

# **Datos paleomagnéticos del sustrato rocoso de la isla de Livingston (Península Antártica): implicaciones tectónicas en la evolución neógena**

## **Paleomagnetic data from the Livingston Island basement (Antarctic Peninsula): Tectonic constraints on Neogene evolution**

J.M. PARÉS<sup>(1),(2)</sup> y J. DINARÈS-TURELL<sup>(1),(3)</sup>

*(1) Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera", CSIC, c/ Solé Sabarís, s/n, 08028 Barcelona*

*(2) Actualmente en: Department of Geological Sciences, University of Michigan, 2534 C.C. Little Building, Ann Arbor, MI 48109-1063. (jmpares@umich.edu).*

*(3) Actualmente en: Istituto Nazionale di Geofisica, Via di Vigna Murata, 605, 00143 ROMA. (dinares@martel.ingrm.it).*

### RESUMEN

Se presentan resultados paleomagnéticos de la Formación Miers Bluff y de los diques terciarios y andesitas de la Isla de Livingston (Islas Shetland del Sur, Península Antártica). La mayoría de las rocas estudiadas son portadoras de magnetización estable, que reside en una fase de baja coercividad, probablemente Ti-Magnetita. La restitución tectónica progresiva de las direcciones de magnetización remanente característica revela que la magnetización en las turbiditas de la Fm. Miers Bluff fue adquirida después del plegamiento. Las direcciones medias de los diques y de la Fm. Miers Bluff no ofrecen una diferencia significativa, sugiriendo una misma edad para la magnetización. Se propone que el origen de la misma es una remagnetización de edad terciaria. Asimismo, la posición de los polos paleomagnéticos obtenidos sugiere un basculamiento tectónico que estaría relacionado con la apertura y extensión en el Estrecho de Bransfield.

*Palabras clave:* Paleomagnetismo. Fm. Miers Bluff. Magmatismo terciario. Remagnetización. Estrecho de Bransfield.

### ABSTRACT

We report paleomagnetic results from the Miers Bluff Formation and Tertiary dykes and andesites in Livingston Island (South Shetland Islands, Antarctic Peninsula). Most of the samples carry stable magnetization, residing in a low coercivity phase, most likely (Ti)magnetite. Progressive untilting of the Characteristic Remanent Magnetization directions reveals that the magnetization of the turbidites (Miers Bluff Fm.) is post-folding. Miers Bluff and the dyke mean directions do not show any significant difference, suggesting

the same magnetization age. Thus, a local Cenozoic remagnetization is proposed. Also, the paleomagnetic poles suggest a tectonic tilting that would explain the observed discrepancies between the produced paleopoles and the APWP for the Antarctic Peninsula.

*Key words:* Paleomagnetism. Miers Bluff Fm. Tertiary magmatism. Remagnetization. Bransfield Strait.

---

#### EXTENDED ABSTRACT

We carried out a paleomagnetic study of the turbidites of the Miers Bluff Formation and the Tertiary dykes on Livingston Island, South Shetland Islands (Antarctic Peninsula). Analysis of the Isothermal Remanent Magnetization (IRM) reveals that the main magnetic carrier in both lithologic units is a low coercivity phase, most likely corresponding to magnetite. Saturation is almost achieved at 0.15 T, and the subsequent Alternating Field demagnetization shows a sharp drop at 50 mT. Anisotropy of magnetic susceptibility was used to determine the fabric of the studied rocks. The anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) has been shown to represent a measure of the crystallographic orientation of phyllosilicate and other tabular grains and, to a lesser extent, of the grain shape orientation of ferrimagnetic grains like magnetite. Magnetic anisotropy, a second-rank symmetric tensor, can be expressed in terms of three principal susceptibilities (maximum, intermediate and minimum susceptibility axes, or  $K_{\max}$ ,  $K_{\text{int}}$  and  $K_{\min}$ ). In non-deformed sedimentary rocks the AMS has been observed to reflect the depositional surface. Thus, the magnetic foliation is parallel to the bedding plane and the magnetic lineation (if any) is parallel or normal to the paleocurrent direction, depending on the hydrodynamic regime. In moderately deformed rocks, the AMS is qualitatively related to the orientation of the strain ellipsoid; the  $K_{\min}$  axis is normal to the cleavage and, thus, the magnetic foliation mimics the flattening plane. In recent years, a renewed interest in magnetic anisotropy research has occurred since its application to geology was proposed. The method has been used to study a wide variety of problems ranging from such varied topics as the flow direction in igneous rocks, paleocurrents in deep sea sediments to strain determination in deformed rocks. Moreover, magnetic fabric studies are an important complement to paleomagnetic studies, both as a means of determining magnetic mineralogy (it studies the paramagnetic versus ferromagnetic contribution) and as a way to determine possible deformation-induced and compaction deflections in natural remanent magnetization.

Natural Remanent Magnetization (NRM) of the samples was measured on the SQUID magnetometer GM400 (three-axes) housed in a three-pair Helmholtz coil at the CSIC Paleomagnetic Laboratory in Barcelona. The noise level of this magnetometers is 7  $\mu\text{A}/\text{m}$ , well below the magnetization intensity of the measured samples. Standard cylindrical 2.54 cm paleomagnetic cores were progressively demagnetized in a TSD-1 furnace or in a GSD-1 Tumbling AF Demagnetizer (Schonstedt). Least-squares fits to the linear demagnetization trajectories for both the low- and the high-temperature components in each sample were made by principal components analysis (Kirschvink, 1980).

Sandstones and siltstones from Miers Bluff Fm. have intensities in the range of 0.1 to 2 mA/m. NRM is generally unstable and very often shows erratic paths on orthogonal plots. Only three out of six sites have shown stable magnetizations. A low temperature component is unblocked at 350 degrees Celsius and has no consistent directions between sites. The maximum unblocking temperature for the Characteristic Remanent Magnetization Component (ChRM) is 580 deg. Celsius, revealing the presence of magnetite as the main magnetic carrier of these rocks. Most of the samples display north-west and upward directions.

Dykes show higher and more stable magnetization than the turbidites. Both thermal and alternating methods succeed in deciphering the magnetic components of the dykes samples. Typically there is a viscous component which is completely eliminated at 250°C, followed by the Characteristic Remanent Magnetization up to 600°C. Some samples show an intensity decrease at 350°C, which might indicate the presence of some iron sulfides. A contact test was carried out at locality LBA3 (Johnsons Dock) (Fig. 5). The sampled dike is 130 cm thick and intrudes the turbidites of the Miers Bluff Fm., dipping to the West. Samples from the turbidites hosting the dyke were taken at different intervals from the dyke, covering a distance of about 8 m. Results show that turbidite samples collected close to the dyke have ChRM directions similar to those for the dyke, revealing a secondary origin of the magnetization. Samples more distant from the dyke display different magnetization directions. The test reveals that the origin of magnetization in the Miers Bluff Fm. is most likely related to the dyke emplacement.

A regional progressive fold test was carried out for the Miers Bluff Fm. sites (Fig. 6). This test reveals a maximum grouping of the ChRM directions at 0% of unfolding, thus indicating a secondary origin of the magnetization. Additionally, both the dykes and Miers Bluff Fm. have northwesterly and upward ChRM directions and do not reveal any statistical angular difference. These observations allow us to conclude that the turbidites from the Miers Bluff Fm. have a secondary magnetization, and that this may be the same age as the Tertiary dikes. Thus, a thermoviscous remagnetization is proposed as the mechanism responsible for the magnetizations in the turbidites. This event could be related to the Tertiary emplacement of the dykes.

