

# La variazione secolare del campo geomagnetico

Antonio Meloni

Istituto Nazionale di Geofisica, Roma, Italia

## 1. Introduzione

Se si escludono antiche leggende o primitive nozioni approssimative solo parzialmente sostenute da metodi scientifici di indagine fenomenologica, si può affermare che il geomagnetismo, come scienza, nasce nel XVII secolo con la pubblicazione del trattato *De Magnete* da parte dello scienziato e medico inglese William Gilbert.

Sin dal '600 si è a conoscenza del fatto che un campo magnetico permea la Terra; la configurazione delle linee di forza di questo campo è tale da poterlo idealmente visualizzare come se fosse generato da una grossa calamita a barra posta nel centro della Terra; il polo Nord di tale calamita può essere immaginato nell'emisfero Sud a puntare verso il polo Sud geografico, mentre, in direzione opposta il polo Sud può essere immaginato puntare verso il Nord geografico.

Il campo magnetico terrestre è estremamente debole in intensità se comparato ad esempio a quello generato immediatamente vicino alle estremità di una calamita raccogli-spilli. Per misurarlo è stato quindi necessario durante i secoli realizzare dispositivi molto sensibili ed ingegnosi.

Il campo magnetico terrestre, o campo geomagnetico, viene rappresentato da un vettore funzione del punto, di solito indicato con  $F$ . Esso può essere completamente individuato mediante tre componenti rispetto ad un opportuno sistema di riferimento di assi ortogonali; per un determinato punto della Terra il siste-

ma viene generalmente scelto con l'origine nel punto stesso, l'asse  $x$  nel piano orizzontale con direzione positiva verso il Nord geografico, l'asse  $y$  nel piano orizzontale con direzione positiva verso l'Est geografico, l'asse  $z$  nella direzione della verticale verso il basso, costituendo in tal modo una terna levogira.

La IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), ha ufficialmente raccomandato per il geomagnetismo l'adozione del Sistema Internazionale (SI) richiedendo che il campo geomagnetico venga espresso in termini di Induzione magnetica  $B$ . L'unità di misura del campo geomagnetico è allora il Tesla (T). Rispetto alla corrispondente unità nel sistema CGS u.e.m., il Gauss (G), si ha  $1G = 10^{-4}$  T. Per la vecchia unità «gamma»,  $\gamma$  ( $1 \gamma = 10^{-5}$  G), tradizionalmente usata in geomagnetismo, si ha allora:

$$1\gamma = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ nT (nanoTesla)} \quad (1.1)$$

## 2. Il campo principale

Da un'analisi matematica compiuta da Gauss nel 1835 con i dati di 84 punti di osservazione distribuiti su tutto il globo, risultarono quantificate alcune affermazioni di Gilbert contenute nel *De Magnete* in particolare il fatto che il campo è di origine interna alla Terra.

Come è ben noto, sotto opportune restrizioni, anche un campo magnetico può considerarsi conservativo e derivare da un potenziale. Questo è possibile quando non esistono cor-

renti elettriche concatenate con il circuito nel quale si effettuano le misure magnetiche; in termini pratici per misure effettuate nell'aria libera. In questa ipotesi la legge fisica di partenza per lo studio del potenziale del campo geomagnetico è l'equazione di Laplace:

$$\Delta V = 0 \quad (2.1)$$

ove  $V$  è il potenziale magnetico e  $\Delta$  il Laplaciano, in coordinate rettangolari l'operatore  $\left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}\right)$ . La soluzione di questa equazione si può esprimere come lo sviluppo in serie armoniche sferiche riferite a coordinate polari sferiche geocentriche. La parte del potenziale geomagnetico avente origine interna alla Terra, e cioè quasi la totalità di  $V$ , è data da

$$V = a \sum_n \sum_m (a/r)^{n+1} [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] P_n^m(\cos \theta) \quad (2.2)$$

Le notazioni della (2.2) hanno il seguente significato:  $a$ , raggio medio della Terra considerata sferica;  $r$ , distanza del punto generico dal centro della sfera di riferimento;  $\theta$ , colatitudine;  $\lambda$ , longitudine Est dal meridiano di Greenwich;  $P_n^m(\cos \theta)$ , funzione di Schmidt, cioè una funzione associata di Legendre di grado  $n$  e di ordine  $m$  del tipo «quasi-normalizzato».

Senza entrare nel dettaglio della soluzione dell'equazione di Laplace (per la quale si rimanda ad esempio a Molina, 1972 o Meloni e Molina, 1987) è bene ricordare che una volta espressa la soluzione in termini delle componenti, si ottiene una espressione matematica che rappresenta effettivamente il campo come una serie di coefficienti del tipo  $g_n^m$  ed  $h_n^m$ , detti coefficienti di Gauss, che, ove venga considerata anche la parte  $V$  avente origine esterna alla Terra, sono divisi in due gruppi: quelli aventi origine interna e quelli aventi origine esterna alla Terra. Se  $N$  è il grado massimo prescelto per la serie, tali coefficienti sono in numero di  $2N(N+2)$ . Come noto, se si escludono effetti dovuti a variazioni di origine esterna alla Terra correlabili con l'attività so-

lare, il campo magnetico terrestre è di origine interna e quindi i coefficienti esterni non vengono utilizzati per la sua rappresentazione.

L'analisi matematica del potenziale del campo magnetico terrestre, se interrotta ai termini  $n=1$ , fornisce con tre soli coefficienti  $g_1^0$ ,  $g_1^1$  ed  $h_1^1$  esattamente il potenziale di un dipolo magnetico che può essere immaginato localizzato profondamente all'interno della Terra. Il dipolo rappresentativo non è perfettamente coincidente con l'asse di rotazione terrestre ma forma con questo un angolo di circa  $12^\circ$  ed è orientato con il suo polo Sud verso un punto della superficie terrestre a circa  $70^\circ$  di longitudine W nell'emisfero Nord. L'uso di confondere il polo Nord geografico (intersezione dell'asse di rotazione con la superficie terrestre) ed il polo Nord geomagnetico (intersezione dell'asse del dipolo rappresentativo con l'emisfero Nord) è quindi solo un'approssimazione.

