



ISPRA

Istituto Superiore per la Protezione
e la Ricerca Ambientale

**ROMA
TRE**
UNIVERSITÀ DEGLI STUDI



Paleomagnetismo e Magnetostratigrafia

Massimo Mattei

Roma, 16 giugno 2011

Laboratorio di Paleomagnetismo Roma TRE



Petrus Peregrinus (1269)
Epistola de Magnete

Pierre de Maricourt

Petrus Peregrinus

1269 AD:

Siege of Lucera (Apulia)

by armies of Charles d'Anjou

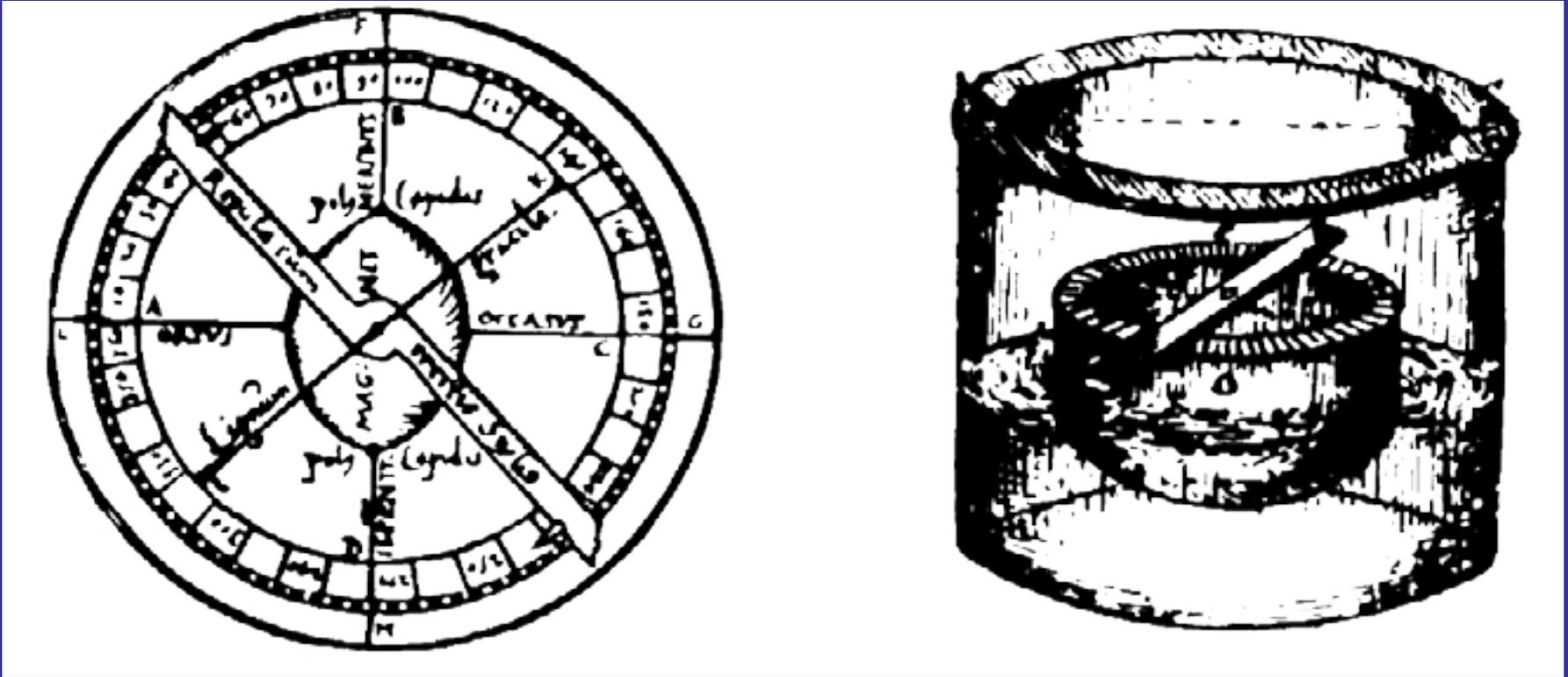
Epistola de Magnete



Castello di Lucera

Petrus Peregrinus (1269)

Epistola de Magnete



Comportamento magnetico dipolare della magnetite:
Primo trattato scientifico mai scritto

De Magnete, Magneticisque Corporibus, et de Magno Magnete Tellure (*Gilbert 1600*)



Prima proprietà fisica conosciuta della Terra (Newton scoprì la gravità nel 1672)

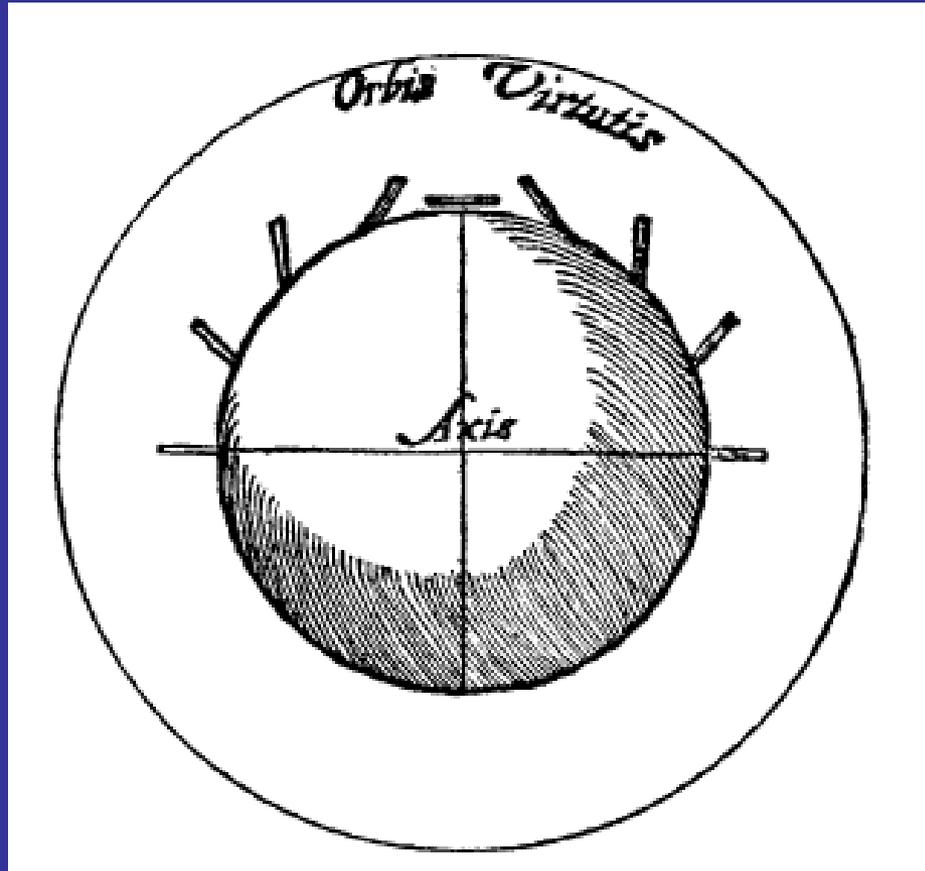


Gilbert (Petrus Peregrinus)

- I poli di un magnete si riorganizzano se il magnete viene rotto
- Il metallo acquisisce una magnetizzazione propria
- Il metallo perde la propria magnetizzazione ad alta temperatura
- Il metallo acquisisce una magnetizzazione quando raffreddato

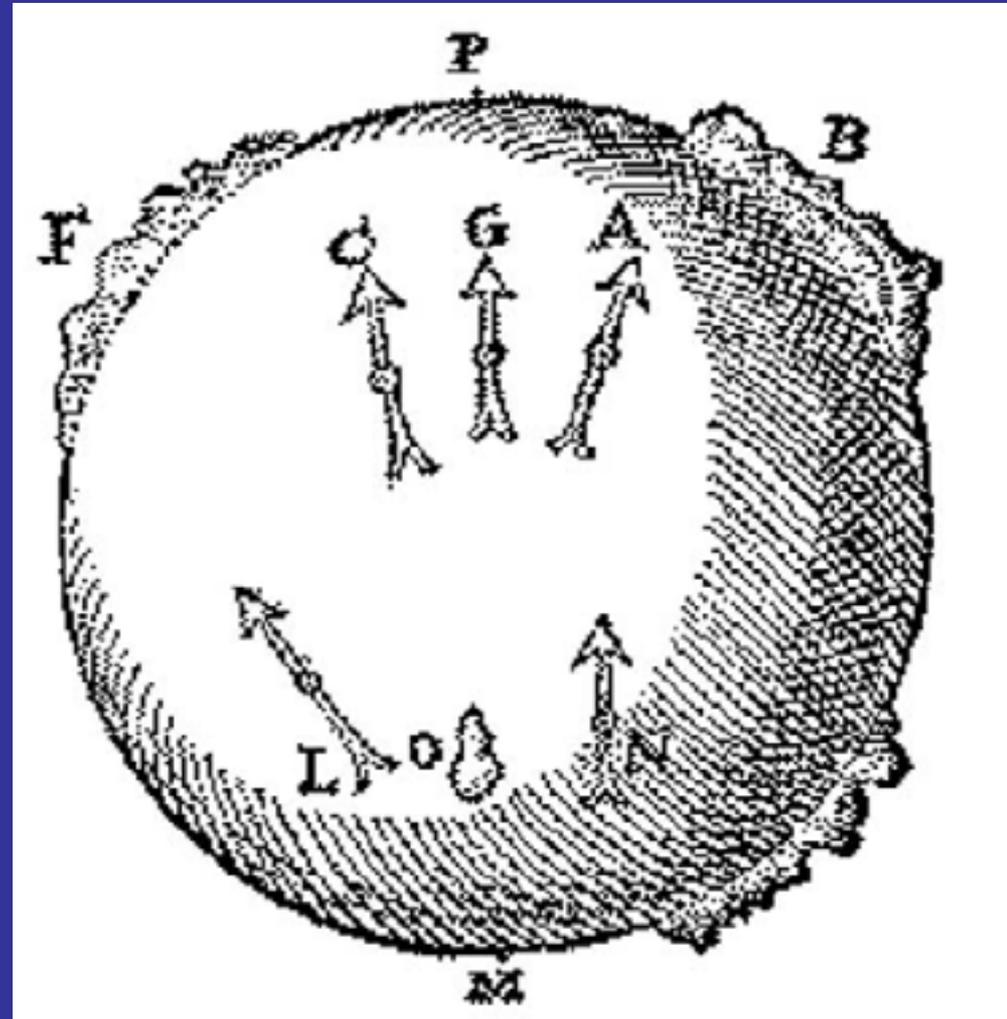
Gilbert "Terrella"

Il campo magnetico terrestre



La quasi coincidenza tra nord geografico e nord magnetico poteva essere una prova della rotazione dell'asse terrestre

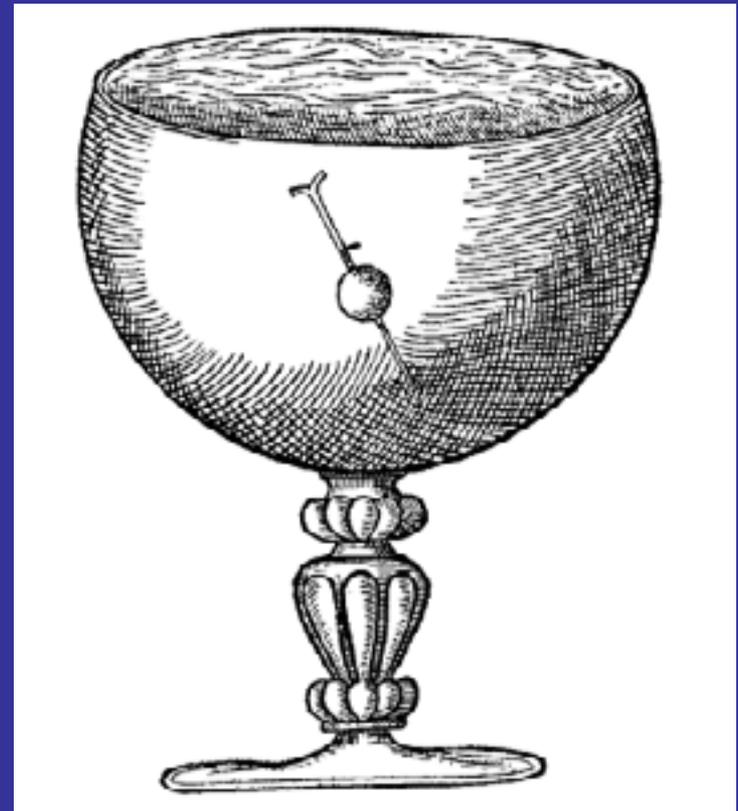
La discrepanza tra declinazione magnetica e nord geografico veniva attribuita alla distribuzione sulla terra di oceani e continenti.



Il campo magnetico era stabile nel tempo

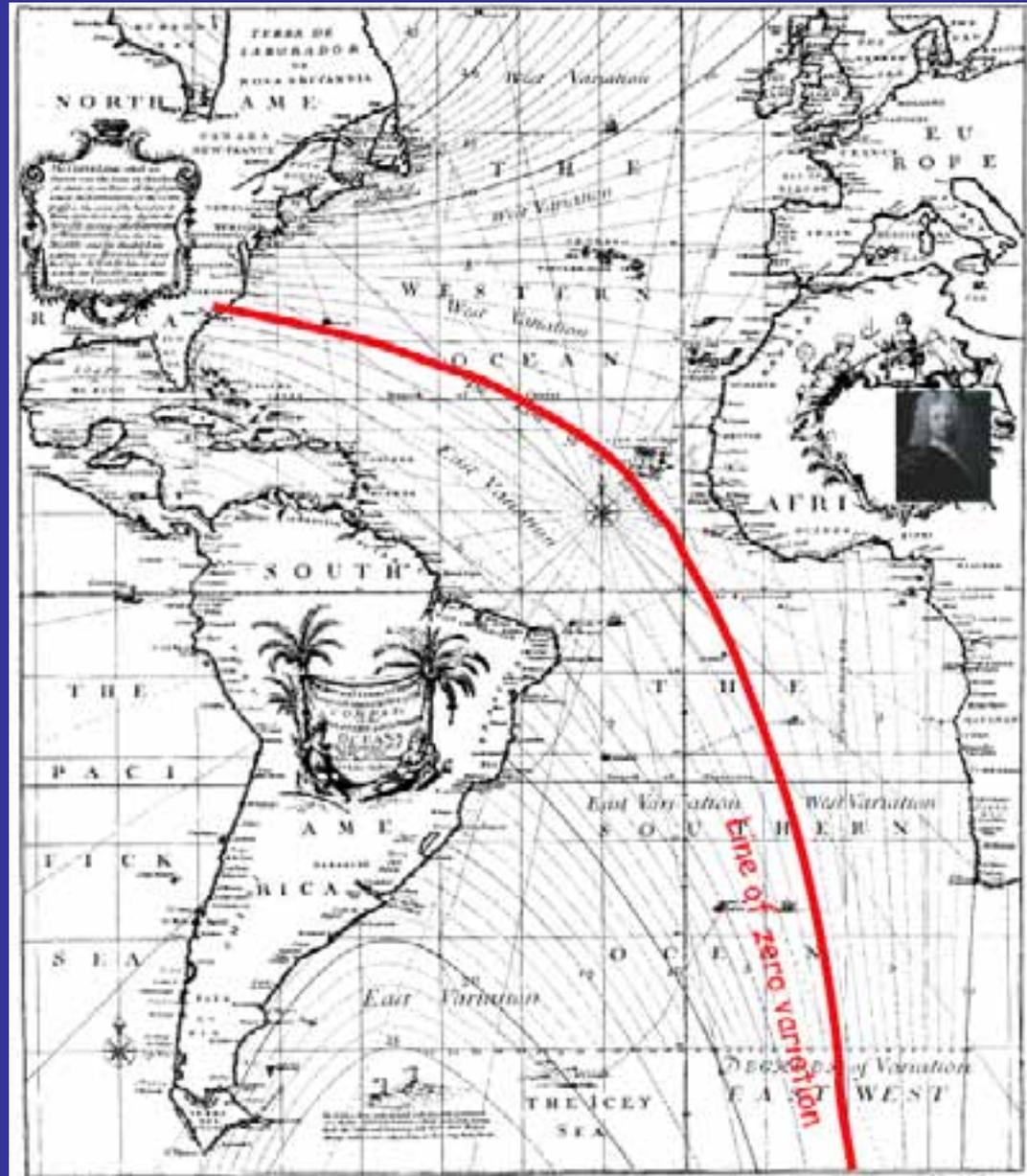


Registrazioni usate per la navigazione



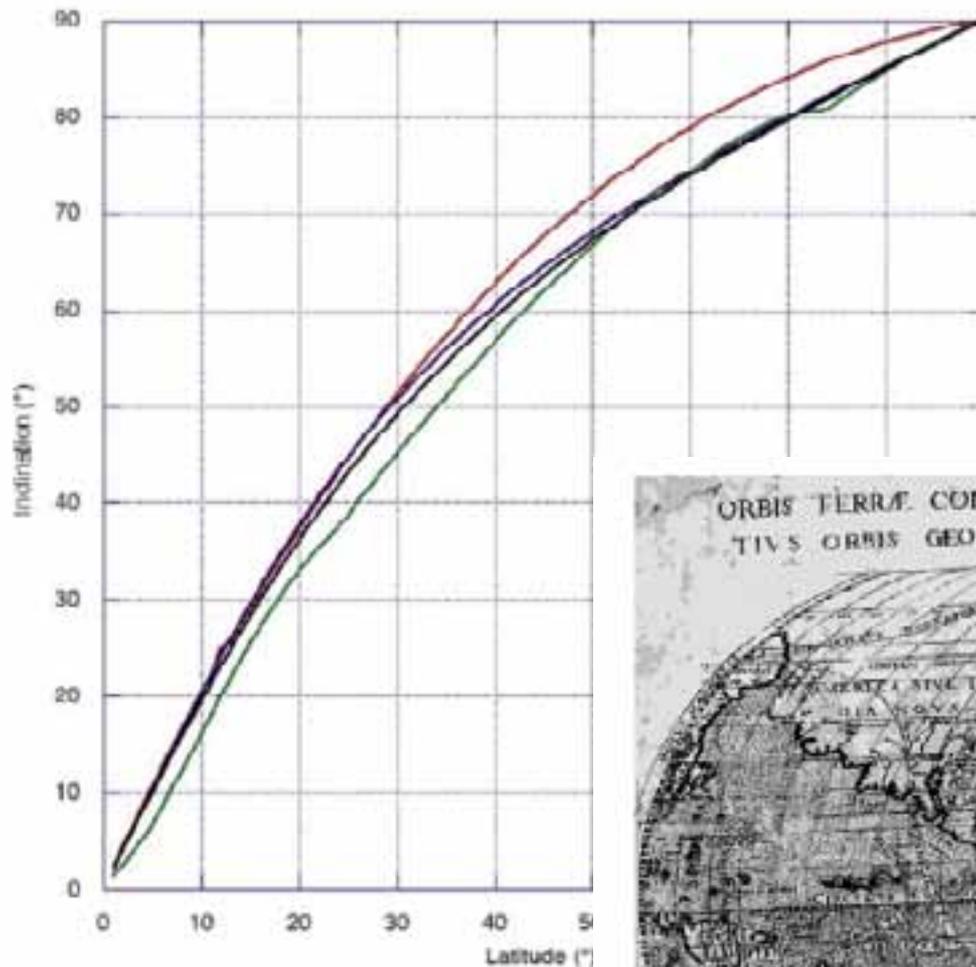
Esperimento di Robert Norman (1581)

Halley: carta della
declinazione magnetica
dell'Atlantico.



Il campo magnetico terrestre

I dati di inclinazione erano congruenti con il modello di dipolo

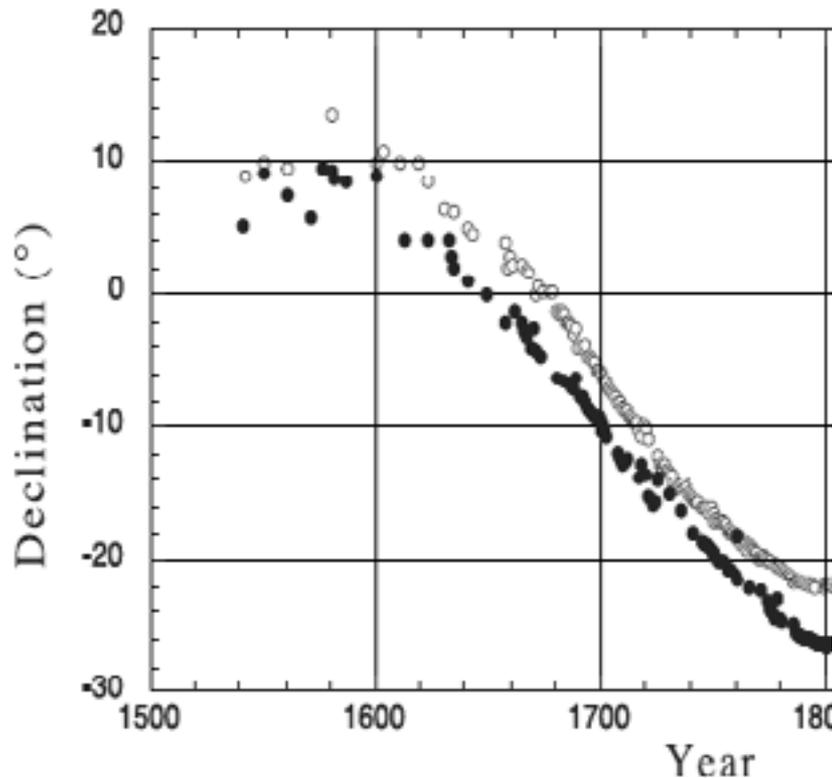


Le Nautonier (1603)
Prima carta con
l'equatore magnetico

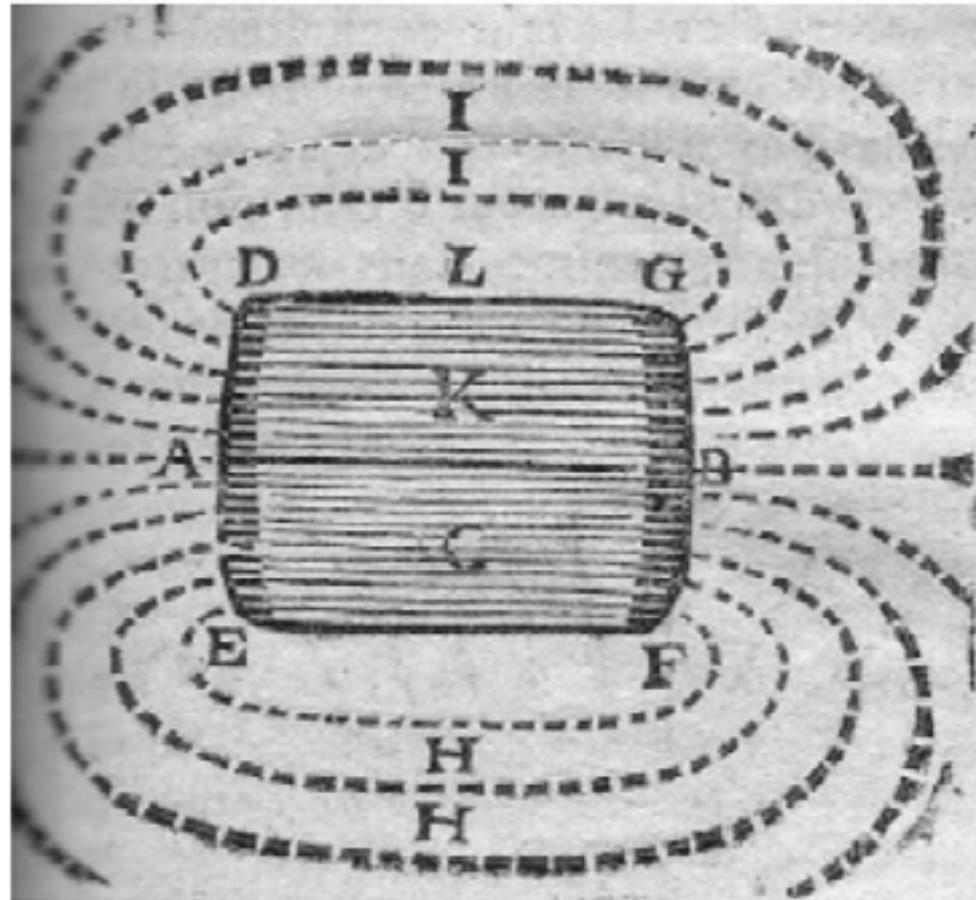
Figure 4. First appearance of the geomagnetic equator (marked EQUATOR MAGNETIS) in the work of *le Nautonier* [1603] (slightly deformed because of picture acquisition [see *Mandieu and Maynaud, 2004*]).

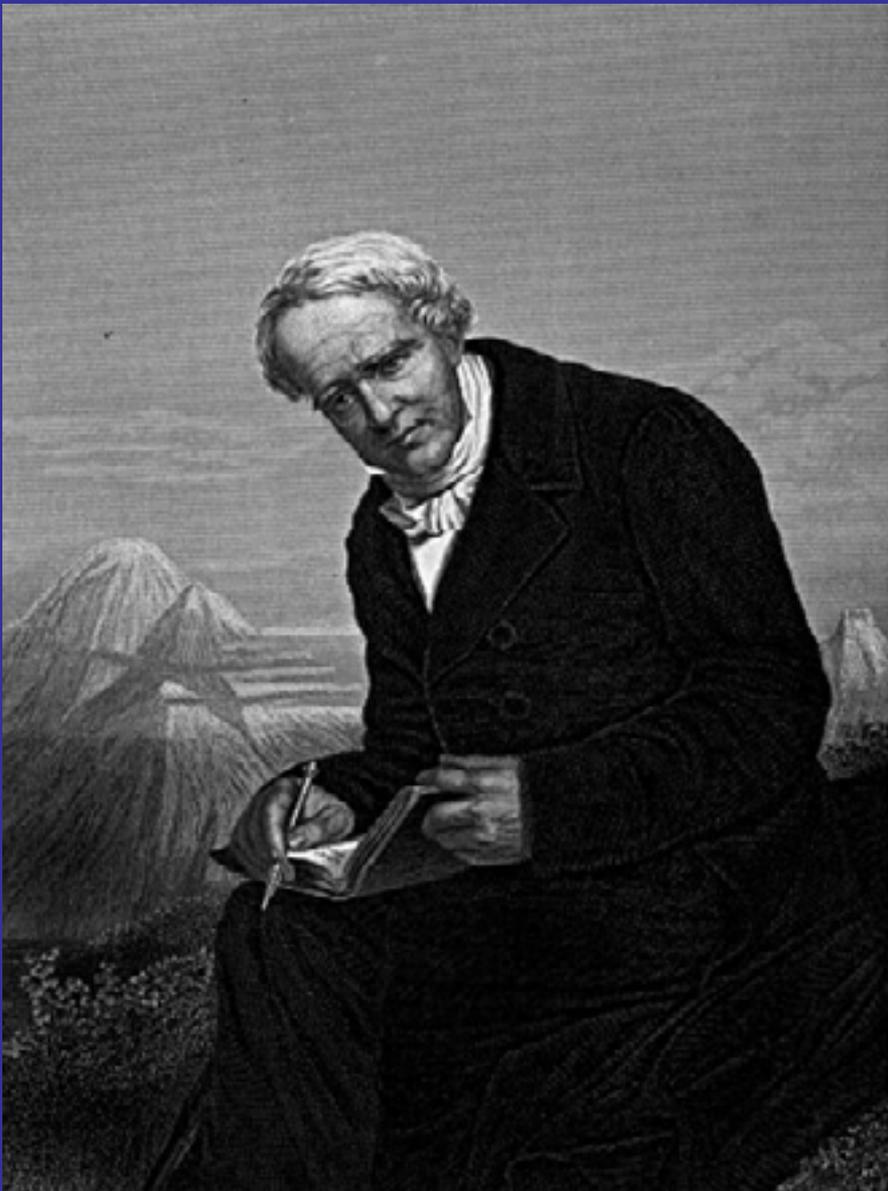
Gli osservatori magnetici

Variazioni
secolari



Linee di forza del
campo (Rohault, 1682)





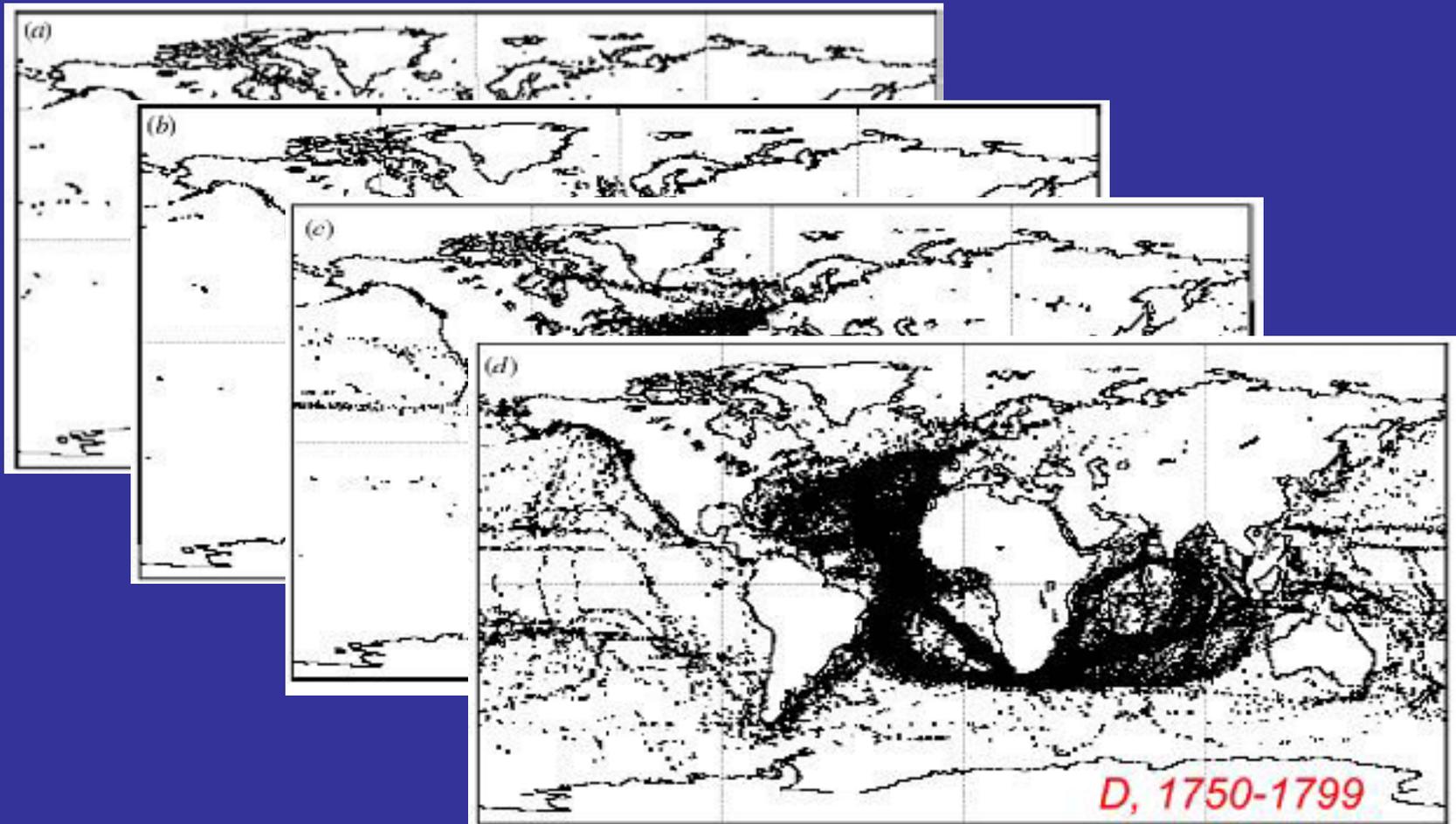
Von Humboldt
(1769-1859)

Equatore magnetico

Tempeste magnetiche

Variazione di intensità
del campo in funzione
della latitudine

Jackson, Jonkers & Walker, 2000



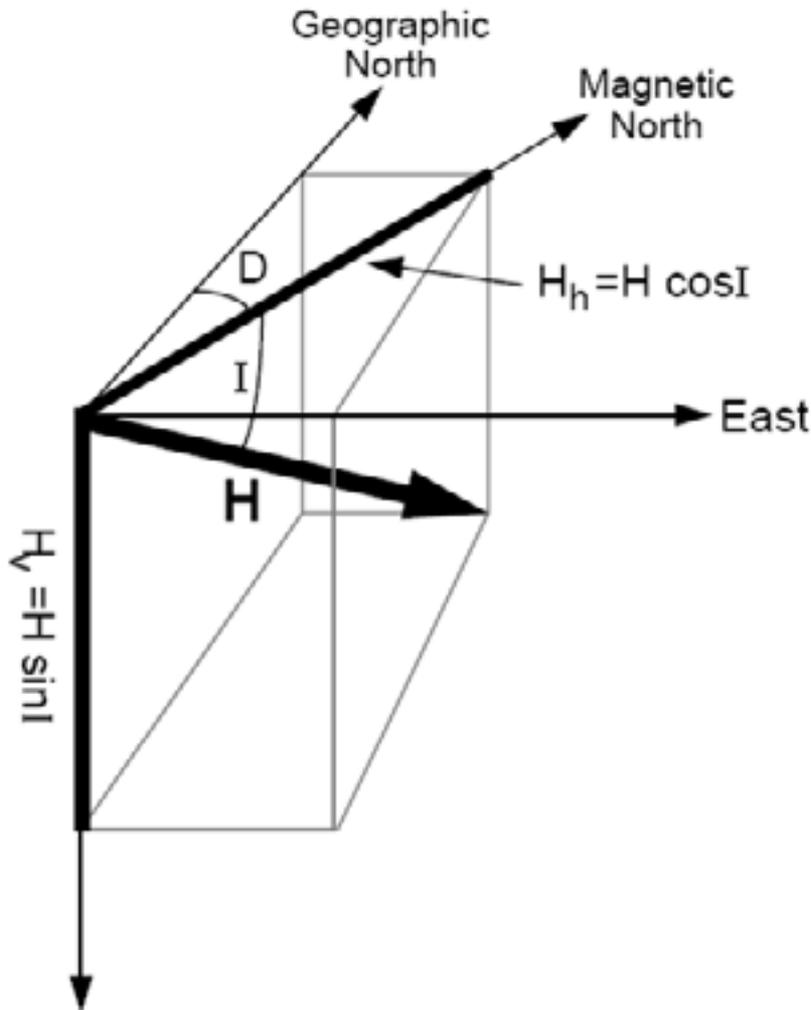
Gauss (1838): descrizione matematica del campo magnetico

$$\tilde{\nabla}^2 y = \text{div grad } y = 0 \quad (\text{Laplace})$$

$$y = \frac{a}{m_0} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l P_l^m(\cos \vartheta) \left[\begin{aligned} & \left[C_l^m \left(\frac{r}{a}\right)^l + (1 - C_l^m) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} \right] g_l^m \cos mj \\ & + \left[S_l^m \left(\frac{r}{a}\right)^l + (1 - S_l^m) \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} \right] h_l^m \sin mj \end{aligned} \right]$$

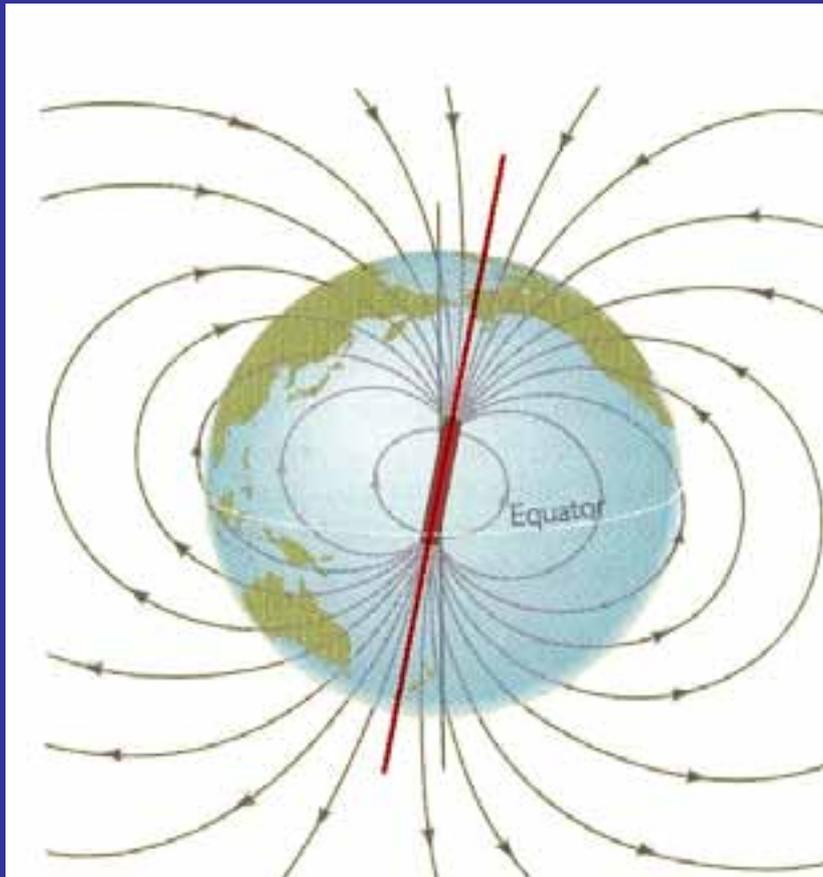
$$y = \frac{a}{m_0} \sum_{l=0}^{\infty} \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} P_l^m(\cos \vartheta) \left\{ g_l^m \cos mj + h_l^m \sin mj \right\}$$

Cosa sappiamo oggi del campo magnetico della Terra

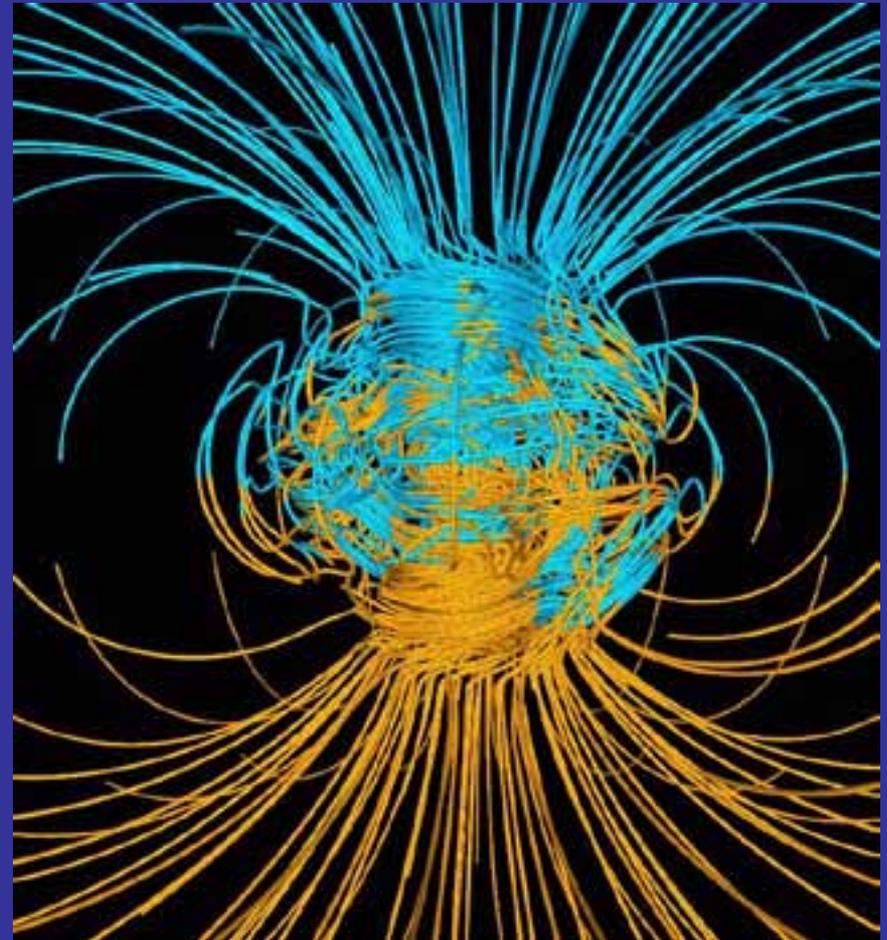


Il campo magnetico è descritto da un vettore. Si definiscono la sua intensità, la componente orizzontale (declinazione magnetica) e quella verticale (inclinazione magnetica)