Another conspicuous feature of the ChRM directions is the mean magnetic inclination. In contrast to existing paleomagnetic results from Byers Peninsula, the inclination we obtained are very low compared to the APWP for the Antarctic Peninsula. The Miers Bluff Fm. and the dykes display an average inclination of 51 and 53°, which produce a Latitude of the Paleomagnetic Pole of 49 and 58 respectively. A possible explanation for such an anomalous inclination is a regional tilting of Livingston Island during the Tertiary. Previous tectonic studies of the Island reveal the existence of tectonic tilting in the Hurd Peninsula on the basis of microstructural analysis of the Miers Bluff Fm. Thus, a regional tilting of the studied block would explain the observed paleomagnetic directions. Such a tectonic event is compatible with the opening of the Bransfield Strait during the Tertiary and its related extensional tectonics regime.

---

## INTRODUCCIÓN

La Península Antártica (PA) consiste en un conjunto de bloques situados en una área comprendida entre 280° E y 310° E. La PA tiene forma de 'S' y está constituida fundamentalmente por rocas plutónicas y volcánicas y en menor grado por metasedimentos. La parte norte de la PA está caracterizada por un conjunto de rocas del Mesozoico y Cenozoico asociadas a la subducción de la Placa de Drake bajo la PA (Saunders et al., 1982; Pankhurst, 1990). La apertura del paso de Drake en el Mioceno dio lugar a la separación de la PA del continente sudamericano (Barker y Burrell, 1977). La cuenca marginal de Bransfield se ha estado abriendo durante los últimos 2 Ma (Barker, 1982), separando la Islas Shetland de la PA. La conexión física del bloque de la PA con otros bloques de la Antártida Occidental está enmascarada por el hielo. No obstante, Ford (1972) sugiere que el límite entre la PA y los bloques de Thurston Island-Eights Coast podría ser una falla direccional del Cretácico tardío.

Hay dos hechos que han conducido a la comunidad científica a realizar estudios paleomagnéticos en la PA: de un lado, las reconstrucciones de Gondwana indican una superposición entre la PA y la Falklands Plateau (Malvinas) (Norton y Selater, 1979). Ello sugiere que la península ha experimentado algún movimiento relativo a la Antártida Oriental desde el Jurásico, rotación que sería detectada mediante paleomagnetismo. De otro lado, la forma curvada de la terminación septentrional de la PA sugirió a algunos autores (Dalziel et al., 1973) la posibilidad de que la curvatura fuera de origen secundario, a par-

tir de una orientación más N-S y enlazando con la Cordillera Andina. Datos paleomagnéticos de ambas zonas, Cordillera Andina y PA, servirían para cotejar esta hipótesis.

En el presente trabajo exponemos los resultados paleomagnéticos iniciales obtenidos en la Península Hurd, en la Isla de Livingston. El objetivo principal es el contrastar los paleopolos de esta zona con la fragmentada curva de deriva polar aparente (CDPA) existente para la Península Antártica.

## MARCO GEOLOGICO, ANTECEDENTES PALEOMAGNETICOS

La Isla de Livingston es la segunda en extensión de las Islas Shetland del Sur (Fig. 1). Se pueden distinguir en ella cinco grupos principales de rocas (Dalziel, 1969; Smellie et al., 1984; Pallàs, 1996 y referencias allí incluidas):

Formación Miers Bluff: Se trata de una secuencia turbidítica, atribuida al Triásico por comparación con otras series de la PA. El conjunto de materiales está invertido y plegado.

Grupo Byers: Constituido por materiales volcanogénicos calcoalcalinos intercalados en materiales sedimentarios marinos y continentales. Los amonites y las edades radiométricas permiten acotar la edad de estas rocas entre el Jurásico superior y el Cretácico superior.

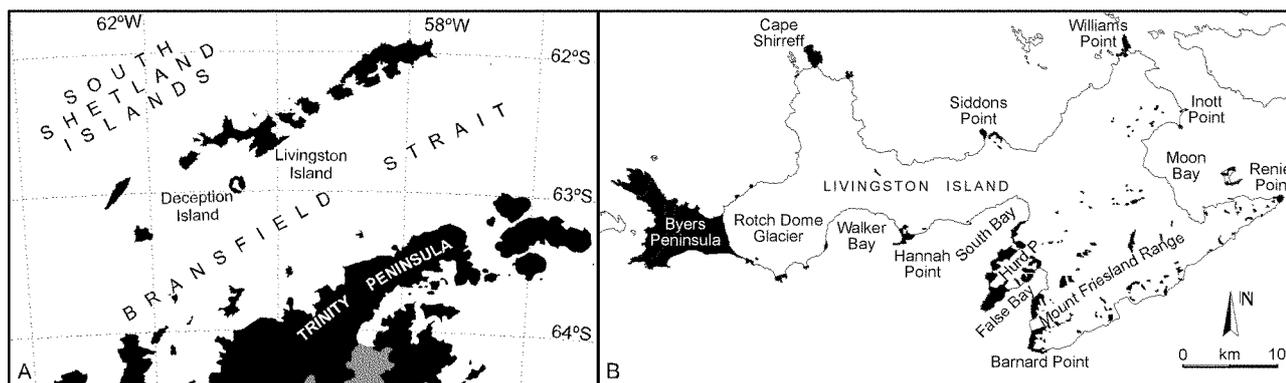


Figura 1.- Situación de la zona de estudio en la Isla de Livingston.

Figure 1- Location of the study area in Livingston Island.

**Tonalitas:** Intruyen en las rocas descritas mas arriba y tienen una edad eocena. Afloran a lo largo de la costa SE de la isla.

**Diques:** Tienen una composición andesítica e intruyen los metasedimentos de la Formación Miers Bluff (Camino et al., 1973). El espesor de estos diques varía entre uno y cinco metros, llegando en algunos casos hasta los quince metros de potencia. Presentan normalmente textura porfíricas y variaciones de tamaño de grano relacionadas con el espesor del cuerpo y la distancia a los bordes.

**Rocas volcánicas recientes:** Se trata de coladas basálticas y rocas piroclásticas que afloran en la parte central y septentrional de la isla.

Son escasos los estudios paleomagnéticos en la Isla de Livingston, y la mayoría de resultados se concentran en la Península de Byers. A continuación se expone un resumen de los principales resultados obtenidos de los estudios paleomagnéticos existentes (Tabla 1).

## Resultados paleomagnéticos de la Península de Byers

### *Punto Smellie*

Rocas sedimentarias del Berriasiense-Valanginiense y flujos andesíticos intercalados en un sinclinal E-W (Grunow, 1993). La estructura permite realizar la prueba del pliegue, que resulta ser positiva. La andesita, de otro lado, presenta direcciones de magnetización de polaridad normal e inversa. Las direcciones medias de ambas litologías -andesitas y sedimentos- son estadísticamente distintas. Los autores especulan que, dado que la andesita presenta

ambas polaridades, los sedimentos podrían haber sido remagnetizados anteriormente a la deformación. Esto explicaría la diferencia en la orientación de las direcciones paleomagnéticas entre andesitas y sedimentos y la prueba positiva del pliegue (Grunow, 1993). La presencia de Barremiense reposando en discordancia sobre el Berriasiense-Valanginiense plegado acota la edad de la deformación.

