



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE

Fisica Terrestre

Geomagnetismo

Veronica Pazzi - veronica.pazzi@units.it

Argomenti del corso

Il corso è suddiviso in diverse unità didattiche.

In particolare:

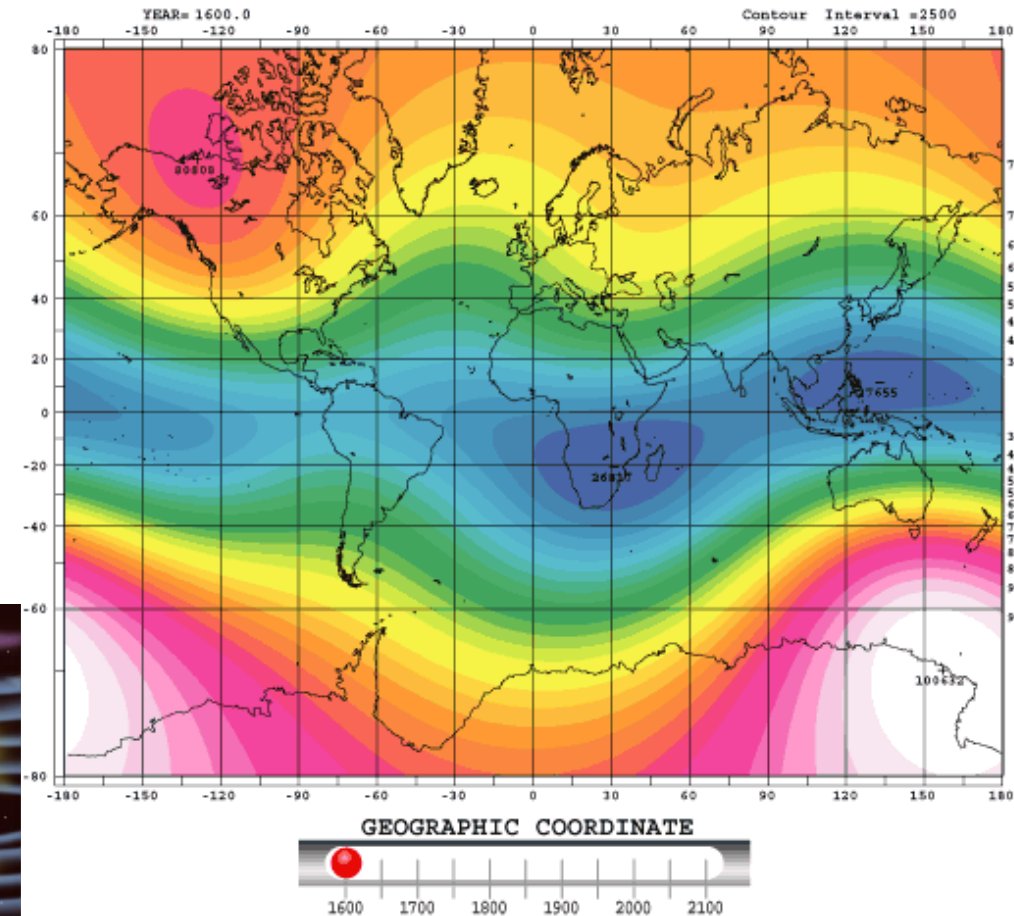
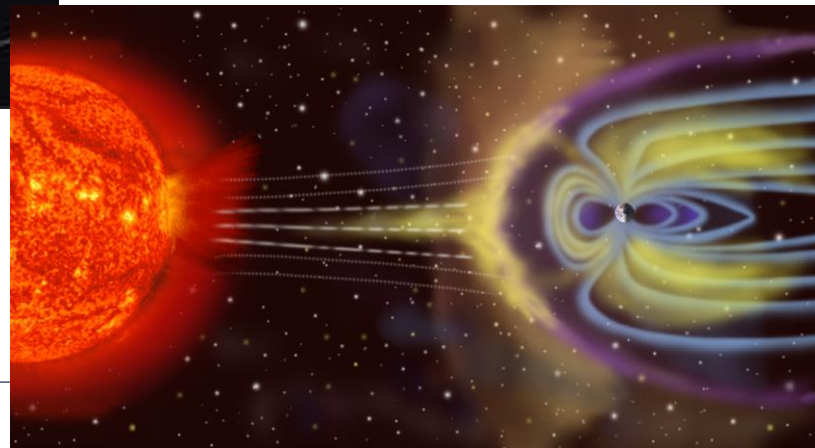
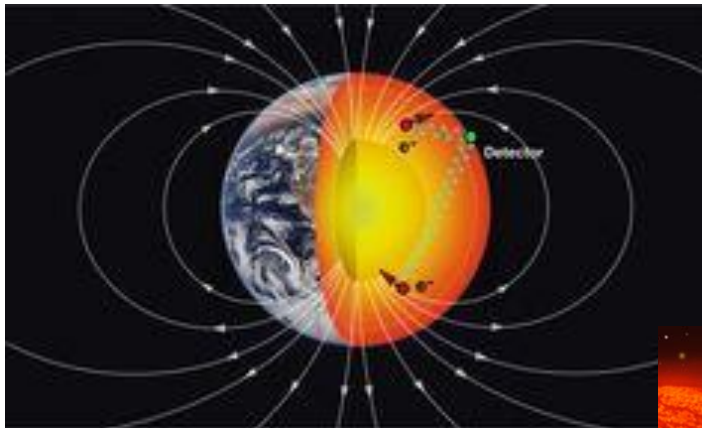
- Introduzione alla materia (docente: Prof. V. Pazzi)
- Teoria delle placche (docente: Prof. V. Pazzi)
 - Esercitazioni in aula (docente: Prof. V. Pazzi)
- Terremoti (docente: Prof. G. Costa)
 - Matrici (docente: Prof. G. Costa)
 - Equazioni del moto armonico e teoria delle onde (docente: Prof. G. Costa)
 - Esercitazioni in aula (docente: Prof. G. Costa)
- Gravimetria (docente: Prof. G. Costa)
- **Magnetismo (docente: Prof. V. Pazzi)**
- Geotermia (docente: Prof. V. Pazzi)

Cosa sono la Fisica Terrestre e la Geofisica

Le discipline della geofisica che si occupano della componente solida del globo sono:

Tettonofisica e geodinamica

Geomagnetismo



Indice

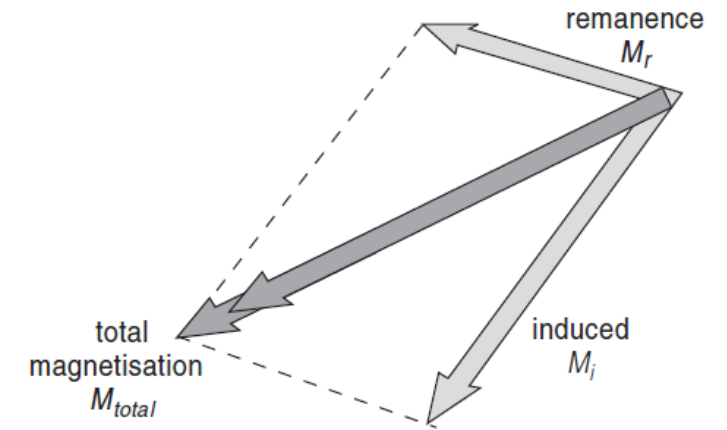
- I campi in fisica
- Il campo magnetico
- Il campo magnetico terrestre (CMT)
 - Origine
 - Variazioni nel tempo
 - Grandezze che lo definiscono
- Magnetizzazione delle rocce
- Prospezioni (indagini) magnetiche
 - Strumentazione
 - Tipologie di rilievo
 - Anomalie magnetiche
 - Esempi di anomalie magnetiche

Prospezioni (indagini) magnetiche

Misure magnetiche

Ogni roccia di solito contiene una piccola quantità di minerali ferromagnetici. Come abbiamo visto, questi granelli possono magnetizzarsi permanentemente durante la formazione della roccia o con un meccanismo successivo. La **magnetizzazione residua** (M_r) della roccia non è correlata al campo geomagnetico odierno, ma è correlata al campo magnetico terrestre nel passato geologico. La sua direzione è generalmente diversa da quella del campo odierno. Di conseguenza, M_r e M_i non sono generalmente parallele.

La **magnetizzazione totale**, M_{totale} , di una roccia è la **somma delle magnetizzazioni indotte e residue**, tenendo conto delle loro direzioni



N.B. La presenza di rimanenze rende più incerta l'interpretazione delle anomalie magnetiche perché la sua direzione è generalmente sconosciuta, a differenza di quella della magnetizzazione indotta. Se possibile, il suo valore dovrebbe essere determinato misurando campioni di roccia.

Misure magnetiche

Lo scopo del **rilevamento magnetico** è **identificare e descrivere le regioni della crosta terrestre che hanno magnetizzazioni insolite** (anomale). Nell'ambito della *geofisica applicata* le magnetizzazioni anomale potrebbero essere associate a mineralizzazioni locali potenzialmente di interesse commerciale, oppure potrebbero essere dovute a strutture sotterranee che influiscono sull'ubicazione dei giacimenti petroliferi. Nella *geofisica globale*, il rilevamento magnetico sulle dorsali oceaniche ha fornito indizi vitali che hanno portato alla teoria della tettonica a placche e hanno rivelato la storia della polarità del campo magnetico terrestre sin dal Giurassico inferiore.

Alcune applicazioni:

Posizione di oggetti metallici: tubi, cavi, ordigni militari

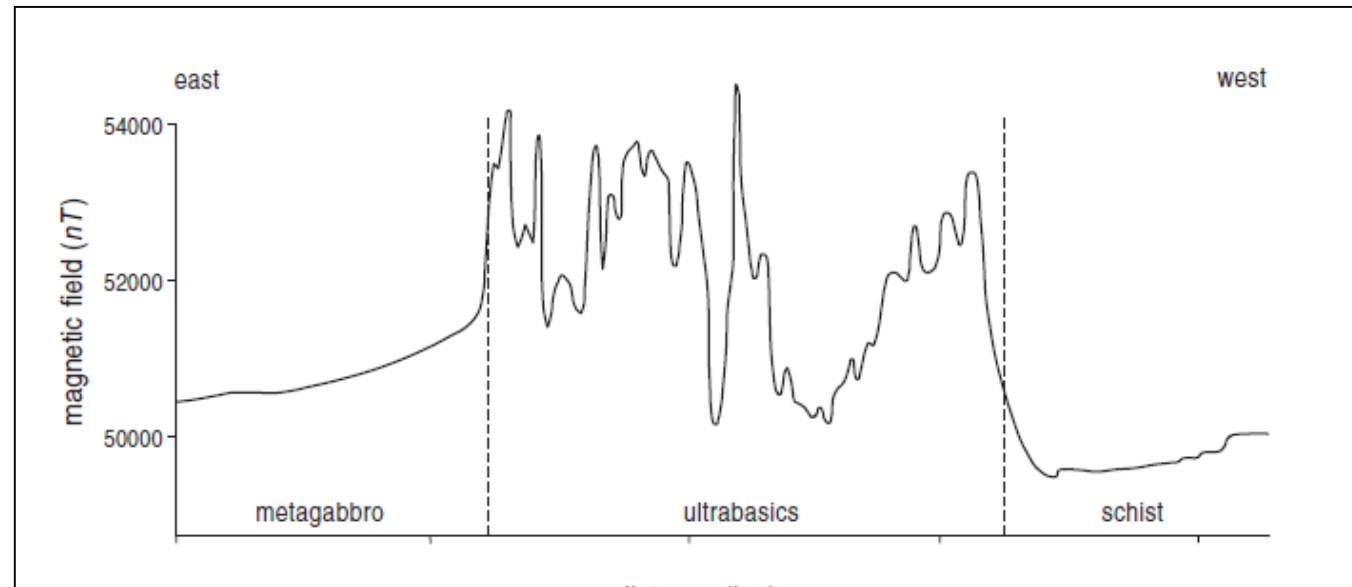
Mappatura vicino alla superficie: siti archeologici, pozzi minerari nascosti, intrusioni ignee.

Esplorazione Mineraria: identificazione di depositi metalliferi, ad esempio solfuri massicci

Mappatura geologica del substrato roccioso: identificazione di faglie e confini geologici, in particolare al di sotto della copertura sedimentaria.

Misure magnetiche

Il rilevamento magnetico offre quindi **un modo conveniente per mappare i contatti**. La variazione all'interno delle ultrabasiche (dovuta alla disomogeneità e al variare della quantità di alterazione della roccia) illustra **come il carattere dell'anomalia possa talvolta essere utilizzato come identificazione preliminare della litologia**, utile nell'interpretazione delle mappe aeromagnetiche.



Misure magnetiche

Requisiti:

- Stazione base
- Posizionamento e tempo legati ad ogni misura
- Misurazione in movimento
- Identificazione di potenziali fonti di rumore

I **magnetometri** utilizzati per il **rilevamento magnetico differiscono** dai **tipi utilizzati** per misurare la magnetizzazione dei campioni di roccia **in laboratorio** perché devono misurare l'intensità del campo piuttosto che la forza della magnetizzazione di un campione e devono essere portatili.



Misure magnetiche

Ci sono due tipi principali di magnetometro per le prospezioni

magnetometro protonico

- misura l'intensità totale del campo magnetico
- non misura la sua direzione
- mostra un'anomalia di campo totale (detta anche anomalia di intensità totale)
- non ha bisogno di essere orientato
- le sue letture non "derivano" nel tempo
- è meglio tenerli fermi mentre viene eseguita la misura
- utilizzati per la maggior parte dei rilievi al suolo

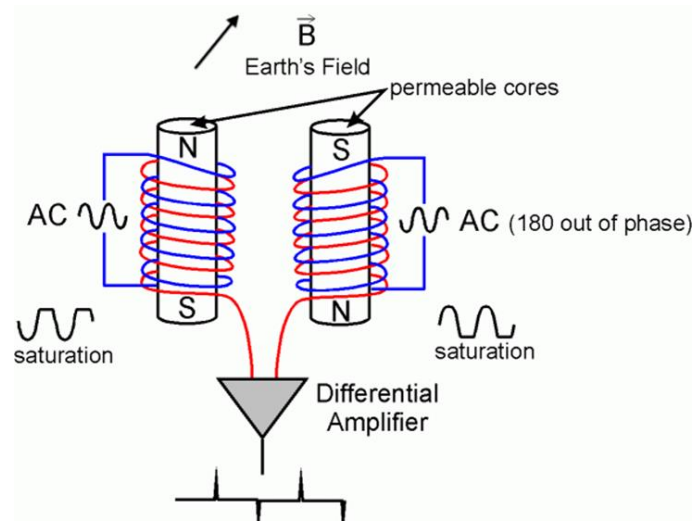
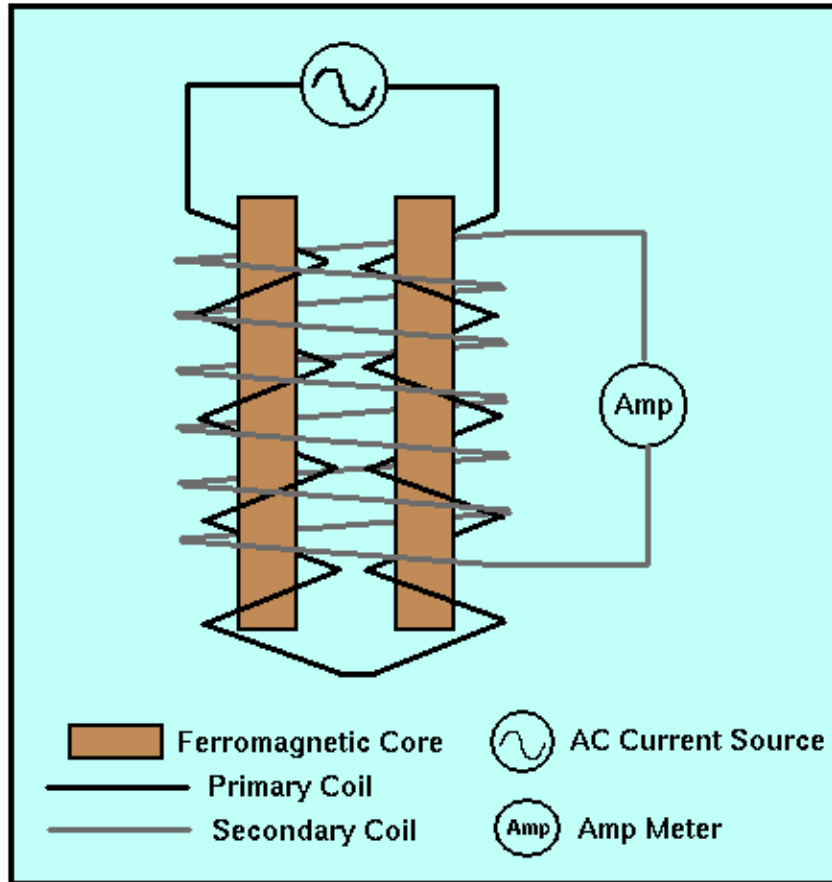
magnetometro fluxgate

- misura la componente del campo lungo l'asse del sensore (verticale per misure su terreno)
- deve essere mantenuto allineato
- si sposta nel tempo
- forniscono una lettura continua
- rilevamento più rapido quando le letture vengono eseguite a brevi intervalli
- scelti per rilievi magnetometrici dettagliati e nei pozzi

Entrambi possono misurare il campo fino a 1 nT o meno (più che sufficiente per la maggior parte delle anomalie) e sono utilizzati nelle indagini aeree.

Misure magnetiche

Magnetometro a flusso



Una **corrente alternata scorre in una spira**, imponendo al nucleo un ciclo alternato di saturazione magnetica (cioè magnetizzazione - smagnetizzazione - magnetizzazione inversa - smagnetizzazione - magnetizzazione).

Questo campo ciclico **induce una corrente elettrica nella seconda bobina**, e questa corrente di uscita è misurata da un amperometro.

In assenza di campo magnetico esterno, le correnti d'ingresso e d'uscita saranno uguali.

Quando il nucleo è esposto ad un campo esterno, esso sarà più facilmente magnetizzato nello stesso verso del campo esterno e meno facilmente magnetizzato nel verso opposto. Questo produce uno sfasamento della corrente indotta rispetto alla corrente d'ingresso.

Lo sfasamento dipenderà dall'intensità del campo magnetico esterno.

Misure magnetiche

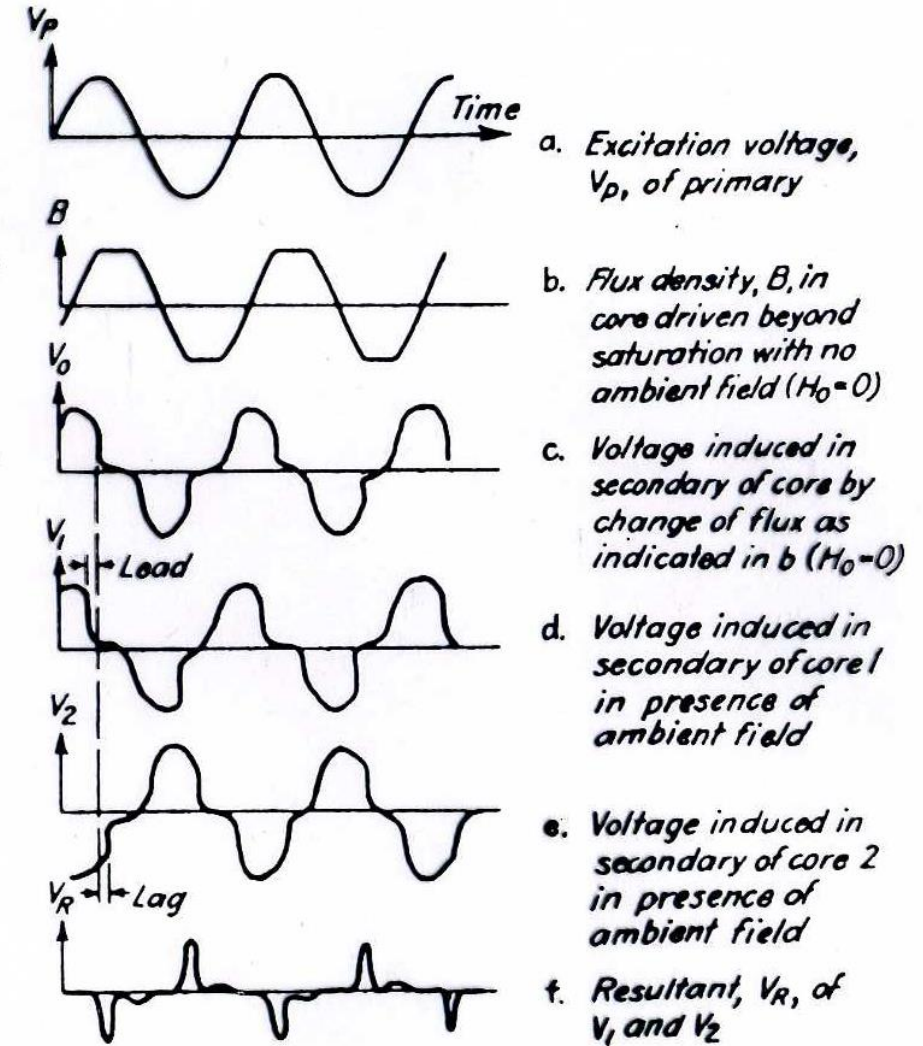
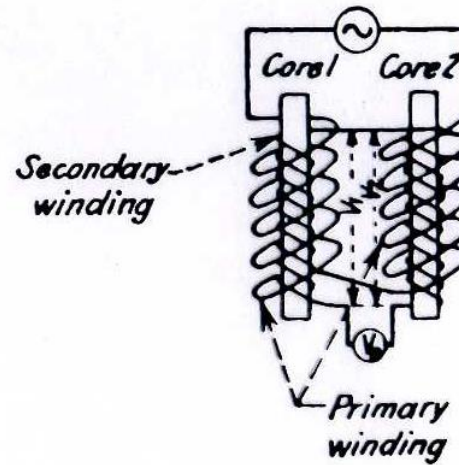
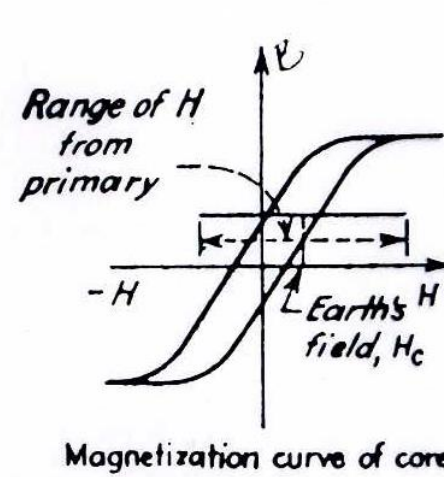
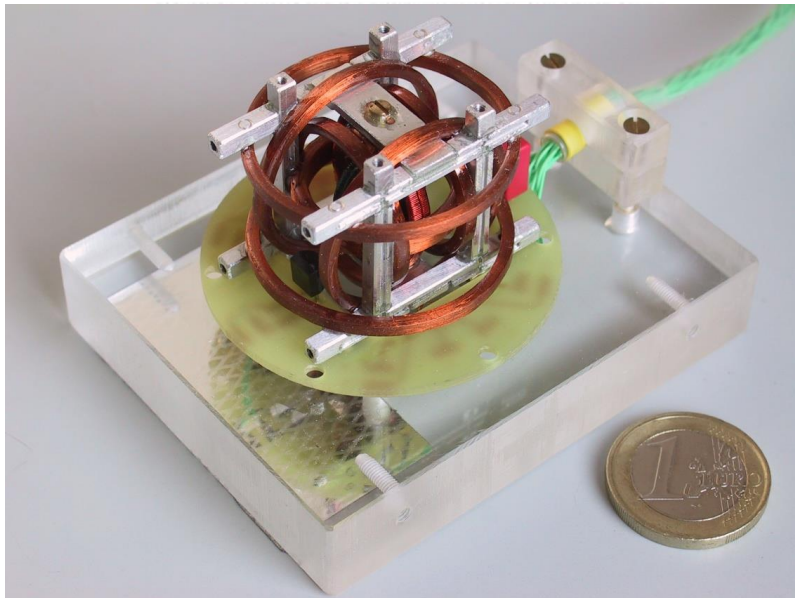
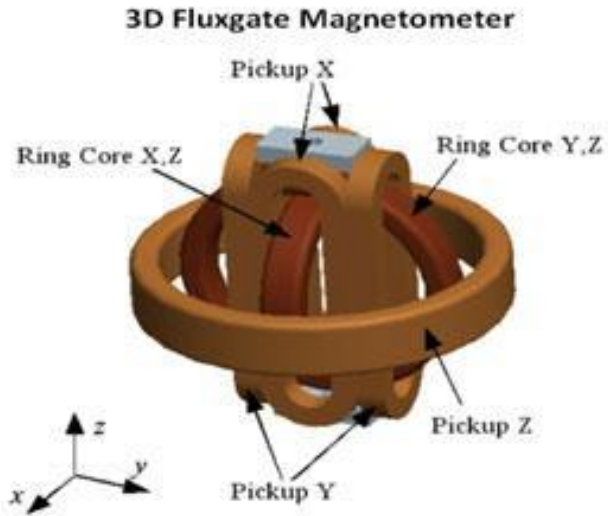


Fig. 13-17. Principle of flux-gate magnetometer.

