotspot Tristán, lo que sugiere una importante componente de movimiento conjunto de la litósfera y mesósfera (TPW), posiblemente en respuesta al reordenamiento litosférico global ocurrido durante el Cretácico. El tramo cretácico de la CDPA, cuando desafectado de TPW, indica que el continente sudamericano se movió hacia el este (es decir, alejándose de la zona de subducción) entre el Cretácico inferior y el Cretácico medio, a partir de cuando la placa comenzó a derivar francamente hacia el oeste. Este cambio en la dirección de movimiento se correlaciona con un cambio en el régimen tectónico para el margen occidental de América del Sur (de tipo extensional durante el Cretácico inferior a tipo compresivo a partir del Cretácico medio), por lo que se postula que el movimiento de la placa superior relativo a la trinchera oceánica es uno de los factores de mayor importancia en el control del tipo de deformación que ocurre en la placa suprayacente.

Por otra parte, un análisis tectónico realizado sobre rocas cretácicas y neógenas del cinturón andino, mostró un patrón de rotaciones tectónicas definido por rotaciones antihorarias en

Perú, norte de Bolivia y extremo norte de Chile; en tanto que el sentido de las rotaciones es horario para el norte de Chile y noroeste de Argentina. Al sur de los paralelos 28-30°S (aproximadamente el límite sur de la Puna) no existen rotaciones sistemáticas. Los datos paleomagnéticos andinos son interpretados como producto de rotaciones locales de bloques en respuesta a una deformación por cizalla regional, probablemente producida por la partición de la convergencia entre las placas de Nazca (Farallón) y América del Sur según antiguos lineamientos de la placa sudamericana.

Por último, mediante el análisis de datos paleomagnéticos preexistentes de rocas cretácicas, se determinaron discordancias entre el tramo cretácico de la CDPA y los polos de la Sierra Chica de Córdoba, así como también el polo del Cañadón Matasiete (Chubut). Estas discrepancias se interpretan como producto de rotación de bloques corticales en la sierra Chica de Córdoba y en la sierra de San Bernardo (Chubut).

INDICE

1 - INTRODUCCION	1
1.1 - El magnetismo remanente natural de las rocas	1
1.2 - El campo magnético terrestre	2
1.3 - Polos paleomagnéticos y curvas de desplazamiento polar aparente	3
1.4 - Análisis estadístico	6
1.5 - Objetivos de este trabajo	10
2 - METODOLOGIA	16
3 - ANTECEDENTES PALEOMAGNETICOS	18
3.1 - Sumario	20
3.2 - Análisis y selección de paleopolos cretácicos "cratónicos" previos	26
3.2.2 - <u>Volcanitas Cerro Colorado</u>	32
3.2.3 - <u>Complejo Alcalino Poços de Caldas, Brasil</u>	32
3.2.4 - <u>Dique Los Molinos, Cerro Libertad y lavas de El Salto-Almafuerte</u>	33
3.2.5 - <u>Subgrupo Pirgua</u>	33
3.2.6 - <u>Serie de Andacollo</u>	35
3.2.7 - <u>Intrusiones basálticas de Maranhao, Brasil</u>	35
3.2.8 - <u>Volcanitas de Cabo Santo Agostinho, Brasil</u>	35
3.2.9 - <u>Rocas Igneas de San Luis y Córdoba</u>	36
3.2.10 - <u>Basaltos de plateau de la Patagonia</u>	36
3.2.11 - <u>Intrusiones alcalinas de Passa Quatro e Itataia y stock sienítico de Ilha Sao Sebastiao, Brasil</u>	36
3.2.12 - <u>Formaciones Matasiete y Castillo, Departamento de Sarmiento, Provincia de Chubut</u>	36
4 - PALEOMAGNETISMO DE ROCAS CRETACICAS DE CHUBUT	38
4.1 - Marco geológico y muestreo	38
4.1.1 - <u>Región del río Chubut medio</u>	40
4.1.2 - <u>Región norte de la Cuenca del Golfo de San Jorge</u>	43
4.2 - Determinación de las magnetizaciones presentes en las muestras de la zona del Río Chubut medio	46
4.2.1 - <u>Formación Cerro Barcino</u>	46
4.2.2 - <u>Basalto Vasconia</u>	58
4.2.3 - <u>Sedimentitas de la Formación Cañadón Calcáreo y basaltos de la Formación Cañadón Asfalto</u>	60
4.2.4 - <u>Análisis y significado de las magnetizaciones aisladas</u>	64

4.3	- Determinación de las magnetizaciones presentes en las muestras de la zona de la Sierra Nevada	69
4.3.1	- <u>Formación Laguna Palacios</u> .	70
4.3.2	- <u>Formación Castillo</u>	77
4.3.3	- <u>Análisis y significado de las magnetizaciones aisladas</u>	80
5	ANALISIS GEODINAMICO DE LOS PALEOPOLOS CRETACICOS DE AMERICA DEL SUR	81
5.1	- Existe una CDPA cretácica para América del Sur?	84
5.2	- Posible significado geodinámico del movimiento de América del Sur durante el Cretácico .	96
5.2.1	- <u>Evolución del margen Atlántico</u>	99
5.2.2	- <u>Movimiento polar real (TPW)</u>	101
5.2.3	- <u>Evolución del margen Pacífico</u>	108
6	- ANALISIS DE LOS PALEOPOLOS CRETACICOS DE ALGUNAS SIERRAS INTERIORES DE ARGENTINA	123
6.1	- Análisis de los datos paleomagnéticos de la Formaciones Matasiete y Castillo, Sierra de San Bernardo (Chubut)	124
6.2	- Análisis de los datos paleomagnéticos de los basaltos cretácicos de las Sierras de Córdoba	132
8	- ANALISIS DE DATOS PALEOMAGNETICOS CRETACICOS Y NEOGENOS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES: OROCLINO O ROTACION IN SITU DE BLOQUES ?	143
8.1	- Interpretaciones previas del paleomagnetismo andino	146
8.2	- Análisis de datos paleomagnéticos cretácicos de Chile	152
8.3	- Análisis de los datos paleomagnéticos de rocas neógenas de los Andes Centrales	163
8.4	- Oroclino o rotación local de bloques ?	173
9	- CONCLUSIONES	180
10	- REFERENCIAS	189

1 - INTRODUCCION

En la segunda mitad de este siglo las Ciencias de la Tierra se vieron revolucionadas por los descubrimientos que llevaron al desarrollo de la teoría de la tectónica de placas. El papel del paleomagnetismo dentro de esta nueva línea de desarrollo de la ciencia fue (y es) de singular importancia, ya que provee datos cuantitativos acerca de las posiciones pasadas de placas oceánicas y continentales.

El presente trabajo se ocupa del análisis de polos paleomagnéticos, por lo cual en los siguientes párrafos se hará mención, brevemente, de los principales fundamentos del paleomagnetismo.

1.1 - El magnetismo remanente natural de las rocas

Toda vez que material cortical experimenta cambios fisico-químicos ante un agente magnetizante¹, es propenso a registrar la dirección de este último en sus minerales ferromagnéticos (siempre que el sistema se encuentre a temperaturas inferiores a las de Curie para estos minerales). Los mecanismos mediante los cuales una roca adquiere una magnetización natural se conocen con el nombre de magnetizaciones térmica, detrítica, química, isotérmica, piezoremanente y viscosa (Valencio, 1980). Durante

1 - El agente magnetizante es, las más de las veces, el campo magnético terrestre. Eventualmente pueden contribuir fenómenos naturales capaces de producir campos magnéticos (ej.: rayos, caída de meteoritos, etc.)

la historia de la roca, este proceso puede ocurrir tantas veces como el sistema experimente cambios fisico-químicos², y nuevas magnetizaciones pueden sumarse vectorialmente o reemplazar (total o parcialmente) a otras más antiguas.

Un amplio y detallado panorama sobre el magnetismo remanente de las rocas se puede encontrar en obras clásicas de paleomagnetismo (Irving, 1964; Valencio, 1980; Tarling, 1983; Butler, 1992; entre otros).

1.2 - El campo magnético terrestre

El campo magnético terrestre constituye un campo vectorial no estacionario, es decir que cada punto de la superficie del planeta tiene un vector magnético asociado que varía con el tiempo. La más significativa variación temporal del campo magnético terrestre recibe el nombre de **variación secular** ("PVS" en paleomagnetismo). Aunque la geometría del actual campo magnético terrestre exhibe considerable complejidad, en la mayoría de los estudios paleomagnéticos se asume una configuración dipolar y geocéntrica, que es una buena aproximación a la real.

Se denomina **polo magnético** al lugar de la Tierra donde las líneas de campo geomagnético son normales a la superficie. La aproximación dipolar y geocéntrica del campo observado se representa mediante un dipolo ubicado en el interior de la Tierra. La intersección de la línea imaginaria que contiene al dipolo con

² - Las variaciones en el sistema pueden ser inducidas tanto por el ambiente que contiene las rocas como por el mismo campo.

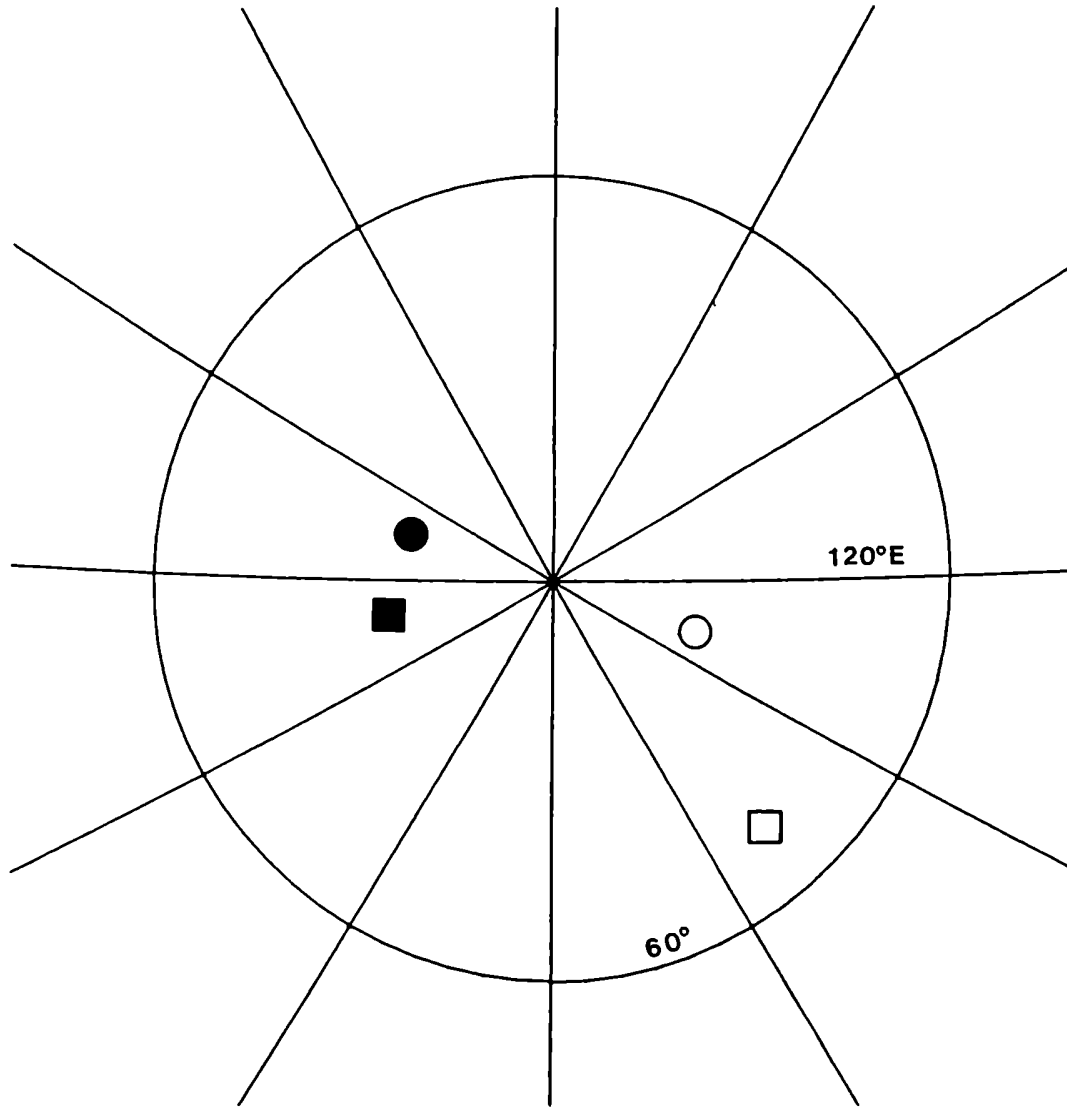


Figura 1 - Cuadrado lleno (vacío) indica el polo magnético norte (sur). Círculo lleno (vacío) indica el polo geomagnético norte (sur). Las posiciones corresponden al año 1980. Los polos están representados en su correspondiente hemisferio.

la superficie terrestre recibe el nombre de polo geomagnético (norte o sur). En la figura 1 se ilustran los polos (norte y sur) magnéticos y geomagnéticos de la Tierra para el año 1980.

Si consideramos la Tierra como una esfera imantada por un dipolo geocéntrico, y establecemos un sistema de coordenadas polares con eje en el dipolo, entonces el vector magnético en cada punto de la esfera se relaciona con su posición mediante la ecuación:

$$\tan I = 2 \operatorname{tg} L \quad (1)$$

donde I es la inclinación del vector magnético y L es la latitud del punto de la esfera respecto al polo geomagnético.

1.3 Polos paleomagnéticos y curvas de desplazamiento polar aparente

La dirección fósil de un paleocampo magnético terrestre (de una edad cualquiera) grabado en una roca, permite determinar la ubicación del polo geomagnético correspondiente con respecto al afloramiento. Este valor recibe el nombre de polo geomagnético virtual (PGV). El promedio de PGVs obtenidos de una unidad de rocas, de manera tal que representen un adecuado intervalo temporal (de modo de anular o reducir al mínimo la PVS), recibe el nombre de polo paleomagnético.

El usual método en paleomagnetismo para localizar el paleoeje de rotación del planeta invoca la hipótesis de que el valor medio del paleocampo geomagnético para un intervalo temporal adecuado representa una configuración dipolar, axial y geocéntrica. Por lo

tanto, un polo paleomagnético obtenido sobre rocas de edad "A" en la localidad "B", indica la posición que tenía el polo geográfico en los tiempos "A" respecto a la localidad "B".

En base a esta hipótesis, el ploteo (en coordenadas actuales) de las posiciones secuenciales de varios polos paleomagnéticos para una placa litosférica constituye la curva de desplazamiento polar aparente (CDPA; Creer et al., 1954) de dicha placa para el intervalo representado.

En la figura 2 se representan con círculos llenos los polos geomagnéticos (calculados de registros históricos del campo magnético terrestre) y PGVs (calculados de mediciones en lavas, sedimentos lacustres y sitios arqueológicos) para los últimos 2000 años³, según datos recopilados por Merrill y McElhinny (1983). El cuadrado lleno indica el correspondiente polo paleomagnético, que es indistinguible (considerando el intervalo de error) del eje geográfico. Esta observación, dentro del marco de los principios geológicos de uniformitarismo y actualismo, soporta la hipótesis fundamental del paleomagnetismo. La excelente correlación entre zonas climáticas y paleolatitudes calculadas para el Fanerozoico, como así también el solapamiento que se produce entre las CDPA fanerozoicas de distintas placas litosféricas al "cerrar" los océanos mesozoicos-cenozoicos que las separan (mediante el ajuste de costas, rasgos tectónicos o anomalías de fondo oceánico), también constituyen evidencias en favor de la hipótesis

3 - Cada uno de estos PGVs representa un intervalo de 200 años. La base de datos es global (para los últimos 2000 años el movimiento relativo entre placas litosféricas es imperceptible para el método).

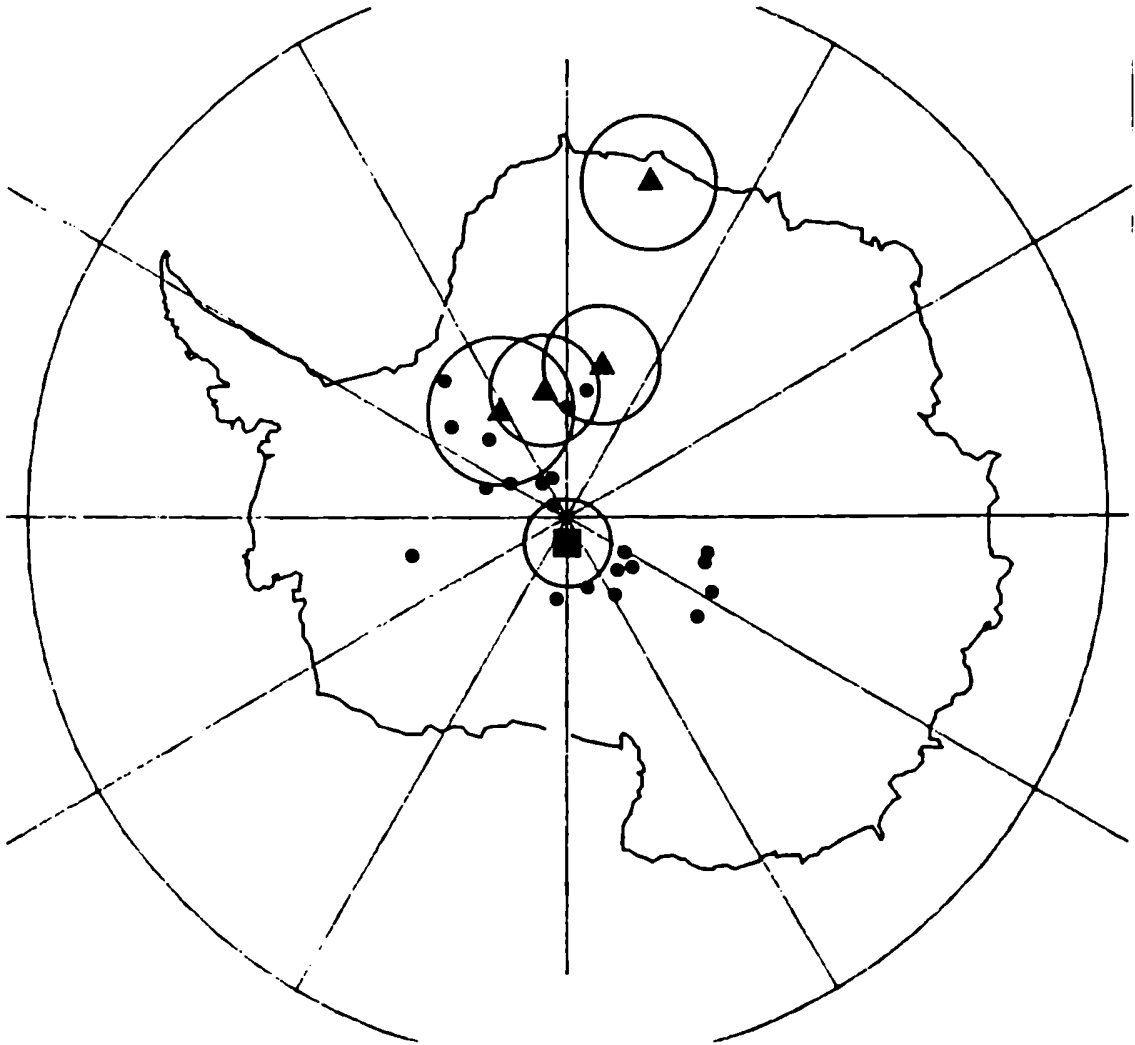


Figura 2 - Círculos pequeños indican las posiciones de los polos geomagnéticos y PGVs para los últimos 2000 años tomados en ventanas de 100 años. Cuadrado indica el correspondiente promedio con su intervalo de confianza (95%). Los triángulos muestran la CDPA de América del Norte para el intervalo Cretácico inferior-Mioceno inferior, definida por los paleopolos K (124-88 Ma), Pl (67-55 Ma), Ec (54-55 Ma) y Ol-Mc (38-22 Ma) y sus correspondientes círculos de confianza. Fuente: Merrill y McElhinny (1983), Diehl et al. (1983), Van Fossen y Kent (1992).

fundamental. Otras evidencias adicionales fueron compiladas por Merrill y McElhinny (1983). La hipótesis fundamental del paleomagnetismo está bien sustentada científicamente.

En la misma figura 2 también está representada (triángulos) la CDPA del Cretácico-Terciario para la placa norteamericana (construida en base a Diehl et al., 1983 y Van Fossen y Kent, 1992). Nótese que algunos polos paleomagnéticos de esta CDPA coinciden con ciertos PGM's holocenos. Sin embargo un PGM no representa el eje de rotación del planeta (el eje de rotación para el Holoceno está representado por el cuadrado, que es el equivalente actual de los paleopolos norteamericanos representados).

La distribución de PGMs holocenos de la figura 2 sugiere que una serie de registros consecutivos dentro de un breve intervalo temporal pueden arrojar un promedio que no coincida con el paleoeje. Esta circunstancia se conoce en paleomagnetismo como **variación secular insuficientemente promediada**. Considerar un dato de esta naturaleza como un verdadero paleopolo no es un error infrecuente (muchas secuencias volcánicas fueron eyectadas en un reducido intervalo de tiempo).

1.4 - Análisis estadístico

Los pasos básicos a seguir para determinar un polo paleomagnético son: (1) aislar la magnetización de cada muestra; (2) establecer la magnetización de cada sitio (promedio de varias muestras). Con este valor se determina la posición del PGM para el

sitio; (3) determinar el paleopolo del promedio de los PGVs. Los PGVs que se apartan considerablemente de la población son descartados, ya que representan estadíos anómalos del paleocampo magnético (por ej., un campo transicional entre una polaridad normal y otra reversa).

En paleomagnetismo habitualmente se utiliza una estadística basada en distribuciones circulares de vectores (Fisher, 1953). Los parámetros utilizados para calificar la calidad del agrupamiento son: (1) a_{95} , que es el intervalo de 95% de confianza para la localización de la verdadera dirección media. La probabilidad más utilizada en paleomagnetismo es $p = 0.05$, sin embargo en determinadas ocasiones puede utilizarse otro valor (ej.: $p = 0.01$, 0.27 , etc.). (2) k , que es el parámetro de precisión estadística. Este valor da una idea relativa del grado de agrupamiento (nótese que el concepto es totalmente distinto al del a_{95}) de los vectores. Un valor alto de k indica un apretado agrupamiento, al contrario, si k es pequeño, la población debe estar dispersa. La PVS del campo magnético, es decir la amplitud de la deriva de los PGVs alrededor del eje geomagnético, varía con la latitud geográfica (McFadden et al., 1988). Si un paleopolo tiene un k excesivamente alto, la PVS puede no estar adecuadamente promediada (es decir, los PGVs registrados representan una zona y no toda el area por donde derivan alrededor del eje geográfico. Por el contrario, cuando se comparan paleopolos de la misma edad para una placa, un valor de k alto es muy apreciado (indica que estamos comparando valores que representan el mismo valor medio de campo paleomagnético). (3) R ,

que es el vector suma de las proyecciones de los vectores unitarios que constituyen una población sobre la dirección del valor medio. Este parámetro también da una idea de agrupamiento. Si tenemos 4 vectores, y la suma de sus proyecciones sobre la dirección media es 4, entonces todos los vectores están sobre la dirección media, y la población tiene el máximo agrupamiento posible (todos los vectores tienen la misma dirección). Si, en cambio la suma de las proyecciones de los vectores sobre la dirección media es 3.94, entonces la población tiene una cierta dispersión. Si el resultado de esta suma es, por ejemplo, 2.5, el agrupamiento es muy malo (al menos para paleomagnetismo). El parámetro R es poco utilizado (en general se prefiere trabajar con k).

La posición de un polo también puede obtenerse a través del promedio de las direcciones magnéticas de los distintos sitios de muestreo (es decir, el PGV ya representa el paleopolo geográfico). El intervalo de confianza en este caso viene dado por una elipse, cuyos ejes se denominan dp , dm , y están orientados (1) en el arco que pasa por el polo y el sitio de muestreo (en este arco yace la declinación paleomagnética para el sitio), y por (2) la normal a este arco en el paleopolo.

1.5 - Objetivos de este trabajo

La determinación de la CDPA para una placa litosférica tiene importantes implicancias geodinámicas a nivel global, ya que permite establecer las sucesivas posiciones de la placa con respecto al paleoeje de rotación del planeta. De esta manera, una

CDPA constituye un irremplazable elemento para análisis cinemático-tectónicos de primer orden.

Otro tipo de información se obtiene, cuando un paleopolo no es concordante con el correspondiente tramo de la CDPA. En este caso, el dato paleomagnético puede interpretarse en términos de movimientos relativos entre el área de proveniencia de los datos respecto de las áreas estables. Así, si la inclinación paleomagnética difiere significativamente de la esperada (ver ecuación 1), es altamente probable que estemos en presencia de un terreno tectonoestratigráfico que ha sufrido un transporte relativo (respecto a la placa hospedante) con una importante componente norte-sur. El paleomagnetismo no puede distinguir transportes según paralelos de latitud debido a la simetría del campo dipolar.

Por otra parte, una anomalía en la declinación magnética es indicio de una rotación del vector paleomagnético alrededor de un eje vertical (y por ende de la localidad de muestreo). Esta propiedad hace que el paleomagnetismo sea la herramienta más eficaz para detectar rotaciones según ejes verticales (de aquí en más "rotaciones") de bloques corticales; y, por lo tanto, poner de manifiesto la presencia de arqueamientos oroclinales o deformación por medio de cizalla simple horizontal a escala regional.

Muchas de las CDPA fanerozoicas propuestas para distintas placas litosféricas tienen indeterminaciones en su definición y otra serie de controversias. Algunos de estos problemas son comunes y otros particulares a una determinada CDPA. Entre los primeros

merecen citarse los tramos para el Paleozoico Inferior, cuya definición depende, entre otros factores, de la precisa determinación de terrenos tectonoestratigráficos amalgamados a una placa, y de problemas con la cabal determinación de la magnetización característica y su edad.

Los tramos mesozoicos y cenozoicos están, en general, bastante mejor definidos, y en algunos casos determinados con precisión. Entre las excepciones se pueden citar el Jurásico de América del Norte (que actualmente es motivo de intenso debate: May y Butler, 1986; May et al., 1986; Van Fossen y Kent, 1990; Butler et al., 1992; Van Fossen y Kent, 1993), y el Cretácico y Terciario para América del Sur (el Cretácico debido a la poca consistencia interna de la población de paleopolos disponibles; el Terciario debido a la falta de datos).

El objetivo perseguido en este trabajo es mejorar la definición de la CDPA cretácica para América del Sur, lo que permitiría (1) correlacionarla con la evolución geodinámica de la placa durante el Cretácico, y (2) utilizarla como referencia para analizar la deformación andina.

Para alcanzar este objetivo se realizaron estudios paleomagnéticos sobre rocas cretácicas de la Patagonia Extraandina, poniendo especial énfasis en el Cretácico medio. Paralelamente se llevó a cabo una reevaluación de los paleopolos cretácicos existentes.

La elección del Cretácico no es fortuita, ya que este sistema

es, en si mismo, un interesante registro en los anales del cambio global. Entre los eventos más importantes (muchos de estos restringidos al Cretácico medio) pueden citarse (1) la estabilidad del campo magnético terrestre en una polaridad normal por un lapso de aproximadamente 30 Ma (Supercrón del Cretácico; Valencio, 1980); (2) una generación inusualmente rápida de suelo oceánico (Larson y Pitman, 1972); (3) un notable pico en la actividad de las plumas del manto o "hotspots" (Larson, 1991; Tarduno et al., 1991); (4) rápidos movimientos de las placas dentro del marco de referencia de los hotspots (Morgan, 1983; O'Connor y Duncan, 1990); (5) una notable movilidad relativa entre placas litosféricas (Anderson, 1994).

El movimiento de la placa sudamericana durante este inquieto período ha sido (y es actualmente) motivo de controversia. Las posturas más antagónicas son defendidas, por un lado, por científicos sudamericanos (Valencio et al., 1983a; Oviedo et al., 1991) quienes invocan significativos movimientos para la CDPA cretácica de Sudamérica. Contrariamente, científicos del hemisferio norte (ej.: Beck, 1988) prefieren asumir un comportamiento paleomagnéticamente cuasiestático (es decir sin cambios latitudinales ni rotaciones significantes del continente), aunque recientemente Butler et al. (1991) propusieron la existencia de deriva polar aparente entre el cretácico inferior y el Cretácico superior.

La determinación precisa de la CDPA cretácica para América del Sur tiene singular importancia; no sólo por el cambiante marco

global. Durante el Cretácico se generó el margen pasivo del continente debido a la fragmentación del Gondwana Occidental; en tanto que el margen occidental registró un importante cambio de régimen tectónico en la región de los Andes Centrales y Australes (Coira et al., 1982; Mpodozis y Ramos, 1990) y acreción de terrenos exóticos en los Andes Septentrionales (Feininger y Bristow, 1980; Roperch et al., 1987; Mourier et al., 1988).

Como fue comentado, una de las aplicaciones más importantes del paleomagnetismo es la determinación de rotaciones en una zona orogénica. Los paleopolos de rocas andinas muestran una tendencia hacia rotaciones antihorarias en Perú y horarias en Chile. Varios modelos han sido presentados para dar cuenta de esta distribución (ej. Kono et al., 1985; Beck, 1987; Isacks, 1988; Hartley et al., 1988). Inevitablemente, la poco definida CDPA meso-cenozoica de América del Sur (es decir, la referencia para evaluar a los polos andinos) es un serio problema que debe ser enfrentado en cada estudio realizado en el orógeno.

La disponibilidad de numerosos estudios paleomagnéticos sobre rocas cretácicas de Chile, podría brindar la oportunidad de reevaluar, en un marco de referencia depurado, las rotaciones previamente determinadas. Sin embargo, otro factor de incertidumbre es que las rocas cretácicas pudieron haber sido afectadas por varias fases tectónicas durante el Terciario (Coira et al., 1982), y los modelos que han sido propuestos (ver citas más arriba) están referidos especialmente a la deformación neógena.

Los datos paleomagnéticos de rocas andinas del Terciario superior son abundantes, y pueden ofrecer un panorama de los efectos de la última gran etapa de deformación en la región, que comienza aproximadamente (no simultáneamente en todas las áreas) en el Oligoceno tardío (Sempere et al., 1990). Por otra parte, en el presente hay disponibilidad de datos paleomagnéticos neógenos de áreas relativamente estables (manuscrito en preparación), los que pueden ser utilizados como referencia.

Los resultados obtenidos a través del análisis de los datos paleomagnéticos cretácicos de Chile deberían ser chequeados con los datos disponibles para el Neógeno, en un intento de restringir temporalmente los pulsos de deformación que pudieran ser detectados.

En el transcurso de este trabajo se desarrollarán los siguientes pasos fundamentales:

- 1) Revisión de los paleopolos cretácicos existentes para América del Sur.
- 2) Determinación de nuevos paleopolos cretácicos.
- 3) Análisis de la CDPA cretácica resultante (de 1 y 2) en un marco tectónico continental.
- 4) Análisis tectónico de los datos paleomagnéticos cretácicos del antearco andino al sur del codo de Arica (Chile).
- 5) Análisis tectónico de los datos paleomagnéticos de rocas

andinas de edad neógena⁴.

⁴- Es importante aclarar que la deformación registrada por rocas del Paleógeno no puede ser analizada estrictamente, debido a que no existen (y no es objetivo de este trabajo determinarlos) polos de referencia de esta edad para América del Sur. Por lo tanto (aplicando un criterio conservativo) para rocas de esta edad se utilizarán los resultados obtenidos por otros autores (ej.: Beck et al., 1994).

2 - METODOLOGIA

Un trabajo paleomagnético contiene, básicamente, cinco etapas:

- 1) Determinación de las unidades a estudiar, sobre la base del objetivo del estudio, características litológicas, estructurales, edad y contexto geológico local y regional.
- 2) Recolección de muestras orientadas, con adecuado control estratigráfico-estructural.
- 3) Identificación y determinación de las magnetizaciones presentes en las muestras.
- 4) Determinación (de la manera más ajustada posible) de la edad de las magnetizaciones aisladas.
- 5) Interpretación geológica de los datos paleomagnéticos obtenidos en el estudio.

Los pasos seguidos para llevar a cabo los puntos 1, 2 y 3 son sustancialmente comunes a muchos estudios paleomagnéticos, por lo que se mencionarán brevemente a continuación (oportunamente se harán observaciones significativas referidas a este trabajo en particular). Los puntos 4 y 5 dependen enteramente de las rocas analizadas y de los resultados obtenidos, por lo cual se desarrollarán enteramente en el transcurso del trabajo.

Etapa 1

Como región de estudio se eligió la Patagonia Extraandina,

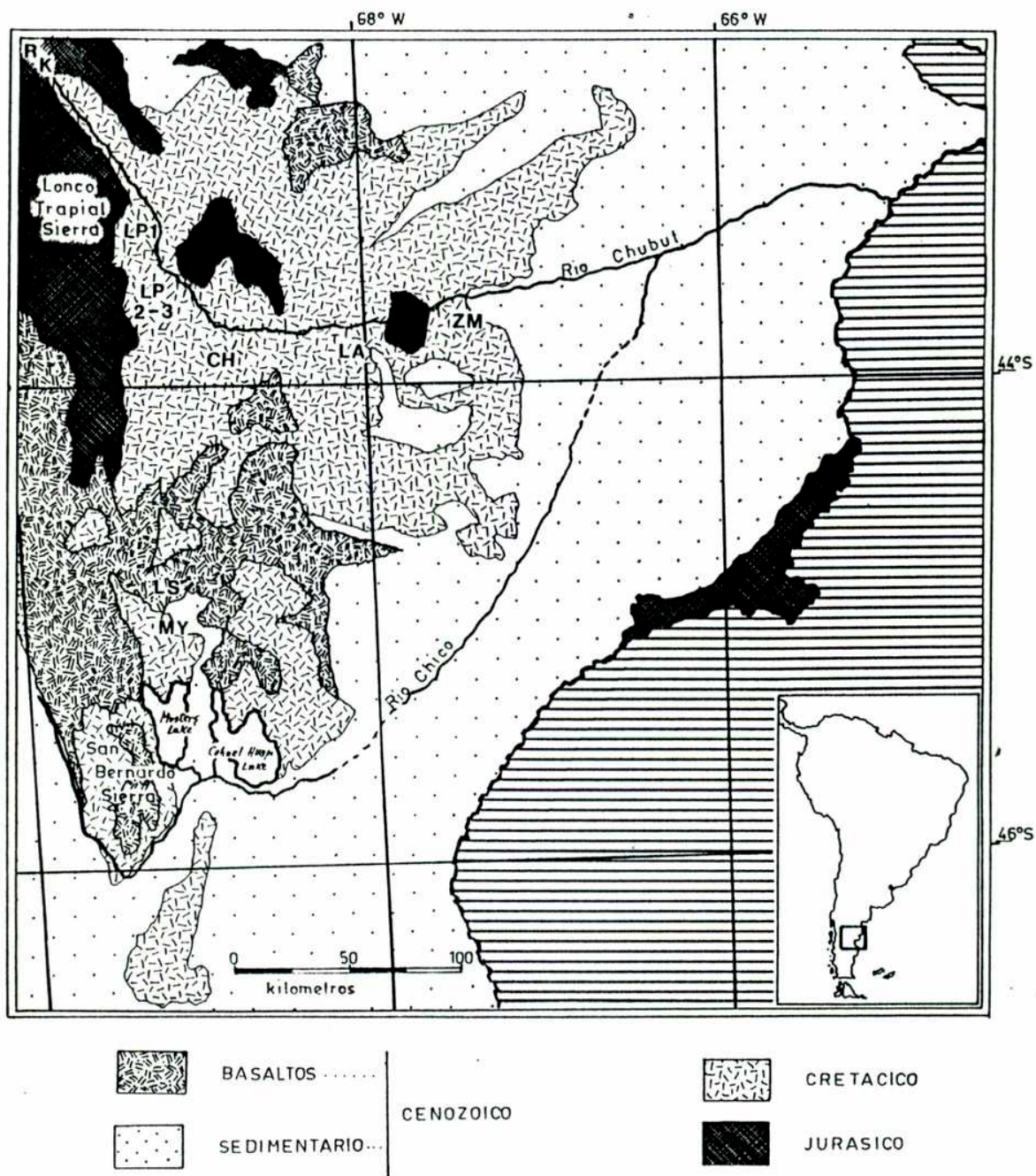


Figura 3 - Ubicación de las localidades de muestreo paleomagnético en la provincia de Chubut.

debido a la amplia distribución de rocas cretácicas, la relativa estabilidad tectónica de la región, y la posibilidad de efectuar controles de campo sobre las magnetizaciones. La recolección de muestras se llevó a cabo durante varias campañas. En la figura 3 se identifican las localidades de muestreo; las unidades geológicas y el número de muestras obtenidas en cada localidad se mencionarán oportunamente en el texto.

La técnica de muestreo utilizada fue tomar entre 2 a 4 muestras orientadas (bloques de roca o bien cilindros extraídos mediante perforadora comercial POMEROY) por cada nivel estratigráfico.

Todas las muestras fueron orientadas con brújula magnética, además un 60% de ellas fue también orientada mediante brújula solar. Los datos obtenidos por ambos métodos no tuvieron diferencias significativas en ningún caso.

De cada muestra orientada se cortaron, por lo menos, dos especímenes standard (cilindros de 2,5 cm de diámetro y 2,2 cm de altura).

Etapas 2

El trabajo de gabinete comprendió la desmagnetización detallada del material mediante altas temperaturas (en especímenes de todas las muestras), campos alternos linealmente decrecientes (en el 25% de los especímenes) y lavado químico (en el 5%). Paralelamente se realizaron mediciones de susceptibilidad y de adquisición de magnetización remanente isotérmica.

Para llevar a cabo la tarea se utilizaron los magnetómetros UBA-8Hz (Vilas, 1981), DIGICO y SCHONSTED 2M-S; un horno SCHONSTED TSD-1; el equipo de desmagnetización por campos alternos linealmente decrecientes EDAC prototipo UBA (Vilas, 1966); un susceptibilímetro RMSA-III (TATA Inst., India); y un equipo de saturación isotérmica prototipo construido en Alemania.

Las magnetizaciones fueron determinadas mediante inspección visual de gráficos de proyecciones ortogonales (Zijderveld, 1967), diagramas de intensidades parciales de magnetización, representaciones estereográficas de los vectores de remanencia, restas vectoriales y círculos de remagnetización. Estos análisis se llevaron a cabo mediante el programa MAG88 (Oviedo, 1989). Los valores representativos de la colección se analizaron cuantitativamente mediante la técnica descrita por Kirschvink (1980).

Para realizar análisis de poblaciones se utilizaron los programas MAG88 (de E. Oviedo), ROCKPIX (de P. Guth) y GMAP (de Smethurst y Torsvik).

3 - ANTECEDENTES PALEOMAGNETICOS¹

3.1 - Sumario

A continuación se mencionarán y discutirán solamente aquellos paleopolos provenientes de rocas del cratón y plataforma de América del Sur, que son los adecuados para la definición de la CDPA del continente. Debido a la penetrante actividad de la orogenia andina², el límite entre "zona estable" y "cinturón movil andino" es ambiguo en muchas regiones. Por lo pronto, siguiendo a algunos trabajos paleomagnéticos previos (ej. Valencio et al., 1983a; Montes Lauer et al., 1994), se incluirán los datos de las Sierras Pampeanas y otras serranías interiores dentro del área cratónica.

Correspondió a Creer (1958, 1962a, 1962b, 1964) reportar los primeros trabajos paleomagnéticos sobre rocas sudamericanas (cretácicas entre ellas). Muchos de estos trabajos tienen hoy solamente un valor histórico, debido a la poca cantidad de muestras y muchas veces al insuficiente o ausente proceso de desmagnetización. En un trabajo de carácter continental, Creer

¹ - A partir de este capítulo, y salvo expresa mención, todos los paleopolos que se mencionan corresponden a la placa sudamericana.

² - Es interesante mencionar que ciertas regiones del continente, en especial algunas aledañas al margen pasivo, registraron movimientos (dentro del ciclo andino) que podrían estar relacionadas con el proceso de expansión oceánica en el Atlántico Sur. Por ejemplo, la discordancia angular entre rocas paleocenas y eocenas que fue observada en la zona del Río Chico de Chubut (Andreis, 1977) puede asociarse temporalmente con un marcado máximo en la generación de corteza oceánica en la dorsal (Cande et al., 1988).

(1970) resume gran parte de la información producto de sus viajes por América del Sur. El primer paleopolo cratónico para el Cretácico proviene de rocas del Cretácico inferior (Formación Serra Geral; Creer, 1962a).

Años más tarde, el Ing. Daniel Valencio (discípulo de Creer y pionero del paleomagnetismo en Argentina) dio a conocer el segundo polo cretácico para América del Sur (Volcanitas Cerro Colorado; Valencio, 1972), también de edad cretácica temprana. Valencio consideró a este polo, con ciertas reservas, como equivalente al paleopolo de Serra Geral.

Opdyke y MacDonald (1973) determinaron un paleopolo para el Cretácico tardío mediante un estudio sobre rocas del Complejo Alcalino Poços da Caldas (Brasil). Este paleopolo y los mencionados para el Cretácico inferior permitieron proponer, por primera vez, un tramo de CDPA dentro del Cretácico para Sudamérica.

Con la posterior incorporación de nuevos paleopolos (ej.: Valencio et al., 1976; Mendía 1978; Vilas y Valencio, 1978; Schult y Guerreiro, 1980) el tramo cretácico de la CDPA fue modificado, cobrando creciente complejidad.

En un intento ordenador, Irving e Irving (1982) reunieron toda la información paleomagnética existente a ese momento para América del Sur y propusieron una CDPA a partir del Carbonífero, promediando los paleopolos según ventanas de 30 Ma. Los polos medios definidos por Irving e Irving para el Mesozoico y Cenozoico no son significativamente diferentes del actual eje geográfico.

Valencio et al. (1983a) analizaron los datos jurásico-

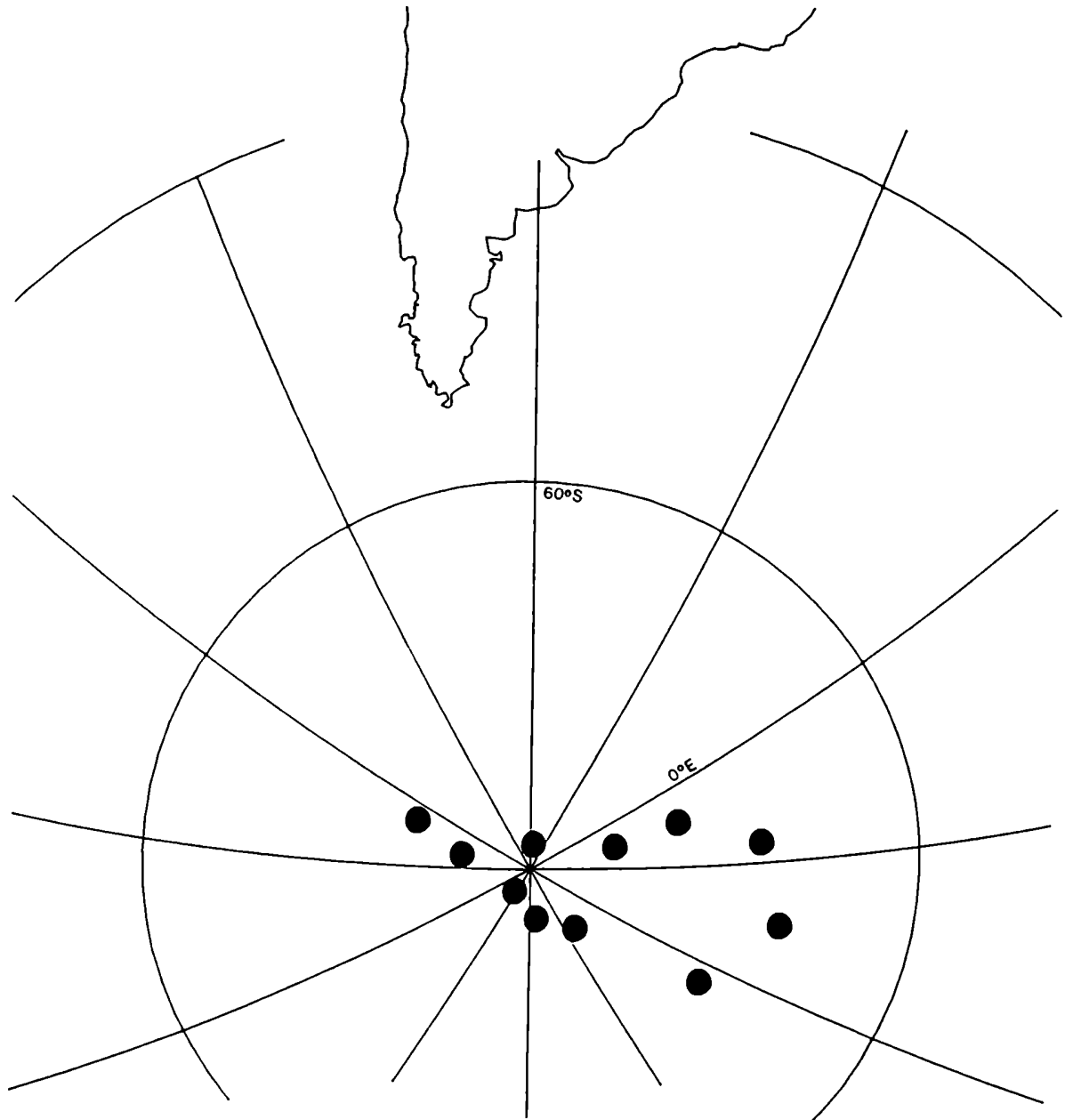


Figura 4 - Distribución de polos cretácicos seleccionados por Valencio et al. (1983a)

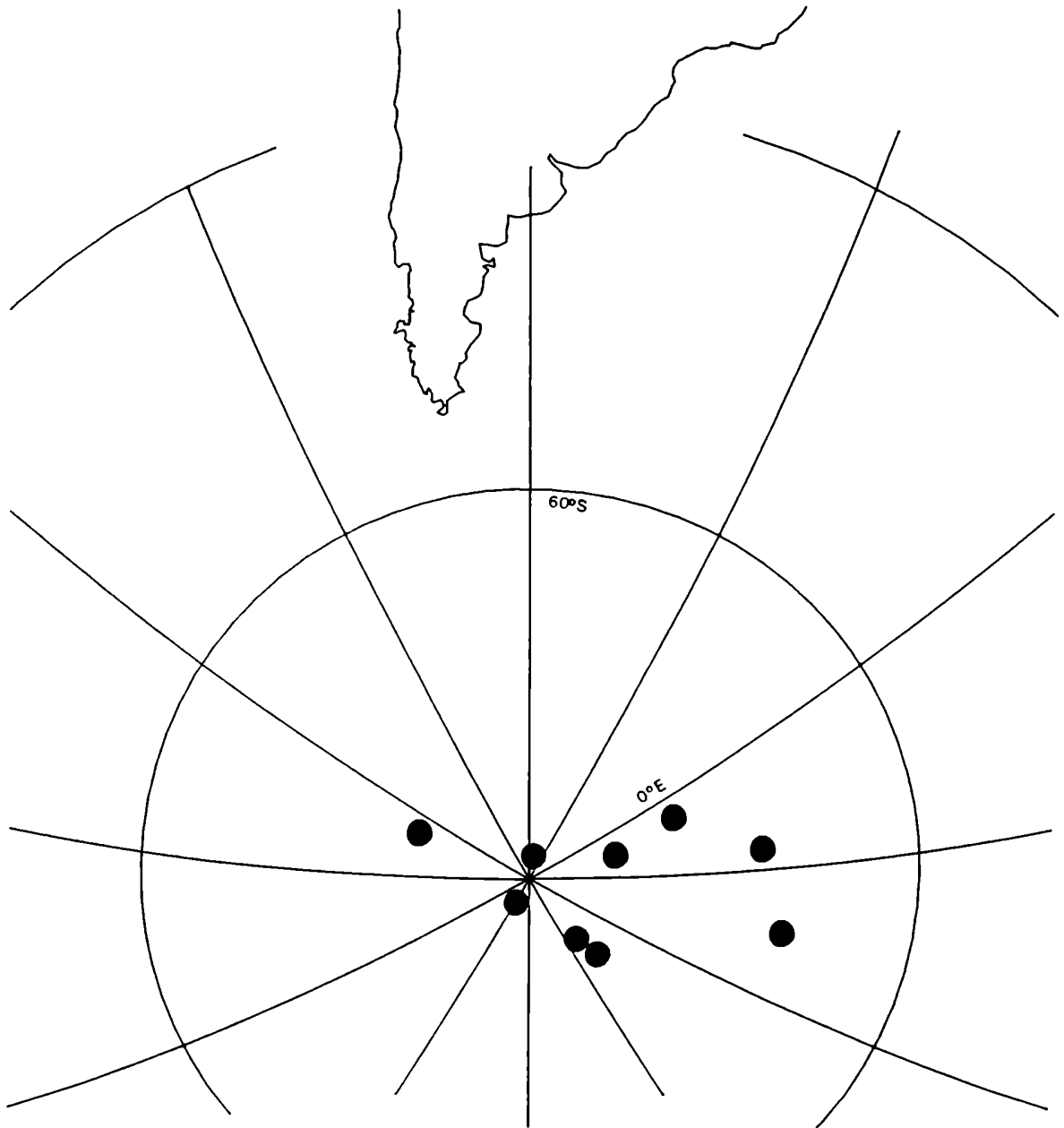


Figura 5 - Distribución de polos cretácicos utilizados por Oviedo et al. (1991).

cretácicos de América del Sur (fig. 4), y observaron que son consistentes, si se cierra adecuadamente el Océano Atlántico, con paleopolos contemporáneos de Africa. Por otra parte, estos autores notaron que las posiciones de los polos cretácicos y de los PGVs jurásicos de América del Sur exhiben una distribución elongada, a la que interpretaron como un efecto producido por rápidos movimientos continentales. Oviedo et al. (1991) sostienen básicamente las ideas de Valencio et al. (1983) con suaves modificaciones en la CDPA (fig. 5).

En la década del 80, científicos de diversos países pusieron sus ojos en la región andina impulsados por las ideas de Carey (1955) con respecto al posible origen oroclinal de los Andes Centrales. Los primeros trabajos paleomagnéticos dirigidos a clarificar la tectónica andina tropezaron con la dificultad de un marco de referencia complicado y poco satisfactorio: Palmer et al., 1980, expresan que no se percibe una clara deriva polar para el Cretácico; Beck et al., 1986a, comentan acerca de la incertidumbre en la interpretación de datos paleomagnéticos andinos debido a la elongada distribución de los polos de referencia cretácicos, agregando que el origen de esta distribución es desconocido.

Forsythe et al. (1987) y Jesinkey et al. (1987) observan que los polos de referencia no son muy satisfactorios debido a la general ausencia de controles para restringir la edad de la magnetización (fold-test, tilt-test, conglomerate-test). Agregan que, la aparente estabilidad de los paleopolos con respecto al eje

geográfico hace que la presencia de reversiones (reversal test) no sea de por sí un tranquilizador augurio de que las magnetizaciones aisladas en estudios de rocas jurásicas a terciarias sean contemporáneas y primarias.

Ante la necesidad de contar con un patrón de referencia confiable para los estudios andinos, Beck (1988) aplicó criterios de calidad para la selección de los polos a utilizar en la CDPA (fig. 6). En su análisis de los datos cretácicos, Beck ignora los extremos de la distribución elongada de paleopolos y calcula un único polo, al que considera representativo para todo el período. El criterio utilizado para llegar a este polo paleomagnético merece alguna discusión:

Beck analiza las posibles causas para producir la dispersión observada en los once paleopolos cretácicos de su base de datos. Ante la falta de una explicación satisfactoria recurre a la importación de la CDPA cretácica de América del Norte y observa que no tiene (en coordenadas sudamericanas) una distribución elongada, a partir de lo cual elimina los extremos de la elongada distribución sudamericana.

Es interesante notar que una vez transferidos, los paleopolos de América del Norte (en Beck, 1988) no se solapan con sus contemporáneos de América del Sur, sino que caen más alejados del eje geográfico, hacia el continente americano. Este aparente defecto se repite, con las mismas características, cuando Beck compara (con el mismo método) los datos jurásicos de ambas placas.

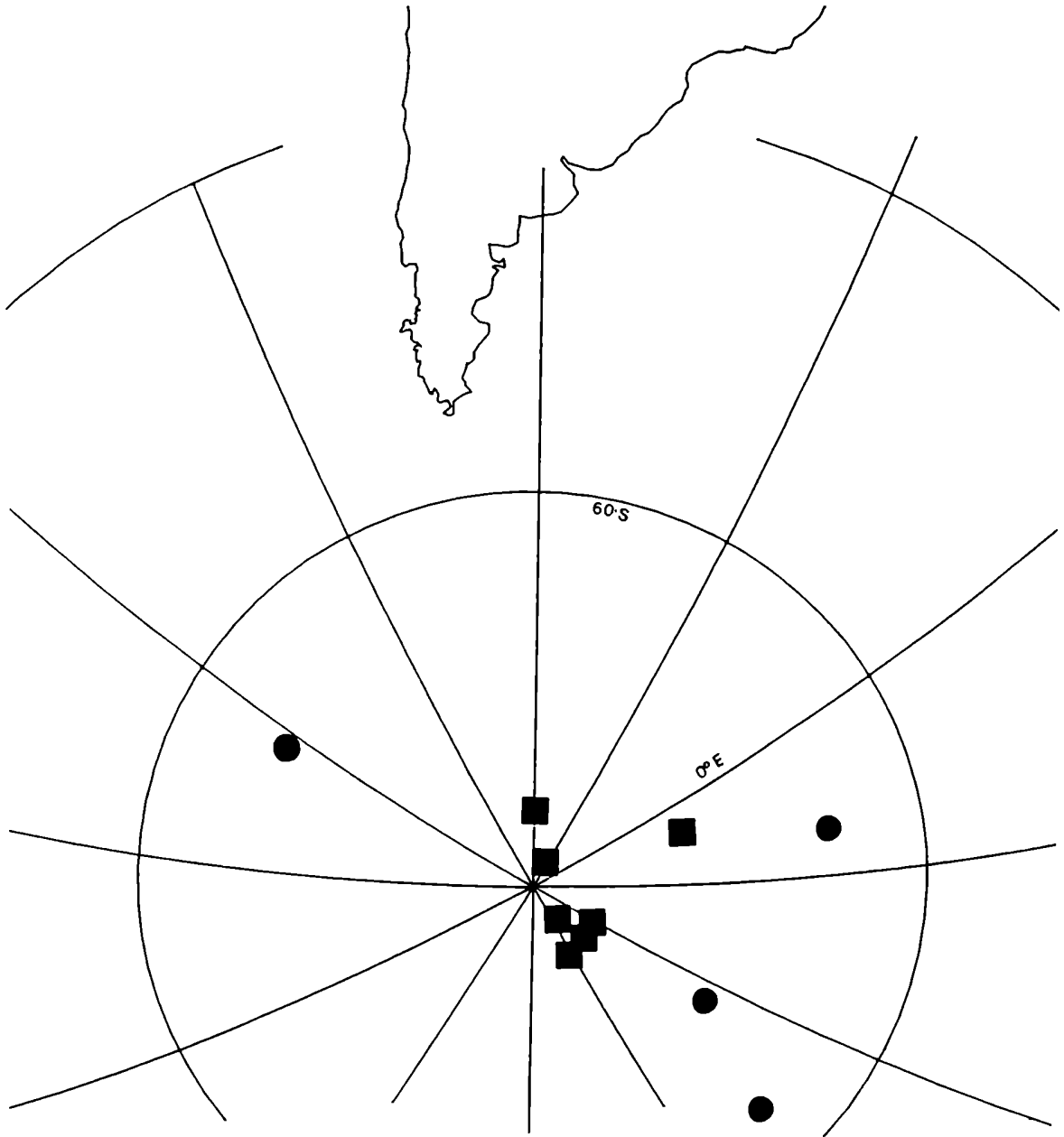


Figura 6 - Cuadrados (círculos) indican los polos cretácicos aceptados (rechazados) por Beck (1988).