Campo magnetico dipolare

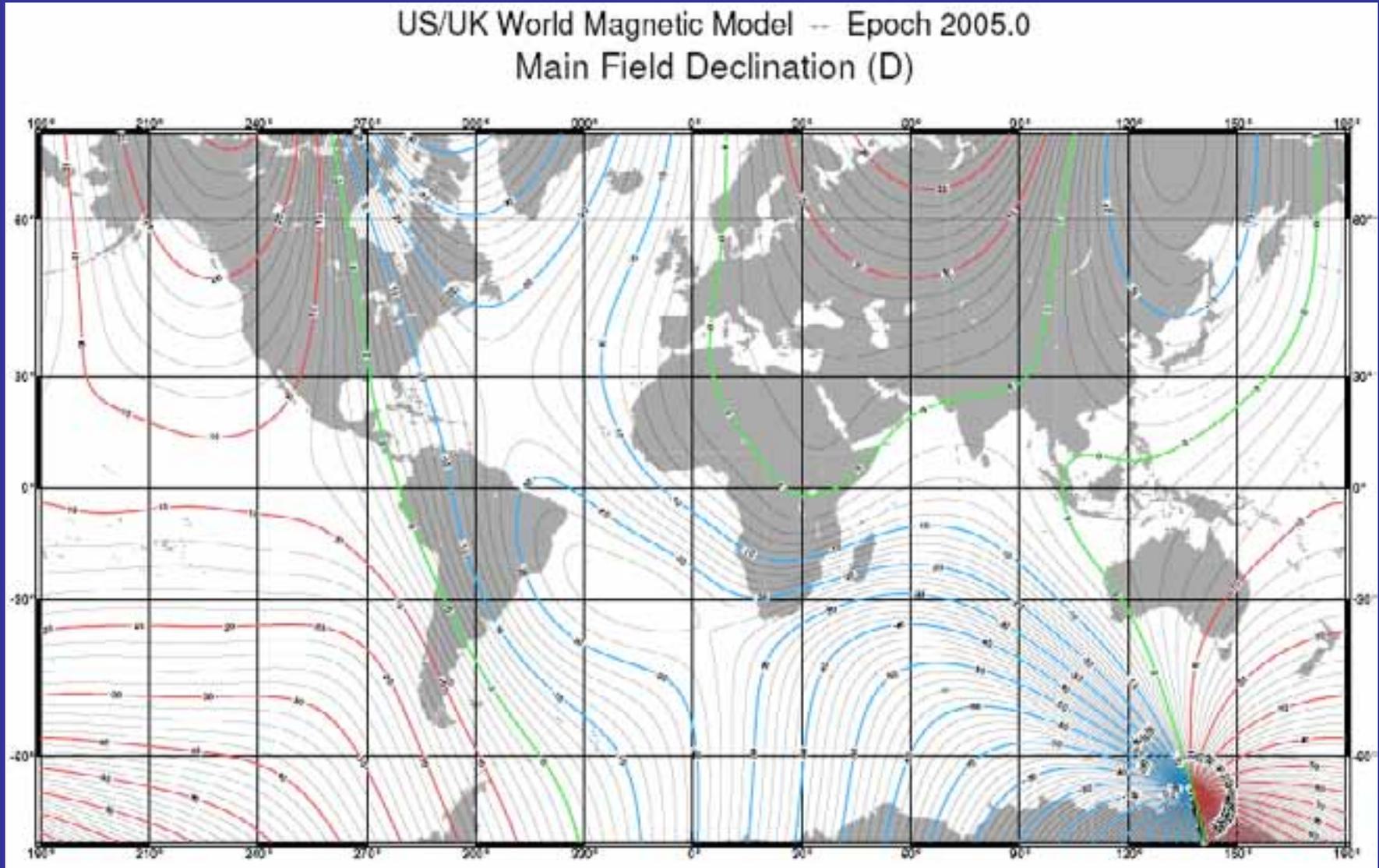


Semplice: barra magnetica (dipolo)

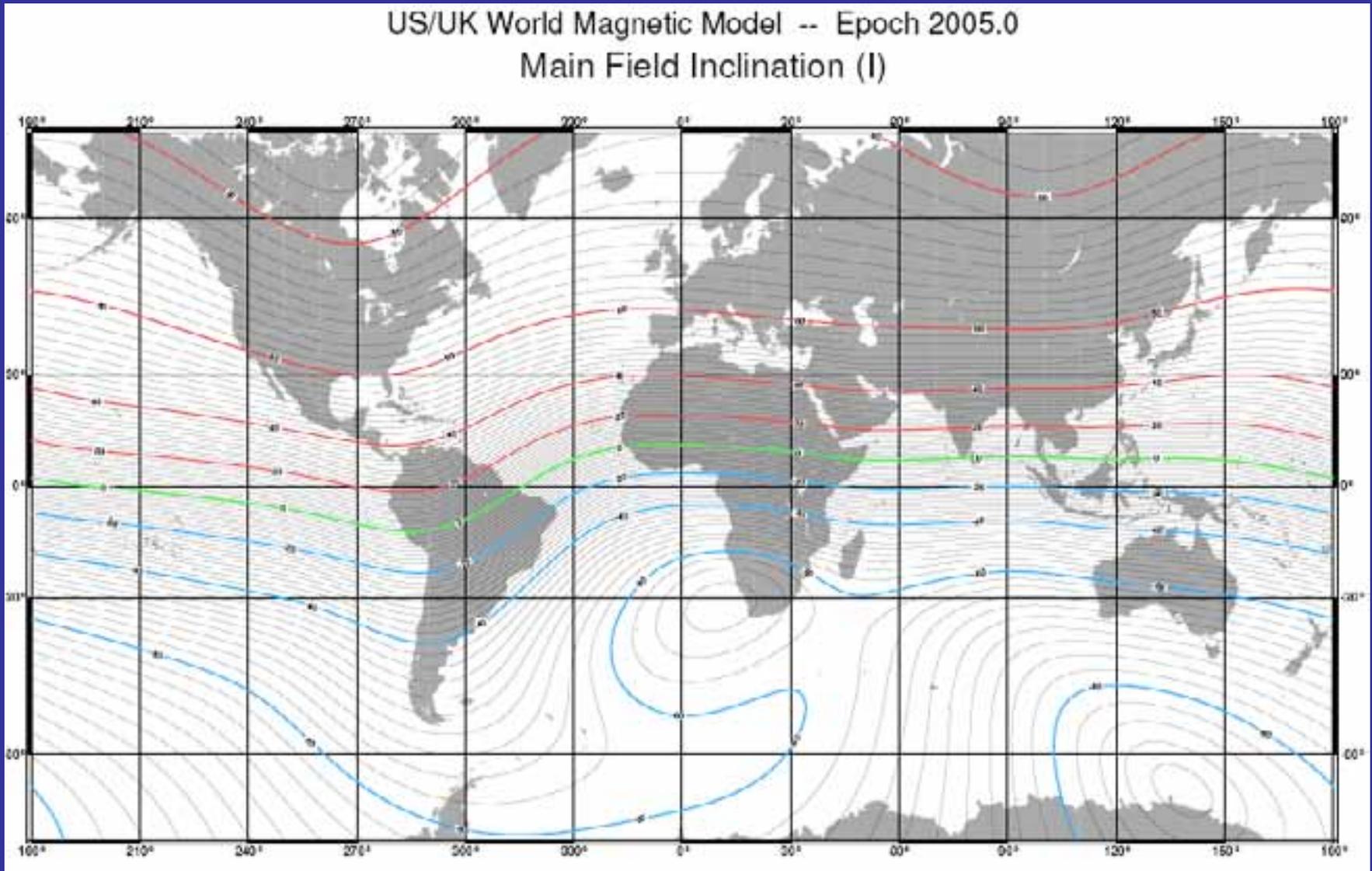


Complesso: dinamo nel nucleo esterno

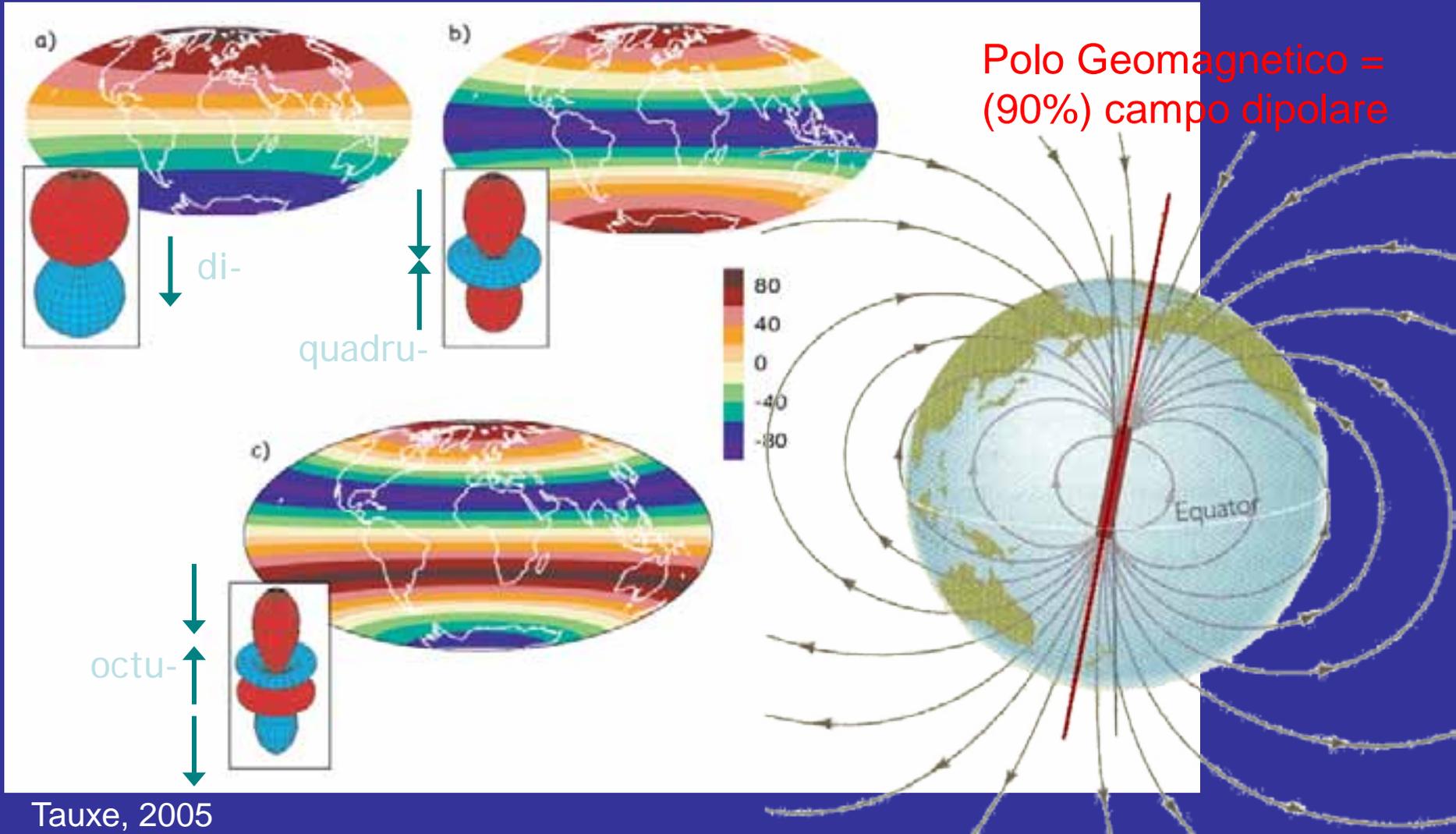
Declinazione Magnetica



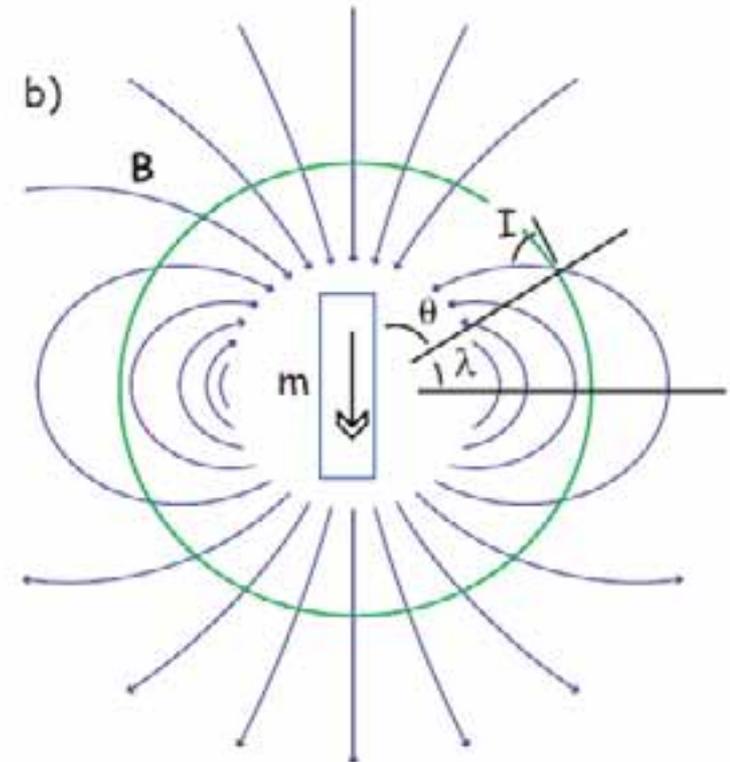
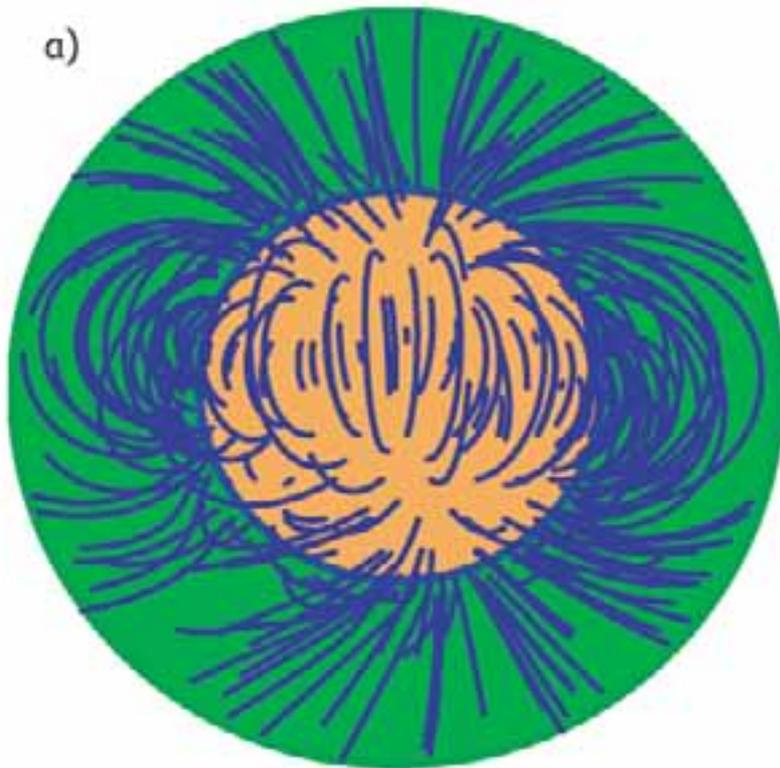
Inclinazione Magnetica



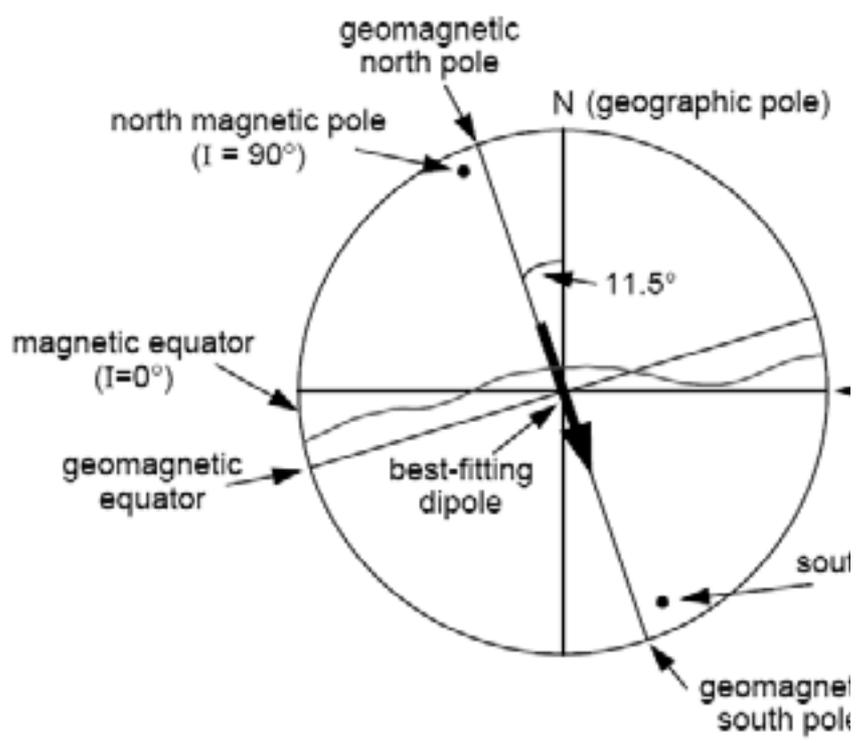
Campo dipolare e non dipolare



Campo dipolare e linee di flusso



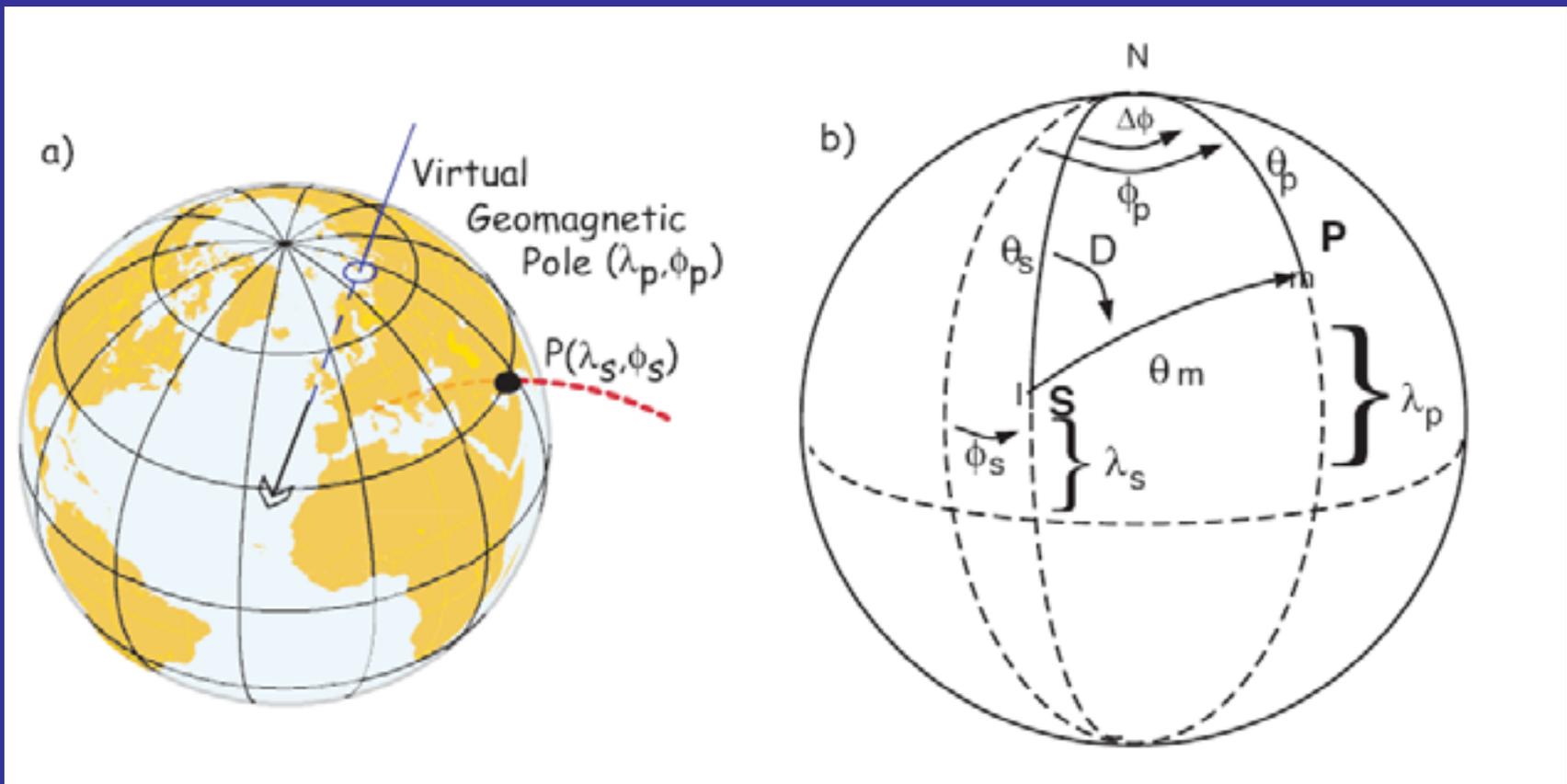
Polo Geografico, Polo Geomagnetico, Polo Magnetico



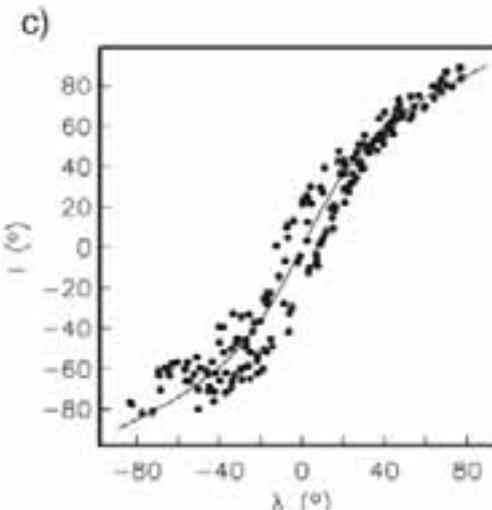
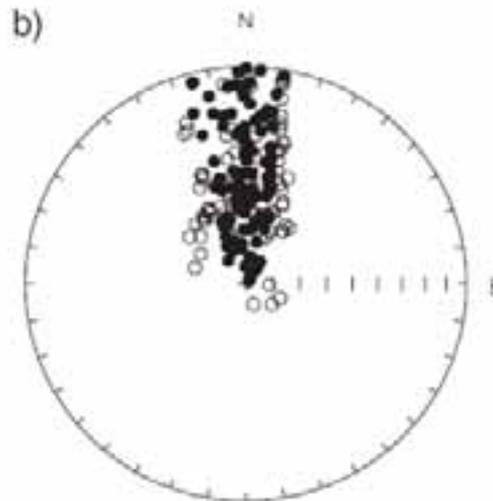
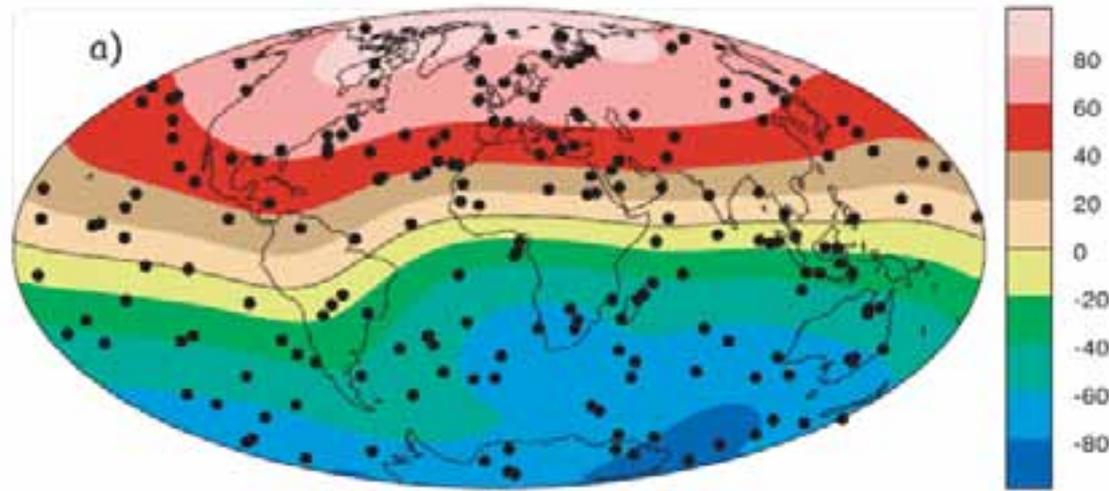
Butler, 1992

- Polo Geografico,
- ◆ Polo Geomagnetico,
- ▲ Polo Magnetico

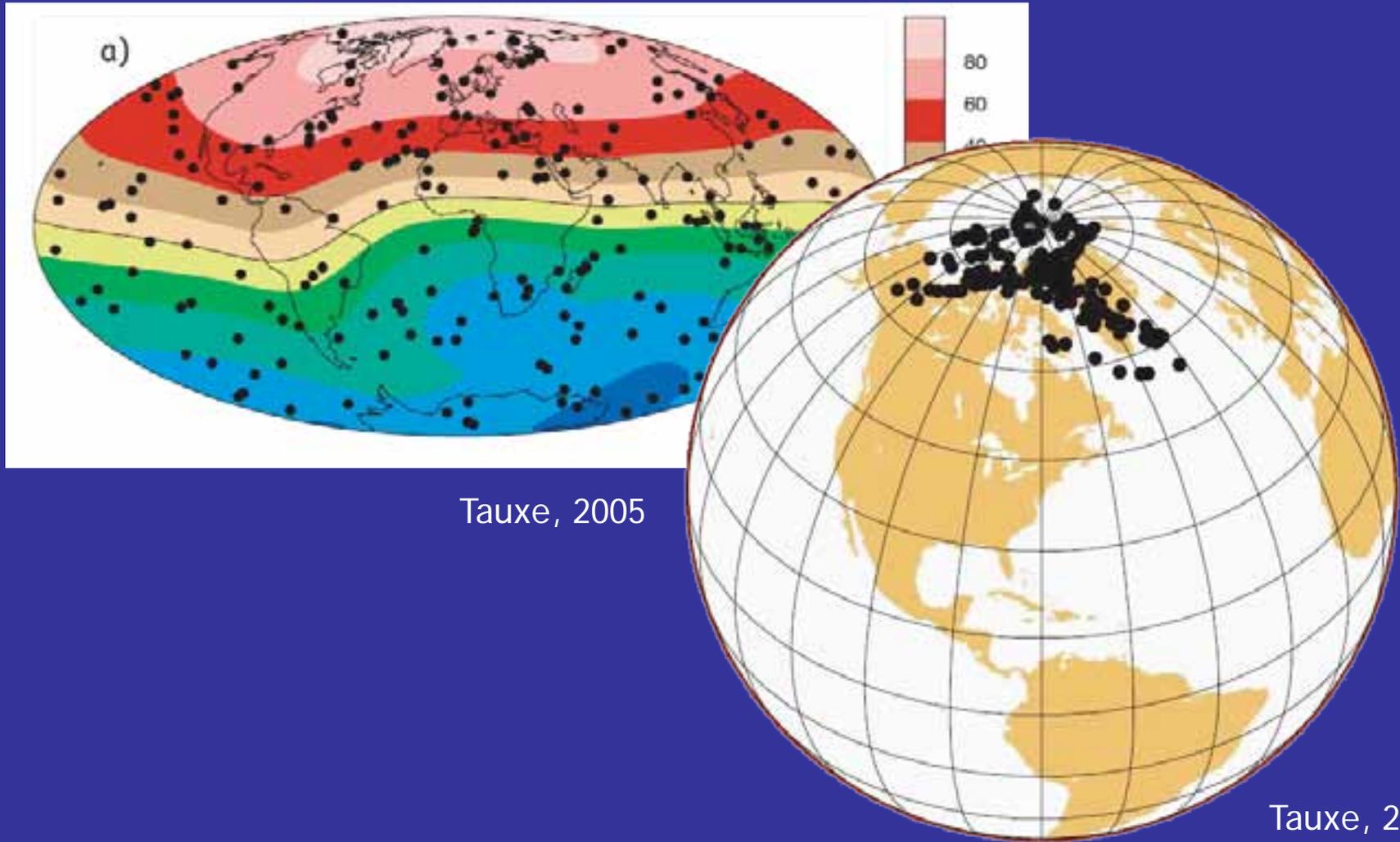
Poli Geomagnetici Virtuali (VGP)



Direzioni misurate e campo dipolare



Poli Geomagnetici Virtuali (VGP)



Tauxe, 2005

Tauxe, 2005

IGRF: International Geomagnetic Reference Field

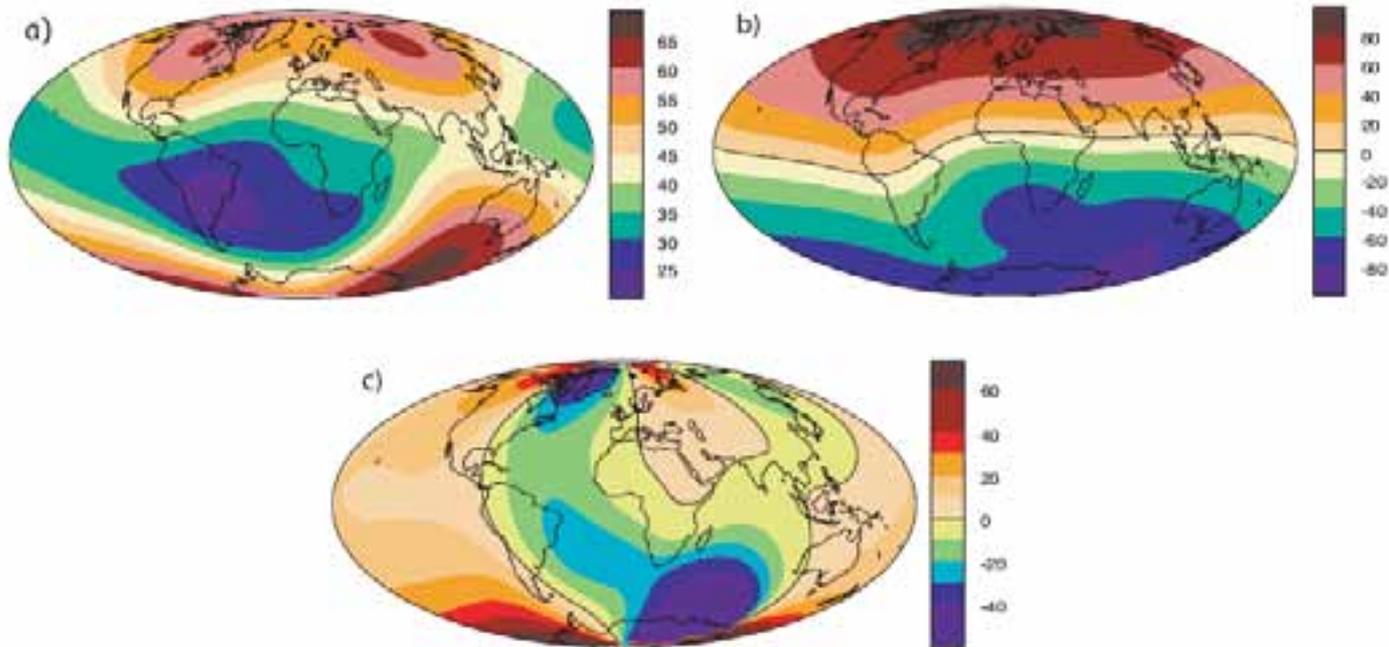
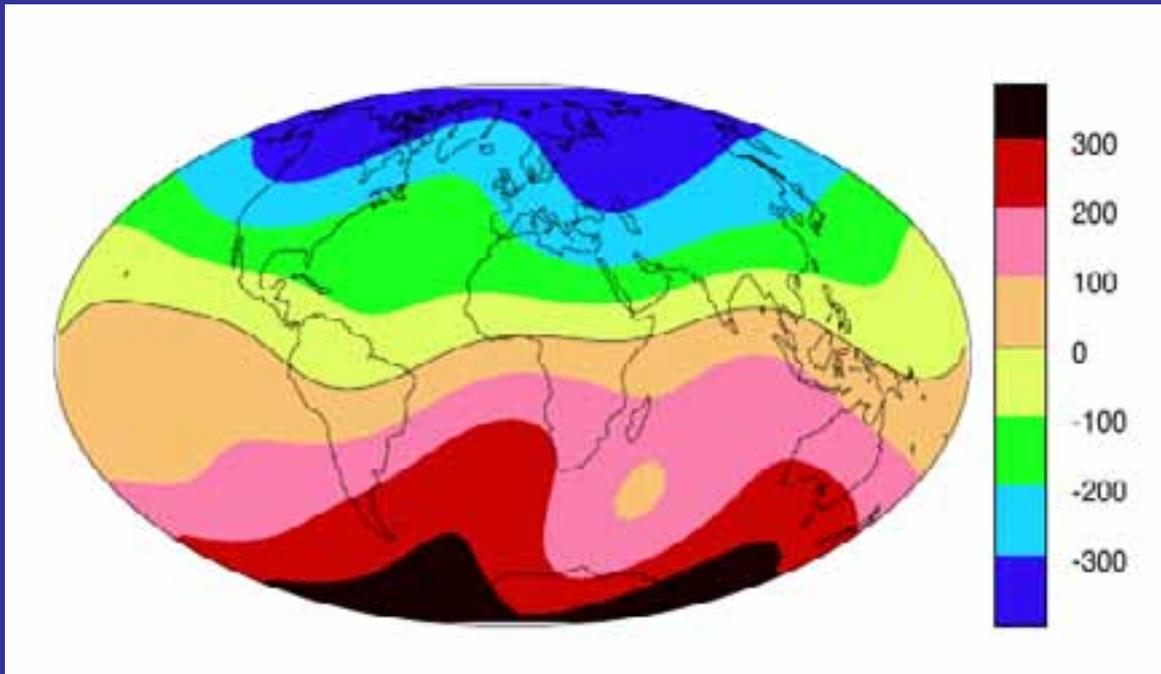


Figure 2.5: Maps of geomagnetic field of the IGRF for 1995 a) intensity in μT , b) inclination, c) declination.

Quando mediato nel tempo il campo è dipolare



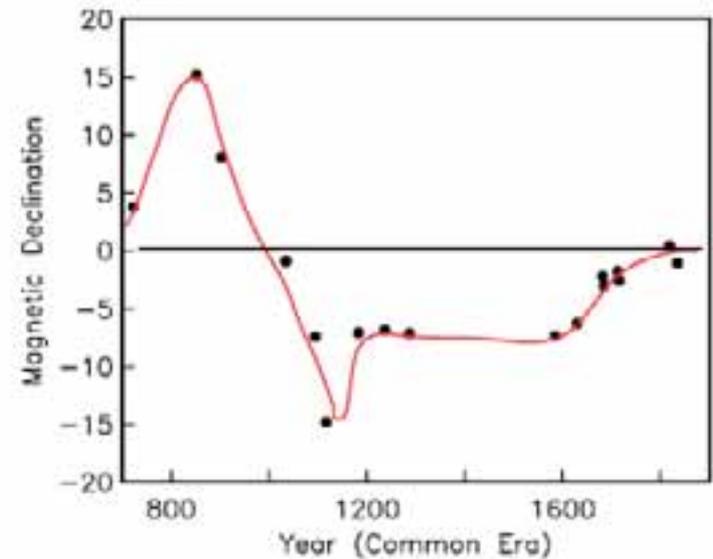
Tauxe, 2005

Variazione del campo magnetico nel tempo

a)

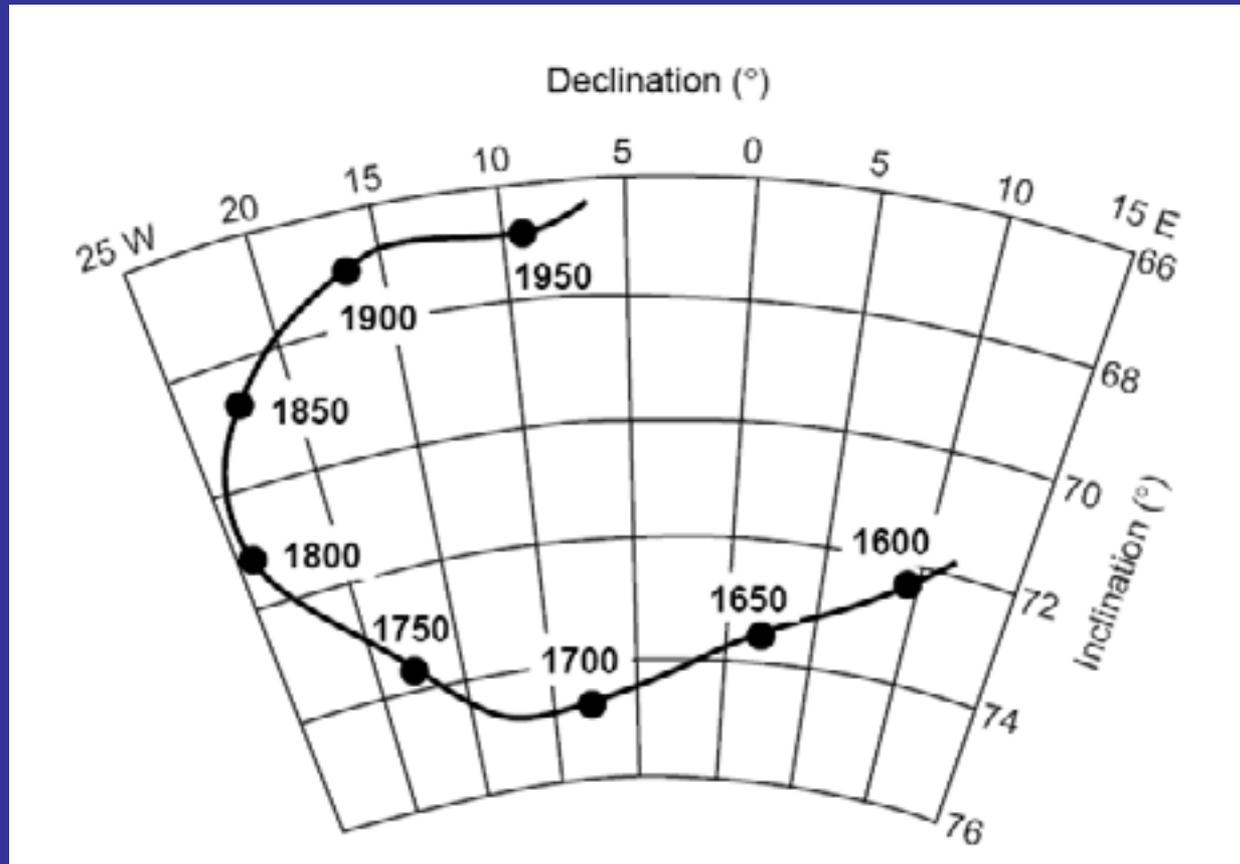


b)

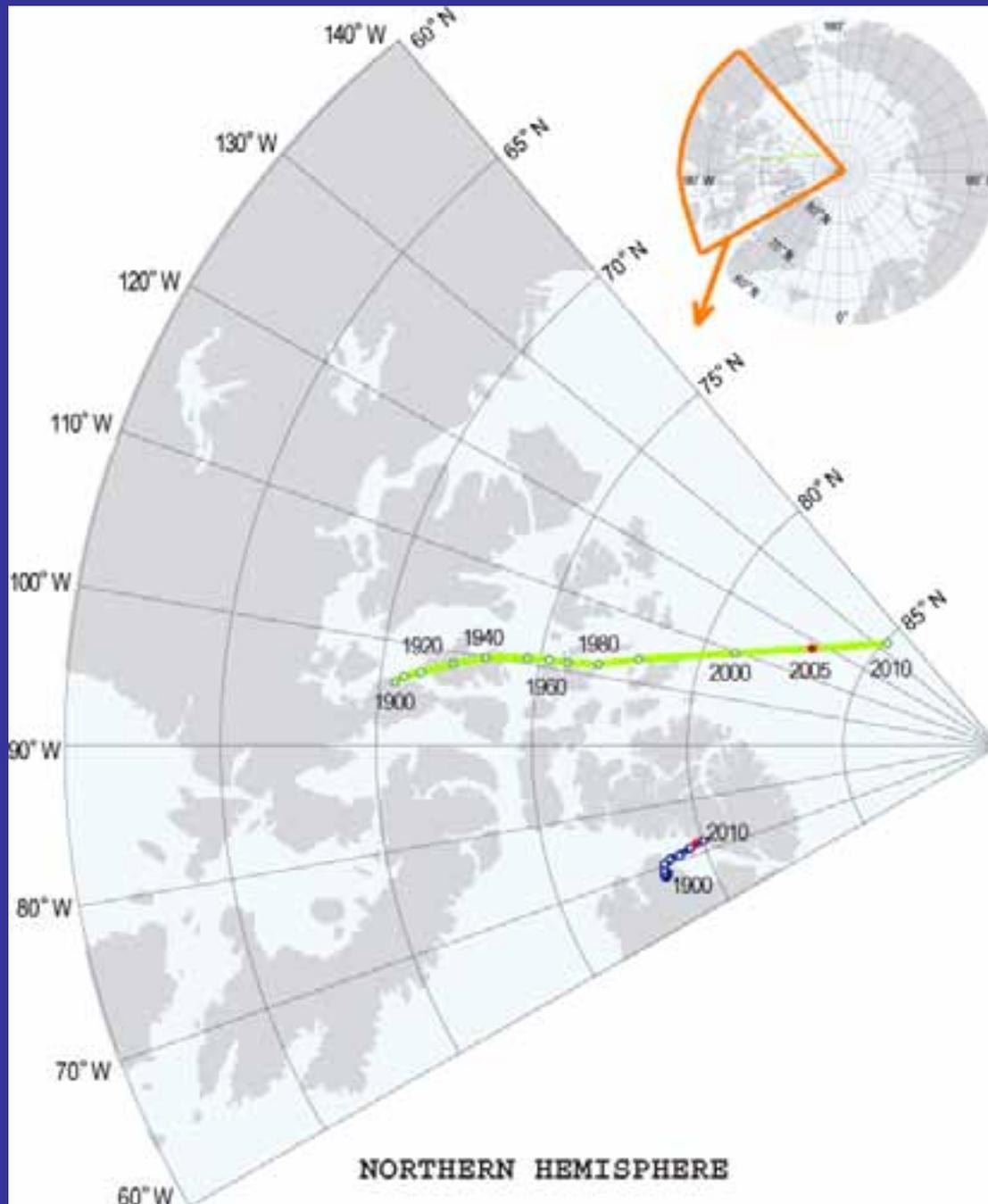


Declinazione magnetica in Cina (AD 600)