In fig. 1 è rappresentato ciò che viene chiamato lo spettro di potenza del campo; con esso si intende il contributo delle singole armoniche, esteso fino ad  $n=m=23$ , all'energia del campo magnetico individuata rispettivamente alla superficie terrestre ed alla superficie di separazione nucleo-mantello. Alla superficie terrestre questo è chiaramente costituito da due componenti caratterizzate da rette (logaritmiche) di pendenza nettamente diversa; una che raggiunge le massime intensità, è costituita dalle armoniche di ordine inferiore ( $n$  da 1 a 12), l'altra dalle armoniche  $n > 12$  (si consideri comunque che  $n=18$  viene considerato comunemente il limite superiore dello spettro). La prima componente è costituita quindi dalle lunghezze d'onda maggiori ed è da attribuirsi a sorgenti molto profonde; per  $n=1$  è rappresentabile da un dipolo mentre per i termini d'ordine superiore da vari multipoli. La seconda (da  $n=13$  in poi) ha spettro piatto e consiste di coefficienti di intensità nettamente inferiore alla prima; questa seconda parte va attribuita a sorgenti cristalline che presentano una distribuzione prevalentemente casuale con gradienti spaziali molto forti. La morfologia del campo geomagnetico mostra quindi un forte campo dipolare (circa il 95%) e due tipi fondamentali di anomalie. Un'ampia

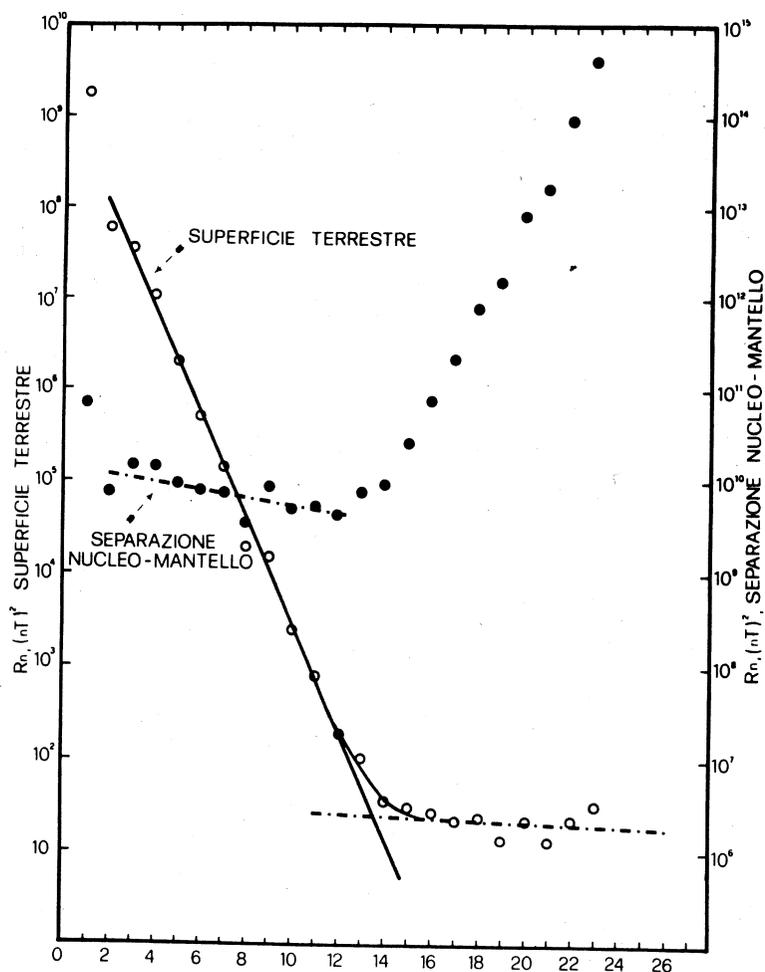


Fig. 1. Spettro di potenza del campo geomagnetico; contributo esteso fino ad  $n = m = 23$ , individuato rispettivamente alla superficie terrestre ed alla separazione nucleo-mantello.

lacuna esiste poi tra i due gruppi di anomalie: anomalie magnetiche a grande e breve lunghezza d'onda.

La netta separazione fra i gruppi di anomalie indica una reale separazione esistente fra campo magnetico originante nel nucleo terrestre (sia dipolare che regionale) e campo delle anomalie crostali, originante nella crosta. A questa separazione corrisponde una netta differenza fisica fra le cause rispettive dei due contributi. La magnetizzazione permanente delle rocce della crosta può dare una spiega-

zione del campo anomalo a breve lunghezza d'onda; l'effetto di queste masse magnetizzate consiste in un campo magnetico molto intenso in aree immediatamente vicine alla superficie terrestre. La magnetizzazione permanente delle rocce non può essere applicata invece per rendere conto né del campo dipolare né delle anomalie a grande lunghezza d'onda, che hanno origine a migliaia di km di profondità. L'origine del campo principale (fino ad  $n = 12$ ) che quindi osserviamo, è da ricercarsi nei fenomeni elettrodinamici molto complessi che

hanno luogo nel nucleo fluido terrestre la cui spiegazione travalica i limiti di queste note e per la quale si rimanda ad esempio a Parkinson (1983), Merrill e McElhinny (1983) e le rassegne specifiche contenute nel volume edito da Jacobs (1987).

Recentemente Gubbins e Bloxham in una serie di pubblicazioni hanno presentato teorie specifiche che mettono in relazione la morfologia del campo osservato a varie epoche su scala globale con la variazione secolare e l'origine stessa del campo. Il campo geomagnetico, probabilmente prodotto da un meccanismo di dinamo autoalimentata, sembra essere strettamente connesso alla sua evoluzione; i dati mostrano l'esistenza di configurazioni di linee di forza stazionarie ed in evoluzione alla superficie di separazione del nucleo-mantello, ove le configurazioni stazionarie sembrano dar luogo al campo principale. La stretta connessione esistente fra campo geomagnetico e i moti del fluido nel nucleo verrà vista in seguito nel quadro completo della variazione secolare.

### 3. La variazione secolare

Analizzando dati di declinazione osservati a Londra, Gellibrand fu il primo a scoprire nel 1635 che il campo geomagnetico cambia nel tempo. Oggi la vasta conoscenza della fenomenologia del campo geomagnetico ci porta a separare in due grandi categorie le variazioni temporali del campo: interne ed esterne rispetto alla superficie terrestre a seconda della loro origine. Le variazioni su scale temporali con tempi caratteristici inferiori a circa 5-10 anni sono considerate di origine esterna; le variazioni su scale temporali superiori vengono comunemente chiamate «variazione secolare» e sono di origine interna.

È più precisamente invalso l'uso di indicare con il termine «variazione secolare» tutte le variazioni del campo che si verificano in periodi di tempo compresi fra una decina di anni e qualche decina di migliaia di anni.

#### 3.1. La deriva occidentale

La caratteristica più evidente, ma anche controversa della variazione secolare, è la de-

riva occidentale; osservando una carta delle isolinee della Declinazione per misurazioni effettuate in anni successivi, si nota una evidente deriva (già osservata da Halley nel XVIII secolo e chiamata «westward drift») delle isolinee verso occidente. L'effetto è chiaramente osservabile sull'Atlantico ed Europa ma la deriva non è altrettanto ben apprezzabile su Pacifico Orientale, Australia ed Antartide (fig. 2; Gubbins, 1989).