Misure magnetiche

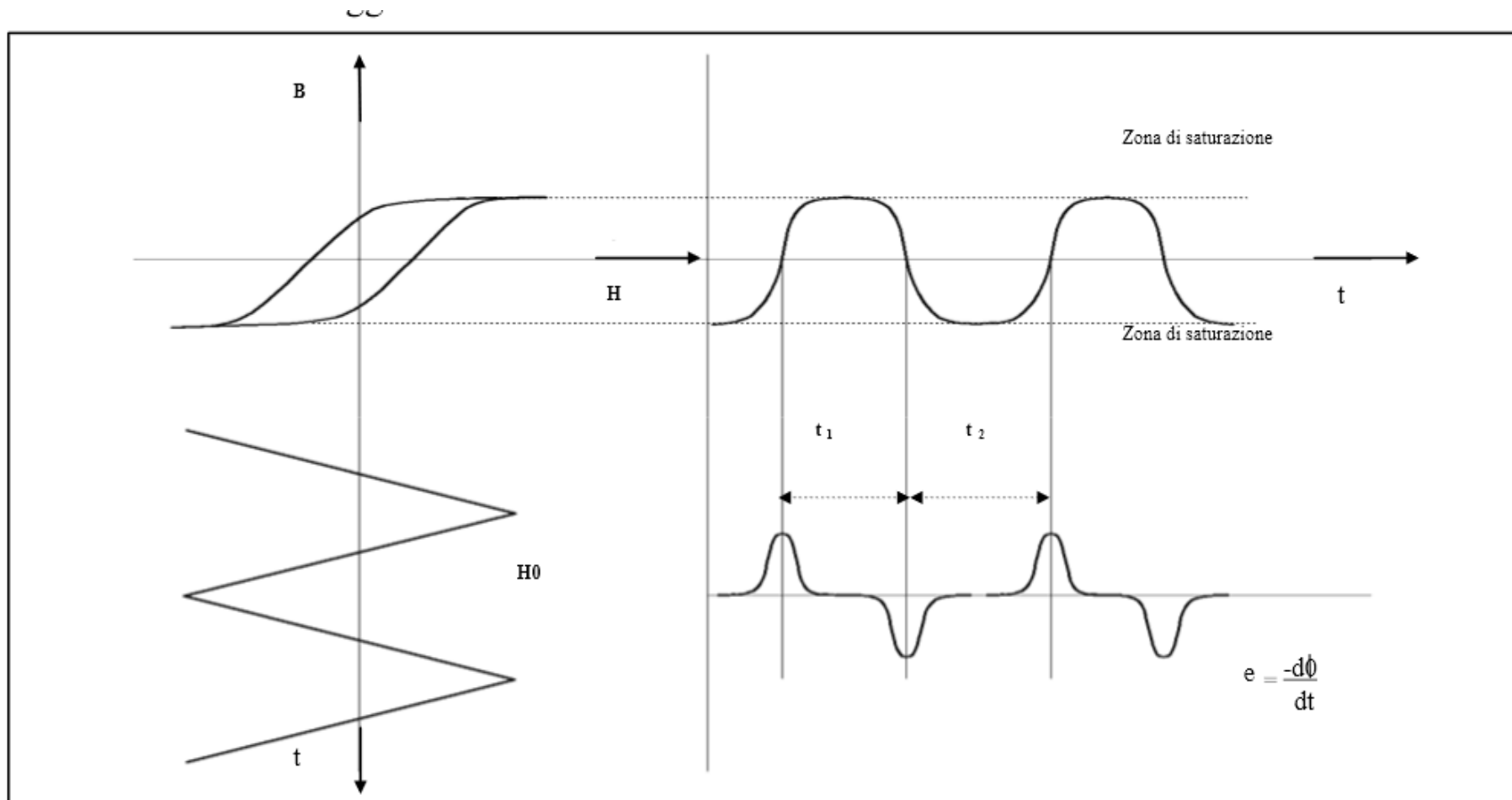


Fig8: Grafici in assenza di campo esterno

Misure magnetiche

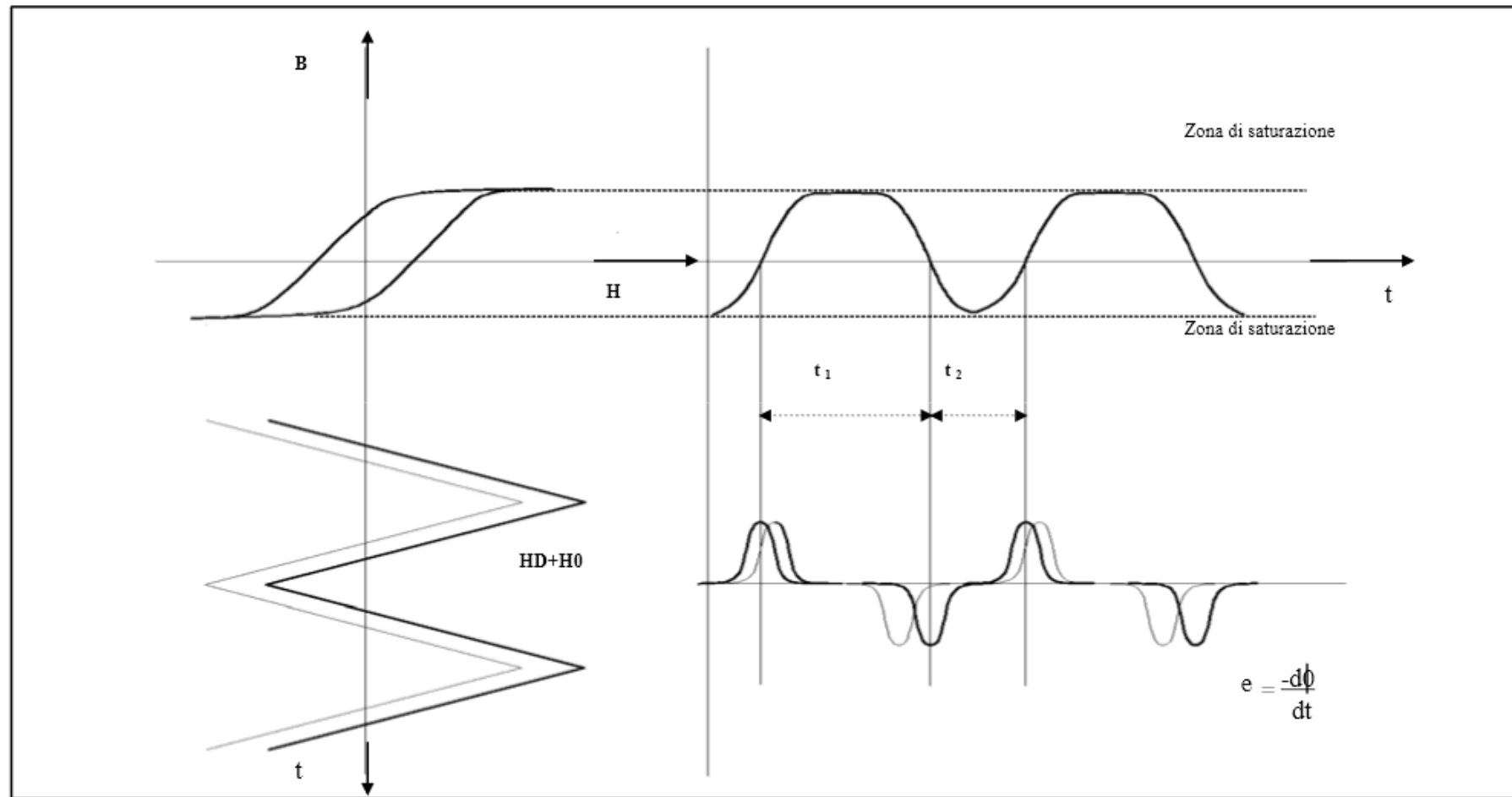
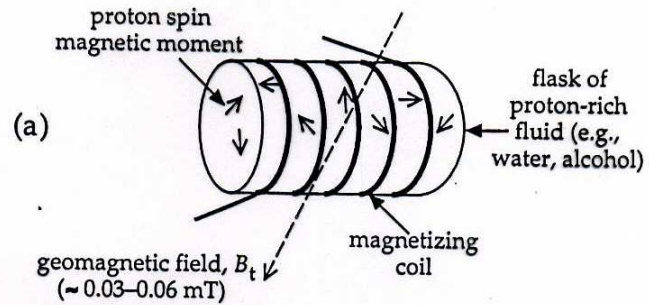


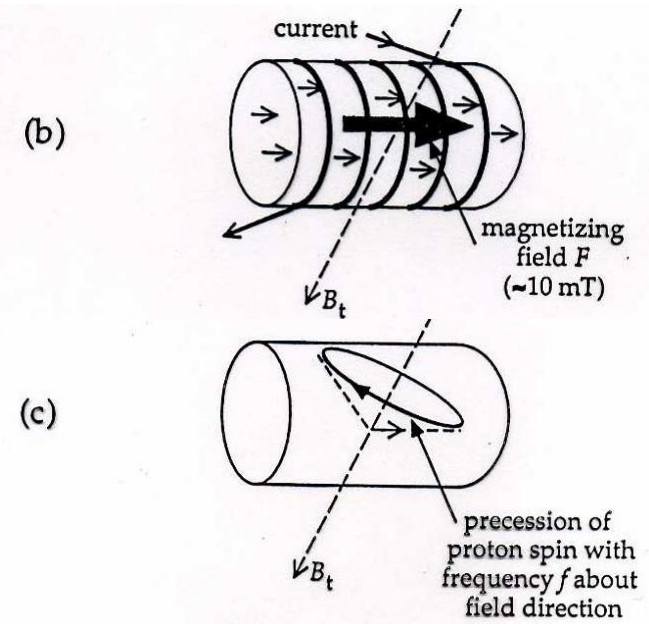
Fig.9: Grafici in presenza di campo esterno

Misure magnetiche

Magnetometro a protoni



Recipiente con un liquido (acqua o alcool) intorno al quale c'è una spira

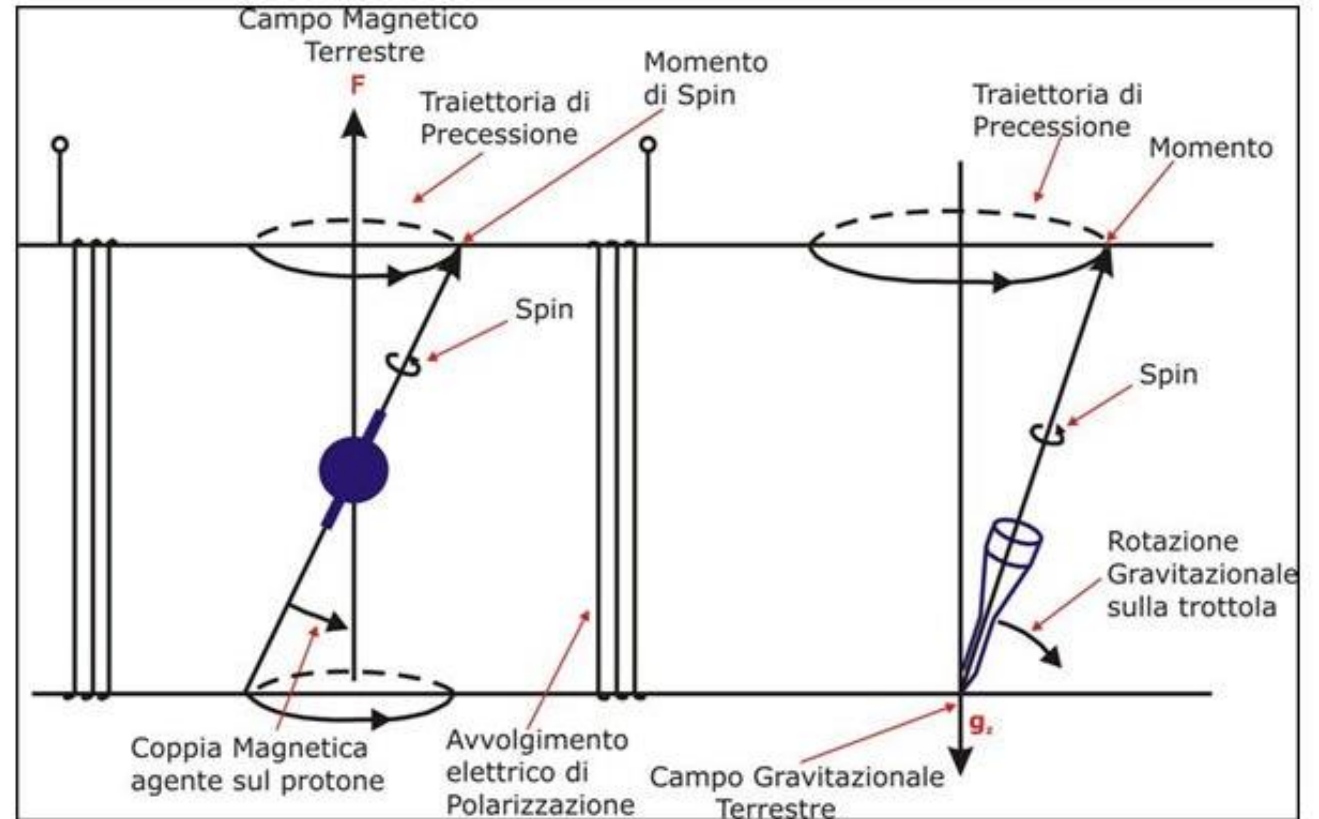


La corrente nella spirale magnetizzata produce un campo forte F che allinea i momenti magnetici (spin) dei protoni del liquido

Quando il campo F è staccato, gli spin dei protoni causano la precessione attorno al campo geomagnetico presente B_t inducendo una corrente alternata nella spirale con frequenza di precessione di Larmor f .

Misure magnetiche

La precessione dei protoni avviene ad una velocità angolare ω , nota come **frequenza di precessione di Larmor**, che è proporzionale alla forza del campo magnetico F , cioè $\omega = \gamma_p F$. La costante γ_p è il rapporto giromagnetico del protone, cioè il rapporto del suo momento magnetico ed il suo momento angolare di spin. La relazione fra la frequenza della corrente indotta e l'intensità del campo magnetico è chiamata rapporto giromagnetico del protone, ed è pari a 0.042576 Hz/nT



Confronto tra la precessione del Momento Magnetico Protonico nel Campo Magnetico Terrestre con la precessione del Momento di una trottola nel Campo Gravazionale (Applied Geophysics. Telford, Geldart, Sheriff, Keys)

Misure magnetiche

Il **rilevamento magnetico** è costituito da:

- 1) misurare il campo magnetico terrestre in punti predeterminati;
- 2) correggere le misurazioni per modifiche note;
- 3) confrontare il valore risultante del campo con il valore atteso in ciascuna stazione di misura.

Il **valore atteso** del campo in qualsiasi luogo è considerato **quello del campo di riferimento geomagnetico internazionale (IGRF)**

La differenza tra i valori osservati e quelli attesi è un'**anomalia magnetica**.

Il **rilevamento** delle anomalie magnetiche può essere effettuato

- a **terra**
- in **mare**
- nell'**aria**

Misure magnetiche

Rilievi magnetici a terra

L'operatore che **trasporta il sensore** deve essere libero da oggetti magnetici, comprese chiavi, coltelli, cerniere, spille chirurgiche interne... Si consiglia di verificare il "magnetismo personale" tenendo fermo il magnetometro ed effettuando le letture con l'utente rivolto successivamente a nord, est,... visto che le eventuali differenze sono minime rispetto a quelle attese nel sondaggio.

Il sensore è spesso montato su un palo, con altezza selezionabile fino a circa 2 m. Alzare il sensore lo rende meno influenzato da corpi magnetici poco profondi, in particolare piccoli oggetti ferrosi, che sono comuni nella nostra società usa e getta. Tuttavia, ciò non eliminerà gli effetti indesiderati di veicoli a motore, linee ferroviarie, cancelli in acciaio, recinzioni di filo spinato e così via, quindi dovrebbero essere superati a distanza, se possibile, e annotati.

Le **letture vengono effettuate lungo un profilo o talvolta su una griglia**, talvolta a intervalli più ravvicinati quando il campo varia rapidamente, per registrare la forma dell'anomalia in modo più dettagliato.

Misure magnetiche

Rilievi magnetici a terra

In un semplice rilevamento del territorio un operatore potrebbe utilizzare un magnetometro portatile per misurare il campo sulla superficie della Terra in punti selezionati che formano una griglia su una sospetta struttura geologica.

Questo metodo è lento ma fornisce uno schema dettagliato dell'anomalia del campo magnetico sulla struttura, poiché le misurazioni vengono effettuate vicino alla fonte dell'anomalia

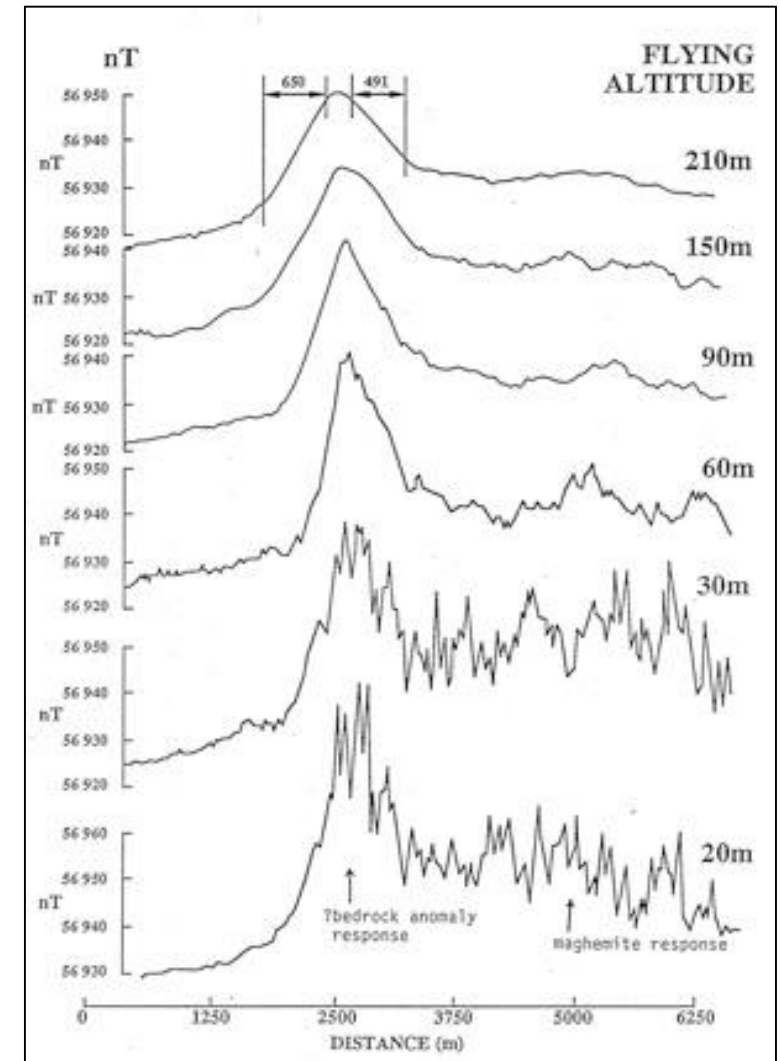


Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria

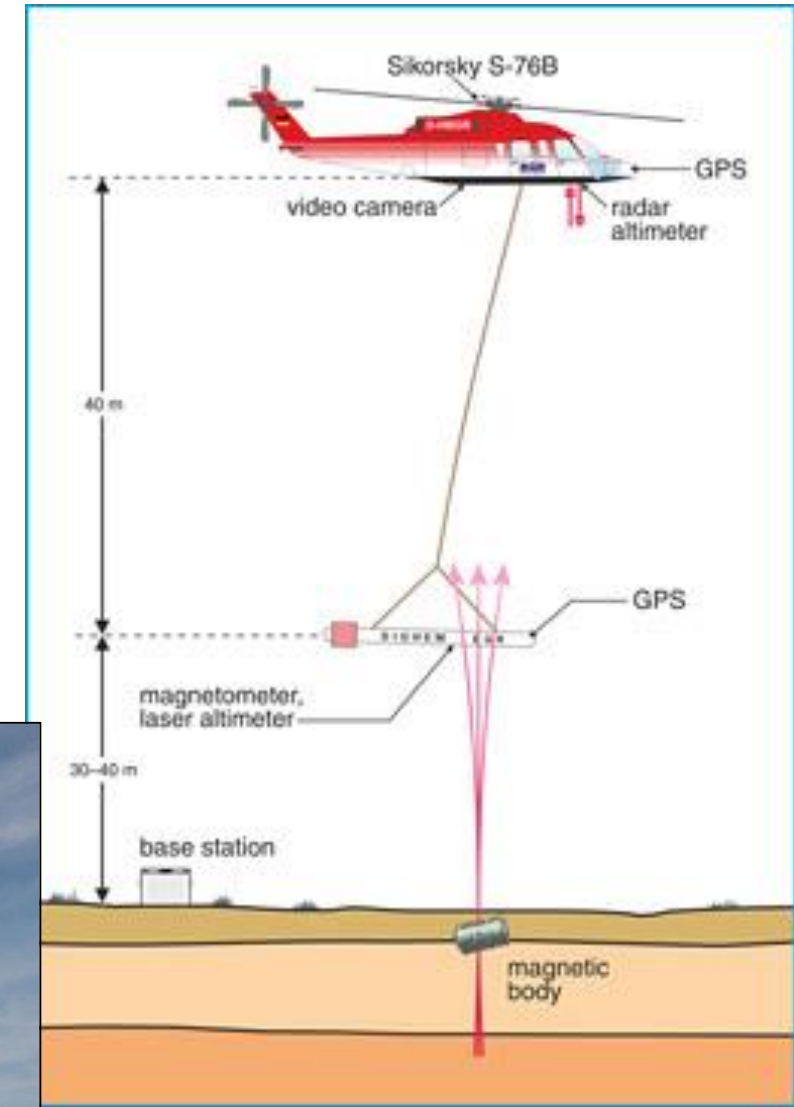
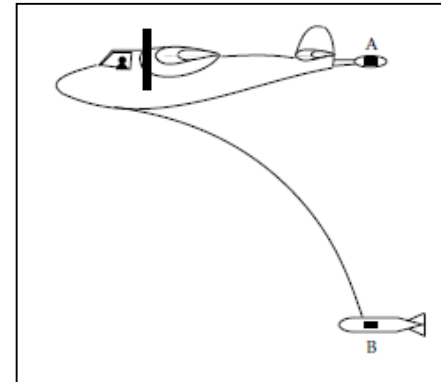
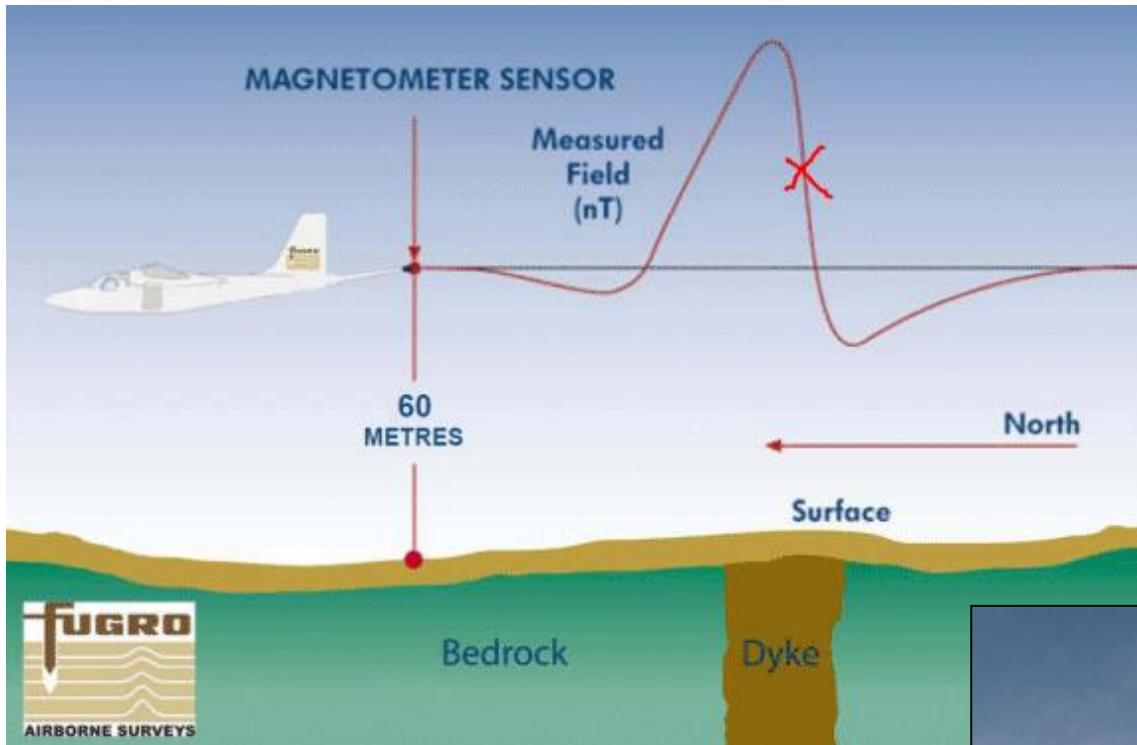
Il rilevamento delle anomalie magnetiche viene eseguito **in modo più efficiente da un aeromobile**. Il **magnetometro** deve essere posto **il più lontano possibile dall'ambiente magnetico dell'aeromobile**. Ciò può essere ottenuto montando lo strumento su un'asta fissa, lunga diversi metri. In alternativa, il dispositivo può essere trainato dietro l'aereo in un alloggiamento aerodinamico, all'estremità di un cavo lungo 30–150 m. L'"uccello" contenente il magnetometro vola quindi dietro e sotto l'aereo.

I magnetometri aerotrasportati hanno generalmente una **sensibilità maggiore** ($\approx 0,01$ nT) rispetto a quelli utilizzati nel rilevamento a terra (sensibilità ≈ 1 nT).



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria



Misure magnetiche

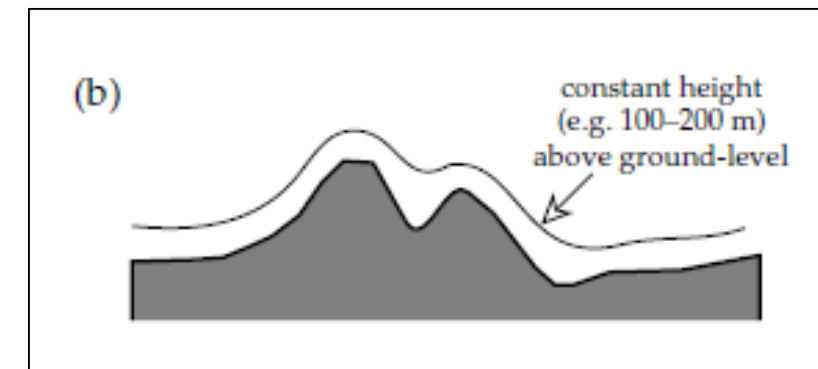
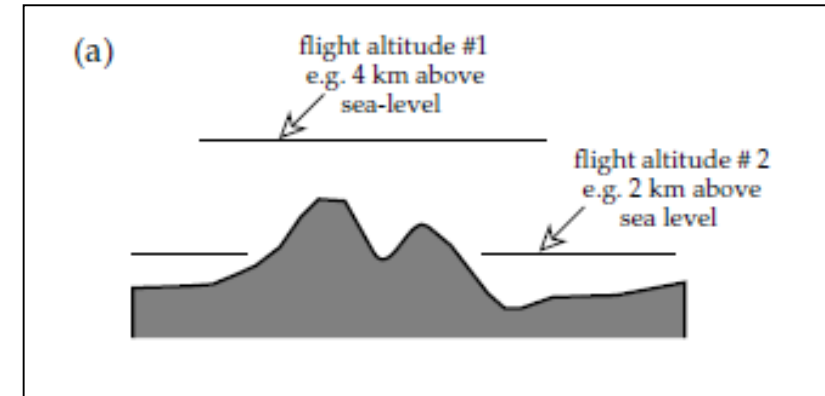
Rilievi magnetici in aria

In un'indagine magnetica regionale sistematica aviotrasportata (o marina) le misurazioni vengono generalmente eseguite secondo uno schema predeterminato. Nei rilievi effettuati con **velivoli ad ala fissa**, il rilievo viene solitamente effettuato a **un'altitudine di volo costante** sul livello del mare.

