

Tesis de Posgrado

Análisis de las variaciones geomagnéticas paleoseculares recientes en el hemisferio sur y su relación con los modelos físicos que postulan el origen del campo magnético terrestre

Sinito, Ana María

1988

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias
Físicas 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:

Sinito, Ana María. (1988). Análisis de las variaciones geomagnéticas paleoseculares recientes en el hemisferio sur y su relación con los modelos físicos que postulan el origen del campo magnético terrestre. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2143_Sinito.pdf

Cita tipo Chicago:

Sinito, Ana María. "Análisis de las variaciones geomagnéticas paleoseculares recientes en el hemisferio sur y su relación con los modelos físicos que postulan el origen del campo magnético terrestre". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1988. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2143_Sinito.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 FISICA

ANALISIS DE LAS VARIACIONES GEOMAGNETICAS PALEOSECULARES
RECIENTES EN EL HEMISFERIO SUR Y SU RELACION
CON LOS MODELOS FISICOS QUE POSTULAN
EL ORIGEN DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE

Autora
ANA MARIA SINIO

Director
JUAN FRANCISCO VILAS

2143
Ej. 2

1988

Reporte 1-21-55

INDICE

	Resumen	1
1.	Introducción.....	3
1.1	Campo magnético terrestre y variaciones seculares.....	3
1.2	Variaciones seculares del campo magnético terrestre en tiempos glaciales tardíos y postglaciales. Su registro.....	7
1.3	Objetivos del presente estudio.....	11
2.	Modelos del campo geomagnético y sus variaciones seculares.....	14
2.1	Análisis por armónicos esféricos.....	14
2.2.	Representación del campo geomagnético me- diante dipolos o circuitos de corriente...	16
2.3	Modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH).....	17
2.4	Modificaciones del modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH1, MAH2 y MAH3).....	21
3.	Muestreo y mediciones.....	24
3.1	Geología.....	24
3.2	Trabajo de campo.....	25
3.3	Sedimentología, dataciones radimétricas y palinología.....	28
3.4	Paleomagnetismo.....	29
3.4.1	Muestreo.....	29
3.4.2	Técnicas de análisis paleomagnético.....	32

4.	<u>Resultados</u>	35
4.1	Sedimentología, dataciones radimétricas y palinología.....	35
4.2	Paleomagnetismo	
4.2.1	Características de los parámetros magnéticos y principios de interpretación.....	37
4.2.2	Perfiles de susceptibilidad magnética, intensidad del magnetismo remanente natural, declinación e inclinación del magnetismo remanente estable.Su correlación	41
4.2.3	Construcción de perfiles tipo de Declinación e Inclinación para cada lago.....	51
4.2.4	Construcción de magnetogramas para cada lago y para la región.....	56
4.2.5	Polos geomagnéticos virtuales.....	61
4.2.6	Análisis espectral.....	61
5.	<u>Aplicación de modelos del campo geomagnético al hemisferio sur</u>	66
5.1	Modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH).....	66
5.2	Modelos de Alldredge y Hurwitz modificados. Ajuste de parámetros mediante comparación con los resultados paleomagnéticos del sudoeste argentino.....	70
5.2.1	Modelo de dipolos derivantes (MAH1).....	70
5.2.2	Modelo de dipolos oscilantes (MAH2).....	74
5.2.3	Modelos de dipolos oscilantes y derivantes (MAH3).....	79
5.2.4	Modelos de dipolos oscilantes y dipolos oscilantes y derivantes (MAH3' y MAH4)....	81

5.3	Comparación con los resultados paleomagnéticos del sudeste australiano.....	89
5.3.1	Resultados de estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres del sudeste australiano.....	89
5.3.2	Aplicación de diversos modelos del campo geomagnético al sudeste australiano.....	91
6.	Análisis de los resultados.....	100
6.1	Comparación de los perfiles teóricos y experimentales.....	100
6.2	Características del modelo y su significado.....	101
6.3	Comparación con resultados del hemisferio norte.....	107
7.	Conclusiones.....	110
	Apéndice I.....	112
	Apéndice II.....	119
	Bibliografía.....	123
	Acadescimientos.....	132

Resumen

Se presentan los resultados de los estudios paleomagnéticos de sedimentos recientes extraídos del fondo de los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (Prov. de Río Negro), los cuales fueron datados por el método C 14. Dichos sedimentos brindaron un registro casi continuo de las direcciones del campo magnético terrestre en el período de 0-6000 años anterior al presente. A partir de dicho registro se construyeron las primeras curvas patrones de variaciones paleoseculares para América del Sur, para el período mencionado.

Se compararon las curvas patrones obtenidas con los resultados de variaciones paleoseculares surgidos de diversos modelos de comportamiento del campo magnético terrestre (ya utilizados en el análisis de datos del Hemisferio Norte) basados en la contribución de un dipolo central y dipolos radiales ubicados a una dada profundidad. Se efectuaron modificaciones a dichos modelos y se ajustaron los parámetros de los mismos, hasta obtener aquél que resultara óptimo para América del Sur. El modelo que finalmente surgió de este estudio (MAH4) consistió en considerar la existencia de dipolos radiales de intensidad oscilante; algunos de ellos son estacionarios, otros presentan una variación de su posición longitudinal a través del tiempo, durante el período 3000-6000 años. A partir de los 3000 años las velocidades de deriva de los dipolos que se desplazan comienza a disminuir, hasta concluir en un modelo de dipolos oscilantes estacionarios a partir de los 1700 años.

Para extender la validez de este estudio a otras áreas del Hemisferio Sur, el MAH4 fue comparado con datos experimentales de Australia, surgidos de estudios paleomagnéticos, resultando también apropiado para dicha zona.

El MAH4 fue interpretado físicamente asimilándolo a circuitos de corriente en la interfase manto-núcleo, producidos por la existencia de vórtices de material conductor del núcleo fluido. Dicho material cambiaría su velocidad de circulación, llegando incluso a invertir su sentido, y/o los vórtices variarían sus dimensiones; al mismo tiempo algunos de dichos vórtices se desplazarían longitudinalmente en el período 3000-6000 años y se mantendrían fijos entre 0 y 1700 años.

Se comparó el MAH4 con los modelos formulados para el Hemisferio Norte y, si bien no hay una coincidencia

total, se observó que las fuentes que surgen como posibles responsables de las variaciones paleoseculares en ambos casos tienen las mismas características.

1. Introducción

1.1 Campo magnético terrestre y variaciones seculares

Un conocimiento preciso del comportamiento del campo magnético terrestre (cmt) sólo ha sido posible en los últimos siglos merced a mediciones directas del mismo realizadas periódicamente en observatorios fijos y móviles. Puesto que el cmt es una cantidad vectorial, es necesario que dichas mediciones registren tres elementos independientes del mismo para definirlo completamente. Las variables que usualmente se miden en un observatorio son: la intensidad (F) y los ángulos de declinación (D) e inclinación (I), Fig. 1.1.

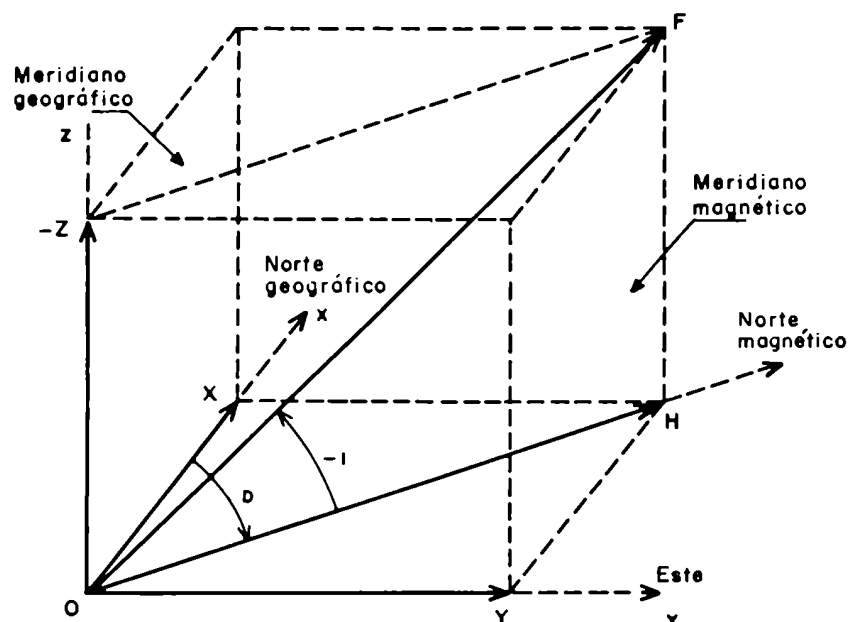


Fig.1.1 Componentes del vector representativo del campo magnético terrestre.

Con las observaciones disponibles, ya en el siglo XVII, William Gilbert observó que el cmt era similar al que produciría sobre la superficie terrestre una barra fuertemente imantada, situada en el centro de la Tierra y alineada según el eje de rotación de la misma. Debido a que la longitud de este hipotético imán resultaba pequeña en comparación con el radio terrestre, pudo ser considerado equivalente a un dipolo (Chapman y Bartels, 1951).

El cúmulo de observaciones de la dirección e intensidad del cmt obtenidos posteriormente permitieron realizar un análisis en armónicos esféricos del mismo. A partir de Gauss (1839), numerosos estudiosos aplicaron extensamente dicho análisis, el cual muestra que el cmt puede ser representado por un número dado de hipotéticos multipolos ubicados en el centro de la Tierra. Así se determinó que el cmt es esencialmente dipolar, ya que puede considerarse compuesto de dos partes: una, predominante, producida por un dipolo geocéntrico oblicuo, con un ángulo de inclinación respecto del eje de rotación de aproximadamente 11.5° , y otra, residual (alrededor del 20% del total), no dipolar. Asimismo han sido propuestos numerosos modelos para el cmt, no sólo basados sobre el análisis en armónicos esféricos, como se ha mencionado, sino también en términos de dipolos y circuitos de corriente en el interior de la Tierra (ver cap. 2).

Las observaciones han demostrado que tanto el campo dipolar como el no dipolar son variables. Así, por ejemplo, ya en el siglo XVII se observó que ciertas características del cmt derivan hacia el oeste con el tiempo. A partir de ese momento se inició un detallado estudio de las variaciones del cmt. Cabe mencionar que existen dos clases de variaciones del cmt, las de origen externo, de periodo corto (hasta 10 años aproximadamente) y las de origen interno, cuyos periodos pueden ser hasta de, aproximadamente, 10^7 años, cuando se consideran los

intervalos de tiempo entre los cambios de polaridad. Las variaciones que se producen lenta y progresivamente a través de los años, con períodos que van entre los 10^7 a 10^5 años se denominan seculares (vs), y la deriva al oeste mencionada es solo una de sus manifestaciones. Es conveniente, siguiendo a Nagata (1962), subdividir las vs en cuatro tipos: 1) disminución del momento magnético del dipolo centrado, 2) deriva hacia el oeste del campo no dipolar, 3) corrimiento hacia el norte del dipolo axial y 4) variación secular no derivante.

El segundo de los tipos de vs mencionados en el párrafo anterior es el mejor documentado a lo largo de los tiempos históricos. Bullard et al (1950) compararon los campos no dipolares para 1907.5 y 1945 y encontraron que el mejor ajuste se lograba con una velocidad de deriva hacia el oeste del campo no dipolar, de 0.18 ± 0.015 °/año, lo que significa un período de aproximadamente 2000 años. Esto fue confirmado con los datos del cmt de 1829 y 1945. En un principio se supuso que el tiempo de vida medio de una dada configuración de campo no dipolar era de un siglo o menos, posteriormente se amplió dicho tiempo de vida a varios siglos (Yukutake, 1962). Por otra parte no hay evidencias claras de que el lapso de duración de la deriva al oeste haya sido siempre de ese orden de magnitud, ya que, como hemos dicho, la evidencia histórica llega sólo hasta el siglo XVII. Cabe mencionar además, que los valores de velocidades de deriva que suelen encontrarse en la bibliografía son promedios; en efecto hay registros de velocidades considerablemente diferentes, e incluso algunos de deriva hacia el este del campo no dipolar; esto se ha tenido en cuenta en numerosos trabajos sobre la aparente deriva hacia el oeste del cmt (Barton y McElhinny, 1982 y Creer y Tucholka, 1982a).

Respecto a los otros tipos de vs enumerados anteriormente, es de mencionar que en los últimos 150 años el ángulo de inclinación entre el eje del dipolo teórico y

el eje geográfico se ha mantenido constante (11.5°), mientras su acimut ha derivado hacia el oeste con un periodo de aproximadamente 12000 años. En el mismo lapso la intensidad del dipolo ha decrecido en promedio un 0.05% por año; la variación en intensidad muestra una periodicidad de unos 8000 años (Cox y Doell, 1964). Obsérvese que los cambios en el campo no dipolar presentan periodos de un orden de magnitud menor. Esto indica que la división del cmt en una parte dipolar y otra no dipolar no sólo responde a una conveniencia matemática sino que presenta fundamentos físicos.

Los mecanismos sugeridos para explicar la vs, los cuales involucran procesos dentro del núcleo, pueden dividirse en tres grandes grupos. El primero supone que torbellinos de fluido interactúan con el campo magnético toroidal cerca del límite manto-núcleo produciendo el campo no dipolar; los campos asociados con torbellinos más profundos dentro del núcleo serían apantallados por el material altamente conductor (Bullard et al, 1950). Bullard postula además que, para que se conserve el momento angular, la convección del núcleo rotante lleva a que la parte externa del núcleo se retrase respecto de la interna produciendo la deriva al oeste de los torbellinos y en consecuencia del campo no dipolar.

El segundo mecanismo sugiere que el campo no dipolar resulta de la interacción de oscilaciones hidromagnéticas libres con el campo toroidal (Hide, 1966), tal interacción produciría ondas hidromagnéticas dispersivas que se propagan hacia el oeste, mientras las que surjan propagándose hacia el este serían rápidamente apantalladas por los torbellinos de corriente del manto inferior.

El tercer mecanismo utiliza los coeficientes de transmisión y reflexión de ondas magnetohidrodinámicas incompresibles en el límite manto-núcleo (Skiles, 1972 a y b), demostrando que cuando el campo dipolar tiene polaridad normal las ondas de Alfvén se propagan más eficientemente hacia el oeste.

1.2 Variaciones seculares del campo magnético terrestre en tiempos glaciales tardíos y post glaciales. Su registro.

Las observaciones directas han permitido conocer las vs del cmt a partir del siglo XVII. Para poder extender dicho conocimiento a épocas anteriores, ha sido necesario recurrir a la medición de la magnetización remanente (mr) de muestras orientadas de elementos arqueológicos (arqueomagnetismo) y de flujos de lavas y secuencias sedimentarias (paleomagnetismo). Esta mr guarda memoria del cmt presente cuando dichos elementos arqueológicos fueron contruidos o usados por última vez y cuando los flujos lávicos y los sedimentos se generaron.

Los estudios arqueomagnéticos y los paleomagnéticos de flujos de lavas, si bien resultan útiles para extender el registro del cmt en tiempos históricos y geológicos, tienen la limitación de proveer datos puntuales en el tiempo de dicho campo, en tanto que las secuencias sedimentarias ofrecen un registro geomagnético cronológico, más o menos continuo, según lo haya sido el proceso geológico en el cual se formaron.

Los primeros estudios paleomagnéticos en sedimentos, con estos objetivos, fueron hechos en varves (sedimentos lacustres finos de deposición estacional) expuestos en diferentes afloramientos. Más recientemente el interés recayó en el estudio de sedimentos lacustres in situ, debido especialmente al advenimiento de equipos portátiles y de costo de operación reducido, que permiten extraer cilindros de sedimentos (testigos), no perturbados, orientados o no, del fondo de lagos u otros espejos de aguas tranquilas (Mackereth, 1958 y 1969).

El estudio de las vs en el pasado geológico (variaciones paleoseculares, vps) a través de los sedimentos depende, evidentemente, de la capacidad de los mismos de

registrar la dirección del cmt en el instante de su deposición y/o consolidación. De esta forma, midiendo los cambios en la dirección de la mr de sedimentos a lo largo de una secuencia aflorante o expuesta en un testigo se puede contar con un registro continuo de las vps, si así lo fue el proceso en el cual dicha secuencia se formó.

Los sedimentos pueden adquirir su mr en la dirección del cmt por dos mecanismos diferentes: 1) por orientación de los granos de mineral ferromagnético en forma paralela al cmt durante su depositación y antes de producirse su consolidación (Nagata et al, 1953, Creer et al, 1972, Verosub, 1977, Barton et al, 1980) y 2) por un proceso químico que tiene lugar cuando el grano de mineral magnético en el sedimento crece más allá de un volumen crítico o volumen de bloqueo (Haigh, 1958). La magnetización adquirida de las formas mencionadas se conoce como primaria (mp), mientras que las adquiridas con posterioridad a la consolidación del sedimento, como pueden ser cambios químicos por efectos del contacto con soluciones que percolan en el sedimento, se denominan secundarias (ms). Las componentes de ms deben ser eliminadas en el laboratorio, para rescatar la mp, ya que ésta es la que proporciona el registro de direcciones del cmt en función del tiempo geológico, es decir de la edad del proceso sedimentario, la cual puede ser estimada por métodos estratigráficos, paleontológicos, palinológicos, paleobotánicos y radimétricos.

Es de mencionar que ciertos factores pueden afectar el registro del cmt en los sedimentos lacustres. Uno de los más importantes es la deposición producida en un ambiente de alta energía. En ese caso surgen desviaciones sistemáticas en el alineamiento del vector mr con el cmt; así los granos de forma oblada tienden a apoyar su cara plana sobre la superficie de deposición, disminuyendo el valor de la inclinación (King, 1955), y los granos de forma prolada alinean su eje mayor con la dirección de las corrientes de agua presentes durante la deposición. En

general puede decirse que los sedimentos depositados bajo condiciones tranquilas son los que poseen una magnetización remanente estable, cuya dirección es la más representativa del cmt. Los sedimentos marinos de deposición lenta registran las reversiones más recientes del cmt, y los sedimentos lacustres (especialmente los limos post glaciales, de más rápida deposición) guardan una información útil de las variaciones más rápidas del cmt, como son las vs.

Los primeros estudios de vps en una secuencia temporal utilizando sedimentos lacustres fueron realizados en el Lago Windermere en el Reino Unido (Mackereth, 1971); los mismos demostraron que los limos de dicho lago poseían magnetización remanente estable y registraban adecuadamente las variaciones de la D paleomagnética, repitiéndose los resultados en los distintos testigos extraídos, no ocurriendo lo mismo con la I.

Se debe tener en cuenta, de todos modos, que existen ciertas limitaciones en el análisis de las variaciones del cmt impuestas por las características del proceso de magnetización. La más importante es el hecho que los registros magnéticos se hallan "suavizados" con una ventana, que en ciertos casos puede ser de uno o dos siglos; esto es debido a que los granos portadores de la magnetización conservan cierta libertad de movimiento hasta que el contenido de agua en el sedimento se reduce por debajo de un determinado valor crítico. Dado que las fuerzas que rigen el movimiento de los granos portadores varía de muestra a muestra, dependiendo de la litología, la intensidad del mr no está relacionada en forma simple con la intensidad del cmt presente durante la deposición.

Por otra parte, para satisfacer los objetivos trazados es fundamental conocer la edad de los sedimentos con los que se trabaja con precisión adecuada, por lo que el estudio paleomagnético debe estar acompañado de dataciones radiométricas (C14) y/o análisis palinológicos a distintos

niveles del testigo. Es importante tener la certeza de que las variaciones que se registran son reflejo real de las vs y no son producidas por otros motivos. Si estas condiciones se cumplen, se puede intentar correlacionar los registros de diferentes lagos de una misma área con el objeto de construir curvas tipo o patrones de vps para la misma. Dichas curvas permiten el estudio de las oscilaciones de mediano y largo periodo del cmt; para ello se analiza la forma del espectro de la señal paleomagnética. Hay que tener en cuenta que los registros paleomagnéticos son, en general, cortos en comparación con los periodos que desean analizarse, y por lo tanto solo contienen unas pocas oscilaciones. La aplicabilidad de los métodos conocidos de análisis espectral a los datos paleomagnéticos ha sido discutida por Barton (1982, 1983).

Hay varios procedimientos posibles para la construcción de las curvas tipo de vps anteriormente mencionadas. Dichos procedimientos incluyen diversas etapas i) correlación de testigos de un mismo lago; ii) definición de la vps registrada en estos testigos; iii) correlación de testigos de diferentes lagos y iv) suavizado, filtrado y apilamiento (stacking) de datos. Estas etapas pueden ser efectuadas en distinto orden y utilizando diversos métodos analíticos; por ello se hace difícil, desde un punto de vista estadístico, la comparación de los resultados de diferentes autores. El detalle de la construcción de las curvas tipo en este trabajo será dado en el capítulo 4.

La comparación de las curvas patrones de vps obtenidas para diferentes regiones permite inferencias acerca de las propiedades generales de las fuentes de vs y de su distribución dentro del núcleo terrestre.

Runcorn (1959) notó que una deriva hacia el oeste de la fuente no dipolar causa una precesión del vector geomagnético en sentido inverso a las agujas del reloj cuando es visto con su extremo apuntando hacia el norte, lo que fue confirmado por Skiles (1970). Si bien,

desafortunadamente, la afirmación inversa no es estrictamente cierta, Dodson, 1979 mostró que la probabilidad que una precesión en sentido inverso a las agujas del reloj corresponda a una deriva hacia el este de la fuente no dipolar es baja cuando dicha fuente se halla en la zona externa del núcleo y disminuye aún más cuando la posición de la fuente se profundiza. Por ello, es una práctica común en paleomagnetismo interpretar el sentido de giro del vector geomagnético en términos de la deriva hacia el este o el oeste. El sentido de giro del vector puede representarse en un gráfico de Bauer (D en función de I) o en un gráfico de polos geomagnéticos virtuales (PGV). Estos polos se calculan a partir de las direcciones de la magnetización remanente estable de una muestra de sedimento, suponiendo que el campo que produjo dicha magnetización es totalmente dipolar. Se debe ser muy cuidadoso con las conclusiones obtenidas a partir de estos gráficos, ya que el sentido de giro del vector geomagnético puede ser también interpretado como consecuencia de oscilaciones en intensidad de fuentes estacionarias.

Es de mencionar aquí que hay que tener en cuenta que la validez de las conclusiones que se obtengan acerca de las fuentes de vps tiene un carácter puramente local.

1.3 Objetivos del presente estudio

Los objetivos del estudio paleomagnético de sedimentos de lagos son diversos y pueden ser divididos en dos grandes grupos: los que contemplan los aspectos físicos y particularmente las vps y los de carácter geológico y paleolimnológico. Uno de los objetivos del primer grupo es producir curvas de alta resolución que describan las vps del cmt y que permitan estudiar algunas de las variaciones de largo período de éste. Entre los del segundo grupo se destaca fundamentalmente, el establecimiento de correlaciones cronoestratigráficas entre secuencias de

sedimentos cuaternarios, dentro de una misma cuenca y entre cuencas de una dada región.

Dos escuelas fueron pioneras en el estudio paleomagnético de sedimentos lacustres: la del Departamento de Geofísica de la Universidad de Edimburgo (Reino Unido) y la Escuela de Investigación en Ciencias de la Tierra de la Universidad Nacional Australiana. La labor de dichos Centros de Investigación y de otros que se fueron agregando permitieron contar con abundantes registros de lagos de Europa, Africa, Australia y América del Norte (Creer, 1974; Thompson y Kelts, 1974; Creer et al, 1976a y 1976b; Stober y Thompson, 1977; Dodson et al, 1977; Vitorello y Van der Voo, 1979; Creer et al, 1979; Banerjee et al, 1979; Mothersill, 1979 y 1981; Creer et al, 1981; Turner y Thompson, 1981 y 1982; Barton y McElhinny, 1981). Surgió luego la conveniencia de la realización de trabajos de investigación de la misma naturaleza en América del Sur, llegándose a un acuerdo entre los Laboratorios de Paleomagnetismo de las Universidades de Buenos Aires y Edimburgo para llevar a cabo dichos trabajos. Dado que la mejor interpretación de los resultados que se obtuvieran surgiría de un análisis combinado de los datos físicos y geológicos de las secuencias sedimentarias recuperadas en los testigos, se acordó también la realización de estudios sedimentológicos (Universidad Nacional de La Plata y Laboratorio de Química Geológica y Edafológica, CONICET), palinológicos (Universidad de Buenos Aires y Universidad de Colorado, USA) y radimétricos (Nerc Radio Carbon Laboratory, Universidad Escocesa, Reino Unido).

El estudio de sedimentos de lagos del sudoeste argentino presentado en esta Tesis es consecuencia de este esfuerzo multidisciplinario y su objetivo primario fue aportar los primeros datos para la construcción de una curva patrón de ν_s del cmt para América del Sur. Pero, el objetivo básico y principal de esta presentación es valorar diferentes modelos teóricos que fueron propuestos para

explicar las causas de las vs del cmt mediante su comparación con los resultados experimentales obtenidos, y/o proponer, de ser necesario, modificaciones a dichos modelos.

2. Modelos del campo geomagnético y sus variaciones seculares

2.1 Análisis por armónicos esféricos

Como ya se ha dicho (parágrafo 1.1), a partir de Gauss(1839) el cmt ha sido expresado, principalmente, en términos de los coeficientes armónicos esféricos. Efectivamente Gauss mostró que si el vector cmt puede ser representado como gradiente de un potencial (V), dicho potencial, en un punto dado, puede escribirse como combinación lineal de una serie infinita de coeficientes armónicos esféricos de la siguiente forma:

$$V = RT \sum_{n=1}^{\infty} \sum_{m=0}^n (RT/r)^{n+1} (g_m^n \cos m\phi + h_m^n \sin m\phi) P_m^n(\cos \Theta) \quad (2.1)$$

siendo RT el radio terrestre, r la distancia al centro de la Tierra (el cual se toma como centro de coordenadas esféricas), Θ : colatitud y ϕ : longitud este; g_m^n y h_m^n son llamados coeficientes de Gauss, $P_m^n(\cos \Theta)$ son los polinomios modificados de Legendre o polinomios de Schmidt. Los términos correspondientes a: $n=1$ representan el dipolo geocéntrico inclinado mencionado en el parágrafo 1.1; $n=2$, un cuadrupolo y n mayores, multipolos de mayor orden. Cabe mencionar que las componentes dipolares y cuadrupolares de la serie son equivalentes a un único dipolo desplazado del geocentro.

El análisis por armónicos esféricos implica la determinación de los valores numéricos de los coeficientes de Gauss a partir de un conjunto de datos geomagnéticos. Puesto que es imposible determinar un número infinito de coeficientes, en la práctica la serie es truncada en algún

término. El término elegido para ello determina la complejidad del modelo. Generalmente para determinar el conjunto de coeficientes que mejor se ajusta a los datos geomagnéticos se aplica el método de cuadrados mínimos. El campo magnético internacional de referencia del año 1975, por ejemplo, está especificado por ochenta coeficientes de grado $1 \leq n \leq 8$. El número de coeficientes calculado, así como la precisión del ajuste, dependen de la densidad de los datos disponibles. Es así que los datos con los que se cuenta para el período Cuaternario (últimos 1.800.000 años), obtenidos a partir de estudios paleomagnéticos, sólo son suficientes para calcular 7 términos (hasta $n=3$, Georgi, 1974). Además, hay que tener en cuenta que, dado que la intensidad del campo paleomagnético se ha determinado en muy pocos estudios, se han analizado solamente los datos direccionales, con los cuales no se pueden determinar valores absolutos de los coeficientes, sino relativos. Los coeficientes armónicos esféricos para $n=1$ y $n=2$ para el campo magnético internacional de referencia de los años 1965 y 1975, y los coeficientes normalizados ($g_1^0 = -100.00$) para el campo paleomagnético promedio de la época de Brunhes, están representados en la Tabla 2.1 (Creer, 1977).

				Coeficientes normalizados			Representación Física
Grado y orden		n	a	Campo 1965	Campo 1975	Campo Brunhes	
Término	1	g	0	-100.00	-100.00	-100.00	Intens. total
dipolar	1	g	1	-7.00	-6.47	-1.6	Inclinación del eje magnético
	1	h	1	18.99	19.00	-1.77	
Término	2	g	0	-5.45	-6.29	-4.58	
cuadруп	2	g	1	9.87	9.93	3.79	Desplazamiento del centro magnético del geocentro
	2	h	1	-6.61	-7.04	-1.11	
	2	g	2	5.46	5.14	0.15	
	2	h	2	0.43	-0.12	0.80	

Tabla 2.1 Coeficientes armónicos esféricos normalizados respecto a g_1^0 describiendo las componentes dipolares y cuadrupolares del campo geomagnético presente y de la época de Brunhes, Creer, 1977.

2.2 Representación del campo geomagnético mediante dipolos o circuitos de corriente.

Otro método para representar el campo geomagnético consiste en la utilización de dipolos. Los primeros intentos fueron realizados por Bartels (1936), quien postuló un modelo con un único dipolo excéntrico, lo cual es equivalente a los términos de $n=1$ y $n=2$ en un desarrollo en armónicos esféricos. Posteriormente se han postulado otros modelos, que representan el campo geomagnético observado mediante dipolos localizados en el núcleo líquido externo terrestre, los que permitirían obtener conclusiones acerca del mecanismo de generación del campo mediante la ubicación de regiones "responsables" del mismo dentro del núcleo. La ubicación de las fuentes del campo en la interfase manto-núcleo se ve justificada por la alta conductividad eléctrica del núcleo externo (aproximadamente $5 \cdot 10^{-5} \text{ mho m}^{-1}$), la que produciría un efecto "skin" que justificaría que las v_s , y quizás también el campo principal se originen fundamentalmente en una delgada capa de corriente eléctrica en la superficie del núcleo.

Los modelos del último tipo mencionado presentan ventajas frente al análisis en armónicos esféricos, ya que dicho análisis no permite la ubicación de las probables fuentes físicas generadoras del campo geomagnético. Efectivamente, varios autores han sugerido que las v_s son debidas fundamentalmente a movimientos en el núcleo fluido terrestre, y que dichos movimientos de materiales electroconductores son, probablemente, torbellinos alejados del centro de la Tierra. Los campos magnéticos producidos por los circuitos de corriente asociados a dichos torbellinos podrían describirse fácilmente mediante dipolos ubicados cerca de los centros de los mismos. De esta forma, la manera más simple de describir las v_s en una cierta región sería mediante la variación en el tiempo de esos dipolos.

Son numerosos los modelos postulados sobre estas bases; los mismos difieren en el número de dipolos elegidos, así como en su ubicación geográfica e intensidad. Mencionaremos a continuación algunos de ellos.

Uno de los primeros, pero todavía entre los más aplicados, es el de Alldredge y Hurwitz (1964) que postula un dipolo central y ocho dipolos radiales a una distancia de $0.28R_T$ del centro de la Tierra; más detalles de este modelo se encuentran en el párrafo 2.3. Dos variantes de este modelo fueron presentadas por Stearns y Alldredge (1973), quienes representan el campo geomagnético mediante un dipolo central y veinte dipolos radiales ubicados a una distancia de $0.205R_T$ del centro de la Tierra, o mediante un dipolo central y treinta y cuatro dipolos radiales a $0.222R_T$ del centro de la Tierra.

En otro modelo, presentado por Bochev (1975), se aproxima el campo magnético de 1942-1946 mediante seis dipolos con treinta y seis parámetros a optimizar. Dichos parámetros indican la posición, la intensidad y la orientación de cada dipolo. Los dipolos fueron ubicados inicialmente equidistantes entre sí, orientados verticalmente en el plano ecuatorial, luego se realizó un proceso de iteración hasta minimizar la desviación cuadrática respecto del campo observado.

Otros autores elaboraron modelos en los que se utilizan circuitos de corriente. Así Peddie (1979) discutió la configuración del campo magnético producido por distinto número de circuitos de corriente, tanto restringidos a la superficie del núcleo, como irrestrictos, llegando a la conclusión que el más acertado es el que considera dos circuitos irrestrictos.

2.3 Modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH)

Para la construcción del ya mencionado modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH), se partió del dipolo centrado

dado por Vestine (1947), y utilizando las cartas magnéticas mundiales de 1945, se colocaron dipolos radiales debajo de los focos de componente z de campo no dipolar: uno debajo de los focos circulares y dos debajo de los alargados. Quedaron así definidos un total de once dipolos: uno centrado y diez radiales. Para elegir la profundidad de estos últimos se utilizó, en primera instancia, la suposición que las fuentes del campo no dipolar se hallan en la interfase manto-núcleo, es decir a una distancia desde el centro de la Tierra de $0.54R_T$. El signo y amplitud de cada dipolo se eligieron de acuerdo a las características del campo no dipolar inmediatamente por encima de él. Luego de una serie de iteraciones para lograr un mejor ajuste (por cuadrados mínimos) con el campo observado en 1945, los autores determinaron que el mismo se logra ubicando a los dipolos radiales (siempre bajo la suposición de igual profundidad para todos) a una distancia al centro de la Tierra de $0.28R_T$. En el proceso de iteración para la búsqueda de la profundidad óptima, se analizaron también cuales eran las variaciones en el ajuste por cuadrados mínimos cuando se introducían cambios en la latitud y longitud de los dipolos radiales, observándose divergencia en el caso de ciertos dipolos. Se concluyó finalmente, que podían eliminarse los dipolos radiales que presentaban esta divergencia, representando los focos no dipolares ubicados por encima de dichos dipolos mediante la combinación del efecto de los otros dipolos radiales. Se arribó así a un modelo de nueve dipolos en total, uno centrado y ocho radiales. En la Tabla 2.2 se encuentran las coordenadas de las posiciones geográficas y las amplitudes de estos dipolos.

Allredge y Hurwitz (1964) explicaron la gran profundidad de los dipolos radiales como consecuencia del apantallamiento producido por el medio conductor que rodea a cada dipolo. Los autores calcularon que un dipolo radial primario en el núcleo externo (cuyo origen sería el movimiento relativo entre el núcleo y el manto) induce un

dipolo secundario en el manto conductor inferior. El campo producido por estos dos dipolos es equivalente al producido por un único dipolo ubicado a mayor profundidad en el núcleo. Por lo tanto, hay que tener en cuenta que las profundidades de los dipolos que surgen de este modelo son aparentes, y corresponden a la profundidad a la que debe colocarse un dipolo virtual para representar los efectos combinados de dipolos más cercanos a la superficie terrestre y del apantallamiento causado por el medio conductor.

Dipolo	Colatitud (grados)	Long Este (grados)	Amplitud M/RT^3 (gauss/km ³)
Central			-0.56573
1	13.2	331.2	0.06623
2	47.0	182.0	0.06938
3	61.6	63.6	-0.02864
4	80.8	240.3	0.04894
5	101.8	89.6	0.01533
6	141.5	322.4	-0.07690
7	139.0	52.0	-0.08955
8	103.4	172.9	0.02080

Profundidad: 0.28 RT para dipolos 1 a 8.

Tabla 2.2 Parámetros hallados por Alldredge y Hurwitz (1964) ajustando su modelo con los datos del campo geomagnético de 1945.

Cabe mencionar también que las posiciones geográficas finales de los dipolos radiales no se encuentran exactamente sobre los focos no dipolares elegidos inicialmente (Fig. 2.1); esto se debe, por una parte, a que cada dipolo hace sentir su efecto no sólo sobre la zona inmediatamente por encima de él, sino sobre toda la superficie terrestre, y por otra parte, a que en su ubicación inicial se tuvo en cuenta solamente la componente z del campo no dipolar.

En este modelo no se consideraron las variaciones del cmt en el tiempo, pero sus autores recalcularon los parámetros ajustándolos al cmt observado en 1955. Observaron así que todos los dipolos experimentaban cambios respecto a los hallados utilizando datos del cmt de 1945.

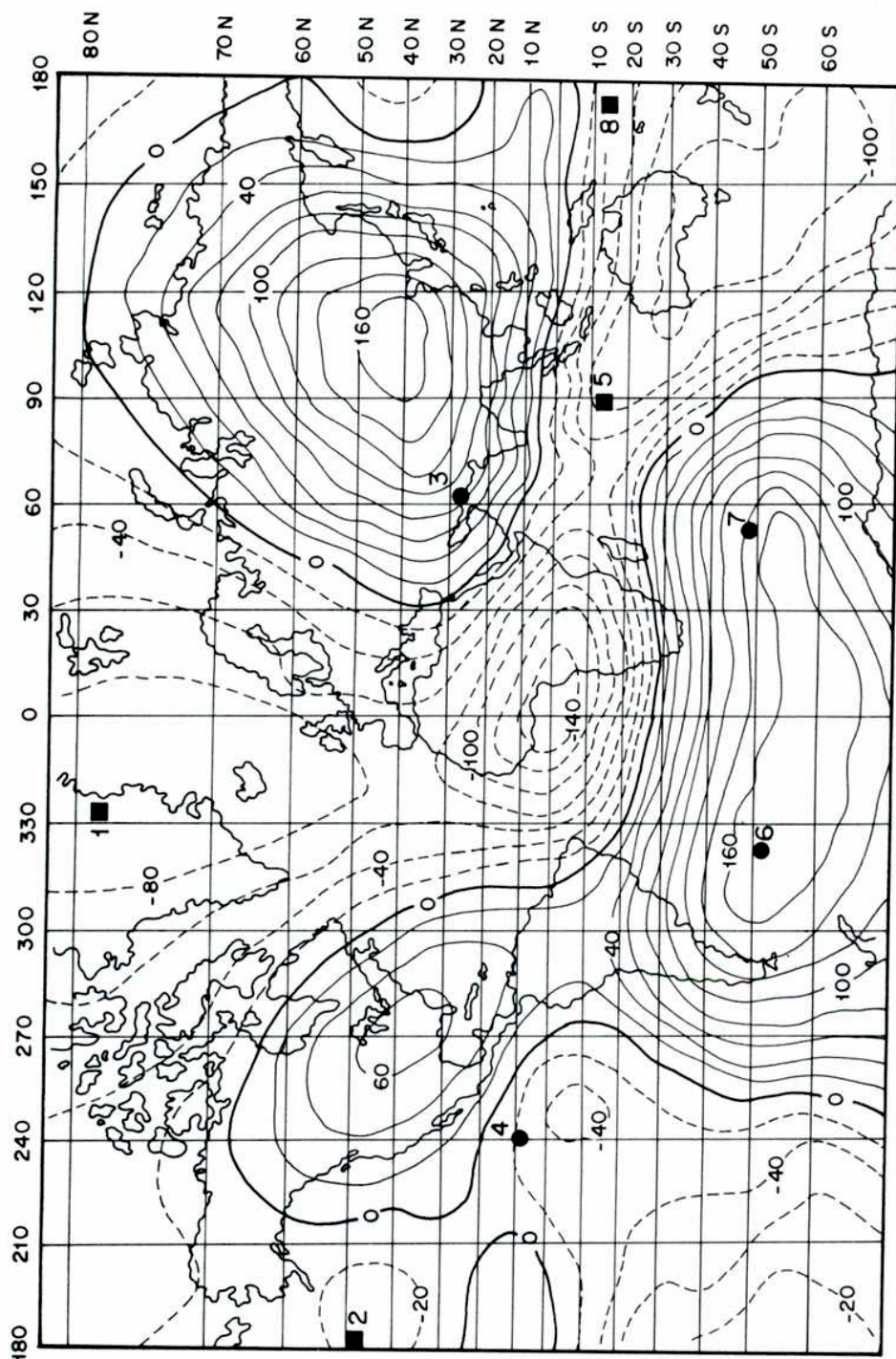


Fig.2.1 Mapa de la componente vertical no dipolar para 1945. Los valores de campo están dados en miligauss. Se han ubicado los dipolos radiales correspondientes al Modelo de Alldredge y Hurwitz (1964); ● dipolos que apuntan hacia abajo (-) y dipolos que apuntan hacia arriba (+).

2.4 Modificaciones del modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH1, MAH2 y MAH3).

Para explicar las vs de mediano y largo período del cmt se han introducido modificaciones al MAH. Una de ellas, que se denominará MAH1, consiste en considerar la aparente deriva de los focos no dipolares usando un modelo de dipolos radiales que se desplazan longitudinalmente con el tiempo (Hogg, 1978); por lo tanto la longitud de dichos dipolos en función del tiempo se expresa de la siguiente forma:

$$\lambda_i = \lambda_{0i} + vt \quad (2.2)$$

donde λ_i es la longitud en $t=0$ (tiempo actual) del dipolo i ésimo y v la velocidad de deriva del dipolo i ésimo. En este modelo, Hogg utilizó las posiciones iniciales de los dipolos radiales dadas por el MAH y calculó la velocidad de deriva de los dipolos a partir de los cambios en sus posiciones determinados por Alldredge y Hurwitz (1964) a partir del cmt de 1945 y 1955. Un valor de $0.27^\circ/\text{año}$ hacia el oeste y $0.36^\circ/\text{año}$ hacia el este fue calculado para los dipolos positivos y negativos respectivamente.