Beck invoca la posibilidad de problemas con la paleorreconstrucción.

A partir de este análisis, Beck seleccionó siete polos como aceptablemente confiables (4 del Cretácico inferior y 3 del Cretácico superior). Con estos datos calculó un paleopolo, otorgando peso unitario a cada uno de los PGVs de los siete polos seleccionados. Con este criterio, (1) considera implícitamente la inexistencia de CDPA durante el Cretácico, y (2) trabaja con una desbalanceada población de 105 PGV's: 85 de edad cretácica inferior (54 de los cuales provienen del polo de Serra Geral) y los 20 restantes del Cretácico superior. El paleopolo promedio de Beck (1988) es indistinguible del de Serra Geral.

Butler et al. (1991) presentaron un polo paleomagnético de alta calidad para el Cretácico tardío, ubicado a 11° de arco del eje geográfico y consistente con paleopolos tanto africanos como norteamericanos de la misma edad. Esta nueva entrada junto al paleopolo de los basaltos de Serra Geral (Ernesto y Pacca, 1988) definen dos puntos confiables de la CDPA cretácica. Como consecuencia, se pudo mejorar sustancialmente la precisión en la interpretación de datos paleomagnéticos andinos. No obstante, la mayoría de estos trabajos continúan invocando la incertidumbre que provocan los problemas en la correcta definición de la CDPA cretácica (ej.: Macedo Sanchez et al., 1992a; Mitouard et al., 1992; Hartley et al., 1992) debido a la inexistencia de una clara explicación acerca de la distribución de los antiguos paleopolos y la falta del nexo entre el Cretácico temprano y el Cretácico

tardío, es decir un polo paleomagnético confiable para el Cretácico medio.

3.2 - Análisis y selección de paleopolos cretácicos "cratónicos" previos

Los requisitos básicos que debe cumplir un polo paleomagnético para contribuir a la construcción de una CDPA son: (1) adecuado muestreo de la variación secular del campo magnético terrestre, (2) procedimientos de desmagnetización adecuados sobre un número suficiente de muestras independientes, de manera tal que pueda definirse confiablemente la magnetización característica, (3) determinación de la edad de la magnetización característica. A estos atributos deben sumarse (4) un estricto control estructural y (5) coherencia con el cratón o bloque involucrado (vease Van der Voo, 1990).

Si los paleopolos cretácicos disponibles hasta la fecha reúnen estas condiciones, entonces su distribución representa la genuina CDPA para el continente o bien un peculiar comportamiento del campo magnético terrestre durante el Cretácico (que no representaría una configuración puramente dipolar). La segunda alternativa puede descartarse en vista de que las CDPA cretácicas de otros continentes, tanto en el hemisferio norte como en el austral, son consistentes con las características de un campo

paleomagnético con geometría dipolar, axial y geocéntrica³.

Por lo tanto, para el análisis de los paleopolos cretácicos que se realizará en este trabajo se considerará que las magnetizaciones correspondientes fueron adquiridas bajo la acción de un campo geomagnético promedio con estas características.

3.2.1 - Basaltos Serra Geral, Brasil: Constituye la secuencia mejor estudiada desde el punto de vista paleomagnético en América del Sur, con más de 1500 muestras, recolectadas principalmente en las partes sur y centro de la cuenca de Paraná (Creer, 1962a; Pacca y Hiodo, 1976; Ernesto et al., 1979; Bellieni et al., 1983, Ernesto y Pacca, 1988). La edad de la Formación Serra Geral ronda en los 133 Ma (Renne et al., 1992; Turner et al., 1994).

En una reciente compilación, Ernesto et al. (1990) proponen una partición de los resultados en tres paleopolos, todos comprendidos en el Cretácico temprano. Uno de estos proviene de las vastas secuencias basálticas (SG1), el segundo (SG2, con una posición levemente diferente al primero y un N=2) de las riolitas de Chapecó, que coronan las secuencias basálticas en algunas localidades. El tercer paleopolo (SG3), que proviene de diques del Arco Ponta Grossa (Raposo y Ernesto, 1989), sugiere una traslación hacia el sur de 5° más una rotación horaria de 10° para América del Sur, durante un intervalo de 13 Ma (entre SG1 y SG3).

³ - Livermore et al. (1984) demostraron que los coeficientes de los desarrollos en armónicos esféricos de grado mayor que 1 (dipolo), necesarios para optimizar el ajuste de datos paleomagnéticos globales para el Supercron normal del Cretácico, no son significativos. Conclusiones semejantes fueron alcanzadas por Coupland y Van der Voo (1980).

La velocidad angular de la placa Sudamericana (en base a esta rotación) es de $0.77^\circ/\text{Ma}$ en sentido horario, mientras se apartaba de Africa con una velocidad angular relativa de $0.36^\circ/\text{Ma}$ (Rabinowitz y LaBrecque, 1979). Para mantener la compatibilidad de las paleorreconstrucciones por fondo oceánico, Africa debería haber rotado en sentido horario con una velocidad aproximada de $0.4^\circ/\text{Ma}$ durante el mismo intervalo, en desacuerdo con lo que indica su CDPA cretácica (Hargraves, 1989). Por otra parte, una rotación horaria de Africa dentro del Cretácico temprano sugeriría (en primera instancia) desplazamiento sinistral entre el Gondwana Occidental y Oriental, pero Norton y Sclater (1979) mostraron que la evolución de las cuencas de Somalía y Mozambique requiere de extensión, con importante componente dextral, entre Africa y Antártida. Además, si la discrepancia entre SG1 y SG3 es debida puramente a movimiento litosférico de Sudamérica, el polo de rotación necesario indica que el extremo sur del continente se habría movido hacia el sudoeste con una velocidad de 10 cm/año (altísima por tratarse de una placa continental). Hipotetizando que pudiera ser posible, con un movimiento de estas características sería de esperar un régimen compresivo en el extremo sudoeste del continente durante el Cretácico temprano (aún con una placa oceánica estática), pero los rasgos geológicos indican lo contrario (Dalziel, 1981).

Alternativamente, la discrepancia entre SG1 y SG3 podría ser interpretada como una combinación de movimiento relativo entre placas y movimiento de todo el manto con respecto al eje de rotación (en inglés "true polar wander", cuyas siglas, TPW, se

utilizarán de aquí en más). El TPW⁴ parece ser episódico, y en el intervalo Jurásico tardío-Cretácico temprano los datos globales indican que fue despreciable (Andrews, .1985; Besse y Courtillot, 1991).

Otra explicación para la posición del polo SG3 podría ser un incompleto promedio de la variación secular del campo geomagnético, que siempre se debe tener presente en secuencias volcánicas (Mankinen, 1989; Pacca y Ernesto, 1991).

Problemas con el control estructural de los diques no pueden resolver la incompatibilidad, ya que el apartamiento angular entre SG1 y SG3 es demasiado como para sospechar en basculamientos no detectados de bloques. Además la inclinación magnética sólo puede resolver menos de la mitad de la discrepancia.

Una hipótesis alternativa podría ser que las declinaciones observadas en los diques de Ponta Grossa son producto de rotación antihoraria de bloques. Turner et al. (1994) propusieron movimientos de cizalla sinistral en el Arco Ponta Grossa durante el Cretácico temprano.

Otra alternativa para la deflexión en sentido antihorario de la magnetización característica de estos diques surge de la orientación de los cuerpos: NW-SE. Strangway (1961) notó que la dirección de remanencia de muchos diques precámbricos de Canadá yace cercana al plano de los diques. Aunque la anisotropía de la susceptibilidad magnética de los diques de Ponta Grossa no parece

⁴ - El mecanismo del TPW será explicado brevemente en el capítulo 6.

ser anómalamente alta (Bartolomeu Raposo y Ernesto, 1994), la deflexión del vector remanencia hacia el plano de los diques puede ser producida por una refracción del campo al atravesar el cuerpo ígneo (Abrahamsen, 1992).

Por lo expuesto, el origen del paleopolo SG3 no puede ser aún resuelto con los datos disponibles. En este trabajo se adoptará, por lo tanto, el polo paleomagnético de los basaltos Serra Geral definido por Ernesto y Pacca (1988), como representante del campo paleomagnético para América del Sur durante el Cretácico temprano.

3.2.2 - Volcanitas Cerro Colorado (Valencio, 1972): Corresponde a una serie de coladas basálticas que afloran a orillas del embalse del Río Tercero (Córdoba). En el presente trabajo se realizó una completa revisión de los datos paleomagnéticos de estas rocas. El paleopolo calculado es analizado en el Capítulo 6.

3.2.3 - Complejo Alcalino Poços de Caldas, Brasil (Opdyke y MacDonald, 1973; Montes-Lauar, 1993): Ambos trabajos documentan la aplicación de desmagnetización sistemática. En el primer estudio, sólo cinco sitios tienen una dirección media con a_{95} menor a 20° , cuatro de polaridad reversa y el restante con polaridad normal. El reversal test falla debido, posiblemente, al desbalanceo en el número de sitios entre poblaciones antípodas. Los nuevos datos de Montes-Lauar indican una posición polar distinta. La edad del complejo es de 83 Ma (K/Ar). Debido a su mayor calidad y envergadura, se va a considerar el trabajo de Montes Lauar (1993).

3.2.4 - Dique Los Molinos, Cerro Libertad y lavas de El Salto-Almafuerte (Linares y Valencio, 1975; Vilas, 1976; Mendía, 1978):

Estos datos paleomagnéticos provienen de las Sierras Pampeanas Orientales (Prov. de Córdoba). Las rocas son basaltos que pertenecen a la misma unidad estudiada por Valencio (1972). El análisis correspondiente se realiza en el Capítulo 6.

3.2.5 - Subgrupo Pirgua (Valencio et al., 1976; 1977): El muestreo fue realizado en tres quebradas distintas, ampliamente separadas, en un área de importante estructuración (inclinaciones del orden de los 50°). Se recolectaron solamente 29 muestras orientadas correspondientes a 16 unidades de tiempo (sitios?). La desmagnetización durante el plan piloto fue adecuada, pero no está documentado el comportamiento de las muestras. Una muestra fue rechazada, las restantes brindan dos polos (F. La Yesera y F. Las Curtiembres) que son posteriormente promediados para dar un único paleopolo (Sg. Pirgua), válido para el intervalo comprendido entre las edades radimétricas obtenidas de niveles basálticos intercalados en la secuencia: 114 y 77 Ma. Los parámetros de precisión estadística de cada una de las dos direcciones medias (F. La Yesera y Las Curtiembres) antes y después de la corrección tectónica indican un "tilt-test" positivo. Llama la atención que, a pesar de esto, la dirección media in situ de Las Curtiembres es la misma que cuando referida a la paleohorizontal (a pesar del notorio basculamiento tectónico), lo que sugiere una relación especial entre la estructura y las direcciones paleomagnéticas, que

lamentablemente no está documentada. Los polos de La Yesera y Las Curtiembres no son coincidentes, en el trabajo original no se discute la posibilidad de rotaciones locales de bloques.

La estructura de la zona donde se realizó el muestreo está dominada por corrimientos de alto o bajo ángulo, cortados oblicuamente por fallas con desplazamiento de rumbo (Grier et al., 1991). Estos autores notaron que el patrón estructural no es coherente con la dirección de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica para el Terciario superior, por lo cual postularon que la deformación fue controlada por las estructuras del rift cretácico. Como estas estructuras son transversales a los esfuerzos, no debe descartarse la posibilidad de que la discrepancia entre los paleopolos de La Yesera y Las Curtiembres sea debida a componentes de rotación de bloques alrededor de ejes verticales. Los datos paleomagnéticos del Subgrupo Pirgua generan, por lo tanto, suficientes incertidumbres, por lo que no son aceptados.

3.2.6 - Series de Andacollo (Vilas y Valencio, 1978): Secuencia de edad carbonífera basculada y aparentemente remagnetizada por un intrusivo del Cretácico superior. El paleopolo se calculó rotando la magnetización a la paleohorizontal. No se conoce la edad del basculamiento. Rechazado.

3.2.7 Intrusiones basálticas de Maranhao, Brasil (Schult y Guerreiro, 1979): Suficiente cantidad de muestras, adecuado proceso

de desmagnetización. El parámetro de precisión estadística es muy alto, lo que pone en alerta sobre un posible muestreo inadecuado de la PVS. Sin embargo el paleopolo. es indistinguible (y contemporáneo) de Serra Geral. Podría promediarse con los datos de Serra Geral, lo que sería equivalente a sumar un nuevo PGV (el polo de Serra Geral es un promedio de varios paleopolos) y no altera la paleoposición para el Cretácico inferior. No se incluirá este dato.

3.2.8 - Volcanitas de Cabo Santo Agostinho, Brasil (Schult y Guerreiro, 1980): El dato paleomagnético en sí mismo tiene las mismas virtudes e incertidumbres que el anterior. No existe otro paleopolo de esta edad (90 Ma). Aceptado con reservas.

3.2.9 - Rocas Igneas de San Luis y Córdoba (Valencio et al., 1983b): Importante dispersión en las direcciones medias, solamente tres sitios aceptables, rechazado.

3.2.10 - Basaltos de plateau de la Patagonia (Butler et al., 1991): El muestreo, los procesos de desmagnetización, el estudio de magnetismo de rocas y los análisis de poblaciones de este trabajo son ejemplares. Aceptado.

3.2.11 - Intrusiones alcalinas de Passa Quatro e Itataia y stock sienítico de Ilha Sao Sebastiao, Brasil (Montes-Lauar, 1993): Procesos de desmagnetización adecuados, estudio de magnetismo de rocas que soporta los datos. Edades bien determinadas (K/Ar): 71 Ma

para Passa Quatro-Itataia y 81 Ma para Sao Sebastiao. Aceptados.

3.2.12 Formaciones Matasiete y Castillo, Departamento de Sarmiento, Provincia de Chubut (Barredo, 1992): Procesos de desmagnetización adecuados. La magnetización estable se definió muy bien en gran parte de la colección, y no alcanzó a definirse en algunas muestras. El tilt-test es indefinido. Se proponen dos paleopolos discordantes entre sí, uno para la Formación Matasiete (n = 14) y otro para la Formación Castillo (n = 32). Ambos polos fueron interpretados en términos de CDPA. En el Capítulo 6 se presenta la revisión y reinterpretación de estos datos paleomagnéticos.

4 - PALEOMAGNETISMO DE ROCAS CRETACICAS DE CHUBUT

4.1 - Marco geológico y muestreo.

La litósfera del actual cono sur Sudamericano sufrió una fuerte inestabilidad de tipo extensional a partir del Triásico tardío. Este estadio se prolongó durante el Jurásico y parte del Cretácico, culminando con la apertura del Océano Atlántico Sur. Es durante este lapso cuando se reconoce la génesis de las principales cuencas meso-cenozoicas, tanto en la actual placa de América del Sur como también en placas vecinas (Uliana y Biddle, 1987; Uliana et al., 1989).

El origen de la inestabilidad litosférica posiblemente haya estado relacionado con el almacenamiento de calor por parte de la Pangea¹ (ej. Veevers, 1989; Anderson, 1994), en todo caso el resultado final fue el desmembramiento del supercontinente.

La extensión triásica tardía-jurásica en la Patagonia se manifestó corticalmente mediante la generación de grabens y hemigrabens, limitados por fallas con una orientación de rumbo predominantemente NW-NNW, en acuerdo con el grano estructural del basamento precámbrico-paleozoico (Uliana y Biddle, 1987). De esta manera, la subsidencia mecánica controló los depósitos volcano-sedimentarios que caracterizan la etapa de rift triásica superior-

¹. La corteza continental es bastante menos conductora del calor que la corteza oceánica.

jurásica, en tanto que el espacio para sedimentación durante el Cretácico fue generado principalmente mediante subsidencia térmica, según indica la evolución de la Cuenca del Golfo de San Jorge (Fitzgerald et al., 1990).

El sistema Cretácico está ampliamente representado en el Chubut Extraandino y ha sido motivo de intenso estudio, especialmente por geólogos de Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Entre muchos otros, pueden citarse trabajos integradores como los de Feruglio (1949a), Lesta y Ferello (1972), Sciutto (1981), Barcat et al. (1989), Fitzgerald et al. (1990), de donde se puede obtener información básica sobre las distintas unidades cretácicas presentes en la región y conectarse con una amplísima fuente de datos.

El presente trabajo paleomagnético está focalizado sobre rocas sedimentarias de origen continental, y con abundante participación piroclástica, pertenecientes (y homologables) al Grupo Chubut² (Lesta, 1968; Lesta y Ferello, 1972, Codignotto et al., 1976). La abundancia de bancos de granulometría fina que tiene esta unidad, junto a las evidencias de intervalos de poca depositación (bioturbación, etc), hace que estas rocas sean potencialmente aptas para realizar estudios paleomagnéticos. Por otra parte, existen áreas donde la horizontalidad de los estratos está disturbada por una tectónica cenozoica, lo que permitiría juzgar si el vector magnético asociado con estas rocas es de origen pre o post-

². El Grupo Chubut es equivalente al Chubutense (areniscas abigarradas) + Piso Pehuenche de Ameghino (1906) o al Chubutiano de Piatnitzky (1946), Feruglio (1949a).

tectónico, y restringir de esta manera la edad de la magnetización. Esta última propiedad cobra singular importancia para rocas del Cretácico medio, ya que en esos tiempos el campo magnético terrestre se mantuvo estacionario con polaridad normal durante 30 Ma (inhibiendo la posibilidad de inferir la edad de la magnetización mediante el registro de distintas zonas de polaridad); y América del Sur, particularmente, no habría registrado grandes cambios en su posición respecto al eje geomagnético (como ya fue mencionado).

Las muestras orientadas fueron recolectadas en dos zonas distintas (fig. 3): (1) la región del río Chubut medio (entre Las Plumas y Paso Berwyn), y (2) la región al este de la Sierra Nevada (entre Sarmiento y Laguna de los Palacios).

4.1.1 - Región del río Chubut medio

El Grupo Chubut en la región del río Chubut medio se integra de conglomerados, areniscas, limolitas, arcilitas y tobas varicolores. Debido a su amplia distribución y marcados cambios faciales, estas rocas fueron denominadas formalmente de distintas maneras, según el área estudiada: Formación Los Adobes (Stipanovic et al., 1968); Formación Cerro Fortín (Robbiano, 1971); Formación Gorro Frigio (Nakayama, 1972); Formaciones Gorro Frigio, Cañadón de las Víboras y Puesto Manuel Arce (Chebli et al., 1976), Formaciones Los Adobes y Cerro Barcino (Codignotto et al., 1976).

Un análisis de los perfiles tipo y de las relaciones estratigráficas de cada una de estas formaciones, indica que todas

ellas corresponden a una misma secuencia continental con rápidas variaciones faciales en sentido horizontal. Esta secuencia se apoya discordantemente tanto sobre rocas ígneas neopaleozoicas como sobre volcanitas y sedimentitas de edad jurásica hasta cretácica inferior (?). A su vez es cubierta por rocas sedimentarias y basaltos con edades que localmente varían entre el Cretácico superior hasta el Pleistoceno.

Para este trabajo se adoptó la nomenclatura propuesta por Codignotto et al. (1976). El muestreo paleomagnético fue realizado sobre rocas de la Formación Cerro Barcino, de donde se obtuvieron un total de 136 muestras orientadas distribuidas en seis bloques estructurales distintos (la palabra "bloque" se utiliza para definir un volumen de rocas limitado por fallas). En cada uno de éstos se definieron sitios paleomagnéticos (cada sitio brinda un potencial PGV) de acuerdo a las variaciones faciales verticales observadas. De esta manera cada sitio representa un episodio de sedimentación predominantemente fluvial, o lagunar, o momentos de poca o inexistente depositación marcados por la presencia de pedogénesis o abundante bioturbación.

Tres de estos bloques (los de mayor tamaño) corresponden a las localidades CH (56 muestras, 6 sitios), LA (18 muestras, 3 sitios) y ZM (12 muestras, 2 sitios) de la figura 3. En esta zona el Cretácico yace en posición subhorizontal, salvo la presencia de pliegues de arrastre en las zonas de falla que limitan distintos bloques. Conspicuamente, los bloques elevados exponen el basamento volcánico jurásico, encajonando al Río Chubut.

Las localidades LP1 (16 muestras, 2 sitios), LP2 (14 muestras, 1 sitio) y LP3 (20 muestras, 2 sitios) se encuentran en pequeños bloques limitados por fallas menores, ubicados en el faldeo oriental de la Sierra de Lonco Trapial. Las capas cretácicas muestreadas en esta zona llegan a inclinar hasta cerca de 60°, lo que permite chequear el origen pre o post-tectónico de la magnetización.

El alzamiento de la Sierra de Lonco Trapial se produjo en respuesta a esfuerzos compresivos (transpresivos?) durante el Mioceno temprano (Nullo, 1983). La vergencia es hacia el Oeste, y está controlada por la geometría de las fallas del rift jurásico (Fígari y Courtade, 1993), las que a su vez reponderían a fracturas mucho más antiguas (Coira et al., 1975).

Mussachio y Chebli (1975) describieron una asociación de charofitas y ostrácodos recolectados en tobas verdosas del bloque CH. Posteriormente Mussachio (1989, 1993) definió con estos fósiles la zona de Flabellochara harrisi, asignándole una edad aptiana en base a correlaciones regionales y globales. Esta edad puede ser asignada confiablemente a las rocas recolectadas en las localidades CH, LP1, LP2, LP3 y LA. Las muestras correspondientes a la localidad ZM podrían ser algo más jóvenes.

A los efectos de comparar la magnetización de estas rocas cretácicas con las de rocas de otra edad en la misma región, se recolectaron 4 muestras (sitio VS) del basalto Vasconia (Nullo,

1983) de edad oligocena. Este basalto yace sobre las rocas de la Formación Cerro Barcino correspondientes al sitio LP2.

A unos 40 km al NO de los sitios LP (pocos kilómetros al norte de Cerro Cóndor, y sobre la margen derecha del Río Chubut), se recolectaron 24 muestras (K en fig. 3; 6 sitios) de sedimentitas de la Formación Cañadón Calcáreo³ (Proserpio, 1987), de edad jurásica superior(?)-cretácica inferior(?); y 8 muestras (R en figura 3; 2 sitios) de basaltos homologables al miembro volcánico de la Formación Cañadón Asfalto (Nullo, 1983), de edad calloviana-oxfordiana. Estas rocas infrayacen al Grupo Chubut mediante fuerte discordancia regional.

4.1.2 - Región norte de la Cuenca del Golfo de San Jorge

En la zona de la Sierra de San Bernardo y adyacencias, el Grupo Chubut ha sido tradicionalmente dividido en cuatro unidades de fácil reconocimiento en el campo por sus atributos faciales y especialmente cromáticos. Siguiendo a Sciutto (1981) éstas son (en orden stratigráfico) las Formaciones Matasiete, Castillo, Bajo Barreal y Laguna Palacios.

Para estudios paleomagnéticos se recolectaron 30 muestras orientadas (MY en fig. 3) en paleosuelos de la Formación Laguna Palacios. Las rocas muestreadas afloran sobre la ruta que une Paso de Indios con General Sarmiento, a unos 80 km al norte de esta última localidad. En esta zona, una estructura anticlinal

³ - Esta unidad es equivalente a los Estratos de Almada (Musacchio et al., 1986), o a Cañadón Asfalto Superior (Figari y Courtade, 1993).

compromete rocas de las Formaciones Castillo, Bajo Barreal, Laguna Palacios, y las unidades terciarias que les suceden (Formaciones Río Chico y Sarmiento). El flanco occidental de la estructura forma parte del faldeo oriental de la Sierra Nevada, en tanto que el flanco oriental es cubierto por coladas basálticas que modelan la Meseta de la Yeta. En un intento de cubrir con el muestreo paleomagnético todo el espesor de la Formación Laguna Palacios en el área (160 m), se tomaron muestras de ambos flancos según un perfil oblicuo al eje, a razón de dos por cada paleosuelo. Además, en el flanco oriental, se recolectaron 14 muestras provenientes de las rocas terciarias.

En el área de la Laguna Seca (unos 20 km al norte de la Meseta de la Yeta), se recolectaron 18 muestras (6 sitios) de rocas tobáceas de color verde asignadas a la Formación Castillo (LS en fig. 3). En esta zona se midieron once inclinaciones aparentes en distintos cortes del terreno para poder determinar, con la mayor precisión posible, la actitud de los estratos. Este método fue utilizado porque las rocas cretácicas muestran aquí basculamientos muy suaves.

En la zona de Sarmiento, el Grupo Chubut se apoya sin relación de angularidad sobre las pelitas de la Formación Pozo D-129 (definida en subsuelo, Lesta y Ferello; 1972) y es cubierto mediante una discordancia regional (sin angularidad) por las Formaciones Salamanca y Río Chico (Lesta y Ferello, 1972). Los niveles más altos de la Formación Pozo D-129 son portadores de los

fósiles correspondientes a la zona de Flabellochara harrisi (Hechem et al., 1987), por lo cual deben de tener una edad aptiana.

Tobas de la Formación Río Tarde en Cordillera Patagónica, que fueran homologadas por varios autores con la Formación Castillo del área de Sarmiento, dieron edades radimétricas comprendidas dentro del Albiano (Ramos y Drake, 1987). Aceptando la correlación entre unidades, esta edad radimétrica es altamente compatible con una edad aptiana para el tope de la Formación Pozo D-129.

La edad más ampliamente aceptada para las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios en la Cuenca del Golfo San Jorge es cretácica superior (ej.: Barcat et al., 1989; Fitzgerald et al., 1990). Hechem et al. (1990) dividieron al Cretácico de esta región en una serie de secuencias sedimentarias. La más joven de estas secuencias (constituida por la parte superior de la Formación Bajo Barreal y la Formación Laguna Palacios) es portadora de una asociación de palinomorfos y otros microfósiles, a los que estos autores asignaron una edad maastritchiana.

Resumiendo, el material de que se dispuso para realizar este estudio fue (1) de la región del Río Chubut medio: 8 muestras (2 sitios) de basaltos del Jurásico superior; 24 muestras (6 sitios) de rocas de edad supra jurásica-infra cretácica; 136 muestras (16 sitios) de rocas aptianas y 4 muestras (1 sitio) de un basalto oligoceno; y (2) de la zona de la Sierra Nevada: 18 muestras (6 sitios) de rocas de posible edad albiana; 30 muestras (15 sitios) de rocas del Cretácico superior y 14 muestras (4 sitios) de rocas

sedimentarias paleógenas. Lo que hace un total de 234 muestras (50 sitios).

De cada muestra orientada se cortaron entre dos y cinco especímenes standard (en general, los cilindros obtenidos en el campo mediante perforadora tuvieron un largo de 6 a 7 cm, por lo que no más de dos especímenes fueron cortados en estos casos).

4.2 Determinación de las magnetizaciones presentes en las muestras de la zona del Río Chubut medio

4.2.1 - Formación Cerro Barcino

La intensidad del magnetismo remanente natural (MRN) de las muestras de la Formación Cerro Barcino varía dentro de un rango bastante amplio. Sin embargo pudo observarse que el valor medio del MRN es bastante uniforme dentro de cada localidad o bloque, pero varía significativamente de una localidad a otra. En efecto, las intensidades más bajas (del orden de los $5 \cdot 10^{-3}$ A/m) se registraron en las localidades del faldeo oriental de la Sierra de Lonco Trapial. En la localidad CH la moda de los valores de MRN está en el orden de los 20 a $30 \cdot 10^{-3}$ A/m. En el bloque LA (al este de Los Altares) la intensidad media de magnetización fue un poco superior. En tanto el valor del MRN en la mayoría de las muestras de la localidad ZM es superior a $100 \cdot 10^{-3}$ A/m (en algunos casos llegó a $350 \cdot 10^{-3}$ A/m, que son intensidades inusuales para rocas sedimentarias). La susceptibilidad magnética, en todos los casos, guarda relación directa con la intensidad del MRN, lo que sugiere

un control mineralógico para las distintas intensidades de magnetización y descarta la presencia significativa de magnetizaciones isotérmicas debidas a descargas eléctricas atmosféricas.

La variación entre los sitios LP y CH puede ser debida a diferencias en el ambiente sedimentario: predominantemente lagunar para las rocas muestradas en la Sierra de Lonco Trapial, predominantemente fluvial para la sección inferior de los sitios CH, y con una creciente participación de horizontes bioturbados en la parte superior de los sitios CH (la bioturbación, en especial la pedogénesis, puede aumentar la intensidad del MRN mediante la continua remoción mecánica de los sedimentos como también a expensas de la generación autigénica de minerales ferromagnéticos).

Alternativamente, si se acepta que las rocas de la Formación Cerro Barcino son progresivamente más jóvenes hacia el Este (como sugieren Codignotto et al., 1976), entonces el MRN podría tener algún significado estratigráfico (progresivo aumento en el aporte de minerales ferromagnéticos). Debido a que el aporte más importante para las cuencas cretácicas del Chubut Extraandino fue material piroclástico, seguramente proveniente de un arco activo en el margen occidental patagónico (Ramos, 1979), esta segunda alternativa sugiere variaciones en la evolución magmática del arco.

No se dispone, por el momento, de elementos de juicio para sospechar que diferencias en el porcentaje de minerales ferromagnéticos en la cuenca sean debidos a variaciones en composición del volcanismo. En cambio, los minerales autigénicos

formados a expensas del vidrio volcánico en estas rocas fueron relacionados con variaciones ambientales (Sciutto, 1981), lo que sugiere que cambios fisico-químicos locales podrían haber controlado la contribución de magnetita en los estratos, y por ende la intensidad del MRN.

Dos o más especímenes de cada muestra recolectada en las localidades LP y CH fueron sometidos a desmagnetización térmica. Como técnicas complementarias se utilizó la desmagnetización por campos alternos linalmente decrecientes (en un 25 % de los casos) y el lavado químico (en un 5 % de los casos).

Salvo la excepción de los bancos superiores de la localidad LP2 (cuya magnetización será discutida más adelante), las muestras de las localidades LP CH tuvieron un comportamiento univectorial. Las temperaturas de desbloqueo mostraron valores entre los 500°C y 620-640°C, lo que sugiere que la magnetización es portada por magnetita (con algún probable contenido mínimo de titanio) y minerales de la serie hematita-ilmenita. Las fuerzas coercitivas necesarias para reducir la magnetización a un 50% fueron moderadas (del orden de los 30 mT) en algunas muestras y bajas en otras (muchas de estas últimas fueron finalmente descartadas, como se verá más adelante).

Algunos especímenes representativos de distintos tipos de litologías, fueron sometidas a la adquisición de magnetización remanente isotérmica (fig. 7). Este experimento puso en evidencia, tal como se había supuesto durante la desmagnetización progresiva,

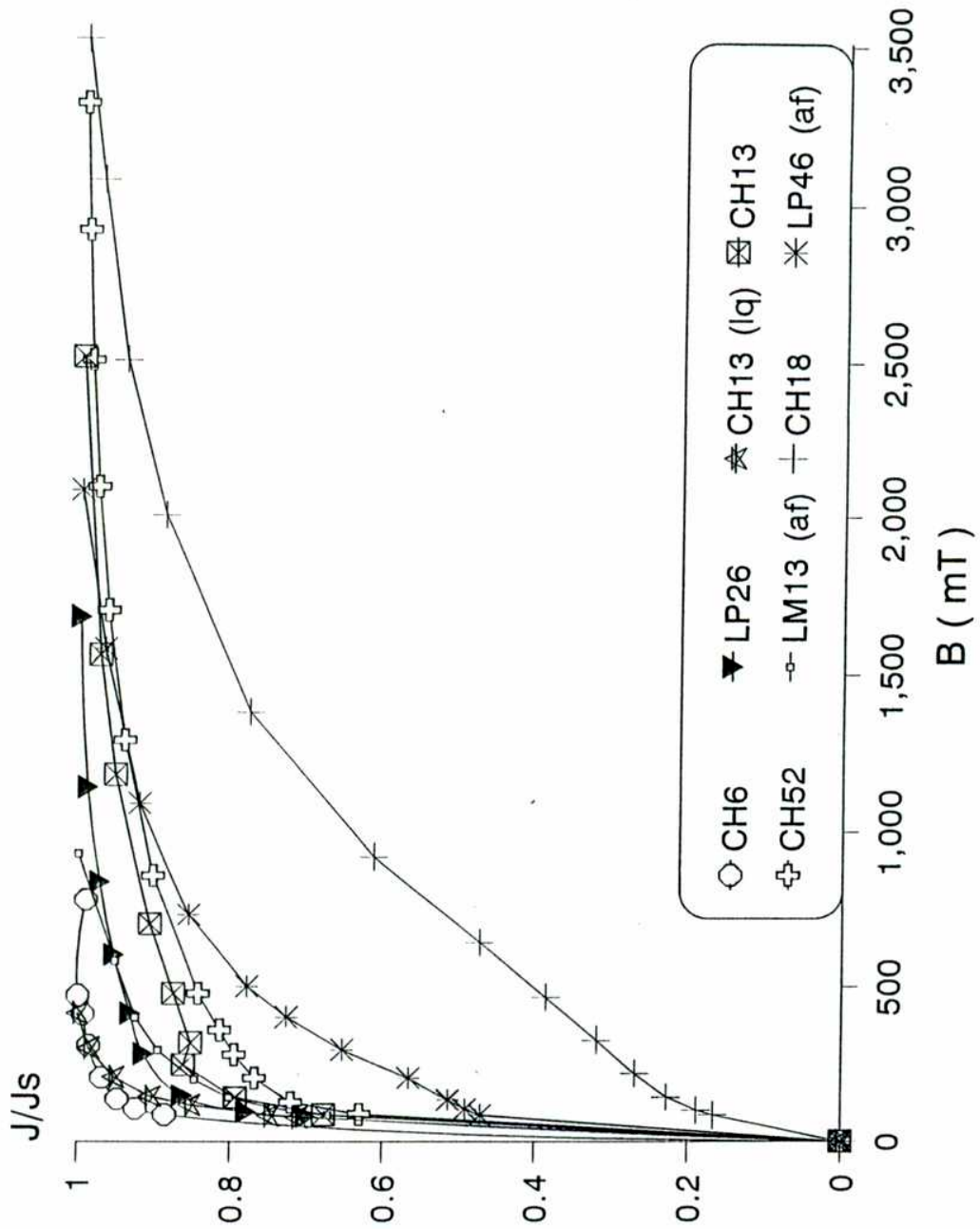


Figura 7 - Adquisición de magnetización remanente isotérmica de algunos especímenes de la Formación Cerro Barcino. pueden destacarse las curvas típicas de magnetita (CH6), hematita (CH18), o una combinación de ambas (CH52).

la presencia de minerales de bajas y altas fuerzas coercitivas (respectivamente magnetitas y hematitas), muchas veces ambas presentes dentro del mismo espécimen. La observación de la respuesta a la magnetización isotérmica de una de las muestras antes y después de ser sometida a lavado químico (CH13 y CH13lq en fig. 7), indica que este último procedimiento destruye selectivamente el mineral de altas fuerzas coercitivas (hematita?).

Los especímenes que mostraron inestabilidad antes de la destrucción del 80 % de su magnetización inicial o cambios en el valor de la susceptibilidad magnética durante las etapas de calentamiento experimental, fueron descartados de la colección. También se rechazaron especímenes que mostraron una abrupta caída en su magnetización durante las primeras etapas de lavado⁴ y posteriormente no mantuvieron un comportamiento coherente (fig. 8). Finalmente, también fueron descartados los especímenes que no mostraron una trayectoria de desmagnetización bien definida⁵ (fig. 9).

En la figura 10 se ilustran ejemplos de especímenes que fueron sometidos a distintas técnicas de desmagnetización, tuvieron un comportamiento univectorial y fueron aceptados. Es importante

⁴ - En estos casos, los diagramas de desmagnetización muestran una rápida caída lineal de la intensidad de magnetización durante los primeros lavados, característica de la destrucción de una magnetización isotérmica, o, de la presencia de minerales magnéticos de carácter multidominio (Butler, 1992).

⁵ - La pobre definición de la trayectoria de desmagnetización en la mayoría de los casos estuvo relacionada con muestras de baja intensidad de magnetización (con respecto al umbral de sensibilidad de los equipos disponibles).

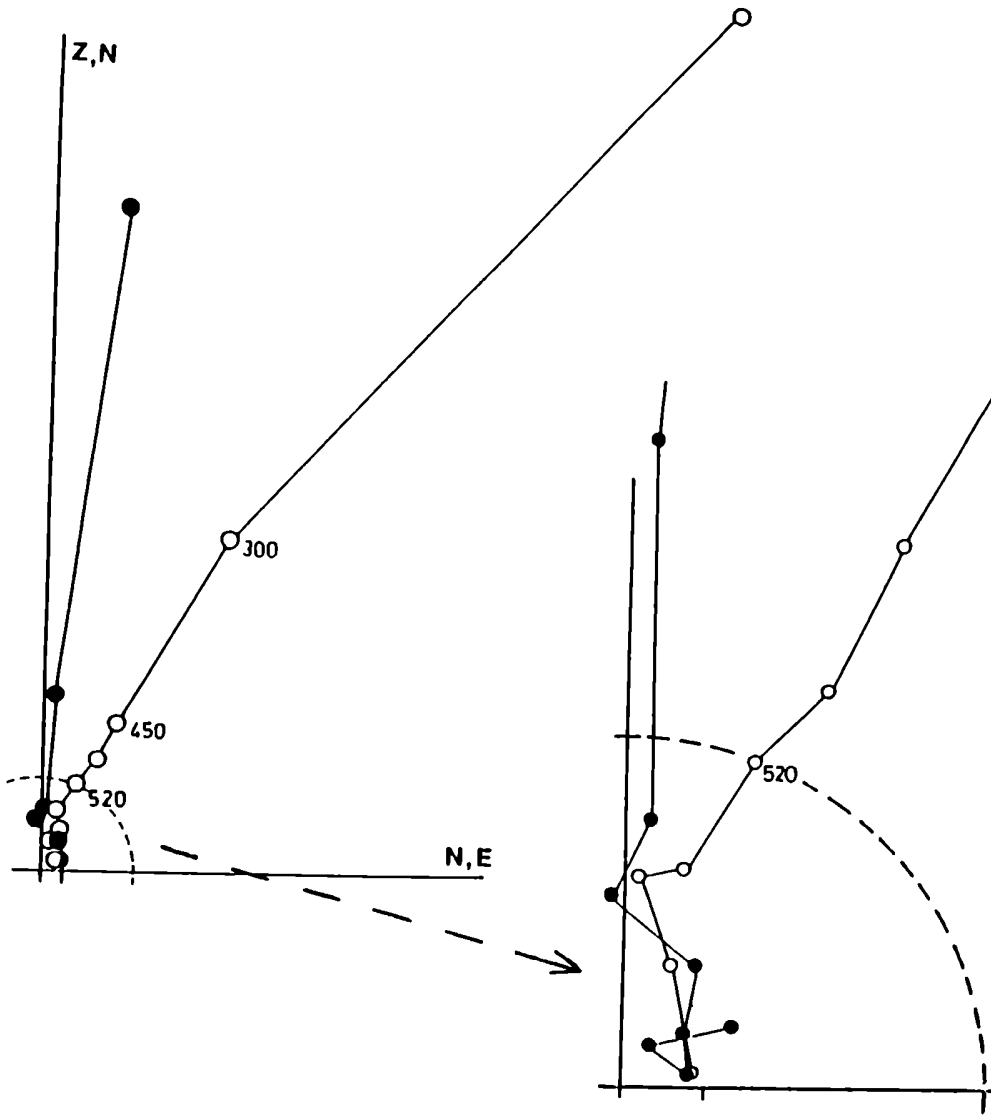


Figura 8 - Ejemplo de un espécimen de la Formación Cerro Barcino que mostró una rápida caída de la magnetización durante los primeros pasos del tratamiento térmico (más del 50 % de la MRN fue eliminada con un calentamiento de 300°C). En la ampliación se observa el comportamiento inestable luego de ser sometido a altas temperaturas. Círculos sólidos (vacíos) indican proyección en el plano horizontal (vertical). Los valores corresponden a etapas de lavado (°C). La marca en el eje de abscisas indica la escala de la intensidad de magnetización (1 mA).

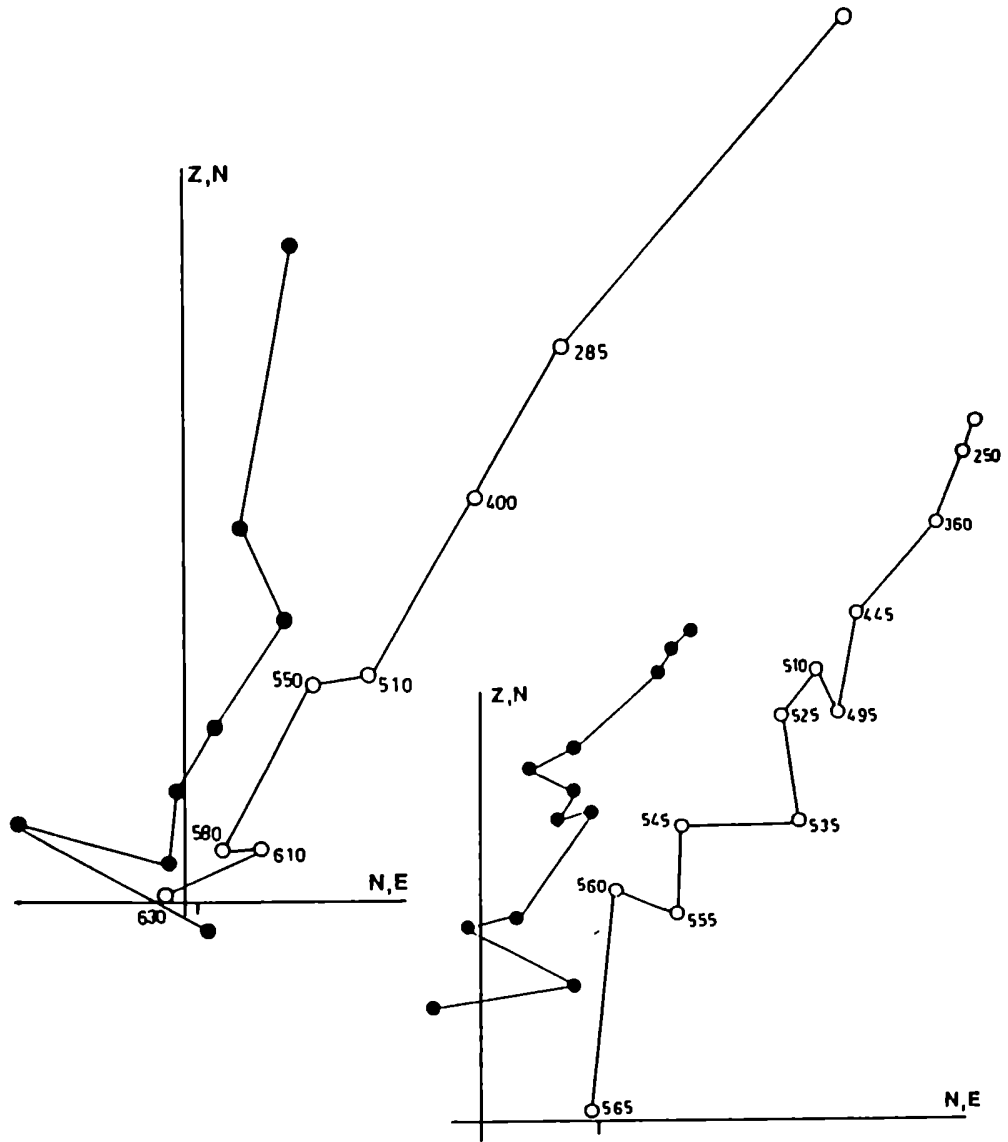


Figura 9 - Ejemplos de especímenes de la Formación Cerro Barcino que no mostraron un comportamiento estable frente a la desmagnetización térmica y fueron posteriormente rechazados. Convenciones igual que en la figura 8.

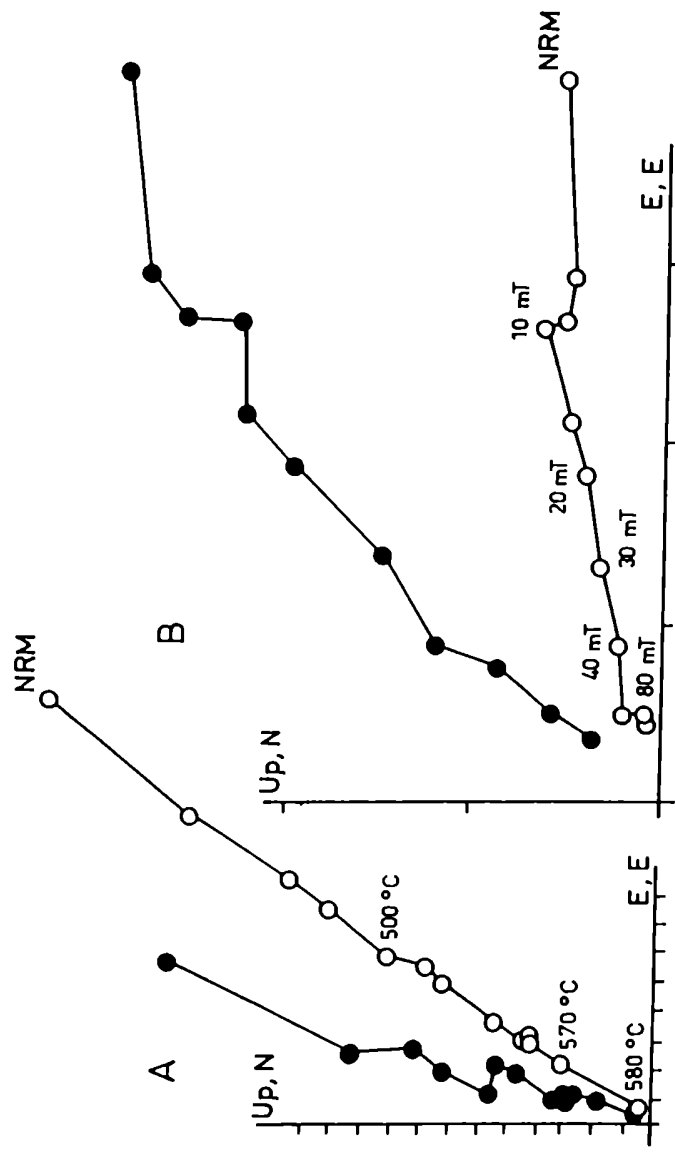


Figura 10 - Ejemplos típicos del comportamiento magnético de especímenes de la Formación Cerro Barcino que fueron utilizados en la estadística final. Convención como en la figura 8. Marcas en los ejes a 1 mA/m.

aclarar que en ningún caso se tomaron los puntos definidos por bajas temperaturas ($< 300^{\circ}\text{C}$) o bajos valores de campo desmagnetizante alterno ($< 15 \text{ mT}$) para la definición del vector característico de cada espécimen (a pesar de que en muchos casos la regresión lineal los habilitaba). Este criterio se adoptó debido a que las direcciones paleomagnéticas cretácicas y recientes para América del Sur son semejantes.

Las muestras de los bancos superiores del bloque LP3 mostraron un comportamiento multivectorial (fig. 11). En estos casos, una componente con inclinación positiva se presentó sobreimpuesta a la componente con inclinación negativa típica del Cretácico medio. A pesar de que la componente reversa se mostró algo más blanda (ya que los vectores resultantes de las sucesivas etapas de lavado tienden a la dirección aislada para las muestras de la parte inferior del perfil), las temperaturas de desbloqueo estuvieron solapadas durante todo el tratamiento térmico. Para estas muestras solamente se pudo definir el plano que contiene a ambos vectores que forman la magnetización resultante ("planos de remagnetización").

Los especímenes provenientes de rocas de los bloques LA y ZM fueron desmagnetizados mediante altas temperaturas (una sola muestra del perfil ZM fue procesada mediante campos alternos). Con excepción de cuatro muestras del perfil LA, en los demás casos la magnetización remanente se mostró altamente inestable luego de un calentamiento a 300 o 400°C (fig. 12-13).

Cuando la magnetita es portadora del magnetismo remanente, en

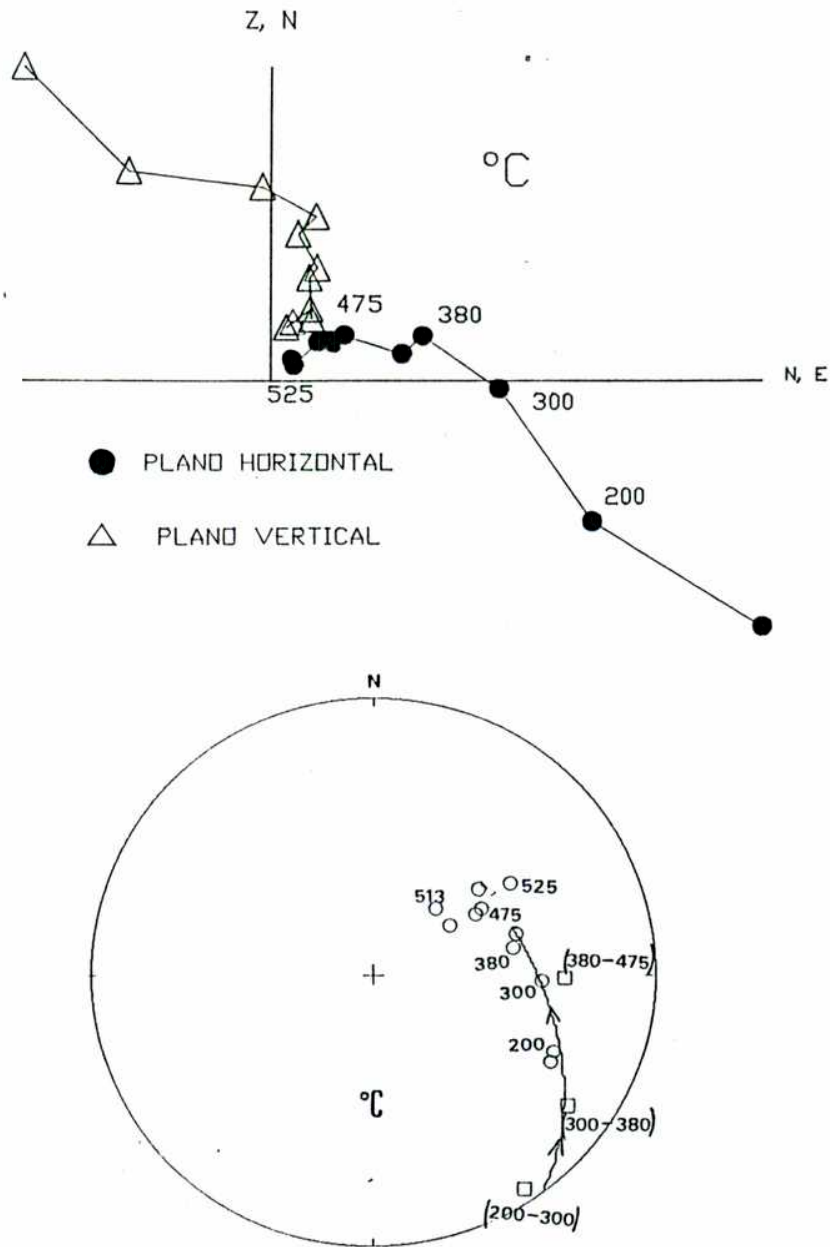


Figura 11 - Ejemplo de comportamiento multivectorial para un espécimen del sitio LP3 frente a lavado térmico. (a) Proyecciones ortogonales, convención igual que en la figura 8. (b) círculos (cuadrados) indican el plano definido por las sucesivas posiciones del vector remanencia (restas vectoriales).

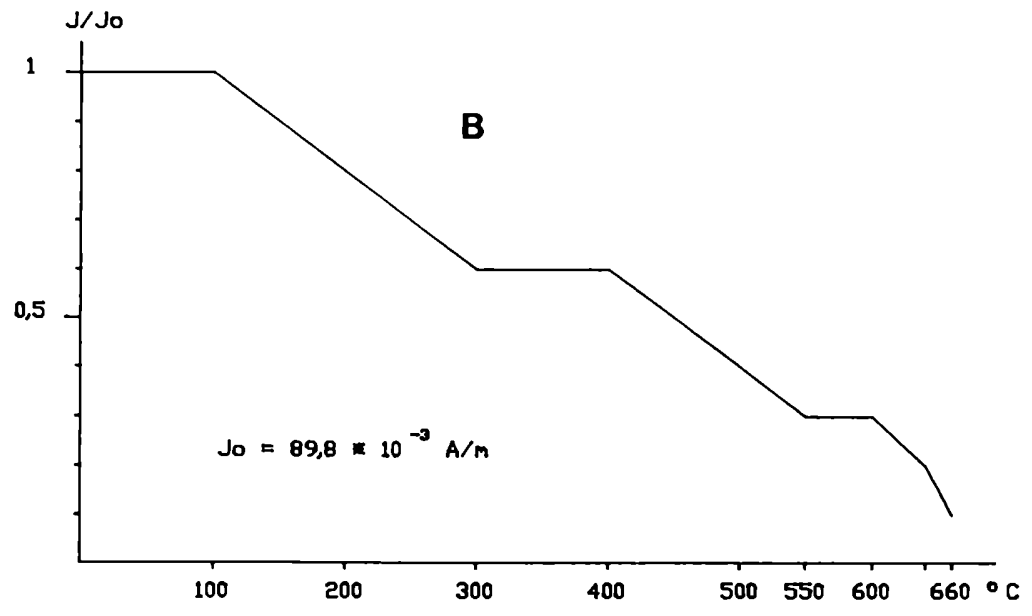
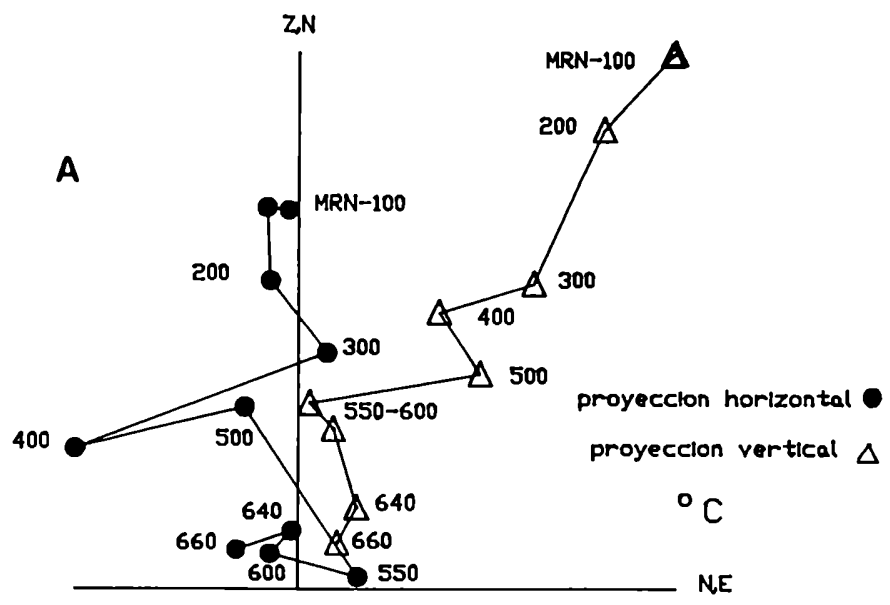


Figura 12 - Comportamiento magnético de un espécimen del sitio LA. a) proyecciones ortogonales, convención igual que en figura 8; b) diagrama de intensidad de desmagnetización.

