

Cap. V. – Osservabili geomagnetiche: “elementi” e componenti del vettore del campo geomagnetico, e loro misurazione

V.1. Osservabili del CMT

Il **campo magnetico terrestre (CMT)** è stato **per lunghissimo tempo osservabile soltanto sulla superficie terrestre**, come dire nell’aria sovrastante tale superficie, e a partire dagli anni Sessanta del 20° sec., con l’avvento della navigazione spaziale, ora è osservabile **anche nello spazio circumterrestre**; comunque, esso è tuttora **per la sua quasi totalità un campo magnetico nell’aria**. Dato che **le proprietà magnetiche dell’aria** (sintetizzate nella sua permeabilità magnetica) **differiscono per pochissimo da quelle del vuoto**, ciò significa che **il campo geomagnetico osservabile sulla superficie terrestre e nell’atmosfera terrestre è praticamente un campo nel vuoto**. Segue da ciò, com’è stato detto altrove (par. IV.4.7), che in queste normali condizioni osservative **basta uno solo fra i due vettori induzione magnetica B e intensità magnetica H** per descrivere completamente il campo; si deve ricorrere anche a quest’ultimo vettore o, alternativamente, al vettore magnetizzazione M , in questioni riguardanti il campo misurabile entro rocce terrestri. In ogni modo, ripetendo una cosa già detta altrove, il ruolo di **“vettore del campo geomagnetico”** è attualmente attribuito al **vettore induzione B** ; nel passato tale ruolo era invece affidata al **vettore intensità H** , ma la questione, almeno in questa sede didattica, non ha grande rilevanza.

V.1.1. Gli “elementi” geomagnetici tradizionali

I **tre scalari necessari e sufficienti** per identificare **localmente**, cioè in un dato punto P dell’ambiente terrestre, il **vettore del campo geomagnetico** sono stati per lungo tempo, all’incirca fino agli anni Sessanta del Novecento, quelli che furono chiamati **elementi geomagnetici locali**. Si tratta di **due angoli e di una componente del vettore del campo**, cioè, all’uso moderno, di B (v. fig. V.1.1/1):

(1) la **declinazione magnetica**, che è l’**angolo D** (usualmente espresso in gradi e primi sessagesimali) esistente nel generico punto P **tra il piano del meridiano geografico locale** (individuato da P e dall’asse terrestre) e il **piano del meridiano magnetico locale** (individuato dal centro della Terra, supposta dotata di centro, e dalla direzione di B in P); è anche l’angolo (usualmente espresso in gradi e primi sessagesimali) tra la direzione orizzontale al nord geografico e la direzione, parimenti orizzontale, dell’ago magnetico della bussola navale, e come tale pare che sia stata scoperta e poi introdotta

nell’uso marinaresco (come già detto nel par. I.6) da C. Colombo nel 1492, nel corso del suo primo viaggio alle Americhe; è assunta **positiva** quando l’ago magnetico “declina” **verso est**;

(2) l’**inclinazione magnetica**, che è l’**angolo I** formato nel generico punto P da **B col piano orizzontale**; nominata da R. Bacon in una sua argomentazione del 1262 (v. **par.I.5**), fu reintrodotta in corretti termini sperimentali dallo scienziato tedesco Georg Hartmann <’*ärtman*> (1489-1564) in un suo scritto del 1544; ha lo stesso segno della componente verticale Z , cioè è **positiva** quando il **campo è inclinato verso il basso**, come capita nelle regioni boreali non strettamente equatoriali;

(3) la **componente orizzontale**, H , che è la **componente orizzontale del vettore B** del campo, come dire **la proiezione** di quest’ultimo **sul piano orizzontale locale**; era usualmente espressa nel passato, come tutte le grandezze di natura lineare del campo, nel sottomultiplo **gamma** (simbolo: γ) dell’unità CGSms **gauss**, pari a un centomillesimo di questo ($1 \gamma = 10^{-5}$ gauss), e **attualmente** è espressa, come il modulo e ogni altre componente vettoriale del campo (v. oltre), normalmente nel sottomultiplo **nanotesla** (nT) dell’unità SI di induzione magnetica, il **tesla** (T): il nanotesla è un miliardesimo di tesla ($1 \text{ nT} = 10^{-9} \text{ T}$); dove lo si ritenga opportuno, è usato un sottomultiplo mille volte più piccolo, il **picotesla** (pT, pari a 10^{-12} tesla); chiaramente riferendosi al modo di funzionare della bussola navale (nella quale l’ago è orizzontale), le fu attribuita piena cittadinanza fisica all’inizio dell’Ottocento, quando erano già correnti i concetti base della teoria dei campi vettoriali (che mancavano invece ai tempi dell’introduzione delle precedenti declinazione e inclinazione, le quali due grandezze sono infatti estranee alla filosofia della detta teoria). Occorre fare attenzione al fatto che il simbolo, H , tradizionale di questa componente orizzontale del CMT è lo stesso che nella fisica indica l’intensità di un campo magnetico e ciò potrebbe ingenerare equivoci in assenza di opportune precisazioni. Per tale motivo oggi ad H si preferisce spesso F .

La scelta di queste grandezze non fu casuale, in quanto essa dipese dalla disponibilità di strumenti che erano in grado di misurarle con l’accuratezza che si pretese già nei primi anni dell’Ottocento, e cioè il *teodolite magnetico* per D e H , e l’*induttore terrestre* per I ; poiché erano allora disponibili anche speciali bussole verticali, dette *balance magnetiche*, per misurare la **componente verticale Z** , cioè la proiezione di **B** sulla verticale locale (diretta verso il basso), talora quest’ultima componente fu usata in luogo di H .

Incidentalmente, si ricorda che gli strumenti per misurazioni di campi magnetici si chiamano, genericamente, **magnetometri**; questa denominazione è usuale anche per quelli per il campo magnetico terrestre, i quali potrebbero chiamarsi specificatamente **geomagnetometri** (che però è una denominazione di raro uso).

V.1.2. Le componenti geomagnetiche cartesiane locali

Attualmente, secondo l’uso generale della fisica per grandezze vettoriali, gli scalari che identificano il campo geomagnetico (d’induzione) **B** sono le tre **componenti cartesiane locali X, Y, Z** di **B** indicate nella precedente **fig. V.1.1/1**.

Precisamente, s’istituisce un **sistema di riferimento cartesiano locale**, che ha per origine il generico punto P di interesse, per **asse x la direzione orizzontale al nord geografico**, per **asse y la direzione orizzontale all’est geografico** e per **asse z la verticale discendente** nel punto P . Se fosse utile per qualche fine, una di queste componenti potrebbe essere sostituita dal **modulo B del vettore del campo**, che è chiamato spesso, per influenza dell’uso del passato, **intensità totale del campo**, o, brevemente (anche se impropriamente), **campo**, e indicato col simbolo F (dall’ingl. *Field* <fild> “campo”). Come accennato poco sopra, sia l’intensità totale F che le tre componenti cartesiane X, Y, Z si misurano normalmente in nanotesla.

Si osservi che **la componente all’est Y ha lo stesso segno della declinazione D** , mentre **la componente verticale Z ha lo stesso segno dell’inclinazione I** (cioè è positiva quando il campo è inclinato verso il basso, com’è nell’emisfero boreale, escluse le zone strettamente equatoriali).

Per chiarire i termini usati in questi due primi paragrafi si ricorda che:

il **piano orizzontale** per un punto P è il **piano tangente ivi alla superficie equipotenziale della gravità** sulla quale giace P ; la geodesia e la topografia forniscono metodi per determinarlo accuratamente; un metodo semplice e sufficientemente accurato è di disporre su una tavola piana due livelle lineari a bolla d’aria ortogonali fra loro, l’orizzontalità della tavola corrispondendo all’essere le due livelle contemporaneamente centrate;

la **direzione orizzontale al nord geografico** è l’**intersezione in P del meridiano geografico** (il piano definito da P e dall’asse terrestre) **con la detta superficie orizzontale locale**; può essere determinata mediante una buona bussola magnetica se è nota la declinazione magnetica in P oppure, meglio, mediante una bussola giroscopica, che indica direttamente il nord geografico (peraltro, si tratta di uno strumento di non facile disponibilità), oppure, meglio ancora, con il moderno dispositivo **GPS**, che, sfruttando opportunamente l’emissione radio di una serie di satelliti artificiali terrestri di posizione nota, dà direttamente su un visore il valore delle coordinate geografiche del luogo; un semplice metodo, largamente seguito specialmente se nel punto P si eseguono misurazioni geomagnetiche sistematiche (tipicamente, se P fa parte di un Osservatorio geomagnetico o di una Stazione geomagnetica), è di servirsi di una carta topografica del sito accuratamente riferita appunto alle direzioni del nord e dell’est (ortogonali fra loro), quale una di quelle pubblicate per l’Italia dall’Istituto geografico militare di Firenze, e scegliere negli oggetti visibili nel luogo dove ci si trova uno ben visibile (per es., il campanile di una chiesa) e riportato sulla carta, da utilizzare come “**mira**” individuante una direzione geograficamente ben nota;

la **direzione orizzontale all’est geografico** è, nel piano orizzontale locale, **la direzione a 90° da quella al nord nel verso orario**;

la **verticale locale** è la **perpendicolare in P al piano orizzontale di questo diretta verso il basso** e coincide con la **direzione del filo a piombo** in P ; questo filo in genere non è necessario per determinarla in quanto gli **strumenti di misurazione geomagnetici** sono provvisti di **dispositivi (livelle e viti calanti)** con cui si ottiene facilmente di rendere orizzontale con buona accuratezza un certo piano caratteristico dello strumento e di rendere in conseguenza verticale una qualche altra struttura che, per costruzione, sia ortogonale al detto piano caratteristico.

In certe questioni si fanno intervenire anche altri enti di riferimento locale, e precisamente:

l’**asse zenitale locale**, che è la **verticale locale** in quanto i suoi **due punti all’infinito sulla volta celeste** sono lo **zenit del luogo nella direzione ascendente** e il **nadir del luogo nella direzione discendente**;

l’**orizzonte astronomico locale**, che è il piano o_a (Fig. V.1.2/1) per il generico punto P (sulla superficie terrestre S oppure a quota h sopra di essa) ortogonale alla verticale v per P ; l’**orizzonte terrestre locale** di P è poi l’intersezione o_t di S col

cono da P a S .