### *Chester Cone*

Consiste en un domo volcánico de andesita hornbléndica. La datación isotópica da un rango de edad entre 107 y 116 Ma (Pankhurst et al., 1979). Estos autores observan que la hornblenda está transformada a magnetita, como consecuencia la magnetización está asociada con el acontecimiento que dió lugar a la alteración de la hornblenda.

### *Punto Laager*

Esta localidad consiste en lutitas y areniscas marinas del Berriasiense-Valanginiense cortadas por una dolerita de edad desconocida. El conjunto se encuentra muy deformado por pliegues y fallas. La magnetización del complejo sedimentario es secundaria y adquirida durante la deformación (Grunow, 1993). El máximo agrupamiento de las direcciones ( $k$  máxima) se sitúa al 50% de la corrección tectónica.

### *South Beaches*

Rocas sedimentarias de la misma edad, Berriasiense-Valanginiense. Tienen un aspecto similar a las que afloran

<i>Unidad, localidad</i>	<i>Edad</i>	<i>N</i>	<i>Lat (S)</i>	<i>Long (E)</i>	<i>a95</i>	<i>Ref.</i>
Ton. y dique, B. Falsa	40	4	77	48	[13, 15]	Dalziel et al. (1973)
R. igneas, *	92	7	77	132	[11.2,13.4]	Watts et al. (1984)
Pelitas, Pto. Smellie	Valg.-Haut.	3	74	173	9.5	Grunow (1993)
Lavas, Pto. Smellie	140	4	60	50	9.5	Grunow (1993)
Andesita, Chester Cne.	<110	3	80	134	16.9	Grunow (1993)
Lavas, Vietor Rock	107	3	77	206	19	Grunow (1993)
Diabasa, Sealer Hill	~108	5	69	209	8.6	Grunow (1993)
Areniscas, Laager Pt.	Post-Barrm.	4	77	304	5.7	Grunow (1993)
Areniscas, S. Beaches	Post-Barrm.	8	80	129	6	Grunow (1993)

Tabla 1. Datos paleomagnéticos de la Isla de Livingston (Penínsulas de Byers y Hurd). N: número de estaciones utilizadas para el cálculo del paleopolo. Lat, Long: coordenadas geográficas del polo paleomagnético.  $a_{95}$ : radio del círculo del 95% de confianza. En paréntesis Dp y Dm. \* Incluye localidades de Sealer Hill, Vietor Rock y Negro Hill.

Table 1. Paleomagnetic data for the Livingston Island (Byers and Hurd Peninsulas). N: Number of sites used for the paleopole. Lat, Long: geographic coordinates of the paleomagnetic pole.  $a_{95}$ : 95% confidence circle. In brackets Dp and Dm. \* Includes the localities Sealer Hill, Vietor Rock and Negro Hill.

en la Punto Smellie. Existe un sistema de fracturas y diques andesíticos que cortan aquellos materiales. Se analizan ambas litologías -andesitas y roca encajante sedimentaria-. Las direcciones de magnetización no presentan ninguna diferencia discernible, sugiriendo que las rocas sedimentarias fueron remagnetizadas durante el emplazamiento de los diques (Grunow, 1993).

#### *Sealer Hill*

En esta localidad aparecen intrusiones de andesita y diabasa, con una edad comprendida entre 108 y 111 Ma. Las muestras de ambas litologías son combinadas para obtener un mismo polo paleomagnético. Los resultados obtenidos por Grunow (1993) son similares a los obtenidos por Watts et al. (1984) en esta misma localidad.

#### *Vietor Rock*

Las muestras provienen de tres flujos de lava distintos, con una edad de 104-107 Ma (Pankhurst et al., 1979; Watts et al., 1984). La magnetización es estable y permite calcular un polo paleomagnético para el conjunto de las lavas.

### **Resultados de la Península de Hurd**

El único trabajo publicado se debe a Dalziel et al. (1973). La idea de estos autores era obtener datos paleomagnéticos para comprobar si la curvatura que refleja la

Cordillera Andina-Antártida es primaria o secundaria ("test del oroclinal"). Para ello se estudian paleomagnéticamente muestras recogidas en la zona del Canal de Beagle y en la Isla de Livingston, en la Península de Hurd. De esta área se muestrean dos diques y dos afloramientos de tonalitas, todos ellos localizados al E de Bahía Falsa. Las muestras se desmagnetizan por campos alternantes y dan direcciones estables de magnetización (Tabla 1).

### **MUESTREO Y METODOLOGÍA**

La campaña de recogida de muestras se realizó durante el verano austral de 1993-1994. Las muestras se recogieron mediante perforadora portátil de gasolina, equipada con brocas no magnéticas de 2,5 cm de diámetro. Se muestreó un total de once estaciones, obteniendo un total de 130 muestras. Las litologías comprenden las turbiditas de la Fm. Miers Bluff y los diques de composición andesítica. En el laboratorio se obtuvieron especímenes de 2,1 cm de longitud para su posterior medición. La remanencia magnética se midió con un magnetómetro de giro lento (Molspin) y con un magnetómetro criogénico de tres ejes (GM400, CCL) ubicado en un sistema de bobinas de Helmholtz para eliminar el campo magnético externo. La desmagnetización térmica se efectuó con el horno TSD-1 (Schonstedt) y la magnética mediante el grupo AF GSD-5 (Schonstedt). La anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM) se determinó con un Kappabridge KLY-2 (Geophysica Brno). Las direcciones de magnetización se calcularon mediante análisis de componentes principales (Kirschvink, 1980) de trayectorias lineales de desmagnetización escogidas por