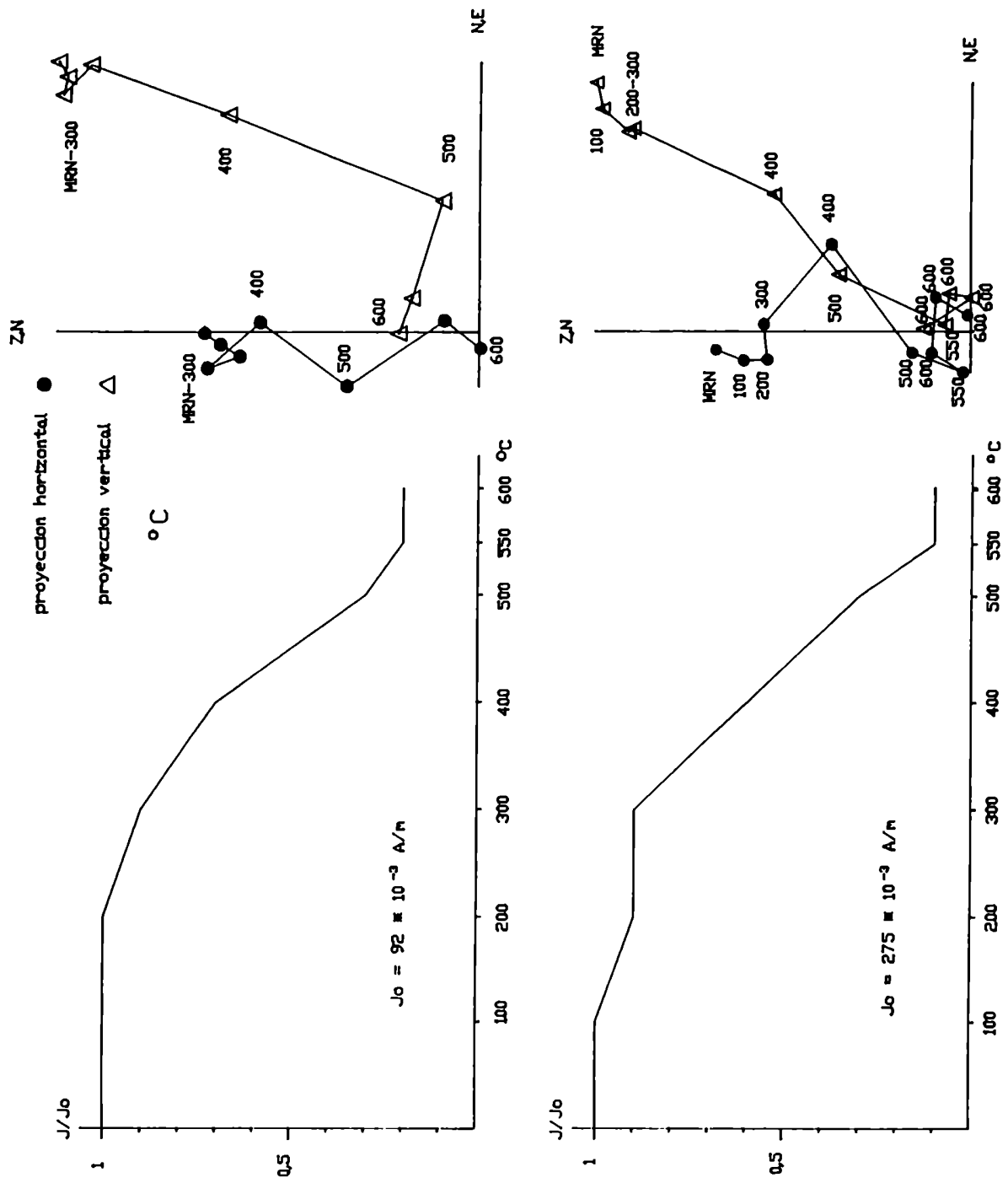


Figura 13 - Ejemplos del comportamiento magnético de especímenes del sitio ZM. Nótese (en el ejemplo inferior) que los tres últimos puntos corresponden a 600 $^{\circ}C$, es decir que el espécimen, sin ser sometido a ningún calentamiento, cambió espontáneamente su magnetización. J_0 indica la intensidad de magnetización inicial.

general lo hace a través de pequeñas partículas (usualmente denominadas dominio pseudosimple, por su tamaño), que son capaces de portar magnetizaciones altamente estables (véase Rapalini et al., 1994). Mediante la inspección por luz reflejada sobre una limolita verdosa correspondiente al perfil ZM (que mostró la inestabilidad magnética recién descrita) se pudo observar la presencia de grandes cristales (40-80 μm) de magnetita con un hábito fuertemente cúbico, además de pequeños cristales amorfos (generalmente agrupados) del mismo mineral. La magnetita de carácter multidominio ($> 20 \mu\text{m}$) tiene fuerzas coercitivas muy bajas y, por lo tanto poca capacidad para retener una remanencia magnética estable (Butler, 1992). El origen de la inestabilidad magnética en las rocas del perfil ZM se asocia a la presencia de magnetita multidominio, la que se magnetiza (en este caso) fácilmente frente al campo magnético ambiente. Los altos valores de susceptibilidad magnética en estas rocas (como fuera comentado) también se explican por la presencia de estos granos.

Por lo tanto, los datos obtenidos de los bloques LA y ZM no cumplen con los requisitos necesarios para su utilización en el análisis del campo paleomagnético cretácico.

4.2.2 - Basalto Vasconia

Las cuatro muestras del basalto Vasconia fueron sometidas a desmagnetización mediante campos alternos. La magnetización remanente de estas rocas se torna muy inestable por encima de los 15 mT. El vector magnético, si bien no pudo ser definido con

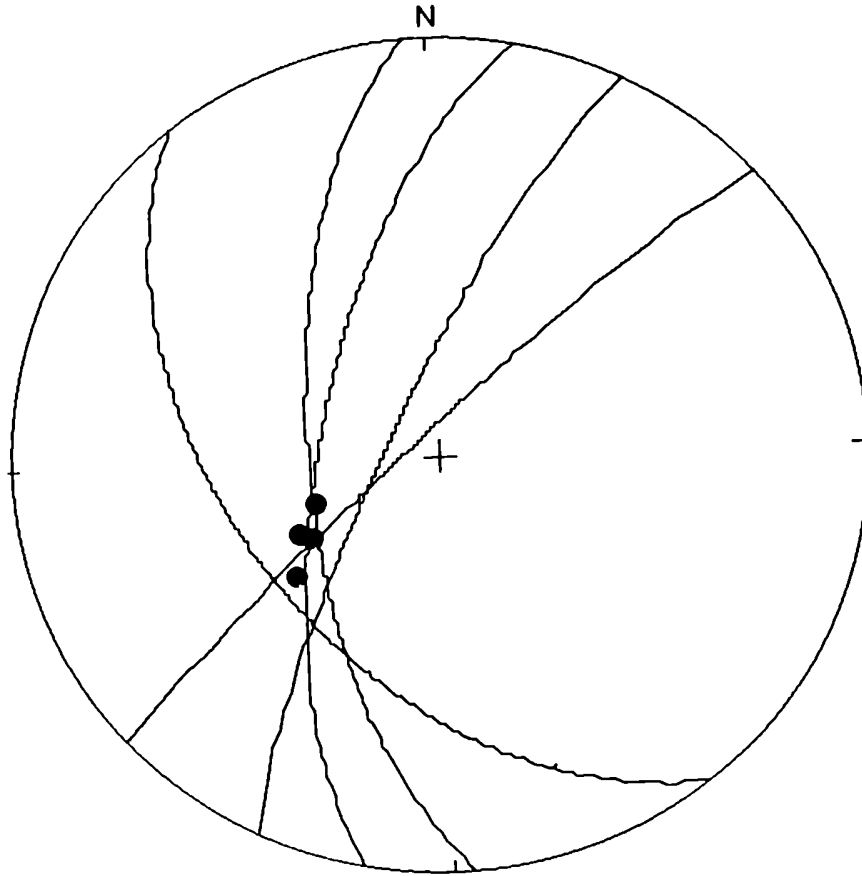


Figura 14 - Círculos sólidos indican los picos de desmagnetización a 15 mT para especímenes de las cuatro muestras del Basalto Vasconia. Curvas indican la intersección de los planos de remagnetización del sitio LP3 con el hemisfério inferior de la esfera.

precisión, es claramente uno de inclinación positiva, aparentemente orientado hacia el cuadrante sudoeste (fig. 14). Es muy probable que una fracción de los minerales ferromagnéticos de las muestras de la parte superior del perfil LP3, (estos niveles yacen entre 10 y 20 metros por debajo de los escombros basálticos) se hayan remagnetizado debido al evento volcánico, ya que la magnetización residual del basalto a 15 mT es cercana a los planos de remagnetización definidos por estas muestras cretácicas (fig. 14). Si es así, (y con las reservas que significan la mala definición de la magnetización del basalto), la relación entre la magnetización del basalto y la magnetización definida en los niveles superiores del sitio LP3, sugerirían que el basculamiento del bloque fue posterior a la eyección volcánica.

No es posible calcular la temperatura alcanzada, ni estimar su gradiente a través de los estratos cretácicos. A pesar de que el basalto aflora de manera saltuaria (en zonas se infiere su presencia por escombros) y no se pudo observar sus relaciones de techo, en muestra de mano aparenta ser un flujo lávico (lo cual haría menos efectiva la conducción de calor a través de las rocas, por rápida disipación subaérea). A pesar de todo, es probable que la magnetización del basalto y la componente secundaria en estas rocas del perfil LP2 se registraran simultáneamente. Si es así, las trayectorias de desmagnetización sugieren que la componente más resistente en las rocas cretácicas (la de inclinación negativa; fig. 11) sería más antigua que la magnetización reversa del basalto, de edad oligocena.

4.2.3 - Sedimentitas de la Formación Cañadón Calcáreo y basaltos de la Formación Cañadón Asfalto.

Solamente cuatro muestras (de cuatro distintos niveles) de la Formación Cañadón Calcáreo fueron desmagnetizadas, en todos los casos mediante tratamiento térmico (fig. 15). Dos de ellas (limoarcilitas grises) mostraron una magnetización de inclinación negativa, ligeramente hacia el cuadrante noreste. Las temperaturas de desbloqueo sugieren que el mineral portador de esta magnetización es (Ti?) magnetita.

Las dos muestras restantes (limoarcilitas rosadas) mostraron una magnetización de inclinación positiva, ligeramente desplazada hacia el cuadrante sudoeste. En este caso, las temperaturas de desbloqueo sugieren que la magnetización es portada por hematita.

Cinco muestras de los basaltos de la Formación Cañadón Asfalto fueron sometidos a desmagnetización térmica. En la mayoría de estos casos la magnetización se mantuvo estable hasta los 580°C, cuando cayó abruptamente, sugiriendo que el principal portador es magnetita casi pura y monodominio (fig. 16). La dirección de la magnetización de estos basaltos indica la presencia de un campo paleomagnético de polaridad reversa durante su emplazamiento.

4.2.4 - Análisis y significado de las magnetizaciones aisladas

En la tabla 1 se presentan los resultados paleomagnéticos para los sitios de los bloques LP y CH. La dirección media para el sitio LP2 se obtuvo mediante la combinación de círculos de remagnetización y direcciones finales estables, según el método de

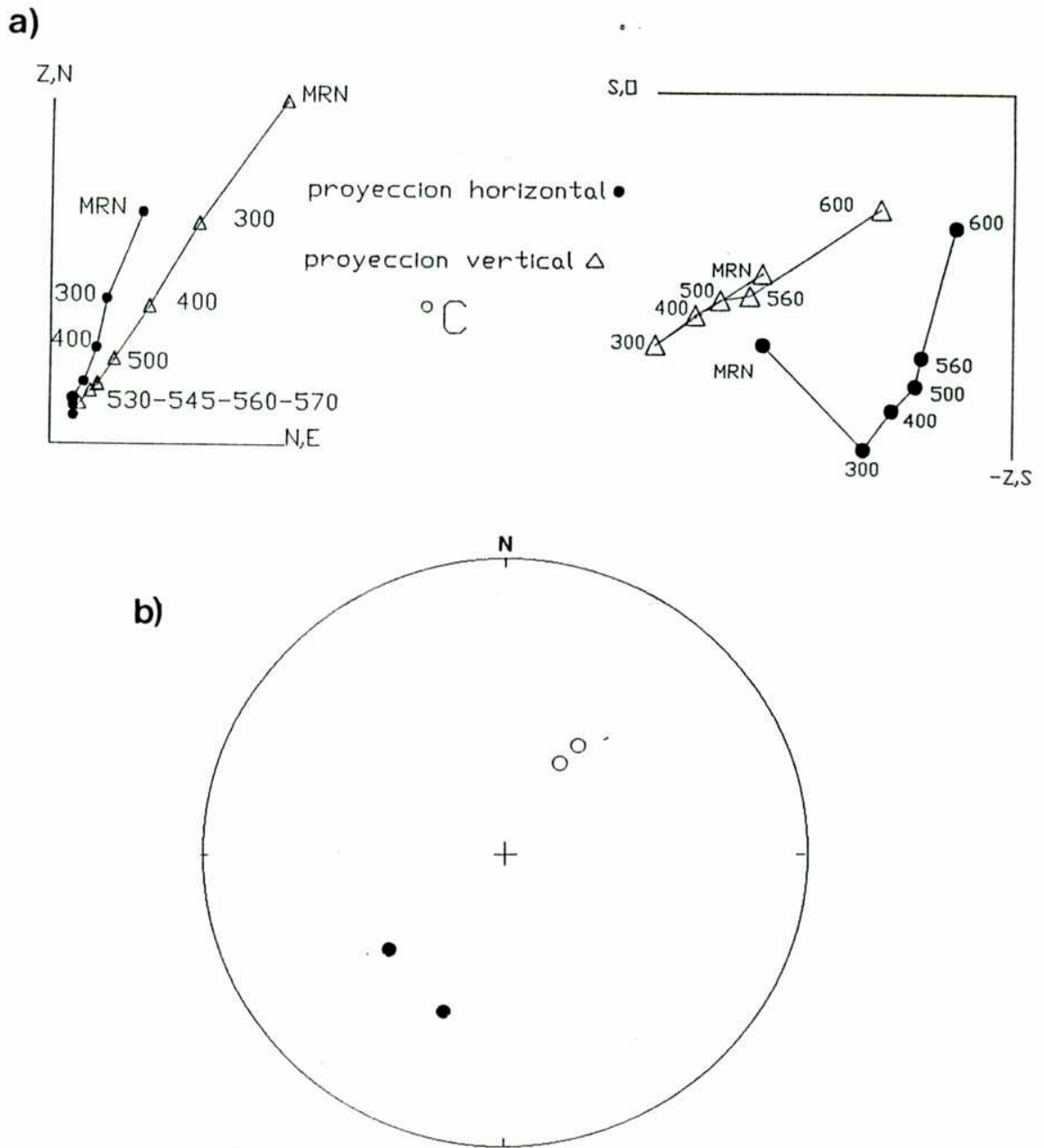


Figura 15 - a) Proyecciones ortogonales para dos especímenes de la F. Cañadón Calcareo, b) magnetizaciones aisladas en las cuatro muestras estudiadas (con corrección estructural)

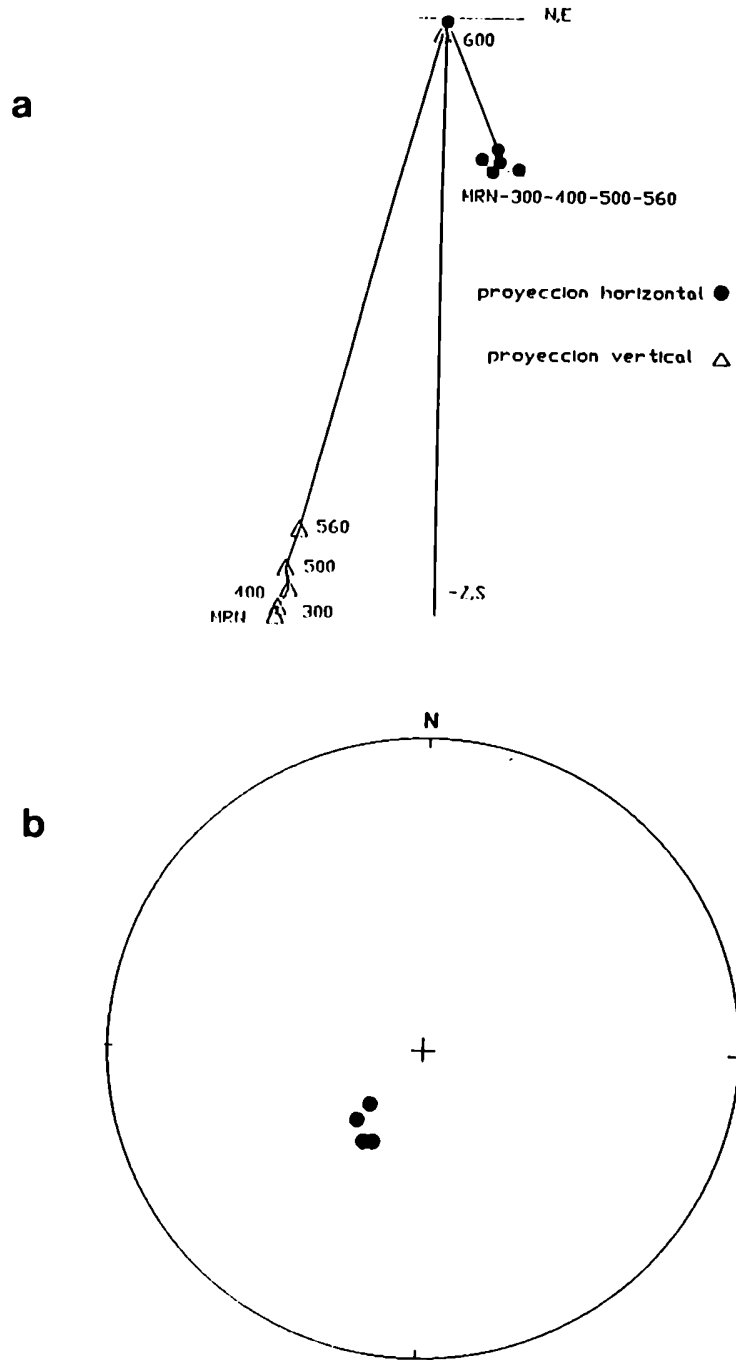
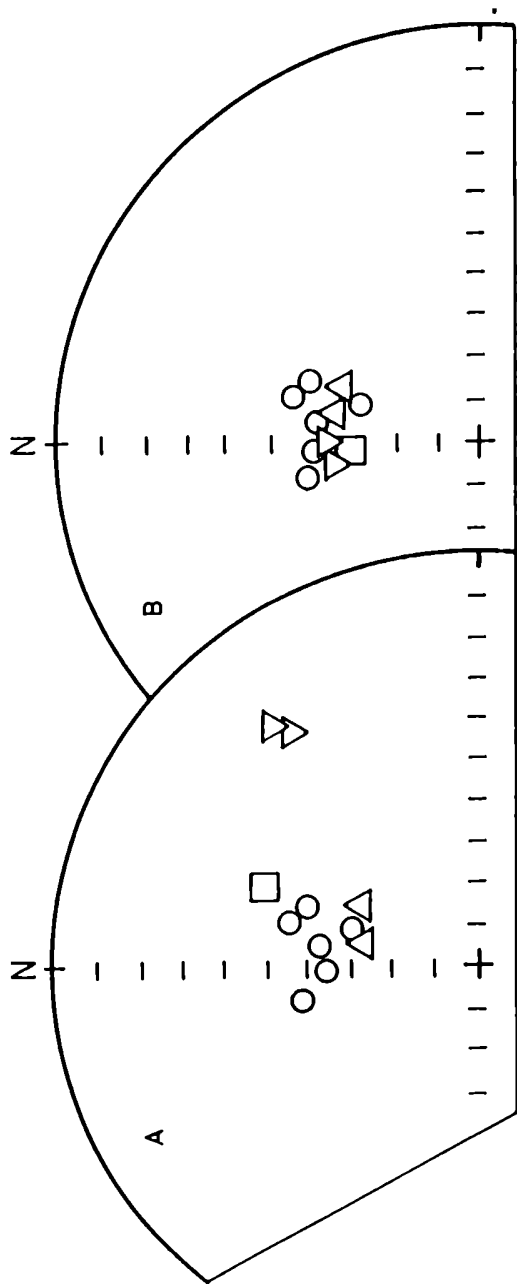


Figura 16 - a) Proyecciones ortogonales para una muestra de basalto de la F. Cañadón Asfalto; **b)** direcciones aisladas en las cuatro muestras de magnetización (con corrección estructural). Nótese la coherencia en la declinación (hacia el cuadrante SW) con el ejemplo de la figura 15.



McFadden y McElhinny (1988). En la figura 17 se observan estas direcciones antes y después de llevar a la horizontal los estratos portadores de los vectores magnéticos, según los datos estructurales mostrados en la Tabla 1. El mejoramiento en el agrupamiento de los vectores luego de la corrección estructural puede ser cuantificado mediante el correspondiente incremento del parámetro de precisión estadística k , que indica la presencia de una magnetización pretectónica al 99 % de confianza (McElhinny, 1964). Por lo tanto la magnetización característica aislada es más antigua que el Mioceno temprano.

Como fue discutido, la magnetización característica en el área LP2 es más antigua que la eyección del Basalto Vasconia. Por lo tanto en esta área la magnetización sería pre-oligocena, lo que se puede extender a los bloques CH y LP, por tratarse de una misma población.

Todos los sitios definidos para la Formación Cerro Barcino, de edad aptiana, tienen una magnetización característica de polaridad normal. En la figura 18 se observa un cuadro de reversiones de polaridad del campo magnético terrestre para el Cretácico, construido en base a Ogg et al. (1991) y Cande y Kent (1992). Las edades absolutas del límite Jurásico-Cretácico mostradas en este cuadro son tentativas, ya que aún son motivo de controversias en la comunidad científica. Sin embargo, existe amplio consenso en la correlación entre pisos estratigráficos y magnetoestratigráficos. Como se puede observar en la figura 18, el Supercron de polaridad

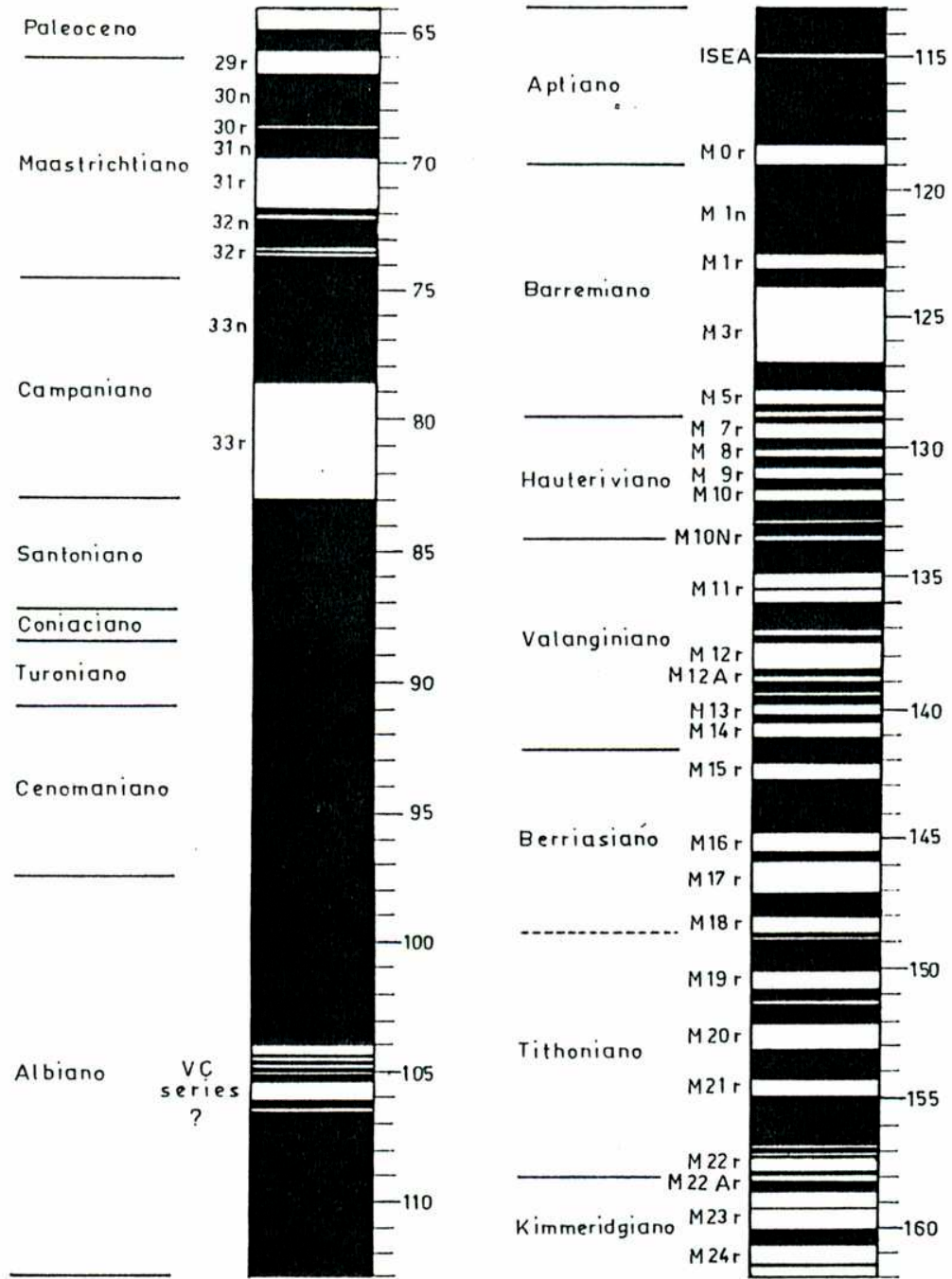


Figura 18 - Escala de polaridades magnéticas para el Cretácico (modificado de Ogg et al., 1991; Cande y Kent, 1992)

normal del Cretácico⁶ abarca desde el Aptiano hasta el Santoniano. Por lo tanto, si la magnetización característica de la Formación Cerro Barcino es primaria, debería ser de polaridad normal.

Si la magnetización de la Formación Cerro Barcino no es primaria, entonces podría haber sido causada por un evento regional que hubiera remagnetizado todo el Cretácico. Las rocas de la Formación Cañadón Calcáreo son similares a las del Grupo Chubut (varios autores han mapeado bancos de la Formación Cañadón Calcáreo asignándolos al Grupo Chubut, véase discusión en Fígari y Courtade, 1993). Si hubiera existido un evento remagnetizante de la naturaleza que estamos imaginando (del cual, por otra parte, no hay evidencias en el campo), sería de esperar que haya afectado a las rocas del Cretácico inferior también. Pero las cuatro muestras analizadas de la Formación Cañadón Calcáreo indican la presencia de polaridades normales y reversas, como puede ser esperado para el Cretácico temprano (fig. 15).

Las magnetizaciones de los once sitios de la Formación Cerro Barcino (Tabla 1) fueron convertidas en PGVs a los efectos de calcular un polo paleomagnético para la unidad (CBP: Lat. 84.4°S, Long. 184.3°E, A95=5.6°, K=68). La dispersión angular standard de la población de PGV es baja (10°), de acuerdo a la esperada para la paleolatitud de la zona de muestreo (McFadden et al., 1988). Este efecto posiblemente se deba a que la PVS ha sido parcialmente

⁶ - Recientemente, Tarduno et al. (1992) propusieron la presencia de una zona de polaridad mixta (de unos pocos millones de años) dentro del Albiano. La existencia de esta zona podría ser posible, se han registrado magnetizaciones reversas asociadas a amonites albianos en varios lugares del mundo, pero no se perciben en anomalías de fondo oceánico (véase discusión en Tarduno et al., 1992).

promediada dentro de cada sitio. Por último, la consistencia en las inclinaciones magnéticas registradas por rocas de diversas granulometrías (de areniscas hasta arcilitas) sugieren que la magnetización original no fue modificada por compactación post-depositacional.

TABLA 1 - Resultados paleomagnéticos de la F. Cerro Barcino

sit.	N/N ₀	in situ		paleohorizontal		a95	k	Rb/Bz	PGV
		decl.	incl.	decl.	incl.				
LP1	6 (6)	51.5	-25.3	359.2	-60.0	4.6	208	355/58	98/87
LP2	6(10)	52.9	-29.1	352.6	-62.3	6.4	144	355/58	19/85
LP3	10(14)	29.8	-46.5	6.3	-67.0	6.4	70	325/25	257/85
LP4	8(12)	14.5	-68.3	12.2	-62.4	3.9	205	93/06	206/81
LP5	5 (8)	27.5	-67.2	22.8	-61.6	11.5	45	93/06	206/73
CH1	5 (8)	349.3	-56.1	349.3	-56.1	7.5	105	Shz	59/79
CH2	5 (9)	18.6	-66.4	18.6	-66.4	6.1	158	Shz	229/76
CH3	4 (8)	14.9	-53.0	14.9	-53.0	4.4	441	Shz	165/74
CH4	6 (9)	7.9	-59.0	7.9	-59.0	6.2	119	Shz	169/83
CH5	9(12)	358.9	-61.3	358.9	-61.3	4.1	156	Shz	82/88
CH6	7(10)	18.5	-55.3	18.5	-55.3	7.5	66	Shz	178/74
e/c	11	23.3	-55.3			11.0	18		
c/c	11			6.5	-60.6	4.0	131		

POLO: 84.4°S, 184.3°E, A95=5.6°, K=68, R= 10.854, N=11

Nota: N/N₀ indica el número de muestras usadas en la estadística recolectadas).
 decl., incl. indican los valores de declinación e inclinación in-situ (paleohorizontal) determinan la ubicación geográfica magnetización
 a95 indica el intervalo de confianza (95%) de cada dirección
 k es el parámetro de precisión estadística (Fisher, 1953)
 Rb/Bz: rumbo y buzamiento de los estratos en cada sitio (Shz subhorizontales)
 PGV: polo geomagnético virtual (longitud este/latitud sur)

4.3 Determinación de las magnetizaciones presentes en las muestras de la zona de la Sierra Nevada

Se desmagnetizaron 25 muestras de la Formación Laguna Palacios y ocho muestras de la Formación Castillo (localidades MY y LS en figura 3). Las rocas terciarias mostraron MRN muy débiles, por debajo de los límites de sensibilidad para los equipos utilizados,

por lo cual ninguna fue procesada. Se realizaron también mediciones de susceptibilidad magnética a algunas muestras de mano (no orientadas) de la Formación Bajo Barreal.

4.3.1 - Formación Laguna Palacios

El MRN de las muestras de la Formación Laguna Palacios es extremadamente alto, con un rango que varía entre $80 \cdot 10^{-3}$ A/m para paleosuelos arenosos poco desarrollados, hasta $1000 \cdot 10^{-3}$ A/m para paleosuelos evolucionados. Las susceptibilidades son también muy altas y correlacionan con el MRN. Estos altos valores podrían sugerir, a priori, la presencia de una fuerte remagnetización.

En el flanco oriental del anticlinal donde se recolectaron las muestras, aflora una sucesión de estratos que pertenecen (en orden estratigráfico) a las Formaciones Castillo (en el eje de la estructura), Bajo Barreal, Laguna Palacios, Río Chico y Sarmiento (este perfil fue descrito por Feruglio, 1949a, p. 213). El contacto entre las Formaciones Laguna Palacios y Río Chico corresponde a un banco de arenas gruesas a conglomerádidas en la base, con rodados de volcanitas violáceas. La Formación Río Chico continua con bancos arenosos, limosos y arcillosos. El contacto entre las Formaciones Río Chico y Sarmiento se infiere por la aparición de tobas con concreciones de manganeso (Tobas de Koluel Kaike, véase Feruglio, 1949a,b). Hasta las Tobas de Sarmiento inclusive, todas las rocas están comprometidas por la misma estructura. En el techo aflora un basalto en posición subhorizontal. Esta breve descripción es a los efectos de remarcar

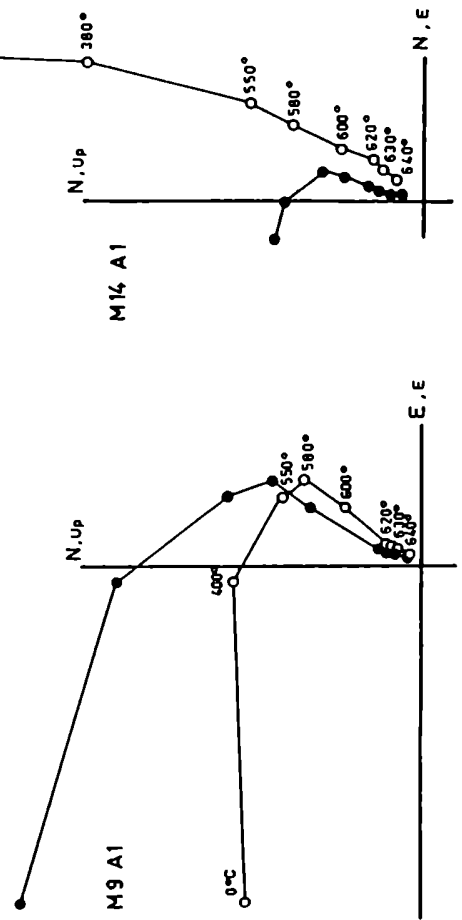
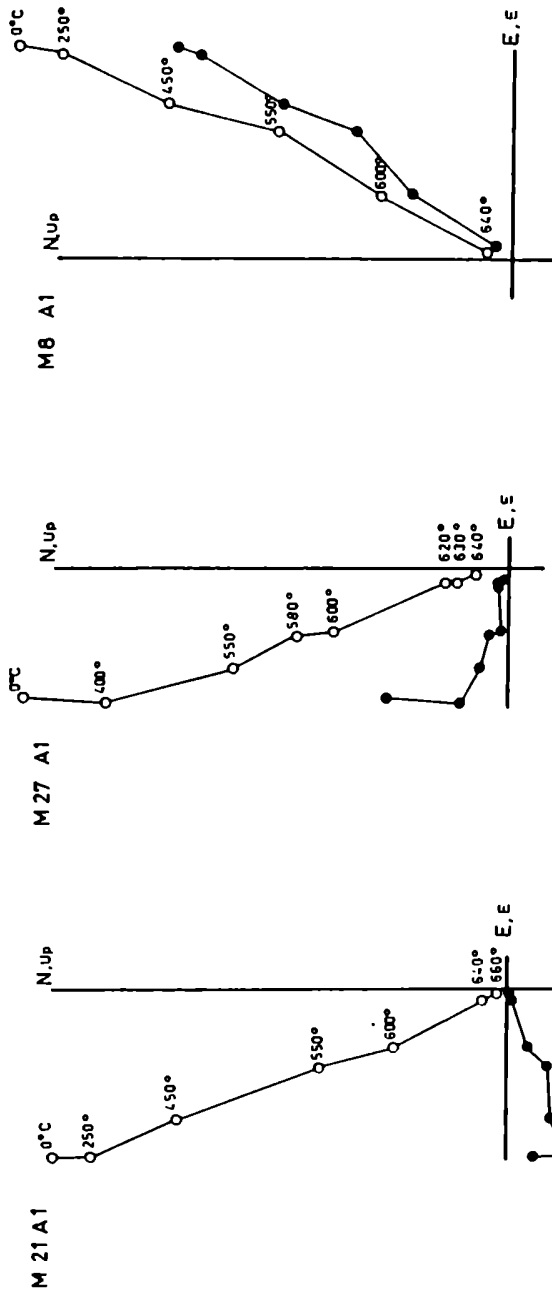
que ninguna de las unidades terciarias (Formaciones Río Chico y Sarmiento) tiene los valores de susceptibilidad que muestran las rocas cretácicas, en especial las Formaciones Bajo Barreal y Laguna Palacios (esta última muestra valores de dos órdenes de magnitud mayores que el Terciario). El brusco cambio en la susceptibilidad ocurre en la transición entre estratos cretácicos y aquellos del Terciario. La relación en las intensidades de MRN es de 15-800-1-1 respectivamente para las Formaciones Castillo (que tiene valores semejantes a los de la Formación Cerro Barcino), Laguna Palacios, Río Chico y Sarmiento. La composición de las rocas de la Formación Río Chico es más bien arcósica (Andreis et al., 1975), pero la Formación Sarmiento es predominantemente tobácea (como las rocas cretácicas). Indudablemente, la susceptibilidad magnética de todo este paquete de rocas tiene un alto significado estratigráfico, y posiblemente esté asociada a factores climáticos que incidieron en la diagénesis temprana y en el desarrollo de los suelos fósiles.

La pedogénesis es reconocida como un proceso capaz de generar magnetita autigénica, en especial en climas húmedos de temperaturas moderadas (Fassbinder et al., 1990). El marcado cambio en el contenido de magnetita inferido por las susceptibilidades entre rocas cretácicas y terciarias podría indicar un cambio abrupto a condiciones más cálidas y secas para el Paleoceno (Maher y Thompson, 1991). Sin embargo, las faunas de mamíferos fósiles en las Tobas de Sarmiento (Eoceno) sugieren una planicie húmeda (Pascual y Odreman Rivas, 1971). Si bien los párrafos anteriores

son puramente especulativos, el origen de las variaciones en la mineralogía ferromagnética en estas rocas es un tema que debería ser estudiado en detalle, sobre todo por las implicancias que podría tener sobre el conocimiento de la transición cretácico-terciaria en la Patagonia.

Cinco muestras de mano de la Formación Laguna Palacios no pudieron ser cortadas en el laboratorio debido a la gran cantidad de superficies de debilidad que presentaron. Los especímenes del resto de la colección fueron sometidos a desmagnetización térmica. Dos tipos de comportamiento pudieron ser observados, indistintamente, para muestras de ambos flancos del anticlinal (fig. 19): univectorial, y multicomponente. La componente secundaria en este último caso es de posible inclinación positiva (no se pudo determinar claramente). La dirección final estable en gran parte de la colección fue determinada por encima de los 580°C, lo que sugiere que el mineral portador es hematita. Sin embargo, en ocasiones la magnetita podría contribuir significativamente en el registro de la magnetización característica (fig. 19). Dos muestras fueron descartadas debido a que no mostraron una trayectoria de desmagnetización confiable.

En la tabla 2 se indican los valores medios obtenidos para cada flanco, antes y después de la corrección tectónica. Las direcciones magnéticas aisladas para el flanco occidental comprenden dos grupos de muestras con correcciones estructurales distintas, correspondientes a un cambio en el buzamiento de los



● Proyección horizontal
○ Proyección vertical

estratos (que correspondería a una zona cubierta equivalente a 30 m estratigráficos). Esta corrección por estructura diferencial incrementó el valor del parámetro k para las direcciones de remanencia aisladas en rocas de este flanco (Tabla 2).

TABLA 2 - Resultados paleomagnéticos de la F. Laguna Palacios

	<u>N</u>	<u>decl.</u>	<u>incl.</u>	<u>a95</u>	<u>k</u>	<u>R</u>
Flanco este, in-situ	11	22.8	-43.5	5.4	72	10.86
Flanco oeste, in-situ	12	283.3	-67.1	7.4	35	11.69
Flanco este, corregido	11	347.3	-57.6	5.4	72	10.86
Flanco oeste, corregido	12	2.4	-66.0	6.4	47	11.77

En la figura 20 se observan las direcciones obtenidas de cada muestra, antes y después de la corrección tectónica. La figura sugiere que la magnetización es pretectónica, así también lo indican los tests de plegamiento aplicados, que dieron resultados positivos al 99 % de confianza (McElhinny, 1964) indicando además que el mejor ajuste estadístico se produce con el 100 % de corrección estructural (McFadden, 1990). En la figura 21 se muestran las correspondientes direcciones medias antes y después de la corrección, donde llama la atención que ninguna de ellas queda comprendida dentro del círculo de confianza de la otra. En la figura 22 se ilustran las direcciones de las muestras luego de la corrección, esta vez individualizando las que pertenecen a cada

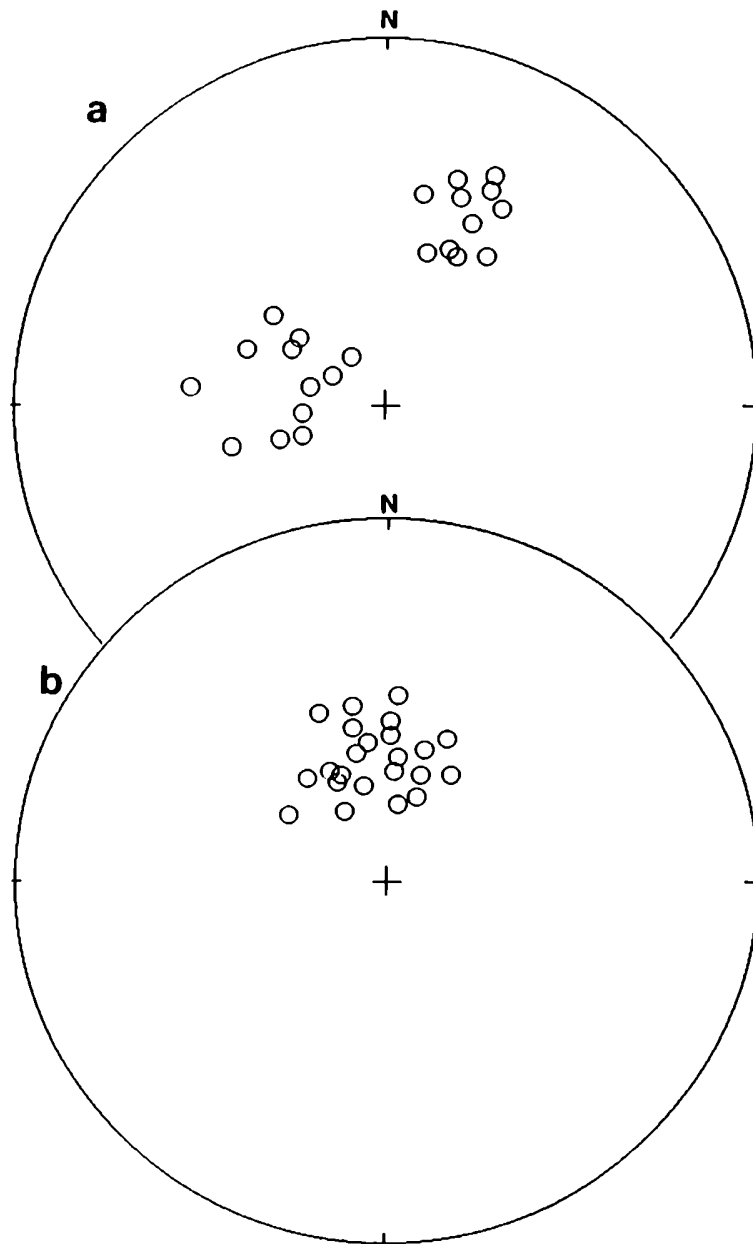


Figura 20 - Direcciones de magnetización aisladas en las muestras de la Formación Laguna Palacios; a) in situ, b) con corrección estructural

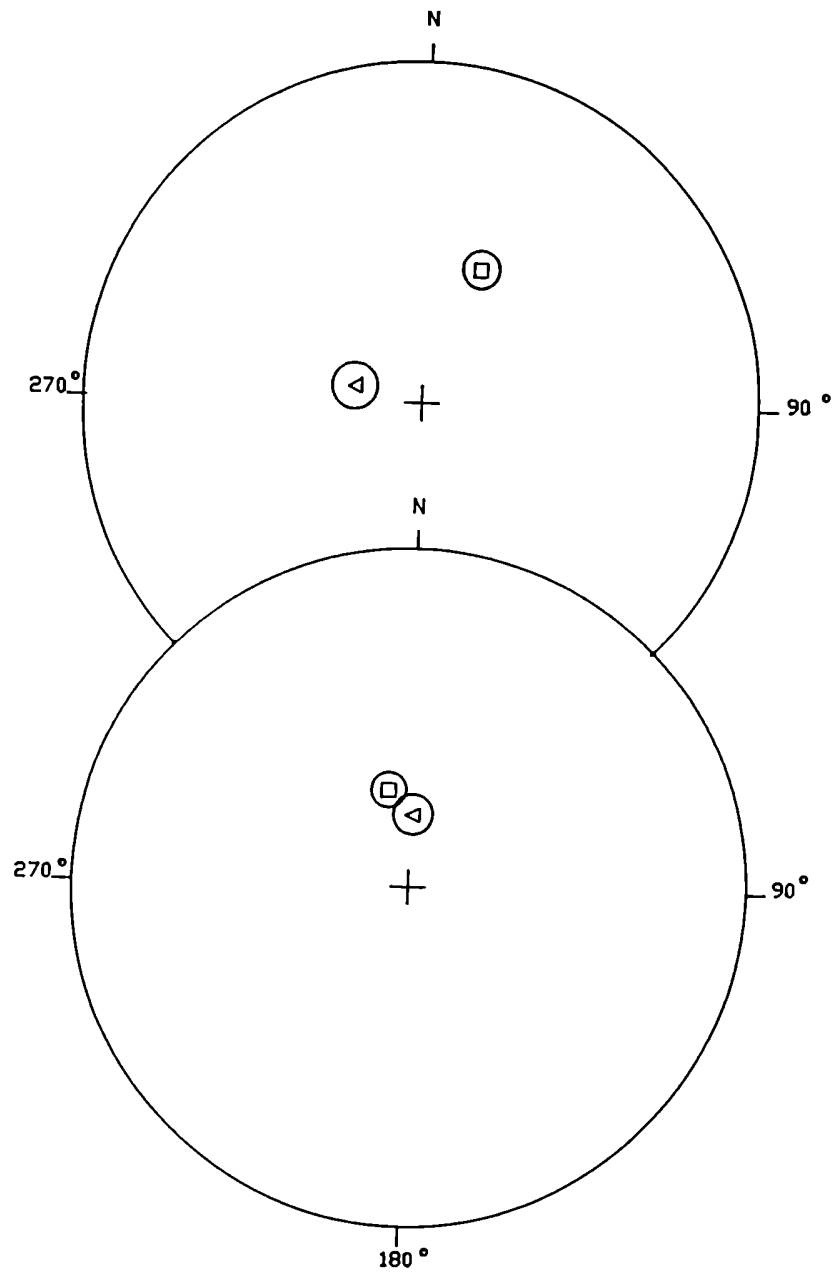


Figura 21 - Direcciones medias (de las poblaciones de la figura 20) para cada ala de la estructura, con sus respectivos intervalos de confianza.

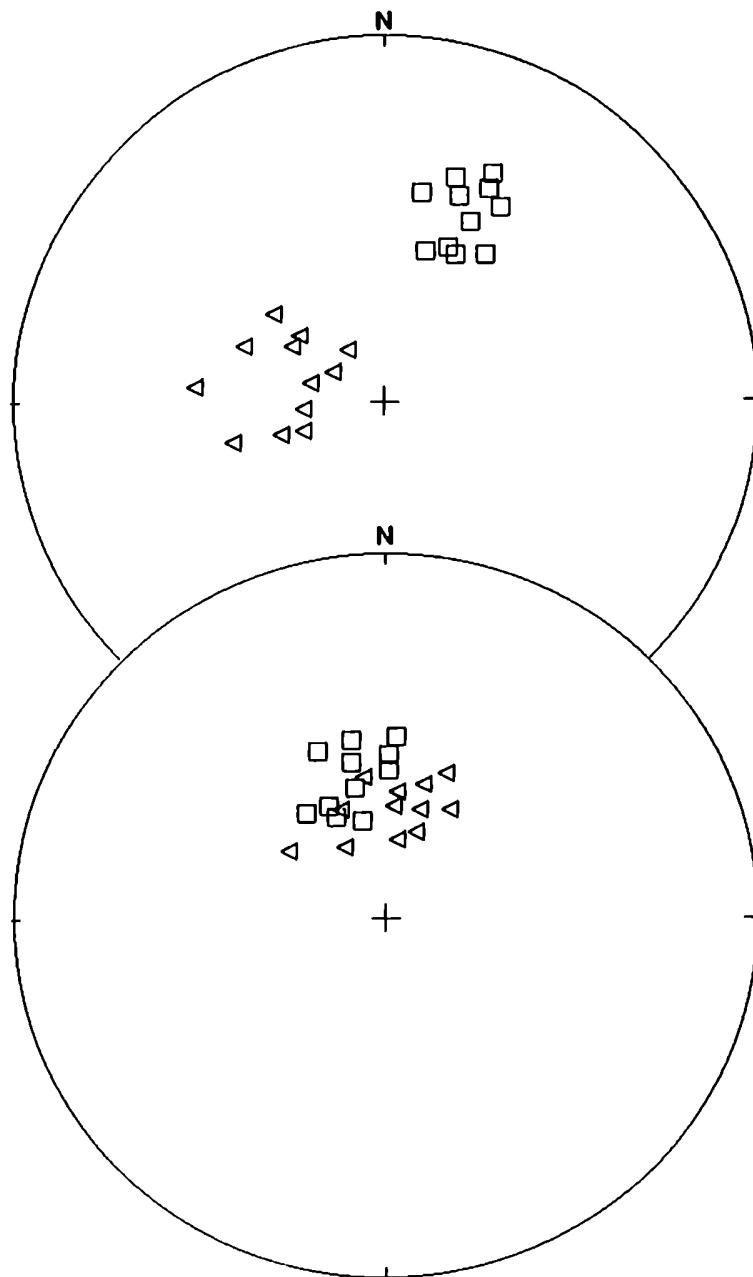


Figura 22 - La misma representación que en la figura 20, esta vez individualizando con distintos símbolos las magnetizaciones aisladas en cada ala de la estructura. Nótese como visualmente pueden separarse dos poblaciones luego de la corrección tectónica.

flanco. En estas dos últimas figuras se observa que las inclinaciones paleomagnéticas del flanco oriental son más bajas que las del occidental (Tabla 2). En conclusión, pasamos de un fold-test positivo a una indeterminación en el origen de la magnetización característica.

Para verificar si las magnetizaciones aisladas en ambos flancos corresponden a una misma población de vectores, se aplicó la estadística de McFadden y Lowes (1983), con la correspondiente corrección para casos con distintos valores del parámetro k . El test dió positivo, es decir que las poblaciones correspondientes a cada flanco son distintas al 99 % de confianza.

4.3.2 - Formación Castillo

En este trabajo se presentan los resultados de un plan piloto de desmagnetización realizado sobre ocho muestras de la Formación Castillo (siete desmagnetizadas térmicamente y una mediante campos alternos). Mediante ambas técnicas se consiguió aislar una magnetización estable de tipo univectorial (fig. 23a). Tanto las temperaturas de desbloqueo como las fuerzas coercitivas sugieren la presencia de magnetita como mineral portador. Las direcciones de magnetización de las ocho muestras, luego de aplicar la corrección estructural, se observan en la figura 23b. En este caso las inclinaciones de los estratos son muy suaves (3° a 4°), por lo que los valores estadísticos son similares antes y después de la corrección (Tabla 3).

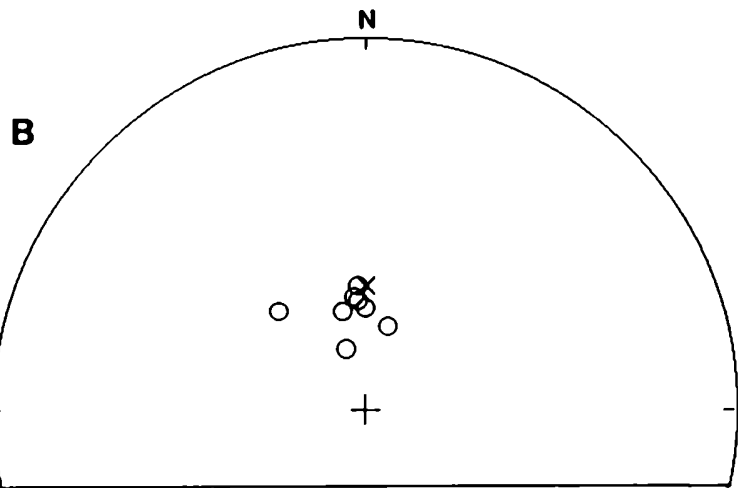
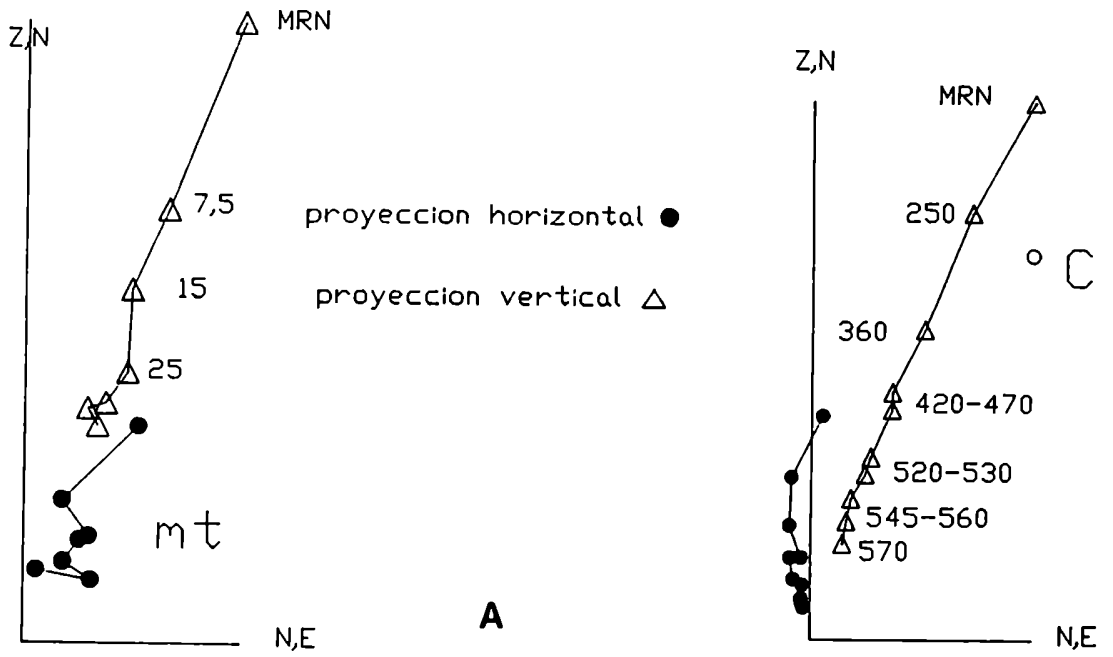


Figura 23 - a) Proyecciones ortogonales de dos especimenes de la F. Castillo (mT: desmagnetización por campos alternos; *C: desmagnetización térmica). b) Direcciones estables aisladas en las ocho muestras de la F. Castillo (con corrección estructural). "X" indica el dipolo actual.