ASTRONOMICO E

FIG. V.1.2/1 – ORIZZONTE

TERRESTRE DEL PUNTO P .

L’avvento delle componenti cartesiane in luogo dei precedenti elementi del campo è stato determinato dalla realizzazione, nei tardi anni Sessanta del Novecento, del magnetometro vettoriale a precessione

nucleare e del magnetometro a saturazione, che fornivano direttamente le dette componenti, più accuratamente e assai più velocemente di quanto i precedenti strumenti fossero in grado di fare per gli elementi del campo.

Nella seguente **tab. V.1.2** sono riportate alcune delle semplici **relazioni algebriche e trigonometriche che legano tra loro le componenti cartesiane locali F, X, Y, Z e gli elementi geomagnetici locali D, I, H** ; da queste relazioni se ne possono ricavare altre: per es., dalla [V.1.2*7] segue: $I = \arctan (Z/H)$, e così via. La conversione di componenti cartesiane in elementi del campo, o viceversa, è praticata specialmente per confrontare misure moderne, che sono generalmente in componenti cartesiane locali, con quelle corrispondenti esistenti negli archivi storici dei dati geofisici, che sono in elementi geomagnetici. La coincidenza della vecchia unità *gamma* con la moderna unità *nanotelsa* rende immediatamente usabili le misure del passato in gamma.

TAB.V.1.2. – RELAZIONI TRA COMPONENTI CARTESIANE LOCALI (X,Y,Z) ED ELEMENTI TRADIZIONALI (D,I,H) DEL CAMPO GEOMAGNETICO

[V.1.2*1]	$F^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$	[V.1.2*5]	$X = H \cos D$
[V.1.2*2]	$H^2 = X^2 + Y^2$	[V.1.2*6]	$Y = H \sin D$
[V.1.2*3]	$H = X \cos D + Y \sin D$	[V.1.2*7]	$Z = H \tan I$
[V.1.2*4]	$H = F \cos I$	[V.1.2*8]	$Z = F \sin I$

Converrà ora dire qualcosa sui sistemi di riferimento usati nell’ambito dei fenomeni terrestri, e geomagnetici in particolare, nonché su certe caratteristiche peculiari delle misurazioni geomagnetiche.

V.1.3. Coordinate geocentriche sferiche e cartesiane

In varie questioni riguardanti fenomeni terrestri, per le coordinate dei punti P di interesse si ricorre all’uno o all’altro di due **sistemi di riferimento geocentrici**, cioè aventi il loro **punto origine O** nel **centro della Terra**, ovviamente schematizzando quest’ultima in una figura geometrica dotata di centro, qual è una sfera oppure un ellissoide di rotazione, le quali figure sono due utili e spesso ben accettabili approssimazioni della vera figura della Terra, il cosiddetto **geoide**.

Convenendo dunque di schematizzare la Terra in una sfera, di centro O (origine del riferimento), la **posizione del generico punto P** è individuata dal **vettore di posizione r_{P_OP}** (**fig. V.1.3/1**); altri elementi di riferimento sono l’**asse polare z** , coincidente con l’asse di rotazione della Terra e orientato nel verso col quale la rotazione in questione appare antioraria, l’**equatore, e** , intersezione della sfera con un piano per il centro ortogonale a z (**piano equatoriale**) e un semipiano (L,z) da z per un punto a piacere L sulla superficie sferica, detto **semipiano origine delle longitudini**; la circonferenza intersezione della sfera terre-

stre per il piano passante per il centro O ortogonale all’asse terrestre si chiama *equatore terrestre*.

Ciò posto, le tre **coordinate sferiche geocentriche** (O, r, φ, λ) di P sono: (1) la **distanza polare** r , che è il **modulo di r_P** ; (2) la **colatitudine**, che è l’angolo φ formato da r_P coll’asse z ; (3) la **longitudine**, che è l’angolo λ formato dal semipiano locale (P, z) col semipiano origine (L, z), contato da 0 a 2π rad (360°) positivamente nel verso della rotazione terrestre (cioè **da ovest verso est**), oppure, secondo l’uso della geografia, da 0 a 180° positivamente verso est e negativamente verso ovest a partire dal semipiano origine contenente la località di Greenwich, presso Londra.

Per le tre **coordinate sferiche cartesiane** (O, x, y, z) di P ci si riferisce, come mostra la predetta fig. V.1.3/1, ai tre assi coordinati ottenuti aggiungendo al già nominato **asse polare** z i due assi x OX e y OY , essendo X e Y le intersezioni dell’equatore con, rispettivamente, il semipiano (L, z) origine delle longitudini e il semipiano a 90° da questo nel verso positivo, cioè verso est (attenzione a non confondere con le coordinate X, Y, Z del riferimento locale introdotto nel par. V.1.2, qui indicate con caratteri neretti!).

La seguente tab. V.1.3 riporta le **relazioni fondamentali per passare da coordinate geocentriche sferiche a quelle cartesiane, e viceversa**.

TAB. V.1.3. – RELAZIONI TRA COORDINATE GEOCENTRICHE SFERICHE E CARTESIANE

sferiche a cartesiane	$x = r \sin \varphi \cos \lambda$	$y = r \sin \varphi \sin \lambda$	$z = r \cos \varphi$
cartesiane a sferiche	$R = (x^2 + y^2 + z^2)^{1/2}$	$\vartheta = \arccos(z/r)$	$\lambda = \arccos[(x^2 + y^2)^{-1/2} x]$

V.2. Caratteristiche generali delle misurazioni geomagnetiche

V.2.1. Variabilità spaziotemporale del CMT

Il CMT è un **campo non costante e non uniforme**, vale a dire che varia in un dato luogo da istante a istante (**variazione temporale**) e in dato istante da luogo a luogo (**variazione spaziale**).

Ogni luogo P dello spazio terrestre e circumterrestre è individuato dalle sue **coordinate geografiche**: (1) la **latitudine geografica**, che è l’angolo, in gradi sessagesimali, formato dalla verticale per P col piano equatoriale; si assume positiva per i punti dell’emisfero contenente il polo nord e negativa per l’emisfero australe; (2) la **longitudine geografica**, che è stata definita nel paragrafo precedente; (3) la **quota geografica**, che è la lunghezza del segmento di verticale da P al **livello medio marino**, inteso come la superficie media dei mari immaginata prolungata sotto le terre emerse (si parla perciò correntemente anche di **altezza sul livello del mare**, con simbolo: s.l.m.); va osservato che per certe questioni, in realtà non di grande rilevanza per le cose che saranno trattate in questa sede, si usano altri tipi di coordinate, più accurate, fornite dalla geodesia.

Per quanto riguarda il **tempo**, nell’ambito dei fenomeni terrestri occorre distinguere tra il **tempo solare vero**, che fa riferimento all’altezza angolare del Sole sull’orizzonte locale (alternativamente, e meglio, fa riferimento alla distanza zenitale locale del Sole, come dire il complemento di tale altezza), e il **tempo solare medio**, che fa riferimento a un astro fittizio, il **Sole medio**, che percorre in un anno sulla volta celeste con velocità costante l’equatore celeste (e non, come il **Sole vero**, l’eclittica con velocità variabile nell’anno), cui si aggiunge il **tempo civile del fuso orario**, che in un determinato luogo è il **tempo medio del meridiano centrale del fuso orario** cui il luogo appartiene, tra i 24 fusi sferici ampi ognuno 15° di longitudine (ma ci sono varie eccezioni per seguire i confini politici tra gli Stati) in cui è stata suddivisa la superficie della Terra; in molte questioni di geofisica e di astrofisica fa comodo riferirsi a un unico tempo per tutto l’ambiente terrestre e come **tempo universale** si assume per tutti luoghi il tempo del fuso orario centrato sul meridiano di Greenwich, Londra. Un’ulteriore complicazione deriva dal fatto che **dal 1972** si segue non più il tempo solare medio (che ha varie irregolarità dovute ad altrettanti irregolarità dei

moti della Terra) ma il cosiddetto **tempo atomico coordinato** (che in particolare dà luogo al **tempo universale coordinato** per il tempo universale), la cui unità di base è il **secondo atomico**, definito in base al periodo di determinate oscillazioni di particelle subatomiche, e al quale ogni anno è aggiunto un **secondo intercalare** (alla mezzanotte del 31 dicembre) o talora un altro secondo (alla mezzanotte del 30 giugno) per compensare il rallentamento della rotazione terrestre e prevenire lo sfasamento che in prosieguo di tempo potrebbe prodursi tra il calendario e le stagioni.

Per avere un’idea della **variabilità temporale media** si rimanda alla **fig. VI.1/1** del successivo Capitolo VI, che riporta una pagina dell’Annuario dell’Osservatorio magnetico de L’Aquila dell’Istituto Nazionale di Geofisica riguardante i valori a ogni ora di tempo universale coordinato della componente orizzontale H , in nT, per il mese di dicembre 1997. Come si vede, si hanno variazioni dell’ordine di pochi nT per i valori orari successivi nel corso di uno stesso giorno e dell’ordine massimo di poche decine di nT per i valori orari a una stessa ora da giorno a giorno.

Se si considera la **variabilità temporale istantanea**, cioè per piccole variazioni dell’ascissa temporale, la situazione è ben più complessa. Come schematicamente indica la **tab. V.2.1-1**, da un punto di vista molto generale le variazioni temporali si possono suddividere in **variazioni regolari** (meglio: **pseudoperiodiche**) e **variazioni irregolari** (assenza di un periodo o pseudoperiodo), con pseudoperiodi da centesimi di secondo a parecchi anni e ampiezze da decimi di nT a centinaia di nT (sulle variazioni temporali del campo geomagnetico si tornerà specificamente più avanti, nel Cap. VII).