Variazione del campo nel tempo

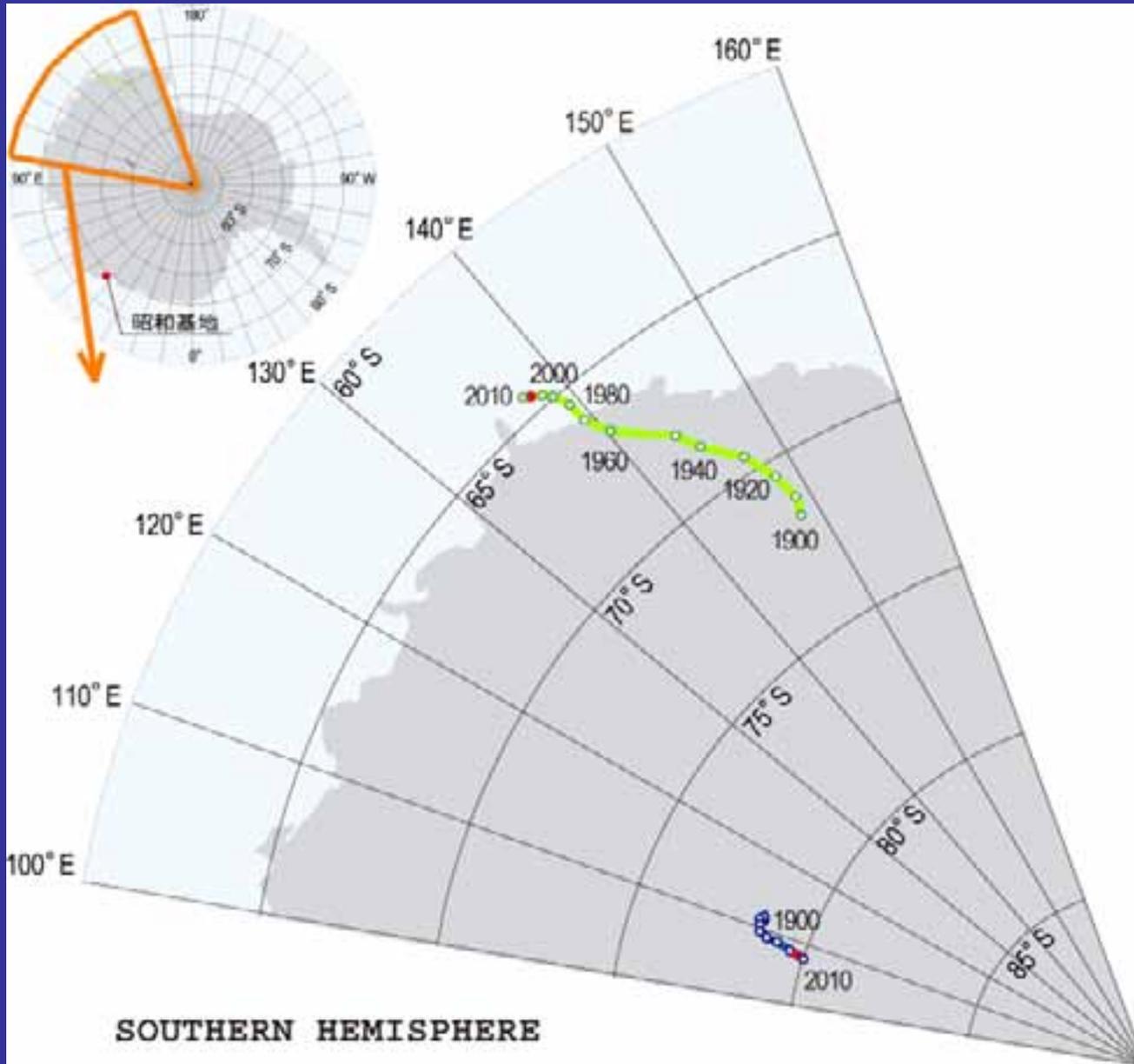


Variazione del campo geomagnetico a
Greenwich (UK)



Poli magnetici
e geomagnetici

Emisfero Nord



Poli magnetici
e
geomagnetici

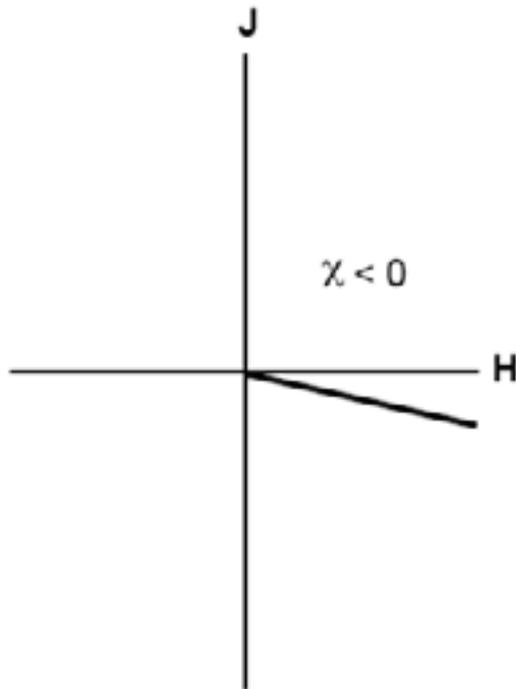
Emisfero
Sud

Come misuriamo il campo magnetico nel passato: archeomagnetismo e paleomagnetismo

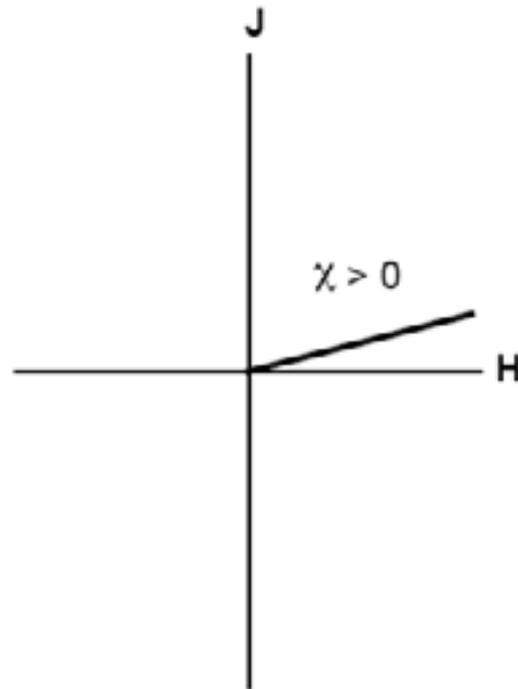
- Campo attuale e storico: ottimo
- Campo Archeomagnetico(0-7 kyr): molto buono
- Ultimi 5 Myr: buono
- Indietro nel tempo: conoscenze sempre minori
- Archeano : ancora un mistero

La magnetizzazione rimanente

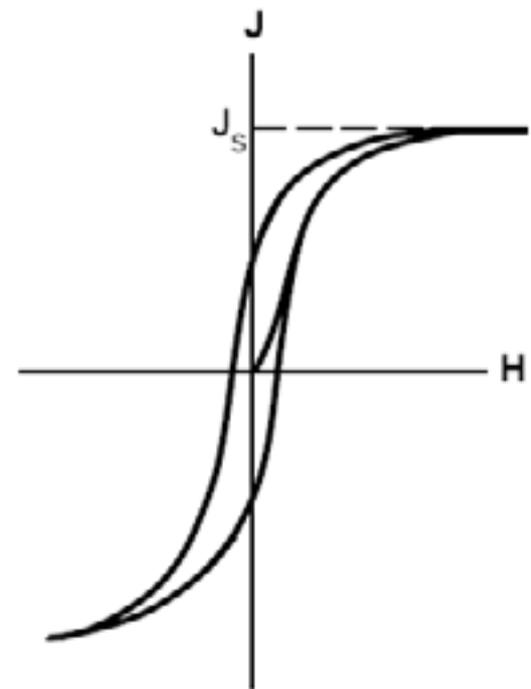
Diamagnetico



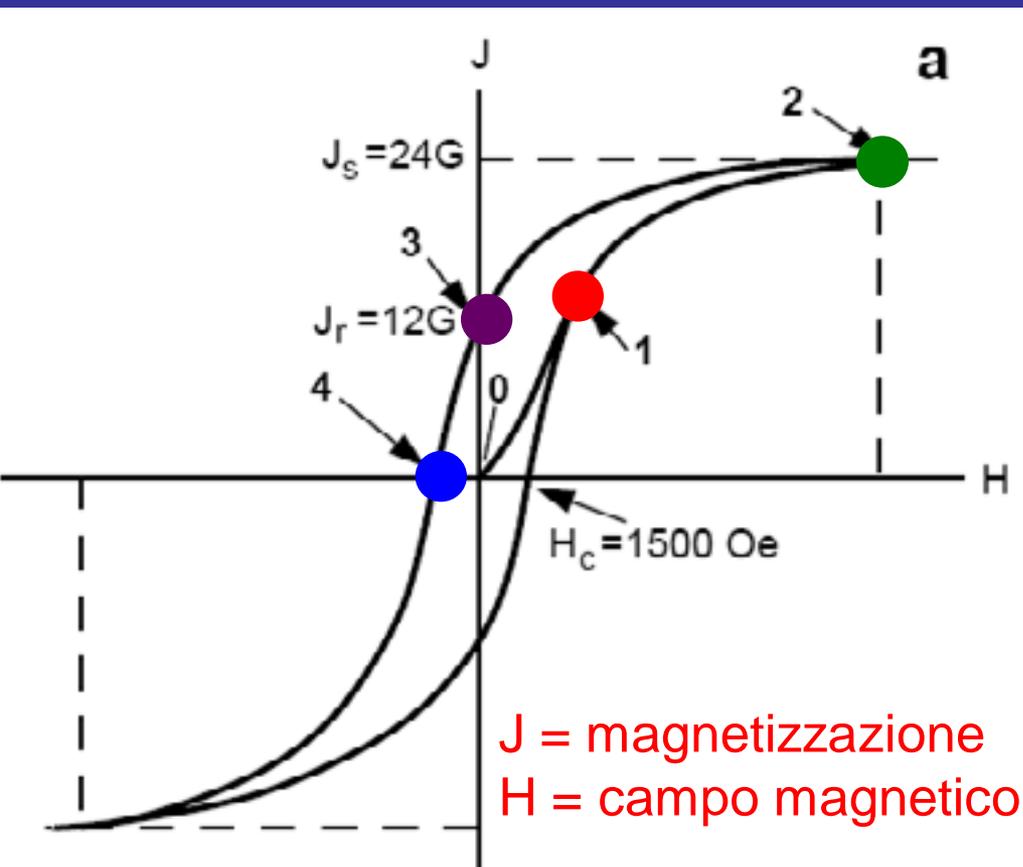
Paramagnetico



Ferromagnetico



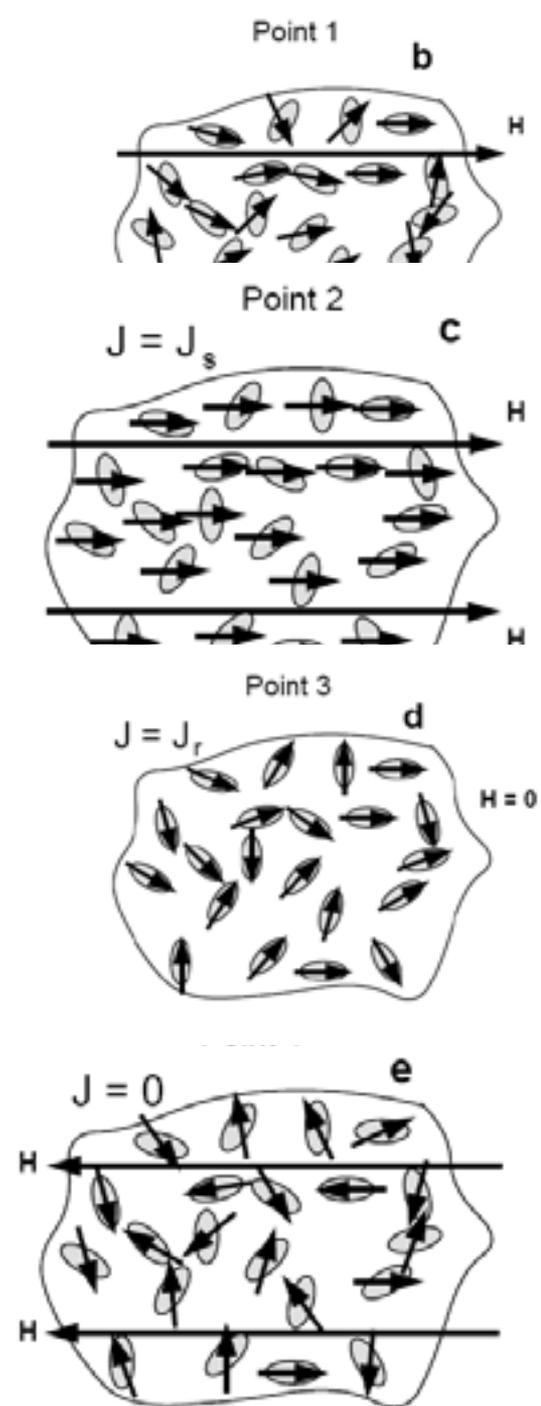
Cicli di isteresi



$J_s =$ magnetizzazione di saturazione

$J_r =$ magnetizzazione rimanente

$H_c =$ forza coercitiva



Exponential decay of remanent magnetization, $J_r(t)$, after removal of the magnetizing field is

$$J_r(t) = J_{r0} \exp(-t/\tau) \quad (3.13)$$

where J_r = initial remanent magnetization
 t = time (s)
 τ = characteristic relaxation time (s), after which $J_r = J_{r0} / e$.

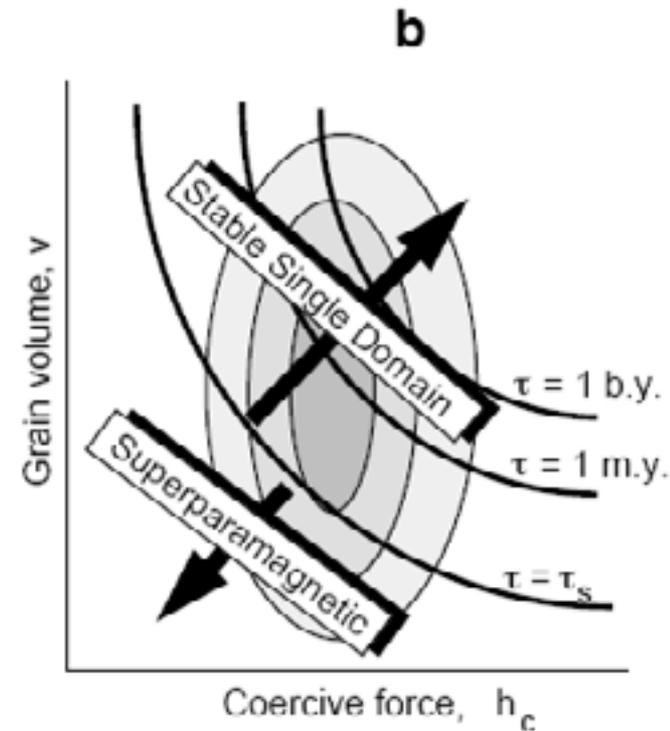
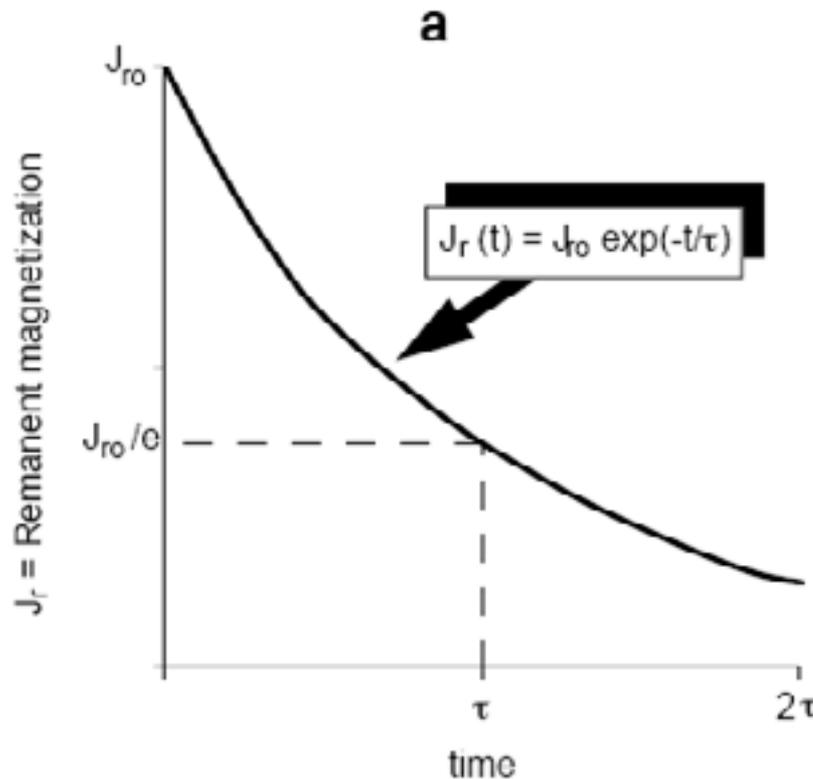
Magnetic relaxation was studied by Louis Néel, who showed that the characteristic relaxation time is given by

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{v h_c j_s}{2kT}\right) \quad (3.14)$$

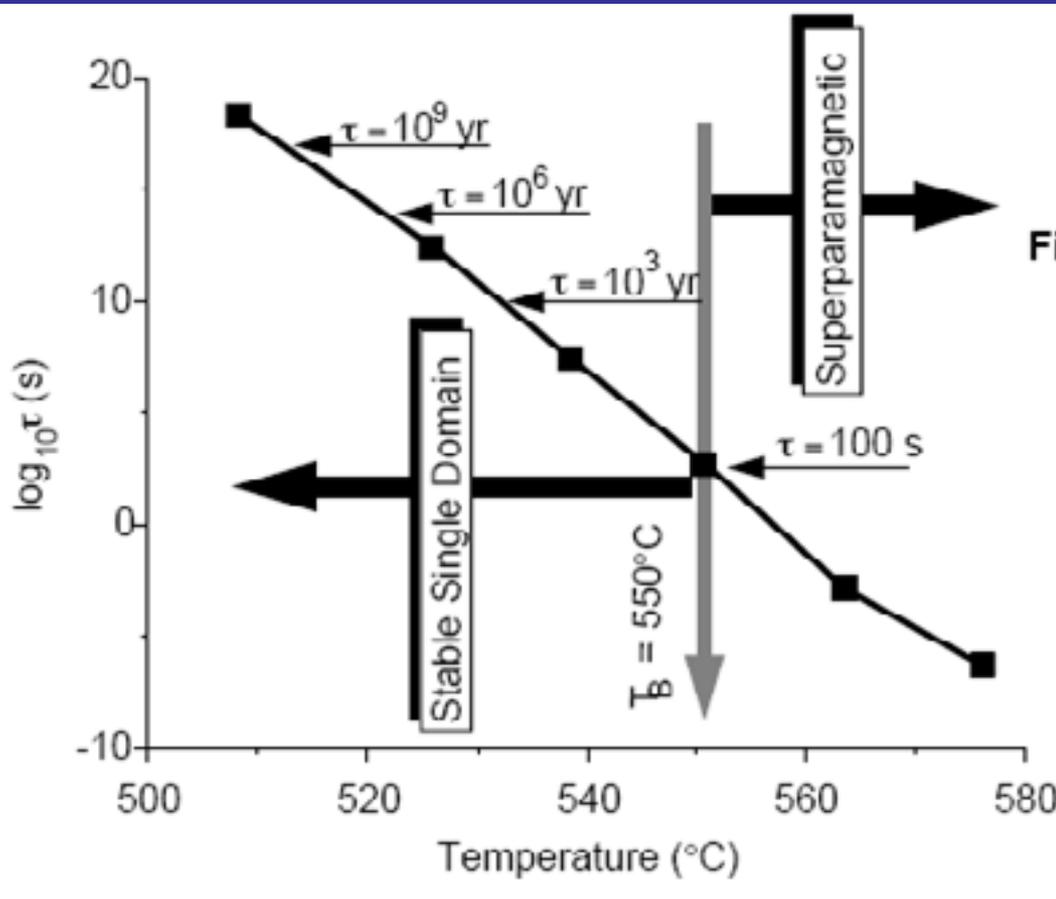
where C = frequency factor $\approx 10^8 \text{ s}^{-1}$
 v = volume of SD grain
 h_c = microscopic coercive force of SD grain
 j_s = saturation magnetization of the ferromagnetic material
 kT = thermal energy

La magnetizzazione delle rocce

Tempo di rilassamento



Tempo di rilassamento Vs. Temperatura



Il tempo di rilassamento per la magnetite SD è meno di un microsecondo a 575°C , ma supera l'età della Terra a 510°C !

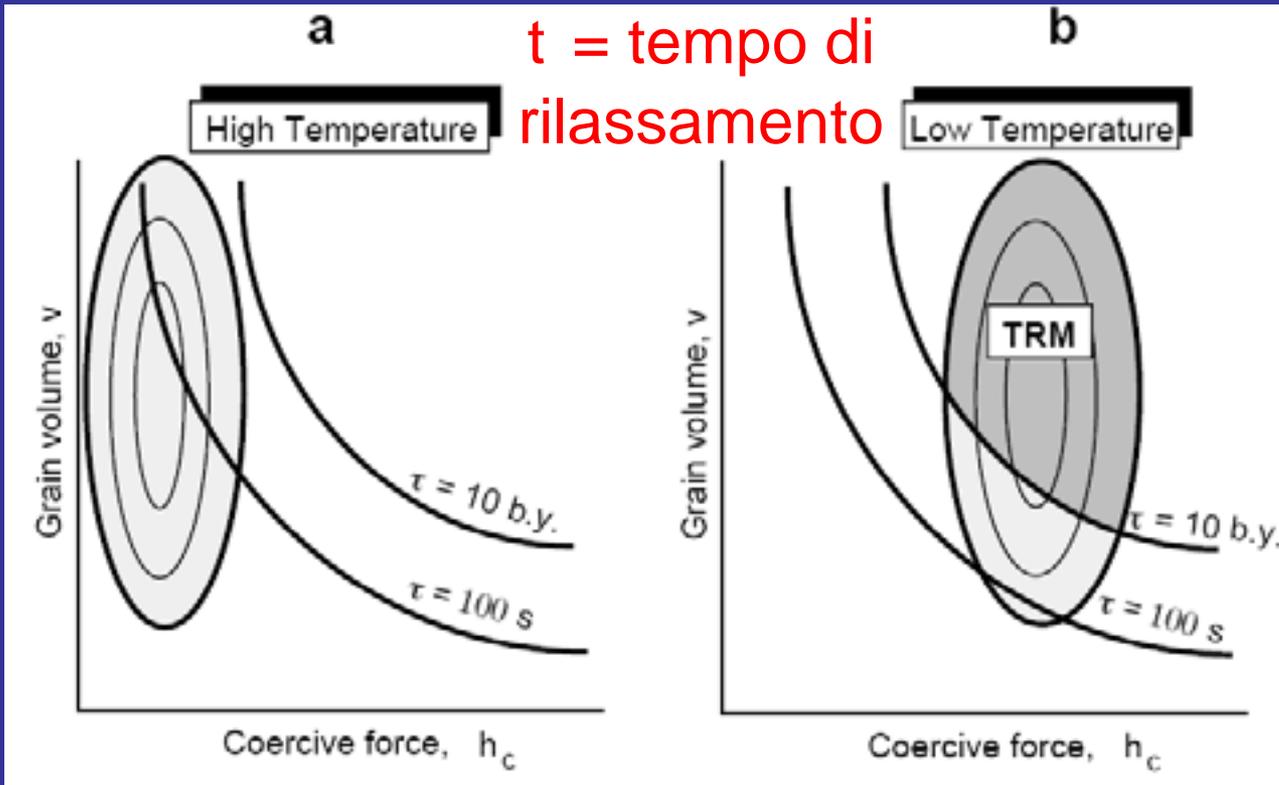
La magnetizzazione delle rocce

Le modalità di acquisizione del campo magnetico esterno sono di tre tipi:

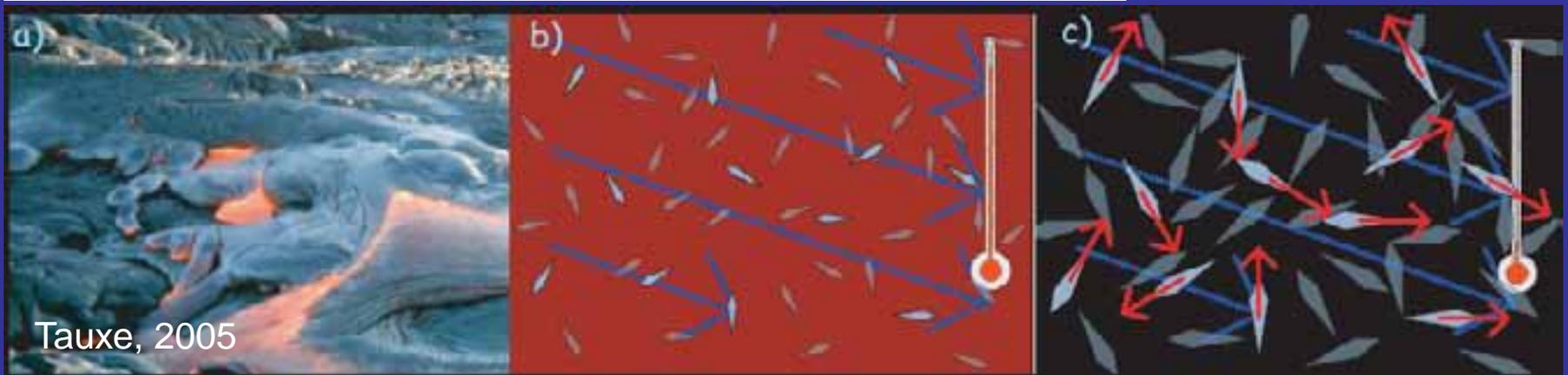
- Magnetizzazione Termica (TRM)
- Magnetizzazione Chimica (CRM)
- Magnetizzazione Detritica (DRM)
(pDRM)

Magnetizzazione Termica (TRM)

$t =$ tempo di
rilassamento



Butler, 1992



Tauxe, 2005

Taiwan Pleistocene inferiore

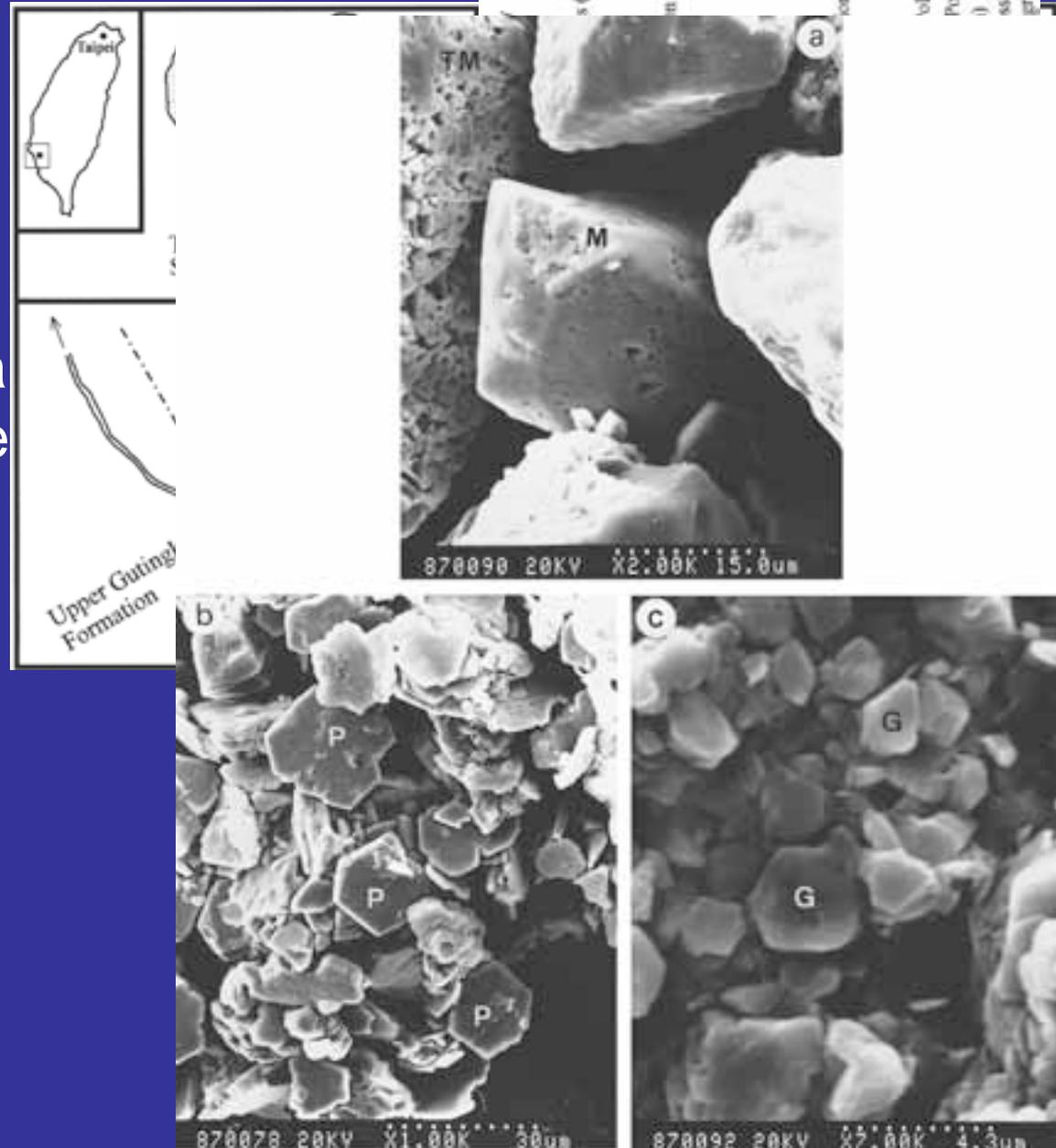
Rimagnetizzazione

Sezione ben vincolata con i nannofossili. Alto tasso di sedimentazione.

Una componente di media temperatura, incongruente con la GPTS

Una componente di alta temperatura, congruente con la GPTS.

Presenza di Greigite, di origine diagenetica e con tempi di formazione variabili.

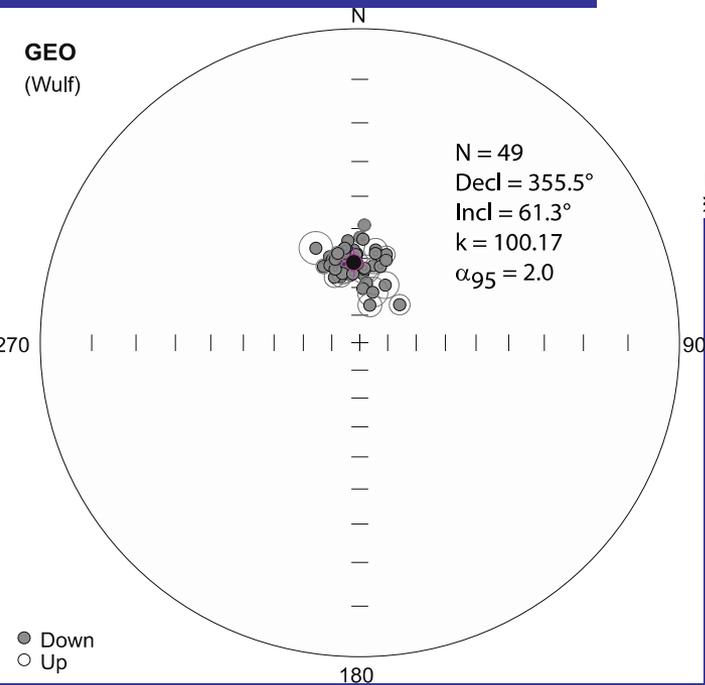
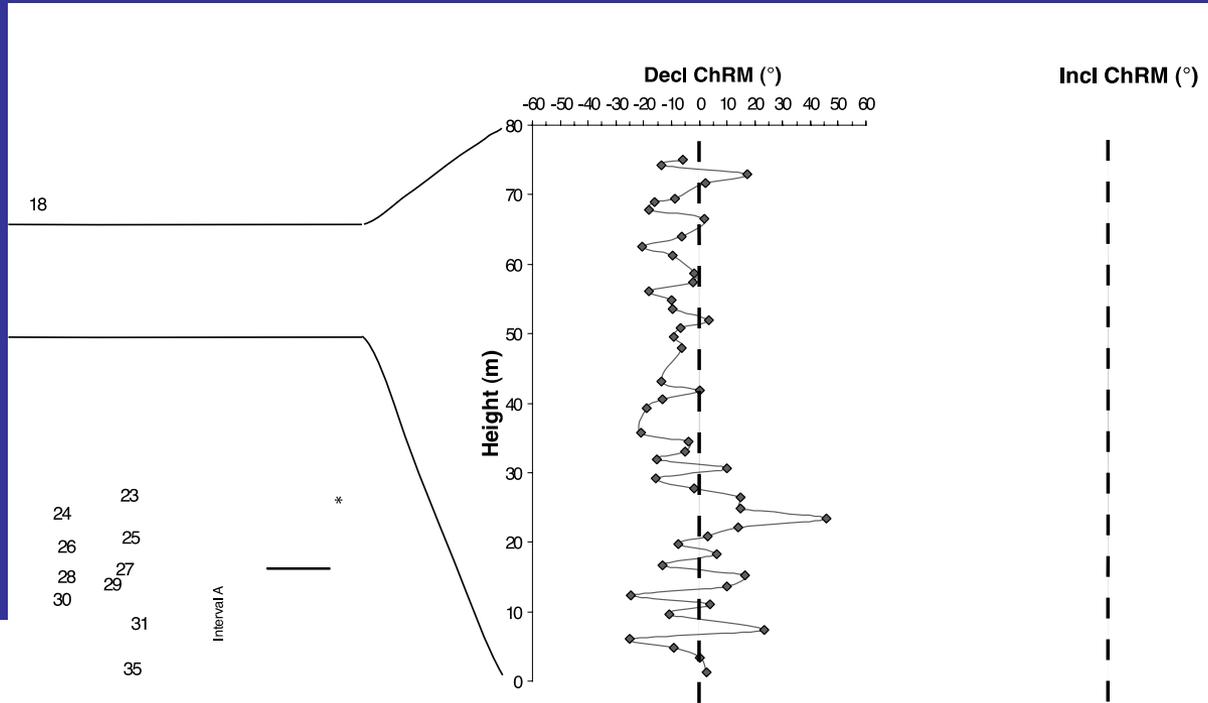


Horng et al., 1998

Montalbano Ionico

Sezione tipo
Pleistocene medio

Limite Brunhes-
Matuyama



L'intera sezione campionata ha polarità normale

Rimagnetizzata durante l'epoca Brunhes

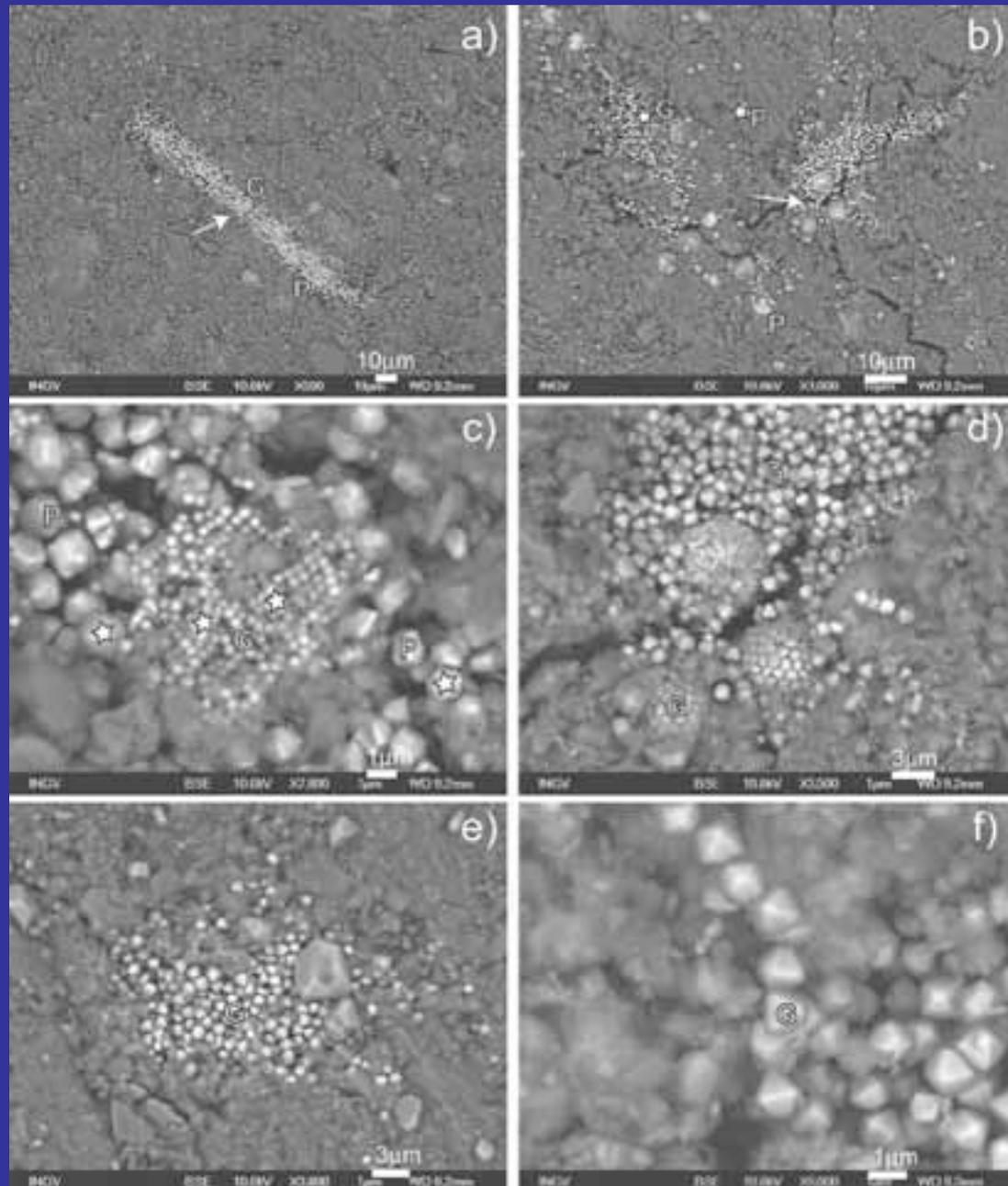
Sagnotti et al., 2010

Montalbano Ionico

La presenza di Greigite è un elemento di notevole disturbo per la definizione di una corretta successione di eventi di polarità magnetica.

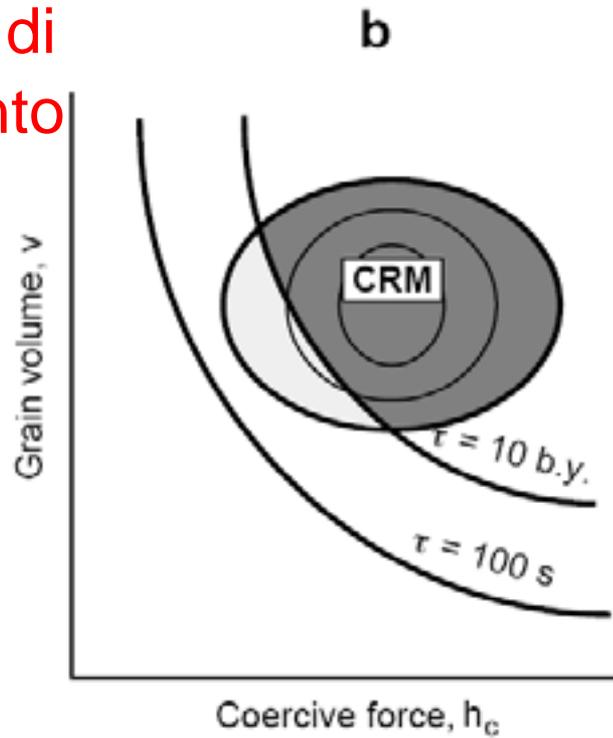
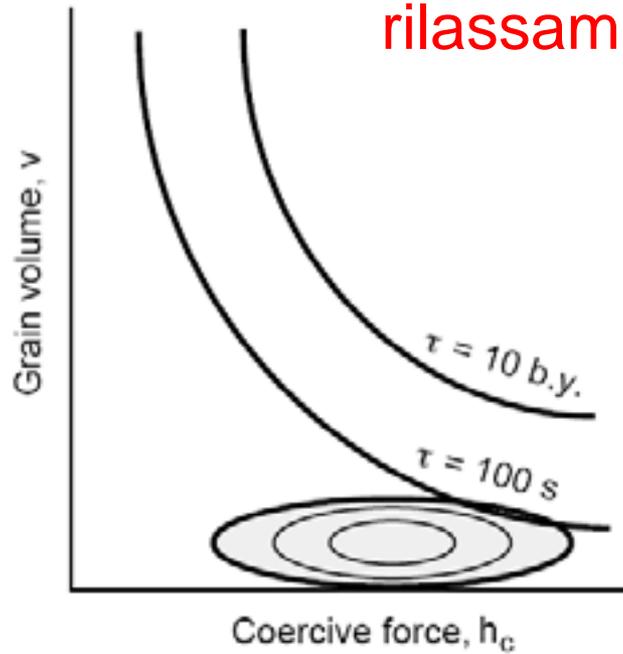
E' molto comune nei depositi fini marini e lacustri.

Necessità di analisi di mineralogia magnetica approfondite.