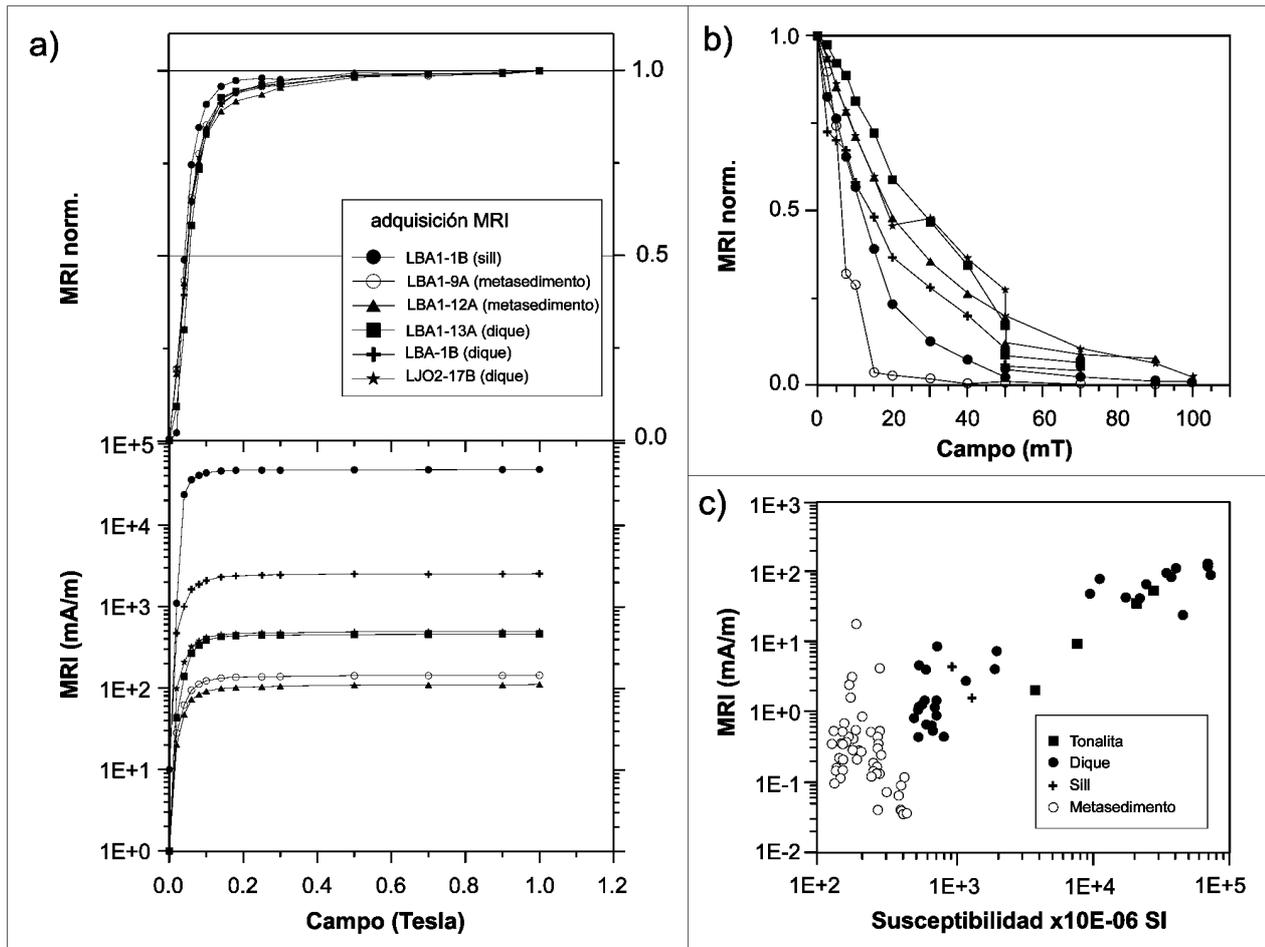


Figura 2.- a) Curvas de adquisición de magnetización isotérmica remanente (MIR) hasta un campo de 1 T para muestras representativas de diques y turbiditas; b) Desmagnetización por campos alternantes de la MIR. Se observa un dominio de fases de baja coercividad (explicación en el texto); c) Relación entre los valores de intensidad magnética inicial y susceptibilidad magnética.

Figure 2- a) Acquisition of Isothermal Remanent Magnetization (IRM) curves up to 1 T for some representative samples of dikes and turbidites; b) Alternating Field IRM demagnetization. Notice the predominance of a low coercivity phase; c) Plot of initial value of the NRM versus initial bulk susceptibility.

inspección visual de los diagramas ortogonales (Zijderveld, 1967). Las direcciones medias se calcularon promediando los vectores de las direcciones obtenidas de las muestras. Las características estadísticas de las direcciones medias se estimaron mediante el método de Fisher (1953).

#### DATOS PALEOMAGNETICOS Y ASM

##### Magnetización remanente isotérmica (MRI)

Los experimentos de MRI se basan en la aplicación de un campo magnético continuo y creciente sobre la mues-

tra a lo largo de una dirección determinada. Para un grupo de muestras representativas de todas las litologías recogidas en el campo, se aplicó de forma progresiva un campo magnético de hasta 1 Tesla mediante un magnetizador de impulso. Para cada intervalo de campo magnético aplicado, se midió la magnetización remanente de la muestra a fin de obtener una curva M-H (magnetización versus campo magnético) (Fig. 2). Posteriormente, se procedió a la desmagnetización progresiva por campos alternantes de la MRI creada a 1 Tesla. Los resultados de la adquisición de la MRI (Fig. 2a) reflejan un aumento de la magnetización muy abrupto para valores bajos de campo magnético, siempre por debajo de los 0,15 T. De otro la-

do, la posterior desmagnetización por AF (campos alternantes) hasta un campo de 100 mT es suficiente para eliminar la MRI (Fig. 2b). Esto queda reflejado en la progresiva caída de la intensidad normalizada de la magnetización a lo largo de la aplicación de un campo creciente de AF hasta 100 mT. Se observa que la mayoría de las curvas de desmagnetización pierden el 75% de la magnetización para valores de 50 mT, reflejando que las fases ferrimagnéticas responsables de la MRI son de baja coercividad. Es de destacar que todas las litologías estudiadas (metasedimentos y diques) presentan un comportamiento magnético muy similar.

En conclusión, los datos de magnetismo de roca en base a los diagramas de MRI y AF, indican que la fase magnética responsable de la MRI y por tanto presumiblemente de la MRN, reside en granos de magnetita y que no existen minerales de alta coercividad como hematites o goethita, minerales que de otro lado llevan comúnmente magnetizaciones secundarias.

### Anisotropía de la susceptibilidad magnética (ASM)

Los análisis de ASM permiten determinar la petrografía de los materiales y evaluar la posible existencia de deflaciones de la remanencia a causa de la anisotropía magnética. Para cada muestra se determinó el elipsoide de la ASM, siguiendo el protocolo de Jelinek (1981). Cada muestra es medida en quince posiciones distintas y los elementos del tensor de susceptibilidad se determinan mediante cuadrados mínimos. Al tensor simétrico le es asociado un elipsoide definido por los ejes de susceptibilidad máxima, intermedia y mínima. Los resultados obtenidos se han representado en la Fig. 3: Los ejes principales de susceptibilidad mínima  $K_{min}$  son siempre perpendiculares a la estratificación, es decir, reflejan una fábrica sedimentaria. Los ejes principales de susceptibilidad máxima  $K_{max}$  están contenidos en el plano de estratificación, lo cual apunta a una fábrica también sedimentaria. Al restituir la estratificación a la horizontal -sea normal o invertida- los ejes  $K_{max}$  quedan agrupados según una dirección NW-SE, a excepción de dos estaciones que lo hacen según una dirección NE-SW. Este agrupamiento de los ejes  $K_{max}$  podría coincidir con la dirección de paleocorrientes responsables del depósito de las turbiditas de la Formación Miers Bluff o bien a un estadio de deformación precoz de los sedimentos según una dirección de acortamiento NE-SW. El conjunto de las turbiditas estudiadas presenta elipsoides mayoritariamente aplastados, muy frecuentes en rocas sedimentarias y ampliamente descrito en la literatura. Asimismo, es de des-

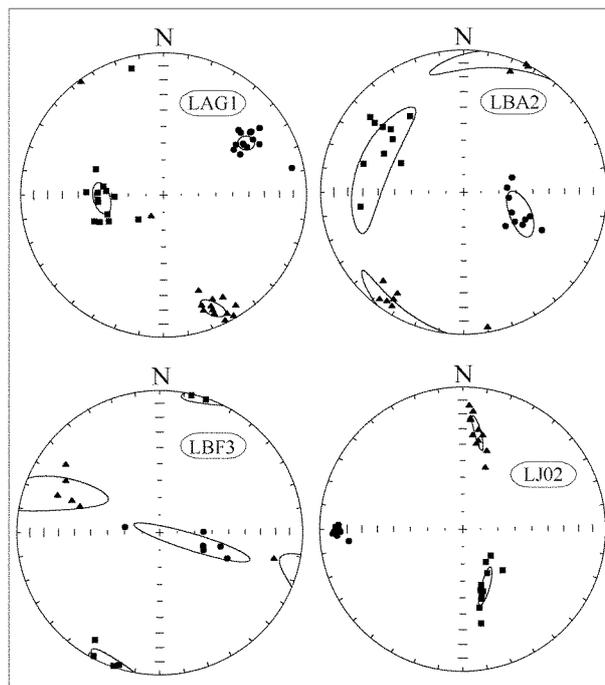


Figura 3.- Proyección estereográfica de los ejes principales de la anisotropía de la susceptibilidad magnética para cuatro estaciones de la Fm. Miers Bluff (Círculos - eje mínimo, triángulos - eje intermedio, cuadrados - eje máximo).