TAB. V.2.1-1.- QUADRO SINTETICO DELLE VARIAZIONI TEMPORALI DEL CAMPO GEOMAGNETICO

SPECIE	PSEUDOPERIODO	AMPIEZZA
VARIAZIONI REGOLARI		
Pulsazioni	0,1 _ 1000 s	0,05 _ 300 nT
Variazione diurna solare	24 ore (giorno solare)	10 _ 80 nT
Variazione diurna lunare	24 ore 50 minuti	2 _ 10 nT
Variazione undecennale solare	11 anni	10 nT
Variazione secolare	>200 anni di osservazioni	20 nT/anno
VARIAZIONI IRREGOLARI		
Fluttuazioni		0,01 nT
Baie		10 _ 300 nT
Tempeste		50 _ 500 nT

Per avere un’idea della **variabilità spaziale media globale** ci si può riferire ai planisferi delle **figg. VI.2/2-3-4-5** del successivo capitolo VI, contenenti le isolinee degli elementi H , D , I , F **medi annui all’epoca 1995,0**, cioè medi per il periodo di 12 mesi centrato sulla mezzanotte del 1° gennaio 1995 e quindi per dalla mezzanotte iniziale del 1° luglio 1994 alla mezzanotte terminale del 30 giugno 1995 (con la stessa convenzione, il periodo dei 12 mesi dell’anno 1995 è indicato come 1995,5, in quanto cerntrato sulla mezzanotte tra il 30 giugno e il 1° luglio).

V.2.2. Organizzazione delle misurazioni geomagnetiche

Per definire specifiche **classi di sensibilità e di accuratezza per gli strumenti geomagnetici** occorre fare preciso **riferimento alle condizioni operative**: con ciò s’intende il fatto che, per esempio, la sensibilità di uno strumento per rilevare le piccolissime variazioni che indicano la presenza nel sottosuolo di oggetti di interesse

archeologico sarebbe decisamente eccessiva e anche controproducente per uno strumento adibito a seguire l’andamento ragionevolmente medio del campo. Ne è nata la seguente organizzazione delle misurazioni geomagnetiche, coordinata da **appositi Enti nazionali** (per l’Italia, l’**Istituto nazionale di geofisica**, con sede centrale a Roma) e **internazionali** (la **International Association of Geomagnetism and Aeronomy**, “Associazione internazionale di geomagnetismo e aeronomia”, sigla **IAGA**):

(1) una **rete mondiale di Osservatori magnetici fondamentali** (circa 40 nel 2000, tra cui i due italiani de **L’Aquila** e di **Castel Tesino, Trento**, dell’Istituto nazionale di geofisica), che ha il compito primario di elaborare periodicamente, sulla base dei dati prodotti e controllati, il fondamentale **International Geomagnetic Reference Field** (“campo geomagnetico internazionale di riferimento”), un **modello matematico del campo geomagnetico medio annuale** ogni 5 anni di cui si parlerà più avanti (**par. VI.1.2**); un **Osservatorio magnetico** è un edificio la cui struttura e posizione sono tali che le misurazioni non possano essere influenzate da campi magnetici estranei al CMT, soprattutto prodotti dalle varie attività umane; esso ha di norma un **presidio permanente di operatori** ed è attrezzato con la strumentazione primaria (**strumenti da Osservatorio**) e accessoria occorrente per misurare a regolari intervalli di tempo il valore degli scalari del campo con la massima accuratezza possibile; questa accuratezza corrisponde, con le norme attuali (2000), a un **errore assoluto non maggiore di 1 nT** per le componenti e non maggiore di **0,1°** per gli elementi angolari; accanto a queste cosiddette **misurazioni assolute periodiche** è rilevato con continuità l’**andamento temporale** dei detti scalari mediante **strumenti registratori nel tempo (variografi magnetici)**, la cui accuratezza è controllata sistematicamente mediante le predette **misure assolute**; si hanno strumenti per misurazioni assolute che, potendo ricavare misure che si susseguono piuttosto ravvicinate, possono essere usati anche come variografi: per esempio, un magnetometro a protoni vettoriale o, meglio ancora, un magnetometro a saturazione magnetica, di cui si parlerà tra breve;

(2) in ogni **nazione** (o **vasta regione geografica**) agli Osservatori fondamentali, eventualmente di nazioni finitime, fanno capo **reti magnetiche nazionali** (o **regionali**) di **Stazioni magnetiche**, le quali ultime sono **siti, di coordinate accuratamente note, in cui si effettuano, mediante strumenti portatili, misurazioni periodiche nell’ambito di apposite campagne di misurazione**;

(3) uno dei compiti di queste reti nazionali o regionali è di fornire i dati necessari per elaborare **carte magnetiche** (vale a dire carte topografiche sulle quali sono tracciate isolinee di scalari geomagnetici), **periodicamente aggiornate**, di cui ci si possa giovare per trarre dati di riferimento per interpretare le fitte misure spaziali riguardanti una zona non molto estesa e ottenute con **campagne di misurazione volte a scopi speciali** (per es., la prospezione del sottosuolo a fini geologici, minerari o archeologici); per gli strumenti usati a tali fini, detti **strumenti da campagna**, è ritenuta generalmente accettabile un’accuratezza minore per un ordine di grandezza rispetto a quella degli analoghi strumenti fissi degli Osservatori fondamentali (cioè con errori assoluti non maggiori di qualche nT per le componenti e di circa 1° per gli angoli).

V.2.3. Errori di misurazione

A proposito degli errori di misurazione, è da distinguere tra alcune categorie di essi.

(1) **Errori strumentali intrinseci**: sono quelli che **derivano dal principio di funzionamento o da limitatezze costruttive degli strumenti**; sono di quest’ultimo tipo gli errori dovuti alla presenza nello strumento di parti, anche piccolissime, di materiali ferromagnetici o ferrimagnetici, che, appena individuate, vanno assolutamente rimosse.

(2) **Errori di stazione, o di livellamento**: sono quelli attinenti all’**accuratezza** con la quale si realizza l’**orizzontalità** o la **verticalità** o il **puntamento a una determinata mira** per determinate parti dello strumento.

Gli errori di questi due primi tipi vanno valutati singolarmente in rapporto a ogni strumento.

(3) **Errore di lettura**: coincidono in genere con l’**errore intrinseco del dispositivo di lettura** (nonio lineare o angolare; frequenzimetro elettronico; voltmetro elettronico).

(4) **Errori di derivazione**: vanno considerati quando la **misura di una certa grandezza è ottenuta mediante formule** in cui s’inseriscono le **misure di altre grandezze**; pur essi vanno valutati da caso a caso.

A titolo di esempio, si consideri il caso dell’Osservatorio de L’Aquila quando, nei primi anni Sessanta, era ancora attrezzato con un teodolite magnetico (**par. V.3.1.1**) per misurare la declinazione D e la componente orizzontale H e un induttore terrestre (**par. V.3.1.4**) per misurare l’inclinazione I , con valori H 24.000 nT, I 60°, ed errori assoluti D 0,1' ($\approx 2,91 \cdot 10^{-5}$ rad), H 1 nT; si vuole il valore della componente verticale, usando la formula [V.1.2*7] $Z = H \tan I$. L’errore assoluto di derivazione per Z risulta $Z = \tan I \cdot H + (H/\cos^2 I) \cdot \Delta I$ **3 nT**. Se, come presto si fece in quell’Osservatorio, si sostituisce l’induttore terrestre con un magnetometro a precessione nucleare (**par. V.3.2.1**), come dire che come terzo scalare in luogo di I si usa l’intensità totale F , con F 1 nT la formula da usare è $Z = (F^2 - H^2)^{1/2}$ e per l’errore di derivazione si ha $Z = (F/Z) \cdot \Delta F + (H/Z) \cdot \Delta H$ **2 nT**, assai minore del precedente. L’adozione del magnetometro a precessione nucleare appare quindi assai vantaggiosa per l’errore di derivazione (oltreché, come si vedrà, per la grandissima riduzione del tempo di misurazione).

(5) **Errori accidentali**: sono dovuti ad **accidentali perturbazioni del campo** da misurare, in genere causate dalla **presenza accidentale di oggetti ferromagnetici o ferrimagnetici** oppure di **circuiti percorsi da corrente elettrica**, specialmente se continua (caso di ferrovie elettriche non molto distanti).

A questo riguardo, particolari precauzioni devono essere adottate dagli operatori di strumenti geomagnetici, che devono fare grande attenzione a liberare la propria persona da qualsiasi oggetto metallico durante una misurazione e, in altro campo, nella realizzazione di Osservatori e di Stazioni d’osservazione, le cui strutture devono essere completamente di materiali amagnetici e i cui siti devono essere sufficientemente lontani da ferrovie, strade, opifici e, in genere, luoghi abitati.

V.3. Strumenti di misurazione geomagnetici

V.3.1. Strumenti tradizionali

Benché siano ora **praticamente scomparsi dall’uso**, si ritiene **utile** ricordare con la dovuta attenzione i **più importanti tra gli strumenti** che consentirono dall’inizio dell’Ottocento la nascita e lo sviluppo della metrologia geomagnetica, equipaggiando all’incirca fino agli anni Sessanta del Novecento gli Osservatori magnetici e le squadre che operavano durante le campagne di misurazione sul terreno (campagne magnetiche).

V.3.1.1. Il teodolite magnetico (THM)

Realizzato nel 1825 da K.F. Gauss, è stato spesso indicato con la sigla *THM*, dalla denominazione inglese *Theodolite Horizontal Magnetometer*, “magnetometro orizzontale a teodolite”. È da considerarsi uno dei due strumenti principali della geomagnetometria tradizionale (l’altro è l’induttore terrestre: v. oltre: par. 3.1.4).

TIPO: magnetometro ad ago con sospensione filare senza elasticità di torsione.

USO: per misurare la declinazione (cioè *declinometro magnetico*) e la componente orizzontale (*magnetometro orizzontale*), per misurazioni sia in Osservatorio sia in campagna.

STRUTTURA. Come mostra la **fig. V.3.1.1/1.1**, la parte essenziale (se si vuole, il “sensore”) è un “ago magnetico” (cilindretto magnetizzato d’acciaio, di norma lungo circa 5 cm, diametro circa 0,5 cm), portato da una leggerissima culla di materiale amagnetico, in modo che se ne possa variare l’assetto intorno al suo asse longitudinale o che possa essere sostituito da un altro ago di identiche dimensioni; tale culla ha un contrappeso regolabile affinché l’asse dell’ago sia orizzontale ed è appesa, mediante un filo di sospensione baricentrale privo di apprezzabile elasticità di torsione, a una “testa di sospensione”

portata da un’apposita struttura con pareti trasparenti (per trapiantare dall’esterno l’ago) che funziona anche da schermo contro le perturbazioni da movimenti d’aria; la detta struttura testa-filo-culla-magnete è portata da una base circolare provvista sul bordo di un’accurata graduazione in gradi sessagesimali con nonio che consente la lettura al decimo di primo e dotata di due livelle lineari a bolla d’aria ortogonali fra loro e di viti calanti agendo sulle quali si realizza, controllando il contemporaneo azzerarsi delle livelle, l’orizzontalità di essa; lungo il bordo può scorrere un piccolo cannocchiale ad autocollimazione (con reticolo al decimo di primo) puntato su uno specchietto fissato su una delle facce estreme dell’ago, per modo che la visuale di esso viene a coincidere con l’asse dell’ago, la posizione angolare del quale ultimo può quindi essere letta sul cerchio graduato come posizione dell’asse di collimazione del cannocchiale.