È importante osservare che la deriva è più evidente in  $D(Y)$  che in  $X$  e  $Z$ ; questo sembra essere giustificato da due motivi: a) le isolinee di  $Y$  tendono a giacere in un piano meridiano e quindi una loro deriva longitudinale è ben visibile e b) la porzione simmetrica del campo descritta dai coefficienti  $g_n^0$  (e  $\dot{g}_n^0$ ) dello sviluppo in armoniche sferiche, e cioè quelli relativi alle armoniche zonali, non può prendere parte ad una semplice deriva; questa parte simmetrica non contribuisce alla declinazione ma è forte nelle  $X$  e  $Z$  e tende a mascherare la deriva in queste componenti. Per evidenziare meglio la variazione e quindi capirne meglio l'origine si è sottolineata l'importanza di separare, nello studio della variazione secolare, il contenuto non dipolare del campo da quello puramente dipolare.

#### 3.2. Variazione del campo «non dipolare»

Bullard (1954) calcolò per primo che i fuochi isoporici (cioè i fuochi delle linee di stessa variazione secolare) non dipolari subiscono una deriva verso occidente di circa  $0.2^\circ$ /anno. Un esame più accurato ha mostrato due distinti comportamenti nelle anomalie non dipolari: 1) chiaro effetto della deriva (es: anomalia Africana); 2) stazionarietà con sola variazione di intensità (es: anomalia della Mongolia).

Questo ha suggerito a Yukutake e Tachinaka (1969) di separare la variazione secolare non dipolare in due contributi e precisamente in una parte in deriva e in una parte stazionaria; è possibile compilare le mappe dei due campi separatamente.

Tale ipotesi non diminuisce comunque i problemi posti in termini fisici per interpretare il fenomeno e rimane comunque il problema

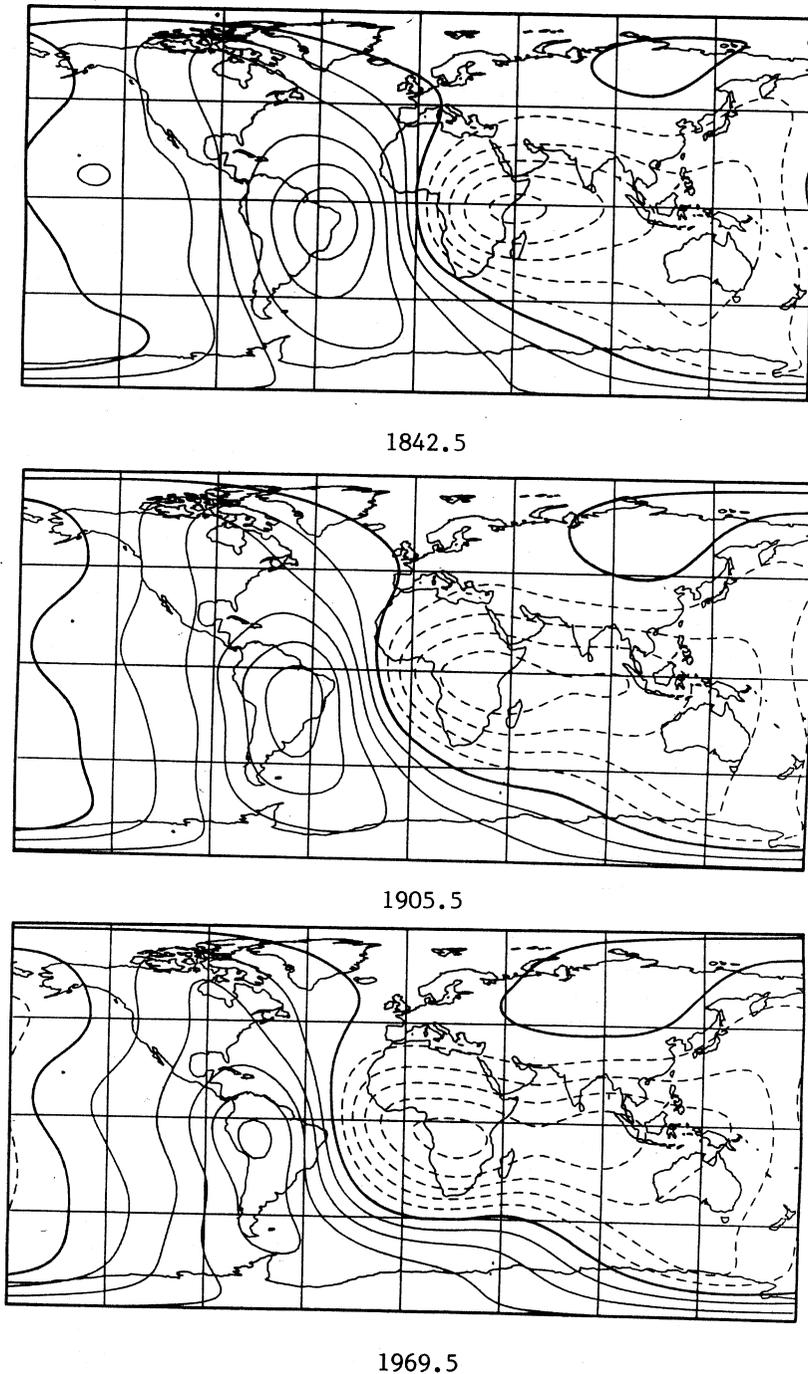


Fig. 2. Deriva occidentale della Declinazione magnetica mostrata dalle isolinee relative agli anni 1842.5, 1905.5 e 1969.5.

dei termini simmetrici assiali ( $g_n^0$  e  $\dot{g}_n^0$ ) che caratterizzano le cosiddette armoniche zonali che, pur non contribuendo ad una deriva longitudinale, comportano un forte contenuto di variazione secolare nei vari coefficienti. Questo può voler dire l'esistenza di un movimento N-S del campo non dipolare (James, 1974) o una variazione dei due contributi indicati da Yukutake. In conclusione anche se la deriva occidentale rimane la caratteristica più evidente della variazione secolare del campo non dipolare, essa può rendere conto solo di una sua parte.

### 3.3. *Variazione del campo «di dipolo»*

È ben noto che dai tempi di Gauss ad oggi l'intensità del campo del dipolo è diminuita di oltre il 5% mentre il suo asse non si è di molto spostato in termini di angolo polare da quello di rotazione ed ha subito una deriva verso occidente di circa  $0.05^\circ$ /anno. Barraclough (1974) ha esaminato i dati dal 1600 ad oggi (quindi prevalentemente quelli angolari con opportune approssimazioni) ed ha concluso che il «westward drift» del dipolo è di circa  $0.08^\circ$ /anno con una variazione di latitudine massima di  $0.01^\circ$ /anno.