Otra modificación del MAH consiste en suponer que las amplitudes de los ocho dipolos radiales oscilan en forma senoidal, con un período y una fase característicos para cada uno de ellos (Hogg, op.cit.). Puesto que las oscilaciones se realizan entre valores positivos y negativos, el cmt promediado en el tiempo tendría simetría dipolar axial. En este modelo (MAH2), Hogg da a las posiciones geográficas y profundidades de los dipolos radiales y a la amplitud del dipolo central los mismos valores que en el MAH. Se supone además que las amplitudes de todos los dipolos radiales son las mismas (a), pero que sus intensidades difieren para un tiempo dado por tener distinta fase. De la Tabla 2.2 se desprende que el dipolo 7

es el de mayor intensidad para el año 1945; a partir de esto, en el MAH2 se asigna a todos los dipolos radiales ese valor de amplitud, suponiendo que el 7 se hallaba en su máximo valor en el año mencionado. El término introducido para crear el efecto oscilatorio está dado por:

$$\text{sen}(2\pi t/T_i + \phi_i)$$

donde, t es el tiempo; T_i el período del dipolo i -ésimo; ϕ_i la fase del dipolo i -ésimo. Por lo tanto, la intensidad del i -ésimo dipolo radial se expresa como:

$$m_i = a \text{ sen}(2\pi t/T_i + \phi_i) \quad (2.3)$$

Tomando $t=0$ para 1945, Hogg (op.cit.) pudo hacer un cálculo inmediato de las fases relativas de los dipolos radiales. La elección del período presentó más dificultades. Primero calculó los efectos de cada dipolo radial (en forma individual) sobre diferentes lugares geográficos, de forma de determinar qué dipolos tenían efecto predominante en áreas específicas. En los casos en que existían datos paleomagnéticos de esas áreas que mostraban un determinado período de oscilación, le asignó dicho período al dipolo dominante. Desafortunadamente, por no contar con buenos registros paleomagnéticos sobre todo el globo, sólo pudo fijar con ese sistema los períodos de dos dipolos radiales; para el resto de los dipolos eligió los períodos arbitrariamente dentro del mismo orden de magnitud. Los parámetros determinados por Hogg (1978) para este modelo se hallan resumidos en la Tabla 2.3.

Una tercera modificación del MAH consiste en un modelo de dipolos radiales que derivan y al mismo tiempo presentan oscilaciones en su intensidad (MAH3).

Hogg (op.cit.) utilizó los tres modelos mencionados para comparar los resultados teóricos que estos arrojaban, con los experimentales proporcionados por

estudios paleomagnéticos de diversos lagos de Europa, y ajustó los parámetros en juego para optimizar la coincidencia con los datos experimentales.

Dipolo	Periodo (años)	Fase (grados)
1	3200	227.8
2	2000	309.2
3	2700	161.3
4	2000	326.9
5	1700	189.9
6	2500	120.5
7	3000	90.0
8	2000	193.5

Tabla 2.3 Parámetros correspondientes al Modelo de Alldredge y Hurwitz modificado (Hogg, 1978).

3. Muestreo y mediciones

3.1 Geología

Para satisfacer tanto el objetivo primario, como el básico y principal de esta tesis, se presentan aquí los resultados del estudio de los sedimentos extraídos del fondo de tres lagos de la provincia de Río Negro; ellos son El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (Brazo Campanario), ubicados aproximadamente a 41°S , 71.5°W . En la Fig. 3.1 se muestra un esquema geológico de la zona

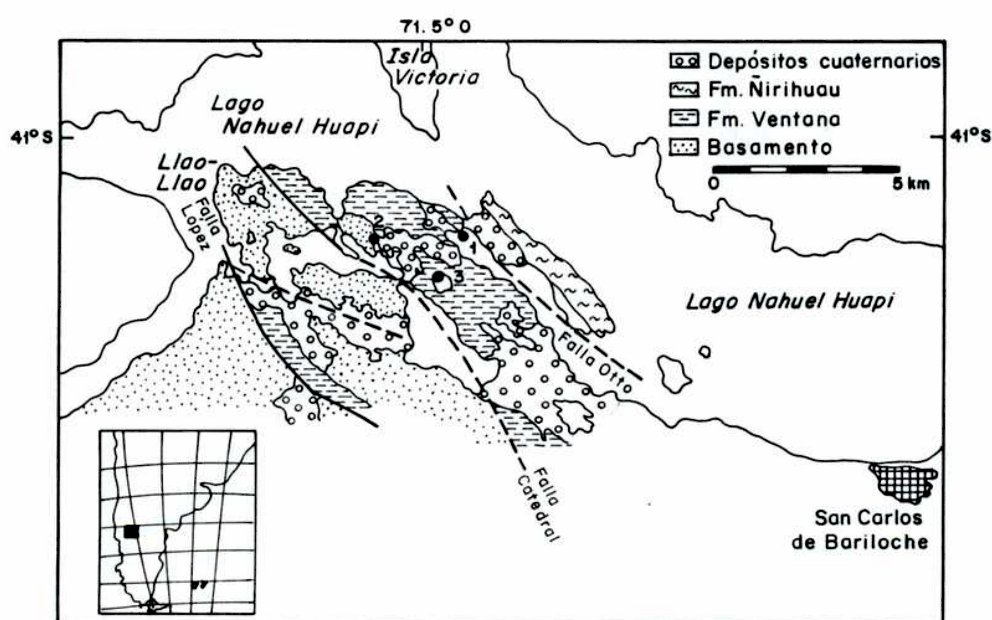


Fig. 3.1 Mapa geológico esquemático de la zona alrededor al Lago Nahuel Huapi (41°S , 71.5°W). Están señalados los sitios de muestreo, 1: Brazo Campanario, 2: Lago Moreno y 3: Lago El Trébol.

Son varios los autores que se han ocupado de la geología y estratigrafía de esta área, pero los principales aportes los han brindado Feruglio (1941), González Bonorino

(1973), González Bonorino y González Bonorino (1978), González Bonorino (1979) y González Díaz y Nullo (1980). En esta zona afloran las siguientes unidades:

Depósitos cuaternarios diversos

Formación Nirihuau (González Bonorino, 1973), Terciario (Oligoceno).

Formación Ventana (González Bonorino, 1973), Terciario (Eoceno) Formación Los Machis (González Díaz y Nullo, 1980), Cretácico Superior.

Formación Cushman (Volkheimer, 1964), Precámbrico-Paleozoico?

3.2 Trabajo de campo

La recolección del material necesario para la realización de este estudio fue realizada por profesionales y técnicos de los laboratorios de paleomagnetismo de las Universidades de Buenos Aires y Edimburgo en enero de 1979.

La extracción de los sedimentos del subsuelo de los lagos fue realizada mediante dos equipos neumáticos (importados temporariamente para la ejecución del proyecto amparado por el acuerdo entre aquellas Universidades), contruidos según el diseño de Mackereth (1958 y 1969). Uno de estos equipos permite extraer testigos cilíndricos de hasta 1,5m de longitud; el otro de hasta 6m de longitud. El diámetro de ambos testigos es de 52mm. En el equipo empleado para extraer los testigos mencionados en primer término se hinca, dentro de la secuencia sedimentaria inmediata al fondo del lago elegido, un tubo de acrílico de 1.5m de longitud, impulsado por un mecanismo accionado por aire comprimido; el tubo penetra hasta encontrar una roca consolidada. En el segundo de los equipos, lo que se hinca es un tubo de PVC, de 6m de longitud, el que también penetra bajo la acción de un mecanismo neumático hasta encontrar terrenos consolidados, lo que explica porqué, a veces, se recuperan secuencias sedimentarias de longitud menor a la del tubo. Las diferentes etapas de la operación de

extracción de testigos está indicada, esquemáticamente, en la Fig 3.2. Más detalles sobre la tarea de extracción pueden encontrarse en Valencio et al (1982). Los tubos así extraídos, luego del sellado de su extremo inferior mediante un tapón de goma para evitar la pérdida y alteración de la secuencia sedimentaria en estos recogida, fueron transportados y almacenados hasta su ulterior muestreo. Los sedimentos recuperados mediante los equipos sacatestigos cortos constituyen un complemento indispensable para el estudio geológico y paleomagnético de la sección más superficial de la secuencia, ya que la parte más alta de la misma, recuperada mediante los equipos sacatestigos de 6m de longitud, puede, en ocasiones alterarse durante el proceso de extracción.

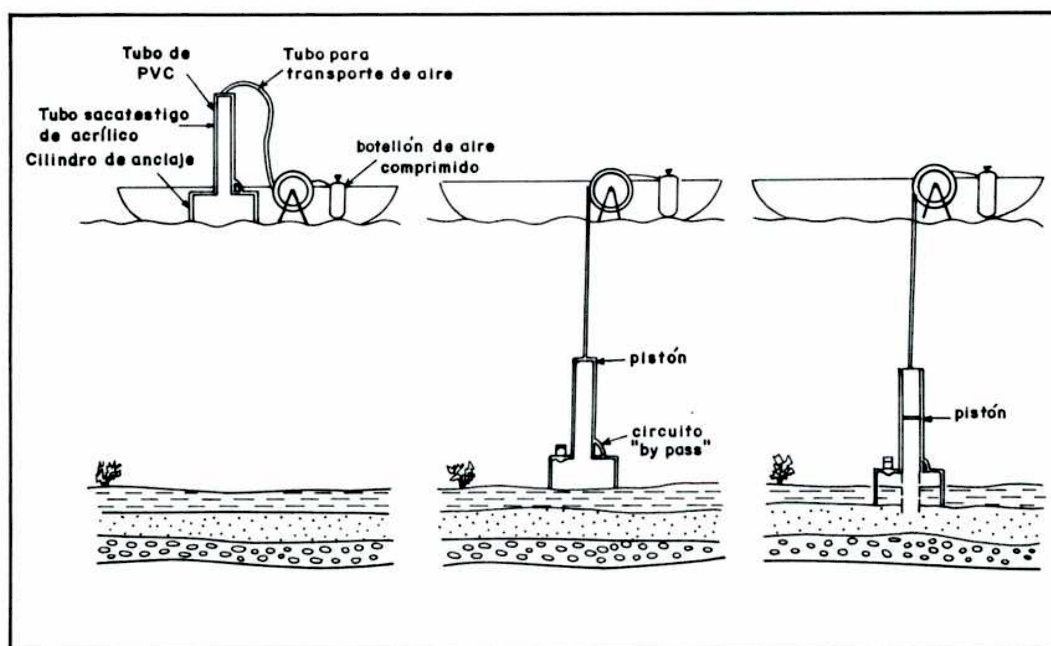
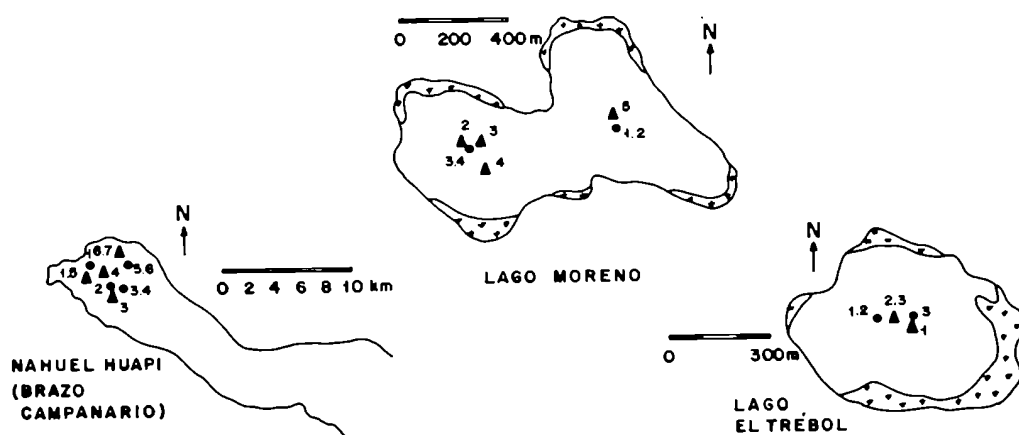


Fig. 3.2 Secuencia esquemática de la operación de extracción de testigos.

En cada espejo de agua se eligieron, como sitios óptimos de extracción de testigos, aquéllos que estuvieran lo más alejados posible de los cursos de agua, temporarios o permanentes, que aportan o desagotan agua del mismo. Se realizó, además, un rápido relevamiento batimétrico del sitio en el cual se iba a hincar el tubo, para elegir los

lugares del lago en los cuales su fondo fuese lo más horizontal posible, con la finalidad de asegurar que dicho tubo penetrase en posición vertical o subvertical. En cada sitio seleccionado según los criterios enunciados, se extrajeron, por lo general, dos testigos: uno corto y otro largo. Las ubicaciones de los sitios globales de muestreo dentro de cada lago estudiado están indicadas en la Fig.3.1. Se recolectaron varios testigos de cada lago con la finalidad de comprobar que los resultados del estudio paleomagnético eran reproducibles y para reducir, mediante promedios, cualquier perturbación espúrea que pudiera introducirse por arqueo del tubo sacatestigo al penetrar en los sedimentos. Los testigos extraídos de los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi (brazo Campanario) fueron individualizados por las letras T, M y C respectivamente, anteponiendo la letra L a los testigos largos (LT, LM, LC). En la Tabla 3.1 se representan los datos de los testigos extraídos, su longitud y el número de muestras obtenidas de cada uno de ellos. En la Fig.3.3 se muestran, en detalle, las ubicaciones de los sitios de extracción de cada testigo en los tres lagos estudiados.



Lago	Testigo	Longitud secuencia recuperada (cm)	Np	Nc	Laborator. paleomagn.	Estudio sediment.
Brazo Campanario	C1	113	48	0	Edimb.	-
	C3	121	59	0	Edimb.	-
	C4	110	34	0	Bs. As.	-
	C5	115	54	0	Bs. As.	-
	C6	117	46	0	Bs. As.	-
	LC1	466	167	0	Edimb.	-
	LC3	346	120	0	Bs. As.	si
	LC6	497	165	0	Bs. As.	-
	LC7	390	123	3	Edimb.	-
El Trébol	T1	123	55	0	Edimb.	-
	T2	125	56	0	Edimb.	-
	T3	123	55	0	Bs. As.	-
	LT1	525	182	3	Edimb.	-
	LT2	416	131	4	Edimb.	-
	LT3	448	148	0	Bs. As.	si
Moreno	M1	123	56	0	Bs. As.	-
	M2	130	59	0	Bs. As.	-
	M3	101	46	0	Edimb.	-
	M4	119	45	0	Bs. As.	-
	LM2	283	120	0	Bs. As.	-
	LM3	549	167	3	Edimb.	-
	LM4	431	160	0	Edimb.	-
	LM5	466	158	0	Bs. As.	si

Tabla 3.1 Datos básicos de los testigos extraídos y el material sedimentario recuperado y estudiado. Np: número de muestras obtenidas para el estudio paleomagnético; Nc: número de muestras obtenidas para dataciones radimétricas.

3.3 Sedimentología, dataciones radimétricas y palinología

Si bien los estudios sedimentológico y palinológico no hacen estrictamente al objetivo básico y principal de esta Tesis, en este capítulo y el siguiente se incluirá una breve síntesis de los mismos y sus resultados, ya que estos últimos han contribuido a la elaboración e interpretación de los datos paleomagnéticos, base del análisis de las vps. Asimismo se presentará un resumen del estudio radimétrico y los resultados que proporciona, los cuales aportan una de las variables básicas para satisfacer el objetivo trazado, es decir el tiempo.

El estudio sedimentológico de gabinete fue llevado a cabo por profesionales de la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata y del Laboratorio de Química Geológica y Edafológica del CONICET. Los objetivos de este estudio fueron: i) investigar la historia deposicional de los sedimentos e ii) intentar establecer correlaciones entre los sedimentos de los lagos, las que no eran evidentes a partir de la inspección visual de las secuencias sedimentarias. El estudio se realizó con los sedimentos recuperados en un testigo largo de cada Lago (Tabla 3.1). Más detalles sobre el estudio sedimentológico pueden hallarse en Valencio et al (1982), Mazzoni y Sinito (1982), Mazzoni (1983) y Sinito et al (1983).

Las dataciones radimétricas por el método C14 fueron llevadas a cabo por el NERC Radio Carbon Laboratory de las Universidades Escocesas. Se realizaron análisis de C14 de catorce muestras extraídas de cuatro testigos largos (Tabla 3.1). Cada muestra comprendió una porción de testigo de 25cm de longitud, obtenida de una profundidad del testigo en la cual se había registrado algún rasgo paleomagnético bien definido.

El estudio palinológico fue llevado a cabo por profesionales del Departamento de Biología de la Universidad de Buenos Aires y del Instituto de Investigación Ártica y Alpina de la Universidad de Colorado, USA. Se analizaron muestras de los testigos LT3 y LM3. Más detalles sobre el estudio palinológico se encuentran en Valencio et al (1982) y Markgraf (1984).

3.4 Paleomagnetismo

3.4.1 Muestreo

El muestreo para el estudio paleomagnético de todos los testigos cortos y largos extraídos fue realizado en la misma área de recolección una vez finalizada la tarea

de extracción de los mismos, para evitar, en lo posible, que el movimiento de las columnas de sedimentos dentro de los tubos sacatestigos, durante el traslado, alterase mecánicamente el material recuperado.

En los testigos cortos, el sedimento dentro del tubo sacatestigo de acrílico fue sistemáticamente muestreado a lo largo de su eje, sin producir la destrucción de dicho tubo. Para ello, mediante una bomba hidráulica accionada a mano, conectada al extremo inferior del tubo sacatestigo, colocado éste en posición vertical, los sedimentos fueron forzados a deslizarse fuera de la parte superior del mismo, alrededor de 2cm (Fig. 3.4,a). En tales condiciones, en la porción de sedimentos salientes se hincó una cápsula plástica cúbica, de 2cm de lado; en dicha posición, sobre la cara superior (horizontal) del cubito, en la cual se había practicado una pequeña perforación (0.1cm) para facilitar su hincado, se dibujó una flecha, apuntando a una marca de referencia fija en el sacatestigo, que permitiera reconstruir la posición del espécimen en el testigo y se le asignó un número individualizante (Fig.3.4a). Luego se procedió a cortar el cilindro de sedimento de 2cm de altura mediante una lámina de plástico, se recuperó el cubito, y el resto del material sedimentario fue guardado en bolsitas para su utilización en los estudios sedimentológico, palinológico, etc. La cara abierta de cada cubito fue cerrada mediante una tapa del mismo material y el orificio de la cara orientada (opuesta) fue sellada para disminuir y retardar la oxidación y secado del sedimento.

En los testigos largos, el tubo sacatestigo de PVC fue, primero, dividido en secciones de 2m de longitud; cada una de estas fue luego cortada longitudinalmente en 2 subsecciones semicilíndricas (Fig.3.4b). Para ello, con una sierra circular eléctrica de mano, se realizaron sendos cortes longitudinales, a lo largo de dos generatrices enfrentadas del tubo. En esta operación se tuvo particular cuidado de que la hoja de la sierra no tocara el sedimento

dentro del tubo para evitar contaminaciones magnéticas. Luego se pasó un hilo de nylon, por las ranuras logradas, lo suficientemente tensionado como para que al deslizarse a lo largo de dichas ranuras cortase al sedimento en dos semicilindros prácticamente iguales. El muestreo para el estudio paleomagnético se llevó a cabo en una de las subsecciones así obtenidas, colocándola en posición horizontal e hincando las cápsulas cúbicas, ya descritas, sobre la cara plana del semicilindro, sistemáticamente, una al lado de la otra, hasta cubrir su longitud total (Fig.3.4b). En tales posiciones las cápsulas fueron orientadas respecto al techo del testigo y numeradas para su individualización. La otra subsección fue conservada para su ulterior muestreo, en gabinete, para los estudios sedimentológico, palinológico y radimétrico. El número de muestras obtenidas de cada testigo se encuentran detalladas en la Tabla 3.1.

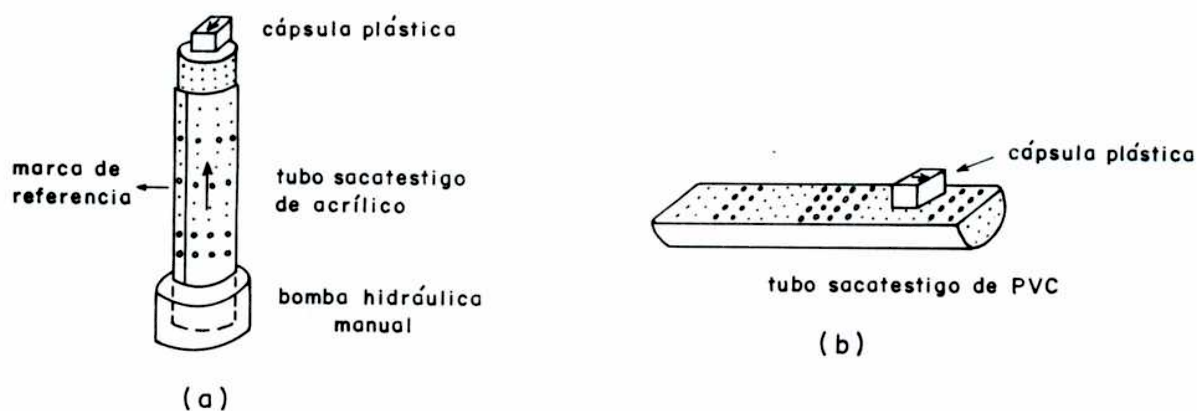


Fig. 3.4 Extracción de muestras en los testigos cortos (a) y largos (b).

3.4.2 Técnicas de análisis paleomagnético.

El estudio paleomagnético consistió, esencialmente, en medir la magnetización remanente natural (mrn) de todos los especímenes y realizar los ensayos de gabinete clásicos para destruir las magnetizaciones remanentes secundarias, que como ya se ha dicho son aquellas que se originaron con posterioridad a la diagénesis de los sedimentos. De esa forma es posible aislar la magnetización remanente estable (mre) de los mismos, la que tratándose de sedimentos jóvenes, coincide con la magnetización remanente primaria. En este caso, se eligió, como técnica de desmagnetización, la de campos alternos decrecientes (Valencio, 1965 y 1980). Se midió además la susceptibilidad magnética de todos los especímenes obtenidos.

La labor experimental se realizó, en partes iguales, en los Laboratorios de Paleomagnetismo del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires y del Departamento de Geofísica de la Universidad de Edimburgo. En el primero de dichos laboratorios el trabajo experimental fue llevado a cabo por la tesista. La mrn fue medida, en ambos laboratorios, utilizando magnetómetros rotativos marca DIGICO, en Buenos Aires se usó además otro magnetómetro rotativo de alta sensibilidad y bajo número de revoluciones construido en el citado laboratorio (Vilas, 1979).

Los ensayos detallados de la estabilidad de la mr fueron realizados en especímenes pilotos seleccionados sistemáticamente (uno de cada cinco en los testigos de 1.5m y uno de cada diez en los de 6m) a lo largo de cada testigo. Dichos especímenes fueron sometidos a campos desmagnetizantes alternos de valores pico de 5, 10, 20 y 30 mT empleando un equipo comercial en Edimburgo y un equipo construido en la Universidad de Buenos Aires, en Buenos Aires (Vilas, 1967); en unos pocos casos se llegó a aplicar campos desmagnetizantes de hasta 50 mT. Con excepción de la

presencia de una magnetización secundaria viscosa débil adquirida en el laboratorio, en algunos pocos especímenes piloto, la cual se eliminó fácilmente con campos de 2.5 o 5 mT, la mayoría de ellos poseían una mre de igual dirección que su mrn. Ello está ejemplificado en la Fig.3.5, donde se representan de la dirección e intensidad relativa del magnetismo remanente residual (mrr) de un espécimen piloto después de cada etapa de lavado. Las direcciones de la mrr han sido graficadas en una proyección estereográfica donde se representa, sobre el radio, la inclinación (ángulo que forma el vector magnetización con el plano horizontal sobre la superficie terrestre) y sobre la circunferencia, la declinación (ángulo que forma la proyección del vector magnetización sobre el plano horizontal con la marca de referencia en el testigo, ya que dichos testigos se hallan sin orientar). La intensidad relativa se representa en un gráfico cartesiano. La coincidencia entre las direcciones de la mrr y la mrn indicó que: i) para las interpretaciones posteriores es lo mismo trabajar con la dirección de la mrn que con la de la mre de los especímenes y ii) que es superfluo someter a todos estos al ensayo de estabilidad.

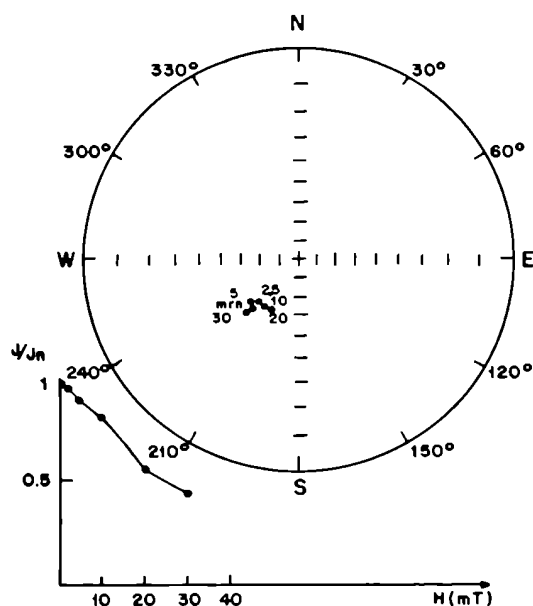


Fig. 3.5 Representación de la dirección e intensidad relativa del magnetismo remanente del espécimen LT3-63 después de cada etapa de lavado.

La susceptibilidad magnética inicial de todos los especímenes fue medida con un puente de susceptibilidad marca DIGICO en Edimburgo y con un susceptibilímetro de doble bobina balanceada, tipo RMSM III, manufacturado en el Tata Insitute de Bombay, en Buenos Aires.

4. Resultados

4.1 Sedimentología, dataciones radimétricas y palinología

El análisis composicional y textural de los sedimentos indica condiciones eutróficas y un origen principalmente piroclástico. Los tipos litológicos y la distribución del tamaño de grano son, sensu lato, similares para los tres lagos; esto es interpretado como una consecuencia de que los tres lagos estudiados están situados en un mismo ambiente regional, en el cual el vulcanismo explosivo fue el principal contribuyente de la sedimentación. Sin embargo, los intentos de lograr una correlación entre los sedimentos de los tres lagos sobre la base de los datos sedimentológicos resultaron complicados debido a la recurrencia de tipos litológicos similares con diferente separación en las secuencias de los distintos espejos de agua. Fue así que, sobre la base de estos datos exclusivamente, era posible sugerir diferentes y variadas líneas de correlación litológica interlagos.

Una de las características sedimentológicas más notables es que, en la mayoría de los casos, aún en una misma secuencia, no se observó gradación de densidad o tamaño de grano, o aún más, se observó una gradación inversa. Esto es atribuido a que los lagos fueron someros y/o al retrabajado de las componentes jóvenes de ceniza. Más detalles del estudio sedimentológico se encuentran en Valencio et al (1985).

Los resultados del estudio radimétrico se encuentran resumidos en la Tabla 4.1 y representados en la Fig. 4.1. Los valores de los isótopos estables ($\delta^{13}C$) indican una importante diferencia en la fuente de materia orgánica o en la geoquímica entre los sedimentos del Lago El Trébol y los de los Lagos Moreno y Nahuel Huapi. Como se verá, las dataciones C^{14} fueron coherentes con las líneas de

correlación interlagos sugeridas por los datos paleomagnéticos y fueron las únicas que permitieron ubicar las secuencias sedimentarias en la escala de tiempo absoluto.

Testigo	Profundidad promedio (cm)	Porcentaje de contenido de carbón organ. (± 0.05 por ciento)	Edad (años)	$\delta^{13}\text{C}$ ± 0.10 por ciento
LT1	115	2.8	3040 ± 180	-28.4
LT1	170	1.50	1410 ± 60	-26.8
LT1	450	2.40	5780 ± 100	-28.4
LT2	70	4.00	650 ± 60	-27.0
LT2	130	6.60	1320 ± 50	-28.2
LT2	170	1.10	1840 ± 60	-27.8
LT2	350	2.20	4210 ± 60	-26.6
LM3	240	0.70	4730 ± 140	-22.2
LM3	340	0.90	7540 ± 160	-20.9
LM3	455	0.90	11710 ± 120	-23.0
LM4	100	0.75	1660 ± 60	-23.2
LM4	300	1.15	8600 ± 70	-23.1
LM4	370	1.50	10820 ± 90	-23.5
LC7	70	1.05	540 ± 50	-23.1
LC7	150	1.60	1650 ± 60	-23.6
LC7	330	0.50	5190 ± 70	-23.3

Tabla 4.1 Datación radiométrica

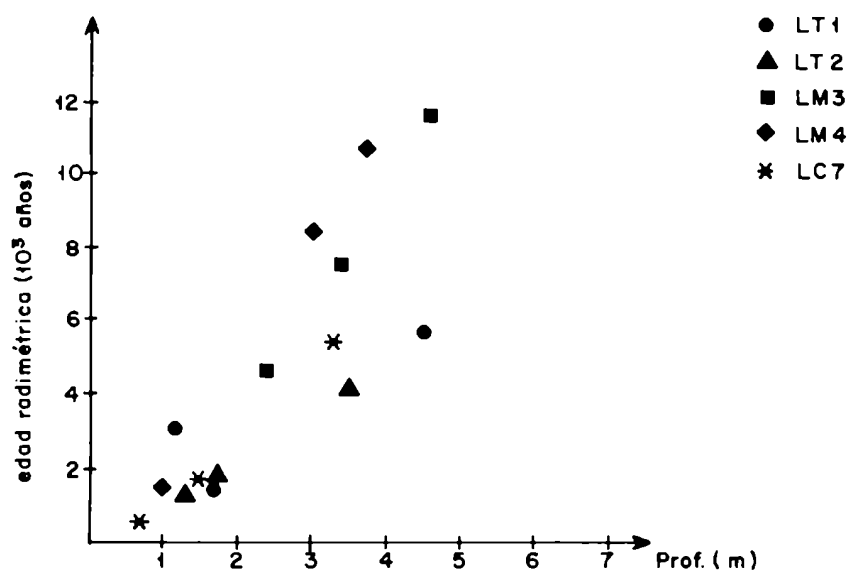


Fig. 4.1 Dataciones radiométricas en función de las profundidades

La historia de la vegetación en la zona de bosques donde se encuentran ubicados los lagos El Trébol, Moreno y Nahuel Huapi pudo conocerse a partir del polen hallado en las secuencias lacustres estudiadas, así como del análisis adicional de algas, incluyendo diatomeas, las que proveen información acerca de la profundidad del agua y su composición química. Es así que se llegó a las siguientes conclusiones: 1) la sedimentación del Lago Moreno tuvo lugar en un ambiente turbido de baja productividad, similar a los ambientes de lagos pro-glaciales, lo que es consistente con la edad extrapolada de los resultados de la datación radimétrica para los sedimentos más viejos del Lago Moreno (13500 -13000 años, parágrafo 4.2.4); 2) hubo un moderado aumento de nutrientes en las aguas abiertas alrededor de 12000 años atrás; 3) en el intervalo 12000 -8500 años aumentó el ingreso de arena y limo en la cuenca mientras las condiciones ambientales permanecían similares; 4) en el intervalo 8500 -7000 años el lago se hizo nuevamente más somero y aumentó el número de cursos que aportaban agua; 5) entre los 7000 -5000 años se debilitaron dichos cursos de agua y el lago permaneció somero y 6) las condiciones limnológicas comenzaron a ser similares a las actuales a partir de unos 3000 años atrás, cuando los sedimentos se hicieron predominantemente orgánicos. Más detalles de este estudio palinológico en Markgraf (1984) y Valencio et al (1985).

4.2 Paleomagnetismo

4.2.1 Características de los parámetros magnéticos y principios de interpretación

Antes de exponer los resultados del estudio paleomagnético de los sedimentos, es oportuno discutir el significado de cada uno de las variables magnéticas con las que se ha trabajado (la intensidad de la mrn (J_n); la

susceptibilidad magnética (k); y las D e I de la mre) y su relación con las propiedades físicas de los componentes clásticos de los sedimentos y de los procesos físico-químicos actuantes en el momento de su acumulación y posterior consolidación (parcial o total).

Numerosos experimentos realizados con modelos naturales (sedimentos lacustres depositados en tiempos históricos o en nuestros días) o de laboratorio (Valencio, 1980) han indicado, que dichos sedimentos guardan memoria del cmt presente durante la acumulación de las partículas que lo constituyen y su posterior consolidación. Ello se debe, como ya se ha dicho en el parágrafo 1.2, a la tendencia de las partículas magnéticas a orientarse según las líneas de fuerza del cmt . Se comprende así que la J_n depende de: i) la intensidad del cmt ; ii) el número, composición y tamaño de los minerales magnéticos acumulados; iii) las condiciones físico-químicas reinantes durante la depositación y consolidación de los sedimentos.

De las tres causas mencionadas, la última es la de menor influencia en este caso. Esto se debe a que, bajo la acción del cmt (que no ha variado significativamente su intensidad en tiempos recientes), un mejor o peor ordenamiento de las partículas debería provenir de un mayor o menor tiempo de exposición de las mismas a dicha acción. Esto se vincula a variaciones de la profundidad de los espejos de agua, ya que mayor profundidad representa más tiempo de exposición y viceversa. Por lo tanto deberían haber existido oscilaciones importantes de dicha profundidad durante los últimos miles de años, en lapsos reducidos, en concordancia con los aumentos y disminuciones en los valores de J_n a lo largo de la secuencia. Particularmente, en el área estudiada no se observan evidencias geológicas de tales oscilaciones y si bien el estudio palinológico sugiere cambios de profundidad en los espejos de agua, los mismos debieron ser de magnitud menor y haberse producido en lapsos mucho mayores que los involucrados en las variaciones de la

Jn registradas en la secuencia. Por otra parte en el estudio sedimentológico no hay evidencias de alteraciones químicas diferenciales importantes a lo largo de las secuencias sedimentarias recuperadas en los diferentes testigos.

En cuanto a los cambios de Jn a lo largo de una secuencia debidos a variaciones temporales de la intensidad del cmt (causa i), estos deberían seguir la periodicidad de las mismas (del orden de 10000 años en tiempos recientes) y por lo tanto, de aparecer, serían oscilaciones de baja frecuencia superpuestas a las fluctuaciones de mayor frecuencia asociadas a la causa iii).

Por lo que antecede las oscilaciones de Jn de frecuencia más alta y mayor magnitud que aparecen en secuencias sedimentarias de granulometría y composición variable, como son las aquí estudiadas, deben asociarse a algunas de las siguientes causas, clasificadas genéricamente en conjunto como causa ii): diferentes composiciones mineralógicas, diferencias granulométricas y distinto número de partículas magnéticas presentes en los sedimentos en cuestión.

La susceptibilidad magnética inicial k de un sedimento depende del número, tamaño de grano y las propiedades magnéticas de sus minerales constituyentes. A diferencia de Jn, k es independiente de la intensidad del cmt durante la acumulación de las partículas y su posterior diagénesis. Luego las variaciones en los valores de k a lo largo de una secuencia sedimentaria son reflejo de las diferentes composiciones mineralógicas, la granulometría y/o el número de partículas magnéticas en los sedimentos; en consecuencia dichas variaciones son excelentes indicadores de discontinuidades litológicas en el tiempo y, por lo tanto, son útiles para establecer líneas de correlación litoestratigráfica entre testigos extraídos de un mismo lago. Esta interpretación se ve reforzada si, en coincidencia con las variaciones de k, se manifiestan variaciones de Jn de igual sentido.

La dirección de la mrp de los sedimentos es, como ya hemos dicho, representativa de la dirección del cmt presente durante la acumulación y/o consolidación de los mismos. Los valores de las variables que definen dicha dirección (D e I) son sensibles (a diferencia de k y, en menor grado, de Jn) a una serie de factores espúreos (ruidos) tales como: i) condiciones locales durante la génesis y diagénesis de los sedimentos (aguas corrientosas, obstáculos locales, planos de depositación no horizontales, etc.) que pueden afectar la alineación de las partículas magnéticas según las líneas de fuerza del cmt presente, ii) magnetizaciones secundarias que enmascaran la dirección de la mrp, iii) no verticalidad del tubo sacatestigos durante la operación de extracción, iv) arqueamiento de dicho tubo durante el hincado, v) movimientos relativos producidos en el sedimento al introducir las cápsulas que luego serán utilizadas en los estudios de gabinete (especímenes) y vi) pérdida de humedad del material dentro de las mismas. Además debe tenerse presente que los sedimentos se depositan con velocidades diferentes.

Algunos de los factores mencionados pueden ser controlados y evitados o corregidos, así por ejemplo, los procesos de desmagnetización permiten, en la mayoría de los casos, aislar la mrp; la verticalidad del hincado se controla con un nivel, el cual es fotografiado en el momento de la operación, etc. Pero, aún así no pueden evitarse perturbaciones de alta frecuencia que enmascaran las vps del cmt, reflejadas en las variaciones de D e I registradas en los testigos; por ello es necesario, en general, recurrir a procesos de promedio, suavizado y/o filtrado para rescatar dichas vs. Si estas vs son individualizadas en testigos de un mismo espejo de agua, las líneas de correlación que permiten establecer definen líneas de igual tiempo (correlación cronoestratigráfica). Esta aplicación de las variaciones de D e I a lo largo de una secuencia, no sólo es válida para sedimentos de un mismo espejo de agua, sino

también para sedimentos lacustres extraídos de áreas extensas que hayan registrado las mismas vs.

4.2.2 Perfiles de susceptibilidad magnética, intensidad del magnetismo remanente natural y declinación e inclinación del magnetismo remanente estable. Su correlación.

Se representaron los valores de J_n y k en función de la profundidad para cada uno de los testigos extraídos; algunos de los gráficos obtenidos (perfiles) están representados en las Fig. 4.2 a 4.5. Comparando los perfiles de k y J_n para testigos cortos y largos de un mismo lago, se observa fácilmente un mejor registro de las características magnéticas de los sedimentos más superficiales en los testigos cortos. Por ejemplo, en el caso particular del Lago El Trébol, los testigos largos (Fig. 4.4a y 4.5a) no recuperaron (o lo hicieron totalmente alterados) los 0.50m de sedimentos más superficiales, los cuales están bien representados en los testigos cortos (Fig. 4.2a y 4.3a), por ello la respuesta magnética de estos últimos pudo ser utilizada como referencia para efectuar el enrase de los testigos de 6m.

Cuando se comparan los perfiles de J_n y k para un mismo testigo se observa una gran semejanza. Ello indica, tal como fue discutido, que los rasgos presentes en ambos perfiles están asociados a la composición mineralógica, la granulometría y/o el número de partículas magnéticas de los sedimentos, y no están relacionados, por lo menos a simple vista, con la intensidad del cmt.