Figure 3- Lower hemisphere stereographic projection of the principal axes of AMS for four sites in the Miers Bluff Fm (dots, triangles and squares are minimum, intermediate and maximum principal axes of susceptibility respectively).

taar la correlación entre el valor de la susceptibilidad total  $([K_1+K_2+K_3]/3)$  y la intensidad de la MRN y la dependencia del grado de anisotropía con la susceptibilidad total en los sedimentos (Fig. 2c). Es decir, el aumento de la intensidad de la magnetización (MRN) se corresponde con el aumento del valor de la susceptibilidad total.

### Desmagnetización de la MRN

(a) Los diques presentan intensidades de magnetización elevadas y variables, comprendidas entre 0,5 y 100 mA/m. En general presentan un comportamiento más estable que el de las turbiditas (Fig. 4a,b,c). Se han aplicado los métodos de desmagnetización térmica y por campos alternantes y ambos ofrecen resultados similares. La desmagnetización térmica revela un componente viscoso que se elimina por debajo de los 250°C, dando paso luego a la desmagnetización de la componente principal has-

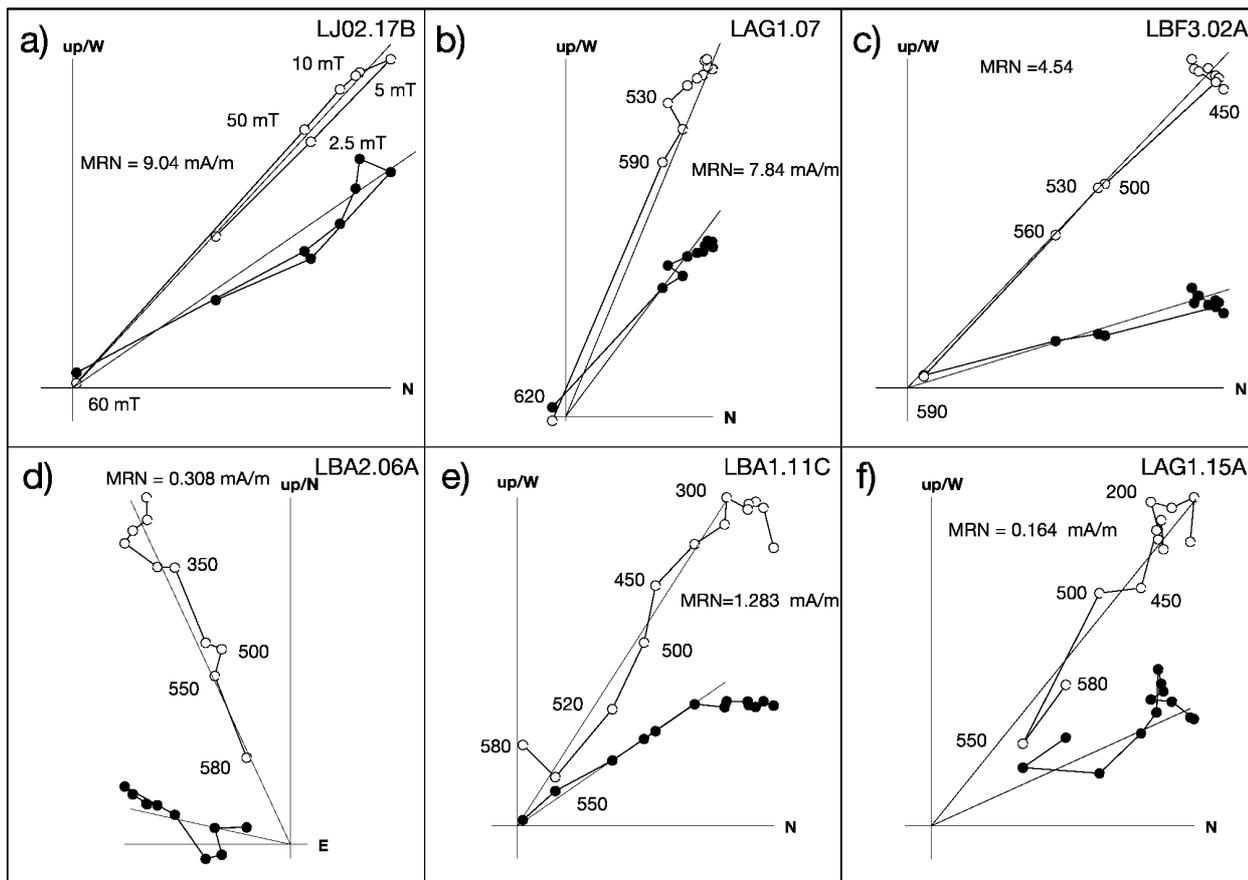


Figura 4.- Ejemplos de desmagnetización de muestras representativas de los diques (a,b,c) y de las turbiditas de la Fm. Miers Bluff (d,e,f). Los círculos llenos (vacíos) representan el componente horizontal (vertical) de la magnetización para el intervalo de temperatura dado. Se indican los pasos de desmagnetización (en grados Celsius) y el valor de la intensidad magnética inicial (MRN).

Figure 4- Examples of progressive demagnetization of some representative samples of dikes (a,b,c) and Miers Bluff turbidites (d,e,f). Circles (dots) correspond to the projections onto the vertical (horizontal) plane. Also shown are the temperature steps and the value of the initial NRM.

ta los 600°C. Por campos alternantes se observa un componente viscoso eliminado a los 5 - 7,5 mT. La magnetización queda prácticamente eliminada a los 50 mT. Este resultado es coherente con las curvas de adquisición de MRI comentadas anteriormente. El conjunto de datos indica que el mineral responsable de la magnetización es la magnetita. En algunas muestras, las caídas bruscas de intensidad alrededor de los 350°C podrían indicar, no obstante, una contribución de sulfuros de hierro. El estudio microscópico realizado por Caminos et al. (1973) refleja efectivamente la presencia de pequeños cristales de sulfuro diseminados en los diques.

(b) Formación Miers Bluff. Las intensidades iniciales (MRN) son moderadamente altas, oscilando entre 0,1 y 2

mA/m. En general la magnetización es poco estable y durante la desmagnetización progresiva las trayectorias del vector resultante son a veces muy erráticas. Sólomente tres estaciones han dado magnetizaciones características estables. Los materiales de estas estaciones se caracterizan por presentar dos componentes de magnetización (Fig. 4 d, e, f). A bajas temperaturas se observa la presencia de un componente cuya temperatura de desbloqueo nunca es superior a los 350°C y tiene orientaciones muy variables. A partir de esta temperatura la desmagnetización progresiva indica la presencia de un solo componente magnético que se ha considerado como la Magnetización Remanente Característica (MRC). Las temperaturas máximas de desbloqueo de la MCR oscilan los 550-580°C, indicando que el mineral portador es magnetita.

