



**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI ROMA
"TOR VERGATA"**

FACOLTA' DI SCIENZE MATEMATICHE, FISICHE E NATURALI

DOTTORATO DI RICERCA IN

FISICA

CICLO DEL CORSO DI DOTTORATO

XX

Titolo della tesi

**Applicazione della Tecnica di prospezione
“Geomagnetic depth sounding” (GDS) in aree
Tettoniche Attive**

Dottorando

Massimiliano Fois

A.A. 2008/2009

Docente Guida/Tutor: Dr. Domenico Di Mauro (I.N.G.V.)

Prof. Coordinatore: Prof. Piergiorgio Picozza

Sommario

SOMMARIO.....	- 3 -
INTRODUZIONE	- 4 -
CAPITOLO 1: INTRODUZIONE AL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE	- 6 -
1.1 IL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE.....	- 6 -
1.2. SORGENTI DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE	- 12 -
1.2.2. <i>Il Campo Esterno</i>	- 16 -
1.2.2.1. Le Correnti Ionosferiche.....	- 17 -
1.2.2.2. Le Correnti Magnetosferiche	- 19 -
CAPITOLO 2: MISURA DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE E STRUMENTI UTILIZZATI	- 28 -
2.1. IL MAGNETOMETRO SCALARE A PRECESSIONE DI PROTONI	- 29 -
2.2 IL MAGNETOMETRO A EFFETTO OVERHAUSER.....	- 30 -
2.3. IL MAGNETOMETRO VETTORIALE FLUX-GATE.....	- 31 -
2.4. IL DATALOGGER	- 34 -
2.4.1. <i>Il Programma di Gestione Stazione.</i>	- 43 -
CAPITOLO 3: GEOMAGNETIC DEPTH SOUNDING (GDS)	- 45 -
3.1. PRINCIPI FISICI DI BASE	- 45 -
3.2. I METODI MAGNETOVARIAZIONALI (MV) E LA DEFINIZIONE DELLE FUNZIONI DI TRASFERIMENTO	- 49 -
3.2.1 <i>Analisi delle funzioni di trasferimento</i>	- 50 -
3.2.2. <i>Metodo dei cross-spectra</i>	- 52 -
3.2.3 <i>Frecce d'Induzione di Parkinson & Wiese</i>	- 54 -
CAPITOLO 4: MISURAZIONI MAGNETOMETRICHE NELL'AREA DELL'ANTI- ATLANTE IN MAROCCO	- 59 -
4.1. BREVE DESCRIZIONE GEOLOGICA DELL'AREA INTERESSATA.....	- 59 -
4.2. DESCRIZIONE DELLA STRUMENTAZIONE UTILIZZATA, CRITERI ADOTTATI NELLA SCELTA DEI SITI.....	- 60 -
4.4. ANALISI DATI.....	- 63 -
4.4.1. <i>Descrizione della base di dati</i>	- 64 -
4.4.2. <i>Effetti della temperatura.</i>	- 67 -
4.4.3. <i>Analisi di Fourier dei magnetogrammi</i>	- 69 -
4.4.3. <i>Misura della polarizzazione della sorgente induttiva</i>	- 74 -
4.4.4. <i>Funzioni di trasferimento e frecce di Parkinson (o Wiese)</i>	- 77 -
4.4.5. <i>Determinazione delle Mappe di Fourier.</i>	- 87 -
CAPITOLO 5: CONCLUSIONI.....	- 100 -
BIBLIOGRAFIA	- 103 -

INTRODUZIONE

Lo studio del campo magnetico terrestre (CMT) ha avuto nel corso degli ultimi decenni un sensibile sviluppo. Grazie all'evoluzione tecnologica ed all'invenzione di strumenti sempre più sensibili ed efficienti, è stato possibile riconoscerne e studiarne le sorgenti, interne ed esterne, e di comprendere in parte i meccanismi che ne producono le variazioni nel corso dei millenni.

Per convenzione il CMT sulla superficie è esprimibile in termini di intensità totale (F) e variazioni lungo tre assi cartesiani X , Y e Z che sono orientati rispettivamente verso il Nord geografico, verso Est ("componenti orizzontali") ed infine perpendicolarmente alla superficie diretto verso il centro della Terra ("componente verticale"). Gli strumenti impiegati per registrarne le variazioni si dividono in due categorie: magnetometri scalari per la misura di F e magnetometri vettoriali per la misura delle componenti X , Y e Z .

Nel corso dell'ultimo secolo sono stati fatti molteplici sforzi per consentire la registrazione continua delle variazioni del CMT, ed allo stato attuale esistono centinaia di osservatori geomagnetici sulla Terra, nelle aree continentali, ma pochi nelle aree oceaniche.

Per gli scopi di questo lavoro ci concentreremo su quella parte delle variazioni del CMT provocate dall'induzione elettromagnetica nel sottosuolo. Questo fenomeno è stato individuato grazie al confronto tra le variazioni delle componenti orizzontali e verticali del CMT misurate in siti differenti. Tali osservazioni hanno evidenziato che le variazioni sulle componenti orizzontali hanno comportamenti molto simili tra loro nei vari siti, mentre quelle sulla componente verticale possono cambiare sensibilmente da un sito all'altro.

La teoria classica dell'elettromagnetismo stabilisce che le variazioni del CMT, sia esterne che interne, si diffondono nel sottosuolo e nelle regioni conduttive inducendo correnti elettriche che, a loro volta, per la legge di Ampère, creano campi magnetici misurabili sulla superficie. In particolare, nelle regioni del sottosuolo in cui sono presenti contrasti di conducibilità laterali, i campi magnetici indotti modificano la componente magnetica verticale. Se invece la conducibilità è uniforme o varia solo con la profondità, le variazioni della componente verticale sono nulle.

La teoria diffusiva dei campi elettromagnetici stabilisce inoltre che un campo elettromagnetico quasi statico in un mezzo conduttore è soggetto ad attenuazioni di ampiezza e variazioni di fase regolati da un parametro fisico chiamato "skin depth". Lo "skin depth" è la distanza di penetrazione alla quale il campo elettromagnetico diffuso viene attenuato

di un fattore $1/e$. Questo parametro di scala dipende a sua volta proporzionalmente dal periodo T della variazione del campo elettromagnetico ed inversamente dalla conducibilità del mezzo attraversato. Dall'applicazione di questa teoria in ambito geofisico è nata la tecnica di analisi magneto-variazionale. Quando applicata contemporaneamente al campo elettrico e magnetico registrati contemporaneamente in un sito, prende il nome di Magnetotellurica, mentre se ci si limita a ponderare le sole variazioni magnetiche si parla di "Geomagnetic depth sounding (GDS)". Come si avrà modo di illustrare nei capitoli successivi, queste tecniche possono fornire informazioni utilissime ai geofisici circa le possibili strutture profonde della Terra a partire da parametri elettrici e magnetici della materia, parallelamente ad altri metodi, come quelli sismici che sfruttano le proprietà elastiche della materia.

Lo scopo di questa tesi di dottorato è quindi quello di applicare la tecnica GDS in una regione tettonica attiva dell'Anti-Atlante in Marocco, per individuare possibili anomalie conduttive e correlarle ad anomalie magnetiche precedentemente osservate ed offrire quindi un contributo sulla comprensione della profondità e natura dei corpi anomali.

Gli argomenti trattati nel corso dei primi tre capitoli cercheranno di fornire una base per la comprensione del lavoro sperimentale svolto; ove le referenze non siano espressamente indicate, ci siamo basati sui seguenti testi di riferimento: per la parte introduttiva, Enciclopedia delle Scienze Fisiche (Treccani), Meloni (1987,1993), Candidi (1993); per la parte sulla tecnica GDS, Jackson (1998), Parkinson (1983), Rikitake e Honkura (1985), Zhdanov e Keller (1994).

Parte integrante di questo studio è stata anche la realizzazione ed installazione di un sistema d'acquisizione remoto per la gestione delle misure automatiche delle componenti vettoriali e scalari del campo magnetico terrestre. Tale sistema d'acquisizione è basato su un microcontrollore a basso consumo energetico, di ridotte dimensioni ed alimentato con pannelli solari, può controllare ed immagazzinare i dati geomagnetici, georeferenzandoli e sincronizzandoli al tempo universale tramite GPS. Infine il dispositivo è completamente controllabile da remoto tramite connessioni LAN e Modem.

Capitolo 1: Introduzione al Campo Magnetico Terrestre

1.1 Il campo magnetico terrestre.

La Terra è sede di un campo magnetico. La prima descrizione scientifica di tale campo fu fornita da W. Gilbert mediante misurazioni effettuate con la bussola. Tale strumento, costituito da un ago magnetico, libero di ruotare su un piano orizzontale, ha la proprietà di orientarsi allineandosi alle linee di forza del campo la cui direzione è prossima a quella del meridiano geografico. Il campo magnetico è fisicamente una grandezza vettoriale e per poterlo rappresentare graficamente come tale, è necessario definire un sistema di riferimento tridimensionale.

Secondo la nomenclatura universalmente accettata, il campo magnetico terrestre, indicato per convenzione con il simbolo F , viene rappresentato in un sistema di riferimento cartesiano con origine nel punto dove si effettua la misura, gli assi x e y appartengono ad un piano tangente alla superficie terrestre nel punto con l'asse x orientato in maniera che coincida con il meridiano geografico, mentre l'asse z è diretto verticalmente alla superficie verso il centro della Terra. (vedi Figura 1).

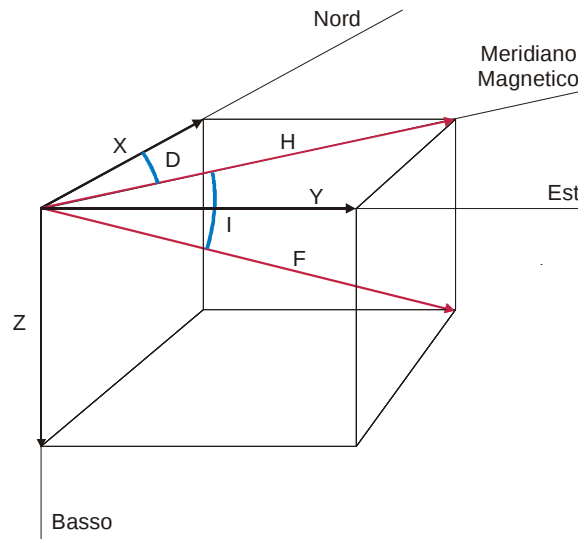


Figura 1: Sistema di riferimento locale rispetto al quale identificare le componenti ed il modulo del campo magnetico.

Dato questo sistema di riferimento, sono state definite due terne di valori che, insieme al modulo F , possono entrambe descrivere completamente il CMT.

La prima di queste terne è costituita dall'angolo di **declinazione**, dall'angolo di **inclinazione** ed dalla componente verticale Z . L'angolo di declinazione (D) è l'angolo formato dalla proiezione del campo magnetico sul piano orizzontale (H) con la direzione del meridiano geografico (X). L'inclinazione (I) è invece l'angolo che il vettore campo totale (F) forma con il piano tangente alla Terra nel punto di misura.

La seconda terna è invece data semplicemente delle proiezioni del vettore F sui tre assi e sono indicate con il nome di componenti X , Y e Z .

Le due rappresentazioni sono equivalenti e legate dalle seguenti relazioni trigonometriche:

$$\begin{aligned}H &= F \cos I, & Z &= F \sin I \\X &= H \cos D, & Y &= H \sin D \\ \tan I &= Z / H & \tan D &= Y / X \\ F^2 &= H^2 + Z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2\end{aligned}$$

La convenzione internazionalmente riconosciuta per indicare l'intensità del campo magnetico terrestre è il vettore d'induzione $\mathbf{B}$. L'unità di misura impiegata è un sottomultiplo del Tesla, il nano Tesla ($\text{nT} = 10^{-9} \text{ T}$), che più adeguatamente si adatta ai valori tipici in ambito geomagnetico. Le misure del CMT nel corso dei secoli sono state effettuate in molti punti della superficie terrestre, e da queste si è visto che al variare della posizione geografica l'intensità varia tra un minimo di 24000 nT nelle regioni equatoriali e un massimo di 68000 nT nelle zone polari. I valori di declinazione a latitudini intermedie, risultano mediamente minori di 20° , mentre a latitudini più elevate assumono di norma valori elevati. Dalle misure dell'inclinazione o della componente verticale Z si è scoperto che, simmetricamente all'equatore, nell'emisfero nord essa è diretta verso il centro della Terra e nell'emisfero sud verso l'esterno della Terra. Tale caratteristica ha suggerito che il campo magnetico terrestre fosse generato da un dipolo magnetico posto al centro della Terra ed orientato verso il Nord geografico. Misure effettuate ai poli geografici hanno stabilito altresì che l'asse del dipolo non coincide con l'asse di rotazione della Terra, ma si trova spostato, per l'emisfero Nord, nel punto di coordinate (aggiornate all'anno 2005) $82^\circ 42' \text{ N}$, $114^\circ 24' \text{ W}$ ed inoltre tale posizione si modifica nel tempo. Questa discrepanza tra poli magnetici e geografici spiega perché la declinazione sia piccola a

basse latitudini e più alta alle alte latitudini. Studi più accurati sugli andamenti di declinazione, inclinazione ed intensità hanno mostrato inoltre che anche in alcune aree vicine all'equatore ci sono variazioni della declinazione simili a quelle polari, quindi il campo dipolare per una descrizione dell'effettivo campo terrestre, può essere considerato solo un modello di prima approssimazione, che deve essere migliorato introducendo contributi dovuti a quello che viene denominato **campo non dipolare**.

Nella successiva Figura 2 riportiamo la mappa d'intensità del campo magnetico terrestre aggiornata al 2000.

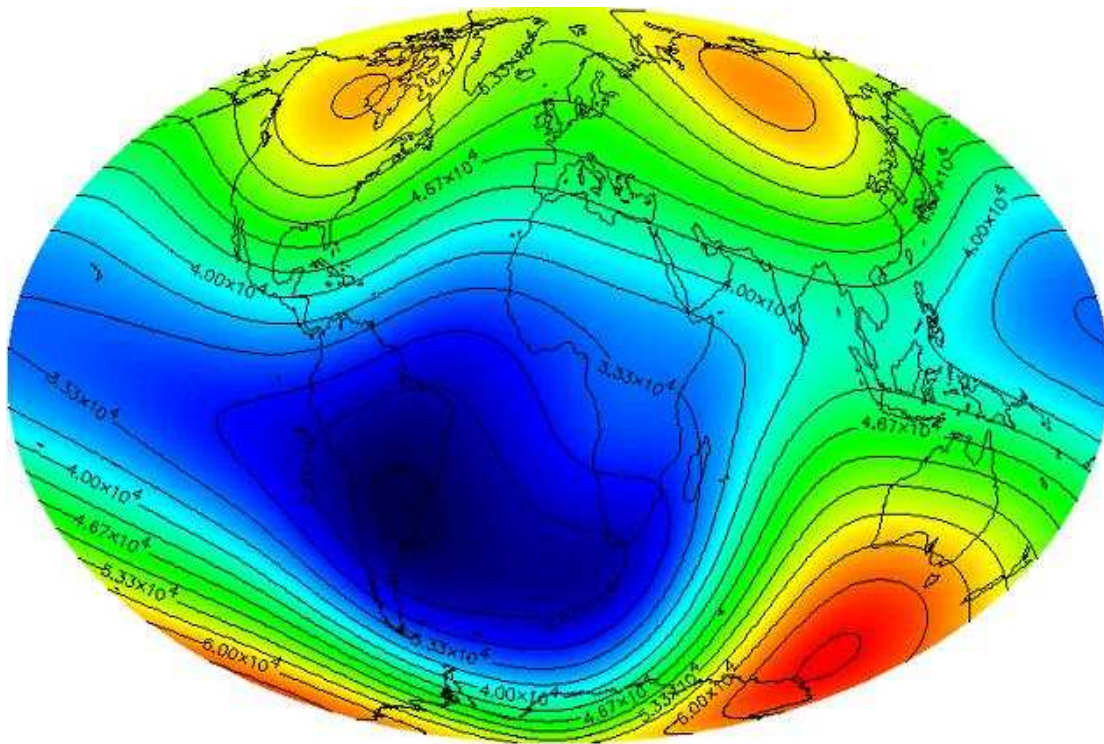


Figura 2: Carta mondiale dell'intensità del campo magnetico terrestre all'epoca 2000.0 (www.usgs.org).

Dopo aver introdotto il campo magnetico terrestre in termini di rappresentazione in componenti, modulo e variabilità su scala geografica, possiamo introdurre la variabilità del CMT su scala temporale.

Il CMT varia in una vastissima gamma di periodi, che vanno da frazioni di secondo a centinaia di migliaia di anni. Le variazioni più lente, comprese tra decine e centinaia di anni, vengono dette **variazioni secolari** di cui parleremo più approfonditamente nei paragrafi successivi.

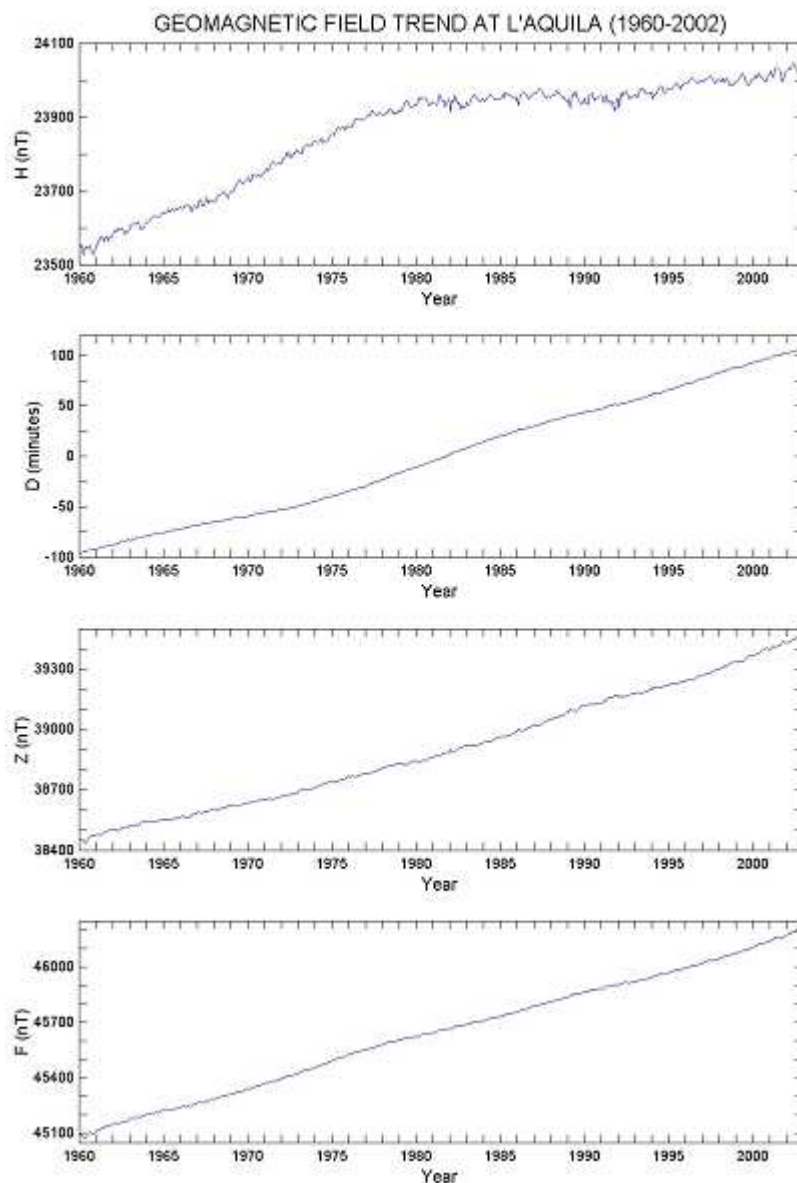


Figura 3: *Variazione della declinazione, componente orizzontale, componente verticale e modulo di F presso l'osservatorio dell'Aquila dal 1960 al 2002.*

In Figura 3 sono riportati i grafici degli andamenti delle componenti e del modulo del CMT misurati presso l'osservatorio dell'Aquila negli ultimi 42 anni. Tali andamenti ben evidenziano la variazione secolare: per esempio in Italia negli ultimi 25 anni l'intensità del campo si è incrementata di 600 nT, mentre la declinazione è variata di circa 2° ed in particolare è mostrato come la declinazione (secondo pannello dall'alto) presenti un punto d'inversione, passando da valori negati a positivi, intorno agli anni ottanta. Il confronto tra le variazioni d'intensità misurate in differenti osservatori geomagnetici indica che le differenze cambiano

sia in latitudine che in longitudine; a Washington l'intensità è variata di circa 100 nT, in Sud Africa di 2500 nT nello stesso periodo. Se la variazione dipendesse solo dalla sorgente dipolare gli effetti dovrebbero essere indipendenti dalla posizione geografica, pertanto queste variazioni sono state attribuite al campo non dipolare. La variabilità del campo dipolare, come dimostrano gli studi paleomagnetici, prevede anche l'inversione della polarità (rotazione di 180° dell'asse di dipolo). Un'evidenza del fenomeno è riscontrabile per esempio, nelle anomalie magnetiche misurate sui fondali oceanici, trasversalmente alle dorsali oceaniche. Lungo le dorsali oceaniche le zolle si allontanano e si accrescono a causa del magma fluido che risale in superficie. I minerali ivi contenuti sono in grado di magnetizzarsi lungo la direzione del campo magnetico presente al momento della loro formazione e di mantenerla dopo la solidificazione. Conoscendo la velocità di allontanamento delle zolle e quindi possibile distinguere e datare la polarità del CMT. L'ultima inversione si è verificata 780000 anni fa e dal momento in cui una inversione ha inizio essa si completa in un intervallo di tempo tra i 5000 ed i 10000 anni.

Sovrapposte alle variazioni secolari, il campo magnetico presenta variazioni più piccole e di breve periodo legate all'interazione del CMT con i complessi fenomeni connessi all'interazione tra Terra e Sole.

Una di queste ha periodicità giornaliera ed un andamento approssimativamente costante, anche se l'intensità e la forma possono cambiare da un giorno all'altro e con la latitudine. A tale variazione si dà il nome di **variazione regolare diurna**, e la sua ampiezza è dell'ordine di qualche decina di nT (vedi Figura 4). Nella suddetta figura dall'alto verso il basso sono indicate le variazioni delle tre componenti X, Y e Z, della variazione diurna: in un giorno di quiete (linea azzurra) ed in un giorno in cui alla variazione diurna si sovrappongono variazioni irregolari (linea rossa).

L'intensità della variazione diurna si è dimostrato dipendere dalla stagione raggiungendo la massima intensità in estate, e la minima intensità in inverno.

Il principale responsabile della variazione del CMT, su scala temporale breve, è il Sole, il quale durante il proprio ciclo (con periodo di circa 11 anni) modifica la polarità del proprio campo magnetico e l'intensità della radiazione solare con conseguenti ripercussioni nell'interazione con la magnetosfera e la ionosfera terrestre.

Un ulteriore contributo alle variazioni temporali regolari e di breve periodo, è imputabile alla presenza della Luna, il cui campo gravitazionale durante i cicli lunari causa deformazioni della struttura ionosferica e variazioni del CMT di qualche nT. Tutte queste variazioni fanno parte della categoria delle **variazioni regolari (pseudoperiodiche)**.

Altre variazioni del CMT, più o meno intense ma che possono durare minuti, ore o giorni sono denominate come “irregolari”. Di queste categorie fanno parte le **tempeste magnetiche** che hanno un'intensità di centinaia di nT ed una durata di giorni, e le **baie** che hanno un'ampiezza di qualche decina di nT ed una durata di qualche ora.

Nella Figura 5 è mostrata la tipica variazione della componente orizzontale X durante l'evento di tempesta magnetica verificatosi il 29 Ottobre 2003 e registrato presso l'osservatorio dell'Aquila. L'evento è caratterizzato da una variazione del campo di circa 400 nT nel giro di qualche ora, seguito da una fase di rilassamento che dura qualche giorno. Le variazioni irregolari, come sarà più chiaro nei paragrafi successivi, sono correlate con l'attività solare in particolare con fenomenologia ritardata di circa 24 – 48 ore a seguito di brillamenti solari.

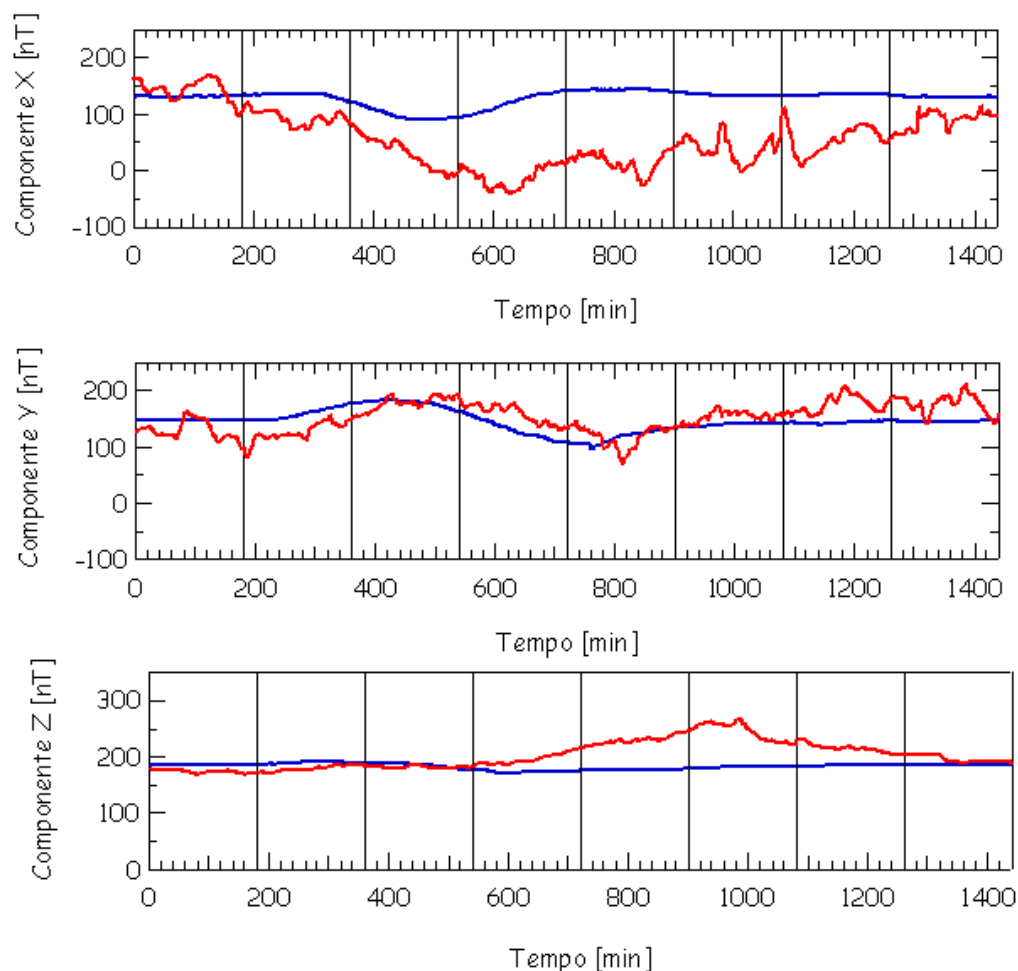


Figura 4: Esempio di variazione regolare diurna registrata dall'osservatorio dell'Aquila. La linea azzurra descrive una tipica variazione diurna in condizione di quiete. La linea rossa descrive invece una variazione diurna a cui si sovrappongono variazioni irregolari del CMT.

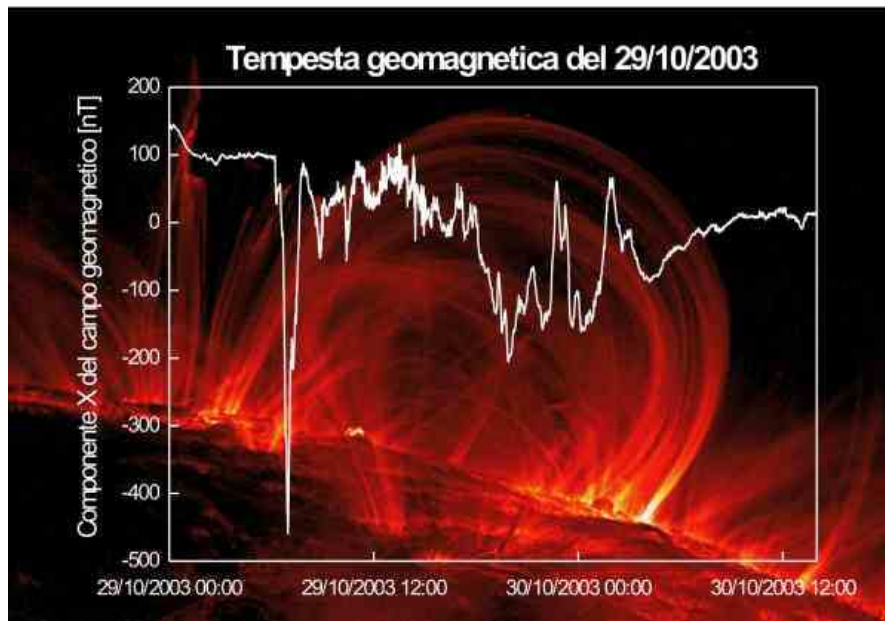


Figura 5: Esempio di variazione della componente orizzontale X durante la tempesta magnetica verificatasi il 29 Ottobre 2003 registrata presso l'osservatorio dell'Aquila. La tempesta tipicamente provoca variazioni delle componenti di centinaia di nT, in poche ore ed un tempo di rilassamento del campo di qualche giorno.

1.2. Sorgenti del Campo Magnetico Terrestre

Nel paragrafo precedente è stata presentata una breve introduzione al campo magnetico terrestre, descrivendone variazioni temporali principali. In questo paragrafo, invece, si parlerà in modo più approfondito dei processi fisici e dei modelli che sono all'origine sia al campo magnetico che delle sue variazioni. Le sorgenti del campo magnetico terrestre possono essere raggruppate in due categorie principali:

- la prima, ed anche la più intensa è quella che prende il nome di campo interno o nucleare.
- le altre, molto meno intense, sono note come sorgenti esterne alla Terra e dipendono dalle condizioni della magnetosfera, della ionosfera.

1.2.1. Il Campo Nucleare

In Figura 6 è rappresentato uno spaccato dell'interno della Terra. La Terra, al proprio interno, è costituita da una serie di gusci sferici concentrici e di spessore variabile tra i quali sono state individuate **tre superfici di discontinuità**. Esse sono state individuate attraverso lo studio della propagazione delle onde sismiche nel sottosuolo, ed in modo particolare dai cambiamenti improvvisi che subiscono le velocità di propagazione quando si trovano in corrispondenza delle suddette superfici. E' noto che i cambiamenti di velocità sono influenzati dai parametri chimico-fisici degli strati attraversati ed in particolare sono funzione della composizione chimica, della temperatura, della pressione o dello stato di aggregazione della materia.

La prima di queste superfici di discontinuità, partendo dalla superficie della Terra, è detta **Mohorovicic** o **Moho**, e si trova ad una profondità compresa tra 5 e 70 Km. Essa costituisce la delimitazione del primo strato superficiale della Terra che è chiamato **crosta**.

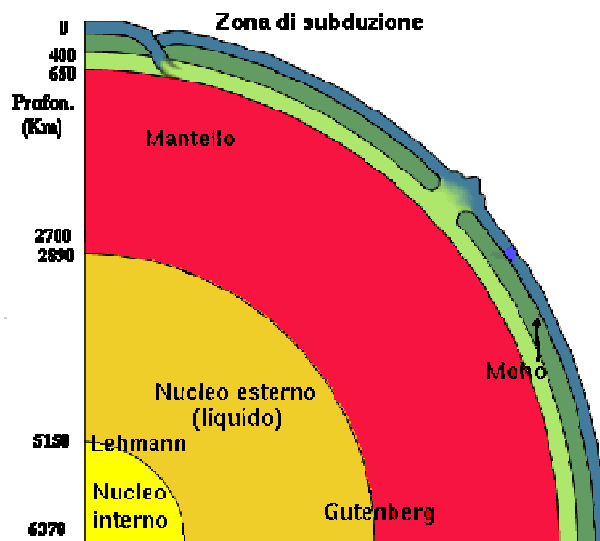


Figura 6: Spaccato dell'interno della Terra con le superfici di discontinuità dei differenti strati.

La crosta terrestre ha spessori e composizione variabili a seconda che l'area considerata si trovi in corrispondenza degli oceani o sotto i continenti. Nel caso siano presenti gli oceani, lo spessore varia tra 5 e 10 Km e la crosta si compone di strati di roccia prevalentemente basaltica, ricoperta di sedimenti. La crosta terrestre al di sotto dei continenti invece è costituita da rocce essenzialmente granitiche. All'interno della crosta possono essere presenti anche minerali che possiedono una magnetizzazione (e.g. **magnetite**) da cui hanno origine le anomalie

magnetiche localizzate. Tuttavia la magnetizzazione di questi minerali si annulla quando la temperatura, che cresce con la profondità, supera il limite di Curie (temperatura di Curie della magnetite è 575 °C).

Scendendo in profondità al di sotto della Moho, a circa 2900 chilometri si trova la **seconda** discontinuità, detta di **Gutenberg**. Lo strato compreso tra queste superfici si chiama **mantello**, il quale costituisce il 67% della massa e l'83% del volume della Terra, ed al cui interno si riscontrano significative variazioni di pressione e temperatura. Esse determinano una stratificazione interna al mantello con un passaggio graduale da uno strato all'altro, che fa pensare ad una composizione quasi uniforme.