Los perfiles de J_n y k muestran rasgos notablemente similares para testigos de un mismo lago (Figs. 4.2 a 4.5), lo que permite asegurar la continuidad, parcial o total, de estratos individuales, de grosor reducido, en un mismo espejo de agua. De acuerdo a lo expresado en el párrafo precedente, las líneas de correlación principales

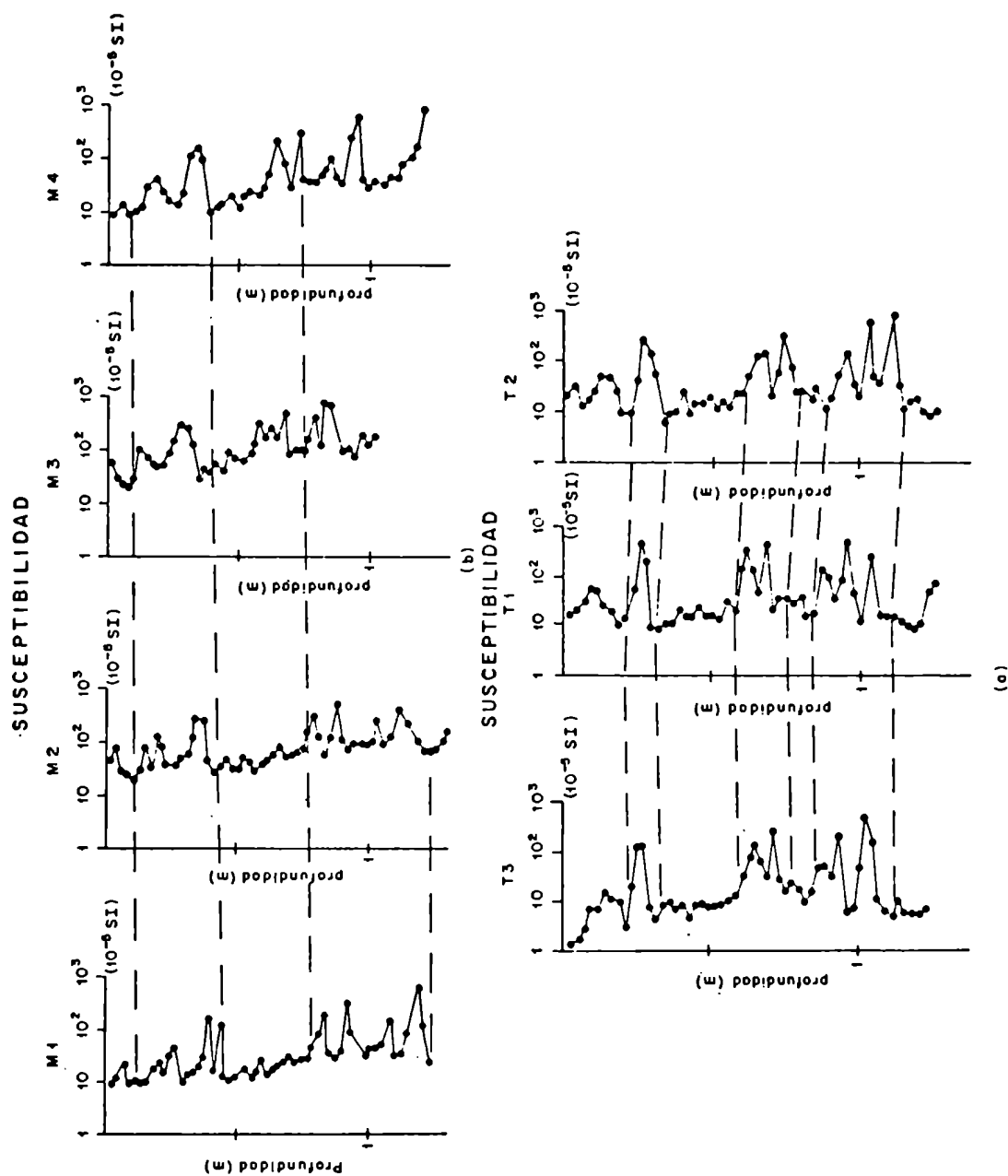


Fig.4.2 Perfiles de susceptibilidad (k), correspondientes a los testigos cortos del los Lagos El Trébol (a) y Moreno (b).

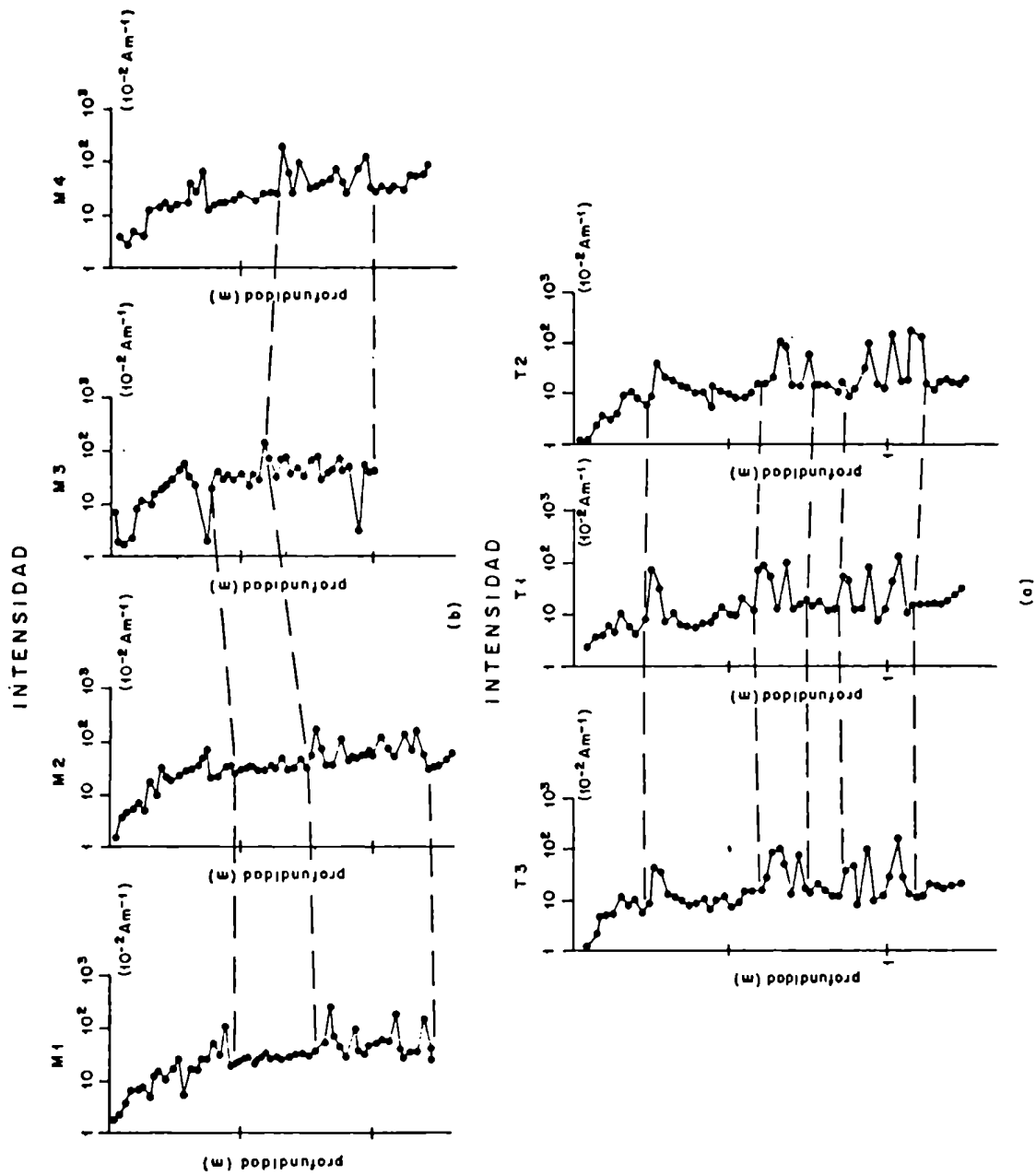


Fig.4.3 Perfiles de intensidad de la magnetización remanente natural (J_n), correspondiente a los testigos cortos de los lagos El Trébol (a) y Moreno (b).

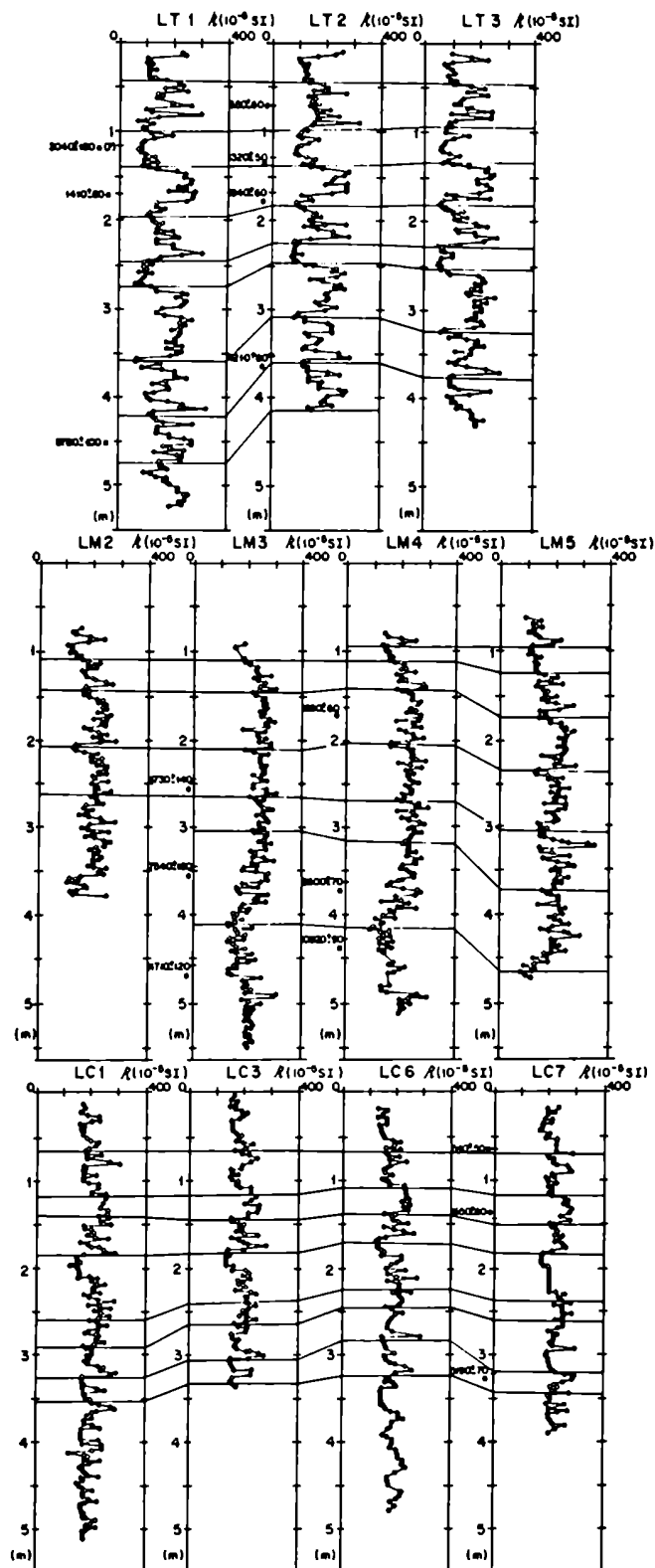


Fig. 4.4 Perfiles de susceptibilidad (k) correspondientes a testigos largos de los lagos El Trébol (a), Moreno (b) y Nahuel Huapi, Brazo Campanario (c). Las líneas de correlación establecidas sobre la base de estos rasgos están indicadas por líneas de traza llena.

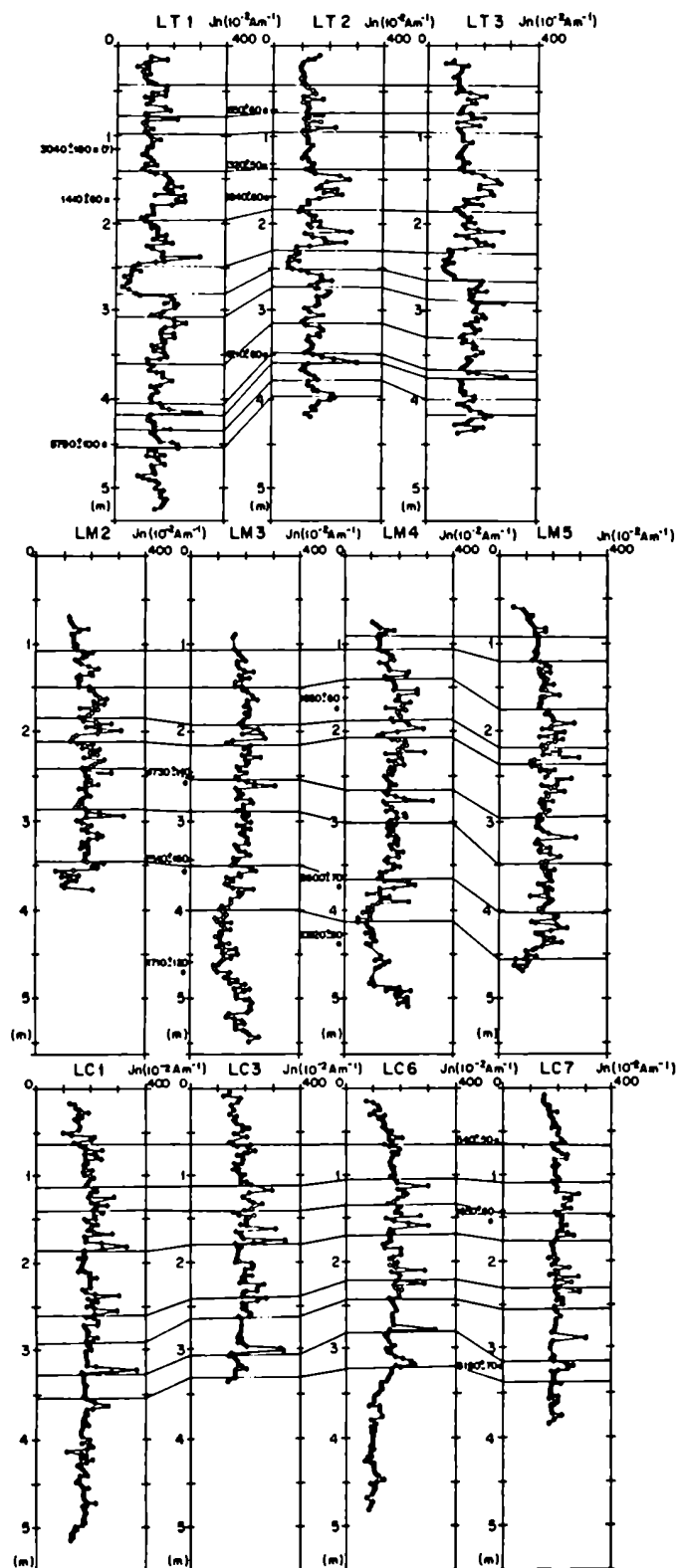


Fig. 4.5 Perfiles de intensidad de la magnetización remanente natural (J_n) correspondientes a los testigos largos de los lagos El Trébol (a), Moreno (b) y Nahuel Huapi, Brazo Campanario (c). Más referencias en el texto de la Fig. 4.4

establecidas para cada lago (mostradas en las figuras anteriormente mencionadas), las cuales vinculan rasgos de características similares tienen, en principio, significado litoestratigráfico. A pesar de ello, el hecho de que los rasgos correlacionados no sean aislados, sino que, dentro de un mismo lago se puedan correlacionar secuencias de rasgos, indica un sentido cronoestratigráfico. Esto es corroborado por las dataciones radimétricas (parágrafo 4.1) y por la comparación de los perfiles de D e I para testigos de un mismo lago.

Se intentó utilizar los perfiles de k y Jn para correlacionar testigos de distintos lagos. La tarea resultó infructuosa, pues en algunos casos era posible trazar varias líneas de probable correlación totalmente diferentes entre sí, y, en otros resultaba difícil encontrar rasgos similares; por otra parte las pocas líneas de correlación que se bosquejaron vinculaban rasgos aislados, acentuando el carácter litoestratigráfico de la vinculación, lo que se vio confirmado por la falta de coherencia entre dichas líneas y las obtenidas a partir de los perfiles de D e I y los datos radimétricos.

En síntesis, sobre la base de lo expuesto se decidió realizar una correlación de los sedimentos de cada lago usando los perfiles de k y Jn de los testigos largos, y utilizando los perfiles correspondientes a los testigos cortos sólo para efectuar el enrase de los testigos de 6m. Se eligió un testigo patrón para cada lago (LT1, LM3 y LC1), y utilizando como referencia las líneas de correlación establecidas para cada lago (Fig. 4.4 y 4.5) se crearon funciones de transformación para las profundidades de los otros testigos, interpolando linealmente para hallar la profundidad equivalente de los puntos que se encontraban entre dichas líneas de correlación; ello está ilustrado, para el lago El Trébol, en la Fig.4.6. De esta forma se ajustaron las escalas de profundidad de todos los testigos de cada lago a la escala de profundidad del testigo patrón.

El alineamiento de los picos y valles de los perfiles de J_n logrado mediante este ajuste a una escala de profundidad común se observa en la Fig.4.7. Un alineamiento similar se logra con los perfiles de k .

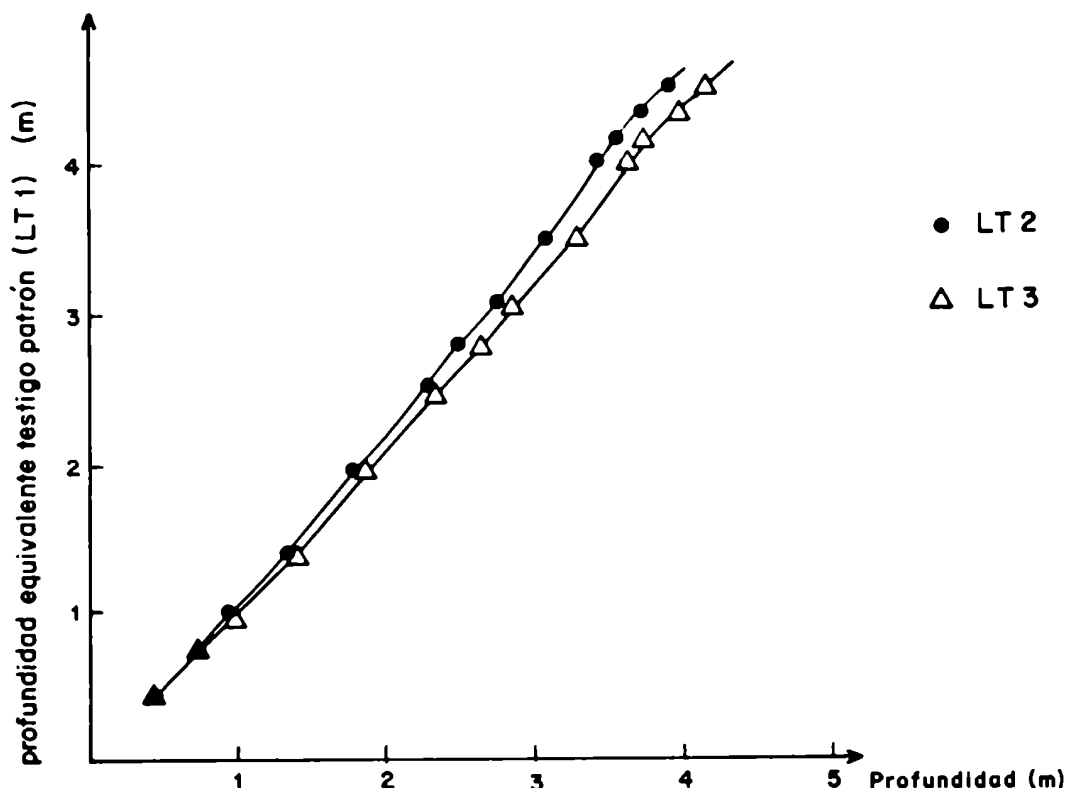


Fig. 4.6 Función de transformación de profundidades de los testigos extraídos del Lago El Trébol a la profundidad del testigo patrón elegido para dicho lago (LT1).

Se representaron también los valores de D e I del mre en función de la profundidad para cada uno de los testigos largos extraídos, utilizando el enrase hecho anteriormente a partir de los perfiles de k y J_n de los testigos cortos. Los perfiles obtenidos pueden observarse en las Fig.4.8 y 4.9. Dado que, como se ha dicho, los testigos no han sido orientados, los valores de D que se obtienen en este caso no tienen el significado habitual, y los respectivos perfiles sólo indican las variaciones relativas de D y no sus valores absolutos. Para poder comparar los

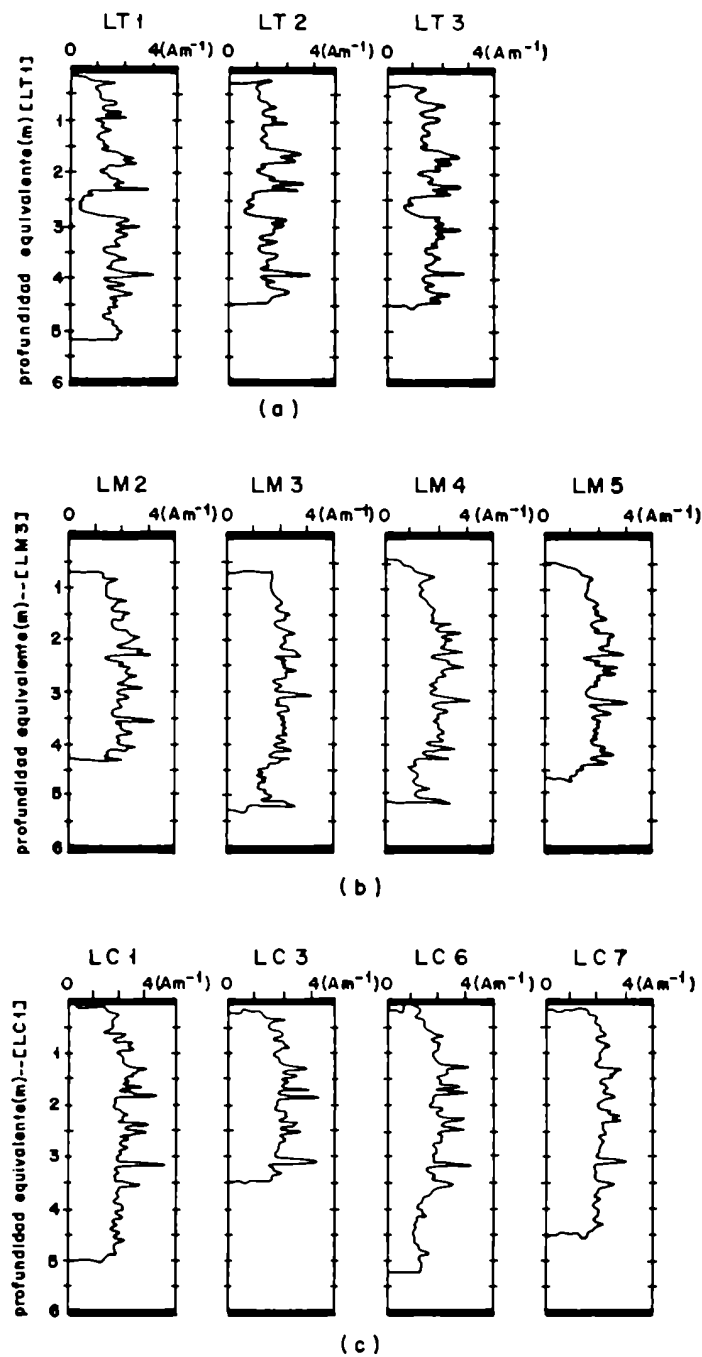


Fig. 4.7 Perfiles de J_n para los testigos largos, en los que se han llevado todas las profundidades a la escala correspondiente al testigo elegido como patrón para cada lago. a) Lago El Trébol, b) Lago Moreno y c) Lago Nahuel Huapi (Brazo Campanario).

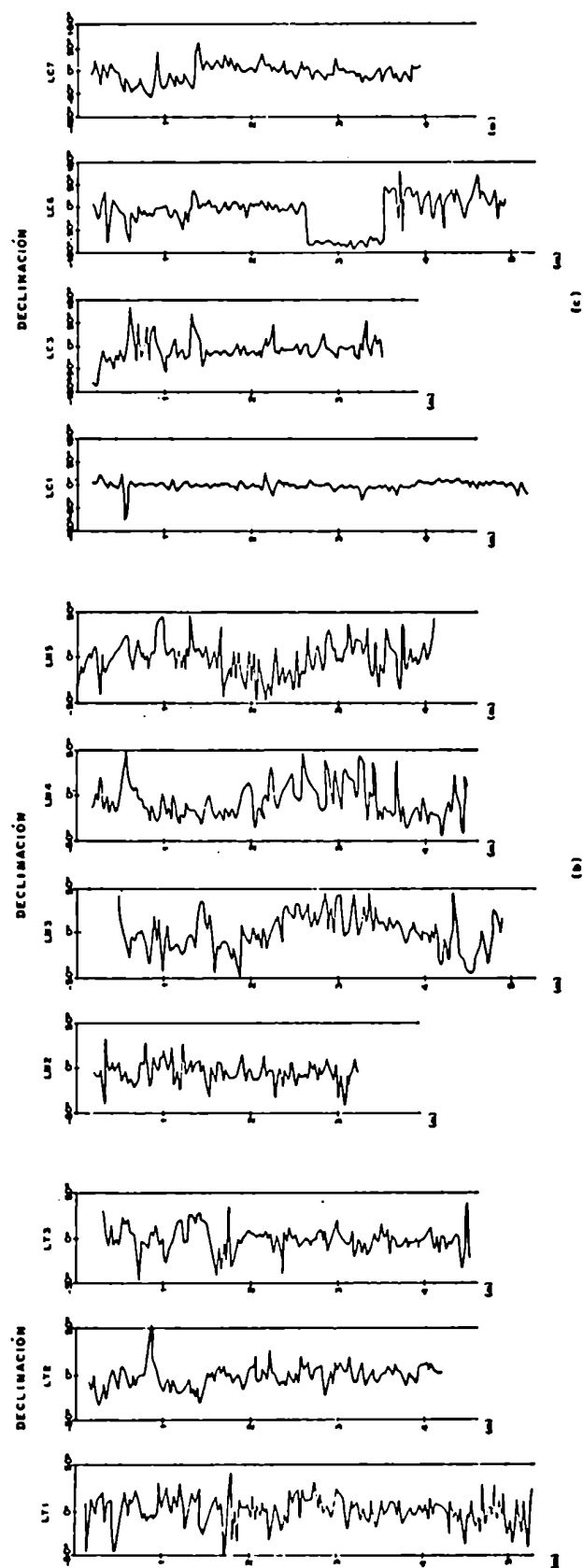


Fig.4.8 Perfiles de declinación (D) de la magnetización remanente estable correspondientes a los testigos largos de los lagos (a) El Trébol, (b) Moreno y (c) Nahuel Huapi, Brazo Campanario.

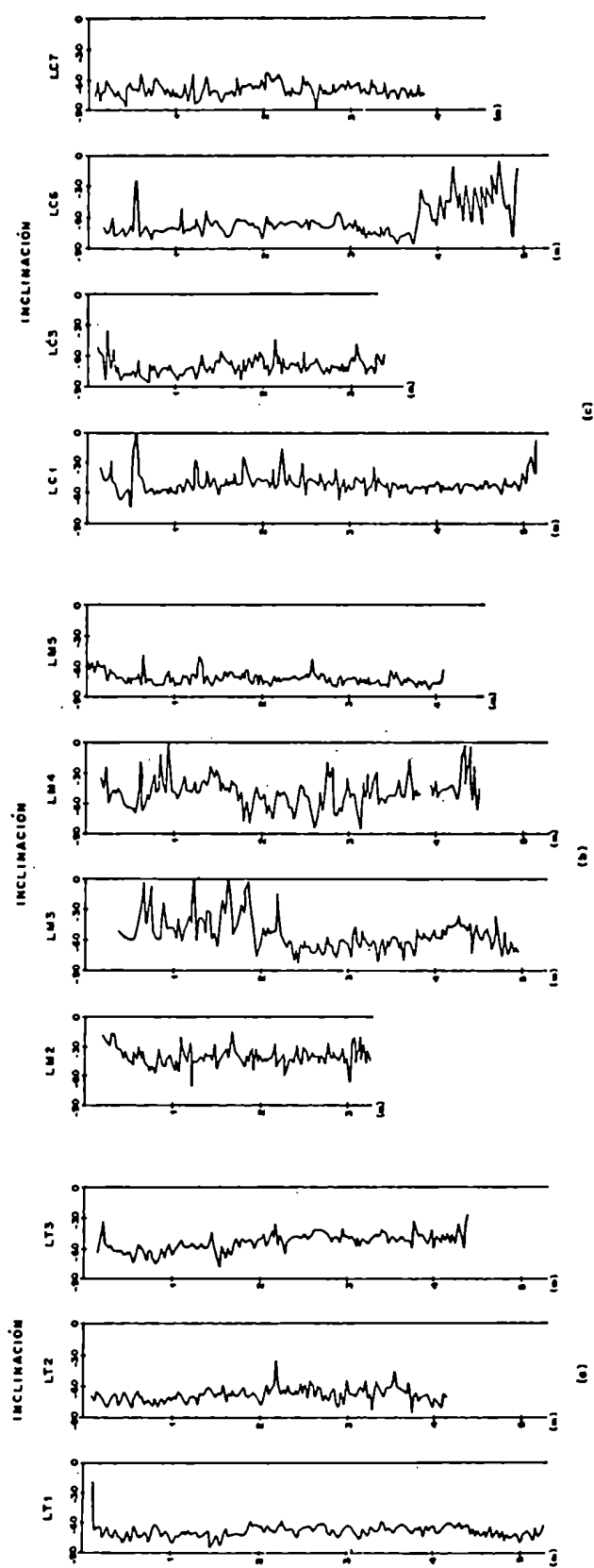


Fig.4.9 Perfiles de inclinación (I) de la magnetización remanente estable correspondiente a los testigos largos de los lagos (a) El Trébol, (b) Moreno y (c) Nahuel Huapi, Brazo Campanario.

distintos perfiles, se calculó para cada testigo el valor promedio de D y, dado que las columnas sedimentarias representan un lapso aproximado de 10000 años, se le asignó a cada uno de esos promedios el valor cero, correspondiente al campo magnético dipolar axial, y se aplicó a los datos individuales de D la corrección consecuente. De la observación de los perfiles de D e I es evidente que no es posible realizar una correlación sencilla, a simple vista, entre perfiles pertenecientes a testigos de un mismo lago. En efecto, ello se debe a que, superpuestas a las oscilaciones de baja frecuencia que interesan en este estudio, ya que son las que representan las vps, se encuentran una serie de oscilaciones de alta frecuencia que tienden a enmascarar a las primeras, como ya fue expresado en el párrafo 4.2.1. Por tal razón se decidió ajustar las profundidades de los testigos a la escala del elegido como patrón para cada lago, sobre la base de las funciones de transformación definidas a partir de los perfiles de J_n y k (Fig.4.10 y 4.11); se pudo de esa forma observar cierta similitud en las características generales de los perfiles.

4.2.3 Construcción de perfiles tipo de Declinación e Inclinación para cada lago.

El paso siguiente consistió en la construcción de perfiles tipo de D e I del mre para cada lago. El método utilizado es el que se detalla a continuación.

Primero se suavizaron los perfiles individuales, ya llevados a la escala de profundidad patrón para cada lago. El sistema de suavizado fue el llamado "promedio vectorial corrido" con ventanas de 12cm. Consiste en tomar los vectores mre correspondientes a un intervalo de 12cm, promediar vectorialmente sus direcciones, dando valor unitario a su intensidad, y el resultado de dicho promedio se asigna al centro del intervalo; luego se descarta el primer vector del intervalo, se extiende la ventana hacia

DECLINACIÓN

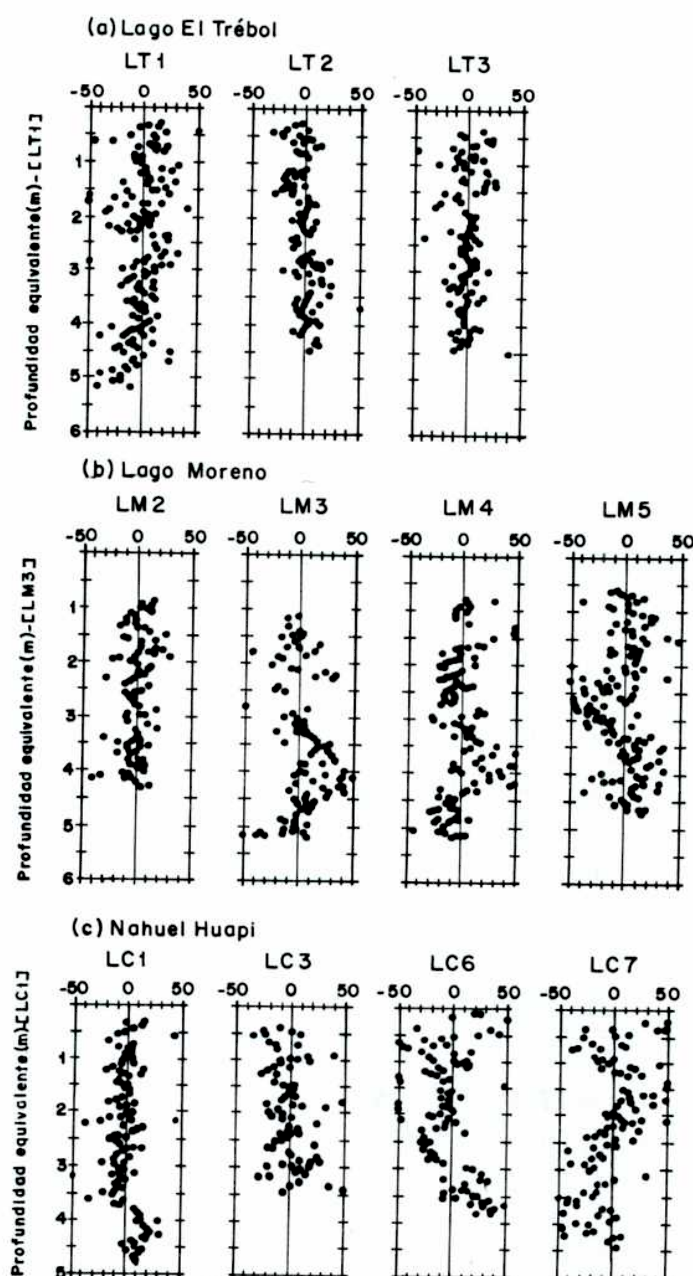


Fig. 4.10 Perfiles de declinación (D) de magnetización remanente estable correspondiente a los testigos largos, con sus profundidades ajustadas a la escala de profundidad del testigo patrón para cada lago. (a) El Trébol, (b) Moreno, (c) Nahuel Huapi (Brazo Campanario).

INCLINACIÓN

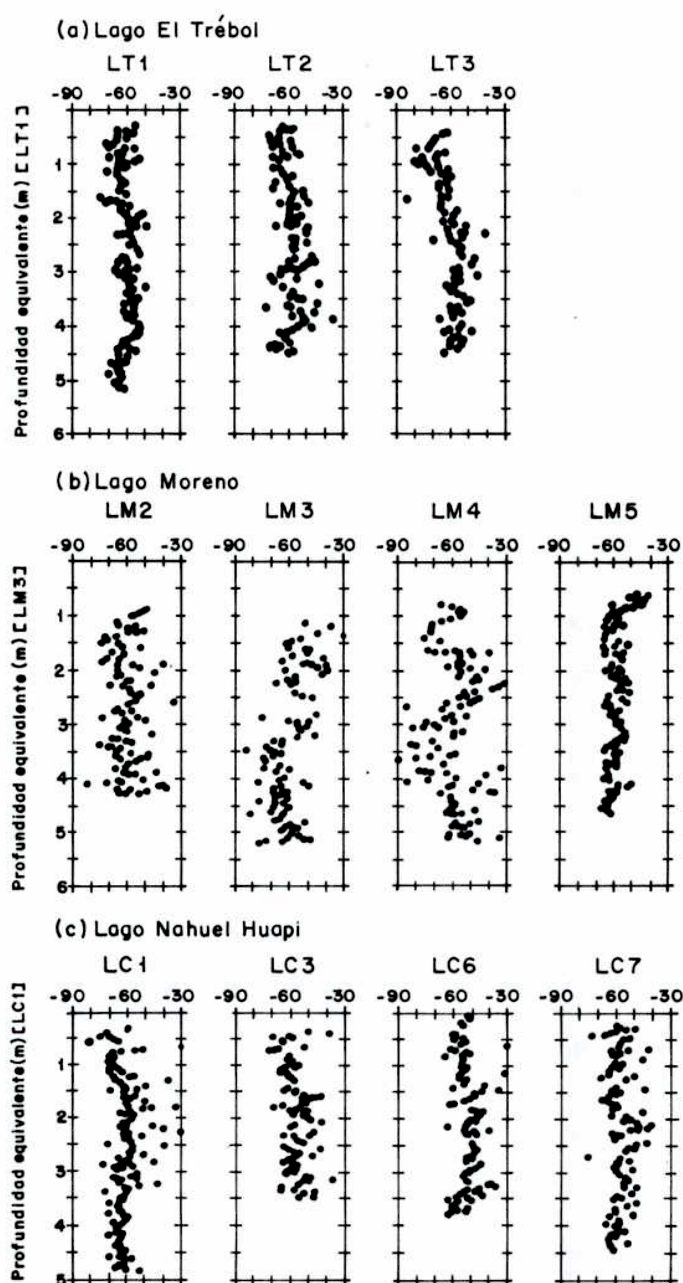


Fig. 4.11 Perfiles de inclinación (I) de la magnetización remanente estable, correspondientes a los testigos largos, con sus profundidades ajustadas a la escala de profundidad del testigo patrón para cada lago. (a) El Trébol, (b) Moreno, (c) Nahuel Huapi (Brazo Campanario).

abajo de forma de tomar nuevamente 12cm y se obtiene un nuevo valor promedio, y así sucesivamente. Se realizaron a continuación interpolaciones lineales de forma de obtener valores de D e I cada 2cm. De esta forma se logró definir niveles de profundidad cada 2cm, para los cuales se contaba con valores de D e I para todos los testigos de cada lago. Para realizar el apilamiento se promediaron vectorialmente los datos de D e I de los testigos de un mismo lago para cada nivel de profundidad, asignándole nuevamente valor unitario a la intensidad. De esta forma se obtuvieron perfiles tipo de D e I para cada lago, los que pueden observarse en la Fig. 4.12.

Se estableció luego una escala de profundidad común para los testigos de los tres lagos; para ello fue necesario realizar correlaciones entre lagos. Estas correlaciones exigen que se satisfagan dos criterios: i) que las líneas de correlación establecidas para los perfiles de D sean consistentes con las de los perfiles de I (es decir que no se crucen) y ii) que dichas líneas de correlación sean compatibles, en forma general, con las dataciones radimétricas realizadas en los testigos (Tabla 4.1). Una inspección visual de los perfiles de D e I en forma independiente sugiere varias correlaciones posibles, pero cuando se consideran los dos parámetros simultáneamente las posibilidades se reducen a unas pocas. Se vió cuales de estas posibilidades eran compatibles con las dataciones radimétricas y se halló que sólo una satisfacía ese criterio. Las líneas de correlación (a-k) se hallan señaladas en la Fig.4.12 y especificadas en la Tabla 4.2. Esta correlación se utilizó para llevar los testigos extraídos de todos los lagos a una escala de profundidad patrón. Dado que es importante que no se pierdan, a través de los métodos de suavizado e interpolación, los valores experimentales obtenidos originalmente, se tomaron todos los datos individuales de los testigos, se llevaron primero a la escala de profundidad común elegida para cada lago y luego, utilizando las líneas de correlación a-k, a la escala de profundidad común del Lago Moreno.