L'indagine si concentra sulla profondità del basamento magnetico, che spesso è alla base di rocce sedimentarie superficiali meno magnetiche a notevole profondità.

Questo metodo sarebbe adatto su aree di scudo antico, dove l'obiettivo dell'indagine è rilevare mineralizzazioni locali con potenziale valore commerciale.

Se viene **impiegato un elicottero**, la **distanza** dalle sorgenti magnetiche può essere **ridotta al minimo volando ad un'altezza costante sopra la superficie del suolo**.



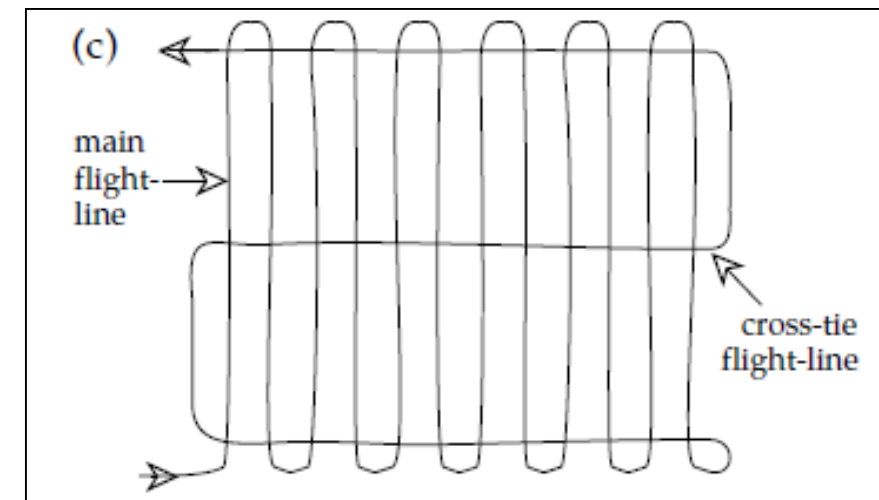
Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria

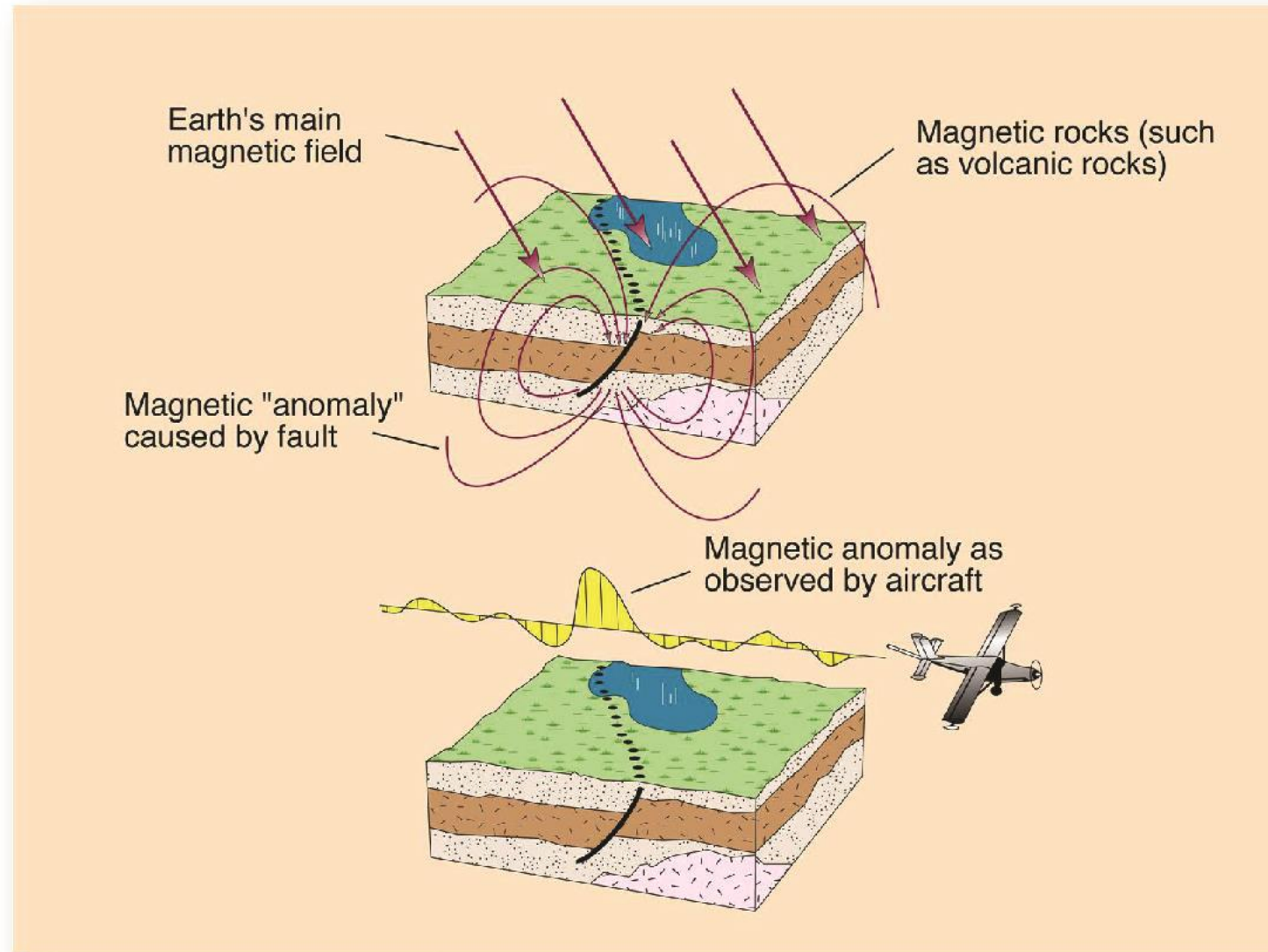
Il metodo usuale consiste nel rilevare una regione lungo **linee di volo parallele**, che possono essere distanziate tra loro da 100 m a pochi chilometri, a seconda dell'elevazione di volo utilizzata, dell'intensità della copertura e della qualità dei dettagli desiderati.

L'orientamento delle linee di volo è selezionato per essere più o meno normale all'andamento delle caratteristiche sospette o note del sottosuolo.

Le linee di collegamento aggiuntive vengono fatte volare ad angolo retto rispetto al motivo principale. La loro separazione è circa 5-6 volte quella delle principali linee di volo. La ripetibilità delle misure agli incroci delle tie-line e delle principali linee di volo permette di verificare l'affidabilità del rilievo.



Misure magnetiche



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in mare

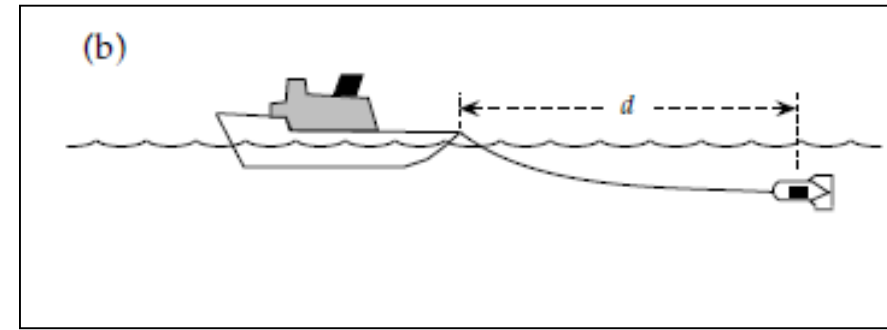
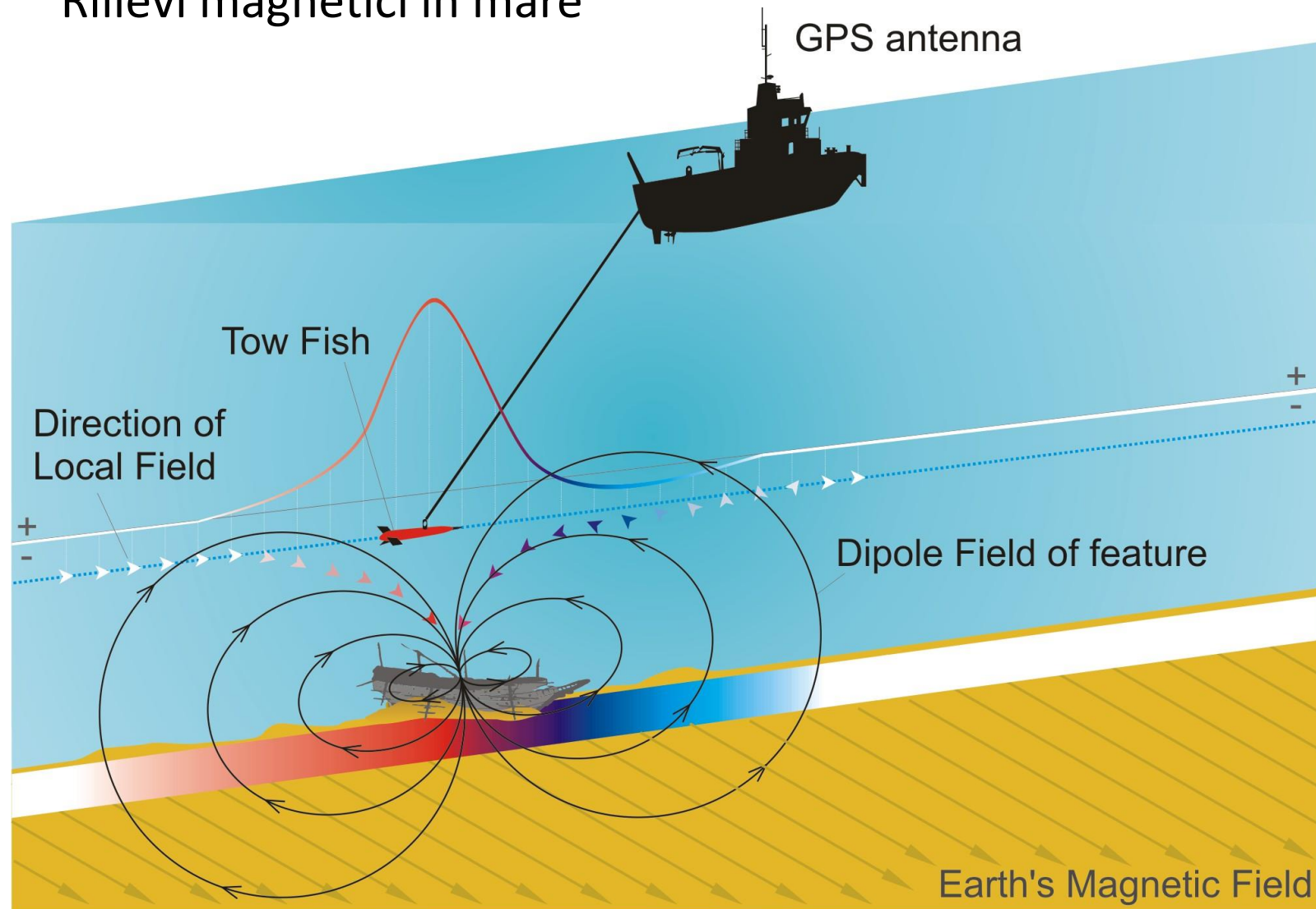
Nell'applicazione marina un **magnetometro** a precessione di protoni montato in un "**pesce**" **impermeabile** viene **rimorchiato dietro la nave all'estremità di un lungo cavo**.

Considerando che la maggior parte delle navi da ricerca è composta da diverse centinaia a diverse migliaia di tonnellate di acciaio, la nave provoca un grande disturbo magnetico.

Ad esempio, una nave da ricerca di circa 1000 tonnellate di portata lorda provoca un'anomalia di circa 10 nT a una distanza di 150 m: per ridurre al minimo il disturbo della nave il cavo di traino deve essere lungo circa 100–300 m. A questa distanza il "pesce" infatti "nuota" ben al di sotto della superficie dell'acqua. A una velocità di rilevamento tipica di 10 km h⁻¹, la sua profondità operativa è di circa 10–20 m.

Misure magnetiche

Rilievi magnetici in mare



Misure magnetiche

Rilievi magnetici in aria/mare

Il **rilevamento magnetico aereo** è un modo economico per esplorare un vasto territorio in breve tempo. È diventata una parte di routine delle fasi iniziali dell'esplorazione geofisica di un territorio inesplorato.

Il campo magnetico sopra gli oceani può anche essere rilevato dall'aria.

Tuttavia, **la maggior parte della registrazione magnetica marina è stata ottenuta mediante rilevamenti navali.**

Misure magnetiche

Nel rilevamento magnetico oceanico il **contrasto di magnetizzazione risulta dalle differenze nelle magnetizzazioni rimanenti delle rocce cristalli** .

La prospezione geofisica commerciale viene effettuata principalmente nelle rocce cristalli continentali, per le quali si può presumere che la magnetizzazione M sia indotta dall'attuale campo geomagnetico.

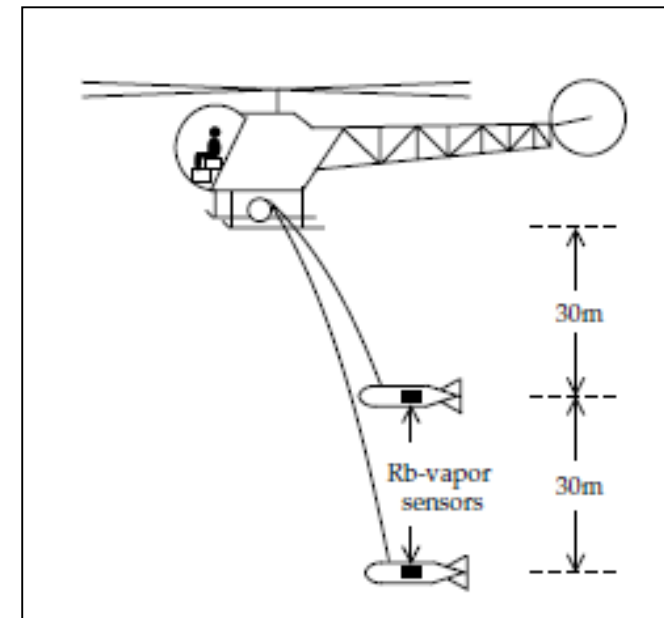
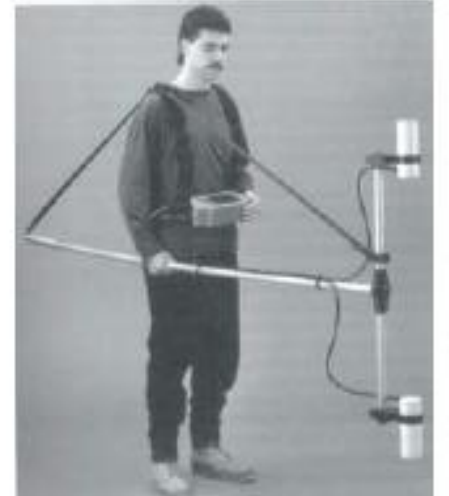
Il contrasto di magnetizzazione è quindi dovuto al contrasto di suscettibilità nelle rocce cristalli. Se k rappresenta la suscettibilità di un corpo, k_0 la suscettibilità delle rocce ospiti e F l'intensità del campo magnetico inducente, possiamo scrivere

$$\Delta M = (k - k_0)F$$

Misure magnetiche

Rilievi magnetici con gradiometro

Il gradiometro magnetico è costituito da **una coppia di magnetometri alcalino-vapori mantenuti ad una distanza fissa l'uno dall'altro**. Nel rilevamento a terra gli strumenti sono montati alle estremità opposte di una barra verticale rigida. Nell'uso aereo vengono fatti volare due magnetometri a una distanza verticale di circa 30 m. Viene registrata la differenza nelle uscite dei due strumenti. Se non è presente alcun corpo anomalo, entrambi i magnetometri registrano il campo terrestre con la stessa forza e la differenza nei segnali di uscita è zero. Se è presente un contrasto magnetico nelle rocce del sottosuolo, il magnetometro più vicino alla struttura rileverà un segnale più forte rispetto allo strumento più remoto e ci sarà una differenza nell'uscita combinata.

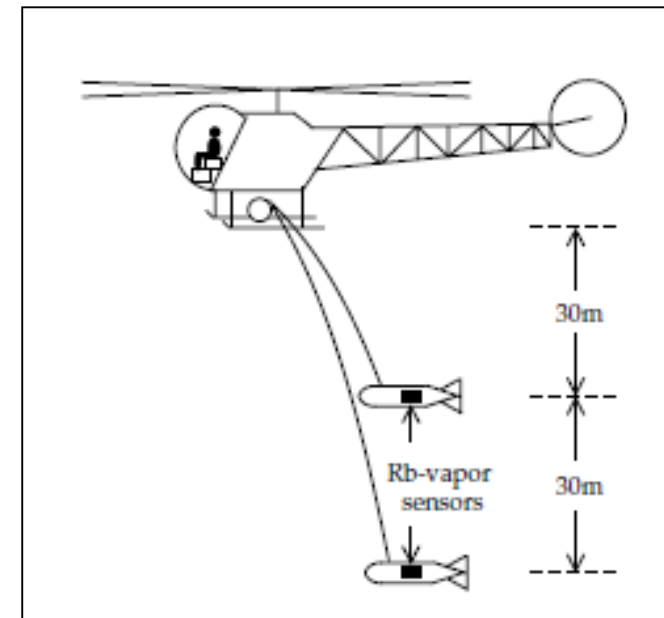
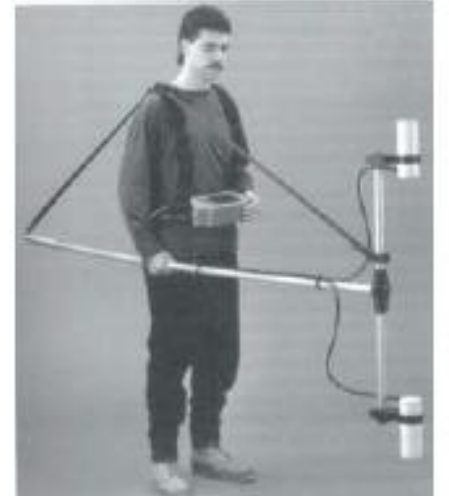


Misure magnetiche

Rilievi magnetici con gradiometro

Il gradiometro **enfatica le anomalie da sorgenti locali poco profonde a scapito di variazioni regionali su larga scala** dovute a sorgenti profonde.

Inoltre, poiché il gradiometro registra la differenza di segnali dai singoli magnetometri, **non è necessario compensare le misurazioni per la variazione diurna**, che interessa in modo uguale ogni singolo magnetometro

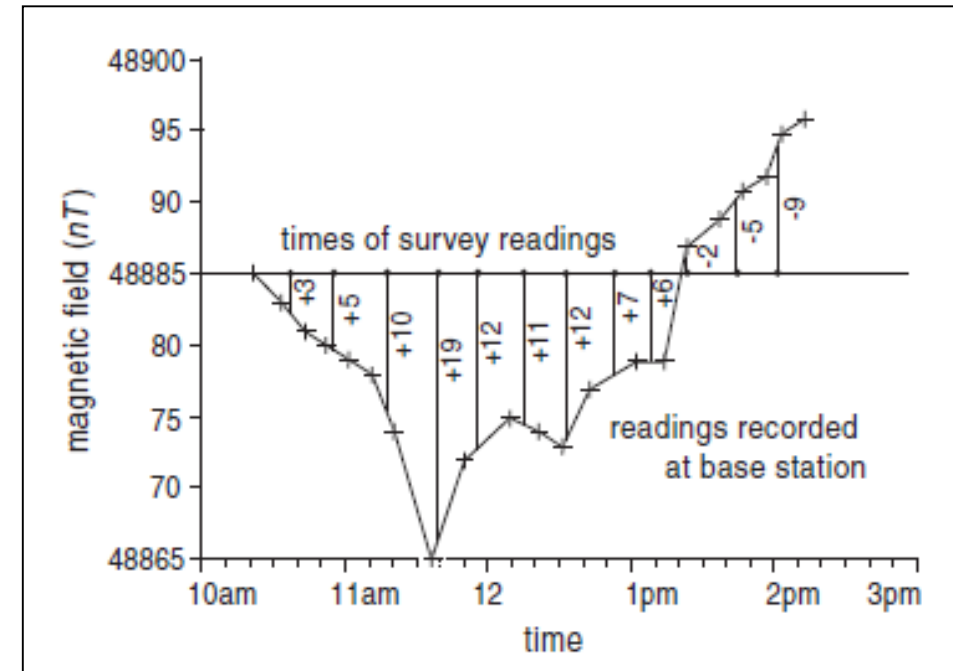


Misure magnetiche

Le **correzioni** necessarie per i rilievi magnetici sono **minori** (variazioni diurne, per l'altezza e regionali) rispetto ai rilievi gravitazionali e generalmente sono di **minore importanza**.

Correzioni per variazioni diurne:

La forza del campo terrestre cambia nel corso di una giornata, chiamata variazione diurna. La variazione raramente raggiunge i 100 nT nelle 24 ore, ma durante occasionali "tempeste" magnetiche può superare i 1000 nT. Poiché la variazione diurna cambia in modo graduale (a differenza delle tempeste), **può essere misurata tornando periodicamente alla stazione base**, alla maniera della correzione della deriva di un gravimetro. In alternativa, un magnetometro che registra i valori a intervalli regolari può essere lasciato alla stazione base ed è più conveniente.



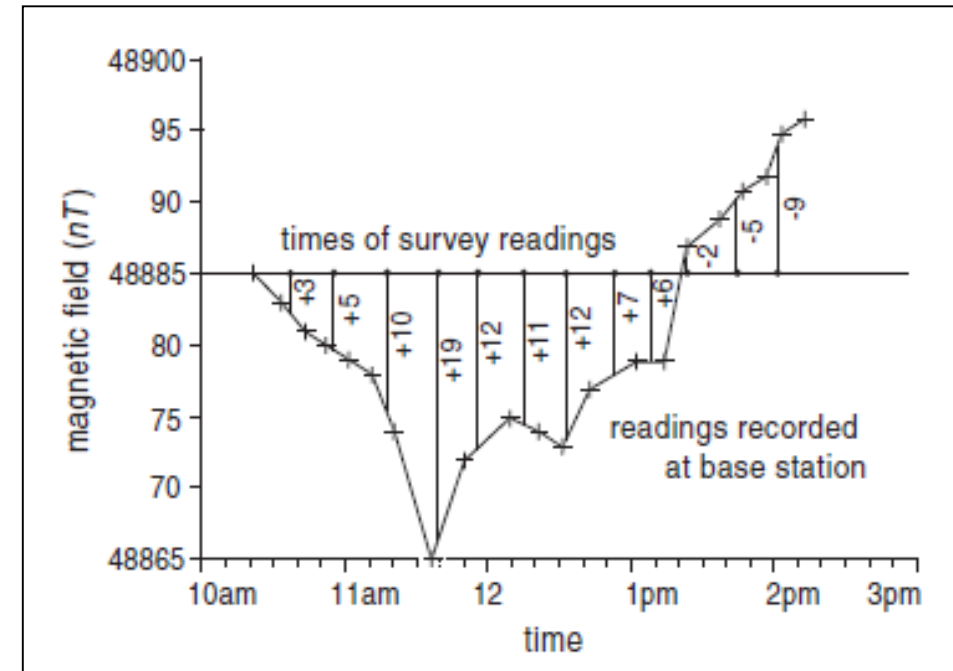
Misure magnetiche

Correzioni per variazioni diurne:

Per correggere le letture di rilievo per variazione diurna, prima si prende come riferimento un certo tempo (qui è l'ora di inizio della registrazione) e poi le variazioni diurne da questo momento vengono lette al momento delle letture di rilievo e sommate (o sottratte) alle letture del sondaggio.

Se l'anomalia è grande o il tempo impiegato per la registrazione è breve, correggere la variazione diurna può fare poca differenza per l'anomalia, ma registrarla fornisce un controllo che lo strumento funzioni correttamente.

Rileverà anche se si stia verificando una tempesta magnetica.



Misure magnetiche

Correzioni per variazioni di altitudine:

La variazione del campo magnetico con l'altitudine è dominata dalle **variazioni verticali del campo del dipolo**. L'intensità totale B_t del campo si ottiene calcolando la risultante della componente radiale B_r e della componente tangenziale B_θ

$$B_t = \sqrt{B_r^2 + B_\theta^2} = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}}{r^3}$$

La correzione dell'altitudine è data dal **gradiente verticale del campo magnetico**, ottenuto differenziando l'intensità B_t rispetto al raggio (r). Questo da:

$$\frac{\partial B_t}{\partial r} = -3 \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\sqrt{1 + 3 \cos^2 \theta}}{r^4} = -\frac{3}{r} B_t$$

Il gradiente verticale del campo dipende chiaramente dalla latitudine del sito di misurazione. All'equatore magnetico ($B_t \approx 30.000$ nT) la correzione dell'altitudine è di circa 0,015 nT/m; vicino ai poli magnetici ($B_t \approx 60.000$ nT) è di circa 0,030 nT/m. La correzione è così piccola che spesso viene ignorata.

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

Il **CMT varia notevolmente sulla superficie terrestre**, essendo circa due volte più forte ai poli magnetici della Terra rispetto all'equatore. Questa variazione non ha importanza per le indagini di piccole aree, ma **deve essere corretta per quelle regionali**.

Il campo sottratto è l'IGRF – International Geomagnetic Reference Field

L'IGRF esprime il CMT indisturbato in termini di un gran numero di armoniche e include termini temporali per correggere la variazione secolare. La complessità dell'IGRF richiede il calcolo del campo di riferimento tramite computer. Deve essere tenuto conto, tuttavia, che l'IGRF è imperfetto poiché le armoniche impiegate si basano su osservazioni in osservatori magnetici relativamente pochi e dispersi.

