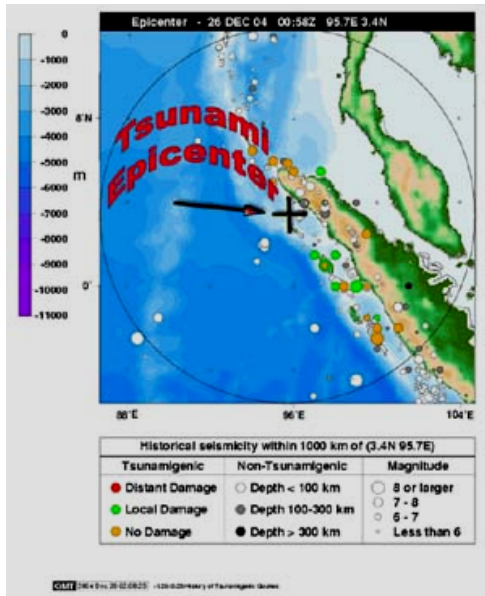


Propagazione e Terremoto

Questa ricerca ha lo scopo di verificare le possibili correlazioni esistenti tra la propagazione ionosferica e un evento geofisico come il terremoto. Prendendo come riferimento il devastante e tragico cataclisma che ha colpito le regioni dell'Asia alla fine di Dicembre 2004. Si e' trattato di uno dei terremoti piu' forti della storia che ha provocato una catastrofe umanitaria senza precedenti. Senza dimenticare questo, l'autore si occupera' in queste pagine esclusivamente dell'aspetto scientifico del fenomeno correlato alla ricerca radiantistica.



Earthquake information:

DATE : 26 December 2004

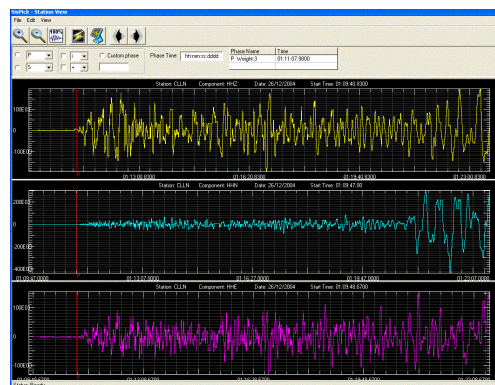
ORIGIN TIME : 00:58 50 s UTC

LAT/LONG : 3.298° North / 95.779° East

DEPTH : 10 km

MAGNITUDE : 9.0

LOCALITY : 250 km SSE of Banda Aceh, Northern Sumatra



Possibile influenza del sisma sul campo geomagnetico terrestre

Per prima cosa sono andato a verificare gli indici geofisici subito dopo il sisma e nei giorni successivi per cercare una possibile influenza sul campo geomagnetico terrestre e quindi indirettamente sulla qualità della propagazione.

Dalle verifiche effettuate non appare nessuna evidente influenza. L'indice K e' rimasto costantemente su valori bassi, mai superiore a 3 e quindi calmo, come si può dedurre dal grafico del NOAA/ SEC Boulder in Colorado-USA. Si tratta tuttavia dell'indice Kp, cioè dell'indice planetario. Quindi a livello globale il forte terremoto di Sumatra sembra non abbia avuto ripercussioni su scala globale. Purtroppo la mancanza di magnetometri e osservatori geofisici sull'area direttamente interessata dal sisma non consente di avere i dati locali, il campo magnetico terrestre infatti, può mostrare cambiamenti localizzati dovuti a sforzi nelle rocce ed a movimenti nella crosta. Tuttavia ritengo già interessante poter stabilire che anche un evento di tale intensità (magnitudo 9 della scala Richter) capace di modificare l'inclinazione dell'asse di rotazione terrestre non modifica in maniera evidente il campo magnetico terrestre. Rimane tuttavia aperto un interrogativo oltre che un possibile spunto per una ricerca più completa e approfondita: l'ipotesi viene discussa nella figura 2, dove appare traccia di un possibile precursore sismico, a tale scopo sarebbe interessante avere un rilevamento in tempo reale delle variazioni geomagnetiche registrate nella zona dell'epicentro.