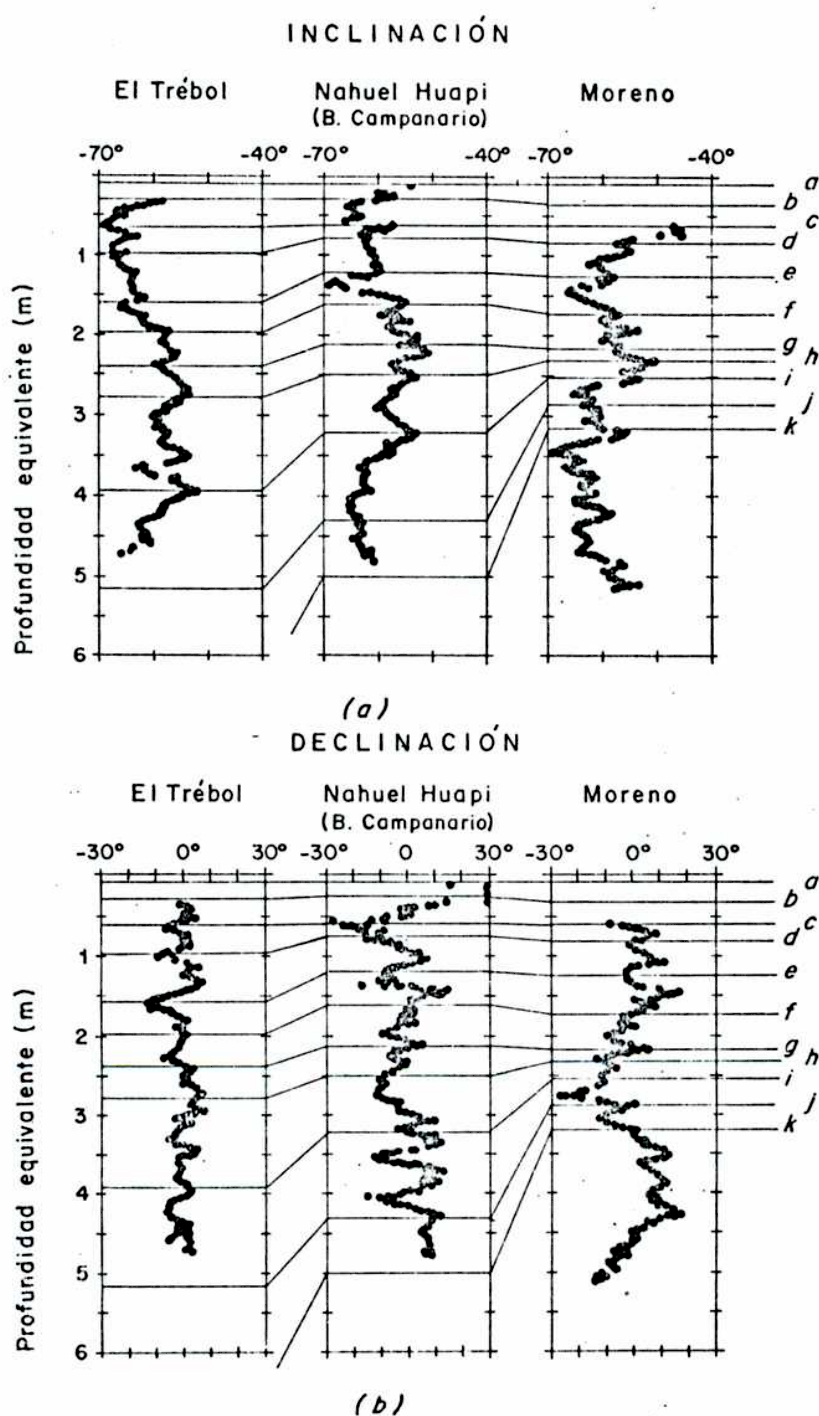


Fig. 4.12 Perfiles promedio de inclinación (a) y declinación (b) para los tres lagos. Las profundidades son las equivalentes a los testigos elegidos como patrón para cada lago (LT1, LC1 y LM3). Las líneas de correlación han sido indicadas con letras (a-k).

Línea de correlación	Profundidad equivalente (cm)		
	El Trébol	Br. Campanario	Moreno
a	10.0	10.0	10.0
b	31.0	28.5	35.0
c	65.0	62.0	62.0
d	99.0	77.0	83.0
e	158.0	120.5	126.0
f	198.0	161.0	173.0
g	237.0	212.0	216.5
h	277.0	250.0	231.0
i	394.0	320.0	252.0
j	(515.0)	431.0	287.0
k	-	(500.0)	317.0
h	-	-	520.0

Tabla 4.2 Correlación entre lagos, los paréntesis indican extrapolación debajo de la base del testigo.

4.2.4 Construcción de magnetogramas para cada lago y para la región.

Usando la función de transformación de profundidades surgida de las líneas de correlación a-k y detalladas en la Tabla 4.2, se transformaron las edades radimétricas a la escala de profundidad común. Para ello se transformaron las profundidades, de las cuales se tenían dataciones radimétricas, a la profundidad equivalente del testigo LM3 y se graficaron todas las edades en función de dicha profundidad equivalente (Tabla 4.3 y Fig.4.13). Así se pudo observar que las edades C^{14} obtenidas de sedimentos de los diferentes lagos eran consistentes con excepción de la de 3040 años para el Lago El Trébol, la cual no es siquiera coherente con los otras edades del mismo testigo. Luego, usando los datos consistentes, se ajustó una curva a los puntos del gráfico de edad en función de profundidad (usando cubic splines, Clark, 1983) y se utilizó dicha curva para transformar la escala de profundidad común (del testigo LM3) a la escala de tiempo.

Edad (años)	Testigo	Profundidad (cm)	Profundidad equivalente * (cm)	LM3 (cm)	57
540	LC7	70	70	73	
650	LT2	70	70	65	
1320	LT2	130	129	105	
1410	LT1	170	176	147	
1650	LC7	150	155	166	
1840	LM4	100	168	168	
3040	LT1	115	115	95	
4210	LT2	350	408	265	
4730	LM3	240	240	240	
5190	LC7	330	360	270	
5780	LT1	450	450	285	
7540	LM3	340	340	340	
8600	LM4	300	345	345	
10820	LM4	370	416	416	
11710	LM3	455	455	455	

* transformado a LT1, LC1 o LM3 según corresponda.

Tabla 4.3 Transformación de las profundidades a profundidades equivalentes de los testigos patrones de cada lago, profundidades equivalentes del testigo patrón para los tres lagos (LM3) y edades radiométricas.

Para lograr un máximo aprovechamiento de los datos magnéticos experimentales se tomaron los valores de D e I individuales de cada testigo y se los transformó, primero, a la escala de profundidad del testigo patrón de cada lago, luego, a la escala de profundidad del testigo patrón de todos los lagos (LM3) y, finalmente, a la escala de tiempo. Las curvas de transformación combinadas se observan en la Fig.4.14. Así la identidad de los datos experimentales se mantuvo hasta la última etapa, en la que se hizo una interpolación a intervalos de 20 años y luego se procedió a realizar el promedio de los vectores, correspondientes a testigos de un mismo lago, (considerándolos unitarios) para cada horizonte de tiempo. Los magnetogramas de D e I resultantes de este método de apilamiento se observan en las Fig.4.15(a) y (b) respectivamente. Obsérvese que los registros de los lagos El Trébol y Campanario llegan hasta los 6000 años, mientras que el Lago Moreno cubre aproximadamente 14000 años.

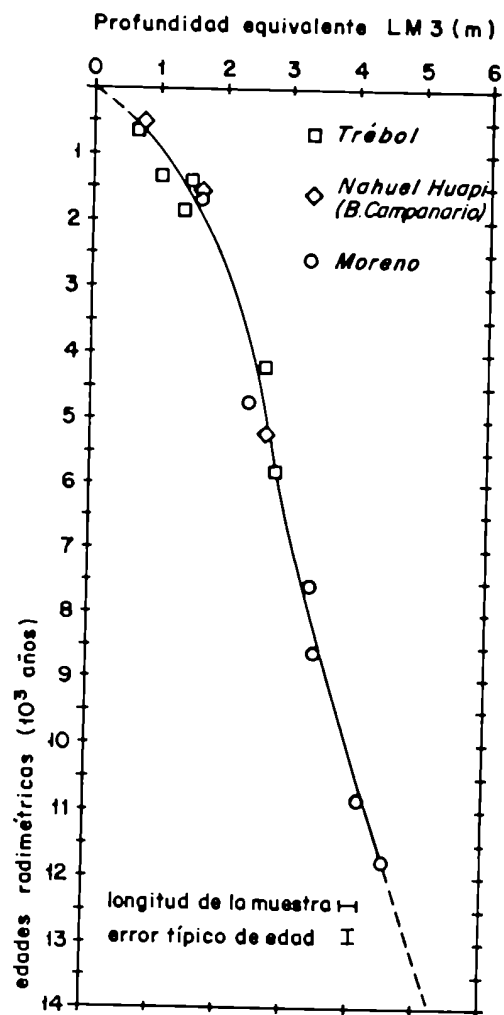


Fig. 4.13 Curva de transformación profundidad vs edad. Se construyó aplicando un ajuste (usando "cubic splines") al conjunto de datos radiométricos graficado en función de la profundidad equivalente del testigo patrón LM3.

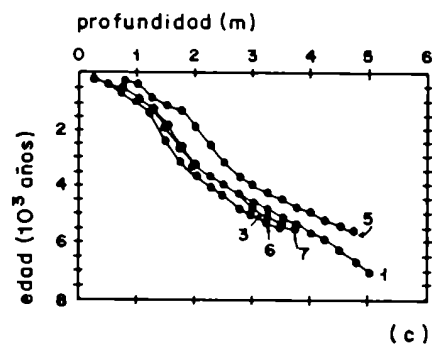
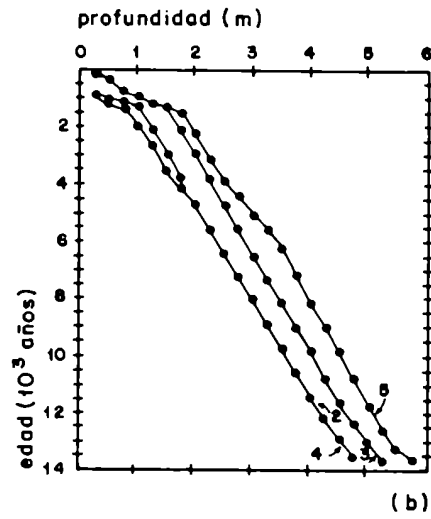
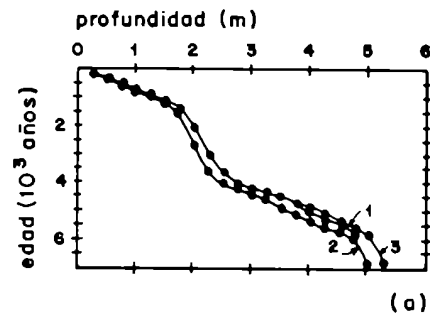


Fig. 4.14 Curvas de funciones de transferencia entre las escalas de profundidad de los testigos individuales y la escala de tiempo para los tres lagos.

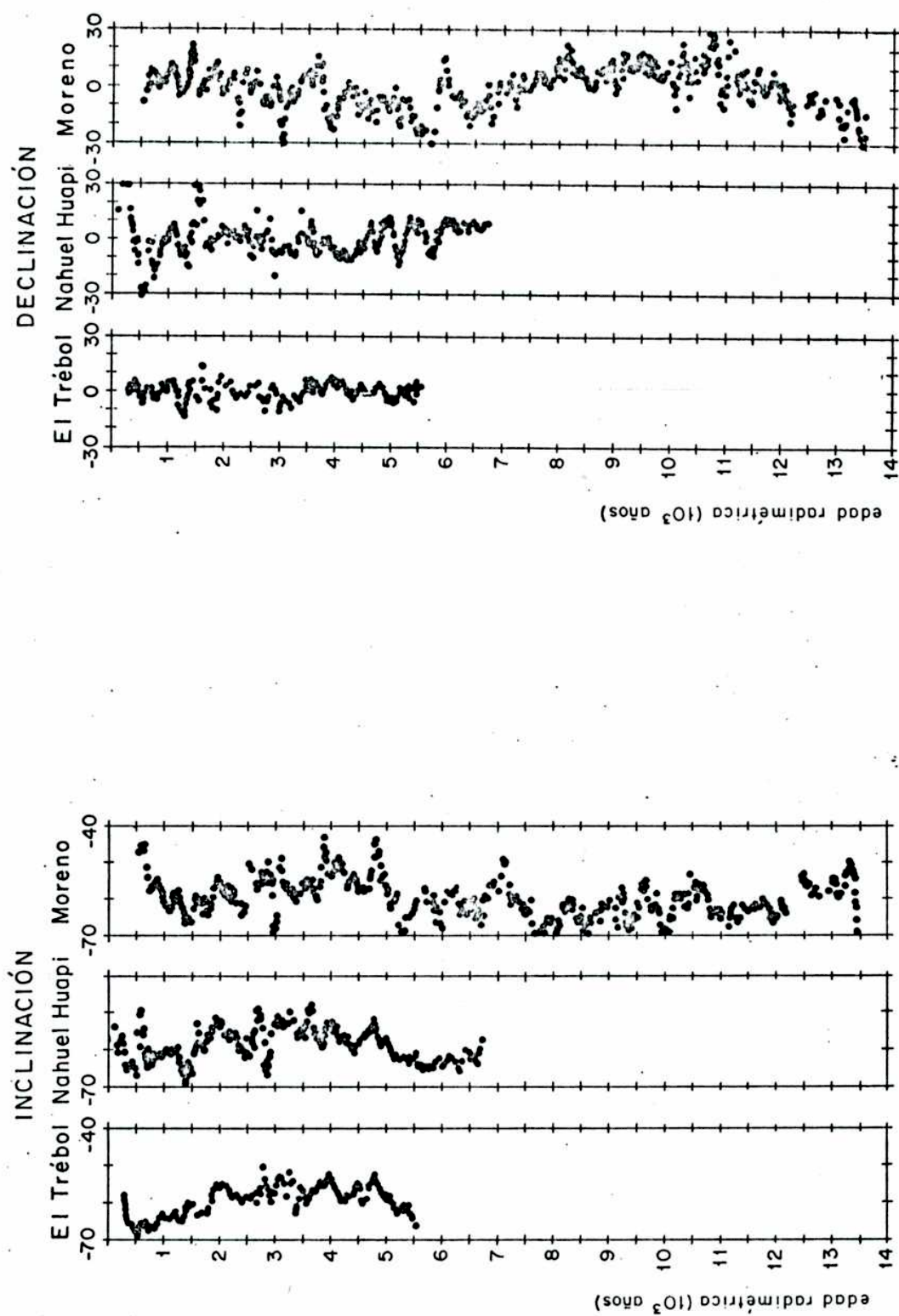


Fig.4.15 Magnetogramas de inclinación (a) y declinación (b) para los lagos El Trébol, Nahuel Huapi (Brazo Campanario) y Moreno.

Para obtener los magnetogramas representativos de la región se tomaron los datos individuales tal como se acaba de describir en el párrafo anterior; luego se procedió a hacer la interpolación a intervalos de 20 años, por último se promediaron las direcciones correspondientes a todos los testigos, (siempre considerando vectores unitarios) de forma de obtener valores de D e I para cada nivel de tiempo (Fig.4.16). Las barras de error (desviación standard) para cada horizonte de tiempo, también han sido representadas en dicha figura.

4.2.5 Polos geomagnéticos virtuales

A partir de la D e I del mre de cada especimen se calculó el PGV. El camino que describen a lo largo del tiempo los PGVs calculados a partir de los datos promediados del Lago Moreno, suavizado sobre una ventana de 100 años, es representado en la Fig.4.17a.

A partir de estos datos Creer y Tucholka (1983a) representaron la rotación del vector geomagnético mediante un gráfico de la curvatura (segunda derivada) de los caminos de los PGV en función del tiempo (Fig. 4.17b) con intención de relacionarlo con la deriva de las fuentes de campo no dipolar (párrafo 1.2), siendo evidente que no existe una tendencia definida que permita hablar de una dirección de deriva predominante, lo que sustentaría la suposición que existen fuentes estacionarias de intensidad oscilante.

4.2.6 Análisis espectral.

Este estudio fue realizado por Creer y Tucholka (1983) a partir de magnetogramas contruidos con los datos paleomagnéticos del Lago Moreno presentados en esta tesis, utilizando las mismas técnicas aquí descriptas (párrafo 4.2.4). Los autores eligieron este lago por ser el que

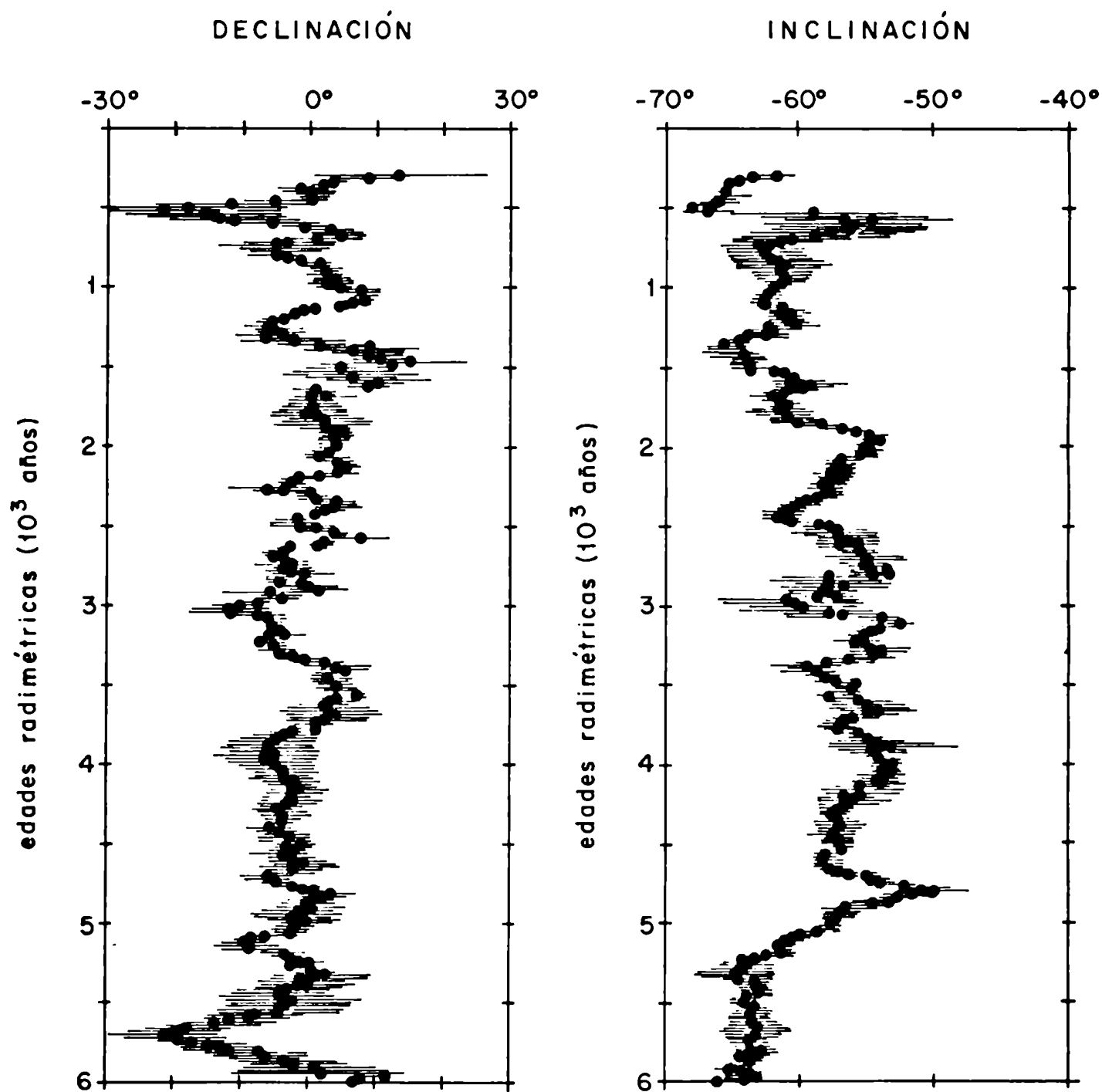
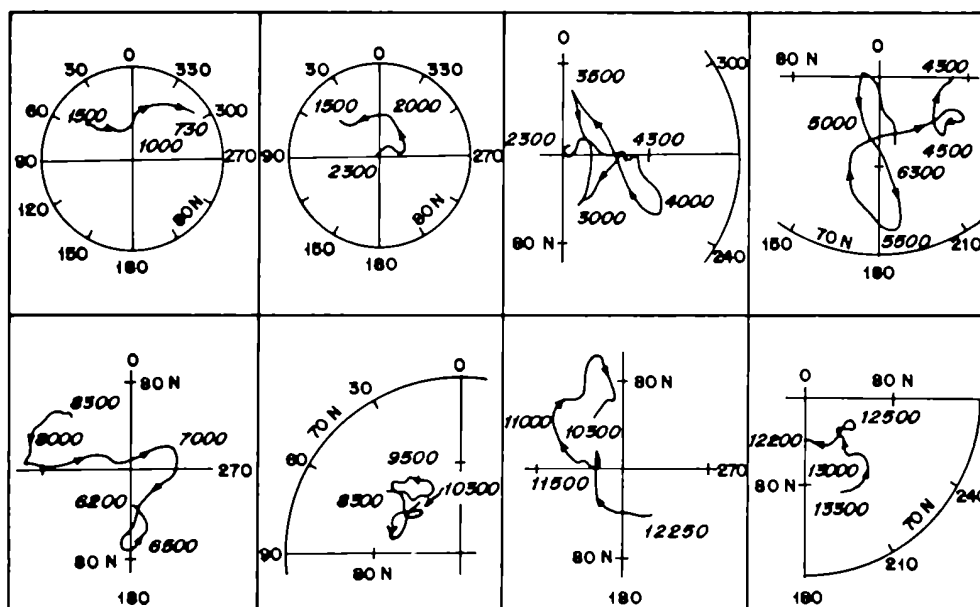
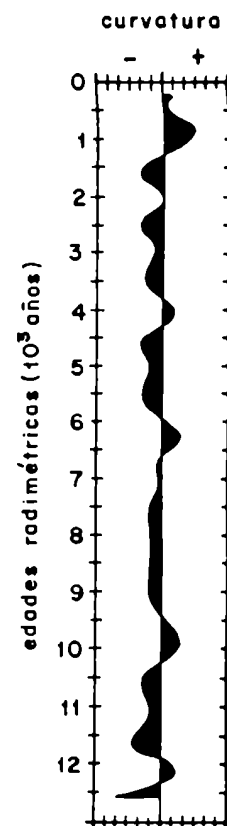


Fig. 4.16 Magnetogramas de la declinación e inclinación para la región del sudoeste argentino. Las barras representan la desviación standard para cada horizonte de tiempo.



(a)



(b)

Fig. 4.17 Representación de la variación de las posiciones de los polos geomagnéticos virtuales (PGVs) correspondientes a los datos paleomagnéticos del Lago Moreno a través del tiempo mediante: a) la representación estereográfica de las D e I de los mismos (las curvas están suavizadas con una ventana de 400 años y el intervalo de tiempo entre datos es de 20 años) y b) el gráfico de la curvatura de los caminos de los PGVs (la curva está suavizada mediante un promedio corrido con una ventana de 200 años y ajustada por "cubic spline" de 29 nudos).

ofrecía un registro más largo y emplearon en primer lugar la técnica de cubic spline igualmente espaciado (Clark, 1983) con 29 nudos para estimar las curvas representativas. Realizaron el análisis espectral de los valores de dichas curvas utilizando el método de máxima entropía. Este método lo aplicaron tanto por separado a las curvas de D e I como al conjunto de ambos valores en forma simultánea mediante una serie de números complejos, en los que la D e I representan la parte real y la imaginaria de dichos números respectivamente (Denham, 1975). En la Tabla 4.4 se resumen los resultados para los distintos análisis realizados y aquellos obtenidos del análisis espectral de los pares de D e I se hallan además graficados en la Fig. 4.18.

Periodos de pico espectral en edad C14 (años)										Parámetro analizado
1000	1200	1600	2000	2500	3000	3500	4000	5000	7500	
1200	1600	2000	2500	3000	3500	4000	5000	7500	10000	
1050		1725						5785		Declinación
	1360				3055					Inclinación
			2130							Complejo
										(horario)
	1360									Complejo
										(antihorario)

Tabla 4.4 Análisis espectral de los datos apilados correspondientes al Lago Moreno, ajustado mediante "cubic spline" (Creer y Tucholka, 1983)

Los autores observaron que los espectros de D e I difieren entre sí. Creer y Tucholka (1982 b) ya habían señalado anteriormente que esto es indicativo de la influencia de fuentes estacionarias, de intensidad variable en el tiempo, puesto que de acuerdo a su ubicación, algunas fuentes afectarían más la componente este-oeste del campo principal y menos la componente vertical, mientras otras actuarían a la inversa.

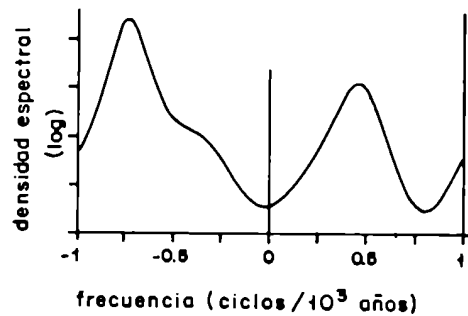


Fig. 4.18 Espectro para pares declinación-inclinación a intervalos de 40 años utilizando los datos de los magnetogramas del Lago Moreno.

Por otra parte, los valores de frecuencia negativos y positivos obtenidos del análisis conjunto de D e I a través de los números complejos pueden ser asociados a movimientos del vector geomagnético en sentido horario y antihorario respectivamente (Denham, 1975; Barton, 1983; Turner y Thompson, 1982), los que a su vez, como ya se ha dicho, están asociados a movimientos de deriva de las fuentes del campo no dipolar (parágrafo 1.2).

5. Aplicación de modelos del campo geomagnético al hemisferio sur

5.1 Modelo de Alldredge y Hurwitz (MAH)

Se utilizó el MAH ya descrito en el parágrafo 2.3; se dieron a algunos parámetros los valores calculados por Alldredge y Hurwitz (1964), mientras otros fueron ajustados de acuerdo con el análisis del caso particular aquí presentado. Es así que se partió de un dipolo central y ocho dipolos radiales, cuyas profundidades y posiciones eran las dadas por los autores anteriormente mencionados, pero se utilizaron los datos de los valores medios del campo geomagnético registrado en los distintos observatorios mundiales en 1977 (Tabla 5.1, Institute of Geological Sciences, 1981) para realizar un ajuste por cuadrados mínimos de las intensidades de los dipolos radiales. Para ello, en primer lugar se calculó el valor de las tres componentes del campo magnético producido por un dipolo central y ocho dipolos radiales en la posición de cada uno de los observatorios de los cuales se contaba con datos de mediciones del campo geomagnético en 1977 (123 en total). Luego se calculó la diferencia entre los resultados teóricos obtenidos y los experimentales y se determinaron los valores de intensidad de los dipolos radiales que minimizan la sumatoria de los cuadrados de cada una de estas diferencias. Los detalles de dicho cálculo se presentan en el Apéndice I.

Los valores utilizados para todos los parámetros del modelo, incluyendo las intensidades de los dipolos radiales surgidas de este ajuste, se encuentran reseñados en la Tabla 5.2.

Observatorio	Latitud	Longitud	X (nT)	Y (nT)	Z (nT)
Heiss Island	80 37'	58 03'	4992	2085	57500
Nal New Alesund	78 55'	11 56'	7649	528	53835
Chelyuskin	77 43'	104 17'	3368	987	59140
Mould Bay	76 12'	240 36'	1243	2322	58292
Resolute Bay	74 42'	265 6'	-689	58593	58598
Bear Island	74 31'	19 12'	9223	441	52850
Dikson	73 33'	80 34'	5744	2970	58286
Tiksi	71 35'	129 00'	-2196	59582	60106
Barrow	71 18'	203 15'	8840	4302	56420
Tromsø	69 40'	18 57'	11410	33	51490
Cambridge Bay	69 06'	255 00'	2650	1496	60102
Abisko	68 22'	18 49'	11817	493	50996
Loparskaya	68 15'	33 05'	11587	2467	51479
Sodankylä	67 22'	26 38'	1309	50604	51998
Uelen	66 10'	190 10'	1377	3626	53530
College 2	64 52'	212 10'	11479	6182	55359
Baker Lake	64 20'	263 58'	4502	286	60691
Leirvogur	64 11'	338 18'	11481	-4564	49980
Yellowknife	62 28'	245 32'	7648	4160	60226
Dombas 2	62 04'	9 07'	14193	-932	48277
Yakutsk	62 01'	129 43'	14308	-4973	58153
Podkamennaya T.	61 36'	90 00'	12256	2173	*
Nurnujarvi	60 31'	24 39'	15179	1057	48959
Lerwick	60 08'	358 49'	14769	-2167	47803
Stekolni	60 07'	151 01'	17631	-4087	52618
Voerkovo	59 57'	30 42'	15128	1840	48969
Lovo	59 21'	1750'	15505	325	47944
Fort Churchill	58 46'	265 44'	7401	406	60826
Borok	58 02'	38 58'	*	*	49124
Sitka	57 04'	224 41'	14057	7438	54809
Arti	56 26'	5826'	16343	3356	52652
Rude Skov	55 51'	12 27'	17067	-365	46226
Krasnaya P.	55 28'	37 19'	17156	2292	48571
Eskadalemuir	55 19'	356 48'	17044	-2655	45755
Great Whale	55 18'	282 15'	9855	-3485	59362
Klyuchi	55 02'	82 54'	17108	2560	56457
Meenook	54 37'	246 40'	12430	5186	58599
Hel	54 37'	18 49'	17649	282	46045
Pleshchenitzi	54 30'	27 53'	17869	1602	46746
Wingst	53 45'	9 04'	18068	-748	45136
Paratunka	53 06'	158 38'	21986	-2022	45836

Tabla 5.1 Componentes X, Y, Z del campo geomagnético registradas en 1977 en distintos observatorios. Latitudes norte: positivas, sur: negativas. * : dato no registrado.

Observatorio	Latitud	Longitud	X (nT)	Y (nT)	Z (nT)
Witteveen	52 49'	6 40'	18468	-1116	44601
Patrony	52 10'	104 27'	19580	-808	56921
Niemegk	52 04'	12 41'	18807	-306	44497
Valentia	51 56'	349 45'	18543	-3731	44456
Belsk	51 50'	20 48'	19046	787	45337
Hartland	51 00'	35 53'	19073	-2758	43758
Dymer	50 43'	30 18'	19440	1640	45535
Dourbes	50 06'	4 36'	19775	-1402	43300
Lvov	49 54'	23 45'	20049	1061	44488
Bereznaki	49 49'	73 05'	20079	2717	52344
Victoria	48 31'	236 35'	17655	7987	52967
Koblenz	48 16'	16 19'	20791	137	42830
Newport	48 16'	242 53'	17039	6411	54630
Furstenfeldbruck	48 10'	11 17'	20791	-476	42419
Chambon-La-Forêt	48 01'	2 16'	20727	-1734	42083
Hurbanovo	47 52'	18 11'	20979	325	42700
Nagycekk	47 38'	16 43'	21105	177	42457
St Johns	47 36'	307 19'	16434	-7806	50415
Yuzhno Sakhalinsk	46 57'	142 43'	24916	-4360	44650
Tihany	46 54'	17 54'	21459	306	42093
Stepanovka	46 47'	30 53'	21429	799	43454
Novo Kazalinsk	45 46'	62 07'	22586	2462	47465
Ottawa	45 24'	284 27'	16004	-3940	55939
Surlari	44 41'	26 15'	22717	1043	41525
Memembetsu	43 55'	144 12'	26236	-3796	41329
Gornotayezhnaya	43 41'	132 10'	26608	-4514	44935
Alma Ata	43 15'	76 55'	25391	1938	47934
Panagyurishte	42 31'	24 11'	23704	684	39713
L'Aquila	42 23'	13 19'	23906	-184	38788
Dusheti	42 05'	44 42'	24105	2078	42054
Yangi Bazar	41 20'	69 37'	25770	2076	45300
Kandilli	40 41'	29 04'	24909	1331	39333
Ebro	40 49'	0 30'	24577	-1970	36874
Toledo	39 53'	355 57'	24887	-2711	36086
Mizusawa	39 06'	141 12'	28634	-3688	37167
Fredericksburg	38 12'	282 38'	20158	-2854	51715
Ashkhabad	37 57'	58 06'	27581	1954	40898
San Miguel	37 46'	334 21'	24929	-5775	37981
Almería	36 51'	357 32'	26487	-2479	33414
San Fernando	36 28'	353 48'	26637	-3089	32945
Kakioka	36 14'	140 11'	29973	-3431	34631
Kanozan	35 15'	139 58'	30334	-3285	33658

Tabla 5.1 (cont). Componentes X, Y, Z del campo geomagnético registrados en distintos observatorios. Latitudes nortes: positivas, sur: negativas. * dato no registrado.

Observatorio	Latitud	Longitud	X (nT)	Y (nT)	Z (nT)
Simosato	33 35'	135 56'	31373	-3302	33071
Tucson	32 15'	249 10'	25113	5479	43126
Amatsia	31 33'	34 55'	30444	1280	31683
Kanoya	31 25'	13053'	32811	-3067	31949
Sabhawala	30 22'	77 48'	33952	221	34423
Tenerife	28 29'	343 43'	28624	-5316	24286
Lunping	25 00'	121 10'	36505	-1730	25666
Centro Geofísico	22 58'	277 51'	27175	216	37896
Honolulu	21 19'	202 00'	27204	5578	22328
Alibag	18 38'	72 52'	38470	-551	17524
San Juan 3	18 07'	293 51'	27040	-4351	31447
Hyderabad	17 25'	78 33'	39808	-1142	14998
Muntinlupa	14 23'	121 01'	39118	-323	9695
Guam	13 35'	144 52'	35706	1199	7378
Annamalainagar	11 22'	79 41'	40417	-1831	4007
Kodaikanal	10 14'	77 28'	39276	-1659	2263
Trivandrum	8 29'	76 57'	39879	-1936	-473
Nairobi	-1 20'	36 49'	30514	-669	-15542
Luanda Belas	-8 55'	13 10'	23033	-3965	-22654
Port Moresby	-9 24'	147 09'	35806	4002	-23484
Huancayo	-12 03'	284 40'	27332	1524	983
Apia	-13 48'	188 14'	33623	7397	-20078
Tsumeb	-19 12'	17 35'	15627	-4018	-27053
Vassouras	-22 24'	316 21'	20205	-6872	-10856
Maputo	-25 55'	32 35'	13565	-3899	-27368
Gnangara	-31 47'	115 57'	23491	-1323	-53557
Hermanus	-34 25'	1914'	10574	-4659	-26024
Toolangi	-37 32'	145 28'	21738	4203	-56297
Amberley	-43 09'	172 43'	20115	8071	-54510
Port Alfred	-46 26'	51 52'	12110	-10903	-33650
Port Aux Francais	-49 21'	70 12'	11645	-14374	-43893
Macquane Island	-54 30'	158 57'	11304	6010	-63861
Mirny	-66 33'	93 01'	1595	-13858	-58975
Dumont Durville	-66 40'	140 00'	-962	-438	-70308
Mawson	-67 36'	62 53'	8442	-16376	-47051
Molodezhnaya	-67 40'	45 51'	12162	-14623	-41960
Sanae	-70 19'	357 40'	18173	-5840	-36653
Novolazarevskaya	-70 46'	11 49'	16650	-8514	-37830
Scott Base	-77 51'	166 47'	-9690	4217	-67683
Vostok	-78 27'	106 52'	-6216	-11340	-59579

Tabla 5.1 (cont.) Componentes X, Y, Z del campo geomagnético registrado en distintos observatorios. Latitudes nortes: positivas, sur: negativas. * dato no registrado.

Dipolo	Colatitud (grados)	Longitud (grados)	Amplitud m/RT^3 ($10^{-1}mT$)
central	-	-	-0.56573
1	13.2	331.2	0.05150
2	47.0	182.0	0.03959
3	61.6	63.6	0.00892
4	80.8	240.3	-0.04580
5	101.8	89.6	-0.00188
6	141.5	322.4	-0.13458
7	139.0	52.0	-0.07564
8	103.4	172.9	-0.05388

Profundidad: 0.28RT para los dipolos 1 a 8

Tabla 5.2 Parámetros del MAH ajustado a los datos del campo geomagnético de 1977.

5.2 Modelos de Alldredge y Hurwitz modificados. Ajuste de parámetros mediante comparación con los resultados paleomagnéticos del sudoeste argentino.

5.2.1 Modelo de dipolos derivantes (MAH1).

Se utilizó el modelo MAH1 mencionado en el párrafo 2.4 (Hogg, 1978). Se confeccionó un programa en idioma Basic para una computadora Hewlett Packard 85 (DERDIP, Apéndice II), el cual permite calcular el campo magnético (F , D e I) producido por la configuración de dipolos propuesta por este modelo en un punto dado de la superficie terrestre en función del tiempo. Las componentes de dicho campo están dadas por la fórmula 1.8, teniendo en cuenta que la longitud de los dipolos radiales es la expresada en la fórmula 2.2. Este programa permite, además, graficar las D e I del cmt en el lugar en función del tiempo.

Los parámetros que entran en juego en este modelo son: i) la intensidad del dipolo central (M), ii) las ubicaciones actuales de los dipolos radiales (θ_{0i} , λ_{0i})

iii) sus profundidades (r_i), iv) sus intensidades (m_i) y v) sus velocidades de deriva (v_i). Se partió de los valores hallados a través del ajuste del MAH con los datos geomagnéticos del 1977 (Tabla 5.2). Las posiciones de los dipolos radiales utilizadas en ese ajuste son las calculadas por Alldredge y Hurwitz (1964) a partir de los datos geomagnéticos de 1945. Si se considera que hay deriva, las longitudes de los dipolos deberían ser distintas en 1977, pero dado que, como se ha mencionado en el ítem anterior, la modificación de las ubicaciones de los dipolos desmejoraba el ajuste, se consideraron las ubicaciones detalladas en la Tabla 5.2 como posiciones actuales ($\theta_{0i}, \lambda_{0i}$).

Se efectuaron diversas pruebas utilizando distintos criterios para la elección de las velocidades de deriva de los dipolos y se compararon los perfiles teóricos de D e I obtenidos para el lugar de muestreo con los magnetogramas representativos de la región surgidos a partir de los estudios paleomagnéticos y radimétricos (párrafo 4.2.4, Fig. 4.16).

En la primera de dichas pruebas, (a), se supuso que todos los dipolos radiales experimentaban la clásica deriva al oeste que se observa en la componente no dipolar del cmt con una velocidad típica de 0.19 grados/año (Tabla 5.3). Los resultados se hallan representados en la Fig. 5.1a y difieren totalmente de los perfiles experimentales, no siendo posible realizar ningún tipo de correlación. Es evidente la regularidad de los rasgos, la gran amplitud de oscilación y la predominancia de frecuencias bajas en los perfiles teóricos, características que no se observan en los magnetogramas.

Se realizó una segunda prueba, (b), utilizando las velocidades de deriva de los dipolos radiales propuestas por Hogg (1978), ya mencionadas en el párrafo 2.4. Dichas velocidades son 0.27 grados/año hacia el oeste para los dipolos positivos y 0.36 grados/año hacia el este para los dipolos negativos (Tabla 5.3, Fig. 5.1b); se identificó con

signo positivo y negativo a las velocidades hacia el oeste y hacia el este respectivamente. Si bien tampoco se pueden correlacionar los perfiles de D e I surgidos de esta nueva prueba con los magnetogramas (persiste la gran amplitud de las oscilaciones y los picos y valles no coinciden con los de dichos magnetogramas), se observan oscilaciones de mayor frecuencia que en los perfiles 5.1a, lo que se asemeja un poco más a los resultados experimentales.

Dipolo	Colatitud	Longitud	Amplitud	Velocidad de deriva		
	a t=0 (grados)	a t=0 (grados)	a/RT ³ (10 ⁻¹ aT)	(grados/año)		
				a	b	c
central	-	-	-0.56573	-	-	-
1	13.2	331.2	0.05150	0.19	0.27	0.17
2	47.0	182.0	0.04069	0.19	0.27	0.17
3	61.6	63.6	0.00892	0.19	0.27	0.17
4	80.8	240.3	-0.04580	0.19	-0.36	-0.26
5	101.8	89.6	-0.00188	0.19	-0.36	-0.26
6	141.5	322.4	-0.13458	0.19	-0.36	-0.26
7	139.0	52.0	-0.07564	0.19	-0.36	-0.26
8	103.4	172.9	-0.05388	0.19	-0.36	-0.26

Profundidad: 0.28 RT para los dipolos 1 a 8

Tabla 5.3 Parámetros del MAH1 considerando a) velocidad de deriva clásica hacia el oeste, b) velocidades de deriva surgidas de la comparación de los datos del campo geomagnético de 1945 y 1955 hecha por Alldredge y Hurwitz (1964) y c) velocidades surgidas del análisis espectral de los datos paleomagnéticos del Lago Moreno. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas.