A questo proposito è comunque importante notare che da un computo totale della densità energetica del campo, riferito ad una superficie ideale localizzata al di sotto della superficie di separazione fra nucleo fluido e mantello, si è potuto osservare che questa non varia sensibilmente il suo valore nel tempo. In realtà, infatti, l'attuale diminuzione del campo di dipolo è bilanciata da un aumento del valore dei termini di quadrupolo ed ottupolo. Nel complesso non sembra apparire una variazione della densità energetica se si considera tutto lo spettro del campo fino ad  $n = 8$  (Mayer, 1985).

### 3.4. *Risultati dall'archeomagnetismo*

L'estensione della variazione secolare nel tempo a epoche precedenti l'effettiva misurazione delle sue componenti si ottiene dallo

studio dei reperti archeologici (da cui il nome archeomagnetismo). Stoviglie in terracotta, mattoni e loro fornaci sono tra le sorgenti più utili. Questi reperti sono portatori di una magnetizzazione rimanente riferita nel tempo all'epoca ultima del loro raffreddamento. Vari metodi di analisi sono stati applicati in molte zone della Terra per questo tipo di studi. Recentemente per ciò che riguarda le variazioni di Inclinazione negli ultimi 2000 anni, è stato prodotto un grafico che confronta le osservazioni provenienti dall'Europa meridionale con quelle dal Giappone; dallo studio del moto dei massimi e dei minimi della curva temporale dell'Inclinazione si è avuta conferma del «westward drift» medio di  $0.3^\circ$  long/anno. Mc Elhinny e Senanayake (1982) hanno raccolto i valori dell'intensità del momento del dipolo globale per gli ultimi 12 000 anni; è presente un massimo circa 2500 anni fa ed un minimo circa 6500 anni fa; non è comunque chiaramente definibile un andamento sinusoidale per gli anni precedenti (fig. 3). Rimane comunque evidente da questa analisi che l'attuale diminuzione dell'intensità dipolare è solo una tendenza che va inquadrata in un andamento temporale che alterna massimi e minimi.

### 3.5. *Risultati dal paleomagnetismo*

La storia magnetica più antica della Terra è ricavabile dallo studio della magnetizzazione delle rocce; il paleomagnetismo oltre ad aver fornito risultati per una migliore conoscenza della geodinamica e delle teorie sulla generazione del campo, fornisce anche informazioni sulla variazione secolare.

La magnetizzazione rimanente acquisita in condizioni di lenta deposizione dei sedimenti, come ad esempio quelli marini o quelli lacustri, fornisce una registrazione ad alta risoluzione del campo geomagnetico. Da questi sedimenti si ottiene quindi non solo la possibilità di un'estensione temporale dello studio della variazione secolare ma anche un dettaglio temporale molto elevato. Sino ad oggi molti autori hanno avuto la possibilità di confermare i loro risultati correlando dati ottenuti da diverse perforazioni coeve effettuate in varie

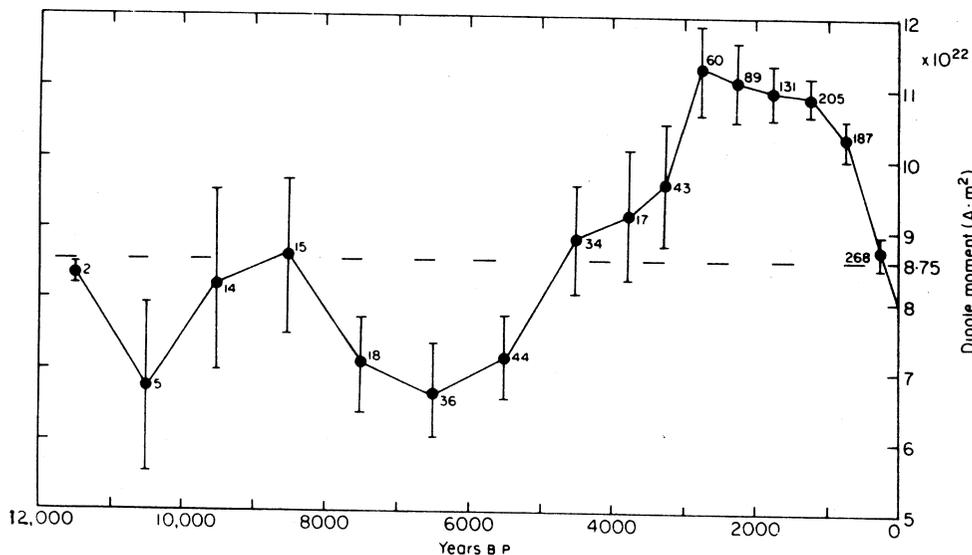


Fig. 3. Momento del dipolo terrestre rappresentativo ottenuto da medie ogni 500 anni; le barre di errore si riferiscono al 95% di livello di confidenza.

parti del mondo (Gran Bretagna, Finlandia, Polonia, Svizzera, Nord America...). È stato quindi possibile, per aree geografiche, ottenere delle curve di variazione secolare locali che si estendono fino a varie decine di migliaia di anni fa. In fig. 4 è riportato un esempio che si riferisce alla curva per la Declinazione e l'Inclinazione ottenute da analisi di fondi lacustri in Gran Bretagna. Si veda a questo proposito, ad es: Creer *et al.* (1972) ed il testo edito da Lowes *et al.* (1989).

Il paleomagnetismo ha fornito poi un quadro delle caratteristiche del campo per le epoche più antiche evidenziando anche radicali cambiamenti dei parametri del campo geomagnetico. Ne sono un esempio le inversioni di polarità, scoperte con lo studio delle rocce con magnetizzazione inversa all'attuale e le escursioni magnetiche che si riferiscono ai casi in cui la direzione del campo ha presentato ampie e rapide variazioni di inclinazione senza tuttavia comportare una effettiva inversione. Per ciò che concerne la longevità del campo ricorderemo che la più antica delle magnetizzazioni riconosciute con certezza, è relativa ad una formazione vulcanica australiana che con-