<i>Localidad</i>	<i>Est.</i>	<i>N</i>	<i>K</i>	<i>a95</i>	<i>Dec</i>	<i>Inc</i>	<i>Lat (S)</i>	<i>Long (E)</i>
<b>Sedimentos</b>								
Caleta Argentina	LAG1		134.3	4.8	310.0	-55.9	49.9	226.4
Johnsons Dock	LBA1		25.8	12.1	326.4	-53.9	54.9	247.1
"	LBA2	13	47.6	6.1	314.0	-43.9	42.3	238.5
<b>Media Polo</b>				14.0			49.3	237.1
<b>Diques</b>								
Jonhsons Dock	LBA3		50.7	8.6	345.6	-59.9	66.5	271.4
"	LBA4		24.3	19.0	146.6	46.6	49.0	251.8
"	LJ02		226.7	6.1	331.9	-51.6	54.7	256.0
Caleta Argentina	LAG1		42.2	9.4	333.2	-44.3	49.3	261.2
Pico Moore	LBF1		55.9	9.0	330.2	-64.1	66.2	240.6
Bahia Falsa	LBF3		205.8	6.4	351.6	-51.1	58.6	285.8
<b>Media Polo</b>				9.3			58.1	260.9

Tabla 2. Resultados paleomagnéticos de la Península de Hurd (Isla de Livingston). N: número de muestras utilizado para la media de cada estación. K: parámetro estadístico de Fisher.  $a_{95}$ : radio del cono de 95% de confianza. Dec, Inc: Declinación e inclinación media de la estación. Lat, Long: coordenadas geográficas del polo paleomagnético.

Table 2. Paleomagnetic results for Livingston Island (Hurd Peninsula). N: Number of samples used per site. K: Fisher parameter.  $a_{95}$ : 95% confidence circle. Dec, Inc: Mean Declination and Inclination. Lat, Long: geographic coordinates of the paleomagnetic pole.

Muy a menudo la magnetización es inestable por encima de los 550°C, lo que impide la total desmagnetización de las muestras. Incluso así la caída progresiva y lineal de la magnetización entre los 350 y 550°C permite el calcular sin ambigüedad la orientación de la MRC.

Todas las muestras se caracterizan por presentar una MRC hacia el NW y negativa (Tabla 2).

En la localidad LBA3 (Johnsons Dock) se realizó la prueba de la zona de contacto. El dique muestreado en esta localidad es de unos 130 cm de espesor, subvertical y está intruyendo las turbiditas que buzan hacia el oeste. La dirección media de magnetización del dique es  $D=346$ ,  $I=-60$ ,  $a_{95}=8$ . Las muestras de turbidita se recogieron a distancias variables del dique, de 5 a 800 cm de éste. Los diagramas de desmagnetización de las turbiditas revelan una magnetización estable, con temperaturas máximas de desbloqueo de 575°C. No obstante, la proyección estereográfica de las direcciones características de magnetización son dispersas (Fig. 5). Se observa sin embargo que las muestras localizadas a una distancia inferior a 100 cm del dique son muy cercanas a la dirección de magnetización del dique, mientras que las muestras mas alejadas presentan direcciones de magnetización muy distintas a la del dique. Estas observaciones sugieren que la magnetización en las turbiditas es secundaria e inducida por los diques. Este aspecto será discutido mas adelante.

#### DIRECCIONES PALEOMAGNÉTICAS. DISCUSIÓN

En relación a las rocas sedimentarias, las tres localidades que han dado direcciones de magnetización estables (Tabla 2) provienen de áreas distintas. Hemos realizado una prueba del pliegue "regional", para establecer la edad de la magnetización en relación a la deformación. Cuando se abate progresivamente la estratificación hacia la horizontal se observa un brusco aumento en la dispersión de las direcciones paleomagnéticas (Fig. 6a). Esta dispersión queda reflejada en el incremento del parámetro de Fisher K con la corrección tectónica progresiva. La disminución del parámetro K una vez realizada la corrección tectónica sugiere que la magnetización es secundaria y adquirida en posterioridad al plegamiento de los sedimentos.

Las direcciones paleomagnéticas medias de los diques presentan un alto agrupamiento en el cuadrante NW y son negativas (Fig. 6b), es decir, corresponden a un episodio de campo geomagnético normal. Cuando comparamos los paleopolos obtenidos de los diques y de las turbiditas, no se observa una diferencia significativa (Tabla 2). El hecho de que ambos paleopolos no sean significativamente distintos y que las rocas sedimentarias sean portadoras de magnetización secundaria, nos lleva a pensar que estas últimas han sido remagnetizadas durante el emplazamiento de los diques. Los resultados de Johnsons Dock (estación LBA3, Fig. 5) sugieren que la remagnetización

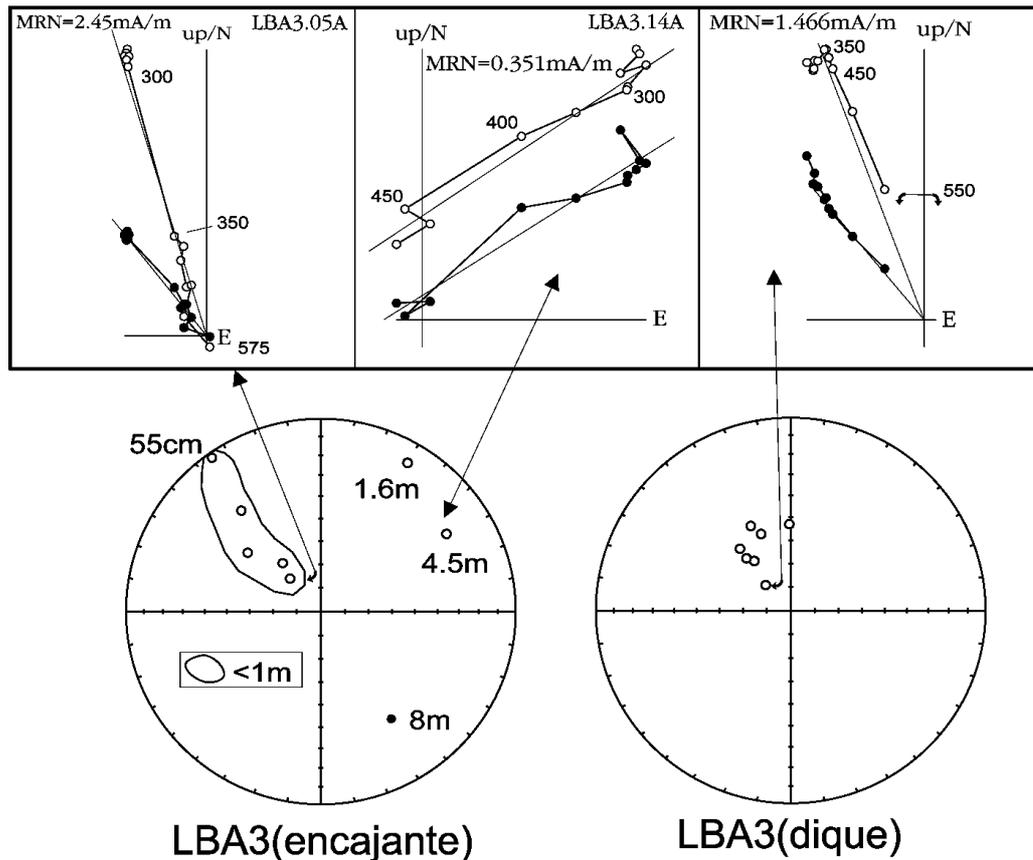


Figura 5.- Prueba de la zona de contacto. Se comparan las direcciones de magnetización de un dique (proyección estereográfica de la derecha) con las de la Fm. Miers Bluff encajante (proyección de la izquierda). Se observa que las muestras de la roca encajante más próximas al dique (distancia inferior a un metro) presentan direcciones de magnetización muy parecidas a las del dique, indicando que fueron inducidas por efecto térmico del mismo. Las muestras más distantes del dique presentan direcciones de magnetización distintas a las del dique. Ver discusión en el texto.