Infine, al di sotto della discontinuità di Gutenberg, e fino al centro della Terra si trova il **nucleo**. Esso inizia ad una profondità di circa 2900 km ed con un guscio esterno liquido. Tale stato è stato individuato attraverso la propagazione delle onde sismiche e poiché le onde di taglio non si propagano oltre questa discontinuità, il nucleo deve essere costituito da materiale a rigidità nulla. Si stima che i materiali che lo compongono abbiano una densità compresa tra 10 e 13 g/cm³, a differenza della crosta che mostra una densità compresa tra 2,7 e 3,3 g/cm³, conferendo una densità media della Terra di circa 5,5 g/cm³. Tenendo conto di queste densità è stato possibile elaborare un modello di nucleo dominato da composti a base di ferro, silicio e nichel, suddiviso in due parti, un guscio più esterno liquido e conduttivo per la presenza di cariche elettriche libere ed un nucleo più interno solido. La superficie di demarcazione che separa il nucleo interno da quello esterno costituisce la terza discontinuità, detta di **Lehmann**, e si trova alla profondità di circa 5100 chilometri.

Le cariche elettriche libere del nucleo esterno, per effetto del movimento di rotazione della Terra intorno al proprio asse ed alle leggi della magnetoidrodinamica, danno origine al campo magnetico nucleare i cui modelli di riferimento sono chiamati **Geodinamo**. Questo termine deriva dall'ipotesi che l'autosostentamento del campo magnetico nucleare si basi sulla trasformazione dell'energia meccanica di rotazione in energia del campo magnetico. Tra i modelli più accreditati in letteratura spiccano: il modello a singola dinamo formulato da Bullard, ed il modello a doppia dinamo di Rikitake.

In Figura 7 è schematizzato il modello proposto da Bullard. Esso rappresenta il nucleo come un disco metallico rotante intorno all'asse della Terra ed una bobina conduttrice il cui asse coincida con lo stesso asse di rotazione e le cui estremità siano connesse elettricamente all'asse di rotazione e al bordo del disco. In questa situazione ed in presenza di un campo d'induzione magnetica **B**, parallelo all'asse di rotazione, le cariche elettriche libere presenti all'interno del disco metallico ed aventi una velocità **V** di trascinalamento dovuta al moto di rotazione, per la forza di Lorentz ($\mathbf{F} = q\mathbf{V} \times \mathbf{B}$) compirebbero un moto radiale. Le cariche di segno

opposto si separano, concentrandosi o verso l'asse o sul bordo esterno del disco. Le cariche in questo modo creano una corrente all'interno della bobina ed un campo magnetico che rafforza quello esterno. In conclusione secondo questo semplice modello, nella Terra è sufficiente che si crei un piccolo campo magnetico iniziale perché le cariche libere, per effetto della rotazione e della Forza di Lorentz, sostengano il campo iniziale, incrementandolo.

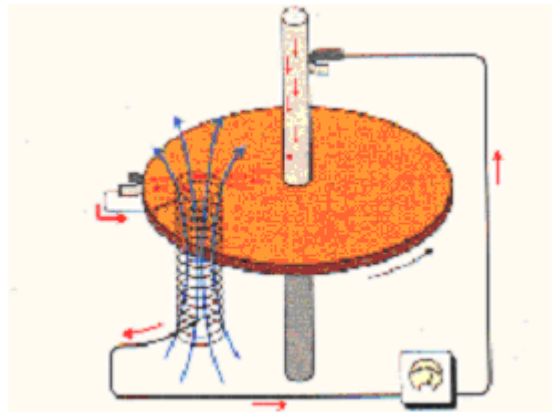


Figura 7: Rappresentazione schematica del modello di Bullard per la Geodinamo

Il modello proposto da Bullard seppur in grado di spiegare l'autosostentamento del CMT, non è però sufficientemente elaborato per spiegare come possa avvenire l'inversione della polarità del campo magnetico terrestre.

Un modello elettromeccanico di campo nucleare, che preveda anche l'inversione del campo magnetico, fu proposto da Rikitake. In Figura 8 possiamo vederne una rappresentazione schematica. Il modello è simile a quello di Bullard ma presenta una doppia dinamo.

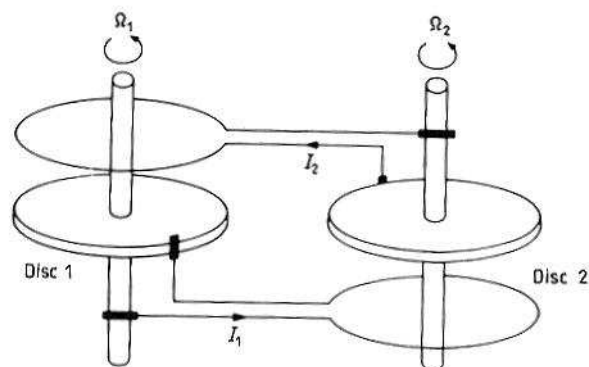


Figura 8: Rappresentazione schematica del modello di Rikitake per la Geodinamo

Le due dinamo sono ipotizzate identiche, ma i campi che generano sono opposti e la corrente della bobina 1 (2) è alimentata dal disco 2 (1). Nel

caso la condizione nucleare privilegi il campo prodotto da una dinamo rispetto all'altra, con il passare del tempo avverrebbe un trasferimento di corrente alla dinamo meno intensa controbilanciando le disparità iniziale fino all'inversione.

Anche questo secondo modello mostra comunque dei limiti e non è completamente esaustivo sul reale meccanismo che regola le variazioni del campo interno. Analiticamente tutte le teorie della dinamo terrestre si basano su un complesso sistema di equazioni differenziali che sono:

1. le equazioni di Maxwell dell'elettromagnetismo;
2. l'equazione di Navier-Stokes della fluidodinamica;
3. l'equazione di Poisson applicata al campo gravitazionale;
4. l'equazione generalizzata della diffusione del calore.

a cui si aggiungono:

1. la legge di Ohm generalizzata;
2. opportune condizioni al contorno.
3. ipotesi semplificatrici sui termini meno significativi delle equazioni.

La soluzione delle suddette equazioni e le ipotesi semplificatrici hanno permesso di formulare vari modelli di dinamo in grado di spiegare alcune, ma non tutte le fenomenologie in campo. Il limite più grande di queste teorie è la difficoltà di sceglierne una rispetto alle altre, poiché è impossibile conoscere esattamente i valori o gli andamenti di parametri fisici fondamentali del nucleo, quali la temperatura, la pressione e relativi gradienti, la conducibilità elettrica e termica, etc. La loro conoscenza è quasi sempre frutto di ipotesi seppur ragionevoli, oppure di misure indirette.

1.2.2. Il Campo Esterno

Come già accennato nell'introduzione, il campo magnetico terrestre deve la sua origine al campo nucleare. Tuttavia dato che la Terra interagisce sia con il Sole, sia con il campo magnetico interplanetario ognuna di queste interazioni è responsabile di piccoli contributi e soprattutto fonte di variazioni di intensità, su scale temporali che vanno dalla frazione di secondo a giorni.

Le sorgenti esterne responsabili della variabilità del campo magnetico terrestre sono principalmente due:

- le correnti elettriche ionosferiche;
- le correnti elettriche magnetosferiche

1.2.2.1. Le Correnti Ionosferiche

La Terra è un pianeta circondato da un involucro gassoso, detto atmosfera, composto da ossigeno, azoto per circa 98% e da altri gas e vapore acqueo per il resto. La struttura dell'atmosfera è molto complessa ed al variare dell'altitudine si distinguono diversi strati. Tra questi, quello particolarmente interessante da un punto di vista geomagnetico è quello più esterno, la **Ionosfera**, le cui caratteristiche peculiari sono la rarefazione (contiene circa 1% della massa gassosa generale) ed uno spessore di alcune centinaia di chilometri a partire dai 60 Km di altitudine. Buona parte delle radiazioni ionizzanti provenienti dal Sole e dallo spazio, hanno il potere di ionizzare fortemente gli atomi e le molecole presenti.

La miscela di gas ionizzati, per effetto della rotazione della Terra ed in particolare per effetto della forza di Coriolis, crea dei vortici di correnti, che percorrono entrambi gli emisferi, in verso antiorario in quello Nord ed in verso orario in quello Sud. In Figura 9 possiamo vedere una rappresentazione schematica di tali correnti ed un magnetogramma che mostra l'intensità della variazione diurna misurata ad Ottawa. Esse sono presenti sia nella zona dell'atmosfera frontale al Sole che in quella opposta, tuttavia l'intensità di queste ultime è pari a circa un quarto di quelle della zona illuminata. Tale diversità insieme al moto relativo della Terra rispetto alle correnti rappresenta la causa generatrice della "variazione magnetica regolare diurna".

Per quanto concerne l'intensità della variazione diurna, i parametri fondamentali sono l'intensità delle correnti, la forma geometrica che esse assumono e la latitudine in cui si effettua la misura. Il livello di ionizzazione è influenzato dall'intensità dell'attività solare, la quale ha una periodicità di circa 11 anni ed è caratterizzata da brillamenti, aumento delle macchie solari, espulsioni di massa coronali. Esclusi i periodi di intensa attività solare, in cui si riscontra un forte disturbo magnetico, in altri periodi l'attività solare viene definita quieta (**Sq** o "Solar quiet"), per cui le correnti ionosferiche sono pressoché costanti e le variazioni del campo misurato sono solo di decine di nT su un periodo di 24h.

La Luna invece esercita sulla ionosfera lo stesso effetto riscontrabile sulle maree marine, anche se la minore densità della ionosfera rende minime le variazioni di campo magnetico, qualche nT su un periodo pari 24h e 50 minuti.

In conclusione, anche se non particolarmente intensa, la ionosfera è una sorgente naturale ottimale per effettuare studi di conducibilità del sottosuolo, di cui si parlerà in dettaglio nei capitoli successivi.

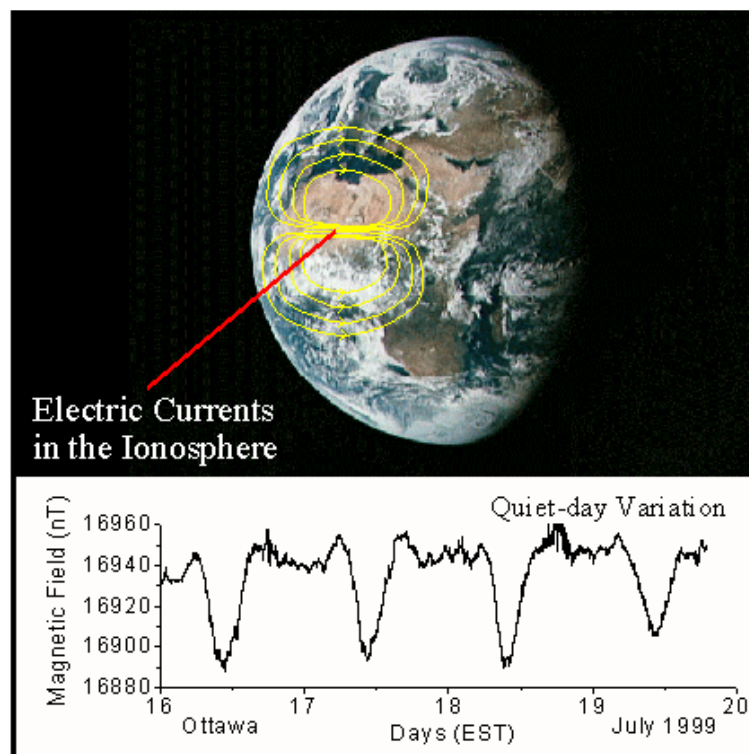


Figura 9: Visione schematica delle correnti ionosferiche Sq e relativa variazione giornaliera registrata da un magnetometro collocato a media latitudine (Ottawa in questo caso).

1.2.2.2. Le Correnti Magnetosferiche

La magnetosfera è quella regione dello spazio che circonda un pianeta, all'interno della quale si rileva il campo magnetico da esso generato.

Anche la Terra in quanto sede di un campo magnetico dipolare, possiede una magnetosfera che fu scoperta dalla sonda Explorer I nel 1958. La forma e l'estensione di questa regione, sono influenzate dall'interazione con il plasma del vento solare e con il campo magnetico interplanetario.

La Figura 10 mostra una rappresentazione del complesso sistema di interazioni tra il vento solare e il campo magnetico della Terra, in cui distinguiamo una zona rivolta verso il Sole, che si estende fino ad una distanza dal centro della Terra di circa 10-12 raggi terrestri (un raggio medio terrestre misura circa 6371 Km e la cui forma ed estensione dipendono dalla pressione del vento solare. Nella regione diametralmente opposta è presente la **coda geomagnetica**, che ha una forma più allungata ed una dimensione di oltre 100 raggi terrestri, ma priva di un confine ben definito.

All'interno della Magnetosfera è distinguibile una regione chiamata **magnetopausa**, che è la superficie di separazione fra il vento solare, che porta con sé l'IMF (Interplanetary Magnetic Field), e il tenue plasma magnetosferico, permeato dal campo magnetico terrestre. Essa è determinata dal bilancio totale di pressione dinamica, termica e magnetica dei due mezzi a contatto. In pratica, potendo trascurare gli altri termini, la magnetopausa è determinata dal bilancio tra la pressione dinamica del vento solare e la pressione magnetica del campo terrestre.

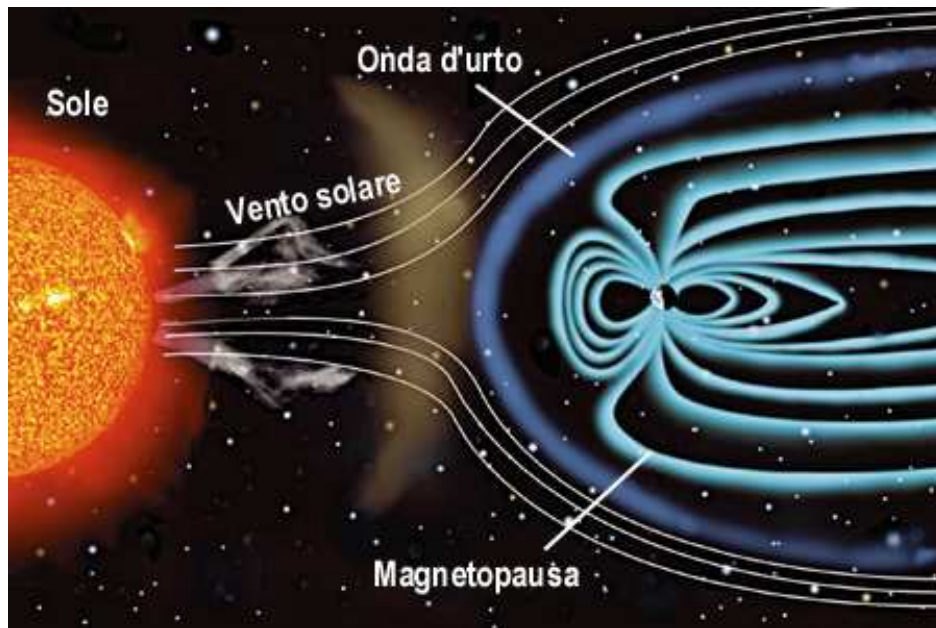


Figura 10: *Rappresentazione del complesso sistema di interazioni tra vento solare e campo magnetico terrestre.*

Dagli studi da satellite effettuati all'interno della magnetosfera è risultato che il sistema di cariche elettriche ivi intrappolate sono responsabili di un complesso sistema di correnti, alcune delle quali influiscono significativamente sulla variabilità del campo magnetico misurato sulla Terra e sono la causa scatenante di fenomeni quali le **tempeste magnetiche**, le **sotto tempeste**, le **baie** e le **pulsazioni**.

Nella sottostante Figura 11 vengono riportati in modo più dettagliato i sistemi di correnti di cui si tratterà con maggior dettaglio:

- la **corrente ad anello**;
- le **correnti allineate** al campo magnetico.

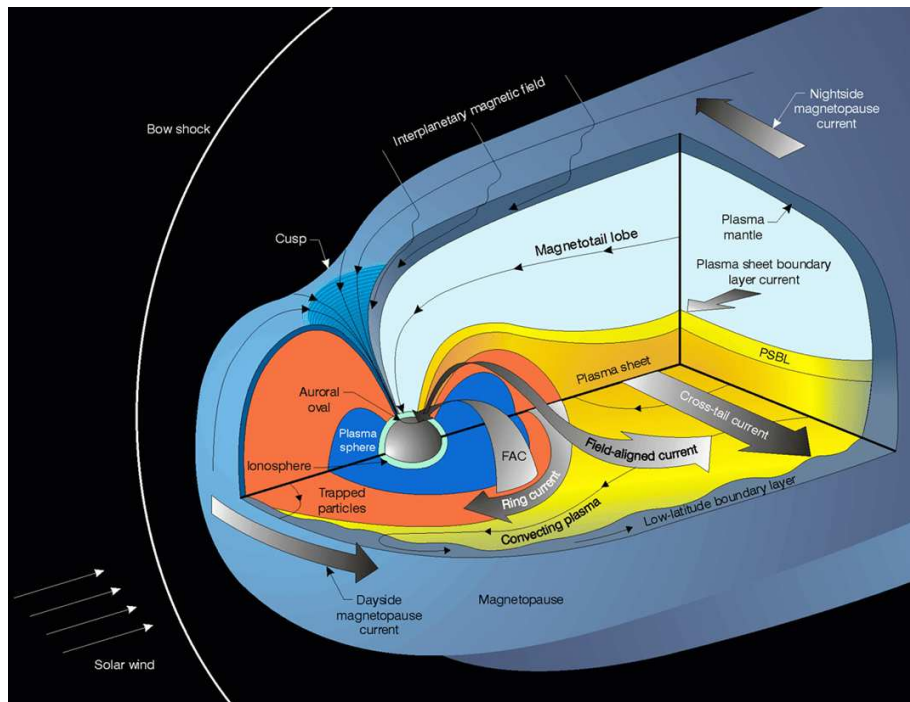


Figura 11: Schematizzazione delle principali correnti magnetosferiche.

1. **Corrente ad anello:** Tra i sistemi di correnti più importanti e soprattutto responsabili della variabilità del campo magnetico sulla Terra, vi è la corrente ad anello. Questa corrente si trova ad una distanza dalla Terra compresa tra 3 e 5 raggi terrestri, ed è dovuta al moto di deriva dei protoni e degli elettroni presenti in questa regione intorno all'asse magnetico della Terra. In Figura 12 sono rappresentati i principali moti a cui sono soggetti ioni ed elettroni nella parte più interna della magnetosfera. Tali particelle, per effetto dei campi magnetici ed elettrici ed anche a causa di gradienti di pressione, compiono tre movimenti principali. Il primo di tali movimenti è quello dovuto alla forza di Lorentz, che costringe le particelle ad effettuare movimenti a spirale intorno alle linee del campo magnetico. Nel secondo movimento le particelle viaggiano ripetutamente tra un polo magnetico e l'altro per effetto del cosiddetto fenomeno della bottiglia magnetica. Il terzo movimento è dovuto ai campi elettrici ed ai gradienti di pressione trasversali alle linee del campo magnetico, responsabili della deriva delle cariche lungo traiettorie circolari su piani paralleli a quello equatoriale.

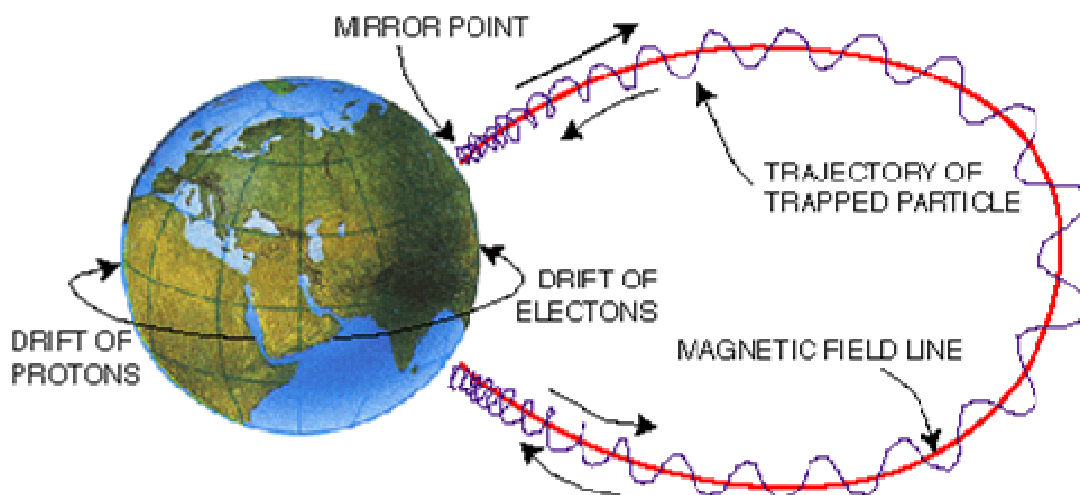


Figura 12: *Rappresentazione dei principali moti del plasma nella magnetosfera interna, principali responsabili della formazione della corrente ad anello.*

Scegliendo come punto di osservazione il Sole e considerando la Terra puntiforme, questi tre movimenti si riducono ad un moto circolare sul piano equatoriale in senso orario, visto dal Nord geografico. L'effetto di questa corrente è quello di generare un campo magnetico di pochi nT opposto a quello terrestre, ed il cui effetto si manifesta in particolare nelle regioni di media e bassa latitudine. L'intensità di questa corrente rimane pressoché costante, tuttavia può intensificarsi sensibilmente in occasione di particolari configurazioni del campo magnetico interplanetario rispetto al CMT. In Figura 13 è rappresentato il fenomeno della “**riconnessione magnetica** alla magnetopausa”: quando il campo magnetico interplanetario, nella regione della magnetopausa, è diretto in maniera opposta al campo terrestre, esiste un punto, o una linea di punti in cui i due campi si annullano a vicenda. Ciò comporta lo spostamento delle linee di forza del campo magnetico terrestre verso la coda geomagnetica; di conseguenza si riduce fortemente l'effetto barriera, esercitato dal campo magnetico, sugli ioni del vento solare, permettendo ad un significativo numero di questi di raggiungere la corrente ad anello dalla magnetopausa. Le linee di campo magnetico spezzate, e deviate verso la coda geomagnetica, a loro volta ricongiungendosi nella coda permettono alle particelle intrappolate nelle linee del campo di subire un'accelerazione verso la Terra e verso la corrente ad anello a seguito della riconnessione. L'incremento dell'intensità della corrente ad anello, così ottenuta, è responsabile delle **tempeste magnetiche** e delle **baie**. Questi eventi si possono presentare con una frequenza di una o due volte al mese, verificandosi spesso in concomitanza

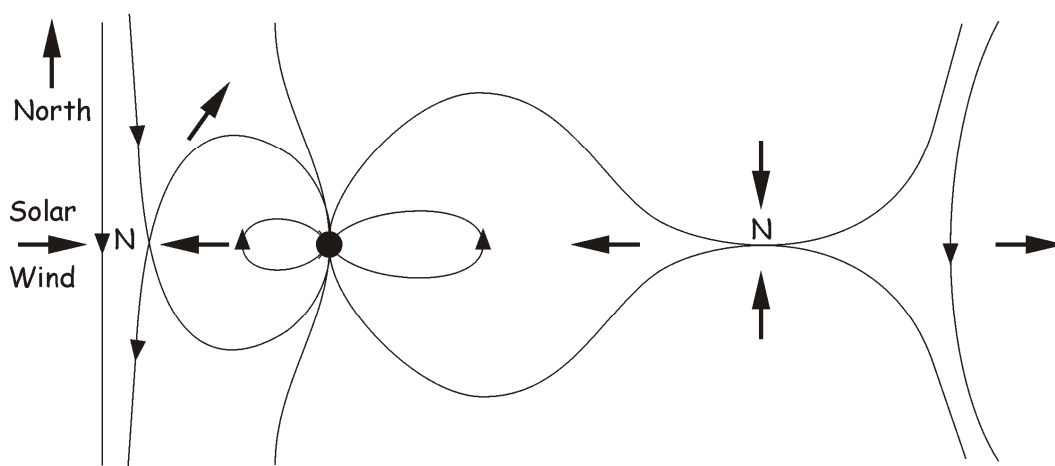


Figura 13: Schema del ciclo di "Riconnessione magnetica" alla magnetopausa. Adattamento da Dungey (1961)

Il tracciato magnetometrico tipico di una tempesta è riportato in Figura 14. Da questo tracciato si evince che il fenomeno può avere una durata di giorni prima di ritornare ad una situazione di normale variabilità. In particolare la tempesta è caratterizzata da una fase iniziale, con variazioni di decine di nT, seguita dalla fase principale intensa, in cui le variazioni sono dell'ordine di centinaia di nT ed infine da una lenta risalita che può durare diversi giorni.

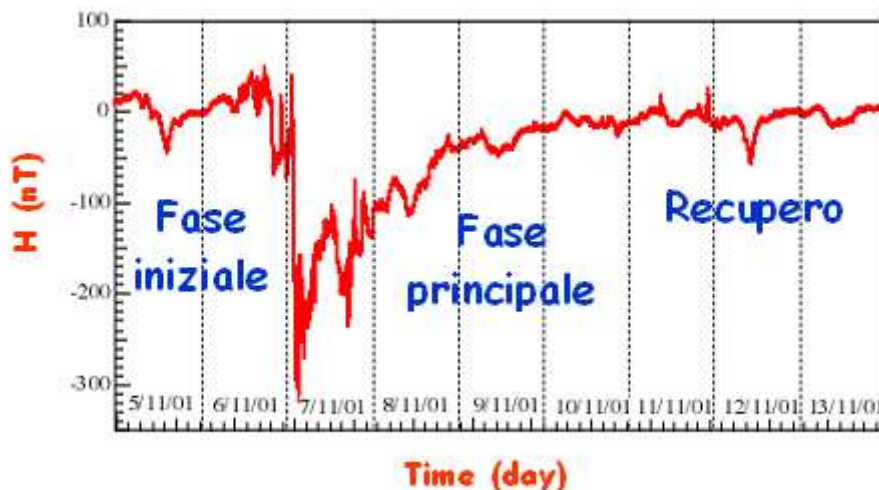


Figura 14: Esempio di tempesta magnetica come appare dal tracciato di un magnetometro di bassa latitudine.

Con il termine **baie** si intende riferirsi a quelle variazioni del campo magnetico, dovute alle sottotempeste aurorali osservate a medie-basse latitudini. Sono fenomeni con intensità decisamente inferiore alle tempeste, dell'ordine di decine di nT, e della durata di qualche ora. Il termine "baia" deriva dall'aspetto che assumono i tracciati dei magnetogrammi, simile a un'insenatura lungo un profilo di costa. Le **pulsazioni** geomagnetiche, infine, sono onde magnetoidrodinamiche presenti all'interno della magnetosfera terrestre. Le onde magnetoidrodinamiche possono essere di due tipi: onde magnetosoniche e onde di Alfvén. Esse hanno diverse modalità di propagazione: le onde magnetosoniche si propagano in tutte le direzioni, generando compressioni e rarefazioni del campo magnetico e del plasma; le onde di Alfvén si propagano lungo la direzione delle linee di forza del campo geomagnetico e producono perturbazioni trasversali alle linee del campo. Come si può vedere in Figura 15, le onde compressive, propagandosi nella magnetosfera interna, possono generare, attraverso un meccanismo di risonanza, oscillazioni trasversali stazionarie delle linee del campo geomagnetico che si comportano come corde con le estremità fisse nella ionosfera. L'eccitazione di una risonanza si ha quando la frequenza dell'onda compressiva eccitante è uguale alla frequenza propria della linea di forza.

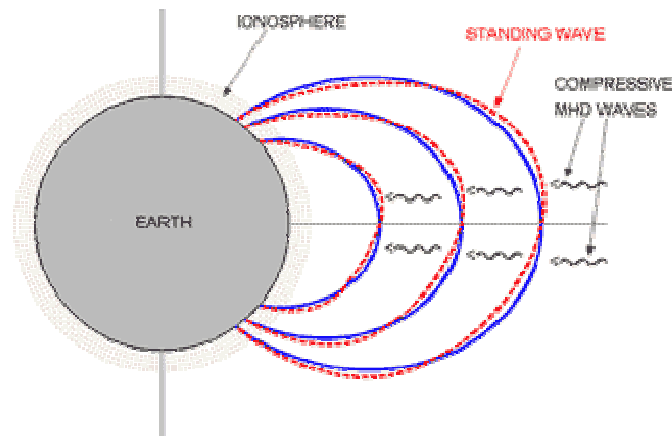


Figura 15: *Propagazione di onde magnetoidrodinamiche nella magnetosfera e produzione di risonanze di linee di campo..*

Il periodo delle pulsazioni geomagnetiche è compreso tra qualche decimo di secondo e qualche minuto. Per quanto concerne l'ampiezza delle pulsazioni misurate a terra, questa varia da qualche decimo di nT fino a qualche centinaio di nT (ossia, al massimo qualche millesimo del campo geomagnetico) e risulta generalmente crescente all'aumentare del periodo e della latitudine magnetica del sito di osservazione.

2. **Correnti allineate:** Un altro importante sistema di correnti che circolano nella magnetosfera e nella ionosfera sono le correnti di Birkeland o correnti allineate al campo magnetico. Come si può vedere nelle Figure 11 e 16, i circuiti attraverso i quali le cariche raggiungono i poli, sono due. Il primo circuito congiunge direttamente le regioni polari alla regione della magnetopausa, mentre il secondo è più interno e ricongiunge le correnti allineate alle correnti equatoriali. Le correnti allineate si chiudono nella ionosfera attraverso le correnti di Pedersen, che fluiscono lungo le linee di forza di un campo elettrico che attraversa la cappa polare. Poiché è presente il campo magnetico terrestre, si crea un sistema di correnti perpendicolari sia al campo elettrico che a quello magnetico (denominate correnti di Hall, linee gialle in Figura 16).

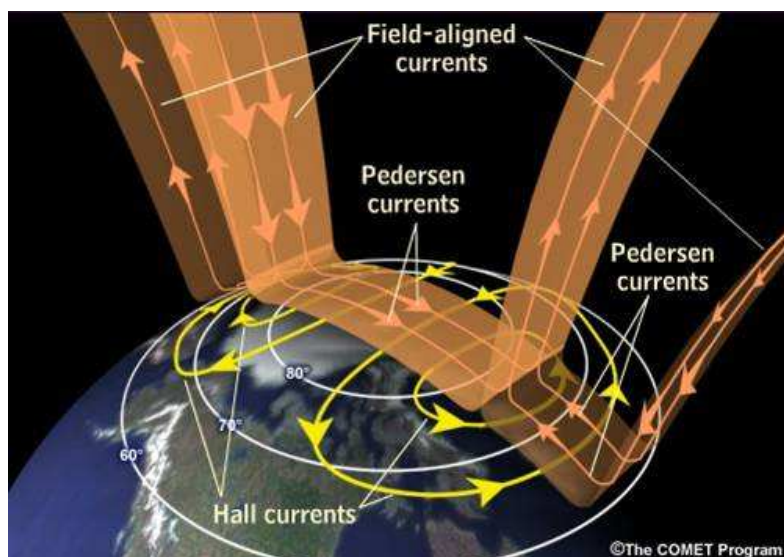


Figura 16: Schema dei circuiti di correnti allineate al campo magnetico e relative correnti di chiusura nella ionosfera.

Entrambi i circuiti iniettano le cariche contenute nel vento solare nelle ionosfere polari, provocando l'eccitazione e/o la ionizzazione delle molecole, ed il verificarsi di fenomeni noti come **sottotempeste magnetiche** e **aurore polari**. Queste ultime sono eventi particolarmente suggestivi e simili ad un pannello nell'aspetto (Figura 17), e consistono nell'emissione di luce non uniforme delle molecole eccitate della ionosfera. L'analisi dell'intensità della luce emessa durante un fenomeno aurorale, fornisce informazioni sulle aree dove la precipitazione di particelle è più o meno intensa, mentre la caratteristica forma del pannello identifica le linee del campo magnetico e gli spostamenti che queste effettuano a causa della pressione del vento solare. Il colore della luce aurorale invece può essere monocromatica o policromatica a seconda delle specie chimiche che sono state eccitate e dallo spettro d'energia delle cariche eccitanti. Le **sottotempeste**, invece, sono la conseguenza del forte incremento delle correnti di Hall a causa di consistenti aumenti di precipitazione di particelle nella ionosfera notturna, dovuti a getti di plasma provenienti dalla coda geomagnetica durante il ciclo della riconnessione. Mentre le intensità della variazione magnetica per tempeste e sottotempeste possono essere simili, lo stesso non si può affermare per l'estensione spaziale. Infatti le sottotempeste sono localizzate alle aree polari, mentre le tempeste si manifestano su scala planetaria. Un aspetto particolarmente interessante della scoperta dei due circuiti di

correnti allineate ai campi è l'esistenza di una correlazione tra i fenomeni, delle tempeste e delle sottotempeste.



Figura 17: *Suggestiva immagine di un'aurora boreale.*

Capitolo 2: Misura del Campo Magnetico Terrestre e Strumenti Utilizzati

In questo capitolo saranno illustrati gli strumenti impiegati per registrare le variazioni del campo magnetico nel tempo, i principi fisici di funzionamento della strumentazione impiegata, ed infine le condizioni di misura necessarie a garantire una buona qualità dei dati in accordo agli standard internazionali.

Iniziamo col dire che gli strumenti di misura del campo magnetico si suddividono in due classi:

- strumenti **scalari**;
- strumenti **vettoriali**.

La seguente suddivisione è una conseguenza, come detto nel capitolo 1, delle proprietà vettoriali del campo magnetico che rende necessario misurare simultaneamente sia il modulo sia le componenti cartesiane rispetto ad un opportuno sistema di riferimento prescelto. Lo strumento **scalare** è costruito con lo scopo di misurare il modulo del campo magnetico, mentre lo strumento **vettoriale** ha la funzione di registrare separatamente le variazioni delle componenti del campo. All'interno di ciascuna delle suddette categorie esistono in commercio diversi strumenti con le medesime finalità, ma basati su differenti principi fisici di misura.