Se realizó una tercera prueba, (c), basada en el siguiente criterio: se estudiaron los resultados del análisis espectral de los datos paleomagnéticos presentados en este trabajo, realizado por Creer y Tucholka (1983a) y detallados en el párrafo 4.2.6. Dado que, como ya se ha dicho, el análisis de las D e I por separado arrojaba distintos valores de frecuencia, se eligieron los resultados del análisis conjunto de ambos parámetros magnéticos (2130 años: precesión del vector geomagnético en sentido horario,

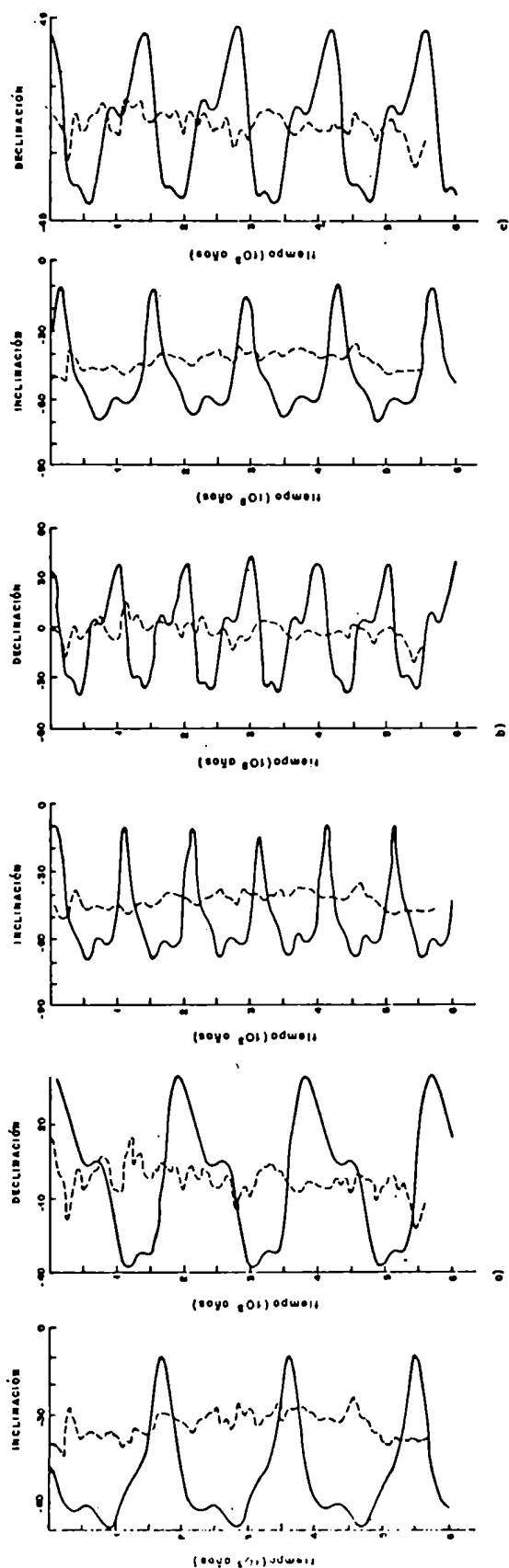


Fig.5.1 Perfiles de I y D en función del tiempo para los modelos MAH1a, MAH1b y MAH1c (—) superpuestos a los magnetogramas experimentales (---).

deriva hacia el oeste del campo no dipolar y 1360 años: precesión del vector geomagnético en sentido antihorario, deriva hacia el este del campo no dipolar). Cabe mencionar que, en este caso, las fuentes (dipolos radiales) se hallan a una profundidad de 0.28 RT y por lo tanto (como se ha dicho en el parágrafo 1.2) la probabilidad que la relación entre el sentido de giro y la dirección de la velocidad de deriva se cumpla es alta. A partir de los períodos mencionados se calcularon las velocidades de deriva, que resultaron : 0.17 grados/año, para el período de 2130 años y -0.26 grados/año, para el período de 1360 años. Estas velocidades fueron asignadas a los dipolos radiales 1, 2, 3 y 4, 5, 6, 7, 8, respectivamente, siguiendo el criterio de Hogg mencionado anteriormente (Tabla 5.3). Los perfiles de D e I obtenidos para el lugar de muestreo con estas velocidades (Fig. 5.1c), no difieren demasiado de los surgidos de la prueba anterior, (b), por lo que se concluye que el modelo de dipolos radiales derivantes no parece adecuado para explicar las vps del cmt en la zona en estudio.

5.2.2 Modelo de dipolos oscilantes (MAH2)

Se utilizó el modelo MAH2 mencionado en el parágrafo 2.4 (Hogg, 1978). Los parámetros que entran en juego en este modelo son: i) intensidad del dipolo central (M); ii) ubicaciones (θ_i, λ_i), iii) profundidades (r_i) y iv) amplitud (a), fases (ϕ_i) y períodos (T_i) de oscilación de intensidad de los dipolos radiales. Se confeccionó un programa en idioma Basic para una computadora Hewlett Packard 85 (DIFOSC, Apéndice II), el cual permite calcular las componentes del campo magnético producido por el dipolo central y los dipolos radiales oscilantes en un punto dado de la superficie terrestre en función del tiempo y, por lo tanto los valores de F, D e I. Para ello utiliza la fórmula I.8, teniendo en cuenta que la intensidad de los dipolos

radiales es la expresada por la fórmula 2.3. El programa permite, además, graficar los perfiles de D e I en función del tiempo.

Se utilizaron los valores de M , θ_1 , λ_1 y r_1 hallados en el ajuste del MAH con los datos geomagnéticos de 1977 (Tabla 5.2). Para estimar las fases de oscilación de intensidad de los dipolos radiales se utilizó un razonamiento similar al empleado por Hogg (op. cit.): se tomó la intensidad del dipolo mayor para el año 1977 (dipolo 6) como el valor de amplitud para todos los dipolos radiales y considerando que dicho año correspondía al tiempo cero, se calcularon las fases (Tabla 5.4). La estimación de los periodos presentó más dificultades; no se pudo en este caso aplicar el mismo criterio que Hogg (parágrafo 2.4), ya que en el hemisferio sur (a diferencia del hemisferio norte) no se cuenta con registros de datos paleomagnéticos suficientes para la determinación de los periodos de oscilación característicos para distintas zonas.

Dipolo	Colatitud (grados)	Longitud (grados)	Fase de	Periodo de oscilación		
			oscilac.	de intensidad		
			de int. (grados)	(años)		
				a	b	c
1	13.2	331.2	157.5	3200	2130	2130
2	47.0	182.0	162.4	2000	2130	500
3	61.6	63.6	176.2	2700	2130	1200
4	80.8	240.3	340.1	2000	1360	1360
5	101.8	89.6	359.2	1700	1360	800
6	141.5	322.4	270.0	2500	1360	1360
7	139.0	52.0	325.8	3000	1360	1360
8	103.4	172.9	336.4	2000	1360	1360

Profundidad: 0.28 RT para los dipolos 1 a 8

Amplitud (M/RT³), dipolo central: $-0.56573 \cdot 10^{-1} \text{ mT}$

(m/RT³), dipolos 1 a 8 : $0.13458 \cdot 10^{-1} \text{ mT}$

Tabla 5.4 Parámetros del MAH2 considerando: a) periodos de oscilación utilizados por Hogg (1978) en el hemisferio norte; b) periodos surgidos del análisis espectral de los datos paleomagnéticos del Lago Moreno y c) modificaciones de algunos de los periodos anteriores mediante iteraciones.

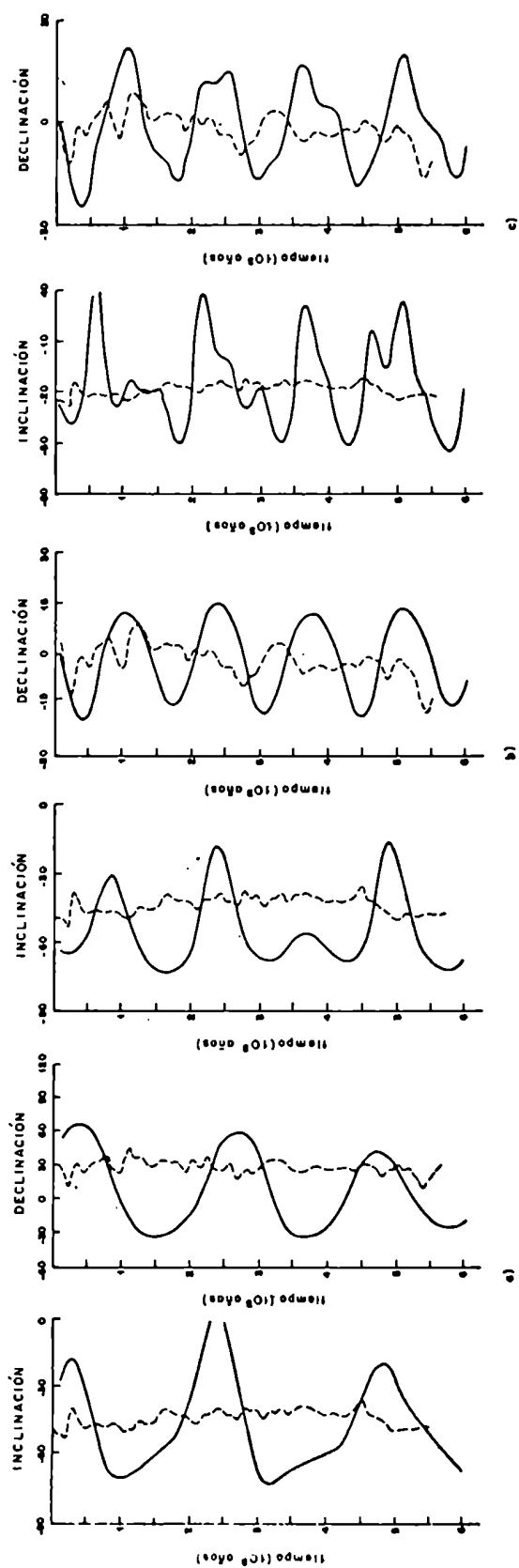


Fig.5.2 Perfiles de I y D en función del tiempo para los modelos MAH2a, MAH2b y MAH2c (—) superpuestos a los magnetogramas experimentales (---).

Se procedió, en primer lugar, a una prueba tentativa, (a), utilizando los mismos periodos usados por Hogg para el hemisferio norte (Tabla 5.4). Los perfiles resultantes (Fig. 5.2a) difieren mucho de los magnetogramas, siendo notable su mayor amplitud de oscilación y el predominio de frecuencias bajas.

Se llevó a cabo, entonces, una segunda prueba, (b), utilizando los periodos surgidos del análisis espectral. A pesar de que en este caso dichos periodos indican oscilación de intensidad y no deriva de la posición, y por lo tanto no pueden vincularse con los signos de los dipolos a través del sentido de giro del vector geomagnético (como se hizo en el MAH1), se asignaron a estos dipolos los mismos periodos que en dicho modelo. De esta forma se asignó el valor de 2130 años para los dipolos positivos (1, 2 y 3) y de 1360 años para los negativos (4, 5, 6, 7 y 8), (Tabla 5.4). Se observa (Fig. 5.2b) que los perfiles teóricos (especialmente el correspondiente a la inclinación) muestran cierta tendencia similar a los datos experimentales; esto se manifiesta en la aparición de frecuencias mayores que en las pruebas anteriores realizadas y en la coincidencia de algunos picos y valles de las oscilaciones con los observables en los magnetogramas. Las principales diferencias son las frecuencias todavía más altas y la menor amplitud de las oscilaciones de los perfiles experimentales.

Sobre la base de los resultados anteriores se decidió aportar algunas modificaciones a los periodos utilizados en el MAH2b. Para ello, en primer lugar se analizó la influencia individual de los dipolos radiales en las variaciones de D e I en el lugar de muestreo, calculando la amplitud de dichas variaciones producidas por cada uno de los dipolos (Tabla 5.5). De este análisis se desprende que los dipolos que más influyen en las variaciones de D e I son los 4, 7 y 8. Se consideró, entonces, que éstos son los que determinan predominantemente los picos del análisis espectral, por lo tanto su intensidad debería oscilar con

los periodos surgidos de dicho análisis, mientras que los otros dipolos podrian o no, presentar periodos diferentes. Se introdujeron, entonces, cambios en los valores de los periodos de los dipolos siguiendo este criterio y mediante modificaciones iterativas se observó que los resultados teóricos se iban aproximando a los experimentales, lográndose la mayor similitud cuando se utilizaban los periodos señalados con la letra c en la Tabla 5.4. Los perfiles correspondientes al modelo MAH2c se hallan representados en la Fig. 5.2c. Al comparar dichos perfiles con los magnetogramas se observa que: i) se pueden establecer algunas líneas de correlación debido a la similitud de ciertos rasgos, ii) son mejores los resultados obtenidos en los perfiles de I que en los de D y iii) la amplitud de las oscilaciones es bastante mayor en el modelo teórico que en los magnetogramas.

Dipolo	ΔD (grados)	ΔI (grados)
1	1.8	4.2
2	7.2	6.9
3	5.0	8.8
4	37.7	10.6
5	3.4	12.0
6	8.5	2.1
7	21.2	16.2
8	17.0	11.1

Tabla 5.5 Amplitudes de las variaciones de D e I producidas por la oscilación de la intensidad de cada uno de los dipolos radiales en el lugar de muestreo (41.0°S, 71.5W).

De lo expuesto anteriormente se desprende que, en principio, el MAH2 resulta más apropiado que el MAH1 para modelar el campo geomagnético en el hemisferio sur. Desde ya, estos conceptos, así como las consideraciones del párrafo anterior, serán analizados en detalle en el capítulo siguiente.

5.2.3 Modelo de dipolos oscilantes y derivantes (MAH3)

Se utilizó el MAH3 mencionado en el párrafo 2.4. Los parámetros intervinientes en este modelo son: i) intensidad del dipolo central (M), ii) ubicaciones actuales de los dipolos radiales (θ_{0i} , λ_{0i}), iii) profundidades de los mismos (r_i), iv) amplitud (a), fases (ϕ_i) y períodos de oscilación (T_i) de sus intensidades, v) velocidades de deriva longitudinal de dichos dipolos (v_i).

Se confeccionó, también en este caso, un programa en idioma Basic para una computadora HewlettPackard 85 (DEROSC, Apéndice II), el cual permite calcular el campo geomagnético producido por este modelo en un determinado lugar en función del tiempo, así como graficar los perfiles de D e I teóricos surgidos del mismo.

Se utilizaron los valores de parámetros indicados en la Tabla 5.2, considerando, al igual que en el MAH1, las posiciones de los dipolos radiales allí expresadas como posiciones actuales (θ_{0i} , λ_{0i}). Los parámetros a y ϕ_i fueron determinados como en el MAH2, los T_i elegidos fueron los del MAH2c, ya que éste era el modelo que proporcionaba el mejor ajuste con los valores experimentales. En cuanto a las velocidades de deriva, se hicieron dos pruebas: a), con las velocidades utilizadas en el MAH1b (que eran aquellas deducidas por Ailredge y Hurwitz entre 1945 y 1955 y usadas por Hogg, en el hemisferio norte) y b), con las velocidades utilizadas en el MAH1c (que eran las surgidas del análisis espectral). Todos los parámetros utilizados en las dos pruebas se hallan resumidos en la Tabla 5.6 y los perfiles de D e I correspondientes se observan en la Fig. 5.3.

Los resultados de la prueba b de este modelo son los que más se asemejan a los perfiles experimentales, si bien, también en este caso, las oscilaciones en los valores de D e I presentan mayor amplitud que las que surgen del registro paleomagnético, y la coincidencia es mayor en los perfiles de inclinación que en los de declinación.

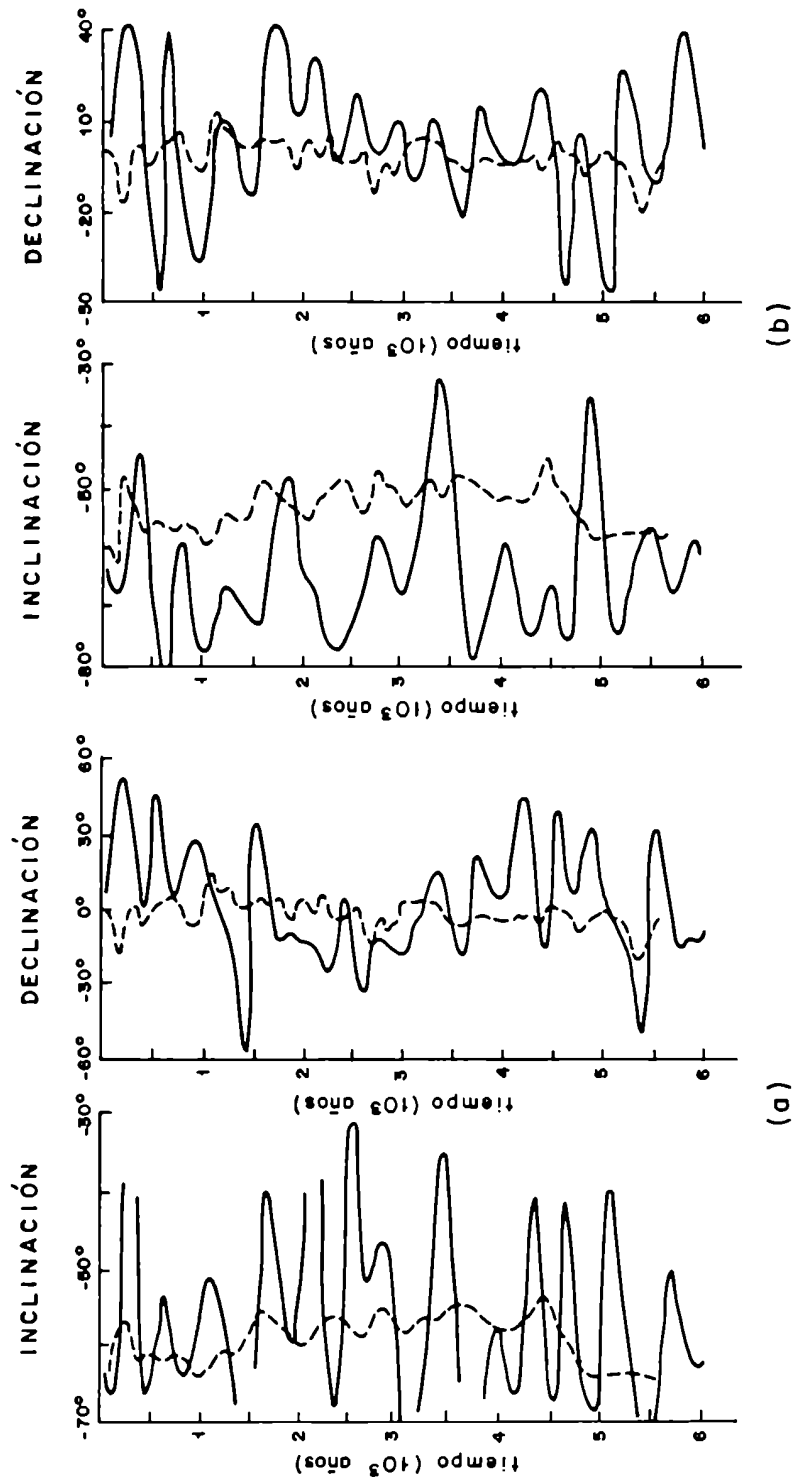


Fig.5.3 Perfiles de I y D en función del tiempo para los modelos MAH3a y MAH3b (—) superpuestos a los magnetogramas experimentales (---).

Dipolo	Latitud a t=0 (grados)	Longitud a t=0 (grados)	Fase de oscilac. de int. (grados)	Período de osc. de int. (años)	Velocidad de deriva (grados/año)	
					a	b
1	13.2	331.2	157.5	2130	0.27	0.17
2	47.0	182.0	162.4	500	0.27	0.17
3	61.6	63.6	176.2	1200	0.27	0.17
4	80.8	240.3	340.1	1360	-0.36	-0.26
5	101.8	89.6	359.2	800	-0.36	-0.26
6	141.5	322.4	270.0	1360	-0.36	-0.26
7	139.0	52.0	325.8	1360	-0.36	-0.26
8	103.4	172.9	336.4	1360	-0.36	-0.26

Profundidad: 0.28RT para los dipolos 1 a 8

Amplitud (M/RT³), dipolo central: $-0.56573 \cdot 10^{-1} \text{ mT}$

(a/RT³), dipolos 1 a 8 : $0.13458 \cdot 10^{-1} \text{ mT}$

Tabla 5.6 Parámetros del MAH3 considerando: a) las velocidades de deriva surgidas de la comparación de los datos del campo geomagnético de 1945 y 1955 hecha por Alldredge y Hurwitz (1964) y b) las velocidades surgidas del análisis espectral de los datos paleomagnéticos del Lago Moreno. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas.

5.2.4 Modelos de dipolos oscilantes y dipolos oscilantes y derivantes (MAH3' y MAH4)

Se introdujo luego una variante al MAH3 (MAH3') considerando que, si bien la intensidad de todos los dipolos radiales oscilaba, no todos sufrían variaciones en su longitud a lo largo del tiempo, es decir se consideró la posibilidad de que la velocidad de deriva de algunos de los dipolos fuera nula. Se hicieron numerosas pruebas utilizando los parámetros del MAH3b (modelo que parecía el más adecuado hasta el momento) y anulando la velocidad de deriva de distintos dipolos. Los resultados teóricos se asemejan más a los experimentales cuando se hace cero la velocidad de deriva de los dipolos 2, 3 y 5, que son aquellos que presentaban periodos de oscilación no coincidentes con los surgidos del análisis espectral. Los parámetros utilizados están resumidos en la Tabla 5.7 y los perfiles se observan

en la Fig. 5.4. Estos resultados son más satisfactorios que los anteriores, aunque siguen persistiendo las dos características mencionadas en el análisis de los otros modelos: mayor amplitud de las variaciones de I y D teóricas y mejor ajuste de los perfiles de I que de los de D.

Analizando cuidadosamente los perfiles surgidos de aquellas pruebas que mejor se ajustan a los valores experimentales (MAH2c, MAH3b y MAH3') se observa que los perfiles obtenidos con el MAH2c presentan una mayor similitud con los magnetogramas surgidos de los datos paleomagnéticos de los sedimentos más jóvenes de la secuencia sedimentaria (0-1700 años) mientras que los obtenidos con el MAH3' se asemejan más a los valores experimentales en la zona correspondiente a edades mayores (3000-6000 años).

Dipolo	Colatitud a $t=0$ (grados)	Longitud a $t=0$ (grados)	Fase de oscilac. de int. (grados)	Período de osc. de int. (años)	Velocidad de deriva (grados/año)
1	13.2	331.2	157.5	2130	0.17
2	47.0	182.0	162.4	500	0.00
3	61.6	63.6	176.2	1200	0.00
4	80.8	240.3	340.1	1360	-0.26
5	101.8	89.6	359.2	800	0.00
6	41.5	322.4	270.0	1360	-0.26
7	139.0	52.0	325.8	1360	-0.26
8	103.4	172.9	336.4	1360	-0.26

Profundidad: 0.28RT para los dipolos 1 a 8.

Amplitud (M/RT^3), dipolo central : $-0.56573 \cdot 10^{-1} mT$

(m/RT^3), dipolos 1 a 8 : $0.13458 \cdot 10^{-1} mT$

Tabla 5.7 Parámetros del MAH3'. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas.

Por lo expuesto en el párrafo anterior, se utilizó un nuevo modelo (MAH4) que contempla la existencia de algunos dipolos radiales oscilantes y otros que derivan y oscilan simultáneamente, pero admite la posibilidad que la velocidad de los dipolos radiales derivantes no sea constante sino que caiga lentamente a cero, es decir que, a partir de un

determinado momento, dejan de derivar, permaneciendo así todos los dipolos en una posición fija. En particular, se consideró que la deriva de los dipolos estuvo presente hasta hace 3000 años y que desde hace 1700 años solo ha perdurado la oscilación de su intensidad. Para el período entre los 1700 años y 3000 años se realizaron numerosas pruebas con valores de velocidad de deriva intermedios entre aquellos asignados para tiempos mayores de 3000 años y cero, bajo la suposición que la detención de los dipolos no fue abrupta sino gradual. Para tratar de subsanar el problema, siempre presente, de la mayor amplitud de las oscilaciones

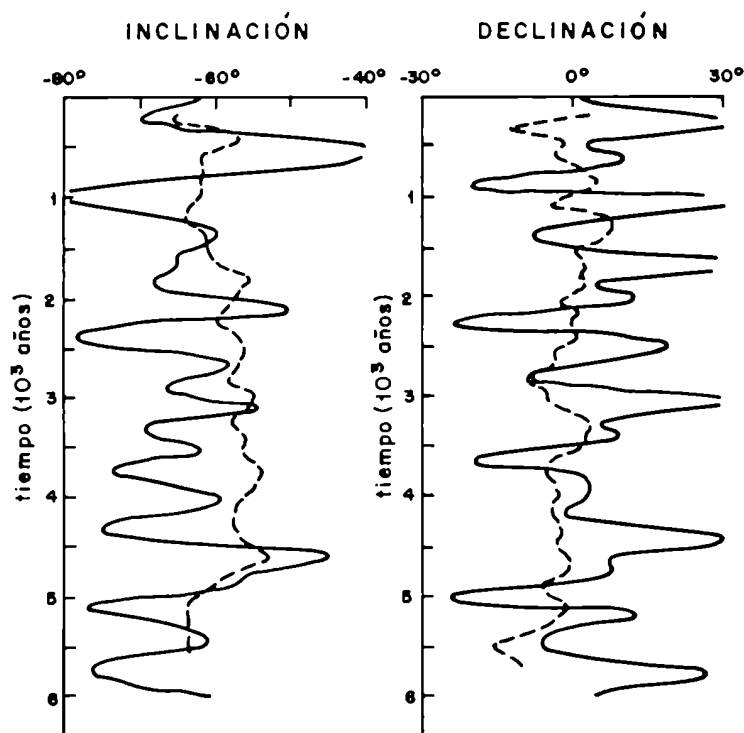


Fig. 5.4 Perfiles de I y D en función del tiempo para el MAH3' (—) superpuestos a los magnetogramas experimentales (----).

teóricas, se utilizó el siguiente razonamiento. Hasta el momento se había asignado a todos los dipolos la misma amplitud y esta coincidía con el valor de intensidad del dipolo mayor para el ajuste del MAH del año 1977 (dipolo 6). Se utilizaron ahora amplitudes menores para el resto de los dipolos, respetando el ajuste mencionado, es decir, al variar los valores de las amplitudes se modificaron también las fases correspondientes, de forma que la intensidad de cada dipolo para 1977 se mantuviese en el valor de dicho ajuste. Luego de sucesivas pruebas el resultado más satisfactorio se obtuvo con los valores detallados en la Tabla 5.8. Los perfiles surgidos de este nuevo ajuste del modelo se observan en la Fig. 5.5a. Dado que, si bien ahora las amplitudes de oscilación de dichos perfiles se acercan más a las de los magnetogramas experimentales, aún siguen siendo un poco altas, se aplicó a los datos teóricos un proceso de suavizado. Este procedimiento es justificable, ya que las amplitudes de las variaciones de las direcciones del mre son en general menores que las correspondientes a las vs del cmt . Esto se debe al suavizado (o atenuación) de la señal de entrada inherente a cualquier proceso de registro (Creer y Tucholka, 1983b). Este tema será más ampliamente discutido en el capítulo de análisis de los resultados. Se eligió un promedio escalar corrido con diversas ventanas, para independizar el análisis de la I del de la D ya que presentan diferencias de comportamiento; la ventana con la que se logró mayor semejanza con los perfiles experimentales es la de 280 años. Los perfiles teóricos resultantes se observan en la Fig 5.5b. Se observa que en las curvas de I existe coincidencia entre los valores teóricos y experimentales en los máximos que corresponden a edades de aproximadamente 500, 1500, 2000, 3000, 3500, 4000 y 4700 años, así como en los mínimos presentes alrededor de los 2300, 2800, 3300, 3700, 4300 y 5200 años. En los perfiles de D no se logran tan buenos resultados, no pudiendo hacerse una correspondencia pico a pico; lo que se observa en este

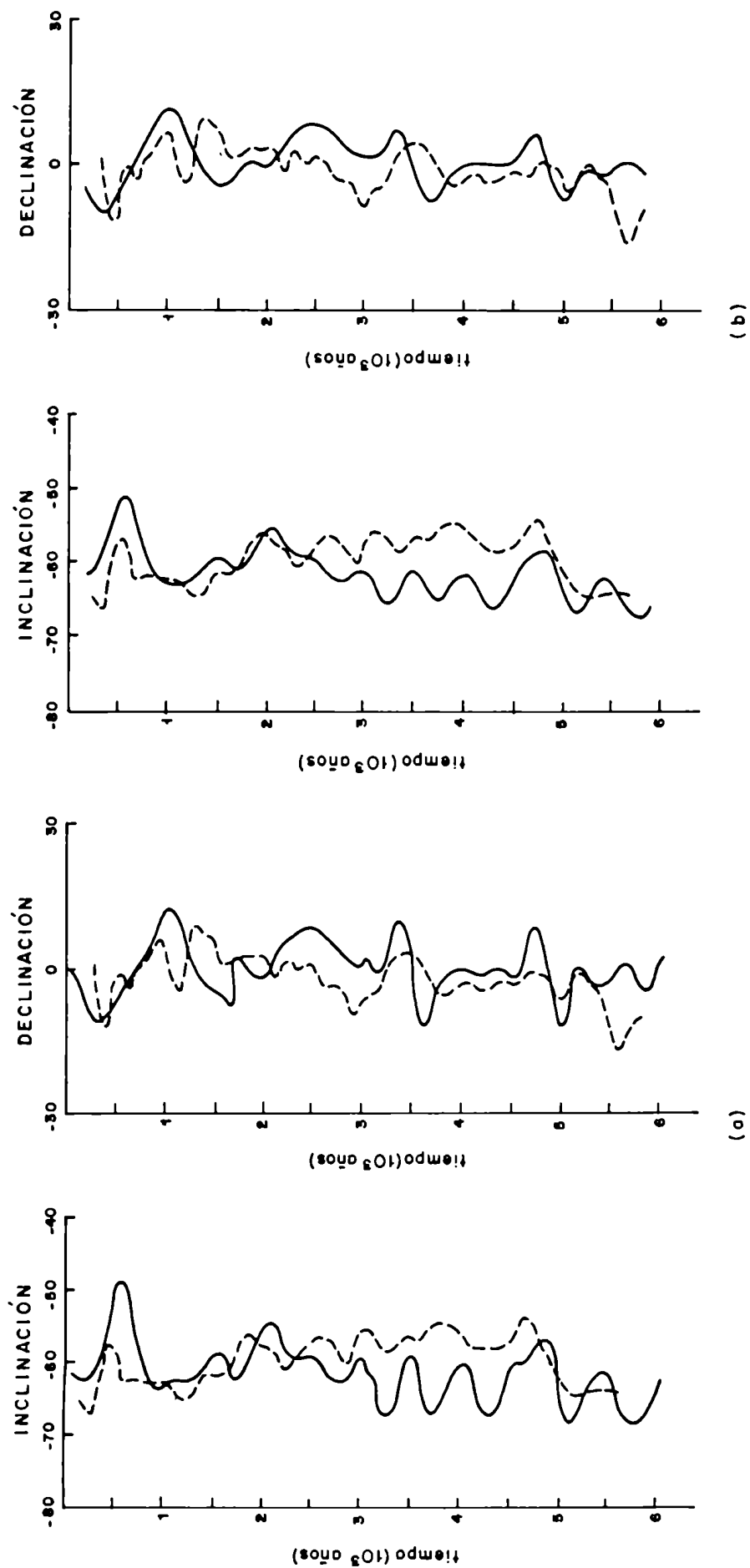


Fig.5.5 a) Perfiles de I y D en función del tiempo para el MAH4 (—),
b) los mismos perfiles suavizados con una ventana de 280
años. En ambos casos se superponen los magnetogramas
experimentales (- - -).

caso es una tendencia general similar. Así en el lapso correspondiente a edades menores de 1000 años la D tiende a ir de valores negativos a valores positivos, tanto en el perfil experimental como en el teórico, mientras que para edades mayores se observa en ambos perfiles una tendencia a oscilar alrededor del valor cero.

Dip	Colat. a t=0 (grados)	Long. a t=0 (grados)	Amplitud a/RT ³ (10 ⁻¹ mT)	Fase de oscil. de int. de int. (grados)	Período de osc. de int. (años)	Velocidad de deriva (grados/año)		
						a	b	c
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	2130	0.00	0.00	0.17
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	500	0.00	0.00	0.00
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	1200	0.00	0.00	0.00
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	1360	0.00	-0.15	-0.26
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	800	0.00	0.00	0.00
6	41.5	322.4	0.13458	270.0	1360	0.00	-0.15	-0.26
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	1360	0.00	-0.15	-0.26
8	103.4	172.9	0.06500	313.0	1360	0.00	0.00	-0.26

Profundidad: 0.28RT para dipolos 1 a 8.

Amplitud del dipolo central (M/RT³): -0.56573 10⁻¹mT

Tabla 5.8 Parámetros del MAH4. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas; a) para edades menores de 1700 años, b) para edades entre 1700 y 3000 años, c) para edades entre 3000 y 6000 años.

Como paso siguiente, se aplicó al magnetograma y al perfil teórico suavizado de I un método de correlación, el cual estima el coeficiente r entre dos series temporales de n datos equiespaciados, que son en este caso la inclinación experimental (I_e) y la Inclinación teórica (I_t). La aplicación de este método implica considerar que la variable tiempo del perfil I_e presenta un error despreciable, lo que es aceptable en comparación con los errores presentes en I_e .

Se define

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (I_{e_i} I_{t_i}) - n M_{I_e} M_{I_t}}{((\sum_{i=1}^n I_{e_i}^2 - n M_{I_e}^2)(\sum_{i=1}^n I_{t_i}^2 - n M_{I_t}^2))^{1/2}} \quad (5.1)$$

$$M_{Ie} = \sum_{i=1}^n I_{ei} / n \quad M_{It} = \sum_{i=1}^n I_{ti} / n \quad (5.2)$$

El coeficiente r puede variar entre -1 y 1 ; -1 representa una exacta correlación negativa, 0 , falta total de correlación, y $+1$, una exacta correlación positiva. La significancia del valor de r puede ser valorada mediante una distribución t de Student para $n-2$ grados de libertad. Como el número de puntos utilizados siempre excedió 51 se pudieron utilizar los valores de r de una tabla de valores críticos para niveles de probabilidad $P = 0.05$, 0.01 y 0.001 para 50 o más grados de libertad. Usando la Tabla 7.1 de Rao et al (1966), se encontró que la probabilidad que la relación sea casual es menor del 5% para $r = 0.273$, menor del 1% para $r = .354$ y menor del .1% para $r = 0.443$.

Para llevar a cabo el procedimiento de correlación, en primer lugar se restó a los valores de I_e e I_t el valor de la inclinación del campo dipolar en el lugar de muestreo $I_d = -60$, de forma de observar las oscilaciones de las I alrededor de un valor medio, el cual se tomó como cero. Se compararon los perfiles en forma integral, resultando un valor de $r = 0.43$. Se tuvieron en cuenta, entonces, dos factores: 1) que los orígenes de tiempo podían no coincidir exactamente y 2) que podía haber errores sistemáticos en los valores de I registrados debidos al efecto de curvatura del sacatestigo en el proceso de hincado del mismo. Para ello se realizaron las siguientes pruebas: 1) hacer coincidir el horizonte de tiempo de 300 años del perfil experimental (primer dato con el que se cuenta) con distintos niveles de tiempo del perfil teórico y 2) considerar el error por hincado curvado introducido en la I_e corrigiendo los valores experimentales mediante un ΔI que podía ser distinto en diferentes tramos del perfil, de forma que la I experimental corregida (I_e') pueda expresarse como $I_e' = I_e + \Delta I$. Se observó que el mejor valor de r se obtenía cuando: 1) el horizonte de 300 años de I_e coincidía con el de 240 años de I_t y 2) se dividía el perfil en dos tramos, uno correspondiente a edades menores de 2200 años y otro para edades entre 2200 y 6000 años, eligiendo para el primer

tramo un $\Delta I_1 = +1^\circ$ y para el segundo $\Delta I_2 = -7^\circ$. Los perfiles de I_t e I_e' a comparar teniendo en cuenta estas correcciones se observan en la Fig. 5.6; el valor de r obtenido es de 0.615.

Se aplicó el mismo método de correlación a los perfiles de D experimental (D_e) y D teórica (D_t) lográndose sólo un valor de r aceptable ($r = 0.38$) en el rango de edades menores de 1000 años, cuando se introducía una corrección $\Delta D = 10^\circ$ a los valores experimentales. Esto puede justificarse por el hecho de haber asignado valor cero a la D media, cuando esto podía no ser exactamente así.

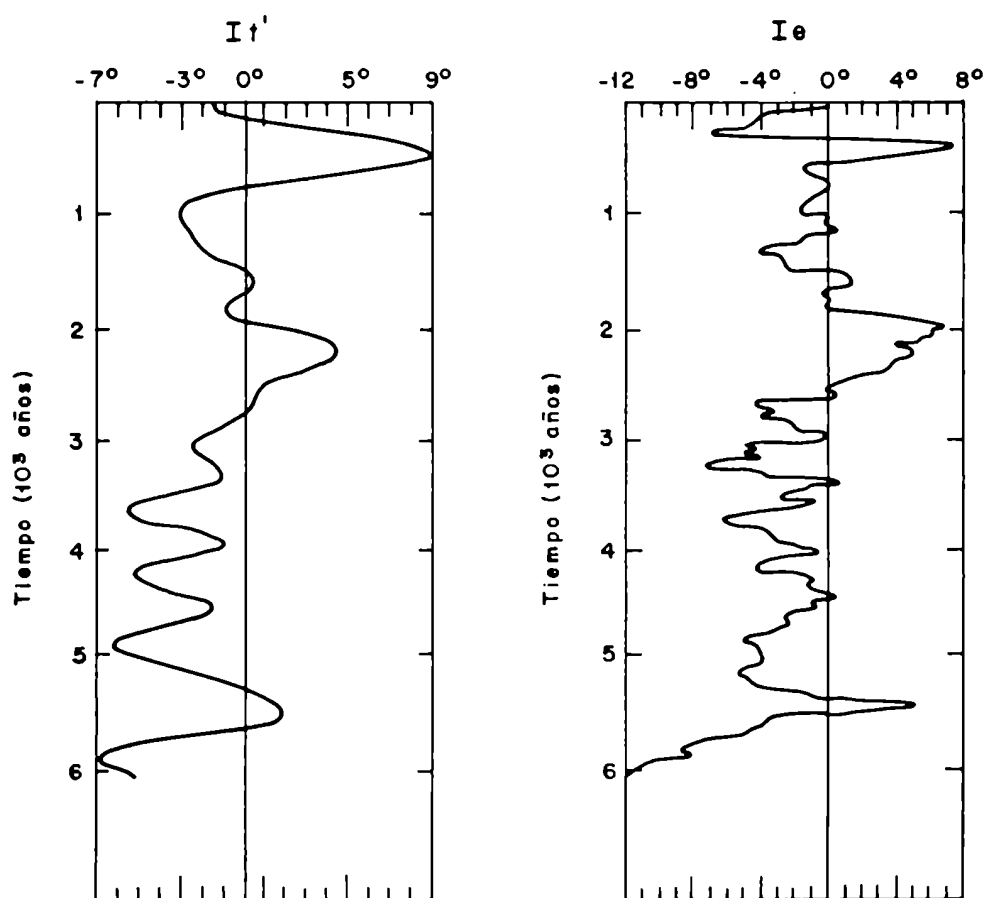


Fig 5.6 Perfiles de I teórica (I_t) e I experimental (I_e'), esta última incluye la corrección por hincado curvado.

5.3 Comparación con los resultados paleomagnéticos del sudeste australiano.

5.3.1 Resultados de estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres del sudeste australiano.

Barton y McElhinny (1981, 1982) presentaron un análisis de las vps del cmt en Australia. Dicho análisis se basa sobre el estudio paleomagnético y radimétrico de secuencias sedimentarias del fondo de lagos ubicados dentro de cráteres formados por explosiones volcánicas (maars) del sudeste australiano (aproximadamente 38.S, 143.E). Estas secuencias fueron obtenidas mediante la extracción de varios testigos de 1.5, 6 y 12 m de largo para cada lago.

Mediante el estudio paleomagnético de los testigos, en el cual se utilizaron técnicas similares a las presentadas en esta tesis, los autores obtuvieron una detallada estratigrafía magnética. Esta magnetoestratigrafía les permitió construir curvas compuestas de D e I de la mre en función de la profundidad para cada lago, las que, mediante la datación radimétrica fueron convertidas en curvas de variación de direcciones de la mre en función del tiempo. Cabe destacar que las dataciones radimétricas, realizadas por el método de C14, presentan un alto grado de consistencia interna.

Las curvas en función del tiempo, mencionadas en el párrafo anterior, dan una adecuada estimación de las vps en el sudeste australiano durante los últimos 10000 años. Se observa que las oscilaciones de I son más intensas y están mejor resueltas que las de D, a la inversa de lo que sucede en Europa.