1. OPERAZIONI PRELIMINARI. (1) *Livellamento*, vale a dire il controllo dell’orizzontalità del cerchio graduato, realizzato con grande cura una volta per tutte e verificato all’inizio di ogni misurazione, come accennato sopra, mediante le due livelle e le viti calanti dello strumento. (2) *Orizzontalità dell’ago*, da verificare mediante il cannocchiale ad autocollimazione ed eventualmente da correggere agendo sul contrappeso. (3) *Taratura del cerchio orizzontale al nord geografico*, ottenuta puntando il cannocchiale su una mira ben visibile all’incirca verso il nord geografico (la cima di un campanile vicino, e simili) della quale sia ben noto l’azimut a_m , determinato una volta per tutte con i metodi della topografia, e marcando la graduazione di questa visuale sul cerchio orizzontale.

2. PROCEDURA COME DECLINOMETRO.

(1) *Principio della misurazione*: l’azione del componente verticale Z dell’intensità del campo magnetico locale sull’ago è equilibrata dall’azione del contrappeso, mentre il componente orizzontale H esercita sull’ago una coppia il cui momento è ([IV.4.4*1]) $M_f = \mu_0 m H$, con m magnetico dell’ago e μ_0 permeabi-

lità magnetica del vuoto; l’ago ruota nel piano orizzontale portandosi nella posizione in cui il momento di coppia sia nullo, vale a dire in cui m e H sono paralleli fra loro (l’ago punta al nord magnetico); si sposta il cannocchiale in modo da autocollimare l’ago; dette A la graduazione letta sul cerchio graduato orizzontale per il cannocchiale (cioè per l’asse dell’ago) e B quella della mira, la declinazione D è data dalla relazione (**fig. V.3.1.1/2**): $D = (A - B) + a_m$.

(2) *Ottimizzazione degli errori.* (2.1) *Specchietto del magnete non esattamente ortogonale all’asse del magnete:* ne deriva un errore nell’autocollimazione del cannocchiale di lettura; si ovvia a ciò facendo ogni lettura di graduazione prima normalmente, poi con il magnete ruotato di mezzo giro intorno al suo asse e prendendo come valore corretto la media tra le due letture. (2.2) *Effetto dell’elasticità del filo di sospensione* (la quale è molto piccola, ma non è esattamente nulla): si sostituisce all’ago di misurazione un cilindretto del tutto identico come massa e dimensioni ma amagnetico; l’eventuale differenza di assetto angolare **va aggiunta** alla misura A , che risulta così corretta dall’effetto (si parla allora di “lettura a torsione nulla”). (2.3) *Errore assoluto complessivo ammesso:* dell’ordine di 0,1_ con strumenti fissi da Osservatorio, da 5 a 10 volte maggiore con strumenti portatili, da campagna.

(3) *Varianti:* per misurazioni di campagna sono state realizzate delle versioni caratterizzate da una notevole robustezza costruttiva, pagata peraltro con una minore accuratezza delle misure ottenibili; si tratta praticamente di bussole orizzontali, variamente denominate: *bussola di declinazione* (ingl. *declination compass*, con accuratezza dell’ordine di 10_), *declinometro a perno* (ingl. *pivot declinometer*, con accuratezza dell’ordine di 1_), e altre versioni di minore importanza.

3. PROCEDURA COME MAGNETOMETRO ORIZZONTALE

(1) *Principio della misurazione.* È basato sul confronto tra l’azione esercitata sull’ago dalla componente orizzontale H del campo geomagnetico e quella esercitata da un campo magnetico orizzontale ausiliario, di intensità H_d , prodotto da un magnete (detto *deflettore*) simile a quello di misurazione e di momento magnetico M , portato da un apposito braccio che può rotare intorno all’asse verticale dello strumento, in modo che l’ago e il deflettore si trovino nello stesso piano orizzontale, con i centri a una distanza d fra loro di una trentina di cm. La procedura si articola in due misurazioni successive, dette rispettivamente “di deflessione” e “di oscillazione”.

(2) *Misurazione di deflessione.* S’inizia con la misurazione della declinazione illustrata prima, per cui l’ago magnetico si trova allineato con il componente orizzontale H dell’intensità del campo; a questo punto, si dispone il deflettore sul braccio e si muove quest’ultimo fino a raggiungere una situazione di equilibrio in cui l’ago è ortogonale al deflettore, come indica la **fig. V.3.1.1/1.3**; l’ago, soggetto all’azione della componente orizzontale del campo magnetico e a quella del campo generato dal deflettore, parimenti orizzontale, si dispone in una posizione di equilibrio in cui i momenti delle coppie esercitate sull’ago dai due campi si compensano, cioè $m_{\text{ago}} H \sin(\alpha/2) = m_{\text{defl}} H_d \sin(\alpha/2)$ e quindi $H = H_d / \sin(\alpha/2)$. Si può assumere lecitamente che il campo deflettore sia un campo di dipolo, con l’ago in posizione polare, e allora per l’intensità H_d di esso sull’ago si ricava dalla [IV.3.8.2*1] $H_d = [1/(2d^3)] (m/d^3)$. È da osservare che nella prima disposizione adottata da Gauss (*posizione di Gauss*) il deflettore era ortogonale alla direzione di H ; in questa posizione però l’approssimazione di campo di dipolo per H_d nella forma data ora è alquanto criticabile, a causa del variabile angolo tra l’asse dell’ago e quello del deflettore, pari a $\alpha/2$ (**fig. V.3.1.1/2**), la quale, oltre tutto, dava luogo a una variabilità difficile da precisare nel valore dei momenti magnetici in gioco, data l’induzione reciproca esercitantesi tra deflettore e ago; nella citata disposizione della **fig. V.3.1.1/3.3**, suggerita a Gauss dal suo collaboratore **Johann von Lamont** <lamont> (1805-1879, astronomo a Monaco di Baviera) e perciò detta **posizione di Gauss-Lamont** (1836), tale angolo è invece costante a $\alpha/2$ rad, il campo di dipolo del deflettore sull’ago è meglio definito e gli effetti di induzione non sono variabili in maniera imprecisabile. In definitiva, risulta:

$$[V.3.1.1*1] \quad H = k / \sin(\alpha/2),$$

dove l’angolo α (*deflessione dell’ago*) è misurato sul cerchio orizzontale dello strumento ed è, a conti fatti espressi in unità SI e nT:

$$[V.3.1.1*2] \quad k = 2 \cdot 10^2 (M/d^3) \quad [\text{nT}].$$

Per la presenza della funzione trigonometrica seno nella relazione funzionale [V.3.1.1*1] lo strumento nella posizione di Gauss-Lamont fu chiamato anche **bussola dei seni** (analogamente, si parlò di **bussola delle tangenti** per la posizione di Gauss in quanto nella detta relazione compare $\tan(\alpha/2)$ invece di $\sin(\alpha/2)$). La grandezza k è detta *costante strumentale* ma la denominazione è impropria in quanto la distanza d è effettivamente costante ed è quindi determinabile una volta per tutte per ogni strumento, ma tale non è il **valore del momento magnetico deflettore M** , che **varia con la temperatura** e, soprattutto, **diminuisce con il tempo** (il cosiddetto *invecchiamento* dei magneti), con modalità irregolari. Occorre quindi un’altra misurazione indipendente per determinare **al momento** l’incognita M .

(3) *Misurazione di oscillazione.* Si sostituisce all’ago magnetico il magnete deflettore, si attende che questo si disponga nella posizione di equilibrio stabile, cioè parallelamente alla componente orizzontale del campo magnetico, e gli s’impartisce una piccola deflessione α : il magnete è sollecitato dal campo a tornare nella precedente posizione di equilibrio, vi si porta ma per inerzia la oltrepassa e in definitiva prende ad oscillare intorno ad essa. L’equazione del moto oscillatorio si ottiene scrivendo che a ogni istante t il momento della coppia motrice ($MH \sin(\alpha/2)$) eguagli il prodotto del momento d’inerzia I del deflettore rispetto all’asse verticale baricentrale per l’accelerazione angolare $d^2\alpha/dt^2$ (le resistenze passive sono talmente piccole che, nei limiti dell’approssimazione in cui si opera (accuratezza dell’ordine di qualche centomillesimo), è lecito; posto che α è piuttosto piccolo (dell’ordine di pochi gradi sessagesimali) confonderlo con il suo seno, avendosi dunque l’equazione caratteristica del moto armonico

senza smorzamento $MH_{-} + I(d_{-}^2 / dt^2) = 0$, la cui soluzione, com'è noto, dà per $_{-}$ una funzione oscillante con periodo:

$$[V.3.1.1*3] \quad T = 2_{-} \sqrt{\frac{I}{MH}} \quad [s] .$$

Eliminando M tra le [V.3.1.1*1_3] si ha infine:

$$[V.3.1.1*4] \quad H = k(T \sin_{-}) \quad [nT] ,$$

$$[V.3.1.1*5] \quad k' = 8_{-}^2 10^{11} (I/d^3) \quad [nT s]$$

una costante strumentale (vera, stavolta). Riassumendo, in queste relazioni finali l'angolo $_{-}$ si misura nella fase di deflessione e il periodo T si misura nella fase di oscillazione; le due relazioni che governano queste grandezze sono le due necessarie e sufficienti per dare H , eliminando tra esse la grandezza M .