TABLA 3 - Resultados paleomagnéticos de la Formación Castillo

N	decl.	incl.	a95	k	R
8	356.2	-70.9	5.7	94	7.92
8	350.8	-68.1	5.5	101	7.93

4.3.3 - Análisis y significado de las magnetizaciones aisladas

Si en el caso de la Formación Laguna Palacios, ambos flancos se hubieran comportado como bloques relativamente rígidos, entonces un movimiento no detectado entre ellos (o incluso una geometría cónica para el pliegue, Rzhevskiy y Slautsitays, 1982) podría causar una diferencia en las declinaciones magnéticas luego de llevar cada flanco a la horizontal. Pero la inclinación debería ser la misma, ya que todas las muestras se magnetizaron bajo el mismo campo ordenador, tal como sugieren las características paleomagnéticas de esta rocas.

Es probable entonces que la diferencia en la inclinación magnética se deba a deformación intraestratal. La figura 24 ilustra un caso de rocas paleozoicas de los Apalaches (Stamatakos y Kodama, 1991) donde los portadores magnéticos, inmersos en una matriz fina, rotan en respuesta a deformación interna por cizalla simple distribuida dentro de cada banco (en este caso el eje de la estructura es este-oeste). En nuestro caso tenemos dos problemas, (1) no conocemos la dirección paleomagnética de referencia para la Formación Laguna Palacios (aunque se podría asumir cretácica

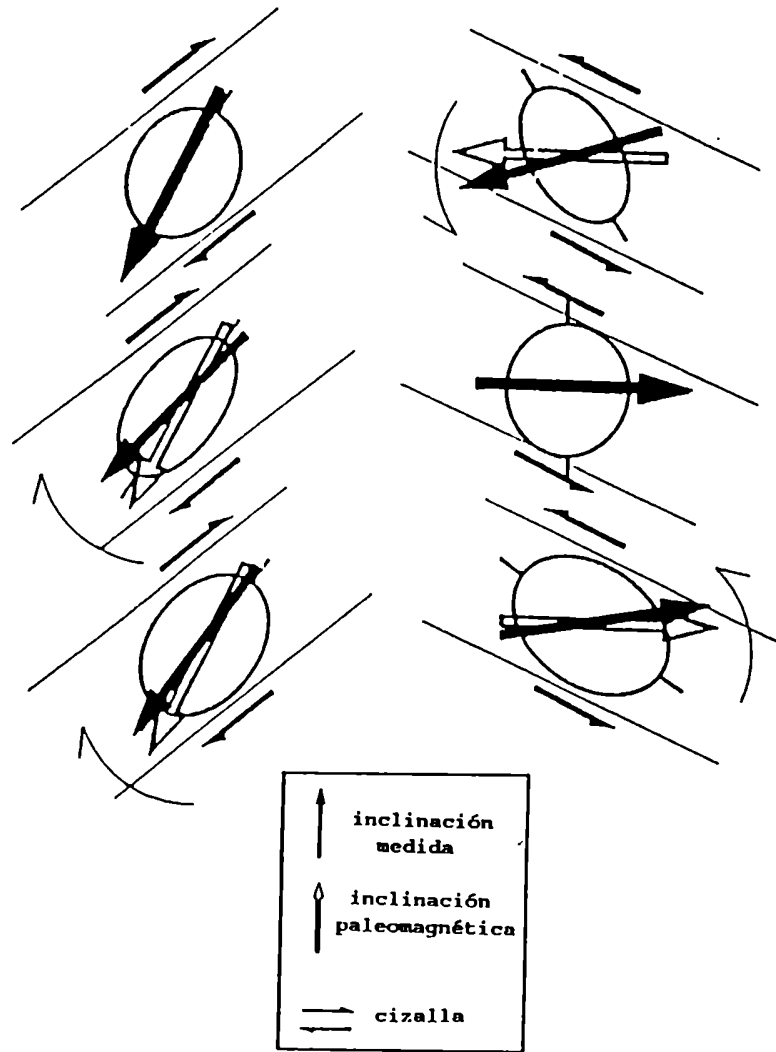


Figura 24 - Mecanismo de deformación intraaxial propuesto por Stamatakos y Kodama (1991). Flechas vacías (sólidas) indican estado sin deformar (deformado). Nótese el distinto giro de rotación de los minerales ferromagnéticos para cada flanco.

superior), por lo tanto no podemos estimar si la cizalla actuó en los dos flancos o solamente en uno de ellos; y (2) la estructura tiene un rumbo NNW-SSE, por lo tanto el vector magnético debe estar casi contenido en el plano axial (a no ser que haya existido una fuerte rotación de la estructura antes del plegamiento, lo que es improbable).

Datos experimentales indican que presión uniaxial en una dirección perpendicular al plano que contiene la magnetización no producen cambios significativos en la orientación del vector (Kropáček et al., 1993), lo que sugiere que la cizalla simple requerida para rotar a los portadores magnéticos debió tener una importante componente norte-sur. Un posible mecanismo (para somerizar la inclinación en el flanco oriental) sería que las capas sedimentarias se hayan trasladado diferencialmente hacia el norte en relación al basamento. Como el muestreo fue realizado con otros objetivos, no es posible un mejor acercamiento a una respuesta satisfactoria. Se considera que las rocas de esta zona constituyen un material interesante para aplicar técnicas paleomagnéticas (con sistemático control estructural a escala de afloramiento y observaciones de cortes delgados) en la resolución de procesos de deformación. En tal caso, el mejor polo de referencia lo debería proveer la misma Formación Laguna Palacios, en un área donde se encuentre poco deformada (ej. al norte de la Sierra de Buen Pasto, véase lámina 38 en Ferugio, 1949a).

Las muestras procesadas de la Formación Castillo son escasas,

pero su magnetización es estable. Los bancos de donde provienen están perturbados por pequeños basculamientos. La magnetización media está removida $6.1^\circ \pm 4.5^\circ$ (hacia inclinaciones más altas) respecto al valor que indica para el sitio de muestreo el campo dipolar actual. Es muy posible que esta magnetización sea cretácica. Del promedio de las direcciones se obtuvo un "PGV", que podríamos llamar un "polo de prefactibilidad" (Lat. 81.2° S, Long. 331.8° E, $dp=9.3$, $dm=7.8$). Este valor se comparará con paleopolos cretácicos verdaderos más adelante.

5 - ANALISIS GEODINAMICO DE LOS PALEOPOLOS CRETACICOS DE AMERICA DEL SUR

5.1 - Existe una CDPA cretácica para América del Sur?

En este capítulo se analizarán solamente aquellos polos preseleccionados en el capítulo 3 y el polo de la Formación Cerro Barcino determinado en este trabajo. Además se utilizará el paleopolo geomagnético promedio obtenido para la F. Castillo solamente para comparar su consistencia con el resto de los polos cretácicos.

En el capítulo 3 se comentó que los polos de las Formaciones Castillo y Matasiete (Barredo, 1992) son discordantes entre si. Estos datos paleomagnéticos fueron reanalizados en este trabajo. En base a los nuevos resultados, el polo de la F. Matasiete pasó hacia una posición más compatible con el polo de la F. Castillo, siendo ambos discordantes respecto a los polos cretácicos del continente. La reinterpretación de estos datos se discutirá en el próximo capítulo.

Los polos preseleccionados (Tabla 4), están representados en la figura 25.

El paleopolo más antiguo corresponde a los basaltos de Serra Geral, cuya edad está bien determinada en torno a los 135 Ma (Renee et al., 1992; Turner et al., 1994). Los datos radimétricos de los basaltos de Córdoba indican una edad cretácica temprana.

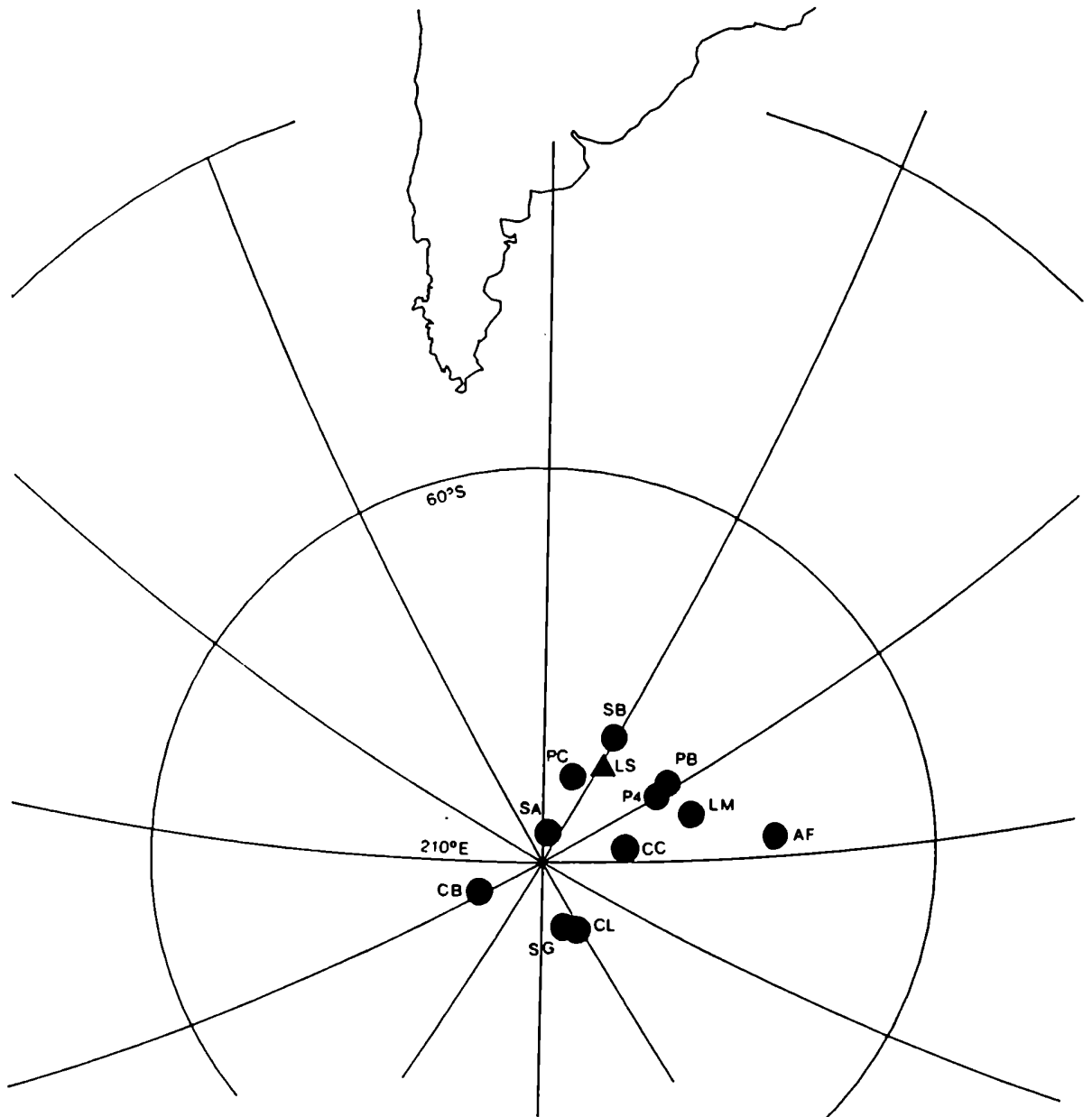


Figura 25 - Polos cretácicos pre-seleccionados en el capítulo 3. La sigla identifica cada polo de acuerdo a la tabla 4. El triángulo destaca el polo preliminar de la Formación Castillo.

TABLA 4 - Polos cretácicos preseleccionados para América del Sur

Polo	edad	Lat.	Long.	A95	Fuente
Serra Geral-BG	135	84.7	98.5	1.3	Ernesto y Pacca (1988)
Los Molinos-IM	Ki	78.0	13.0	8.0	Linares y Valencio (1975)
Co. Colorado-CC	Ki	83.0	16.0	10.0	Valencio (1972)
Almafuerte-AP	Ki	72.0	25.0	6.5	Mendía (1978)
Co. Libertad-CL	Ki	84.2	90.6	4.7	Vilao (1976)
Co. Barcino-CB	Apt.	84.4	184.0	5.6	Este estudio
F. Castillo-LS	Alb.	81.2	332.0	8.5	Este estudio
Sto. Agosth.-SA	90	87.6	315.0	4.5	Schult y Guerreiro (1980)
P. Caldas-PC	83	83.2	320.0	3.0	Montes Lauer (1993)
S. Sebastiao-SB	81	79.0	330.0	6.0	Montes Lauer (1993)
Passa Quatro-P4	71	80.0	360.0	6.0	Montes Lauer (1993)
Bao. Patag.-PB	70	78.7	358.4	6.3	Butler et al. (1991)

Nota: Siglas junto al nombre del polo son para identificarlos en los gráficos.
 Edades numéricas son radimétricas (K/Ar, Ma)
 Lat., Long., indican latitud (°S) y longitud (°E)
 A95: intervalo de confianza (95%)
 Ki (Cretácico inferior), Apt (Aptiano), Alb (Albiano)

Mendía (1978) determinó ocho zonas de polaridad en el estudio paleomagnético sobre rocas cretácicas en la zona del Río Tercero (Córdoba). Si no existe repetición (en aquel trabajo se mapeó una falla, sin describirla, cortando la secuencia), el número de zonas de polaridad sugiere la presencia de magnetizaciones en torno al Valanginiano o Hauteriviano (fig. 18), es decir que los basaltos de Córdoba serían casi contemporáneos con el pico máximo del volcanismo en la cuenca de Paraná, Brasil. En este trabajo los basaltos de Córdoba se considerarán, por lo tanto, dentro del Cretácico inferior. El resto de las edades asignadas en la tabla 5 son las que fueron presentadas por los autores de los respectivos trabajos paleomagnéticos.

Si nos apoyamos en el polo de Serra Geral y comenzamos a describir el trayecto de la CDPA cretácica para América del Sur sobre la base del orden cronológico de la tabla 4, vemos que los datos paleomagnéticos entran en conflicto:

i)...el camino a partir del polo de Serra Geral, va en dirección al polo de la F. Cerro Barcino o hacia la posición de los polos de Córdoba ?

ii)...es válida la posición del polo de Santo Agostinho, sospechosamente sobre el presente eje de rotación del planeta?

iii)...que polos definen mejor al Cretácico superior ?, aquel de los basaltos de Patagonia o los de las rocas magmáticas de Brasil (Poços da Caldas, São Sebastião) ?

De la inspección de la figura 25 surgen dos posibilidades geodinámicas que son prácticamente antagónicas. Si el polo de Serra Geral fue sucedido por los de Córdoba (que también tienen una edad cretácica inferior), entonces el continente sufrió, en algún momento durante el Cretácico temprano, un fuerte y abrupto movimiento en sentido horario, que podría ser interpretado como el comienzo de la generación de fondo oceánico en el Atlántico Sur. El polo de Cerro Barcino, en cambio, sugiere un movimiento más suave y en sentido antihorario. Se considera muy poco probable, por otra parte, la posibilidad de que América del Sur haya experimentado todos los cambios cinemáticos que surgirían de considerar una compleja CDPA, tal como la determinada por todos los polos representados en la figura 25.

Africa tuvo un movimiento muy significativo durante el Cretácico, tanto respecto al eje paleomagnético como a los puntos calientes del manto (recordamos que para referirnos a estos

utilizaremos las siglas "HS"). Hargraves (1989) efectuó un estricto análisis de los polos cretácicos de Africa y determinó el correspondiente tramo de su CDPA¹. Por otra parte, el Atlántico es, sin dudas, el océano del cual mejor se conoce su historia cinemática. Por lo tanto es posible comparar los polos cretácicos de América del Sur con sus contemporáneos africanos, en un intento de solucionar la controversia planteada por los datos sudamericanos.

El test debe efectuarse mediante la utilización de apropiadas paleoreconstrucciones para el cierre parcial o total del Atlántico Sur. Los puntos a tener en cuenta son (1) la efectividad del método, (2) edad más probable de los polos paleomagnéticos, y (3) la elección de la paleoreconstrucción.

Como fue mencionado al principio del trabajo, algunos autores han propuesto un único polo para dar cuenta de la posición (con respecto al eje geográfico) de América del Sur durante el Cretácico. En este caso, el "polo para el Cretácico" resultó indistinguible del de Serra Geral (Beck, 1988). En la figura 26 se representa la CDPA africana de Hargraves (1989) y las posiciones del polo de Serra Geral rotado al Africa según paleoreconstrucciones para el Cretácico inferior, medio y superior (Nürnberg y Müller, 1991). La trayectoria descrita por estas tres posiciones ficticias no guarda relación con la curva africana, de

¹. La CDPA cretácica para Africa de Hargraves es usualmente utilizada como referencia para otros continentes (ej.: Van Fossen y Kent, 1992).

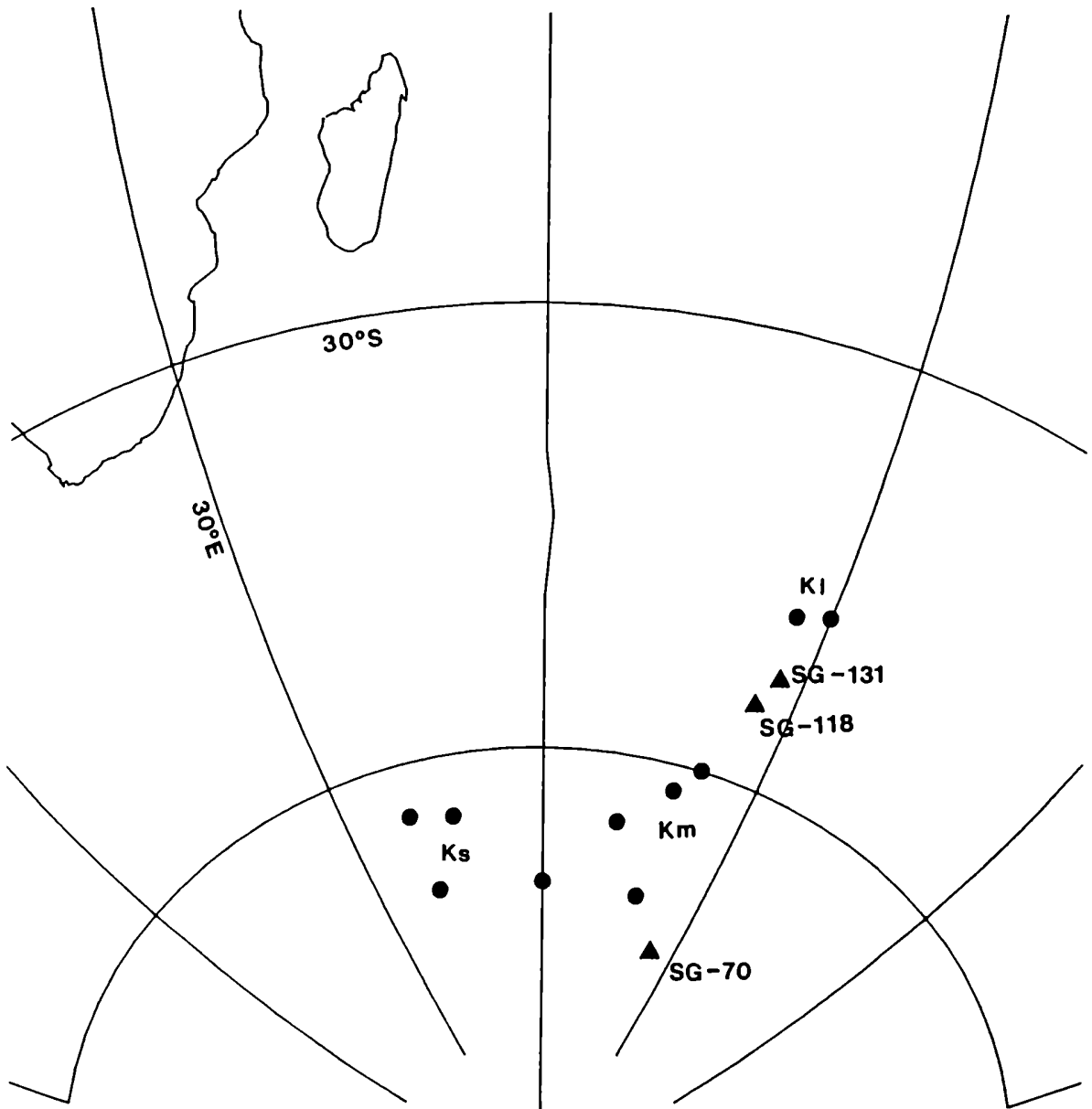


Figura 26 - Círculos representan la CDPA cretácica para Africa (Hargraves, 1989); Ki, Km y Ks identifican los polos del Cretácico inferior, medio y superior. Triángulos es el polo de Serra Geral rotado según la cinemática atlántica para la edad indicada en números (Ma)

donde se deduce que América del Sur debería tener una verdadera CDPA para el Cretácico.

La elección de una apropiada paleoreconstrucción no ofrece mayores problemas para el Cretácico superior, ya que las anomalías de fondo oceánico a partir del cron magnético M34 (84 Ma) están bien mapeadas en gran parte del océano, y las diferencias entre los polos de Euler propuestos por distintos autores son insignificantes (Cande et. al, 1988; Shaw y Cande, 1990; Nürnberg y Müller, 1991). Para el intervalo aptiano-santoniano, en cambio, existe una limitación obvia, que es la falta de anomalías de fondo oceánico. Para el Cretácico inferior las paleoreconstrucciones deben afrontar otros problemas, tales como la correcta identificación de anomalías, la posibilidad de deformación intraplaca, y la compatibilidad de rasgos tectónicos entre los márgenes de América del Sur y Africa.

La elección de la paleoreconstrucción más adecuada para el Cretácico inferior se realizó mediante un test paleomagnético, que consistió en comparar distintas paleoreconstrucciones del polo de Serra Geral con sus contemporáneos africanos. Los polos del Cretácico inferior de Africa provienen de la contraparte del volcanismo de Serra Geral (en Namibia) y de kimberlitas de Sud Africa (para la fuente de los datos africanos se remite a Hargraves, 1989). Para el chequeo se utilizaron tres paleoreconstrucciones, basadas en distintos criterios para alcanzar el ajuste: (1) encaje entre bordes continentales (Bullard et al.,

1965); (2) correlación de rasgos tectónicos entre ambas márgenes (Martin et al., 1981); (3) corrección de la forma de los continentes asumiendo deformación interna (Nürnberg y Müller, 1991).

La mejor estadística del test paleomagnético ($A95=2.2^\circ$, $K=3286$, $N=3$) se obtuvo con la paleoreconstrucción basada en el mejor ajuste de bordes continentales (Bullard, 1965). Con calidad estadística intermedia ($A95=2.6^\circ$, $K=2223$, $N=3$) resultó la reconstrucción de Martin et al. (1981). El peor ajuste ($A95=4.6^\circ$, $K=720$, $N=3$) lo produjo la paleoreconstrucción que considera deformación interna en ambos continentes (Nürnberg y Müller, 1991).

Si bien la distribución de datos es restringida (el ajuste paleomagnético se realizó, estrictamente, entre la cuenca de Paraná y Sud Africa), el resultado obtenido contrasta con las conclusiones alcanzadas por Rapalini et al. (1993) y Vizán (1993), donde el mejor ajuste entre polos pre-cretácicos de ambos continentes se obtuvo mediante paleoreconstrucciones que contemplan deformación intracontinental. Esto sugiere que la principal deformación intracontinental (al menos relativamente entre las regiones de donde provienen los tres polos utilizados: cratones de San Francisco, Congo y Kalahari) ocurrió antes del comienzo de la generación de suelo oceánico en el Atlántico Sur austral. Esta misma conclusión fue alcanzada por Fairhead (1988) en base a la evolución de los rifts africanos (véase también Fairhead y Binks, 1991).

Para los polos del Cretácico medio se probaron reconstrucciones en base al ajuste de (1) la anomalía M0 (Aptiano basal, fig. 18) según Nürnberg y Müller (1991); (2) las capas de sal (con amonites del Albiano más bajo) entre los bordes de los cratones de Brasil y el Congo (Rabinowitz y LaBrecque, 1979); y (3) un polo de Euler para 100 Ma extrapolado por Müller y Roest (1990).

En la figura 27 se muestran los polos cretácicos de Africa y América del Sur rotados en coordenadas africanas según la paleoreconstrucción más adecuada acorde con sus edades (Tabla 5). La primera observación es que los polos del Cretácico inferior de Córdoba no son consistentes con la CDPA africana. El polo de Cerro Barcino, por su parte, tiene un muy buen ajuste con una paleoreconstrucción basada en la anomalía M0 (un ajuste un poco más pobre resultó con la rotación según el encaje de las capas de sal), en consistencia con una magnetización aptiana sensu lato. El polo de Santo Agostinho tiene su mejor ajuste con el polo de Euler extrapolado para 100 Ma, en acuerdo con la edad radiométrica de las rocas correspondientes (tabla 4). El grupo del Cretácico superior tiene buen ajuste con sus contemporáneos de Africa. Por último, el PGV obtenido de rocas de la Formación Castillo en este estudio no es consistente con una paleoreconstrucción para 100 Ma.

TABLA 5 - Posiciones polares en coordenadas africanas

Polo-edad	Paleopolo		Polo de rotación			Fuente
	Lat.	Long.	Lat.	Long.	ang.	
KP2 - 130	-47.6	89.9	----	----	---	.
KA - >130	-48.3	86.6	----	----	---	
ML - 120	-60.0	82.0	----	----	---	
LU - 111	-61.8	79.0	----	----	---	
WN2 - 90	-64.6	71.8	----	----	---	
WN1 - 90	-69.3	78.1	----	----	---	
MV2 - <90	-69.1	60.0	----	----	---	
KP1 - 90	-64.1	46.1	----	----	---	
MD1 - 75	-63.5	39.6	----	----	---	
FU - <80	-68.8	40.8	----	----	---	
SG - 135	-47.0	86.8	44.0	329.4	57.0	Bullard et al. (1965)
CC - K1	-43.3	76.3	44.0	329.4	57.0	Bullard et al. (1965)
LM - Ki	-38.8	73.4	44.0	329.4	57.0	Bullard et al. (1965)
AP - Ki	-32.2	75.1	44.0	329.4	57.0	Bullard et al. (1965)
CL - Ki	-46.1	86.6	44.0	329.4	57.0	Bullard et al. (1965)
CB - Apt.	-62.0	82.2	51.6	325.0	52.9	Nürnberg y Müller (1991)
SA - 90	-66.3	84.0	57.7	325.9	44.3	Müller y Roest (1992)
LS - Alb?	-62.0	57.8	57.7	325.9	44.3	Müller y Roest (1992)
PC - 83	-73.6	44.6	61.6	325.8	33.5	Shaw y Cande (1990)
SB - 80	-69.8	38.1	62.9	325.8	31.0	Shaw y Cande (1990)
P4 - 70	-69.7	47.9	63.1	326.2	27.9	Shaw y Cande (1990)
PB - 70	-68.6	45.6	63.1	326.2	27.9	Shaw y Cande (1990)

Nota: Polos sin datos de rotación corresponden a la CDPA cretácica de Africa, indicados con las mismas siglas con que los identifica Hargrave (1989). Los polos de América del Sur se identifican con las mismas siglas que en la Tabla 4. La edad más probable está indicada en Ma. Valores negativos (positivos) de latitud indican hemisferio sur (norte). Las longitudes están expresadas en °E. La rotación positiva es convencionalmente de sentido antihorario. La fuente de los parámetros de rotación está indicada.

En la fig. 25 se observa que el PGV de la Formación Castillo está bien agrupado junto con polos de una edad promedio de 80 Ma. Es posible que las ocho muestras estudiadas no hayan cancelado adecuadamente la PVS. Sin embargo, estas ocho muestras mostraron buen comportamiento paleomagnético; y, a pesar de que provienen de distintos bancos, están bien agrupadas (fig. 23b), como si se hubiera promediado la PVS durante la diagénesis. Una alternativa que podría contemplarse es que estas rocas verdes, en todo similares por su aspecto a la Formación Castillo (y así mapeadas en distintos trabajos), correspondan al ciclo de depositación de la

Formación Bajo Barreal, y por lo tanto tengan una edad algo más joven (cercana a los 80 Ma). Esta observación se fundamenta en que el Grupo Chubut presenta rápidos cambios faciales. Vilela (1971) mencionó la presencia de estratos amarillos, indistinguibles de los de la Formación Laguna Palacios, intercalados (con pasaje transicional) en la Formación Castillo. Además, la flora fósil de los estratos verdes en la zona de muestreo (Laguna Seca) tiene un estado evolutivo que es compatible con una edad cretácica superior (Romero, 1995; com. pers.)².

El resultado principal, luego de contrastar los paleopolos de Africa y América del Sur, es que se puede definir en estos últimos una CDPA. La curva forma un lazo dextral (figura 28), que puede ser perfectamente definido mediante los polos de Serra Geral, Cerro Barcino y Basaltos de Patagonia.

Van der Voo (1990) propuso una escala de calidad para polos paleomagnéticos. La clasificación de Van der Voo está basada en siete atributos, toda vez que un polo satisface uno de estos atributos suma un punto. Los tres paleopolos que definen la CDPA cretácica para América del Sur alcanzan 6 puntos, sobre el máximo de siete en la escala de Van der Voo. Los polos de Serra Geral y Basaltos de Patagonia provienen de secuencias subhorizontales, por lo cual pierden el punto correspondiente a prueba de estructura positiva. El polo de Cerro Barcino es de edad aptiana, por lo cual

² - Helechos fósiles recolectados en bancos verdes del area del Cerro Cono, pocos kilómetros al oeste de nuestro sitio de muestreo, se encuentran asociados (en la Formación Bajo Barreal inferior de la Sierra de San Bernardo) con paleoflora cuya edad más probable es post-albiana - pre-campaniana

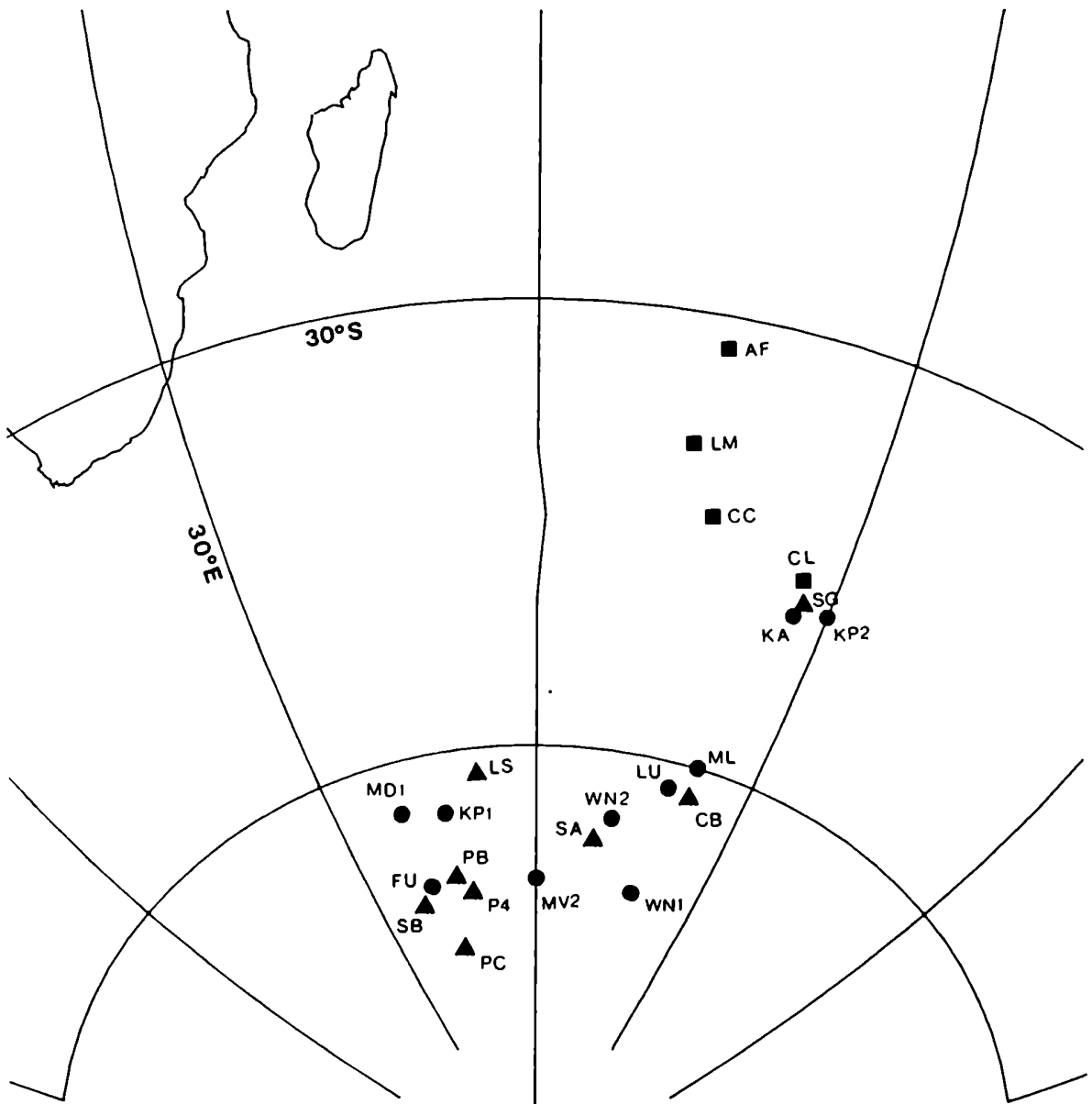


Figura 27 - Círculos muestran la CDPA cretácica de África. Los polos cretácicos sudamericanos en coordenadas africanas están representados por cuadrados (los de Córdoba) y triángulos (el resto de los polos). Para la identificación y edad de cada polo véase la tabla 5.

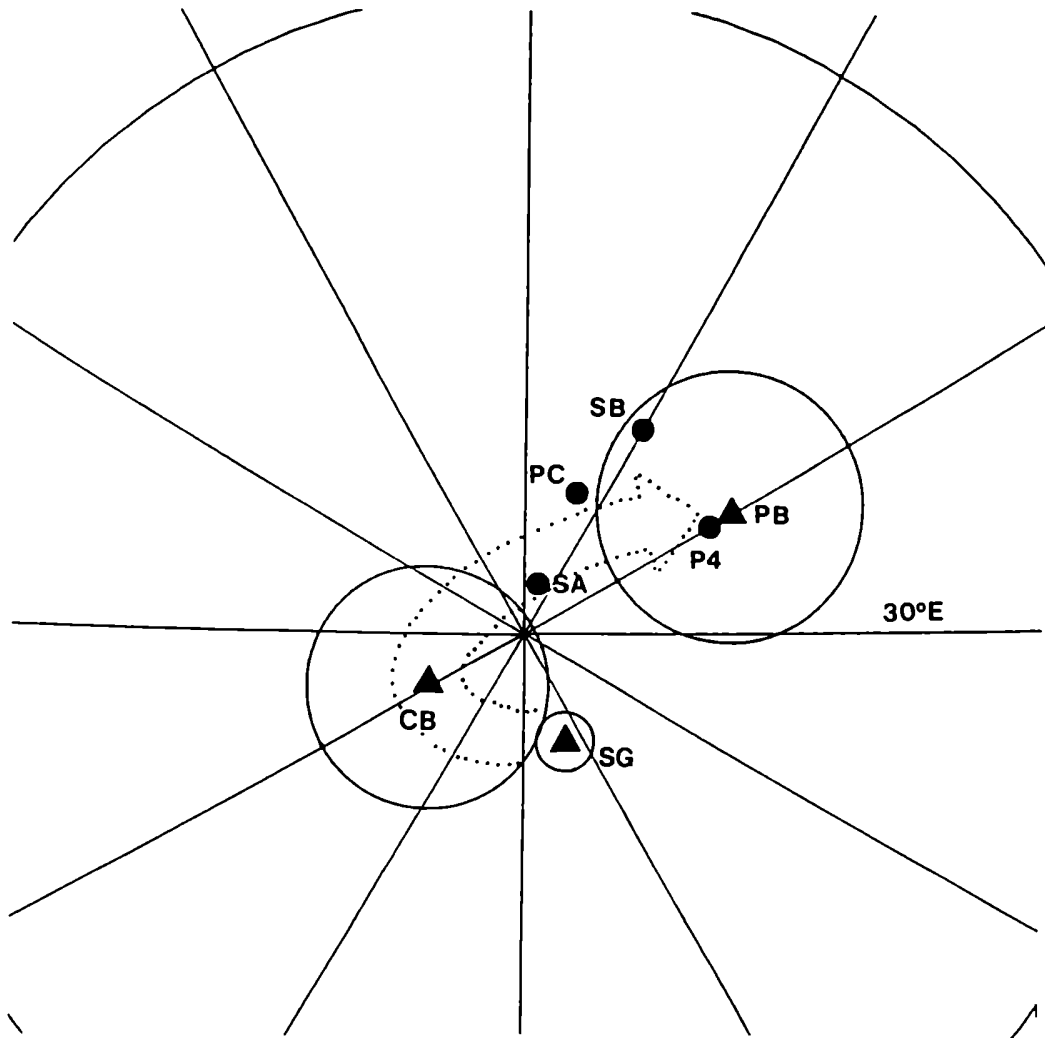


Figura 28 - CDPA cretácica para América del Sur. Triángulos muestran los polos que definen la forma de la curva (con sus respectivos intervalos de confianza). Identificación de los polos según Tabla 4.

es imposible que cumpla con el requisito de la presencia de reversiones (6 puntos es el máximo a que se puede aspirar para cualquier polo del Cretácico medio).

El resto de los polos preseleccionados acompaña a estos tres en la definición de la curva (a excepción de tres polos de Córdoba). El polo de Santo Agostinho bien puede ser totalmente genuino para 90-100 Ma, o bien el vector paleomagnético característico podría estar contaminado por alguna componente mucho más moderna.

El polo de Cerro Barcino determina la forma de la curva, pero no su extensión, ya que no puede saberse en que momento del Cretácico medio la CDPA invirtió su trayectoria. Conservativamente, y a la espera de la obtención de nuevos polos sudamericanos del Cretácico medio, se ubica el cambio de dirección en la CDPA sobre el polo de Cerro Barcino.

5.2 - Posible significado geodinámico del movimiento de América del Sur durante el Cretácico

La CDPA cretácica de América del Sur implica un movimiento del continente (respecto al eje de rotación), que puede ser descompuesto en una rotación en sentido antihorario (durante el Cretácico inferior) que cambia a sentido horario para el Cretácico superior. Estas rotaciones ocurrieron al mismo tiempo que el continente se trasladaba hacia el sur (fig. 29).

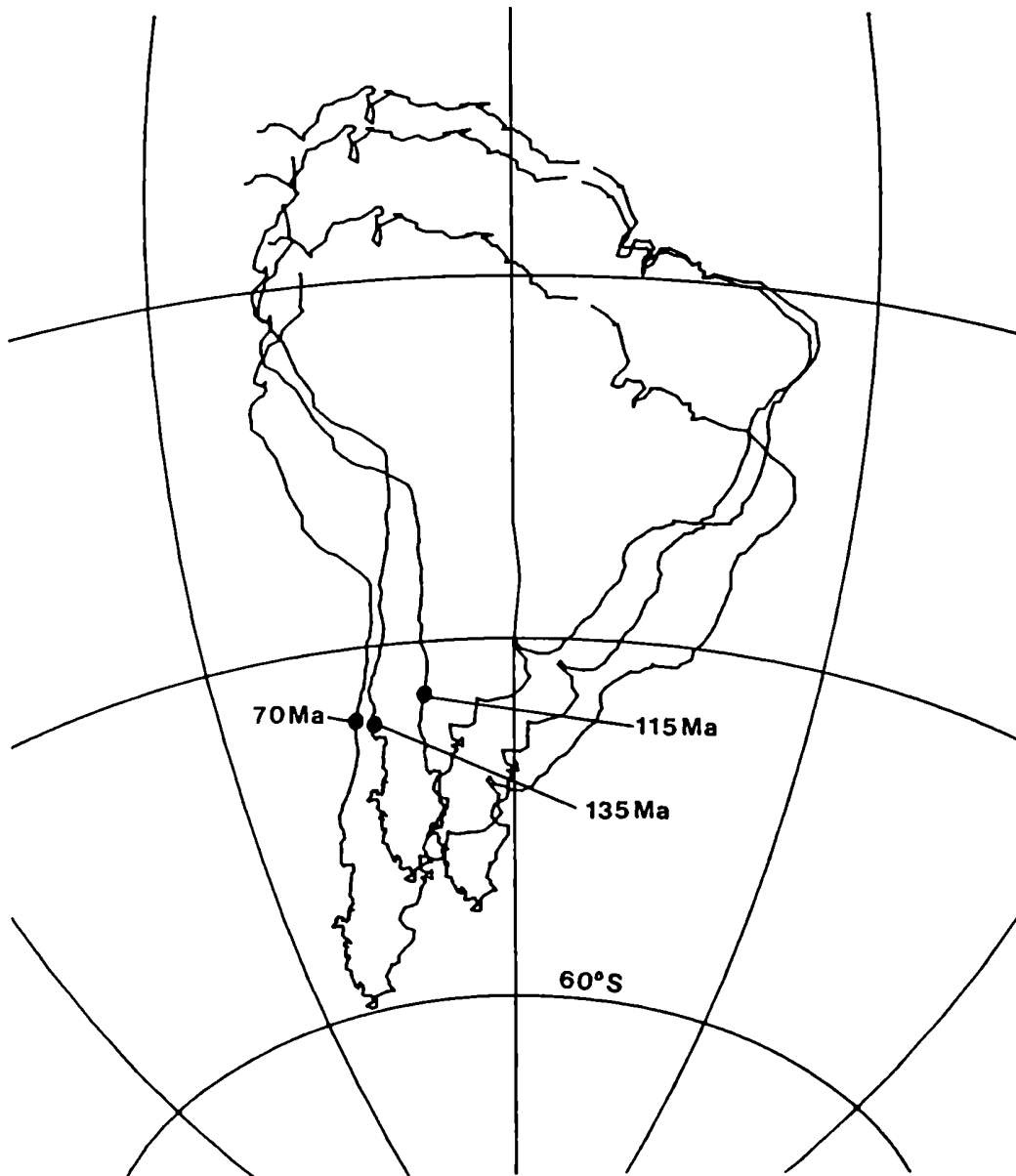


Figura 29 - Posiciones relativas de América del Sur respecto al eje geográfico de acuerdo con los polos de Serra Geral (135 Ma), Cerro Barcino (115 Ma), y Basaltos de Patagonia (70 Ma).

5.2.1 - Evolución del margen Atlántico

La rotación en sentido antihorario (hacia el este) durante el Cretácico inferior parecería, a priori, estar en conflicto con la apertura del Atlántico Sur (generalmente se postula movimiento hacia el Oeste para América del Sur durante la apertura). La CDPA de la figura 26, y la historia evolutiva del Atlántico pueden reconciliarse de la siguiente manera:

Durante el Cretácico inferior, todo el Gondwana Occidental rotaba en sentido antihorario, como lo indican los tramos de las correspondientes CDPA para América del Sur y África. Al mismo tiempo se abría un océano interno entre Sud-Sudamérica y SudÁfrica (no hay registros de corteza oceánica más antigua que el Cretácico medio al Norte de la dorsal Río Grande-Walvis). Nótese que el panorama es semejante a lo que actualmente está ocurriendo en la región del Mar Rojo, donde tanto África como Arabia tienen un movimiento absoluto hacia el NE (Chase, 1978a; Gordon y Jurdy, 1986; Ricard y Vigny, 1989) mientras existe expansión oceánica entre ambos continentes. Posiblemente en aquel momento juvenil del Atlántico, el movimiento del Gondwana Occidental estaba regido por el "tironeo" (slab-pull) de la subducción del Neo-Tethys bajo Eurasia (Lordkipanidze et al., 1984; Sengör, 1985). De esta manera, movimientos diferenciales dentro del Gondwana Occidental podrían explicar la deformación lateral izquierda registrada durante el Cretácico inferior en los lineamientos de Benue (Fairhead y Green, 1989) y Pernambuco (Françolin et al., 1994).

El codo definido por la CDPA de América del Sur (fig. 28)

ocurre cuando comienza la expansión de suelo oceánico entre los cratones del Congo y de San Francisco (Brasil). En ese momento (posiblemente ya dentro del Albiano) el plateau de Malvinas dejó de tener contacto con el plateau de Agulhas (Africa del Sur), permitiendo la conexión del agua profunda del océano juvenil con la de otros océanos (Lawver et al., 1992).

La ubicación y evolución de la fracturación en el actual margen del Atlántico Sur debió haber estado controlada por estructuras previas de carácter continental, tal como lo sugieren los posibles despegues litosféricos (Etheridge et al., 1989). La ubicación del intenso volcanismo basáltico vinculado a la apertura también debió haber estado relacionada con rasgos litosféricos preexistentes (White y McKenzie, 1989).

La reactivación extensional de líneas estructurales en la litósfera del Gondwana debe haber evolucionado desde el Triásico superior (Uliana et al., 1987), tal vez como producto de un aumento en la temperatura del manto subyacente. El manto se encontraría en condiciones desfavorables para disipar calor por la "tapa" poco conductora del supercontinente, que además lo aislaba del efecto "refrigerador" de la subducción (Anderson, 1994).

La suma de estos factores pudo haber establecido las condiciones para inhibir a América del Sur (debilitada en sus vínculos con Africa) de superar el "promontorio mantélico" bajo Africa (Anderson, 1982), asegurando el éxito de la apertura del Atlántico Sur.

Estas hipótesis deberían confrontarse en un marco que excede

los propósitos de este trabajo: la evolución durante el Jurásico-Cretácico Inferior de los márgenes de las actuales placas que conformaban el Gondwana. El objetivo principal de este estudio fue chequear los polos cretácicos de América del Sur y definir el correspondiente tramo de su CDPA.

5.2.2 - Movimiento polar real (TPW)

Como se comentó en párrafos anteriores, el movimiento de América del Sur durante el Cretácico tiene una componente hacia el sur. A continuación se va a presentar una correlación entre el movimiento de los HS del hemisferio Atlántico, que podría implicar que el movimiento de América del Sur hacia latitudes cada vez más altas durante el Cretácico no fuera un proceso particular a esta placa, sino general a toda la litósfera (TPW).

La grilla de HS suele asumirse fija en muchos trabajos geodinámicos. En contraste, Molnar y Stock (1987) propusieron velocidades del orden de los $0.18^\circ/\text{Ma}$ entre el HS de Hawai y aquellos no-pacíficos (Islandia, Tristan, Reunion y otros) durante los últimos 60 Ma. Este supuesto movimiento entre HS fue inferido a partir del desajuste que se produce cuando son comparados (en un mismo marco de referencia) paleopolos pacíficos y del resto del mundo.

Como siempre, los polos se comparan aplicando paleoreconstrucciones, las que se calculan a través de márgenes pasivos (obviamente es imposible estudiar anomalías de fondo subducidas). El circuito corriente utilizado para comparar polos

del Pacífico con el resto del mundo, es llevar los datos a coordenadas de Africa, de Africa a Antártida Oriental, para luego pasarlos al Pacífico vía Antártida Occidental (por ej. Pardo Casas y Molnar, 1987).

Gordon y Cox (1980) propusieron dos modelos para compatibilizar los datos paleomagnéticos paleógenos entre el Pacífico y otras placas: (1) movimientos entre Antártida Occidental y Antártida Oriental, y/o (2) la presencia de un límite de placa fósil entre el Pacífico Sur y el Pacífico Norte. Brink et al. (1993) demostraron la existencia de un importante límite tectónico bajo los Montes Transantárticos, donde la litósfera está experimentando extensión (que podría haber comenzado hace 90 Ma). DiVenere et al. (1994) determinaron paleomagnéticamente la existencia de cientos de kilómetros de extensión entre las dos Antártidas a partir del Cretácico medio. Recientemente, Acton y Gordon (1994), discutieron que la extensión en Antártida solo mejora un poco el desarreglo de los polos, y enfatizan la necesidad de "buscar" (con propuestas muy concretas) el "missing plate boundary" en el Pacífico Sur. En resumen, el tema es muy controvertido.

A los efectos de este trabajo (unicamente) vamos a asumir que la grilla de HS es casi fija, tal como lo sugieren (dentro de los límites de error) los HS Atlánticos e Indicos (Müller et al., 1993). En la figura 30 se muestra una secuencia temporal de las paleoreconstrucciones absolutas de América del Sur para los intervalos 130-115 Ma.; 115-80 Ma.; 80-70 Ma. Cada posición se



Figura 30 - Posiciones absolutas (como la vería un observador fuera del planeta y parado en un plano normal al eje de rotación y que lo corta en los 30°S) de América Sur para el Cretácico inferior (135 Ma) y Cretácico medio (115 Ma).

obtuvo mediante dos rotaciones, una del continente respecto a la grilla de HS (Duncan, 1984; Müller et al., 1993); y otra para llevar el correspondiente polo paleomagnético (rotado por HS) al eje geográfico. De esta manera se obtiene la mejor aproximación a la verdadera paleoposición del continente (latitud y longitud) en el planeta.

Duncan (1984) demostró que ciertos plutones en America del Norte y los montes submarinos de New England (del Atlántico Central) describen un segmento casi lineal, con edades progresivamente más jóvenes, hacia la meseta submarina Great Meteor, donde se piensa que está el último registro importante de la actividad de HS New England (véase también Morgan, 1983). En uno de los últimos trabajos sobre el HS Tristán, O'Connor y Duncan (1990) ajustaron la determinación espacial y temporal del volcanismo asociado al HS sobre las placas de América del Sur y Africa. Recientemente, Van Fossen y Kent (1992) determinaron un nuevo polo cretácico para América del Norte. Los polos cretácicos de América del Norte tienen la particularidad de mostrar posiciones similares entre los 125 y los 90 Ma, es decir que definen un período cuasiestático con respecto al eje geográfico, cuyas coordenadas actuales son 71.2°N , 187.4°E ($A95=3.7^{\circ}$, $N=5$ estudios; Van Fossen y Kent, 1992). La posición de este polo en coordenadas sudamericanas está representada en la figura 2.

El comportamiento estático de los polos cretácicos de Norteamérica contrasta notablemente con la movilidad sugerida para la misma placa por el HS New England, que requiere 11° (cerca de

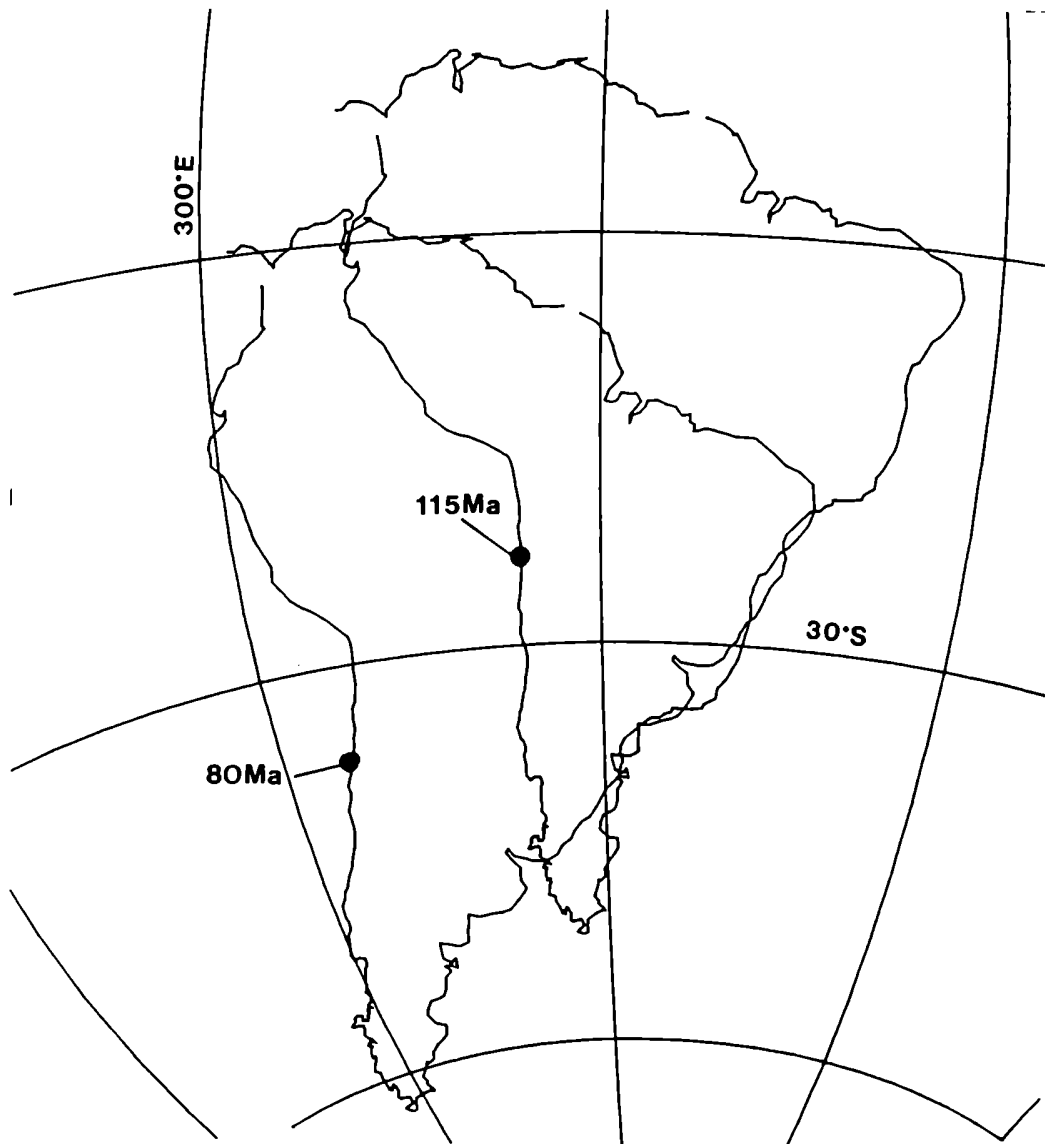


Figura 30 - Posiciones absolutas de América del Sur para 115 Ma y 80 Ma.

