

Il nucleo terrestre: il cuore magnetico della Terra¹

Angelo De Santis²

Introduzione

Il campo magnetico terrestre è una proprietà intrinseca del nostro pianeta e di altri oggetti del sistema solare. Il Sole stesso possiede un forte campo magnetico che si inverte quasi ciclicamente ogni 10-11 anni; tale comportamento è visibile attraverso la medesima ciclicità delle macchie solari che denotano sulla superficie l'intensa attività magnetica della nostra stella.

Il campo magnetico terrestre è importantissimo per la vita sulla Terra. Esso protegge il pianeta dalle particelle cariche provenienti dal Sole: con la sua presenza si oppone alla forza di questo *vento solare* che altrimenti spazzerebbe via gran parte dell'atmosfera terrestre, così come probabilmente è già avvenuto in passato con l'atmosfera di Marte.

L'esistenza stessa del campo magnetico terrestre ha inoltre permesso all'uomo di orientarsi nel corso dell'ultimo millennio utilizzando la bussola come strumento di navigazione sulla superficie del pianeta (ad esempio Cafarella et al., 1994). Il flebile ma persistente campo magnetico della Terra allinea l'ago magnetico della bussola lungo la direzione del nord. Questo può essere semplicemente spiegato immaginando il campo magnetico terrestre assimilabile a quello di un grosso magnete dipolare posto al centro della Terra, con asse magnetico quasi coincidente con quello di rotazione (in realtà abbiamo un angolo di circa 10° tra i due assi). Le linee di forza del campo così prodotto sono praticamente allineate con i meridiani geografici, cosicché anche l'ago magnetizzato della bussola si allinea praticamente nella direzione del meridiano, puntando verso il nord. La cosa si complica in alcune regioni laddove esiste una differenza significativa tra l'indicazione della bussola e la direzione del nord geografico (il cosiddetto angolo di declinazione magnetica), dove l'uso della bussola può essere possibile solo dopo la precisa conoscenza di questa differenza angolare. Si sa ad esempio che nel corso del suo primo viaggio verso le Americhe lo stesso Cristoforo Colombo notò come la bussola, confrontata con le indicazioni fornite dal sole, non segnasse esattamente la direzione del nord (Cafarella et al., 1992). In Italia, ad esempio, la declinazione magnetica attuale è di $1-2^\circ$ Est, cioè l'ago magnetico della bussola è diretto $1-2^\circ$ Est rispetto alla direzione locale del nord geografico.

In realtà gran parte del campo magnetico osservato sulla Terra è dovuto all'insorgere di correnti elettriche di qualche miliardo di Ampere presenti nella parte esterna del nucleo terrestre, tali da generare campi magnetici con linee di forza, all'esterno del nucleo e quindi in superficie, simili a quelle di un dipolo quasi allineato all'asse di rotazione terrestre. Le polarità del campo magnetico terrestre attuale sono tali che queste linee di forza entrano nelle regioni polari settentrionali ed escono in quelle polari meridionali. Tale stato di polarità del campo è detto normale per contraddistinguerlo dallo stato inverso in cui le polarità magnetiche sono invertite rispetto a quelle attuali. Dallo studio del magnetismo delle rocce antiche si è potuto constatare che il campo ha subito molte inversioni di polarità nel corso della sua storia, lunga quasi quanto la storia del nostro pianeta.

In questo breve articolo, dopo aver descritto brevemente l'interno della Terra, parleremo della parte fluida esterna del nucleo, dove ha origine il campo magnetico terrestre. Infine evidenzieremo come siano essenziali per lo studio del geomagnetismo il funzionamento continuativo degli Osservatori geomagnetici, la raccolta dei dati sia recenti che storici, e la misura del campo magnetico a quote diverse, per esempio dallo spazio mediante i satelliti artificiali.