L'IGRF in aree lontane dagli osservatori può essere sostanzialmente comparabile ad un errore.

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

L'IGRF è considerevolmente più complicato dell'International Gravity Formula utilizzata per le correzioni di latitudine nei rilevamenti gravitazionali.

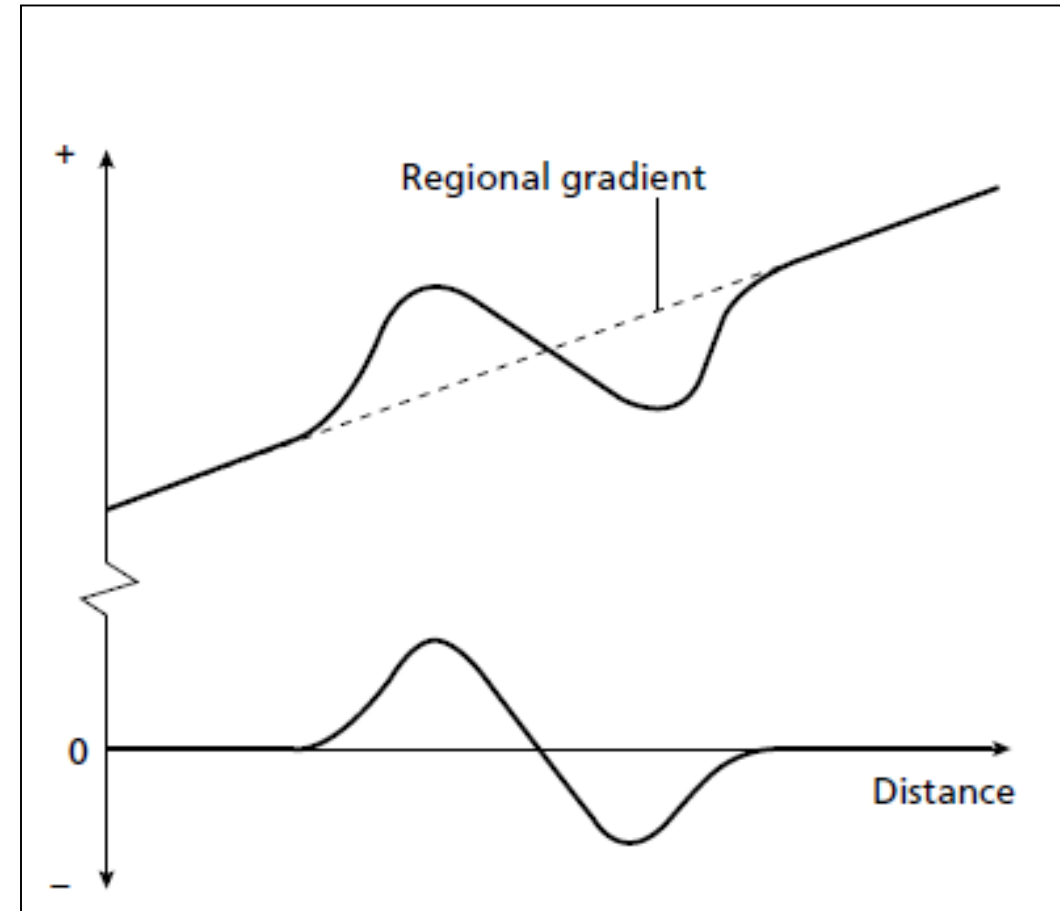
Viene rivisto ogni cinque anni per tener conto della variazione secolare.

Un'anomalia magnetica ha origine nel contrasto di magnetizzazione (ΔM) tra rocce con diverse proprietà magnetiche. La forma dell'anomalia dipende non solo dalla forma e dalla profondità dell'oggetto sorgente ma anche dal suo orientamento rispetto al profilo e al campo magnetico inducente, che a sua volta varia per intensità e direzione con la posizione geografica

Misure magnetiche

Correzioni per variazioni regionali:

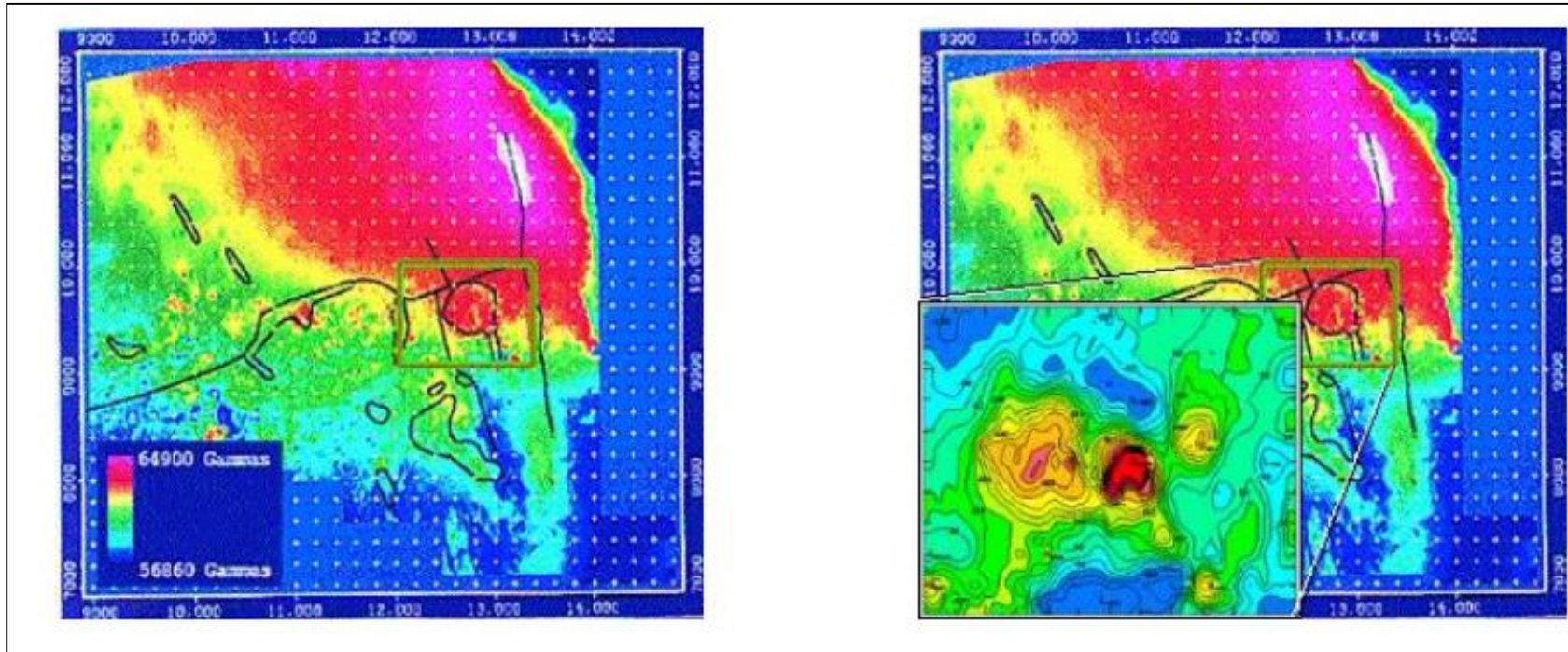
Un metodo per **rimuovere il gradiente** regionale su un'area di indagine relativamente piccola è l'uso dell'**analisi delle tendenze**. Una linea di tendenza (per i dati del profilo) o una superficie di tendenza (per i dati areali) viene adattata alle osservazioni utilizzando il criterio dei minimi quadrati e successivamente sottratta dai dati osservati per lasciare le anomalie locali come residui positivi e negativi.



Misure magnetiche

Example: regional field removal

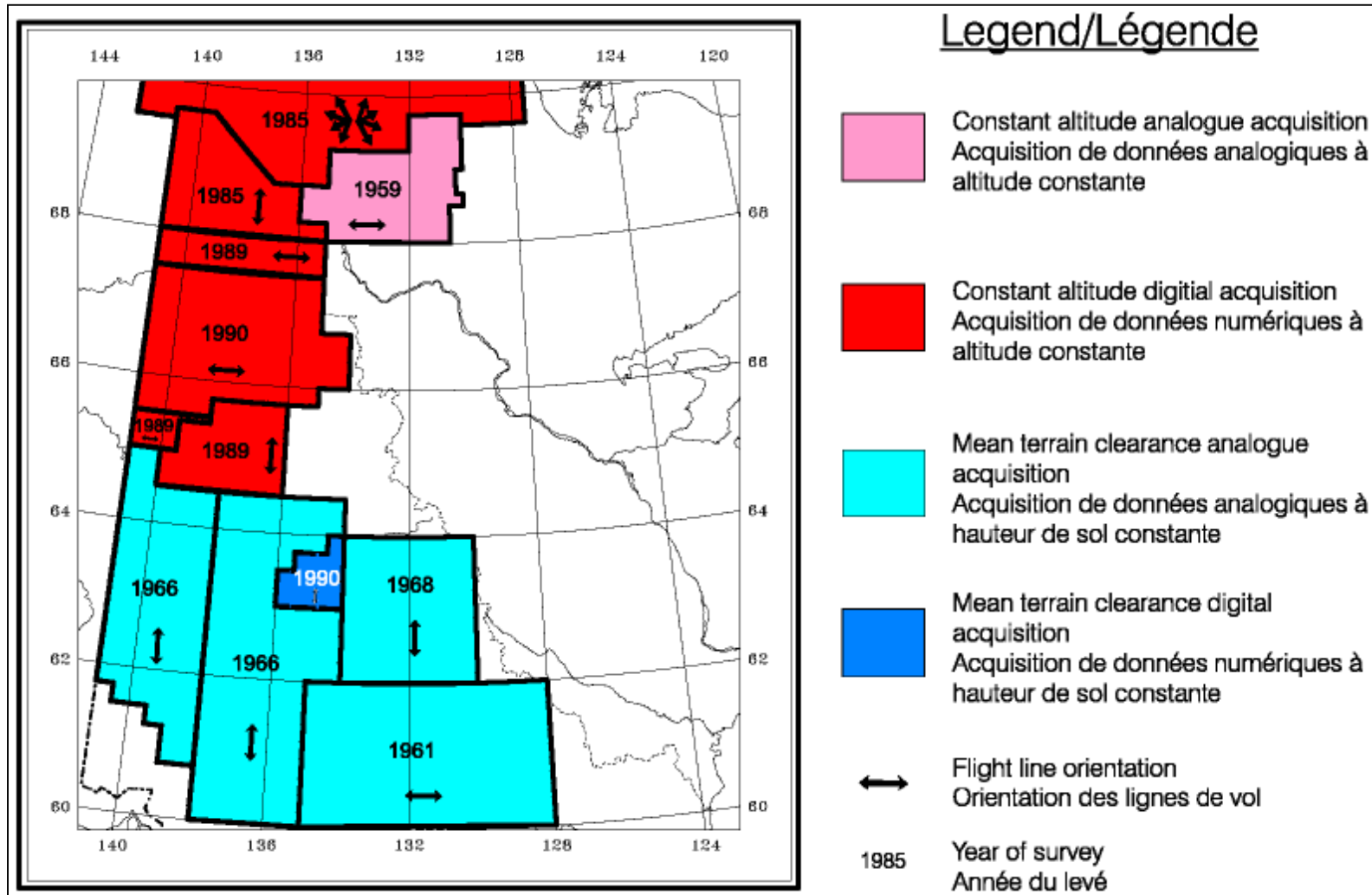
Magnetic Surveying:
data reduction



- Airborne magnetic data gathered over a 25 square km area around a mineral deposit in central British Columbia. Some geological structural information is shown as black lines. The monzonite stock in the centre of the boxed region is a magnetic body, but this is not very clear in the data before removing the regional trend

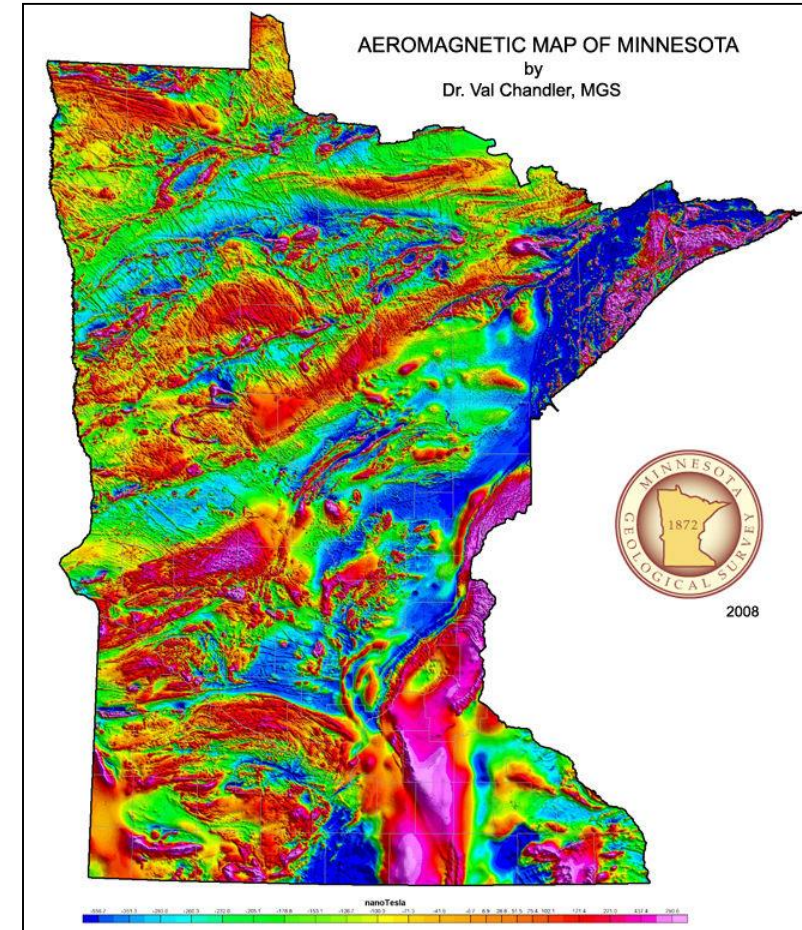
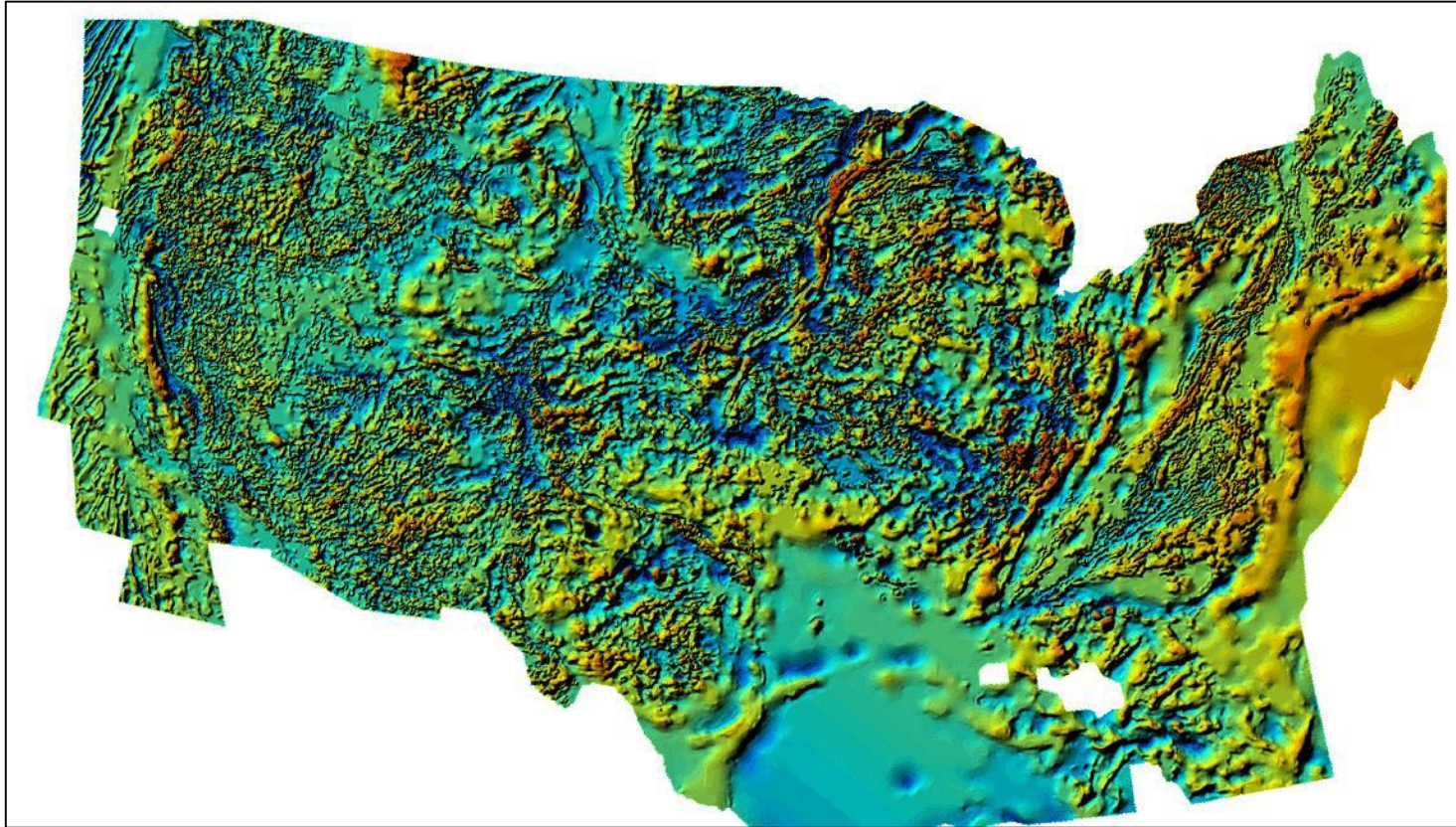
Misure magnetiche

Magnetic Surveying: aeromagnetic map construction



Misure magnetiche

Magnetic Surveying:
aeromagnetic map



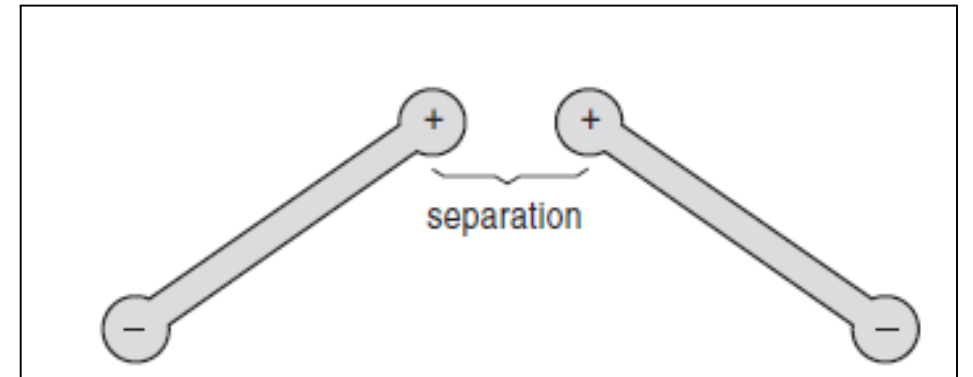
Misure magnetiche

Le anomalie magnetiche

Per comprendere le **forme dell'anomalia magnetica** utilizzeremo il concetto di distribuzione dei poli magnetici. Un corpo magnetico può essere pensato come fatto di poli magnetici. I poli si presentano sempre come coppie positive e negative, ma i magneti possono essere così lunghi e sottili che l'effetto di un singolo polo può essere isolato.

I poli si respingono se sono entrambi positivi o entrambi negativi ma si attraggono se di polarità opposta.

In entrambi i casi, la forza è proporzionale al quadrato inverso della loro separazione (come l'attrazione gravitazionale tra piccole masse). Quando si calcola il campo magnetico dovuto a un corpo solitamente si devono sommare i campi di una o più coppie di poli opposti. Il corpo più semplice è un dipolo

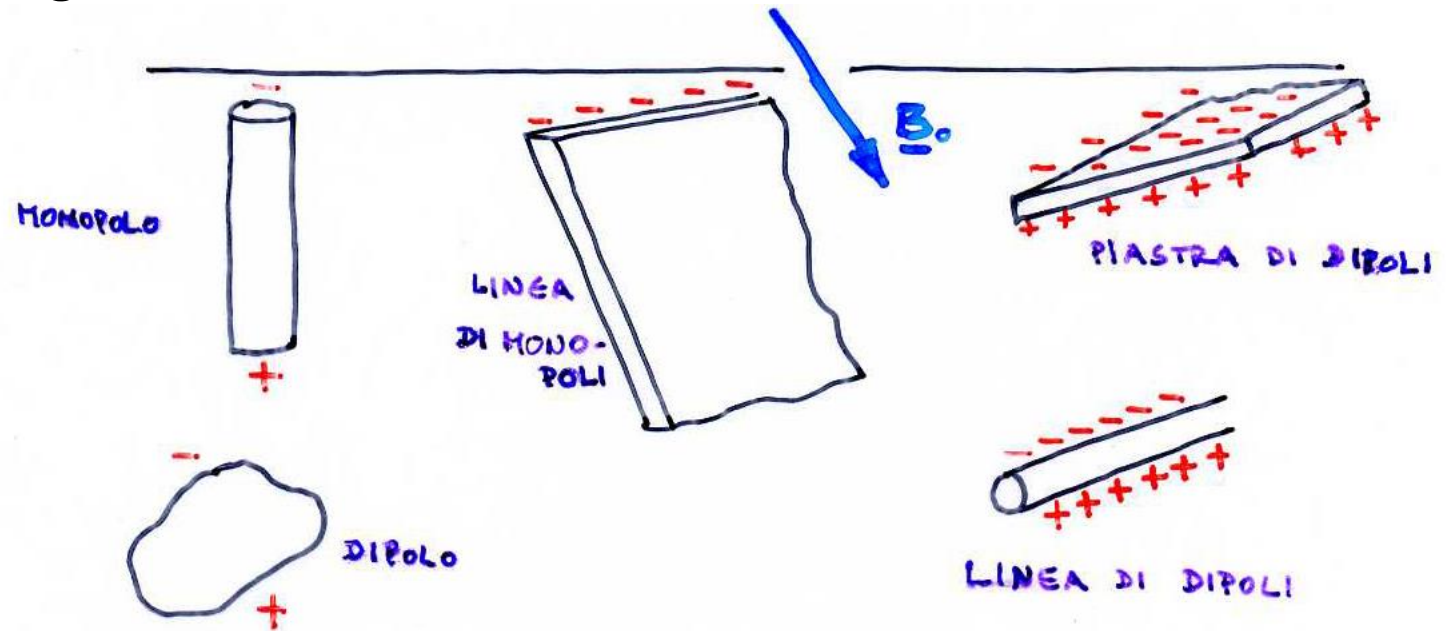


Misure magnetiche

Un'**anomalia magnetica** rappresenta un **disturbo locale del CMT** dovuto ad una variazione locale nella magnetizzazione/contrasto di magnetizzazione.

L'anomalia osservata esprime l'effetto complessivo della magnetizzazione indotta e quella residua, che possono avere intensità e direzioni diverse. Poichè la magnetizzazione residua è altamente variabile e poco misurata, le anomalie vengono interpretate come se la magnetizzazione indotta fosse l'unica sorgente dell'anomalia.

Le anomalie magnetiche vengono di solito interpretate in termini di dipoli e monopoli (singoli, linee, piastre) a seconda dell'estensione geometrica dei corpi geologici a cui sono associate.



Misure magnetiche

Le anomalie sono diverse perché un corpo suscettibile sarà magnetizzato nella direzione del campo terrestre.