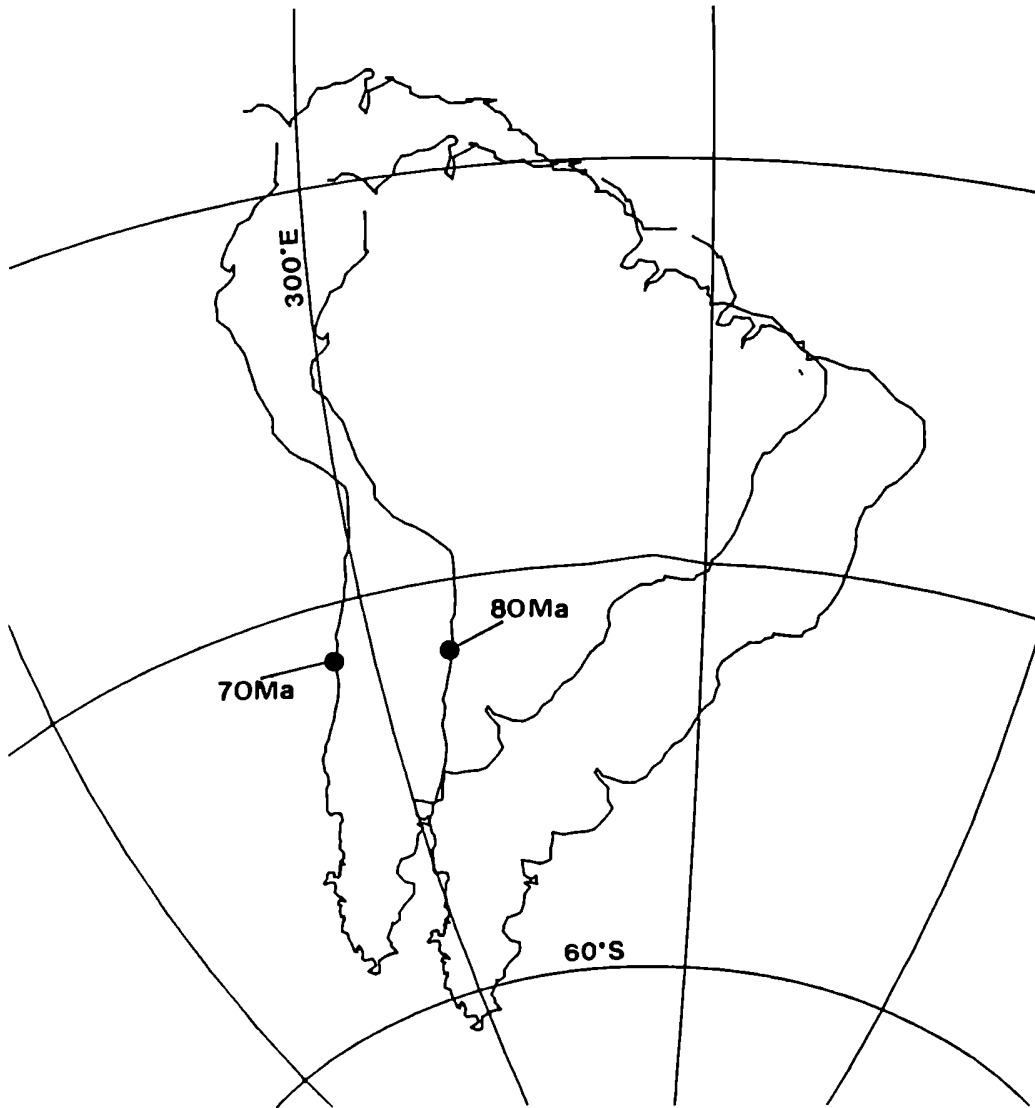


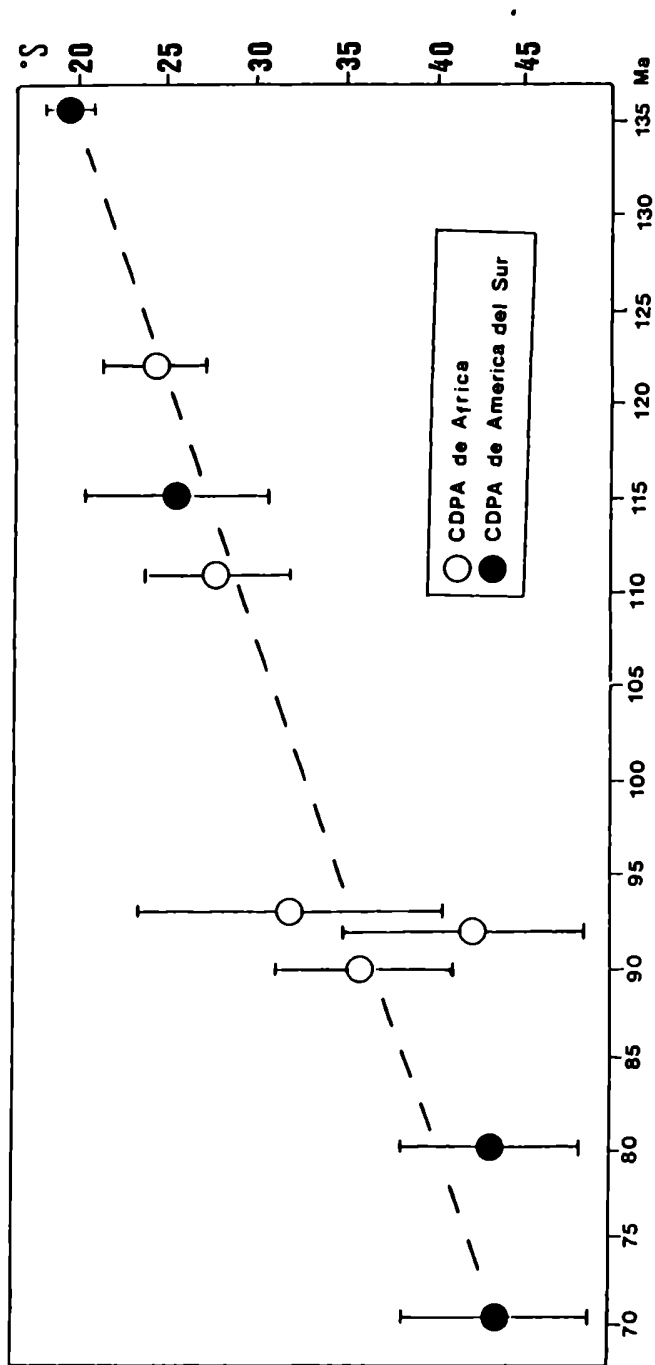
Figura 30 - Posiciones absolutas de América del Sur para 80 Ma y 70 Ma.

1200 km) de transporte hacia el sur durante el Cretácico. Van Fossen y Kent también compararon el comportamiento del HS Tristán frente a la CDPA de África de Hargraves (1989). El resultado final fue un movimiento del HS New England con una velocidad de $0.27^\circ/\text{Ma}$; en tanto que para el HS Tristán la velocidad calculada fue de $0.38^\circ/\text{Ma}$. Ambos HS derivaron hacia el sur durante el Cretácico.

En el presente trabajo se calcularon paleolatitudes del HS Tristán según la CDPA cretácica de América del Sur. Esta operación se realizó mediante la localización de la actividad fósil del HS (se definieron las coordenadas de rocas de 130, 115, 80 y 70 Ma en el "camino del HS" determinado por O'Connor y Duncan, 1990). Para cada una de estas localidades se calculó la paleolatitud, utilizando los polos de Serra Geral (135 Ma), Cerro Barcino (115 Ma), Sao Sebastiao (80 Ma), y Basaltos de Patagonia (70 Ma). El resultado obtenido es una deriva hacia el sur del HS, a una velocidad media de $0.48^\circ/\text{Ma}$ (fig. 31). Si no incluimos el polo de Sao Sebastiao, la velocidad media se reduce a $0.39^\circ/\text{Ma}$.

La actividad del HS Tristán decayó significativamente a partir de los 80 Ma, tal como lo indica la pérdida de su capacidad para construir plateaux submarinos (O'Connor y Duncan, 1990; Anderson 1994). Curiosamente (fortuitamente?) las paleolatitudes del HS respecto a los polos de Sao Sebastiao (80 Ma) y Basaltos de Patagonia (70 Ma) son esencialmente las mismas (fig. 31).

La velocidad del HS hacia el sur según la CDPA cretácica Sudamericana es compatible con la velocidad deducida mediante datos



africanos. La velocidad hacia el sur del HS New England (respecto a los polos de América del Norte) es algo inferior.

Las diferencias entre estos resultados pueden deberse a problemas en la localización o determinación de las edades de los montes submarinos, o a pequeñas diferencias en las CDPA (recordar que se asumió, desde el principio, campo universalmente dipolar, axial y geocéntrico). Más allá de estas diferencias, la tendencia común de las trazas de los HS en las tres placas (que están siendo separadas por la formación de un océano y que se mueven relativamente en distintas direcciones respecto a las dorsales) de derivar hacia el sur, sugiere que un proceso de gran magnitud subyace a la reorganización litosférica cretácica del Hemisferio Atlántico.

Como todo cuerpo en rotación, la Tierra tiende a mantener su máximo eje de inercia paralelo al eje de rotación. Por otra parte, nuestro planeta no es rígido, universalmente se invocan corrientes de convección en el manto como motor de la tectónica de placas. Como el momento de inercia es una relación entre masa y distancia, grandes cambios en la litósfera (que es relativamente una capa delgada envolviendo al planeta), pueden inducir importantes cambios en el eje de inercia. El calentamiento de una gran región del manto (véase Larson, 1991) también puede producir variaciones en el eje de inercia.

Como el núcleo externo tiene un comportamiento semejante a un líquido, el manto podría rotar uniformemente alrededor del núcleo

para mantener el eje de inercia paralelo al eje de rotación cuando se producen cambios en la distribución de masas. Este efecto se ve como una "deriva" del eje de rotación sobre la superficie, y se conoce como movimiento polar real (true polar wander, "TPW"). Entonces, un bloque litosférico se puede mover respecto del eje de rotación mediante una combinación de "movimiento propio" (respecto a otras placas) más movimiento de toda la litósfera y la mesósfera al unísono. Andrews (1985) ilustra este efecto mediante una cucaracha caminando sobre una esfera en rotación: cuando el bicho se aleja del eje de rotación se produce una rotación en la esfera (mediante otro eje) de manera tal que tiende a llevar al bicho nuevamente hacia el eje de rotación principal. Una explicación lúcida del TPW la brindan Cox y Hart (1986).

La tendencia de los HS atlánticos (que asumimos fijos en el manto) de derivar hacia el sur sugiere la presencia de TPW durante el Cretácico (véase también Van Fossen y Kent, 1992; Gordon y Livermore, 1987). El TPW durante el Cretácico puede correlacionarse con un momento de gran actividad en el Pacífico, no solo en la generación de suelo oceánico, sino también en la formación de plateaux oceánicos; posiblemente vinculados con el ascenso de plumas del manto (Larson, 1991). También puede relacionarse con la reorganización entre placas litosféricas (Anderson, 1994). La elección de una primer causa entre estas dos últimas (plumas del manto o tectónica global) puede llevar al problema del huevo y la gallina. Personalmente, pienso que los procesos de la tectónica de

placas podrían jugar un papel fundamental.

Si toda la litósfera hubiese rotado uniformemente, entonces los HS pacíficos deberían mostrar una componente de movimiento hacia el norte. Sin embargo, el único dato paleomagnético (conocido) de edad aptiana para el Pacífico (Plateau de Ontong-Java, de supuesto origen vinculado al HS Louisville) sugiere un movimiento del HS hacia el sur durante el Cretácico (Tarduno et al., 1991). La opción de una deriva universal hacia el sur por parte de los HS atlánticos y pacíficos debe ser inmediatamente descartada en un contexto de TPW, ya que requeriría de vertientes de manto en altas latitudes del hemisferio norte. La causa de la inconsistencia entre datos paleomagnéticos Pacíficos y Atlánticos puede provenir (como se discutió), de problemas con las paleoreconstrucciones, o de significantes movimientos relativos entre los HS de estos hemisferios, o de ambos. Si no es así, otra alternativa sería un movimiento propio del manto subyacente a la antigua Pangea (lo que sería equivalente a movimientos relativos entre los HS pacíficos y del resto del mundo). Esta última hipótesis plantearía una cinemática diferencial para la mesósfera, la que estaría dividida en dos grandes celdas convectivas hemisféricas. De existir, esta configuración debería tener una fuerte expresión litosférica (por ejemplo una larga persistencia temporal de la cuenca pacífica en el hemisferio que ocupa actualmente).

Frente a la sospechosa deriva en común de los HS atlánticos, vamos a asumir que el manto subyacente a América del Sur, Africa y América del Norte se vió afectado, durante el Cretácico, por una componente de movimiento hacia el sur.

5.2.3 - Evolución del margen Pacífico

En los Andes Patagónicos existen evidencias de atenuación cortical durante el Jurásico más alto y el Cretácico inferior (ej. Ramos et al., 1982) que culminó con la creación de verdadero suelo oceánico, asociado a sedimentos hemipelágicos y turbidíticos, en los Andes Fueguinos (Dalziel, 1981; Ramos et al., 1982; Wilson, 1991). Este ambiente extensional cambió a otro compresivo, asociado al emplazamiento de plutones, a partir del Cretácico medio (ej. Ramos et al., 1982; Cunningham et al., 1991; Wilson, 1991; Cunningham, 1993).

En Chile Central también hay registros de una etapa extensional, cuyo climax parece haber sucedido un poco más tarde y con menor intensidad. En esta región existen evidencias de un importante atenuamiento cortical asociado con gruesas secuencias volcánicas. Varios autores vinculan estos rasgos con la presencia de "cuencas marginales abortadas" (ej. Mpodozis y Ramos, 1990; Mpodozis y Allmendinger, 1992).

El desarrollo de la extensión en Perú parece haber sido más lento, y su momento culminante un poco más joven aún. En esta región existen basaltos y basandesitas del Tithoniano más alto, pillow lavas de edad Albiana y sedimentos asociados a estas rocas

volcánicas, que fueron interpretados como evidencia de extensión detrás del arco (Atherton et al., 1983; Mégard, 1987). La inversión de esta fase extensional, coincide con el comienzo del emplazamiento del batolito costero del Perú, durante el Albiano.

Geólogos argentinos y chilenos han correlacionado estos rasgos geológicos con un cambio en el régimen tectónico dominante en los Andes chilenos y peruanos, de uno de tipo extensional durante el Cretácico inferior, a uno de tipo compresivo para el Cretácico superior (Coira et al., 1982; Ramos, 1989; Mpodozis y Ramos, 1990).

Más al norte, en los Andes Ecuatorianos y Colombianos, el estilo tectónico durante el Cretácico parece haber estado caracterizado por la colisión de terrenos alóctonos (Feininger y Bristow, 1980; Roperch et al., 1987; Mégard, 1987; Mourier et al., 1988).

En los océanos de nuestro planeta existen pequeñas cuencas (cuencas marginales), cuyo origen ha sido motivo de debate hasta nuestros días. Las cuencas marginales caracterizan el lado occidental del Pacífico, pero están virtualmente ausentes en su lado oriental. Esta última observación, junto a los principales rasgos asociados a estos sistemas de subducción, llevó a Uyeda y Kanamori (1979) a proponer que el Pacífico Occidental está caracterizado por un régimen tectónico extensional ("Tipo Marianas"), en tanto que el Pacífico Andino se caracteriza por un régimen compresivo ("Tipo Chileno"; al que Dewey, 1980, prefiere llamar "Tipo Peruano"). La evolución de un régimen "Tipo Marianas"

está asociado al desarrollo de cuencas marginales.

Varios modelos fueron propuestos para dar cuenta de la génesis y el desarrollo de estas cuencas. Estos modelos pueden dividirse, en primera instancia, en tres tipos: (1) diapirismo del manto (Karig 1971, en Taylor y Karner, 1983); (2) celdas convectivas en la zona de la cuña astenosférica (Toksöz y Bird, 1977); y (3) procesos vinculados con la cinemática de la tectónica global.

Las dos primeras propuestas, si bien criteriosas, no están basadas en observaciones del marco de las actuales cuencas marginales. Uyeda y Kanamori (1979) destacan que la subducción no es condición suficiente (aunque si parece ser necesaria) para producir extensión detrás del arco. Estos últimos autores agregan que, una de las condiciones favorables para la apertura de una cuenca marginal se produce cuando el acople de las placas convergentes es pobre; y que el grado de acople está vinculado al régimen de esfuerzos.

El desarrollo de una cuenca marginal debe estar asociado con expansión pasiva detrás del arco, es decir, no conducido directamente por la astenósfera. Los modelos basados en la tectónica global coinciden, en mayor o menor grado, en que el mecanismo para producir extensión detrás del arco es que la trinchera oceánica se mueve hacia el océano con respecto a la placa superior. Existen tres principales propuestas para explicar este movimiento relativo, todas basadas en observaciones sobre la tectónica actual en las zonas de convergencia.

La densidad de la corteza oceánica es directamente proporcional a su edad. En el Pacífico Occidental (donde predomina el bajo acople y el régimen extensional) la corteza oceánica subducida tiene una edad promedio mesozoica, en tanto que en el Pacífico Oriental (donde el régimen es tipo Chileno) la corteza oceánica es de edad cenozoica. En base a estas correlaciones, Molnar y Atquater (1978) propusieron que la condición para la apertura de una cuenca marginal depende de la edad de la losa subducida. Según este modelo, cuando una losa vieja (fría y densa) entra en la zona de subducción, se hunde en la astenósfera (debido a su propio peso). Si la fuerza de gravedad predomina sobre la fuerza horizontal que mantiene las placas unidas, el hundimiento lleva asociado un retroceso de la losa (y la trinchera) hacia el océano. Esta situación crearía nuevo suelo oceánico en una posición de intraarco.

Un segundo mecanismo invoca un flujo astenosférico con dirección hacia el Este, omnipresente en el planeta (ej. Doglioni; 1990, 1991). Este movimiento diferencial se produce entre capas concéntricas de una Tierra reológicamente estratificada. Entonces, bajo el efecto de la rotación terrestre (y desacople entre capas concéntricas), las capas superiores tendrían menor velocidad angular que el manto que las subyace, produciendo un movimiento relativo del manto hacia el este. En este caso, cuando una losa hunde hacia el oeste (por ejemplo en el Pacífico Occidental), es empujada por el flujo del manto en sentido opuesto, con la consecuente migración de la trinchera. Al contrario, cuando la losa

oceánica hunde hacia el este es "levantada" por el flujo mantélico, generando un régimen compresivo en la placa superior.

El tercer mecanismo surge de la observación del movimiento absoluto de las actuales placas litosféricas. Chase (1978b) ha notado que las cuencas marginales ocurren cuando el movimiento de la placa superior es tal que se aleja de la zona de la trinchera.

Como se mencionó en párrafos anteriores, los Andes peruanos y chilenos registraron un cambio en su régimen tectónico (de Tipo Marianas a Tipo Chileno) durante el Cretácico (Coira et al., 1982; Ramos, 1989; Mpodozis y Ramos, 1990). El régimen tectónico extensional durante el Cretácico inferior tiene singular importancia, ya que se registra en el borde del Pacífico Oriental, donde no existen en la actualidad verdaderas cuencas marginales (aunque hay regiones sometidas a extensión, como es el caso de Guatemala).

Nuestros datos paleomagnéticos pueden restringir el movimiento de América del Sur para el Cretácico, brindando la oportunidad de chequear si alguna influencia, o ninguna, tuvo este movimiento en la evolución tectónica del margen activo.

La determinación de la convergencia entre América del Sur y la placa oceánica de la cuenca pacífica (Farallón?) durante el Cretácico tiene grandes incertidumbres. De acuerdo a las propuestas presentadas, se podría adoptar una convergencia NW-SE durante el Cretácico inferior (Zonenshain et al., 1987). Según Pardo Casas y Molnar (1987), la convergencia para el Cretácico superior habría

sido NE-SW. La edad de la corteza oceánica subducida es absolutamente desconocida. Sin embargo, Jaillard (1993) hizo notar que, entre el Cretácico superior y el Paleógeno, los principales eventos compresivos ocurrieron mientras era subducida una losa oceánica progresivamente más antigua. Los datos disponibles para el Cretácico son pobres, como para chequear la propuesta de Molnar y Atquater (1978).

La propuesta del contra-flujo astenosférico (Doglioni, 1991) merecería una reevaluación. De la manera que está planteada es incompatible con extensión en los márgenes continentales del este de la cuenca pacífica, ya que se fundamenta en el sentido de rotación del planeta, aunque un flujo relativo del manto hacia el oeste podría resultar de una desaceleración en la rotación terrestre.

De acuerdo a lo discutido en el ítem anterior, la CDPA cretácica de América del Sur tiene una componente de movimiento litosférico (debida a la interacción entre placas), sumada a una componente de TPW. La rotación del manto respecto al eje geográfico también debe haber afectado, en algún grado, a la placa paleopacífica. Si pudieramos separar el movimiento debido al TPW, aislaríamos el movimiento litosférico de Sudamérica respecto al Pacífico. Separar estos dos tipos de movimientos no es sencillo. Vamos a tratar de acercarnos a una solución aproximada, para lo cual debemos formular algunos supuestos (los que trataremos de argumentar).

Como lo sugieren las paleoreconstrucciones absolutas, a partir

del Cretácico medio la componente más importante en la deriva del continente fue hacia el Oeste (fig. 30), es decir contra la trinchera. La rotación antihoraria respecto al eje geográfico que experimentó el Gondwana Occidental antes de su separación definitiva, sugiere que durante el Cretácico inferior América del Sur probablemente se alejaba de la trinchera paleopacífica.

Para que este supuesto movimiento respecto de la trinchera sea consistente, debemos argumentar en contra de la posibilidad de un movimiento de rotación hacia el oeste con polo de Euler en el eje geográfico (rotación que no podría ser detectada mediante paleomagnetismo). Si esta rotación hubiera existido, debería haber afectado tanto a América del Sur como a África. Durante el Cretácico temprano, los actuales márgenes norte y oeste de África eran zonas de extensión, en tanto que se renovaba la subducción del Neo-Thetys bajo Eurasia (Sengör, 1985). Un movimiento de África hacia el Oeste indicaría una alta velocidad de generación de corteza en el Neo-Thetys, y es poco compatible con la extensión entre África y las Américas. La deriva hacia el sur de los HS durante el Cretácico que hemos documentado es del orden de los 15° de arco. No hay acuerdo del TPW acumulado durante el Cretácico, ya que la determinación depende fuertemente de la elección de los polos paleomagnéticos. Pero la deriva de los HS propuestas nunca son mayores que los 15° (por ej. Andrews, 1985; Gordon y Livermore, 1987). Besse y Courtillot (1991) determinaron un cuadro de deriva polar de los HS, donde los polos para 130 Ma y 110 Ma está separados por 5° de arco. Nosotros determinamos unos 6° de deriva

al sur para el HS Tristán entre 135 y 115 Ma (aproximadamente), que está en el rango de las máximas velocidades de TPW estimadas para el Cretácico. Por lo tanto, podemos suponer que el HS Tristán se movió cerca del plano normal al eje de rotación del manto. De esta manera, para 5° o 6° de rotación, los cambios en la declinación paleomagnética son mínimos en una banda que contenga a aquel plano.

Las localidades de donde provienen los polos cretácicos de América del Sur estarían dentro de la misma banda, quizás un poco más al oeste, que el plano normal al eje de rotación de la mesósfera. Si es así, las declinaciones magnéticas registradas en el intervalo cretácico inferior-medio en América del Sur no estarían casi afectadas por TPW. Inclusive, el leve cambio en las declinaciones paleomagnéticas (para localidades al oeste del plano) sería mediante una rotación antihoraria, cuya corrección realzaría aún más la diferencia entre los polos de Serra Geral y Cerro Barcino.

Nuestra premisa de trabajo es, entonces, que el TPW entre 135 y 115 Ma afectó principalmente la inclinación magnética para localidades de América del Sur.

Podemos restar los 5° de deriva al sur del HS Tristán durante el Cretácico inferior a la paleolatitud real de la F. Cerro Barcino. Con la paleolatitud corregida calculamos la correspondiente inclinación corregida (la que debería haber registrado la F. Cerro Barcino en ausencia de TPW). Con esta inclinación calculamos el polo corregido, y ploteamos el movimiento litosférico de América del Sur durante el Cretácico inferior (fig.



Figura 32 - Movimiento de América del Sur respecto de la zona de subducción entre el Cretácico inferior (Ki) y el Cretácico medio (Km).

32). De la observación se deduce que entre el Cretácico inferior y el Cretácico medio el continente se alejaba de la trinchera. Como se mencionó antes, luego del Cretácico medio (y durante todo el Cenozoico) el continente avanzó sobre la trinchera.

El resultado sugiere que podemos correlacionar el régimen tectónico andino para el Cretácico con el movimiento de la placa superior respecto a la zona de convergencia, tal como fue sugerido por Mpodozis y Ramos (1990). Probablemente éste sea el factor de mayor peso para la ocurrencia o no de extensión detrás del arco (Chase, 1978b; Uyeda y Kanamori, 1979). Merece mencionarse que un mecanismo similar para la apertura de mares marginales fue postulado por Wegener (1924). En el caso de convergencia océano-continente, la placa oceánica puede considerarse "anclada"³ al manto, de ahí que el estilo de la deformación en la placa superior dependa de su movimiento respecto a la trinchera.

Royden (1993) aplicó este concepto para casos de convergencia continente-continente (Alpes e Himalaya). El mecanismo propuesto para determinar el tipo de deformación es similar (fig. 33): cuando la velocidad de convergencia es mayor que la de la placa subducida la deformación es compresiva. Cuando la velocidad de convergencia es menor que la de la placa subducida el régimen es extensional.

³ - La velocidad de las trincheras es relativamente baja en un marco de referencia absoluto. Esto es físicamente consistente con la dificultad que deben tener las losas subducidas para desplazar grandes volúmenes de astenósfera (Talwani, 1969; Uyeda y Kanamori, 1979; Dewey, 1980; Cox y Hart, 1986).

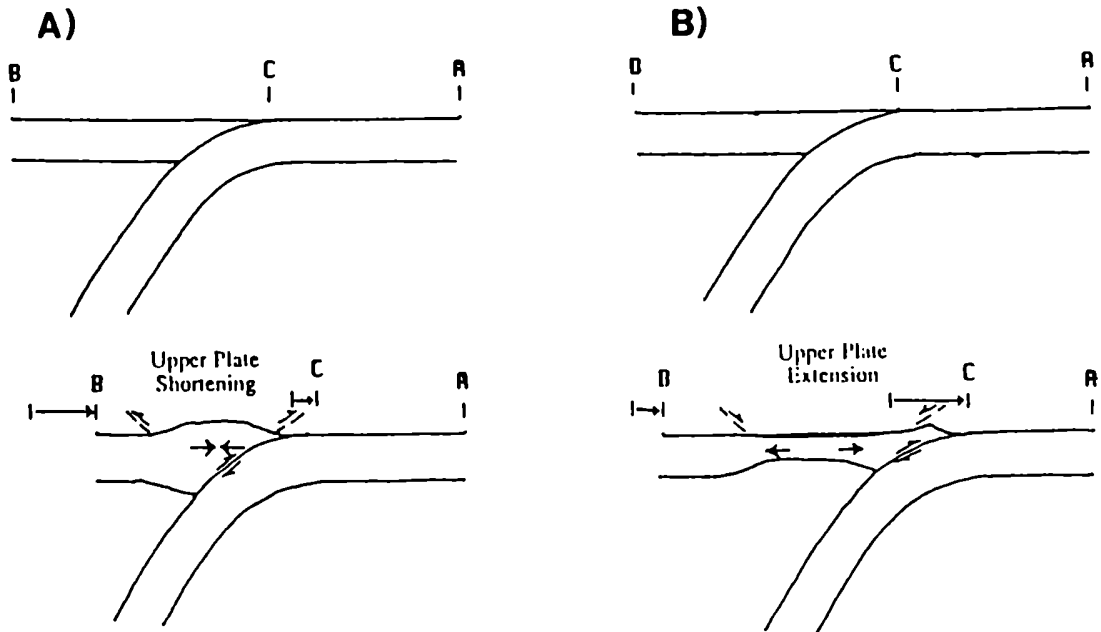


Figura 33 - Diagrama esquemático que ilustra la deformación en la placa superior en respuesta a las velocidades relativas de convergencia (AB) y subducción (AC), según Royden (1993). a) convergencia más rápida que la subducción, b) convergencia más lenta que la subducción.

6 - ANALISIS DE LOS PALEOPOLOS CRETACICOS DE ALGUNAS SIERRAS INTERIORES DE ARGENTINA

Del análisis efectuado en el capítulo anterior queda pendiente la revalorización de los paleopolos cretácicos de las Sierras de Córdoba y de la Sierra de San Bernardo. En este capítulo se realizará una revisión de estos datos¹ y una interpretación alternativa de su significado geológico.

Quiero destacar que la revisión de los archivos paleomagnéticos de los basaltos de las Sierras de Córdoba se ha realizado conjuntamente con la Lic. Silvana Geuna (Universidad Nacional de Córdoba, CONICET).

6.1 - Análisis de los datos paleomagnéticos de la Formaciones Matasiete y Castillo, Sierra de San Bernardo (Chubut)

La Sierra de San Bernardo ocupa una angosta franja de rumbo meridional en el centro sur de la provincia de Chubut (fig. 34). En el ámbito de la sierra afloran las unidades cretácicas que componen el Grupo Chubut, sedimentitas terciarias, y extensos mantos de volcanismo basáltico.

Al describir la Sierra de San Bernardo, Sciutto (1981) la

¹ - Los datos paleomagnéticos de las rocas de Córdoba están archivados en el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio", y fueron recopilados por la Lic. Silvana Geuna (UNC). Los datos de las Formaciones Matasiete y Castillo en la Sierra de San Bernardo fueron amablemente cedidos por la Lic. Silvia Barredo.

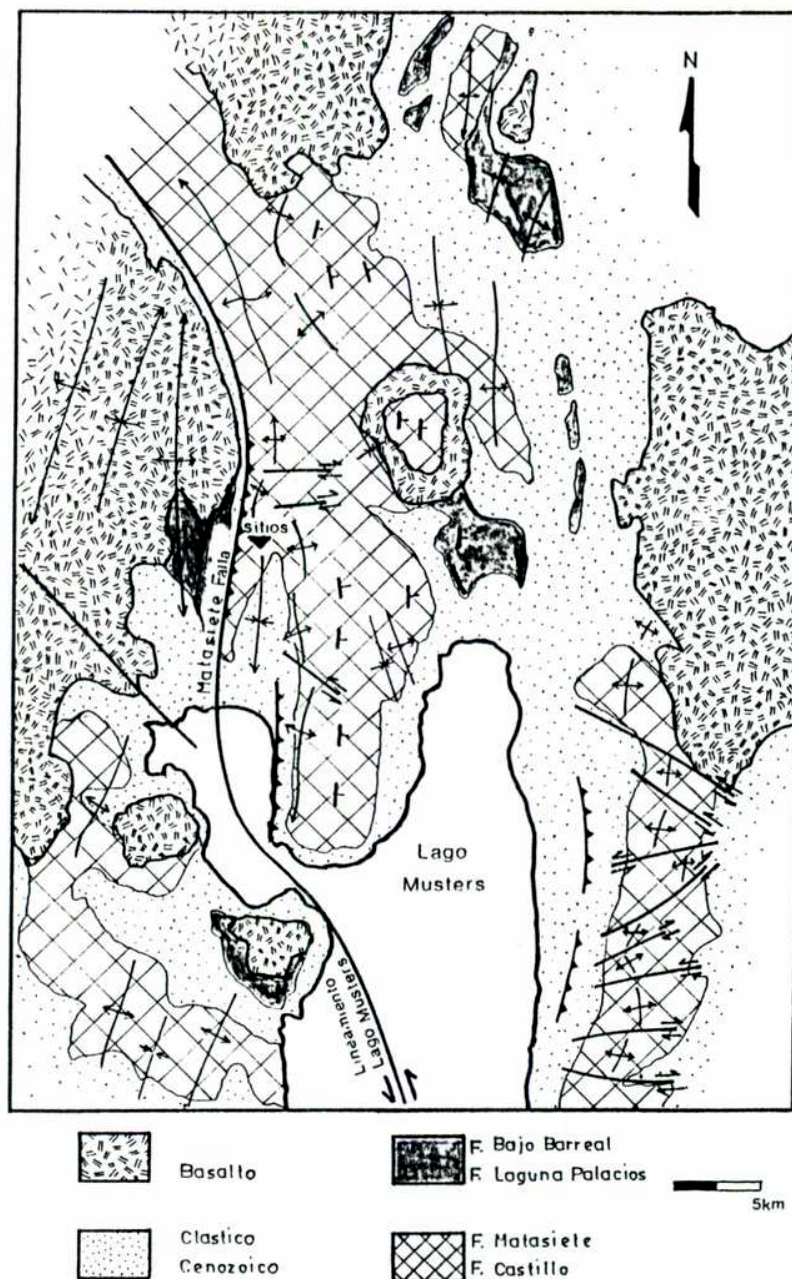


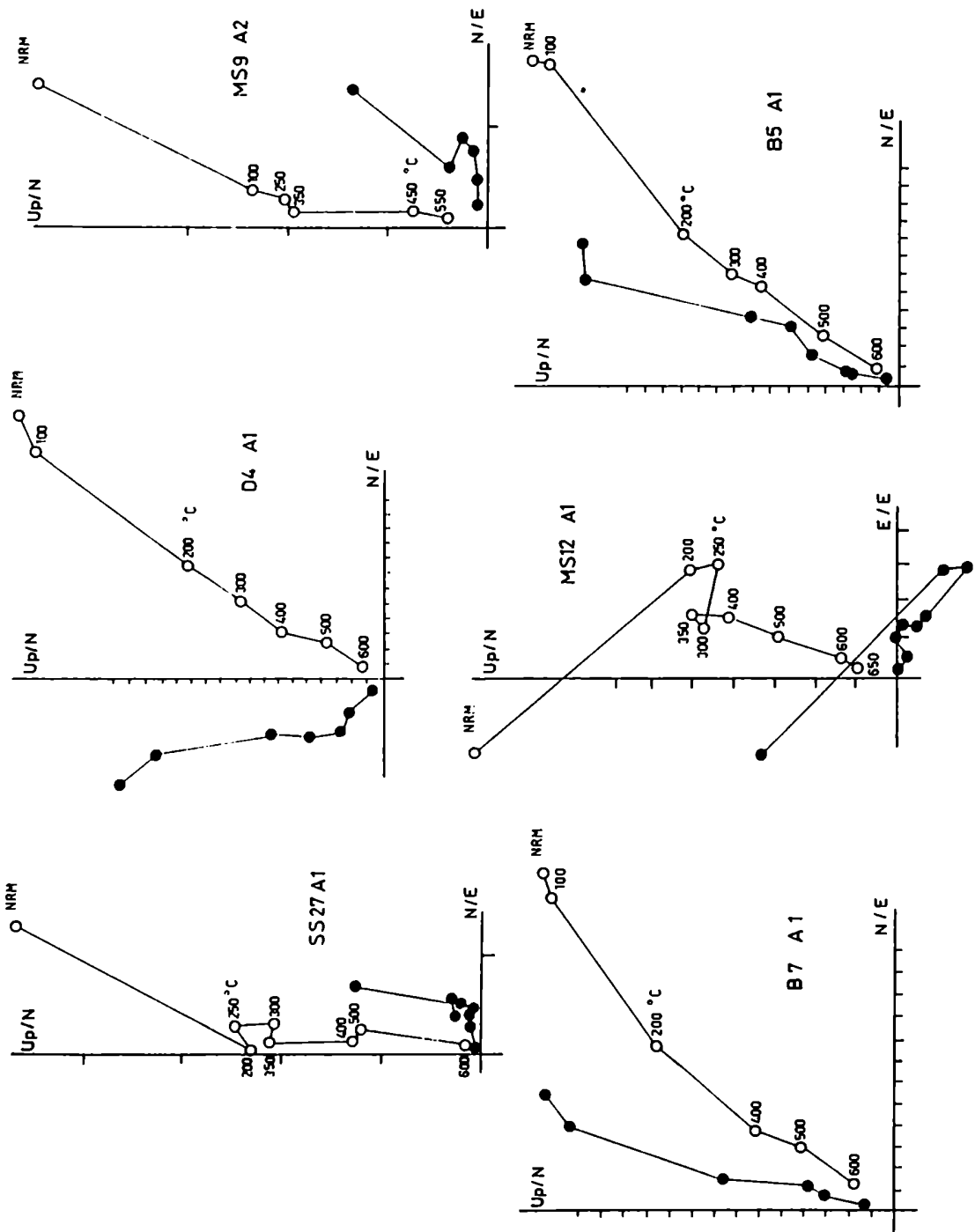
Figura34 - Bosquejo geológico del área del Cañadón Matasiete (según Barcat et al., 1984). El triángulo invertido indica la localización de los sitios de muestreo paleomagnético.

dividió en tres bandas de rumbo meridional y con concavidad hacia el oeste.

La banda oriental está fuertemente plegada con vergencia oeste. Los rasgos salientes son anticlinales con flancos occidentales marcadamente abruptos, flancos orientales tendidos, y suaves sinclinales. El lineamiento Lago Musters-Cañadón Matasiete (fig. 34; véase también Barcat et al., 1984) separa las bandas oriental y central de la sierra. En la banda central los pliegues son simétricos y suaves. La banda occidental es estructuralmente similar a la oriental, pero con geometría simétricamente opuesta.

El estudio paleomagnético se realizó sobre muestras recolectadas en la banda oriental (fig. 34) en las proximidades del Cañadón Matasiete. Se recolectaron 47 muestras de las formaciones Matasiete y Castillo en tres pequeños bloques estructurales. La distribución del muestreo fue muy poco uniforme: en el bloque MS-SS (actitud estructural: rumbo 210°E , buzamiento 43°E) se recolectaron 32 muestras. En el bloque B (rumbo 58°E , buzamiento 17°SE) se recolectaron 11 muestras. Finalmente, las cuatro muestras restantes provienen del bloque D (rumbo 358°E , buzamiento 23°E).

Uno o dos especímenes standard fueron desmagnetizados mediante altas temperaturas (y ocasionalmente mediante campos alternos). Algunos especímenes demostraron ser portadores de una componente de magnetización blanda, de posible origen viscoso, que fue eficazmente eliminada durante las primeras etapas del proceso. En la figura 35 se presentan ejemplos del comportamiento magnético



típico de estas muestras.

Los resultados de la desmagnetización progresiva fueron sometidos a criterios de selección similares a los utilizados para la Formación Cerro Barcino. De esta manera, doce muestras resultaron rechazadas para el análisis final.

En la figura 36 se observan las direcciones aisladas para todas las muestras seleccionadas, antes y después de realizar la corrección tectónica. En la tabla 6 se muestran las direcciones medias para cada bloque. Luego de la corrección estructural, el mejoramiento en el paralelismo del vector magnético entre los tres bloques ($k_c/k_u=11.8$, $N=3$) es significativo al 95% de confianza (McElhinny, 1964), lo que indica un origen pre-tectónico para la magnetización.

La dirección media de todas las muestras (Decl. $331^\circ E$, Incl. -62° , $a_{95}=4.4^\circ$, $k=30$, $n=35$) fue transformada en una posición polar, válida para el Cretácico del Cañadón Matasiete (Lat. $69.3^\circ S$, Long. $15.1^\circ E$, $dp=7^\circ$, $dm=5.5^\circ$).

La edad de la Formación Matasiete es similar a la de la Formación Cerro Barcino, en tanto que la Formación Castillo debe ser un poco más joven. El paleopolo del Cañadón Matasiete es discordante respecto a la posición polar del Cretácico medio para América del Sur (fig. 37). Esta posición anómala indica la presencia de rotaciones antihorarias para los bloques del Cañadón Matasiete. El valor promedio de esta rotación (posiblemente los

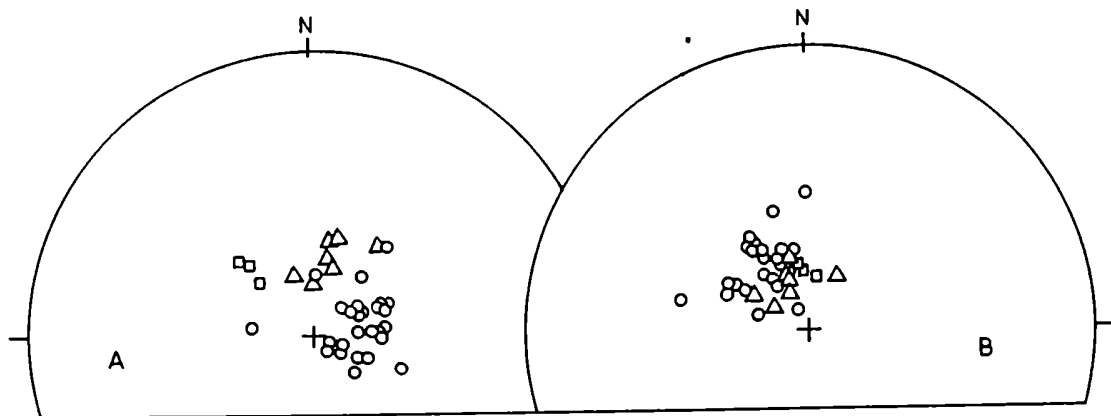


Figura 36 - Magnetizaciones aisladas de muestras del Cañadón Matasiete. A) in-situ, B) paleohorizontal. Triángulos, círculos y cuadrados identifican, respectivamente, los sitios B, MS-SS y D (vease texto).

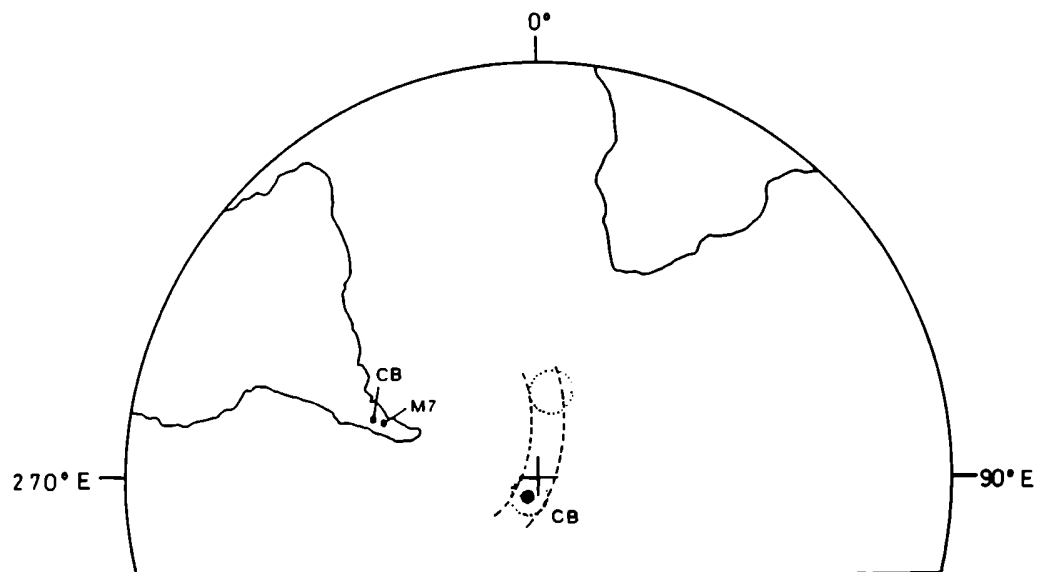


Figura 37 - Polo promedio del Cañadón Matasiete (M7) y paleopolo de la Formación Cerro Barcino (CB). Las respectivas localidades de muestreo también están indicadas. Nótese la rotación antihoraria del vector paleomagnético en los bloques del Cañadón Matasiete, y la concordancia entre las paleolatitudes.

TABLA 6 - Datos paleomagnéticos de la Sierra de San Bernardo

Sitio	n	in-situ		paleohorizontal		a95	k
		decl.	incl.	decl.	incl.		
MS-SS	25	80.4	-70.7	317.2	-68.6	5.5	32
B	7	14.3	-61.3	339.5	-70.2	8.7	49
D	3	315.4	-55.2	353.3	-64.7	9.0	189
Promedio	3	2.7	-70.6			41.2	10
Promedio	3			337.6	-68.5	11.4	117

Nota: n indica número de muestras (en cada sitio) o número de sitios (para los promedios)
 decl., incl.; son los valores medios del vector paleomagnético
 a95, k; son los parámetros estadísticos (véase capítulo 1)

valores difieran ligeramente entre cada bloque) es de $38^\circ \pm 10^\circ$, calculada respecto al polo de la F. Cerro Barcino (según el método de Beck et al., 1986b). La diferencia entre las paleolatitudes de las rocas de la Sierra de San Bernardo y el polo de referencia no es significativa ($2.3^\circ \pm 7^\circ$).

Barcat et al. (1989) propusieron un movimiento transpresivo de sentido sinistral para el lineamiento del Lago Musters. Sciutto (1981) propuso que la deformación en la Sierra de San Bernardo lleva asociada una componente de cizalla horizontal de sentido sinistral. La rotación de los bloques en el Cañadón Matasiete es coherente con la componente horizontal de la deformación regional sugerida por estos autores.

Es interesante notar que una componente de cizalla horizontal con rumbo meridiano (como el lineamiento del Lago Musters) podría también dar cuenta de la deformación detectada en las rocas de la Formación Laguna Palacios, discutida en el capítulo 4 (el sitio de muestreo MY está indicado en la figura 38).

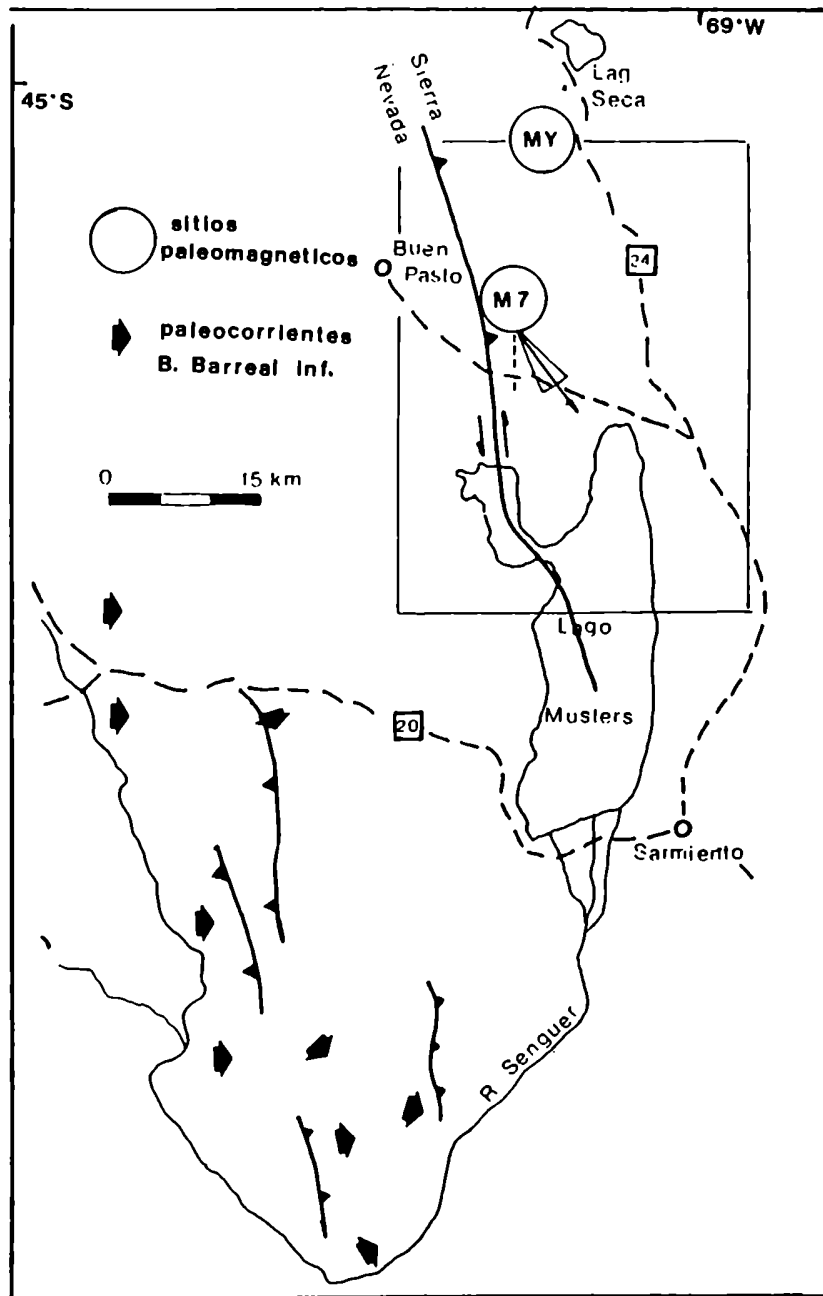


Figura 38 - Bosquejo de la zona del codo del Río Senguier. Son mostrados los sitios paleomagnéticos MY y M7 (esta última con la orientación media del vector paleomagnético); y las paleocorrientes medidas en el miembro inferior de la F. Bajo Barreal (Figari et al., 1990). Los cuadrados indican rutas provinciales.

Hechem et al. (1990) distinguieron dos secuencias depositacionales en la Formación Bajo Barreal del centro-sur de la provincia de Chubut. La sección superior de la secuencia inferior es una sección arenoso-conglomerádica de color verde, formada por canales amalgamados. Fígari et al. (1990) midieron paleocorrientes en esta sección en el área de la banda occidental de la Sierra de San Bernardo. En la zona del río Senguer la dirección de paleocorrientes indica transporte hacia el este. Más hacia el oriente, ya en el orógeno, las paleocorrientes muestran una fuerte deflexión (fig. 38).

Fígari et al. (1990) interpretan esta deflexión como evidencia de la presencia de un cauce colector de orientación norte-sur. Los resultados paleomagnéticos obtenidos en la banda oriental de la sierra sugieren que esta interpretación paleoambiental debería ser certificada mediante paleomagnetismo, pues no debería descartarse que la deflexión de las paleocorrientes haya sido causada por rotaciones tectónicas.

6.2 Análisis de los datos paleomagnéticos de los basaltos cretácicos de las Sierras de Córdoba

Las rocas utilizadas en estos estudios paleomagnéticos provienen de dos ciclos volcánicos intercalados en sedimentos rojos, que afloran en la zona sur de la Sierra Chica de Córdoba. Toda la secuencia es conocida como el Grupo Sierra de los Cóndores, de edad cretácica inferior (Gordillo y Lencinas, 1967; Gordillo,

1969).

El Cretácico de la Sierra Chica de Córdoba fue depositado en una serie de hemigrabens dispuestos en una estrecha franja de orientación casi meridional (Sisto y Cortés, 1992; Schmidt et al., 1994). El relieve de la zona de la Sierra Chica habría sido positivo entre el Paleozoico tardío y el Jurásico (Jordan et al., 1989). Es probable que la etapa extensional que originó al Grupo Sierra de Los Cóndores haya estado relacionada con la apertura del Océano Atlántico Sur.

El fallamiento debió haber estado controlado por la esquistosidad del basamento cristalino (Schmidt et al., 1994). Existen evidencias de que las principales fallas de la zona (entre las que se encuentra la falla de la Punilla, figura 39) estuvieron activas, con sucesivas reactivaciones, durante el ciclo depositacional del Cretácico (Sánchez et al., 1990; Sisto y Cortés, 1992).

La deformación compresiva del Cenozoico tardío en las Sierras Pampeanas tiene un estilo de láminas gruesas. Los bloques de basamento se deslizaron, con vergencia principalmente hacia el oeste, sobre fallas empinadas en superficie, que se horizontalizan en niveles corticales profundos (González Bonorino, 1950; Introcaso et al., 1987). En la Sierra Chica de Córdoba. La deformación neógena se manifestó mediante la inversión tectónica de las cuencas cretácicas (Sisto y Cortés, 1992; Schmidt et al., 1994), cuyas rocas afloran, típicamente, en la pared colgante de las fallas.

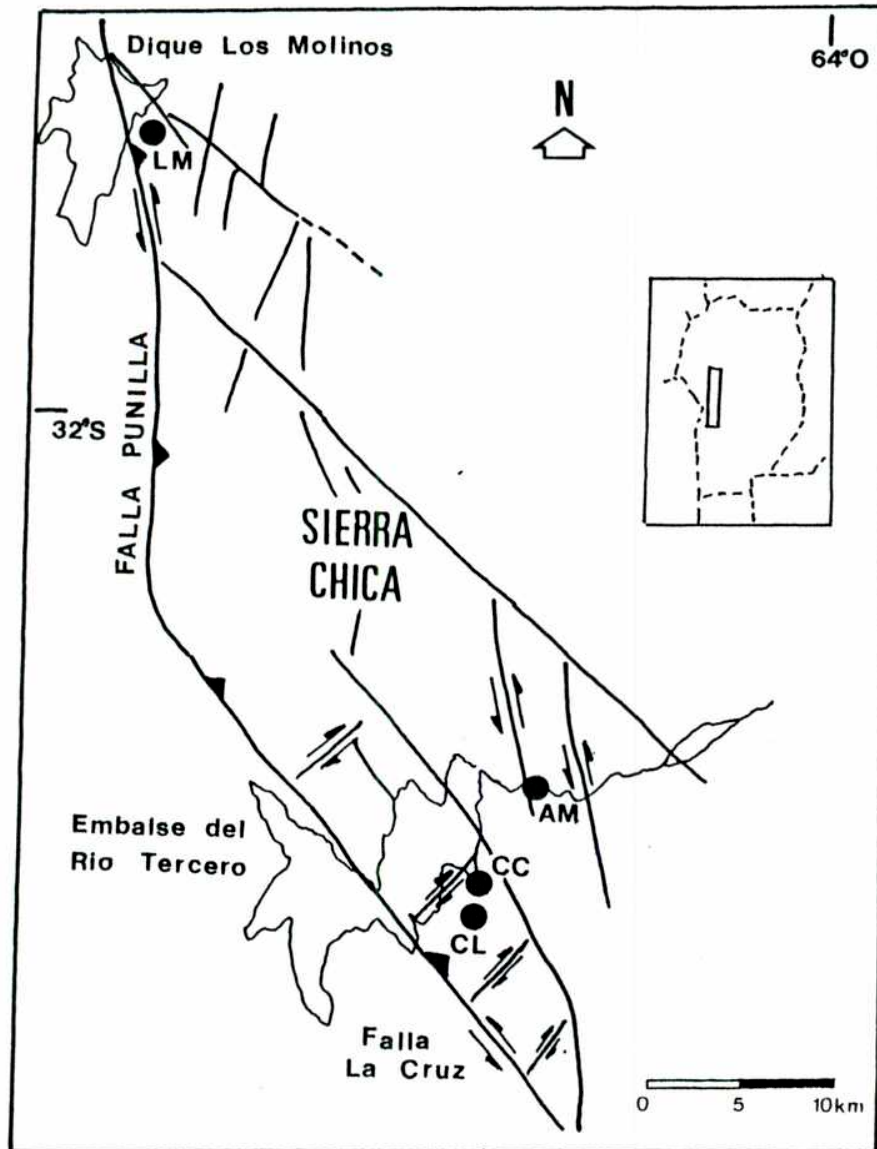


Figura 39 - Bosquejo estructural de la parte sur de la Sierra Chica de Córdoba (según Sisto et al., 1994). Los círculos indican los sitios de muestreo de los basaltos discutidos en el texto.