¹ Pubblicato su "Annuario 2004, Fondazione Osservatorio Ximeniano di Firenze, Osservatorio Sismologico e Meteorologico, pp. 43-50, ISBN 88-8251-244-4, 2006"

² Dirigente di Ricerca, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV, Roma

L'interno della Terra

La Terra ha una forma quasi sferica con raggio medio di circa 6370 km ed una densità media di 5500 kg/m^3 cioè 5.5 volte quella dell'acqua. L'interno della Terra può essere immaginato in prima approssimazione come quello di una cipolla a strati sferici concentrici: lo strato più esterno è la crosta, con spessore variabile da pochi km (sotto gli oceani) a diverse decine di km (nelle aree continentali), lo strato intermedio è formato dal mantello, per finire, ad una profondità di circa 2900 km, sulla superficie del nucleo metallico della Terra con raggio di 3485 km, grande cioè quanto il pianeta Marte e composto probabilmente da una lega di ferro (80% nel nucleo esterno e quasi 100% in quello interno) e nichel insieme probabilmente ad un metallo più leggero come lo zolfo o l'ossigeno. La parte più esterna del nucleo è fluida come quella dell'acqua, conduce elettricità come il mercurio e calore come l'acciaio; la parte più interna, una sfera di raggio 1225 km, con dimensioni quindi confrontabili a quelle della Luna, è solida e rappresenta la parte interna della Terra con densità e pressione maggiori di tutto il resto del pianeta, rispettivamente con densità dieci volte quella dell'acqua e pressione milioni di volte quella atmosferica. Le temperature sono altissime ($3000\text{-}5000^\circ \text{C}$) e confrontabili con quelle che troviamo sulla superficie visibile del Sole. In tali condizioni la materia del nucleo fluido assume proprietà estreme assimilabili a quelle di un plasma ad altissima conducibilità elettrica e mobilità dinamica, tali cioè da ritenere fondamentale l'elettrodinamica del sistema considerato: nel nucleo fluido esterno la materia si comporta quasi come un conduttore perfetto e per un teorema dell'elettromagnetismo le linee di forza del campo sono *congelate* nel materiale che è in continua agitazione termica e meccanica secondo un regime dinamico di convezione e turbolenza. Analizzare nel tempo il comportamento del campo geomagnetico proiettato sulla superficie del nucleo permette in linea di principio di risalire ai moti fluidi del materiale del nucleo.

Il ruolo del nucleo interno solido nella generazione del campo geomagnetico e delle sue variazioni non è ancora del tutto chiaro; recenti simulazioni numeriche al computer presentano modelli plausibili di geodinamo, cioè con variabilità e inversioni del campo magnetico terrestre simili a quelle che avvengono in realtà, sia con che senza il coinvolgimento del nucleo interno. E' per questo motivo che non discutiamo oltre delle caratteristiche fisiche e dinamiche di questa parte del nucleo, anche se presumibilmente il suo ruolo non è del tutto trascurabile e lo studio del campo magnetico terrestre potrà fornire importanti informazioni sull'interazione di questa parte profonda della Terra e la parte fluida del nucleo.

Nucleo fluido e magnetismo terrestre

E' proprio nel nucleo esterno che risiede il segreto della generazione del campo magnetico terrestre. Grazie ai moti turbolenti di materiale fluido incandescente in presenza di un campo magnetico abbiamo l'instaurarsi dell'effetto dinamo che permette appunto al campo magnetico stesso di autosostenersi. Tale sistema complesso viene chiamato *geodinamo* o dinamo terrestre. La teoria della geodinamo si basa su un numero considerevole di equazioni differenziali che sono le fondamenta della magnetofluidodinamica. Di tutte queste equazioni quella sicuramente più importante è la cosiddetta equazione dell'induzione magnetica (ad esempio De Santis e Tozzi, 2003):

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \eta_m \nabla^2 \mathbf{B} + \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B})$$

dove \mathbf{B} è il vettore di induzione magnetica (o più semplicemente il campo magnetico), t è il tempo, η_m è la diffusività magnetica (inverso del prodotto tra la conducibilità elettrica e la permeabilità magnetica) e \mathbf{v} la velocità dei moti fluidi nel nucleo esterno; $\partial / \partial t$ e $\nabla = \partial / \partial x + \partial / \partial y + \partial / \partial z$