Magnetizzazione Chimica (TRM)

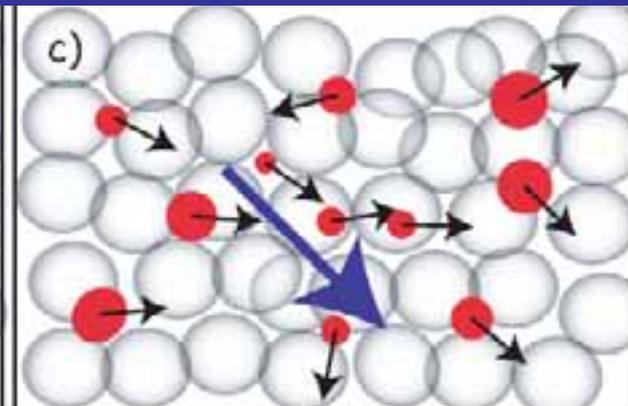
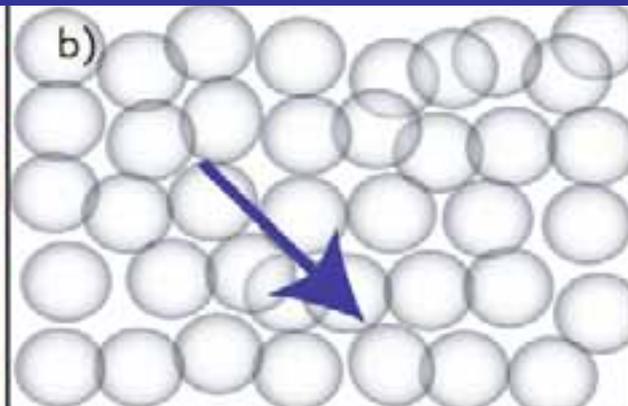
a $t =$ tempo di rilassamento



Butler, 1992



Tauxe, 2005

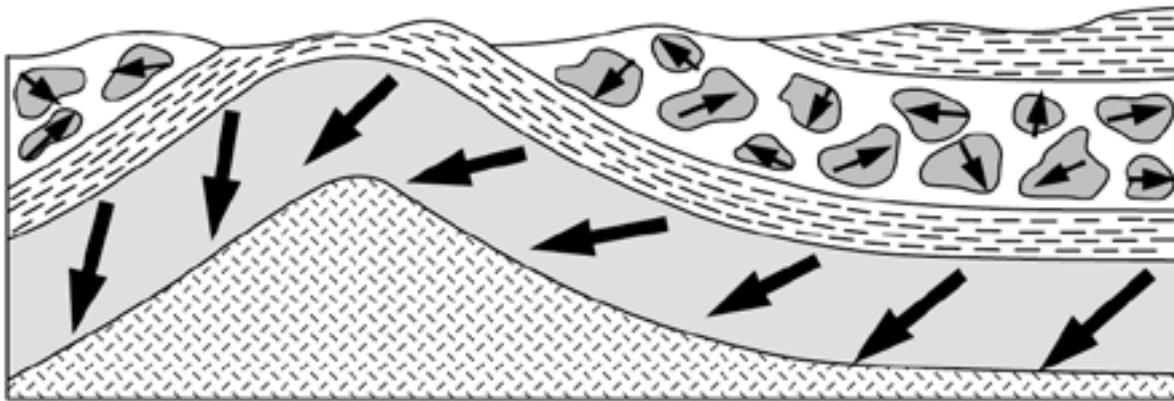


Magnetizzazione Detritica (DRM)

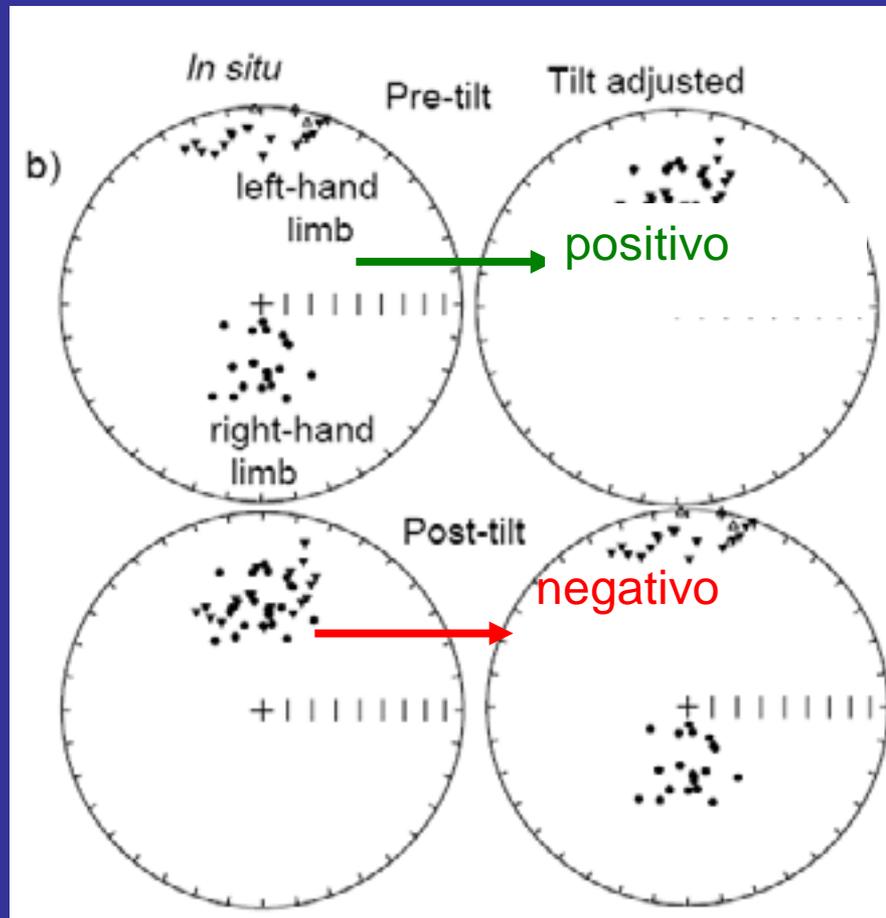


Tauxe, 2005

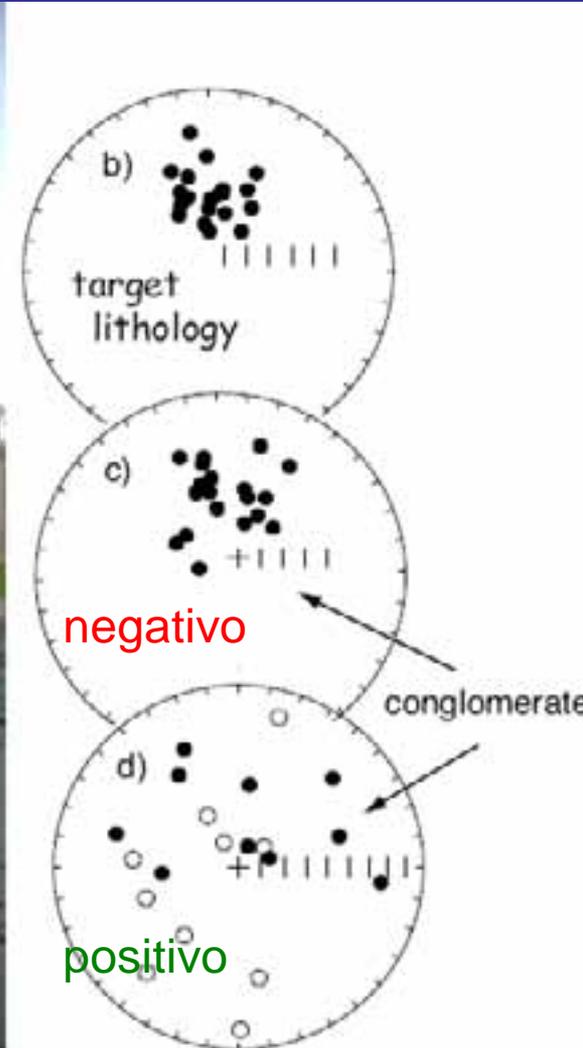
La Magnetizzazione detritica (DRM) è molto meno efficiente della magnetizzazione termica (TRM):
intensità di magnetizzazione più bassa



Il test di piega



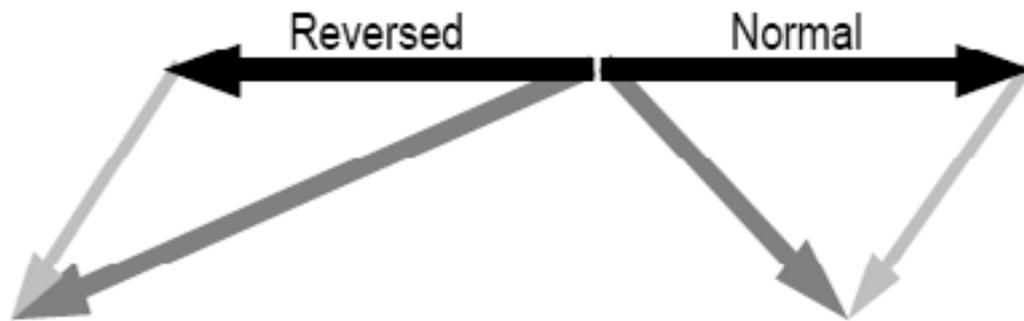
Il test del conglomerato



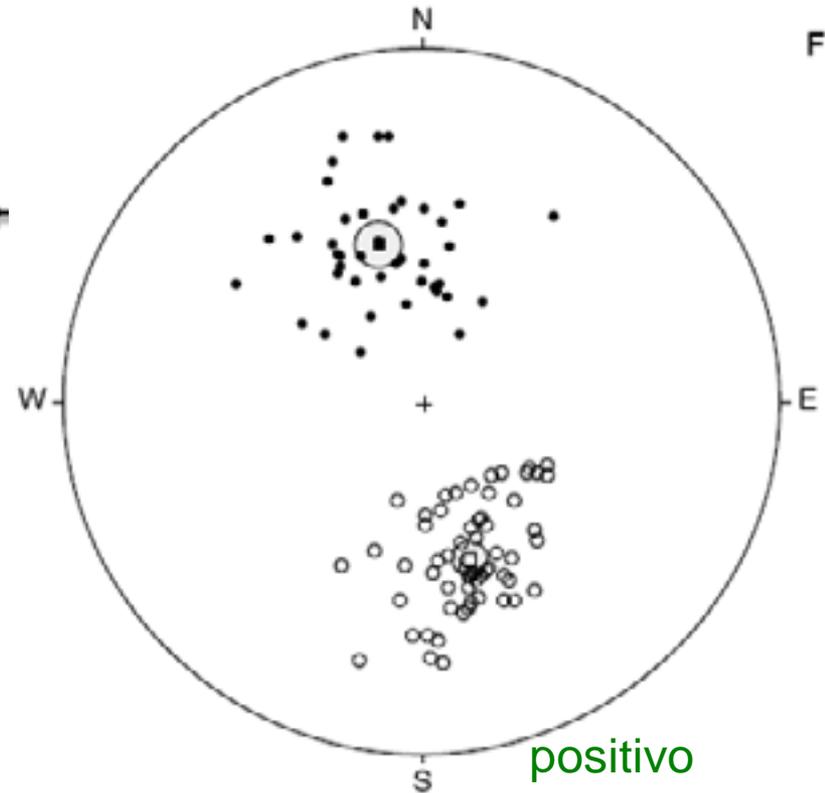
Il Reversal test

negativo

Reversals Test

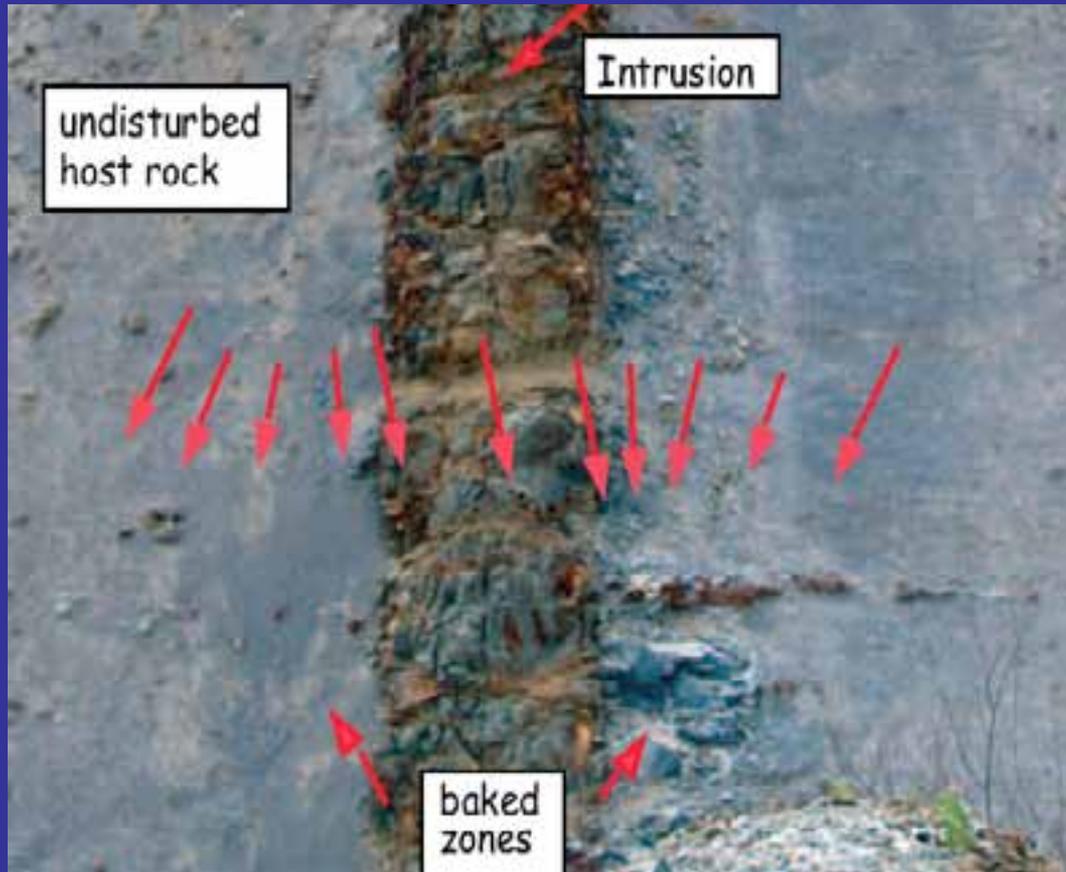


-  Primary
-  Secondary
-  Resultant



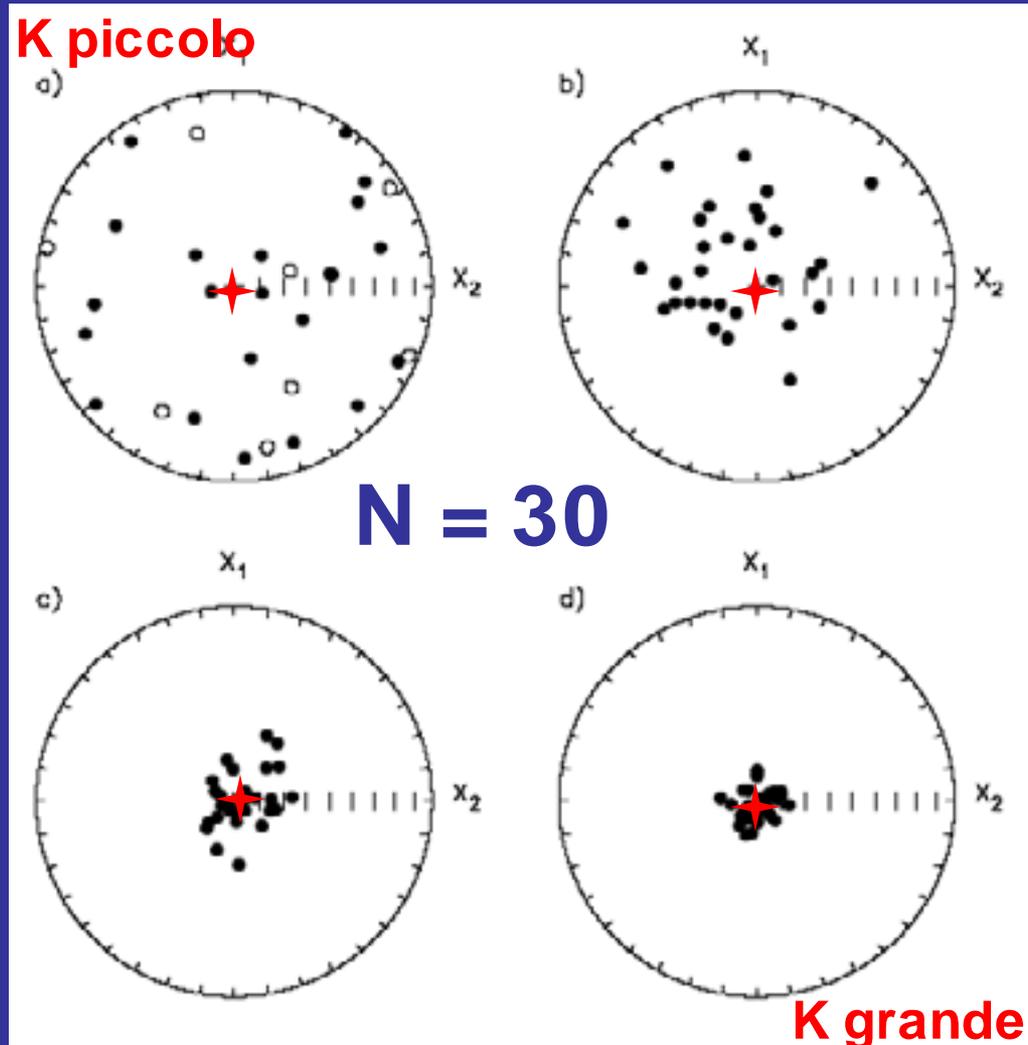
positivo

Il test del contatto



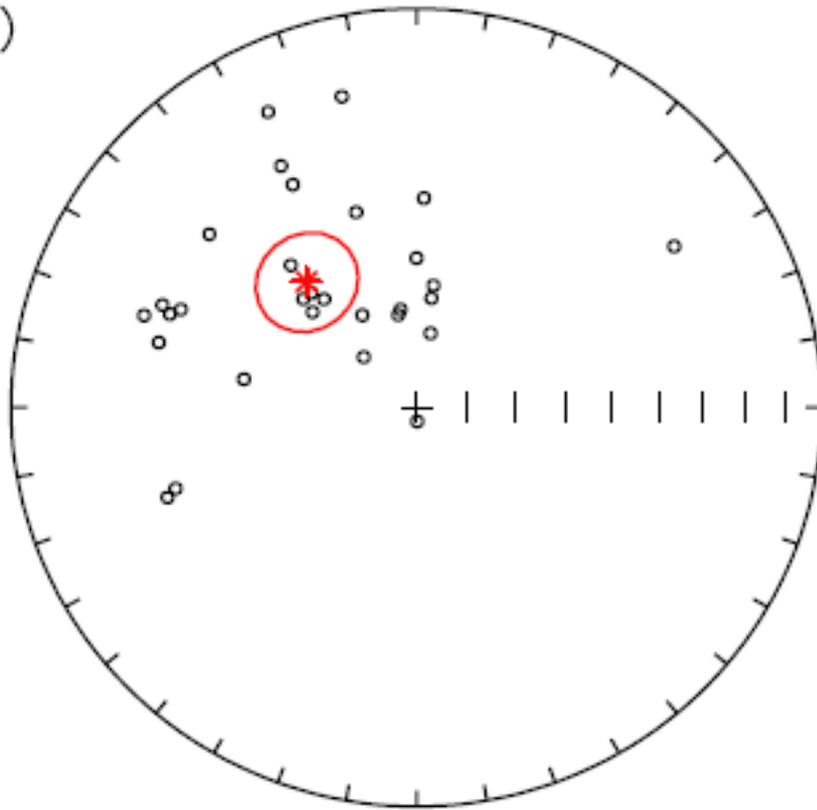
Verifica la relazione tra la magnetizzazione della roccia incassante e quella dell'intrusivo

La statistica di Fisher (1953)

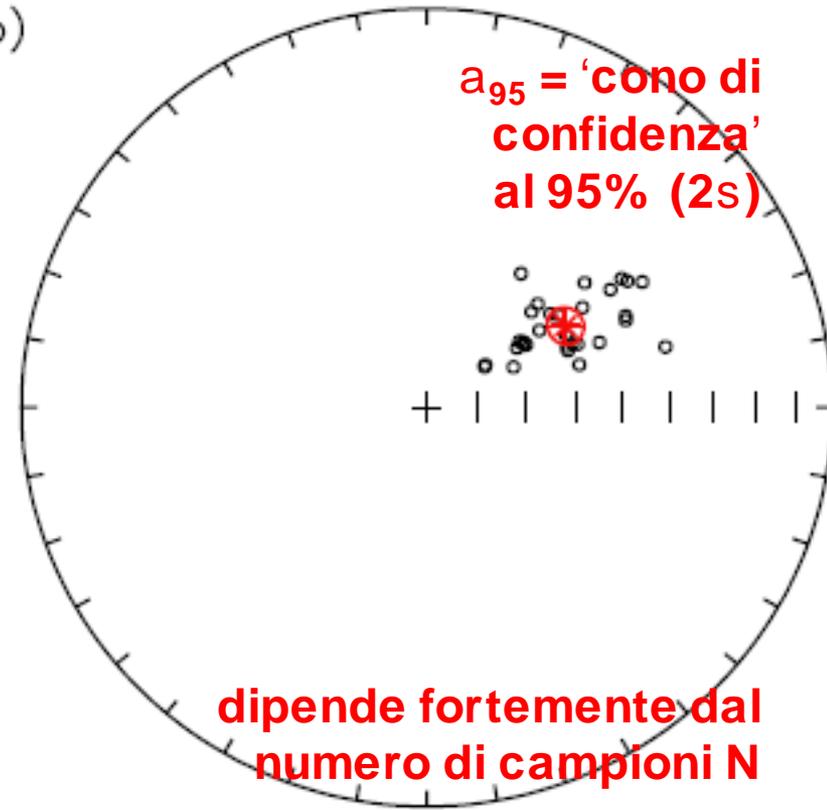


La statistica di Fisher (1953)

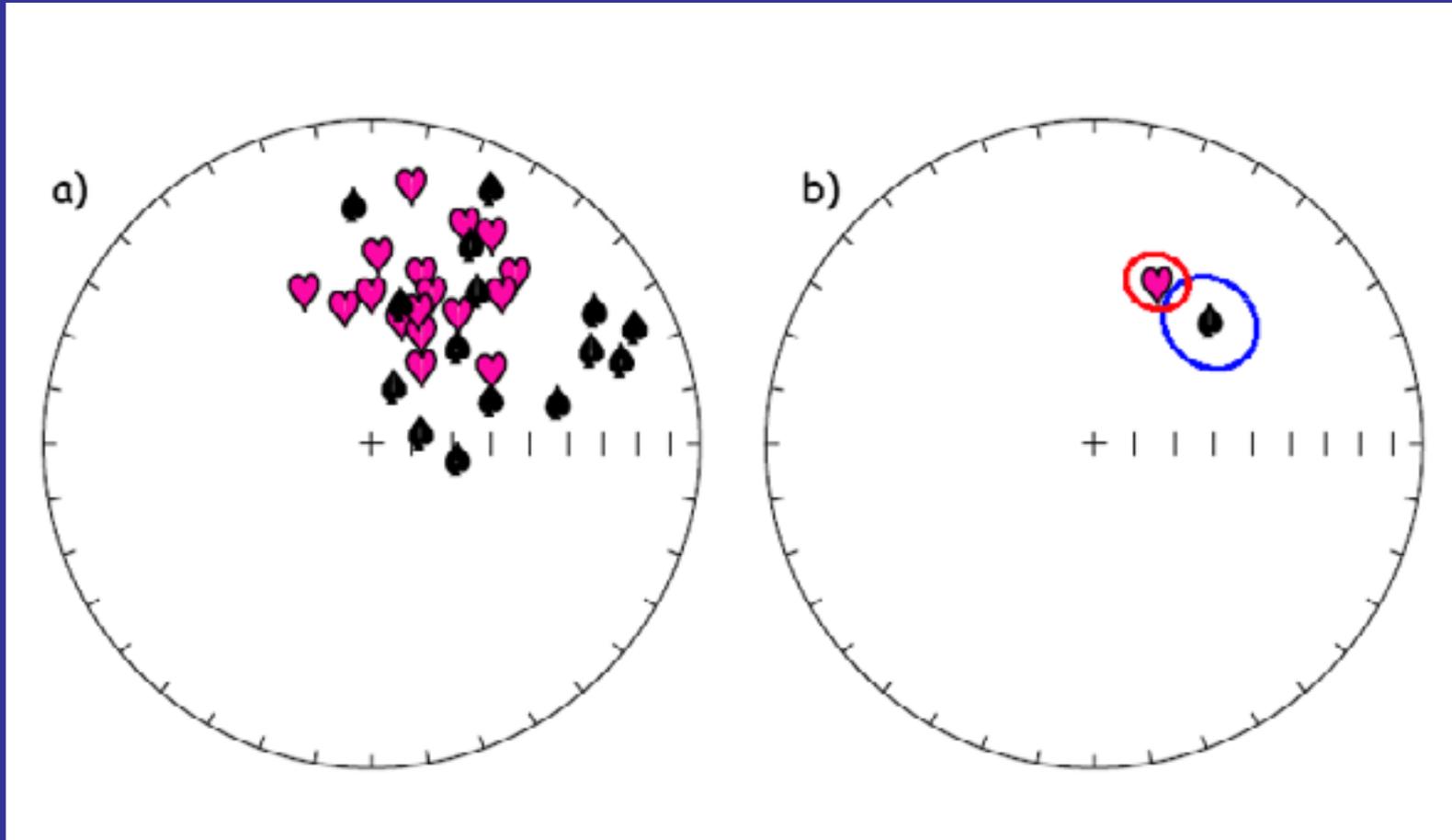
a)



b)



La statistica di Fisher (1953)



Direzione media (Fisher, 1953) e intervallo di
confidenza per due popolazioni di dati

La stratigrafia magnetica

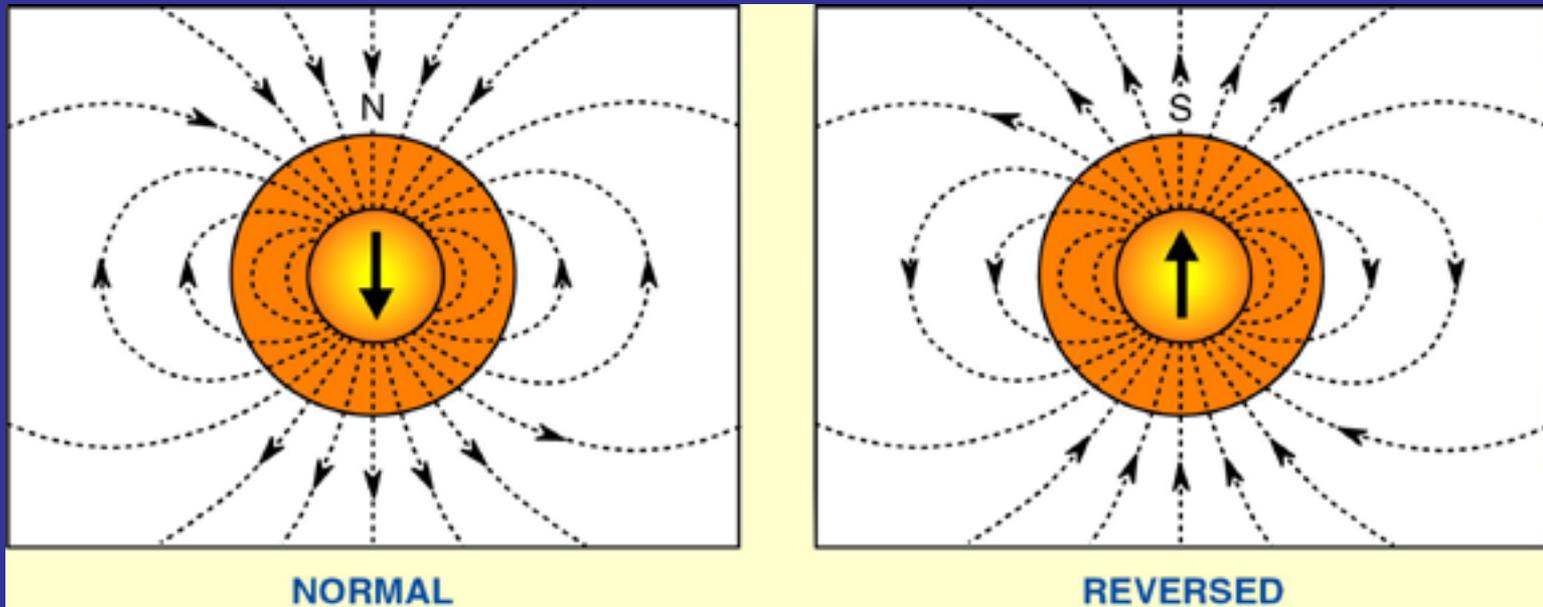
Si basa sulle diverse caratteristiche del campo magnetico

1) Inversioni di polarità del campo magnetico

2) Variazioni secolari del campo magnetico

3) Variazioni di intensità del campo magnetico

Inversioni del campo



**« Recherches sur la direction de
l'aimantation des roches volcaniques »**
November 1906, Article in Journal de Physique

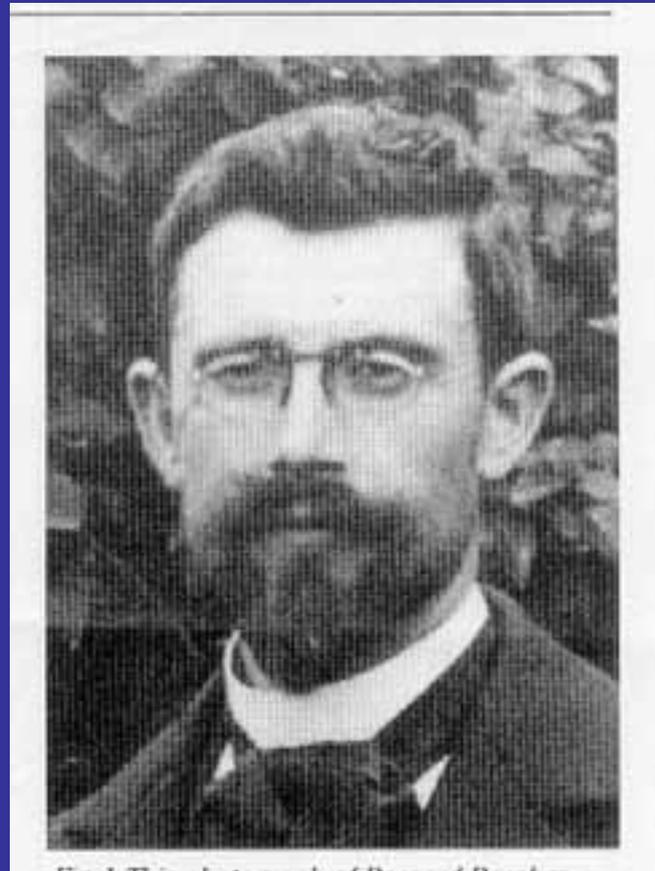


Fig. 1. The photograph of Bessard/Bessard.



"Si l'on a, dans les bancs d'argile naturelle, une direction d'aimantation bien définie et qui diffère de la direction du champ terrestre actuel, on est donc fondé à admettre que la direction d'aimantation est bien celle du champ terrestre à l'époque où la coulée volcanique a transformé en brique l'argile"

Brunhes' result

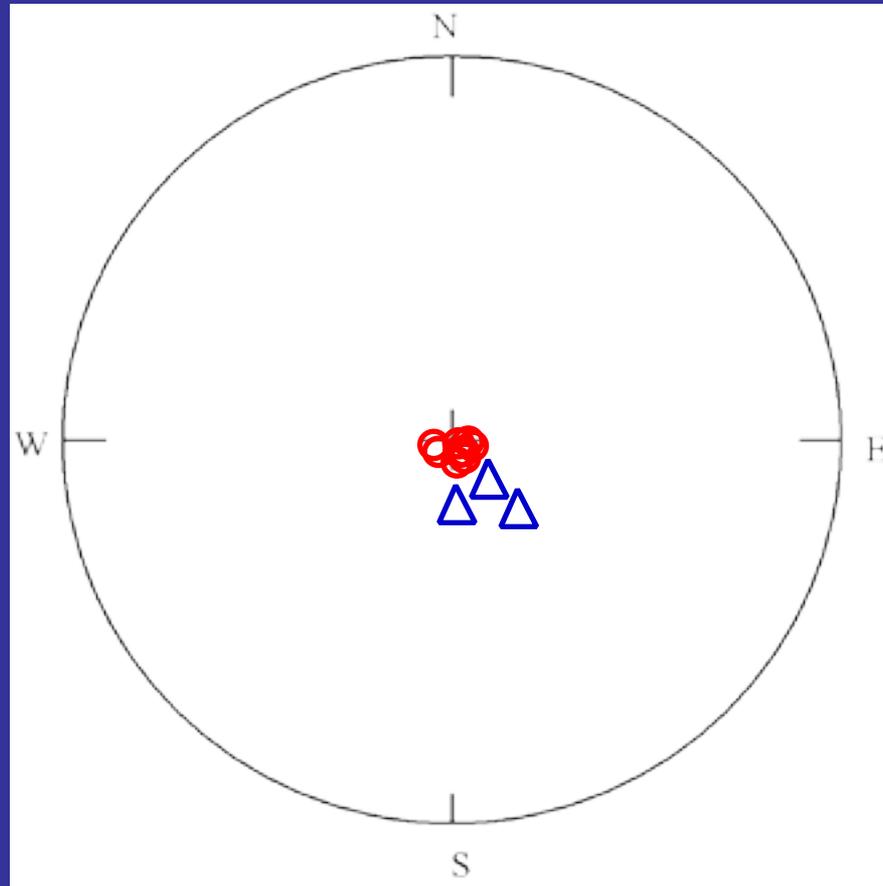
$$N = 3$$

$$D = 147.5^\circ$$

$$I = -74.4^\circ$$

$$K = 112$$

$$a_{95} = 12^\circ$$



$$N = 9$$

$$D = 158.5^\circ$$

$$I = -77.2^\circ$$

$$K = 466$$

$$a_{95} = 2^\circ$$

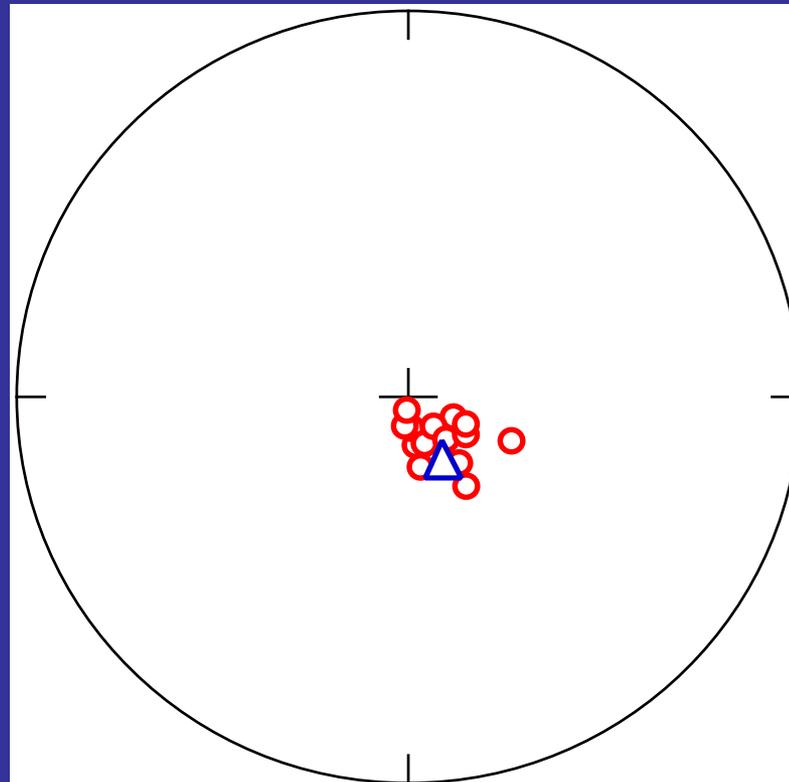
Si la direction de l'aimantation est la même dans la couche de basalte qui a cuit l'argile, ce sera une vérification expérimentale précieuse de l'hypothèse suivant laquelle c'est en se refroidissant et se solidifiant que la lave s'est aimantée, pour ne plus se modifier une fois refroidie."

Brunhes' result

$N = 1$

$D = 154^\circ$

$I = -76^\circ$



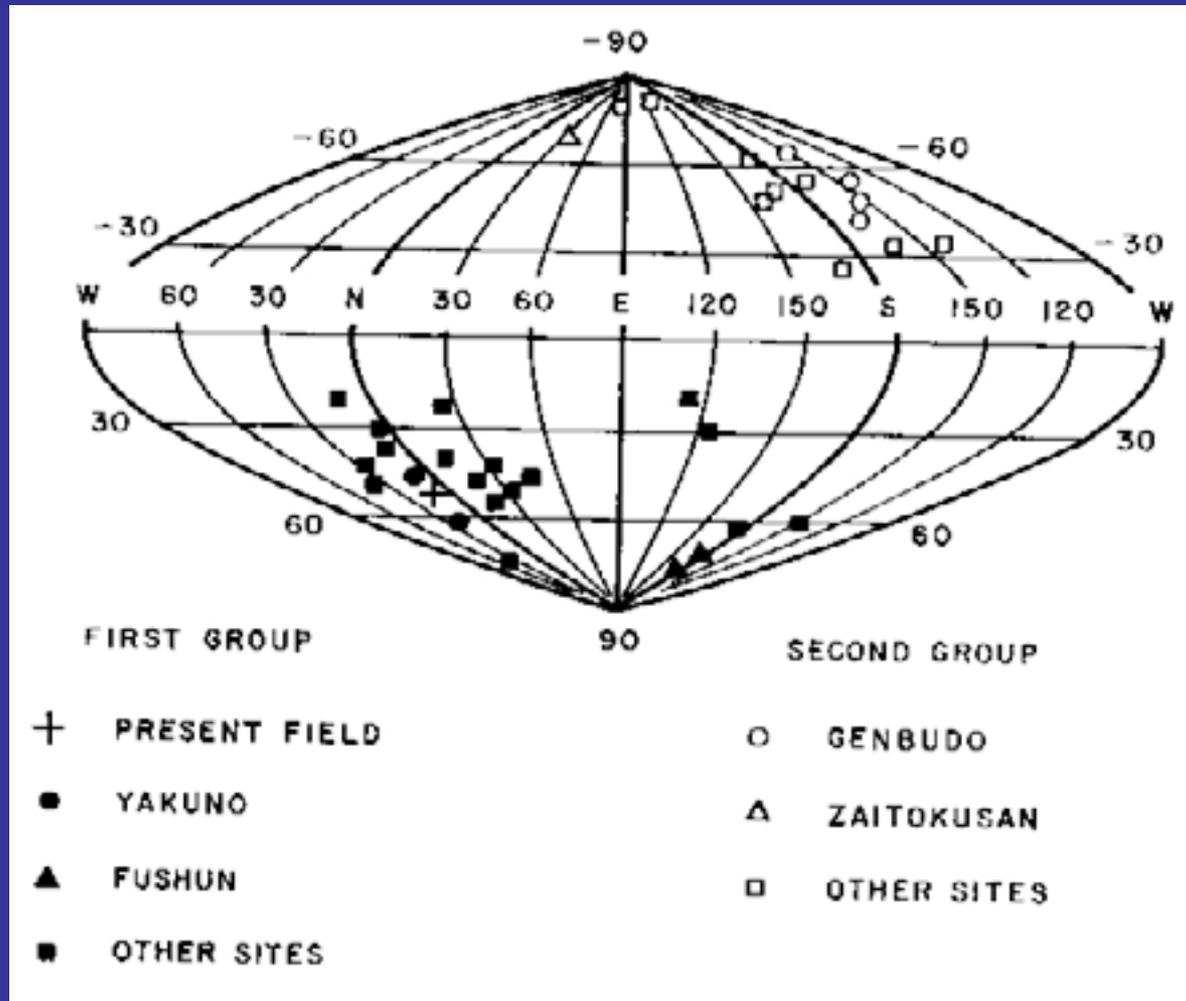
$N = 15$

$D = 144.2^\circ$

$I = -77.7^\circ$

$k = 120$

$a_{95} = 3.5^\circ$



Matuyama (1929) riconobbe che i campioni provenienti dal Pleistocene antico erano magnetizzati prevalentemente con polarità inversa, mentre quelli a polarità normale provenivano da lave del Pleistocene superiore.

La possibilità che il campo magnetico si fosse invertito nel passato fu messa in dubbio dalla scoperta di lave recenti con polarità inversa (fenomeno del self-reversal). Occorreva quindi capire se le magnetizzazioni inverse erano legate ad una particolare mineralogia magnetica oppure all'età delle rocce

Il passo decisivo verso la costruzione di una scala magnetostratigrafica fu la possibilità di effettuare datazioni radiometriche K/Ar su rocce recenti. Questo avvenne utilizzando lo spettrometro di massa di Berkeley.