Il corpo produce quindi il proprio campo attorno a sé che è simile a un campo di dipolo. Quel campo indotto si aggiunge vettorialmente al campo ambientale

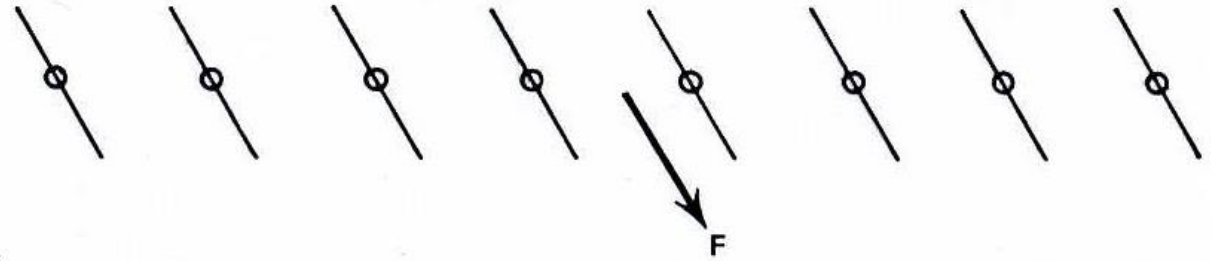


Figure 20. Direction of Components Measured by Total Field Magnetometer

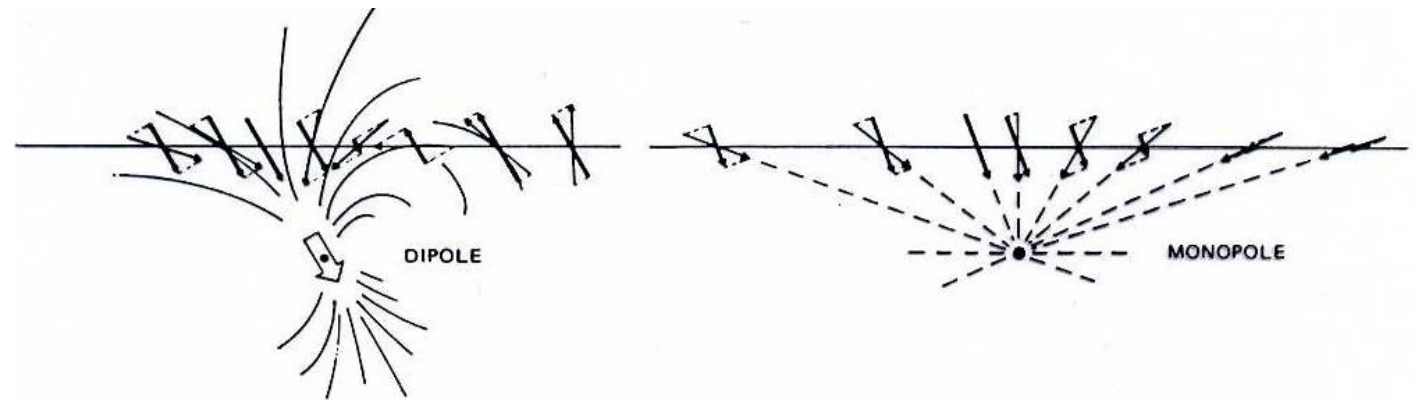


Figure 21. Total Field Components of Tangent to Field Lines of Dipole and Monopole

Misure magnetiche

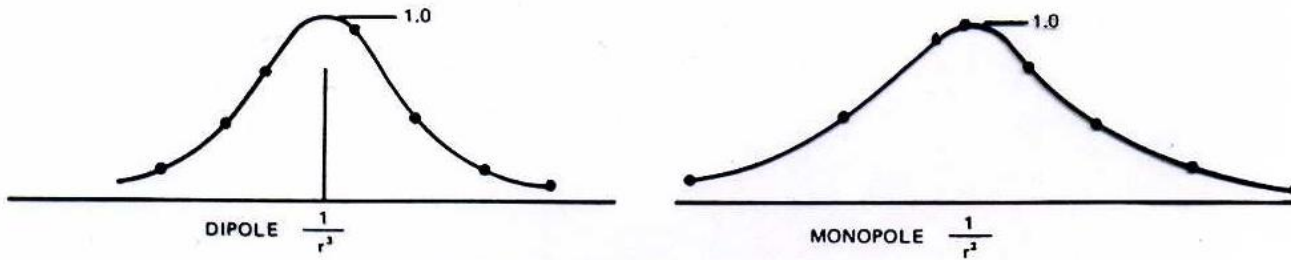


Figure 22. Fall-off Rate
(Relative intensity or length of vectors in Figure 21)

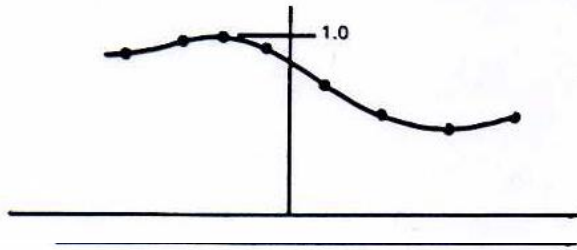


Figure 23. Aspect Factor
(Relative Intensity of Dipole of Figure 21 with Respect to Angle from Axis at Various Points Along Profile)

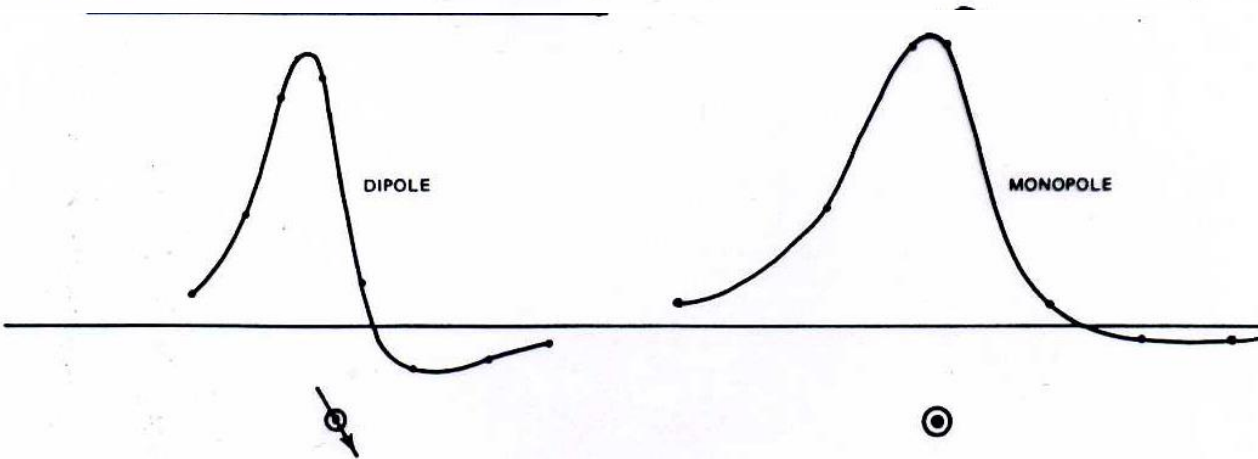
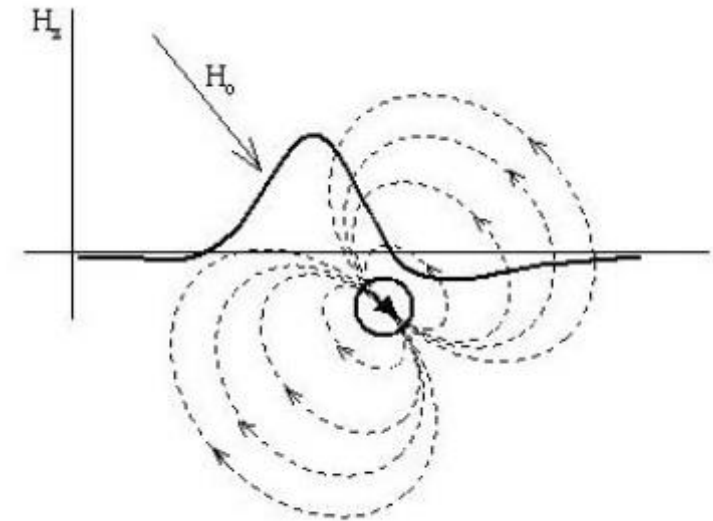
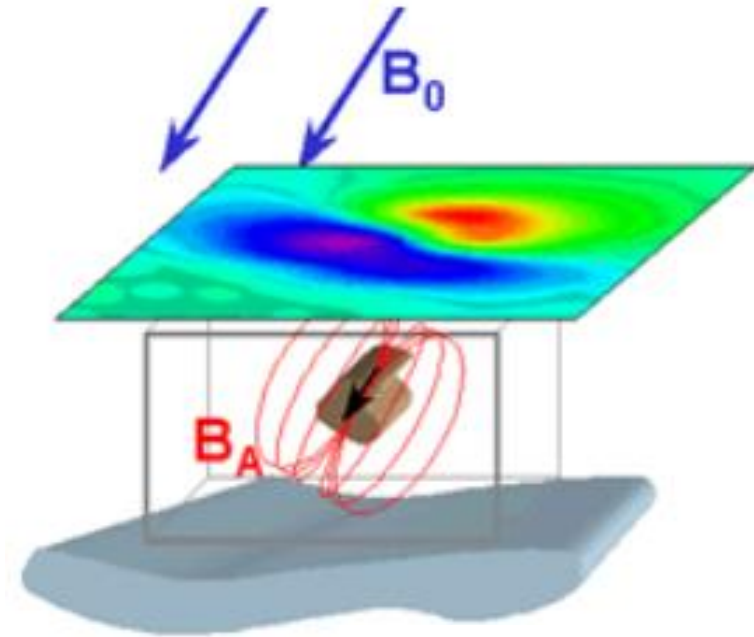


Figure 24. Dipole and Monopole Signatures (Constructed from Figures 20-23 according to methods described in text.)



Misure magnetiche

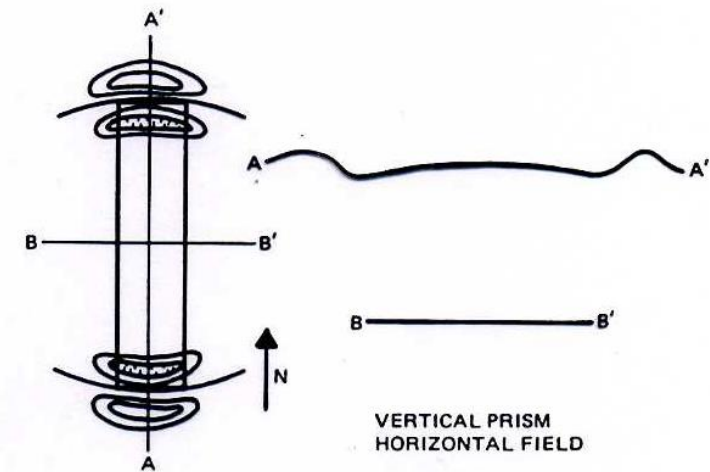
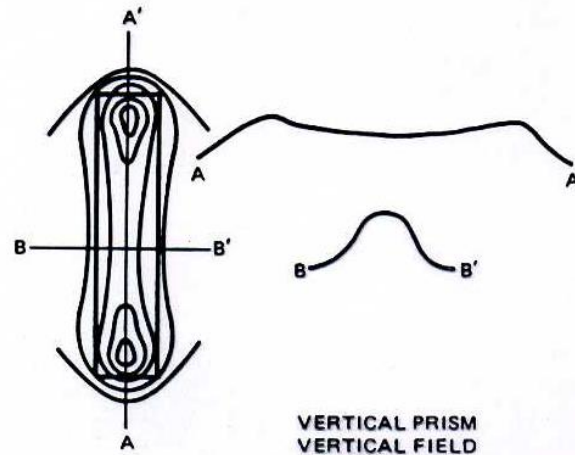
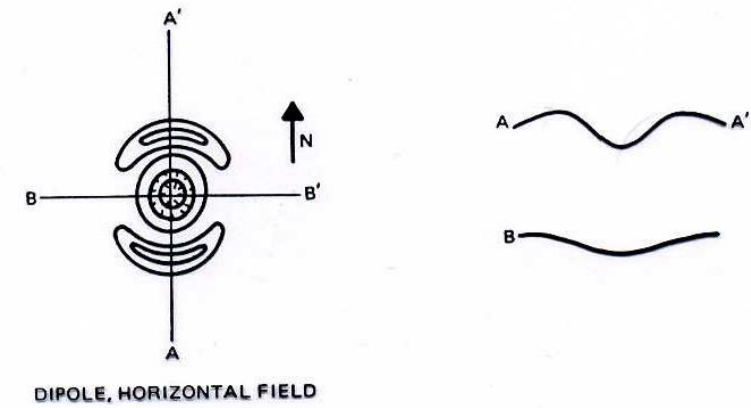
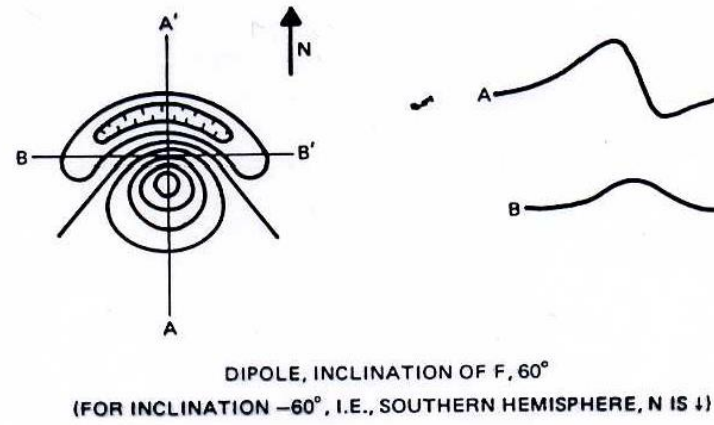
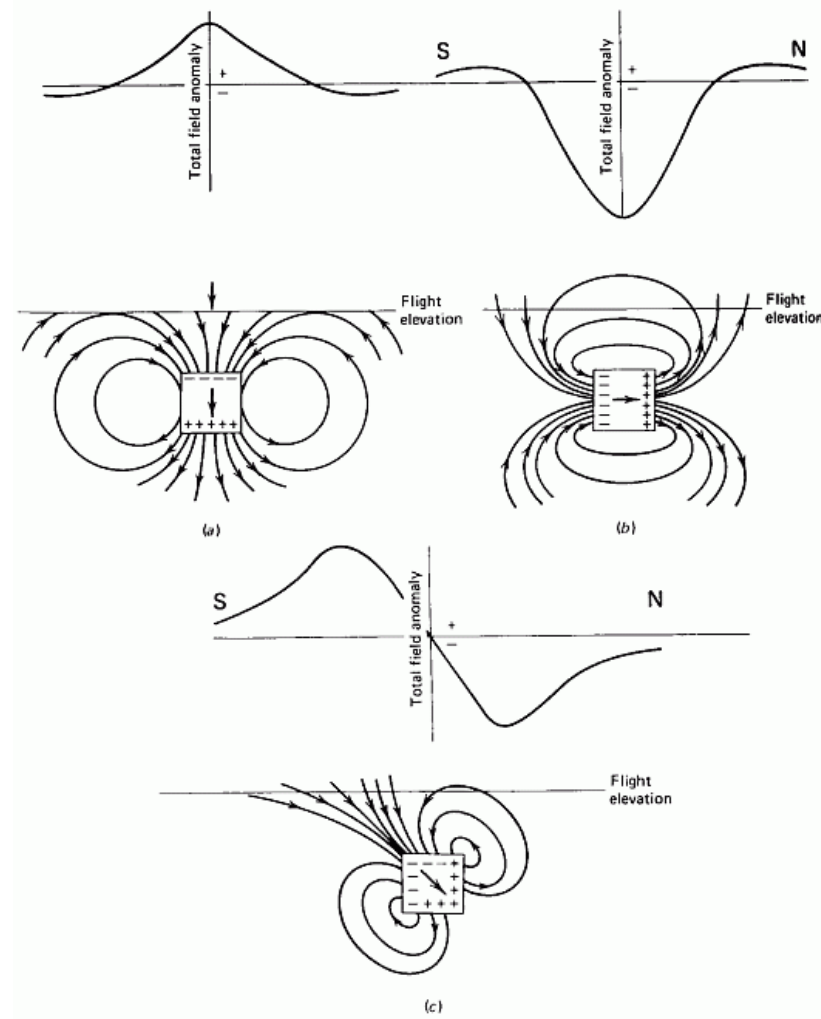


Figure 27. Contour Maps of Total Intensity

Misure magnetiche

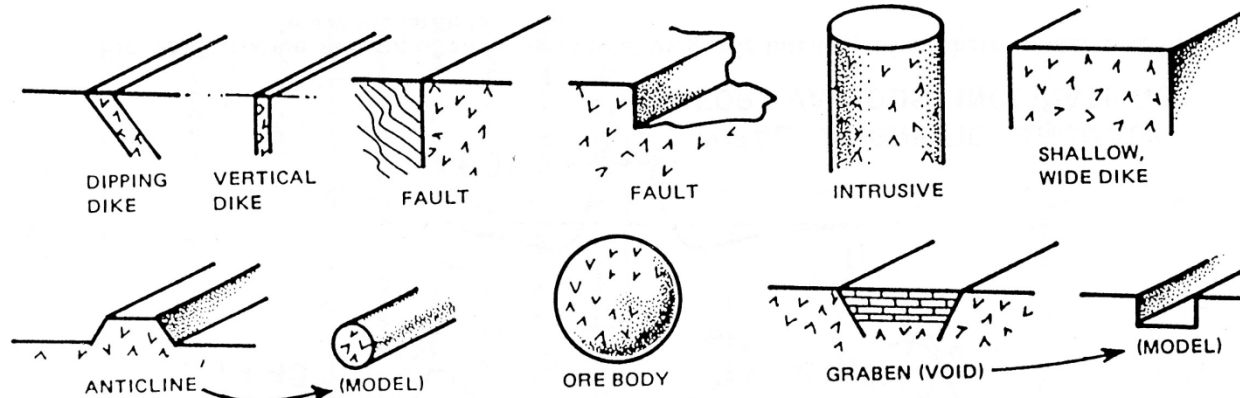


Figure 15. Geological Model Representations of Common Magnetic Anomaly Sources

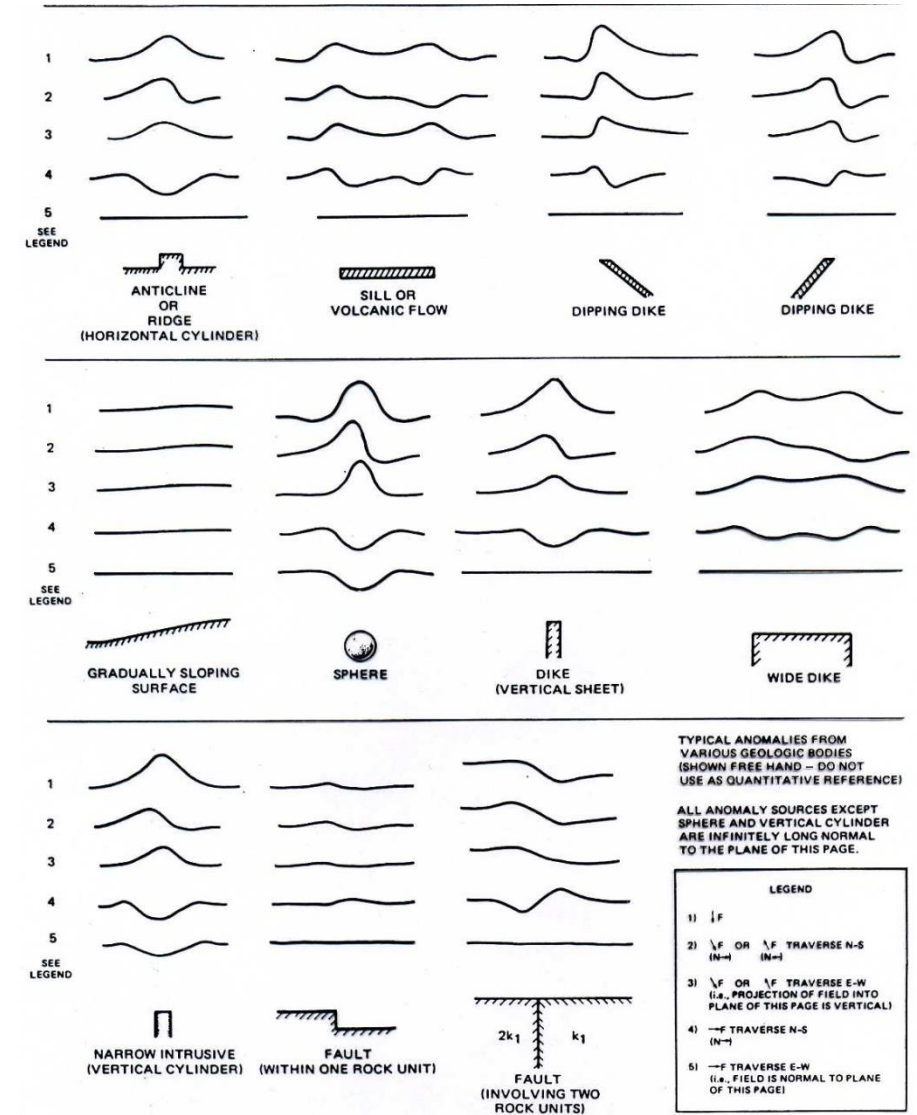
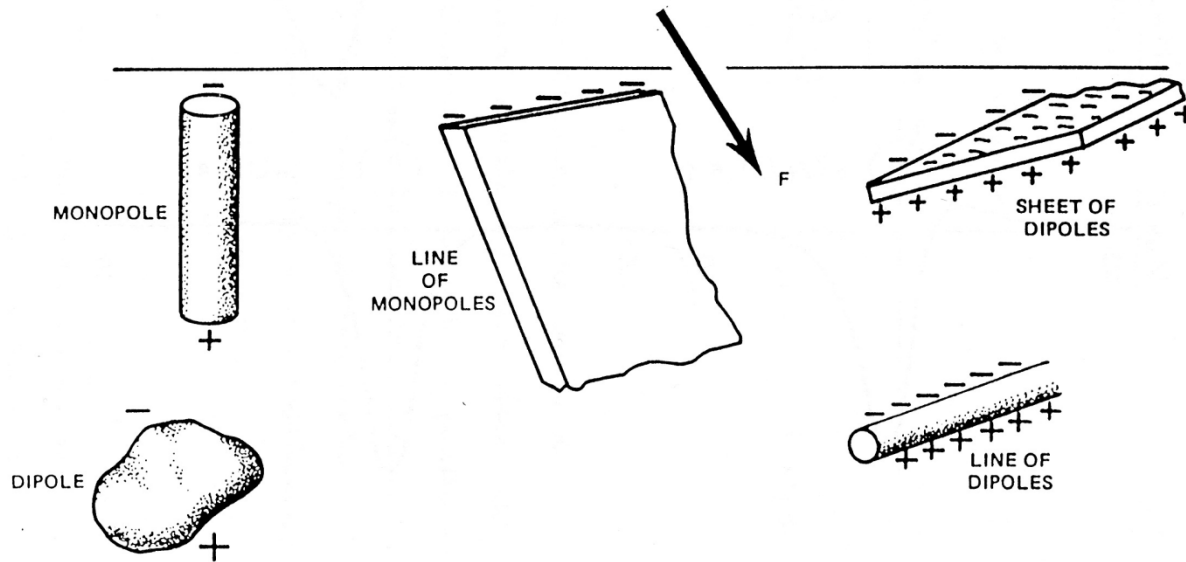
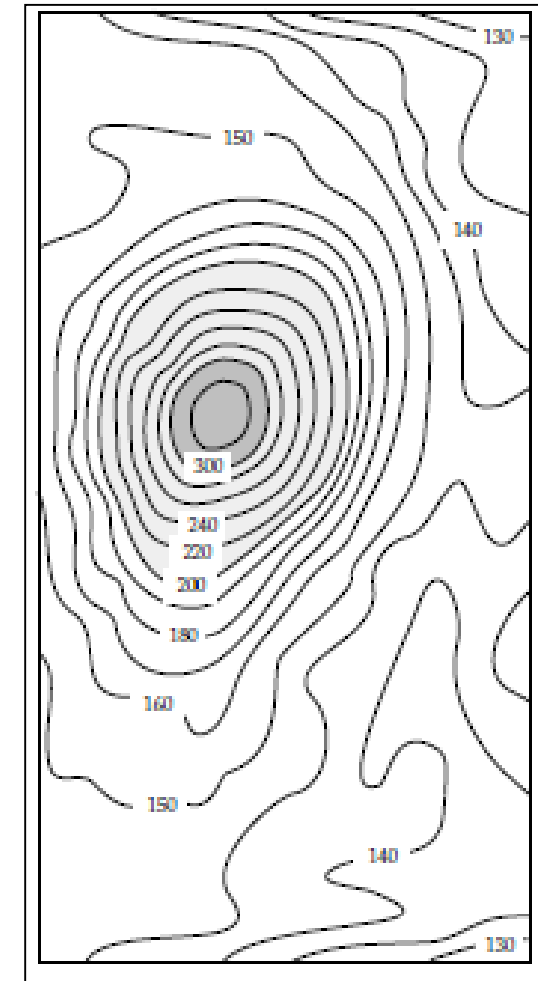
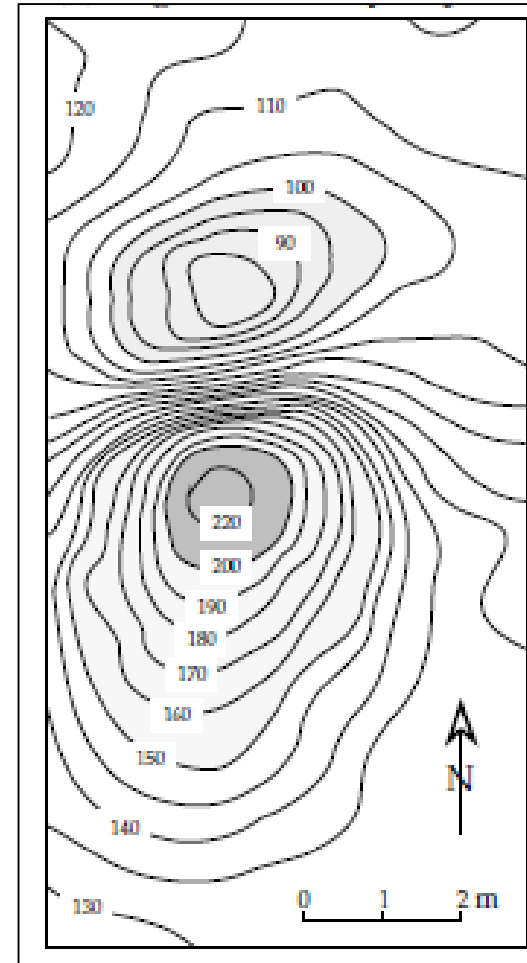


Figure 26. Anomalies for Geologic Bodies at Various Orientations and Different Inclinations of the Field

Misure magnetiche

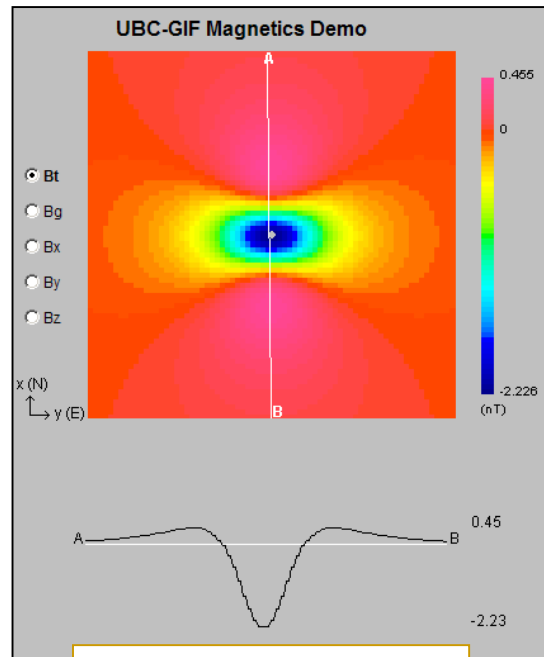
L'asimmetria di un'anomalia magnetica può essere compensata con il **metodo della riduzione al polo**. Questo consiste nel **ricalcolare l'anomalia osservata nel caso in cui la magnetizzazione sia verticale**. Il metodo prevede una sofisticata elaborazione dei dati. La riduzione al polo elimina l'asimmetria di un'anomalia e consente una migliore localizzazione dei margini del corpo perturbatore.

Tra le altre applicazioni, la procedura si è rivelata importante per l'interpretazione dettagliata delle magnetizzazioni crostali oceaniche responsabili delle anomalie magnetiche oceaniche lineate.