En el Capítulo 6 se demostró que varios polos cretácicos de Córdoba (Valencio, 1972; Linares y Valencio, 1975 y Mendía, 1978) no son consistentes con la CDPA de América del Sur, a excepción del paleopolo del Cerro Libertad (Vilas, 1976).

Las posibles causas de la discrepancia entre los polos cretácicos de Córdoba y la CDPA de América del Sur (mostrada en el capítulo 5) pueden deberse a (1) remagnetización; (2) inadecuado muestreo de la PVS del campo paleomagnético; (3) insuficientes procedimientos de desmagnetización durante la labor experimental; y (4) deformación tectónica.

No existen evidencias de campo para sospechar la acción de un evento remagnetizante. Por otra parte, no existen (para América del Sur) direcciones paleomagnéticas más jóvenes que el Cretácico que puedan dar cuenta de las posiciones de los polos de Córdoba (véase los criterios de calidad de Van der Voo, 1990), por lo que la primera razón quedaría descartada.

La presencia de estratos rojos intercalados entre distintas coladas en el Grupo Sierra de Los Cóndores (Gordillo y Lencinas, 1967; Mendía, 1978; Sánchez et al., 1990), sugiere que, en primera instancia, el muestreo debió haber cumplido con los requerimientos necesarios para promediar la PVS, por lo que la segunda alternativa sería poco probable.

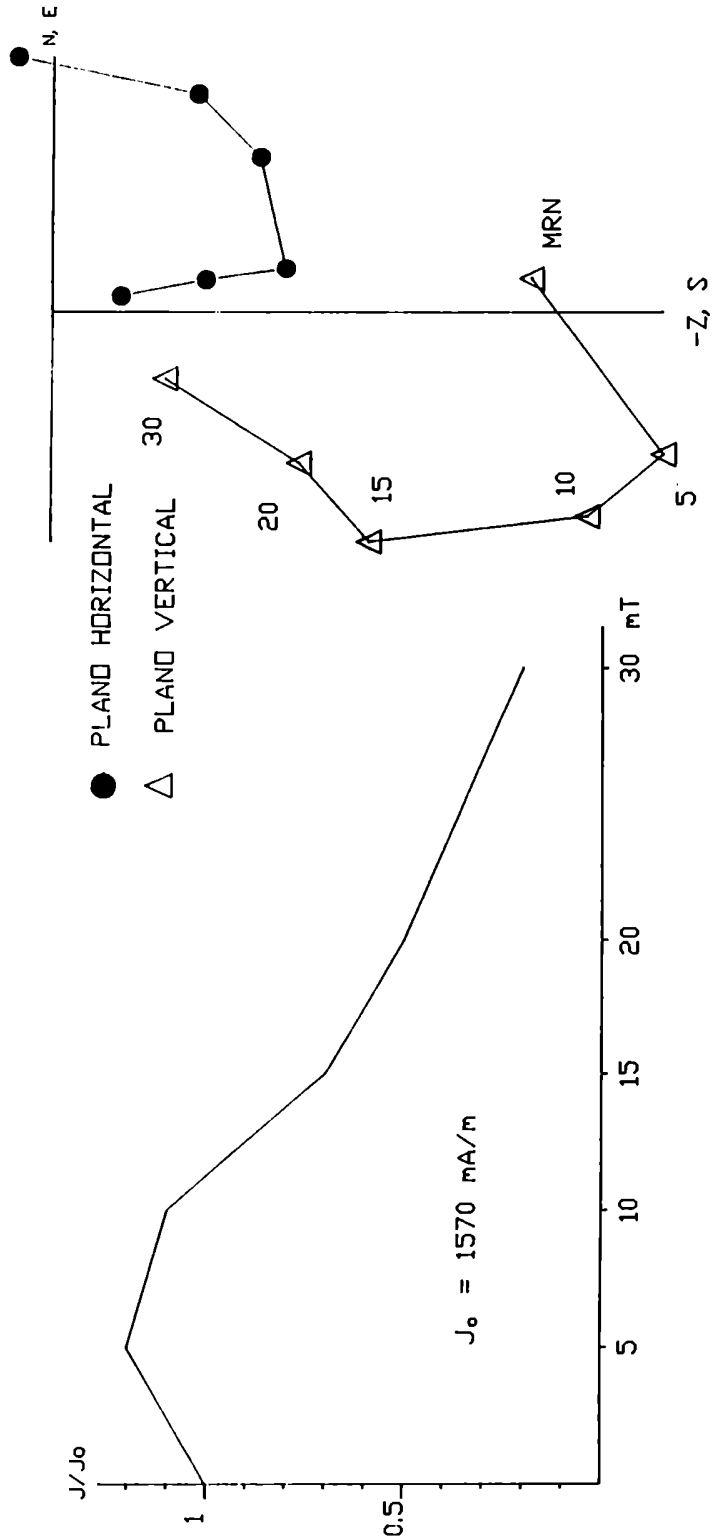
El archivo de datos paleomagnéticos del estudio de las

Volcanitas Cerro Colorado (Valencio, 1972), fue revisado y analizado mediante el software con que cuenta en la actualidad el Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel Valencio". El trabajo paleomagnético original está basado en los resultados de la desmagnetización de 235 especímenes provenientes de 98 muestras.

En dicha oportunidad, los especímenes fueron desmagnetizadas mediante campos alternos linealmente decrecientes. El pico desmagnetizante máximo aplicado a la mayoría de la colección varió entre 20 y 30 mT, a excepción de unos pocos especímenes que fueron sometidos hasta campos de 50 mT. El 90% de los especímenes muestra trayectorias de desmagnetización que convergen hacia un sector del cuadrante SE, en el hemisferio inferior del estereograma (inclinaciones positivas).

De los 235 especímenes re-analizados, 126 mostraron direcciones erráticas entre sucesivos lavados (muchas veces asociadas a un elevado error en la determinación de la remanencia por el magnetómetro), y por esa causa fueron descartados.

En 36 de los 91 especímenes restantes se determinó una componente estable final. El requisito exigido para obtener una dirección final fue más flexible que el utilizado para rocas cretácicas de la Patagonia. En este caso se aceptó una dirección estable final para las dos últimas etapas de lavado. En algunas oportunidades se pudo determinar la dirección final mediante tres direcciones parciales; estos datos se denominaron de calidad "A" (fig. 40). Los datos de categoría "B" son aquellos determinados mediante solo las dos últimas direcciones parciales.



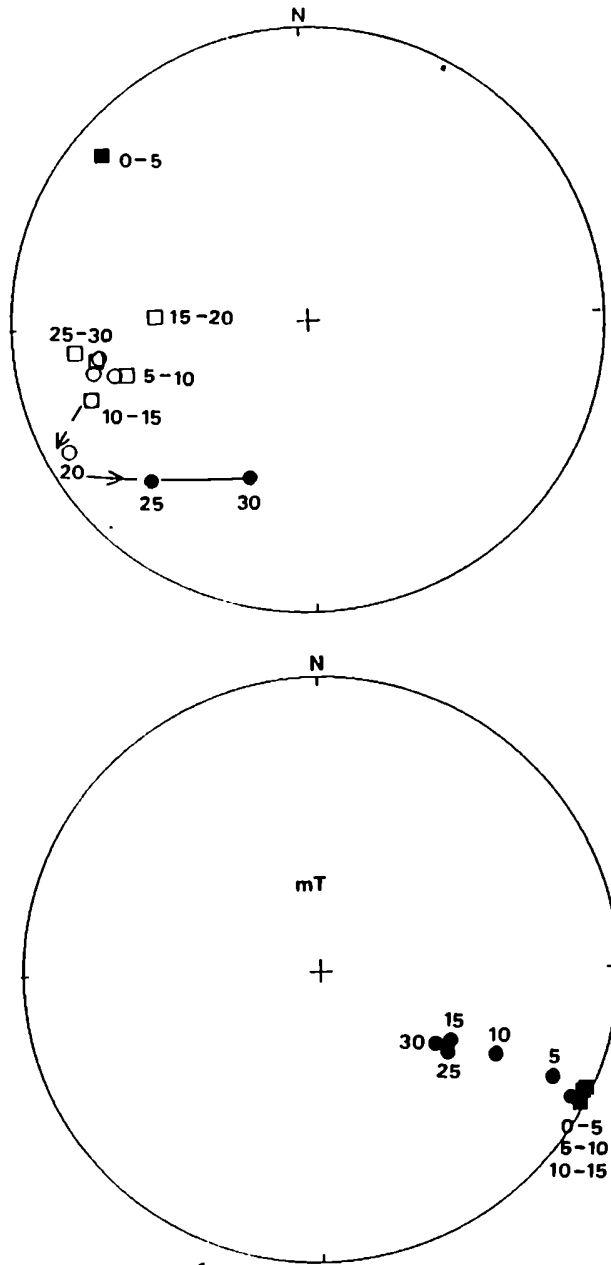


Figura 41 - Ejemplos de muestras de los basaltos cretácicos de Córdoba portadoras de dos componentes magnéticas, una de las cuales es continuamente removida durante la desmagnetización. Los círculos indican picos de lavado (en mT). Los cuadrados indican los valores de las restas vectoriales.

Los restantes 55 especímenes que fueron seleccionados mostraron trayectorias de desmagnetización que, si bien no alcanzaron un punto estable final, probaron estar contenidas en un plano. En la figura 41 se representa el caso en que el vector resultante está integrado por dos magnetizaciones, una de ellas es continuamente (y crecientemente) removida por los lavados, como lo indican las restas vectoriales entre etapas sucesivas. El segundo vector (más resistente a la desmagnetización) no alcanza a ser definido.

En la figura 42 se representa el caso en que ambos vectores son removidos simultáneamente en cada etapa de lavado, lo que indica que sus espectros de coercitividad están superpuestos. Este comportamiento se deduce de la trayectoria seguida por las sucesivas restas vectoriales, que está contenida (dentro del error) en el mismo plano por donde deriva el vector de la magnetización total. De acuerdo al ajuste de la trayectoria de desmagnetización respecto a un plano, 36 especímenes mostraron círculos con calidad "A" (la mejor), y 19 con calidad "B".

En resumen, mediante las nuevas y más sofisticadas técnicas de análisis disponibles, se descartó el 61% de la colección original, se obtuvieron direcciones finales del 15% (56% de categoría "A"), y se determinaron círculos de remagnetización sobre el 24% restante (66% de categoría "A") de los especímenes analizados.

La corrección tectónica a aplicar en todas las muestras (rumbo 90° E, inclinación 10° S) es la misma. La magnetización característica de los basaltos de Cerro Colorado se determinó

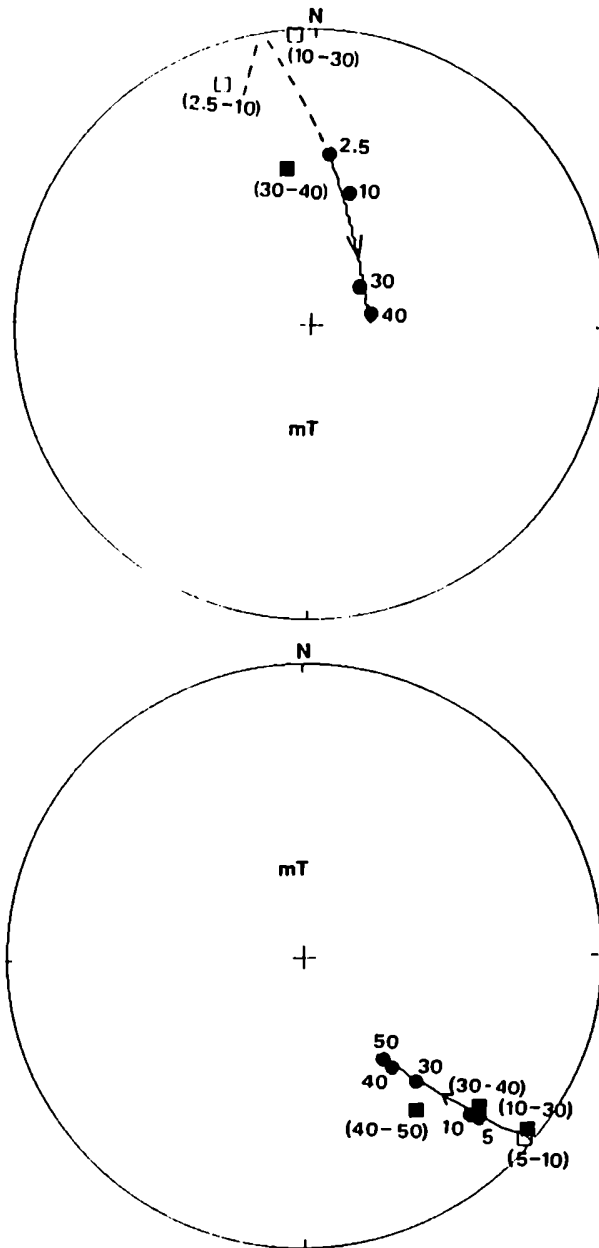


Figura 42 - Ejemplos de muestras de los basaltos cretácicos de Córdoba con dos componentes magnéticas, cuyos espectros de coercitividad están superpuestos (continuamente se remueven ambas componentes durante el proceso de desmagnetización). Convención igual que en fig. 41. Nótese como los vectores resta están contenidos (dentro del error) en el plano de remagnetización

aplicando la técnica de McFadden Y McElhinny (1988) sobre los especímenes de categoría "A". El vector característico promedio respecto a la horizontal, obtenido de esta manera (Decl. 159° E, Incl. 51.9° , $a_{95}=4.3^{\circ}$, $k=33$, $n=56$), es ligeramente distinto (pero está dentro del círculo de error) de aquel determinado por Valencio (1972) (Decl. 161.3° E, Incl. 55.8° , $a_{95}=14$, $k=24$). El nuevo polo para las volcanitas de Cerro Colorado tiene sus coordenadas en: Lat. 72.1° S, Long. 18.7° E ($dp=5.7^{\circ}$, $dm=3.9^{\circ}$).

Si bien el resultado de esta revisión varía ligeramente del obtenido por Valencio (1972), el nuevo polo muestra una posición similar, con respecto a la CDPA, que su antecesor. Esto demuestra que, en paleomagnetismo, las condiciones técnicas desfavorables pueden ser, en muchas ocasiones, balanceadas mediante la experiencia del paleomagnetista, y que los resultados de los estudios de Córdoba son paleomagnéticamente aptos para nuestros fines.

En la tabla 7 se cuantifica la discrepancia entre los paleopolos de Córdoba y su contemporáneo de referencia para América del Sur (F. Serra Geral). Los datos indican que varios de los vectores magnéticos del Grupo Sierra de Los Cóndores están rotados en sentido antihorario, con respecto al campo paleomagnético del Cretácico inferior. Esto significa que la hipótesis más probable, para explicar su inconsistencia con el campo paleomagnético cretácico de América del Sur, es la existencia de bloques corticales rotados según ejes verticales en sentido antihorario.

Probablemente, la rotación de bloques en la Sierra Chica de Córdoba está relacionada con la inversión tectónica de los hemigraben cretácicos durante el Plioceno-Cuaternario. Las fracturas que elevan los bloques de basamento (y los relictos del Cretácico) tienen una dirección de acortamiento este-oeste

TABLA 7 - Datos paleomagnéticos de la provincia de Córdoba

Polo	R	ΔR	P	ΔP	Fuente
Co. Colorado	-21.5	4.9	5.4	4.1	Este estudio
Co. Libertad	- 0.9	4.4	0.2	3.9	Vilas (1976)
Almafuerte	-19.2	3.9	3.5	5.3	Mendía (1978)
Los Molinos	-10.0	7.9	7.8	6.5	Linarez y Valencio (1975)

R, P: rotación (negativa es antihoraria), anomalía en paleolatitud
 $\Delta R, \Delta P$: intervalos de 95% de confianza
 (según método de Beck et al., 1986)

▲

asociada a una importante componente de rumbo sinistral (ej. Kraemer et al., 1988; Sisto y Cortés, 1992; Sisto et al., 1994; Schmidt et al., 1994).

Los resultados paleomagnéticos obtenidos están en acuerdo con la cinemática determinada mediante estudios estructurales. En particular, Sisto et al. (1994) propusieron que la Sierra Chica de Córdoba (desde el dique Los Molinos hasta la Sierra de Los Córdobas) está constituida por bloques limitados por fallas, de tal manera que representan una configuración en dominó de sentido levógiro (fig 43).

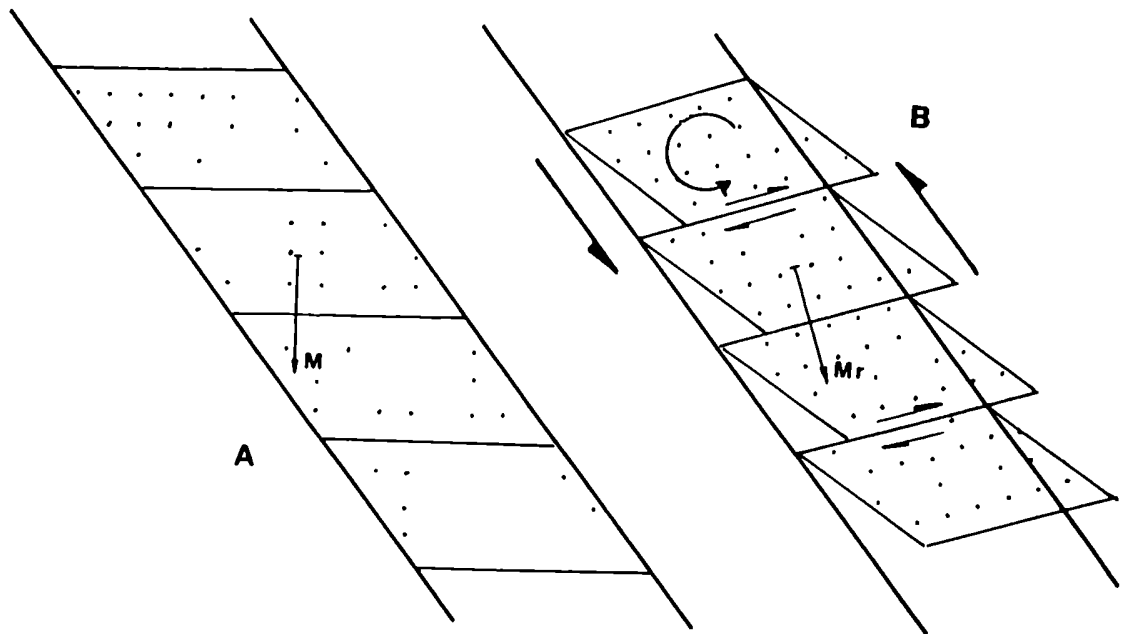


Figura 43 - Esquema típico del proceso de rotación de bloques en un sistema "dominó". A (B) indica el estado inicial (deformado). M (M_r) representa al vector magnético antes (después) de la rotación tectónica. Compárese con el mapa estructural de la figura 39.

Quiero mencionar que junto a los archivos paleomagnéticos de estas rocas, encontramos un manuscrito redactado por el Ing. Valencio, que corresponde a la Introducción de un trabajo que nunca llegó a publicarse. En esta, Valencio expresa que "...las discrepancias entre los polos del Cretácico inferior de Brasil, Colombia y Córdoba; podrían estar indicando la existencia de movimientos relativos entre estas regiones..."

8 - ANALISIS DE DATOS PALEOMAGNETICOS CRETACICOS Y NEOGENOS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES: OROCLINO O ROTACION IN SITU DE BLOQUES ?

Los Andes Centrales son considerados como un ejemplo de cadena de montañas relacionada con la subducción de una placa oceánica debajo de un margen continental (Dewey y Bird, 1970; James, 1971a; Jordan et al., 1983; Mégard, 1987). Muchos estudios geológicos y geofísicos fueron desarrollados para entender la interrelación entre la convergencia de las placas, y la deformación en el margen continental. Sin embargo no existe consenso acerca del origen de ciertos rasgos andinos, entre ellos el abrupto cambio en el rumbo del orógeno que se observa cercano a los 18°S (deflexión de Arica-Santa Cruz, fig. 44).

El paleomagnetismo es una importante herramienta en los estudios tectónicos regionales, y ha contribuido a comprender procesos deformacionales en la litósfera continental (ej.: Eldredge et al., 1985; Beck, 1989; England y Wells, 1991). Los datos paleomagnéticos de rocas del Jurásico-Terciario superior de los Andes Centrales se caracterizan por no mostrar anomalías de paleoinclinación con respecto a los polos cratónicos de referencia, lo que sugiere la ausencia de la acreción de terrenos alóctonos o desplazados durante el ciclo andino, remarcando el estilo tectónico simple de los Andes.

En cambio, las paleodeclinaciones muestran un arreglo que indica la presencia de anomalías negativas en los Andes Peruanos y

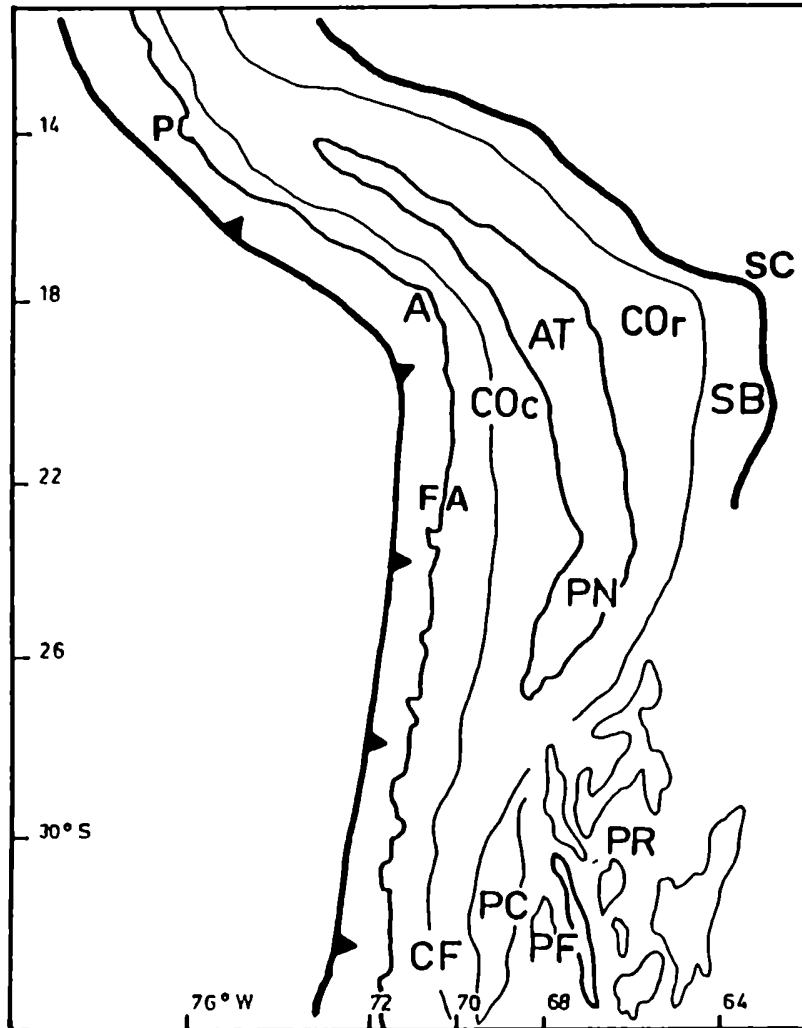


Figura 44 - Bosquejo morfotectónico de los Andes Centrales. Las letras indican: Sierras Subandinas (SB); Cordillera Oriental (CO_r), Puna (PN), Altiplano (AT), Cordillera Occidental (CO_c), antearco (FA), Sierras Pampeanas (PR), cuencas terciarias entre Sierras Pampeanas y Precordillera (PF), Precordillera (PC), Cordillera Frontal y Principal (CF). Localidades de Arica (A), Santa Cruz (SC) y Pisco (P).

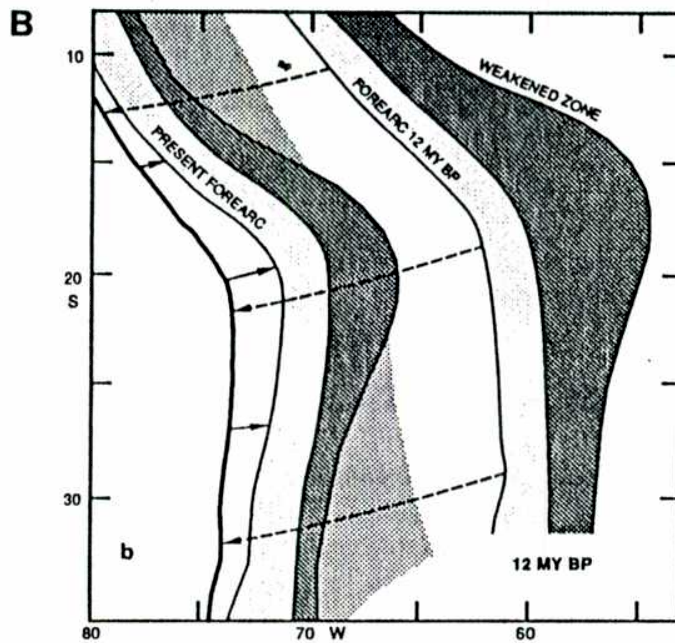
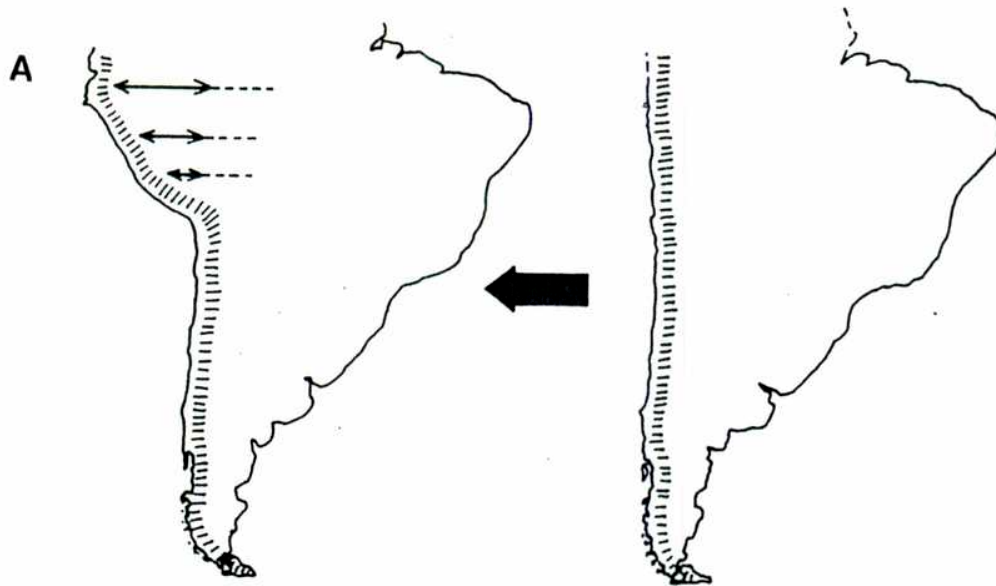


Figura 45 - Modelos oroclinales para explicar las rotaciones andinas. (a) Kono et al. (1985) propusieron extensión en la región amazónica del Oeste del Perú. (b) Isaks (1988) propuso una flexión oroclinal del antearco en respuesta al acortamiento diferencial en el orógeno, el área sombreada indica la región donde se produciría un debilitamiento en la base de la litósfera andina durante el Mioceno, la que posibilitaría la deformación por apilamiento tectónico.

positivas en los Andes Chilenos, lo que permite interpretar la presencia de rotaciones antihorarias al norte de la zona de Arica y horarias hacia el sur. El origen de estas rotaciones es aún motivo de controversias.

8.1 - Interpretaciones previas del paleomagnetismo andino

Carey (1955) propuso que la forma arqueada de Los Andes era producto de una flexión oroclinal. Kono et al. (1985) determinaron anomalías de declinación paleomagnética negativas en el bloque peruano, y las interpretaron como causadas por una rotación antihoraria del Perú (fig. 45a), de manera similar a la propuesta original de Carey. Esta hipótesis fue retomada por May y Butler (1985), quienes justificaron el notable espesor cortical en la zona de Arica mediante un movimiento antihorario del bloque peruano, con eje de rotación en el norte de Perú (deflexión de Huancabamba).

Isacks (1988) argumentó que el notable espesor de la corteza andina es, principalmente, producto de apilamiento tectónico. De esta manera, el máximo acortamiento debería estar en la zona de mayor grosor cortical, que coincide con la zona donde cambia el rumbo del orógeno (James, 1971b). Isacks correlaciona el acortamiento cortical con las fases tectónicas del Cenozoico superior (véase Coira et al., 1982), cuya vergencia principal fue hacia el este. Para mantener compatibilidad entre esta vergencia y el antearco, este último debería seguir pasivamente a la zona de engrosamiento cortical, es decir arquearse con centro de curvatura hacia el oeste (fig. 45b). Isacks justifica la falta de estructuras

diagnósticas de este mecanismo oroclinal en el antearco apoyándose en su relación de aspecto: "el antearco andino es largo y angosto, por lo cual podría flexionarse sin experimentar gran deformación interna". El movimiento del antearco sería más o menos paralelo a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica, en tanto que en el cinturón móvil, la convergencia se descompondría en acortamiento normal a la convergencia y cizalla rotacional. Para chequear la hipótesis oroclinal para el antearco, Isacks utilizó los datos paleomagnéticos disponibles hasta 1987, los que provenían, principalmente, de estudios sobre rocas mesozoicas del antearco.

Macedo Sanchez et al. (1992a,b) interpretan las rotaciones determinadas mediante un intenso estudio en Perú en términos oroclinales, de manera semejante a las propuestas de May y Butler (1985) e Isacks (1988), agregando que este proceso litósferico debió de haber finalizado en el Mioceno temprano a medio. MacFadden et al. (1990, 1995), luego de estudios paleomagnéticos en rocas del Terciario superior de Bolivia a Perú, interpretaron las rotaciones andinas como producto de un oroclino que afectó a todo el orógeno.

En contraste con los modelos oroclinales, Beck (1987, 1988), sugirió que las anomalías de las paleodeclinaciones andinas son por el efecto de rotación in-situ de pequeños bloques corticales bajo el efecto de cizalla regional determinada por la partición de la convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur. Inspirado en el modelo de Fitch (1972), que tuvo gran suceso cuando aplicado al margen occidental de América del Norte, Beck relacionó las

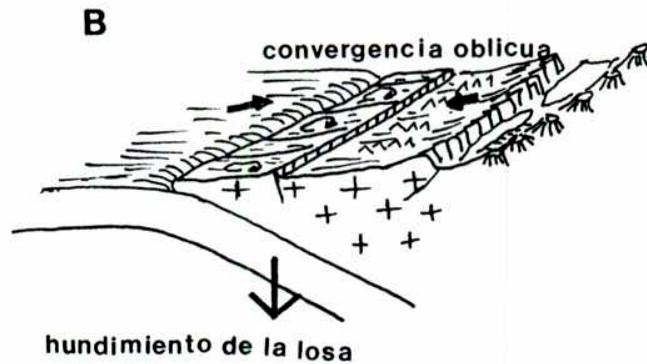
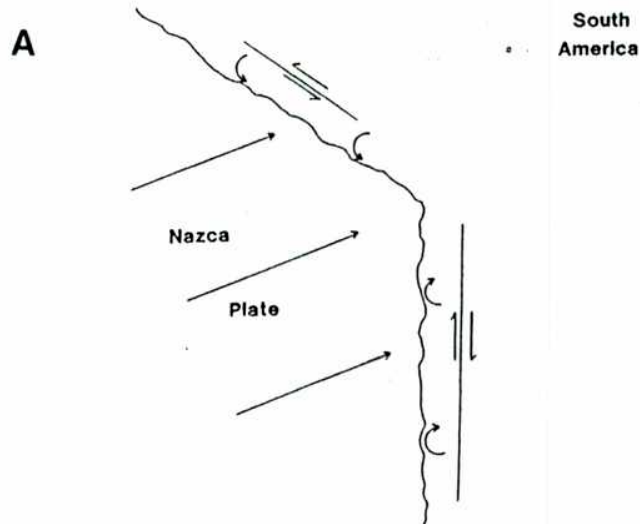


Figura 46 - Modelos de rotación local de bloques propuestos para explicar las anomalías en las declinaciones paleomagnéticas andinas. (a) Beck (1987, 1988) sugirió que la subducción produciría una componente de cizalla paralela al margen, la que se materializa mediante grandes fallas transcurrentes. (b) Hartley et al. (1988) propusieron rotaciones de bloques en un régimen extensivo bajo subducción oblicua, en este caso los bloques rotarían acomodándose frente al retroceso de la losa oceánica.

grandes fallas paralelas al margen en territorio chileno (Atacama y Liquiñe Ofqui) con el proceso de subducción, y propuso que la partición del vector convergencia utilizaba estas fallas como agente para expresarse (fig. 46a). Hartley et al. (1988) interpretaron a rotaciones horarias, detectadas en rocas del Cretácico inferior de Antofagasta (norte de Chile), como respuesta a un giro hacia el mar de la losa oceánica con eje de rotación en la trinchera (fig. 46b). Esta interpretación se fundamenta en que las observaciones geológicas en la zona de muestreo detectaron unicamente estructuras distensivas (el mecanismo para la extensión es similar al propuesto por Molnar y Atquater, 1976; que fue mencionado en el capítulo 6). Pocos años después, el mismo equipo de trabajo (Hartley et al., 1992) determinó rotaciones horarias en la zona de la Cordillera de Domeyko, unos cientos de kilómetros al este de Antofagasta. En esta zona el estilo estructural es de láminas delgadas, es decir compresivo, razón por la cual estos autores invocaron la necesidad de contar con suficientes estudios paleomagnéticos con adecuado control estructural antes de proponer un modelo tectónico a gran escala para los Andes.

En recientes contribuciones, Dewey y Lamb (1992) sugirieron que la división de la convergencia durante los últimos 5 Ma fue importante en el retroarco peruano y en los Andes Patagónicos de Chile, y de poca significancia en el resto del orógeno (fig. 47a). Donde el vector paralelo a la convergencia está presente, ocasiona cizalla distribuida en la placa superior, la que a su vez da cuenta de las rotaciones. Por su parte, Beck et al. (1994), luego de

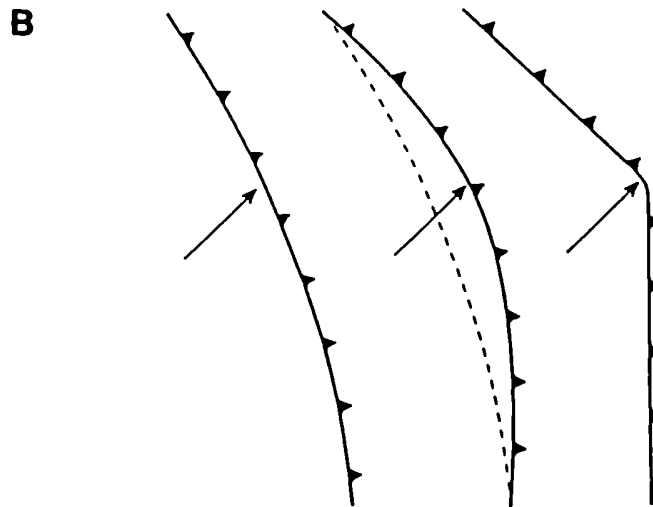
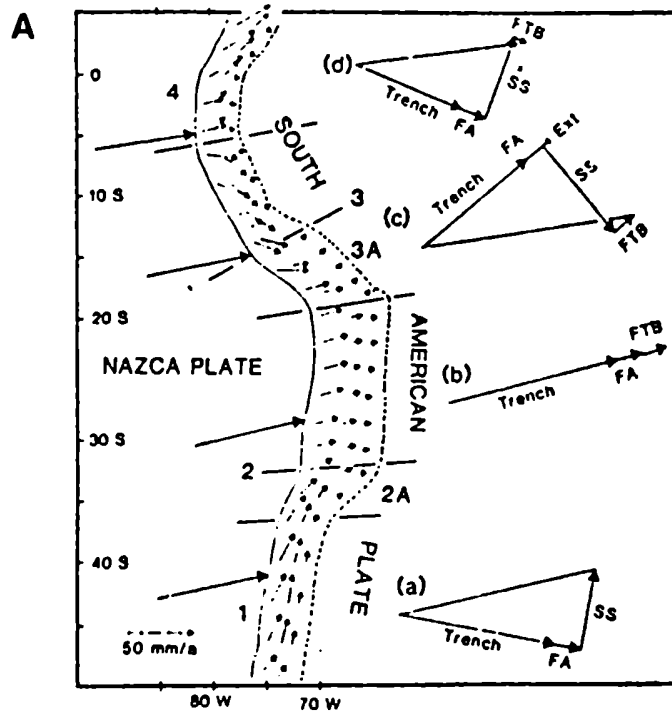


Figura 47 - Modelos presentados para explicar la deformación andina y las rotaciones por: (a) Dewey y Lamb (1992), quienes invocan diferencial partición del vector convergencia durante los últimos 5 Ma; y (b) Beck et al. (1994), quienes propusieron variaciones en la oblicuidad de la convergencia en respuesta a una flexión oroclinal durante el Neógeno (este mecanismo es la suma de los mostrados en las figuras 45b y 46a).

analizar toda la información paleomagnética disponible, concluyeron que el patrón de rotaciones andino (de aquí en más "PRA") es producto de la superposición de rotaciones in-situ de bloques (principalmente en el margen chileno) relacionadas con la oblicuidad de la subducción durante el Terciario inferior (véase Pilger, 1983; Pardo Casas y Molnar, 1987), más combamiento oroclinal en el Terciario superior (fig. 47b); este último proceso según fue propuesto por Isacks (1988).

8.2 - Análisis de datos paleomagnéticos cretácicos de Chile

Numerosos estudios paleomagnéticos han sido realizados sobre rocas (muchas de ellas cretácicas) del antearco andino en Chile, cuyos resultados fueron interpretados en el marco de los polos de referencia disponibles. La CDPA cretácica de América del Sur que fue determinada en el capítulo 6, permite reevaluar esta base de datos paleomagnéticos en un marco de referencia más completo.

Los resultados obtenidos (tabla 7), fueron analizados en el contexto de tres segmentos distintos para los Andes chilenos. Cada uno de ellos está caracterizado por características paleomagnéticas diferentes (fig. 48a) y la presencia o no de fallas paralelas al margen continental (fig. 48b): segmento norte (desde el codo de Arica hasta los 28°-30°S); segmento central (entre 28°-30°S y 40°S) y segmento sur (desde los 40°S hasta el Oroclino Patagónico).

Todos los polos paleomagnéticos cretácicos del segmento norte muestran rotaciones, de sentido antihorario en el

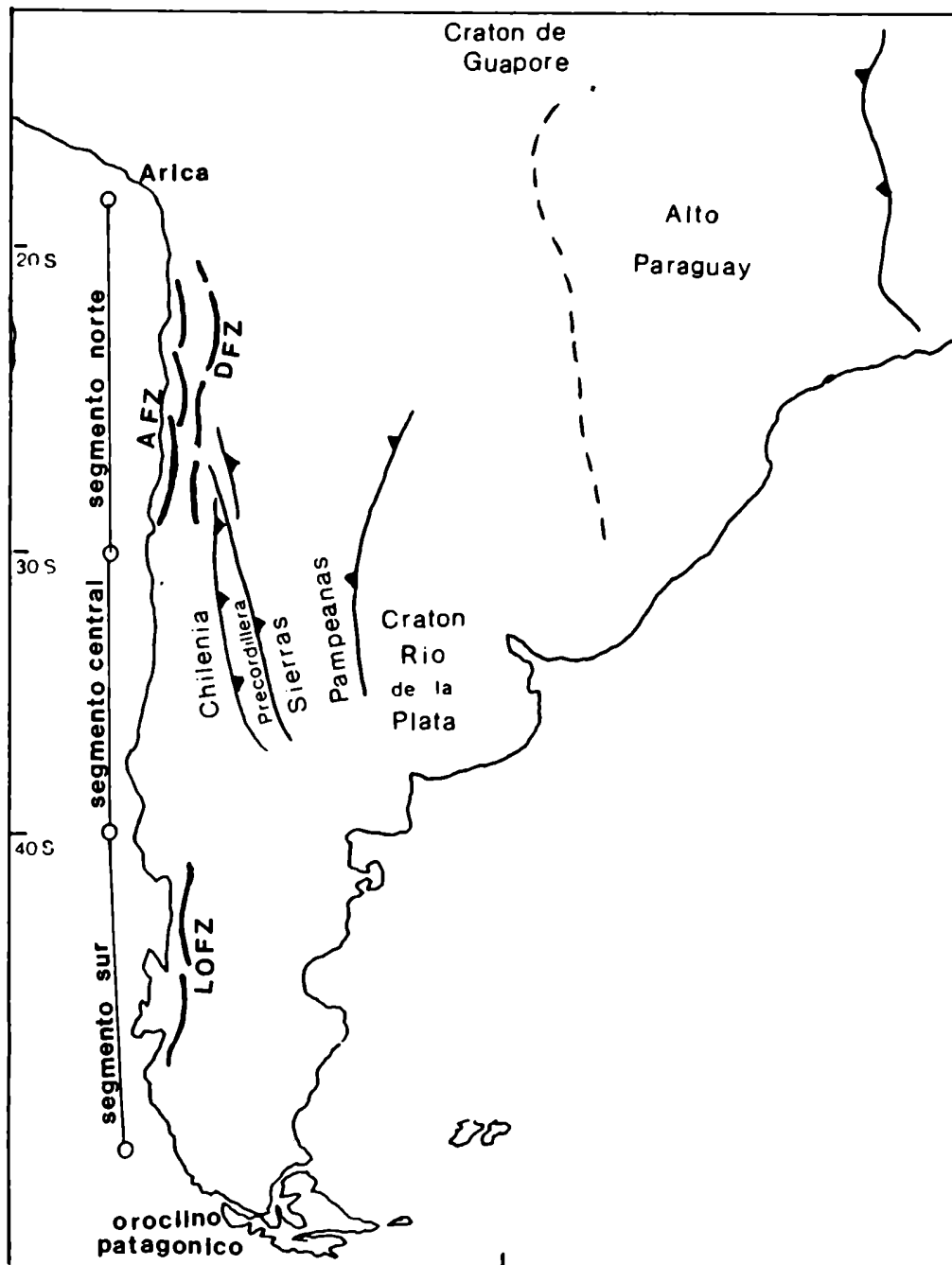


Figura 48a - Mapa del cono sur sudamericano donde están indicados los segmentos determinados en el antearco chileno mediante características paleomagnéticas y estructurales. AFZ, DFZ y LOFZ indican, respectivamente, las fallas de Atacama, Domeyko y Liquiñe-Ofqui.

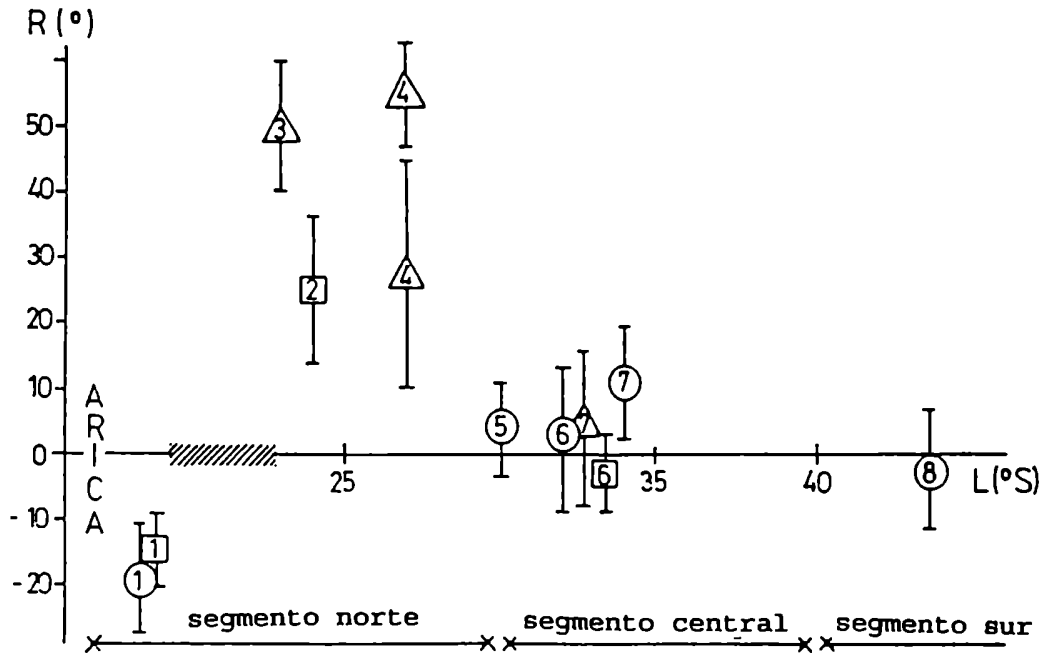


Figura 40b - R: rotaciones paleomagnéticas determinadas para rocas cretácicas de Chile (según el método de Beck et al., 1986). Los símbolos indican el polo de referencia utilizado en cada caso: Serra Geral (cuadrados), Cerro Barcino (círculos) y Basaltos de Patagonia (triángulos). Los números indican la fuente de los datos (ver tabla 7), algunos datos concordantes del segmento central (tabla 7) no fueron ploteados para evitar congestionamiento. L: latitud sur de las correspondientes localidades de muestreo. El rayado indica la zona sin datos paleomagnéticos de ninguna edad discutida en el texto, nótese que la discordancia entre rotaciones antihorarias (negativas) y horarias (positivas) debe estar en dicha zona.

TABLA 8 - Datos paleomagnéticos cretácicos de Chile

Polo	L(°S)	R	AR	P	AP	Ref (*)	Fuente
Arica	18.5	-17.6	5.5	7.3	5.2	CB (1)	Heki et al. (1983)
Atajaña	18.8	-13.7	3.6	0.2	3.5	SG (1)	Heki et al. (1983)
Purilac	23.0	50.7	9.6	-12.0	9.0	PB (3)	Hartley et al. (1992)
Colono	24.0	25.0	11.0	-0.6	10.5	SG (2)	Hartley et al. (1988)
CerrBB	27.0	58.0	8.0	-4.2	7.0	PB (4)	Riley et al. (1993)
CerrBG	27.0	27.4	17.5	3.0	14.6	PB (4)	Riley et al. (1993)
Serena	30.0	4.2	6.6	2.8	5.8	CB (5)	Palmer et al. (1980)
PutHig	32.0	3.2	11.8	10.0	9.0	CB (6)	Beck et al. (1990)
PutLow	32.0	7.4	10.2	-3.3	9.0	CB (6)	Beck et al. (1990)
Chacabu	33.0	5.4	12.2	5.0	9.3	PB (7)	Beck et al. (1986a)
Chilcas	33.0	-3.6	5.6	-2.0	5.1	SG (6)	Beck et al. (1990)
SPelipe	33.0	1.0	7.3	0.9	6.2	CB (6)	Beck et al. (1990)
SPernan	34.0	10.8	8.5	-1.0	7.0	CB (7)	Beck et al. (1986a)
AltoPal	43.5	2.2	8.5	-2.1	6.3	CB (8)	Cembrano et al. (1992)

Nota: L es la latitud de la localidad de muestreo
R (AR) = rotación (95% de confianza)
P (AP) = diferencia en paleolatitud (95% confianza)
Ref = polo de la CDPA utilizado como referencia
(*) = identificación de los datos en la figura 48b

extremo norte y horario en el resto del segmento. Esta característica se repite para rocas más jóvenes y más antiguas que el Cretácico (Beck et al., 1994). Sin embargo, las rocas paleozoicas de este tramo del antearco que fueron sujetas a estudios paleomagnéticos parecen ser concordantes con los polos cratónicos (Jesinkey et al., 1987).

Contrariamente a lo determinado para el segmento norte, los paleopolos cretácicos del segmento central son en su gran mayoría concordantes, con excepción del polo del área de San Fernando (Beck et al., 1986a), cuya pequeña rotación horaria podría estar vinculada a una deflexión local en el rumbo andino (Irwin et al., 1987). La ausencia de rotaciones generalizadas en este tramo es soportada por la presencia de rocas de edad triásica y jurásica cuyas magnetizaciones son concordantes con las del cratón (Forsythe

et al., 1987; Irwin et al., 1987).

Las rotaciones establecidas en trabajos previos para el segmento sur fueron vinculadas al desplazamiento dextral de la falla Liquiñe Ofqui (García et al., 1988; Cembrano et al., 1992; Rojas et al., 1994). Cerca de la traza de la falla, el patrón de rotaciones es complejo, con movimientos en sentido horario y antihorario, lo que sugiere un importante control por parte de la geometría de la falla. El único polo cretácico de rocas distantes a la zona de falla proviene del área de Alto Palena (Cembrano et al., 1992), cerca del límite con Argentina. Estas rocas son contemporáneas con la Formación Cerro Barcino, y las magnetizaciones de ambas unidades brindaron polos concordantes entre sí (fig. 48, tabla 7). Este resultado indica que la deformación rotacional en el segmento sur estaría restringida a una banda de algunas decenas de kilómetros centrada en la falla de Liquiñe Ofqui. Esto sugiere que la mayor parte de la deformación fue absorbida por esta estructura, en cuya traza a menudo se observa un cinturón de rocas cataclásticas y miloníticas de hasta 3 kilómetros de ancho (Hervé, 1976). Es interesante hacer notar que el único dato paleomagnético de rocas paleozoicas del segmento III es concordante con la CDPA de América del Sur (Beck et al., 1991).

En resumen, los datos paleomagnéticos disponibles para el antearco andino en Chile, cuando observados en el marco de los tres segmentos definidos, indican que la ocurrencia de rotaciones es común en el segmento norte y casi ausente en el segmento central, mientras que en el segmento sur las rotaciones parecen estar

restringidas a una banda que contiene la falla de Liquiñe Ofqui, la que controla el sentido de la deformación con su geometría.

Si bien el segmento norte del antearco chileno es equivalente a la rama sur del oroclino de Isacks (1988), las anomalías de los vectores paleomagnéticos de rocas pre-terciarias en esta zona no puede explicarse mediante una simple rotación oroclinal del antearco, debido a que las rotaciones muestran diferente magnitud (fig. 48) e incluso corresponden a distintas épocas deformacionales (Hartley et al., 1992; Riley et al., 1993). De acuerdo a estas características, el mecanismo más apropiado sería rotaciones in-situ de pequeños bloques corticales en respuesta a cizalla distribuida¹.

Beck (1987, 1988) notó que la oblicuidad de la convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur cambia en la zona del codo de Arica, de tipo dextral en Chile a tipo sinistral en Perú. El tipo de cizalla predecido para Chile podría explicar las rotaciones en casi todo nuestro segmento norte (fig. 48), salvo las rotaciones antihorarias en las cercanías de la deflexión del margen. Estas últimas podrían pertenecer a la zona de cizalla peruana, ya que una transferencia especial en la deformación debería suceder en el área de la deflexión. Sin embargo, de acuerdo a la cinemática calculada para la convergencia entre las placas de Nazca (Farallón) y Sudamericana durante el Terciario (Pilger, 1983;

¹ Siempre existe la posibilidad de que la ^{deformación} estructura observada sea producto de la superposición de varios mecanismos (Beck et al., 1994). En este trabajo, la discusión siempre va a estar dirigida hacia la determinación, si es posible, de la solución más simple, es decir un único mecanismo.

Pardo Casas y Molnar, 1987), la deformación dextral debería estar presente en todo el margen chileno, lo cual no es consistente con los resultados mostrados en la figura 48. No existen evidencias de la subducción de otra placa, con distinta convergencia, al sur de los paralelos 28°-30°S. Por lo tanto, las diferencias en el tipo de deformación de la placa superior podrían deberse a características inherentes a América del Sur.

Los Andes chilenos pueden ser divididos en segmentos de acuerdo a su evolución tectónica diferencial (Mpodozis y Ramos, 1990). En particular, una de las características del norte de Chile es la presencia de basamento siálico de edad precámbrica a paleozoica, en tanto que el terreno de Chilenia (en el centro de Chile) parece tener como basamento corteza oceánica (Ramos, 1988). Jarrard (1986a, 1986b) notó, tras la observación de la deformación en complejos de subducción globalmente distribuidos, que la partición de la convergencia es menos frecuente cuando el basamento del antearco está formado por corteza oceánica. Esto es porque la corteza oceánica es más resistente a la cizalla que la corteza continental. La diferencia en la deformación rotacional observada entre los segmentos norte y central de los Andes chilenos puede deberse, entonces, a características propias del basamento de cada uno de estos tramos.

Según la propuesta original de Beck (1987, 1988), las rotaciones deberían estar vinculadas a una falla transcurrente paralela al margen, la que debería absorber la componente paralela al rumbo de la convergencia. Fitch (1972) observó este tipo de

partición en Sumatra, donde la componente paralela es absorbida por una falla vertical casi sobreimpuesta al arco volcánico, permitiendo el desplazamiento diferencial del antearco según el rumbo del margen continental y en el sentido impuesto por la convergencia². Una superficie vertical es mucho más efectiva en la concentración de esfuerzos de cizalla horizontal que una superficie con poco hundimiento (lo contrario ocurre cuando la falla debe absorber el acortamiento). La cercanía de un arco magmático puede debilitar la zona, facilitando la deformación (Reutter et al., 1994).

En el segmento norte de Chile existen dos zonas de fallas paralelas al margen: Atacama y Domeyko (o Fisura Occidental), ambas relacionadas con la posición de antiguos arcos magmáticos (Jurásico y Eoceno, respectivamente). La falla de Atacama tuvo movimientos sinistralles comprobados durante el Jurásico-Cretácico inferior (Thiele y Pincheira, 1987; Scheuber y Andriessen, 1990; Brown et al., 1993) y el Cuaternario (Armijo y Thiele, 1990).

Los resultados estructurales para la falla de Domeyko son más contradictorios. Trabajos realizados en el área de Chuquicamata indican movimientos dextrales durante el Eoceno y parte del Oligoceno (Reutter et al., 1991; Scheuber et al., 1994), coincidentes con la fase Quechua (Coira et al., 1982), en tanto que los mismos autores proponen movimientos sinistralles antes y después de esta fase tectónica. Sin embargo, en la zona de Copiapo (unos

² - Recientemente, McCaffrey (1991) demostró que el antearco de Sumatra no es un bloque rígido, sino que está siendo deformado por extensión paralela al margen.