Della categoria dei magnetometri scalari fanno parte, per esempio, i magnetometri a protoni, a precessione nucleare con effetto Overhauser, ed i magnetometri a pompaggio ottico. Nella categoria dei magnetometri vettoriali, invece, distinguiamo i magnetometri a bobina, i magnetometri flux-gate ed i magnetometri SQUID. Tra questi, quelli che nell'insieme possiedono le caratteristiche per lo studio delle componenti principali del campo magnetico terrestre sono: i magnetometri a protoni per la misura del modulo ed i magnetometri flux-gate per le tre componenti. I magnetometri a bobina sono adatti a rilevare le micropulsazioni.

2.1. Il Magnetometro scalare a precessione di protoni

Il **sensore** dello strumento è costituito da una piccola bobina lineare (lunghezza e diametro dell'ordine di 10 cm) che circonda un'ampolla cilindrica (volume circa 100 cm^3) contenente un liquido ricco di atomi di idrogeno (per esempio acqua chimicamente purissima). È da osservare che al posto dell'acqua si possono usare altri liquidi molto ricchi di protoni, cioè composti idrogenati organici come, per esempio, alcol etilico, cherosene, etano, etc. La scelta del liquido più appropriato s'impone quando lo strumento debba operare a bassa temperatura ambientale, alla quale l'acqua ghiaccerebbe, causando la frantumazione dell'ampolla. Gli atomi di idrogeno legati alla molecola dell'acqua, possedendo un momento magnetico dipolare sono quindi particolarmente sensibili all'azione di campi magnetici esterni.

In Figura 18 è mostrato lo schema di funzionamento di un magnetometro a protoni. La bobina, che circonda l'ampolla, genera un campo magnetico affinché i dipoli si allineino lungo l'asse della bobina. *Il campo di polarizzazione* è molto più intenso (dell'ordine di qualche centinaio di volte) del campo geomagnetico esterno, per cui il campo risultante è praticamente orientato lungo l'asse della bobina. La temperatura e l'agitazione degli atomi nel mezzo costituiscono una limitazione sul numero di protoni che “si allineano”, che sono circa 10^5 di quelli disponibili. Tuttavia in termini assoluti il numero è dell'ordine di 10^6 per cm^3 .

Il campo magnetico della bobina dopo qualche secondo viene disattivato disconnettendola dal generatore di corrente e collegandola ad un amplificatore che è seguito in cascata da un frequenzimetro. Eliminato il campo polarizzante, sui protoni agisce solo il campo geomagnetico, il quale esercita sui protoni un momento torcente tale che essi descrivono un moto di precessione intorno alla direzione del campo magnetico terrestre.

Il moto di precessione o meglio la frequenza di precessione è proporzionale all'intensità del campo totale F tramite la relazione $\omega = \gamma F$, dove γ è il rapporto giromagnetico del protone. Per i valori di F tipici dell'area italiana (a l'Aquila attualmente è dell'ordine di 46.000 nT), $\omega/2\pi$ è poco meno di 2.000 Hz. Il frequenzimetro misura la frequenza di precessione con grandissima accuratezza e consente di misurare il campo in nT con un errore assoluto complessivo non superiore a 0,1 nT, dovuto all'errore con cui è noto il rapporto giromagnetico dei protoni. Per ottimizzare il funzionamento dello strumento, massimizzando il rapporto

segnale rumore, è fondamentale il tempo di polarizzazione che non può essere inferiore a 3/5 secondi. Ciò costituisce un limite alla banda massima di sensibilità del magnetometro compresa tra 0 e 0.2 Hz.

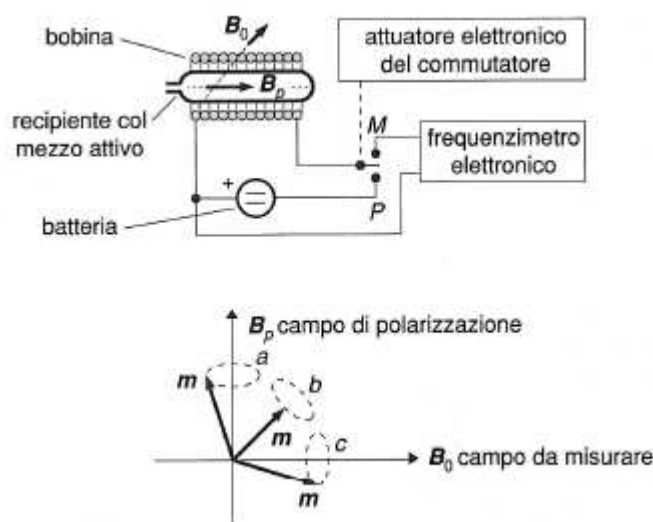


Figura 18: Schema di funzionamento di un magnetometro a protoni. In alto sono rappresentate: la bobina polarizzatrice, il recipiente con il mezzo attivo, il generatore di corrente, il frequenzimetro ed infine l'attuatore meccanico che gestisce la fase di polarizzazione da quella di misura.

2.2 Il Magnetometro a effetto Overhauser

Il magnetometro a effetto Overhauser è un altro tipo di magnetometro scalare molto utilizzato per le misure del modulo del campo magnetico. Lo strumento risulta per certi aspetti una naturale evoluzione del magnetometro a protoni di cui si è parlato nel precedente paragrafo. Anche il principio di funzionamento di questo magnetometro si basa sull'interazione del campo magnetico terrestre con i protoni, anche se è impiegato un differente meccanismo per eccitare i protoni. Questa tecnica di eccitazione si fonda sull'effetto quantistico denominato "Overhauser", e consiste nel trasferimento della polarizzazione dello spin di una popolazione di particelle ad un'altra. Originariamente questo effetto si riferiva specificatamente al trasferimento del momento di spin elettronico al nucleo.

Nel magnetometro a protoni è presente un campo magnetico forzante che polarizza direttamente gli spin nucleari, e che oscilla con una frequenza dell'ordine dei kHz. Questo ordine di grandezza rappresenta un limite per garantire che un numero significativamente grande di nuclei siano

coerentemente polarizzati. Gli elettroni invece, che sono molto meno massivi, possono essere polarizzati coerentemente in numero elevato anche a frequenze dell'ordine dei MHz. Per l'effetto Overhauser, gli spin elettronici si trasmettono ai nuclei che, diseccitandosi, creano un campo magnetico proporzionale al campo magnetico della Terra.

I vantaggi di questo strumento sono i seguenti:

1. la frequenza del segnale di polarizzazione è molto più grande della frequenza propria di variazione del campo magnetico terrestre, quindi non interferiscono.
2. il segnale prodotto dallo strumento ha una frequenza che rientra nella banda di rumore minimo dei dispositivi amplificatori.
3. il segnale dovuto alla diseccitazione dei protoni viene modulato in frequenza dalla variabilità del campo magnetico terrestre.
4. la sensibilità dello strumento è di un ordine di grandezza superiore al magnetometro a protoni.

2.3. Il Magnetometro vettoriale flux-gate

Il magnetometro “flux-gate” è uno strumento di misura di tipo vettoriale, in quanto opera per misurare le variazioni delle singole componenti del campo magnetico. Non si tratta quindi di uno strumento assoluto, ossia non fornisce il modulo del campo.

Il flux-gate in generale si compone di tre trasduttori induttivi, disposti su una terna di assi ortogonali, ciascuno dei quali effettua la misura della componente del campo. Il singolo trasduttore può essere realizzato con due tecniche:

- due barre di materiale ferromagnetico parallele tra loro;
- un toroide di materiale ferromagnetico.

La prima tecnica è illustrata in Figura 19. Le due barre poste parallelamente sono avvolte da un cavo elettrico con versi di avvolgimento opposti. Le due barre infine sono contemporaneamente avvolte da un secondo avvolgimento a cui spetta il compito di fornire il segnale elettrico proporzionale alla variazione del campo nella direzione identificata dalle barre.

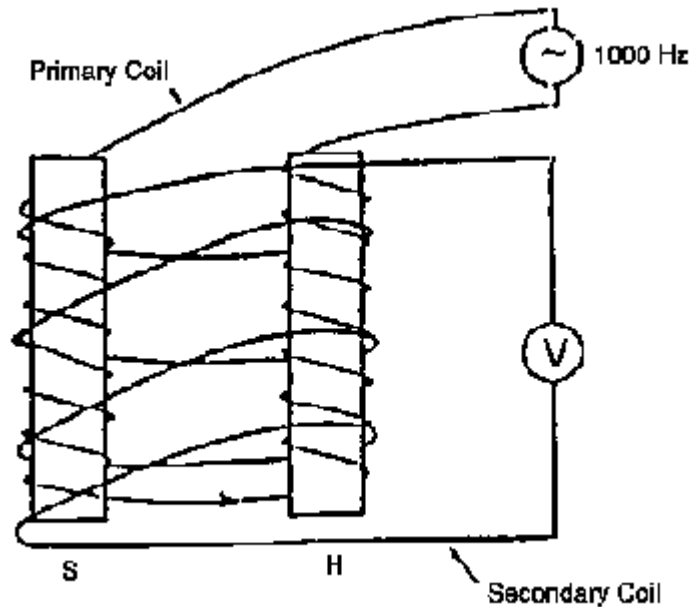


Figura 19: Schema di magnetometro "flux-gate" a doppia bobina. Nello schema sono identificate due barre circondate in versi opposti con un avvolgimento primario collegato ad un generatore ad alta frequenza. Il secondo avvolgimento misura la variazione totale del campo interno alle barre modulate dal campo magnetico terrestre.

Il filamento primario che avvolge in versi opposti le due barre parallele serve per polarizzare in AC a frequenze dell'ordine dei kHz il materiale ferromagnetico. La frequenza scelta è tale da essere certi che il materiale passi lungo il ciclo d'isteresi da un punto di saturazione all'altro. I campi magnetici prodotti dalle singole barre in assenza di campi esterni si sottraggono e si annullano in maniera tale che l'avvolgimento secondario non misurerà una variazione di flusso. Se al campo primario si somma un campo secondario esterno, in una barra si somma al campo creato mentre nell'altra si sottrae: ne consegue che l'avvolgimento secondario misura una variazione di flusso modulata dalla variazione del campo esterno. Il segnale risultante è quindi il prodotto di due segnali periodici di cui uno a frequenza fissata ed anche di valore elevato, il secondo di ampiezza e frequenza variabile. Per conoscere il segnale modulante si utilizza il principio del Lockin, quando è nota la frequenza del segnale portante modulato.

Un secondo sistema di costruzione del magnetometro flux-gate utilizza un toroide, ed è schematizzato in Figura 20.

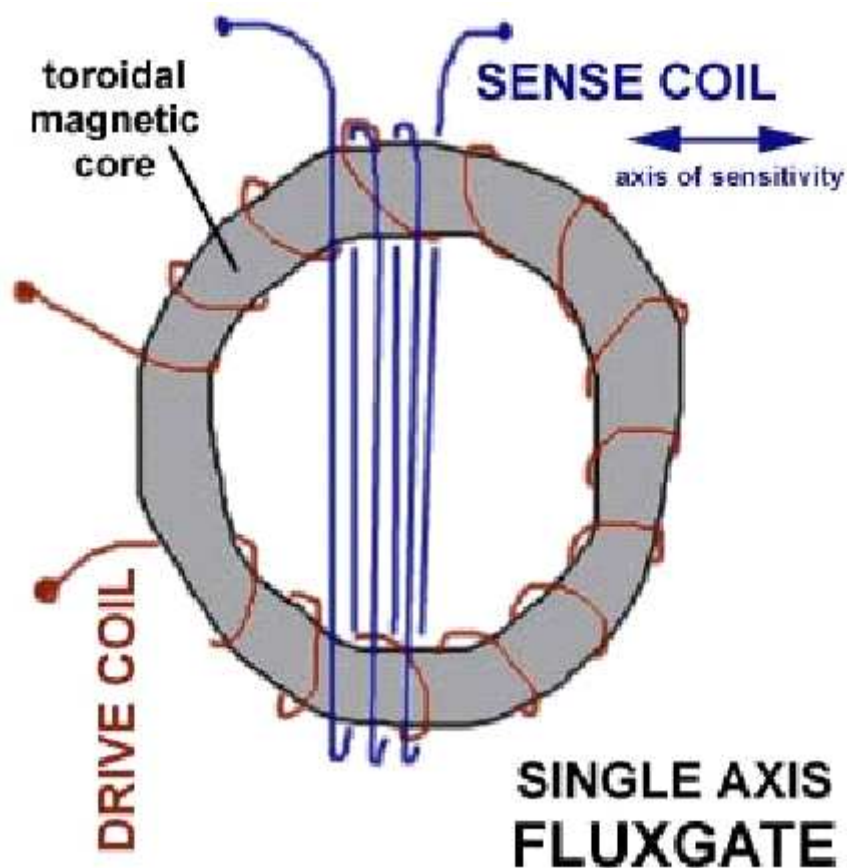


Figura 20: Schema di funzionamento di un magnetometro "fluxgate" toroidale. Il principio di funzionamento è lo stesso di quello delle barre, tuttavia la geometria toroidale garantisce che il ciclo d'isteresi è più stabile di quello di una barra soprattutto se si incrementa la frequenza di polarizzazione.

Anche in questo caso ci sono due avvolgimenti, uno primario che crea un campo magnetico all'interno del toroide e uno secondario con lo scopo di misurare le variazioni dovute ai campi esterni sovrapposti. Il principio è analogo a quello esposto sopra, tuttavia questa tecnica costruttiva ha dimostrato di essere più efficace perché 1) il ciclo d'isteresi con questa geometria ha un andamento più stabile anche a frequenze più alte, e 2) si eliminano gli effetti di bordo delle barre, dato che il campo rimane confinato all'interno del toroide.

Uno svantaggio del flux-gate toroidale, invece, deriva dal fatto che è più difficile identificare l'asse rispetto al quale si misura la variazione. Il vantaggio però di poter aumentare la frequenza che polarizza il ferromagnete è un fatto molto importante se si vuole costruire un'elettronica di amplificazione a bassissimo rumore. E' noto infatti dalla letteratura che l'andamento del rumore elettronico è elevato a bassa frequenza mentre diminuisce ad alta frequenza, fino a raggiungere un livello costante a frequenze di 10 kHz ed oltre.

2.4. IL DATALOGGER

Per raccogliere lunghe serie di misure sistematiche e continue del CMT vengono realizzati gli osservatori permanenti per studi di campo magnetico globale, altri temporanei per studi localizzati.

Parte essenziale di un osservatorio (permanente o temporaneo che sia) è il dispositivo, detto DATALOGGER, la cui funzione è quella di controllare la strumentazione e di sincronizzare ed immagazzinare i dati. A questa caratteristica va aggiunta la necessità che il DATALOGGER richieda bassa potenza affinché sia facilitato l'uso di alimentazioni autonome fuori dalla rete commerciale.

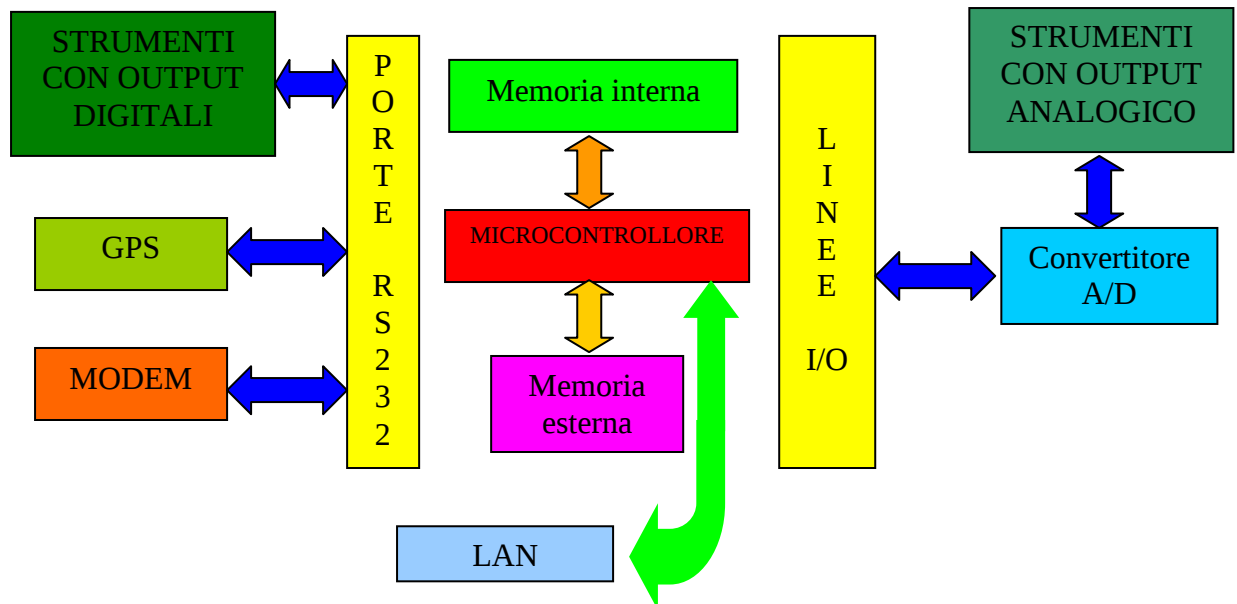
Ciò comporta essenzialmente due vantaggi: 1) evitare il rumore elettronico trasportato dalla normale rete di alimentazione a 50 Hz, il quale può interferire con la strumentazione; inoltre l'ente erogatore potrebbe interrompere la fornitura del servizio, richiedendo l'impiego di costosi ed ingombranti gruppi di continuità; 2) l'installazione della stazione può essere effettuata in luoghi non necessariamente raggiunti dalla rete elettrica; quest'ultima condizione è spesso fondamentale se si vuole raggiungere un'elevata qualità del dato.

Il DATALOGGER deve quindi essere progettato per superare questa difficoltà, interfacciandosi con un dispositivo MODEM classico o GPRS (dove non è fornita la linea diretta del telefono) che ne consenta il controllo da remoto. Quando si parla di controllo remoto si intendono tre cose fondamentali:

1. controllo della funzionalità degli strumenti in funzione e, dove gli strumenti lo consentano, di modificarne i parametri di funzionamento (tuning, frequenza di campionamento, etc.);
2. controllo della sincronizzazione dell'orologio con dispositivo GPS;
3. scarico dei dati immagazzinati, ed eventuale cancellazione degli stessi in caso lo spazio di memorizzazione in loco sia limitato.

Il DATALOGGER da noi realizzato all'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia è un prodotto versatile, di dimensioni contenute, basse potenze di esercizio, attualmente in grado di interfacciarsi con diversi strumenti di misura, con un ricevitore GPS ed un MODEM. Esso implementa protocolli HTTP e FTP per la comunicazione ed il trasferimento dei dati in formato ASCII.

Lo schema logico del DATALOGGER è il seguente:



Il microcontrollore selezionato per questo prototipo è il modello “Rabbit 3365” di cui riportiamo qui di seguito la figura e le specifiche tecniche:

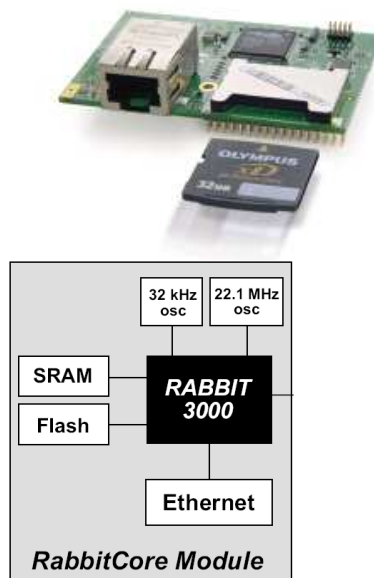


Table A-1. RabbitCore RCM3365/RCM3375 Specifications

Parameter	RCM3365	RCM3375
Microprocessor	Low-EMI Rabbit® 3000 at 44.2 MHz	
EMI Reduction	Spectrum spreader for reduced EMI (radiated emissions)	
Ethernet Port	10/100Base-T, RJ-45, 3 LEDs	
SRAM	512K program (fast SRAM) + 512K data	
Flash Memory (program)	512K	
Flash Memory (mass data storage)	16 Mbytes (fixed) →xD-Picture Card with up to 128 Mbytes (NAND flash)	xD-Picture Card with up to 128 Mbytes (NAND flash)
LED Indicators	ACT (activity) LINK (link) SPEED (on for 100Base-T Ethernet connection) FM (flash memory, NAND) USR (user-programmable)	
Backup Battery	Connection for user-supplied backup battery (to support RTC and data SRAM)	
General-Purpose I/O	52 parallel digital I/O lines: • 44 configurable I/O • 4 fixed inputs • 4 fixed outputs	
Additional Inputs	Startup mode (2), reset in	
Additional Outputs	Status, reset out	
Auxiliary I/O Bus	Can be configured for 8 data lines and 5 address lines (shared with parallel I/O lines), plus I/O read/write	
Serial Ports	Six 3.3 V, CMOS-compatible ports (shared with I/O) • all 6 configurable as asynchronous (with IrDA) • 4 configurable as clocked serial (SPI) • 2 configurable as SDLC/HDLC • 1 asynchronous serial port dedicated for programming	
Serial Rate	Maximum asynchronous baud rate = CLK/8	
Slave Interface	A slave port allows the RCM3365/RCM3375 to be used as an intelligent peripheral device slaved to a master processor, which may either be another Rabbit 3000 or any other type of processor	
Real-Time Clock	Yes	
Timers	Ten 8-bit timers (6 cascable, 3 reserved for internal peripherals), one 10-bit timer with 2 match registers	

Table A-1. RabbitCore RCM3365/RCM3375 Specifications (continued)

Parameter	RCM3365	RCM3375
Watchdog/ Supervisor	Yes	
Pulse-Width Modulators	4 PWM registers with 10-bit free-running counter and priority interrupts	
Input Capture	2-channel input capture can be used to time input signals from various port pins	
Quadrature Decoder	2-channel quadrature decoder accepts inputs from external incremental encoder modules	
Power	3.15–3.45 V DC 250 mA @ 44.2 MHz, 3.3 V	
Operating Temperature	-40°C to +70°C	
Humidity	5% to 95%, noncondensing	
Connectors	Two 2 × 17, 2 mm pitch one 2 × 5 for programming with 1.27 mm pitch one xD-Picture Card slot (RCM3365/RCM3375)	
Board Size	1.850" × 2.725" × 0.86" (47 mm × 69 mm × 22 mm)	

Tutti i modelli Rabbit impiegano un software di programmazione denominato “Dynamic-C”, il quale emula l’ANSI C per scrivere, testare e caricare il programma di gestione del microcontrollore. Questo applicativo permette di integrare diverse librerie di supporto per gestire la comunicazione MODEM e protocolli di comunicazione HTTP ed FTP. Infine impiega una nuova versione di librerie FAT16 per la gestione di memorie statiche di dimensione massima 128 MB, e per lettura e scrittura di file ASCII in modo dinamico.

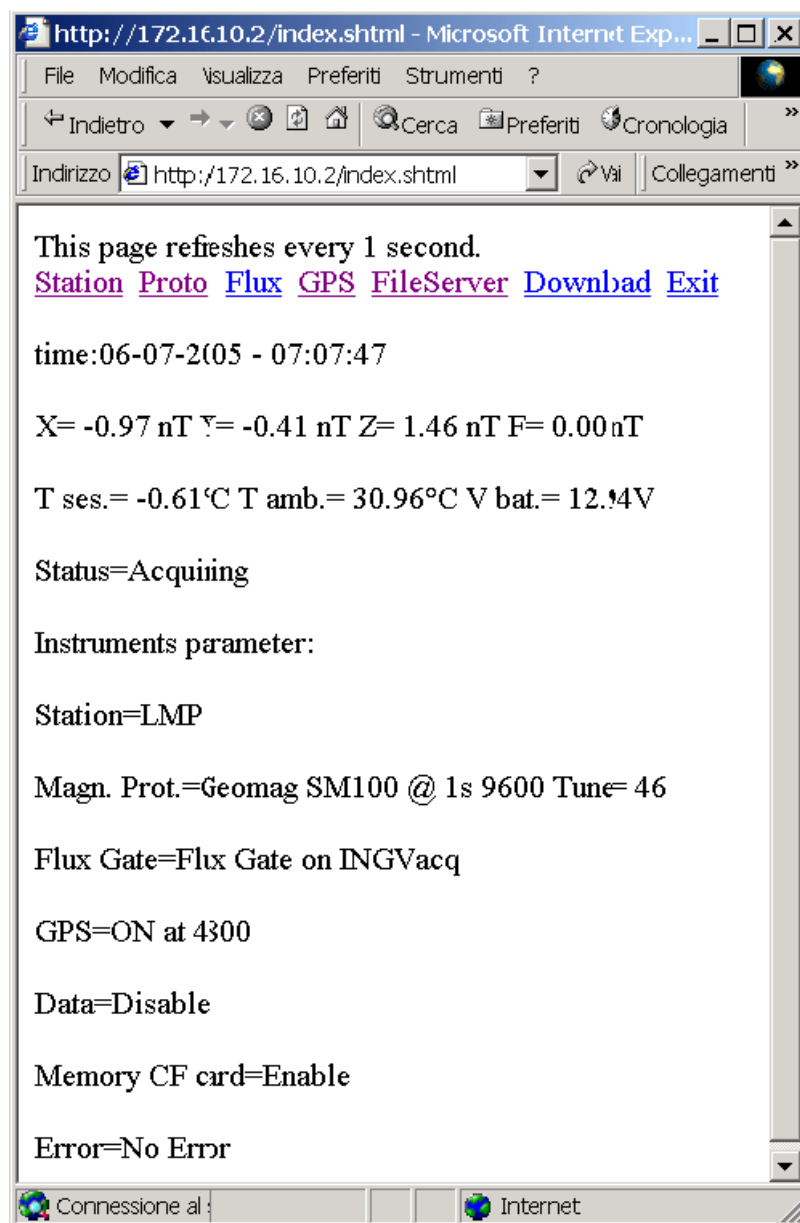
Un primo uso di FAT prevedeva la creazione di file dati, occupando la memoria necessaria per tutti i giorni previsti per l’acquisizione, riempiendoli con valori “99999” al posto dei valori veri. Nota la formattazione esatta del file in memoria, il programma si spostava nell’apposita posizione e sostituiva al valore “99999” il valore di campo vero. Nella versione finale, invece, il file viene creato al momento dell’inizio della misura, provvedendo a chiudere ed a creare un nuovo file ogni qualvolta cambi la data, l’estensione del file o il numero identificativo della stazione.

Un’altra nuova libreria impiegata fornisce alla stazione le proprietà di un server FTP, e quindi consente di connettersi alla stazione come utente con un preassegnato privilegio di lettura e/o scrittura su disco. Questa condizione evita l’intrusione di utenti non autorizzati. Il controllo della stazione viene svolta tramite pagine HTML ciascuna con una funzionalità specifica. Esse sono:

- MAIN PAGE
- STATION PAGE
- PROT PAGE
- FLUX PAGE
- GPS PAGE

Qui di seguito verrà fornita una descrizione più dettagliata di tali interfacce.

MAIN PAGE



La pagina iniziale ha il compito di aggiornare l'utente sull'andamento delle tre componenti del campo e sul valore totale. Fornisce i valori di temperature ambientale e del sensore e lo stato della batteria utilizzata per alimentare gli apparati. Indica la data, l'ora corrente, il nome della stazione ed i nomi degli strumenti attualmente in funzione, lo stato del GPS e della memoria e, per ultimo, se si sono verificati errori di

funzionamento. In alto sono definiti dei Link ad altre pagine HTML per la configurazione degli strumenti, del GPS e della stazione in generale.

STATION PAGE

Name	Value	Description
Oss	LM	Station Name
Number	P	Station Number
Time	06:06:36	hh:mm:ss !set it now!
Date	06-07-05	Date Station:dd-mm-yy

La pagina **Station** permette all'utente la scelta dell'estensione dei file di dati, composto dal nome dell'osservatorio e il tempo e la data d'inizio della misura.

PROT. PAGE

Name	Value	Description
State	Enable	Protom Magnetometer State
Magnetometro	Geomag SM100	Protom Magnetometer type
Speed	9600	Protom Magnetometer COM Speed
Tune	46	Magnetometer Tune es:64
Step	1	Magnetometer Step es:1

Submit Reset

La pagina **Prot** ha il compito di controllare lo strumento di misura scalare. In particolare ne definisce lo stato, seleziona il modello di magnetometro da un elenco personalizzabile, modifica la velocità di connessione seriale RS232, regola il tuning del sensore e la frequenza di campionamento. Il tuning consiste nel comandare lo strumento affinché sintonizzi il sensore stesso al valore del campo atteso nel luogo in cui si effettua la misura.

In generale, a meno di disturbi anomali o tempeste magnetiche, la variabilità dell'intensità totale del campo dovrebbe essere di pochi nT in un intervallo di pochi minuti. Tuttavia, se il tuning selezionato non è

opportuno, lo strumento fornirà una misura poco stabile e quindi anche poco precisa.

FLUX PAGE

Name	Value	Description
State	INGVacq	FLUX GATE Magnetometer Acquisition
Conv Temp	10	Temp./Volt conversion es:1000
Conv nT	1000	nT/Volt conversion es:1000
Step	1	Flux Acquisition Step es:1
Speed	10600	ADAM COM Speed

La pagina **Flux** è dedicata al controllo dello strumento vettoriale, con la possibilità di selezionare il modello appropriato da un menù a discesa. A seconda che il modello dello strumento fornisca un segnale d'uscita analogico o digitale la lettura del valore delle tre componenti viene effettuata o sulla porta parallela connessa a sua volta all'acquisitore a 24 bit oppure sulla porta seriale RS232 con una velocità modificabile

dall'ultimo campo "Speed". I campi "Conv Temp" e "Conv nT" sono fattori di conversione del sensore di temperatura e dei tre canali analogici dello strumento vettoriale nel caso si stia impiegando il convertitore A/D. Nel caso dell'uscita digitale questi campi possono essere ignorati. Il campo "Step" definisce l'intervallo d'acquisizione dello strumento, che va da un secondo a sessanta secondi.

GPS PAGE

Set GPS parameters

Name	Value	Description
Timing	GPS	Card Acquisition Timing
Speed	4800	GPS COM Speed

Operazione completata Internet

La pagina **GPS**, per finire, ha la funzione di decidere come effettuare la sincronizzazione del dato: tramite l'orologio interno al microcontrollore oppure tramite il segnale GPS. Nel caso si impieghi quest'ultimo il

dispositivo è connesso tramite porta seriale RS232 di cui va fissata la velocità di comunicazione a seconda del modello di ricevitore impiegato. Al momento i modelli di ricevitore impiegati prevedono standard NMEA. In configurazione GPS ON, la stazione provvede alla sincronizzazione del proprio orologio interno una volta al giorno.

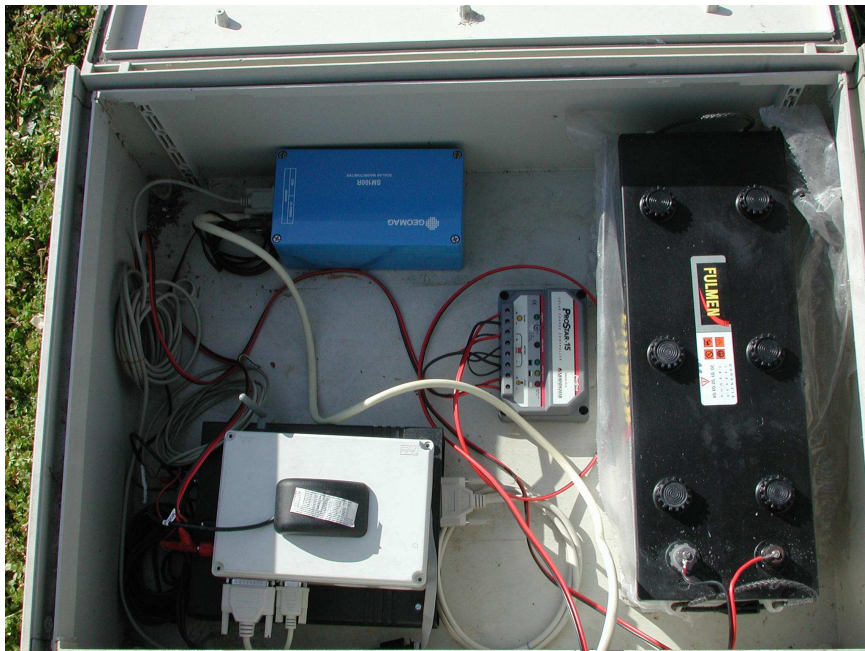
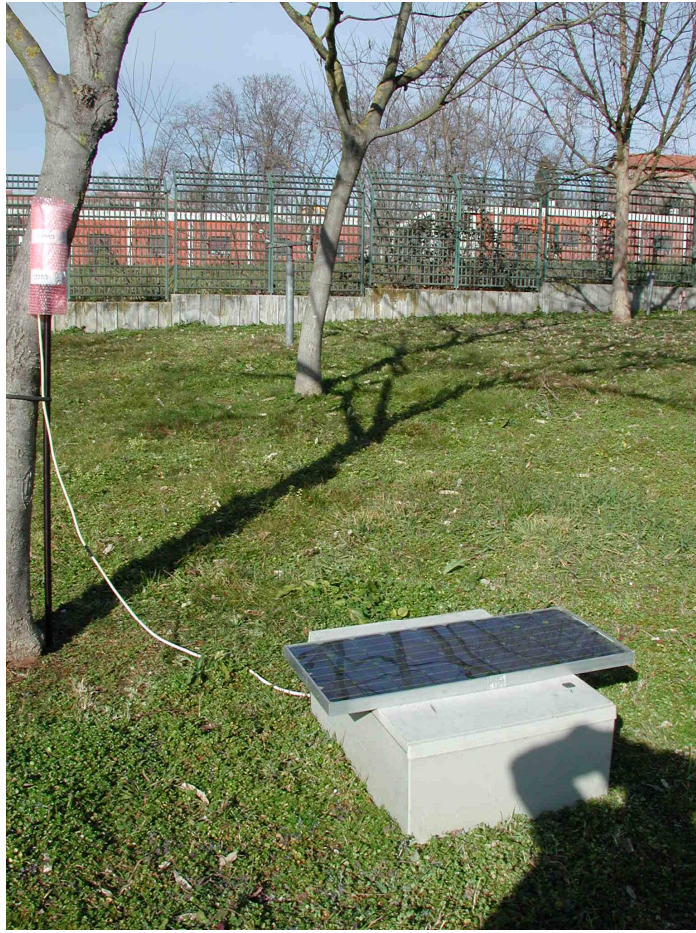
2.4.1. Il Programma di Gestione Stazione.