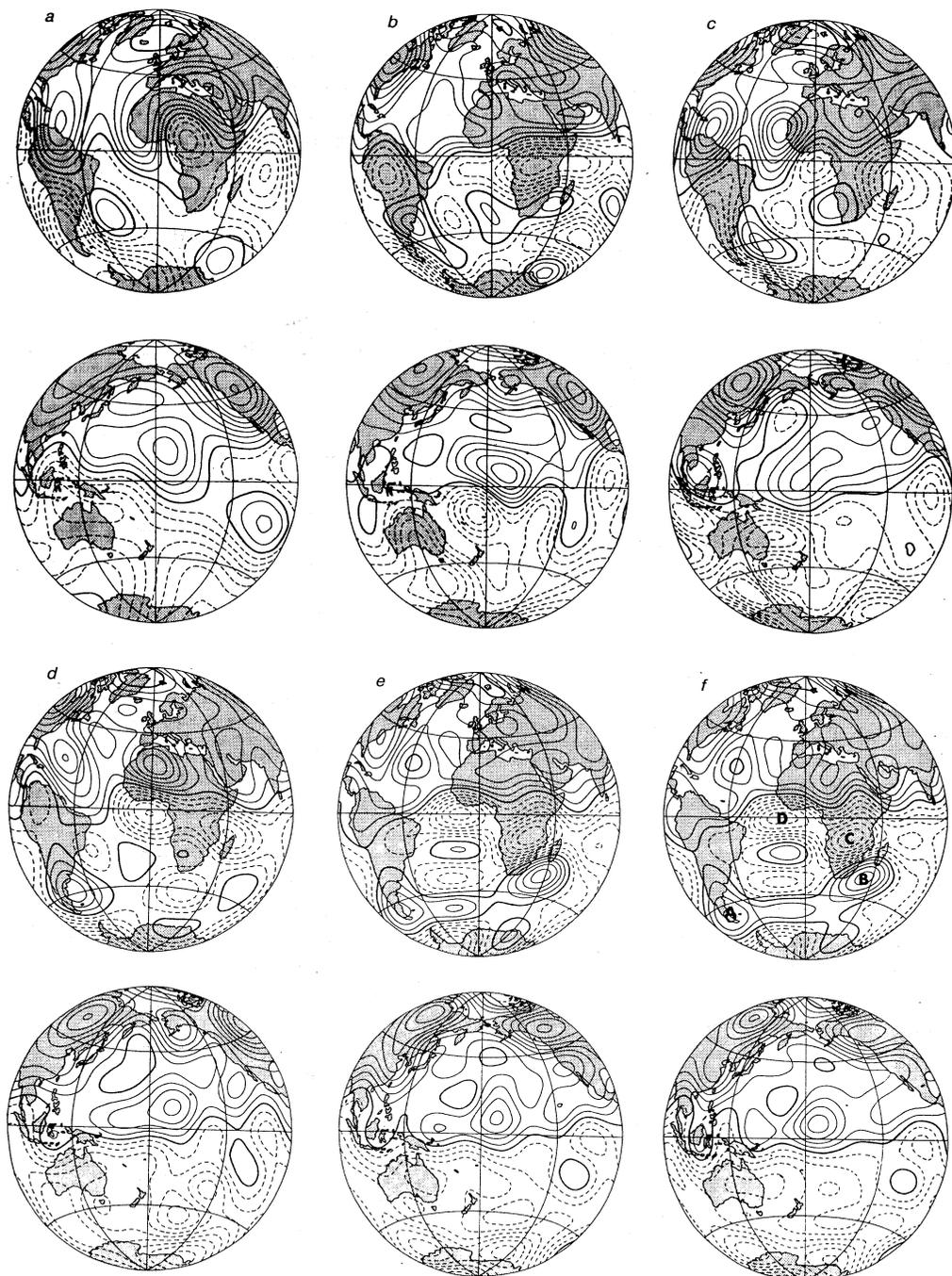
fermerebbe l'esistenza del campo magnetico terrestre almeno già 3.5 miliardi di anni fa.

### 3.6. Sommario delle caratteristiche della variazione secolare

Riassumendo quanto esposto e quantificando in base ai dati di osservazione i vari effetti, si può concludere che la variazione secolare osservata al suolo (in pratica negli ultimi 400 anni) è costituita da: 1) una diminuzione annuale media del momento del dipolo dell'ordine dello 0.05% del suo valore medio in questo intervallo; 2) una precessione verso Ovest dell'asse del dipolo di 0.08° all'anno; 3) uno spostamento del dipolo verso Nord dell'ordine di 2 km all'anno; 4) una deriva occidentale del campo non dipolare, o di parte di esso, di 0.2°-0.3° all'anno, accompagnata da una possibile ma non ben precisabile deriva meridionale; 5) una variazione di intensità (aumenti e diminuzioni) del campo non dipolare al tasso medio di circa 10 nT all'anno.

Lo studio della variazione secolare del campo geomagnetico è molto importante per





**Fig. 5.** Isolinee del campo radiale al confine nucleo mantello per a) 1715, b) 1777.5, c) 1842.5, d) 1905.5, f) 1980.0; la linea di intervallo è in  $\mu T$ , le linee continue indicano flusso interno e quelle tratteggiate flusso esterno al nucleo.

fluctuation» nella lunghezza del giorno, trovò che ad una diminuzione del periodo di rotazione terrestre, cioè ad un incremento nella rotazione verso Est della crosta, corrisponde un aumento della deriva occidentale del campo. L'autore ha ipotizzato come meccanismo di questa rotazione differenziale, che esistano delle forze elettromagnetiche che spingono il nucleo verso Ovest rispetto al mantello facendo apparire una deriva.

b) Hide (1967) propose che l'esistenza di un moto ondulatorio dei fluidi del nucleo (una onda magnetoidrodinamica dispersiva propagantesi verso Ovest) potesse generare la deriva.

Le mappe del flusso magnetico alla superficie del nucleo ora fornite dalla tomografia contraddicono la teoria di Bullard ed in parte quella di Hide. La a) richiede che la deriva avvenga ovunque, il che non è vero, essendo confinata soprattutto all'Atlantico. La b) potrebbe andare bene ma non spiega il problema della mancanza di variazione secolare nel Pacifico.

Il decadimento di intensità del dipolo è stato sino ad ora interpretato come una intrinseca oscillazione del processo dinamo.

Secondo i dati storici del campo alla superficie del nucleo, la deriva risulta confinata prevalentemente nell'emisfero atlantico (circa da 90° W a 90° E di longitudine) e questa informazione, proveniente dalla tomografia magnetica, dà indicazione sulle forze che alimentano la deriva. È infatti possibile dalle mappe tomografiche, con opportune approssimazioni, ottenere una configurazione del flusso fluido alla superficie del nucleo. La determinazione della velocità e della direzione del flusso è ricostruibile seguendo il moto delle linee di forza del campo magnetico alla superficie del nucleo nella ipotesi di flusso congelato nel campo magnetico.