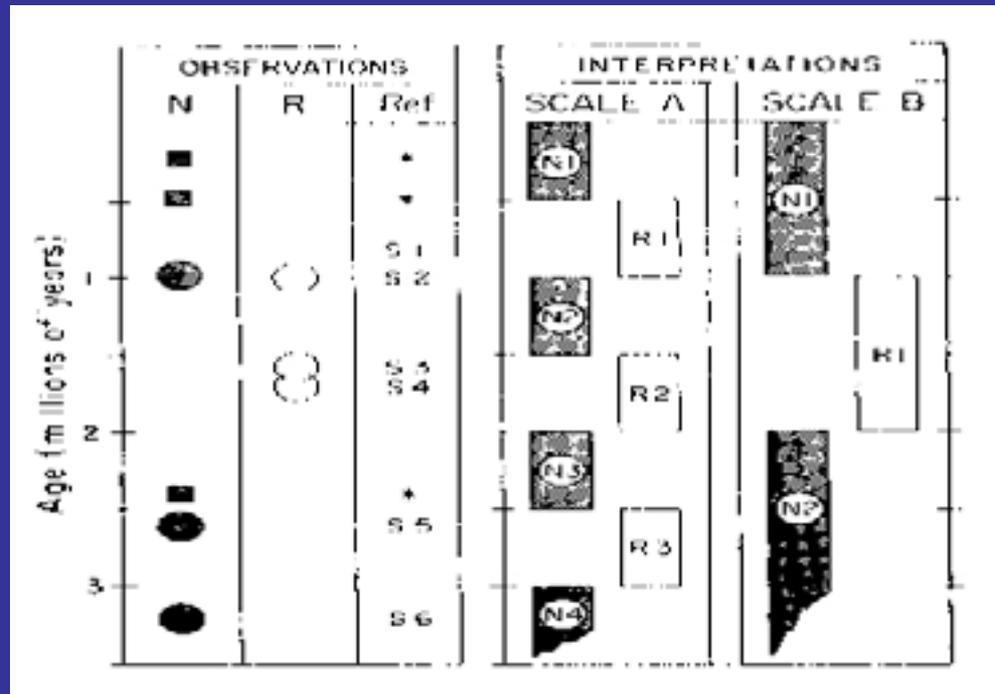
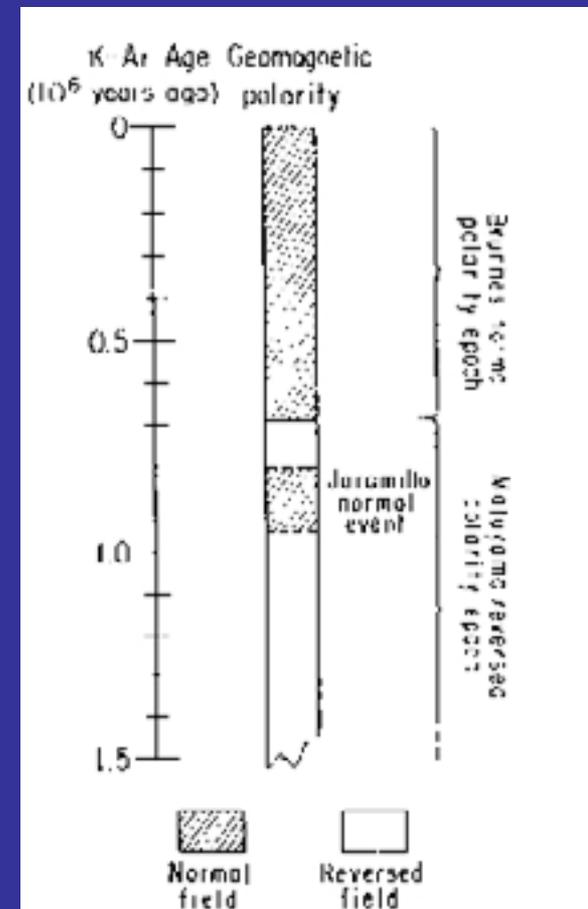
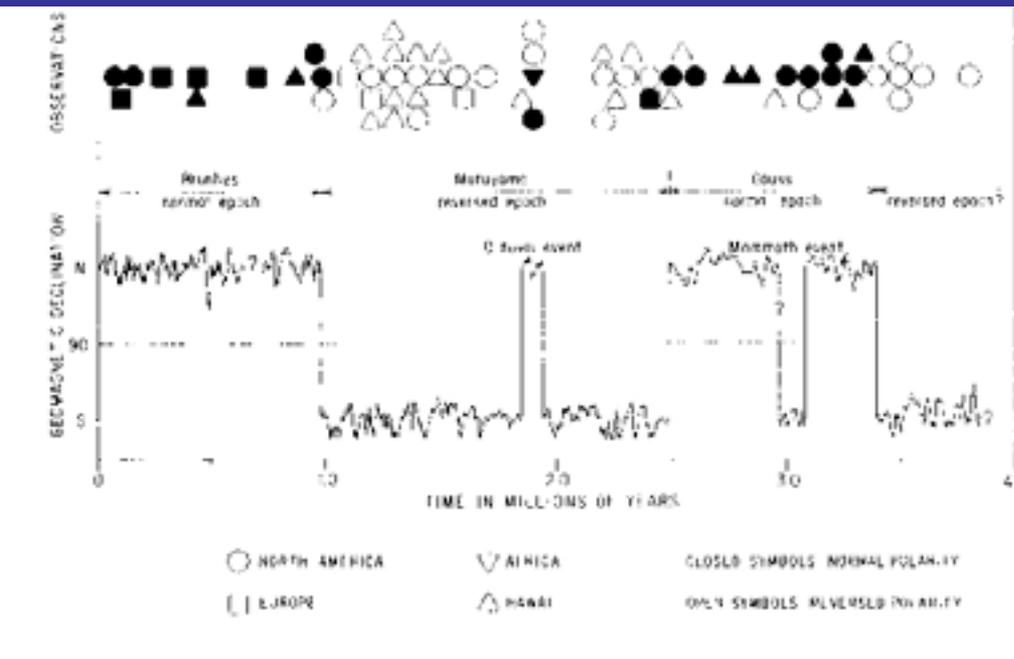


Figure 14-1
 Magnetic polarity epochs consistent with paleomagnetic and radiometric observations. For Ref. column, see Table 14-1. (asterisk data from European rocks; Ritten, 1959)

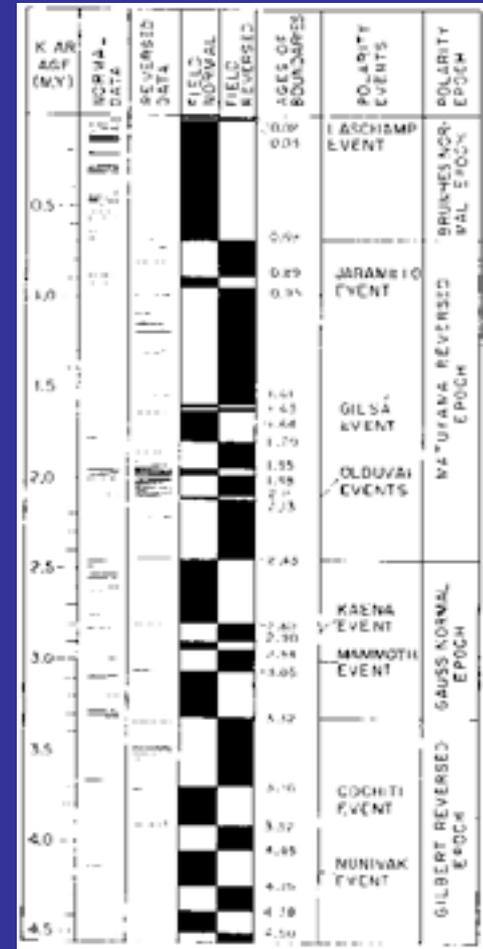
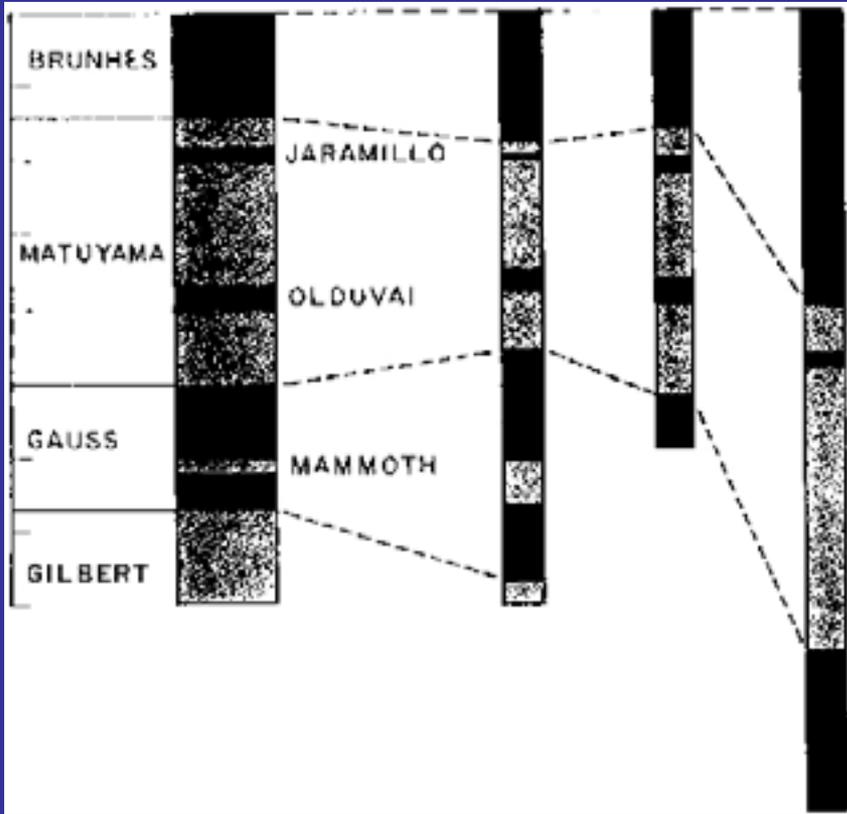
Cox, Doell & Dalrymple (1963) producono dati di polarità magnetica su rocce datate con metodi radiometrici. Definiscono anche l'assenza del fenomeno del self-reversal per i campioni inversi. Producono la prima scala di polarità magnetica.

Nel 1964 Cox, Doell & Dalrympe producono una nuova scala di polarità magnetica nella quale sono riconosciuti eventi di polarità di breve durata.



Doell & Dalrympe (1964) riconoscono l'evento normale Jaramillo, fondamentale per interpretare le anomalie magnetiche sui fondali oceanici.

Cox, Dalrympe & Doell (1967) correlano la scala geomagnetica ricostruita nelle sequenze affioranti in terraferma con quelle ottenute dalle carote marine.



Cox (1969) compila una scala completa delle inversioni magnetiche fino a 4.5 Ma.

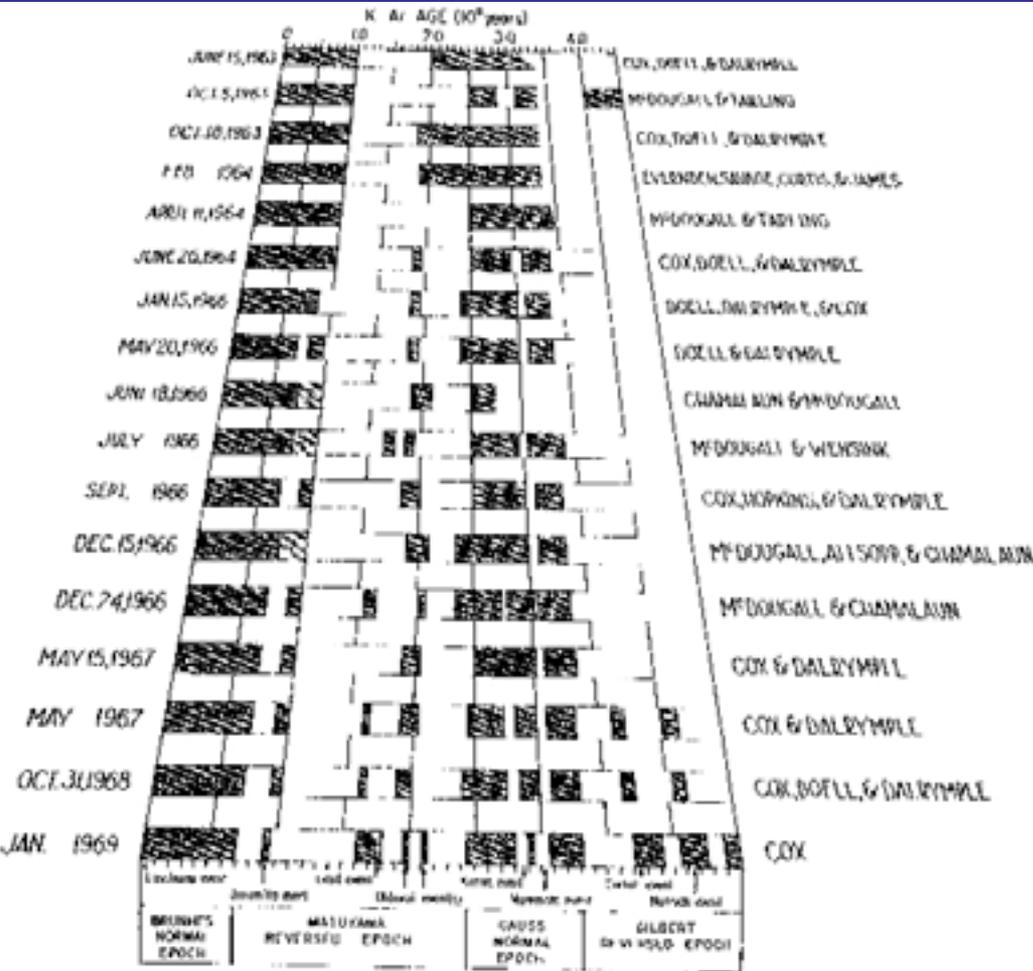
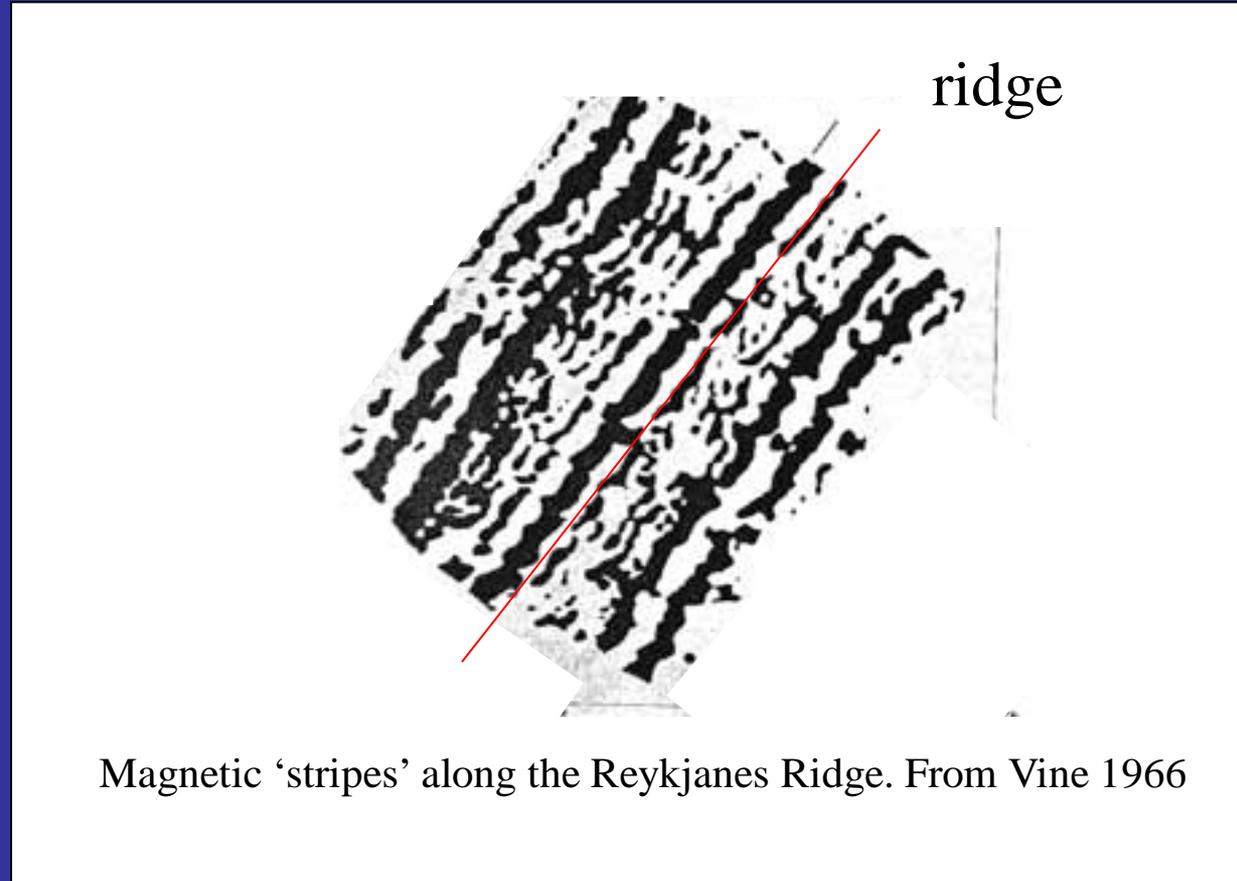


Figure 11-5
 Successive versions of the geomagnetic reversal time scale as determined from the potassium-argon dating of volcanic rocks from the continents. Shaded rectangles, period of reversed polarity. Unshaded rectangles, periods of normal polarity. (From Dalrymple, G. R., Potassium-argon dating of geomagnetic reversals and North American glaciations, in Bishop, W. W., and Miller, J. A., eds., *Calibration of Hominid Evolution*. Reprinted with permission of the author and the publisher, Scottish Academic Press, Edinburgh, Copyright 1972)

Evoluzione della scala
 delle inversioni
 paleomagnetiche durante
 gli anni 60.

Anomalie magnetiche sui fondali oceanici

La produzione di carte delle anomalie magnetiche dei fondali oceanici fu possibile grazie allo sviluppo di magnetometri di nuova generazione, che consentivano registrazioni in continuo del campo magnetico.



I risultati mostrarono l'esistenza in tutti gli oceani di bande allungate di anomalie magnetiche interrotte e dislocate da grandi linee di frattura trasversali. La loro interpretazione fu estremamente complessa.

Vine e Matthews (1963) proposero la loro teoria sulla formazione delle anomalie magnetiche utilizzando due nuove ipotesi:

- La teoria di Hess (1962) sull'espansione dei fondi oceanici.
- Gli studi di Cox (1963) sulle inversioni del campo magnetico.

Le stesse conclusioni vennero raggiunte, contemporaneamente, da Morley, che però si vide rifiutare la loro pubblicazione prima da Nature e poi da JGR.

Vine e Matthews (1963) interpretano le bande di anomalie magnetiche utilizzando il concetto di inversione del campo magnetico

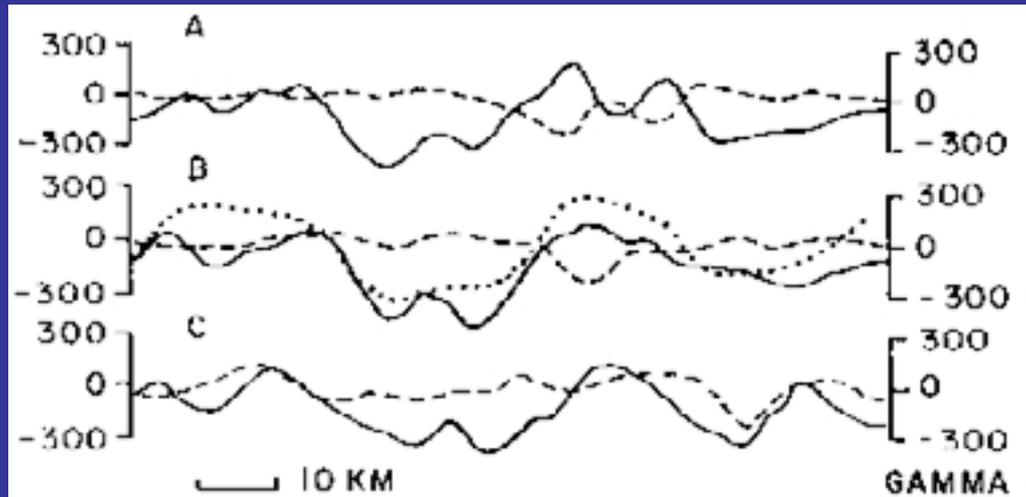
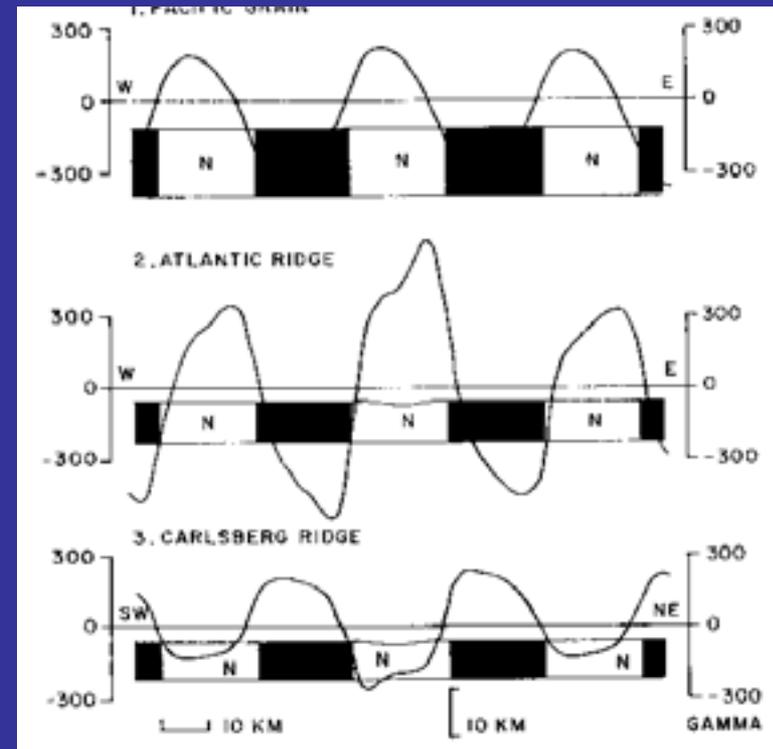


Figure 22-3
Observed and computed profiles across the crest of the Carlsberg Ridge. Solid lines, observed anomaly; broken lines, computed profile assuming uniform normal magnetization and an effective susceptibility of 0.0133; dotted line, assuming reversals - see text. The computed profiles were obtained assuming infinite lateral extent of the bathymetric profiles

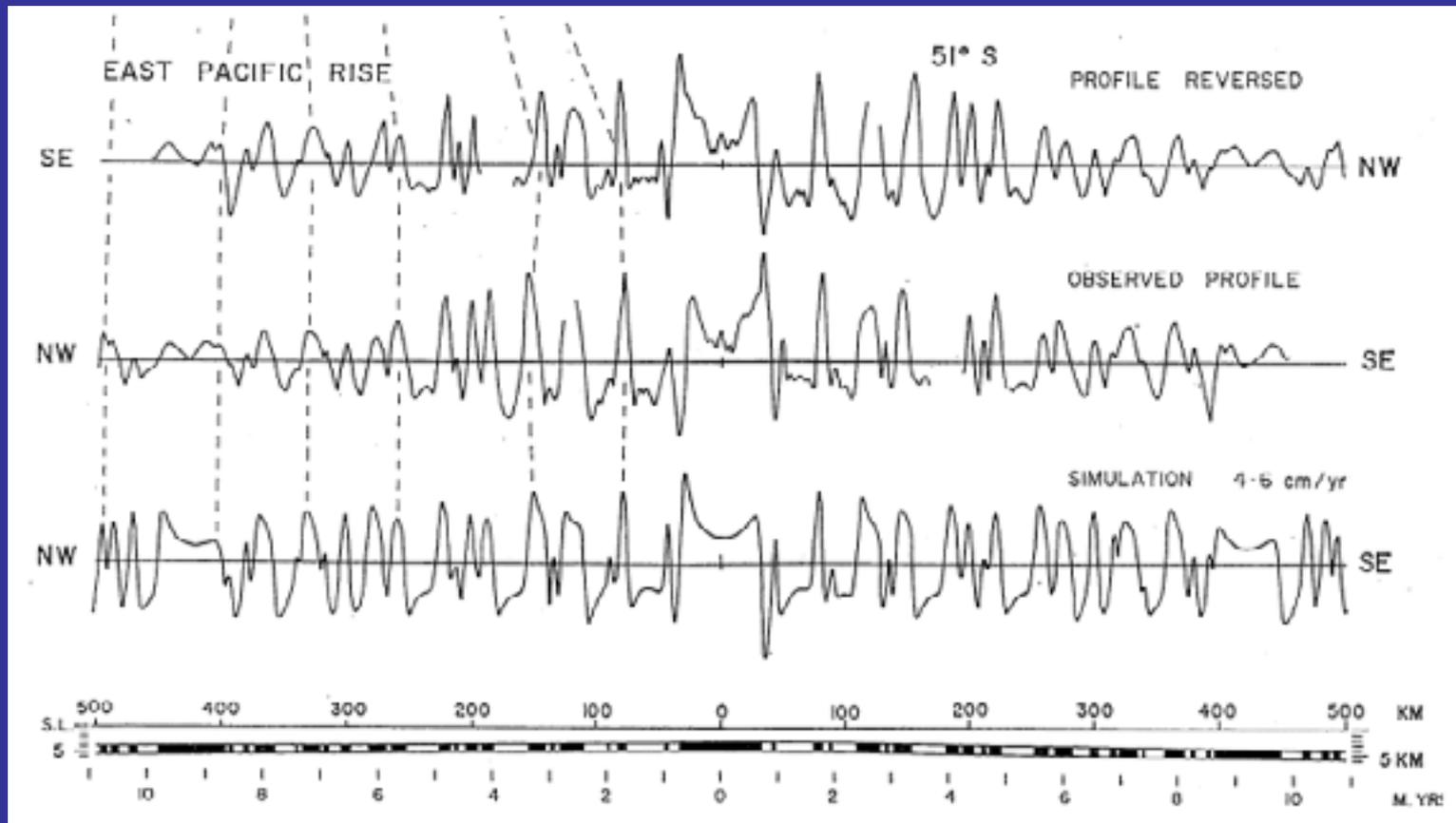


Il modello di Vine e Matthews non fu accettato subito per diversi motivi:

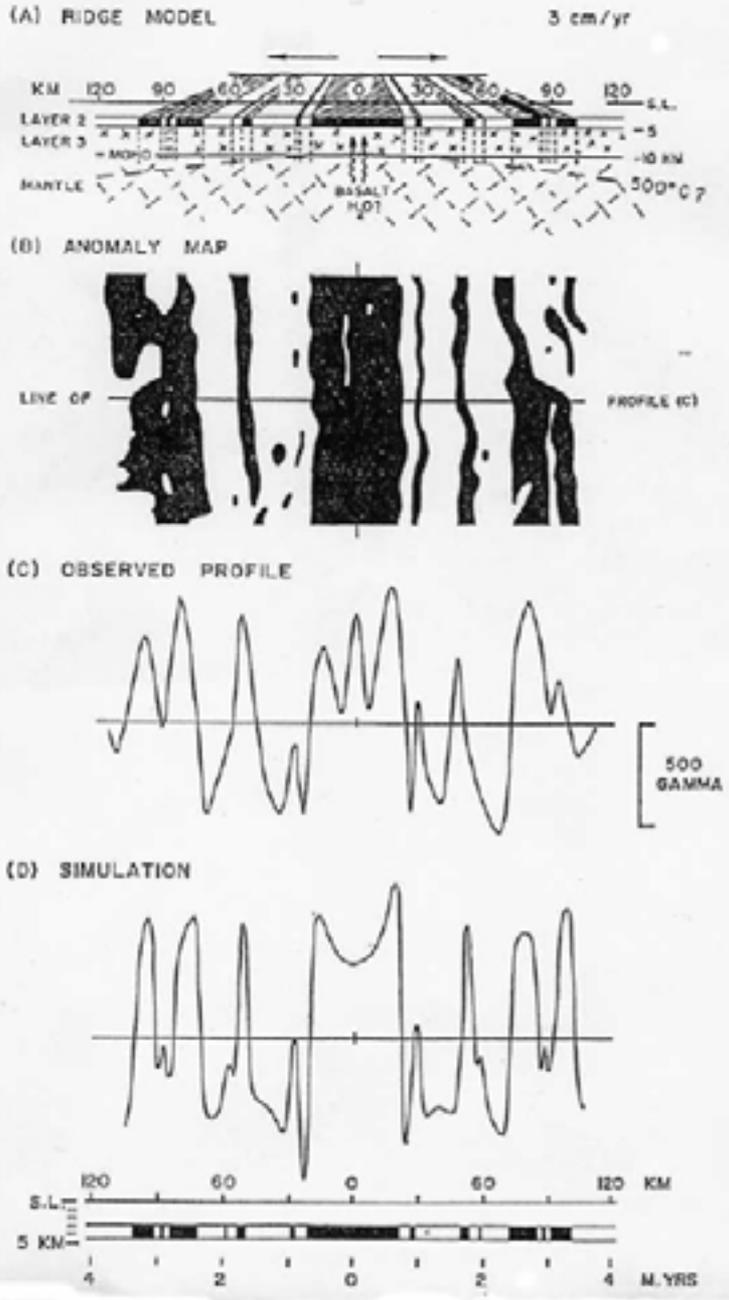
- Le anomalie non erano così simmetriche come avrebbero dovuto.

- Sembrava strano che, nel tempo, le eruzioni avvenissero sempre dalle stesse fratture.

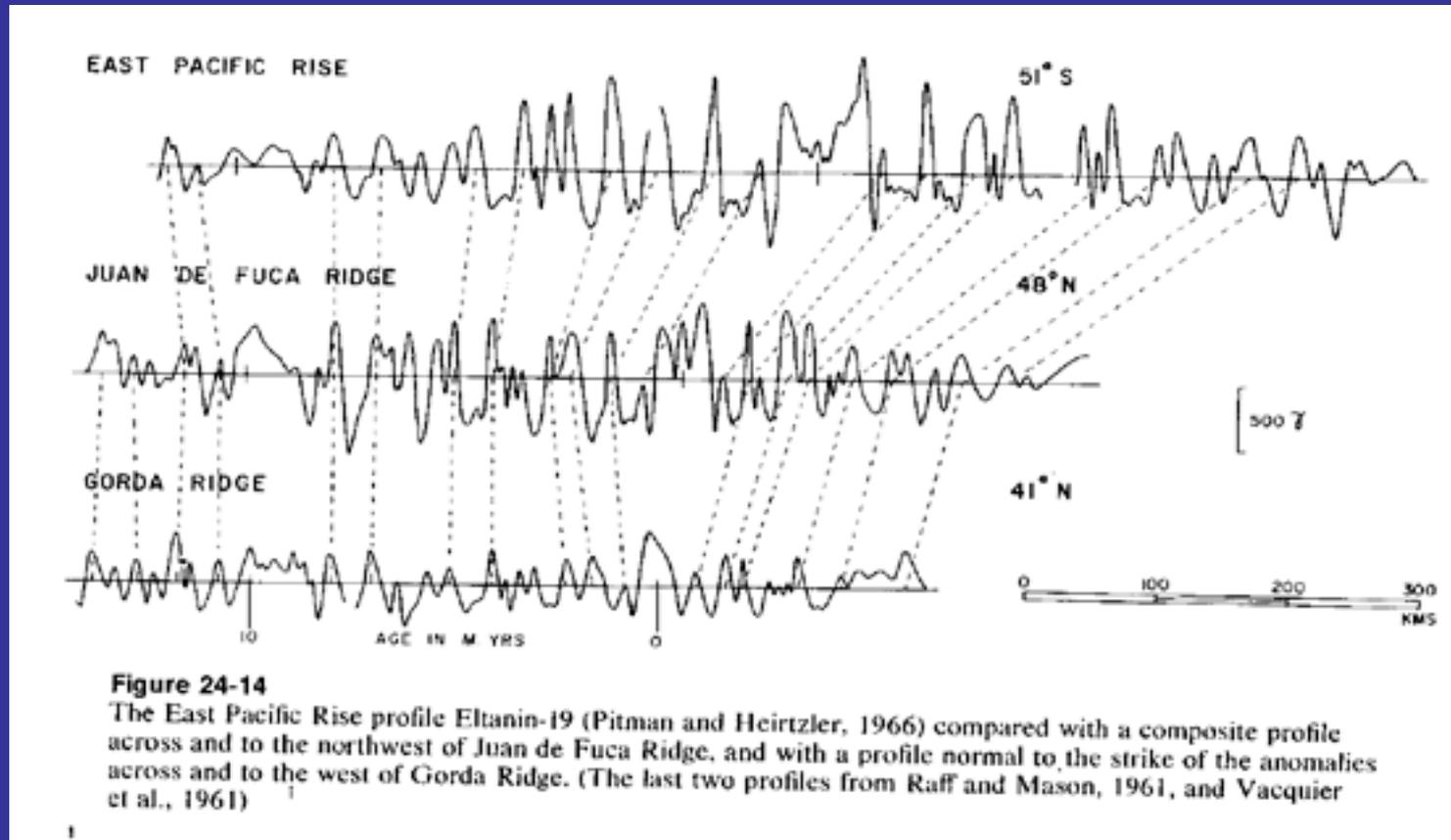
- La scala delle inversioni magnetiche non era ancora sufficientemente precisa.



Il profilo magnetico Eltanin 19, interpretato da Pitman e Heirtzler (1966), è caratterizzato da una buona simmetria rispetto all'asse della dorsale. Si noti il maggior dettaglio della scala delle polarità magnetiche utilizzata, che contiene Jaramillo e Olduvai.



Il modello complessivo è quello illustrato nella figura (Vine, 1966). Le anomalie sono simmetriche e sono relative al modello di magnetizzazione della crosta dedotto dalla scala geomagnetica.



Vine (1966) dimostra che i profili magnetici ottenuti nelle diverse dorsali sono correlabili tra loro

Le anomalie magnetiche sono chiaramente simmetriche rispetto alle dorsali.

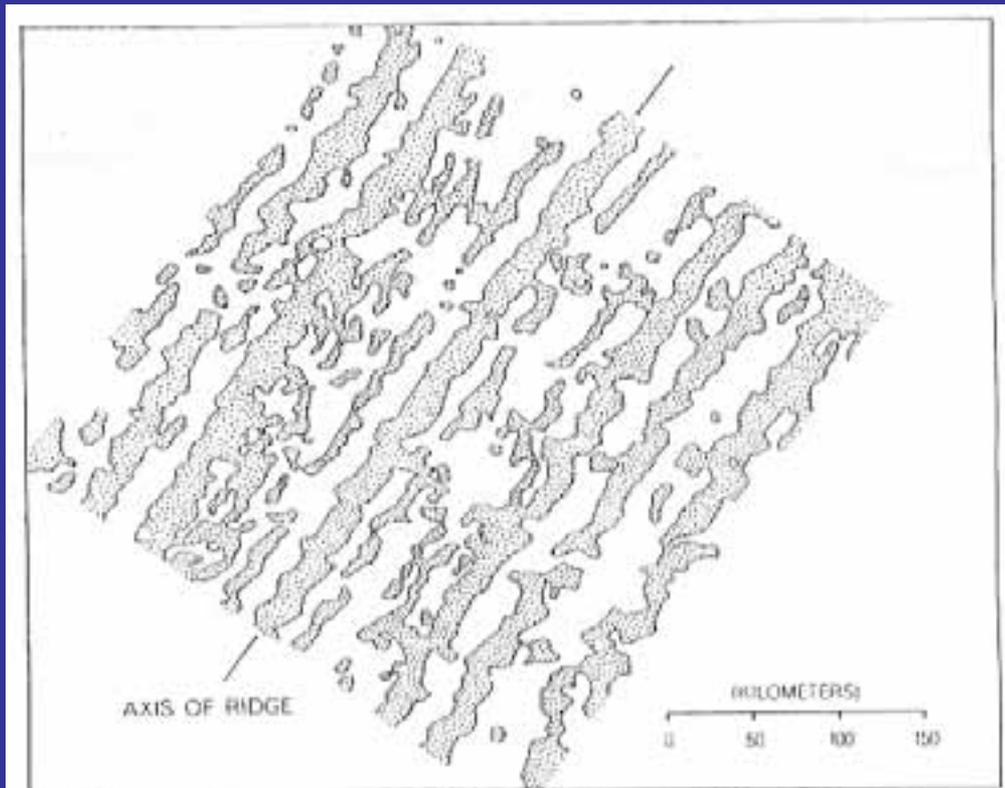


Figure 19-13

Anomaly pattern in the area delineated on the map at the top of the page is strikingly symmetrical. The parallel bands in which the earth's field is stronger (stippled) or weaker (white) than the regional average are oriented along the ridge's axis. The magnetic bands are presumably produced by bands of rock with normal and reversed magnetism

Heirtzler et al. (1968) estendono la scala delle polarità magnetiche fino a 80 Ma, utilizzando le anomalie dei fondali oceanici ed assumendo un tasso di espansione costante negli oceani.

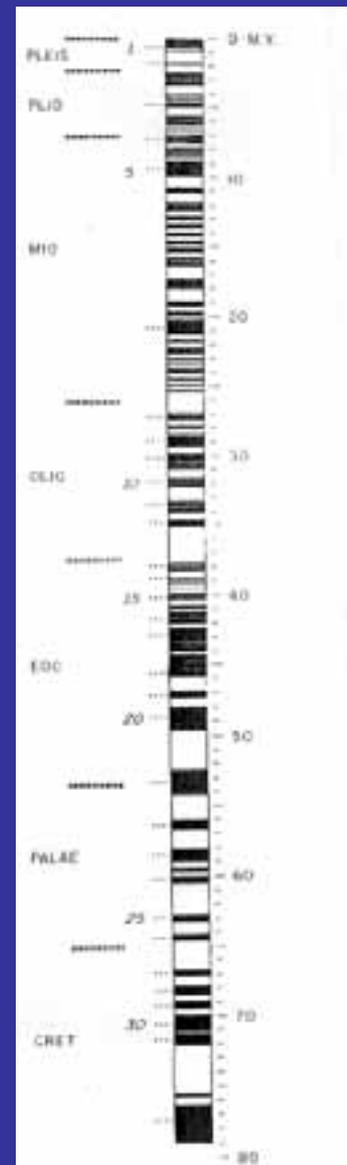


Figure 25-3

The geomagnetic time scale. From left to right: Phanerozoic time scale for geologic eras, numbers assigned to bodies and magnetic anomalies, geomagnetic field polarity with normal polarity periods colored black

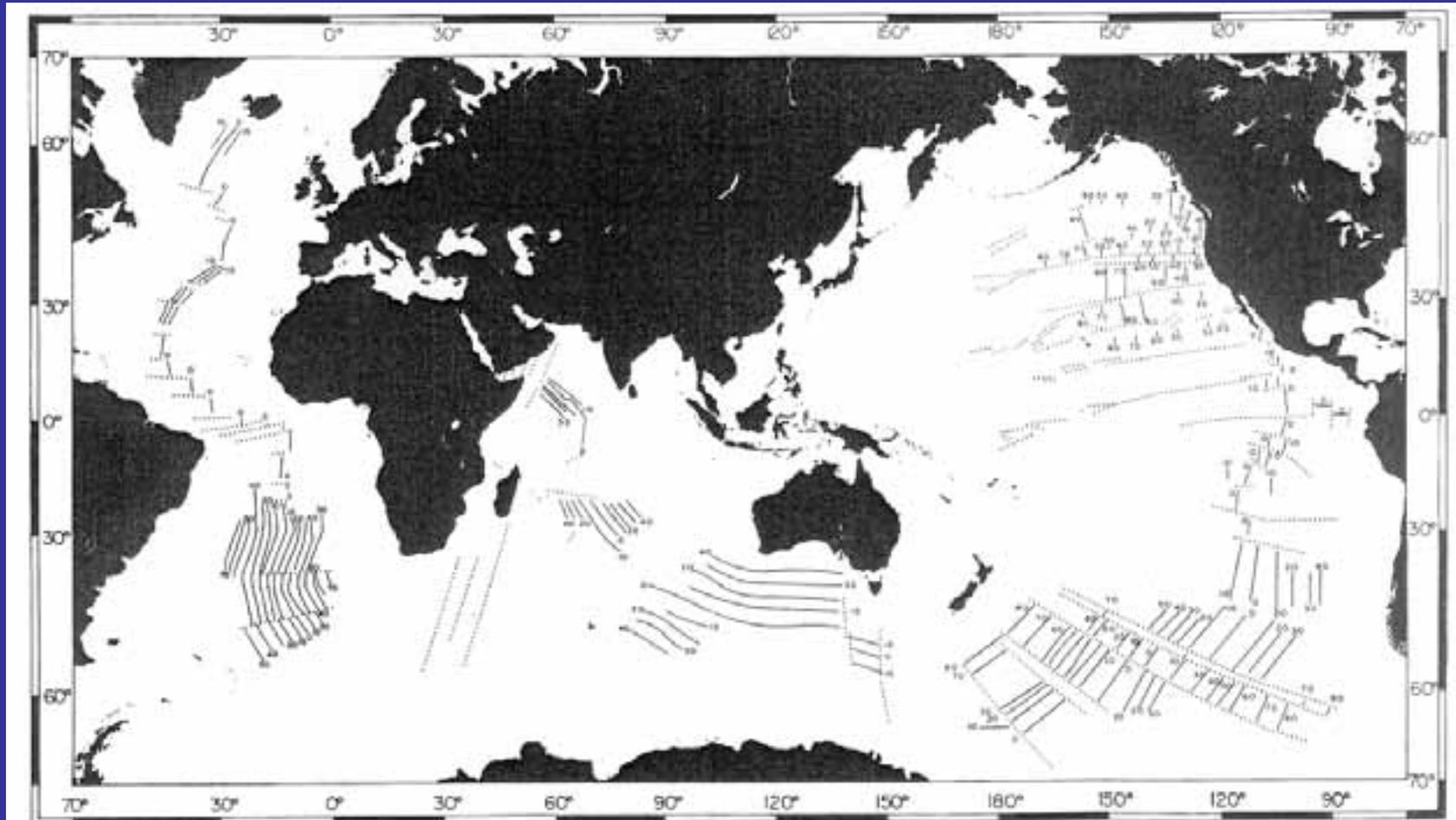


Figure 25-4
Isochron map of the ocean floor according to the magnetic anomaly pattern. Numbers on isochron lines represent age in millions of years.
Dotted lines represent fracture zones

Heirtzler et al. (1968) producono la prima carta delle isocrone dei fondali oceanici

Anomalie magnetiche dei fondali oceanici

Lo studio e l'interpretazione delle anomalie magnetiche sui fondali oceanici rappresentò il punto di partenza per l'accettazione da parte della comunità scientifica internazionale della teoria dell'espansione dei fondali oceanici.

Allo stesso tempo la definizione delle anomalie, insieme all'assunzione di un tasso di espansione costante, consentì l'estensione della scala delle polarità magnetiche molto indietro nel tempo (80 Ma).

Nel giro di pochissimi anni fu possibile conoscere l'età di formazione della crosta oceanica quasi ovunque. Per ottenere lo stesso risultato sui continenti erano stati necessari diversi secoli.