In questo paragrafo viene data una breve descrizione del software scritto all'interno del microcontrollore per la gestione degli apparati di misura, e della comunicazione ed aggiornamento delle pagine d'interfaccia con l'utente. La caratteristica del codice scritto in Dynamic-C è quella di utilizzare il "multitreading" allo scopo di impiegare i tempi morti di elaborazione per svolgere altre operazioni di controllo, comunicazione e scrittura su file. Il codice principale si compone quindi di cinque "Tread" in cui:

1. Apre la comunicazione Modem e mantiene attivi i servizi HTTP e FTP Server.
2. Comanda il Magnetometro Scalare inviando alla porta seriale una stringa "F" o "S" a seconda del modello di magnetometro utilizzato affinché effettui la misura.
3. Legge la stringa inviata dal Magnetometro scalare alla porta seriale ed estrae il valore del campo.
4. Legge i dati forniti dal Magnetometro Vettoriale. Dato che lo strumento vettoriale può effettuare misure del campo anche una volta al secondo, all'interno del Tread si effettuano operazioni di apertura, scrittura, e chiusura file allo scadere della mezzanotte.
5. Legge la stringa inviata dal ricevitore GPS alla porta seriale e sincronizza una volta al giorno l'orologio interno del microcontrollore.

Nella prima versione della stazione il programma si interfacciava con il magnetometro vettoriale solo tramite il convertitore a 24 bit, mentre al momento questa funzionalità è stata ampliata acquisendo il dato digitalizzato, come nel caso del modello flux-gate "LEMI" che trasmette il dato alla porta seriale oltre a memorizzarlo in una propria memoria interna.

Riportiamo di seguito alcune immagini della stazione durante i test effettuati per verificarne la stabilità di funzionamento prima dell'installazione presso l'osservatorio di Lampedusa.



Capitolo 3: Geomagnetic Depth Sounding (GDS)

3.1. Principi fisici di base

In questo capitolo si affronterà l'applicazione dei principi e delle leggi dell'elettromagnetismo alla tecnica di prospezione geomagnetica denominata "Geomagnetic Depth Sounding" (GDS).

Tale metodo è stato sviluppato come complemento alle tecniche di prospezione sismica e gravimetrica, finalizzandolo alla conoscenza delle proprietà elettromagnetiche del sottosuolo. La potenzialità del metodo è legata soprattutto alla capacità di esplorare zone profonde inaccessibili alle indagini dirette di altre tecniche di prospezione.

Il principio fisico su cui si basa questa tecnica è l'induzione elettromagnetica. Date le equazioni generali dell'elettromagnetismo, in cui i simboli indicano: E (campo elettrico), H (vettore campo magnetico), B (vettore induzione magnetica), D (vettore induzione elettrica), J (corrente di conduzione), ρ (densità totale di carica), σ (conducibilità elettrica),

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2)$$

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (3)$$

$$J = \sigma E \quad (4)$$

$$\nabla \cdot D = \rho \quad (5)$$

in ambito geofisico, poiché le frequenze (f) in gioco sono tali che la dimensione (L) del mezzo materiale coinvolto (gli strati della Terra) è molto minore di $L_0 = c$ (velocità della luce)/ f , i campi E ed H si dicono campi quasi statici. In tali ipotesi, il termine relativo alla corrente di spostamento ($\partial D / \partial t$) può ritenersi trascurabile rispetto alla corrente di conduzione J e dopo opportune sostituzioni si trova che i campi H ed E soddisfano le seguenti due equazioni di diffusione:

$$\nabla^2 H = \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t}, \quad \nabla^2 E = \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} \quad (6)$$

Le ragioni fisiche per cui nella tecnica GDS è possibile trascurare la corrente di spostamento sono una conseguenza della particolare relazione tra i campi **D**, **E**, la costante dielettrica, la conducibilità del mezzo ed infine la frequenza con cui i campi variano.

Se $D = \varepsilon \cdot E$ ed il campo elettrico $E \propto e^{i \cdot \omega \cdot t}$ si può concludere che:

$$\frac{\partial D}{\partial t} \propto \varepsilon \omega E,$$

e sostituendo la legge di Ohm (eq. 4) nell'equazione precedente si trova che:

$$\frac{\partial D}{\partial t} \propto \frac{\varepsilon J}{\sigma T}, \text{ dove } T \text{ indica il periodo della variazione del campo } \mathbf{D}.$$

Definito un parametro di scala temporale $T_0 = \varepsilon / \sigma$, la corrente di spostamento è trascurabile rispetto alla corrente di carica J se T è molto maggiore di T_0 . Essendo $\varepsilon \approx 10^{-12}$ e per valori di conducibilità tipiche del sottosuolo più grandi di ε di qualche ordine di grandezza, T_0 è al massimo dell'ordine di qualche secondo. Nella tecnica GDS le variazioni di campo magnetico naturali considerate hanno periodi minimi di decine di secondi fino a centinaia di minuti, quindi l'ipotesi è sicuramente valida.

Dall'equazioni di diffusione per i campi **E** e **H**, è possibile definire la lunghezza di penetrazione o "skin depth" del campo diffuso. In Figura 21 è rappresentato uno schema esplicativo di come si definisce la lunghezza di penetrazione. Assumendo un semplice modello di diffusione dei campi **E** ed **H**, lungo piani paralleli alla superficie e che, per semplicità, la conducibilità del mezzo sia uniforme, il campo **H** di forma complessa:

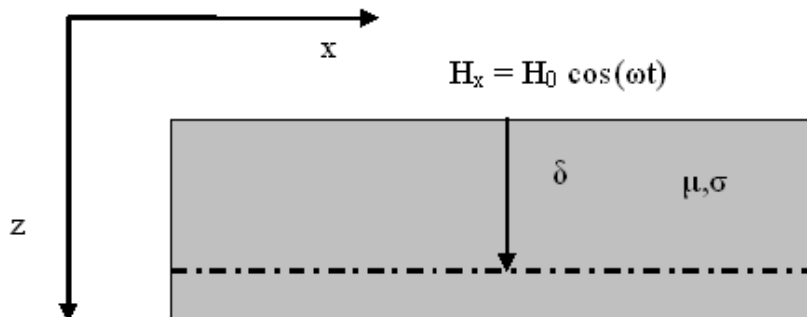


Figura 21: Schema di diffusione di un campo magnetico in un mezzo con conducibilità σ e calcolo della "skin depth".

$$H_x(z, t) = h(z)e^{-i\omega t}$$

risolve l'equazione di diffusione (6) se la funzione $h(z)$ soddisfa l'equazione seguente:

$$\left(\frac{\partial^2}{\partial z^2} + i\mu\sigma\omega\right)h(z) = 0 \quad (7)$$

La soluzione di questa equazione impone che $h(z)$ sia proporzionale a e^{ikz} e k soddisfi le relazioni:

$$k^2 = i\mu\sigma\omega \quad \text{o} \quad k = \pm(1+i)\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (8)$$

Dalle eq.8 si definisce distanza di penetrazione o “skin depth” la quantità:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}}$$

Il significato fisico della skin depth è quello di indicare la profondità di penetrazione del campo diffuso alla quale l'intensità si attenua di un fattore $1/e$. Se ad esempio, il materiale dove si diffondono i campi fosse rame a temperatura ambiente $1/\sigma = 1.68 \times 10^{-8} \Omega \text{ m}$, la skin depth varierebbe in funzione della frequenza come:

$$\delta = 6.52 \times 10^{-2} / \sqrt{\nu \text{ (Hz)}} \text{ m}$$

mentre per l'acqua marina $\delta \approx 240 / \sqrt{\nu \text{ (Hz)}} \text{ m}$.

La soluzione completa dell'equazione di diffusione per H_x è comunque la somma di due funzioni esponenziali con ampiezze A e B :

$$H_x(z, t) = Ae^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)} + Be^{z/\delta} e^{-i(z/\delta + \omega t)}$$

Delle due soluzioni complesse l'unica fisicamente accettabile è quella proporzionale ad A mentre la soluzione B per z positivi tendenti all'infinito ammetterebbe un campo diffuso H che diverge all'infinito. Utilizzando infine la condizione di continuità dei campi magnetici attraverso la superficie di separazione tra i due mezzi:

$$H_x(z, t) = H_0 e^{-z/\delta} \cos(z/\delta - \omega t)$$

e sostituendo H nell'equazione di Maxwell (eq. 3) si trova che H genera un campo elettrico:

$$E_y(z, t) = \frac{1}{\sigma} \frac{\partial H_x}{\partial z} = \frac{-1+i}{\sigma \delta} H_0 e^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)}$$

Infine dalla legge di Ohm, la corrente indotta J sarà:

$$J_y(z, t) = \frac{\partial H_x}{\partial z} = \frac{-1+i}{\delta} H_0 e^{-z/\delta} e^{i(z/\delta - \omega t)}$$

L'impianto teorico appena esposto è riassunto in Figura 22 e permette di concludere che:

- se i campi $\mathbf{E}$ ed $\mathbf{H}$ si diffondono su piani paralleli alla superficie terrestre e la conducibilità dei mezzi attraversati è costante, le correnti indotte $\mathbf{J}$, fluendo lungo linee parallele genererebbero campi magnetici che si annullerebbero lungo la direzione verticale (z) e si sommerebbero lungo il piano orizzontale.

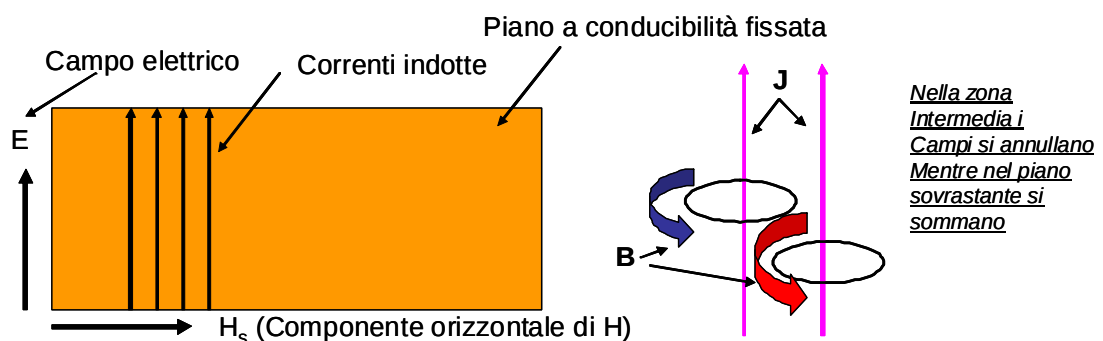


Figura 22: Schema di diffusione di campi magnetici ed elettrici inducenti e delle correnti indotte in un mezzo. Se le correnti indotte sono diverse per via di una diversa conducibilità, le componenti magnetiche verticali non si annullano, mentre quelle orizzontali si sommano. Se le correnti sono uguali variano solo le componenti orizzontali.

- se le correnti indotte scorressero su piani paralleli, in cui sono presenti discontinuità di conducibilità orizzontali, i campi magnetici indotti in regioni a conducibilità diversa avrebbero

intensità diverse che non si annullerebbero più lungo la direzione verticale (z), mentre continuerebbero a sommarsi lungo quella orizzontale (x,y).

- l'intensità dei campi indotti si attenua a seconda del valore della skin depth, e quindi in funzione della frequenza e della conducibilità;
- a parità di conducibilità, se le frequenze diminuiscono la skin depth aumenta, viceversa per una frequenza fissata un incremento della conducibilità diminuirebbe la distanza di penetrazione.

3.2. I metodi MagnetoVariazionali (MV) e la definizione delle funzioni di trasferimento

Da quanto finora esposto è emerso chiaramente che la soluzione delle equazioni di diffusione si semplifica se il mezzo conduttivo è geometricamente suddiviso in piani paralleli e se i campi sorgenti esterni si distribuiscono parallelamente ad essi.

Nel caso reale in cui le sorgenti induttive sono le correnti ionosferiche e magnetosferiche, i campi **E** ed **H** inducenti, da esse prodotti, hanno una geometria piana rispetto alla superficie terrestre. In queste condizioni è ragionevole aspettarsi che le sorgenti d'induzione siano concentrate essenzialmente sulle variazioni delle componenti orizzontali X e Y , mentre la risposta indotta nella struttura sottostante risieda principalmente nella componente verticale Z .

E' proprio il convincimento che quest'ultima contenga in sé informazioni utili circa la presenza in profondità di corpi elettricamente conduttori a rappresentare la base del metodo MagnetoVariazionale (MV).

Per svolgere studi di tipo MV in modo efficace un requisito pratico importante è la creazione di una rete di stazioni magnetiche dislocate all'interno dell'area di studio, distanti qualche chilometro o decine di chilometri.

Altri due requisiti importanti che le installazioni dovrebbero soddisfare è l'acquisizione simultanea e la collocazione degli strumenti lontano da sorgenti di rumore o disturbo che inficino la funzionalità degli strumenti o ne alterino la misura.

3.2.1 Analisi delle funzioni di trasferimento

Le misure di campo magnetico in superficie in un sito i -esimo, come già detto in precedenza, contengono l'effetto combinato delle variazioni inducenti e di quelle indotte. Il metodo MV ha affrontato il problema della distinzione dei campi indotti da quelli inducenti nella misura del campo registrato dall' i -esima stazione $F_i^{obs}(X_i^{obs}, Y_i^{obs}, Z_i^{obs}, t)$. Esso può essere considerato come la somma di due contributi che definiremo “normale” (F^{norm}) ed “anomalo” (F^{anom}):

$$F_i^{obs} = F^{norm} + F_i^{anom}$$

Il campo normale può essere immaginato come dovuto alla somma del campo di origine esterna e del campo di origine interna indotto dal campo primario esterno in una Terra ideale, uniforme o costituita da strati piani e paralleli a conducibilità anche variabile ma solo con la profondità. Esso sarà omogeneo in tutta la regione di studio occupata dalla rete MV.

Il campo anomalo, invece, può essere considerato come dovuto al particolare fenomeno induttivo di cui è responsabile la struttura a conduttività anomala locale.

La relazione tra campo anomalo e normale è espressa attraverso una matrice W , secondo una relazione lineare comune a tutte le equazioni dell'elettrodinamica classica del tipo:

$$F_i^{anom} = W F^{norm}$$

o esplicitando quest'ultima relazione per le singole componenti:

$$X_i^{anom} = W_{xx} X^{norm} + W_{xy} Y^{norm} + W_{xz} Z^{norm}$$

$$Y_i^{anom} = W_{yx} X^{norm} + W_{yy} Y^{norm} + W_{yz} Z^{norm}$$

$$Z_i^{anom} = W_{zx} X^{norm} + W_{zy} Y^{norm} + W_{zz} Z^{norm}$$

I termini della matrice W , o “Funzioni di trasferimento” si possono ottenere conoscendo F^{norm} , ossia il valore del campo misurato in una stazione di riferimento (ad esempio un osservatorio magnetico) situato in

una regione prossima alla regione di studio, ma lontana da qualsiasi anomalia locale di conducibilità.

La scelta di una siffatta stazione di riferimento non è semplice e spesso è elevato il rischio di una scelta obbligata o arbitraria. Per queste ragioni l'analisi MV può avvalersi di ulteriori ipotesi semplificatrici, che presuppongono la Z^{norm} trascurabile rispetto alla Z^{obs} e quindi una riduzione del rango del sistema W a due se le X^{norm} e Y^{norm} coincidano con le componenti orizzontali X ed Y osservate, quindi le anomalie orizzontali siano trascurabili. Le funzioni di trasferimento, calcolate su questa base, relative al singolo sito, hanno la forma:

$$Z_i = T_{Xi} X_i + T_{Yi} Y_i + \epsilon_{Zi}$$

in cui il termine ϵ rappresenta l'errore commesso nel trascurare il contributo di Z^{norm} e del rumore.

In letteratura (Parkinson - 1983), gli studi MV prevedono anche differenti definizioni di funzioni di trasferimento che considerino anomalie orizzontali e verticali rispetto ad una stazione di riferimento.

Ossia:

$$Z_i = S_{Xr} X_r + S_{Yr} Y_r + \epsilon_{Zi}$$

$$Z_i - Z_r = Z_{Xr} X_r + Z_{Yr} Y_r + \epsilon_{Zi}$$

(9)

$$X_i - X_r = X_{Xr} X_r + X_{Yr} Y_r + \epsilon_{Xi}$$

$$Y_i - Y_r = Y_{Xr} X_r + Y_{Yr} Y_r + \epsilon_{Yi}$$

Dove X_r , Y_r , Z_r sono le variazioni di campo misurate dalla stazione di riferimento.

Le funzioni di trasferimento definite rispetto al sito di riferimento sono una più chiara e completa fonte di informazione di contributi anomali presenti su tutte e tre le componenti. Le relazioni (9), scritte nel dominio della frequenza, possono essere scritte anche nel dominio del tempo mediante la convoluzione. Le funzioni di trasferimento possono essere ricavate attraverso procedimenti di minimizzazione dell'errore ϵ su un

certo numero di eventi registrati. Il metodo utilizzato in questo lavoro è denominato “*cross- spectra*”.

3.2.2. Metodo dei cross-spectra

Data una funzione di trasferimento $A(f)$, $B(f)$ tale che:

$$Z(f) = A(f) \cdot X(f) + B(f) \cdot Y(f) + \varepsilon$$

ed un insieme di “ n ” segmenti temporali di dati nelle tre componenti X , Y e Z , calcolati i coefficienti di Fourier $X(f)$, $Y(f)$, $Z(f)$, i coefficienti A e B sono ottenuti minimizzando la funzione seguente:

$$\Psi(A, B) = \sum_n |\varepsilon_n \cdot \varepsilon_n^*| = \sum_n |\varepsilon_n|^2 = \sum_n [(Z_n - AX_n - BY_n)(Z_n - AX_n - BY_n)^*]$$

Si osservi che il simbolo (*) si riferisce al complesso coniugato.

Minimizzare la funzione Ψ equivale a porre uguale a zero le sue derivate prime rispetto ad A e B :

$$\frac{\partial \Psi(A, B)}{\partial A} = \frac{\partial \Psi(A, B)}{\partial B} = 0$$

Esplicitando la condizione di minimo si ha:

$$\frac{\partial \Psi(A_r + iA_i, B)}{\partial A_r} = \frac{\partial \Psi(A_r + iA_i, B)}{\partial A_i} = \frac{\partial \Psi(A, B_r + iB_i)}{\partial B_r} = \frac{\partial \Psi(A, B_r + iB_i)}{\partial B_i} = 0$$

Ossia:

$$\begin{aligned} \sum_n \frac{\partial (Z_n - (A_r + iA_i)X_n - BY_n)(Z_n^* - (A_r - iA_i)X_n^* - B^*Y_n^*)}{\partial A_i} = \\ = \sum_n [(-X_n)(Z_n^* - (A_r - iA_i)X_n^* - B^*Y_n^*) + (-X_n^*)(Z_n - (A_r + iA_i)X_n - BY_n)] = 0 \end{aligned}$$

e similmente per la parte immaginaria

$$\begin{aligned} \sum_n \frac{\partial (Z_n - (A_r + iA_i)X_n - BY_n)(Z_n^* - (A_r - iA_i)X_n^* - B^*Y_n^*)}{\partial A_i} = \\ = \sum_n [(-iX_n)(Z_n^* - (A_r - iA_i)X_n^* - B^*Y_n^*) + (iX_n^*)(Z_n - (A_r + iA_i)X_n - BY_n)] = 0 \end{aligned}$$

Sommando membro a membro l'ultima sequenza delle due equazioni sopra scritte otteniamo:

$$\sum_n (Z_n - AX_n - BY_n) X_n^* = 0$$

eseguendo anche la derivata rispetto a B si ricava:

$$\sum_n (Z_n - AX_n - BY_n) Y_n^* = 0$$

Tali espressioni sono note come funzioni “cross-spectra” dell'equazione che lega le funzioni di trasferimento alle componenti del campo. Si osservi come queste due condizioni corrispondano analiticamente all'imposizione che $\Sigma (\varepsilon X^*) = 0$ (ed anche che $\Sigma (\varepsilon Y^*) = 0$) cioè che l'errore ε su Z non sia correlato con le grandezze X e Y .

E' possibile, infine, ricavare dalle due ultime equazioni le seguenti funzioni di trasferimento:

$$A = \frac{\sum_n ZX^* \sum_n YY^* - \sum_n ZY^* \sum_n YX^*}{\sum_n XX^* \sum_n YY^* - \sum_n YX^* \sum_n XY^*}$$

$$B = \frac{\sum_n ZY^* \sum_n XX^* - \sum_n ZX^* \sum_n XY^*}{\sum_n XX^* \sum_n YY^* - \sum_n YX^* \sum_n XY^*}$$

La stima degli errori σ_A e σ_B sulle funzioni di trasferimento A e B sono state calcolate applicando la propagazione classica degli errori di funzioni, determinando l'incertezza sulle quantità X_n , Y_n e Z_n come scarti quadratici medi tra i valori calcolati per tutti i segmenti selezionati.

3.2.3 Frecce d'Induzione di Parkinson & Wiese

Nel paragrafo appena concluso è stato definito un metodo analitico per ricostruire le funzioni di trasferimento induttive A e B che legano la misura delle componenti orizzontali X e Y alla componente verticale Z . Nel 1962 Parkinson e Wiese introdussero un efficace strumento di interpretazione delle funzioni di trasferimento descritto in Figura 23. Essi osservarono che, dal punto di vista analitico, la relazione $Z = AX + BY$, in una geometria tridimensionale individua un piano in cui A e B rappresentano i coseni direttori. L'inclinazione di tale piano non è casuale, anzi un "vettore" ad esso perpendicolare, proiettato su un piano orizzontale tangente nel punto in cui sorge la stazione, punta, generalmente verso strutture (o linee di corrente) del sottosuolo con conducibilità elevata.

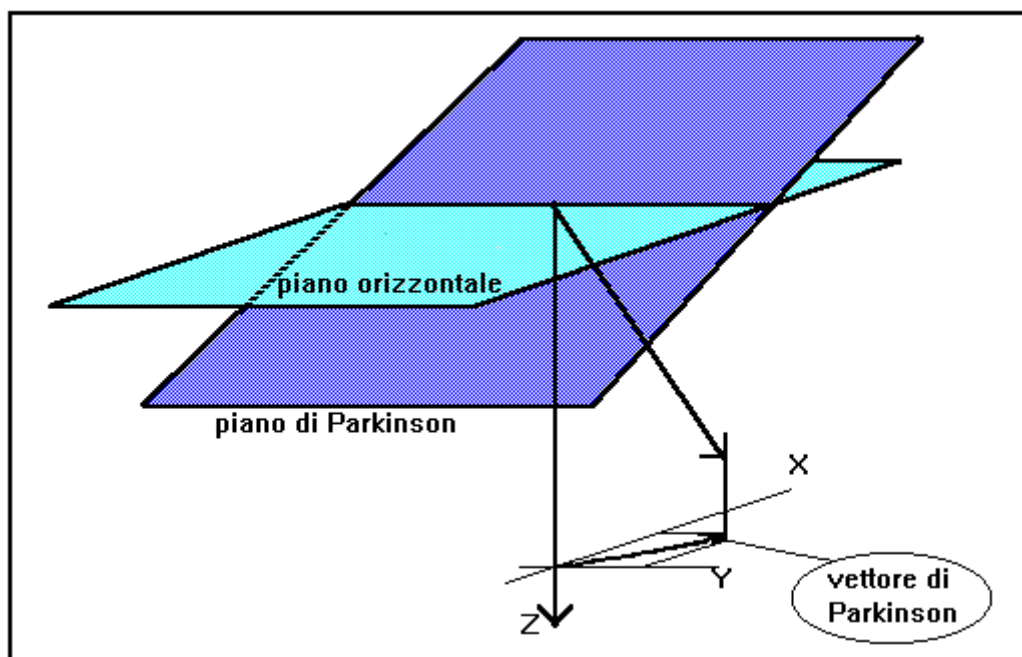


Figura 23: Definizione di Parkinson & Wiese di frecce d'induzione determinate dai coefficienti delle funzioni di trasferimento A e B .

Nella definizione di Parkinson e Wiese le frecce ricostruibili dai coefficienti A e B sono in tutto due, una freccia reale ed una immaginaria. La freccia reale ha come componenti le parti reali di A e B , quella immaginaria invece ha per componenti le parti immaginarie. In base a queste definizioni il modulo della freccia reale sarà:

$$R = [(\text{Re}(A))^2 + (\text{Re}(B))^2]^{1/2}$$

mentre l'azimut,

$$\theta_r = \arctan [\text{Re}(B)/\text{Re}(A)] + 180^\circ$$

è un angolo considerato positivo a partire dal Nord geografico ruotando in senso orario. La freccia immaginaria ha le stesse definizioni a patto di sostituire le parti reali con quelle immaginarie. Alcuni autori, nell'assumere queste definizioni evitano di aggiungere 180° al calcolo dell'azimut, in modo che la frece d'induzione puntino in verso opposto alle regioni ad elevata conducibilità (frece di Wiese).

Dalla definizione delle frecce d'induzione è inoltre chiaro che modulo e fase siano funzione della frequenza, come lo erano A e B . Inoltre visto il significato della skin depth, il modulo e fase di una singola freccia per una frequenza fissata, esprimono l'effetto integrato di tutti i contrasti di conducibilità compresi tra la superficie esterna e la profondità massima che il campo inducente può raggiungere. Per queste ragioni, l'interpretazione qualitativa che le frecce possono fornire va ricercata nell'andamento dell'ampiezza e della fase al variare della frequenza. Tuttavia per ricostruire la distribuzione spaziale delle strutture conduttive profonde non è sufficiente osservare la distribuzione delle frecce d'induzione di una singola stazione, ma integrare la distribuzione delle frecce d'induzione di una rete di stazioni.

Gli errori sui moduli di V_r , θ_r , V_i e θ_i sono stati calcolati dalle relazioni:

$$\sigma_{V_r} = \frac{1}{V_r} \sqrt{A_r^2 \sigma_{A_r}^2 + B_r^2 \sigma_{B_r}^2} \quad \text{e} \quad \sigma_{V_i} = \frac{1}{V_i} \sqrt{A_i^2 \sigma_{A_i}^2 + B_i^2 \sigma_{B_i}^2}$$

$$\sigma_{\theta_r} = \frac{A_r}{A_r^2 + B_r^2} \sqrt{\left(\frac{B_r}{A_r}\right)^2 \sigma_{A_r}^2 + \sigma_{B_r}^2}$$

$$\sigma_{\theta_i} = \frac{A_i}{A_i^2 + B_i^2} \sqrt{\left(\frac{B_i}{A_i}\right)^2 \sigma_{A_i}^2 + \sigma_{B_i}^2}$$

3.2.4. Mappe di Fourier

Nel paragrafo precedente è stato descritto una modalità con la quale interpretare le funzioni di trasferimento GDS, in questo invece descriveremo una modalità di analisi che può prescindere dalla definizione delle funzioni A e B e delle conseguenti frecce d'induzione.

Essa consiste nella ricostruzione di mappe geografiche di isolinee di ampiezza e fase, delle componenti magnetiche ($X(f)$, $Y(f)$ e $Z(f)$) misurate in ciascuna stazione ad alcune frequenze d'interesse.

Tali mappe sono dette di Fourier per via della dipendenza dalla frequenza.

Le informazioni che tali mappe permettono di ricavare sono essenzialmente due: 1) le zone ad alta conducibilità sono quelle in cui si concentrano le isolinee sia del modulo delle componenti sia delle fasi.

Ciò è una conseguenza dal campo toroidale che si crea attorno alla linea di corrente indotta, il quale si somma e si sottrae ai campi normali X^{norm} , Y^{norm} e Z^{norm} , agli opposti lati del conduttore; in particolare se la zona in cui si concentrano le correnti indotte è parallela alla componente Y, la componente X è massima quando la stazione è situata al centro della regione conduttiva e minima agli opposti lati del conduttore; il modulo della componente Z è pari a Z^{norm} al centro e massima e minima ai lati opposti del conduttore; 2) le strutture eventualmente identificate dalle isolinee possono essere calcolate per vari periodi, quindi confrontando tra loro le mappe, si può comprendere come le aree conduttive cambiano con la profondità.

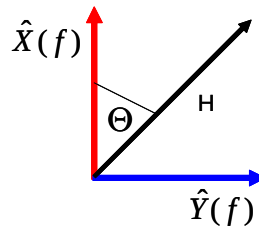
Queste mappe, come si evince dai lavori di Gough (1983) ed Egbert et al. (1993), sono un utilissimo strumento di localizzazione di corpi conduttivi lito-astenosferici senza la necessità di separare i contributi di origine interna da quelli esterni.

L'impiego di questa metodologia interpretativa, nella sua definizione più rigorosa, richiede però che il funzionamento di ogni stazione della rete sia simultaneo. Questa richiesta, soprattutto per reti molto grandi, è molto difficile da realizzare, soprattutto per ragioni di natura logistica ed economica. E' consuetudine in questi casi il ricorso alla tecnica denominata "*Evento Ipotetico*", di cui chiariremo meglio il significato nel paragrafo successivo.

3.2.5. Tecnica dell'Evento Ipotetico

Le funzioni di trasferimento, come chiarito nel paragrafo precedente, possono essere calcolate su reti magnetometriche in acquisizione simultanea, ma anche da singole stazioni. Nei casi in cui la contemporaneità non fosse possibile, è chiaro che i risultati ottenuti su base statistica, nel calcolo delle funzioni di trasferimento verranno influenzati dalle differenze presenti nel segnale misurato in periodi diversi. E' altresì evidente che in natura non esistono due momenti in cui le variazioni dei campi magnetici siano perfettamente uguali. Per aggirare l'ostacolo, il metodo MV ipotizza che le funzioni di trasferimento siano una conseguenza intrinseca delle caratteristiche elettriche del mezzo, e che i valori calcolati siano mediamente indipendenti dal segnale inducente.

E' possibile ipotizzare l'esistenza di un campo ipotetico di perturbazione X^{ipot} , Y^{ipot} , uniforme su tutta la regione, con una polarizzazione predefinita e un'ampiezza unitaria tali che:



$$X^{ipot}(f) = X_r^{ipot}(f) + iX_i^{ipot}(f)$$

$$Y^{ipot}(f) = Y_r^{ipot}(f) + iY_i^{ipot}(f)$$

il campo orizzontale H combinazione di X e Y avrà dunque la seguente espressione:

$$H^{ipot}(f) = H_r^{ipot}(f) + iH_i^{ipot}(f) = (X_r^{ipot} + Y_r^{ipot}) + i(X_i^{ipot} + Y_i^{ipot})$$

$$|H^{ipot}(f)| = \sqrt{[(H_r^{ipot}(f))^2 + (H_i^{ipot}(f))^2]} = 1$$

Semplificando la trattazione per facilitarne i calcoli pur conservando la generalità dei risultati si può porre:

$$H^{ipot}(f) = H_r^{ipot}(f)$$

in cui è stata annullata la parte immaginaria; si ha allora

$$|H^{ipot}(f)| = |H_r^{ipot}(f)| = 1$$

Supponendo un angolo di polarizzazione di 45° :

$$X_r^{ipot} = |H| \cos 45^\circ = \cos 45^\circ$$

e

$$Y_r^{ipot} = |H| \sin 45^\circ = \sin 45^\circ$$

ne segue che la relazione tra il campo inducente e la componente indotta è:

$$Z^{ipot}(f) = A(f)X_r^{ipot} + B(f)Y_r^{ipot} = A(f)\cos 45^\circ + B(f)\sin 45^\circ =$$

$$\begin{aligned} &= (A_r + iA_i)\cos 45^\circ + (B_r + iB_i)\sin 45^\circ = (A_r\cos 45^\circ + B_r\sin 45^\circ) + i(A_i\cos 45^\circ + B_i\sin 45^\circ) = \\ &= \operatorname{Re} Z_{pol}^{ipot}(f) + i \operatorname{Im} Z_{pol}^{ipot}(f) \end{aligned}$$

Infine si ha

$$|Z_{pol}^{ipot}| = \sqrt{(A_r\cos 45^\circ + B_r\sin 45^\circ)^2 + (A_i\cos 45^\circ + B_i\sin 45^\circ)^2}$$

$$ph(Z_{pol}^{ipot}) = \operatorname{arctg}\left(\frac{A_i\cos 45^\circ + B_i\sin 45^\circ}{A_r\cos 45^\circ + B_r\sin 45^\circ}\right)$$

Utilizzando le relazioni precedenti è possibile ricostruire le mappe di Fourier. E' importante sottolineare che le mappe calcolate con un polarizzazione fissata, potranno individuare quelle regioni di elevata conducibilità trasversali alle direzione prescelta.

Capitolo 4: Misurazioni Magnetometriche nell'area dell'Anti- Atlante in Marocco

4.1. Breve descrizione geologica dell'Area interessata.

La catena dell'Atlante è una catena montuosa che occupa una regione a Nord dell'Africa per un'estensione di circa 2400 Km, attraverso il Marocco, l'Algeria e la Tunisia. Le cime più elevate sono note con il nome di Jbel Toubkal (4167 m) e M'Goun (4071 m). L'estensione della catena montuosa dell'Atlante è tale da separare le zone costiere del Mediterraneo e dell'Atlantico dal deserto del Sahara.