Il concetto di campo magnetico congelato è dovuto al fisico svedese Alfvén che per primo mostrò che in un fluido in moto, nel limite di perfetta conducibilità elettrica, le linee di forza magnetiche in esso presenti sono congelate nel fluido; cambiamenti nel campo magnetico so-

no quindi dovuti interamente alla avvezione del campo da parte del flusso fluido ove quindi le linee di campo magnetico agiscono, viceversa, da traccianti del flusso fluido. Dalle equazioni di Maxwell, nell'ipotesi in cui si possa trascurare la corrente di spostamento, avremo per un conduttore con conducibilità  $\sigma$  in moto con velocità  $V$  in un campo di induzione  $B$ , con permeabilità  $\mu$ , uniforme nel fluido:

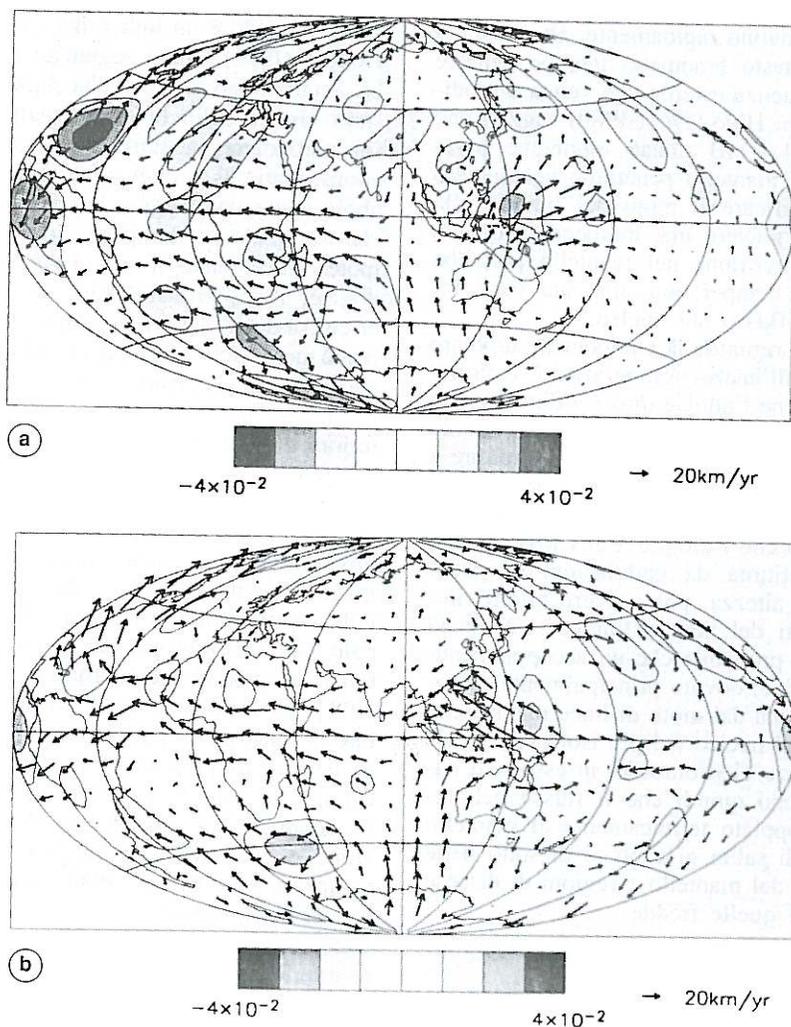
$$\frac{\partial B}{\partial t} = \frac{1}{\mu\sigma} \Delta B + \nabla \times (V \times B) \quad (4.1)$$

La (4.1) è una delle equazioni fondamentali della magnetoidrodinamica (detta anche equazione dell'induzione); essa rappresenta come un cambiamento locale di campo magnetico sia dovuto a due cause: una diffusione ed una avvezione. Nel caso in cui  $\sigma$  sia infinita nella (4.1) il primo termine al secondo membro scompare e l'equazione permette di legare le variazioni temporali di  $B$  solamente alla configurazione di flusso di velocità.

Per poter ricostruire una configurazione del moto del fluido nel nucleo è invero necessaria almeno una stima approssimativa del valore della sua conducibilità; viene comunemente assunto come valore medio quello di  $10^5$ - $10^6$  ( $\Omega \cdot m$ )<sup>-1</sup> e cioè circa  $10^3$ - $10^4$  volte superiore alla conducibilità stimata per il mantello (si veda anche in seguito); in questo caso nel modello magnetoidrodinamico le variazioni temporali del campo magnetico osservate, e cioè la variazione secolare, dipendono solo dalle caratteristiche vettoriali della velocità di flusso fluido nel nucleo (fig. 6; Bloxham e Jackson, 1991).

Roberts e Scott (1965) costruirono le prime mappe di flusso, a partire dalla variazione secolare; a questo problema parteciparono negli anni anche Backus, Le Mouél, Lloyd e Whaler ed altri perfezionando lo schema, di per sé limitato, di campo congelato e aggiungendo varie ipotesi che meglio completano il quadro magnetoidrodinamico.

Dalle mappe di velocità e direzione del flusso al CMB si sono evidenziate due circolazioni al di sotto dell'oceano Atlantico una a Nord ed una a Sud dell'equatore; vicino all'e-



**Fig. 6.** Mappe di flusso stazionario ottenute da inversione di dati magnetici. I vettori mostrano velocità e direzione del flusso vicino alla superficie del nucleo e la scala di grigi mostra l'intensità della divergenza orizzontale. a) Per l'intervallo 1975-1980; b) per l'intervallo 1960-1980.

quatore questo flusso avviene verso Ovest. La deriva occidentale, osservata tra i  $90^{\circ}\text{E}$  e  $90^{\circ}\text{W}$  di longitudine, quindi potrebbe essere il risultato di questa circolazione. Al di là di questa ipotesi, basata solo sulle osservazioni, rimane comunque da chiarire l'origine di questi flussi. Fu Bullard il primo a proporre come si potevano creare queste strutture in seguito a moti del liquido proveniente dalla profondità del

nucleo in moto verso l'alto fino alla superficie di separazione con il mantello. Il sollevamento del fluido, in seguito a questo moto verticale, nell'approssimazione di campo congelato, tende ad addensare contro la superficie di separazione con il mantello le linee di forza (toroidali) formando così una macchia nucleare (bipolare) simile a quelle solari.

Alcune strutture magnetiche bipolari si for-

mano e si muovono rapidamente, altre restano stazionarie; questo fenomeno farebbe pensare a qualche influenza esterna che venga a modificarne il moto; Hide (1967, 1989) suggerì che l'orografia del CMB (ideali montagne rovesciate che dal mantello penetrano nel nucleo) potrebbe modificare il moto del liquido alla superficie del nucleo; ma, indipendentemente, anche una convezione nel mantello potrebbe modificare la temperatura alla sua base influenzando il flusso nel nucleo.