sono rispettivamente gli operatori derivata parziale e nabla. L'equazione di induzione magnetica esprime la variazione secolare del campo geomagnetico (a sinistra dell'equazione) come somma di una parte diffusiva (primo termine della parte a destra dell'equazione), che si attenuerebbe con legge esponenziale fino ad annullarsi in poco più di 15000 anni, ed una di avvezione (secondo termine della parte a destra dell'equazione), che rappresenta l'interazione tra i campi di velocità dei fluidi nel nucleo (dell'ordine di 10 km/anno) e del campo geomagnetico: è proprio quest'ultimo termine che consente al campo di rigenerarsi e perpetuarsi per miliardi di anni. Si sa che il campo geomagnetico possiede tempi caratteristici di variabilità che vanno da qualche anno a migliaia di anni: quindi il termine che può tener conto della variabilità più breve può essere solamente quello avvevativo. Si noti che questo non vuol dire che i campi di velocità debbano necessariamente variare rapidamente, piuttosto è l'accoppiamento moltiplicativo tra \mathbf{v} e \mathbf{B} che può dar luogo a variazioni rapide; tali condizioni si possono verificare ad esempio quando è \mathbf{B} a variare velocemente, per esempio, a causa di rapidi cambiamenti di accoppiamento (in particolare topografico o elettromagnetico) tra mantello e nucleo. L'interazione di tipo non-lineare tra il campo di velocità dei moti fluidi e il campo geomagnetico del nucleo terrestre è solo uno dei tanti esempi di fenomeni non-lineari presenti all'interno del nostro pianeta e che ne regolano la vita e la dinamica (De Santis, 1999).

Introducendo il concetto di numero adimensionale di Reynolds magnetico R_m come rapporto dei valori assoluti del termine diffusivo e il termine di avvezione possiamo affermare che si ha effetto dinamo solo quando $R_m > 1$. Nel caso della Terra abbiamo sicuramente l'effetto dinamo in quanto $R_m = 1000$.

Se andiamo a graficare la densità di energia magnetica media superficiale della Terra negli ultimi mille anni (ad es. De Santis et al., 2004), notiamo che sta diminuendo più velocemente che in regime di sola diffusione e, se tale velocità di diminuzione si mantenesse costante nel futuro, il campo si annullerebbe nel giro di 1000-1500 anni. Sarebbe come dire che la parte avvevativa non si sta semplicemente spegnendo lasciando agire la parte diffusiva ma che piuttosto sta frenando considerevolmente tanto da portare velocemente il campo magnetico terrestre ad una possibile sua inversione di polarità in meno di mille anni (De Santis et al., 2004). Non si può però escludere che nel giro di qualche centinaio o migliaia di anni, grazie ad un possibile cambiamento delle condizioni al contorno (in particolare tra nucleo e mantello) il campo magnetico terrestre possa riprendere ad aumentare e quindi rimanere nella stessa polarità magnetica attuale.

Osservatori geomagnetici e importanza dei dati storici magnetici

Pur nell'era dei satelliti che permettono in breve tempo di ricoprire il globo di misurazioni magnetiche dall'altezza di qualche centinaia di km, ancora non possiamo e non dobbiamo fare a meno degli Osservatori geomagnetici. Essi rappresentano i siti fondamentali per la misura del campo magnetico terrestre. Negli Osservatori vengono registrate con continuità le componenti cartesiane X , Y e Z (rispettivamente dirette nel punto di misura verso nord, est e il basso) del campo magnetico ed effettuate misurazioni periodiche con operatore per stabilire il livello assoluto delle registrazioni stesse. Gli standard di misura raggiungono livelli di eccellenza solo in questi siti privilegiati di misura. E' sempre qui che risulta possibile seguire le variazioni del campo geomagnetico con una precisione elevata, in particolare le lente variazioni del campo che avvengono di anno in anno, le cosiddette variazioni secolari. In Italia l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) gestisce e mantiene in funzionamento due Osservatori Geomagnetici: l'Osservatorio geomagnetico principale a L'Aquila, in funzione dal 1958, ed un secondo Osservatorio a Castello Tesino (Trento), in funzione dal 1964. L'Osservatorio di L'Aquila appartiene anche alla rete internazionale *Intermagnet* (Figura 1) ed i dati magnetici sono trasferiti in tempo quasi reale via satellite o via internet ad alcuni centri mondiali di raccolta. In ambedue gli Osservatori italiani si eseguono periodicamente le misure assolute del campo mediante

strumentazione appropriata (Figura 2) come per esempio, il teodolite magnetico per la misurazione della declinazione magnetica e della inclinazione magnetica (quest'ultima grandezza è definita come l'angolo nel piano verticale tra il vettore magnetico terrestre e il piano orizzontale).