300 Km hacia el sur) los datos cinemáticos indican desplazamientos sinistralos en esta zona de falla durante la misma época (Mpodozis y Almendinger, 1992; Tomlinson et al., 1994). Como conclusión sacamos que la cinemática de las fallas no muestra la uniformidad que tienen las rotaciones en el segmento norte de Chile entre los 23° y 28°S (fig. 48).

Varias hipótesis y reflexiones pueden ser planteadas de acuerdo a las relaciones entre los datos paleomagnéticos y estructurales, cuya validez podría ser confirmada o refutada a la luz de nuevos datos.

Los bloques corticales de dimensiones del orden de los cientos de kilómetros cuadrados que experimentan una rotación alrededor de un eje vertical, deben estar, indefectiblemente, despegados del sustrato en algún nivel cortical. La profundidad del despegue debe estar de acuerdo con las características reológicas del bloque y, especialmente, con su área y relación de aspecto. Si los niveles corticales inferiores son deformados mediante una cizalla horizontal regional, esta deformación puede expresarse en los niveles superiores (frágiles) de la corteza mediante rotación de bloques, en este caso el movimiento es transmitido al bloque desde su base. En estas condiciones, el contacto entre dos bloques vecinos debe tener una cinemática local que es contraria a la regional. Las fallas sinistralos observadas en la zona de Copiapo podrían corresponder, entonces, a límites de bloques que hayan experimentado rotación. Por otra parte, un desplazamiento de rumbo uniforme a lo largo de una zona de fractura del orden de los 1000

Km en el norte de Chile debería tener limitaciones de espacio originadas por la propia deflexión de Arica, como bien lo notaron Beck et al. (1993).

Otra característica importante de la zona de subducción entre las latitudes de Arica y 30°S es la presencia, en la trinchera externa, justo antes de la fosa, de un promontorio en la placa subducida (Schweller y Kulm, 1978), que se ilustra en la figura 49. Si bien este rasgo es común a muchas zonas de subducción del mundo, está especialmente magnificado en los Andes del norte de Chile y Perú, posiblemente debido al régimen compresivo característico de esta región. Uyeda (1983) se encargó de enfatizar la diferente magnitud de este rasgo según el régimen de subducción (fig. 50). El promontorio de la placa de Nazca en el norte de Chile tiene grábenes formados por un desplazamiento vertical relativo de hasta 1000 metros. Las fallas que limitan estos bloques deben horizontalizarse en algún nivel cortical, si consideramos un espesor estándar de 5 Km para la corteza oceánica y teniendo en cuenta el off-set de 1 km, las fallas podrían atravesar toda la corteza oceánica. Párrafos arriba se mencionó que la corteza oceánica es más resistente a la cizalla que la continental (Jarrard, 1986a,b), sin embargo en el norte de Chile la parte superior de la litósfera oceánica es estructurada justo antes de hundirse bajo la placa sudamericana. Es razonable considerar que, si la placa de Nazca entra en subducción con un ángulo oblicuo, parte de la descomposición de la convergencia debería ser absorbida por estas estructuras, más aún teniendo en cuenta el alto acople de

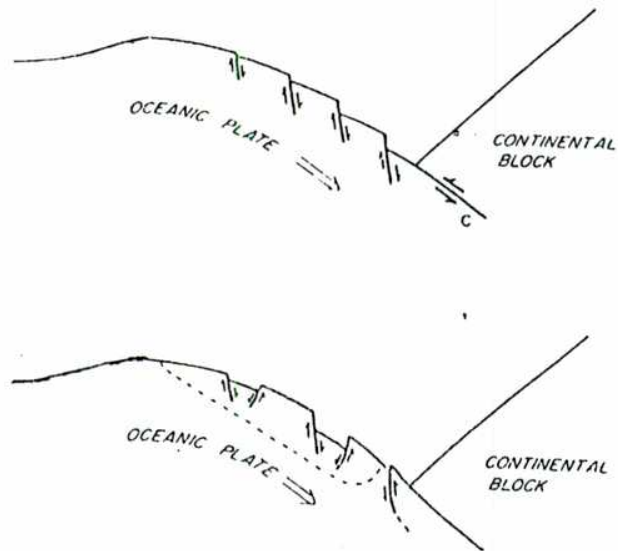


Figura 49 - Deformación de la losa oceánica justo antes de ser subductada por América del Sur en las latitudes del norte de Chile.

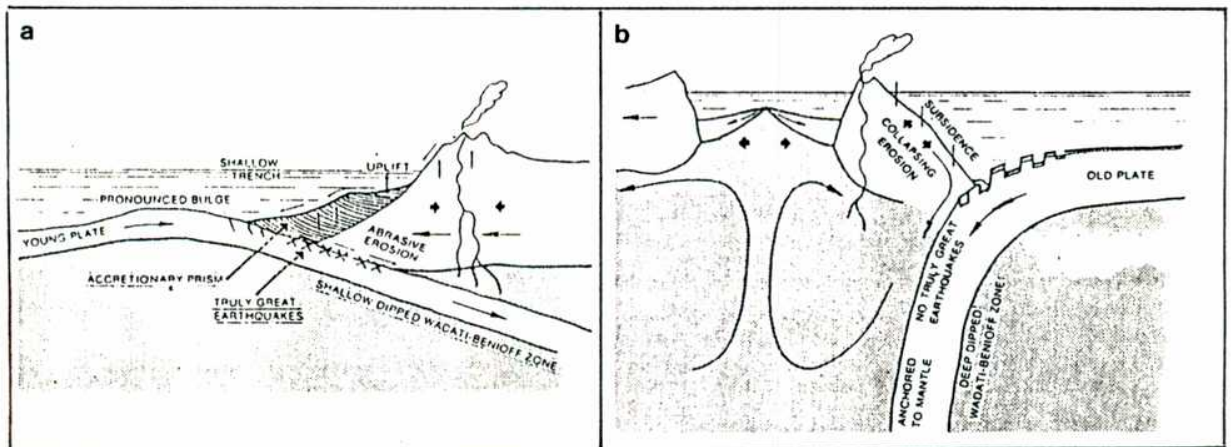


Figura 50 - Diferencias del rasgo mostrado en la figura 49 según el régimen tectónico de la zona de subducción (según Uyeda, 1983). (a) régimen compresivo, (b) régimen extensional.

la subducción chilena.

De lo expuesto surge que la relación entre la cinemática de la convergencia y la deformación en la placa superior debe involucrar muchos parámetros, algunos de ellos nunca considerados, que deberían observarse para explicar las rotaciones. Nuestro análisis seguirá enfocado, principalmente, en la placa superior.

Las rotaciones antihorarias del PRA caracterizan al bloque peruano. Sin embargo, en el norte de Chile persiste la deformación con este sentido de rotación (fig. 48). El límite entre áreas rotadas en distinto sentido debe de estar, entonces, en el norte de Chile, donde existe una zona sin ningún dato paleomagnético disponible (rayado en fig. 48). Wörner et al. (1992) determinaron variaciones en la contaminación de los magmas andinos en el norte de Chile, reflejados por un cambio en la firma isotópica (de Sr y, en especial, Pb) aproximadamente en los 19.5°S (ubíquese en fig. 48). La zona donde existen rotaciones antihorarias se caracteriza por la presencia de más altas relaciones radiogénicas ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) y contenido de Sr más altos que donde ocurrieron rotaciones horarias. Estas variaciones fueron interpretadas como debidas a la interacción de los magmas andinos con basamentos distintos en ambas áreas. Esta interpretación guarda relación con las edades radiométricas determinadas para los afloramientos del basamento en el norte de Chile (Damm et al., 1990), y con la rigidez interpretada para estos sectores de basamento mediante gravimetría (Götze et al., 1984).

Del análisis efectuado se deduce que el mecanismo más probable para explicar las rotaciones cretácicas del norte de Chile es la rotación local de bloques corticales, probablemente conducida por cizalla horizontal de distribución regional, y sobre la cual parece haber ejercido un importante control el basamento andino, dada la correlación hallada entre la existencia y el sentido de las rotaciones con características del basamento de cada segmento (o sub-segmento) andino.

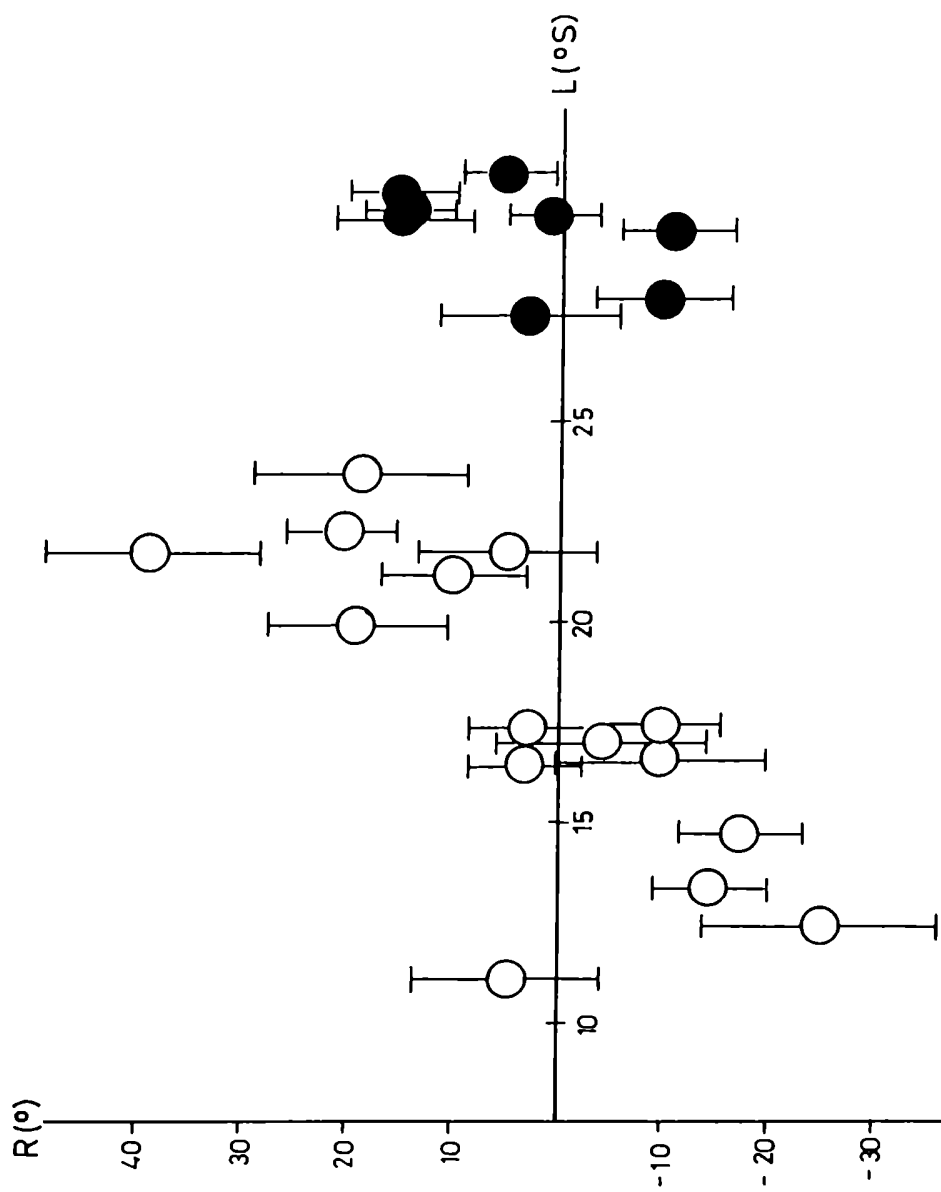
8.3 - Análisis de los datos paleomagnéticos de rocas neógenas de los Andes Centrales

Como se expresó en el capítulo 1, la abundancia de datos paleomagnéticos del Terciario superior de los Andes Centrales podría brindar la oportunidad de restringir temporalmente la deformación cretácica. Para este fin se analizaron los datos de 31 localidades andinas (entre el norte de Perú y la provincia de San Juan), los que fueron referidos a dos posiciones de referencia. Uno de estos es un paleopolo promedio de cuatro polos andinos que son altamente concordantes entre si, cuyas localidades de muestreo están ampliamente distribuidas (una en Perú, dos en Bolivia y la restante en la Puna), y cuyas rocas estudiadas (volcánicas y sedimentarias) certifican una edad comprendida entre los 9 y los 4 Ma. Este paleopolo promedio (Lat. 84.7° S, long. 69.7° E, $A95=1.9^{\circ}$, $N=4$) se utilizó como referencia para rocas andinas no más antiguas que los 10 Ma. Por otra parte, debido a que América del Sur debió haber experimentado una significativa CDPA desde el Cretácico

superior (véase fig. 28) y no existen verdaderos polos de referencia para el intervalo Oligoceno-Mioceno medio, se ha utilizado, para rocas neógenas más antiguas que el Mioceno tardío, una posición polar interpolada entre el polo del Cretácico tardío (Basaltos de Patagonia, Butler, 1991) y el polo andino del Mioceno tardío. El valor interpolado (Lat. 84°S , Long. 30°E) fue afectado con un A95 arbitrario de 5° .

Los resultados obtenidos están cuantificados en la tabla 8. En la figura 51 están representadas las rotaciones calculadas vs. la latitud de los sitios de muestreo. En la figura 52 se observa la distribución espacial de los puntos de control y su caracterización paleomagnética (en esta figura también se indican los resultados de un estudio paleomagnético preliminar realizado sobre capas rojas oligocenas de la Puna (26°S), donde se notó la presencia de áreas rotadas y no rotadas (Singer et al., 1994), este dato no está cuantificado ni en la tabla 8 ni en la figura 51.

Del examen de las figuras 51 y 52 se desprende que, (1) no todas las áreas fueron significativamente rotadas durante el Cenozoico superior, (2) cuando las rotaciones son paleomagnéticamente significantes, muestran sentido antihorario en Perú y norte de Bolivia, en tanto que son de sentido horario en el sur de Bolivia, norte de Chile y noroeste de Argentina, y (3) al sur de los 27°S , entre la Precordillera y las Sierras Pampeanas, las rotaciones detectadas no muestran ningún arreglo en especial, lo que fue previamente notado por Marret (1990).



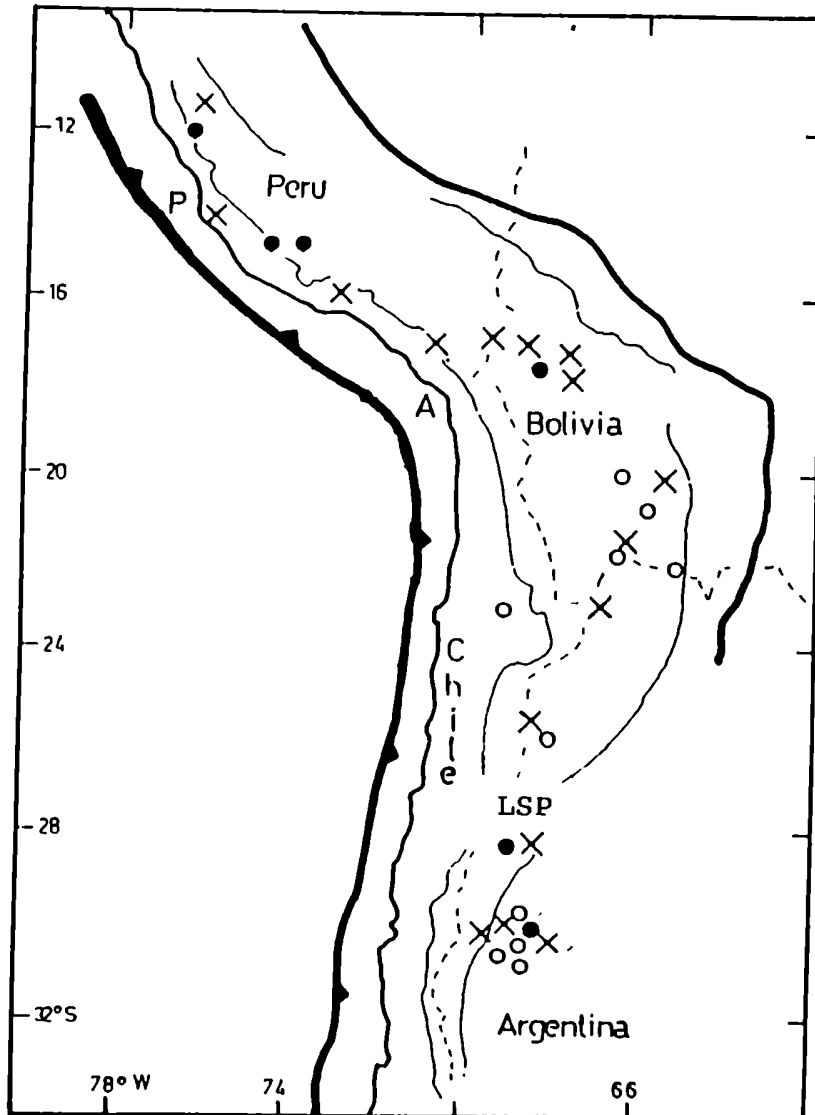


Figura 52 - Distribución areal y características paleomagnéticas de las localidades con rocas neógenas analizadas. Círculos vacíos (llenos) indican rotaciones horarias (antihorarias), "X" indica áreas no rotadas. "A" y "P" indican las localidades de Arica y Pisco, "LSP" indica el límite sur de la Puna. Líneas gruesas indican los límites de la zona andina (trinchera oceánica y Sierras Subandinas). Línea fina indica la curva de nivel de 3 Km (según Isacks, 1988).

TABLE 9 - Rotaciones determinadas para rocas neógenas de los Andes Centrales

Area (edad)	R	AR	Ref.	Fuente
Ocros (5)	-13.3	4.6	LMAD	Heki et al. (1985)
Q. Honda (12)	21.8	3.8	LMAD	MacPadden et al. (1990)
Qehua (10)	19.1	7.9	LMAD	MacPadden et al. (1995)
Cerdas (15)	10.1	7.0	int	MacPadden et al. (1995)
Paciencia (24)	18.1	11.1	int	Hartley et al. (1992)
Sed. Lipez (Mioc)	4.5	8.3	int	Roperch et al. (1993)
Vol. Lipez (Mioc)	39.0	9.6	int	Roperch et al. (1993)
Chama (Oli-Mioc)	-10.0	10.3	int	Roperch et al. (1993)
P. Japonés (Mioc)	-9.1	5.6	int	Roperch et al. (1993)
Salla (26 Ma)	-4.2	7.8	int	MacPadden et al. (1990)
Acos (22 Ma)	4.7	8.5	int	Macedo Sanchez (1993)
Chosica (Eoc-Mio)	-25.1	11.3	int	Macedo Sanchez (1993)
Villatambo (20 Ma)	-17.0	5.8	int	Macedo Sanchez (1993)
Posco (10 Ma)	3.1	6.1	LMAD	Macedo Sanchez (1993)
Moquegua (Oli-Mioc)	3.5	6.3	int	Macedo Sanchez (1993)
Angualanto (10 Ma)*	-4.2	9.0	LMAD	Ré and Barredo (1993)
Río Guanchín (5 Ma)*	4.0	7.0	LMAD	Marret (1990)
Qda. Troya (5 Ma)*	-10.9	6.4	LMAD	Marret (1990)
Río Mañero (10 Ma)*	1.7	4.0	LMAD	Marret (1990)
Huaco Norte (9 Ma)*	15.1	6.6	LMAD	Marret (1990)
Huaco Sur (9 Ma)*	4.9	6.0	LMAD	Marret (1990)
L. Juntas (18-10 Ma)*	-11.2	4.5	LMAD	Marret (1990)
Río Azul (14-9 Ma)*	5.9	4.7	LMAD	Jordan et al. (1990)
Río Jachal (5 Ma)*	13.7	3.4	LMAD	Johnsson (1984)
Huaco (7 Ma)*	13.0	5.6	LMAD	Johnson et al. (1986)

Nota: R (AR) indica rotación (95% confianza), Beck et al. (1986)

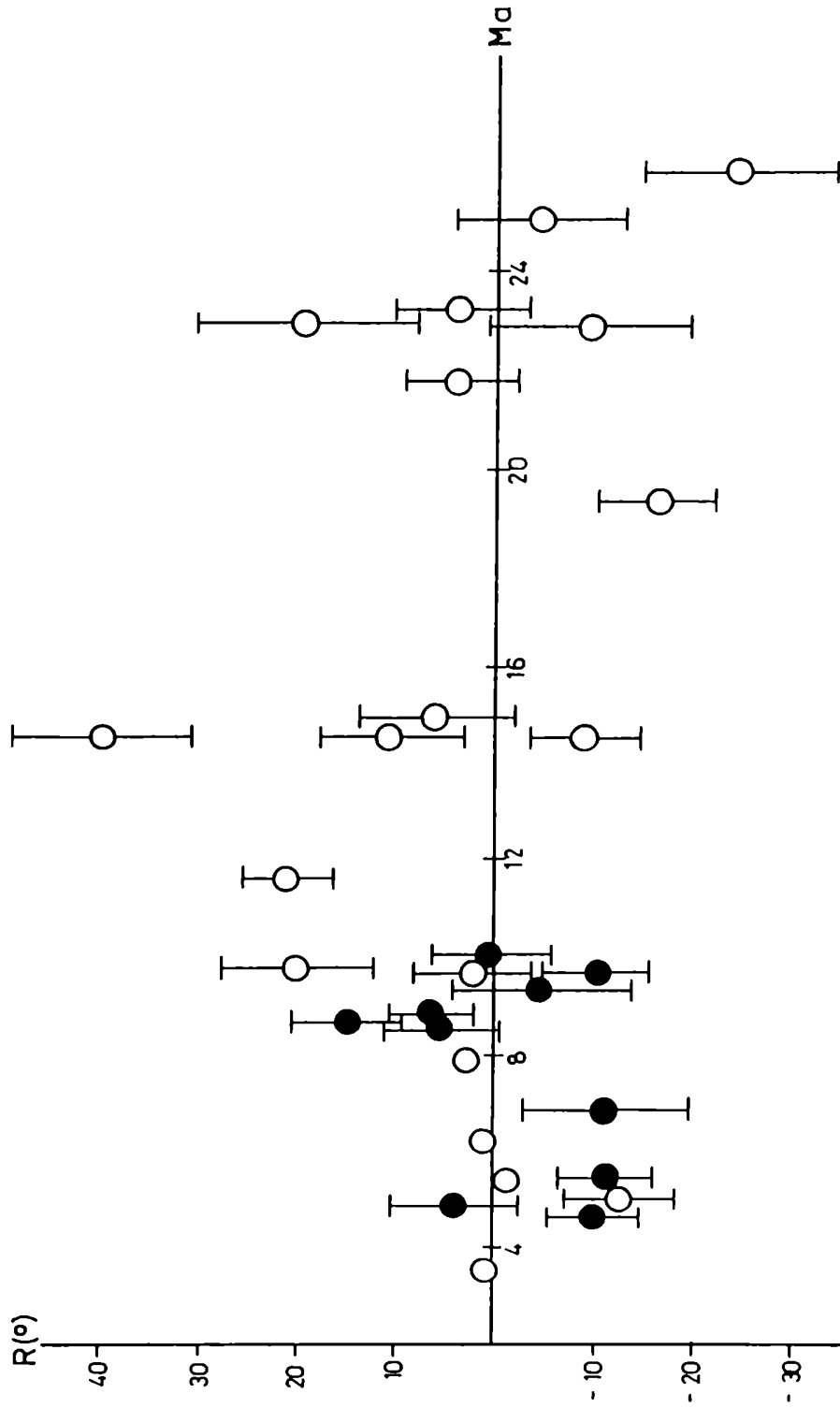
Ref. indica el polo de referencia usado. LMAD es el polo compuesto para el Mioceno tardío-Plioceno (véase en el texto), "int" es la posición de referencia para el Oligoceno-Mioceno medio interpolada entre LMAD y Basaltos de Patagonia (véase en el texto)

* indica los datos de las Sierras Pampeanas

La distribución de las rotaciones neógenas en los Andes Centrales está espacialmente en acuerdo con las rotaciones determinadas para rocas más antiguas (Beck et al., 1994).

Por otra parte, el cambio entre rotaciones horarias y no sistemáticas que se observa en la zona del límite sur de la Puna, corresponde latitudinalmente al cambio entre áreas rotadas y no rotadas en el antearco de Chile (item 8.2). Estas observaciones brindan un especial soporte al PRA, el que es definido en este trabajo entre el norte de Perú y el límite sur de la Puna.

La figura 53 muestra las anomalías en la paleodeclinación de



rocas neógenas andinas vs. la edad más probable de las respectivas magnetizaciones. De su observación se desprende que la ocurrencia de rotaciones en los Andes Centrales es distintamente variable. Es interesante notar que las rotaciones determinadas para rocas más jóvenes que 10 Ma parecen ser más frecuentes al sur de los 27°S (50% de las áreas analizadas en la zona de las Sierras Pampeanas muestran rotaciones que deben haber ocurrido entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno; en tanto que solo el 25% de las áreas analizadas en los Andes Centrales muestran esta cualidad). Esta característica puede correlacionarse con la edad diferente de la principal fase compresiva en cada una de estas regiones (Gubbels et al., 1993; Allmendinger et al., 1990; Allmendinger et al., 1993; Ramos y Cortés, 1993; Zapata y Allmendinger, 1993). Esto sugiere una relación directa entre las rotaciones y la principal actividad tectónica. Sin embargo, se reconoce que estas diferencias también podrían ser debidas a una distinta densidad de datos entre ambas regiones (fig. 52).

En la figura 54 se muestran las rotaciones determinadas para rocas mesozoicas y cenozoicas dentro de una banda perpendicular a la trinchera entre las latitudes 22° y 24°S. En esta zona las rotaciones están presentes ampliamente a través del orógeno, y no muestran ninguna relación ni con la distancia al margen continental ni con la edad de las rocas. Estas mismas características fueron notadas en otras áreas por Macedo Sánchez et al. (1992a) y Beck et al. (1994).

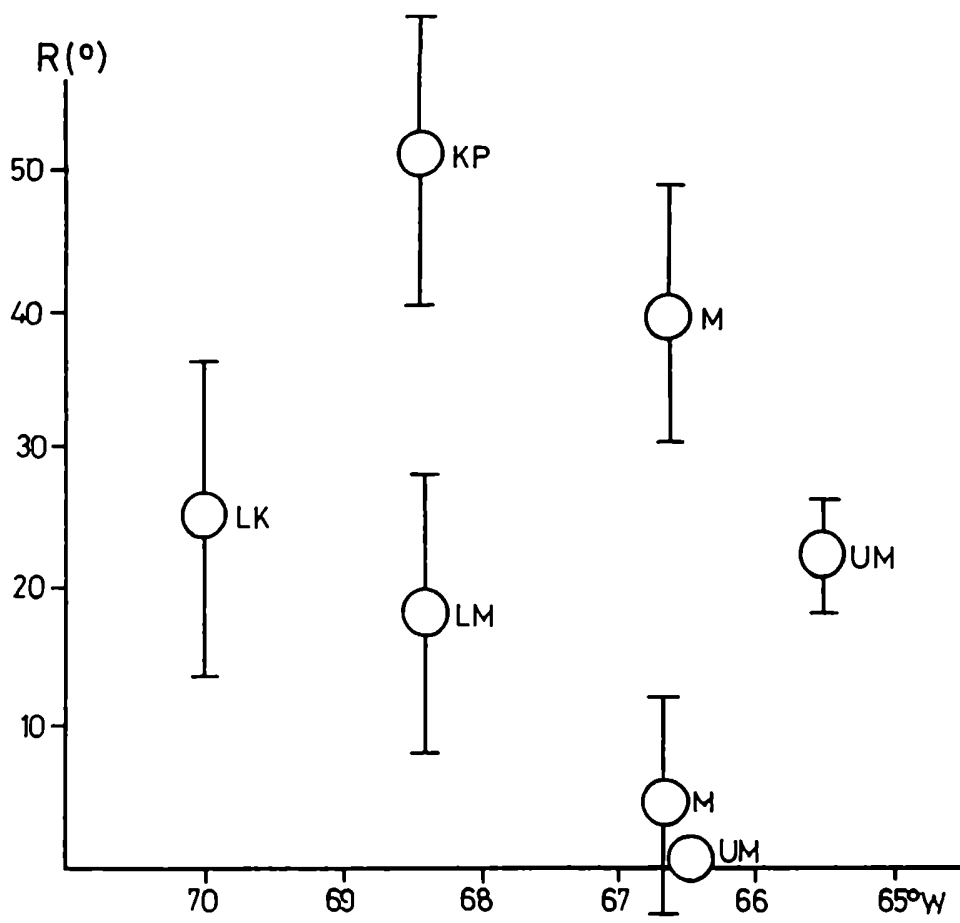


Figura 54 - Rotaciones determinadas sobre rocas mesozoicas y cenozoicas en una banda perpendicular a la trinchera oceánica entre las latitudes de 22° y 24°S. En las ordenadas se indica el valor de la rotación (calculada según Beck et al., 1986), en las abscisas la distancia (en grados de longitud) a la fosa oceánica (ubicada aproximadamente en los 71°W para estas latitudes). Las siglas indican las edades de las rocas: cretácica inferior (LK), Cretácica-Paleocena (KP), miocena inferior (LM), miocena (M), miocena superior (UM).

8.4 - Oroclino o rotación local de bloques ?

Los datos paleomagnéticos andinos analizados en los puntos 8.2 y 8.3 sugieren que la presencia del PRA, que permite dividir al orógeno en dos dominios rotacionales a escala continental, no es fortuito, sino más bien la manifestación de una característica tectónica de primer orden para los Andes.

El análisis de datos neógenos mostró que durante las últimas fases de la orogenia andina no todas las áreas rotaron, y las que rotaron no lo hicieron ni uniformemente ni contemporaneamente. Esta observación permite descartar la posibilidad de una rotación oroclinal en ambas ramas del llamado "Oroclino Boliviano" (Isacks, 1988; MacFadden et al., 1990; Macedo Sanchez et al., 1992a). El paleomagnetismo no puede determinar si la actual forma de los Andes Centrales se desarrolló mediante acortamiento diferencial en secciones paralelas a las latitudes geográficas, pero si descarta la posibilidad de rotaciones. Por otra parte, la presencia de rocas del Mioceno tardío no rotadas en el antearco andino del Perú entre Pisco y Arica (este segmento determina la mayor deflexión andina), imponen una importante restricción a la hipótesis oroclinal para el antearco (Isacks, 1988). Al respecto, sería muy interesante contar con datos paleomagnéticos de rocas del Mioceno superior del antearco del norte de Chile, ya que el acortamiento cortical experimentado en las Sierras Subandinas al sur de la deflexión de Santa Cruz (Bolivia), está bastante bien acotado espacial y temporalmente, con lo cual se podría correlacionar directamente cantidad de acortamiento vs. posible rotación del antearco. De

todas maneras, el mecanismo que mejor se reconcilia con los datos paleomagnéticos disponibles es la rotación local de bloques corticales (Beck, 1987; Hartley et al., 1992, Dewey y Lamb, 1992).

Un aparente problema con la rotación local de bloques como mecanismo, es que muchas rocas mesozoicas y cenozoicas de los Andes muestran similar ángulo de rotación. Al observar esta característica, Beck (1988) sugirió que las rotaciones deberían ser de edad cenozoica tardía. Otra alternativa que se sugiere en este trabajo es que las rotaciones pudieron seguir los pulsos tectónicos de la deformación, los que ocurrieron a distinto tiempo en distintas áreas (ej. Mégard, 1987; Marocco et al., 1987; Sebrier et al., 1988; Ellison et al., 1989; Sempere et al., 1990; Marret et al., 1994). En este caso, una dependencia temporal para las rotaciones sería de esperarse únicamente cuando una misma área hubiese sido afectada por dos o más pulsos tectónicos (con el mismo sentido de rotación, como fue detectado, por ejemplo, por Hartley et al., 1992 en la zona del salar de Atacama, Chile). En un ambiente compresivo, como son los Andes Centrales, la deformación en una región puede detenerse cuando la corteza ha sido engrosada suficientemente (McKenzie y Jackson, 1983; Park, 1988), y pasar a otra región. No sería ilógico pensar que las rotaciones andinas hayan seguido, de alguna manera, la tendencia a migrar hacia el este que muestra la deformación compresiva.

Es ampliamente aceptado que la cizalla simple regional puede producir rotaciones sistemáticas de bloques corticales. Si este es

tambien el caso andino, entonces el mecanismo conductor de la cizalla debe haber sido capaz de actuar sobre una gran extensión, y de persistir en el tiempo geológico, como los datos paleomagnéticos sugieren.

La convergencia oblicua entre las placas de Nazca (Farallón) y América del Sur (Pilger, 1983; Pardo Casas y Molnar, 1987) podría originar el tipo de cizalla requerido. Si los bloques hubieran rotado siguiendo pasivamente la deformación en la litósfera subyacente (inducida por los esfuerzos aplicados al margen continental por la convergencia oblicua), entonces sería de esperar que la intensidad de las rotaciones decreciera con la distancia a la trinchera (England, 1989; England y Wells, 1991). La figura 54 indica que este no es el caso andino. Un mecanismo alternativo podría ser deslizamiento de rumbo en un conjunto de fracturas corticales. Si estuviera presente, este conjunto de fracturas debería extenderse sobre una gran extensión dentro de Sudamérica, como las rotaciones lo hacen (fig. 52).

En el ítem 8.2 se sugirió que la ocurrencia de rotaciones estaría fuertemente influenciada con características propias del margen occidental de América del Sur. Por otra parte, se deslizó la posibilidad de que el límite entre los dos dominios rotacionales del PRA en el antearco fuese controlado por diferencias en el basamento andino.

El límite entre los dos dominios rotacionales en los Andes Centrales debe estar en el Altiplano de Bolivia (fig. 52). Mediciones de anomalías gravimétricas en esta región mostraron que

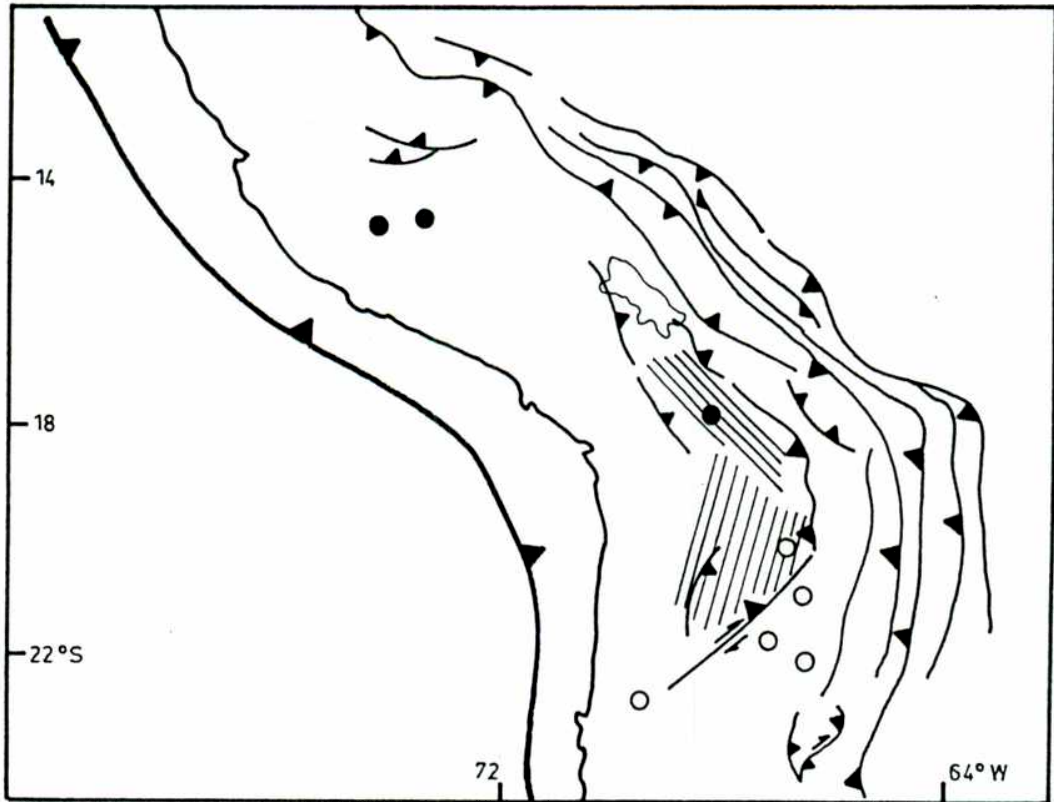


Figura 55 - Rotaciones de rocas neógenas en el Altiplano. Son mostrados también los lineamientos gravimétricos discutidos en el texto. Esquema estructural según Sempere et al. (1989)

el rumbo de las estructuras corticales (correlacionables con las estructuras paleozoicas a cenozoicas de superficie) cambia de NE-NNE en la parte sur a NO en la parte norte (Cady y Wise, 1992) del Altiplano, como se observa en la figura 55. Por otra parte, Aitcheson et al. (1993) propusieron la existencia de distintos dominios de basamento en esta zona, sobre la base de diferencias geoquímicas en rocas volcánicas. Los dominios de basamento de Aitcheson et al. (1993) son correlacionables con las anomalías gravimétricas publicadas por Cady y Wise (1992). En la figura 55 se observa que el cambio en el sentido en las rotaciones también puede correlacionarse con la presencia de estos rasgos gravimétricos. Esto sugiere que los dominios rotacionales en los Andes Centrales podrían estar relacionados con antiguos lineamientos corticales. La persistencia de lineamientos de rumbo NW en la parte norte del Altiplano fue notada por Isacks (1988), mediante la inspección de imágenes computarizadas. Al sur del plateau, las estructuras ordovícicas muestran una tendencia a tener rumbos NE (Mon y Hongn, 1988).

Varios autores han propuesto que diversos aspectos en la deformación andina pueden ser vinculados con importantes controles paleotectónicos (Mon, 1979; Jordan et al., 1983; Allmendinger et al., 1983; Isacks, 1988; Sempere et al., 1989; Baby et al., 1989; Baby et al., 1990; Grier et al., 1991; Baby et al., 1993; Allmendinger et al., 1993; Dorbath et al., 1993; Mon, 1993; Ramos, 1994; Marret et al., 1994). Por lo tanto, un control paleotectónico sobre las rotaciones también sería posible.

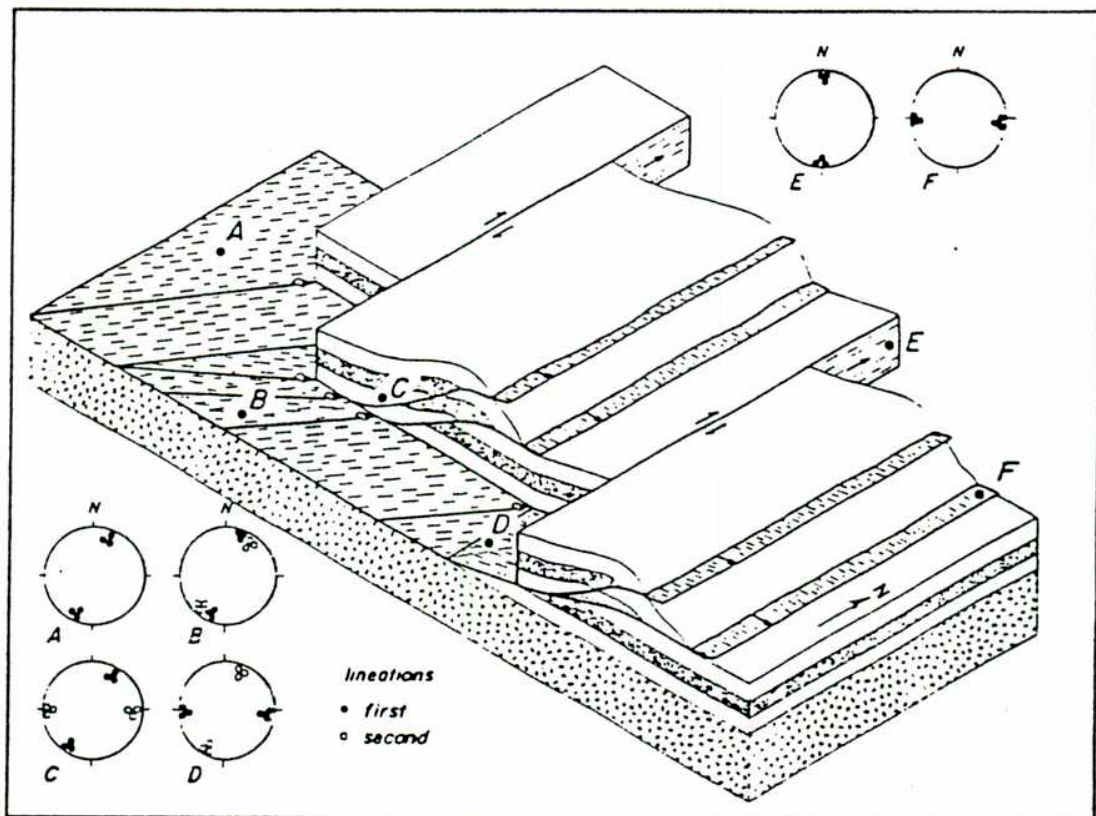


Figura 56 - Bloque diagrama ilustrando la historia del desplazamiento en un retroarco descompuesto en componentes compresivas y transcurrentes (según Oldow et al., 1990). Nótese el requerimiento de un despegue basal (área con guiones) para la coexistencia de ambas componentes. Los diagramas de igual area indican las lineaciones tectónicas predecidas para los puntos A a F en el bloque diagrama.

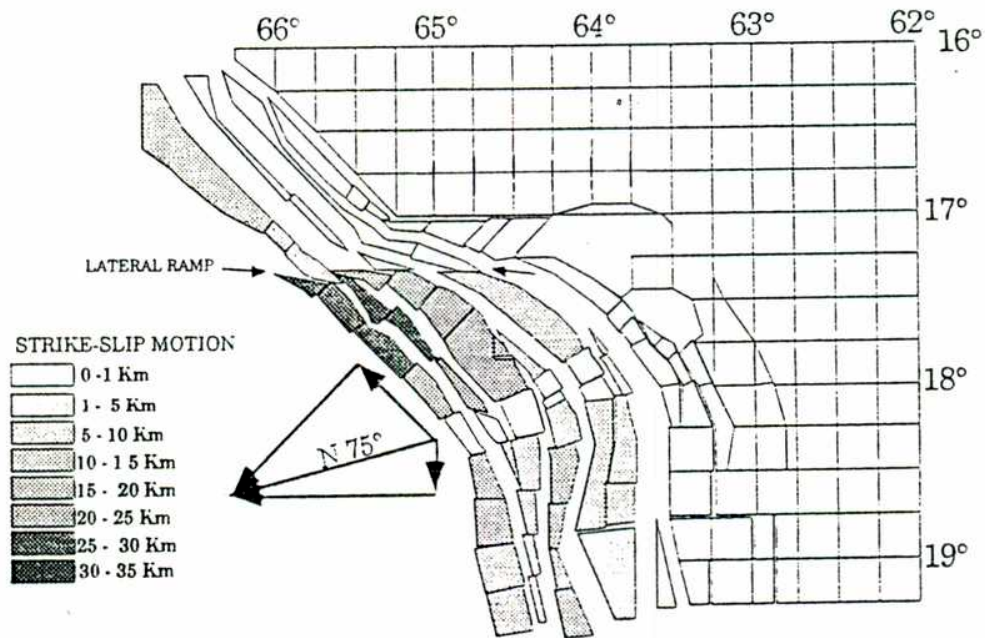


Figura 57 - Deformación debida a la partición de la convergencia entre las placas de Nazca y América del Sur para la zona de la deflexión de Santa Cruz (según Baby et al., 1993). La dirección de la convergencia es N75°E, las flechas indican las componentes al norte y sur de la deflexión. Los tonos grises indican la cantidad de desplazamiento de rumbo, según la tabla en la figura. Los valores en grados indican las coordenadas geográficas.

Oldow et al. (1990) presentaron un modelo donde proponen que los esfuerzos en un margen convergente océano-continente (como es nuestro caso) podrían dividirse en el retroarco, produciendo acortamiento y deformación rotacional (fig. 56). Una partición semejante en la deformación fue sugerida por Isaks (1988) para el retroarco andino, y fue establecida para el Cuaternario en la Puna por Marret et al. (1994). Estos últimos autores notaron también que la principal fase de acortamiento del Cenozoico tardío en la Puna

no guarda relación cinemática con la convergencia, pero es normal a las estructuras ordovícicas. Por su parte, Baby et al. (1993) sugirieron que el vector convergencia fue dividido en la zona de la deflexión de Santa Cruz (fig. 57), donde produjo deslizamiento de rumbo paralelo y acortamiento normal a la tendencia estructural (la que por otra parte está controlada por la paleogeografía paleozoica).

Según el modelo de Oldow et al. (1990), un requisito para la co-existencia de acortamiento y desplazamiento de rumbo a escala orogénica, debería ser la existencia de un despegue basal. Giese (1984) analizó la estructura geotérmica de los Andes Centrales, concluyendo que debería asumirse la presencia de un despegue basal en el orógeno, independientemente del tipo de rocas que constituyan la corteza.

En un intento de reconciliar las correlaciones mencionadas, se hipotetiza que la deformación en los Andes Centrales producto de la convergencia podría haberse descompuesto en componentes normales y paralelas al rumbo de los lineamiento mostrados en la figura 55. Esto es porque el deslizamiento sobre debilidades preexistentes en la corteza debería ser preferido antes que la creación de nuevas fracturas, e inclusive antes que la deformación continua. El sentido y la distribución areal de la cizalla horizontal producida por la componente paralela a las estructuras sería la adecuada para explicar el sentido de las rotaciones andinas, y su persistencia areal y temporal.

Si bien la cizalla paralela al margen puede haber ocurrido en

el antearco, en el ítem 8.2 fue sugerido un importante control paleotectónico para la ocurrencia de las rotaciones. Es interesante hacer notar que exactamente las mismas características geoquímicas que permitieron definir los dominios de basamento en el Altiplano, se repiten al norte y sur del paralelo 19.5°S en la zona del arco y antearco andino (Wörner et al., 1992), donde según se discutió en el ítem 8.2, debería estar el límite del PRA para el antearco.

9 - CONCLUSIONES

De los resultados del estudio paleomagnético realizado se pueden obtener algunas conclusiones e hipótesis de trabajo:

1 - Se aisló una magnetización cuya edad más probable es aptiana en los estratos cretácicos de la Formación Cerro Barcino entre paso Berwyn y el codo del Río Chubut (en la región del Río Chubut medio). El paleopolo resultante está ubicado en Lat. 84.4°S , Long. 184.3°E , y sus características estadísticas son $A95=5.6^{\circ}$, $K=68$, $N=11$. Los bancos analizados de esta misma unidad entre Las Plumas y Los Altares tienen un comportamiento magnético no apto para determinar una paleodirección cretácica. Esta característica está asociada a la presencia de granos de magnetita multidominio.

2 - Las susceptibilidades magnéticas en el área de la Meseta La Yeta (al este de la Sierra Nevada, Departamento de Sarmiento, Chubut) tienen un importante significado estratigráfico. En particular, una diferencia de entre uno y dos órdenes de magnitud en la susceptibilidad se detectó entre rocas del Cretácico superior y el Paleoceno-Eoceno. Tentativamente se sugiere que estas diferencias son debidas a abruptos cambios paleoclimáticos. Se sugiere un estudio sistemático-regional de estas características, que podrían contribuir al entendimiento de los cambios ambientales ocurridos en la región Patagónica durante el pasaje del Cretácico

al Terciario.

3 - Las magnetizaciones características para rocas de la Formación Laguna Palacios (Cretácico superior) aisladas en cada uno de los dos flancos de un anticlinal en la zona de la Meseta La Yeta, no son consistentes entre si, y muestran una significativa diferencia en la inclinación paleomagnética. La causa más posible para explicar esta diferencia es deformación intraestratal. No se puede, con la información disponible, determinar si esta deformación interna afecta sólo a uno de los limbos o a toda la estructura. Para un completo entendimiento de la respuesta deformacional de estas rocas, se sugiere un estudio microtectónico sistemático aplicando técnicas paleomagnéticas y de otras disciplinas, para lo cual sería indispensable contar con la referencia de la magnetización de la misma Formación Laguna Palacios (pero de un área menos deformada).

4 - Se determinó un polo preliminar (Lat. 81.2°S , Long. 331.8°E , $dp=9.3^{\circ}$, $dm=7.8^{\circ}$, $n=8$) de estratos verdes del Cretácico aflorantes poco más al norte de la Laguna Seca (Dpto. de Sarmiento, Chubut). Este polo está bien agrupado con semejantes del Cretácico superior de América del Sur. Ambos, el vector fósil de estas rocas, y su contenido paleobotánico, sugieren una edad cretácica superior, que debería ser certificada mediante trabajos de geología regional.

5 - Se determinó el tramo cretácico de la curva de desplazamiento

polar aparente (CDPA) para América del Sur. Este tramo está definido por los paleopolos (todos calidad 6, sensu Van der Voo, 1990) de las unidades Serra Geral (Ernesto y Pacca, 1988), Cerro Barcino (este trabajo), y Basaltos de Patagonia (Butler et al., 1991), muestra un lazo dextral y un continuo movimiento del continente hacia latitudes más altas durante el Cretácico.

6 - Los polos del Cretácico temprano del sur del cratón de San Francisco (Sudamérica), sur del cratón del Congo y del cratón de Kalahari (Africa), muestran su mayor consistencia con una reconstrucción del Gondwana Occidental según los contornos batimétricos de 1000 m en los márgenes continentales (Bullard et al., 1965). El contraste de este resultado con los obtenidos para rocas pre-cretácicas sugiere que la principal deformación interna en estas áreas ocurrió antes del comienzo de la expansión oceánica en el Atlántico Sur Austral.

7 - Las CDPA cretácicas de Africa y América del Sur sugieren que durante el Cretácico temprano todo el Gondwana Occidental rotaba en sentido antihorario, al tiempo que se generaba un océano dentro de la placa. América del sur revirtió este movimiento tras su desvinculación definitiva de Africa, la que continuó con una rotación antihoraria durante todo el Cretácico.

8 - Los "hotspots" (HS) atlánticos más importantes (Tristán y New England) muestran, durante el Cretácico, un continuo movimiento

hacia el sur. De acuerdo con las hipótesis que invocan un origen profundo (cercano al límite manto-núcleo) para las plumas del manto, la deriva latitudinal de los HS atlánticos durante el Cretácico es interpretada como posible efecto de un movimiento de la mesósfera (TPW).

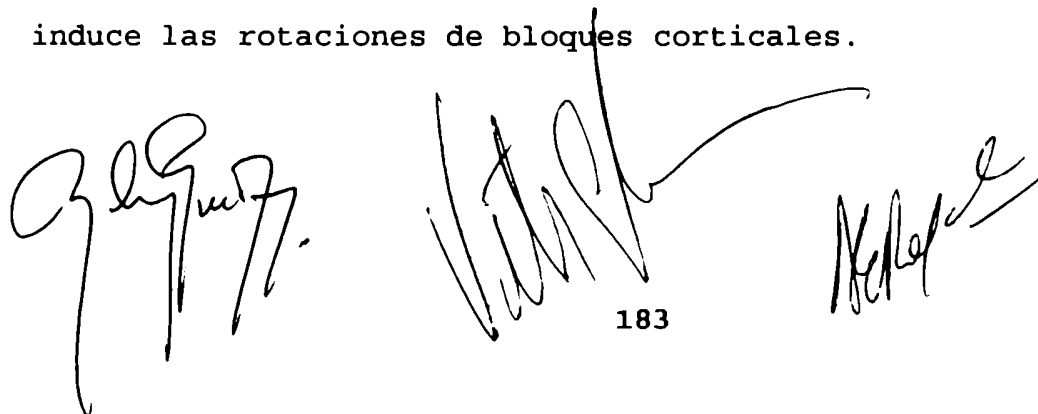
9 - Se correlaciona el cambio en el régimen tectónico del margen occidental de América del Sur durante el Cretácico, con el movimiento de la placa superior respecto a la trinchera oceánica. De esta manera, se sugiere la ocurrencia de una tectónica extensional o compresiva en el borde de la placa superior en una convergencia, tiene un importante control por parte del movimiento, relativo a la zona de convergencia, de la placa superior.

10 - Se detectó la presencia de rotaciones de bloques en sentido antihorario en el área del Cañadón Matasiete, Sierra de San Bernardo (Dto. de Sarmiento, Chubut). Este sentido de las rotaciones guarda relación con el tipo de deformación sugerida para la región mediante observaciones de su estructura.

11 - Se determinaron rotaciones de bloques en sentido antihorario mediante el paleomagnetismo del Cretácico de la Sierra Chica de Córdoba. Estas rotaciones se habrían originado durante la inversión tectónica de los hemigrábenes donde se depositaron los sedimentos cretácicos. Sobre la base de observaciones paleomagnéticas y estructurales, el estilo estructural preferido para la deformación

del Plio-Cuaternario en esta región es acortamiento según láminas gruesas de basamento, asociado a una componente de rumbo sinistral que desarrolló un sistema tipo dominó levógiro.

12 - El análisis de la información paleomagnética disponible de rocas cretácicas del margen chileno, y neógenas de los Andes Centrales, junto con otros análisis previos realizados sobre rocas andinas, indica la presencia de dos dominios rotacionales de escala continental. Uno de ellos, caracterizado por rotaciones antihorarias, queda definido desde el norte de Perú hasta el norte de Bolivia y el extremo más septentrional de Chile. En tanto que el resto del norte de Chile, noroeste de Argentina y sur de Bolivia definen un dominio de rotaciones horarias. De acuerdo al análisis de los datos paleomagnéticos, el mecanismo más probable para explicar este patrón es el de rotación local de bloques. En este trabajo se argumentó sobre un importante control del basamento andino sobre la ocurrencia de rotaciones sistemáticas en el orógeno. Se presenta la hipótesis de que la convergencia entre las placas de Nazca (Farallón?) y América del Sur es dividida según antiguos lineamientos estructurales. La componente normal a estos lineamientos toma cuenta del acortamiento andino, en tanto que la componente paralela produciría la cizalla horizontal regional que induce las rotaciones de bloques corticales.