Figure 5- Contact zone test. Magnetization directions for both dike and Miers Bluff Fm. are compared. The turbidite samples that are closer to the dike (less than a meter) display magnetization directions very similar to those of the dike, revealing that the magnetization in the turbidite was reset by the temperature induced by dike emplacement. Turbidite samples farther away from the dike show different magnetization directions.

de las turbiditas está relacionada con el emplazamiento de los diques. Grunow (1993) también atribuye a una remagnetización sin-emplazamiento de diques las direcciones observadas en la serie sedimentaria de South Beaches (Península de Byers).

En consecuencia los diques y las turbiditas serían portadores de una magnetización de edad cenozoica, período durante el cual se emplazaron los diques.

En la Fig. 7 se comparan los paleopolos de los diques y turbiditas con la curva de deriva polar aparente (CDPA) para la Península Antártica (Tabla 3). Los polos paleo-

magnéticos representados solo cubren el intervalo de 175 a 50 Ma (Grunow, 1993). No obstante, Grunow (1993) concluye, en base a los datos paleomagnéticos, que los bloques de Península Antártica, Ellsworth-Whitmore Mountains y Isla Thurston han permanecido en sus posiciones actuales respecto a Antártida Oriental desde los 100-110 Ma. Los polos paleomagnéticos del Cretácico y Terciario revelan la ausencia de rotaciones de la PA en relación al cratón Antártico. Estas conclusiones contrastan con los resultados que hemos obtenido en la península Hurd. Al comparar la CDPA de la PA con los paleopolos de la Fm. Miers Bluff y diques andesíticos, se observa que éstos se sitúan lejos del polo cenozoico de la

CDPA. Incluso suponiendo que la edad de los diques anesíticos de la península Hurd es posterior a los 50 Ma (edad del polo mas joven de la CDPA), la posición de su paleopolo debería de ubicarse en una latitud mas elevada. La discrepancia que se observa refleja en gran parte

la inclinación paleomagnética obtenida en los materiales objeto de estudio, la cual es anormalmente baja: Las turbiditas dan una inclinación media de -51 grados, y los diques dan -53. Estos valores de inclinación dan lugar a un bajo valor de la latitud del paleopolo en comparación al valor esperable (Fig. 7). La latitud del paleopolo para materiales de edad comprendida entre el Cretácico y Terciario esta comprendida entre 70 y 80 grados (Tabla 1), mientras que el valor que se obtiene en este trabajo es de 49 y 58 para los sedimentos y diques respectivamente (Tabla 2). De alguna manera u otra, los materiales estudiados (turbiditas y diques) reflejan una inclinación magnética que es demasiado baja para el Cenozoico. Existen varias explicaciones para este hecho. La mas plausible de ellas es suponer un basculamiento acompañado de rotación de las rocas estudiadas. Este evento tectónico debería de afectar por igual a las turbiditas de la Fm. Miers Bluff y a los diques encajados en ellas. En base a criterios estructurales, Muñoz et al. (1992) y Pallàs (1996) postulan efectivamente un basculamiento que habría afectado al conjunto de la Península Hurd. Este basculamiento, según estos autores, debería de ser hacia el E o SE. No obstante, para explicar las inclinaciones paleomagnéticas observadas en este trabajo sería necesario un basculamiento hacia el NW. Santanach et al. (1992) analizan la fracturación en la Isla de Livingston y establecen los campos de esfuerzo que darían lugar a las estructuras observadas en la isla. El episodio de fracturación más joven, que empieza a los 2 Ma, estaría caracterizado por un esfuerzo principal mínimo según una orientación NW-SE, dirección que sería compatible con un basculamiento de la península Hurd hacia el NW.

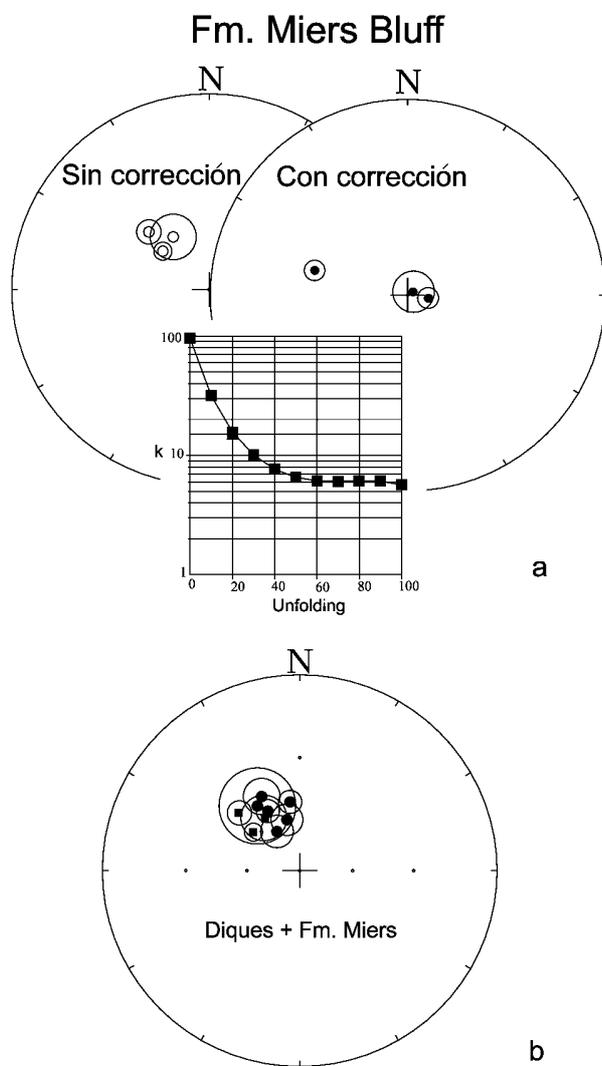


Figura 6.- a) Corrección tectónica progresiva de las estaciones en la Fm. Miers Bluff. Se observa un agrupamiento máximo de las direcciones antes de la corrección tectónica, sugiriendo un origen secundario para la magnetización de las turbiditas; b) Comparación de las direcciones medias de magnetización de los diques (círculos) y Fm Miers Bluff (cuadrados).

Figure 6- a) Progressive tectonic correction of the Miers Bluff Fm. sites. A maximum grouping of the directions (maximum k value) is observed before the tectonic correction, indicating that the magnetization is secondary; b) Mean directions for the dikes (dots) and Miers Bluff Fm. (squares).