(4) *Ottimizzazione degli errori.* (4.1) *Errore nel misurare il periodo T .* Il periodo è dell'ordine di 10_{-} 20 s e, nel passato, non si disponeva di strumenti cronometrici per misurare un tempo di questo ordine di grandezza con la necessaria accuratezza (dell'ordine di almeno una decina di $_{-}$ s); l'artificio messo in opera consisteva nel misurare la durata complessiva di molte oscillazioni (qualche centinaio) e dividendo poi per il numero di oscillazioni, facendo dunque una media su un grande numero n di misure singole e riducendo a $1/n$ -esimo l'errore intrinseco del cronometro usato; ovviamente, lo scotto da pagare era una moltiplicazione per n del tempo di misurazione, che diventava dell'ordine di qualche ora (da aggiungere a quello per la precedente misurazione di deflessione, che era tipicamente dell'ordine di un'ora. (2.2) *Errori per variazioni di temperatura.* Data la notevole lunghezza delle due misurazioni (nel complesso, 5_6 ore) la temperatura nell'ambiente in cui si opera può variare in modo da provocare variazioni del momento magnetico dell'ago e del deflettore di entità tale da influire sulle misure ottenute; un discorso analogo può farsi per la variazione termica della distanza d a cui il braccio di supporto tiene il deflettore rispetto all'ago; l'unico rimedio efficace è di porre in atto tutti i mezzi per mantenere apprezzabilmente costante la temperatura durante le misurazioni. (2.3) *Errore complessivo massimo ammesso:* con strumenti da Osservatorio 0,1' per la declinazione e 1 nT per la componente orizzontale; con strumenti da campagna si ammette conosciuto e costante il momento magnetico del deflettore, limitando la lunga procedura completa alla sola deflessione, con grande riduzione del tempo occorrente e accettando un errore complessivo circa doppio di quello ammesso per gli strumenti da Osservatorio.

(5) *Variante della compensazione elettrica.* Consiste nel creare il campo deflettore non con un magnete ma con una bobina di Helmholtz <èlmolz> (**Ferdinand von Helmholtz**, 1821-1894, fu prof, di fisiologia

nell'univ. di Königsberg e poi di fisica nell'univ. di Berlino). Tale dispositivo è costituito da due semibobine identiche percorse da corrente elettrica in serie tra loro e ha la proprietà che se la distanza tra le due parti è pari al loro comune raggio R , com'è indicato nella **fig. V.3.1.1/3**, il campo nella zona centrale, per un'estensione di circa $0,1 R$ assialmente e radialmente, è sensibilmente uniforme, diretto secondo l'asse del sistema (reso orizzontale con opportuni artifici di livellamento), con valore:

$$[V.3.1.1*8] \quad H = 89,917 (Ni/R) [nT] ,$$

essendo N il numero delle spire di ogni semibobina, i l'intensità della corrente (in mA), R in cm. Il vantaggio di non aver più a che fare con la variabilità nel tempo del momento magnetico del deflettore è praticamente annullato dalla difficoltà di avere un valore di intensità di corrente sufficientemente preciso e stabile durante la misurazione (ciò sarebbe non agevole anche con l'attuale disponibilità di stabilizzatori elettronici di corrente); per tale motivo questa

variante ebbe applicazioni come strumento non da Osservatorio ma, in realizzazione robusta e portatile, per misurazioni speditive da campagna.

V.3.1.2. Il magnetometro orizzontale a torsione (HTM)

Realizzato da K.F. Gauss nel 1837 come strumento da Osservatorio, è indicato anche con la sigla *HTM*, dalla sua denominazione inglese *Horizontal Torsion Magnetometer*.

TIPO: magnetometro ad ago con sospensione a filo con elevata elasticità di torsione.

USO: per misurare la declinazione e la componente orizzontale.

STRUTTURA E PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO: la struttura è simile a quella del teodolite magnetico per quanto riguarda l'ago sensore (orizzontalizzato con un contrappeso), il cannocchiale autocollimatore per determinare l'assetto di esso e i dispositivi di livellamento, salvo che la coppia antagonista all'azione del campo è prodotta non da un magnete ma, per reazione elastica, dal filo di sospensione (manca dunque il magnete deflettore e il relativo braccio di supporto).

PROCEDURA DI MISURAZIONE

(1) *Taratura iniziale*. (1.1) *Marca di azimuth*: è segnata sulla graduazione del cerchio orizzontale col procedimento “a mira” descritto nel paragrafo precedente a proposito del declinometro a teodolite magnetico. (1.2) *Marca di torsione nulla*. Sostituendo all'ago un identico falso magnete, si determina l'assetto dell'equipaggio mobile in assenza di azioni magnetiche e quindi di reazione elastica nulla, marcando il corrispondente punto sul cerchio orizzontale (TN)

(2) *Assetto iniziale*. Rimesso l'ago al suo posto, tale assetto, schematizzato nella **fig. V.3.1.2/1.1**, è determinato dall'equilibrio tra il momento della coppia esercitata dal componente orizzontale H del campo e quello della coppia di reazione elastica di torsione del filo, secondo la relazione:

$$[V.3.1.2*1] \quad mH \sin \alpha = t \alpha,$$

essendo m il momento magnetico dell'ago e t la costante di torsione del filo; sono sconosciuti m , H , α , t .

(3) *Prima deflessione imposta*. Si ruota la testa di sospensione di 2π rad (1 giro) in verso orario; l'ago ruota di un angolo α_1 rispetto a prima (**fig. V.3.1.2/1.2**), avendosi:

$$[V.3.1.2*2] \quad mH \sin(\alpha + \alpha_1) = t(\alpha + 2\pi).$$

(4) *Seconda deflessione imposta*. Si ruota la testa di sospensione di 4π rad (2 giri) in verso antiorario; l'ago ruota di un angolo α_2 (poco diverso da α_1) rispetto a prima (**fig. V.3.1.2/1.3**), avendosi:

$$[V.3.1.2*3] \quad mH \sin(\alpha - \alpha_2) = t(\alpha - 4\pi).$$

(5) *Uso come declinometro*. Dividendo membro a membro le 2* e 3*, e tenendo conto che è $\alpha_2 \approx \alpha_1$ si ricava:

$$[V.3.1.2*4] \quad \alpha = \arctan[(\sin \alpha_2 - \sin \alpha_1) / (\cos \alpha_1 + \cos \alpha_2)];$$

facendo intervenire la marca di mira o, meglio, la marca del nord geografico (**fig. V.3.1.2/1.1**) risulta quindi nota la declinazione.

(5) *Uso come magnetometro orizzontale*. Sommando le [V.3.1.2*2] e [3*] e tenendo conto del fatto che l'angolo α (tenuto normalmente a decimi di grado) è molto minore degli angoli di deflessione α_1 e α_2 (decine di gradi) s'ottiene:

$$[V.3.1.2*5] \quad H = (2\pi t/m) / \{\sin[(\alpha_1 + \alpha_2)/2]\},$$

essendo la quantità $2\pi t/m$ una costante di ogni strumento, determinabile periodicamente con la necessaria accuratezza, per esempio per taratura in un campo noto.

ERRORI DI MISURAZIONE. (1) Per la declinazione sono dello stesso ordine di grandezza dell'errore proprio dei teodoliti, vale a dire dell'ordine di 0,1'. (2) Per la componente orizzontale la [V.3.1.2*5] fornisce per l'errore assoluto ΔH , posto che sia $\Delta \alpha = \sin[(\alpha_1 + \alpha_2)/2]$:

$$[V.3.1.2*6] \quad \Delta H = H \cot \alpha \Delta \alpha.$$

A parità di H convergono quindi piccoli valori di $\cot \alpha$, vale a dire grandi valori di α . Per esempio, nell'Osservatorio de L'Aquila, dove è $H = 24.000$ nT, posto che sia $\Delta \alpha = 0,1'$ risulta $\Delta H = 20$ nT per $\alpha = 20^\circ$ (cioè α_1 e α_2 , che sono quasi uguali, 10° ciascuno), mentre si ha un valore ben più accettabile, e precisamente $\Delta H = 1,3$ nT, per $\alpha = 80^\circ$ (cioè α_1 e $\alpha_2 = 10^\circ$ ciascuno). Per ottenere grandi deflessioni basta aumentare adeguatamente la torsione impressa alla testa di sospensione, per esempio rotandola di 4π rad (2 giri) e 8π rad (4 giri), anziché di 2π e 4π rad.

V.3.1.3. La bilancia magnetica

Si tratta di uno strumento derivato dalla “**bussola verticale**” usata da **Georg Hartmann** (1489-1564, sacerdote e scienziato) per misurare l’inclinazione magnetica e riproposto poi intorno al 1914, nella forma attuale, per misurare la componente verticale del campo da **Adolf Schmidt** (1860-1944, direttore dell’Osservatorio geofisico di Potsdam, Prussia) e perciò noto anche come **bilancia magnetica di Schmidt**.

USO. Per misurare la componente verticale Z del campo, sia come strumento da Osservatorio (*bilancia magnetica assoluta*) sia come strumento da campagna (*bilancia magnetica relativa*).

PRINCIPIO DELLA MISURAZIONE. Si tratta di uno “strumento di zero”: l’azione della componente verticale Z del campo magnetico su un magnete sensore orizzontale è compensata dal campo verticale generato da un magnete di posizione regolabile.

CARATTERISTICHE COSTRUTTIVE. Il magnete sensore è a forma di losanga orizzontale (**fig. V.3.1.3/1**), ed è formato da unico pezzo di acciaio magnetizzato, compresi i coltelli d’appoggio su appositi pianetti di materiale molto duro (tipicamente, agata); la faccia piana superiore di uno di tali coltelli porta uno specchietto su cui è puntato un piccolo cannocchiale ad autocollimazione provvisto di reticolo sul quale una graduazione (linea di fede) indica la condizione in cui, per costruzione, la visuale è ortogonale allo specchietto, vale a dire all’asse longitudinale del magnete sensore; lungo un asse parallelo a tale visuale può scorrere un magnete compensatore, del centro del quale un’apposita scala graduata provvista di nonio indica la distanza dal centro del magnete sensore. Il supporto di quest’ultimo e del cannocchiale di lettura è portato da una struttura provvista di viti calanti di appoggio e, come altri strumenti, di due livelle lineari a bolla d’aria ortogonali fra loro.

PROCEDURA DI MISURAZIONE. (1) *Livellamento e orientamento*: inizialmente, si agisce sulle viti calanti in modo da azzerare insieme le due livelle, realizzandosi così la verticalità della visuale del cannocchiale. (2) *Condizione di zero*: si regola la posizione del magnete compensatore in modo che la visuale del cannocchiale cada sulla linea di fase (orizzontalità del magnete sensore) e si legge la graduazione di posizione del magnete compensatore. (3) Riportando da quest’ultima a una scala di taratura dello strumento, si ricava il valore di Z . (4) Se non si dispone di tale scala di tarature, occorre provvedersene per confronto con misure di Z ricavate contemporaneamente con altri strumenti assoluti, per esempio un teodolite magnetico per la componente orizzontale H e un induttore terrestre (v. oltre) per l’inclinazione I , calcolando poi $Z=H \tan I$.