183

10 - REFERENCIAS

- Abrahamsen, N., 1992, On farsidedness of palaeomagnetic poles: magnetic refraction, sediment compaction and dipole offset, *Studia Geoph. et Geod.*, v.36, p.26-41.
- Acton, G., y Gordon, R., 1994, Paleomagnetic test of Pacific plate reconstructions and implications for motion between hotspots, *Science*, v.263, p.1246-1254.
- Aitchison, S., Harmon, R., Moorbath, S., Schneider, A., Soler, P., Soria-Escalante, E., Steele, G., Swainbank, I., y Wöner, G., 1993, Pb isotopes reveal basement domains of the Altiplano, Central Andes, en: ORSTOM (ed.), 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, U.K., Program and Abstracts, p.3-6.
- Allmendinger, R., Ramos, V., Jordan, T., Palma, M., y Isacks, B., 1983, Paleogeography and Andean structural geometry, northwest Argentina, *Tectonics*, v.2, p.1-16.
- Allmendinger, R., Figueroa, D., Snyder, D., Beer, J., Mpodozis, C., y Isacks, B., 1990, Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30°S latitude, *Tectonics*, v.9, p.789-809.
- Allmendinger, R., Gubbels, T., Isacks, B., y Cladouhos, T., 1993, Lateral variations in Late Cenozoic deformation, Central Andes, 20-28°S, en: ORSTOM (ed.), 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, U.K., Program and Abstracts, p.155-158.
- Ameghino, F., 1906, Les formations sedimentaires du Cretace Superieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallele entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent, *Anales Museo Nacional Buenos Aires*, v.15, p.1-568.
- Anderson, D., 1982, Hot-spots, polar wander, Mesozoic convection and the Geoid, *Nature*, v.297, p.391-393.
- Anderson, D., 1994, Superplumes o Supercontinents?, *Geology*, v.22, p. 39-42.
- Andreis, R., Mazzoni, M., y Spalletti, L., 1975, Estudio estratigráfico y paleoambiental de las sedimentitas terciarias entre Pico Salamanca y Bahía Bustamante, provincia del Chubut, República Argentina, *Revista de la Asociación Geologica Argentina*, v.30, p.85-103.
- Andreis, R., 1977, Geología del area de Cañadón Hondo, Departamento de Escalante, Provincia de Chubut, *Obra del Centenario del Museo de La Plata*, v.4, p.77-102.
- Andrews, J., 1985, True Polar Wander: an analysis of Cenozoic and Mesozoic paleomagnetic poles, *Journal of Geophysical Research*, v.90, p.7737-7750.
- Armijo, R. y Thiele, R., 1990, Active faulting in northern Chile: ramp staking and lateral decoupling along a subduction plate boundary?: *Earth and Planetary Science Letters*, v.98, p.40-61.

- Atherton, M., Pitcher, W., y Warden V., 1983, The Mesozoic marginal basin of central Perú, *Nature*, v.305, p.303-306.
- Baby, P., Herail, G., Lopez, J., Lopez, O., Oller, J., Pareja, J., Sempere, T., y Tufiño, D., 1989, Structure de la Zone Subandine de Bolivia: influence de la géométrie des séries sédimentaires antéorogéniques sur la propagation des chevauchements, *C.R.Acad.Sci.Paris*, v.309 (II), p.1717-1722.
- Baby, P., Sempere, T., Oller, J., Barrios, L., Herail, G., y Marocco, R., 1990, Un bassin en compression d'âge oligomiocene dans le sud de l'Altiplano bolivien, *C.R.Acad.Sci.Paris*, v.311(II), p.341-347.
- Baby, P., Guillier, B., Oller, J., Herail, G., Montemurro, G., Zubieta, D., y Specht, M., 1993, Structural synthesis of the Bolivian Subandean Zone, in ORSTOM (ed.), 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, U.K., Program and Abstracts, p.159-162.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V., Stach, N., y Zucchi, H., 1984, Geología de la región comprendida entre los lagos Musters-Colhué Huapi y la Sierra Cuadrada, Departamentos de Sarmiento y Paso de Indios, Provincia del Chubut, IX Congreso Geológico Argentino, v.2, p.263-282.
- Barcat, C., Cortiñas, J., Nevistic, V., y Zucchi, H., 1989, Cuenca Golfo San Jorge, en: (Spalletti, L., y Chebli, G., eds.) Cuenca Sedimentarias Argentinas, p.319-345.
- Barredo, S., 1992, Estudio paleomagnético de las sedimentitas cretácicas de las Formaciones Castillo y Matasiete en la comarca del cañadón homónimo, Dpto. Ciencias Geológicas, FCEN, UBA, Trabajo Final de Licenciatura, pp.70.
- Bartolomeu Raposo, M., y Ernesto, M., 1994, Anisotropy of magnetic susceptibility in the Ponta Grossa dyque swarm (Brasil) and its relationship with magma flow direction, enviado a Physics of the Earth and Planetary Interior.
- Beck, M., 1987, Tectonic rotations on the leading edge of South America: the Bolivian Orocline revisited, *Geology*, v.15, p.806-808.
- Beck, M.E.Jr., 1988, Analysis of Late Jurassic-Recent paleomagnetic data from active margins of South America: *Journal of South American Earth Sciences*, v.1, p.39-52.
- Beck, M., 1989, Block rotation in continental crust: examples from western North America, en: *Paleomagnetic rotations and continental deformation* (Kissel, C. and Laj, C., eds.), p.1-16, Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Beck, M., Drake, R. y Butler, R., 1986a, Paleomagnetism of Cretaceous rocks from central Chile and implications for the tectonics of the Andes: *Geology*, v.14, p.132-136.
- Beck, M., Burmester, R., Craig, D., Gromme, C. y Wells, R., 1986b, Paleomagnetism of middle tertiary volcanic rocks from the Western Cascade Series, Northern California: *Journal of Geophysical Research*, v. 91, p. 8219-8230.
- Beck, M., Burmester, R., García, A. y Rivano, S., 1990, Paleomagnetic results from cretaceous rocks in the Llailay-San Felipe-Putando Region: Implications for block

- rotations in the Andean forearc: *Revista Geologica de Chile*, v.17, p.115-130.
- Beck, M., Garcia, A., Burmester, R., Munizaga, F., Hervé, F. y Drake, R., 1991, Paleomagnetism and geochronology of late Paleozoic granitic rocks from the Lake District of southern Chile: implications for accretionary tectonics: *Geology*, v.19, p.332-335.
- Beck, M., Rojas, C., y Cembrano, J., 1993, On the nature of buttressing in strike-slip fault system, *Geology*, v.21, p.755-758.
- Beck, M., Burmester, R., Drake, R., y Riley, P., 1994, A tale of two continents: some tectonic contrast between the Central Andes and the North American Cordillera, as illustrated by their paleomagnetic signatures, *Tectonics*, v.13, p.215-224.
- Bellieni, G., Brotzu, P., Comin-Chiaramonti, P., Ernesto, M., Melfi, A., Pacca, I., Piccirillo, E., y Stolfi, D., 1983, Petrological and paleomagnetic data on the plateau basalt to rhyolite sequences of the Southern Paraná Basin (Brazil), *Annales Academia Brasileira de Geociencias*, v.55, p.355-383.
- Besse, J., y Courtillot, V., 1991, Revised and synthetic apparent polar wander paths of the African, Eurasian, North American and Indian plates, and True Polar Wander since 200 Ma., *Journal Geophysical Research*, v.96, p.4029-4050.
- Bourgeois, J., Toussaint, J., Gonzalez, H., Azema, J., Calle, B., Desmet, A., Murcia, L., Acevedo, A., Parra, E., y Tournon, J., Geological history of the Cretaceous ophiolitic complexes of northwestern South America (Colombian Andes), *Tectonophysics*, v.143, p.307-327.
- Brink, U., Bannister, S., Beaudoin, B., y Stern, T., 1993, Geophysical investigations of the tectonic boundary between East and West Antarctica, *Science*, v.261, p.45-50.
- Brown, M., Diaz, F. y Grocott, J., 1993, Displacement history of the Atacama fault zone system, 25°S-27°S, northern Chile: *Geological Society of America Bulletin*, v.105, p.1165-1174.
- Bullard, E., Everett, J., y Smith, A., 1965, A symposium on continental drift. IV, The fit of the continents around the Atlantic, *Philosophical Transactions Royal Society London, Ser.A*, 258, p.41-51.
- Butler, R., 1992, *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*, Blackwell Scientific Publications, Boston, pp. 319.
- Butler, R., Herve, F., Munizaga, F., Beck, M., Burmester, R. y Oviedo, E., 1991, Paleomagnetism of the Patagonian Plateau Basalts, Southern Chile and Argentina: *Journal of Geophysical Research*, v.96, p.6023-6034.
- Butler, R., May, S., y Bazard, D., 1992, Comment on "High latitude paleomagnetic poles from Middle Jurassic plutons and Moat Volcanics in New England and the controversy regarding Jurassic apparent polar wander for North America" by M. Van Fossen y D. Kent, *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p.1801-1802.
- Cady, J., y Wise, R., 1992, Gravity and magnetic studies, in

- U.S. Geological Survey Bulletin 1975, Geology and mineral resources of the Altiplano and Cordillera Occidental, Bolivia, plate 4, p.56-62.
- Cande, S., LaBrecque, J., y Haxby, W., 1988, Plate kinematic of the South Atlantic: chron C34 to present, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p.13479-13492.
- Cande, S., y Kent, D., 1992, A new Geomagnetic Polarity Time Scale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *Journal of Geophysical Research*, v.97, p.13917-13951.
- Carey, S., 1955, The orocline concept in geotectonics, *Proc. R. Soc. Tasmania*, v.89, p.255-288.
- Cembrano, J. y Herve, F., 1993, The Liquiñe Ofqui Fault Zone: a major Cenozoic strike slip duplex in the Southern Andes: 2nd International Symposium on Andean Geodynamycs, Program and Abstracts, p.175-178. Oxford.
- Cembrano, J., Beck, M., Burmester, R., Rojas, C., Garcia, A. y Hervé, F., 1992, Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: evidence of small in-situ clockwise rotations: *Earth and Planetary Science Letters*, v.113, p.539-551.
- Chase, C., 1978a, Plate kinematics: the Americas, East Africa, and the rest of the world, *Earth and Planetary Science Letters*, v.37, p.355-368.
- Chase, C., 1978b, Extension behind island arcs and motions relative to hot spots, *Journal of Geophysical Research*, v.83, p.5385-5387.
- Chebli, G., Nakayama, C., Sciutto, J. y Serraiotto, A., 1976, Estratigrafía del Grupo Chubut en la Región Central de la provincia homónima: VI Congreso Geológico Argentino, v.1, p.375-392.
- Codignotto, J., Nullo, F., Panza, J. y Proserpio, C., 1976, Estratigrafía del Grupo Chubut entre Paso de Indios y Las Plumas, provincia del Chubut, Argentina: VII Congreso Geológico Argentino, v.1, p.471-480.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C. y Ramos, V., 1982, Tectonic and magmatic evolution of the Andes of northern Argentina and Chile, *Earth Sci. Rev.*, v.18, p.303-332.
- Coupland, D., y Van der Voo, R., 1980, Long-term nondipole components in the geomagnetic field during the last 130 M.Y., *Journal of Geophysical Research*, v.85, p.3529-3548.
- Creer, K., 1958, Preliminary paleomagnetic results from South America, *Ann. Geophys.*, 14, 373-390.
- Creer, K., 1962a, Palaeomagnetism of the Serra Geral Formation, *R.A.S. Geophys. Jour.*, 7, 1-22.
- Creer, K., 1962b, Palaeomagnetic data from South America, *Jour. Geomag. Geoelectr.*, 13, 154-165.
- Creer, K., 1964, Palaeomagnetism and the results of its applications to South America, *Bol. Paranaense de Geograf.*, 10/15, 93-138.
- Creer, K., 1970, A palaeomagnetic survey of South American rock formations, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, 267, 457-558.
- Creer, K., Irving, E., y Runcorn, S., 1954, The direction of

- the geomagnetic field in remote epochs in Great Britain, *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, V.6, p.198-221.
- Coira, B., Nullo, F., Proserpio, C., y Ramos V., 1975, Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y del Chubut), *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.30, p.361-383.
- Cox, A., y Hart, R., 1986, *Plate tectonics, how its work*, Blackwell Scientific Publications, Inc., 390 pp.
- Cunningham D., 1993, Strike-slip faults in the southernmost Andes and the development of the Patagonian Orocline, *Tectonics*, v.12, p.169-186.
- Cunningham D., W., Klepeis, K., Gose, W. y Dalziel, I., 1991, The Patagonian Orocline: New Paleomagnetic data from the Andean magmatic arc in Tierra del Fuego, Chile, *Jour. Geophys. Res.*, v.96, p.16061-16067.
- Dalziel, I., 1981, Back-arc extension in the southern Andes: a review and critical reappraisal, *Philosophical Transactions Royal Society London*, A.300, p.319-335.
- Damm, K., Pichowiak, S., Harmon, R., Todt, W., Kelley, S., Omarini, R., y Niemeyer, H., 1990, Pre-Mesozoic evolution of the Central Andes; the basement revisited, en Kay, S. y Rapela, C., eds., *Plutonism from Antarctica to Alaska*, Geological Society of America, Special Papers 241, p.101-126.
- Dewey, J., 1980, Episodicity, sequence, and style at convergent plate boundaries, en: *The continental crust and its mineral deposits* (Strangway, D., ed.), Geological Association of Canada, Special Paper 20, p.553-573.
- Dewey, J., y Bird, J., 1970, Mountain belts and the New Global Tectonics, *Journal of Geophysical Research*, v.75, p.2625-2647.
- Dewey, J. and Lamb, S., 1992, Active tectonics of the Andes: *Tectonophysics*, v.205, p.79-95.
- Diehl, J., Beck, M., Beske-Diehl, S., Jacobson, D., y Hearn, B., 1983, Paleomagnetism of the Late Cretaceous-Early Tertiary North-Central Montana Alkalic Province, *Jour. Geophys. Res.*, v.88, p.10593-10609.
- DiVenere, V., Kent, D., y Dalziel, I., 1994, Mid-Cretaceous paleomagnetic results from Marie Byrd Land, West Antarctica: A test of post-100 Ma relative motion between East and West Antarctica, *Journal of Geophysical Research*, v.99, p.15115-15139.
- Doglioni, C., 1990, The global tectonic pattern, *Journal of Geodynamics*, v.12, p.21-38.
- Doglioni, C.; 1991, A proposal for the kinematic modelling of W-dipping subductions. Possible applications to the Tyrrhenian Apennines system, *Terra Nova*, v.3, p.423-434.
- Dorbath, C., Granet, M., Poupinet, G., y Martinez, C., 1993, A seismic study of the Altiplano and the Eastern Cordillera in northern Bolivia: new constraints on a lithospheric model, en ORSTOM (ed.), *2nd International Symposium on Andean Geodynamics*, Oxford, U.K., Program and Abstracts, p.7-10.

- Duncan, R., 1984, Age progressive volcanism in the New England seamounts and the opening of the Central Atlantic ocean, *Journal of Geophysical Research*, v.89, p.9980-9990.
- Eldredge, S., Bachtadse, V., y Van der Voo, R., 1985, Paleomagnetism and the orocline hypothesis, *Tectonophysics*, v.119, p.153-179.
- Ellison, R., Klinck, B., y Hawkins, M., 1989, Deformation events in the Andean orogenic cycle in the Altiplano and Western Cordillera, southern Perú, *Journal of South American Earth Sciences*, v.2, p.263-276.
- England, P., 1989, Large rates of rotation in continental lithosphere undergoing distributed deformation, in *Paleomagnetic Rotations and Continental Deformation* (Kissel, C., and Laj, C., Eds.), p.157-164, Dordrecht, Kluwer Academic Publishers.
- England, P., y Wells, R., 1991, Neogene rotations and quasicontinuous deformation of the Pacific Northwest continental margin, *Geology*, v.19, p.978-981.
- Ernesto, M. y Pacca, I., 1988, Paleomagnetism of the Parana basin flood volcanics, Southern Brazil, en: Piccirillo, E. and Melfi, A., eds., *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin. Petrogenetic and Geophysical Evidence: Instituto Astrônomico e Geofísico, USP, Brasil*, p.229-255.
- Ernesto, M., Hiedo, F., y Pacca, I., 1979, Estudo paleomagnetico de sequencias de derrames basalticos da Formação Serra Geral em Santa Catarina, *Annales Academia Brasileira de Geociências*, v.51, p.327-332.
- Ernesto, M., Pacca, I., Hiedo, F., y Nardy, A., 1990, Paleomagnetism of the Serra Geral Formation, southern Brasil, *Physics Earth Planetary Interior*, v.64, p.153-175.
- Etheridge, M., Symonds, P., y Lister, G., 1989, Application of the detachment model to reconstruction of conjugate passive margins, en Tankard y Balkwill, eds., *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*, AAPG Memoir 46, p.23-39.
- Fairhead, J., 1988, Mesozoic plate tectonic reconstructions of the central South Atlantic Ocean: the role of the West and Central Africa rift system, *Tectonophysics*, v.155, p.181-191.
- Fairhead, J., y Binks, R., 1991, Differential opening of the Central and South Atlantic Oceans and the opening of the West African rift system, *Tectonophysics*, v.187, p.191-203.
- Fassbinder, J., Stanjek, H., y Vali, H., 1990, Occurrence of magnetic bacteria in soil, *Nature*, v.343, p.161-163.
- Feininger, T. y Bristow, R., 1980, Cretaceous and Paleogene history of Coastal Ecuador, *Geologische Rundschau*, v.69, p.849-874.
- Feruglio, E., 1949a, Descripción geológica de la Patagonia, Tomo I, YPF, Buenos Aires, 334 pp.
- Feruglio, E., 1949b, Descripción geológica de la Patagonia, Tomo II, YPF, Buenos Aires, 349 pp.

- Fígari, E., y Courtade, S., 1993, Evolución tectosedimentaria de la cuenca de Cañadón Asfalto, Chubut, Argentina, XII Congreso Geológico Argentino, Tomo I, p. 66-77.
- Fígari, E., Hechem, J., y Homoc, J., 1990, Arquitectura depositacional de las "Areniscas verdes" de la Formación Bajo Barreal, Provincia de Chubut, Argentina, 3ra. Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, Actas, p.130-138.
- Fisher, R., 1953, Dispersion on a sphere, Proc. R. Soc. Lond., Ser. A, v.217, p.295-305.
- Fitch, T., 1972, Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to Southeast Asia and western Pacific, Journal of Geophysical Research, v.77, p.4432-4460.
- Fitzgerald, M., Mitchum Jr, R., Uliana, M., y Biddle, K., 1990, Evolution of the San Jorge Basin, Argentina, AAPG Bull., v.74, p.879-920.
- Forsythe, R., Kent, D., Mpodozis, C. y Davinson, J., 1987, Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, Central Chilean Andes, en: Elliot, D., Collinson, J. and McKenzie G., eds., Gondwana Six: American Geophysical Union Monograph 41, p.241-252.
- Françolin, J., Cobbold, P., y Szatmari, P., 1994, Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic, Journal of Structural Geology, v.16, p.647-661.
- García, A., Beck, M., Burmester, R., Munizaga, F. y Hervé, F., 1988, Paleomagnetic reconnaissance of the Region de los Lagos, southern Chile, and its tectonics implications: Revista Geológica de Chile, v.15, p.13-30.
- Giese, P., 1994, Geothermal structure of the Central Andean crust - Implications for heat transport and rheology, en Reutter et al., eds., Tectonics of the Southern Central Andes, Berlín, p. 69-76.
- González Bonorino, F., 1950, Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas, Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.5, p.81-110.
- Gordillo, C., y Lencinas, A., 1967, Geología y petrología del extremo norte de la Sierra de Los Cóndores, Córdoba, Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, v.46, p.73-108.
- Gordillo, C., 1969, Perfil geológico de la Sierra Chica de Córdoba en la zona del Río Los Molinos, con especial referencia a los diques traquibasálticos que la atraviesan, Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, v.47, p.28-50.
- Gordon, R., y Cox, A., 1980, Paleomagnetic test of the Early Tertiary plate circuit between the Pacific basin plates and the Indian plate, Journal of Geophysical Research, v.85, p.6534-6546.
- Gordon, R., y Jurdy, D., 1986, Cenozoic Global Plate Motions, Journal of Geophysical Research, v.91, p.12389-12406.
- Gordon, R., y Livermore, R., 1987, Apparent polar wander of the mean-lithosphere reference frame, R.A.S. Geophysical Journal, v.81, p.1049-1057.
- Götze, H., Lahmeyer, B., Schmidt, S., y Strunk, S., 1994, The

- lithospheric structure of the Central Andes (20-26°S) as inferred from interpretation of regional gravity, en Reutter et al., eds., Tectonics of the Southern Central Andes, Berlín, p. 7-21
- Grier, M., Salfity, J., y Allmendinger, R., 1991, Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, v.4, p.351-372.
- Gubbels, T., Isacks, B., y Farrar, E., 1993, High-level surfaces, plateau uplift, and foreland development, Bolivian Central Andes, *Geology*, v.21, p.695-698.
- Hargraves, R., 1989, Paleomagnetism of Mesozoic kimberlites in southern Africa and the Cretaceous apparent polar wander curve for Africa: *Journal of Geophysical Research*, v.94, p.1851-1866.
- Hartley, A.J., Turner, P., Williams, G.D. y Flint, S., 1988, Palaeomagnetism of the Cordillera de la Costa, northern Chile: evidence for local forearc rotation: *Earth and Planetary Science Letters*, v.89, p.375-386.
- Hartley, A., Jolley, E., y Turner, P., 1992, Paleomagnetic evidence for rotation in the Precordillera of northern Chile: structural constraints and implications for the evolution of the Andean forearc: *Tectonophysics*, v.205, p.49-64.
- Hechem, J., Fígari, E., y Mussachio, E., 1987, Cuenca del Golfo San Jorge, hallazgo de la Formación Pozo D-129, Instituto Argentino del Petróleo, *Petrotecnia*, v.28, p.13-15.
- Hechem, J., Homovc, J. y Fígari, E., 1990, Estratigrafía del Chubutiano (Cretácico) en la Sierra de San Bernardo, Cuenca del Golfo San Jorge, Chubut, Argentina, XI Congreso Geológico Argentino, *Actas 2*, p.173-176.
- Heki, K., Hamano, Y. y Kono M., 1983, Paleomagnetic study of Cretaceous sedimentary and volcanic rocks in Northern Chile: *Rock Magnetism and Paleogeophysics*, v.10, p.112-119.
- Heki, K., Hamano, Y., Kono, M., y Ui, T., 1985, Paleomagnetism of Neogene Ocos dyke swarm, the Peruvian Andes: implication for the Bolivian orocline, *R.A.S. Geophysical Journal*, v.80, p.527-534.
- Herrill, G., Baby, P., y Soler, P., 1994, El contacto Cordillera Oriental-Altiplano en Bolivia: evolución tectónica, sedimentaria y geomorfológica durante el Mioceno, 7° Congreso Geológico de Chile, v.1, p.62-66.
- Hervé, M., 1976, Estudio geológico de la falla Liquine-Reloncavi en el área de de Liquine, antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia): Primer Congreso Geológico Chileno, p.B39-B56.
- Introcaso, A., Lion, A., y Ramos, V., 1987, La estructura profunda de las Sierras de Córdoba, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.42, p.177-187.
- Irving, E., 1964, *Paleomagnetism*, John Wiley and Sons, Inc., New York, pp. 399.
- Irving, E. e Irving, G., 1982, Apparent polar wander paths

- Carboniferous through Cenozoic and the assembly of Gondwana, *Geophys. Surv.*, 5, 141-188.
- Irwing, J., Sharp, W., Spangler, R. y Drake, R., 1987, Some paleomagnetic constraints on the tectonic evolution of the Coastal Cordillera of Central Chile: *Journal of Geophysical Research*, v.92, p.3603-3614.
- Isacks, B., 1988, Uplift of the Central Andean plateau and bending of the Bolivian Orocline, *Journal of Geophysical Research*, v.93, p.3211-3231.
- Jaillard, E., 1993, The Cretaceous to Early Paleogene tectonic evolution of the Central Andes and its relations to geodynamics, en (ORSTROM. ed.), *Segundo Simposio de Geodinámica Andina*, Oxford, p.195-198.
- James, D., 1971a, Plate tectonic model for the evolution of the Central Andes, *Geological Society of America Bulletin*, v.82, p.3325-3346.
- James, D., 1971b, Andean crustal and upper mantle structure, *Journal of Geophysical Research*, v.76, p.3246-3271.
- Jarrard, R., 1986a, Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers: *Geology*, v.14, p.780-783.
- Jarrard, R., 1986b, Relations among subduction parameters, *Reviews of Geophysics*, v.24, p.217-284.
- Jesinkey, Ch., Forsythe, R., Mpodozis, C. y Davinson, J., 1988, Concordant late paleozoic paleomagnetizations from the Atacama Desert: implications for tectonics models of the Chilean Andes: *Earth and Planetary Science Letters*, v.85, p.461-472.
- Johnson N., Jordan, T., Johnsson, P., y Naeser, C., 1986, Magnetic polarity stratigraphy, age and tectonic setting of fluvial sediments in an eastern Andean foreland basin, San Juan Province, Argentina, *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, v.8, p.63-75.
- Johnsson, P., 1984, Magnetic polarity stratigraphy and age of the Río Jachal and Mogna Formations, San Juan province, Argentina, M.A. Thesis, Dartmouth College, Hanover, U.S.A.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V., y Ando, C., 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate, *Geological Society of America Bulletin*, v.94, p.341-361.
- Jordan, T., Zeitler, P., Ramos, V., y Gleadow, A., 1989, Thermochronometric data on the development of the basement peneplain in the Sierras Pampeanas, Argentina, *Journal of South American Earth Sciences*, v.2, p.207-222.
- Jordan, T., Ruttly, P., McRae L., Beer, J., Tabbutt, K., y Damanti, J., 1990, Magnetic polarity stratigraphy of the Miocene Río Azul section, Precordillera thrust belt, San Juan province, Argentina, *Journal of Geology*, v.98, p.519-539.
- Kirschvink, J., 1980, The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.62, p.699-718.
- Kono, M., Heki, K. y Hamano, Y., 1985, Paleomagnetic study of the Central Andes: Counterclockwise rotation of the

- Peruvian block: *Journal of Geodynamics*, v.2, p.193-209.
- Kraemer, P.; Martino, R.; Giambastiani, M.; y Sfragula, Y.; 1988; Análisis dinámico y cinemático preliminar de la falla de Santa Rosa, Departamento de Calamuchita, Provincia de Córdoba; 5° Reunión Argentina de Microtectónica, Actas, p.107-114.
- Kropáček, V., Velický, V., y Zatecký, J., 1993, Changes in orientation and intensity of remanent magnetization of magnetite samples induced by uniaxial pressure, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v.76, p.163-168.
- Larson, R., 1991, Latest pulse of the Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume, *Geology*, 19, 547-550.
- Larson, R. y Pitman III, W., 1972, World-wide correlation of Mesozoic magnetic anomalies and its implications, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3645-3662.
- Lawver, L.; Gahagan, L.; y Coffin, M., 1992; The development of paleoseaways around Antarctica, en (ed.) "the Antarctic paleoenvironment: a perspective on global change", *Antarctic Research Series*, v.56, p.7-30.
- Lesta, P., 1968, Estratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge, III Jornadas Geológicas Argentinas, v.1, p.251-289.
- Lesta, P., y Ferello, 1972, Región Extraandina de Chubut y Norte de Santa Cruz, en *Geología Regional Argentina*, A. Leanza, ed., Academia Nacional de Ciencias, Córdoba, p.601-654.
- Linares, E. y Valencio, D., 1975, Palaeomagnetism and K-Ar ages of some trachybasaltic dikes from Río de Los Molinos, province of Córdoba, Republic of Argentina, *Jour. Geophys. Res.*, 80, 3315-3321.
- Livermore, R., Vine, F., y Smith, A., 1984, Plate motions and the geomagnetic field, II Jurassic to Tertiary, *R.A.S. Geophysical Journal*, v.79, p.939-961.
- Lordkipanidze, M., Adamia, S., y Asanidze, B., 1984, Evolution of active margins of the Thetys Ocean (Caucasian example), 27th International Geological Congress, Moscú, c.3, *Palaeoceanography*, v.3, p.90-104.
- Macedo Sanchez, O., 1993, Etude paléomagnétique des formations crétacées et tertiaires des Andes Centrales du Peru. Role des rotations dans la formation des déflexions andines, *Philosophical Doctoral Thesis*, Université Paris XI, Francia. Inédito.
- Macedo-Sánchez, O., Surmont, J., Kissel, C., Mitouard, P. y Laj, C., 1992a, Late Cretaceous rotation of the Peruvian Western Cordillera and the uplift of the Central Andes: *Tectonophysics*, v.205, p.65-77.
- Macedo Sanchez, O., Surmont, J., Kissel, C., y Laj, C., 1992b, New temporal constraints on the rotation of the Peruvian Central Andes obtained from paleomagnetism, *Geophysical Research Letters*, v.19, p.1875-1878.
- MacFadden, B., Anaya, F., Perez, H., Naeser, C., Zeitler, P., y Campbell, K., 1990, Late Cenozoic paleomagnetism and chronology of Andean basins of Bolivia: evidence for possible oroclinal bending. *Journal of Geology*, v.98, p.541-555.

- MacFadden, B., Anaya, F., y Swisher III, C., 1995, Neogene paleomagnetism and oroclinal bending of the Central Andes of Bolivia, *Journal of Geophysical Research*, en prensa.
- Maher, B., y Thompson, R., 1991, Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols, *Geology*, v.19, p.3-6.
- Mankinen, E., 1989, Revised paleomagnetic pole for the Sonoma volcanics, California, *Geophysical Research Letters*, v.16, p.1081-1084.
- Marocco, R., Sempere, T., Cirbian, M., y Oller, J., 1987, Mise en évidence d'une déformation paléocène en Bolivie du sud. Sa place dans l'évolution géodynamique des Andes Centrales, *C.R.Acad.Sci.Paris*, v.304(II), p.1139-1143.
- Marret, R., 1990, The Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, Northwestern Argentine Andes, *Philosophical Thesis*, Cornell University, inédito.
- Marret, R., Allmendinger, R., Alonso, R., y Drake, R., 1994, Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes, *Journal of South American Earth Sciences*, v.7, p.179-207.
- Martin, K., Hartnady, C., y Goodlad, S., 1981, A revised fit of South America and South Central Africa, *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.54, p.293-305.
- May, S., y Butler, R., 1985, Paleomagnetism of the Puente Piedra Formation, Central Perú, *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.72, p.205-218.
- May, S. y Butler, R., 1986, North American Jurassic apparent polar wander, implications for plate motion, paleogeography and cordilleran tectonics, *Journal of Geophysical Research*, v.91, p.11519-11544.
- May, S., Butler, R., Shafiqullah, M., y Damon, P., 1986, Paleomagnetism of Jurassic rocks in the Patagonia Mountains, southeastern Arizona: implications for the North American 170 Ma reference pole, *Journal of Geophysical Research*, v.91, p.11545-11555.
- McCaffrey, R., 1991, Slip vectors and stretching of the Sumatran fore arc, *Geology*, v.19, p.881-884.
- McElhinny, M., 1964, Statistical significance of the fold test in paleomagnetism: *Royal Astronomical Society Geophysical Journal*, v.8, p.338-340.
- McFadden, P., 1990, A new fold test for palaeomagnetic studies, *Geophysical Journal International*, v.103, p.163-169.
- McFadden, P., y Lowes, F., 1983, The discrimination of mean directions drawn from Fisher distributions, *R.A.S. Geophysical Journal*, v. 67, p. 19-33.
- McFadden, P., y McElhinny, M., 1988, The combined analysis of remagnetization circles and direct observations in paleomagnetism, *Earth and Planetary Sciences Letters*, v.87, p.161-172.
- McFadden, P., Merrill, R. y McElhinny, M., 1988, Dipole/Quadrupole family modeling of paleosecular variation. *Journal of Geophysical Research*, v.93, p.11583-11588.
- McKenzie, D., y Jackson, J., 1983, The relationship between

- strain rates, crustal thickening, palaeomagnetism, finite strain and fault movements within a deforming zone, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 65, p.182-202.
- Mégard, F., 1987, Cordilleran Andes and Marginal Andes: a review of Andean geology north of the Arica elbow (18°S), en *Circum-Pacific belts and evolution of the Pacific ocean basin* (Monger, J., and Francheteau, J, eds.). American Geophysical Union, Geodynamic series, v.18, p.71-95.
- Mendía, J., 1978, Palaeomagnetism of alkaline lava flows from El Salto-Almafuerte, Córdoba province, Argentina, *R.A.S. Geophys. Jour.*, 54, 539-546.
- Merrill, R. y McElhinny, M., 1983, *The Earth's Magnetic Field; its history, origin and planetary perspective*, Academic Press Inc., San Diego, California. 401 p.
- Mitouard P., Laj, C., Mourier, T. y Kissel, C., 1992, Paleomagnetic study of an arcuate fold belt developed on a marginal orogen: the Cajamarca deflection, northern Peru: *Earth and Planetary Science Letters*, v.112, p.41-52.
- Molnar, P., y Atwater, T., 1978, Interarc spreading and cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere, *Earth and Planetary Science Letters*, v.41, p.330-340.
- Molnar P., y Stock, J., 1987, Relative motions of hotspots in the Pacific, Atlantic and Indian oceans since Late Cretaceous time, *Nature*, v.327, p.587-591.
- Mon, R., 1979, Esquema tectónico de los Andes del Norte Argentino, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.34, p.53-60.
- Mon, R., 1993, Influencia de la orogénesis Oclóyica (Ordovícico-Silúrico) en la segmentación andina en el noroeste argentino, XII Congreso Geológico Argentino, v.3, p.65-71.
- Mon, R., y Hongn, F., 1988, Estructura del Ordovícico de la Puna, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.42, p.31-38.
- Montes-Lauar, C., 1993, Paleomagnetismo de rochas magmáticas mesozoico-cenozoicas da plataforma sul-americana, Tesis Doctoral, Departamento de Geofísica, Universidade de São Paulo, Brasil. Inédito.
- Montes Lauar, C., Pacca, I., Melfi, A., Piccirillo, E., Bellieni, G., Petrini, R., y Rizzieri, R., 1994, The Anari and Tapirapuã Jurassic formations, western Brazil: paleomagnetism, geochemistry and geochronology, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 128, p.357-371.
- Morgan, W., 1983, Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic, *Tectonophys.*, 94, 123-139.
- Mourier, T., Laj, C., Mégard, F., Roperch, P., Mitouard, P. y Farfan Medrano, A., 1988, An accreted continental terrane in norwestern Perú, *Earth Plan. Sci. Lett.*, v.88, p.182-192.
- Mpodozis, C. y Ramos, V., 1990, The Andes of Chile and Argentina, en Eriksen, G., Cañas Pinochet, M. and Reinemund, J., eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and*

- Mineral Resources, Earth Science Series, Houston, v.11, p.59-90.
- Mpodozis, C. y Allmendinger, R., 1992, Extensión Cretácica a gran escala en el Norte de Chile (Puquios-Sierra Fraga, 27°S): significado para la evolución tectónica de los Andes: *Revista Geológica de Chile*, v.19, p. 167-197.
- Müller, D., y Roest, W., 1992, Fracture zones in the North Atlantic from combined Geosat and Seasat data, *Journal of Geophysical Research*, v.97, p.3337-3350.
- Müller, R., Royer, J., y Lawver, L., 1993, Revised plate motions relative to the hotspots from combined Atlantic and Indian Ocean hotspot tracks, *Geology*, v. 21, p.275- 278.
- Musacchio, E., 1989, Biostratigraphy of the non-marine cretaceous of Argentina based on calcareous microfossils, en Wiedmann, J., ed., *Cretaceous of the Western Tethys: Proceedings of the Third International Cretaceous Symposium*, Tübingen, p.811-850.
- Musacchio, E., 1993, Use of global time scale in correlating nonmarine Cretaceous rocks in Southern South America: *Cretaceous Research*, v.14, p.113-126.
- Musacchio, E., y Chebli, G., 1975, Ostrácodos no marinos y carófitas del Cretácico inferior en las provincias del Chubut y del Neuquén, Argentina, *Ameghiniana*, v. 12, p. 70-96.
- Musacchio, E., Beros, C., y Pujana, I., 1986, Microfósiles continentales del Jurásico y Cretácico de Chubut y su contribución a la bioestratigrafía de la Cuenca del Golfo San Jorge, Argentina, en: *Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, (W. Volkheimer, ed.), *Sistemas Bioestratigráficos regionales de América del Sur*, v.2, p.355-383.
- Nakayama, C., 1972, Informe geológico preliminar de la región comprendida: Lagunilla Salada y Carhué Niyeu al norte y Arroyo Perdido y Sierra Rosada al sur, provincia del Chubut, Y.P.Y., informe inédito.
- Norton, I, y Sclater, J., 1979, A model for the evolution of the Indian ocean and the breakup of Gondwanaland, *Journal Geophysical Research*, v.84, p.6803-6830.
- Nullo, F., 1983, Descripción Geológica de la Hoja 45c, Pampa de Agnia. provincia del Chubut: Servicio Geológico Nacional, Boletín 199, Buenos Aires.
- Nürnberg, D., y Müller, D., 1991, The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to Present, *Tectonophysics*, v.191, p.27-53.
- O'Connor, J., y Duncan, R., 1990, Evolution of the Walvis Ridge-Río Grande Rise hot spot system: Implications for African and South American plate motions over plumes, *Jour. Geophys. Res.*, 95, 17475-17502.
- Ogg, J., Hasenyagur, R., Wimbledon, W., Channell, J., y Bralower, T., 1991, Magnetostratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary interval. Tethyan and English faunal

- realms, *Cretaceous Research*, v.12, p.445-482.
- Oldow, J., Bally, A., y Avé Lallemant, H., 1990, Transpression, orogenic float, and lithospheric balance, *Geology*, v.18, p.991-994.
- Opdyke, N., y MacDonald, W., 1973, Paleomagnetism of Late Cretaceous Pocos de Caldas Alkaline Complex, southern Brasil, *Earth Planetary Sciences Letters*, v.18, p.37-44.
- Oviedo, E., 1989, MAG88: un sistema de computación para análisis de datos paleomagnéticos, Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires.
- Oviedo, E., Valencio, D., y Vilas, J., 1991, Palaeomagnetism of Jurassic and Cretaceous rocks from South America and the tectonics of the Central Andes, en Harmon, R. y Rapela, C., eds., *Andean magmatism and its tectonic setting*, *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 265, 291-299.
- Pacca, I., y Ernesto, M., 1991, Paleomagnetic poles from lava flow sequences, IAGA 6th International Assembly, Exeter, UK, Division I, Abstracts, p.196.
- Pacca, I., y Hiedo, F., 1976, Paleomagnetic analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic lava flows in Southern Brasil, *Annales da Academia Brasileira de Geociências*, v.48, p.207-214.
- Palmer, H., Hayatsu, A. y MacDonald, W., 1980, Paleomagnetism and K-Ar age studies of a 6 km-thick Cretaceous section from the Chilean Andes: *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v.62, p. 133-153.
- Pardo Casas, F., y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South America plates since Late Cretaceous time, *Tectonics*, v.6, p.233-248.
- Park, R.G., 1988, *Geological structures and moving plates*, Blackie & sons, Glasgow, 337 pp.
- Pascual, R., y Odreman Rivas, O., 1971, Evolución de las comunidades de los vertebrados del Terciario Argentino. Los aspectos paleozoogeográficos y paleoclimáticos relacionados. *Ameghiniana*, v.8, p.372-412.
- Piatnitzky, A., 1946, Relaciones estratigráficas de la región del río Chubut, *Boletín de Informaciones Petroleras*, v.23, p.173-185.
- Pilger, R., 1983, Kinematics of the South American subduction zone from global plate reconstructions, in R. Cabré, Ed., *Geodynamics of the Eastern Pacific Region, Caribbean and Scotia Arcs: Geodynamics Series, A.G.U.*, v.9, p.113-125.
- Proserpio, C., 1987, Descripción Geológica de la hoja 44e, Valle General Racedo, Dirección Nacional de Minería y Geología, *Boletín* 201, pp.102.
- Rabinowitz P., y LaBrecque, J., 1979, The Mesozoic South Atlantic ocean and the evolution of its continental margins, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.5973-6002.
- Ramos, V., 1979, El vulcanismo del Cretácico inferior de la Cordillera Patagónica, VII Congreso Geológico Argentino,

- v.1, p.423-436.
- Ramos, V., 1988, Late Proterozoic Early Paleozoic of South America - A collisional history: Episodes, v.11, p.168-174.
- Ramos, V., 1989, The birth of Southern South America, American Scientist, v.77, p.444-450.
- Ramos, V., 1994, Terranes of southern Gondwanaland and their control in the Andean structure (30°-33°S Latitude), en: Reutter, K., Scheuber, E., and Wigger, P., Eds, Tectonics of the southern Central Andes, Springer-Verlag, Berlin, p.249-262.
- Ramos, V., y Drake, R., 1987, Edad y significado tectónico de la Formación Río Tarde (Cretácico), Lago Posadas, Provincia de Santa Cruz, X Congreso Geológico Argentino, v.1, p.143-148.
- Ramos, V., y Cortés, J., 1993, Time constraints of the Andean deformation along the Central Andes of Argentina and Chile (32°-33°S latitude), in ORSTOM (ed.), 2nd International Symposium on Andean Geodynamics, Oxford, U.K., Program and Abstracts, p.233-236.
- Ramos, V., Niemeyer, H., Skarmeta, J., y Muñoz, J., 1982, Magmatic evolution of the Austral Patagonian Andes, Earth Science Reviews, v.18, p.411-443.
- Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortés, J. y Palmer, M., 1986, Paleozoic terranes of the Central Argentine-Chilean Andes: Tectonics, v.5, p.855-880.
- Rapalini, A., Abdeldayem, A., y Tarling, D., 1993, Intracontinental movements in Western Gondwanaland: a paleomagnetic test, Tectonophysics, v.220, p.127-139.
- Rapalini, A., Tarling, D., Turner, P., Flint, S., y Vilas, J., 1994, Paleomagnetism of the Carboniferous Tepuel Group, central Patagonia, Argentina, Tectonics, v.13, p.1277-1294.
- Raposo, M. y Ernesto, M., 1989, Rochas intrusivas básicas do Arco Ponta Grossa: Resultados paleomagnéticos preliminares, Rev. Bras. Geosci., 19, 393-700.
- Ré, G., y Barredo, S., 1993, Estudio magnetoestratigráfico y tasa de sedimentación del Grupo Iglesia, en sus afloramientos aledaños a la localidad de Angualasto (Prov. de San Juan), XII Congreso Geológico Argentino, v.2, p.148-155.
- Renne, P., Ernesto, M., Pacca, I., Coe, R., Glen, J., Prévot, M., y Perrin, M., 1992, The age of Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary, Science, v.258, p.975-979.
- Reutter, K., Scheuber, E., y Helmcke, D., 1991, Structural evidence of orogen-parallel strike slip displacements in the Precordillera of northern Chile, Geologische Rundschau, v.80, p.135-153.
- Ricard, Y., y Vigny, C., 1989, Mantle dynamics induced plate tectonics, Journal of Geophysical Research, v.94, p.17543-17559.
- Riley, P., Beck, M. y Burmester, R., 1993, Paleomagnetic evidence of vertical axis blocks rotations from the Mesozoic of Northern Chile: Journal of Geophysical

- Research, v.98, p.8321-8333.
- Robbiano, J., 1971, Contribución al conocimiento estratigráfico de la Sierra del Cerro Negro, Pampa de Agnia, Provincia del Chubut, Revista de la Asociación Geológica Argentina, v.26, p.41-56.
- Rojas, C., Beck, M., Burmester, R., Cembrano, J., y Hervé, F., 1994, Paleomagnetism of the Mid-Tertiary Ayacara Formation, southern Chile: counterclockwise rotation in a dextral shear zone, Journal of South American Earth Sciences, v.7, p.45-56.
- Roperch, P., Mégard, F., Laj, C., Mourier, T., Clube, T., y Noblet, C., 1987, Rotated oceanic blocks in western Ecuador, Geophys. Res. Lett., v.14, 558-561.
- Roperch, P., Fornari, M., y Hérail, G., 1993, A paleomagnetic study of the Altiplano, en: (ORSTROM. ed.) Segundo Simposio de Geodinámica Andina, Oxford, UK, p.241-244.
- Royden, L., 1983, The tectonic expression slab pull at continental convergent boundaries, Tectonics, v.12, p.303-325.
- Rzhevskiy, Y, y Slautsitays, I, 1982, A method of calculating the effect of the slope angle on the direction of primary magnetization of rocks, Physics of the Solid Earth, Academia de Ciencias de la URSS, v.18, p.286-288.
- Sánchez, M.; Villegas, M.; y Poire, D., 1990; Paleogeografía del Cretácico inferior en el area de la Sierra de Los Cóndores, Prov. de Córdoba, Rca. Argentina; 3ra. Reunión Argentina de Sedimentología, San Juan, Actas, p.235-246.
- Scheuber, E., y Andriessen, P., 1990, The kinematic and geodynamic significance of the Atacama fault zone, northern Chile, Journal of Structural Geology, v.12, p.243-257.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K., 1994, Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since Jurassic, en Reutter et al., eds., Tectonics of the Southern Central Andes, Berlín, p. 121-139.
- Schmidt, C., Astini, R., Costa, C., Gardini, C., y Kraemer, P., 1994, Cretaceous rifting, alluvial fan sedimentation and neogene inversion, southern Sierras Pampeanas, Argentina, en Tankard, A. (ed.) Petroleum basins of South America, AAPG Memoir, en prensa.
- Schult, A., y Guerreiro, S., 1979, Palaeomagnetism of Mesozoic igneous rocks from the Maranhao basin, Brazil, and the time of the opening of the South Atlantic, Earth Plan. Sci. Lett., 42, 427-436.
- Schult, A., y Guerreiro, S., 1980, Palaeomagnetism of Upper Cretaceous volcanic rocks from Cabo de Sto. Agostinho, Brazil, Earth Plan. Sci. Lett., 50, 311-315.
- Schweller, W., y Kulm, L., 1978, Extensional rupture of oceanic crust in the Chile trench, Marine Geology, v.28, p.271-291.
- Sciutto, J., 1981, Geología del codo del Río Senguer, Chubut, Argentina, VIII Congreso Geológico Argentino, Actas 3, p.203-219.

- Sebrier, M., Lavenu, A., Fornari, M., y Soulas, J., 1988, Tectonics and uplift in the Central Andes (Perú, Bolivia and northern Chile) from Eocene to present, *Géodynamique*, v.3, p.85-106.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., y Baby, P., 1989, Geologic structure and tectonic history of the Bolivian Orocline, 28th International Geological Congress, Whashington, U.S.A., v.3, p.72-73.
- Sempere, T., Hérail, G., Oller, J., y Bonhomme, M., 1990, Late Oligocene-Early Miocene major tectonic crisis and related basins in Bolivia, *Geology*, v.18, p.946-949.
- Sengör, A., 1985, The story of Tethys: how many wives did Okeanos have?, *Episodes*, v.8, p.3-12.
- Shaw, P., y Cande, S., 1990, High-Resolution Inversion for South Atlantic plate kinematics using Joint Altimeter and Magnetic Anomaly data, *Journal of Geophysical Research*, v.95, p.2625-2644.
- Singer, S., Puente, N., Sinito, A, y Allmendinger, R., 1994, Estudio paleomagnético de secuencias terciarias aflorantes al Este del Salar de Antofalla, Puna Austral, Argentina, 7° Congreso Geológico de Chile, v.2, p.1451-1455.
- Sisto, F., y Cortés, J., 1992, Tectónica Cretácico-Mesozoica del tramo sur de la Sierra de Los Cóndores, Sierras Pampeanas de Córdoba, 7° Reunión Argentina de Microtectónica, Acta, p.63-69.
- Sisto, F., Sánchez, M., Perez Posio, C., y Toro, E., 1994, La tectónica compresiva en el extremo sur de la Sierra Chica, Provincia de Córdoba, Argentina, 7° Congreso Geológico Chileno, v.1, p.174-178.
- Stamatakos, J., y Kodama, K., 1991, Flexural flow folding and the paleomagnetic fold test: an example of strain reorientation of remanence in the Mauch Chunk Formation, *tectonics*, v.10, p.807-819.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O., y Martínez, C., 1968, Las formaciones prehenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes, *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v.23, p.67-98.
- Strangway, D., W., 1961, Magnetic properties of diabase dyques, *Journal of Geophysical Research*, v.66, p.3021-3030.
- Talwani, M., 1969, Plate tectonics and deep-sea trenches, *EOS Transactions AGU, resúmenes*, 50, p. 180.
- Tarduno, J., Sliter, W., Kroenke, L., Leckie, M., Mayer, J., Mahoney, J., Musgrave, R., Storey, M., y Winterer, E., 1991, Rapid formation of the Ontog-Java plateau by Aptian mantle plume volcanism, *Science*, 254, 399-403.
- Tarduno, J., Lowrie, W., Sliter, W., Bralower, T., y Heller, F., 1992, Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian Contessa section, Umbrian Apennines, Italy: implications for the existence of a mid-Cretaceous mixed polarity interval, *Journal of Geophysical Research*, v.97, p.241-271.
- Tarling, D., 1983, *Palaeomagnetism, principles and applications in*

- geology, geophysics and archaeology, Chapman & Hall, Londres, pp. 379.
- Taylor, B., y Karner, G., 1983, On the evolution of marginal basins, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, v.21, p.1727-1741.
- Thiele, R. y Pincheira, M., 1987, Tectónica transpresiva y movimiento de desgarre en el segmento sur de la Zona de Falla Atacama, Chile: *Revista Geológica de Chile*, v.31, p.77-94.
- Toksöz, M., y Bird, P., 1977, Formation and evolution of marginal basins and continental plateaus, en (Talwani, M., y Pitman III, W., eds.) "Island Arcs, deep sea trenches and back-arc basins", v.1, p.379-393, AGU.
- Tomlinson, A., Mpodozis, C., Cornejo, P., Ramírez, C., y Dumitru, T., 1993, El sistema de fallas Sierra Castillo-Agua Amarga: transpresión sinistral eocena en la precordillera de Potrerillos-El Salvador, 7° Congreso Geológico Chileno, v.2, p.1459-1463.
- Turner, S., Regelous, M., Kelley, S., Hawkesworth, C., y Mantovani, M., 1994, Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology, *Earth Planetary Sciences Letters*, v.121, p.333-348.
- Uliana, M., y Biddle, K., 1987, Permian to Late Cenozoic evolution of northern Patagonia: main tectonic events, magmatic activity and depositional trends, *AGU Memoir* 40, p.271-286.
- Uliana, M., Biddle, K., y Cerdan, J., 1989, Mesozoic extension and the formation of argentine sedimentary basins, en (A. Tankard y H. Balkwill, eds.) "Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins", *AAPG Memoria* 64, p. 23-39.
- Uyeda, S., 1983, Comparative subductology, *Episodes*, v.6 (2), p.19-24.
- Uyeda, S., y Kanamori, H., 1979, Back-arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, v.84, p.1049-1061.
- Valencio, D., 1972, Palaeomagnetism of the Lower Cretaceous vulcanitas Cerro Colorado Formation of the Sierra de Los Cóndores Group, Province of Córdoba, Argentina, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 16, 370-378.
- Valencio, D., 1980, *El magnetismo de la rocas*, Eudeba (ed.), Buenos Aires, 351 p.
- Valencio, D., Giudici, A., Mendía, J., y Gascón J., 1976, Paleomagnetismo y edades K/Ar del Subgrupo Pirgua, Provincia de Salta, República Argentina, *Sexto Congreso Geológico Argentino*, Tomo 1, P.527-542.
- Valencio, D., Mendía, J., Giudici, A., y Gascón J., 1977, Palaeomagnetism of the Cretaceous Pirgua Subgroup (Argentina) and the age of the opening of the South Atlantic, *R.A.S. Geophys. Jour.*, 51, 47-58.
- Valencio, D., Vilas, J. y Pacca, I., 1983a, The significance of the palaeomagnetism of Jurassic-Cretaceous rocks from South

- America: predrift movements, hairpins and magnetostratigraphy, R.A.S. Geophys. Jour., 73, 135-151.
- Valencio, D., Vilas, J., Solá, P., y López, M., 1983b, Palaeomagnetism of Upper Cretaceous-Lower Tertiary igneous rocks from Central Argentina, R.A.S. Geophys. Jour., 73, 129-134.
- Van der Voo, R., 1990, Phanerozoic paleomagnetic poles from Europe and North America and comparisons with continental reconstructions, Reviews of Geophysics, v.28, p.167-206.
- Van Fossen, M. y Kent, D., 1990, High latitude paleomagnetic poles from Middle Jurassic plutons and Moat Volcanics in New England and the controversy regarding Jurassic apparent polar wander for North América, Journal of Geophysical Research, v.95, p.17503-17519.
- Van Fossen, M. y Kent, D., 1992, Paleomagnetism of 122 Ma plutons in New England and the Mid-Cretaceous paleomagnetic field in North America: True Polar Wander or Large-Scale Differential Mantle Motion?, Jour. Geophys. Res., v.97, p.19651-19661.
- Van Fossen, M. y Kent, D., 1993, A paleomagnetic study of 143 Ma kimberlite dikes in central New York State, Geophysical Journal International, v.113, p. 175-185.
- Veevers, J., Middle/Late Triassic (230 ± 5 Ma) singularity in the stratigraphic and magmatic history of the Pangean heat anomaly, Geology, v.17, p.784-787.
- Vilas, J., 1966, Equipo para la desmagnetización de rocas para el estudio paleomagnético de las mismas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis inédita.
- Vilas, J., 1976, Palaeomagnetism of the Lower Cretaceous Sierra de Los Condores Group, Cordoba province, Argentina, R.A.S. Geophys. Jour., 46, 296-305.
- Vilas, J., 1981, El magnetómetro UBA-8Hz y su aplicación en estudios paleomagnéticos, Dpto. de Física, FCEN, UBA, Tesis Doctoral, inédita.
- Vilas, J. y Valencio, D., 1978, Palaeomagnetism and K-Ar dating of the Carboniferous Andacollo Series (Argentina) and the age of its hydrothermal overprinting, Earth Plan. Sci. Lett., 40, 101-106.
- Vilela, C., 1971, Descripción Geológica de la hoja 48c, Lago Musters, Dirección Nacional de Geología y Minería, boletín 113.
- Vizán, H., 1993, Marco geológico y paleomagnético de unidades de la Cuenca Liásica del Oeste de Chubut, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral, Inédita, pp. 299.
- Wegener, A., 1924, The origin of Continents and Oceans, Methuen, Londres.
- White, R., y McKenzie, D., 1989, Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts, Journal of Geophysical Research, v.94, p.7685-7729.
- Wilson, T., 1991, Transition from back-arc to foreland basin

- development in the southernmost Andes: stratigraphy record from the Ultima Esperanza District, Chile, Geological Society of American Bulletin, v.103, p.98-111.
- Wörner, G., Moorbath, S., y Harmon, R., 1992, Andean Cenozoic volcanic centers reflect basement isotopic domains, *Geology*, v.20, p.1103-1106.
- Zapata, T., y Allmendinger, R., 1993, Central and Eastern Precordillera in the Jáchal area: the interaction of two systems of opposing vergence, 12° Congreso Geológico Argentino, v.3, p.149-159.
- Zijderveld, J., 1967, AC demagnetization of rocks: analysis of results, en: *Methods in Paleomagnetism*, Collinson et al. (eds.), p. 254-286, Elsevier, Amsterdam.
- Zonenshain, L., Kononov, M., y Savostin, L., 1987, Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northern Asia, en: *Circum-Pacific belts and evolution of the Pacific ocean basin* (Monger, J., y Francheteau, J, eds.). American Geophysical Union, Geodynamic series, v.18, p.29-47.