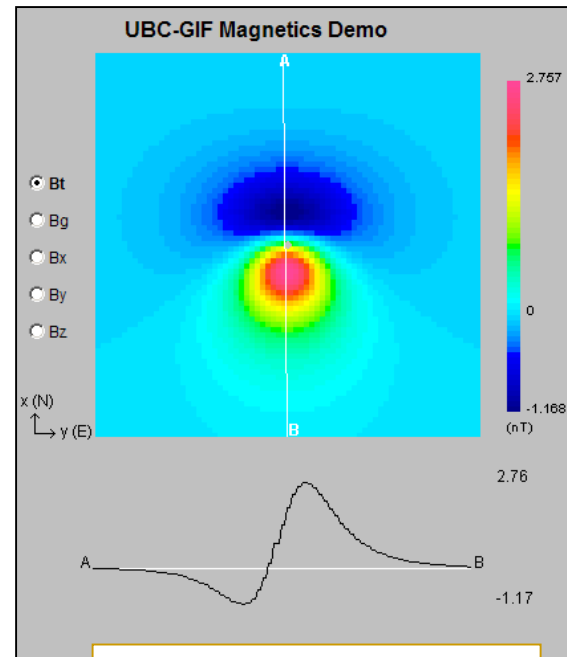


Misure magnetiche

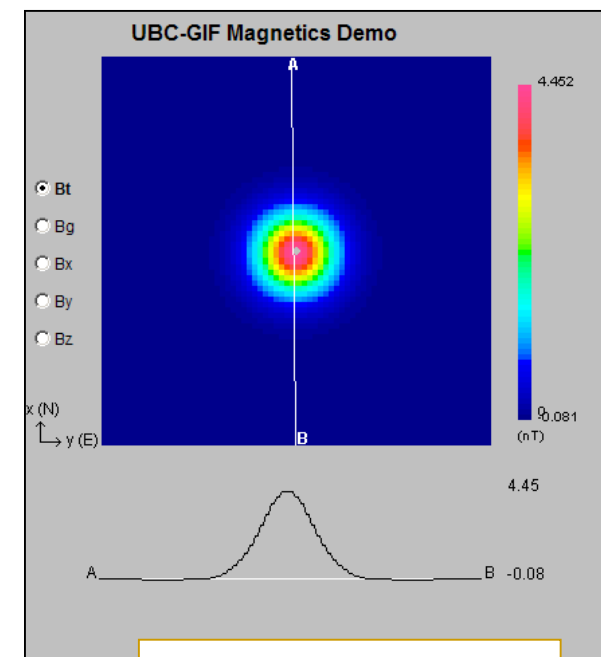
Oggetti sommersi a differenti latitudini portano a valori diversi del totale dell'anomalia



Inclination=0°



Inclination=45°

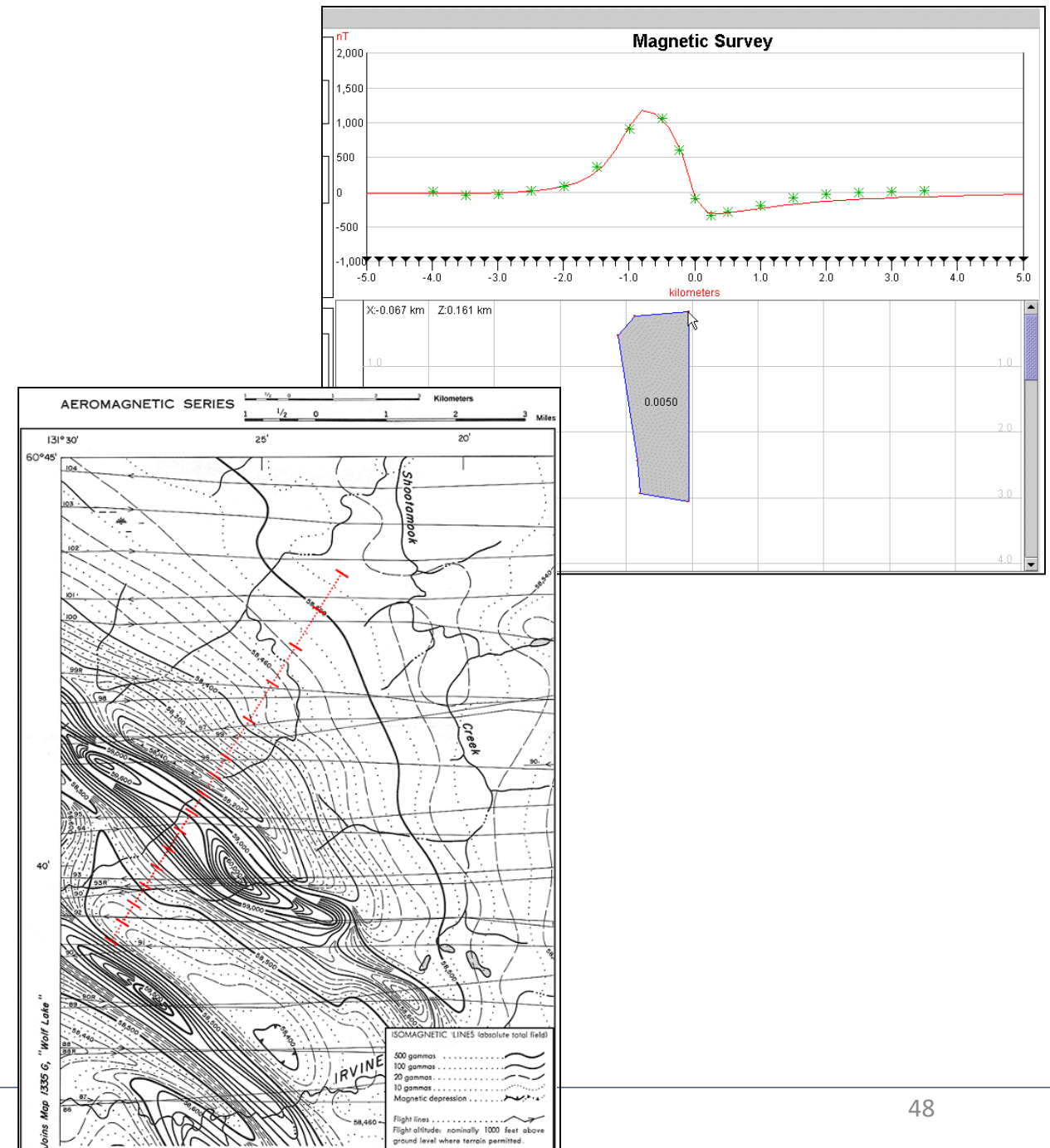


Inclination=90°

Misure magnetiche

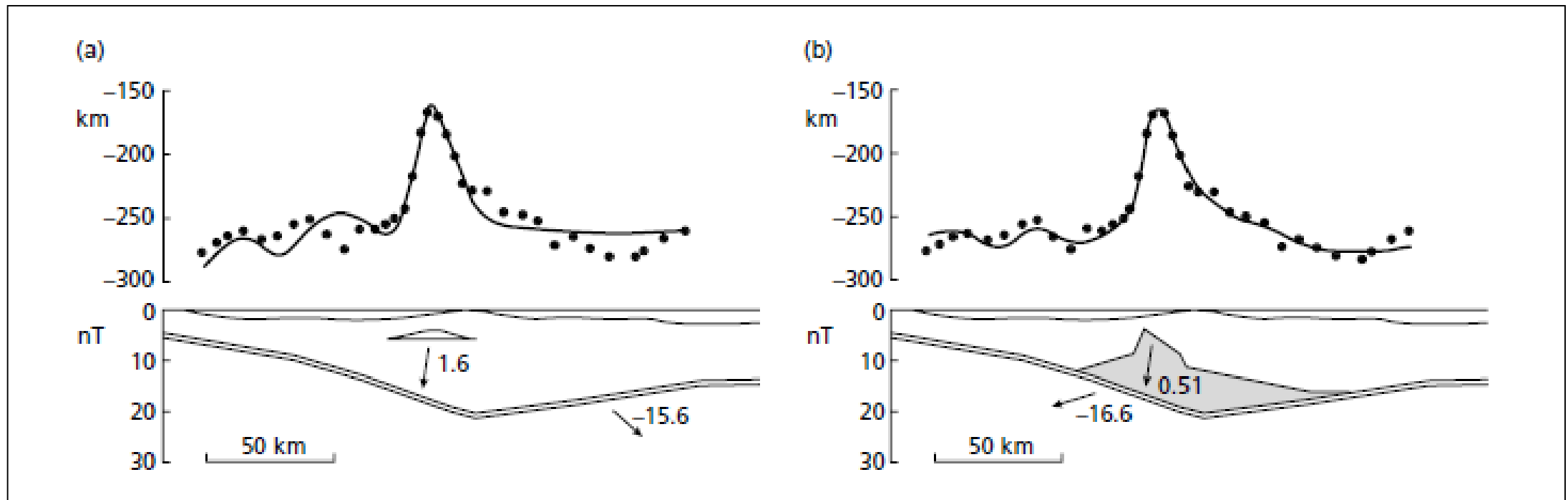
Corpi dalla forma semplice permettono interpretazioni semplici. Spesso, tuttavia, i corpi hanno forme complicate e hanno magnetizzazioni indotte e rimanenti ad angolo, quindi il forward modeling è un approccio più utile.

Forward modeling:
ipotizzare un modello
calcolarne l'anomalia
confrontarla con quello osservato



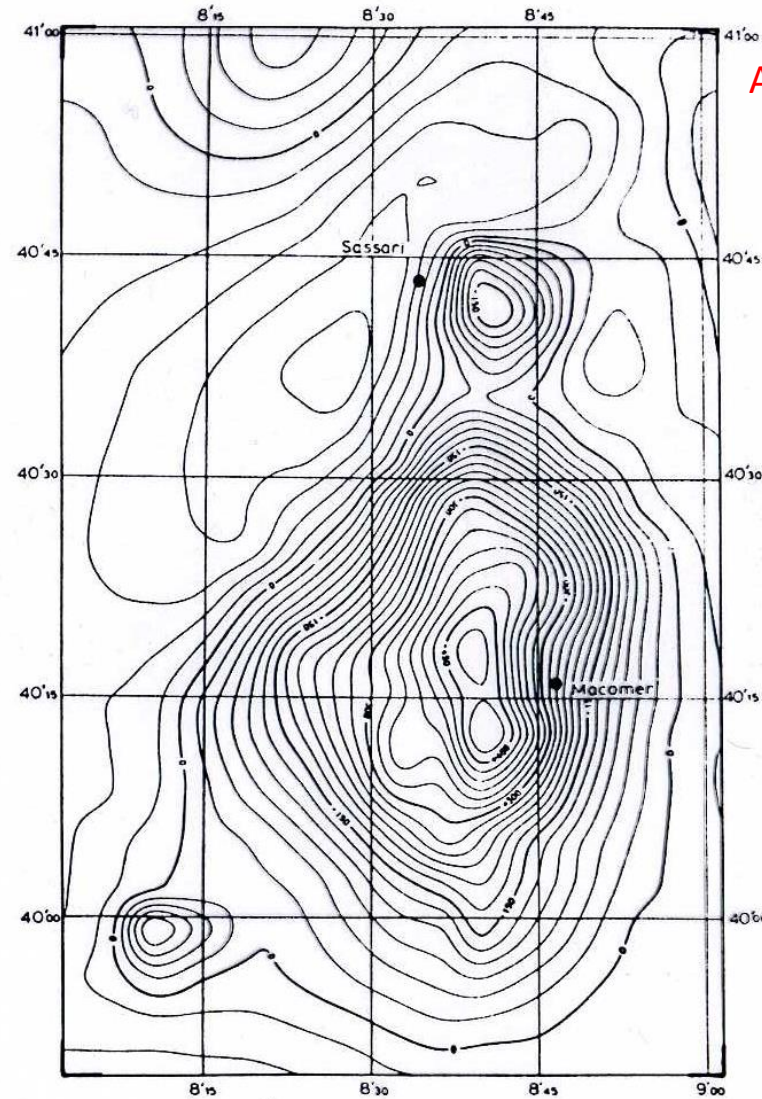
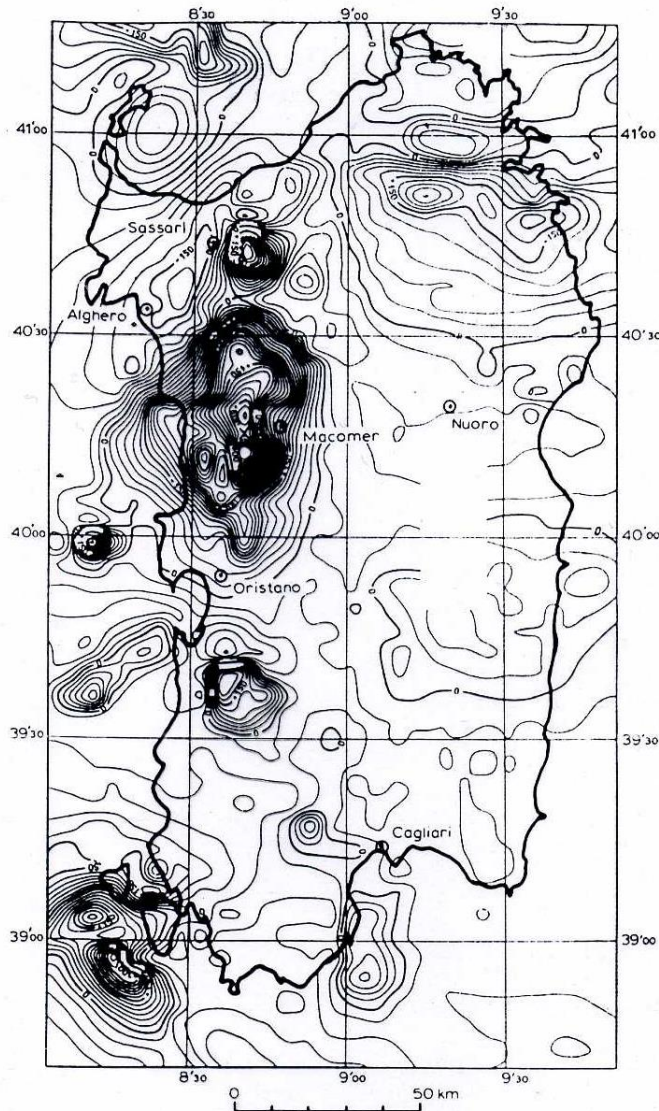
Misure magnetiche

Problema in geofisica: non unicità della soluzione, il che implica che i modelli devono essere vincolati con tutte le informazioni disponibili



Misure magnetiche

Interpretazione anomali magnetica complessa



Anomalia lisciata

Fig. 1. Aeromagnetic map of Sardinia. The data are provided by A.G.I.P. SpA and E.M.Sa. The flight elevation is 1300 m. The contour interval is 25 nT.

Upward continuation of part of the original data of Fig. 1 at an altitude of 4000 m. The

Misure magnetiche

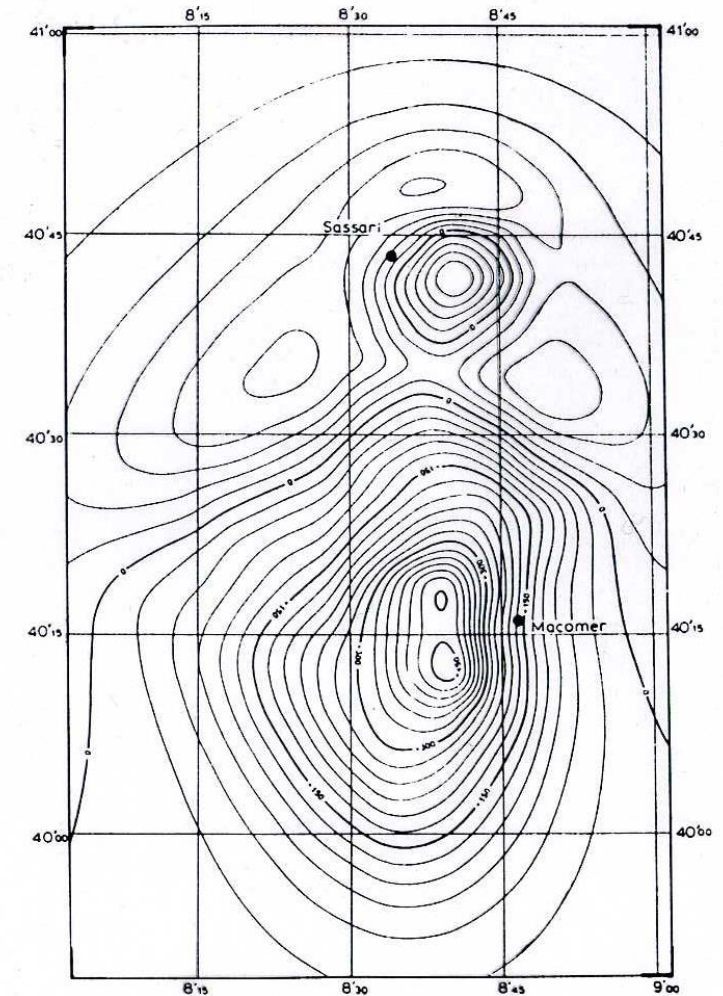
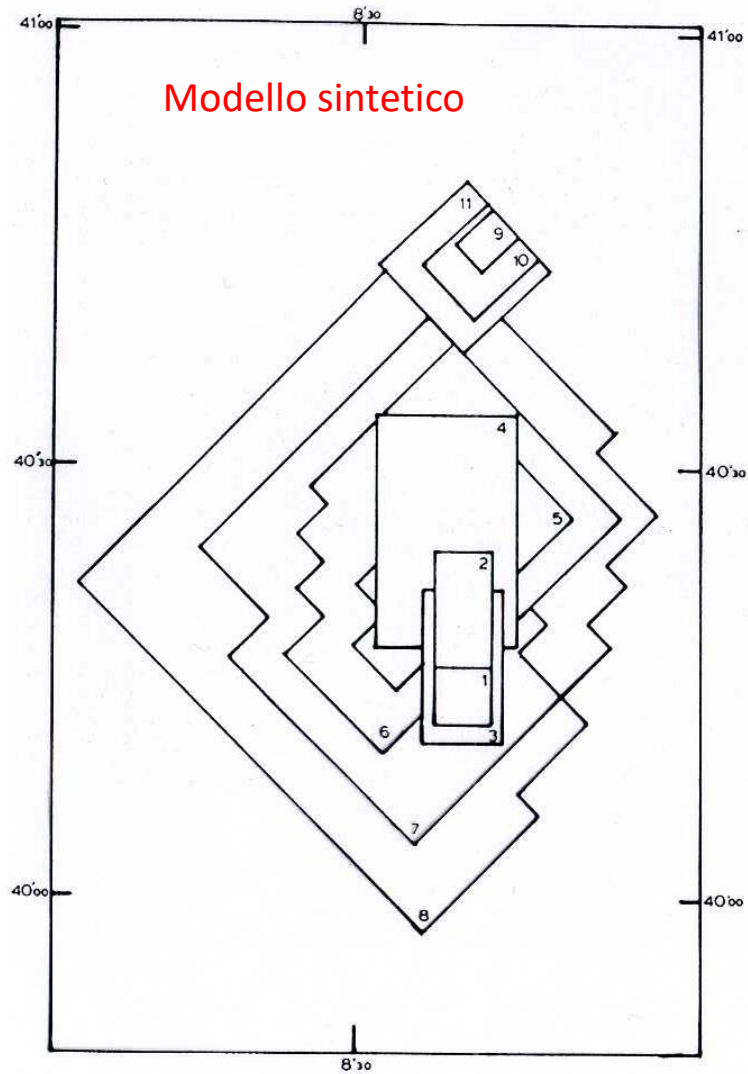


Fig. 5. Synthetic magnetic map computed at 4000 m from model of Fig. 4 assuming that the direction of magnetization is purely induced. The direction corresponds to I.G.R.F. ($D = 2^\circ W$ and $I = +54^\circ$). The contour interval is 25 nT.

Anomalia risultante dal modello

Fig. 4. Synthetic model of the magnetic structure corresponding to Macomer anomaly. The magnetization and depth of each layer are given in Table I.

Prospezioni (indagini) magnetiche esempi numerici di anomalie semplici

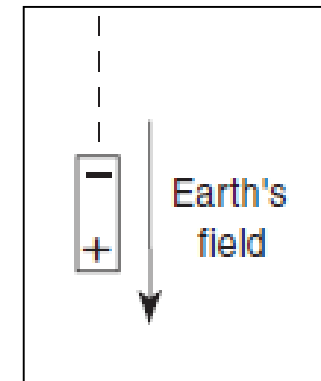
Misure magnetiche

Alcune informazioni sui processi fisici che danno origine a un'anomalia magnetica possono essere ottenute dal caso di un corpo a lato verticale che è magnetizzato da un campo magnetico verticale. N.B Questa è una situazione semplificata perché in pratica sia il corpo che il campo saranno inclinati, probabilmente ad angoli differenti

Example: vertical dike

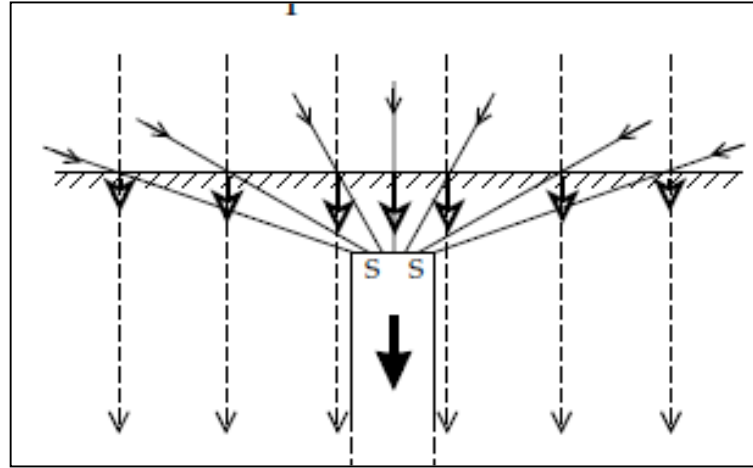
N.B we will assume a two-dimensional situation, where the horizontal length of the dike is infinite. We assume that the dike extends to very great depths so that we can ignore the small effects associated with its remote lower end. The vertical sides of the dike are parallel to the magnetization and no magnetic poles are distributed on these faces.

- However, the horizontal top face is normal to the magnetization and a distribution of magnetic poles can be imagined on this surface. The direction of magnetization is parallel to the field, so the pole distribution will consist of “south” poles. The magnetized dike behaves like a magnetic *monopole*. At any point above the dike we measure both the inducing field and the *anomalous* “stray field” of the dike, which is directed toward its top

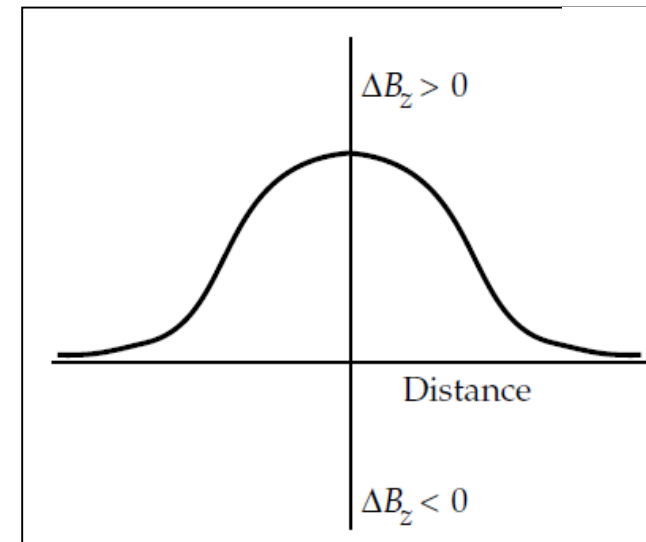
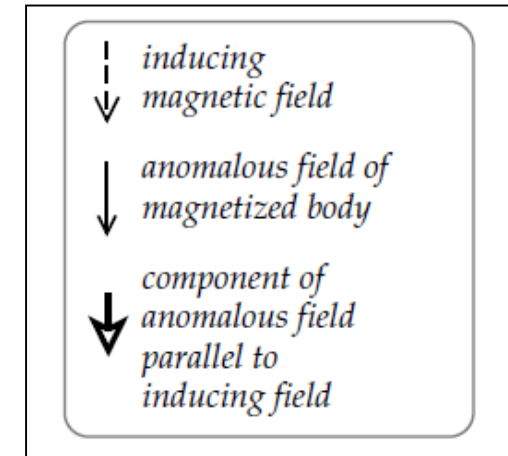


Misure magnetiche

Example: vertical dike



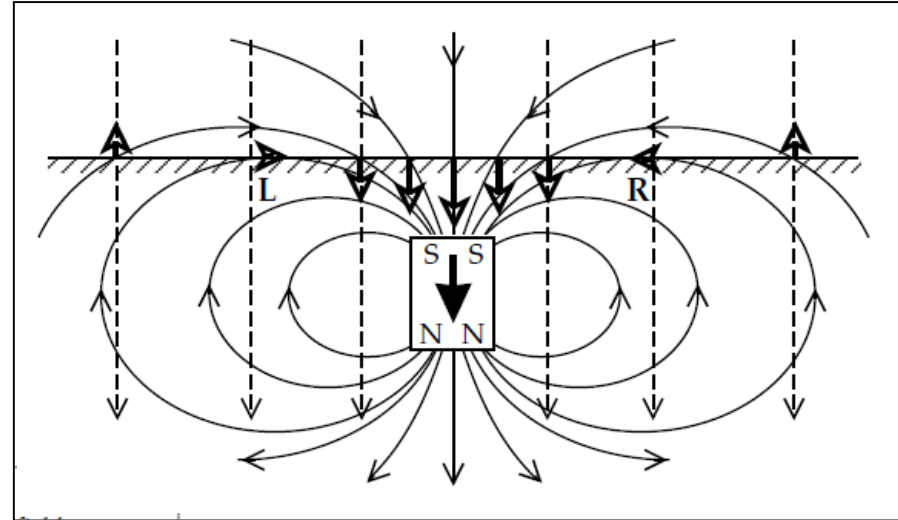
- The anomalous field has a component parallel to the Earth's field and so the total magnetic field will be everywhere stronger than if the dike were not present. The magnetic anomaly is everywhere positive, increasing from zero far from the dike to a maximum value directly over it



Misure magnetiche

Example vertical dike

- If the vertical extent of the dike is finite, the distribution of north poles on the bottom of the dike may be close enough to the ground surface to produce a measurable stray field. The upper distribution of south poles causes a positive magnetic anomaly, as in the previous example. The lower distribution of north poles causes a negative anomaly.