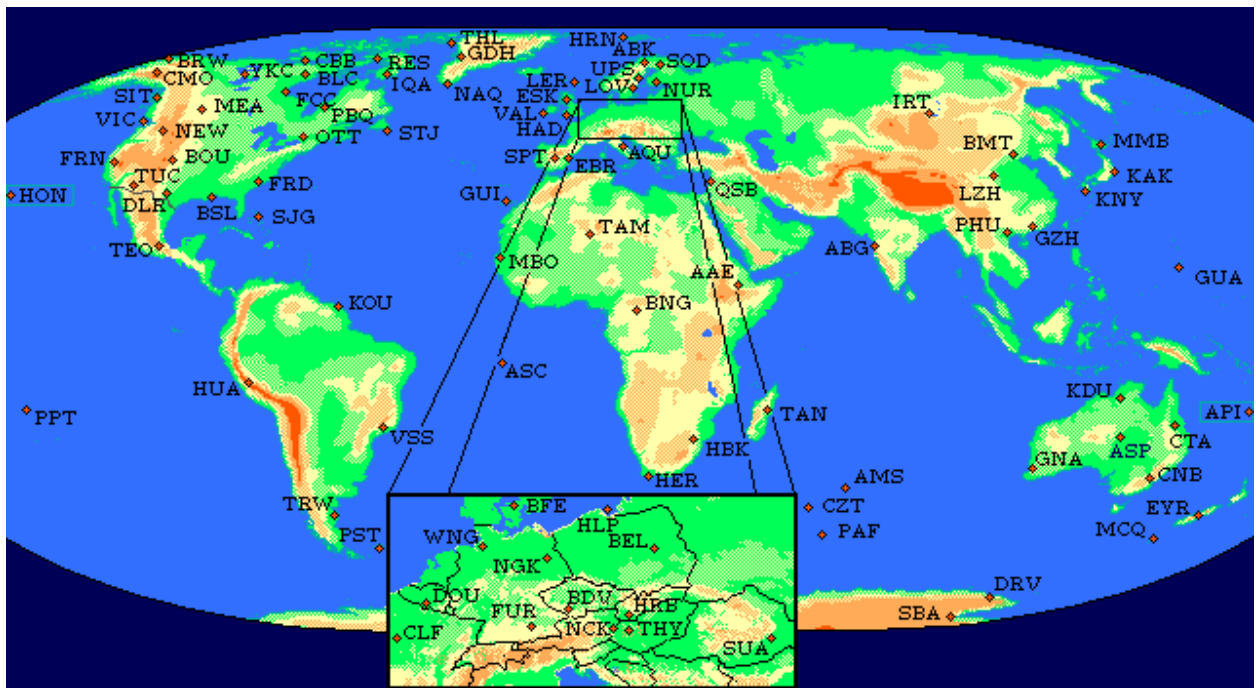


Figura 1. Rete internazionale di scambio dati magnetici in tempo quasi reale (Intermagnet) alla quale appartiene anche l'Osservatorio geomagnetico principale italiano di L'Aquila (simbolo AQU). (Fonte sito web www.intermagnet.org)

Gli Osservatori geomagnetici sono importanti riferimenti per la conoscenza spaziale e temporale del campo magnetico della Terra per gli ultimi 200 anni. Ad esempio, oltre ad essere il mezzo più preciso per seguire le variazioni secolari del campo, essi forniscono i valori magnetici *normali* a cui riferire quando bisogna interpretare le misure effettuate nelle prospezioni per lo studio di anomalie magnetiche locali.



Figura 2. Teodolite magnetico per la misura della declinazione e inclinazione magnetiche su pilastro presso l'Osservatorio Geomagnetico di Castello Tesino (Trento). (Foto dello stesso autore).

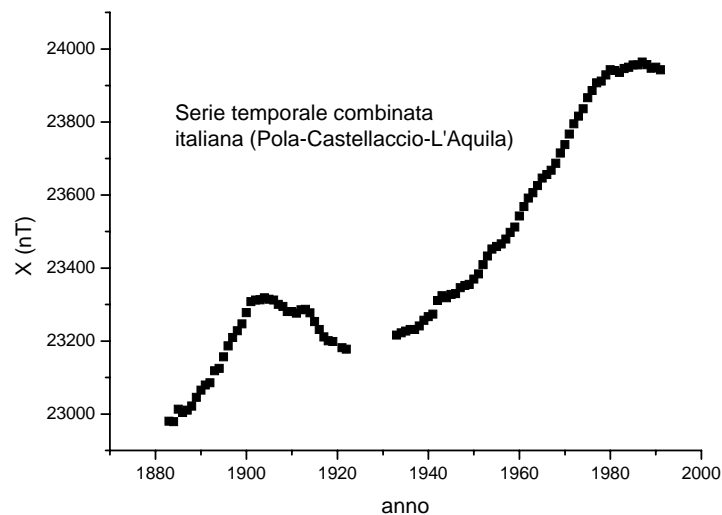


Figura 3. Serie temporale italiana della componente geomagnetica orizzontale X dal 1881 al 2000 ricostruita a partire dai dati degli Osservatori Geomagnetici di Pola (1881-1922), Castellaccio (1933-1962) e L'Aquila (1969-2000). Il buco dal 1923 al 1932 è dovuto alla mancanza in tale periodo di misurazioni continuative da Osservatorio in Italia.