Per quanto riguarda la componente dipolare del campo, dall'analisi tomografica è ragionevole ritenere che l'attuale drastica diminuzione della componente dipolare possa essere dovuta alla crescita ed alla propagazione di strutture a flusso inverso sotto l'Africa e l'Atlantico.

Bloxham e Jackson (1991) hanno recentemente escluso che l'orografia al CMB (ipotesi di Hide) costituita da ondulazioni di pochi chilometri in altezza, possa avere effetti rilevanti sui moti del nucleo fluido; si è anche ritenuto poco probabile che un accoppiamento elettromagnetico, dovuto principalmente all'induzione generata dal moto di linee magnetiche provenienti dal nucleo nel più isolante mantello, induca forze elettromotrici in esso. Gli autori propongono quindi che il flusso nel nucleo sia accoppiato termicamente al mantello con regioni di salita giacenti al di sotto delle regioni calde del mantello e regioni di discesa al di sotto di quelle fredde.

## 5. Irregolarità nella variazione secolare

Negli anni '80 sono stati pubblicati molti articoli scientifici riguardanti un cambiamento improvviso della variazione secolare che avrebbe avuto luogo intorno all'anno 1970. Questo evento è stato chiamato «Jerk» geomagnetico. È definito «Jerk» un cambiamento rapido, che abbia luogo nel corso di 1-2 anni, nella pendenza della curva della variazione secolare di una componente del campo che viene normalmente rappresentata come una successione di medie annuali. In fig. 7 è mostrata la variazione secolare del campo geomagnetico misurata presso l'Osservatorio di L'Aquila; il lieve cambiamento di pendenza all'inizio

degli anni '70 è un indice del «Jerk». Malin e Hodder (1982) hanno segnalato che il «Jerk» ha avuto luogo a scala planetaria anche se è stato visto meglio in alcune parti del mondo (in particolare in Europa) e solo in alcune componenti. Si è oggi convinti che il «Jerk» abbia avuto una origine interna alla Terra anche se qualcuno ha posto in dubbio questa ipotesi attribuendogli una origine esterna (Allredge, 1985) probabilmente in relazione con effetti indotti dal ciclo solare (anche se in realtà quel ciclo solare a cavallo del 1970 ha avuto bassa intensità e ha comportato nel complesso una attività magnetica del 30% inferiore a quella dei due cicli precedente e successivo).

La diffusione di segnali magnetici prodotti nel nucleo terrestre attraverso il mantello fornisce uno degli elementi quantitativi per determinare il valore della conducibilità del mantello; i primi studi di Runcorn (1955) e McDonald (1957) fornirono dei limiti indicativi di tali valori (valore medio  $10^2 (\Omega \cdot m)^{-1}$ ). Backus (1983) ha fornito un modello teorico per trattare la funzione impulso in termini di funzione di densità di probabilità permettendo così di estrapolare alla base del mantello un valore di conducibilità più elevato delle precedenti stime e cioè di molte migliaia di  $(\Omega \cdot m)^{-1}$ . Courtillot e Le Mouel (1984), proprio sulla base delle caratteristiche impulsive del «Jerk», hanno invece proposto un valore estremamente inferiore ( $\sim 300 (\Omega \cdot m)^{-1}$ ) per la conducibilità di tutto il mantello considerato nel suo insieme. Questo valore risulterebbe confermato anche da misure di potenziale elettrico effettuate su cavi transatlantici (Lanzerotti *et al.*, 1985).

Un'altro effetto del «Jerk» riguarda invece il «westward drift»; molti autori hanno notato che il tasso di velocità della deriva occidentale è andato progressivamente diminuendo da circa  $0.20^\circ/\text{anno}$  a circa  $0.15^\circ/\text{anno}$  dall'inizio del secolo alla fine degli anni '60. Sembra invece che, contemporaneamente al «Jerk», si sia avuto, dal 1970 in poi, un riavvicinamento del valore della velocità ai valori iniziali di questo secolo.

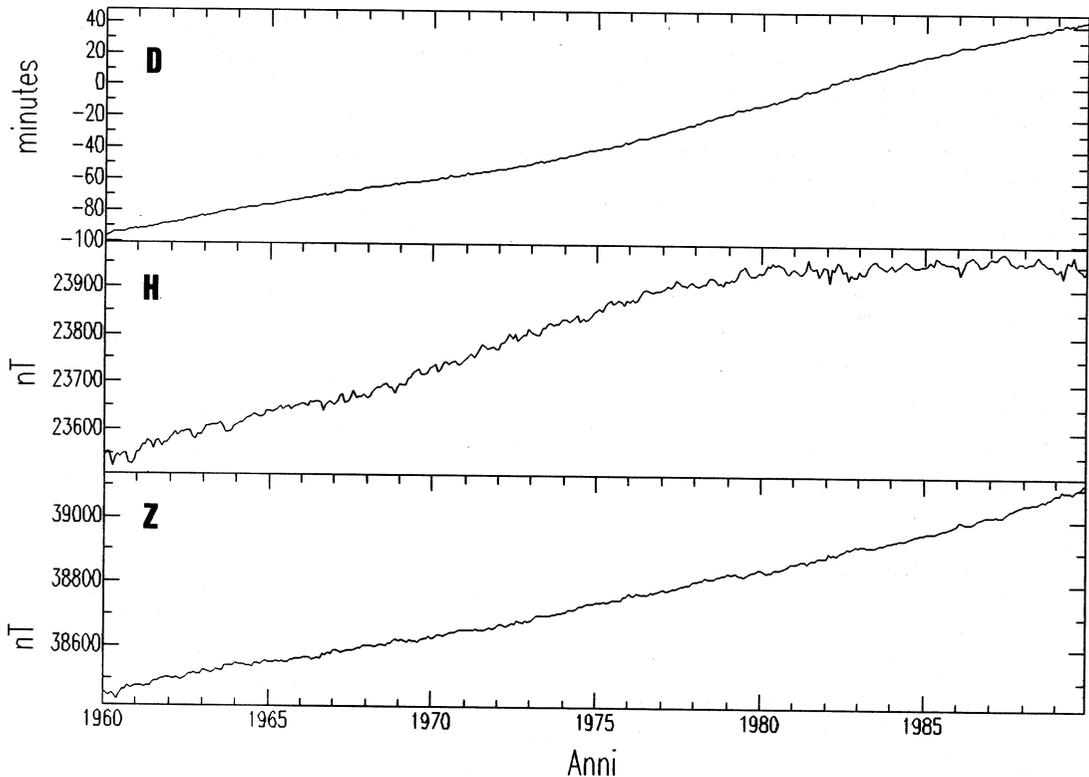


Fig. 7. Variazione del campo geomagnetico misurata presso l'Osservatorio geomagnetico di L'Aquila dal 1960 al 1990 per le tre componenti  $D$ ,  $H$  e  $Z$ .