La catena montuosa è stata suddivisa in ulteriori sottocatene, ed identificate con il nome di Medio Atlante, Alto Atlante ed Anti Atlante.

Geologicamente questa catena montuosa è costituita da un basamento formatosi nel Precambriano (all'incirca tra 4.5 miliardi e 550 milioni di anni fa) e per questo è la catena montuosa più antica tra quelle presenti in Africa. La sua formazione si è dislocata in tre fasi successive dell'evoluzione tettonica della Terra.

La prima fase di deformazione tettonica ha coinvolto la catena dell'Anti Atlante, formatasi nell'era Paleozoica (circa 300 milioni di anni fa) per effetto della collisione continentale tra il Nord America, l'Europa e l'Africa.

Si pensa che L'Anti Atlante abbia avuto inizialmente origine dall'orogenesi Allegheniana, per effetto della collisione tra la placca Africana e quella Americana. Ancora oggi negli Stati Uniti orientali si ritrovano residui di questa fase, soprattutto dopo la formazione della catena degli Appalachi nel Nord America.

In una fase successiva durante, l'era Mesozoica (circa 65 milioni di anni fa), si è verificata la separazione delle placche litosferiche continentali africana ed americana. Una conseguenza di questa fase è stata la formazione della base sedimentaria che oggi costituisce la superficie dell'Alto Atlante.

Infine nell'era del Terziario (tra i 65 milioni ed i 2 milioni di anni fa) le catene che oggi costituiscono l'Atlante furono sollevate dalla collisione tra le placche continentali della penisola Iberica e dell'Africa settentrionale.

Questo fenomeno di sollevamento da studi tettonici e gravimetrici recenti (P. Ayarza et al 2005), non è ancora ben spiegato soprattutto i modelli gravimetrici rileverebbero uno spessore della radice della catena piuttosto inferiore a quello necessario a giustificarne il sollevamento. Generalmente, dopo la sua formazione una catena montuosa raggiunge la cosiddetta condizione di galleggiamento isostatico sullo strato astenosferico. In questo caso invece l'equilibrio sarebbe dinamico e probabilmente governato dal persistere delle spinte tra le placche. In questi casi sono frequenti fenomeni intrusivi di corpi lavici, i quali hanno dato origine a fenomeni vulcanici che sembrano risalire a non meno di 0.5Ma (Ma = milioni di anni), ed anche se attualmente non se ne abbia un evidenza esterna è molto probabile che non si siano spenti del tutto.

4.2. Descrizione della strumentazione utilizzata, criteri adottati nella scelta dei siti.

Lo studio GDS effettuato su una porzione della catena dell'Anti Atlante rientra in un progetto di collaborazione denominato "Terremagnet", finanziato dal Ministero degli Esteri, tra l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e l'Università di Rabat.

E' stata svolta una campagna di misure magnetiche vettoriali all'interno di un'area di 10000 Km² della catena dell'Anti-Atlante compresa tra longitudine 7° ed 8° Ovest ed latitudine 30.5° e 31.1° Nord. In Figura 24 è mostrata una mappa della dislocazione delle stazioni, in cui sono riportati anche dei profili (tratteggio blu, tratteggio viola e tratteggio arancio) che demarcano zone di anomalia magnetica (ΔF) dell'intensità totale del campo magnetico rispetto al valore medio previsto dai modelli IGRF (Macmillan S., Maus S., Modelling the earth's magnetic field: the 10th generation IGRF – Preface, Earth Planets and Space, 57 (12): 1133-1133, 2005). Tale informazione ci è stata fornita dal partner marocchino sulla base di mappa aeromagnetica in loro possesso.



Figura 24: Mappa dell'area di studio in cui sono riportati i profili (tratteggio blu, tratteggio viola e tratteggio arancio) che demarcano zone di anomalia magnetica (ΔF) dell'intensità totale del campo magnetico rispetto al valore medio previsto dai modelli IGRF. I punti bianchi indicano le posizioni delle stazioni magnetiche temporanee elencate in Tabella 1.

In tale mappa si può individuare una linea di demarcazione che segue grosso modo una direzione Sud Ovest- Nord Est a partire da latitudine $30^{\circ} 30'$ e longitudine $7^{\circ} 50' W$, e che si configura come una discontinuità del campo magnetico totale residuo. Nella medesima regione misure sismiche e rilievi geologici hanno portato ad ipotizzare la presenza di una faglia non evidente in superficie; si è quindi pensato di applicare la tecnica GDS a tale regione per verificare la presenza di eventuali anomalie conduttive relazionabili all'anomalia magnetica e/o ad una faglia.

Nella Tabella 1 è riportata la lista dei siti di misura temporanei (stazioni) localizzati per questo studio. Le posizioni dei siti sono state scelte in modo da seguire l'anomalia magnetica e sono anche riportate in Figura 24. Per effettuare la valutazione sull'idoneità dei siti prescelti si è fatto uso di un magnetometro scalare tipo Overhauser da campagna modello GSM19 (Gem System, Canada). Tale strumento è stato impiegato per misure puntuali del campo totale nelle zone intorno al possibile sito, allo scopo di individuare la presenza di eventuali anomalie locali importanti che potessero inficiare le misure variazionali. Il criterio seguito è stato quello di circoscrivere l'area del sito ad un raggio di qualche decina di

metri e di misurare le variazioni del campo totale all'interno. Se queste non erano superiori a qualche nT, e soprattutto se non si riscontravano bruschi cambiamenti, allora il sito era considerato idoneo. A questo punto i sensori magnetici potevano essere posizionati secondo i requisiti previsti dagli standard descritti nel capitolo 2. Per minimizzare le derive termiche dei sensori e garantire il mantenimento della posizione durante tutto il periodo di misura, essi sono stati posti all'interno di uno scavo profondo 30/40 cm e largo altrettanto.

STATION #	Latitude (°, N)	Longitude (°, W)	Elevation (m)	Length of sampling
Site 1	30° 55.56	7° 13.91	1296	24 Jun - 02 July
Site 2	30° 56.39	7° 15.54	1331	23 Jun - 03 July
Site 3	30° 49.17	7° 19.28	1509	28 Sep – 06 Oct
Site 4	30° 31.70	7° 52.46	1078	10 Nov – 18 Nov
Site 5	30° 28.03	7° 42.88	1707	04 Oct – 13 Oct
Site 6	30° 45.73	7° 25.03	1730	06 Oct – 13 Oct
Site 7	30° 59.81	7° 06.38	1238	27 Oct – 03 Nov
Site 8	31° 03.30	7° 40.92	2176	01 Nov – 09 Nov
Site 9	30° 27.31	7° 27.07	1755	03 Nov – 10 Nov
Site 10	30° 44.37	7° 58.04	1028	11 Nov – 18 Nov

Tabella 1: *Lista delle stazioni magnetiche installate nell'area della catena dell'Anti Atlante*

La strumentazione impiegata per la raccolta dei dati MV è costituita da due magnetometri vettoriali fluxgate modello Lemi018. Questi strumenti, di produzione ucraina sono dotati di sensore cilindrico connesso ad una base munita di livella. Ogni sistema è inoltre provvisto di due sensori di temperatura: uno strettamente legato al sensore magnetico, mentre il secondo è situato all'interno dell'unità esterna di acquisizione. I dati sono immagazzinati su memoria flash estraibile e leggibile su un comune PC. Gli strumenti sono dotati anche di ricevitori GPS per la sincronizzazione dell'ora UT e la georeferenziazione. I parametri tecnici fondamentali degli strumenti sono:

- intervallo di misurazione del campo magnetico totale compreso tra -65000 nT e +65000 nT.
- rumore 0.01 nT/ $\sqrt{\text{Hz}}$
- drift di temperatura < 0.2 nT/C°

- frequenza di campionamento 1Hz
- consumo < 1W
- alimentazione a 12 V

L'alimentazione avviene per mezzo di pannelli solari con relativo regolatore e batteria tampone per garantire l'acquisizione diurna e notturna.

E' stato deciso di posizionare i due strumenti di volta in volta in coppie di stazioni situate a cavallo dell'anomalia magnetica per un tempo variabile tra una settimana e dieci giorni. Con riferimento alla Tabella 1 possiamo vedere che tra le seguenti coppie di stazioni: 1 – 2, 4 – 10, 5 – 6, 8 – 9, le misure sono state prese simultaneamente per almeno una settimana; per le stazioni N°3 e N°7, invece, ciò non è stato possibile.

4.4. Analisi dati

L'analisi effettuata in questo lavoro di tesi sui dati del progetto Terremagnet è riassumibile nei seguenti punti salienti:

1. ricostruzione delle serie temporali registrate in tutte le stazioni di misura in formato testuale e grafico (magnetogrammi); valutazione qualitativa dei magnetogrammi per confronto con altre registrazioni simultanee effettuate in luoghi lontani dalla stazione analizzata (per esempio i dati dell' osservatorio geomagnetico di Averroes); individuazione di quei segmenti di dati in cui sono presenti fenomeni "anomali" ("spike", salti di livello, fluttuazioni di alta frequenza, etc.), riconoscimento delle loro cause e, in caso non fossero dovute al CMT, scelta di opportuni filtri in frequenza che eliminino senza modificare il contenuto informativo proprio della sorgente analizzata.
2. analisi comparativa tra le misure di temperatura dei sensori e quella esterna, nel periodo diurno ed in quello notturno. Stima degli effetti sulla misura del campo magnetico.
3. selezione di segmenti temporali di ciascuna componente ed analisi spettrale; analisi comparativa dei livelli di segnale misurati rispetto al livello di rumore strumentale per definire una banda di frequenze fisicamente significativa per il calcolo delle funzioni di trasferimento; applicazione di un filtro digitale tipo Fir che elimini i segnali spuri.
4. valutazione della polarizzazione (derivata dalle variazioni delle componenti orizzontali X,Y), della presunta sorgente induttiva all'interno della banda significativa.

5. calcolo delle funzioni di trasferimento, delle frecce di Parkinson e dei relativi errori; applicazione della tecnica dell'evento ipotetico e determinazione delle mappe di Fourier.

4.4.1. Descrizione della base di dati

La base dei dati raccolta nella regione dell'Anti Atlante, come si evince dalla Tabella 1, è composta da serie temporali di durata compresa tra una settimana e dieci giorni. Una parte di queste sono simultanee tra di loro, e per tutte è stato possibile il confronto con i dati registrati dall'osservatorio geomagnetico di Averroes. Gli osservatori permanenti rappresentano un'importantissima fonte di informazioni sulla variabilità del campo magnetico per via degli standard di funzionamento, per l'affidabilità dell'installazione strumentale, la qualità dei dati mantenuta costante nel tempo, ed anche per la scelta del luogo in cui sorge l'osservatorio stesso, lontano da sorgenti elettromagnetiche antropiche (linee elettriche, strade ad alto scorrimento, etc.).

Per tali motivi, ogni volta che si effettuano campagne temporanee di misura di campo magnetico e in luoghi dove non siano garantite le suddette condizioni, è fortemente auspicabile individuare un osservatorio vicino con il quale confrontare i dati raccolti, oppure destinare una stazione ad uso di osservatorio collocandola al di fuori dell'area di studio. E' importante ricordare che gli strumenti impiegati in questo lavoro sono magnetometri vettoriali, la cui funzionalità è influenzata non solo da sorgenti di campo elettromagnetico di natura antropica, ma anche ma anche dal grado di livellamento ed orientamento del sensore.

In Figura 25 sono riportati i magnetogrammi delle variazioni delle componenti magnetiche misurate in tre posizioni geografiche distinte il 5 Ottobre del 2007. Dall'alto verso il basso la figura riporta le componenti X, Y e Z; le linee blu si riferiscono alla stazione N°3, quelle verdi alla stazione N°5, mentre quelle rosse all'osservatorio di Averroes.

Dalla figura si può evincere che le componenti orizzontali di tutte e tre le stazioni sono molto simili; benché i dati dell'osservatorio siano affetti da disturbi, soprattutto sulle componenti orizzontali, è possibile confermare che i dati raccolti durante la campagna sono affidabili ed uniformi su scala regionale. Come ampiamente espresso nel capitolo 3, tale requisito è fondamentale per l'applicabilità della tecnica GDS.

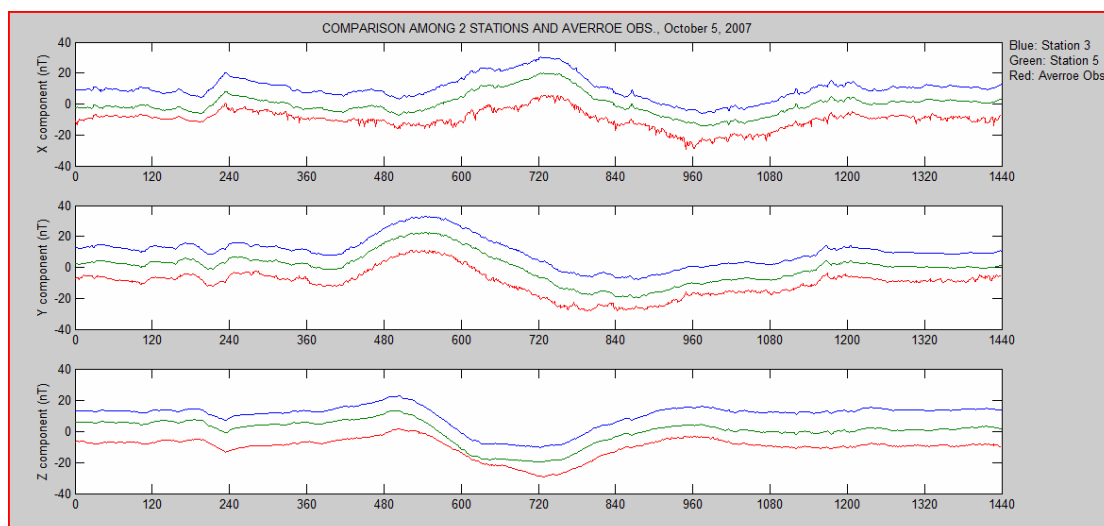


Figura 25: Magnetogrammi delle variazioni delle componenti magnetiche (dall'alto verso il basso: X, Y e Z) misurate presso le stazioni 3 (linee blu), 5 (linee verdi) e dell'Osservatorio di Averroes (linee rosse) il 5 Ottobre del 2007.

Il confronto dei dati registrati da più stazioni contemporaneamente consente anche di individuare malfunzionamenti strumentali, che possono essere essenzialmente di tre tipi: 1) “spike”, ovvero quelle discontinuità del magnetogramma simili a funzioni delta che scompaiono nei campionamenti successivi; 2) le derive termiche, che sono variazioni apparenti del CMT causate dalla dilatazione termica delle barre e delle bobine interne al sensore o dall'alterazione delle caratteristiche elettroniche dei componenti (resistenze, capacità, etc.) che costituiscono l'acquisitore; 3) i salti di livello, che sono variazioni a gradino del magnetogramma.

Se un disturbo non è naturale è evidente che due strumenti posti a distanze di diversi chilometri non potranno misurarlo contemporaneamente.

A titolo di esempio, la Figura 26 mostra, dall'alto verso il basso, i magnetogrammi in funzione del tempo, per le componenti X, Y e Z relativamente alle stazioni 1 (linea blu) e 2 (linea rossa) in un periodo di 512 minuti tra il 24 e il 25 Giugno 2007. Confrontando alcuni intervalli specifici si evince, per esempio, che gli “spike” verificatisi tra le ore 20:43 e le ore 21:43 o tra le ore 22:43 e le ore 23:43 sono presenti solo nella componente X della Stazione N°1 mentre non compaiono nella medesima componente della Stazione N°2, e pertanto devono essere eliminati.

Tra le ore 00:43 e le ore 01:43, invece, anche se, apparentemente, sembra esserci un disturbo di alta frequenza non naturale, esso è presente in entrambe le stazioni distanti 20 chilometri l'una dall'altra, e quindi è

considerato come naturale. In Figura 27 si può vedere un ingrandimento di scala per questo intervallo: si è potuto riscontrare che l'andamento è simile ad un treno di variazioni sinusoidali sovrapposte al segnale magnetico portante; presumiamo che questo fenomeno, essendo stato osservato anche in giorni diversi e per altre coppie di stazioni, sia legato a micropulsazioni naturali del CMT. Nella Figura 28 riportiamo un confronto simile a quello appena descritto per un segmento temporale misurato tra l'11 e il 12 Novembre 2007 nelle stazioni N°4 e N°10, con le stesse convenzioni adottate per la Figura 28. Anche in questo caso si può notare come gli andamenti di tutte e tre le componenti siano molto simili, evidenziando una sostanziale omogeneità locale del CMT.

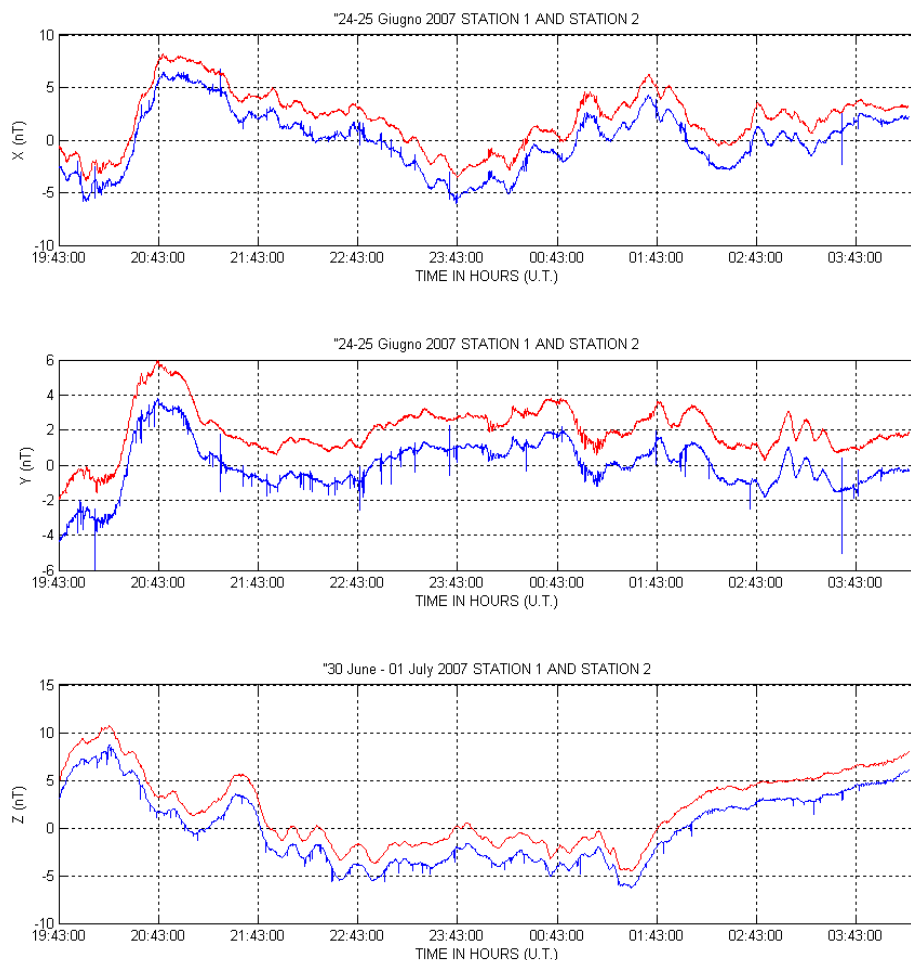


Figura 26: Magnetogrammi delle variazioni delle componenti X, Y, Z (dall'alto verso il basso) misurate dalla Stazioni N°1 (linea blu) e dalla Stazione N°2 (linea rossa) in un periodo di 512 minuti tra il 24 ed il 25 Giugno 2007.

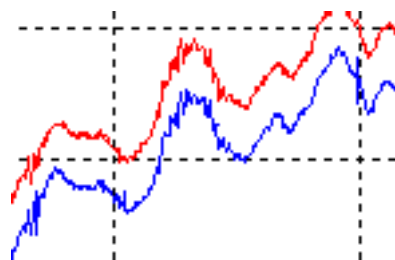


Figura 27: Particolare della *Figura 26* riguardante la misura della componente X delle stazioni N°1(linea Blu) e N°2 (linea Rossa) registrato il 24 e 25 Giugno compreso tra le ore 00:43 e le 01:43.

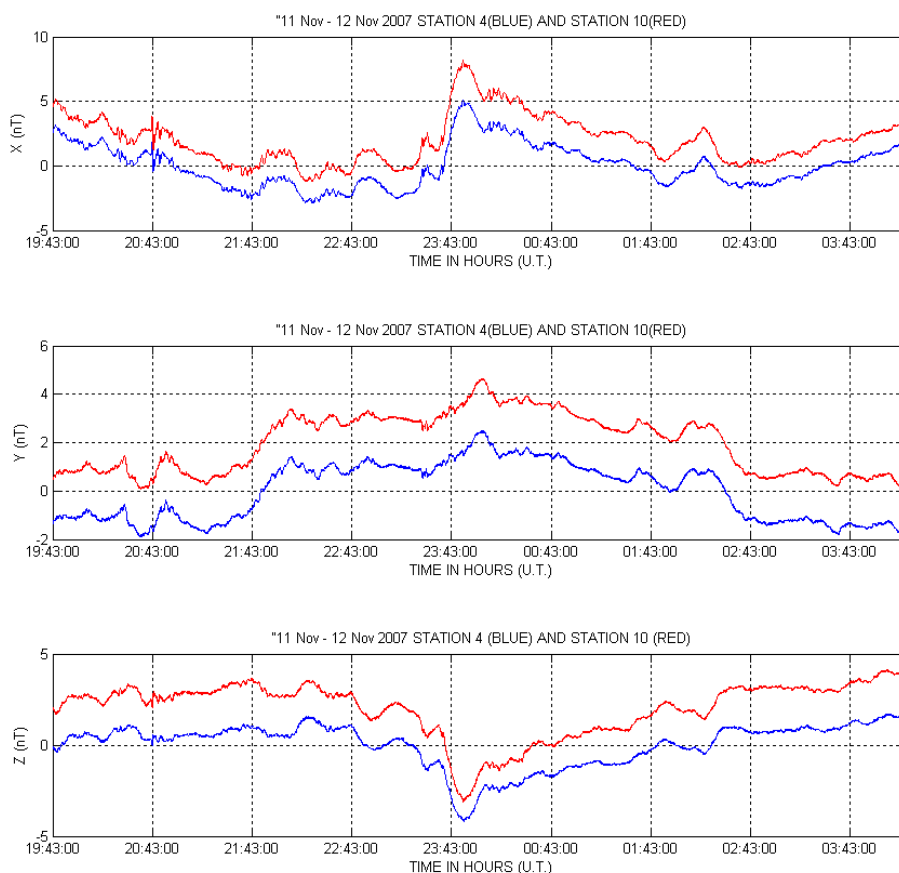


Figura 28: Magnetogrammi delle componenti X, Y, e Z (dall'alto verso il basso) misurate presso le stazioni N°4 (linea blu) e N°10 (linea rossa), tra l'11 ed il 12 Novembre 2007. La scala è espressa in ore e il periodo di campionamento è di 1Hz.

4.4.2. Effetti della temperatura.

La valutazione della qualità delle misure è stata eseguita anche stimando le variazioni della temperatura interna del sensore.

Nella Figura 29 riportiamo, dall'alto verso il basso: la variazione della temperatura del sensore (in °C), la variazione della temperatura ambiente (in °C), e le variazioni delle componenti X, Y e Z del CMT misurate il 10

Ottobre del 2007 dalla stazione N°5. La risoluzione in temperatura è di 0.1°C , mentre le risoluzioni temporali sono di 1 sec. L'asse delle ascisse è espresso in secondi a partire dall'inizio della giornata.

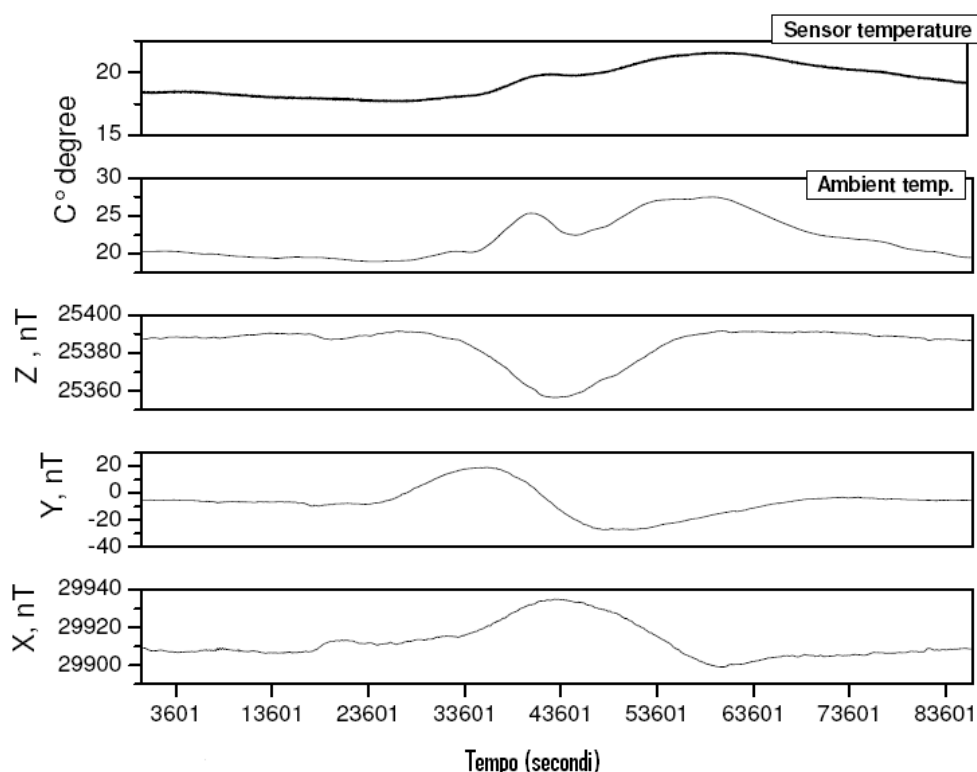


Figura 29: Dall'alto verso il basso: temperatura del sensore magnetico, temperatura esterna, magnetogrammi delle componenti magnetiche X, Y, Z, misurati presso la stazione N°5 il 10 Ottobre del 2007. Il tempo è espresso in secondi a partire dall'inizio della giornata.

Tale misura evidenzia che la temperatura interna del sensore varia di circa 3°C nell'arco delle 24h, mentre la variazione di quella esterna, soprattutto nelle ore centrali del giorno, è di circa 6°C . Questo valore può cambiare a seconda della stazione e della stagione. Nella Figura 30 riportiamo il grafico della temperatura e delle componenti magnetiche misurate dalla stazione N°2 il 25 giugno 2007, con le stesse notazioni della figura precedente. Il valore medio della temperatura è superiore a quello misurato dalla stazione N°5 nel mese di Ottobre, tuttavia la variazione della temperatura del sensore è di circa un grado nelle 24 h, mentre la temperatura esterna varia di circa 18°C .

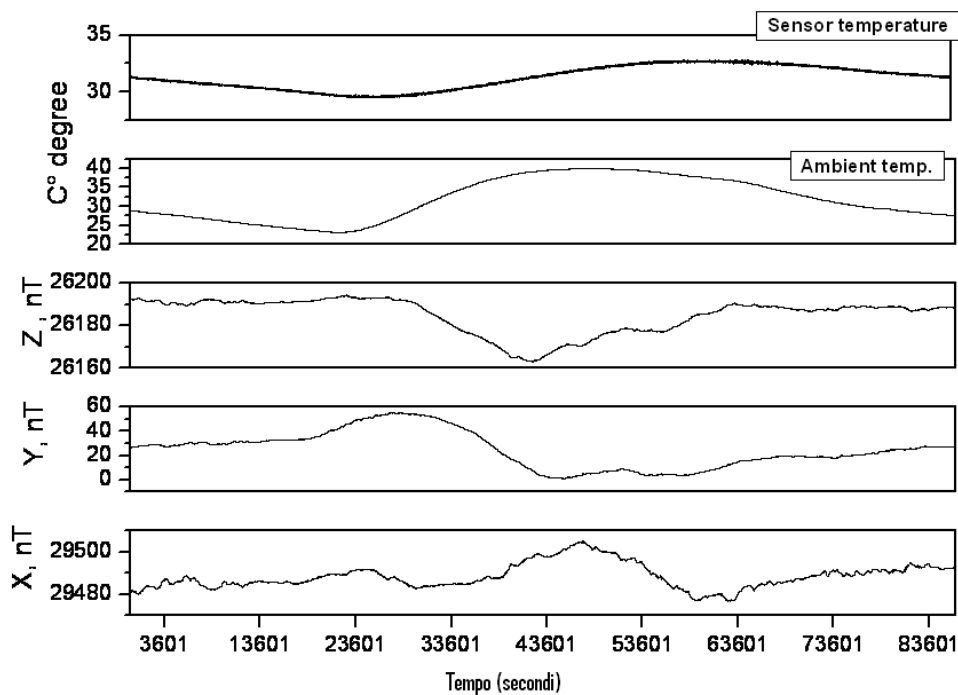


Figura 30: Dall'alto verso il basso: temperatura del sensore magnetico, temperatura esterna, magnetogrammi delle componenti magnetiche X, Y, Z, misurati presso la stazione N°2 il 25 giugno 2007. Il tempo è espresso in secondi a partire dall'inizio della giornata.

Il magnetometro impiegato ha una deriva termica minore di $0.2\text{nT}/^{\circ}\text{C}$, quindi è ragionevole affermare che il contributo della variazione di temperatura al segnale magnetico misurato sia trascurabile rispetto alle variazioni naturali delle componenti del CMT misurate nelle 24 h. Il collocamento dei sensori all'interno di una cavità del terreno ha quindi garantito un adeguato isolamento termico.

4.4.3. Analisi di Fourier dei magnetogrammi

Terminata la valutazione qualitativa dei dati raccolti e la verifica che la sorgente inducente fosse uniforme all'interno dell'area studiata, si è proceduto con la selezione di due gruppi di serie temporali di durata 512 minuti ciascuno. Il primo di questi gruppi contiene segmenti diurni che iniziano alle ore 09:00 e finiscono alle ore 17:32; il secondo gruppo invece contiene segmenti che iniziano alle ore 19:43 e terminano il giorno seguente alle ore 04:14. Le variazioni delle componenti magnetiche nelle ore diurne sono più intense rispetto a quelle notturne perché la radiazione

solare nel lato giorno incrementa la foto ionizzazione dell'alta atmosfera e l'intensità delle correnti ionosferiche e magnetosferiche (vedi paragrafo 1.2.2.1). Il confronto tra l'elaborazione dei segmenti diurni e quelli notturni consente di verificare se la sorgente influenza i risultati del metodo GDS. Le serie temporali così ottenute sono state trasformate nel dominio della frequenza (trasformate di Fourier), per determinare una banda spettrale in cui le misure fossero al di sopra del rumore strumentale.

Le Figure 31 - 34 mostrano l'andamento spettrale delle componenti orizzontali e verticali di uno dei segmenti notturni selezionati per questo studio. Sull'asse delle ascisse è riportata la frequenza in Hz e sull'asse delle ordinate l'intensità dei campi in $nT/\sqrt{Hz}$.

In particolare le Figure 32 e 34 presentano un ingrandimento degli spettri nell'intorno della frequenza 10^{-3} Hz. Il segnale magnetico naturale in questa zona è confrontabile con il rumore strumentale $0.01 nT/\sqrt{Hz}$. In conclusione, tutti i risultati ottenuti utilizzando i magnetogrammi notturni sono validi per frequenze comprese tra $3 \cdot 10^{-5}$ Hz e 10^{-3} Hz.

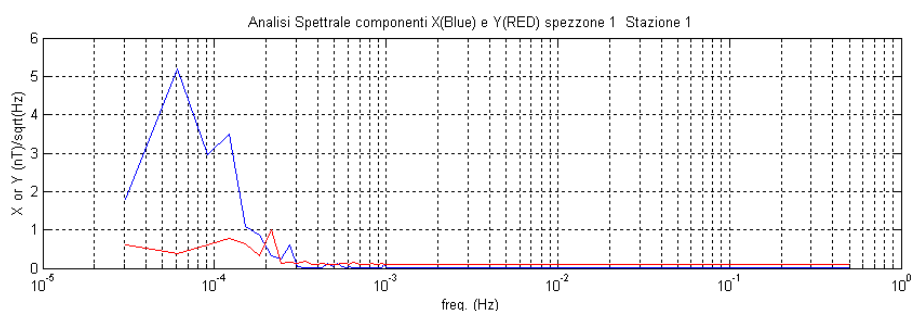


Figura 31: Spettro di ampiezza delle componenti orizzontali (linea blu: componente X, linea rossa: componente Y) misurate in un tipico segmento notturno della Stazione N°1. In ascissa è riportata la frequenza, in ordinata l'ampiezza in $nT/\sqrt{Hz}$.

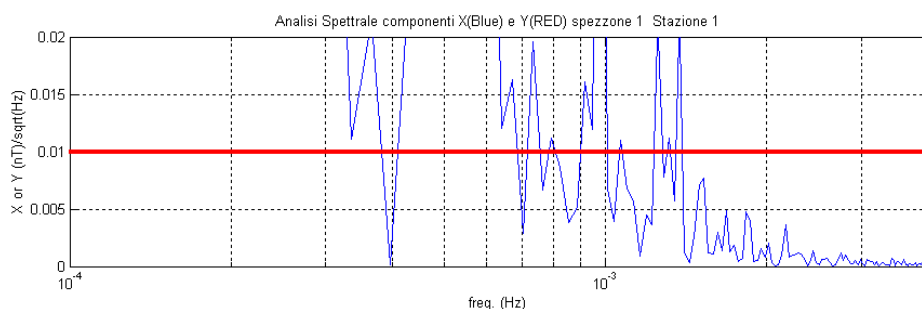


Figura 32: Dettaglio della precedente Figura 31: la parte dello spettro interessata è quella in cui l'ampiezza è confrontabile con il livello di rumore strumentale $0.01 nT/\sqrt{Hz}$.