Barton y McElhinny (op.cit.) construyeron, mediante apilado (stacking) de datos, curvas de D e I representativas de las vps en la zona en función del tiempo (Fig. 5.7). Los datos de D e I obtenidos de este apilado fueron sometidos a análisis mediante periodogramas y el

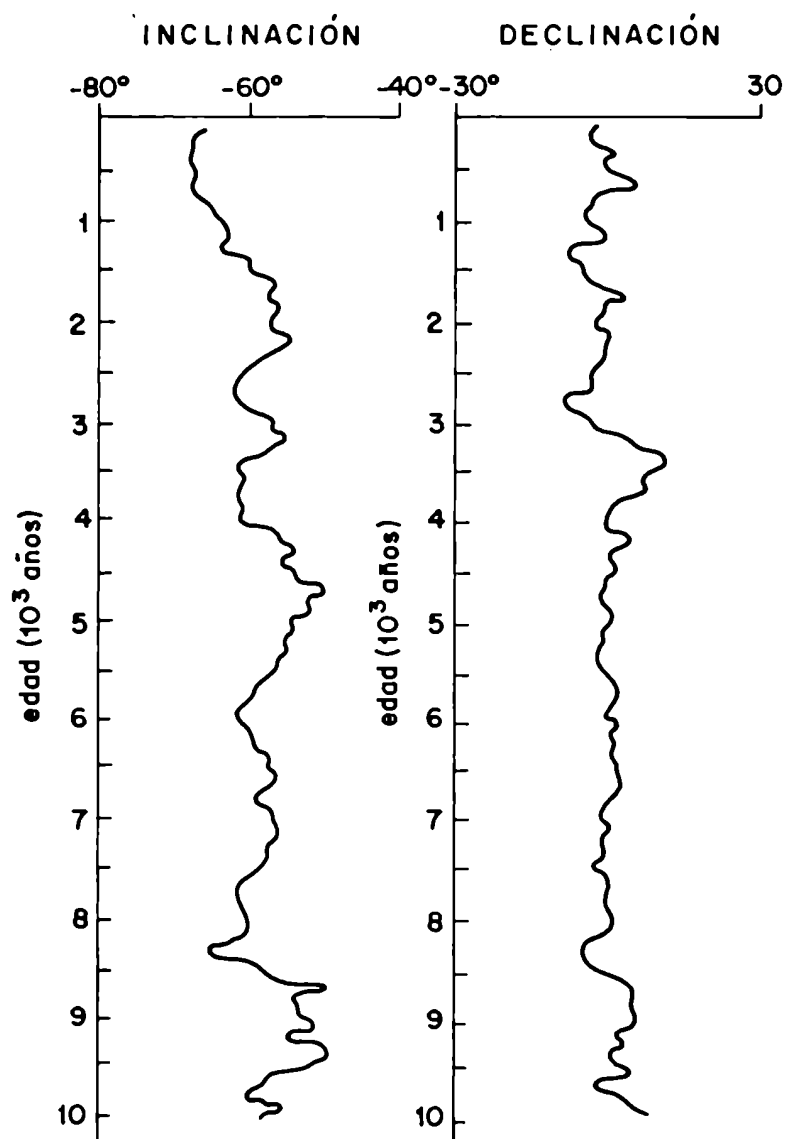


Fig. 5.7 Curvas de I y D en función del tiempo construidas sobre la base de estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres del sudeste australiano, (Barton y McElhinny, 1982).

método de máxima entropía. De la aplicación de este último método a los pares de valores de D e I tomados como parte de un número complejo (parágrafo 4.2.6) surgen, como periodos característicos, -2800 ± 400 años (rotación en sentido horario, deriva al oeste) y 4500 ± 1000 años (rotación en sentido antihorario, deriva al este).

5.3.2 Aplicación de diversos modelos de campo geomagnético al sudeste australiano.

Se decidió aplicar aquellos modelos que resultaban más adecuados para el sudoeste argentino en otra región del hemisferio sur, específicamente en el sudeste australiano, y comparar los resultados teóricos surgidos de dichos modelos con los resultados experimentales obtenidos a través de los estudios paleomagnéticos reseñados en el parágrafo 5.3.1.

Para la elección de los valores de los parámetros de cada uno de los modelos se emplearon dos caminos distintos: el primero de ellos consistió en utilizar directamente aquellos valores que habían dado el mejor ajuste con los resultados experimentales de América del Sur, en el segundo se recalcularon algunos de los parámetros (en particular, los periodos de oscilación de intensidad y las velocidades de deriva de los dipolos radiales) aplicando un criterio semejante al utilizado para América del Sur pero basándose en los datos experimentales de Australia.

Se aplicaron a la zona de interés (38°S , 143°E), en primer lugar, los modelos MAH2 (prueba c) y MAH3' utilizando los valores de profundidad, colatitud y longitud, fase y periodo de oscilación de intensidad y velocidad de deriva de los dipolos radiales, e intensidad del dipolo central detallados en las Tablas 5.4 y 5.7 respectivamente. En cuanto a las amplitudes y fases de la oscilación de intensidad para los dipolos radiales, se eligieron aquellas surgidas del MAH4 (Tabla 5.8) ya que, como ya se ha dicho,

eran las únicas que producían variaciones de D e I del mismo orden que las registradas experimentalmente. Siguiendo el mismo criterio utilizado anteriormente, se aplicó a los datos teóricos un suavizado, consistente, en este caso, en un promedio escalar corrido con ventana de 300 años. Los perfiles de I y D suavizados surgidos de la aplicación de estos dos modelos se hallan representados en la Fig. 5.8. Al comparar estos perfiles con los magnetogramas experimentales (Fig. 5.7) se observa que las inclinaciones muestran las mismas tendencias (especialmente en el caso de MAH2), aunque no se puede hacer una correlación pico a pico. No ocurre lo mismo con las declinaciones, ya que los perfiles teóricos presentan oscilaciones mucho más pronunciadas que los experimentales.

Se utilizó luego el segundo camino mencionado, para ello se calculó la influencia que tenía cada dipolo en forma individual en las variaciones de D e I en el lugar de estudio. Los resultados se hallan en la Tabla 5.9 y de ellos surge que los dipolos cuya oscilación de intensidad produce mayores variaciones en la dirección del campo magnético en la zona de interés son, en primer término, los 5, 7 y 8, y en menor medida los 3 y 4. De acuerdo a estos resultados se les asignó, en el MAH2, a los dipolos mencionados los períodos característicos surgidos del análisis espectral usando el mismo criterio que fuera utilizado para el hemisferio norte por Hogg (1978) y para el hemisferio sur en esta tesis, es decir : el período que aparece como negativo en el análisis espectral (2800 años) y que se identifica con la rotación del vector magnético en sentido horario se asigna a los dipolos positivos, y el que aparece como positivo (4500 años) y está vinculado con la rotación en sentido antihorario a los dipolos negativos. En cuanto al resto de los dipolos, se consideró que sus períodos podían diferir de los surgidos del análisis espectral y, de acuerdo con lo obtenido para América del Sur, se les asignó a los dipolos 1, 2 y 6 valores de períodos menores. En forma

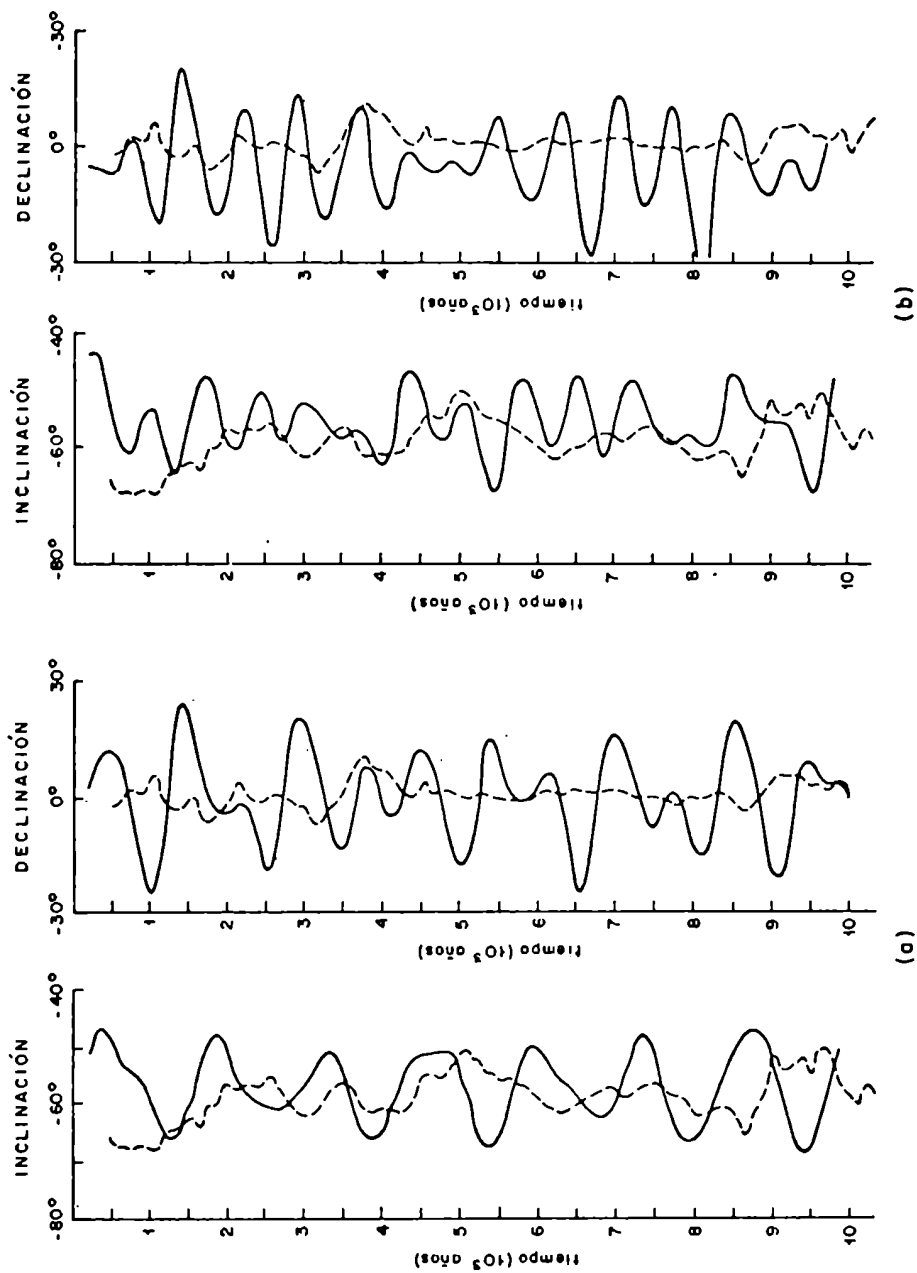


Fig.5.8 Perfiles de I y D en función del tiempo (—) para los modelos: a) MAH2 y b) MAH3, aplicados al sudeste australiano, utilizando los parámetros calculados mediante el ajuste con los datos de América del Sur y suavizando los perfiles con una ventana de 300 años. Se superponen los magnetogramas experimentales (---).

tentativa, se eligió un período de 1000 años para estos tres dipolos y luego se fue ajustando iterativamente dicho valor hasta obtener la mejor coincidencia con los resultados experimentales. Para los otros parámetros se mantuvieron los valores obtenidos en el ajuste de este modelo, con los datos de esta tesis. En la Tabla 5.10 se hallan resumidos los valores de los parámetros del MAH2 para Australia. Los perfiles de I y D en función del tiempo que surgen de este modelo, luego de ser sometido al proceso habitual de suavizado con ventana de 300 años, se observan en la Fig. 5.9(a).

Dipolo	ΔD (grados)	ΔI (grados)
1	0.2	3.5
2	5.7	1.6
3	7.5	1.9
4	7.7	3.8
5	25.6	5.9
6	0.0	1.4
7	16.8	6.1
8	27.9	8.0

Tabla 5.9 Amplitudes de las variaciones de D e I producidas por la oscilación de la intensidad de cada uno de los dipolos radiales en el sudeste australiano ($38^{\circ}S$, $143^{\circ}E$).

Dipolo	Colatitud (grados)	Longitud (grados)	Amplitud m/RT^3 ($10^{-1}mT$)	Fase de oscilac. de int. (grados)	Período de osc. de int. (años)
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	800
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	800
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	2800
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	4500
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	4500
6	141.5	322.4	0.13458	270.0	800
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	4500
8	103.4	172.9	0.06500	313.0	4500

Profundidad: $0.28RT$ para dipolos de 1 a 8.

Amplitud dipolo central (M/RT^3): $-0.56573 \cdot 10^{-1}mT$

Tabla 5.10 Parámetros del MAH2 ajustado sobre la base de los datos paleomagnéticos del sudeste australiano.

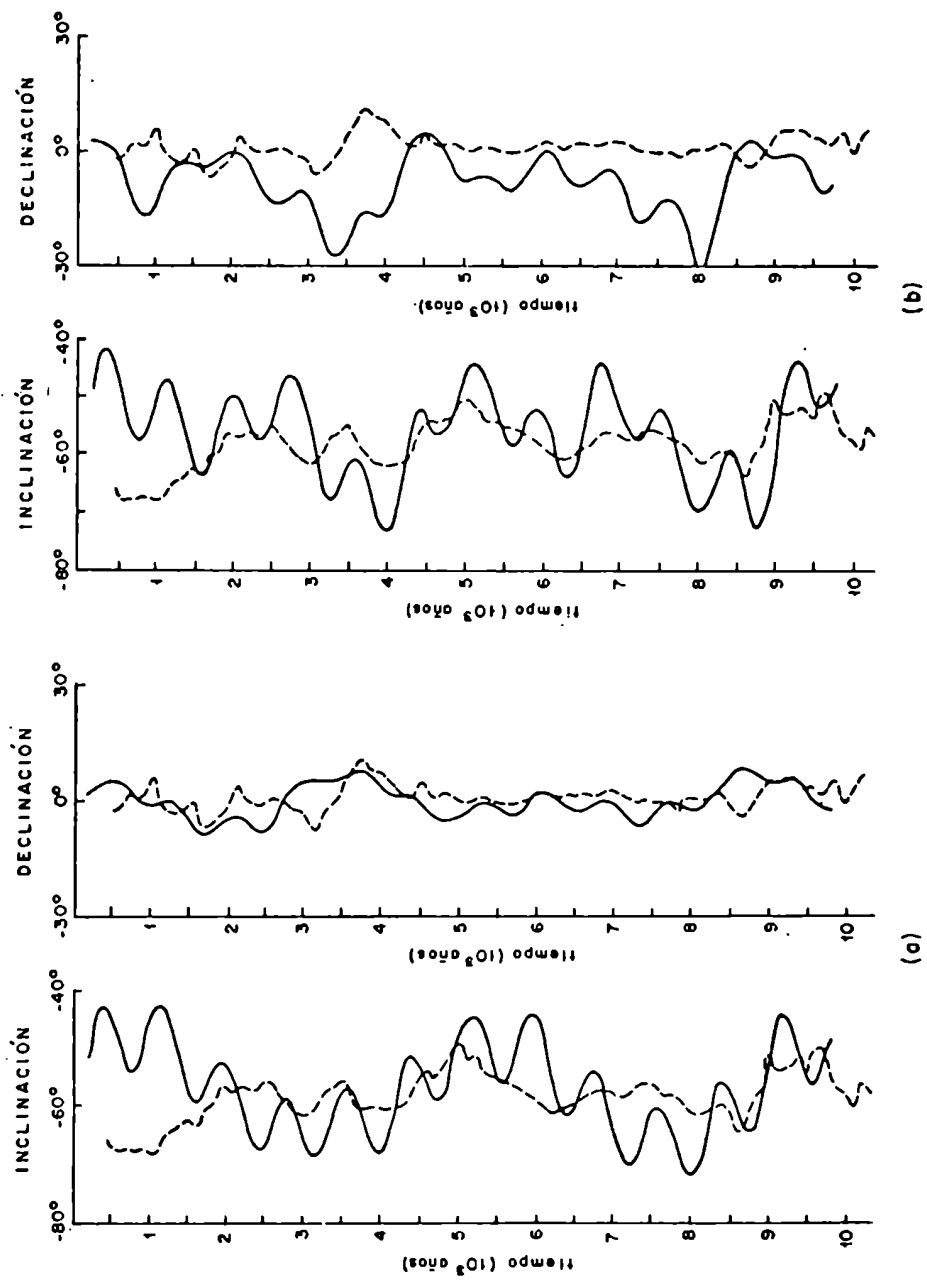


Fig.5.9 Perfiles de I y D en función del tiempo (—) para los modelos : a) MAH2 y b) MAH3, aplicados al sudeste australiano, utilizando los parámetros calculados mediante el ajuste con los datos paleomagnéticos del área y suavizando con una ventana de 300 años. Se superponen los magnetogramas experimentales (---).

Se aplicó luego el MAH3' utilizando los periodos de oscilación de intensidad ajustados para el MAH2. En cuanto a las velocidades de deriva, se les asignó valor cero a las de aquellos dipolos cuyos periodos de oscilación no correspondían a las frecuencias surgidas del análisis espectral (1, 2 y 6) y se calcularon las velocidades correspondientes a los periodos de 2800 y 4500 años para el resto (0.13 grados/año para el dipolo 3 y -0.08 grados/año para los dipolos 4, 5, 7 y 8), siguiendo de esta forma el criterio utilizado para América del Sur. En la Tabla 5.11 se hallan resumidos los valores de todos los parámetros del MAH3' y en la Fig. 5.9(b) se observan los perfiles de I y D, suavizados con el método habitual con ventana de 300 años, en función del tiempo surgidos del modelo.

Dipolo	Colat. a t=0 (grados)	Long. a t=0 (grados)	Amplitud m/RT ³ (10 ⁻¹ mT)	Fase de oscilac. de int. (grados)	Periodo de osc. de int. (años)	Velocidad de deriva (grados/año)
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	800	0.00
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	800	0.00
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	2800	0.13
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	4500	-0.08
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	4500	-0.08
6	41.5	322.4	0.13458	270.0	800	0.00
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	4500	-0.08
8	103.4	172.9	0.06500	313.0	4500	-0.08

Profundidad: 0.28 RT para los dipolos 1 a 8

Amplitud del dipolo central (M/RT³): -0.056573 10⁻¹mT

Tabla 5.11 Parámetros del MAH3' ajustados sobre la base de los datos paleomagnéticos del sudeste australiano. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas.

Comparando los perfiles teóricos de ambos modelos con los experimentales, se observa que el MAH2 se ajusta mejor a los resultados paleomagnéticos para el periodo 0-4000 años, mientras el MAH3' resulta más

satisfactorio en el período 4000-10000 años. Por tal motivo se aplicó, al igual que para América del Sur, un modelo combinado (MAH4) que considera la posibilidad que las velocidades de deriva no se mantengan constantes, sino que los dipolos hayan derivado hasta hace unos 4000 años y a partir de ese momento hayan quedado fijos en su ubicación. Los valores resultantes para los parámetros de este nuevo modelo se hallan resumidos en la Tabla 5.12 y los perfiles de I y D en función del tiempo surgidos del mismo y suavizados con la ventana de 300 años se observan en la Fig. 5.10. Se observa una muy buena coincidencia entre los perfiles de I teórico y experimental, especialmente a partir de los 2000 años. Se puede señalar la correspondencia entre los máximos de I correspondientes a, aproximadamente, 2000, 3500, 4500, 5000, 6700, 7500, 8500 y 9400, así como entre los mínimos presentes para los 3200, 4000, 6300, 8100 y 8700 años. En cuanto a la D, como en el caso de América del Sur, se pueden señalar más bien tendencias similares en ambos perfiles, que correspondencias pico a pico; así, para edades menores de 2000 años, se observa una oscilación de las D experimental y teórica alrededor del valor cero, entre los 2000 y 4500, años una predominancia de valores de D positivos, y una nueva oscilación alrededor del valor cero o valores negativos para edades mayores. En los únicos niveles de tiempo en los que se puede observar correspondencia de máximos y mínimos entre los perfiles teórico y experimental son los correspondientes a 2100, 3800, 4600 y 6000 años.

Al aplicar el procedimiento de correlación mencionado en el párrafo 5.2.4 a todo el lapso estudiado (aproximadamente 10000 años) se obtuvieron bajos valores de coeficiente de correlación r . Se realizaron entonces nuevas pruebas acortando el lapso comparado, obteniéndose una muy buena correlación para el período entre los 1000 y 9000 años ($r = 0.64$). A diferencia de lo ocurrido con los datos de América del Sur (párrafo 5.2.4) no fue necesario hacer

correcciones a los valores de I . Se aplicó el mismo procedimiento en la comparación de los datos de declinación. Se observó que se obtenía un valor de r razonable para un período más restringido que en el caso de la inclinación, el mejor valor de r se logra para el lapso entre los 3400 y 9600 años ($r = 0.362$)

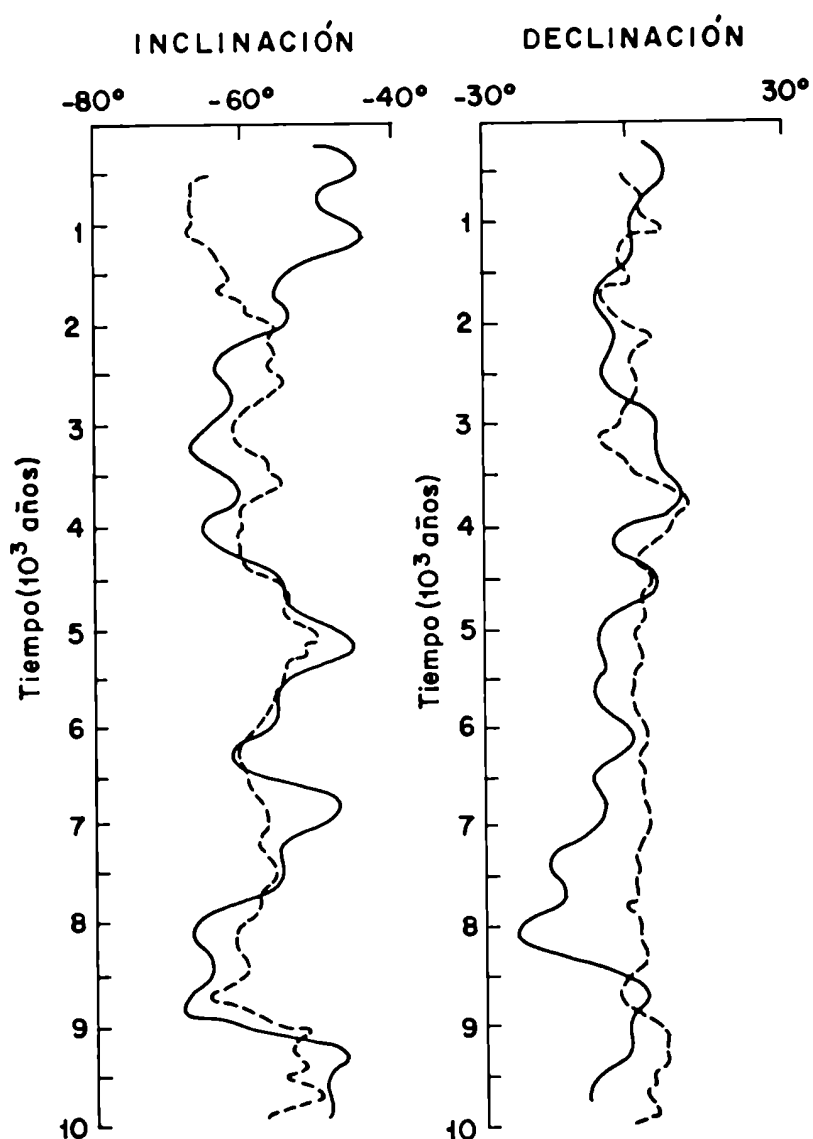


Fig. 5.10 Perfiles de I y D en función del tiempo para el MAH4 suavizados con ventana de 300 años (—), superpuestos a los magnetogramas surgidos del estudio paleomagnético del sudeste australiano (---).

Dipolo	Colat. a t=0 (grados)	Long. a t=0 (grados)	Amplitud m/RT ³ (10 ⁻¹ mT)	Fase de oscilac. de int. (grados)	Período de osc. de int. (años)	Velocidad de deriva (grados/año)	
						a	b
1	13.2	331.2	0.06500	127.6	800	0.00	0.00
2	47.0	182.0	0.06500	141.2	800	0.00	0.00
3	61.6	63.6	0.06500	172.1	2800	0.00	0.13
4	80.8	240.3	0.06500	315.2	4500	0.00	-0.08
5	101.8	89.6	0.06500	358.3	4500	0.00	-0.08
6	41.5	322.4	0.13458	270.0	800	0.00	0.00
7	139.0	52.0	0.07600	275.6	4500	0.00	-0.08
8	103.4	172.9	0.06500	313.0	4500	0.00	-0.08

Profundidad: 0.28RT para dipolos 1 a 8.

Amplitud del dipolo central (M/RT³): -0.56573 10⁻¹mT

Tabla 5.12 Parámetros del MAH4 ajustado sobre la base de los datos paleomagnéticos del sudeste australiano. Velocidades hacia el oeste: positivas, hacia el este: negativas; a) para edades menores de 4000 años, b) para edades entre 4000 y 10000 años.

6. Análisis de los resultados

6.1 Comparación de los perfiles teóricos y experimentales

Al analizar los datos de América del Sur no se observa una buena correlación entre los perfiles teórico y experimental de D, a diferencia de lo que ocurre con los perfiles de I. Esto puede deberse a que es más confiable el registro de la I que el de la D, ya que este último puede estar sujeto a alteraciones por rotaciones del sedimento dentro del sacatestigo durante el hincado del mismo (twisting). En el caso de los datos de Australia, si bien es mejor la correlación observada para la I, se puede considerar satisfactorio el resultado obtenido para la D.

La corrección introducida a los valores de I por posible efecto del hincado es razonable, ya que se observa que dicha corrección es mayor en la parte inferior de la columna, lo que se justifica dado que si el sacatestigo se hince curvado, va aumentando su desviación de la vertical con la profundidad. Para ser más precisos, se debería introducir un error variable que vaya creciendo gradualmente desde la parte superior a la inferior de la columna de sedimentos.

Como ya se ha dicho, la menor amplitud de las oscilaciones de D e I observadas en los registros paleomagnéticos en comparación con las surgidas de los modelos teóricos, antes de que estos fueran suavizados, puede justificarse por el hecho que las amplitudes de las variaciones de las direcciones del mre son, en general, menores que las correspondientes a las vs del cmt. En los registros paleomagnéticos el grado de suavizado depende: i) del tiempo que le ha llevado a cada estrato de sedimento adquirir su remanencia posdeposicional, lo que a su vez está vinculado con las propiedades físicas de dicho sedimento

(Tucker, 1980) y ii) de la relación entre el tamaño de la muestra paleomagnética y la velocidad de sedimentación, ya que este factor determina el grado de promedio de la señal en cada punto del registro. En este trabajo se observa que, al aplicar el proceso de suavizado a los perfiles teóricos, la amplitud de las oscilaciones de I y D disminuyen en aproximadamente 25%, lo que es consistente con el grado de atenuación comprobado en otras áreas. Por ejemplo, al compararse los registros paleomagnéticos del Lago Bouchet, Francia (0-22000 años) con resultados arqueomagnéticos de la misma edad y área, presentaban un grado de atenuación entre un 30 y un 50% (Creer et al, 1986). Cabe mencionar que la ventana que se utilice para el proceso de suavizado puede variar al trabajar en distintas áreas, ya que el grado de atenuación sufrido por la señal en el registro paleomagnético no tiene por que ser el mismo, debido a los diferentes ambientes de sedimentación presentes en las zonas que se encuentren en estudio.

6.2 Características del modelo y su significado

Es obvio que la naturaleza altamente compleja del campo total, así como de sus vs, impiden la formulación de un modelo simple que responda a todas las características de dicho campo. El problema de la dinamo, planteado a partir de las ecuaciones electro e hidrodinámicas tales como las de Maxwell y Navier-Stokes, e incorporando las condiciones de contorno geofísicas, es muy complicado, fundamentalmente porque dichas condiciones de contorno no son conocidas en detalle. Por tal razón, los que aquí se utilizaron son modelos sencillos que intentan simular características básicas de las vs.

Como ya se ha dicho (parágrafo 5.2.4), el modelo más adecuado según este estudio sería uno mixto, en el que se combinan dipolos estacionarios oscilantes en intensidad con otros que son, simultaneamente, oscilantes y

derivantes, entre los 6000 y 3000 años. Estos últimos no mantendrían su velocidad de deriva constante, sino que se irían deteniendo gradualmente hasta convertirse, en los últimos 1700 años, en dipolos estacionarios oscilantes. La existencia de fuentes estacionarias y derivantes en tiempos holocenos no es sorprendente, ya que es necesario utilizar ambos tipos de fuentes para explicar los registros de los observatorios magnéticos de los últimos siglos (Yukutake y Tachinaka, 1968).

Si se analiza el período entre los 6000 y los 3000 años se debe tener en cuenta como fueron elegidas, en principio, las velocidades de deriva. Estas fueron obtenidas para el MAH1, que consideraba sólo dipolos derivantes; en dicho modelo se asignaron sentidos a las velocidades siguiendo el criterio de Hogg (1978), que tenía en cuenta los signos de los dipolos. Pero el MAH4, al considerar la oscilación senoidal de la intensidad de los dipolos, introduce el cambio periódico del signo de los mismos. Dado que Hogg (op.cit.) supone que existe una relación entre dicho signo y el movimiento de deriva, sería de esperar que el cambio de signo implique también un cambio en la velocidad de deriva y aún inversiones en el sentido de la misma. Este razonamiento permitiría inferir que las velocidades de deriva surgidas del modelo son, en realidad, velocidades aparentes promedio, ya que los dipolos cambian el signo de su intensidad durante el lapso estudiado. De esta forma, sería también posible que los dipolos 2, 3 y 5, que presentan velocidades de deriva nula, no sean en verdad estacionarios, sino que muestren una velocidad aparente nula. Sería razonable suponer que las variaciones de las velocidades de deriva no son abruptas sino graduales y que, cuando se produce una inversión de sentido, hay una disminución del valor absoluto de las velocidades, hasta hacerse prácticamente nulas en el momento del cambio. Una mejora de este modelo consistiría en considerar velocidades que varíen en forma aproximadamente senoidal con el tiempo.

El análisis del modelo para edades menores de 3000 años implicaría que a partir de esa época los dipolos quedan detenidos, o lo que parecería menos probable, presentan una velocidad aparente nula, convirtiéndose en fuentes estacionarias o aparentemente estacionarias.

En este modelo aparece una mayoría de dipolos con velocidad de deriva hacia el este, contradiciendo aparentemente la tradicional deriva al oeste. Cabe destacar que, dado que aquí existe una combinación de deriva y oscilación de los dipolos, la relación entre el sentido de movimiento de la componente no dipolar del campo y las fuentes que lo producen no es directa como en el caso de un modelo de dipolos puramente derivantes. Por otra parte, tal como se tratará en el próximo ítem, existen resultados de otras áreas consistentes con una posible deriva hacia el este.

Ya que los dipolos utilizados en los modelos no son sino la representación matemática de circuitos de corriente eléctrica de radio despreciable en comparación con la distancia de observación, sus variaciones en el tiempo reflejan las variaciones de tales circuitos; por lo tanto la oscilación en la intensidad de los dipolos representa, fundamentalmente, un cambio en la intensidad y sentido de circulación de la corriente y/o cambios en la superficie del circuito.

Los circuitos serían causados por vórtices del material fluido del núcleo terrestre. Por lo tanto, la corriente podría tener dos orígenes: 1) circulación del material fluido conductor (i1) y 2) corriente inducida (i2), que sólo aparecería si se produce una variación del flujo del campo magnético presente que atraviesa el vórtice con el tiempo. Las variaciones de i1 se deberían a cambios en la cantidad de material conductor involucrado en el vórtice y en la velocidad de circulación de dicho material. El aumento o disminución de la cantidad de material causarían una variación en la intensidad de i1 pero no en su signo, que es

el efecto necesario para que se produzca la oscilación senoidal de intensidad del dipolo radial postulada en el MAH4. Así, si se asume que el material que integra el vórtice no varía, los cambios en i_1 serán debidos a las variaciones de la velocidad de circulación; si dicha velocidad disminuye hasta detener la circulación y luego el material comienza a circular en sentido contrario se produciría el efecto presente en el MAH4.

La variación de flujo de campo magnético que atraviesa el torbellino puede producirse por dos razones: cambio de dicho campo con el tiempo o cambio del área del vórtice. Una hipótesis aceptable es que para las dimensiones del vórtice (que puede estimarse en el orden de los 500km, Rikitake, 1966) el campo presente puede considerarse constante. Por lo tanto, la variación de flujo podría atribuirse a aumentos y disminuciones del área del vórtice, que producirían cambios en la intensidad y el signo de i_2 . El torbellino cambiaría su radio con una velocidad variable, que aumentaría en la primera parte del proceso, luego iría disminuyendo hasta anularse en el momento en que se invierte el sentido del movimiento radial del material (deja de expandirse y se contrae o viceversa).

La corriente i_1 siempre estará presente, ya que en el vórtice circula material conductor, mientras que la i_2 solo aparecerá si se produce el efecto de variación del área del vórtice. Pueden enunciarse, entonces, dos hipótesis que justifiquen la oscilación de intensidad y cambio de signo de los dipolos radiales del MAH4: 1) que no haya variación del área del circuito y por lo tanto tampoco exista la i_2 , o que haya corriente inducida, pero de orden de magnitud menor que el de i_1 , por lo tanto el efecto sería producido por una inversión del sentido de circulación del vórtice y 2) que la i_2 exista y sea de mayor orden de magnitud que i_1 , en consecuencia la oscilación y el cambio de signo de los dipolos debería producirse por el aumento y disminución del radio de los vórtices.

Se analizará a continuación la posible relación entre el cambio de signo de los dipolos representados por los vórtices y la posible deriva de los mismos.

Si consideramos la primera hipótesis sobre la oscilación de intensidad de los dipolos, se llegaría a la conclusión que el cambio de sentido de giro del fluido en el vórtice estaría directamente asociado con cambios en la deriva de dichos vórtices, debido a la conservación del momento angular del fluido. Se deben analizar las diversas posibilidades que surgen de acuerdo a la ubicación geográfica de los vórtices y a los signos y órdenes de magnitud de los momentos angulares de dichos vórtices; estos momentos angulares son producidos por la rotación del fluido ($\bar{m}_1$) y por la deriva longitudinal ($\bar{m}_2$). En forma simplificada se podría expresar:

$$\bar{m}_1 + \bar{m}_2 = \bar{M}, \text{ siendo } \bar{M} \text{ el momento total.}$$

Si se produce una inversión de $\bar{m}_1$ tal que $\bar{m}_1' = -\bar{m}_1$, deberá cumplirse:

$$\bar{m}_1' + \bar{m}_2' = \bar{M} \quad \text{o sea } \bar{m}_2' = 2\bar{m}_1 + \bar{m}_2 \quad (6.1)$$

En aquellos casos en que $\bar{m}_1$ y $\bar{m}_2$ pueden considerarse aproximadamente alineados (latitudes altas), es decir que la principal componente de $\bar{m}_2$ es la radial, los momentos angulares pueden ser paralelos o antiparalelos. En el primer caso, como se desprende de 6.1, una inversión en el sentido de $\bar{m}_1$ trae aparejada un aumento del módulo de $\bar{m}_2$, sin cambio de signo, para conservar el momento angular. Al producirse nuevamente la inversión de $\bar{m}_1$, $\bar{m}_2$ volvería a su valor inicial. Este esquema reproduciría el caso de los dipolos radiales del MAH4, en los cuales hay una velocidad de deriva promedio no nula, ya que no habría cambio en el sentido de la deriva. En el caso de que $\bar{m}_1$ y $\bar{m}_2$ sean aproximadamente antiparalelos, lo que ocurra con $\bar{m}_2$ al invertirse $\bar{m}_1$ dependerá de la relación entre los valores de los módulos de ambos momentos. Así si $|2\bar{m}_1| > |\bar{m}_2|$, $\bar{m}_2$ cambiará de sentido al hacerlo $\bar{m}_1$, si $|2\bar{m}_1| < |\bar{m}_2|$ se producirá un efecto

similar al explicado para el caso que $\bar{m}_1$ y $\bar{m}_2$ sean paralelos, y si $|2\bar{m}_1| = |\bar{m}_2|$, $\bar{m}_2$ se anulará al invertirse $\bar{m}_1$. La primera posibilidad planteada justificará el hecho de observar en ciertos dipolos radiales del MAH4 una velocidad de deriva aparente nula, mientras que las dos últimas reproducirían situaciones similares a las expresadas para el caso que los momentos angulares sean antiparalelos.

En aquellos casos en que $\bar{m}_1$ y $\bar{m}_2$ no puedan considerarse aproximadamente alineados (latitudes medias y bajas) el razonamiento anterior sería válido para la componente radial de $\bar{m}_2$. En el caso de latitudes muy bajas, $\bar{m}_1$ y $\bar{m}_2$ serán prácticamente perpendiculares, y de producirse una inversión de $\bar{m}_1$, no sería posible compensar el momento angular total con variaciones de $\bar{m}_2$. Para estos casos podría esperarse que la variación e inversión de corriente se debiese más a la variación del área del circuito que al cambio en el sentido de circulación del material. Es probable que en la mayoría de los casos ambos efectos se encuentren combinados.

Este esquema se ajustaría, en parte, a la teoría de origen de la vs de Bullard et al (1950), descrita en el párrafo 1.1; teniendo en cuenta que dicha teoría sólo postula deriva de los torbellinos de fluido conductor y no variaciones en la corriente de los circuitos que estos producen.

Cabe mencionar que lo hasta aquí expuesto no pretende ser una explicación exhaustiva del origen de las vs del cmt, ya que un análisis detallado de este tema, el cual fuera considerado por Einstein uno de los tres problemas más importantes de la Física no resueltos (Busse, 1976), está fuera del alcance de esta Tesis.

El MAH4 resultó apropiado tanto para América del Sur como para Australia. Si bien los valores de los parámetros del modelo variaron al ajustarlo a datos experimentales de cada una de las zonas mencionadas, lo que

se repitió en ambos casos fue el criterio de elección de dichos parámetros.

Esto puede deberse a que en dicho modelo no se han tenido en cuenta los efectos de atenuación debidos a la conductividad del núcleo y el manto. En realidad dicha atenuación reduce más las amplitudes de las señales de los dipolos radiales a medida que aumenta la distancia del observador y la frecuencia de oscilación de dichos dipolos.

6.3 Comparación con resultados del hemisferio norte

Ya en los primeros trabajos paleomagnéticos en sedimentos lacustres se observaron resultados que sugerían que el campo no dipolar no había derivado siempre hacia el oeste, sino que en ciertas épocas lo había hecho hacia el este (Creer et al, 1972). Barton y Barbetti (1982) afirman, posteriormente, que los datos arqueo y paleomagnéticos de Australia no concuerdan con un modelo de deriva hacia el oeste del campo no dipolar con la velocidad característica de 0.2 grados/año y que, si la velocidad se reduce a 0.07 grados/año mejora el ajuste con la D pero no con la I. Por ello, estos autores concluyen que un modelo de deriva al oeste no explica las vs en Australia durante el pasado reciente. Esto es consistente con la existencia de varios dipolos con velocidad de deriva hacia el este en el MAH4. Por otra parte, Thompson (1982) desarrolló un modelo empírico analizando el registro paleomagnético de lagos de diferentes regiones del mundo. Este estudio le permitió inferir inversiones en la dirección de deriva del campo no dipolar, lo que también pudo deducir de estudios arqueomagnéticos realizados en Europa. Esto sería consistente con la posibilidad del cambio de sentido de deriva al cambiar el sentido de circulación de la corriente en los vórtices.

Hogg (1978) aplicó los modelos MAH1, MAH2 y MAH3, a distintas áreas europeas, comparando los resultados teóricos obtenidos con los experimentales surgidos de

estudios paleomagnéticos de sedimentos lacustres, que registraban vps entre 0 y 10000 años. Sobre la base de este análisis, concluyó que el modelo más apropiado era el de dipolos oscilantes, por lo que la vps en Europa parecería originada por fuentes estacionarias. El hecho, que en el caso del hemisferio sur, el modelo más adecuado sea otro (MAH4) remarca que estos modelos no tienen carácter global, sino regional, lo que puede ser explicado por argumentos análogos a los utilizados al hablar de los distintos valores de parámetros hallados para América del Sur y Australia, es decir los efectos de la atenuación debida a la conductividad del núcleo y manto.

Creer y Tucholka (1982 a y b) estudiaron resultados paleomagnéticos de sedimentos lacustres holocénicos de Norteamérica y Europa, los que indicaban que el comportamiento de la D parece causado por fuentes estacionarias y el de la I por fuentes derivantes. Asimismo sugieren que el tipo de fuentes ha variado alrededor de los 4760 años, postulando para edades de 0 a 4760 años cuatro fuentes: dos dipolos excéntricos estacionarios y dos dipolos radiales, uno derivante y otro estacionario, y para edades de 4760 a 8520 años tres fuentes: un dipolo excéntrico estacionario, un dipolo radial derivante y un dipolo radial estacionario. El modelo aquí presentado parece resultar satisfactorio para justificar las variaciones de la I y de la D, si bien, como ya se ha dicho (parágrafos 5.2.4 y 6.1) presenta algunas dificultades en los perfiles de D de América del Sur. Por otra parte, se nota una coincidencia con la conclusión de Creer y Tucholka (1982b) en lo que respecta a un cambio en el mecanismo de las fuentes generadoras de la vs.