## 6. Conclusioni

La libera convezione nel nucleo fluido, che è generata probabilmente sia termicamente, a causa del calore latente rilasciato dal collasso gravitazionale di materiale del mantello che va a cristallizzarsi sul nucleo solido, accrescendolo, sia meccanicamente a causa del non mescolamento di regioni a diversa densità, sembra essere la fonte principale di energia per il processo dinamo. Una convezione nel mantello può trarre origine in gran parte dal flusso termico proveniente dal nucleo; questa convezione è causa di grandi variazioni termiche laterali appena al di sopra della separazione nucleo-mantello e rinforza la convezione nel nucleo. La convezione dovrebbe comunque essere abbastanza debole, altrimenti la macchina termica innescata tenderebbe ad equilibrare in

tempi brevi le variazioni laterali di temperatura alla base del mantello.

Le recenti tomografie sismiche globali tendono a confermare le indicazioni provenienti dall'analisi della morfologia del campo geomagnetico. Sovrapposto al campo dinamo esiste una variazione secolare e qualche piccola struttura non dipolare. I moti del fluido guidati dalle variazioni laterali termiche alla base del mantello sono responsabili della variazione secolare.

L'esistenza dei «Jerk» ci permette di ritenere che la configurazione del moto del fluido al CMB è quasi stazionaria. Il trasferimento da uno stato stazionario ad un altro avviene nel tempo di un «Jerk» e cioè circa 1-2 anni; la conducibilità del mantello deve quindi avere un valore sufficientemente basso da permettere la rilevazione alla superficie della Terra di tali segnali.

È importante notare che la tomografia magnetica ha portato all'incoraggiante risultato di inferire dei moti di fluido al CMB e quindi, in prospettiva, a sostenere la teoria dinamo, con delle osservazioni sperimentali e non solo con il bisogno disperato di comprendere un processo altrimenti inspiegabile, come è invece stato sino ad ora.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALLDREDGE, L.R. (1985): More on the alleged 1970 geomagnetic jerk, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **39**, 255.
- BACKUS, G.E. (1983): Application of mantle filter theory to the magnetic jerk of 1969, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, **74**, 713.
- BARRACLOUGH, D.R. (1974): Spherical harmonic analysis of the geomagnetic field for eight epochs between 1600 and 1910, *Geophys. J. R. Astron. Soc.* **36**, 497.
- BLOXHAM, J. e A. JACKSON (1991): Fluid flow near the surface of Earth's outer core, *Rev. Geophys.* **29**, 97.
- BLOXHAM, J. e D. GUBBINS (1985): The secular variation of Earth's magnetic field, *Nature*, **317**, 777.
- BULLARD, E.C. (1954): The secular change in the Earth's magnetic field, *Mon. Not. R. Astron. Soc., Geophys. Suppl.*, **5**, 248.
- COURTILLOT, V. e J.L. LE MOUËL (1984): Geomagnetic secular variation impulses, *Nature*, **311**, 709.
- CREER, K.M., R. THOMSON, L. MOLYNEAUX e F.H. MACKERETH (1972): Geomagnetic secular variation recorded in the stable magnetic remanence of recent sediments, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **14**, 115.
- GUBBINS, D. (1989): Historical secular variation and geomagnetic theory, in *Geomagnetism and Paleomagnetism*, a cura di LOWES *et al.* (Kluwer Acad. Publ.), 31-43.
- HIDE, R. (1967): Motions of the Earth's core and mantle and variation of the main geomagnetic field, *Science*, **157**, 55-56.
- HIDE, R. (1989): Fluctuations in the Earth's rotation and the topography of the core-mantle interface, *Philos. Trans. R. Soc. London, Ser. A*, **328**, 351-363.
- JACOBS, J.A. (1987): *Geomagnetism*, vol. 2 (Academic Press), 533.
- JAMES, R.W. (1974): The inability of latitude dependent westward drift to account for zonal secular variation, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **26**, 359.
- LANZEROTTI, L.J., L.V. MEDFORD, C.G. MACLENNAN, D.J. THOMSON, A. MELONI e G.P. GREGORI (1985): Measurements of the large-scale direct-current Earth potential and possible implications for the geomagnetic dynamo, *Science*, **229**, 47-49.
- LOWES, F.J., D.W. COLLINSON, J.M. PARRY, S.K. RUNCORN e D.C. TOZER (1989): *Geomagnetism and Paleomagnetism* (Kluwer Acad. Publ.), 370.
- MALIN, S.R.C. e B.M. HODDER (1982): Was the 1970 geomagnetic jerk of internal or external origin?, *Nature*, **296**, 726.
- MAYER, J. (1985): Secular variation of magnetic mean energy density at the source-layer depth, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **39**, 288.
- MC DONALD, K.L. (1957): Penetration of a geomagnetic secular field through a mantle with variable conductivity, *J. Geophys. Res.*, **62**, 117.
- MC ELHINNY, M.W. e W.E. SENANAYAKE (1982): Variations in the geomagnetic dipole I: the past 50 000 years, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **34**, 39.
- MELONI, A., e F. MOLINA (1987): *Atti del I° Convegno di Geomagnetismo, Roma 23-24 Ottobre 1984*, Pubbl. ING mon., **3**.
- MERRIL, R.T. e M.W. MC ELHINNY (1983): *The Earth's magnetic field* (Academic Press), 401.
- MOLINA, F. (1972): Il campo geomagnetico, *Annali di Geofisica*, **25** (suppl.).
- PARKINSON, W.D. (1983): *Introduction to Geomagnetism* (Scottish Academic Press), 433.
- ROBERTS, P.H. e S. SCOTT (1965): On the analysis of the secular variation, I, A hydromagnetic constraint: Theory, *J. Geomagn. Geoelectr.*, **17**, 137-151.
- RUNCORN, S.R. (1955): The electrical conductivity of the Earth's mantle, *Trans. Am. Geophys. Union*, **36**, 191.
- YUKUTAKE, T. e H. TACHINAKA (1969): The westward drift of the magnetic field of the Earth, *Bull. Earthquake Res. Inst.*, **40**, 1.
- YUKUTAKE, T. (1979): Geomagnetic secular variations on the historical time scale, *Phys. Earth Planet. Int.* **20**.