<i>Edad Ma</i>	<i>Lat (S)</i>	<i>Long (E)</i>	<i>a95</i>
155	64	124	7.1
175	46	237	6.4
140	60	50	9.5
130	74	182	5.9
110	71	201	8.1
100	85	103	6.0
90	86	152	7.5
50	78	21	7.5

Tabla 3. Paleopolos para la Península Antártica (Basado en datos de Grunow, 1993)

Table 3. Paleopoles for the Antarctic Peninsula (Based on Grunow, 1993)

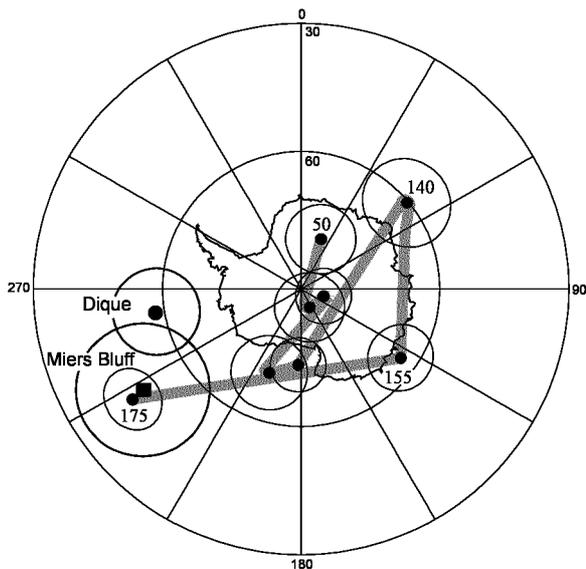


Figura 7.- Curva de Deriva Polar Aparente para la Península Antártica (datos en la Tabla 3). Las cifras indican las edades en millones de años. Se han representado el polo paleomagnético de los diques y de la Fm. Miers Bluff. Ver discusión en el texto.

Figure 7- Apparent Polar Wander Path for the Antarctic Peninsula (data from Table 3). Numbers show ages in millions of years. The mean paleopoles for the study dikes and Miers Bluff Fm. are also represented for comparison.

## CONCLUSIONES

En la Isla de Livingston la Fm. Miers Bluff y los diques andesíticos son portadores de magnetización estable. Las turbiditas están remagnetizadas en posterioridad a su plegamiento y presentan una dirección media de magnetización similar a la de los diques. Se sugiere que la remagnetización de las turbiditas de la Fm. Miers Bluff tuvo lugar durante el emplazamiento de los diques en el Cenozoico. Ambos grupos de rocas presentan paleopolos paleomagnéticos de latitud baja. Una rotación -basculamiento- de al menos la Península Hurd hacia el NW explicaría las direcciones anómalas encontradas. Es de destacar que los datos paleomagnéticos de la península de Byers no presentan este fenómeno. En consecuencia, queda determinar para el resto de la Isla de Livingston el alcance y la magnitud del basculamiento observado en la península Hurd. Esto conllevaría la adquisición de más datos paleomagnéticos en otros puntos estratégicos de la isla y establecer así la magnitud del proceso tectónico. En cualquier caso, el basculamiento observado estaría probablemente relacionado con las últimas etapas de la exten-

sión en el Estrecho de Bransfield y es un fenómeno compatible con la evolución tectónica extensional de la Isla Livingston.

## AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen la lectura crítica de F. Sàbat y un revisor anónimo. La campaña de muestreo en la Isla de Livingston fue realizada gracias a la Acción Especial, ANT93E 1418, de la CICYT.

## BIBLIOGRAFÍA

- Barker, P.F., 1982. The Cenozoic subduction history of the Pacific margin of the Antarctic Peninsula: ridge crest-trench interactions, *Journ.Geol. Soc. London*, 139, 787-801.
- Barker, P.F., Burrell, J., 1977. The opening of Drake Passage. *Mar. Geol.*, 25, 15-34.
- Caminos, R., Marchese, H.G., Massabie, A.C., Morelli, J.R., Rianldi, C.A., Sikermann, J.P., 1973. Geología del sector noroccidental de la Península Hurd, Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártida Argentina. *Contribución del Instituto Antártico Argentino*, 162, 32 pp.
- Dalziel, I.W.D., 1969. Structural studies in the Scotia Arc: Livingston Island. *Antarctic Journal of the United States*, 4, 137.
- Dalziel, I.W.D., Lowrie, W., Kligfield, R., Opdyke, N.D., 1973. Paleomagnetic data from the southernmost Andes and the Antarcticandes. In D.H Tarling and S.K Runcorn (eds.). *Implications of Continental Drift to the Earth Sciences*, Academic, San Diego, Calif., Vol. 1, 87-101
- Fisher, R.A., 1953. Dispersion on a sphere. *Proc. R. Soc. London Ser. A*, 217, 295-305.
- Ford, A.B., 1972. Fit of Gondwana continents, Drift reconstructions from the Antarctic continental viewpoint. *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, 217, 113-121.
- Grunow, A.M., 1993. New Paleomagnetic data from the Antarctic Peninsula and their tectonic implications. *Jour. Geophys. Res.* 98, 13815-13833.
- Jelinek, V., 1981. Characterization of the magnetic fabrics of rocks. *Tectonophysics*, 79, T63-T67.
- Kirschvink, J.L., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 62, 699-718.
- Muñoz, J.A., Sàbat, F., Pallàs, R., 1992. Estructura Pre-Cretácica de la Península Hurd, Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In J. López-Martínez (ed.). *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3, III Congreso Latinoamericano de Geología*. Salamanca, España, 127-139.

- Norton, I.O., Sclater, J.G., 1979. A model for the evolution of the Indian Ocean and the breakup of Gondwanaland. *J. Geophys. Res.*, 84, 6803-6830.
- Pallàs, R., 1996. Geologia de l'illa de Livingston (Shetland del Sud, Antàrtida). Del Mesozoic al present. Tesis Doctoral. Univeritat de Barcelona. 265 pp.
- Pankhurst, R.J., 1990. The Paleozoic and Andean magmatic arcs of West Antarctica and southern South America. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.*, 241, 1-7.
- Pankhurst, R.J., Waever, S.D., Brook, M., Saunders, A.D., 1979. K-Ar chronology of Byers Peninsula, Livingston Island, South Shetland Islands. *British Antarct. Surv. Bull.*, 49, 277-282.
- Santanach, P., Pallàs, R., Sàbat, F., Muñoz, J.A., 1992. La fracturación en la Isla Livingston, Islas Shetland del Sur. In J. López-Martínez (ed.). *Geología de la Antártida Occidental. Simposios T3, III Congreso Latinoamericano de Geología. Salamanca, España*, 141-151.
- Saunders, A.D., Weaver, S.D., Tarney, J., 1982. The pattern of Antarctic Peninsula plutonism, In C. Craddock (ed.). *Antarctic Geoscience*, University of Wisconsin Press, Madison, 255-261.
- Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thompson, M.R.A., Davies, R.E.S., 1984. The geology of the South Shetland Islands, VI, Stratigraphy, geochemistry and evolution. *British Antarct. Surv. Sci. Rep.*, 87, 85 pp.
- Watts, D.R., Watts, G.C., Bramall, A.M., 1984. Cretaceous and Early Tertiary paleomagnetic results from the Antarctic Peninsula. *Tectonics*, 3, 333-346.
- Zijderveld, J.D.A., 1967. AC demagnetization of rocks: Analysis of results, in *Methods in Paleomagnetism*, In D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (eds.). Elsevier, New York, 172-191