ERRORI DI MISURAZIONE. Errori peculiari derivano dalla difficoltà di ben orizzontalizzare il magnete sensore (l’interazione meccanica tra coltello e piano d’appoggio introduce una certa ambiguità); aggiungendo gli errori insopprimibili di lettura della scala graduata e, soprattutto, l’incertezza per il momento magnetico del magnete compensatore tra una taratura e l’altra si raggiunge un errore complessivo dell’ordine di 6 nT. Un errore di questo ordine di grandezza è ammissibile per misurazioni relative da campagna, vale a dire per determinare la variabilità di Z da luogo a luogo, ma non per misurazioni assolute, per le quali, tutto sommato, conviene misurare, come detto poco fa H e I e poi ricorrendo alla formula $Z=H \tan I$, il cui errore assoluto è in Italia dell’ordine di 3_4 nT, cioè minore. Questa considerazione giustifica il fatto che l’uso della bilancia magnetica è stato in pratica ristretto soltanto a misurazioni relative.

V.3.1.4. *Inclinometri magnetici ad ago, inclinometro a induzione (induttore terrestre)*

Si tratta di **strumenti per misurare l’inclinazione magnetica**.

Il primo tipo di essi fu l’***inclinometro ad ago***, detto anche ***bussola d’inclinazione***, risalente alle prime indagini sull’inclinazione magnetica a opera dello scienziato tedesco G. Hartmann, ricordato poco sopra. Si tratta di una sorta di bussola verticale posta nel piano meridiano magnetico (individuato dalla verticale locale e dalla direzione indicata da una bussola normale), il cui ago magnetico è imperniato in modo da poter disporsi, rotando liberamente intorno a un asse orizzontale, secondo la direzione del vettore del campo.

Questo inclinometro era inadatto a fornire misure accurate e fu sostituito dall'**inclinometro a induzione**, più noto come **induttore terrestre**. Tale strumento fu ideato nel 1860 da **Luigi Palmieri** (1807-1896, prof. di fisica terrestre nell'univ. di Napoli) ed è perciò noto in Italia anche come **cerchio di Palmieri**; fu perfezionato poi (1884) dallo svizzero **Heinrich Wild** <vilt> (1833-1902, prof. di fisica in varie univ. europee e poi direttore dell'Osservatorio geofisico di Pietroburgo), che lo chiamò **bussola a induzione**.

USO. Per misurazioni assolute e relative dell'inclinazione magnetica; potenzialmente, anche per misurare la declinazione magnetica, ma soltanto per misurazioni relative, in quanto per misurazioni assolute, da Osservatorio, per questo scopo è migliore il teodolite magnetico.

PRINCIPIO DELLA MISURAZIONE. Una bobina circolare, in serie con un galvanometro, è posta in rotazione e in essa il variare del flusso d'induzione concatenato del campo fa insorgere una forza elettromotrice alternata (ma non sinusoidale), responsabile del passaggio di una corrente elettrica, segnalata dal galvanometro; si varia l'assetto dell'asse di rotazione della bobina finché il galvanometro non dà indicazione di corrente; in queste condizioni l'asse di rotazione è parallelo al vettore induzione **B** del campo, la cui inclinazione e, volendo, declinazione sono quindi facilmente misurabili.

CARATTERISTICHE COSTRUTTIVE. Come indica schematicamente la **fig. V.3.1.4/1**, il sensore dello strumento è costituito da una bobina piatta, che può essere messa in rotazione agendo su un'apposita ma-

manovella ad essa collegata mediante un cavo flessibile; l'asse di rotazione della bobina è impennato in modo da poter essere fatto rotare intorno a due assi fissi, l'uno verticale e l'altro orizzontale, portati da due cerchi dotati sul bordo di una scala graduata provvista di un cannocchiale di lettura con reticolo; in tal modo la rotazione della bobina può avvenire intorno a una qualunque direzione spaziale; il collegamento delle estremità della bobina con il galvanometro è attuato mediante due contatti striscianti.

PROCEDURA DI MISURAZIONE. (1) *Taratura del cerchio orizzontale*: sulla graduazione di questo va segnata una marca di azimuth (in particolare, di nord geografico), con lo stesso procedimento di una visuale a una mira di azimuth noto attuato con altri strumenti, per esempio con il teodolite magnetico. Tale marca andava verificata periodicamente, ma si poteva fare a meno di essa se, come accadeva abitualmente, lo strumento era usato soltanto come inclinometro. (2) *Livellamento*. A tal fine lo strumento è dotato di viti calanti d'appoggio su una superficie piana di lavoro e di due livelle lineari a bolla d'aria ortogonali fra loro. (3) *Condizione di zero*: come già detto, è quella ottenuta ponendo in rotazione la bobina mediante la manovella e mutando l'assetto dell'asse di rotazione fino ad annullare la corrente indotta indicata dal galvanometro. (4) *Lettura*: raggiunta la detta condizione di corrente indotta nulla, l'inclinazione e, volendo, la declinazione sono lette sulle graduazioni del cerchio, rispettivamente verticale e orizzontale.

ERRORI DI MISURAZIONE. A parte quelli, intrinseci, causati da imperfezioni costruttive dello strumento, i più importanti sono quelli di lettura, che si possono assumere dell'ordine di 0,1° per gli induttori da Osservatorio.

INDUTTORI PORTATILI. Sono per misurazioni relative, da campagna.

Un tipo che merita una menzione particolare è il *magnetometro GSI* (la sigla sta a indicare il *Geographical Survey Institute* “Istituto di rilevamento geografico”, l'Ente giapponese di ricerca geofisica nel quale lo strumento fu realizzato nel 1951), che è uno strumento completo in quanto fornisce le misure della declinazione **D**, dell'inclinazione **I** e dell'intensità totale **F**, vale a dire tre scalari sufficienti a definire completamente il vettore **B** del campo. Si tratta di un induttore terrestre piuttosto compatto e robusto, reso più semplice mediante la sostituzione del delicato galvanometro per la corrente indotta con un piccolo amplificatore e una cuffia telefonica, che fornisce, nel modo sopra descritto, la misura di **I** e di **D**. Per misurare **F** s'invia poi corrente elettrica continua in una bobina di Helmholtz, la quale genera un campo **P** ortogonale all'asse di rotazione della bobina; quest'ultima dà segnale nullo quando il detto asse sia reso parallelo alla risultante **R** dei due campi (**fig. V.3.1.4/2**); in tale condizione, è $F = k/\sin(I + \dots)$,

essendo θ l'angolo (letto sul cerchio verticale dello strumento) che l'asse di rotazione della bobina a segnale nullo forma col piano orizzontale e k una costante strumentale dipendente dalle caratteristiche della bobina di Helmholtz e dall'intensità della corrente in essa (per la quale v è un riferimento con una pila campione e un resistore campione). L'errore assoluto in I e D è dell'ordine di 0,1' e in F dell'ordine di 5 nT.

V.3.2. Strumenti attuali

V.3.2.1. Il magnetometro a precessione nucleare di protoni (magnetometro a protoni)

Per la sua **semplicità di operazione e l'accuratezza delle misure** fornite si può considerare lo strumento principe dell'attuale geomagnetometria assoluta sulla superficie terrestre (come si dirà, è inadatto a operare nello spazio circumterrestre).

Si distingue tra **magnetometro scalare**, che è lo strumento realizzato originariamente (intorno al 1950) ed è atto a **misurare l'intensità totale F del campo**, e **magnetometro vettore**, realizzato intorno al 1970. che è atto a **misurare anche una o più delle componenti cartesiane X, Y, Z del campo**.

1. MAGNETOMETRO A PROTONI SCALARE

STRUTTURA E PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO. Il **sensore** dello strumento è costituito semplicemente da una piccola bobina lineare (lunghezza e diametro dell'ordine di 10 cm) che circonda un'ampolla cilindrica (volume $\sim 100 \text{ cm}^3$) contenente acqua chimicamente purissima e accuratamente disaerata, come dire un insieme di molecole H_2O e, a causa della dissociazione ionica, di ioni positivi H^+ , cioè protoni, e di vari generi di ioni negativi (O_2^- , O^- , OH^- , ecc.). Le particelle più interessanti sono i protoni, che, possedendo un momento magnetico dipolare e una grande mobilità, sono particolarmente sensibili all'azione di campi magnetici. È da osservare che in luogo dell'acqua si può usare un altro liquido molto ricco di protoni, cioè molto idrogenato, per es. un composto organico (alcole etilico, cherosene, etano, ecc.); la scelta di un materiale siffatto s'impone quando si debba operare a bassa temperatura ambientale, alla quale l'acqua si

ghiaccerebbe, con conseguente frantumazione dell'ampolla.

PROCEDURA DI MISURAZIONE. La **fig. V.3.2.1/1.1** mostra lo schema dello strumento. (1) *Polarizzazione dei protoni*. La bobina è disposta con il suo asse orizzontale, all'incirca nella direzione est-ovest (il campo geomagnetico è quindi diretto all'incirca ortogonalmente all'asse della bobina) e inizialmente è collegata a un generatore di corrente elettrica continua (una batteria di accumulatori negli strumenti portatili) che fa scorrere in essa una corrente elettrica sufficientemente intensa da determinare un campo magnetico (*campo di polarizzazione*) molto più intenso (qualche centinaio di volte più intenso) del campo geomagnetico, per cui il campo risultante è praticamente lungo l'asse della bobina e con esso tendono ad allinearsi i momenti magnetici dei protoni (a causa dell'agitazione termica, i protoni che “si allineano”, cosiddetti *protoni polarizzati*, sono piuttosto pochi in termini relativi, circa 10^{-5} , ma piuttosto numerosi in termini assoluti, dell'ordine di 10^6 a cm^3). (2) *Precessione dei protoni*. Trascorso qualche secondo perché tut-

to vada in equilibrio, un apposito attuatore elettronico commuta la bobina dal generatore elettrico a un amplificatore elettrico che è seguito da un frequenzimetro elettronico; sui protoni agisce ora il solo campo geomagnetico, con il quale essi tendono ad allinearsi descrivendo un moto di precessione intorno alla direzione di esso (**fig. V.3.2.1/1.2**); tra

la frequenza f_p di tale moto (*frequenza di precessione dei protoni*) e l'intensità totale F del campo geomagnetico corre la relazione:

[V.3.2.1*1]

$$F = (2\pi/\gamma_p) f_p = 23,4874 f_p \text{ [nT/Hz]},$$

essendo γ_p il rapporto giromagnetico del protone (grandezza sulla quale si tornerà nel Cap. VII accennando alla teoria quantistica della magnetizzazione). Per i valori di F tipici dell'area italiana (attualmente dell'ordine di 46.000 nT, f_p è poco meno di 2.000 Hz. (3) *Misurazione.* Il frequenzimetro elettronico misura la frequenza di precessione con grandissima accuratezza e, sulla base della relazione [V.3.2.1*1], ne converte il valore in nT; l'errore assoluto è complessivamente determinato essenzialmente dall'errore con cui è noto il rapporto giromagnetico dei protoni ed è dell'ordine di non più di 0,1 nT. Una misurazione completa dura complessivamente ~ 3 secondi. (4) *Elaborazioni successive delle misure.* Il dato digitale costituente la misura può essere inviato a un elaboratore elettronico per successive operazioni (calcolo di medie di più misure successive oppure per assegnati intervalli di tempo, memorizzazione in una banca dati, ecc.).