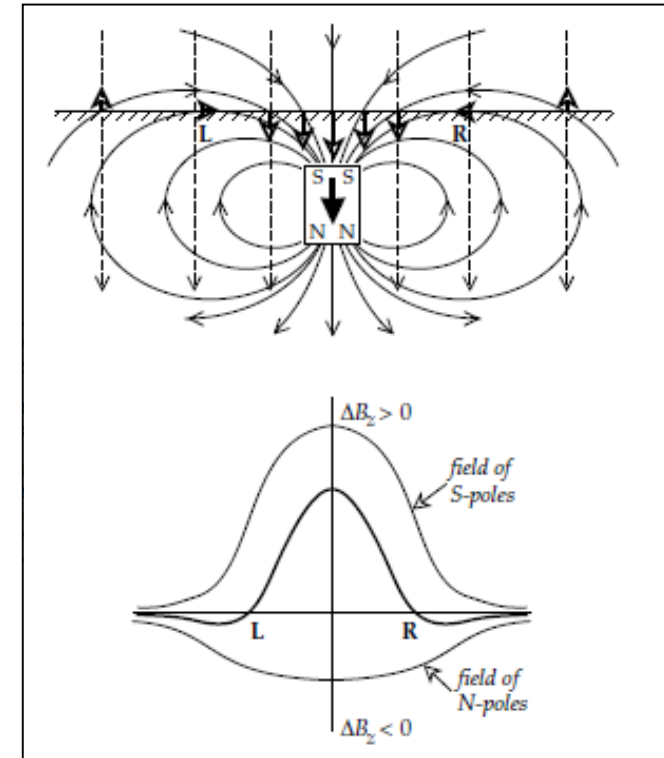


- The north poles are further from the magnetometer than the south poles, so their negative anomaly over the dike is weaker. However, farther along the profile the deeper distribution of poles subtends a larger angle than the upper one does.

Misure magnetiche

Example: vertical dike

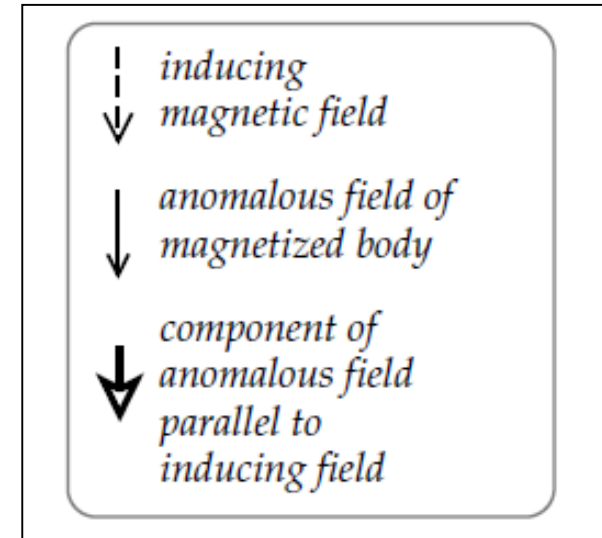
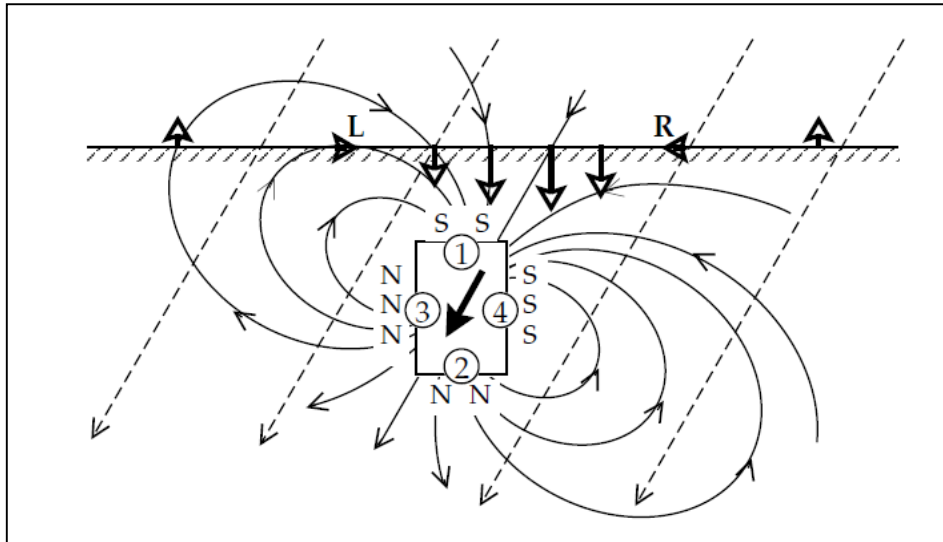
- Beyond a certain lateral distance from the dike (to the left of L and to the right of R) the negative anomaly of the lower pole distribution is stronger than the positive anomaly of the upper one. This causes the magnetic anomaly to have negative side lobes, which asymptotically approach zero with increasing distance from the dike



- The magnetized dike in this example resembles a bar magnet and can be modelled crudely by a dipole. Far from the dike, along a lateral profile, the dipole field lines have a component opposed to the inducing field, which results in the weak negative side lobes of the anomaly. Closer to the dike, the dipole field has a component that reinforces the inducing field, causing a positive central anomaly

Misure magnetiche

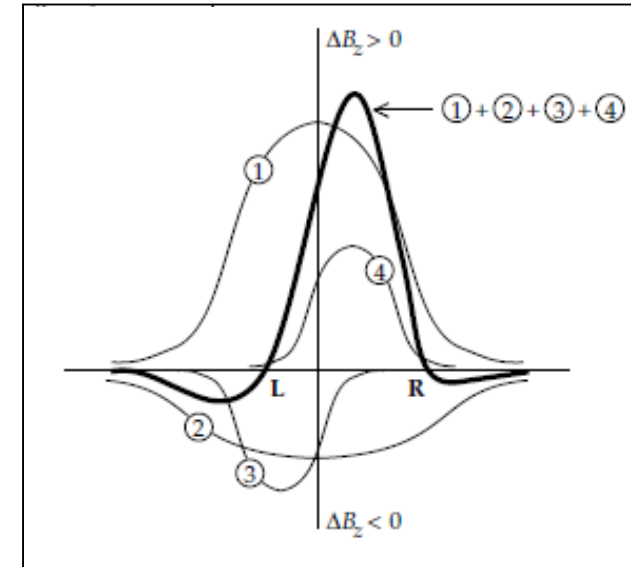
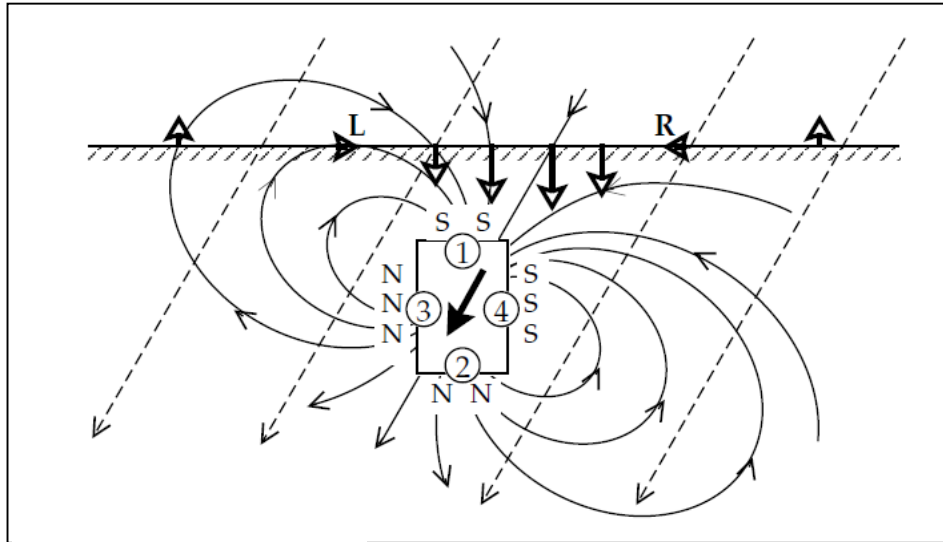
Example: inclined magnetization



- When an infinitely long dike is magnetized obliquely rather than vertically, its anomaly can be modelled either by an inclined dipole or by pole distributions. The magnetization has both horizontal and vertical components, which produce magnetic pole distributions on the vertical sides of the dike as well as on its top and bottom.

Misure magnetiche

Example: inclined magnetization

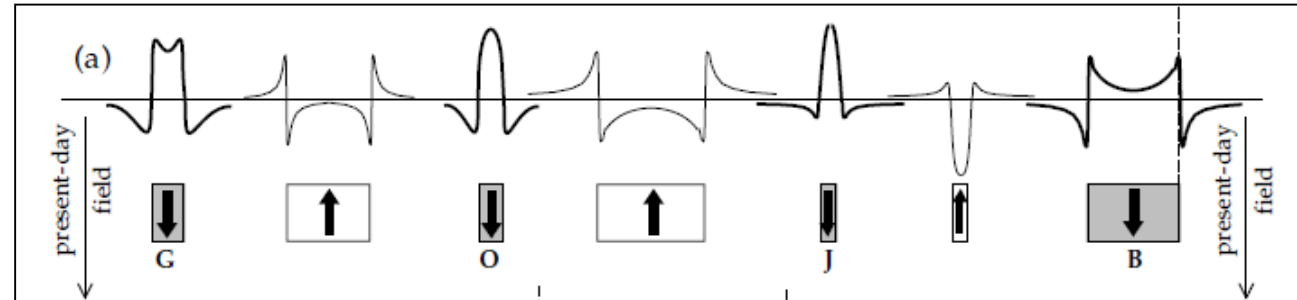


- The symmetry of the anomaly is changed so that the negative lobe of the anomaly is enhanced on the side towards which the horizontal component of magnetization points; the other negative lobe decreases and may disappear.
- The shape of a magnetic anomaly also depends on the angle at which the measurement profile crosses the dike, and on the strike and dip of the dike

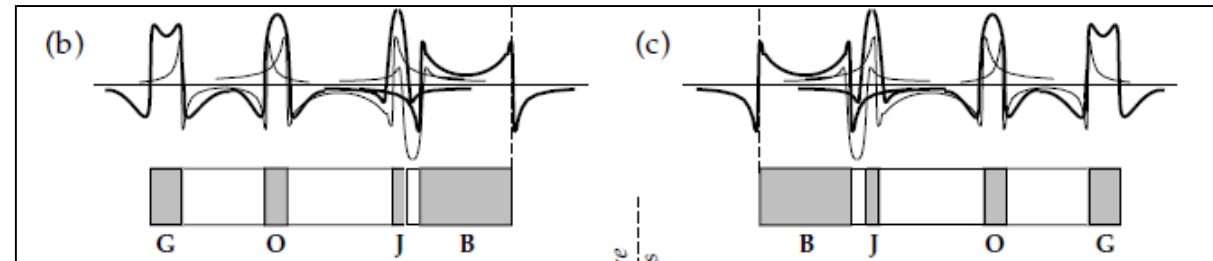
Misure magnetiche

Magnetic Surveying: oceanic magnetic anomalies

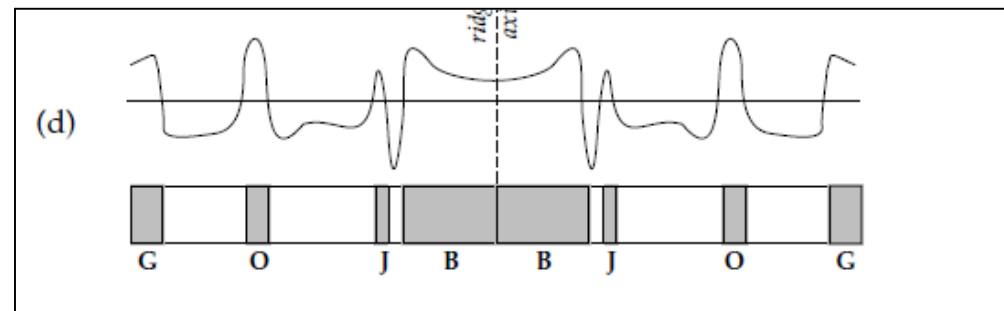
- The concept of magnetic pole distributions can be applied individually to each block of the oceanic crust individually to determine the shape of its magnetic anomaly.



- If the blocks are contiguous, as is the case when they form by a continuous process such as sea-floor spreading, their individual anomalies will overlap



- If the two sets of crustal blocks are brought together at the spreading axis, a magnetic anomaly sequence ensues that exhibits a symmetric pattern with respect to the ridge axis

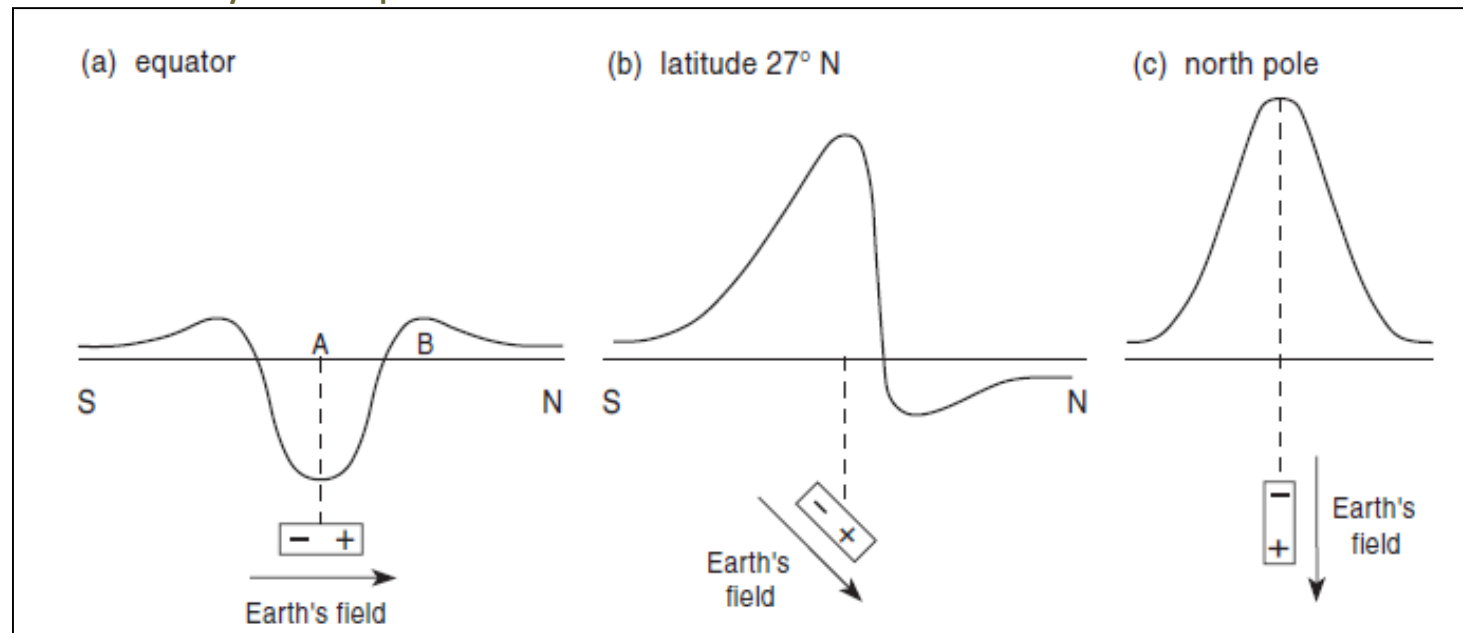


Misure magnetiche

Magnetic Surveying: magnetic anomaly

N.B: to deduce the anomaly it produces we also need to take account of its orientation and the Earth's field!

Anomaly of a dipole at different latitudes

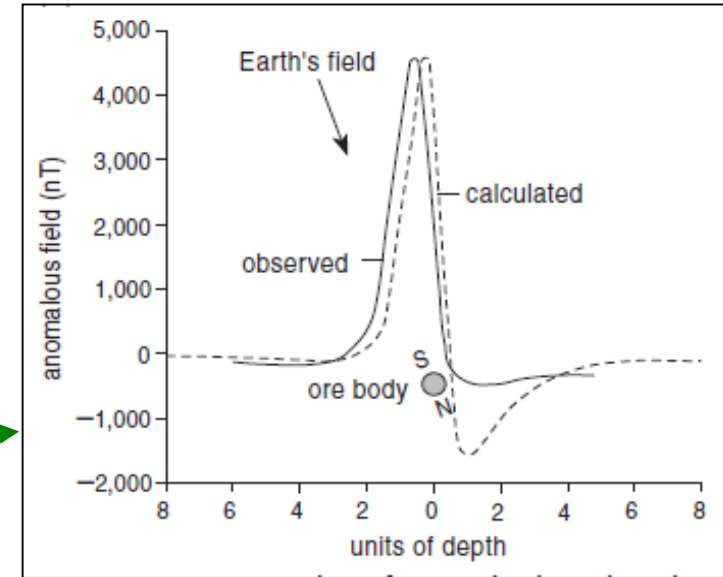


- At the equator the anomaly is symmetrical, with a trough between two peaks. Immediately above the dipole at A the field is opposite to the Earth's field, so the total intensity is reduced, while at B and C it increases the total field, though by a lesser amount, because of the greater distance from the dipole.

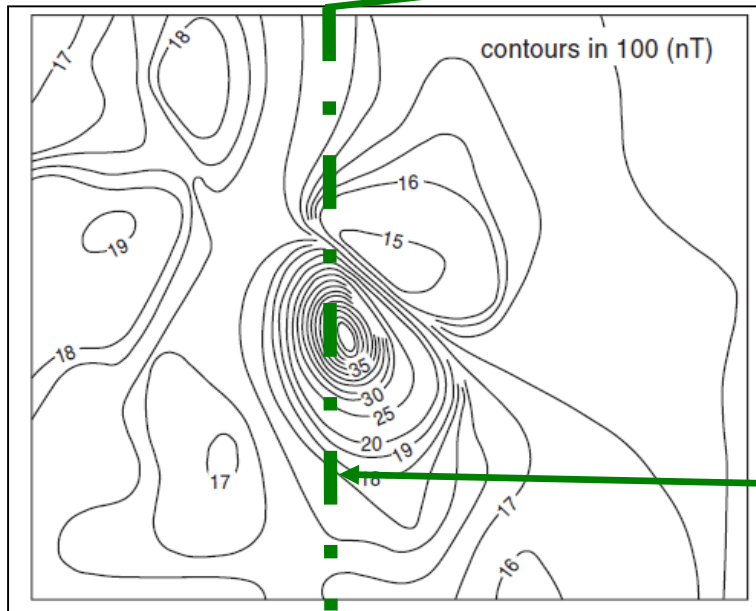
Misure magnetiche

Example: anomaly of a sphere

- The field of a uniformly magnetised sphere—approximating to, for example, a compact ore body—is the same as that of a dipole at its centre (regardless of whether it is deep compared to its radius)



Magnetic anomaly map



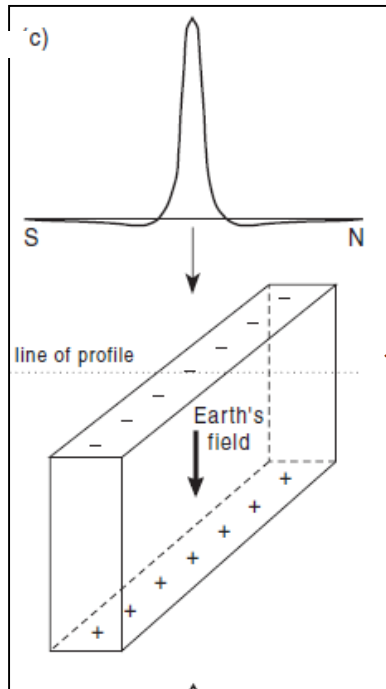
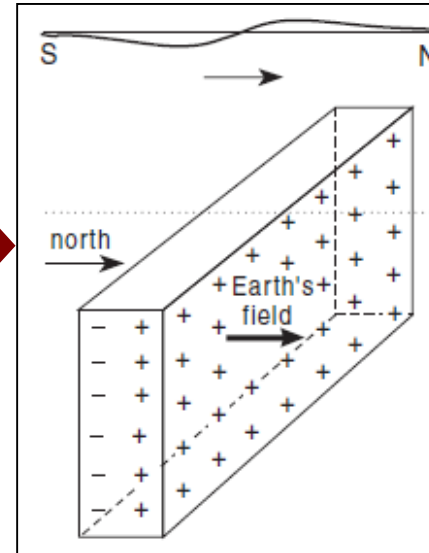
Anomaly contours over the Marmora ore body in Canada, found by an aeromagnetic survey

That an S–N profile through the map is similar to that of a buried sphere at the same

Misure magnetiche

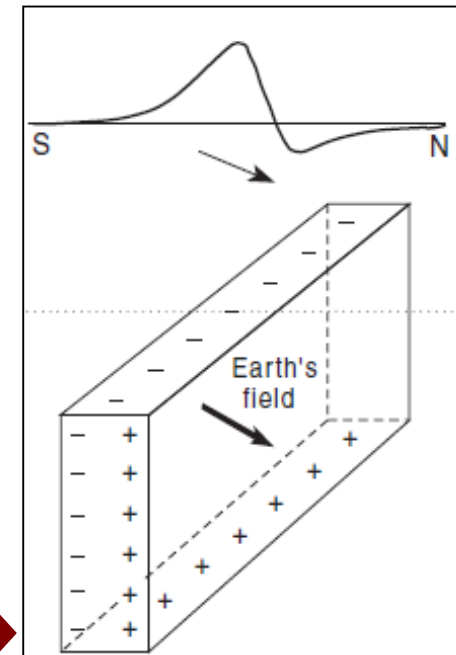
Example: sheet striking E-W

If the field is horizontal the poles are formed on opposite vertical faces of the sheet, like dipoles stacked one above the other. Each dipole produces an anomaly field except that the deeper the dipole, the lower and broader its anomaly. Together, they add to an anomaly somewhat broader than that of the top one alone



At the north magnetic pole, where the field is vertically downwards, poles are formed along the upper and lower edges of the sheet. If the sheet extends to great depths, the field of the lower poles will be negligible because of their distance from the surface, so only the top edge need be considered. It produces a symmetrical, positive anomaly

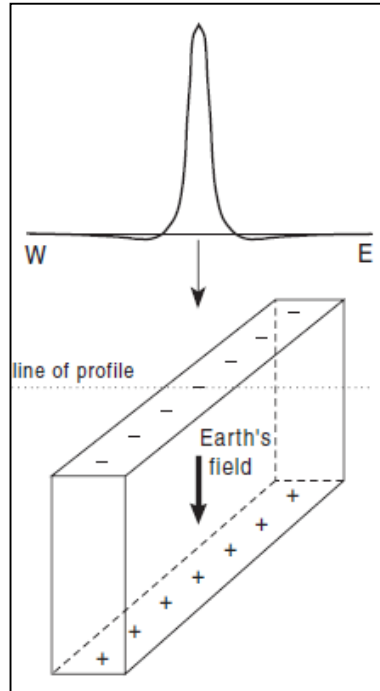
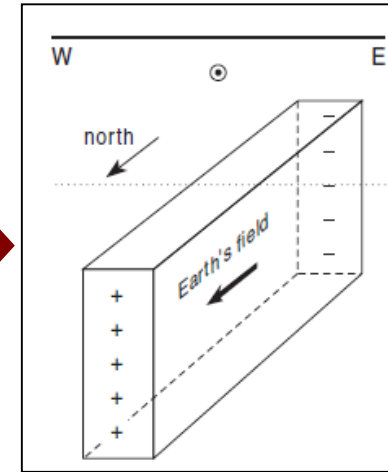
At intermediate latitudes poles form on top, base, and sides.



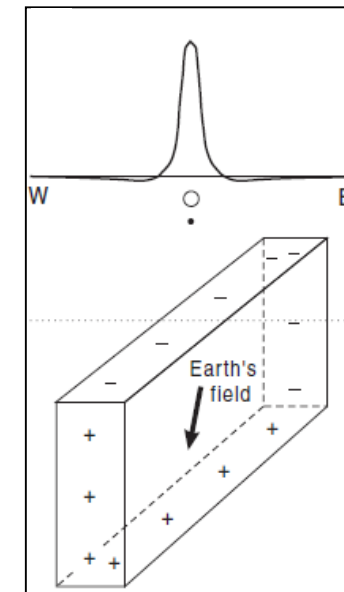
Misure magnetiche

Example: sheet striking N-S

At the magnetic equator, these are the vertical ends; if the sheet is long with its ends remote from the survey area, these will produce little field, so, surprisingly, it would not be detectable magnetically



At the magnetic north pole, the poles form only along the top and base; this is the same as for a E-W striking sheet, because at the poles strike direction has no significance

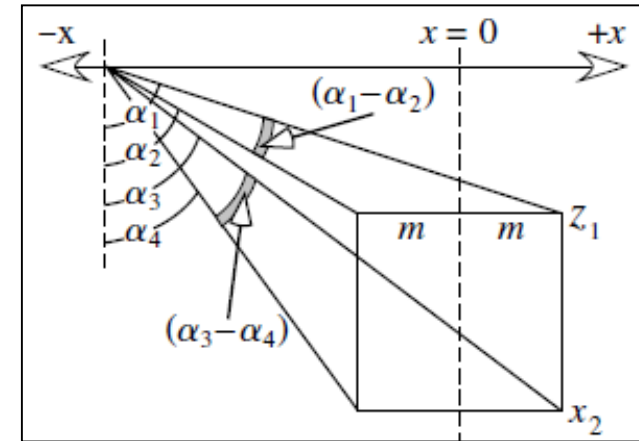


At intermediate latitudes, poles along the top dominate producing a symmetrical though reduced anomaly.

Misure magnetiche

Example: horizontal crustal block

Let the width of the block be $2m$, and let the horizontal position be measured from the mid point of the block, so that $x_1 = x - m$ and $x_2 = x + m$. The top of the block is at depth z_1 and its base at depth z_2



The vertical magnetic field anomaly over the block is:

$$\Delta B_z = \frac{\mu_0 \Delta M_z}{2\pi} [(\alpha_1 - \alpha_2) - (\alpha_3 - \alpha_4)]$$

ΔM_z is the magnetization contrast and the angles $(\alpha_1 - \alpha_2)$ and $(\alpha_3 - \alpha_4)$ are the planar angles subtended at the point of measurement by the top and bottom edges of the vertically magnetized crustal block respectively.