Barton y McElhinny (1981), quienes compararon los datos paleomagnéticos de sedimentos lacustres de Australia y Europa, llegaron a la conclusión que el carácter de las curvas de análisis espectral de las vs (amplitud y frecuencias características) eran básicamente similares,

pero no podía hacerse una correlación directa entre los perfiles de dichas vs. Eso los llevó a la conclusión que el mecanismo de las fuentes del campo no dipolar era similar para ambas áreas, pero dichas fuentes actuaban independientemente. Esto sería consistente con lo que surge del presente trabajo, ya que si bien no se pudo obtener un mismo modelo que se ajustara a los resultados experimentales de ambos hemisferios, las características generales de las fuentes que justifican las variaciones del campo no dipolar son similares.

7. Conclusiones

Los resultados y conclusiones obtenidos del presente trabajo pueden resumirse de la siguiente forma:

1) Se ha realizado por primera vez el estudio paleomagnético de sedimentos lacustres de Sudamérica, específicamente de testigos obtenidos del fondo de lagos del sudoeste argentino. La tarea de laboratorio llevada a cabo permitió determinar que tales sedimentos son aptos para el registro de las direcciones del cmt durante su período de depositación y consolidación.

2) El estudio paleomagnético, combinado con dataciones radimétricas realizadas sobre los testigos, permitió la correlación de los mismos y, por lo tanto, la construcción de las primeras curvas patrones de vps del cmt para América del Sur para el período de 0 a 6000 años. Dichas curvas se obtuvieron mediante la elección de una escala de profundidad común para los distintos testigos, la definición de una función que vincula profundidad con edad radimétrica y el apilado ("stacking") de datos (Fig 4.16).

3) La comparación de las curvas patrones de vps mencionadas, con los resultados teóricos de vps surgidos de diversos modelos de comportamiento del campo magnético terrestre (ya utilizados en el análisis de datos del hemisferio norte), basados en la contribución de dipolos radiales, permitió introducir modificaciones a dichos modelos, así como ajustar los valores de sus parámetros, de forma de obtener aquél que resultara óptimo para América del Sur. El modelo que surgió de este estudio (MAH4) consiste en considerar la existencia de dipolos estacionarios, oscilantes en intensidad, y otros oscilantes y derivantes al mismo tiempo entre 3000 y 6000 años; a partir de los 3000 años las velocidades de deriva comenzarían a disminuir, hasta concluir en un modelo de dipolos sólo oscilantes a partir de los 1700 años (Tabla 5.8).

4) El modelo hallado parece también apropiado para otras zonas del hemisferio sur. Esto se desprende de la comparación de los perfiles teóricos surgidos del MAH4 con los resultados de estudios paleomagnéticos realizados en Australia. Aunque los valores de los parámetros resulten distintos al ser ajustados con datos de América del Sur y Australia, el criterio de elección de los mismos es similar.

5) El modelo sugiere la existencia de fuentes que varían su intensidad con el tiempo, algunas de ellas estacionarias y otras derivantes. Indica además un cambio en el comportamiento de las fuentes alrededor de los 3000 años.

6) Este modelo puede asimilarse a circuitos de corriente en la interfase manto-núcleo, producidos por la existencia de vórtices de material conductor del núcleo fluido. El material involucrado en estos vórtices cambiaría su velocidad de circulación, llegando incluso a invertir el sentido de la misma y/o los vórtices variarían sus dimensiones de manera oscilante. Al mismo tiempo, algunos de dichos vórtices se desplazarían longitudinalmente en el período de 3000 a 6000 años y se mantendrían fijos entre 0 y 1700 años.

7) Si bien el MAH4 no coincide totalmente con los modelos formulados para el hemisferio norte, las fuentes que surgen como posibles responsables de las vs a partir de dicho modelo tienen las mismas características que las postuladas para Europa y Norteamérica.

Cabe destacar que, dado que estos son los primeros resultados de vs que se han obtenido en América del Sur, el modelo aquí elaborado está sujeto a modificaciones futuras a medida que se cuente con una mayor densidad de datos que permitan mejorar la calidad de las curvas patrones obtenidas.

Apéndice I

Un dipolo radial excentrico con momento magnético m , ubicado a distancia r del centro de coordenadas, a colatitud Θ y longitud λ produce un potencial magnético en un punto P ubicado a una distancia R del centro de coordenadas, a colatitud Θ y longitud Λ (Fig. I.1)

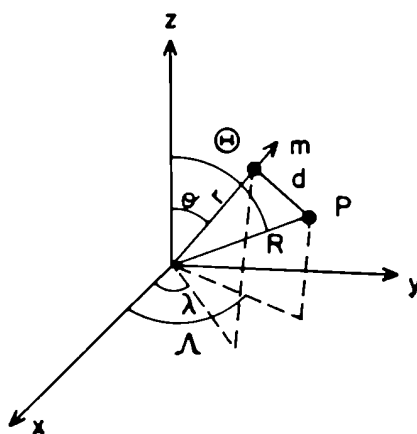


Fig. I.1 Posición del dipolo radial y de un punto P con sus respectivas coordenadas.

La distancia d entre ambos puntos es:

$$d^2 = r^2 + R^2 - 2rR \cos \beta \quad (I.1)$$

donde β es el ángulo subtendido por d

$$\cos \beta = \cos \Theta \cos \Theta + \sin \Theta \sin \Theta \cos (\Lambda - \lambda) \quad (I.2)$$

Si el punto P se halla sobre la superficie terrestre R es el radio terrestre (R_T)

$$\text{Sean } k = m/R_T^3 \quad ; D = d/R_T \quad \text{y } A = r/R_T \quad (I.3)$$

El potencial producido en P es (Hurwitz, 1960)

$$V(\Theta, \Lambda) = kRT \left(\cos \beta - r/RT \right) / D^3 \quad (I.4)$$

En consecuencia las componentes x, y, z del campo magnético producido por el dipolo excéntrico en dichos puntos son:

$$\begin{aligned} x(\Theta, \Lambda) &= k x'(\Theta, \Lambda) \\ y(\Theta, \Lambda) &= k y'(\Theta, \Lambda) \\ z(\Theta, \Lambda) &= k z'(\Theta, \Lambda) \end{aligned} \quad (I.5)$$

donde

$$\begin{aligned} x'(\Theta, \Lambda) &= -[1 + 3A(\cos \beta - A)/D^2][\cos \Theta \sin \Theta - \sin \Theta \cos \Theta \cos(\Lambda - \lambda)]/D^3 \\ y'(\Theta, \Lambda) &= [1 + 3A(\cos \beta - A)/D^2][\sin \Theta \sin(\Lambda - \lambda)]/D^3 \\ z'(\Theta, \Lambda) &= [\cos \beta - 3(\cos \beta - A)(1 - A \cos \beta)]/D^2 / D^3 \end{aligned} \quad (I.6)$$

Por otra parte, el campo magnético producido en el punto P por un dipolo centrado de intensidad M es

$$X(\Theta) = M \sin \Theta / RT^3 \quad Y(\Theta) = 0 \quad Z(\Theta) = 2M \cos \Theta / RT^3 \quad (I.7)$$

Por lo tanto el campo magnético producido en un punto P(RT, Θ , Λ) por la superposición de un dipolo central de intensidad M y ocho dipolos radiales de intensidad m_i ubicados a una profundidad r_i y a colatitud y longitud Θ_i y λ_i respectivamente ($i = 1$ a 8), tiene componentes:

$$\begin{aligned} X_T(\Theta, \Lambda) &= X(\Theta) + \sum_{i=1}^8 k_i x'_i(\Theta, \Lambda) \\ Y_T(\Theta, \Lambda) &= Y(\Theta) + \sum_{i=1}^8 k_i y'_i(\Theta, \Lambda) \\ Z_T(\Theta, \Lambda) &= Z(\Theta) + \sum_{i=1}^8 k_i z'_i(\Theta, \Lambda) \end{aligned} \quad (I.8)$$

Se calcularon estos valores teóricos de campo magnético en los lugares donde se encuentran los observatorios, es decir en 123 P_j de coordenadas Θ_j, Λ_j . Para simplificar la notación se reemplazaron las coordenadas Θ_j, Λ_j colocadas junto a cada magnitud por el subíndice j ; las ecuaciones (I.7) se expresaron entonces de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} XT_j &= X_j + \sum_{i=1}^8 k_{ix} 'ij & j &= 1, \dots, 123 \\ YT_j &= Y_j + \sum_{i=1}^8 k_{iy} 'ij & & (I.9) \\ ZT_j &= Z_j + \sum_{i=1}^8 k_{iz} 'ij \end{aligned}$$

Los valores del cmt registrados en los observatorios en 1977 se identificaron como:

$$Xm_j, Ym_j \text{ y } Zm_j \quad j = 1, \dots, 123 \quad (I.10)$$

Mediante una nueva modificación de nomenclatura se transformaron los conjuntos de tres ecuaciones en una única ecuación; para ello se redefinieron las variables:

$$\begin{aligned} XT_j &= XT_j & j &= 1, \dots, 123 \\ YT_j &= XT_j & j &= 124, \dots, 246 \\ ZT_j &= XT_j & j &= 247, \dots, 369 \\ \\ X_j &= X_j & j &= 1, \dots, 123 \\ Y_j &= X_j & j &= 124, \dots, 246 \\ Z_j &= X_j & j &= 247, \dots, 369 \\ \\ x'_{ij} &= x'_{ij} & j &= 1, \dots, 123 \\ y'_{ij} &= x'_{ij} & j &= 124, \dots, 246 \\ z'_{ij} &= x'_{ij} & j &= 247, \dots, 369 \\ \\ Xm_j &= Xm_j & j &= 1, \dots, 123 \\ Ym_j &= Xm_j & j &= 124, \dots, 246 \\ Zm_j &= Xm_j & j &= 247, \dots, 369 \end{aligned} \quad (I.11)$$

La ecuación I.8 quedó reducida a la expresión:

$$XT_j = X_j + \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij} \quad j = 1, \dots, 369 \quad (I.12)$$

Se definió el error para cada observatorio

$$\epsilon_j = X_{mj} - XT_j \quad j = 1, 369 \quad (I.13)$$

Las funciones que fueron minimizadas son:

$$F_1 = \sum_{j=1}^{123} \epsilon_j^2 \quad ; \quad F_2 = \sum_{j=124}^{246} \epsilon_j^2 \quad , \quad F_3 = \sum_{j=247}^{369} \epsilon_j^2$$

o lo que es lo mismo:

$$F_k = \sum_{j=N_k-122}^{N_k} \epsilon_j^2 \quad k=1,2,3 \quad N_k = k \cdot 123 \quad (I.14)$$

$$\epsilon_j^2 = (X_{mj} - X_j - \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij})^2 \quad (I.15)$$

Para separar todas aquellas magnitudes que son independientes de la intensidad de los dipolos radiales, se definió la variable

$$X'_{mj} = X_{mj} - X_j$$

Entonces:

$$\epsilon_j^2 = (X'_{mj} - \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij})^2 = \quad (I.16)$$

$$= X'^2_{mj} + (\sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij})^2 - 2X'_{mj} \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij}$$

$$\text{siendo} \quad j=1, \dots, 369$$

Las funciones F_k quedaron expresadas de la siguiente forma:

$$F_k = \sum_{j=N_k-122}^{N_k} \epsilon_j^2 = \sum_{j=N_k-122}^{N_k} X'^2_{mj} + \sum_{j=N_k-122}^{N_k} (\sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij})^2 - 2 \sum_{j=N_k-122}^{N_k} X'_{mj} \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij} \quad (I.17)$$

$$\text{siendo} \quad k=1,2,3 \quad \text{y} \quad N = k \cdot 123$$

Para minimizar F_k respecto de las intensidades de los dipolos radiales:

$$\partial F_k / \partial k_l = \sum_{j=N_k+1}^{N_k} 2 \left(\sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij} \right) x'_{lj} - 2 \sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{mj} x'_{lj} = 0$$

siendo $l=1, \dots, 8$ (I.18)

$$\sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{lj} \sum_{i=1}^8 k_i x'_{ij} = \sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{mj} x'_{lj} \quad l=1, \dots, 8 \quad (I.19)$$

$$\sum_{i=1}^8 k_i \sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{lj} x'_{ij} = \sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{mj} x'_{lj} \quad l=1, \dots, 8 \quad (I.20)$$

Se denominaron

$$\sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{lj} x'_{ij} = A_{k_{li}} \quad ; \quad \sum_{j=N_k+1}^{N_k} x'_{mj} x'_{lj} = B_{k_l} \quad (I.21)$$

La ecuación I.20 se escribió entonces de la forma:

$$\sum_{i=1}^8 k_i A_{k_{li}} = B_{k_l} \quad l=1, \dots, 8 \quad (I.22)$$

El problema se redujo a la solución de tres sistemas de ocho ecuaciones con ocho incógnitas que permitieron calcular tres conjuntos de k_i que minimizaban el error para cada una de las componentes. Para ello se confeccionó un programa en idioma Basic para una computadora Hewlett Packard 85 (AJDIP, Apéndice II)). Dicho programa permitió calcular también las funciones:

$$\sigma_k = \sqrt{F_k/123} \quad \text{y} \quad f_k = \sigma_k / \bar{x}_m \quad (I.23)$$

siendo $\bar{x}_m = \sum_{j=N_k+1}^{N_k} |x_{mj}|/123$, $k=1,2,3$ y $N_k = k.123$

las que permiten evaluar el error y el error relativo de los parámetros k_i hallados. Los tres conjuntos de k_i calculados se encuentran en la Tabla I.1. Cabe mencionar que F_2 presenta el menor valor dentro del conjunto de funciones F , mientras f_2 es la más alta de las funciones f . Esto es esperable, dado que la componente Y del cmt es la menor de las tres, en consecuencia, diferencias entre los

valores teóricos y experimentales (F) del mismo orden o aún de menor orden de magnitud que las de otras componentes traen aparejado un mayor error relativo (f)

Dipolo	k_i Comp. X (10^{-1}aT)	k_i Comp. Y (10^{-1}aT)	k_i Comp. Z (10^{-1}aT)	$\bar{k}_i$ (10^{-1}aT)	k_i total (10^{-1}aT)
1	0.04380	0.06715	0.05107	0.05400	0.05150
2	0.03734	0.04935	0.04105	0.04258	0.04069
3	-0.00859	0.0110	0.01230	0.00494	0.00892
4	-0.04568	-0.04149	-0.05270	-0.04662	-0.04580
5	0.01819	-0.00578	-0.00876	0.00122	-0.00188
6	-0.15835	-0.09448	-0.12926	-0.12736	-0.13458
7	-0.08227	-0.04095	-0.07614	-0.06145	-0.07564
8	-0.05351	-0.03627	-0.05289	-0.04756	-0.05388
$F_1 = 45.20 \quad F_2 = 10.7 \quad F_3 = 382.0$ $\sigma_1 = 0.055 \quad \sigma_2 = 0.027 \quad \sigma_3 = 0.160$ $f_1 = 0.28 \quad f_2 = 10.70 \quad f_3 = 0.38$					$\mathcal{F} = 433.4$ $\sigma = 0.056$ $f = 0.25$

Tabla I.1 Valores de los parámetros k y las funciones F , $\mathcal{F}$ y f calculados mediante ajuste con los datos geomagnéticos de 1977, de acuerdo a los criterios detallados en el texto. Unidades de F_k y $\mathcal{F}$: 10^{-3}aT^2 ; Unidades de σ : 10^{-1}aT .

Se consideraron dos posibles criterios para elegir los k_i : 1) promediar los tres conjuntos de valores obtenidos ($\bar{k}_i$, Tabla I.1) y 2) realizar un nuevo cálculo minimizando una función $\mathcal{F}$ que representa la sumatoria de los cuadrados de las diferencias entre los valores teóricos y los experimentales para las tres componentes simultáneamente:

$$\mathcal{F} = \sum_{k=1}^3 F_k = \sum_{j=1}^{369} \epsilon_j^2 \quad ; \quad \sigma = \sqrt{\mathcal{F}}/369 \quad \text{y} \quad f = \sigma/\bar{x}_m \quad (I.24)$$

$$\text{siendo} \quad \bar{x}_m = \sum_{j=1}^{369} |x_{mj}|/369$$

Este último planteo requiere la resolución del siguiente conjunto de ocho ecuaciones con ocho incógnitas:

$$\sum_{i=1}^8 k_i A_{li} = B_l \quad l = 1, \dots, 8 \quad (I.25)$$

$$\text{donde } A_{li} = \sum_{j=1}^{369} x_{lj} x_{ij} \quad \text{y} \quad B_l = \sum_{j=1}^{369} X'_{mj} x'_{lj} \quad (I.26)$$

Los valores de k_i obtenidos a partir de este nuevo cálculo no difieren demasiado de los $\bar{k}_i$ y se hallan también representados en la Tabla I.1. Se debe considerar que si se utiliza un promedio de k_i , se le está dando el mismo peso a las tres componentes, aún a aquella que presenta un gran error relativo (Y), mientras que si se elige el criterio de definir la función $\mathcal{F}$, puesto que F_2 tiene menor valor también tiene menor representación dentro del cálculo.

Por lo anteriormente expuesto se eligió el conjunto de valores de k_i surgidos a partir de la función $\mathcal{F}$. Se aportaron luego pequeñas modificaciones a las ubicaciones de los dipolos radiales y a sus profundidades con el fin de observar como afectaban estas modificaciones a la función $\mathcal{F}$, observándose que al introducir dichos cambios su valor aumentaba.

Apéndice II

Programas

AJDIP

AJDIP

```

12 DISP "CUANTOS SITIOS?"
13 INPUT N2
14 INTEGER I0(10),D0(10),J0(10)
15 DIM C(40,8),D(40,8),G(40,8),
    X0(40,8),Y0(40,8),Z0(40,8),U
    0(40),V0(40),W0(40)
16 DIM T2(40),L2(40),X(40),Y(40
),Z(40),X1(40),Z1(40)
17 DISP "PRIM.CORRIDA=0,SINO =1
"
18 INPUT F
19 DISP "SI ULT.CORRIDA=1,SINO=
0"
20 INPUT F1
21 DEG
22 IF F THEN 59
23 DISP "COLAT DE LOS DIP CON=1
,SINO=0"
24 INPUT F2
25 IF F2 THEN 30
26 DISP "COLAT?"
27 FOR I=1 TO 8
28 INPUT T1(I)
29 NEXT I
30 DISP "LONG DE LOS DIP CON=1,
SINO=0"
31 INPUT F2
32 IF F2 THEN 37
33 DISP "LONG?"
34 FOR I=1 TO 8
35 INPUT L1(I)
36 NEXT I
37 PRINT USING "2X,5A,X,3A,8X,4
A,X,3A" ; "COLAT","DIP","LON
G","DIP"
38 FOR I=1 TO 8
39 PRINT USING "D,3X,3D,D,10X,4
D,D" ; I,T1(I),L1(I)
40 NEXT I
41 DISP "PROF DE LOS DIP CON=1,
SINO=0"
42 INPUT F2
43 IF F2 THEN 48
44 DISP "PROF?"
47 INPUT R1
48 DISP "INTENS DE LOS DIP CON=
1, SINO=0"
49 INPUT F2
50 IF F2 THEN 55
51 DISP "INT?"
54 INPUT M2
55 PRINT USING "2X,4A,X,3A,9X,3
A,X,3A" ; "PROF","DIP","INT"

```

Apéndice II

Programas

```

      A,X,3A" ; "PROF","DIP","INT"
      ,"DIP"
57 PRINT USING "3X, D.DD,10X,7
   D" ; R1,M2
59 DISP "INTENSIDAD DIP CENTRAL
   CON=1,SINO=0"
60 INPUT F2
61 IF F2 THEN 64

62 DISP "INT DIP CENT?"
63 INPUT H
64 PRINT USING "3A,X,3A,X,5A,X,
   7D" ; "INT","DIP","CENT=",H
65 GOSUB 67
66 GOTO 123
67 DISP "NOM ARCH LAT"
68 INPUT A$
69 ASSIGN# 1 TO A$
70 DISP "COLAT DE LOS SITIOS"
71 FOR J=1 TO N2
72 READ# 1 ; T2(J)
73 NEXT J
74 ASSIGN# 1 TO *
75 DISP "NOM ARCH LONG"
76 INPUT B$
77 ASSIGN# 2 TO B$
78 DISP "LONG DE LOS SITIOS"
79 FOR J=1 TO N2
80 READ# 2 ; L2(J)
81 NEXT J
82 ASSIGN# 2 TO *
83 DISP "NOM ARCH X"
84 INPUT C$
85 ASSIGN# 3 TO C$
86 DISP "X MEDIDOS"
87 FOR J=1 TO N2
88 READ# 3 ; X(J)
89 NEXT J
90 ASSIGN# 3 TO *
91 DISP "NOM ARCH Y"
92 INPUT D$
93 ASSIGN# 4 TO D$
94 DISP "Y MEDIDOS"
95 FOR J=1 TO N2
96 READ# 4 ; Y(J)
97 NEXT J
98 ASSIGN# 4 TO *
99 DISP "NOM ARCH Z"
100 INPUT E$
101 ASSIGN# 5 TO E$
102 DISP "Z MEDIDOS"
    (J,1)
133 NEXT J

```


Apêndice II

Programas

```

100 INPUT E#
101 ASSIGN# 5 TO E#
102 DISP "Z MEDIDOS"
103 FOR J=1 TO N2
104 READ# 5 ; Z(J)
105 NEXT J
106 ASSIGN# 5 TO *
107 FOR J=1 TO N2
108 X1(J)=SIN(T2(J))*H @ Z1(J)=2
   *COS(T2(J))*H
109 X(J)=X(J)-X1(J) @ Z(J)=Z(J)-
   Z1(J)
110 NEXT J
111 DISP "X(J),Y(J),Z(J)"
112 FOR J=1 TO N2
113 FOR I=1 TO 8
114 G(J,I)=COS(T1(I))*COS(T2(J))
   +SIN(T1(I))*SIN(T2(J))*COS(L
   2(J)-L1(I))
115 D(J,I)=SQR(R1^2+1-2*R1*G(J,I
   ))

116 C(J,I)=M2/D(J,I)^3*(1+3*R1*(
   G(J,I)-R1)/D(J,I)^2)
117 X0(J,I)=-(C(J,I)*(COS(T1(I))
   *SIN(T2(J))-SIN(T1(I))*COS(T
   2(J))*COS(L2(J)-L1(I))))
118 Y0(J,I)=C(J,I)*SIN(T1(I))*SI
   N(L2(J)-L1(I))
119 Z0(J,I)=M2/D(J,I)^3*(G(J,I)-
   3*(G(J,I)-R1)*(1-R1*G(J,I))/
   D(J,I)^2)
120 NEXT I
121 NEXT J
122 RETURN
123 IF F THEN 129
124 FOR I=1 TO 8
125 FOR K=1 TO 8
126 A(K,I)=0 @ B(K)=0
127 NEXT K
128 NEXT I
129 FOR I=1 TO 8
130 FOR K=1 TO 8
131 FOR J=1 TO N2
132 A(K,I)=A(K,I)+X0(J,K)*X0(J,I
   )+Y0(J,K)*Y0(J,I)+Z0(J,K)*Z0
   (J,I)
133 NEXT J

```

Programas

```

134 NEXT K
135 NEXT I
136 FOR K=1 TO 8
137 FOR J=1 TO N2
138 B(K)=B(K)+X(J)*X0(J,K)+Y(J)*
    Y0(J,K)+Z(J)*Z0(J,K)
139 NEXT J
140 NEXT K
141 IF F1 THEN 143
142 GOTO 12
143 M=8+1
144 FOR J=1 TO 8
145 A(J,M)=B(J)
146 NEXT J
147 M=8+1
148 FOR I=1 TO 8
149 FOR J=1 TO M
150 T(I,J)=A(I,J)
151 NEXT J
152 NEXT I
153 E1=.00001
154 DISP "RESOLVIENDO EL SISTEMA
    " @ GOSUB 168
155 IF ABS(D)>.000000000001 THEN
    159
156 BEEP
157 PRINT "SISTEMA SIN SOLUCION"
158 RETURN
159 GOSUB 239
160 GOSUB 162
161 GOTO 248
162 PRINT "SOLUCION          ERROR A
    BSOLUTO"
163 FOR I=1 TO 8

```

```

164 PRINT USING 165 ; I,S(I),A0(
    I)
165 IMAGE "X(",DDD,")=",6D.4D,2X
    ,MZ.4DE
166 NEXT I
167 RETURN
168 D=1
169 FOR K=1 TO 8
170 K1=K-1
171 P=0
172 FOR I=1 TO 8
173 FOR J=1 TO 8
174 IF K=1 THEN 181
175 FOR I2=1 TO K1

```

Apéndice I

Programas

```

176 FOR J2=1 TO K1
177 IF I=I0(I2) THEN 184
178 IF J=J0(J2) THEN 184
179 NEXT J2
180 NEXT I2
181 IF ABS(T(I,J))<=ABS(P) THEN
182   184
182 P=T(I,J)
183 I0(K)=I @ J0(K)=J
184 NEXT J
185 NEXT I
186 IF ABS(P)>E1 THEN 189
187 D=0
188 RETURN
189 I3=I0(K) @ J3=J0(K)
190 D=D*P @ M=8+1
191 FOR J=1 TO M
192 T(I3,J)=T(I3,J)/P
193 NEXT J
194 T(I3,J3)=1/P
195 FOR I=1 TO 8
196 T=T(I,J3)
197 IF I=I3 THEN 203
198 T(I,J3)=-T/P
199 M=8+1
200 FOR J=1 TO M
201 IF J<>J3 THEN T(I,J)=T(I,J)-
  T*T(I3,J)
202 NEXT J
203 NEXT I
204 NEXT K
205 FOR I=1 TO 8
206 I4=I0(I) @ J4=J0(I)
207 D0(I4)=J4 @ M=8+1
208 S(J4)=T(I4,M)
209 NEXT I
210 G=8-1 @ T=0
211 FOR I=1 TO G
212 P1=I+1
213 FOR J=P1 TO G
214 IF D0(J)=D0(I) THEN 217
215 T1=D0(J) @ D0(J)=D0(I)
216 D0(I)=T1 @ T=T+1
217 NEXT J
218 NEXT I
219 IF INT(T/2)*2<>T THEN D=-D

```

```

220 FOR J=1 TO 8
221 FOR I=1 TO 8
222   223
223 NEXT K
224 DISP "OTRA PRUEBA=1,SINO=0"
225 INPUT P
226 IF P THEN 12
227 DISP "END"
228 END

```



```

220 FOR J=1 TO 8
221 FOR I=1 TO 8
222 I4=I0(I) @ J4=J0(I)
223 M1(J4)=T(I4,J)
224 NEXT I
225 FOR I=1 TO 8
226 T(I,J)=M1(I)
227 NEXT I
228 NEXT J
229 FOR I=1 TO 8
230 FOR J=1 TO 8
231 I4=I0(J) @ J4=J0(J)
232 M1(I4)=T(I,J4)
233 NEXT J
234 FOR J=1 TO 8
235 T(I,J)=M1(J)
236 NEXT J
237 NEXT I
238 RETURN
239 FOR I=1 TO 8
240 T=0
241 FOR J=1 TO 8
242 T=T+A(I,J)*S(J)
243 NEXT J
244 M=8+1
245 A0(I)=A(I,M)-T
246 NEXT I
247 RETURN
248 DISP "PRIMERA CORRIDA=0,N0=1"

```

```

249 INPUT G
250 DISP "ULTIMA CORRIDA=1,N0=0"
251 INPUT G1
252 DISP "NUMERO DE SITIOS"
253 INPUT N2
254 GOSUB 67
255 IF G THEN 257
256 X2=0 @ Y2=0 @ Z2=0
257 FOR J=1 TO N2
258 X2=X2+X(J)^2
259 Y2=Y2+Y(J)^2
260 Z2=Z2+Z(J)^2
261 NEXT J
262 FOR J=1 TO N2
263 U0(J)=0 @ V0(J)=0 @ W0(J)=0
264 FOR J=1 TO N2
265 FOR I=1 TO 8
266 U0(J)=X0(J,I)*S(I)+U0(J)
267 V0(J)=Y0(J,I)*S(I)+V0(J)
268 W0(J)=Z0(J,I)*S(I)+W0(J)
269 NEXT I
270 NEXT J
271 IF G THEN 274
272 U1=0 @ V1=0 @ W1=0
273 U2=0 @ V2=0 @ W2=0
274 FOR J=1 TO N2
275 U1=U0(J)^2+U1
276 V1=V0(J)^2+V1
277 W1=W0(J)^2+W1
278 U2=U0(J)*X(J)+U2

```

```

279 V2=V0(J)*Y(J)+V2
280 W2=W0(J)*Z(J)+W2
281 NEXT J
282 IF G1 THEN 284
283 GOTO 248
284 E(1)=X2+U1-2*U2
285 E(2)=Y2+V1-2*V2
286 E(3)=Z2+W1-2*W2
287 E(4)=E(1)+E(2)+E(3)
288 FOR K=1 TO 4
289 PRINT USING "2A,D,2A,X,17D"
    ; "E(",K,")=",E(K)
290 NEXT K
291 E(1)=E(1)/U1
292 E(2)=E(2)/V1
293 E(3)=E(3)/W1
294 E(4)=E(1)+E(2)+E(3)
295 FOR K=1 TO 4
296 PRINT USING "3A,D,2A,X,4D,4D"
    ; "EN(",K,")=",E(K)
297 NEXT K

```

Apéndice II

Programas

```

243 NEXT J
244 M=M+1
245 A0(I)=A(I,M)-T
246 NEXT I
247 RETURN
248 DISP "PRIMERA CORRIDA=0,N0=1
"
249 INPUT G
250 DISP "ULTIMA CORRIDA=1,N0=0"
251 INPUT G1
252 DISP "NUMERO DE SITIOS"
253 INPUT N2
254 GOSUB 67
255 IF G THEN 257
256 X2=0 @ Y2=0 @ Z2=0
257 FOR J=1 TO N2
258 X2=X2+X(J)^2
259 Y2=Y2+Y(J)^2
260 Z2=Z2+Z(J)^2
261 NEXT J
262 FOR J=1 TO N2
263 U0(J)=0 @ V0(J)=0 @ W0(J)=0
264 FOR J=1 TO N2
265 FOR I=1 TO 8
266 U0(J)=X0(J,I)*S(I)+U0(J)
267 V0(J)=Y0(J,I)*S(I)+V0(J)
268 W0(J)=Z0(J,I)*S(I)+W0(J)
269 NEXT I
270 NEXT J
271 IF G THEN 274
272 U1=0 @ V1=0 @ W1=0
273 U2=0 @ V2=0 @ W2=0
274 FOR J=1 TO N2
275 U1=U0(J)^2+U1
276 V1=V0(J)^2+V1
277 W1=W0(J)^2+W1
278 U2=U0(J)*X(J)+U2
279 V2=V0(J)*Y(J)+V2
280 W2=W0(J)*Z(J)+W2
281 NEXT J
282 IF G1 THEN 284
283 GOTO 248
284 E(1)=X2+U1-2*U2
285 E(2)=Y2+V1-2*V2
286 E(3)=Z2+W1-2*W2
287 E(4)=E(1)+E(2)+E(3)
288 FOR K=1 TO 4
289 PRINT USING "2A,D,2A,X,17D"
; "E(",K,")=",E(K)
290 NEXT K
291 E(1)=E(1)/U1
292 E(2)=E(2)/V1
293 E(3)=E(3)/W1
294 E(4)=E(1)+E(2)+E(3)
295 FOR K=1 TO 4
296 PRINT USING "3A,D,2A,X,4D,4D"
; "EN(",K,")=",E(K)
297 NEXT K
298 DISP "OTRA PRUEBA=1,SINO=0"
299 INPUT P
300 IF P THEN 12
301 DISP "END"
302 END

```


DERDIP

DERDIP

```

10 DEG
20 DISP "CUANTOS DIPOLOS"
30 INPUT N1
60 DISP "QUE INTERVALO DE TIEMP
0"
70 INPUT N
80 PRINT USING "10A,X,4D" ; "IN
TERVALO=",N
90 DIM I(140),D1(140),M1(140),X
(40),Y(40),Z(40),W(140),G(8,
40),D(8,40),C(8,40)
91 DIM X0(8,40),Y0(8,40),Z0(8,4
0)
100 DISP "COLAT DE LOS DIPOLOS C
ONOCIDA=1, SI NO=0"
110 INPUT W
120 IF W THEN 170
130 DISP "COLATITUD DE LOS DIPOL
OS"
140 FOR I=1 TO N1
150 INPUT T1(I)
160 NEXT I
170 DISP "LONG DE LOS DIPOLOS CO
NOCIDA=1, SI NO=0"
180 INPUT W
190 IF W THEN 240
200 DISP "LONG INICIAL DE LOS DI
POLOS"
210 FOR I=1 TO N1
220 INPUT L0(I)
230 NEXT I
240 PRINT USING "2X,5A,X,3A,8X,4
A,X,3A" ; "COLAT","DIP","LON
G","DIP"
250 FOR I=1 TO N1
260 PRINT USING "D,3X,3D,D,10X,4
D,D" ; I,T1(I),L0(I)
270 NEXT I
280 DISP "PROF DE LOS DIPOLOS CO
NOCIDA=1, SI NO=0"
290 INPUT W
300 IF W THEN 350
310 DISP "PROF DE LOS DIPOLOS"
320 FOR I=1 TO N1
330 INPUT R(I)
340 NEXT I
350 DISP "INTENSIDAD DE LOS DIPO
LOS CONOCIDA=1, SI NO=0"
360 Y(J)=Y(J)+Y0(I,J)

```

DERDIP

```

      LOS CONOCIDA=1, SINO=0"
360 INPUT W
370 IF W THEN 420
380 DISP "INTENSIDAD DE LOS DIPO
      LOS"
390 FOR I=1 TO N1
400 INPUT M(I)
410 NEXT I
420 PRINT USING "2X,4A,X,3A,9X,3
      A,X,3A" ; "PROF","DIP","INT"
      , "DIP"
430 FOR I=1 TO N1
440 PRINT USING "D,3X,D.DD,10X,7
      D" ; I,R(I),M(I)

450 NEXT I
460 DISP "VELOCIDAD DE DERIVA DE
      LOS DIPOLOS CONOCIDA=1, SIN
      O=0"
470 INPUT W
480 IF W THEN 530
490 DISP "VELOCIDAD DE DERIVA,PO
      SITIVA HACIA EL OESTE,NEGATI
      VA HACIA EL ESTE"
500 FOR I=1 TO N1
510 INPUT V(I)
520 NEXT I
530 PRINT USING "2X,3A,X,3A,X,3A
      " ; "VEL","DER","DIP"
540 FOR I=1 TO N1
550 PRINT USING "D,5X,D.4D" ; I,
      V(I)
560 NEXT I
570 DISP "INTENSIDAD DIPOLO CENT
      RAL CONOCIDA=1,SI NO =0"
580 INPUT W
590 IF W THEN 620
600 DISP "INTENSIDAD DIPOLO CENT
      RAL"
610 INPUT H
620 DISP "COL DEL SITIO CONOCIDA
      =1,SI NO=0"
630 INPUT W
640 IF W THEN 670
650 DISP "COLATITUD DEL SITIO"
660 INPUT T
670 DISP "LONG DEL SITIO CONOCID

```


DERDIP

```

      A=1,SINO=0"
680 INPUT W
690 IF W THEN 720
700 DISP "LONG DEL SITIO"
710 INPUT L
720 PRINT USING "3A,X,3A,5A,X,7D
      " ; "INT","DIP","CENT=",H
730 PRINT USING "3A,X,4A,X,3D.D,
      2X,3A,X,4A,X,3D.D" ; "COL","
      SIT=",T,"LON","SIT=",L
740 X1=SIN(T)*H
750 Z1=2*COS(T)*H
751 DISP "NUMERO DEL PRIMER DATO
      "
752 INPUT J0
753 DISP "NUMERO DE PUNTOS"
754 INPUT N2
760 FOR J=1 TO N2
770 FOR I=1 TO N1
780 G(I,J)=COS(T1(I))*COS(T)+SIN
      (T1(I))*SIN(T)*COS(L-(L0(I)+
      V(I)*(J+J0-1)*N))
790 D(I,J)=SQR(R(I)^2+1-2*R(I)*G
      (I,J))
800 C(I,J)=M(I)/D(I,J)^3*(1+3*R(
      I)*(G(I,J)-R(I))/D(I,J)^2)
810 X0(I,J)=-(C(I,J)*(COS(T1(I))
      *SIN(T)-SIN(T1(I))*COS(T)*CO
      S(L-(L0(I)+V(I)*N*(J+J0-1))
      ))
820 Y0(I,J)=C(I,J)*SIN(T1(I))*SI
      N(L-(L0(I)+V(I)*N*(J+J0-1))
830 Z0(I,J)=M(I)/D(I,J)^3*(G(I,J
      )-3*(G(I,J)-R(I))*(1-R(I)*G(
      I,J))/D(I,J)^2)
840 NEXT I
850 NEXT J
860 FOR J=1 TO N2
870 X(J)=0
880 Y(J)=0
890 Z(J)=0
900 NEXT J
910 FOR J=1 TO N2
920 FOR I=1 TO N1
930 X(J)=X(J)+X0(I,J)
940 Y(J)=Y(J)+Y0(I,J)

```

```

950 Z(J)=Z(J)+20(1/J)
960 NEXT I
970 X(J)=X(J)+X1
980 Z(J)=Z(J)+Z1
981 NEXT J
982 FOR J=J0 TO N2+J0-1
990 M1(J)=SQR(X(J-J0+1)^2+Y(J-J0
+1)^2+Z(J-J0+1)^2)
1000 W(J)=Z(J-J0+1)/M1(J)
1010 I(J)=ASN(W(J))
1020 D1(J)=ATN2(Y(J-J0+1),X(J-J0
+1))
1023 NEXT J
1030 DISP "ULTIMA CORRIDA=0, SI N
0=1"
1040 INPUT W
1050 IF W THEN 751
1060 PRINT USING "A,6X,A,7X,A,6X
,A" ; "J","M","D","I"
1070 DISP "NUMERO TOTAL DE PUNTO
S"
1080 INPUT P1
1090 FOR J=1 TO P1
1100 PRINT USING "2D,X,7D,3X,4D,
D,3X,3D,D" ; J,M1(J),D1(J),
I(J)
1110 NEXT J
1120 GCLR
1121 DISP "VALORES EXTREMOS DE I
NCLINACION"
1122 INPUT I4,I5
1123 DISP "ANCHO DEL PUNTO(.5 PA
RA 90 A PLENA ESCALA"
1124 INPUT V
1130 PRINT "INCLINACION";I4,I5
1140 SCALE 0,4000,I4,I5
1150 XAXIS I4,100
1160 YAXIS 0,10
1170 GOSUB 2000
1180 IF Q1 THEN 1450
1190 GCLR
1200 SCALE 4000,8000,I4,I5
1210 XAXIS I4,100
1220 GOSUB 2000

```

120

```

1430 GRAPH
1440 PAUSE
1450 GCLR
1460 FOR J=1 TO P1
1470 I(J)=D1(J)
1480 NEXT J
1490 DISP "VALORES EXTREMOS DE D
ECLINACION"
1500 INPUT D4,D5
1510 DISP "ANCHO DEL PUNTO(.5 PA
RA 90 A PLENA ESCALA"
1520 INPUT V
1521 PRINT USING "11A,X,3D,2X,3D
" ; "DECLINACION",D4,D5
1530 SCALE 0,4000,D4,D5
1540 XAXIS D4,100
1550 YAXIS 0,30
1560 GOSUB 2000
1570 IF Q1 THEN 1830
1580 GCLR
1590 SCALE 4000,8000,D4,D5
1600 XAXIS D4,100
1610 GOSUB 2000
1820 GRAPH
1830 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
1840 INPUT Q
1850 IF Q THEN 10
1860 GOTO 2220
2000 DISP "PRIMER DATO"
2010 INPUT N3
2020 DISP "ULTIMO DATO"
2030 INPUT N4
2040 PENUP
2050 FOR J=N3 TO N4
2060 J1=J*N
2070 MOVE J1,I(J)
2080 IMOVE -5,V
2090 IDRAW 20,0 @ IDRAW 0,-(2*V)
2100 IDRAW -20,0 @ IDRAW 0,2*V
2110 PAUSE
2120 NEXT J
2130 PAUSE
2140 DISP "QUIERECOPIA=0, NO=1"
2150 INPUT Q
2160 IF Q THEN 2190