Pregi peculiari dello strumento sono state sintetizzate all'inizio e si possono così dettagliare: la **grande semplicità sia costruttiva sia di misurazione**, la **grande rapidità di misurazione**, il fatto che **non richiede livellamento** (altro che un grossolano orientamento del sensore nella direzione est-ovest) e **quindi l'assenza dei relativi errori**, la **grande accuratezza delle misure** (anche fino a 0,01 nT, cioè 10 pT). Le sole **limitazioni** sono che: (a) **il campo deve essere sufficientemente intenso** perché si abbia un'efficace precessione dei protoni (F **non minore di 10.000 nT**) e ciò **ne limita fortemente l'uso a bordo di veicolo spaziali** per misurare il relativamente debole campo magnetico nello spazio circumterrestre; (b) **richiede una corrente elettrica relativamente intensa per la polarizzazione**, e ciò finisce con **l'escluderne l'uso a bordo di veicoli spaziali**, dove la disponibilità di corrente elettrica è piuttosto limitata; (c) il suo **funzionamento è forzatamente discontinuo nel tempo** (come s'è detto, fornisce **una misura circa ogni 3 secondi o più**) e quindi **non va bene se si vuole una migliore risoluzione temporale**.

2. MAGNETOMETRO A PROTONI VETTORE PER H E Z

È un magnetometro scalare provvisto di una **bobina di Helmholtz**, detta **bobina di campo**, opportunamente disposta e alimentata.

a) *Metodo di J.H. Nelson (1950)* La **fig. V.3.2.1/2.1** mostra la disposizione per misurare la **componente verticale Z** e, insieme, lo schema vettoriale della misurazione. L'asse della bobina di campo è rigorosamente

orizzontale e nel piano meridiano magnetico. (1) Inizialmente, non s'invia corrente elettrica nella bobina di campo e si misura normalmente F . (2) S'invia corrente nella bobina di campo e si effettuano più misurazioni variando l'intensità della corrente finché il frequenzimetro dà lo stesso valore di prima; ciò significa (v. fig.) che il campo H' aggiunto dalla bobina ha intensità doppia rispetto alla componente orizzontale H ed è antiparallelo rispetto ad essa ($H' = -2H$). (3) Si dimezza l'intensità i della corrente, con che il campo aggiunto compensa esattamente H e resta la sola componente Z , per la quale si effettua un'ultima misurazione.

Cause di errore. (1) Non perfetta orizzontalità dell'asse della bobina di campo; l'errore dipende dal valore di H : per esempio, per l'Osservatorio de L'Aquila risulta che per avere un errore in H non maggiore di 0,1 nT occorre che l'errore nell'orizzontalità non superi 1'', e per questo bisogna che le livelle abbiano una sensibilità di quest'ultimo ordine di grandezza. (2) Non perfetta giacitura nel piano meridiano magnetico dell'asse della bobina di campo. (3) L'intensità del campo compensatore non è esattamente pari a $2H$. Questi errori dipendono dal valore di H , vale a dire dalla località: per esempio, considerando l'Osservatorio de L'Aquila, perché l'errore complessivo in Z non superi 0,1 nT occorre che, a conti fatti, lo scarto angolare di orizzontalità e di giacitura meridiana non superi 1'' e quello in H non superi 80 nT.

La **fig. V.3.2.1/2.2** mostra lo schema per misurare la *componente orizzontale H*. L’asse della bobina è ora verticale, e la procedura è analoga alla precedente, come analoghe sono le considerazioni sugli errori.

Va osservato che andando verso l’equatore oppure verso i poli diminuisce, rispettivamente, *Z* oppure *H*, vale a dire che alle basse oppure alle alte latitudini il valore delle dette componenti scende sotto il valore di circa 10.000 nT che garantisce il funzionamento dello strumento; in questi casi è più conveniente il metodo che segue.

b) Metodo di P.H. Serson (1961). Qui il campo aggiunto è costante e viene una volta aggiunto e una volta sottratto da quello della componente che interessa. Per misurare la *componente Z* l’asse della bobina di campo è verticale; la **fig. V.3.2.1/3.1** mostra lo schema vettoriale nella seguente procedura: (1) senza inviare corrente elettrica nella bobina di campo, si misura l’intensità totale *F*; (2) s’invia corrente, la bobi-

na genera un campo *A* antiparallelo rispetto a *Z* e si misura il campo risultante $B_1 = F - A$; (3) lo stesso, ma con *A* parallelo rispetto a *Z*, per cui si misura $B_2 = F + A$; in definitiva si ha:

$$[V.3.2.1*2] \quad Z = \frac{B_2^2 - B_1^2}{\sqrt{8B_1^2 + 8B_2^2 - 16F^2}}.$$

Per misurare la *componente orizzontale H* l’asse della bobina di campo è orizzontale (**fig. V.3.2.1/3.2**); la procedura di misurazione è identica a quella per *Z* e la misura è data ancora dalla [V.3.2.1*2], ovviamente intendendo *H* invece di *Z*.

Nei due casi, le considerazioni sugli errori sulla disposizione geometrica della bobina di campo sono analoghe a quelle già svolte per il precedente metodo di Nelson.

È importante osservare che le disposizioni della bobina di campo nei due metodi sono complementari per le due componenti, per cui è sufficiente una sola disposizione per le due: precisamente, ad alte latitudini una bobina orizzontale per *Z* col metodo di Nelson e per *H* col metodo di Serson, e a basse latitudini una bobina verticale per *H* col metodo di Nelson e per *Z* col metodo di Serson. A latitudini medie, ed è il caso dell’Italia, va bene l’una o l’altra di queste due disposizioni “miste”.

3. MAGNETOMETRO VETTORE COMPLETO

È un’estensione del principio di funzionamento del precedente magnetometro vettore per *H* e *Z* volta a misurare tre scalari indipendenti atti a determinare completamente il vettore *B* del campo: è costituito da un magnetometro a protoni provvisto di bobine di campo opportunamente disposte e opportunamente alimentate.

Sono possibili vari schemi, uno dei quali, comportante l’uso di una bobina di campo verticale e di una orizzontale nella direzione ovest-est, è riportato nella **fig. V.3.2.1/4**. La procedura per la misurazione comprende 5 misurazioni e 2 campi aggiunti ed è la seguente: (1) senza inviare corrente elettrica nelle bobine si misura l’intensità totale F (B); (2) s’invia corrente nella bobina verticale, creando un campo aggiunto *V* verticale verso l’alto (cioè, alle nostre latitudini, negativo nei riguardi della componente verticale (*Z*) e si misura l’intensità B_1 del campo risultante; (3) s’inverte la corrente nella bobina, senza modificarne l’intensità, col che il campo aggiunto *V* diventa verticale verso il basso (positivo), e si misura l’intensità B_2 del campo risultante; (4) si passa ora la corrente alla bobina orizzontale, creando un campo aggiunto *O* orizzontale verso ovest (cioè negativo) e si misura l’intensità B_3 del campo risultante; (5) s’inverte la corrente (campo aggiunto verso est, cioè positivo) e si misura l’intensità B_4 del campo risultante. Mediante semplici passaggi algebrici, qui omessi per semplicità, i risultati sono i seguenti:

$$[V.3.2.1*3] \quad F \text{ } B \quad (1^a \text{ misurazione}),$$

$$[V.3.2.1*4] \quad Z = (B_2^2 - B_1^2) / [(8(B_2^2 + B_1^2 - 2F^2))]^{1/2} \quad (2^a \text{ e } 3^a \text{ misurazione}),$$

$$[V.3.2.1*5] \quad D = \arcsen (B_4^2 - B_3^2) / [8(F^2 - Z^2)(B_4^2 + B_3^2 - 2F^2)]^{1/2} \quad (4^a \text{ e } 5^a \text{ misurazione});$$

seguono poi le relazioni che danno, ove servisse, le altre componenti cartesiane (*X*, *H*) e l’inclinazione *I*.

Come al solito, la principale causa di errori è costituita dal non perfetto livellamento (verticalità e orizzontalità dell’una e dell’altra bobina) e orientamento (asse della bobina orizzontale nella direzione ovest-est); a conti fatti, se l’errore in F è dell’ordine di 0,5 nT, un errore di 0,1° in verticalità dà un errore per Z dell’ordine di 1,2 nT, mentre per D si ha lo stesso errore e che si ha nel disallineamento dall’ovest-est. Una causa secondaria di errore potrebbe essere costituita dalla non costanza dell’intensità della corrente, specialmente nelle fasi di inversione (3^a e 5^a misurazione), ma ad essa si rimedia facilmente usando un generatore di corrente ben stabilizzato.

4. IL MAGNETOMETRO A PROTONI OVERHAUSER

È una notevole variante, realizzata intorno al 1974, che è caratterizzata dalla **grande accuratezza** (errore assoluto dell’ordine di 0,01 nT, cioè 10 pT) e dalla **capacità di fornire misure pressoché continue nel tempo**. Si differenzia dal magnetometro normale perché l’acqua del sensore contiene un radicale libero la presenza del quale induce, sotto una modesta corrente polarizzatrice a radiofrequenza, una polarizzazione dei protoni molto più efficiente di quella indotta sull’acqua semplice da una corrente polarizzatrice continua, anche se di notevole intensità; tale comportamento è noto come **effetto Overhauser**, dal nome di chi lo ha scoperto, **Albert Warner Overhauser**, (n. 1925, prof. di fisica teorica in varie università statunitensi).