Dal comportamento delle componenti del campo geomagnetico è possibile risalire alle proprietà del campo stesso e da queste, a loro volta, si può risalire alle proprietà dinamiche del sistema che genera il campo magnetico stesso (De Santis et al., 2002a). In Figura 3 vediamo l'andamento della componente geomagnetica orizzontale X nel corso degli ultimi 120 anni. L'aumento di X in Italia,

così come del campo totale, non risulta tanto da un aumento generalizzato del campo su tutta la Terra, quanto da un fenomeno detto di *deriva occidentale* per il quale campi ad intensità maggiore (nel caso dell'Italia) o minore si spostano lateralmente facendo registrare localmente aumenti o diminuzioni di campo magnetico. Lo studio puntuale delle variazioni temporali del campo geomagnetico registrate negli osservatori permette di conoscere importanti proprietà della dinamica della geodinamo (ad esempio De Santis et al., 2004). Da questo si può comprendere l'estrema importanza di ricostruire l'andamento del campo magnetico nel passato attraverso i dati storici. La Figura 4 mostra una pagina del Registro di Osservazioni Meteorologiche effettuate presso l'Osservatorio Ximeniano di Firenze nell'Aprile del 1818 in cui compaiono due misure di declinazione magnetica. Sarà proprio dal ritrovamento di reperti storici di questo genere (ad esempio Cafarella et al., 1992) che si potrà confermare o meno la tendenza del campo magnetico terrestre attuale a invertire o meno la sua polarità magnetica.

Registro d' Osservazioni Meteorologiche
Fatte all' Osservatorio Ximeniano nelle Scuole Pie di Firenze
alto sopra il livello del Mare piedi

Mese di *Aprile* Anno 1818

~~Sera~~ *Mercoledì*

| Giorni | Ora | Barometro | Termometro | | | Igrometro | Magnetico Ago | Pluviometro | Anemometro | Stato del Cielo | Fenomeni straordinarij e di vario genere |
|--------|-----|-----------|------------|---------|-------------------|-----------|------------------|-------------|------------------|--------------------|---|
| | | | Interno | Esterno | Sotto- teraneo | | | | | | |
| 1 | | 27. 10.7 | 8,5 | | | 28 | | | Ser.: con nuvole | | |
| 2 | | 27. 11. 3 | 9 | | | 30 | 18° 51 | | Ser.: con nuvole | | |
| 3 | | 27. 11. 1 | 10 | | | 32 | 18. 51 | | Ser.: con nuvole | | |
| 4 | | 27. 11. 9 | 10 | | | 30 | | | Ser.: con nuvole | | |
| 5 | | 28. 0. 8 | 9,5 | | | 27 | | | Ser.: Sereno | | |
| 6 | | 28. 0. 6 | 10 | | | 36 | | | Ser.: con calig. | | |
| 7 | | 28. 0. 5 | 10,5 | | | 42 | | | Nuv.: nub. | | |
| 8 | | 28. 0. 9 | 11 | | | 38 | | | Ser.: con nuv. | | |
| 9 | | 28. 0. 7 | 12 | | | 38 | | | Nuv.: Nuv. | | |
| 10 | | 28. 0. 8 | 13 | | | 35 | | | Ser.: con nub. | | |
| 11 | | 27. 10. 0 | 13,5 | | | 36 | | | Ser.: con nub. | | |
| 12 | | 27. 8. 14 | 13,5 | | | 33 | | | Nuv.: Nuv. | | |
| 13 | | 27. 10. 5 | 12 | | | 24 | | | Ser.: Sereno | | |
| 14 | | 27. 11. 5 | 11 | | | 27 | | | Ser.: con calig. | | |
| 15 | | 27. 10. 3 | 10,5 | | | 43 | | 35,5 | Ser.: Sereno | | |
| 16 | | 27. 8. 2 | 10,5 | | | 45 | | 1,5 | Ser.: Sereno | | |
| 17 | | 27. 6. 7 | 10,3 | | | 48 | | 22,5 | Ser.: Sereno | | |
| 18 | | 27. 5. 11 | 10,3 | | | 45 | | 44 | Ser.: Sereno | | |
| 19 | | 27. 8. 1 | 11 | | | 40 | | 27 | Ser.: Sereno | | |
| 20 | | 27. 9. 7 | 11 | 13 | | 38 | | 1,5 | Ser.: con nuv. | | |
| 21 | | 27. 10. 8 | 11,5 | 13 | | 45 | | 8,5 | Ser.: Nuv. | | |
| 22 | | 27. 11. 6 | 12 | 15 | | 41 | | 10,5 | Ser.: Nuv. | | |
| 23 | | 27. 10. 5 | 13 | 15 | | 34 | | | Ser.: con nub. | | |
| 24 | | 27. 10. 0 | 13,5 | 14 | | 38 | | | Ser.: con nuvole | | |
| 25 | | 27. 8. 10 | 15,5 | 19 | | 33 | | | Ser.: Nuv. | | |