Anomalie Magnetiche sui fondali oceanici

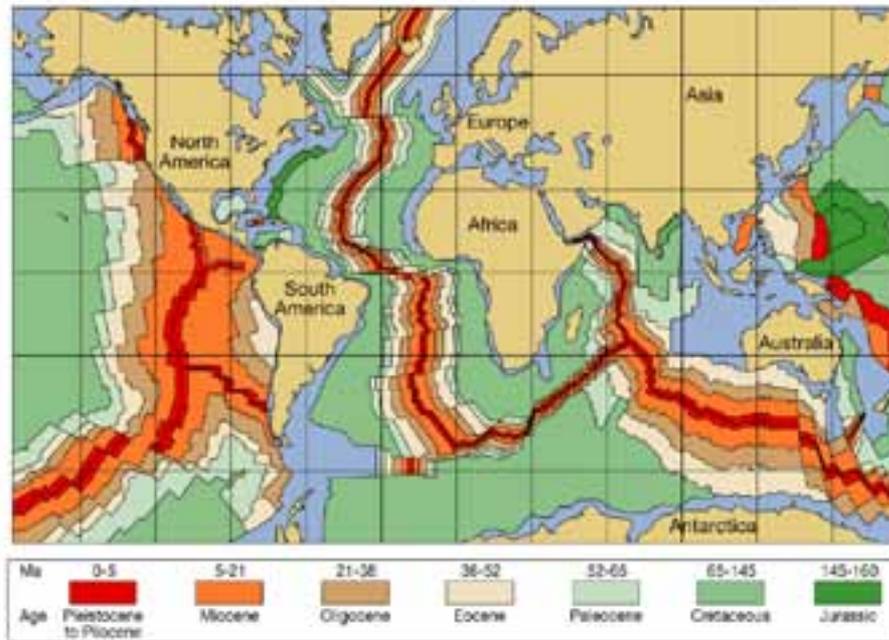
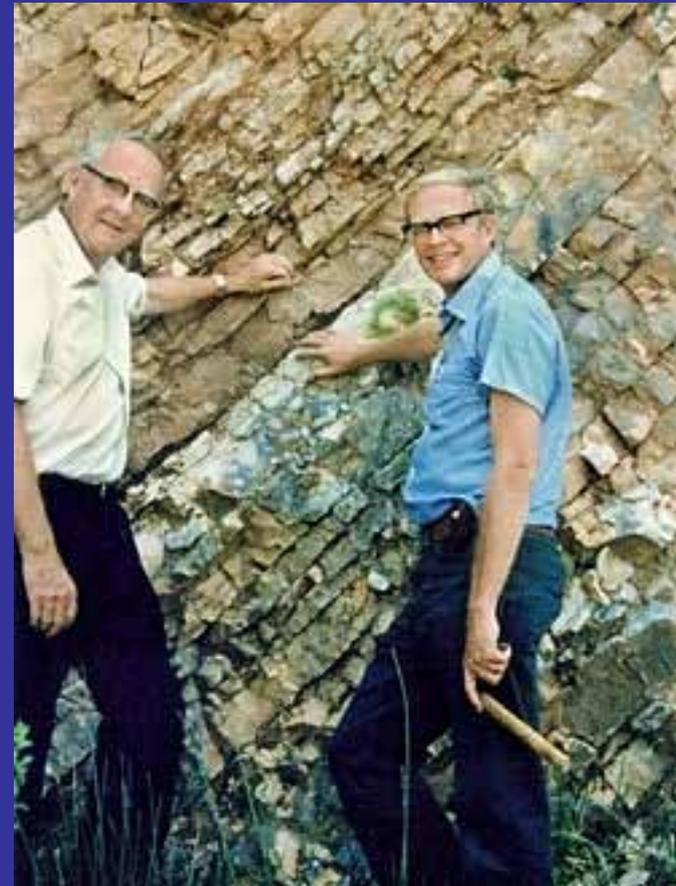


Figure 2.37

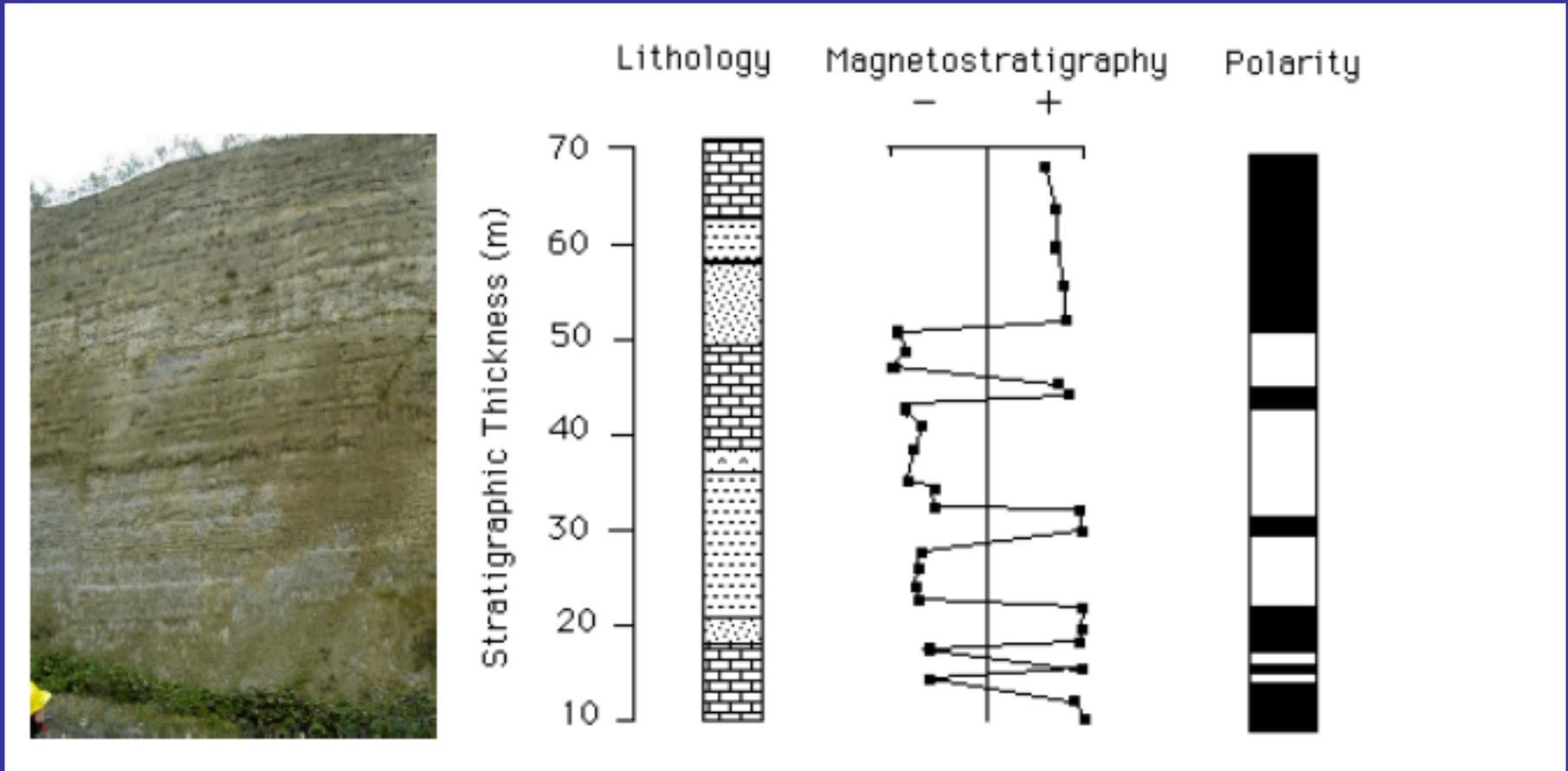
La calibrazione sui continenti



Principi e Definizioni

La terminologia della stratigrafia magnetica è stata codificata dalla *IUGS* subcommission of the *Magnetic Polarity Timescale*.

Lo scopo di uno studio magnetostratigrafico è quello di individuare una serie di zone a polarità normale e inversa di diversa lunghezza e in ordine stratigrafico



L'unità magnetostratigrafica di base è la:

Magnetostratigraphic Polarity Zone

- 1) Strati con una singola polarità magnetica, oppure
- 2) Complessa alternanza di unità a polarità normale e inversa, oppure
- 1) Unità dominate da una polarità normale o inversa ma contenente intervalli minori a polarità opposta

Magnetostratigraphic Polarity Zones

Generalmente sono indicate attraverso un numero o una lettera.
 Es. nella sezione di Gubbio il limite K/T si trova tra H+ e G-

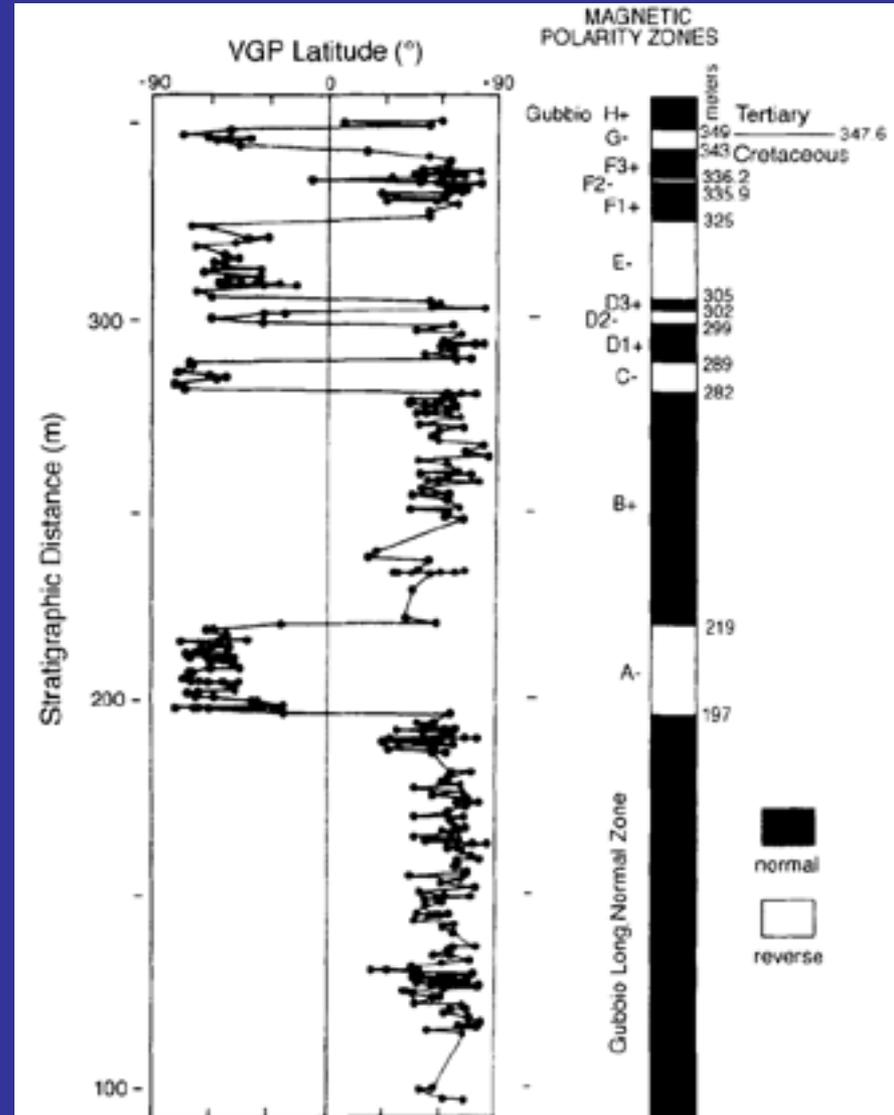


Figure 5.1 Magnetic stratigraphy of the Upper Cretaceous Scaglia Rossa Fm. at Gubbio (Italy). The VGP latitude is presented for each sample. The polarity zones are labeled alphabetically (after Alvarez *et al.*, 1977).

Geocronologia e Zone di Polarità Magnetica

Table 1 Nomenclature for polarity intervals and excursions

Magneto-stratigraphic polarity zone	Geochronologic (time) equivalent	Chronostratigraphic equivalent	Duration (yr)
Polarity megazone	Megachron	Megachronozone	10^8 – 10^9
Polarity superzone	Superchron	Superchronozone	10^7 – 10^8
Polarity zone	Chron	Chronozone	10^6 – 10^7
Polarity subzone	Subchron	Subchronozone	10^5 – 10^6
Polarity microzone	Microchron	Microchronozone	$<10^5$
Excursion zone	Excursion		Brief departure from normal secular variation
Polarity cryptochron	Cryptochron	Cryptochronozone	Uncertain existence

La risoluzione dipende da:

- spaziatura del campionamento
- tasso di sedimentazione & capacità di conservare il segnale magnetico
- diagenesi, rimagnetizzazione, etc., etc.

Laj & Channell (2007)

Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

Cox et al. (1963) suddivisero la sequenza di inversioni compresa tra 0 e 4 Ma in 4 epoche (*chron*) magnetiche denominate Brunhes, Matuyama, Gauss e Gilbert

Non esistono sezioni tipo dei *chron*, mentre località tipo sono definite per i *subchron* (es. Jaramillo).

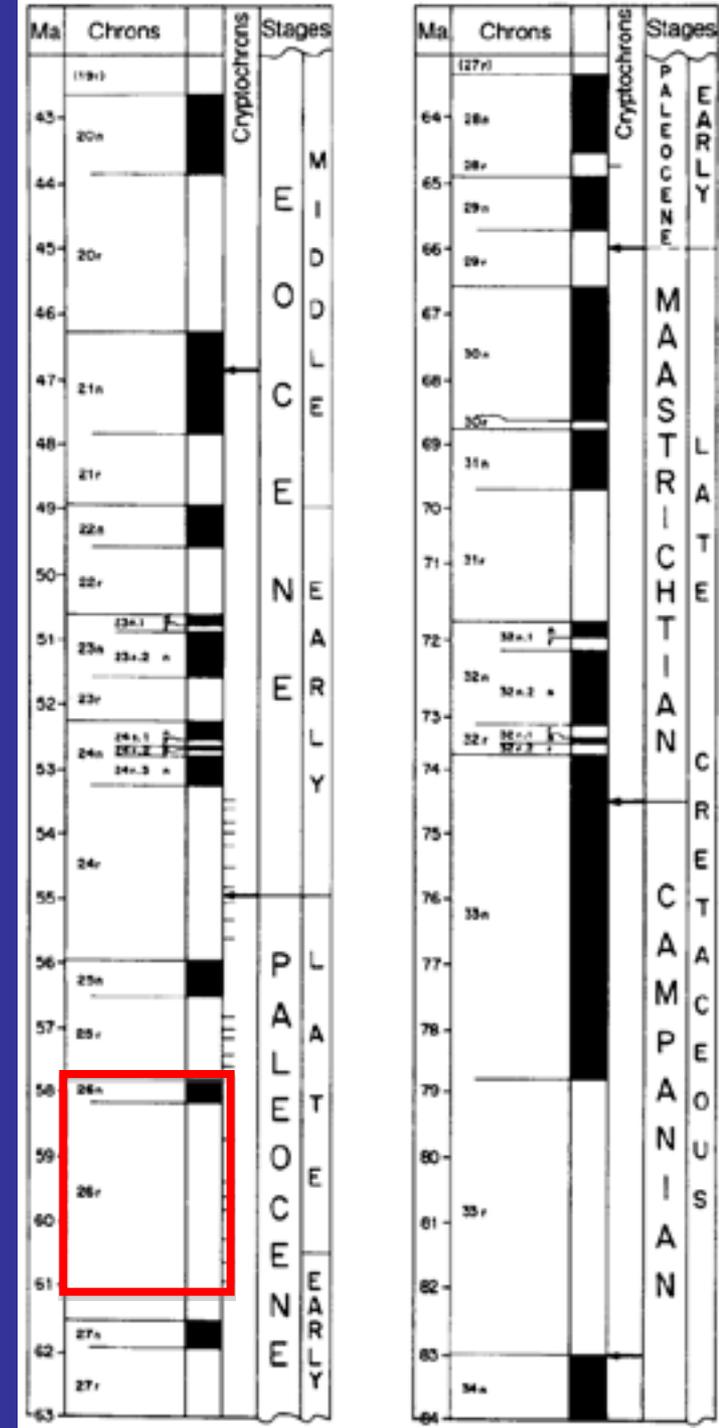
Nell'uso comune è stata mantenuta la denominazione di Cox et al. per le epoche più recenti, mentre le altre sono definite attraverso una numerazione progressiva.

GPTS

Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

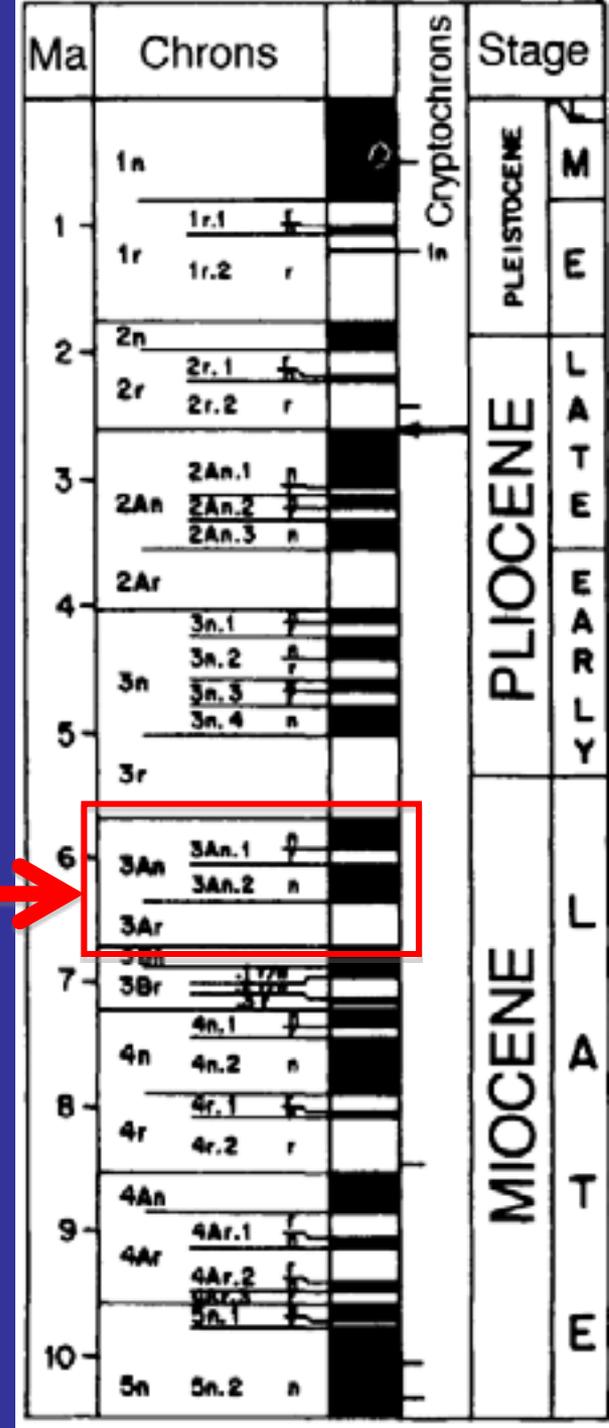
I *chron* sono numerati progressivamente (con un prefisso C) e correlati con le anomalie magnetiche oceaniche.

Ad esempio il *Polarity Chron C26* corrisponde al tempo compreso tra l'anomalia magnetica 26 e l'intervallo a polarità inversa che la precede



Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

La nomenclatura originaria è stata adattata nel tempo per inserire i nuovi Chron che si sono progressivamente individuati. Ad esempio il *Polarity Chron* 3A è diviso in un segmento superiore a prevalente polarità normale (3An) ed uno inferiore a prevalente polarità inversa (3Ar). L'intervallo superiore normale/inverso è chiamato 3An.1., all'interno del quale è possibile riconoscere un intervallo inverso 3An.1r.

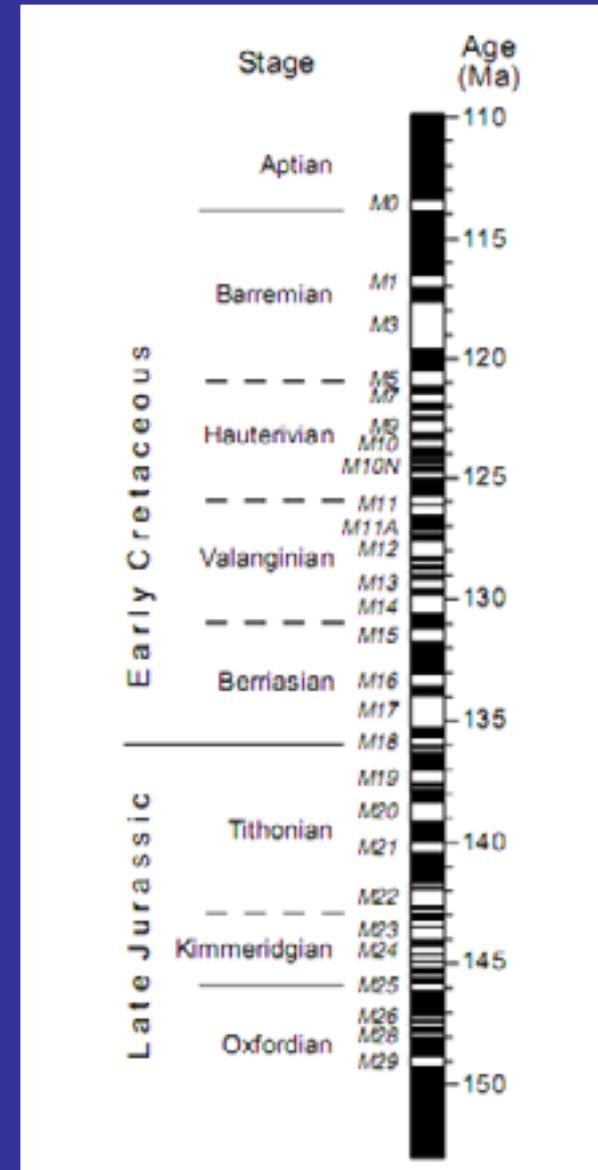


Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

La sequenza di *chron* del Giurassico superiore-Cretacico inferiore viene correlata da Harland *et al.*, (1982) con la sequenza M delle anomalie magnetiche oceaniche.

Le anomalie sono assegnate prevalentemente agli intervalli a polarità inversa.

Quando sono riferiti a intervalli a polarità normale viene aggiunto il suffisso N (es. M10N).



Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

Il record migliore dell'andamento dei reversal fino a 160 Ma è quello dato dalle anomalie magnetiche dei fondali oceanici.

Le anomalie magnetiche dei fondali oceanici sono la base della GPTS

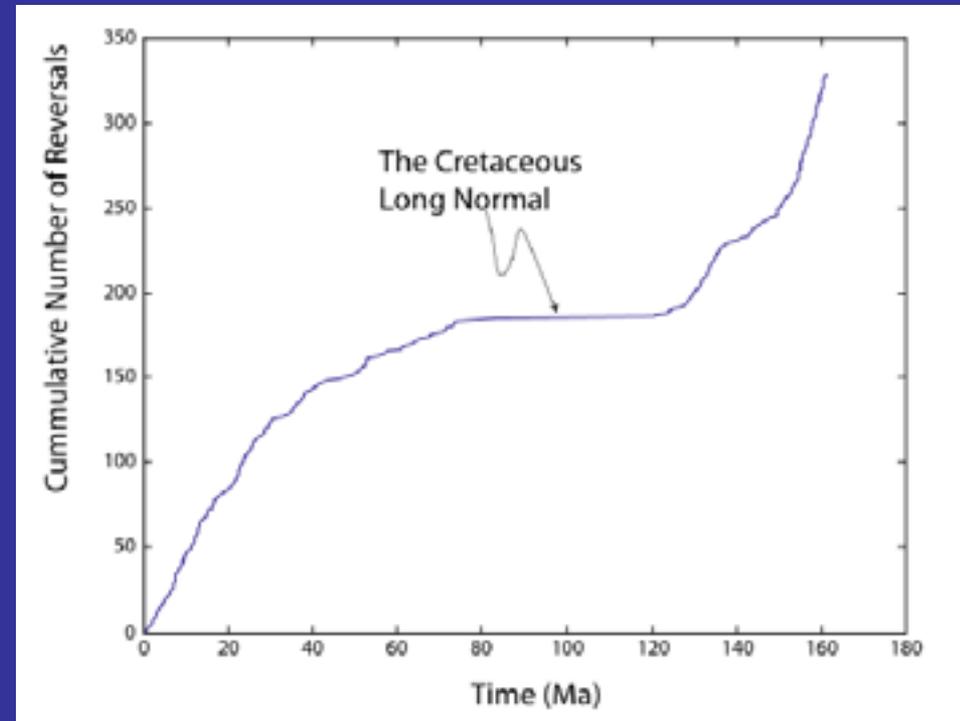
Per gli intervalli più antichi la GPTS deve essere costruita utilizzando i principi di stratigrafia, compreso l'utilizzo delle sezioni tipo (es. Kiaman Supechron) in Australia.

Scala delle Polarità Magnetiche (GPTS)

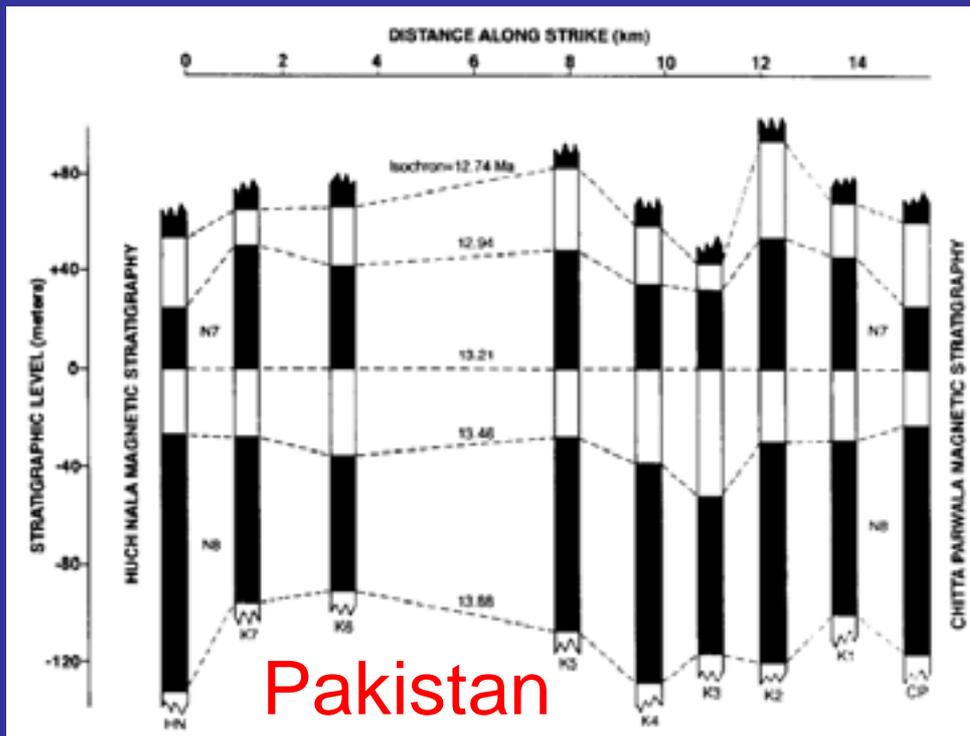
Le inversioni del campo magnetico sono aperiodiche. Gli intervalli di polarità costante durano da 20 ky a 50 My.

Il giusto intervallo di campionamento dovrebbe essere intorno a 5000 yrs.

Dipende dal tasso di sedimentazione.

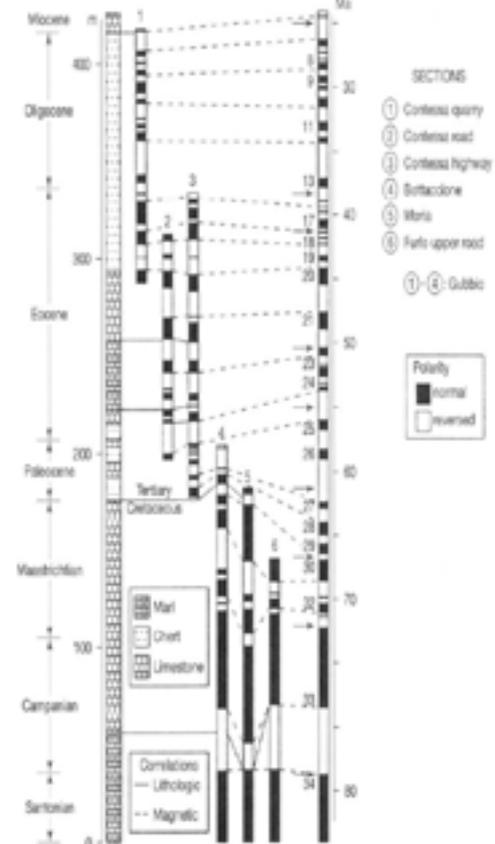


I dati sono riproducibili in sezioni con diverso tasso di sedimentazione



Umbria

Correlation
Late Cretaceous
through Cenozoic,
Umbrian
Apennines,
Italy



I dati vengono presentati calcolando il VGP per ogni campione, utilizzando il GAD.

VGP Latitude +90 rappresenta intervalli a polarità normale (neri).

VGP Latitude -90 rappresenta intervalli a polarità inversa (bianchi).

La variazione della VGP Latitude nella sezione ne definisce gli intervalli di polarità

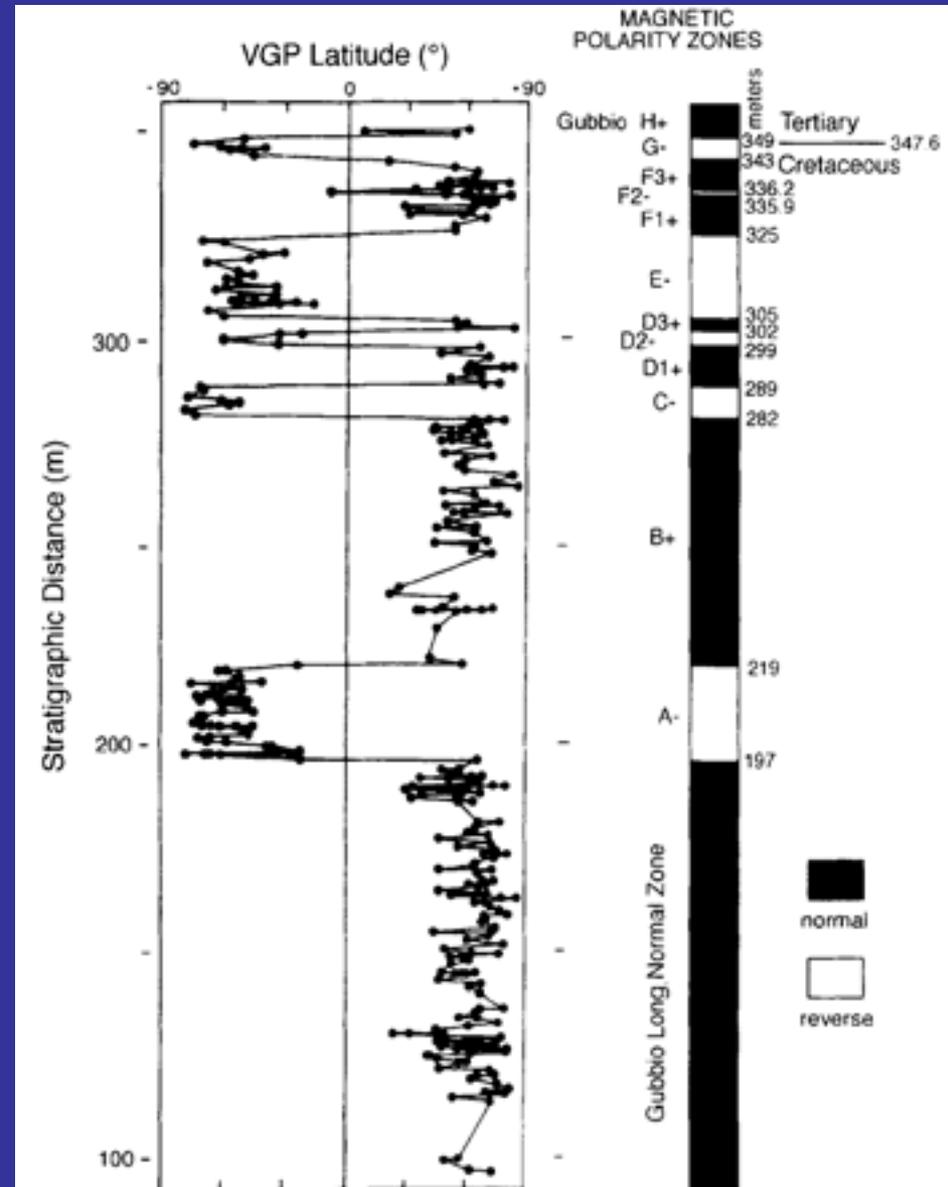


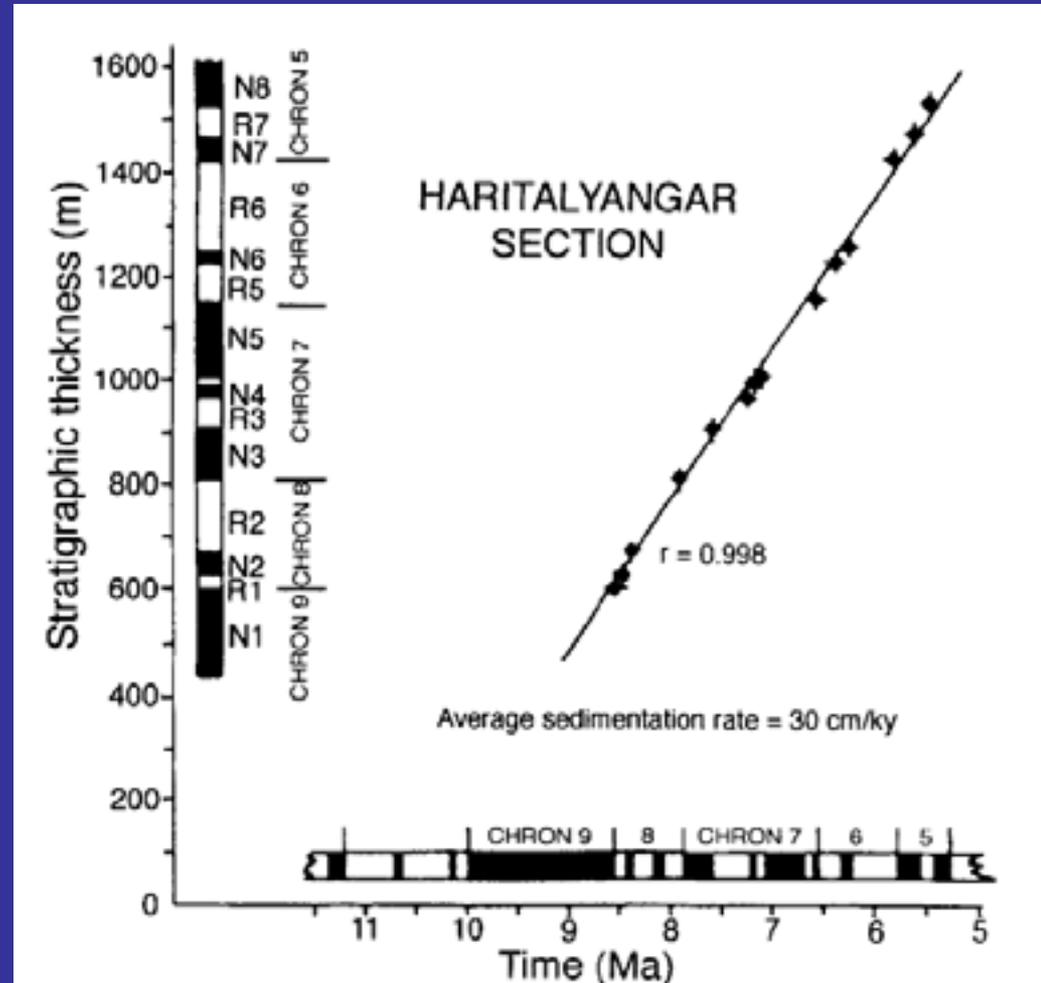
Figure 5.1 Magnetic stratigraphy of the Upper Cretaceous Scaglia Rossa Fm. at Gubbio (Italy). The VGP latitude is presented for each sample. The polarity zones are labeled alphabetically (after Alvarez *et al.*, 1977).

Correlazione tra zone di polarità magnetica e GPTS

Una semplificazione è assumere un tasso di sedimentazione costante.

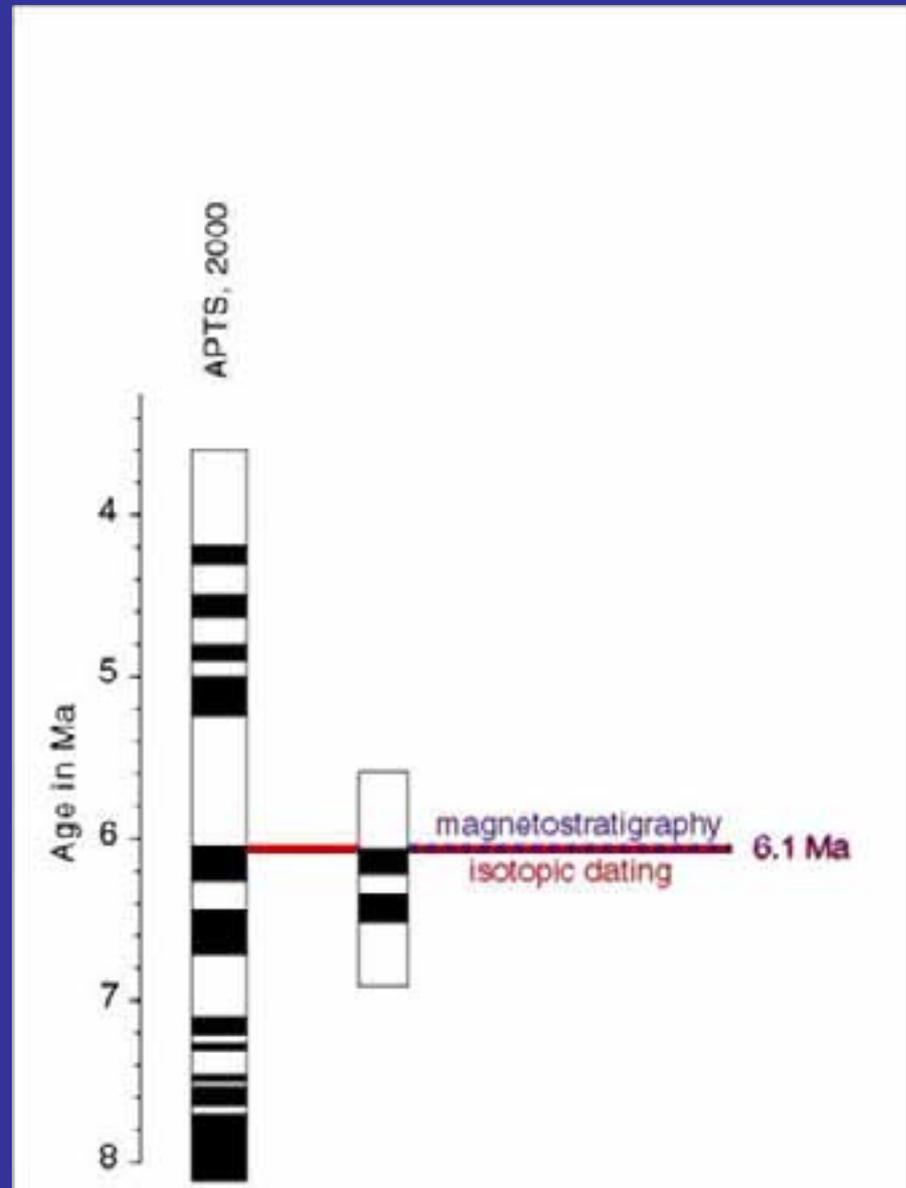
La sezione va vincolata con dati radiometrici e/o biostratigrafici.

Maggiore è il numero di reversal e più è affidabile la correlazione con la GPTS



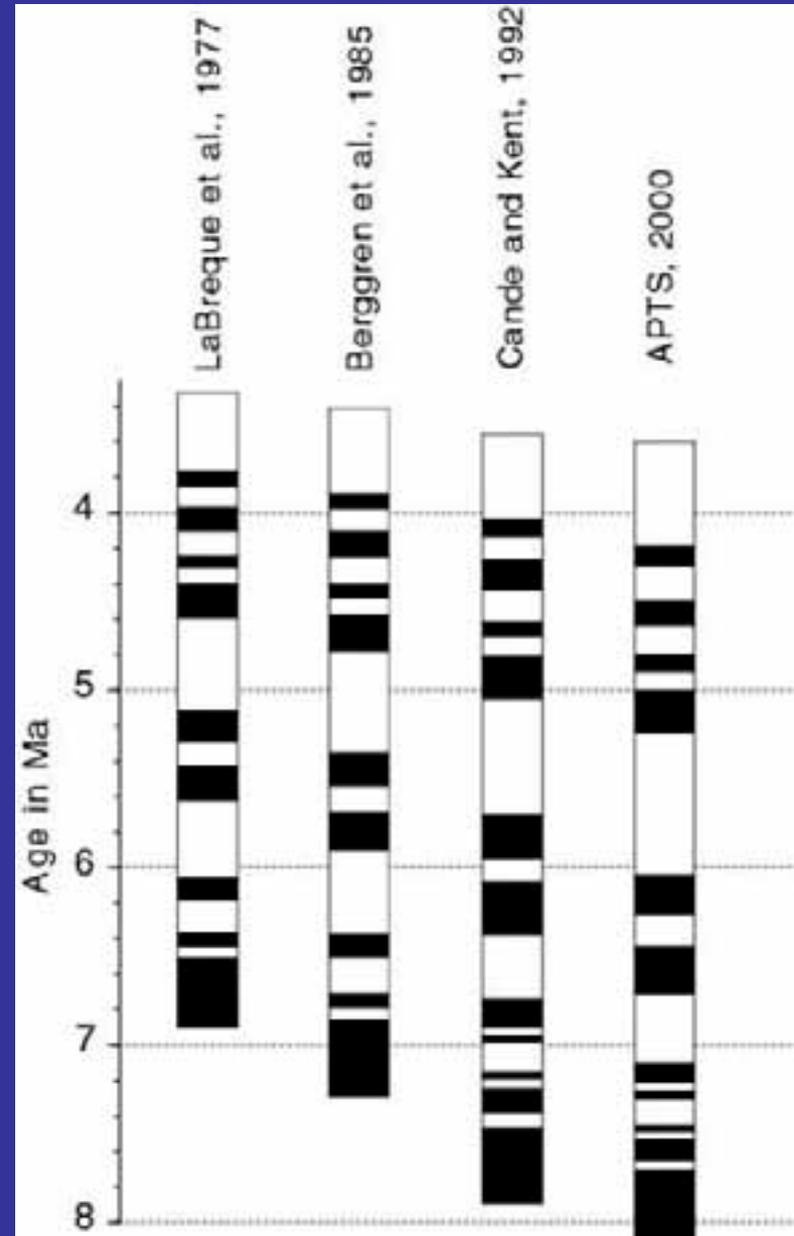
Età

La GPTS deve essere confrontata con gli altri metodi di datazione.