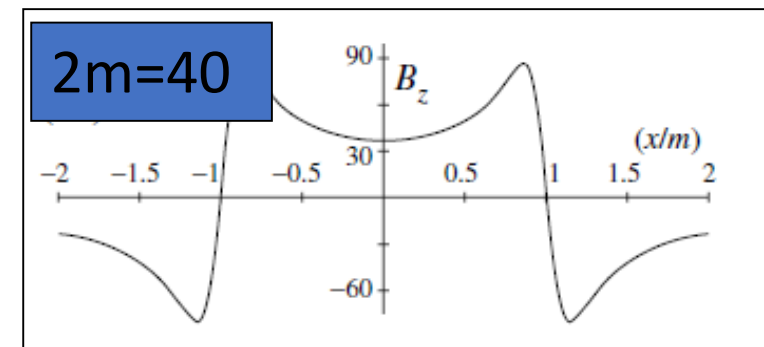
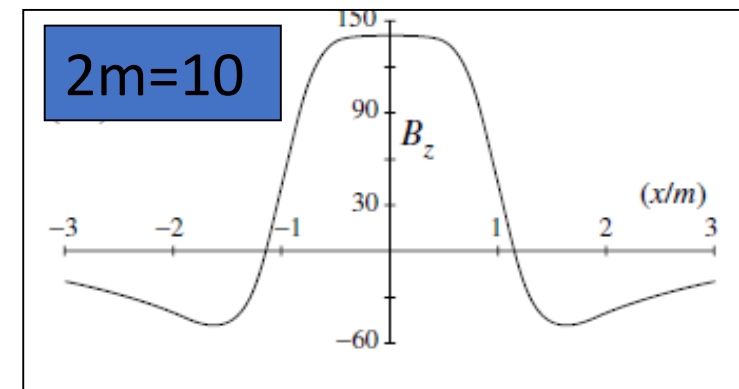
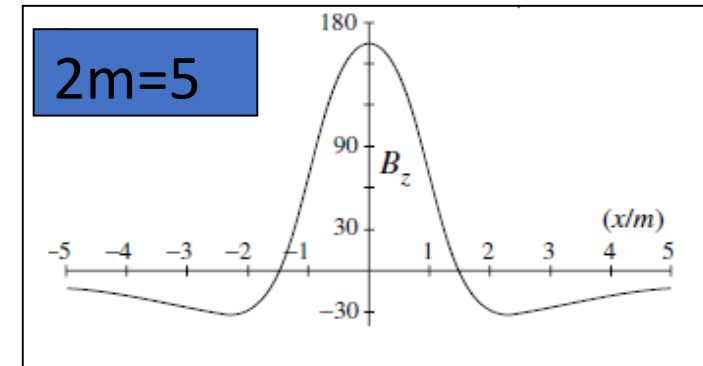
NB: Magnetic profiles normal to the strike of elongate bodies may be regarded as two-dimensional, as long as the third dimension of the body is large enough for variations normal to the profile to be negligible.

Misure magnetiche

Example: horizontal crustal block

Effect of block width on anomaly shape: The block is effectively a thin magnetized layer, similar to the source of oceanic magnetic anomalies: vertically magnetized block with its top at depth 2.5 km and base at depth 3 km

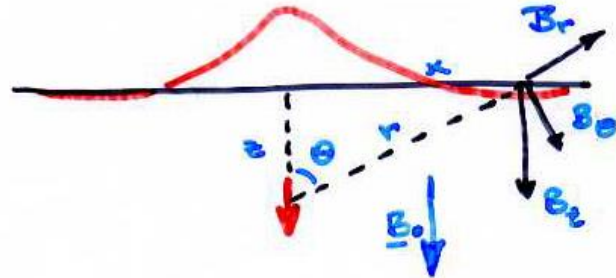
- The narrowest block gives a sharp, positive central anomaly with negative side lobes
- As the block widens with respect to its depth, the top of the central anomaly flattens its amplitude over the middle of the block decreases, and the negative side lobes grow. When the block is much wider than the depth to its top a dip develops over the center of the block.
- The positive anomalies are steep sided and are maximum just within the edges of the block, while the null values occur close to the edges of the block.
- The negative side anomalies are almost as large as the positive anomalies. The pronounced central dip in the anomaly is due to the limited vertical thickness of the layer.
- If the layer is very wide relative to its thickness, the central anomaly may diminish almost to zero



Misure magnetiche

Anomalia dovuta ad un dipolo

Le componenti radiale e tangenziale di un dipolo sono:



$$B_r = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2m}{r^2} \cos \Theta$$

$$B_\Theta = -\frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^3} \sin \Theta$$

In aree in cui il CMT è verticale o quasi verticale (I da 70° a 90°) il dipolo indotto sarà anche verticale ed il magnetometro misurerà la componente B_z

$$B_z = -B_r \cos \Theta + B_\Theta \sin \Theta = \frac{\mu_0}{4\pi r^3} [2m \cos^2 \Theta - m \sin^2 \Theta] = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^5} (2z^2 - x^2) = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{2z^2 - x^2}{(x^2 + z^2)^{5/2}}$$

L'anomalia avrà valore

$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2m}{z^3} \quad x = 0$$

$$B_z = 0 \quad x = \pm\sqrt{2}z$$

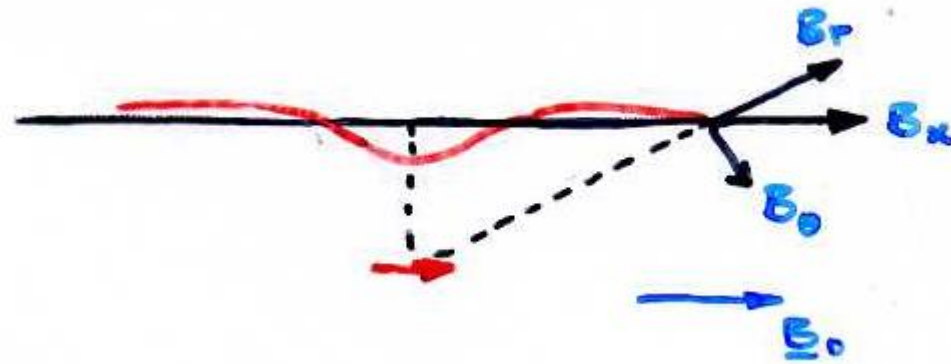
$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{0.125m}{z^3} \quad x = \pm z$$

$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{-0.04m}{z^3} \quad x = \pm 2z$$

Misure magnetiche

Anomalia dovuta ad un dipolo

Analogamente per un campo orizzontale:

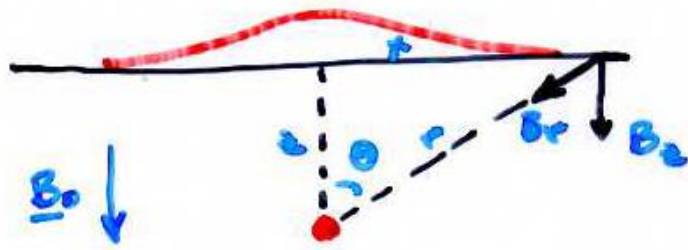


$$B_x = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{2x^2 - z^2}{(x^2 + z^2)^{5/2}}$$

Misure magnetiche

Anomalia dovuta ad un monopolo

Il monopolo ha solo la componente radiale



$$m \equiv P$$

$$B_r = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{r^2}$$

Per cui

$$B_z = B_r \cos \Theta = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{\cos \Theta}{r^2} = \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

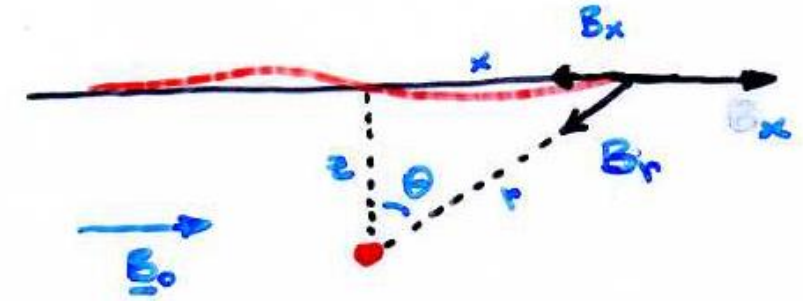
Ed avremo

$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{m}{z^2} \quad x = 0$$

$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{0.35m}{z^2} \quad x = \pm z$$

$$B_z = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{0.09m}{z^2} \quad x = \pm 2z$$

Analogamente per un campo orizzontale avremo:



$$B_x = -\frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{x}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$

$$B_x = 0 \quad x = 0$$

$$B_x = \pm \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{0.35}{z^2} \quad x = \pm z$$

$$B_x = \pm \frac{\mu_0 m}{4\pi} \frac{0.18}{z^2} \quad x = \pm 2z$$

Misure magnetiche

Sfera

Un dipolo può essere sempre assunto per una sorgente le cui dimensioni sono piccole rispetto alla distanza di misura (meno di 1/5 o 1/10).

Campo al polo



$$B = \frac{2\mu_0 m}{4\pi r^3} = \frac{2\mu_0 MV}{4\pi r^3} = \frac{2kB_0V}{4\pi r^3}$$

Per una sfera di raggio a avremo

$$m = \frac{4\pi a^3}{3} M$$

$$B = \frac{1}{4\pi} \frac{2kB_0 \left(\frac{4\pi}{3} a^3 \right)}{r^3}$$

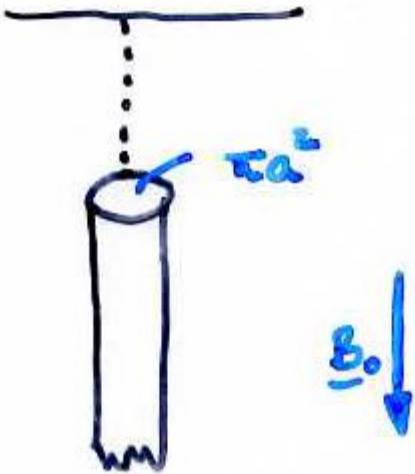
Lungo l'asse del dipolo

$$B = \frac{2kB_0 a^3}{3r^3}$$

Notiamo che la formula non dipende dalle unità di lunghezza, per cui l'anomalia dovuta ad una sfera di 1 km raggio e 2 km di distanza è uguale a quella di una sfera di 1 m di raggio a 2 m di distanza. Pertanto piccoli oggetti locali possono dar luogo ad anomalie confrontabili con quelle di corpi geologici che vogliamo scoprire!

Misure magnetiche

Per un monopolo, la cui dipendenza da r è di $1/r^2$, avremo che



$$m = (\pi a^2) \cdot M$$

$$B = \frac{kB_0 a^2}{4r^2}$$

Misure magnetiche

Anomalia dovuta ad una sfera magnetizzata a diverse latitudini

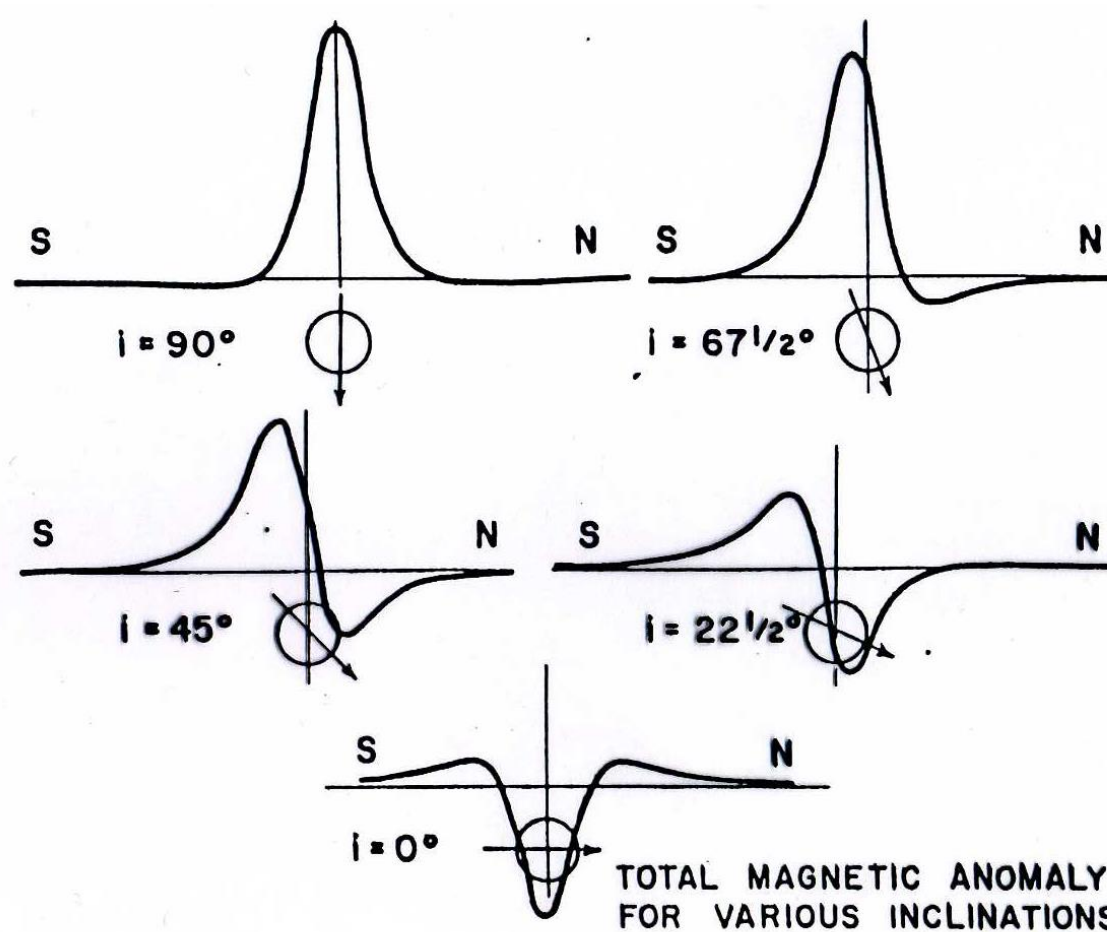


Fig. 55. Variation in form of anomaly in total magnetic intensity of a sphere with change in magnetic latitude. (Nettleton, 1962, p. 1818). Courtesy AAPG.

Misure magnetiche

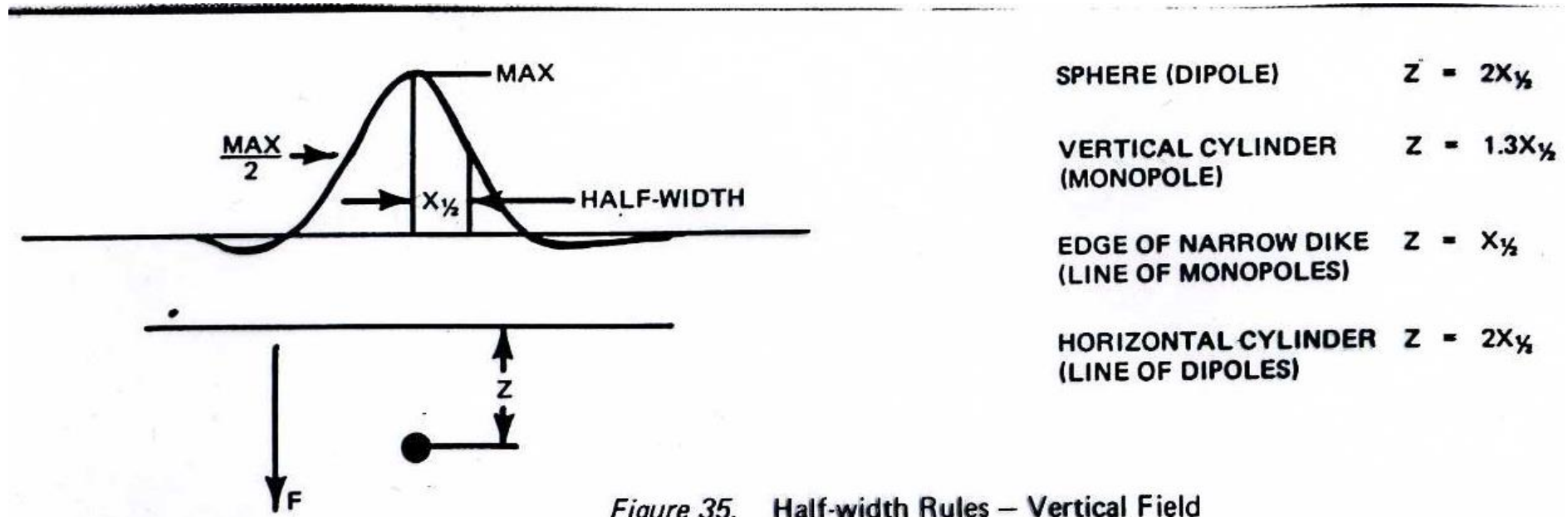


Figure 35. Half-width Rules – Vertical Field

Misure magnetiche

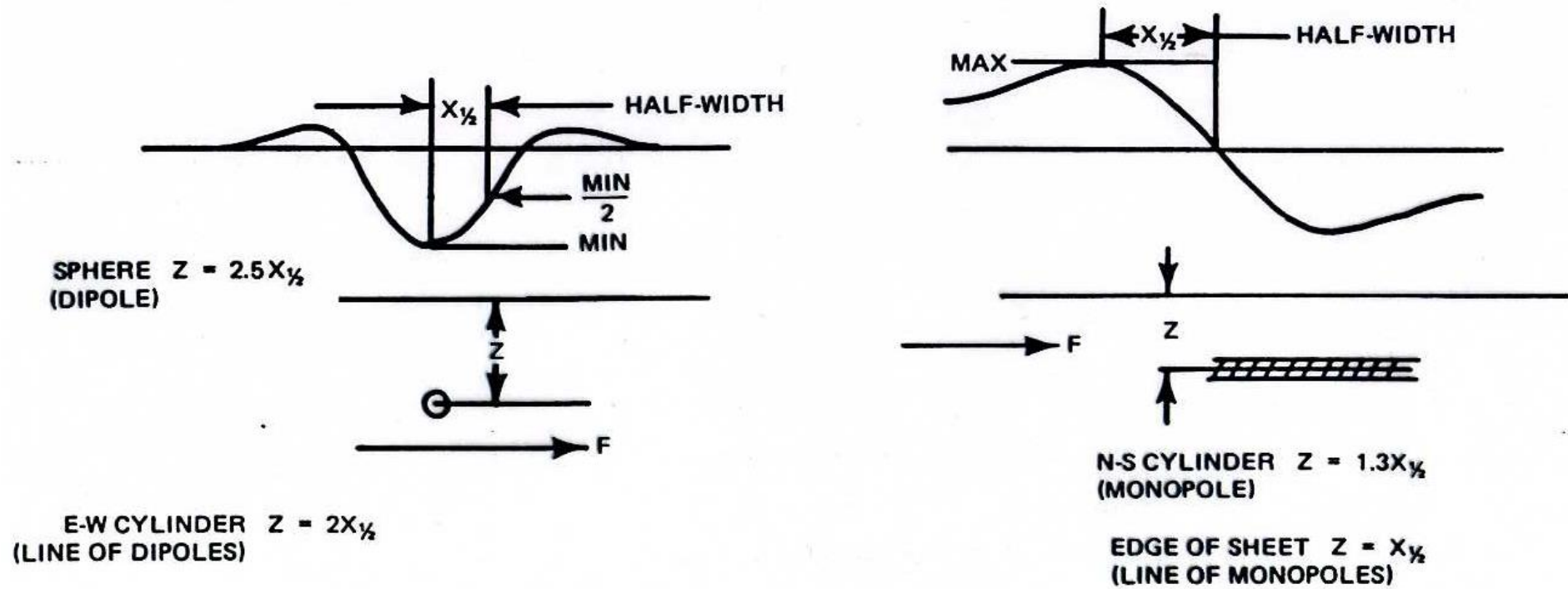


Figure 36. Half-width Rules – Horizontal Field (Equatorial)

Misure magnetiche

Anomalia di una piastra semiinfinita: $B = 2\pi k B_0$

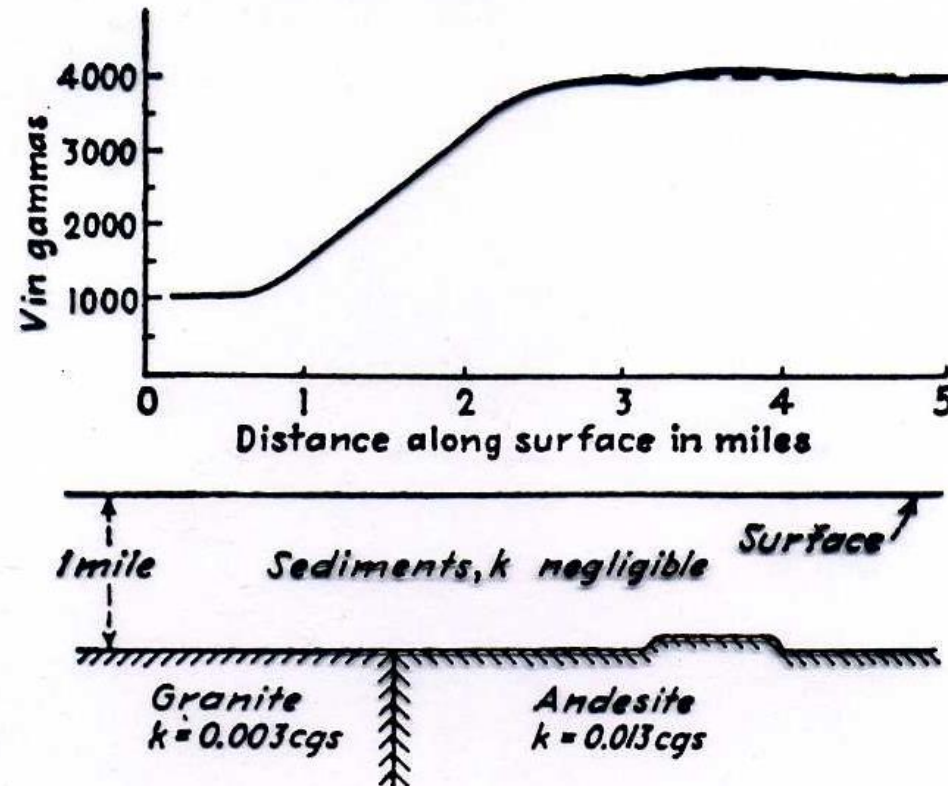


Fig. 15-3. Comparison of magnetic effect of lateral susceptibility change in basement with effect of structural feature on basement surface.

Misure magnetiche

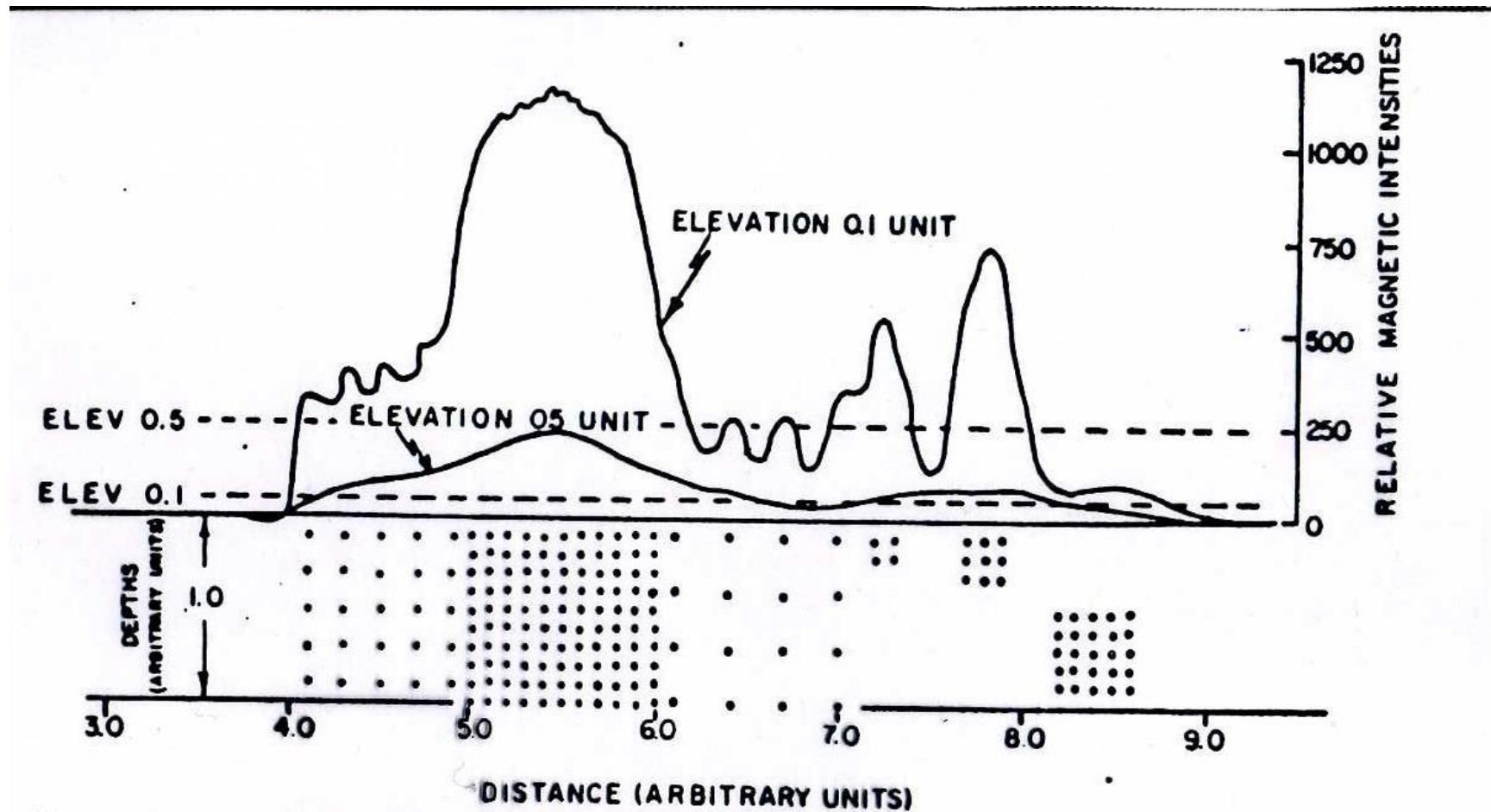


Fig. 61. Calculated magnetic effects of point sources. Each dot represents a unit dipole magnetized vertically ($I = 90^\circ$). The two curves are for simulated north-south "flight lines" at elevation of 0.1 and 0.5 distance units. Note that the various groups of poles act as blocks of magnetized material. At the very low flight level the effects of individual sources are detectable; at the higher level their effects are much smaller and merge into a very smooth curve.



UNIVERSITÀ
DEGLI STUDI
DI TRIESTE

Veronica Pazzi

Dipartimento di Matematica e Geoscienze

veronica.pazzi@units.it

www.units.it