Fig. 4. Dettaglio del Registro di Osservazioni Meteorologiche dell'Osservatorio Ximeniano di Firenze con tabelle di misura tra cui alcune di declinazione magnetica (colonna 'Ago magnetico') per il mese di Aprile 1818. (Foto dello stesso autore).

Missioni magnetiche satellitari

Solo negli anni 1979-1980 fu possibile lanciare in orbita quasi polare il MAGSAT, il primo satellite con magnetometro vettoriale ad alta precisione, per osservare il campo magnetico terrestre da un'orbita di circa 400 km di quota. Dopo circa 20 anni, nel 1999, fu di nuovo possibile porre in orbita (a quote tra 650 e 900 km) il satellite Oersted, e successivamente nel 2000 il satellite CHAMP (a quote tra 400 e 500 km), ambedue attualmente ancora in orbita. Nel 2009-2010 sarà realizzata dall'Agenzia Spaziale Europea (ESA) la più importante missione satellitare della storia del geomagnetismo, la missione *Swarm*. L'obiettivo della missione spaziale sarà il monitoraggio magnetico di dettaglio del nostro pianeta con una costellazione di tre satelliti posti su due piani d'orbita diversi, a 450 e a 550 km di quota (Figura 5). I due satelliti ad orbita inferiore voleranno quasi appaiati per meglio discriminare i gradienti spaziali Est-Ovest del campo magnetico terrestre, permettendo di discriminare il segnale magnetico attribuibile alla crosta da quello del nucleo.

Solo attraverso l'azione combinata di misurazione a terra, mediante gli strumenti presenti negli Osservatori geomagnetici, e in quota, con i magnetometri montati su satellite, insieme a rilevazioni magnetiche su fondale marino (ad esempio De Santis et al., 1999) sarà pienamente possibile ricostruire la morfologia del campo magnetico terrestre a quote diverse, come proposto ad esempio per il campo magnetico osservato nelle regioni polari antartiche (De Santis et al., 2002b). In questo modo risulterà più affidabile qualsiasi estrapolazione del campo verso il basso di qualche migliaio di km fino alle sorgenti poste nel nucleo fluido della Terra. Solo così i modelli di campo geomagnetico raggiungeranno quel dettaglio necessario per seguire le evoluzioni dinamiche del sistema che genera il campo magnetico terrestre, e possibilmente prevederne gli sviluppi nel prossimo futuro.