Calibrazione della GPTS

Le età cambiano nel tempo



Geological Time Scale

Gradstein et al. (2004)

GTS2004

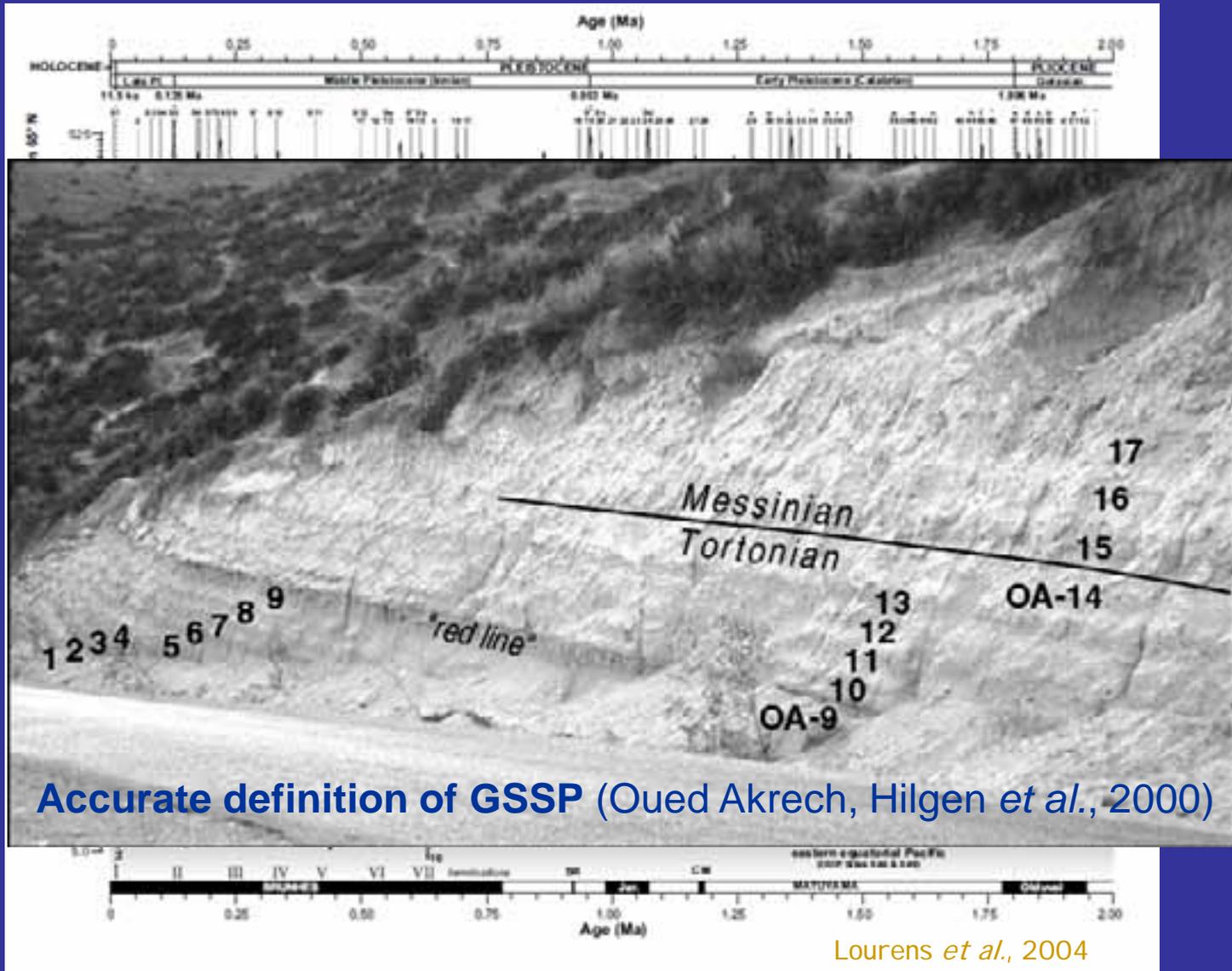
Neogene:
based on astronomical ages

Paleogene:
based on radio-isotopic ages

Eonothem Eon	Erathem Era	System Period	Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP
Phanerozoic	Cenozoic	Neogene	Holocene		0.0115	
			Pleistocene	Upper	0.126	
				Middle	0.781	
				Lower	1.806	🔪
			Pliocene	Gelasian	2.588	🔪
				Piacenzian	3.600	🔪
				Zanclean	5.332	🔪
			Miocene	Messinian	7.246	🔪
				Tortonian	11.608	🔪
				Serravallian	13.65	
		Langhian		15.97		
		Burdigalian		20.43		
		Aquitanian		23.03	🔪	
		Oligocene		Chattian	28.4 ±0.1	
				Rupelian	33.9 ±0.1	🔪
		Eocene		Priabonian	37.2 ±0.1	
			Bartonian	40.4 ±0.2		
			Lutetian	48.6 ±0.2		
			Ypresian	55.8 ±0.2	🔪	
		Paleocene	Thanetian	58.7 ±0.2		
Selandian	61.7 ±0.2					
Danian	65.5 ±0.3		🔪			

Cyclostratigraphy & astronomical tuning ... *GPTS*

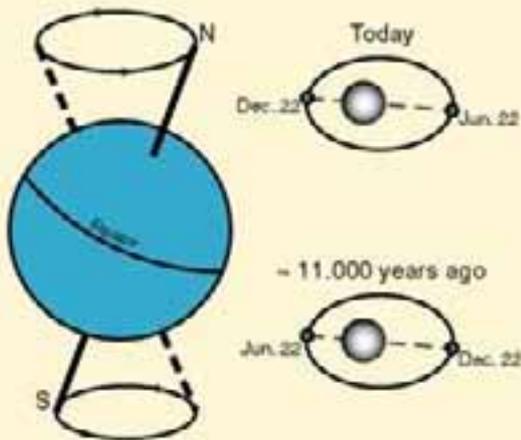
ATNTS in GTS2004



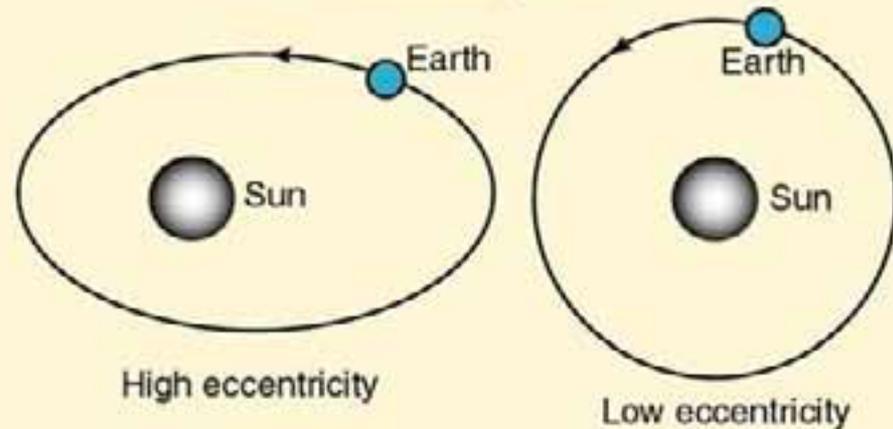
Astrocronologia: correlazione tra variazioni cicliche nel record geologico e età calcolata su basi astronomiche

Astronomical cycles

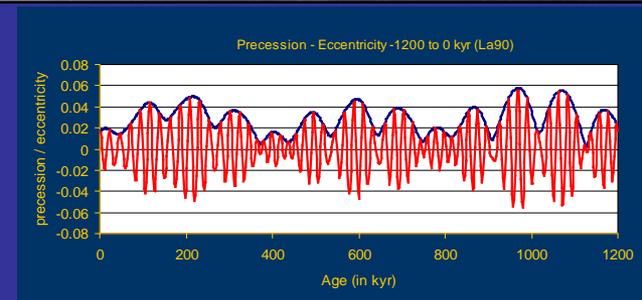
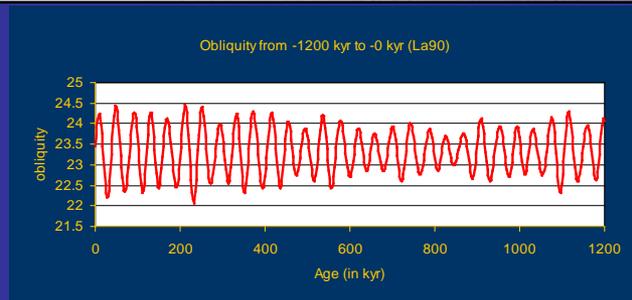
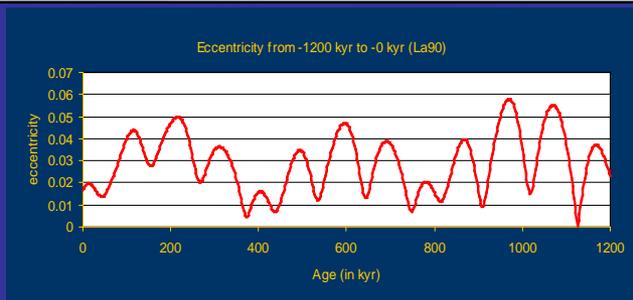
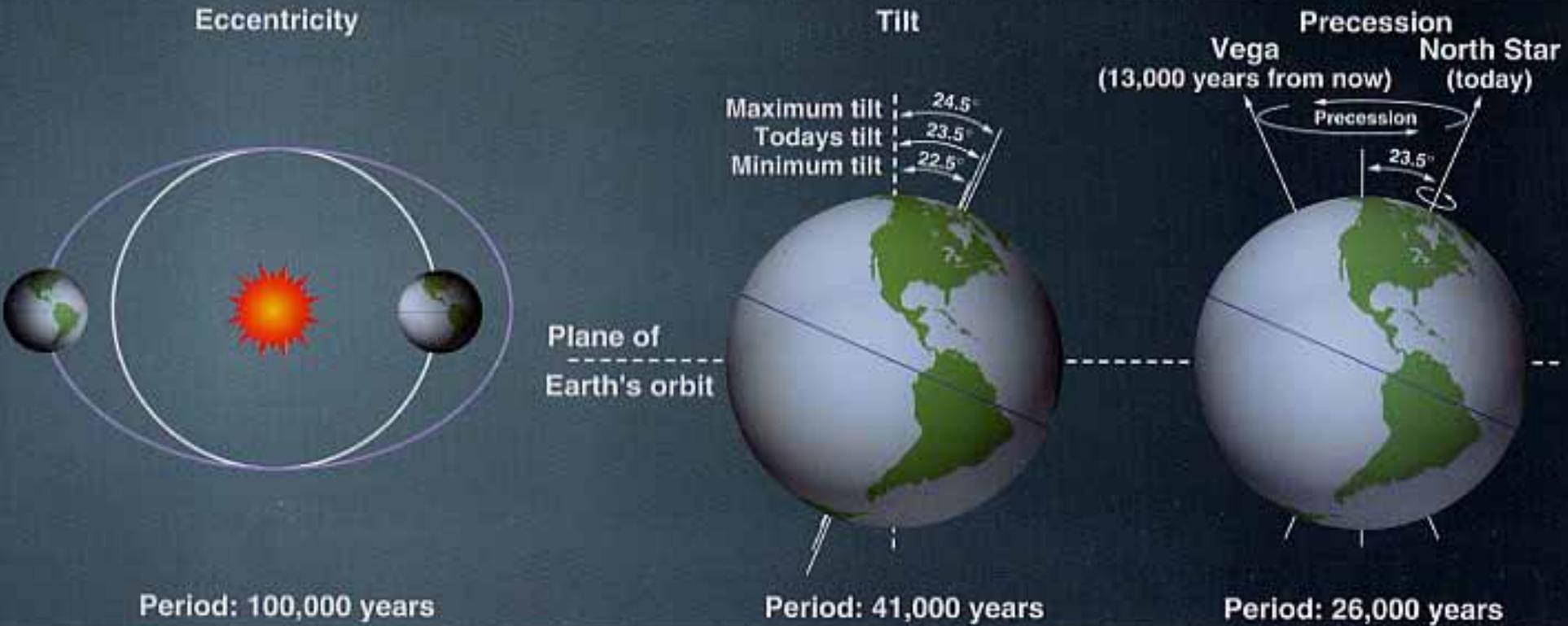
Precession
~21.000 years



Eccentricity
~100.000 years



Cicli di Milankovitch



Sapropel-marl cycles, upper Miocene, Sicily



Eccentricity
minimum

Precession
minimum

Gibilscemi, Sicily, Italy

Lignite-marls cycles, Mio-Pliocene, Greece



Precession
minimum

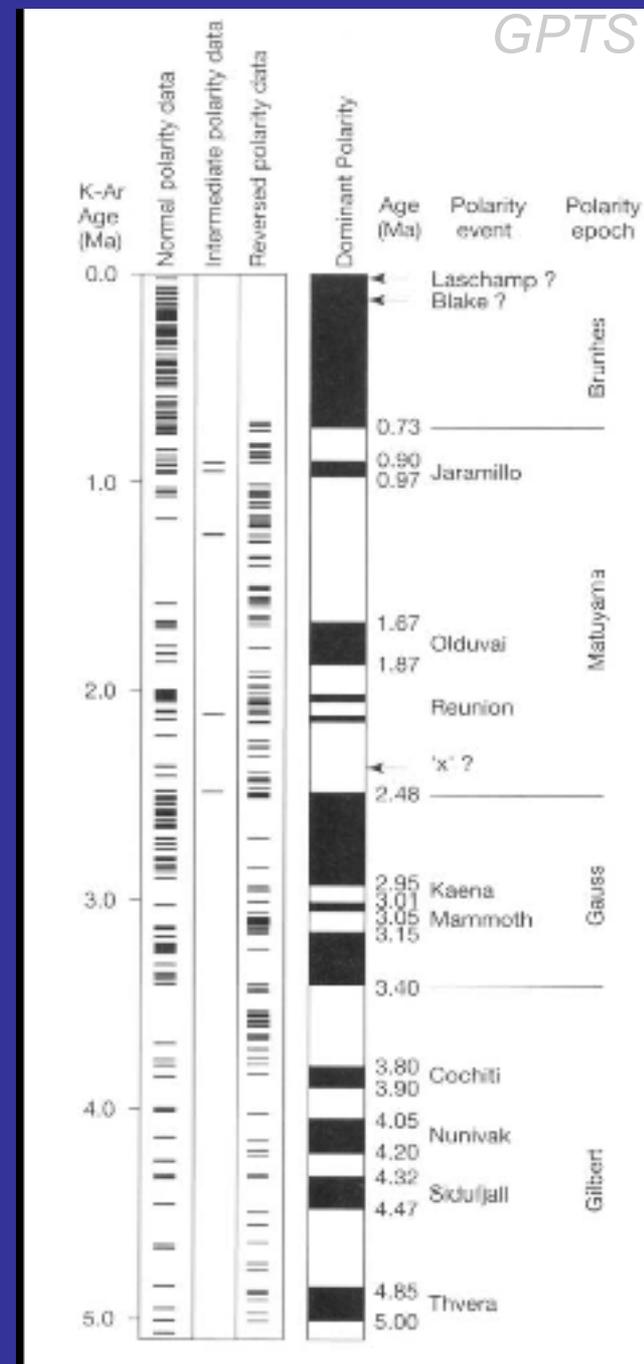
Ptolemais quarry, Greece

Pliocene-Pleistocene Geomagnetic Polarity Time Scale

A partire dalla divisione originaria di Cox et al., (1963) è stato riconosciuto un numero elevato di *sub-chrons*.

La GPTS è fondamentale perchè la biostratigrafia si basa su sezioni del Mediterraneo, difficilmente correlabili a scala globale.

Il passo decisivo per la calibrazione è stato l'applicazione della astrocronologia.



Partial Unit-Stratotype of the Zanclean stage
(Lower Pliocene)



3.75 Ma

100 kyr

400 kyr

4.5 Ma

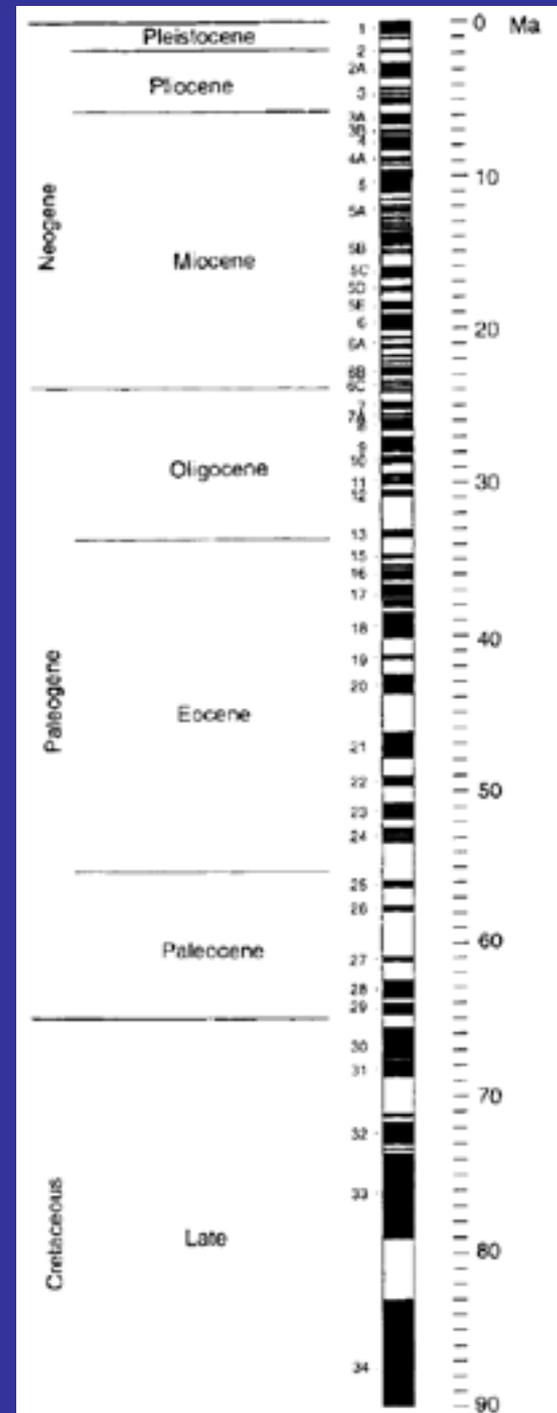
Punta di Maiata, Sicily, Italy

Late Cretaceous-Cenozoic GPTS

Si basa principalmente sulle anomalie magnetiche dell'Atlantico meridionale (Cande & Kent, 1992)

Si estende dall'anomalia 1 (Brunhes) alla 34 (90 Myrs. Cretacico superiore.)

Le età sono definite sulla base dell'astrocronologia, di datazioni radiometriche e di dati biostratigrafici



Late Mesozoic GPTS

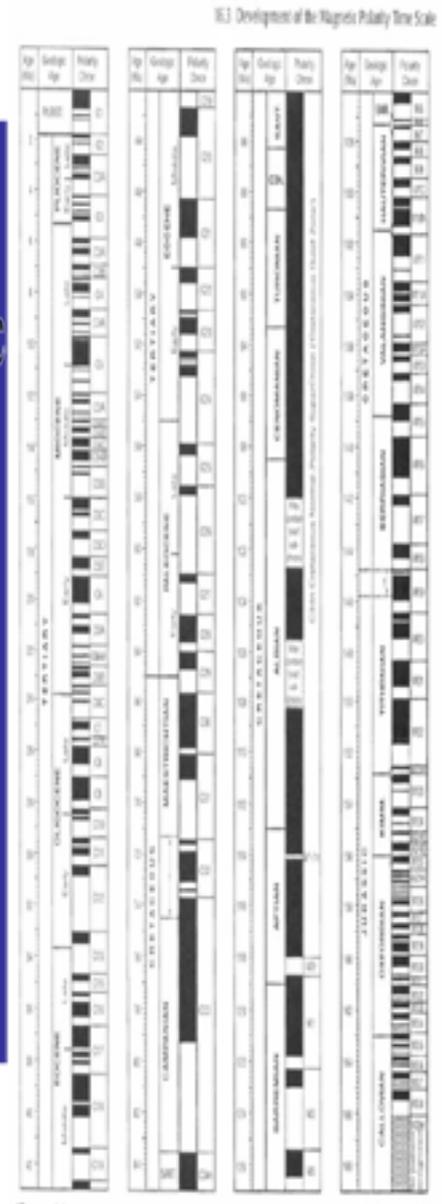
Al di sotto della C33 le anomalie magnetiche mostrano un lungo periodo normale (*Cretaceous long quiet zone*)

La nomenclatura prosegue con le anomalie M0 (120 Ma) fino a M25 (154 Ma)

Al di sotto c'è un lungo intervallo con anomalie deboli e indistinte (M25-M38)

Vengono usate le sezioni magnetostratigrafiche a terra

Late Mesozoic
- Cenozoic
Magnetic
Polarity Time
Scale



Triassico

Non possono essere confrontate con le anomalie dei fondali oceanici.

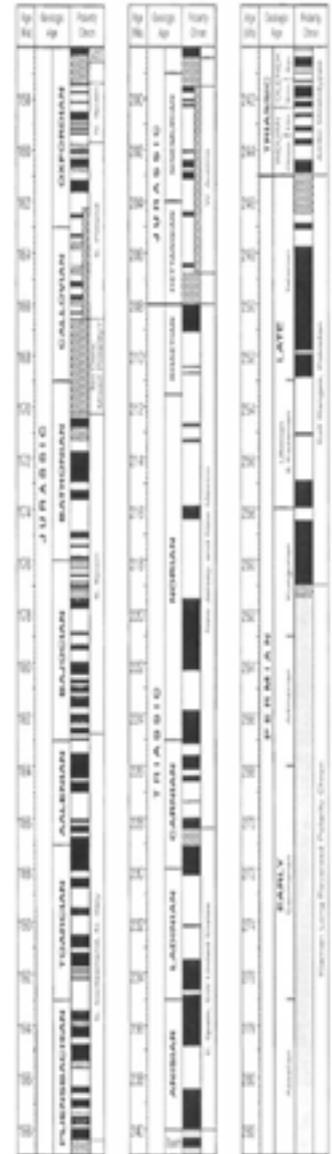
Problema dell'ambiguità dell'emisfero.

Si utilizzano sezioni stratigrafiche tipo.

Per il Triassico sono importanti le sezioni del bacino di Newark, delle Grecia e della Sicilia.

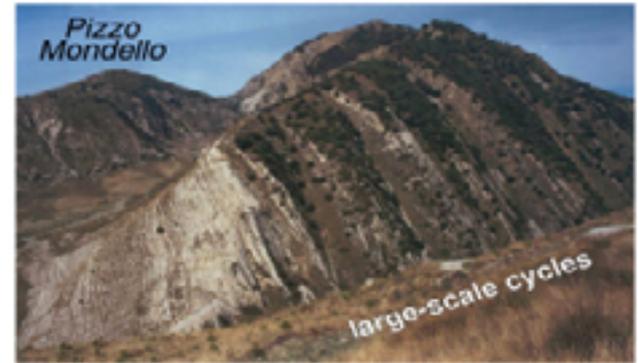
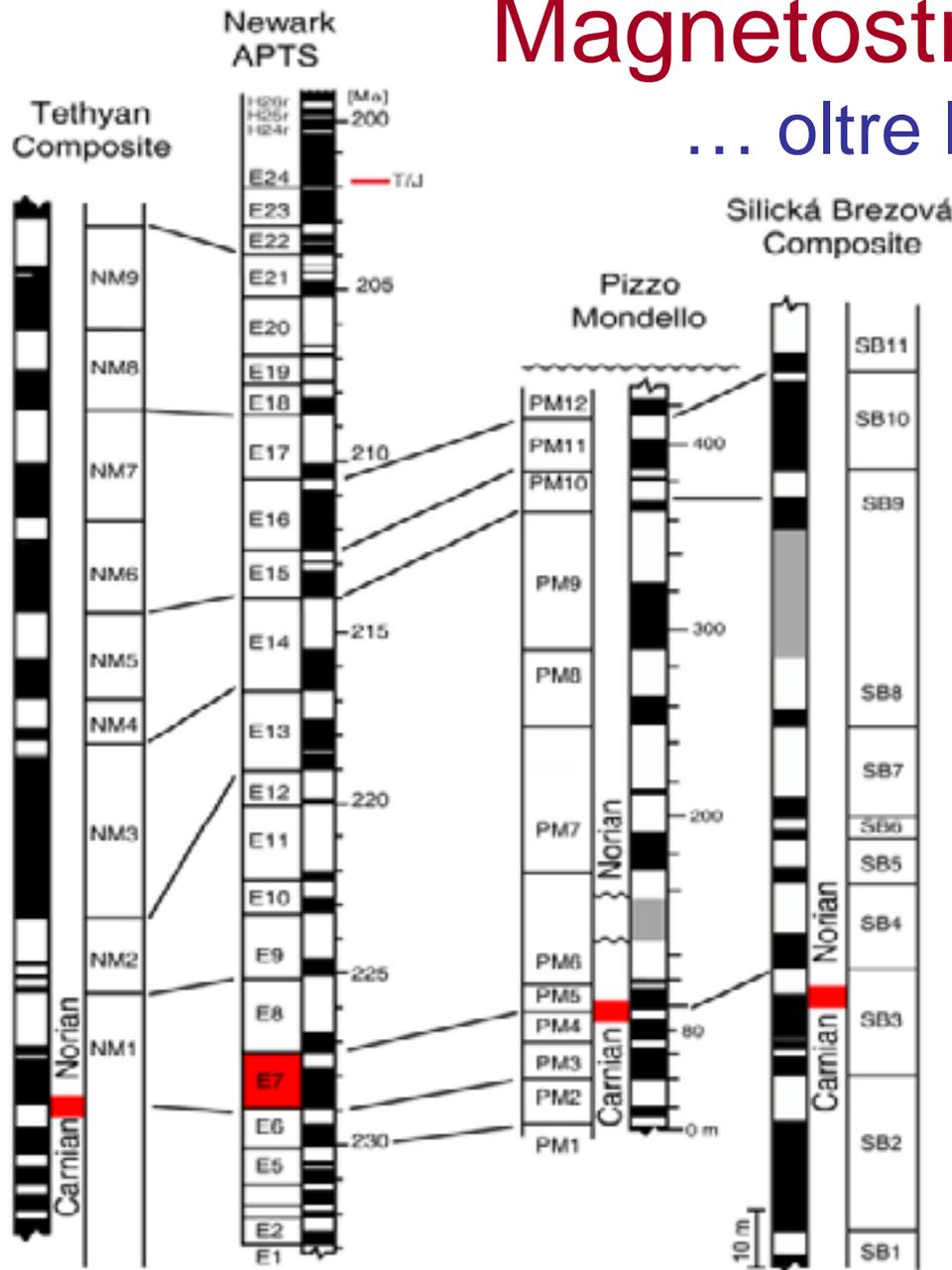
Nel bacino di Newark è stata usata la ciclostratigrafia.

Permian to
Jurassic
Magnetic
Polarity Time
Scale



Magnetostratigrafia Triassica

... oltre le anomalie magnetiche



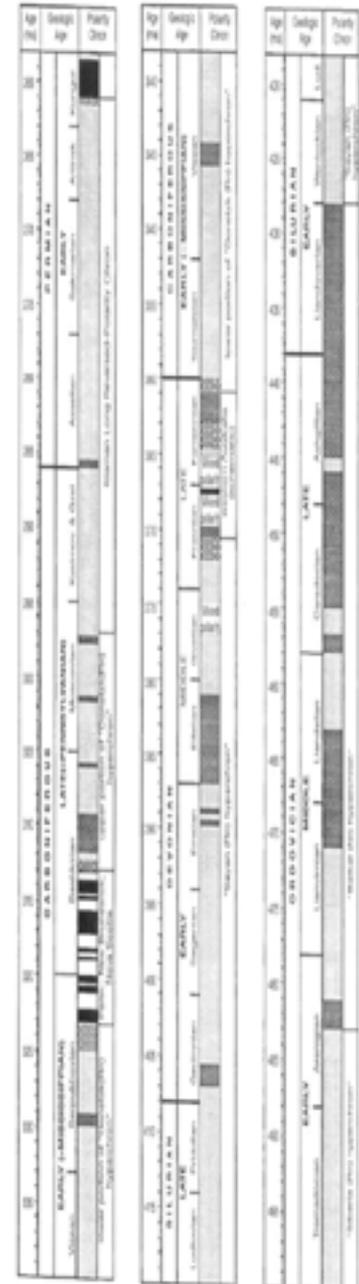
Paleozoico

Il problema principale è l'ambiguità dell'emisfero.

Il Permiano e il Carbonifero superiore sono caratterizzati da un lungo intervallo a polarità inversa (Kiaman)

Per il Permiano la stratigrafia magnetica deriva da sezioni in Russia, Cina, Pakistan e Europa.

Paleozoic Magnetic Polarity Time Scale



Considerazioni generali

La durata dei reversal nell'intervallo Carbonifero-Cretaceo è simile a quella cenozoica.

La durata dei reversal in media è compresa tra 0.1 e 1 My.

In media ci sono 2 reversal per My

Ci sono periodi senza inversioni

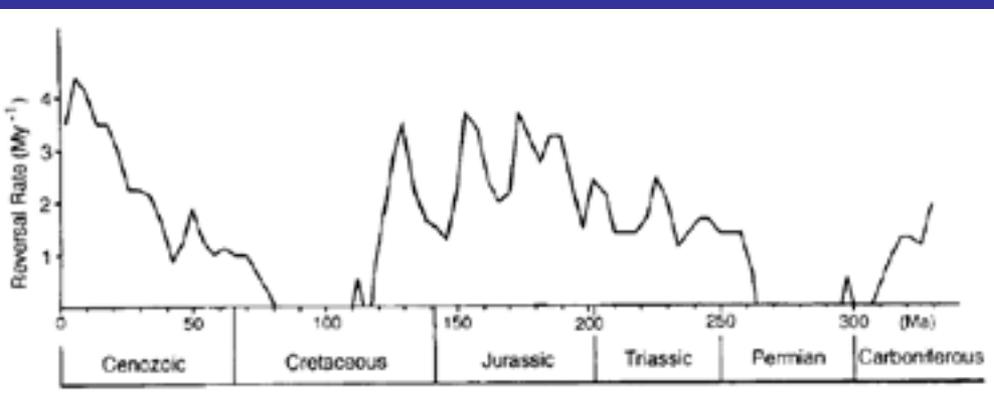
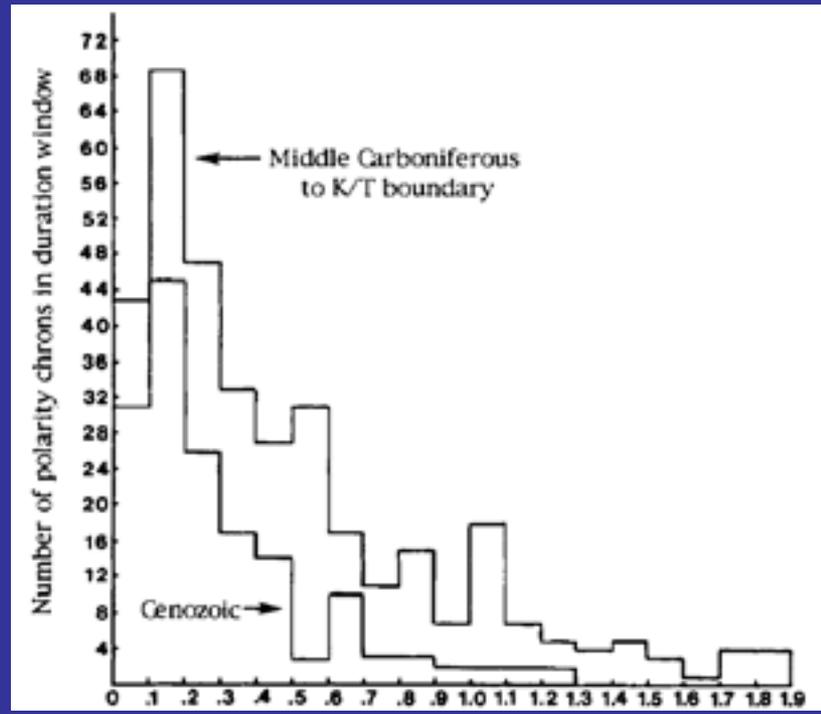


Figure 12.13 Reversal rate from 330 Ma to the present. The number of reversals was counted in 4-My bins and smoothed with a running mean.

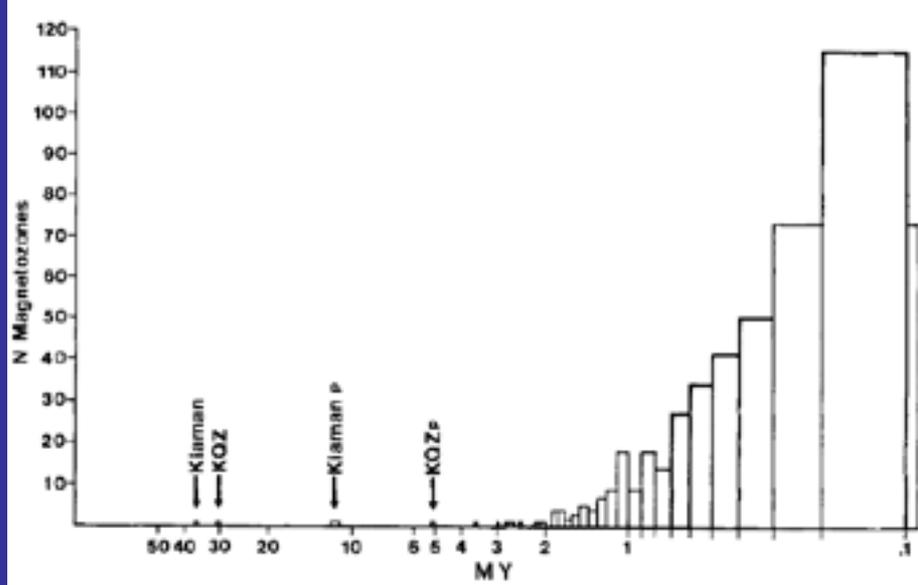
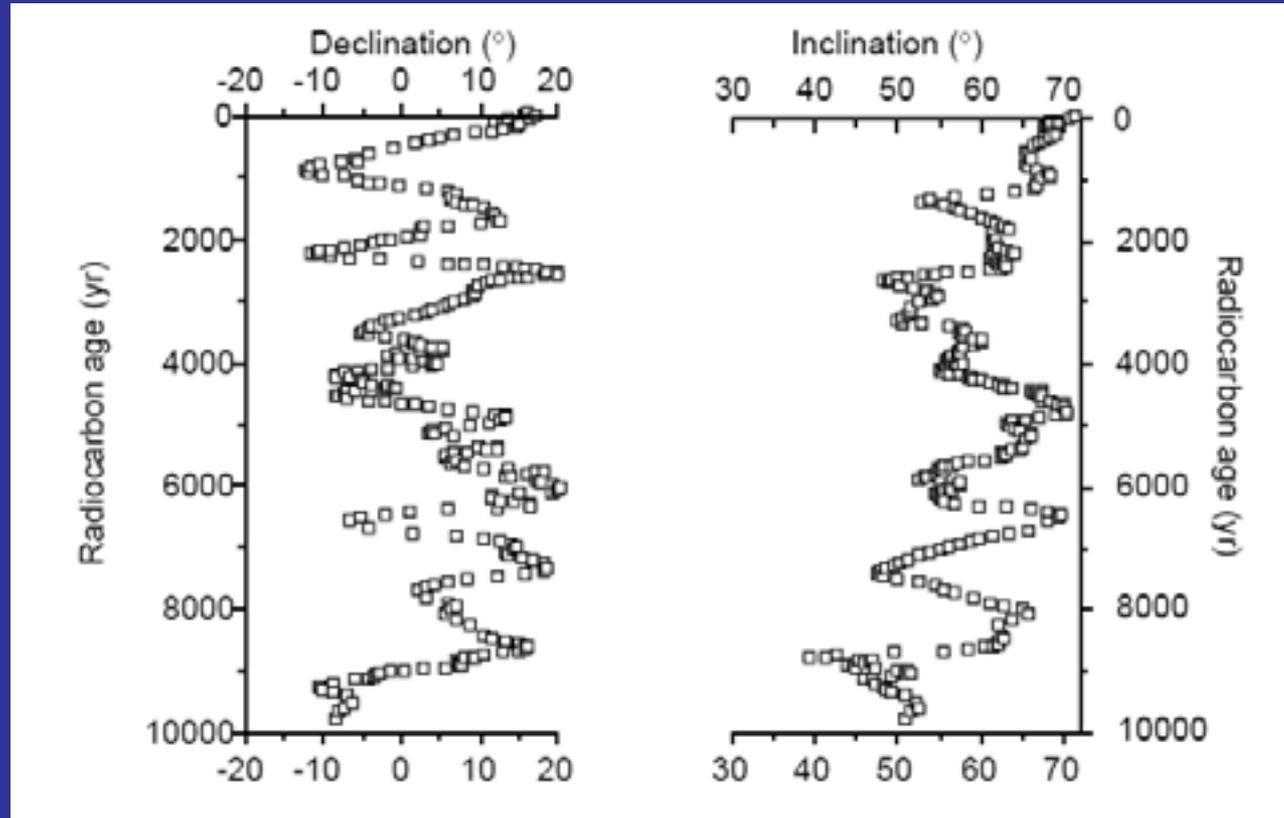


Figure 12.12 Histogram of duration of polarity chrons (log scale), for 330 Ma to present.

Escursioni del campo nel tempo : Variazione secolare

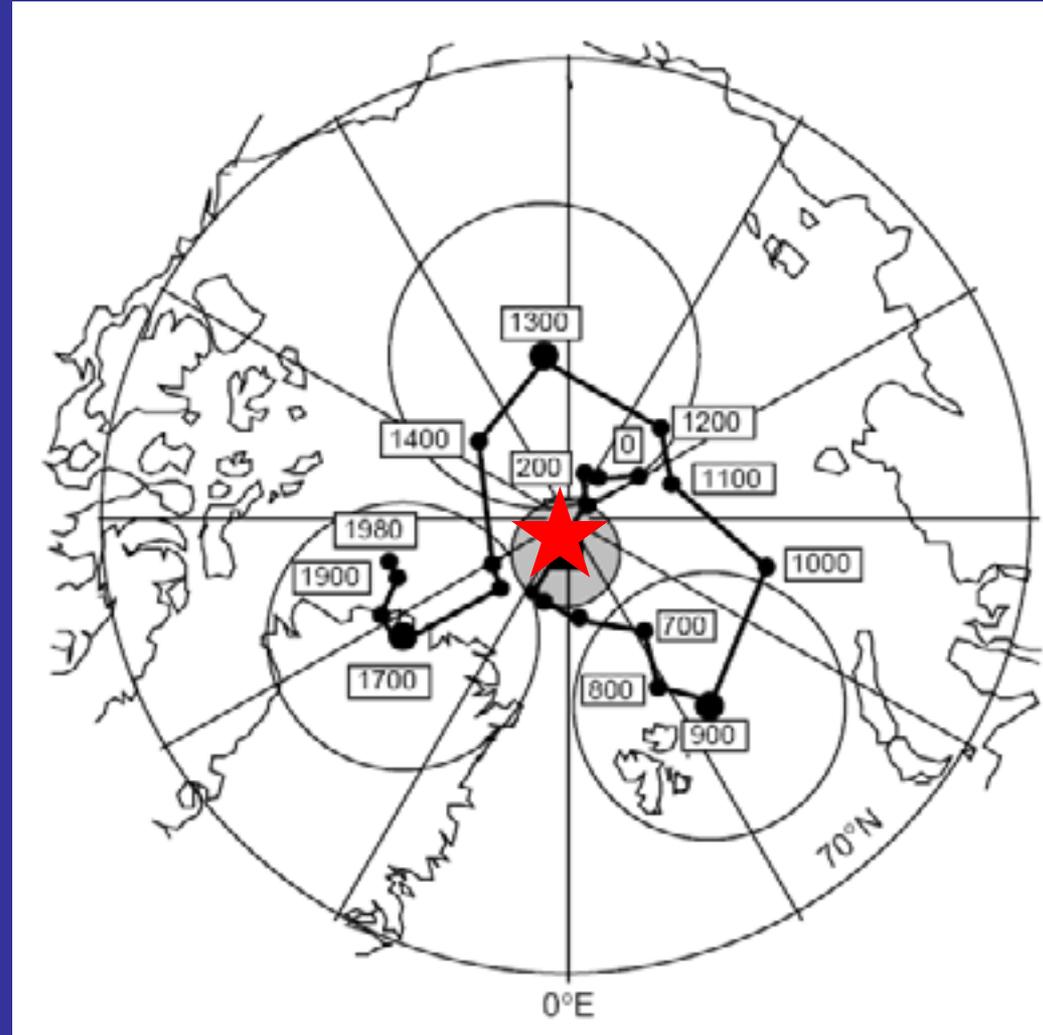


L'origine è legata a due fattori con periodicità diversa: (1) i cambiamenti nel campo non dipolare hanno periodi corti (meno di 3000 yr) ed hanno durata di $\sim 10^3$ yr, (2) quelli del campo dipolare hanno periodi lunghi, cambiano direzione ed ampiezza.