```



```

1124 INPUT V
1130 PRINT "INCLINACION";I4,I5
1140 SCALE 0,4000,I4,I5
1150 XAXIS I4,100
1160 YAXIS 0,10
1170 GOSUB 2000
1180 IF Q1 THEN 1450
1190 GCLEAR
1200 SCALE 4000,8000,I4,I5
1210 XAXIS I4,100
1220 GOSUB 2000

```

120

```

1430 GRAPH
1440 PAUSE
1450 GCLEAR
1460 FOR J=1 TO P1
1470 I(J)=D1(J)
1480 NEXT J
1490 DISP "VALORES EXTEMOS DE D
ECLINACION"
1500 INPUT D4,D5
1510 DISP "ANCHO DEL PUNTO(.5 PA
RA 90 A PLENA ESCALA"
1520 INPUT V
1521 PRINT USING "11A,X,30,2X,30
" ; "DECLINACION",D4,D5
1530 SCALE 0,4000,D4,D5
1540 XAXIS D4,100
1550 YAXIS 0,30
1560 GOSUB 2000
1570 IF Q1 THEN 1830
1580 GCLEAR
1590 SCALE 4000,8000,D4,D5
1600 XAXIS D4,100
1610 GOSUB 2000
1820 GRAPH
1830 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
1840 INPUT Q
1850 IF Q THEN 10
1860 GOTO 2220
2000 DISP "PRIMER DATO"
2010 INPUT N3
2020 DISP "ULTIMO DATO"
2030 INPUT N4
2040 PENUP
2050 FOR J=N3 TO N4
2060 J1=J*N
2070 MOVE J1,I(J)
2080 IMOVE -5,V
2090 IDRAW 20,0 @ IDRAW 0,-(2*V)
2100 IDRAW -20,0 @ IDRAW 0,2*V
2110 PAUSE
2120 NEXT J
2130 PAUSE
2140 DISP "QUIERECOPIA=0, NO=1"
2150 INPUT Q
2160 IF Q THEN 2190
2170 GRAPH
2180 COPY
2190 DISP "ULTIMA PARTE DEL GRAF
=1, SI NO=0"
2200 INPUT Q1
2210 RETURN
2220 DISP "END"
2230 END

```

DIPOSC

310 050

```

1 DEG
10 DISP "CUANTOS DIPOLOS?"
20 INPUT N1
30 DISP "CUANTOS PUNTOS?"
40 INPUT N2
50 DISP "QUE INTERVALO DE TIEMP
  0?"
60 INPUT N
61 PRINT USING "10A,X,4D,2X,7A,
  X,4D" ; "INTERVALO=",N,"PUNT
  OS=",N2
70 DIM I(300),D1(300),M1(300),X
  (300),Y(300),Z(300),W(300)
71 DISP "COLAT DE LOS DIP CONOC
  IDA=1, SI NO=0"
72 INPUT W
73 IF W THEN 111
80 DISP "COLAT DE LOS DIPOLOS?"
90 FOR I=1 TO N1
100 INPUT T1(I)
110 NEXT I
111 DISP "LONG DE LOS DIP CONOCI
  DA=1, SINO=0"
112 INPUT E
113 IF E THEN 160
120 DISP "LONG DE LOS DIPOLOS"
130 FOR I=1 TO N1
140 INPUT L1(I)
150 NEXT I
160 PRINT USING "2X,5A,X,3A,8X,4
  A,X,3A" ; "COLAT","DIP","LON
  G","DIP"
170 FOR I=1 TO N1
180 PRINT USING "D,3X,3D,D,10X,4
  D,D" ; I,T1(I),L1(I)
190 NEXT I
191 DISP "PROF DE LOS DIP CONOCI
  DA=1, SINO=0"
192 INPUT R
193 IF R THEN 231
200 DISP "PROF DE LOS DIPOLOS?"
210 FOR I=1 TO N1
220 INPUT R(I)
230 NEXT I
231 DISP "INT DE LOS DIP CONOCID
620 X(J)=X0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
  (I))+F(I))+X(J)
630 Y(J)=Y0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
  (I))+F(I))+Y(J)
640 Z(J)=Z0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
  (I))+F(I))+Z(J)
650 NEXT I
660 X(J)=X(J)+X1
670 Z(J)=Z(J)+Z1
680 M1(J)=SQRT(X(J)^2+Y(J)^2+Z(J)

```


DIPOSC

```

      A=1,SINO=0"
232 INPUT U
233 IF U THEN 280
240 DISP "INTENSIDAD DE LOS DIPO
      LOS?"
250 FOR I=1 TO N1
260 INPUT M(I)
270 NEXT I
280 PRINT USING "2X,4A,X,3A,9X,3
      A,X,3A" ; "PROF","DIP","INT"
      ,"DIP"
290 FOR I=1 TO N1
300 PRINT USING "D,3X,D,DD,10X,7
      D" ; I,R(I),M(I)
310 NEXT I

```

```

311 DISP "FASE DE LOS DIP CONOCI
      DA=1,SINO=0"
312 INPUT S
313 IF S THEN 351
320 DISP "FASE DE LOS DIPOLOS?"
330 FOR I=1 TO N1
340 INPUT F(I)
350 NEXT I
351 DISP "PERIODO DE LOS DIP CON
      OCIDO=1,SINO=0"
352 INPUT G
353 IF G THEN 400
360 DISP "PERIODO DE LOS DIPOLOS
      ?"
370 FOR I=1 TO N1
380 INPUT P(I)
390 NEXT I
400 PRINT USING "2X,4A,X,3A,9X,3
      A,X,3A" ; "FASE","DIP","PER"
      ,"DIP"
410 FOR I=1 TO N1
420 PRINT USING "D,3X,3D,D,10X,6
      D" ; I,F(I),P(I)
421 NEXT I
422 DISP "INT DIP CENTRAL CONOCI
      DA=1,SINO=0"
423 INPUT Q
424 IF Q THEN 441
430 DISP "INTENSIDAD DIP CENTRAL

```

DIPOSC

```

440 INPUT H
441 DISP "COL DEL SITIO CONOCIDA
      =1,SINO=0"
442 INPUT Z
443 IF Z THEN 461
450 DISP "COLAT DEL SITIO"
460 INPUT T
461 DISP "LONG DEL SITIO CONOCID
      A=1,SINO =0"
462 INPUT Q
463 IF Q THEN 490
470 DISP "LONG DEL SITIO"
480 INPUT L
490 PRINT USING "3A,X,3A,X,5A,X,
      7D" ; "INT","DIP","CENT=",H
500 PRINT USING "3A,X,4A,X,3D.D,
      2X,3A,X,4A,X,3D.D" ; "COL","
      SIT=",T,"LON","SIT=",L
510 X1=SIN(T)*H
520 Z1=2*COS(T)*H
530 FOR I=1 TO N1
540 G(I)=COS(T1(I))*COS(T)+SIN(T
      1(I))*SIN(T)*COS(L-L1(I))
550 D(I)=SQR(R(I)^2+1-2*R(I)*G(I
      ))
560 C(I)=M(I)/D(I)^3*(1+3*R(I)*
      G(I)-R(I))/D(I)^2)
570 X0(I)=-(C(I)*(COS(T1(I))*SIN
      (T)-SIN(T1(I))*COS(T)*COS(L-
      L1(I))))

580 Y0(I)=C(I)*SIN(T1(I))*SIN(L-
      L1(I))
590 Z0(I)=M(I)/D(I)^3*(G(I)-3*(G
      (I)-R(I))*(1-R(I)*G(I))/D(I)
      ^2)
592 NEXT I
600 FOR J=1 TO N2
601 X(J)=0
602 Y(J)=0
603 Z(J)=0
604 NEXT J
605 FOR J=1 TO N2
610 FOR I=1 TO N1
620 X(J)=X0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
      (I))+F(I))+X(J)
630 Y(J)=Y0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
      (I))+F(I))+Y(J)
640 Z(J)=Z0(I)*SIN(-(2*180*N*J/P
      (I))+F(I))+Z(J)
650 NEXT I
660 X(J)=X(J)+X1
670 Z(J)=Z(J)+Z1
680 M1(J)=SQR(X(J)^2+Y(J)^2+Z(J)

```



```

650 NEXT I
660 X(J)=X(J)+X1
670 Z(J)=Z(J)+Z1
680 M1(J)=SQR(X(J)^2+Y(J)^2+Z(J)^2)
681 W(J)=Z(J)/M1(J)
690 I(J)=ASN(W(J))
695 D1(J)=ATN2(Y(J),X(J))
702 NEXT J
710 PRINT USING "A,7X,A,8X,A,8X,
A" ; "J","M","D","I"
720 FOR J=1 TO N2
730 PRINT USING "3D, X,7D,3X,4D,
D,3X,3D.D" ; J,M1(J),D1(J),I
(J)
740 NEXT J
750 GCLEAR
751 DISP "ANCHO DEL PUNTO PARA I
NCLINACION,.5 PARA 90 DE ANC
HO"
752 INPUT V
753 DISP "VALORES LIMITE DE INCL
INACION"
754 INPUT I3,I4
755 PRINT USING "9A, X, 3D,X,3D"
; "INCLINACION",I3,I4
760 SCALE 0,4000,I3,I4
770 XAXIS I3,100
780 YAXIS 0,10
781 GOSUB 1000
782 IF Q1 THEN 880
783 GCLEAR
784 SCALE 4000,8000,I3,I4
785 XAXIS I3,100
786 GOSUB 1000
787 IF Q1 THEN 880
788 GCLEAR
789 SCALE 8000,12000,I3,I4
790 XAXIS I3,100
791 GOSUB 1000
792 IF Q1 THEN 880

```

```

793 GCLEAR
794 SCALE 12000,16000,I3,I4
795 XAXIS I3,100
796 GOSUB 1000
876 GRAPH
877 PAUSE
880 GCLEAR
882 FOR J=1 TO N2
884 I(J)=D1(J)
886 NEXT J
888 DISP "ANCHO DEL PUNTO PARA D
ECLINACION,.5 PARA 90 DE ANC
HO"
890 INPUT V
892 DISP "VALORES EXTREMOS DE DE
CLINACION"
894 INPUT D4,D5
895 PRINT USING "11A,X,3D,2X,3D"
; "DECLINACION",D4,D5
896 SCALE 0,4000,D4,D5
898 XAXIS D4,100
900 YAXIS 0,30
902 GOSUB 1000
904 IF Q1 THEN 958
906 GCLEAR
908 SCALE 4000,8000,D4,D5
910 XAXIS D4,100
912 GOSUB 1000
914 IF Q1 THEN 958
916 GCLEAR
918 SCALE 8000,12000,D4,D5
920 XAXIS D4,100
922 GOSUB 1000
924 IF Q1 THEN 958
926 GCLEAR
928 SCALE 12000,14000,D4,D5
930 XAXIS D4,100
932 GOSUB 1000
954 GRAPH
958 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
960 INPUT Q
962 IF Q THEN 10
964 GOTO 1200
1000 DISP "PRIMER DATO "
1010 INPUT N3
1011 DISP "ULTIMO DATO"

```

```

793 GCLEAR
794 SCALE 12000,16000,I3,I4
795 XAXIS I3,100
796 GOSUB 1000
876 GRAPH
877 PAUSE
880 GCLEAR
882 FOR J=1 TO N2
884 I(J)=D1(J)
886 NEXT J
888 DISP "ANCHO DEL PUNTO PARA D
ECLINACION,.5 PARA 90 DE ANC
HO"
890 INPUT V
892 DISP "VALORES EXTREMOS DE DE
CLINACION"
894 INPUT D4,D5
895 PRINT USING "11A,X,3D,2X,3D"
; "DECLINACION",D4,D5
896 SCALE 0,4000,D4,D5
898 XAXIS D4,100
900 YAXIS 0,30
902 GOSUB 1000
904 IF Q1 THEN 958
906 GCLEAR
908 SCALE 4000,8000,D4,D5
910 XAXIS D4,100
912 GOSUB 1000
914 IF Q1 THEN 958
916 GCLEAR
918 SCALE 8000,12000,D4,D5
920 XAXIS D4,100
922 GOSUB 1000
924 IF Q1 THEN 958
926 GCLEAR
928 SCALE 12000,14000,D4,D5
930 XAXIS D4,100
932 GOSUB 1000
954 GRAPH
958 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
960 INPUT Q
962 IF Q THEN 10
964 GOTO 1200
1000 DISP "PRIMER DATO "
1010 INPUT N3
1011 DISP "ULTIMO DATO"
1012 INPUT N4
1020 PENUP
1030 FOR J=N3 TO N4
1040 J1=J*N
1050 MOVE J1,I(J)
1060 IMOVE -10,V
1070 IDRAW 20,0 @ IDRAW 0,-(2*V)
1080 IDRAW -20,0 @ IDRAW 0,2*V
1090 PAUSE
1100 NEXT J
1110 PAUSE
1120 DISP "QUIERE COPIA=0,NO=1"
1130 INPUT Q
1140 IF Q THEN 1170

1150 GRAPH
1160 COPY
1170 DISP "ULTIMA PARTE DEL GRAF
=1, NO=0"
1180 INPUT Q1
1190 RETURN
1200 DISP "END"
1210 END

```


DEROSC

```

10 DEG
20 DISP "CUANTOS DIPOLOS"
30 INPUT N1
60 DISP "QUE INTERVALO DE TIEMP
0"
70 INPUT N
71 DISP "NUMERO DE PUNTOS"
72 INPUT N2
80 PRINT USING "10A,X,40,4X,3A,
X,4A,40" ; "INTERVALO=",N,"N
UM","PUNT",N2
90 DIM I(150),D1(150),M1(150),X
(40),Y(40),Z(40),W(150),G(8,
40),D(8,40),C(8,40)
91 DIM X0(8,40),Y0(8,40),Z0(8,4
0)
100 DISP "COLAT DE LOS DIPOLOS C
ONOCIDA=1, SI NO=0"
110 INPUT W
120 IF W THEN 170
130 DISP "COLATITUD DE LOS DIPOL
OS"
140 FOR I=1 TO N1
150 INPUT T1(I)
160 NEXT I
170 DISP "LONG DE LOS DIPOLOS CO
NOCIDA=1, SI NO=0"
180 INPUT W
190 IF W THEN 240
200 DISP "LONG INICIAL DE LOS DI
POLOS"
210 FOR I=1 TO N1
220 INPUT L0(I)
230 NEXT I
240 PRINT USING "2X,5A,X,3A,8X,4
A,X,3A" ; "COLAT","DIP","LON
G","DIP"
250 FOR I=1 TO N1
260 PRINT USING "D,3X,3D,D,10X,4
D,D" ; I,T1(I),L0(I)
270 NEXT I
280 DISP "PROF DE LOS DIPOLOS CO
NOCIDA=1, SI NO=0"
290 INPUT W
300 IF W THEN 350
310 DISP "PROF DE LOS DIPOLOS"
320 FOR I=1 TO N1
330 INPUT R(I)
340 NEXT I
350 DISP "INTENSIDAD DE LOS DIPO
LOS CONOCIDA=1, SI NO=0"
360 INPUT W
370 IF W THEN 420
380 DISP "INTENSIDAD DE LOS DIPO
LOS"
390 FOR I=1 TO N1
400 INPUT M(I)
410 NEXT I
420 PRINT USING "2X,4A,X,3A,9X,3
A,X,3A" ; "PROF","DIP","INT"
,"DIP"

```

DEROSC

```
430 FOR I=1 TO N1
440 PRINT USING "D,3X,D.DD,10X,7
D" ; I,R(I),M(I)
450 NEXT I
451 DISP "FASE DE LOS DIPOLOS CO
NOCIDA=1, NO=0"
452 INPUT W
453 IF W THEN 458
454 DISP "FASE DE LOS DIPOLOS"
455 FOR I=1 TO N1
456 INPUT F(I)
457 NEXT I
458 DISP "PERIODO DE LOS DIPOLOS
CONOCIDO=1, NO=0"
459 INPUT W
460 IF W THEN 465
461 DISP "PERIODO DE LOS DIPOLOS
"
462 FOR I=1 TO N1
463 INPUT P(I)
464 NEXT I
465 PRINT USING "2X,4A,,X,3A,9X,
3A,X,3A" ; "FASE","DIP","PER
","DIP"
466 FOR I=1 TO N1
467 PRINT USING "D,3X,3D.D,10X,6
D" ; I,F(I),P(I)
468 NEXT I
469 DISP "VELOCIDAD DE DERIVA DE
LOS DIPOLOS CONOCIDA=1, SIN
0=0"
470 INPUT W
480 IF W THEN 530
490 DISP "VELOCIDAD DE DERIVA,PO
SITIVA HACIA EL OESTE,NEGATI
VA HACIA EL ESTE"
500 FOR I=1 TO N1
510 INPUT V(I)
520 NEXT I
530 PRINT USING "2X,3A,X,3A,X,3A
" ; "VEL","DER","DIP"
540 FOR I=1 TO N1
```


DEROSC

```

550 PRINT USING "D.5X,D.40" ; I,
    V(I)
560 NEXT I
570 DISP "INTENSIDAD DIPOLLO CENT
    RAL CONOCIDA=1,SI NO =0"
580 INPUT W
590 IF W THEN 620
600 DISP "INTENSIDAD DIPOLLO CENT
    RAL"
610 INPUT H
620 DISP "COL DEL SITIO CONOCIDA
    =1,SI NO=0"
630 INPUT W
640 IF W THEN 670
650 DISP "COLATITUD DEL SITIO"
660 INPUT T
670 DISP "LONG DEL SITIO CONOCID
    A=1,SINO=0"

```

```

680 INPUT W
690 IF W THEN 720
700 DISP "LONG DEL SITIO"
710 INPUT L
720 PRINT USING "3A,X,3A,5A,X,7D
    " ; "INT","DIP","CENT=",H
730 PRINT USING "3A,X,4A,X,3D,D,
    2X,3A,X,4A,X,3D,D" ; "COL","
    SIT=",T,"LON","SIT=",L
740 X1=SIN(T)*H
750 Z1=2*COS(T)*H
751 DISP "SE MANTIENEN LAS VELOC
    IDADES=1, NO=0"
752 INPUT W
753 IF W THEN 762
754 DISP "VELOCIDAD DE DERIVA,PO
    SITIVA HACIA EL OESTE, NEGAT
    IVA HACIA EL ESTE"
755 FOR I=1 TO N1
756 INPUT V(I)
757 NEXT I
758 PRINT USING "2X,3A,X,3A,X,3A
    " ; "DEL","DER","DIP"
759 FOR I=1 TO N1
760 PRINT USING "D.5X,D.40" ; I,
    V(I)
761 NEXT I
762 DISP "NUMERO DEL PRIMER DATO

```

DEROSC

```

763 INPUT J0
764 DISP "NUMERO DE PUNTOS"
765 INPUT N2
766 FOR J=1 TO N2
770 FOR I=1 TO N1
780 G(I,J)=COS(T1(I))*COS(T)+SIN
(T1(I))*SIN(T)*COS(L-(L0(I)+
V(I)*(J+J0-1)*N))
790 D(I,J)=SQR(R(I)^2+1-2*R(I)*G
(I,J))
800 C(I,J)=M(I)/D(I,J)^3*(1+3*R(
I)*(G(I,J)-R(I))/D(I,J)^2)
810 X0(I,J)=-(C(I,J)*(COS(T1(I))
*SIN(T)-SIN(T1(I))*COS(T)*CO
S(L-(L0(I)+V(I)*N*(J+J0-1))
))
820 Y0(I,J)=C(I,J)*SIN(T1(I))*SI
N(L-(L0(I)+V(I)*N*(J+J0-1))
830 Z0(I,J)=M(I)/D(I,J)^3*(G(I,J
)-3*(G(I,J)-R(I))*(1-R(I)*G(
I,J))/D(I,J)^2)
840 NEXT I
850 NEXT J
860 FOR J=1 TO N2
870 X(J)=0
880 Y(J)=0
890 Z(J)=0
900 NEXT J
910 FOR J=1 TO N2
920 FOR I=1 TO N1
930 X(J)=X(J)+X0(I,J)*SIN(-(2*18
0*N*(J+J0-1)/P(I))+F(I))

940 Y(J)=Y(J)+Y0(I,J)*SIN(-(2*18
0*N*(J+J0-1)/P(I))+F(I))
950 Z(J)=Z(J)+Z0(I,J)*SIN(-(2*18
0*N*(J+J0-1)/P(I))+F(I))
960 NEXT I
970 X(J)=X(J)+X1
980 Z(J)=Z(J)+Z1
981 NEXT J
982 FOR J=J0 TO N2+J0-1
990 M1(J)=SQR(X(J-J0+1)^2+Y(J-J0
+1)^2+Z(J-J0+1)^2)
1000 W(J)=Z(J-J0+1)/M1(J)

```



```

1010 I(J)=ASN(W(J))
1020 D1(J)=ATN2(Y(J-J0+1),X(J-J0
+1))
1023 NEXT J
1030 DISP "ULTIMA CORRIDA=0, SI N
0=1"
1040 INPUT W
1050 IF W THEN 751
1060 PRINT USING "A,6X,A,7X,A,6X
,A" , "J","M","D","I"
1070 DISP "NUMERO TOTAL DE PUNTO
S"
1080 INPUT P1
1090 FOR J=1 TO P1
1100 PRINT USING "3D,X,7D,3X,4D.
D,3X,3D.D" ; J,M1(J),D1(J),
I(J)
1110 NEXT J
1120 GCLEAR
1121 DISP "VALORES EXTREMOS DE I
NCLINACION"
1122 INPUT I4,I5
1123 DISP "ANCHO DEL PUNTO(.5 PAR
A 90 A PLENA ESCALA)"
1124 INPUT V
1130 PRINT "INCLINACION";I4,I5
1140 SCALE 0,4000,I4,I5
1150 XAXIS I4,100
1160 YAXIS 0,10
1170 GOSUB 2000
1180 IF Q1 THEN 1450
1190 GCLEAR
1200 SCALE 4000,8000,I4,I5
1210 XAXIS I4,100
1220 GOSUB 2000
1430 GRAPH
1440 PAUSE
1450 GCLEAR
1460 FOR J=1 TO P1
1470 I(J)=D1(J)
1480 NEXT J
1490 DISP "VALORES EXTREMOS DE D
ECLINACION"
1500 INPUT D4,D5
1510 DISP "ANCHO DEL PUNTO(.5 PA
RA 90 A PLENA ESCALA)"
1520 INPUT V
1521 PRINT "DECLINACION";D4,D5

```

122

```

1530 SCALE 0,4000,D4,D5
1540 XAXIS D4,100
1550 YAXIS 0,30
1560 GOSUB 2000
1570 IF Q1 THEN 1830
1580 GCLEAR
1590 SCALE 4000,8000,D4,D5
1600 XAXIS D4,100
1610 GOSUB 2000
1820 GRAPH
1830 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
1840 INPUT Q
1850 IF Q THEN 10
1860 GOTO 2220
2000 DISP "PRIMER DATO"
2010 INPUT N3
2020 DISP "ULTIMO DATO"
2030 INPUT N4
2040 PENUP
2050 FOR J=N3 TO N4
2060 J1=J*N
2070 MOVE J1,I(J)
2080 IMOVE -5,V
2090 IDRAW 20,0 @ IDRAW 0,-(2*V)
2100 IDRAW -20,0 @ IDRAW 0,2*V
2120 NEXT J
2130 PAUSE
2140 DISP "QUIERECOPIA=0, NO=1"
2150 INPUT Q
2160 IF Q THEN 2190
2170 GRAPH
2180 COPY
2190 DISP "ULTIMA PARTE DEL GRAF
=1, SI NO=0"
2200 INPUT Q1
2210 RETURN
2220 DISP "END"
2230 END

```

```

1220 GOSUB 2000
1430 GRAPH
1440 PAUSE
1450 GCLEAR
1460 FOR J=1 TO P1
1470 I(J)=D1(J)
1480 NEXT J
1490 DISP "VALORES EXTREMOS DE D
ECLINACION"
1500 INPUT D4,D5
1510 DISP "ANCHO DEL PUNTO<.5 PA
RA 90 A PLENA ESCALA"
1520 INPUT V
1521 PRINT "DECLINACION";D4,D5

```

122

```

1530 SCALE 0,4000,D4,D5
1540 XAXIS D4,100
1550 YAXIS 0,30
1560 GOSUB 2000
1570 IF Q1 THEN 1830
1580 GCLEAR
1590 SCALE 4000,8000,D4,D5
1600 XAXIS D4,100
1610 GOSUB 2000
1820 GRAPH
1830 DISP "OTRA PRUEBA=1, NO=0"
1840 INPUT Q
1850 IF Q THEN 10
1860 GOTO 2220
2000 DISP "PRIMER DATO"
2010 INPUT N3
2020 DISP "ULTIMO DATO"
2030 INPUT N4
2040 PENUP
2050 FOR J=N3 TO N4
2060 J1=J*N
2070 MOVE J1,I(J)
2080 IMOVE -5,V
2090 IDRAW 20,0 @ IDRAW 0,-(2*V)
2100 IDRAW -20,0 @ IDRAW 0,2*V
2120 NEXT J
2130 PAUSE
2140 DISP "QUIERECOPIA=0, NO=1"
2150 INPUT Q
2160 IF Q THEN 2190
2170 GRAPH
2180 COPY
2190 DISP "ULTIMA PARTE DEL GRAF
=1, SI NO=0"
2200 INPUT Q1
2210 RETURN
2220 DISP "END"
2230 END

```

Bibliografia

- Aldredge, L.R. y Hurwitz, L., 1964. Radial dipoles as the sources of the Earth's main magnetic field. *J. of Geophys. Res.*, 69,12,2631-2639.
- Banerjee, S.K., Lund, S.P. y Levi, S., 1979. Geomagnetic record in Minnesota lake sediments - absence of Gothenburg and Eriean excursions. *Geology*, 7, 588-591.
- Bartels, J., 1936. The eccentric dipole approximation to the Earth's magnetic field. *Terr. Magn. Atmos. Elect.*, 41, 225-250.
- Barton, C.E., 1982. Spectral analysis of palaeomagnetic time series techniques and applications. *Phil. Trans. R. Soc., A*, 306, 203-209.
- Barton, C.E., 1983. Spectrum analysis, en *Geomagnetism of Baked Clays and Recent sediments*. Eds. Creer, K.M., Tucholka, P. y Barton, C.E., Elsevier, Amsterdam, 262-272.
- Barton, C.E. y Barbetti, M., 1982. Geomagnetic secular variation from recent lake sediments, ancient fire places and historical measurements on southeastern Australia. *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 59, 375-387.
- Barton, C.E. y McElhinny, M.W., 1981. A 10000 years geomagnetic secular variation record from three Australian Maars. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 67, 465-485.
- Barton, C.E. y McElhinny, M.W., 1982. Time series analysis of the 10000 yr geomagnetic secular variation record from SE Australia. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 68, 709-724.
- Barton, C.E., McElhinny, M.W. y Edwards, D.J., 1980. Laboratory studies of depositional DRM. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 61, 355-377.

- Bochev, A.Z., 1975. Presenting the Earth's magnetic field as a field of six optimal dipoles. C.R. Acad. bulgare Sci., 28, 569-471, en Creer, 1977.
- Bullard, E.D., Freedman, C., Gellman, H. y Nixon, J., 1950. The westward drift of the earth's magnetic field. Phil. Trans. R. Soc. London, A, 243, 67-92.
- Busse, F., 1976. Die Erzeugung des Erdmagnetfeldes. Teil I: Dynamotheorie. Physik. Blätter, 32, 436-444.
- Clark, R.M., 1983. Statistical analysis of paleomagnetic data. En Geomagnetism of Baked Clays and Recent sediments. Eds. Creer, K.M., Tucholka, P. y Barton, C.E., Elsevier, Amsterdam.
- Cox, A. y Doell, R.R., 1964. Long period variations of the geomagnetic field. Bull. Sism. Soc. Am., 54, 2243-2270.
- Creer, K.M., 1974. Geomagnetic variations for the interval 7,000-25,000 BP as recorded in a core of sediments from station 1474 of the Black Sea cruise of Atlantic II. Earth planet. Sci. Lett., 23, 34-42.
- Creer, K.M., 1977. Geomagnetic secular variation during the last 25000 years: an interpretation of data obtained from rapidly deposited sediments. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 48, 91-109.
- Creer, K.M. y Tucholka, P., 1982 a. Secular variation as recorded in lake sediments: a discussion of North American and European results. Phil. Trans. R. Soc. London, A, 306, 87-102.
- Creer, K.M. y Tucholka, P., 1982 b. The shape of the geomagnetic field through the last 8500 years over part of the Northern Hemisphere. J. Geophys., 51, 188-198.

- Creer, K.M. y Tucholka, P., 1983 a. Lake sediments palaeomagnetic research. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, vol 74, 1, 223-238
- Creer, K.M. y Tucholka, P., 1983 b. Eplique, en *Geomagnetism of Baked Clays and Sediments*. Eds. Creer, K.M., Tucholka, P., y Barton, C.E., Elsevier. Amsterdam.
- Creer, K.M., Anderson, T.W. y Lewis, C.M.F., 1976a. Late Quaternary geomagnetic stratigraphy recorded in Lake Erie sediments. *Earth planet. Sci. Lett.*, 31, 37-47.
- Creer, K.M., Gross, D.L. y Lineback, J.A., 1976b. Origin of regional geomagnetic variations recorded by Wisconsinan and Holocene sediments from lake Michigan, USA and Lake Windermere, England. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 87, 531-540.
- Creer, K.M., Hogg, T.E., Malkowski, Z., Mojski, J.E., Niedziolka-Krol, E., Readman, P.W. y Tucholka, P., 1979. Palaeomagnetism of holocene lake sediments from north Poland. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 59, 287-314.
- Creer, K.M., Readman, P.W. y Papamarinopoulos, S., 1981. Geomagnetic secular variations in Greece through the last 6,000 years obtained from lake sediments studies. *Geophys. J. Roy. astr. Soc.*, 66, 193-219.
- Creer, K.M., Smith, G., Tucholka, P., Bonifay, E., Thouveny, N. y Truze, E., 1986. A preliminary paleomagnetic study of the holocene and late Würmian sediments of Lac du Bouchet (Haute-Loire, France). *Geophys. J. Roy. astr. soc.*, 86, 943-964.
- Creer, K.M., Thompson, R., Molyneux, L. y Mackereth, F.J.H., 1972. Geomagnetic secular variation recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments. *Earth planet. Sci. Lett.*, 14, 115-127.

- Chapman, S. y Bartels, J., 1951. Geomagnetism. Oxford University Press. Vol I y II.
- Denham, C.R., 1975. Spectral analysis of palaeomagnetic time series techniques and applications. J. Geophys. Res., 80, 1897-1910.
- Dodson, R.E., 1979. Counterclockwise precession of the geomagnetic field vector and westward drift of the non-dipole field. J. Geophys. Res., 84, 637-644.
- Dodson, R.E., Fuller, M.D. y Kean, W.F., 1977. Palaeomagnetic secular variations from Lake Michigan sediment cores. Earth planet. Sci. Lett., 34, 387-395.
- Feruglio, E., 1941. Nota preliminar sobre la hoja 40b, San Carlos de Bariloche. Bol. Inf. Petrol., 18, 200, 27-64.
- Gauss, C.F., 1839. Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus. Resultate aus den Beobachtungen des magnetischen Vereins im Jahre 1838, 1-57.
- Georgi, D.T., 1974. Spherical harmonic analysis of palaeomagnetic inclination data. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 39, 71-86.
- Gonzalez Bonorino, F., 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Lao-Llao. Dep. Rec. Nat. y Energía. Fundación Bariloche. Publ. 16.
- Gonzalez Bonorino, F., 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Norpatagónica. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIV, 3, 184-202.
- Gonzalez Bonorino, F. y Gonzalez Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXIII, 175-210.
- Gonzalez Díaz, E. y Nullo, F., 1980. Cordillera Neuquina. Bol. Reg. Argentina, Acad. Nac. Cienc., II, 1099-1147. Córdoba.

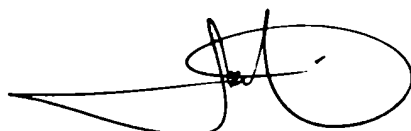
- Haigh, G., 1958. The process of magnetization by chemical change. *Phil. Mag.*, 3, 267-286.
- Hide, R., 1966. Free hydromagnetic oscillations of the earth's core and the theory of the geomagnetic secular variation. *Phil. Trans. Roy. Soc., London, A*, 259-615.
- Hogg, T.E., 1978. The holocene geomagnetic field in Europe. Thesis. University of Edinburgh. Inédita.
- Hurwitz, L., 1960. Eccentric dipoles and spherical harmonic analysis. *J. Geophys. Res.*, 65, 2555-2556
- Institute of Geological Sciences, 1981. Annual mean values of geomagnetic elements 1978. *Geomagn. Bull. Inst. Geol. Sci.*, No.10.
- King, R.F., 1955. Remanent magnetism of artificially deposited sediments. *Mon. Not. R. astr. Soc. Geophys. Supl.*, 7, 115-134.
- Mackereth, F.J.H., 1958. A portable core sampler for lake deposits. *Limnol. Oceanog.*, 3, 181-191.
- Mackereth, F.J.H., 1969. A short core sampler for subaqueous deposits. *Limnol. Oceanog.*, 14, 145-151.
- Mackereth, F.J.H., 1971. On the variation in the direction of the horizontal component of the magnetization in lake sediments. *Earth planet. Sci. Lett.*, 12, 332-338.
- Markgraf, V., 1984. Late Pleistocene and Holocene vegetation history of temperate Argentina: Lago Morenito, Argentina. *Dissertationes Botanicae*, 72, 235-254.
- Mazzoni, M.M., 1983. Depósitos volcánico-lásticos holocenos de fondos lacustres. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XXXVIII, 1, 84-100.
- Mazzoni, M.M. y Sinito, A.M., 1982. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes

- lacustres. Parte II: Lago Moreno. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII, 3, 348-357.
- Mothersill, J.A., 1979. The palaeomagnetic record of the late Quaternary sediments of Thunder Bay. Can. J. Earth Sci., 16, 1016-1023.
- Mothersill, J.A., 1981. Late Quaternary palaeomagnetic record of the Goderich Basin, Lake Huron. Can. J. Earth Sci., 18, 448-456.
- Nagata, T., 1962. The main aspects of geomagnetic secular variation - westward drift and non-drifting components. Proc. Benedum Earth Magnetism Symp., pp. 39-55.
- Nagata, T., Akimoto, S. y Uyeda, S., 1953. Origin of reverse thermo-remanent magnetism of igneous rocks. Nature, 172, 630.
- Peddie, N., 1979. Current loop models of the Earth's magnetic field. Jour. of Geophys. Res., 84, B9, 4517.
- Rao, C.R., Mitra, J.K. y Matthal, A., 1966. Formulae and tables for statistical work. Calcutta: Statistical Publishing Society.
- Runcorn, S.K., 1959. On the theory of the geomagnetic secular variation. Annls. Géophys., 15, 87-92.
- Sinito, A.M., Alonso, M.S. y Ambrosini, G.L., 1983. Estudio paleomagnético y sedimentológico de ambientes lacustres. Parte III: Lago Nahuel Huapi, Brazo Campanario. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVIII, 2, 225-234.
- Skiles, D.D., 1970. A method of inferring the direction of drift of the geomagnetic field from paleomagnetic data. J. Geomagn. Geoelect. Kyoto, 22, 441-461.
- Skiles, D.D., 1972 a. The laws of reflection and refraction of incompressible magnetohydrodynamic waves in a fluid-solid interface. Phys. Earth a. Planet Int., 5, 90.

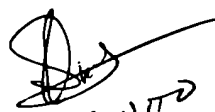
- Skiles, D.D., 1972 b. On the transmission of the energy in a incompressible magnetohydrodynamic wave into a conducting solid. *Phys. Earth Planet Int.*, 5, 99.
- Stearns, C.D. y Alldredge, L.R., 1973. Models of the sources of the Earth's magnetic field. *Methods in computational geophysics*, vol 13, 61-92, Academic Press Inc., N.Y. and London. En Creer, 1977.
- Stober, J. y Thompson, R., 1977. Palaeomagnetic secular variation studies of Finnish lake sediment and the carriers of remanence. *Earth planet. Sci. Lett.*, 37, 139-149.
- Thompson, R., 1982. Geomagnetic secular variation. *Phil. Trans. R. Soc., London. A*, 306, 103-112.
- Thompson, R. y Kelts, K., 1974. Holocene sediments and magnetic stratigraphy from Lakes Zug and Zurich, Switzerland. *Sedimentology*, 21, 577-596.
- Tucker, P., 1980. A grain mobility model of post-depositional realignment. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 63, 149-163.
- Turner, G.M. y Thompson, R., 1981. Lake sediments record of the geomagnetic secular variation in Britain during Holocene times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 65, 703-725.
- Turner, G.M. y Thompson, R., 1982. Detransformation of the British geomagnetic secular variation record for Holocene times. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 70, 789-792.
- Valencio, D.A., 1965. Resultados preliminares del estudio paleomagnético del basalto de la Barda Negra. *Asoc. Geol. Arg., Rev.*, XX, 1, 7-28.
- Valencio, D.A., 1980. El magnetismo de las rocas. Editorial Universitaria de Buenos Aires, pp. 351.

- Valencio, D.A., Creer, K.M., Sinito, A.M., Vilas, J.F.A., Mazzoni, M.M., Spalletti, L.A., Romero, E.J. y Fernandez, C.A., 1982. Estudio paleomagnetico, sedimentológico y palinológico de ambientes lacustres. Parte I: El Trébol. Asoc. Geol. Arg., Rev., XXXVII, 2, 183-204.
- Valencio, D.A., Creer, K.M., Sinito, A.M., Mazzoni, M.M., Alonso, M.S. y Markgraf, V., 1985. Palaeomagnetism, sedimentology, radiocarbon age determinations and palynology of the Llao-Llao area, south-western Argentina (41 S, 71.5 W): paleolimnological aspects. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula, 3, 109-147.
- Verosub, K.L., 1977. Depositional and post-depositional processes in the magnetization of sediments. Rev. Geophys. Space Phys., 15, 129-143.
- Vestine, E.H.L., 1947. The geomagnetic field, its description and analysis. Carnegie Inst. Wash. Publ., 580. En Alldredge y Hurwitz, 1964.
- Vilas, J.F.A., 1967. El equipo desmagnetizante a corriente alterna para estudios paleomagnéticos de la Universidad de Buenos Aires. Actas de la 4. Reun. Cient. de la Asoc. Arg. de Geof. y Geod., La Plata.
- Vilas, J.F.A., 1979. El magnetómetro UBA, 8 Hz y su aplicación a los estudios paleomagnéticos. Tesis Doctoral, Departamento de Física, FCEN, UBA.
- Vitorello, I. y Van der Voo, R., 1979. Magnetic stratigraphy of Lake Michigan sediments obtained from cores of lacustrine clay. Quat. Res., 7, 398-412.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Chubut (Chubut) entre los paralelos 42. y 42.30 y los meridianos 70. y 71.. Asoc. Geol. Arg., Rev., XIX, 2, 85-107.

- Yukutake, T., 1962. The westward drift of the magnetic field of the Earth. Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ., 40, 1-65. En Creer, 1977.
- Yukutake, T. y Tachinaka, H., 1969. Separation of the Earth's magnetic field into the drifting and the standing parts. Bull. Earthquake Res. Inst, Tokyo, 47, 65.



JUAN F. VILAS


DR SINTO

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y a la Universidad de Buenos Aires, por haberme brindado los medios materiales para realizar este estudio.

Al Ing. Daniel A. Valencio, el que no sólo fue mi Director, sino quien me guió en mis primeras tareas de investigación, constituyendo un ejemplo invaluable desde el punto de vista científico y humano.

Al Dr. Juan F. Vilas, por su apoyo científico y moral a lo largo de todo el período de elaboración de este trabajo y, en especial, durante el último año, en su carácter de Director.

Al Dr. K. Creer y a su grupo de colaboradores, por el fructífero intercambio de información e ideas, así también como por las dataciones radimétricas.

A los Dres. L. Spalletti, M. Mazzoni y Lic. G. Ambrosini y S. Alonso, por los estudios sedimentológicos.

A la Dra. V. Markgraf y al Dr. E. Romero, por las determinaciones palinológicas.

A todos los integrantes del Laboratorio de Paleomagnetismo "Daniel A. Valencio" y al grupo de trabajo del Dr. O. Schneider por su apoyo integral a lo largo de todos los años de trabajo.