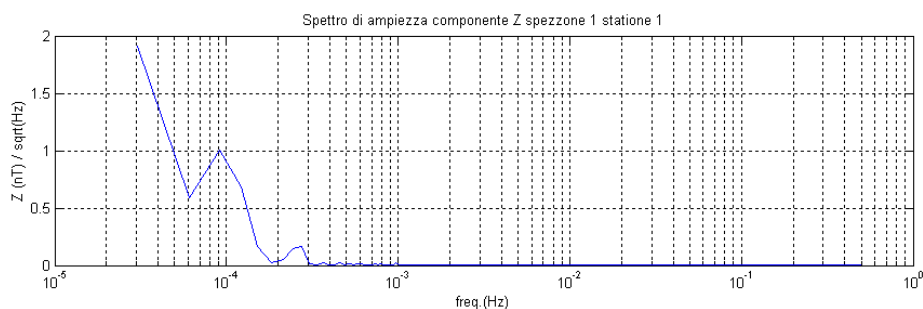


Figura 33: *Spettro di ampiezza della componente verticale (Z) misurata in un tipico segmento notturno della Stazione N°1. In ascissa è riportata la frequenza, in ordinata l'ampiezza in $nT/\sqrt{Hz}$.*

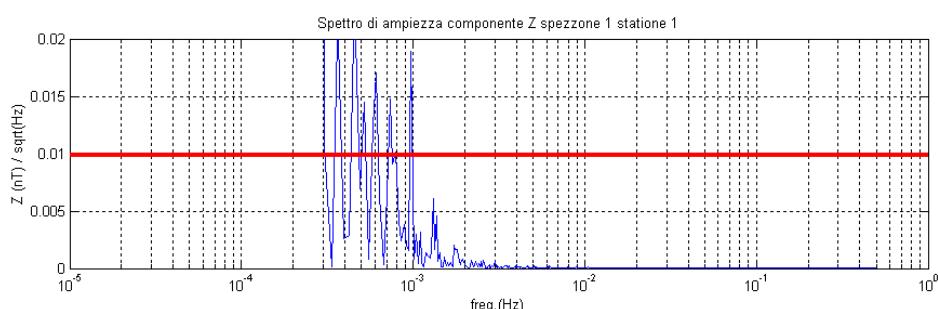


Figura 34: *Dettaglio della precedente Figura 33: la parte dello spettro interessata è quella in cui l'ampiezza è confrontabile con il livello di rumore strumentale $0.01 nT/\sqrt{Hz}$.*

La Figura 35 presenta un tipico esempio di magnetogramma diurno delle componenti X, Y e Z (dall'alto verso il basso) per le stazioni N°1 (linee blu) e N°2 (linee rosse) tra le ore 09.00 del mattino e le ore 17.32 del 25 Giugno 2007. Tale figura va confrontata con la Figura 26, che mostra i dati delle stesse stazioni durante un periodo notturno. Appare evidente che l'intensità della variazione delle componenti durante un intervallo diurno (Figura 35) è circa doppia di quella di un intervallo notturno di equivalente durata. Nelle Figure 36 e 37 si riportano gli spettri di ampiezza della componente verticale di un segmento di magnetogramma selezionato nel periodo diurno e di durata 512 minuti, registrato dalla Stazione N°1. In particolare, in Figura 37 è mostrato un dettaglio dello spettro nell'intorno della frequenza 0.01 Hz: in questo caso, a differenza dei segmenti notturni, si evidenzia che il livello del segnale magnetico naturale è inferiore al rumore strumentale nell'intorno di tale frequenza. Ciò costituisce un'ulteriore prova che il segnale magnetico diurno è più intenso di quello notturno; la banda delle frequenze utilizzabili può essere così estesa fino a circa 10^{-2} Hz.

Una volta definite le bande spettrali significative per l'analisi degli eventi notturni e diurni è stato costruito un filtro digitale con il quale eliminare i disturbi di alta frequenza. Il filtro digitale è di tipo Fir ("Finite - Impulse - Response"), con frequenza di taglio a $0.02 * 0.5$ Hz ed attenuazione di

circa 40db/decade. La Figura 38 riporta il modulo della funzione di trasferimento del filtro espressa in decibel, in funzione della frequenza normalizzata alla frequenza di Nyquist (0.5 Hz). Come si può vedere in figura, il filtro non attenua (funzione di trasferimento piatta) l'ampiezza dei segnali che hanno una frequenza minore della frequenza di taglio normalizzata 0.02.

In Figura 39 riportiamo un esempio di applicazione del filtro Fir alla componente verticale Z misurata dalla Stazione N°1 il 25 Giugno 2007. La linea blu descrive il segnale misurato, mentre il tracciato rosso descrive il segnale filtrato. In Figura 40 sono invece riportati gli spettri dello stesso segnale Z misurato (linea blu) e filtrato (linea rossa), da cui si evince che il filtro utilizzato mantiene inalterate le proprietà spettrali del segnale nella banda interessata.

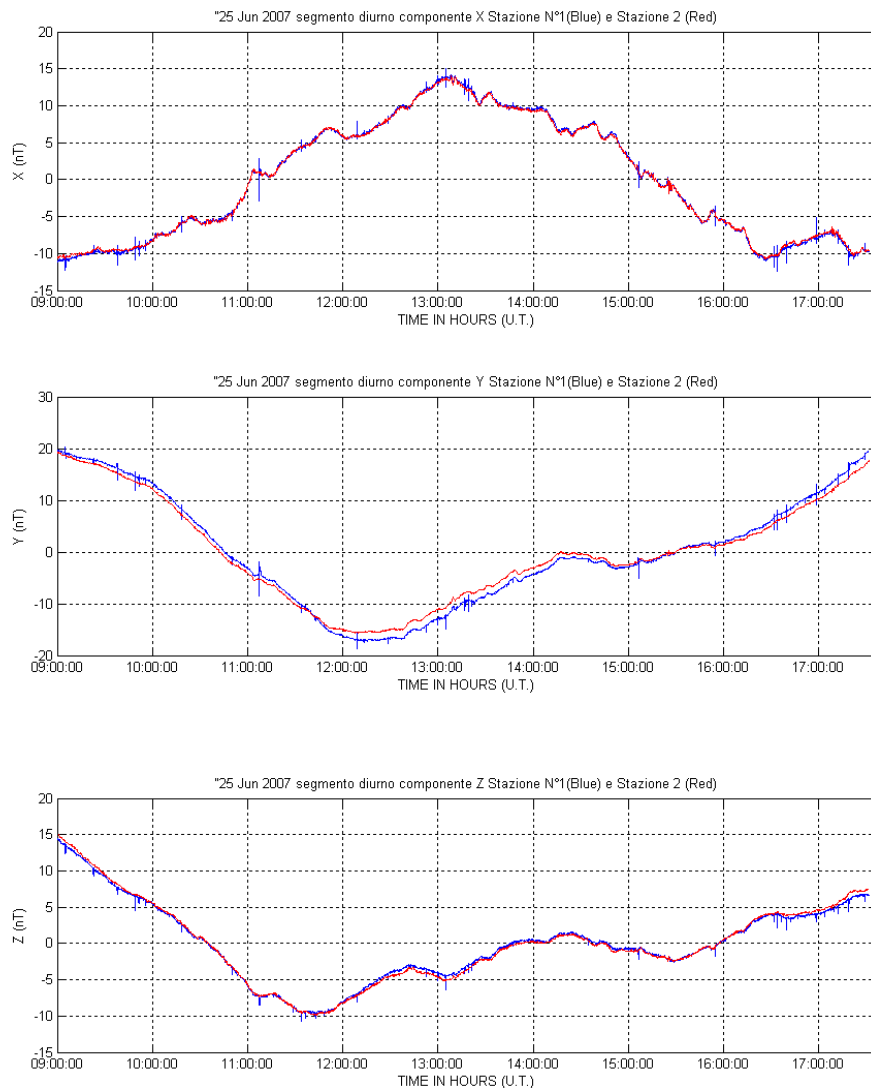


Figura 35: Magnetogrammi diurni delle componenti X, Y e Z (dall'alto verso il basso) misurate presso le stazioni N°1 (linea blu) e N°2 (linea rossa), Il periodo interessato è lungo 512 minuti tra le ore 09.00 e le 17.32 UT del giorno 25 Giugno 2007.

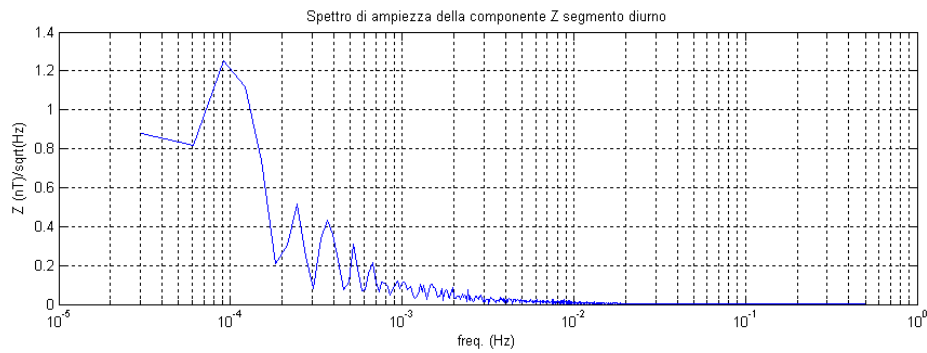


Figura 36: Spettro di ampiezza della componente verticale misurata in un tipico segmento diurno della Stazione N°1. In ascissa è riportata la frequenza, in ordinata l'ampiezza in $nT/\sqrt{Hz}$.

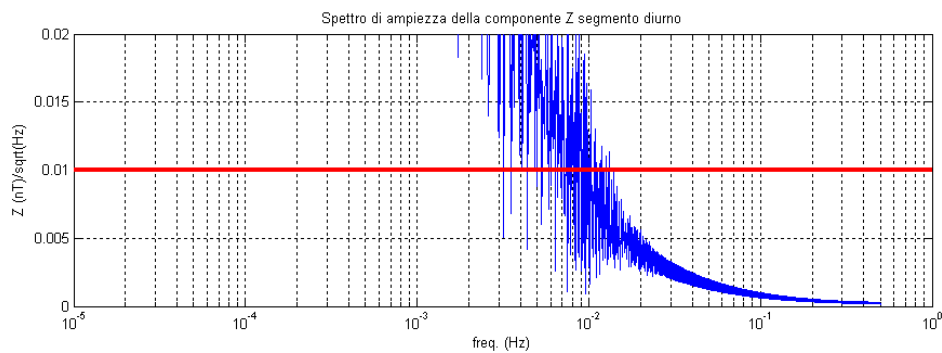


Figura 37: Spettro di ampiezza della componente verticale misurata in un tipico segmento diurno della Stazione N°1. In ascissa è riportata la frequenza, in ordinata l'ampiezza in $nT/\sqrt{Hz}$. La parte dello spettro interessata è quella in cui l'ampiezza è confrontabile con il livello di rumore strumentale $0.01 nT/\sqrt{Hz}$.

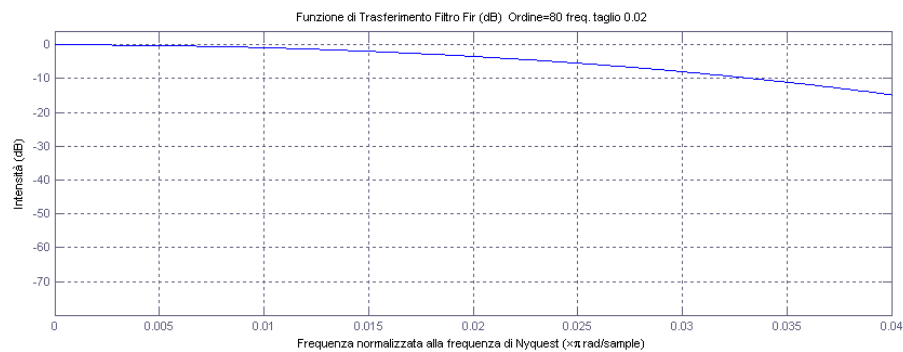


Figura 38: Funzione di trasferimento di un filtro Fir (Finite – Impulse-Response) con frequenza di taglio $0.02 \cdot 0.5$ Hz. Sull'asse delle ordinate è riportata l'intensità della funzione di trasferimento in decibel (dB) mentre sull'asse delle ascisse è riportata la frequenza normalizzata alla frequenza di Nyquist. Nel caso presente la frequenza di Nyquist è 0.5Hz.

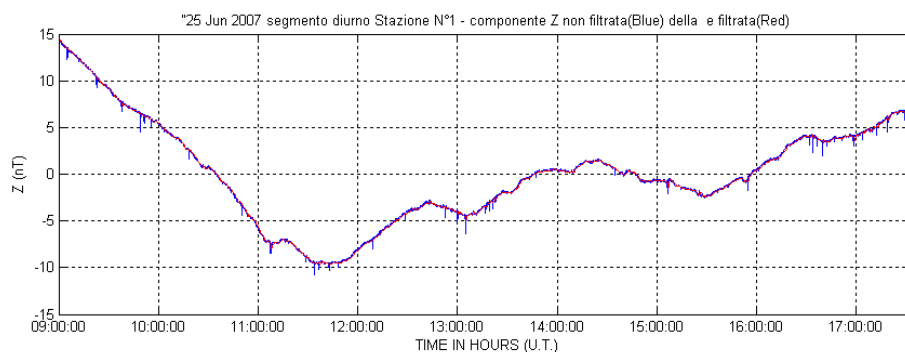


Figura 39: Esempio di componente Z filtrata con il filtro Fir e frequenza di taglio 0.01 Hz, per un evento diurno registrato dalla Stazione N°1 il 25 Giugno 2007. Il segnale in blu indica il segnale originale, mentre quello rosso il segnale dopo il filtraggio.

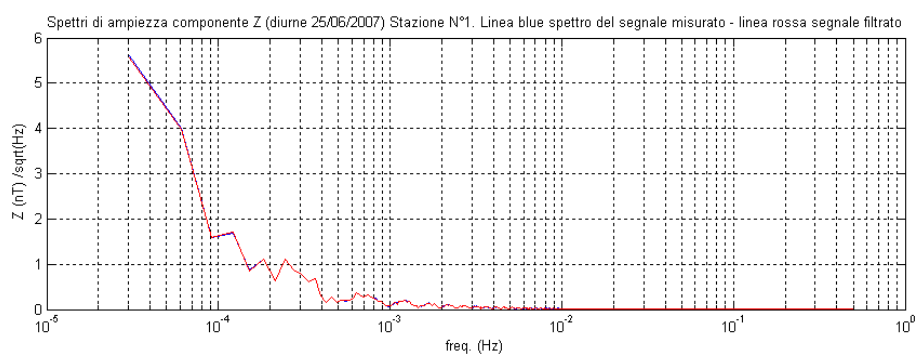


Figura 40: Spettri di ampiezza della componente Z misurata (linea blu) e filtrata (linea rossa) con il filtro Fir con frequenza di taglio 0.01 Hz, per un evento diurno registrato dalla Stazione N°1 il 25 Giugno 2007.

4.4.3. Misura della polarizzazione della sorgente induttiva

La tecnica GDS, come spiegato nei capitoli precedenti, cerca di individuare contrasti di conducibilità del sottosuolo misurando gli effetti induttivi soprattutto sulla componente verticale. Questi effetti possono dipendere dalla direzione di polarizzazione dei campi inducenti. Nella Figura 41 sono riportati due esempi di polarizzazione del campo inducente che interagisce con due mezzi con conducibilità differenti s_1 e s_2 separate da una superficie di discontinuità. Nella prima figura in alto il campo elettrico è orientato parallelamente alla superficie che separa i mezzi e quindi genera due sistemi di correnti indotte con intensità proporzionali alla conducibilità dei rispettivi mezzi (legge di Ohm). I

campi magnetici indotti da questi due sistemi di correnti si sommano alle componenti X , Y e Z del campo esterno. Come dimostrato nelle note teoriche le variazioni del campo magnetico indotto sono trascurabili sulle componenti orizzontali (inducenti) mentre sono significative quelle sulla componente verticale. Nella figura in basso il campo elettrico è ruotato di 90° rispetto al caso precedente in modo da essere trasversale alla discontinuità. Anche in questo caso si crea una corrente indotta ma, a differenza del caso precedente essa, in base all'equazione di conservazione della carica ed all'ipotesi che la corrente di spostamento sia trascurabile, attraversa i due mezzi con la medesima intensità. Il campo magnetico indotto, in prima approssimazione, ha quindi la caratteristica di modificare le componenti orizzontali ma non quella verticale. In conclusione se la polarizzazione del campo inducente è parallela (caso 1) alla discontinuità la funzione di trasferimento induttiva (vedi capitolo 3) ha la massima intensità; se la direzione è perpendicolare (caso 2) l'intensità è minima. Da queste considerazioni si evince che l'interpretazione del significato delle funzioni di trasferimento dovrà tener conto di questa proprietà dei campi.

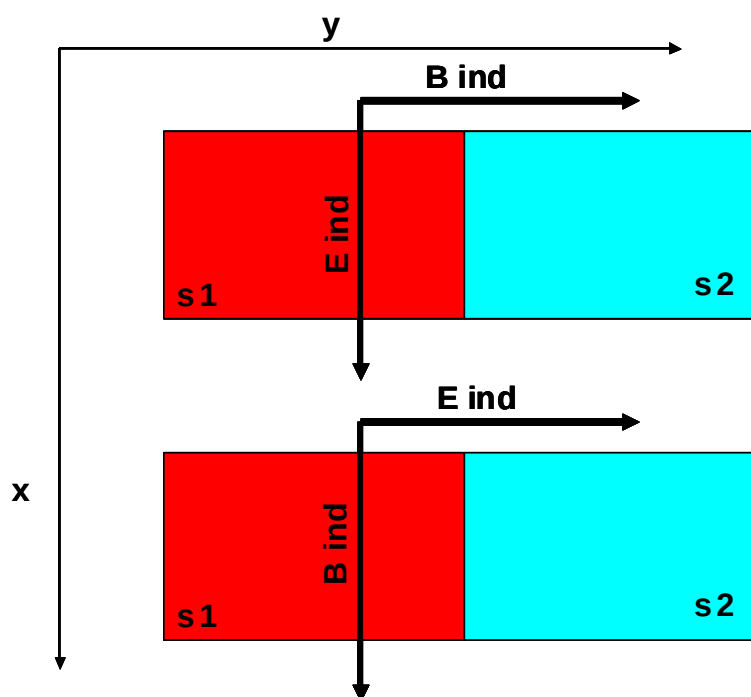


Figura 41: Modello di conducibilità di uno strato bidimensionale (x,y) di materiale composto da due mezzi con conducibilità s_1 e s_2 . I campi inducenti sono supposti paralleli allo strato ma in due differenti polarizzazioni. Nel caso 1, in alto, il campo elettrico è parallelo alla discontinuità, quello in basso, caso 2, è trasversale alla discontinuità.

A tal proposito, nella Figura 42 è spiegato come è definita la direzione di polarizzazione del campo inducente rispetto al Nord magnetico. Estraendo da ciascun segmento di dati l'ampiezza delle componenti $\hat{X}(f)$ e $\hat{Y}(f)$, l'angolo di polarizzazione per una fissata frequenza è calcolato tramite la seguente relazione:

$$\Theta(f) = \frac{180}{\pi} * \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(\hat{Y}(f))}{\text{Re}(\hat{X}(f))} \right)$$

In cui “Re” indica la parte reale dei coefficienti di Fourier dei campi X e Y ed f è la frequenza fissata. L'angolo Θ esprime l'orientamento di un vettore nel piano tangente alla superficie terrestre rispetto al Nord magnetico ruotato in senso orario se è positivo ed in senso antiorario se ha un valore negativo.

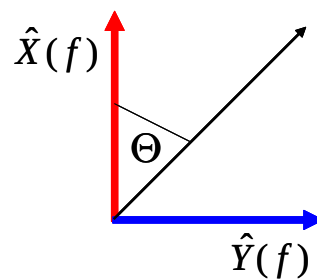


Figura 42: La figura mostra le due direzioni delle componenti orizzontali X (vettore rosso) ed Y (vettore blu) del campo inducente e l'angolo di polarizzazione Θ calcolato rispetto al Nord magnetico (X).

In Figura 43 è riportata la distribuzione delle direzioni di polarizzazione per i 7 segmenti notturni della Stazione N°3 per le frequenze $3 \cdot 10^{-4}$ Hz e 10^{-3} Hz. In entrambe le figure si riscontra che il campo magnetico ruota sul piano orizzontale.

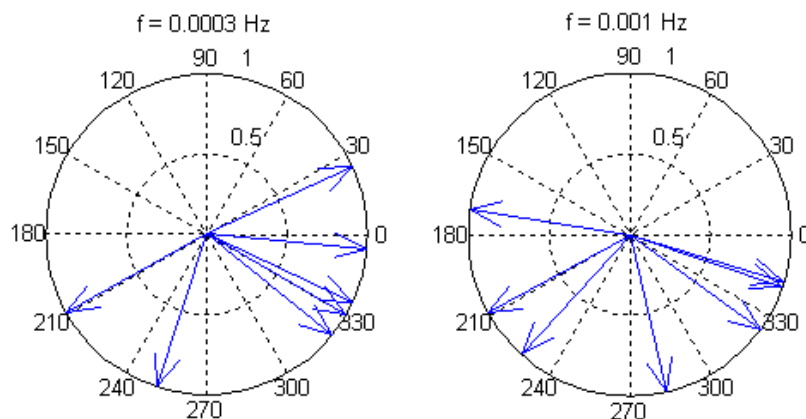


Figura 43: Esempio di distribuzione delle direzioni di polarizzazione dei campi magnetici inducenti orizzontali X e Y calcolata per la Stazione N°3 in 7 segmenti notturni. Il grafico di sinistra si riferisce alla frequenza di $3 \cdot 10^{-4}$ Hz, mentre quello a destra alla frequenza 10^{-3} Hz. Le frecce blu indicano la direzione di polarizzazione rispetto al Nord magnetico(0°) .

Lo stesso procedimento ripetuto in tutte le stazioni e per i segmenti selezionati, mostra distribuzioni simili a quelle sopra mostrate. E' quindi possibile concludere che il campo inducente, seppur con una statistica limitata, possiede una polarizzazione che potremmo definire circolare. E' dunque ragionevole attendersi che le funzioni di trasferimento calcolate con queste sequenze di dati siano una risposta media delle discontinuità di conducibilità circostanti i siti di misura.

4.4.4. Funzioni di trasferimento e frecce di Parkinson (o Wiese)

Completate le dovute verifiche di applicabilità del metodo GDS, come spiegato nei precedenti paragrafi, si è proceduto al calcolo delle funzioni di trasferimento di singolo sito sia per i segmenti notturni sia per quelli diurni.

La Figura 44 mostra la disposizione delle stazioni ed identifica 4 profili, colleganti le coppie di stazioni (4,10), (8,9), (1,2), (5,6) funzionanti simultaneamente. Tali profili sono interessanti perché, rispettivamente,

perpendicolari (profili rossi) e paralleli (profilo blu, stazioni N° 5 e 6) alla già determinata anomalia magnetica. Se lungo tale direzione vi fosse anche un'anomalia conduttiva è ragionevole aspettarsi che nei profili perpendicolari la direzione delle frecce d'induzione sia convergente, mentre le frecce d'induzione appartenenti al profilo blu dovrebbero essere parallele tra loro.

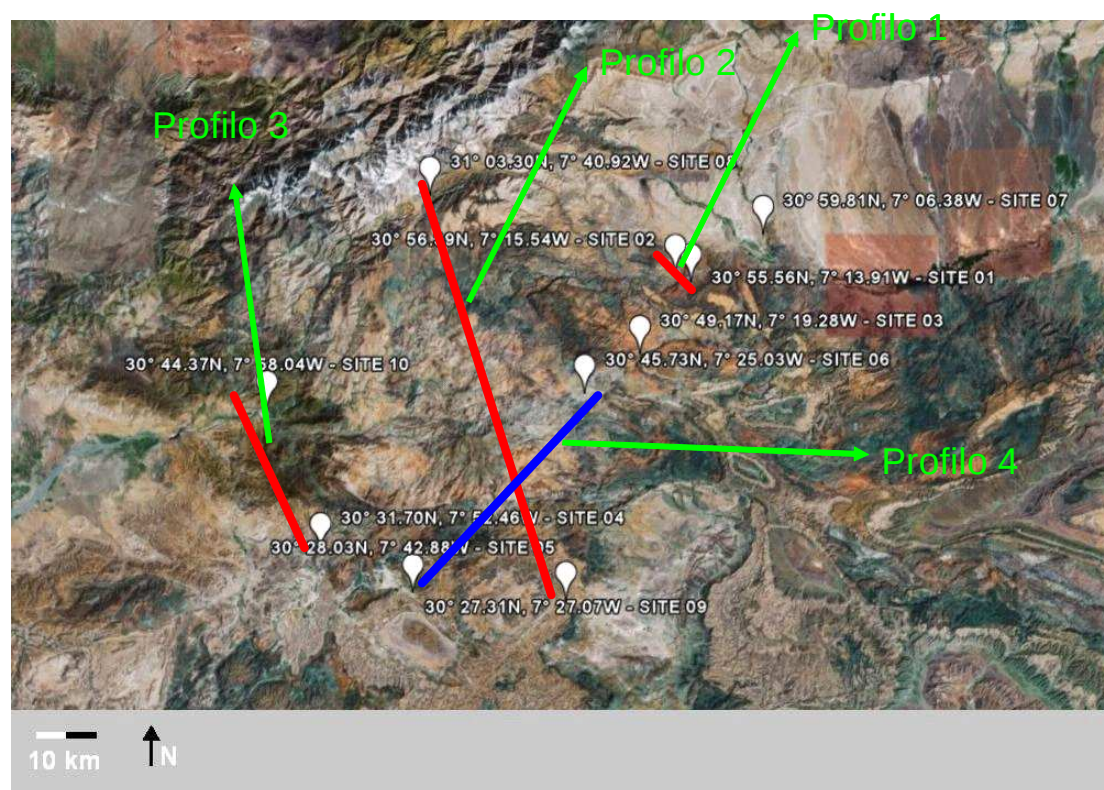


Figura 44: Mappa della disposizione delle stazioni installate in Marocco. Le linee rosse indicano tre profili perpendicolari all'anomalia magnetica tra le coppie di stazioni (1,2- profilo 1), (4,10- profilo 3) e (8,9-profilo 2). La linea blu si riferisce al profilo 4 composto dalla coppia di stazioni (5,6).

Nelle figure dalla 45 alla 52 sono riportati alcuni risultati del calcolo delle funzioni di trasferimento di singolo sito relativi ai segmenti notturni, in termini di modulo e fase delle frecce di Parkinson (vedi capitolo 3). Ciascuna figura è composta da quattro grafici che rappresentano rispettivamente: il modulo della freccia di Parkinson reale (V_r , in alto a sinistra), il modulo della freccia di Parkinson immaginaria (V_i , in basso a sinistra) e le rispettive fasi (Angolo V_r , in alto a destra e Angolo V_i in basso a destra). Le figure vanno osservate a coppie, seguendo lo schema delle coppie di stazioni che hanno acquisito dati simultaneamente: (1,2) – fig. 45 e 46; (4,10) – fig. 47 e 48; (8,9) – fig. 49 e 50 e (5,6) – fig. 51 e 52. Va precisato che i valori delle fasi sono espressi con la notazione di

Wiese e non con quella di Parkinson. Come già detto, le due definizioni sono equivalenti a meno di una rotazione di fase di 180° : le frecce definite da Wiese, a differenza di quelle di Parkinson, si orientano in verso opposto alla regione di maggiore conducibilità. Sull'asse delle ascisse di ciascun grafico è indicato il numero dell'armonica K di Fourier. L'armonica inferiore è $K = 1$ e corrisponde ad un periodo $T = 512$ minuti, $K = 2$ al periodo $T = 256$ minuti, e via di seguito. L'armonica K massima è 30 perché corrisponde ad un periodo di circa 1000 secondi (o frequenza di 10^{-3} Hz). Come dimostrato nei paragrafi precedenti, il segnale magnetico utile ai nostri scopi non può contemplare periodi più brevi.

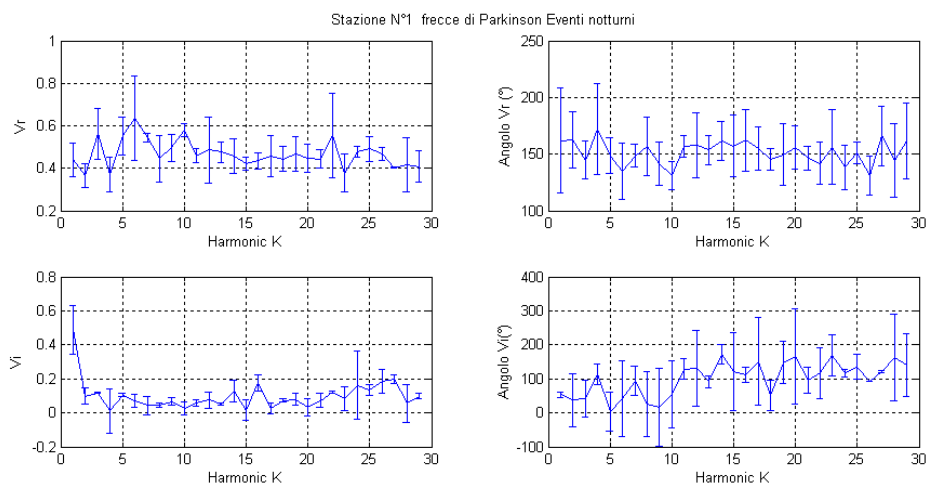


Figura 45: Frecce di Parkinson calcolate dalle funzioni di trasferimento di singolo sito per la Stazione N°1. Gli eventi selezionati per questo calcolo sono di 512 minuti a cavallo della mezzanotte. In ciascuna figura è riportato sull'asse delle ascisse il N° di armonica K ($K=1 \rightarrow T = 512$ minuti, $K=2 \rightarrow T=256$ minuti, etc...), mentre sull'asse delle ordinate sono riportati: in alto (basso) a sinistra il modulo della freccia d'induzione reale Vr (Vi) e in alto (basso) a destra l'angolo di Vr (Vi).

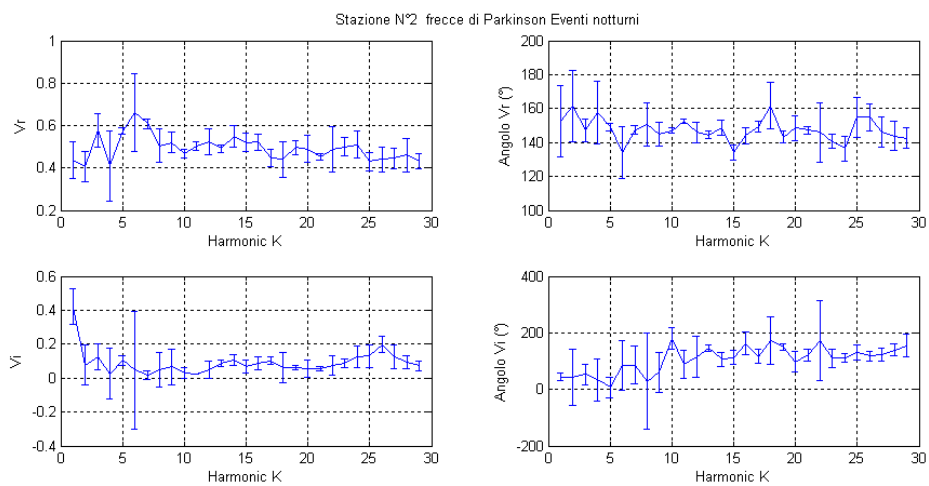


Figura 46: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°2.

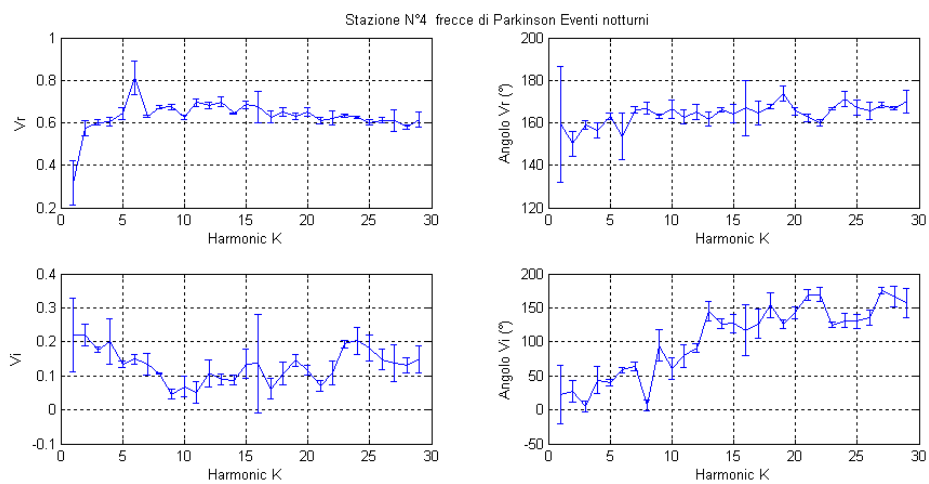


Figura 47: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°4.