Variazione secolare

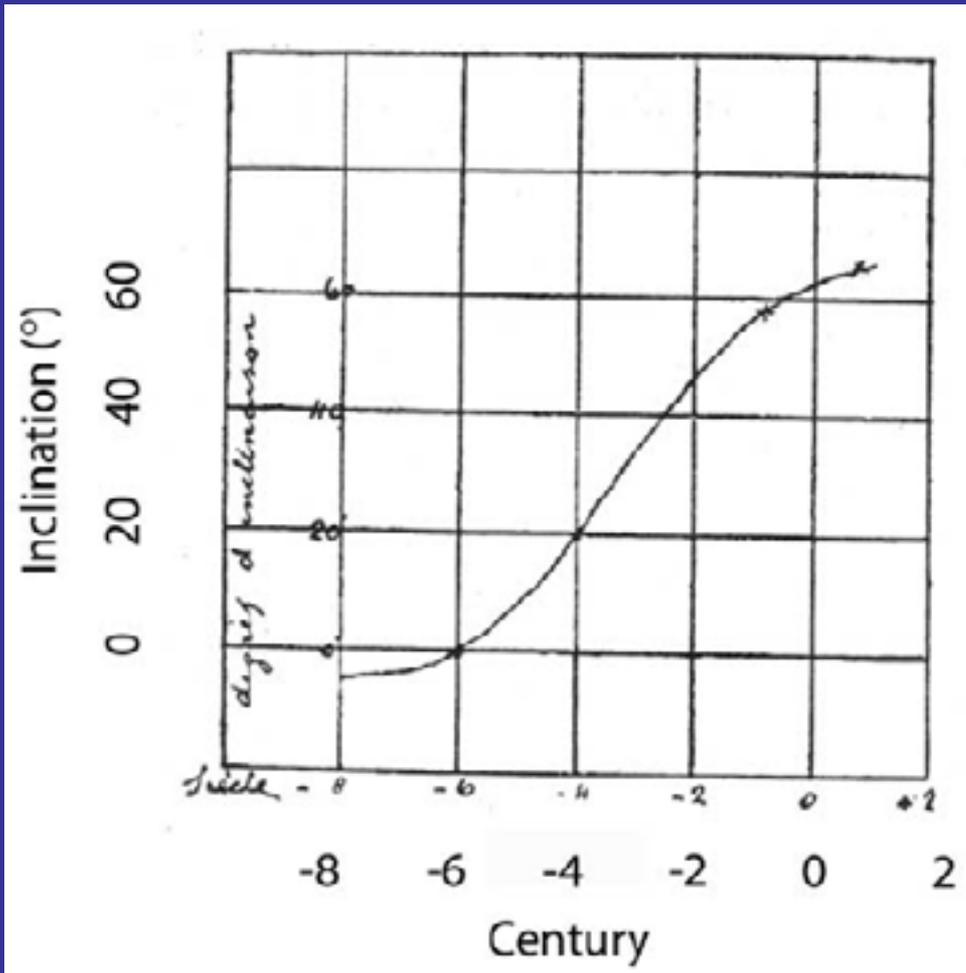
Mediata nel tempo:

Il polo geomagnetico coincide con l'Asse di Rotazione.



Campo Geocentrico Assiale Dipolare (GAD)

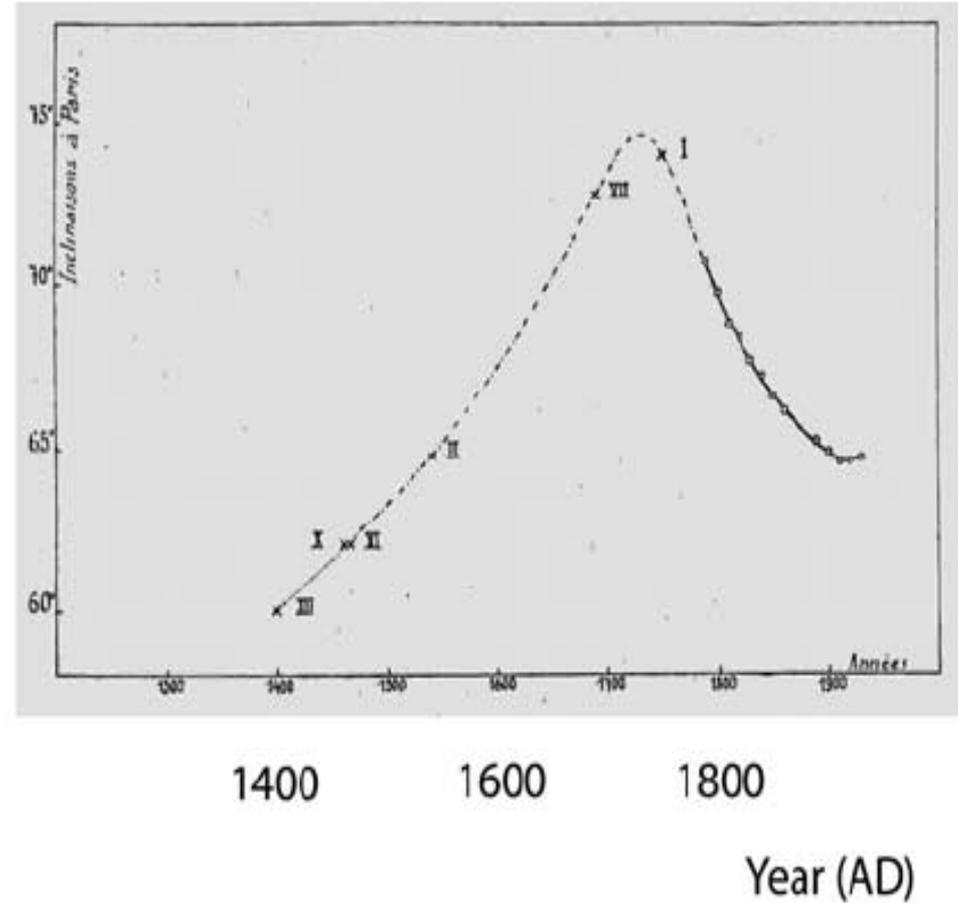
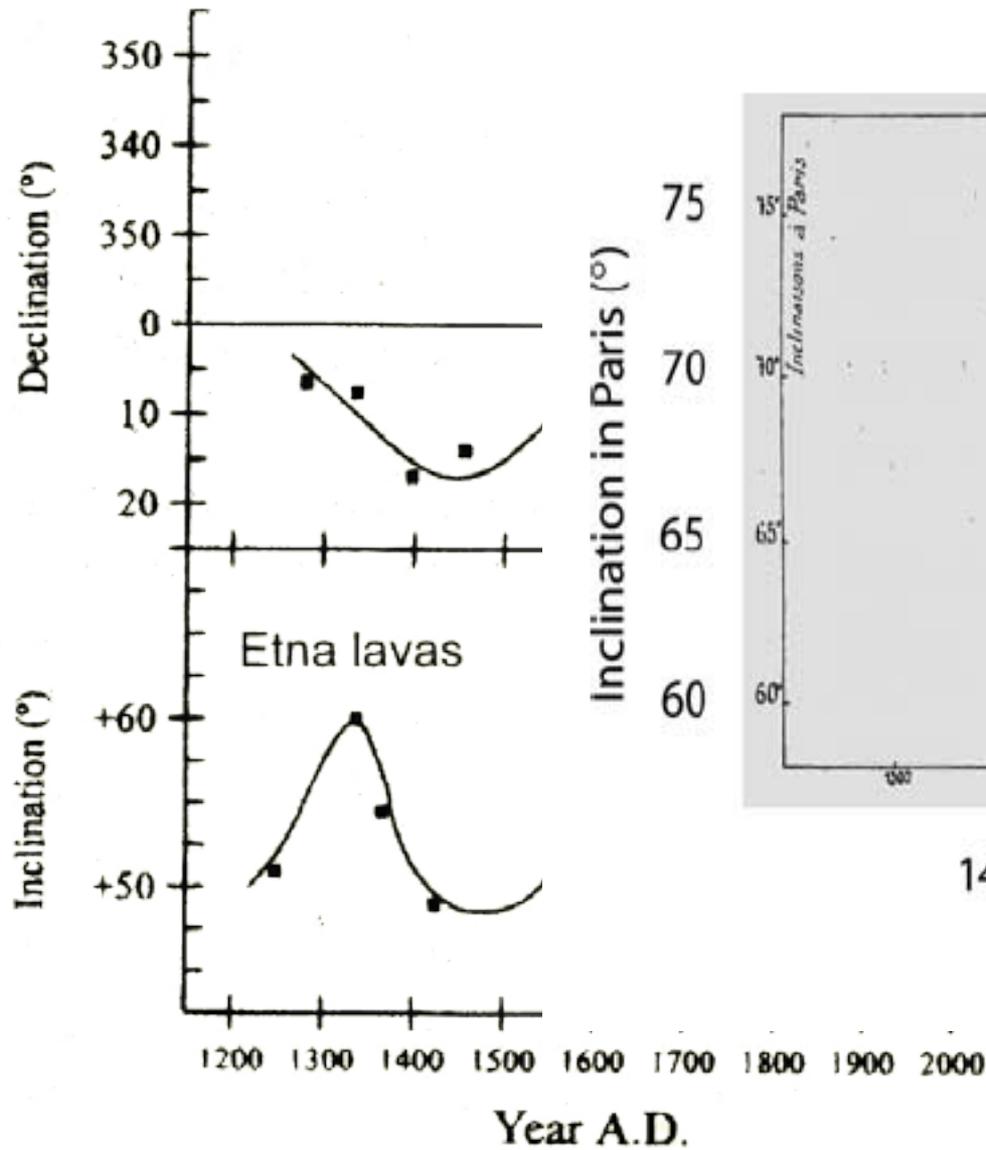
Archeomagnetismo



Folgheraiter (1899) misura l'inclinazione della magnetizzazione in materiali archeologici romani, etruschi e greci

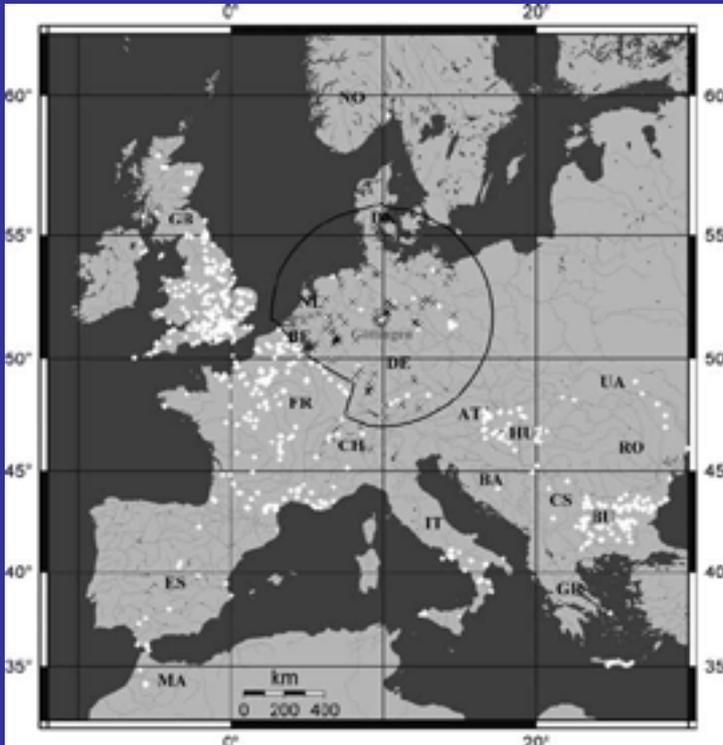
Archeomagnetismo

La stratigrafia magnetica

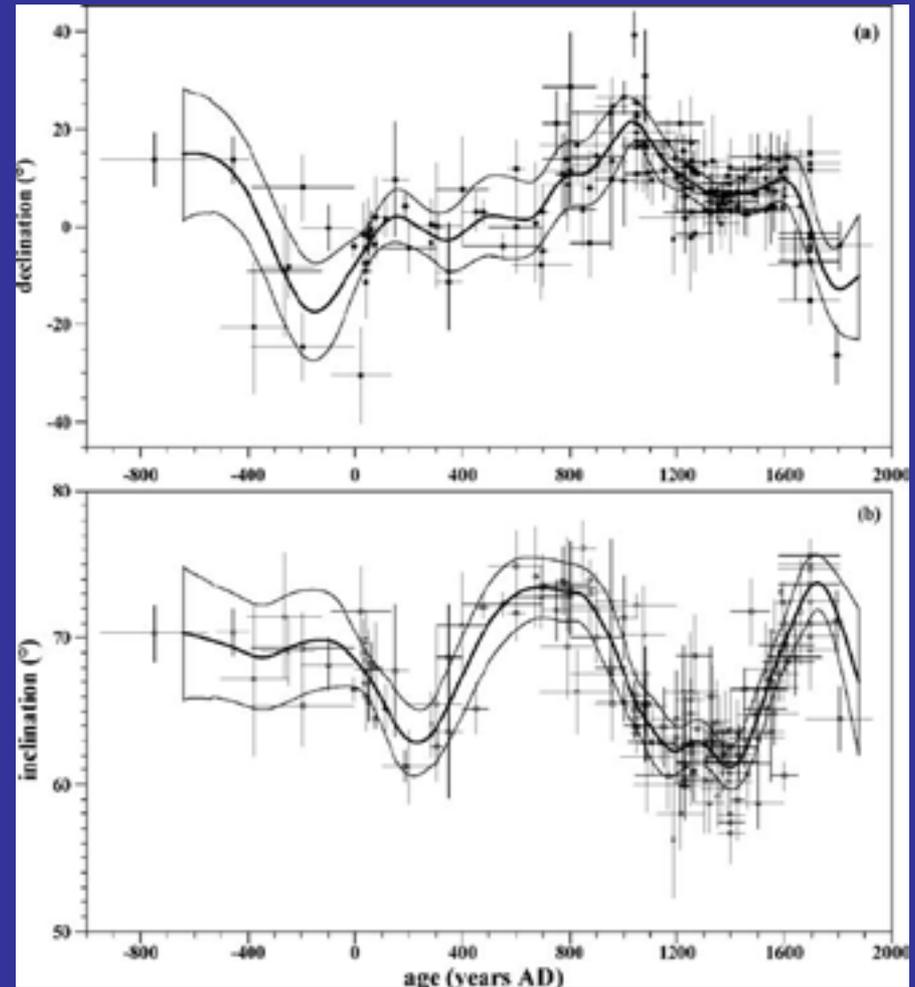


Thellier, 1938

Archeomagnetismo



German secular variation
master curve
(800 BC to Present)



Curva della variazione secolare in Italia a partire da AD 800

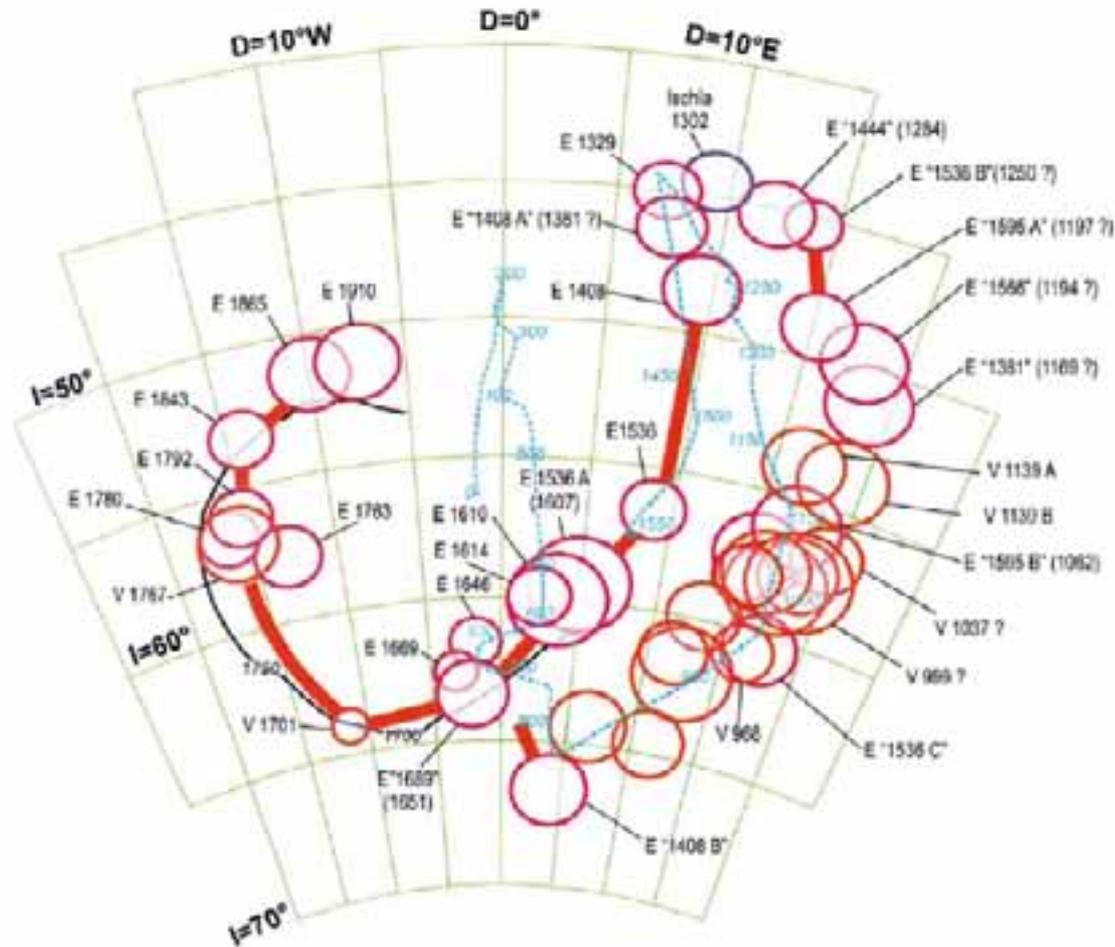
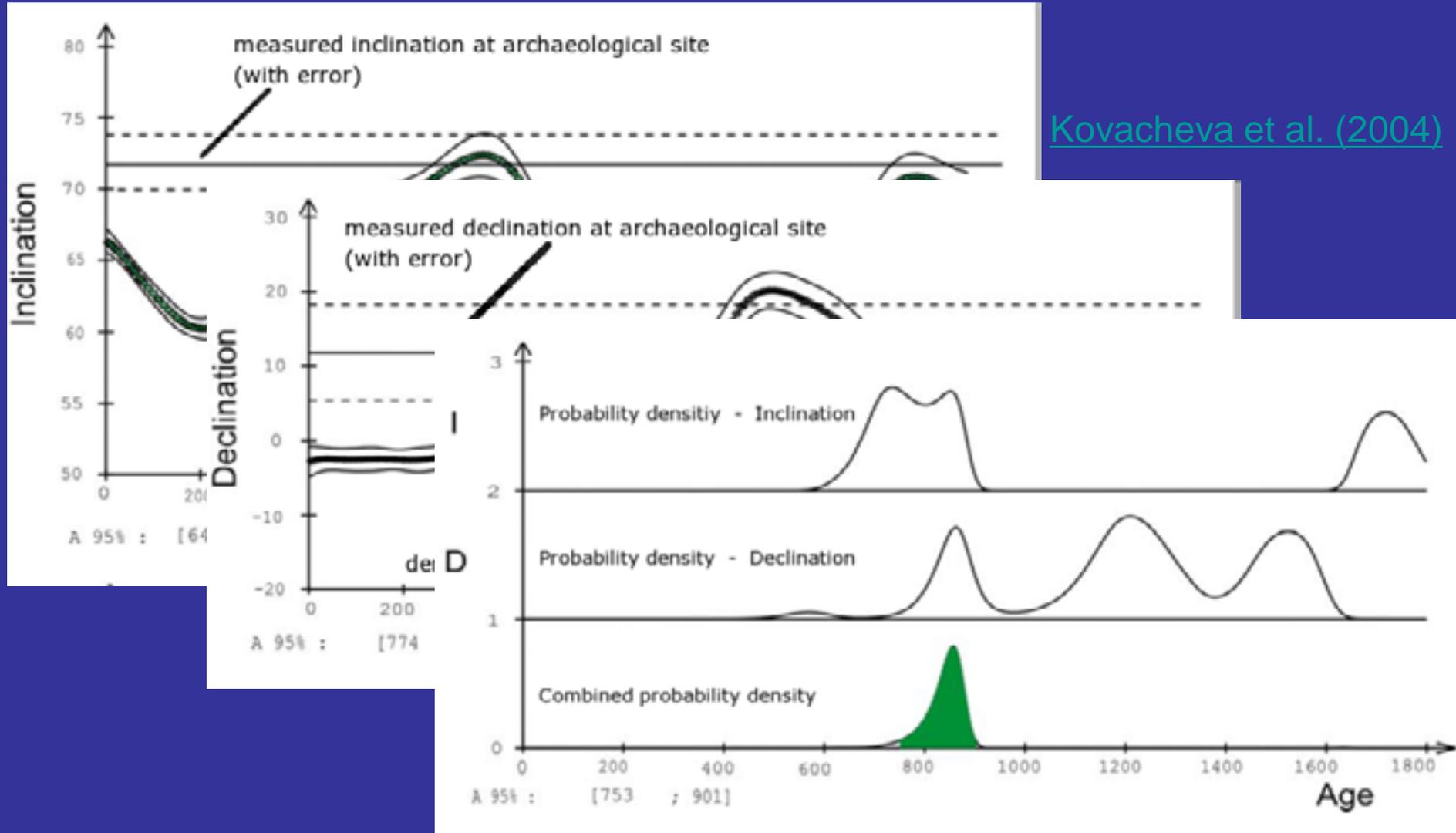


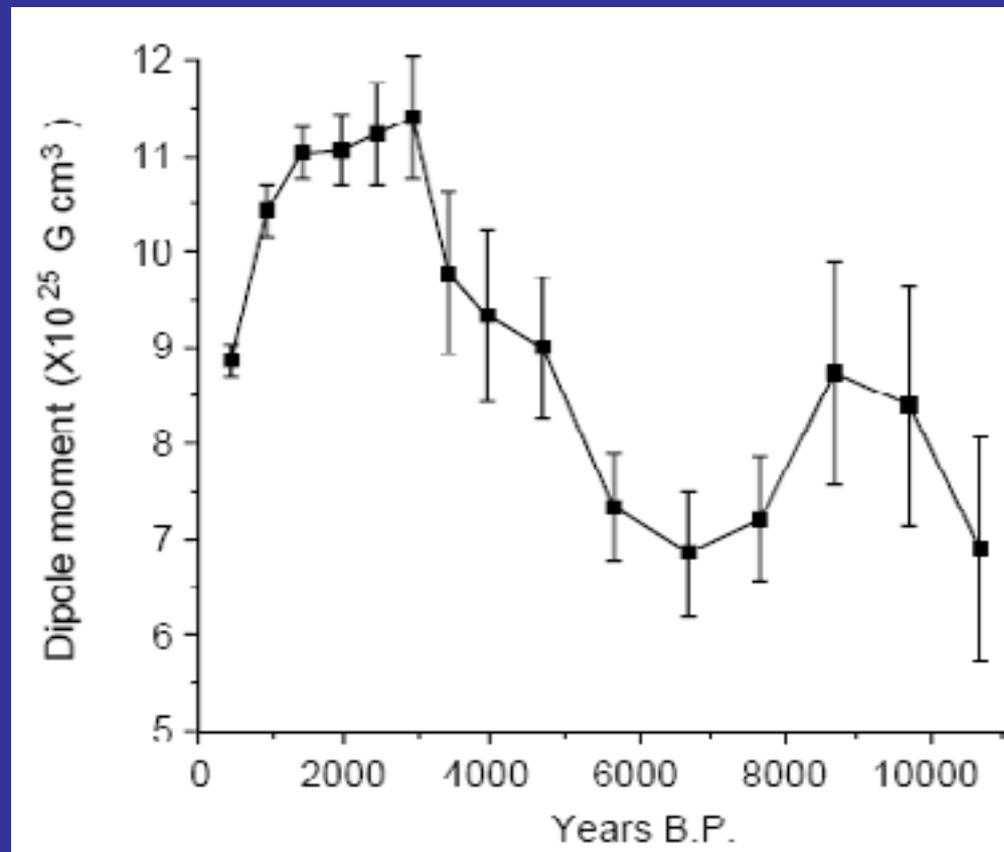
Fig. 1. SIVC from the present to AD 800 (thick red line, E = Etna, V = Vesuvius lavas, see Table 1). The thin solid line represents a synthesis of instrumental measurements from the last four centuries for Western Europe [1] and Paris [27], reduced to the coordinates of Etna. Dates with quotation marks indicate Etna lavas of presumed age, with the new suggested ages within brackets (see text). The blue dashed line represents the French archeomagnetic curve reduced to the coordinates of Etna.

[Kovacheva et al. \(2004\)](#)



Densità di probabilità combinata per inclinazione e declinazione. Il solo possibile intervallo di età è: 753 - 901 AD, comparabile con l'età archeologica (seconda metà dell'ottavo secolo AD).

Escursioni del campo Variazione di intensità



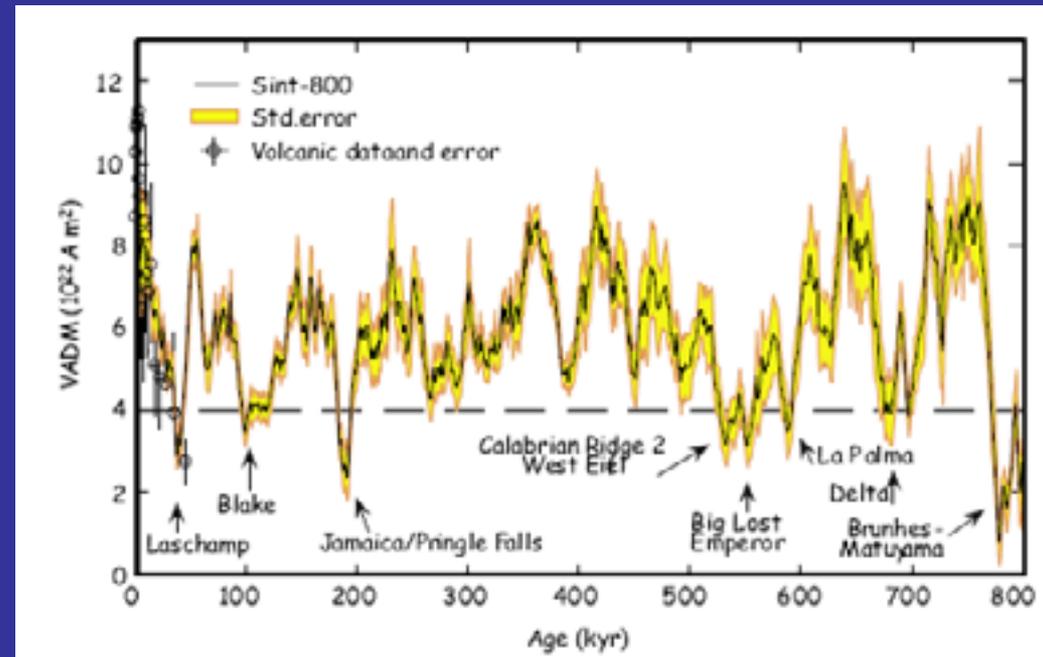
Tauxe, 2005

Escursioni del campo

Le escursioni sono associate con valori bassi di intensità

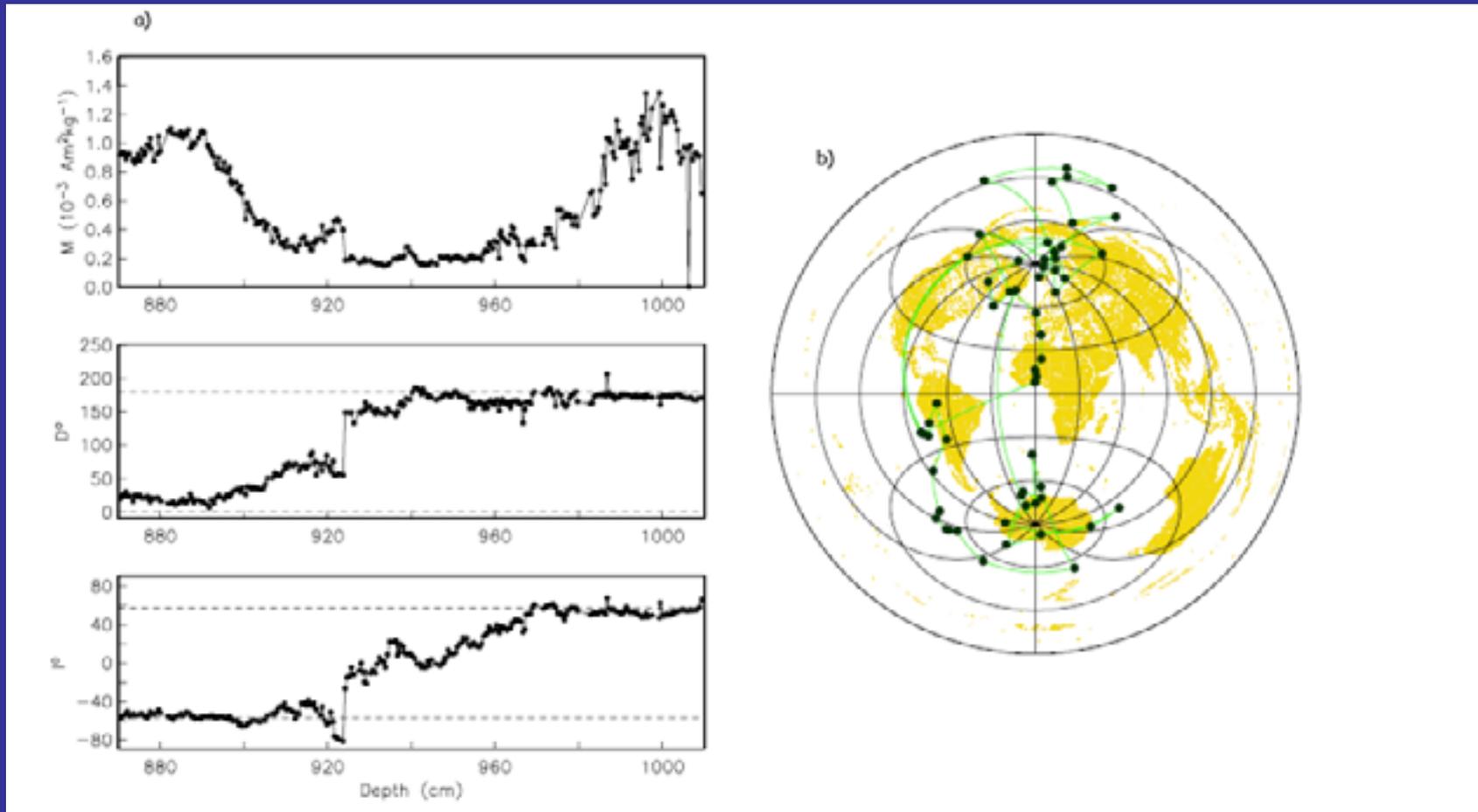


Langereis et al., 1997

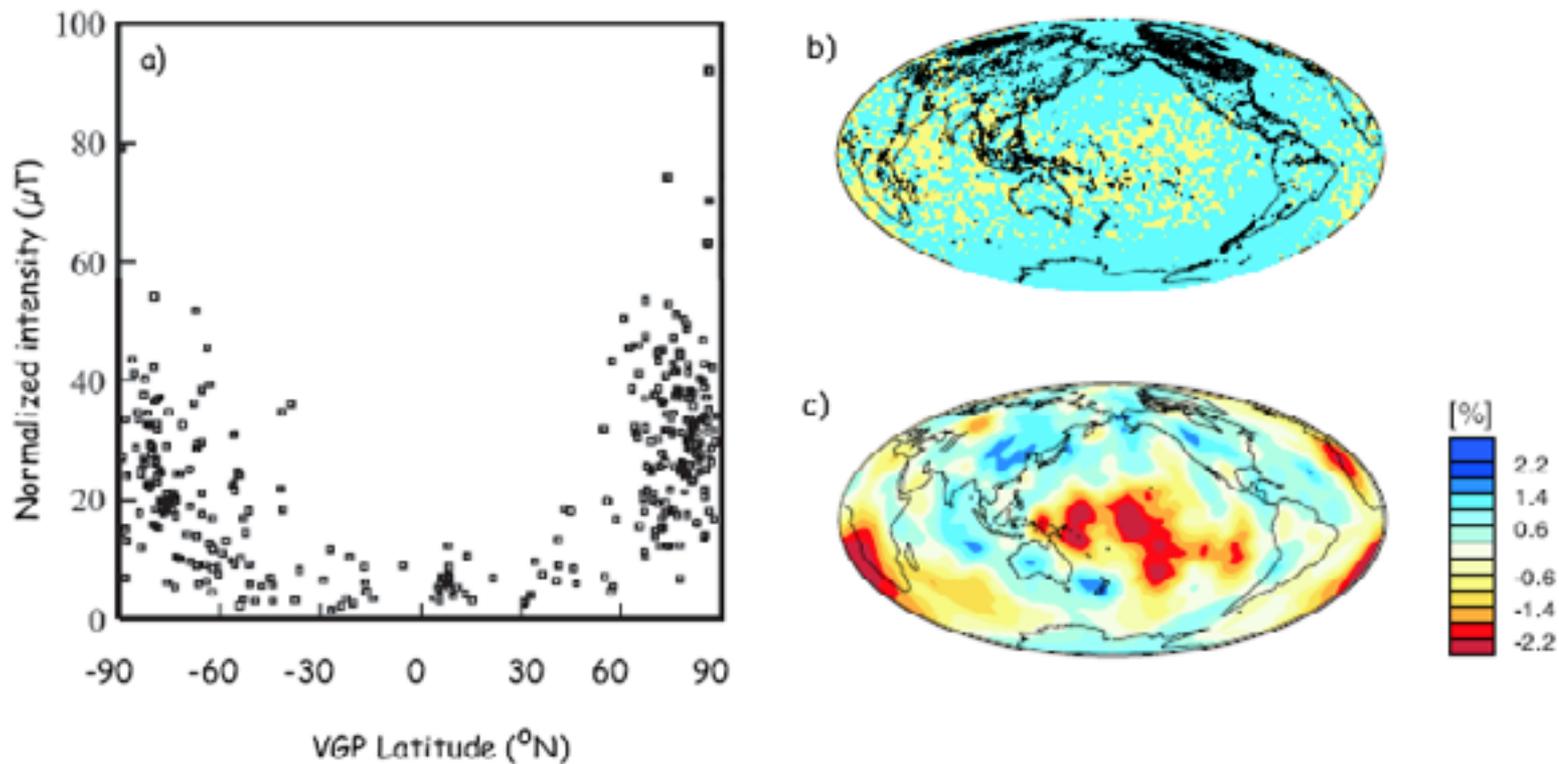


Guyodo & Valet, 1999

Inversioni e intensità del campo



Inversioni e intensità del campo



Scala delle inversioni magnetiche

100 yr – 10 kyr

variazioni secolari

escursioni

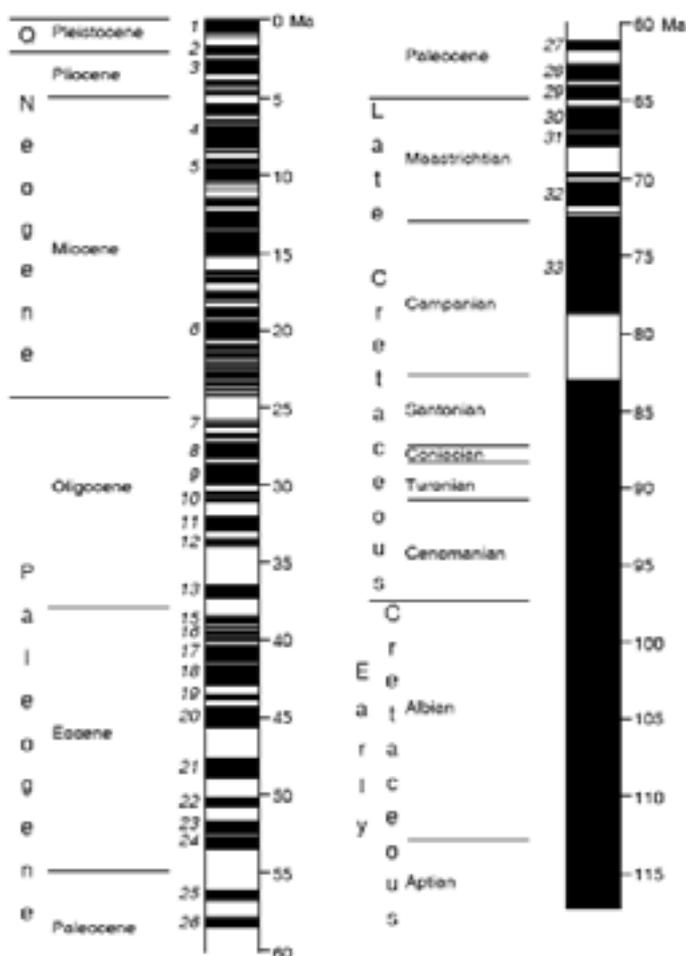
inversioni

10 kyr – 1 Myr

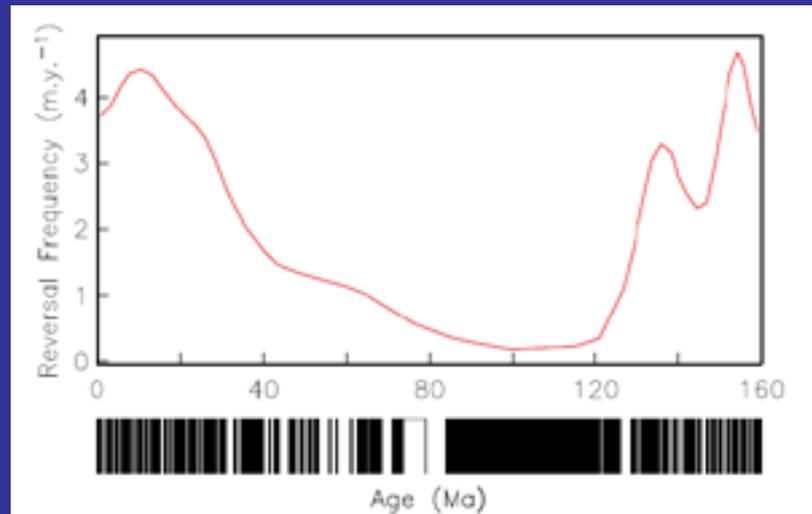
(sub)croni

10-100 Myr

supercroni

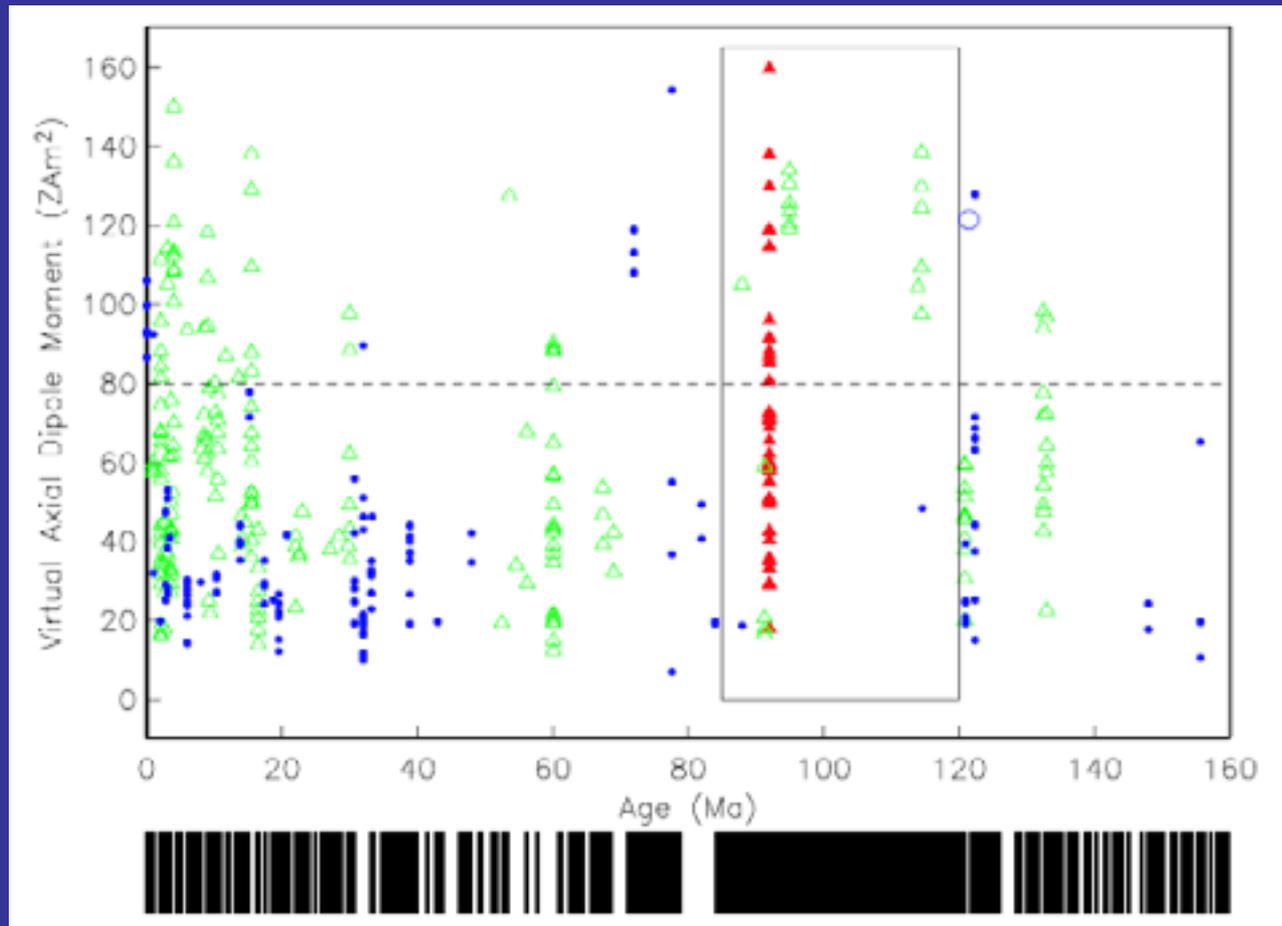


Butler, 1992



Tauxe, 2005

Scala delle inversioni magnetiche e intensità del campo



Conclusioni

- Il campo magnetico terrestre è estremamente complesso e variabile nel tempo, in direzione e intensità.
- Le sue variazioni nel tempo possono essere utilizzate come metodo di datazione (Archeomagnetismo, Paleomagnetismo)
- Quando mediato per tempi lunghi può essere assimilato ad un campo Assiale Geocentrico Dipolare e utilizzato come sistema di riferimento (Paleomagnetismo, Plate Tectonics).