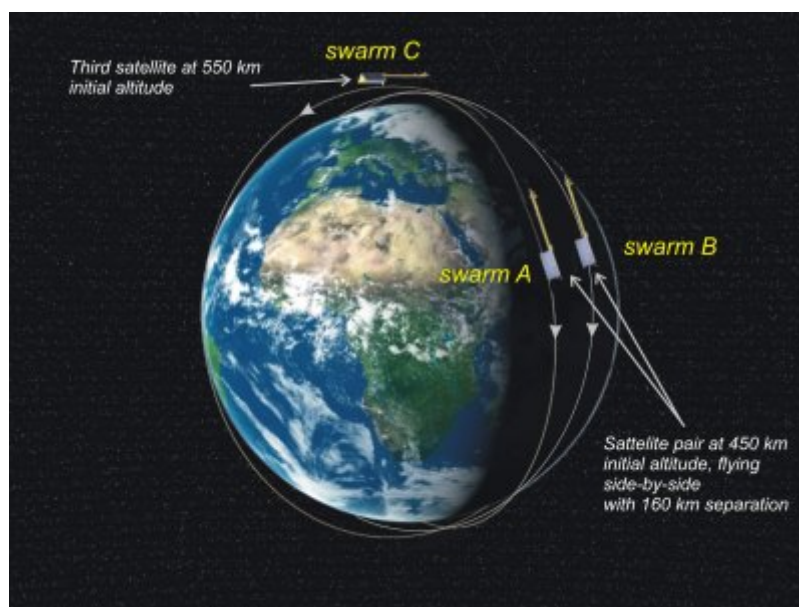


Figure 5. Costellazione di satelliti SWARM per la misura simultanea del campo geomagnetico su orbite diverse. (Fonte ESA da sito web www.esa.int)

Conclusioni

Uno dei misteri scientifici ancora non risolti dall'uomo è proprio quello della generazione e del mantenimento del campo magnetico terrestre. Tutta la comunità scientifica si troverà entro breve nella possibilità reale di dare una risposta definitiva. Strumenti fondamentali per acquisire

importanti informazioni sono oggi, e saranno anche nel prossimo futuro, gli Osservatori geomagnetici, che insieme a misurazioni dallo spazio con i satelliti artificiali, e di stazioni specifiche su fondale marino, consentiranno di sondare in profondità il nostro pianeta, fino a svelare le proprietà più intime della dinamica di quello che rappresenta il cuore magnetico della Terra, il nucleo terrestre. Lo studio del campo magnetico futuro e passato, quest'ultimo ottenuto grazie al ritrovamento di importanti dati magnetici storici, rappresenterà il modo migliore per avere qualche possibilità di vincere la continua sfida che propone all'uomo moderno il mistero della presenza stessa del campo magnetico all'interno del nostro pianeta.

Ringraziamenti

L'autore ringrazia il Direttore dell'Osservatorio Ximeniano Prof. Emilio Borchì per l'invito di preparare questo articolo nell'annuario meteorologico dell'Osservatorio. Lo stesso Direttore e il Prof. Renzo Macii sono ringraziati per il costante aiuto e la gentile ospitalità ricevuti durante le visite dell'autore presso l'Osservatorio stesso. Si ringrazia il Prof. Giovanni Napoleone dell'Università di Firenze per aver riportato all'autore la presenza del materiale storico presso lo Ximeniano, di grande interesse per la comunità scientifica di geomagnetismo.

Parte degli studi realizzati dall'autore sono stati finanziati nell'ambito del progetto REM ('*Reversing Earth Magnetism?*') del Programma Nazionale di Ricerche in Antartide e del progetto GEOSTAR finanziato dalla Commissione Europea.

Riferimenti bibliografici

- Cafarella L., De Santis A., Meloni A., Il catalogo geomagnetico storico italiano, *Pubblicazione ING*, 160 pp., 1992.
- Cafarella L., De Santis A., Meloni A., Attrazioni fatali, *Sapere*, n.1 (966), 37-44, gennaio 1994.
- De Santis A., Linearità e non linearità, casualità e causalità. Esempi in Geomagnetismo, *Quaderni di Geofisica*, 5, pp. 19, 1999.
- De Santis A., Di Mauro D., Favali P., Palangio P., Romeo G., Smriglio G., *GEOSTAR project: the performed seafloor mission in the Adriatic sea*; Proceedings of MARELEC 99 Conference, Brest (France), 219-230, 1999.
- De Santis A., Barraclough D. R., Tozzi R., Nonlinear variability of the Recent Geomagnetic Field, *Fractals*, vol.10, No.3, 297-303, 2002a.
- De Santis A., J.M. Torta, L.R. Gaya-Pique, The First Antarctic geomagnetic Reference Model (ARM), *Geoph. Res. Lett.*, 29, No.8, 10.1029/2002GL014675, 2002b.
- De Santis A., Tozzi R., Observed geomagnetic field and nonlinearity of fluid motions in the Earth's outer core, in *Chaos in geophysical flows*, Visconti et al. (Eds.), Otto Publisher, 339-366, 2003.
- De Santis A., Tozzi R., Gaya-Piqué L.R., Information content and K-Entropy of the present geomagnetic field, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 218, 269-275, 2004.