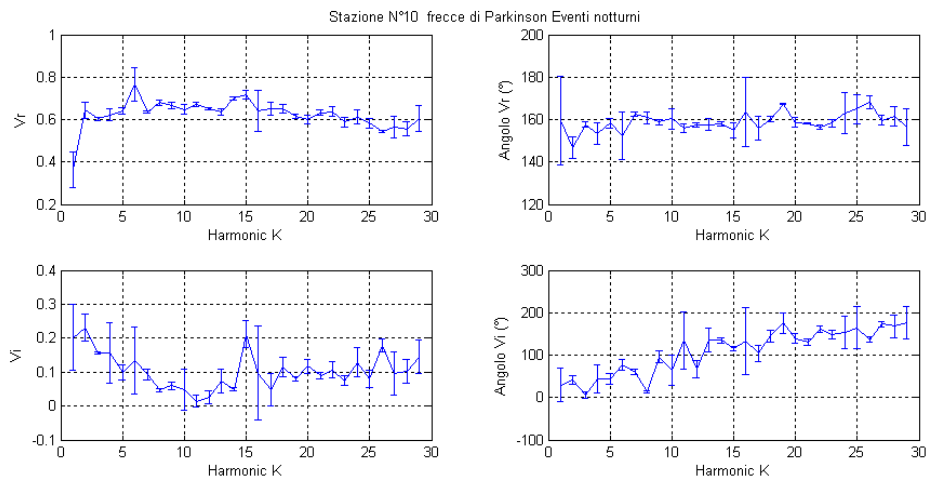


Figura 48: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°10.

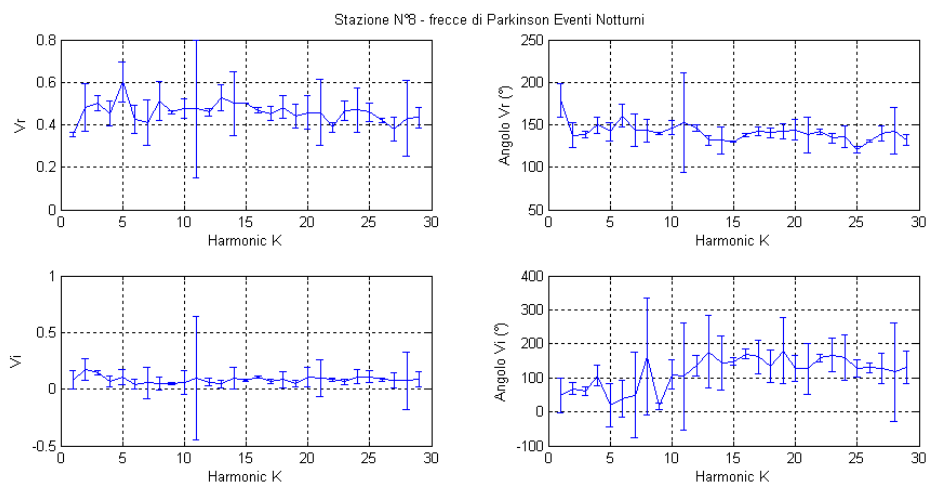


Figura 49: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°8.

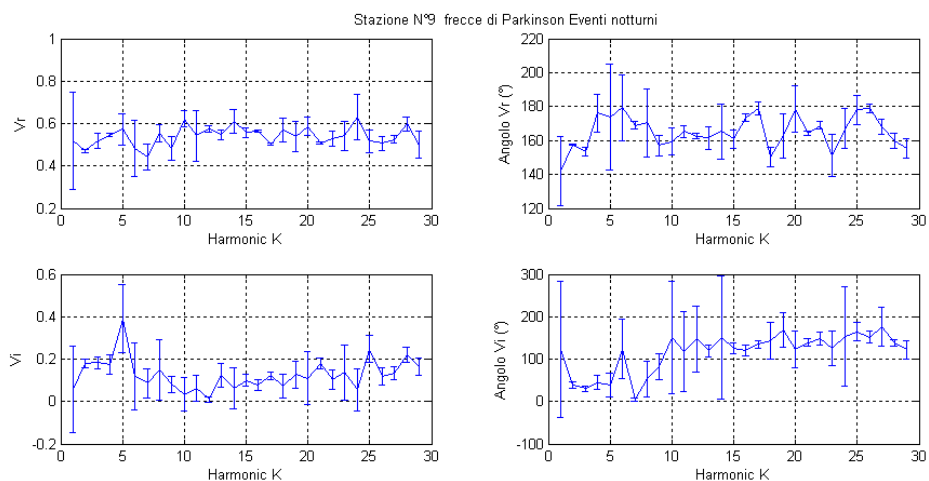


Figura 50: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°9.

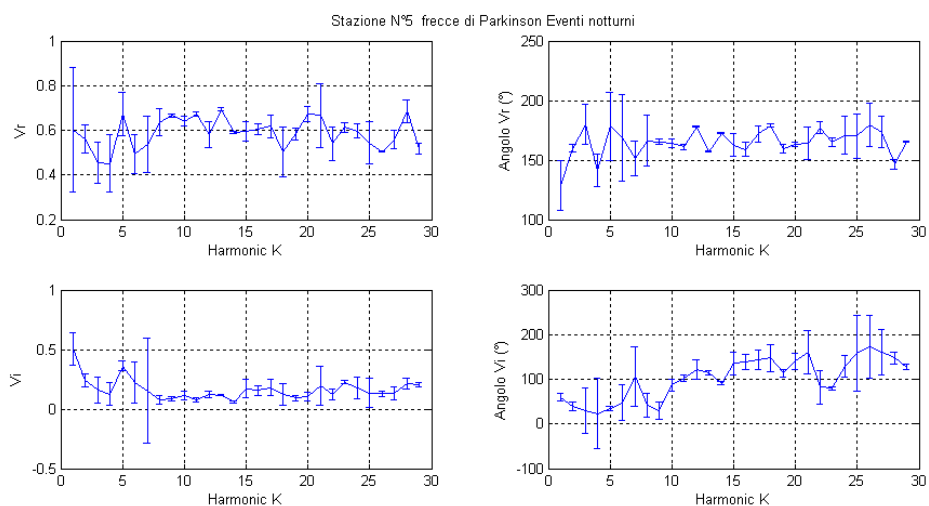


Figura 51: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°5.

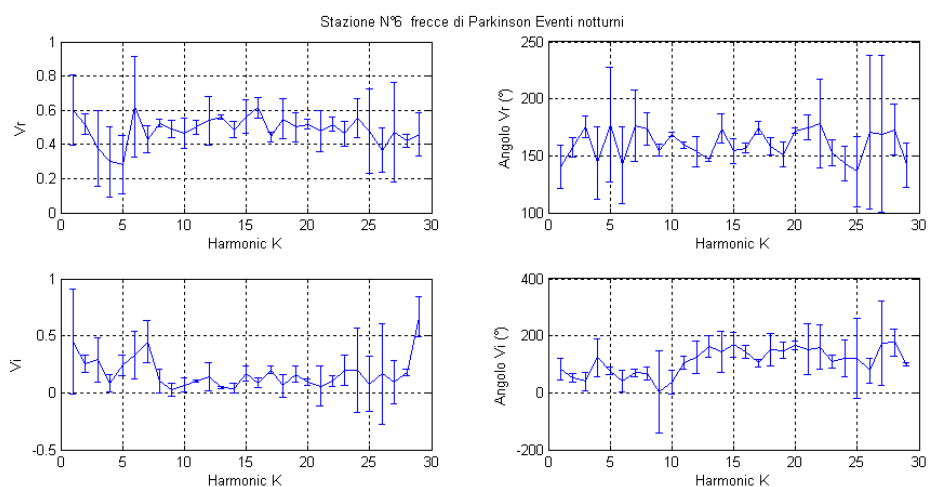


Figura 52: Come per la Figura 45 relativa alla stazione N°6.

Nelle precedenti figure si può notare una risposta sostanzialmente coerente dei moduli e delle fasi reali delle frecce di Parkinson in tutte le stazioni. In media le fasi assumono un valore compreso tra 150° e 160° (330° - 340°) rispetto al Nord magnetico secondo Wiese (Parkinson). L'interpretazione dei moduli e delle fasi immaginarie è più controversa e non sempre fornisce indicazioni precise sull'ubicazione delle discontinuità (e.g. Agarwal e Dosso, 1990); tali quantità sono state mostrate per completezza di informazione e non verranno discusse nel seguito.

Per quanto riguarda invece i segmenti diurni, nella Figura 53 riportiamo un esempio di frecce di Parkinson calcolate per la Stazione N°2, con le stesse convenzioni delle figure precedenti. In questo caso abbiamo esteso l'analisi in frequenza fino a $K = 256$, ossia $T = 2$ minuti perché il segnale magnetico diurno ha una banda che si estende fino a 10^{-2} Hz. Tuttavia come si evince dal grafico, le barre di errore per le armoniche di più alta frequenza sono molto ampie, sia per il modulo sia per la fase, mentre a bassa frequenza (fino a $K = 50$) sono dello stesso ordine di quelle calcolate per gli eventi notturni. Lo stesso comportamento è stato riscontrato anche in tutte le altre stazioni e per questa ragione si è deciso di restringere la banda alle prime 50 armoniche. Il risultato di questa operazione è mostrato in Figura 54 per la stazione N°2. Anche in questo caso, come per gli eventi notturni, l'orientamento delle frecce di Parkinson indica un angolo di 150° - 160° .

I risultati appena presentati, sia con eventi notturni che con quelli diurni, mostrano una sostanziale indipendenza della risposta dei siti dal profilo considerato. Anzi emerge chiaramente una convergenza della risposta verso una discontinuità conduttiva esterna alla rete e collocata verso Nord-Nord Ovest, ossia in direzione della catena dell'Atlante (Figura 55).

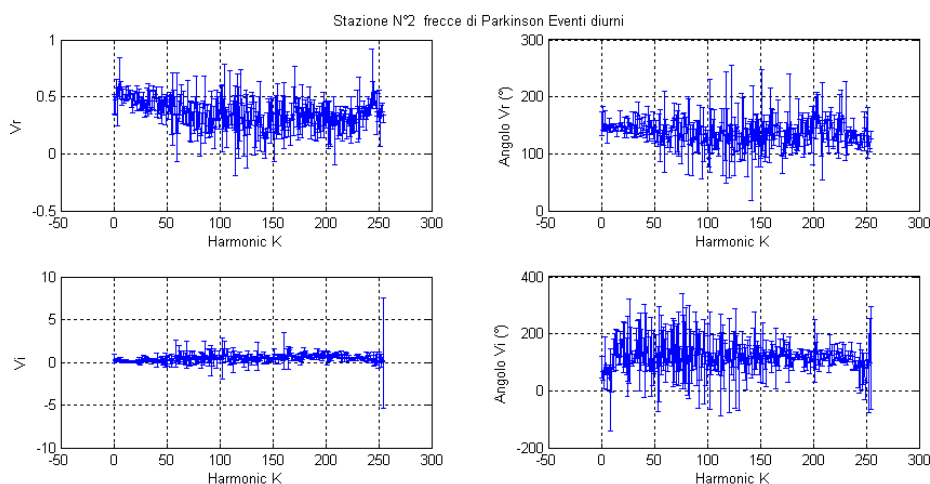


Figura 53: Frecce di Parkinson calcolate dalle funzioni di trasferimento di singolo sito per la Stazione N°2. Gli eventi selezionati per questo calcolo sono 7 segmenti di 512 minuti a partire dalle ore 09.00 del mattino. In ciascuna figura è riportato sull'asse delle ascisse il N° di armonica K ($K=1 \rightarrow T = 512$ minuti, $K=2 \rightarrow T=256$ minuti, etc...), mentre sull'asse delle ordinate sono riportati: in alto (basso) a sinistra il modulo della freccia d'induzione reale V_r (V_i) e in alto (basso) a destra l'angolo di V_r (V_i).

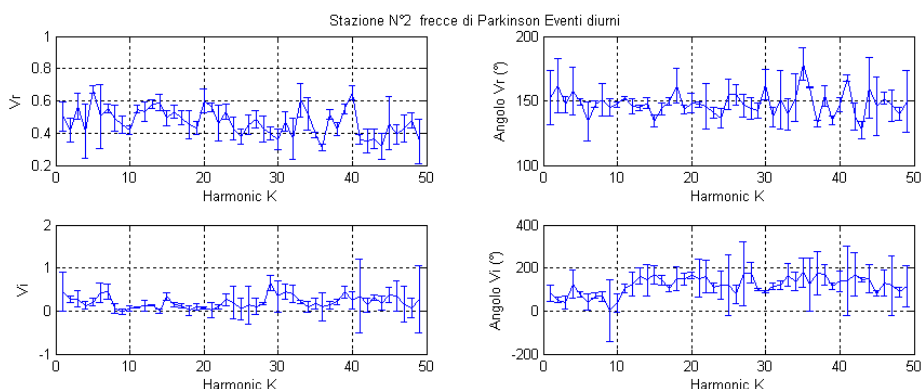


Figura 54: Dettaglio della Figura 53, relativo alle prime 50 armoniche dello spettro di Fourier.

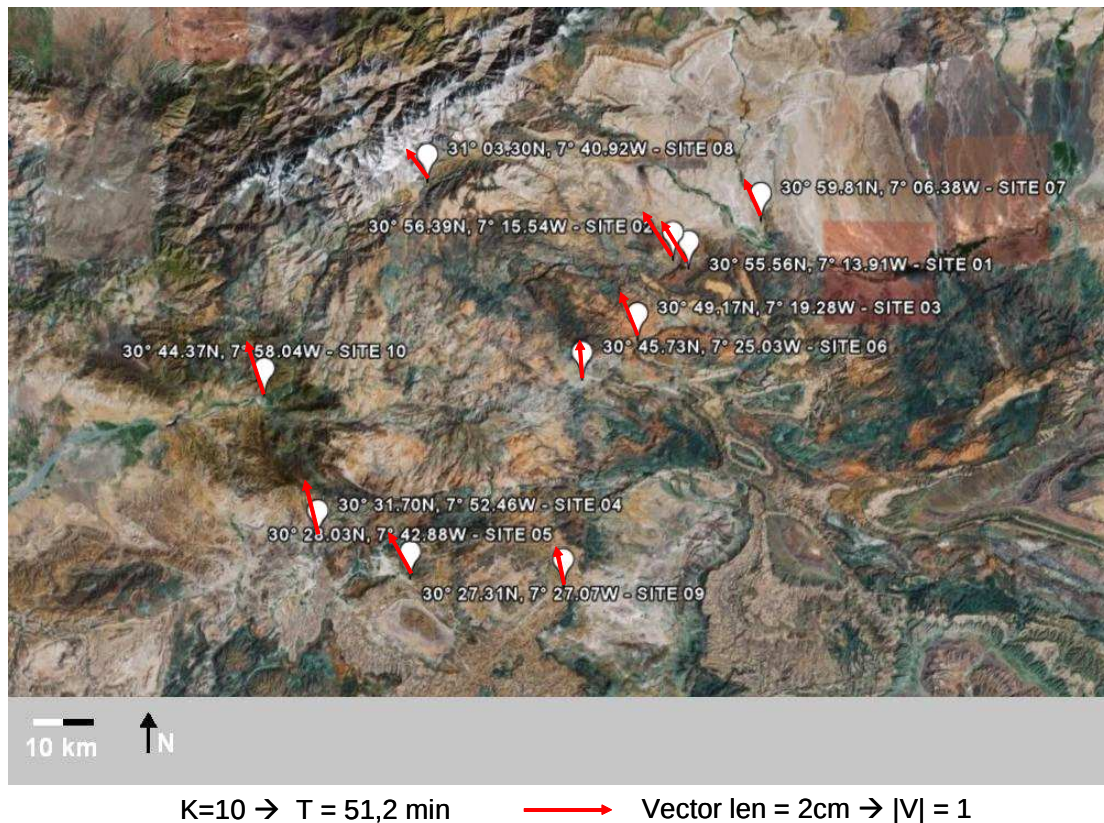


Figura 55: Esempio di distribuzione di frecce d'induzione di Parkinson reali (V_r) per l'armonica $K = 10$ ($T = 51,2$ minuti).

Per verificare questa ipotesi sono state calcolate le funzioni di trasferimento e le frecce d'induzione di singolo sito per l'osservatorio di Averroes, che si trova sul lato opposto della catena dell'Atlante rispetto alla rete di stazioni. Nella Figura 56 sono riportate le frecce d'induzione di singolo sito per l'osservatorio di Averroes, con la medesima notazione delle figure precedenti. Si può vedere che la fase, nella parte centrale dello spettro, si attesta stabilmente intorno a 0° secondo la convenzione di Wiese o 180° secondo Parkinson.

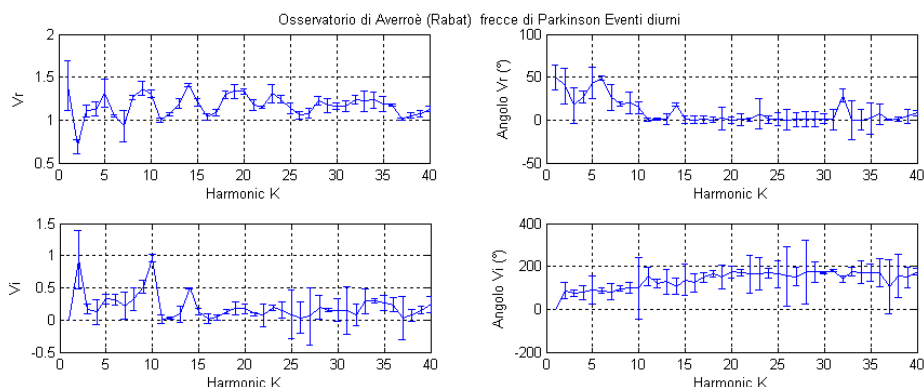


Figura 56: Freccie di Parkinson calcolate dalle funzioni di trasferimento di singolo sito per l'Osservatorio di Averroes. Gli eventi selezionati per questo calcolo sono 50 segmenti di 512 minuti a partire dalle 09.00 del mattino. In ciascuna figura è riportato sull'asse delle ascisse il N° di armonica K ($K=1 \rightarrow T = 512$ minuti, $K=2 \rightarrow T=256$ minuti..etc), mentre sull'asse delle ordinate sono riportati: il modulo della freccia d'induzione reale V_r (V_i) e dell'angolo di V_r (V_i).

Questo risultato indicherebbe la presenza di una struttura conduttiva ubicata a Sud dell'osservatorio e quindi in direzione opposta a quella indicata delle stazioni presenti nell'Anti Atlante (Figura 57).



Figura 57: Freccie di Parkinson reali calcolate per l'osservatorio di Averroes (freccia rossa) e dell'area di studio del progetto Terremagnet (freccia blue).

4.4.5. Determinazione delle Mappe di Fourier

A conclusione del lavoro svolto, dopo la ricostruzione della distribuzione delle frecce d'induzione si è proceduto con la ricostruzione delle mappe di Fourier dell'area del Marocco studiata applicando la tecnica dell'evento ipotetico alla componente $Z(k)$ (capitolo 3). In particolare si è tentato di individuare le regioni interne all'area di studio in cui si concentrano le isolinee, ossia quelle in cui sia il gradiente del modulo di $Z(k)$, sia la fase di $Z(k)$ invertano il segno.

Nel caso specifico, applicando la tecnica dell'evento ipotetico abbiamo scelto che il campo d'induzione orizzontale sia polarizzato a 45° (direzione Nord- Est) successivamente una direzione ortogonale a questo cioè a 45° Sud- Est. Le due direzioni risultano all'incirca parallele e trasversali all'anomalia magnetica (vedi Figura 24). La prima polarizzazione implica che le correnti generate dal campo induttivo siano dirette lungo la direzione 45° Nord -Ovest, mentre nel secondo caso siano dirette 45° Nord- Est. Dal momento che tutto questo studio si svolge nel dominio della frequenza, sono state selezionate tre frequenze centrali alla banda spettrale $3 \cdot 10^{-5}$ Hz - 10^{-3} Hz su cui è stata effettuata l'indagine. Le frequenze scelte sono $K = 10$ ($f = 3 \cdot 10^{-4}$ Hz), $K = 20$ ($f = 6 \cdot 10^{-4}$ Hz) e $K = 30$ ($f = 10^{-3}$ Hz). Lo scopo della selezione è quello di confrontare le mappe a frequenze crescenti per identificare se e come le eventuali strutture conduttive cambiano al variare della profondità.

Le mappe sono state elaborate con un algoritmo di interpolazione denominato "Kriging", ideale quando la mappa dei punti misurati è irregolarmente spaziata, come nel caso presente.

Dalla figura 58 alla figura 63 sono rappresentate le mappe di Fourier, nella coppia di modulo e fase di $Z(k)$ al variare di K supponendo che le correnti indotte siano dirette verso Nord- Ovest. Se esistessero strutture conduttive lungo queste direzioni dovremmo attenderci inversioni del gradiente del modulo di $Z(k)$ e della fase lungo direzioni Nord- Est. Analizzando le isolinee delle figure dalla 58 alla 61, il modulo non mostra inversioni del gradiente, quindi si può dedurre che non siano presenti strutture conduttive, interne alla regione. Infine nelle figure 62 e 63, per $K = 30$, la mappa del modulo di $Z(k)$ identificherebbe una regione a sella lungo un profilo che unisce la stazione N°6 e la stazione N°10. La variazione della fase lungo lo stesso profilo presenta una doppia inversione del segno. Anche per quest'ultimo caso non sembrano evidenti regioni ad elevata conducibilità.

L'analisi delle mappe di Fourier per la polarizzazione a 45° Sud- Est, come riportato nelle figure dalla 64 alla 69 non evidenziano strutture conduttive distribuite lungo la direzione Nord- Est.

In conclusione i risultati ottenuti con questo metodo dimostrano, in sostanziale accordo con i risultati emersi dall'analisi delle frecce d'induzione, che eventuali regioni ad elevata conducibilità, si trovano in un'area esterna alle stazioni utilizzate per questo studio.

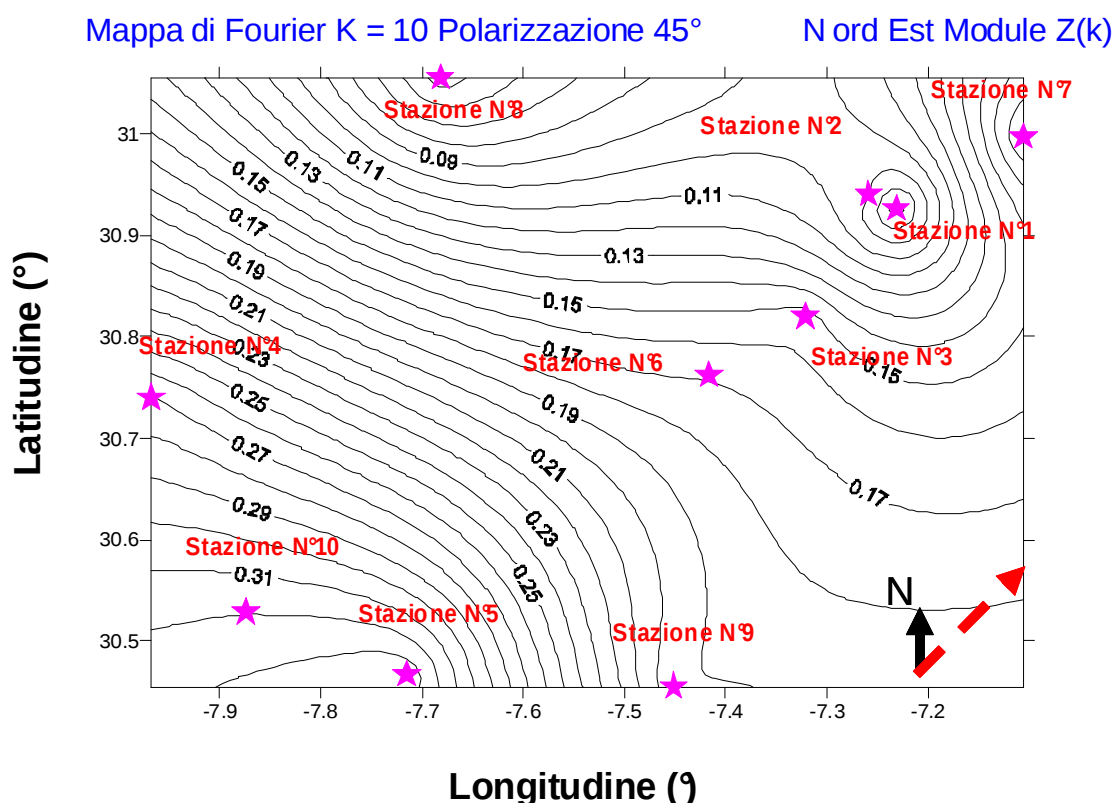


Figura 58: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 10$ ($T = 51,2$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

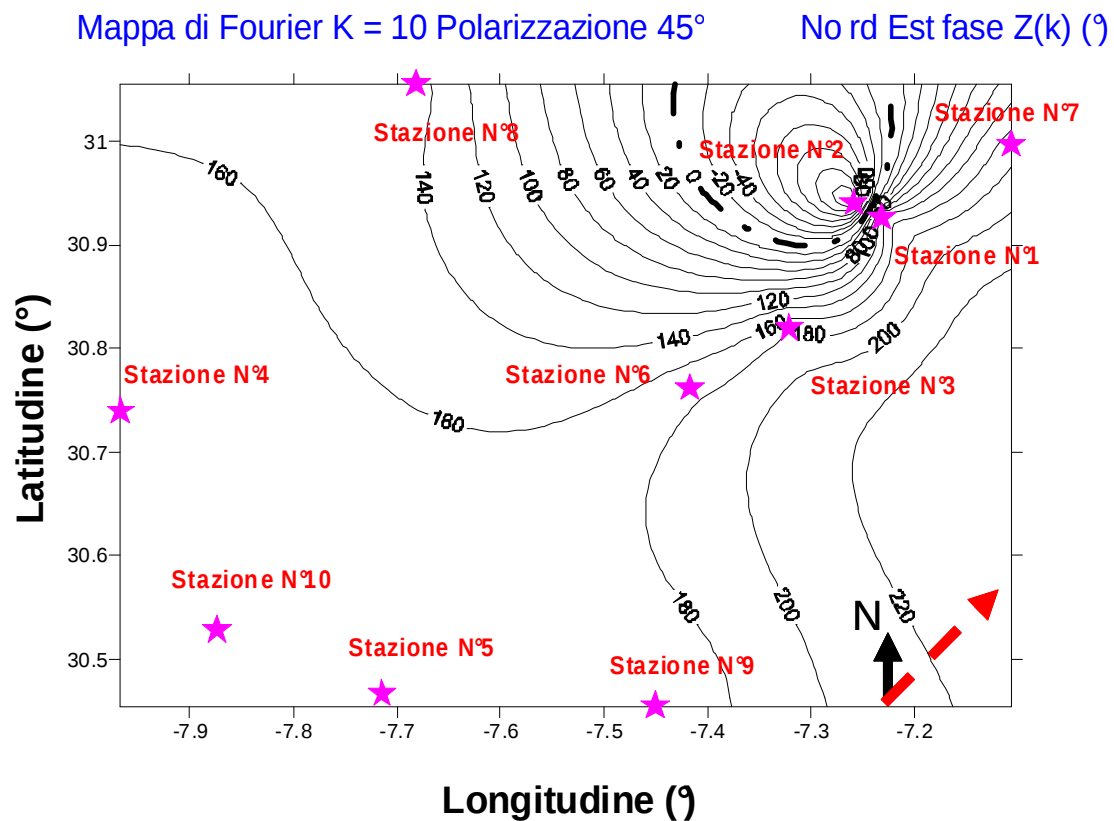


Figura 59: Mappa di Fourier della fase di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 10$ ($T = 51,2$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 20 Polarizzazione 45°

N ord Est - Module Z(k)

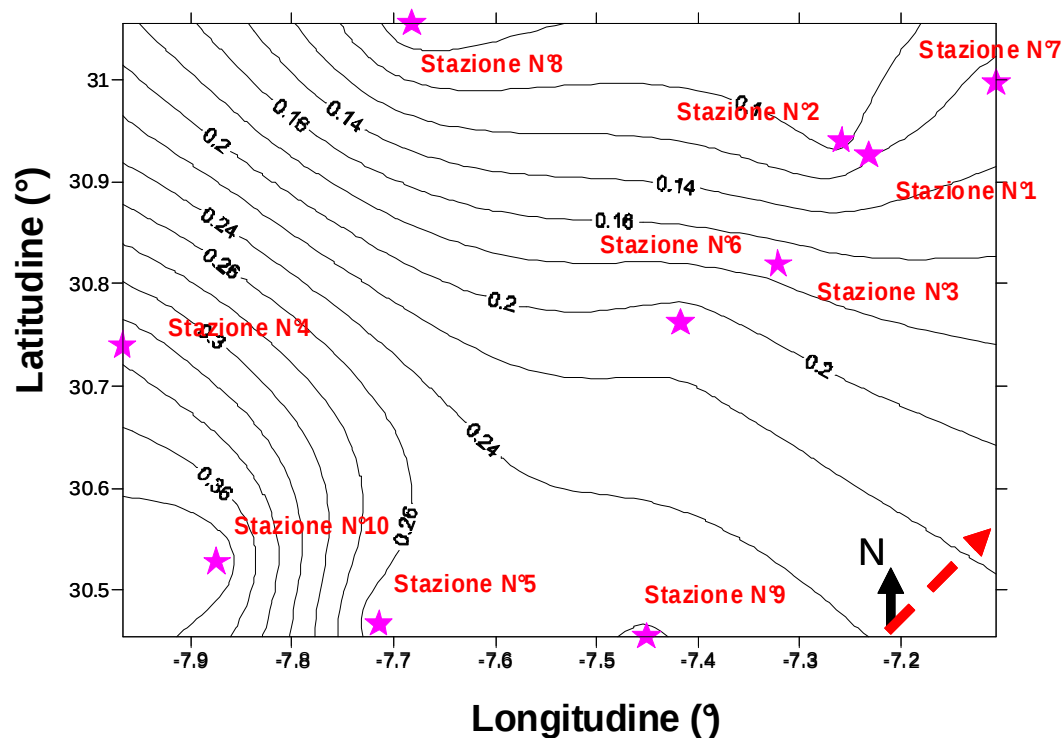


Figura 60: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 20$ ($T = 25,6$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 20 Polarizzazione 45°

No rd Est fase Z(k) (°)

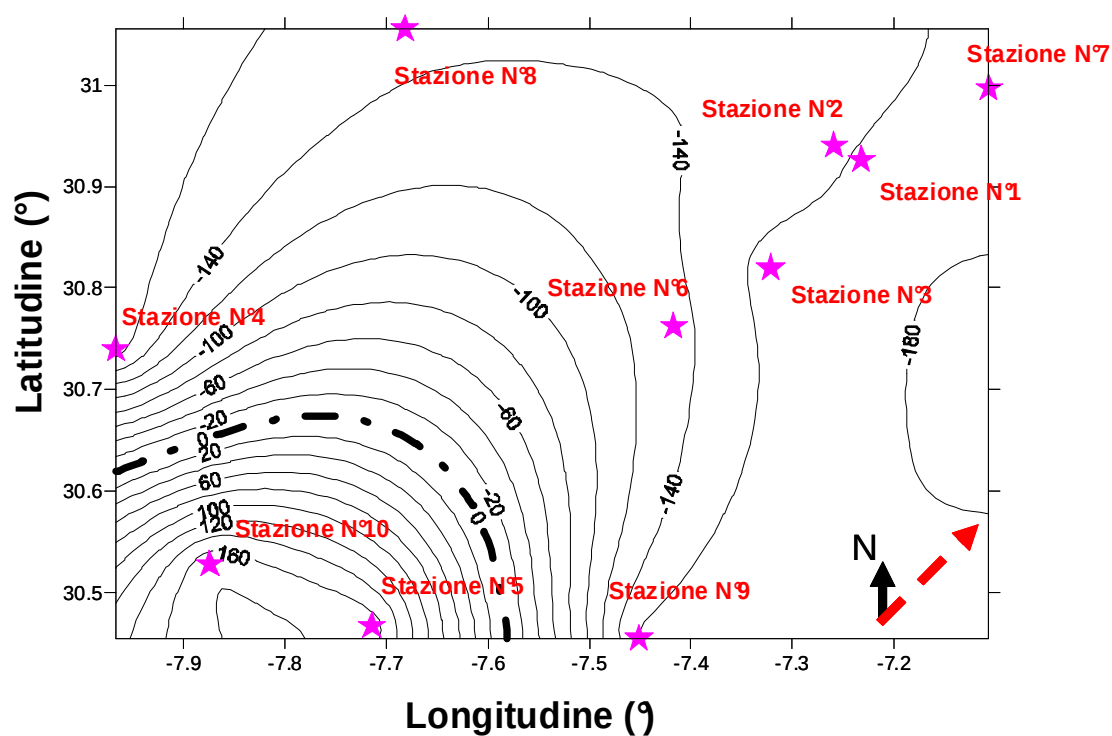


Figura 61: Mappa di Fourier della fase di Z(k), per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica K = 20 (T = 25,6 minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 30 Polarizzazione 45°

Nord Est Module Z(k)