V.3.2.2. Il magnetometro a saturazione

Questo tipo di magnetometro, detto anche **magnetometro a porta di flusso** (ingl. **flux-gate** <flaks-ghéit>) e realizzato intorno al 1960, è un magnetometro vettore completo, che fornisce il valore delle tre componenti cartesiane del campo. Per quanto la sua accuratezza sia leggermente minore di quella del magnetometro a precessione nucleare, ha su questo il vantaggio di fornire **misure continue nel tempo** e, soprattutto, di funzionare bene **anche con campi deboli** e di **non richiedere intense correnti elettriche per polarizzare il sensore e per creare campi aggiunti**: per queste ultime sue caratteristiche si presenta come l’attuale strumento principe per **misurazioni nello spazio circumterrestre** a bordo di satelliti artificiali terrestri e di veicoli spaziali.

PRINCIPIO DI FUNZIONAMENTO. La **fig. V.3.2.2/1.1** mostra lo schema di un **sensore magnetometrico a saturazione**. Su una corta (circa 5 cm di lunghezza) bacchetta di materiale ferrimagnetico con piccola intensità di saturazione (per es., permalloy) sono avvolte due bobine; una delle quali (**bobina di polarizzazione**) è divisa in due parti identiche ma con opposto verso di avvolgimento ed è collegata a un generatore di corrente alternata (frequenza di qualche centinaio di Hz), mentre l’altra (**bobina di misurazione**) è collegata, per il tramite di un amplificatore, a un voltmetro (per la lettura a vista) o a un dispositivo voltmetrico digitale (nell’ambito di un’elaborazione elettronica completa).

Se non c’è un campo magnetico “esterno” agente lungo l’asse della bobina, l’intensità della corrente alternata in ognuna delle due metà di questa è tale da portare la bacchetta in vicinanza della condizione di saturazione magnetica (**fig. /1.2** per la curva di prima magnetizzazione del materiale della bacchetta) e, dato che le due metà generano campi di uguale intensità in direzioni opposte, non v’è un campo netto magnetizzante e la forza elettromotrice indotta f nella bobina di misurazione è nulla. Se però nell’ambiente v’è un campo magnetico, il componente di esso parallelo all’asse della bobina, di intensità H_0 , dissimmetrizza la magnetizzazione complessiva della bacchetta (**fig. /1.3**) si ha un campo a impulsi complessivamente non nullo e una forza elettromotrice indotta f parimenti impulsiva, il cui valor medio costituisce una misura dell’intensità del detto componente assiale del campo esterno.

Tre sensori a bacchetta mutuamente ortogonali costituiscono un triedro di riferimento i cui assi possono essere diretti come quelli del triedro cartesiano geocentrico (**fig. V.1.1.1/1**).

SENSIBILITÀ E ACCURATEZZA. La **sensibilità** ottenibile è dell'ordine di **100 $\mu\text{V/nT}$** , che, tutto sommato, è soddisfacente. A parte i possibili errori da livellamento e orientamento di cui si dirà oltre, errori intrinseci possono essere causati da magnetizzazioni spurie della bacchetta e da variazioni termiche di questa; l'effetto di tali ultime variazioni può essere peraltro compensato mediante un appropriato circuito di controreazione. Una seria limitazione è costituita dal **rumore elettrico**, cioè un insieme di tensioni disordinate di piccolo valore, che accompagna il segnale utile ed è associato sia al meccanismo intimo della magnetizzazione alternata della polarizzazione della bacchetta (continue inversioni di direzione dei domini ferrimagnetici: rumore di magnetizzazione) sia a sorgenti accidentali esterne (rumore ambientale); come valore tipico per l'ampiezza della tensione di rumore si può assumere 20 μV .

VARIANTE DELLA SECONDA ARMONICA. Sono state realizzate alcune varianti volte al raggiungimento di una maggiore sensibilità con minore rumore; tra esse particolare fortuna ha avuto il cosiddetto **metodo della seconda armonica**, consistente semplicemente nel porre in parallelo alla bobina di misurazione un condensatore in modo da costituire un circuito risonante con la seconda armonica della corrente di polarizzazione (frequenza doppia), la quale è presente in quest'ultima corrente. Si ottiene una sensibilità di circa **1 mV/nT** , che, per un rumore dell'ordine di 20 μV , significa un miglioramento per un fattore di circa 10 rispetto ai parametri funzionali della versione normale.

V.3.2.3. Magnetometri di grande sensibilità

Nell'ambito della **fisica del magnetismo** sono stati realizzati magnetometri di straordinaria sensibilità, quali, tipicamente, il **magnetometro a pompaggio ottico**, o **a rubidio**, e il **magnetometro SQUID**, o **a effetto Josephson**; la loro grande sensibilità li rende però **poco adatti per le misurazioni di routine del magnetismo terrestre**, sia in Osservatorio che in campagna: infatti, il campo magnetico terrestre è caratterizzato, come s'è detto in precedenza (par. V.2.1), da una continua microvariabilità che sarebbe ben rilevata da tali strumenti e darebbe luogo a rappresentazioni diagrammatiche o numeriche più complesse e più difficili da interpretare rispetto a quelle fornite dagli strumenti che sono stati descritti in precedenza. I detti magnetometri di grande sensibilità sono tuttavia utilmente **usati per misurazioni particolari**, quali sono certe misurazioni attinenti al magnetismo delle rocce: di essi se ne darà un più compiuto accenno appunto nel parlare di questo magnetismo, nel cap. X.

V.4. Variografi magnetici

I **variografi magnetici** sono principalmente, se non esclusivamente, **strumenti da Osservatorio magnetico** che servono per **registrare con continuità nel tempo** il valore di 3 tra i 6 scalari del campo magnetico terrestre: i 3 elementi D , I , H (oppure F) e le 3 componenti cartesiane X , Y , Z .

Gli scopi di questa registrazione continua nel tempo sono di **determinare l'andamento locale medio temporale del campo** (vale a dire, determinare quello che si chiama **campo medio locale**) e individuare le **variazioni regolari e irregolari** di esso.

V.4.1. Variografi fotografici

Sono i variografi tradizionali, usati **in esclusiva** all’incirca fino agli anni Settanta del Novecento e poi affiancati e in molti casi sostituiti dai moderni **variografi assoluti** (v. subito dopo). La loro qualifica di “fotografici” deriva dal fatto che gli strumenti di rilevamento di scalari del campo sono provvisti di adeguati dispositivi ottici per impressionare una carta sensibile o una pellicola fotografica, sulla quale si forma quindi il diagramma delle grandezze rilevate e che, una volta sviluppata e fissata, costituisce il *variogramma* relativo a un determinato periodo di tempo, normalmente un giorno.

STRUTTURA. Un tipo molto diffuso di variografo fotografico, usato anche negli Osservatori magnetici dell’Istituto nazionale di geofisica, è costituito da un magnetometro orizzontale a torsione (par. V.3.1.2)

per la componente orizzontale H , un teodolite magnetico (par. V.3.1.1) per la declinazione D , una bilancia magnetica (par. V.3.1.3) per la componente verticale Z ; l’equipaggio mobile di ognuno di questi tre strumenti è provvisto di uno specchietto che deflette su un foglio di carta fotografica il raggio di luce originato da una lampada a fessura verticale, come mostra schematicamente la **fig. V.4.1/1**; il foglio di carta fotografica è portato da un tamburo che un motorino elettrico fa rotare uniformemente con la velocità di un giro in 24 ore; il raggio in partenza dalla lampada verso gli specchietti dei tre strumenti è intercettato da un picco

lo schermo azionato da un relè attivato per pochi secondi al secondo iniziale di ogni ora dall’orologio dell’Osservatorio, per cui sul variogramma appare ad ogni ora una *marca oraria*, come mostra la **fig. V.4.1/2**. Su questa figura appaiono anche *linee base* prodotte da specchietti in opportuna posizione fissa, necessarie per determinare il valore numerico della posizione delle varie tracce e sono state aggiunte,

per
chiarezza, le *costanti di scala* per la “lettura” dei diagrammi. Poiché gli strumenti sono sensibili in vario modo a variazioni della temperatura ambiente, il locale contenente il variografo è accuratamente termostato; per maggiore sicurezza, uno specchietto applicato a un termometro metallico produce una *linea di temperatura*, costituente il diagramma per le eventuali variazioni della temperatura e le conseguenti correzioni da apportare alle scale di lettura.

TARATURA. Va effettuata periodicamente, tipicamente una volta alla settimana, e consiste nel determinare il valore delle varie linee base e delle costanti di scala. Ciò si ottiene effettuando misurazioni

assolute delle grandezze interessate e servendosi di bobine di Helmholtz opportunamente disposte e alimentate.

V.4.2. Variografi assoluti

All'incirca dagli anni Settanta del Novecento i variografi tradizionali sono stati affiancati e in parte sostituiti dai **variografi assoluti**, i quali sono costituiti da un **magnetometro vettore a protoni completo** oppure, se si vuole assolutamente la registrazione continua, da un **magnetometro a saturazione**, i cui dati d'uscita, in forma digitale, sono affidati alla **memoria di un elaboratore elettronico** e sono da questo opportunamente trattati in modo da ottenere medie orarie, giornaliere e mensili, costituendo ciò che nel complesso si chiama un **Osservatorio magnetico automatico**. Nel caso, che è poi quello normale, di un Osservatorio con un magnetometro a protoni vettore, lo strumento effettua di norma una singola misurazione ogni 5-6 secondi e il tempo occorrente per una misurazione completa dipende dal numero delle fasi in cui si articola la misurazione complessiva; per es., per la sequenza in 5 fasi descritta nel precedente par. V.3.2.1.1 occorrono 30 secondi per una misurazione completa, come dire che la frequenza di misurazione è di 2 al minuto, 120 all'ora, 2880 al giorno.

È da osservare che anche questi variografi assoluti abbisognano di tarature periodiche, se non altro per le inevitabili variazioni del livellamento dovute a piccole variazioni strutturali dell'edificio dell'Osservatorio o del suolo su cui esso insiste.