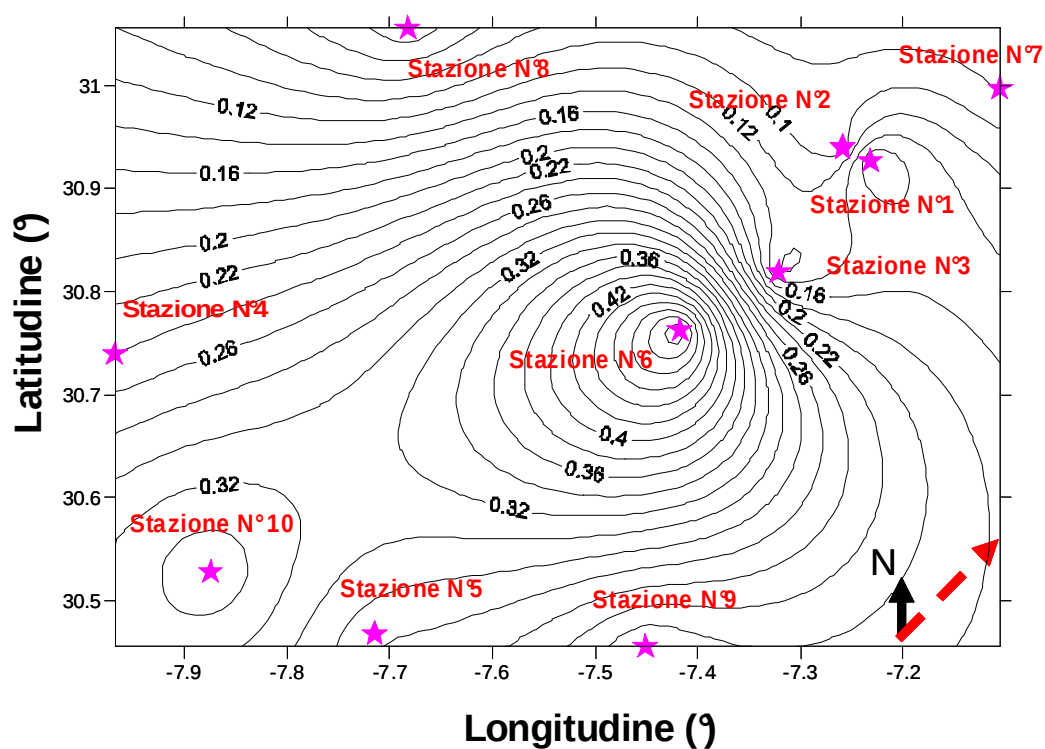


Figura 62: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 30$ ($T = 17$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

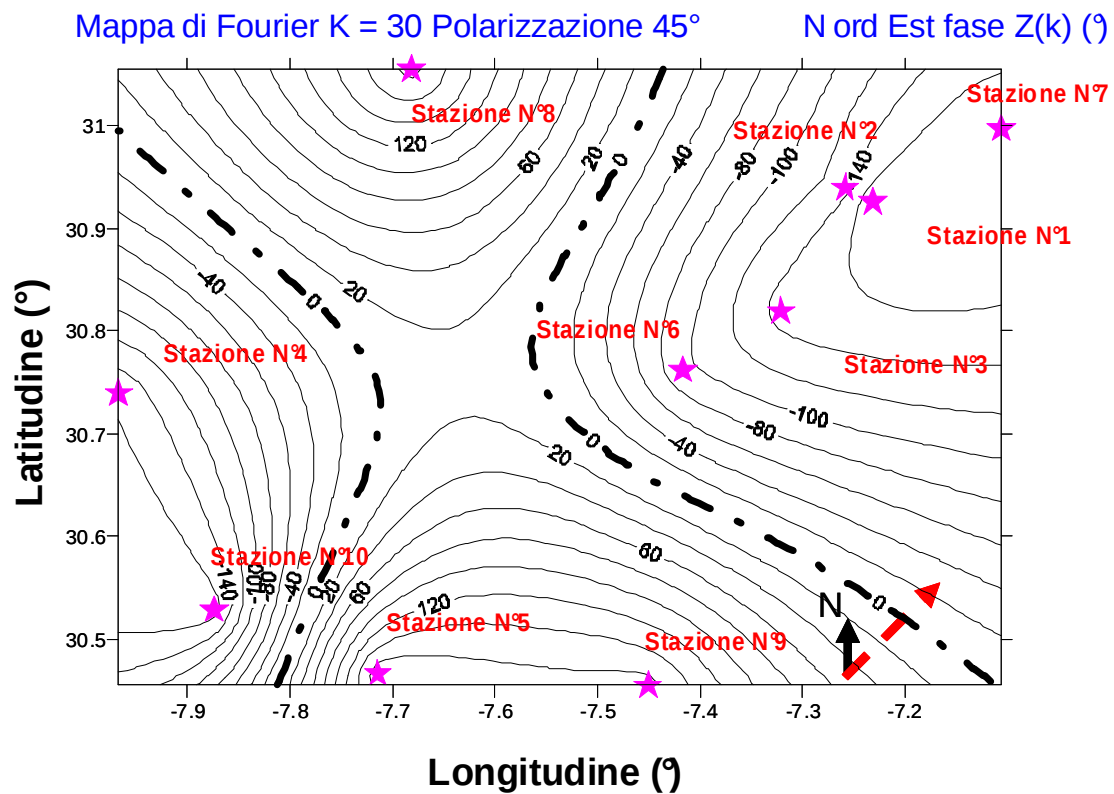


Figura 63: Mappa di Fourier della fase di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Nord Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 30$ ($T = 17$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 10 Polarizzazione 45°

Su d Est Module Z(k)

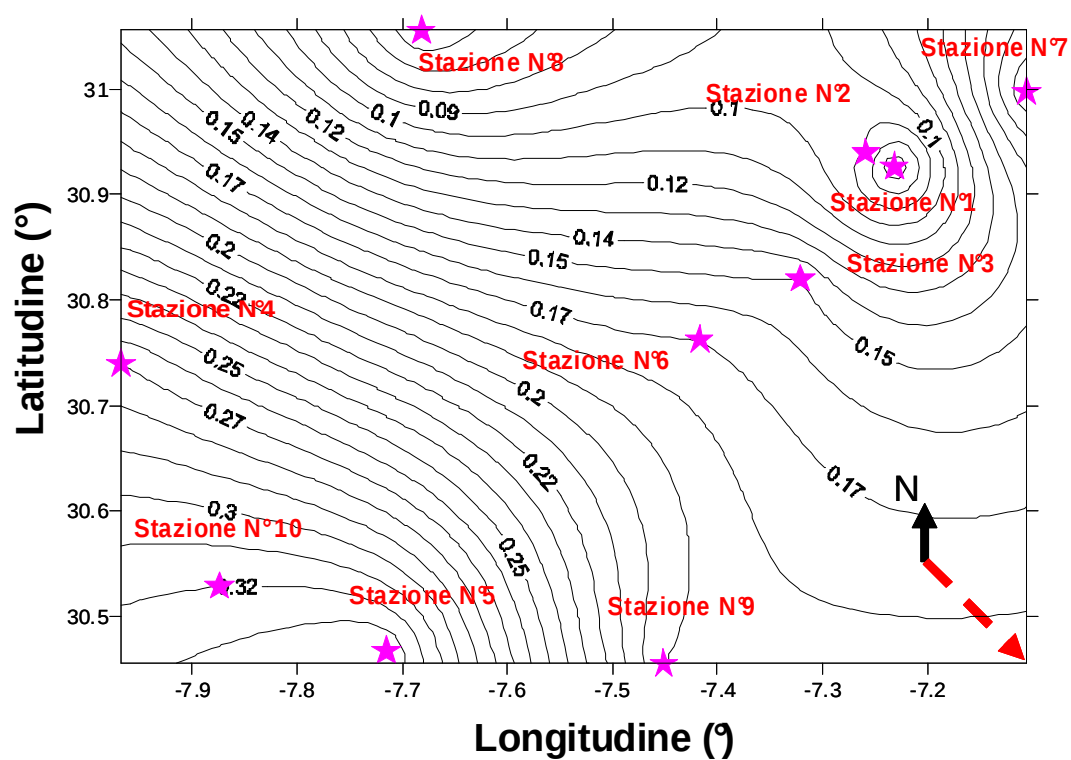


Figura 64: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 10$ ($T = 51,2$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 10 Polarizzazione 45°

Sud Est fase Z(k) (°)

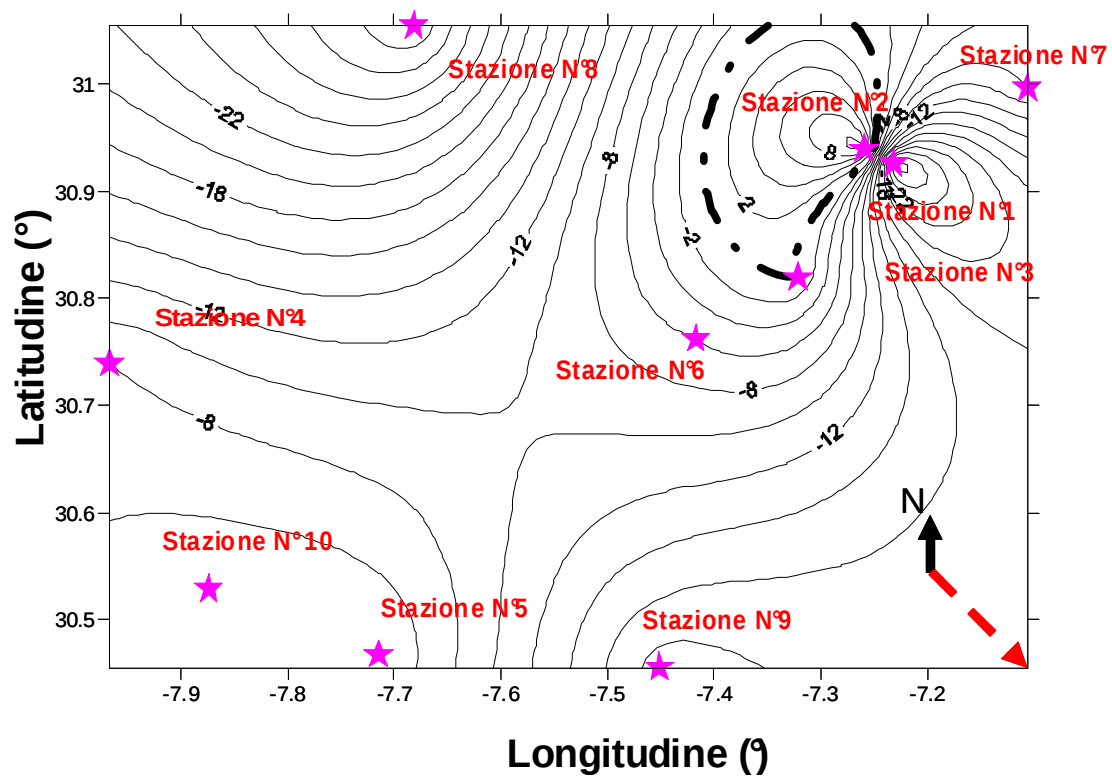


Figura 65: Mappa di Fourier della fase di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) N° di armonica $K = 10$ ($T = 51,2$ minuti). I'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

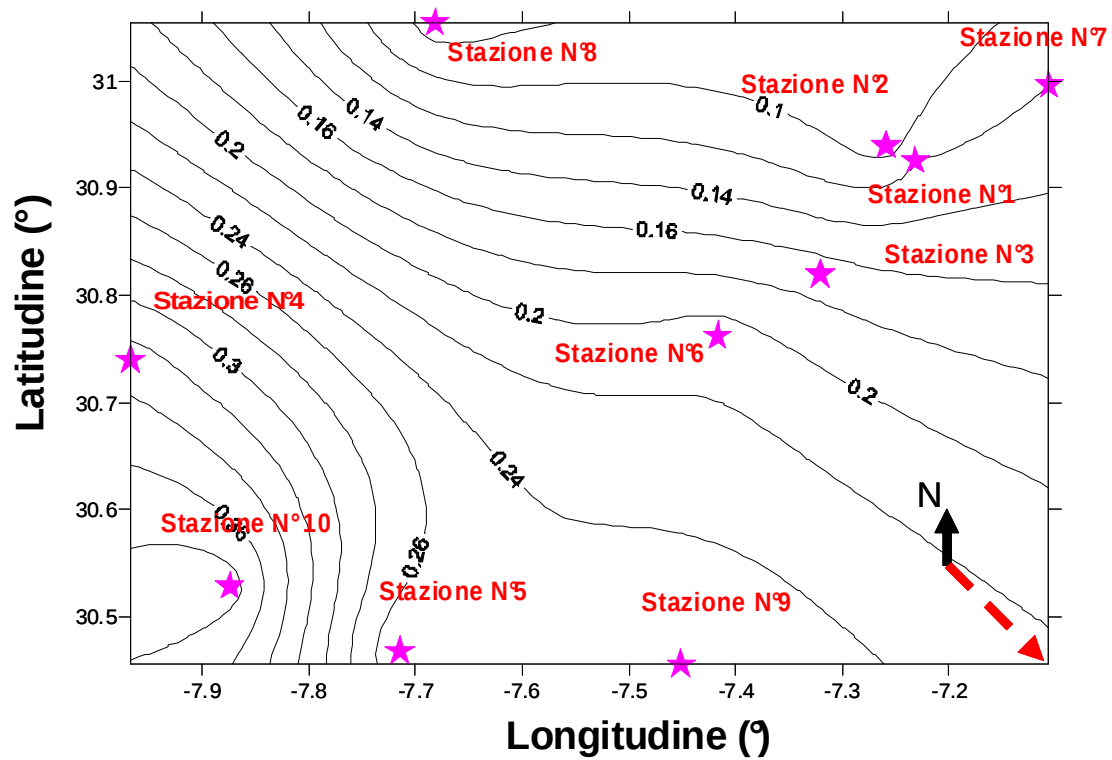


Figura 66: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 20$ ($T = 25,6$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 20 Polarizzazione 45° Sud Est fase Z(k) (°)

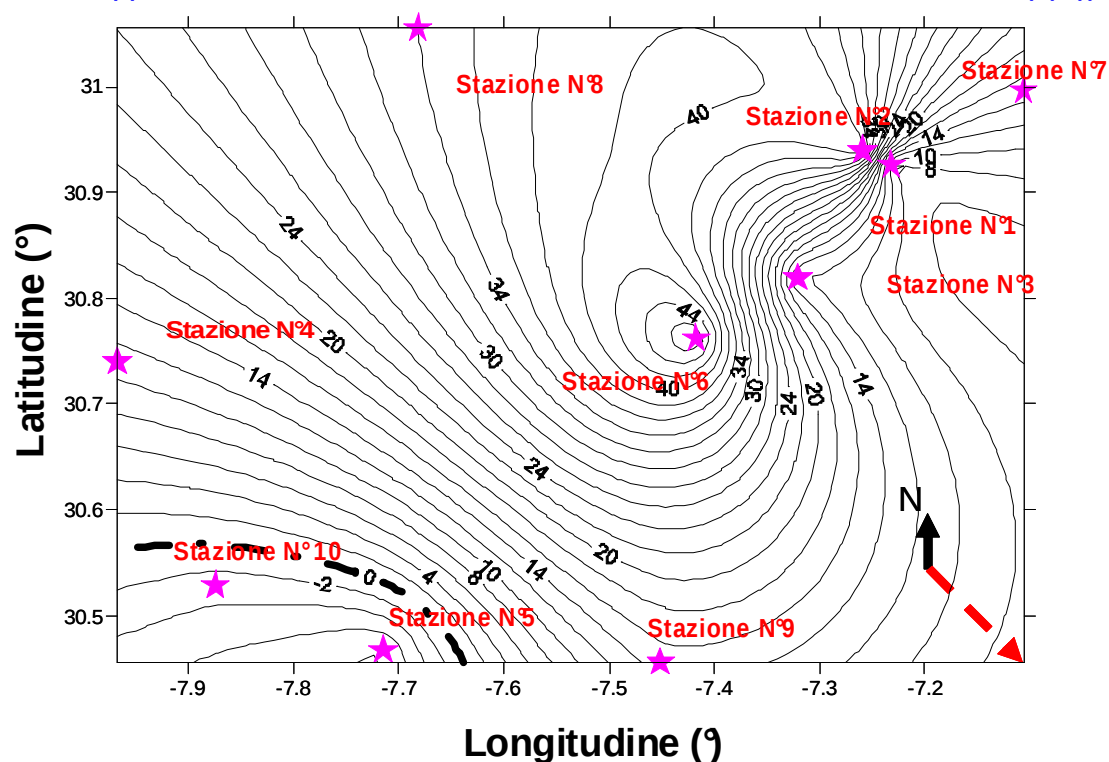


Figura 67: Mappa di Fourier della fase di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 20$ ($T = 25,6$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

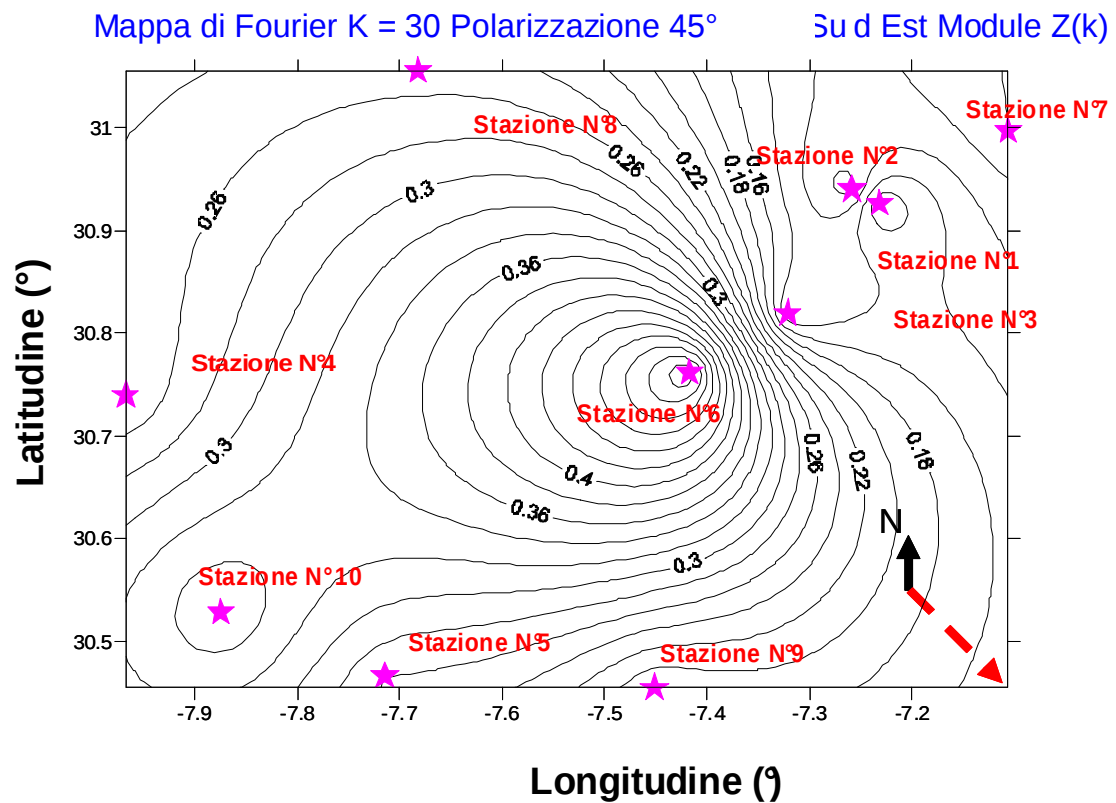


Figura 68: Mappa di Fourier del modulo di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 30$ ($T = 17$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Mappa di Fourier K = 30 Polarizzazione 45°

Su d Est fase Z(k) (°)

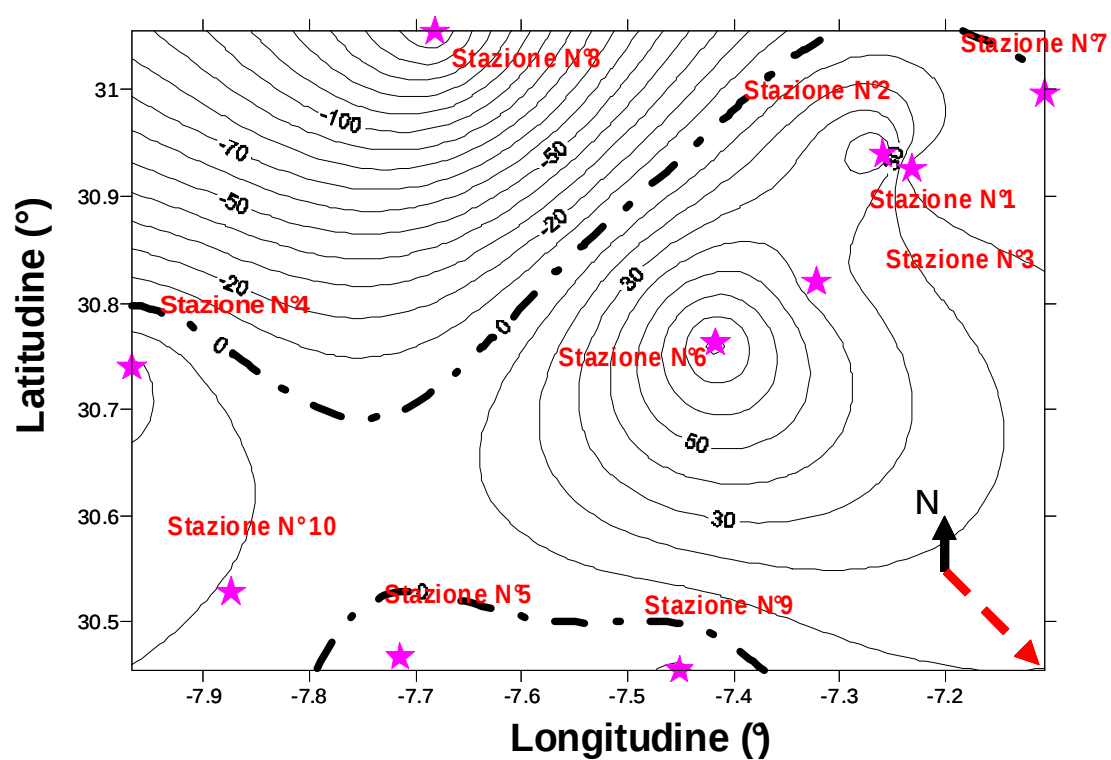


Figura 69: Mappa di Fourier della fase di $Z(k)$, per una polarizzazione 45° Sud Est (freccia rossa) e N° di armonica $K = 30$ ($T = 17$ minuti). L'asse delle ascisse riporta la longitudine Ovest, l'asse delle ordinate la latitudine Nord.

Capitolo 5: Conclusioni

L'argomento principale sviluppato nella presente tesi è stato la tecnica di prospezione "Geomagnetic Depth Sounding" (GDS), applicata ad una porzione della catena dell'Anti- Atlante, nell'ambito della collaborazione "Terremagnet", finanziata dal Ministero degli Esteri, tra l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e l'Università di Rabat.

Tale tecnica permette di fornire una descrizione qualitativa sulla distribuzione delle aree conduttive eventualmente presenti nell'area di studio.

Nella suddetta area sono state effettuate da altri gruppi di ricerca delle misure magnetiche e sismiche, dalle quali risulterebbero presenti un'anomalia magnetica (vedi Figura 24), ed una probabile faglia non emergente in superficie, lungo un profilo orientato circa 45° Nord Est.

Lo scopo iniziale di questo studio è stato quello di verificare se vi fossero anomalie conduttive correlate all'anomalia magnetica ed in particolare alla faglia. I dati magnetici sono stati raccolti impiegando due magnetometri vettoriali (mod. flux-gate Lemi018) che sono stati posizionati di volta in volta in cinque coppie di stazioni all'interno della suddetta area, in maniera da individuare profili interstazione trasversali e paralleli alla direzione della presunta faglia (vedi Figura 44). Solo quattro di queste coppie, in momenti diversi, hanno raccolto dati simultaneamente. In totale ogni stazione ha registrato le variazioni delle componenti X, Y e Z per 7 – 10 giorni, nel periodo compreso tra Giugno e Novembre 2007.

I dati sono stati confrontati con quelli dell'osservatorio di Averroes (Casablanca), e ciò ha permesso di verificare che all'interno della suddetta area le variazioni delle componenti orizzontali X e Y sono pressoché uniformi. Questa ipotesi è fondamentale per l'applicabilità del metodo GDS. E' stata anche effettuata un'analisi nel dominio della frequenza per individuare in quale banda dello spettro del segnale magnetico fosse superiore al rumore strumentale. Su tale segnale è stato successivamente applicato un filtro digitale per attenuare le componenti più rumorose del segnale. Tale analisi ha dimostrato che la banda di segnale magnetico fisicamente significativa ha come limite superiore la frequenza 10^{-3} Hz per le serie temporali di campo magnetico notturne o 10^{-2} Hz per quelle diurne. Questi limiti dipendono in parte dalla sensibilità intrinseca dello strumento impiegato, mentre il limite diurno è superiore a quello notturno per il differente livello di attività solare tra giorno e notte.

L'analisi dell'andamento della temperatura dei sensori magnetici ha dimostrato che l'accorgimento di interrare il sensore ha ridotto l'influenza delle derivate termiche a circa 0.2 nT per periodi di qualche ora, mentre per periodi di minuti, la deriva termica è confrontabile con il rumore dello strumento stesso. Il valore 0.2 nT è stato comunque ritenuto ininfluenza per gli scopi di questo lavoro poiché i magnetogrammi mostrano che la variabilità delle componenti del campo, nello stesso periodo, è più intensa di un fattore 100.

L'analisi della polarizzazione per i segmenti temporali selezionati ha mostrato che, nonostante la statistica limitata, la sorgente induttiva possiede una polarizzazione che potremmo definire circolare. E' dunque ragionevole attendersi che le funzioni di trasferimento calcolate con queste sequenze di dati siano una risposta media delle discontinuità di conducibilità circostanti i siti di misura.

L'analisi GDS si è conclusa elaborando le funzioni di trasferimento di singolo sito (capitolo 3), correlando le misure delle variazioni delle componenti verticali con quelle orizzontali ed adottando la rappresentazione delle frecce di induzione (Parkinson, 1983).

I risultati ottenuti mostrano che i moduli delle frecce "Vr" da sito a sito sono comprese tra 0.4 e 0.6 al variare del numero di armonica K. Un'analoga stabilità è riscontrabile nel comportamento della fase, il cui valore varia tra 150° e 180° rispetto al Nord magnetico. Nell'interpretazione di Parkinson (capitolo 3) ciò significherebbe che le frecce d'induzione sono orientate tutte verso Nord Ovest e quindi che, al di fuori dell'area studiata, dovrebbe essere presente una struttura conduttiva predominante. Ripetendo la stessa analisi GDS per l'osservatorio di Averroes, che si trova dalla parte opposta della catena dell'Atlante rispetto alle stazioni fin qui analizzate, è risultato che le frecce d'induzione siano dirette verso Sud, ossia verso la catena dell'Atlante.

Calcolando le "skin depth" (vedi paragrafo 3.1) per periodi maggiori di 1000 secondi, per valori di conducibilità delle rocce comprese tra 10^{-1} S/m e 10^{-5} S/m (Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer – 2007), la profondità di penetrazione dei campi inducenti è maggiore di 50 Km.

Da studi tettonici e gravimetrici (Burkhard et al., 2006; Ayarza et al., 2005) si evince che la Moho si trova a profondità di circa 30 Km, quindi è ragionevole che le strutture da noi esplorate mediante la tecnica GDS comprendano la crosta e gli strati superiori del Mantello. Dal lavoro di Ayarza et al., 2005 si evince inoltre che la catena dell'Atlante non si troverebbe in equilibrio isostatico con il Mantello, in quanto la profondità della radice della catena non sarebbe sufficiente a sostenere la quantità di roccia che costituisce la parte emergente dell'Atlante. Ciò farebbe

ipotizzare che il deficit della spinta isostatica sia compensato da altri fenomeni dinamici che prevedano una risalita astenosferica. Inoltre nella catena dell'Atlante sembra esserci evidenza di paleovulcanismo, (Ramdani, 1998). Tuttavia è ragionevole pensare che si siano formati dei corpi magmatici intrusivi di consistenti dimensioni che non sono ancora spenti.

Queste informazioni potrebbero giustificare la presenza di forti contrasti di conducibilità lungo la catena dell'Atlante verso cui le frecce d'induzione sono attratte. Risultati simili sono stati ottenuti in un lavoro analogo svolto nell'area tettonica del Nord – Est del Canada che comprende la catena degli Appalachi (Bailey et al., 1974).

Per completezza l'analisi è stata effettuata ricostruendo anche le mappe di Fourier dell'ampiezza e della fase della componente verticale, impiegando la tecnica dell'evento ipotetico. Tale tecnica è stata applicata selezionando due polarizzazioni del campo inducente: la prima ipotizza che il campo magnetico inducente sia diretto a 45° Nord Est, e quindi che le correnti indotte siano dirette in direzione a 45° Nord Ovest; la seconda invece è diretta a 45° Sud Est, mentre le correnti sono dirette in direzione Nord Est.

I risultati ottenuti, per entrambe le polarizzazioni, dimostrano che le isolinee del modulo e della fase di $Z(k)$ non evidenziano coerenti addensamenti che possono implicare la presenza di evidenti anomalie conduttive localizzate all'interno dell'area studiata. Ciò è in sostanziale accordo alle conclusioni ottenute con le frecce d'induzione.

In conclusione, lo scopo iniziale del lavoro di questa tesi era quello di caratterizzare l'area tettonica da un punto di vista elettromagnetico mettendo in evidenza l'eventuale presenza di anomalie conduttive. I risultati ottenuti invece indicherebbero una sostanziale omogeneità su scala regionale. E' necessario sottolineare che in questo studio è stato necessario utilizzare frequenze del segnale inducente molto lunghe per via delle caratteristiche intrinseche dello strumento impiegato e del segnale magnetico naturale. Ciò implica che le proprietà conduttive studiate sono mediate su scale spaziali di decine di chilometri. In queste condizioni è naturale che le eventuali anomalie conduttive locali siano difficili da osservare. Tuttavia un risultato interessante è stato ottenuto confrontando le risposte della rete con quelle dell'osservatorio di Averroes, alla luce del quale è auspicabile che si possa organizzare un nuovo progetto, in cui installare stazioni magnetiche temporanee lungo profili paralleli e trasversali alla catena dell'Atlante.

Bibliografia

Agarwal A. K., Dosso H. W.: On the behaviour of the induction arrows over a buried conductive plate, a numerical study. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **60**: 265-277, 1990.

Alabi A. O.: Magnetometer Array Studies. *Geophys. Sur.*, **6**: 157-172, 1983.

Balia R., Bozzo E., De Santis A., Elena A., Ghezzi G., Meloni A., Ranieri G.: A magnetovariational study in Sardinia. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **66**: 92-100, 1991.

Banks R. J.: Data processing and interpretation in Geomagnetic Deep Sounding. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **7**: 339-348, 1974.

Beamish D.: Source field effect on transfer function at mid-latitude. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **58**:117-134, 1979.

Candidi M.: Interazioni magnetosfera-ionosfera. *Annali di Geofisica*, vol.XXXVI. Suppl.n.5-6:12-40, 1993.

Chamalaun A., McKnight J.: A New Zeland wide magnetometer array study. *J.Geomag. Geoelect.*, **45**: 741-759, 1993.

Dungey, J. W., Interplanetary magnetic field and the auroral zones, *Phys. Rev. Lett.*, **6**:47-50, 1961.

De Santis A.: Tempeste, sottotempeste e baie magnetiche. *Annali di Geofisica*, vol.XXXVI. Suppl.n.5-6:56-78, 1993.

Egbert G.D., Booker J. R.: Robust estimation of geomagnetic trasfer functions. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **87**:173-194, 1986.

Egbert G.D., Booker J. R.: Multivariate analysis of geomagnetic array data. 1 The responce space. *Journal of Geoph. Res.*, **94 B10**: 14227-14247, 1989.

Enciclopedia delle scienze fisiche. Edizione Enciclopedia Italiana - TRECCANI- 1994

Garland G. D.: Introduction to Geophysics -Mantle, core and crust. W.B.Samders company, 1971.

Gough D. I.: Magnetometer array studies, earth structures and tectonic process. *Rev. Geophys.*, **27**: 141-157, 1989.

Gough D. I., Ingham I.R.: Interpretation methods for magnetometer array. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **21**: 804-827, 1983.

Gregori G. P., Lanzerotti L.J.: Electrical conductivity structure in the lower crust. *Geophys. Sur.*, **4**: 467-499, 1982.

Gregori G. P.: Metodologia per l'interpretazione delle strutture del sottosuolo con campi e.m. naturali. *Annali di Geofisica*, vol.XXXVI. Suppl.n.5-6: 115-145, 1993.

Ingham M. R.: Magnetovariational measurements in the Cook Strait region of New Zealand. *Phys. Earth Planet. Interiors*, **39**: 182-193, 1985.

Ingham M. R.et al.: A magnetovariational study of a geothermal anomaly. *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **72**: 597-618, 1983.

Lahiri B.N., Price T.: Electromagnetic induction in non-uniform conductors and the determination of the conductivity of the Earth from terrestrial magnetic variation. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, **A237**: 509-540.

Lilley F. E., Arora B. R.: The sign convention for quadrature Parkinson arrows in Geomagnetic induction Studies. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**: 513-518, 1982.

Meloni A.: Induzione elettromagnetica nell'interno della Terra. Atti del 1° Convegno di Geomagnetismo. ING: 165-190, 1987.

Meloni A.: Il pianeta magnetico: introduzione al geomagnetismo. NIS pp.176, 1993.

Parkinson W. D.: Direction of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophys. J.*, **2**: 1-14, 1959.

Parkinson W. D.: Introduction to geomagnetism. Scottish Academic Press, 1983.

Parkinson W. D., Hutton V. R. S.: The electrical conductivity of the Earth. Jacobs J. A. ed., Academic Press, 3: 261-321, 1989.

Rikitake T., Honkura Y.: Solid Earth Geomagnetism, 5^o volume. Reidel Publishing co.

Rokityansky, Geoelectromagnetic investigation of Earth crust and mante. Elsevier ed., 1982.

Weaver J. T., Agarwal A.K.: Is addition of induction vector s meaningful? *Phys. Earth Planet. Interiors*, **45**: 193-203, 1987.

Zhdanov M. S., Keller G. V.: The geoelectrical methods in Geophysical exploration. Elsevier ed. 1994.