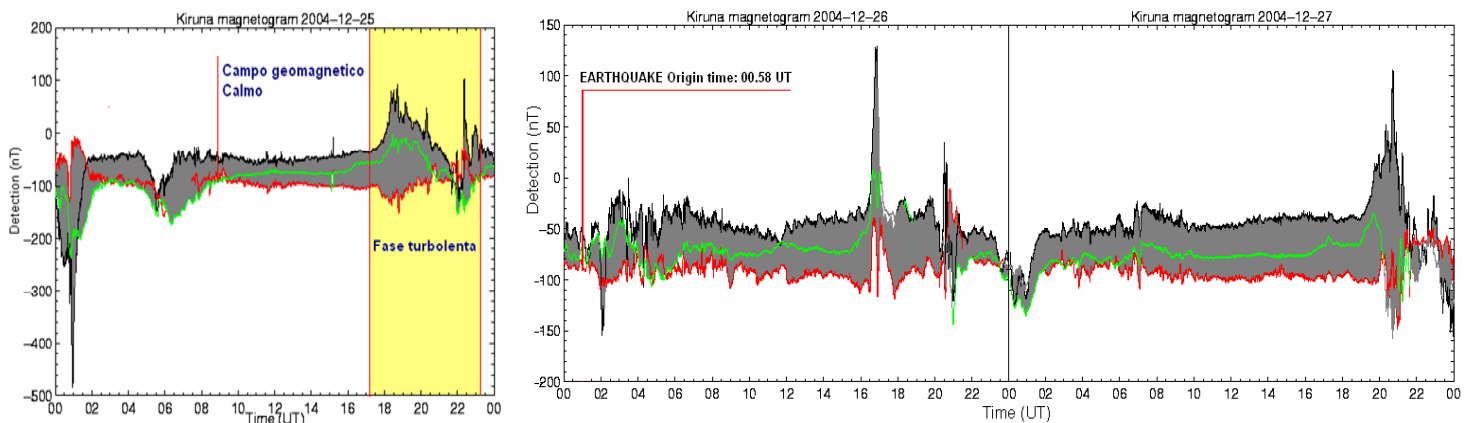


Fig.2: I grafici sono interessanti poiché mostrano l'andamento del campo geomagnetico registrato dal magnetometro di Kiruna-Svezia dal 25/12 fino a tutto il 27/12 e dal quale non risultano forti anomalie geomagnetiche legate al terremoto del sud-est Asiatico, anche se si nota una leggera fase turbolenta qualche ora prima del terremoto (possibile precursore sismico?), seguito da una fase di quiete e successivamente da un'altra fase di leggera turbolenza dalle 02.00 UT e per le 2/3 ore successive, si tratta di una anomalia abbastanza lieve e dai dati attualmente in mio possesso non e' possibile stabilire una sicura correlazione con il sisma. (N.B. I grafici non sono perfettamente affiancabili poiché per la registrazione del 25/12/04 la scala e' differente, le escursioni in nanoTesla del campo sono maggiori.)

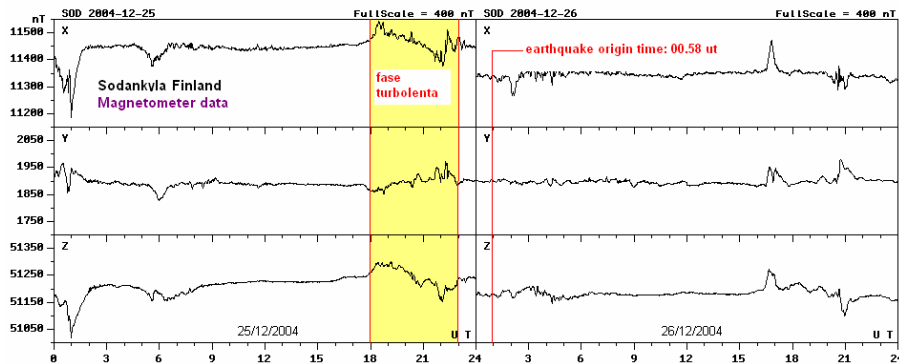


Fig3: Altro grafico comparativo, in questo caso proveniente dall'osservatori geomagnetico finlandese di Sodankya. La situazione e' simile alla registrazione di Kiruna così come appare simile se confrontata con altri magnetometri In Europa.

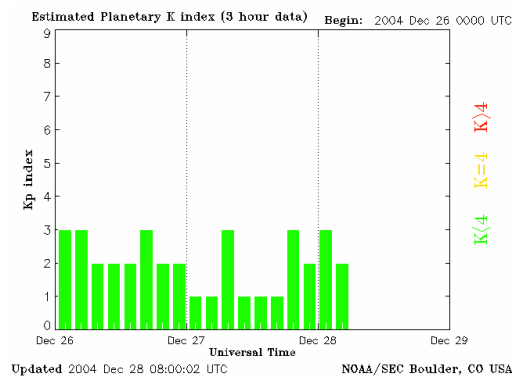


Fig.3: Andamento dell'indice planetario Kp che si mantiene su valori bassi dal 26 fino al 28/12.

Gli indici geofisici registrati il 26/12/04 invece sono i seguenti:

Sun Spots: 11 as of 12/27/2004 :: Flux: 97 | Ap: 7 | Kp: 2 (11 nT) Solar Wind: 439 km/s at 1.1 protons/cm³

VARIAZIONI GEOMAGNETICHE

Le variazioni del campo geomagnetico, che possiamo rilevare sulla superficie terrestre, sono di due tipi fondamentali:

1. variazioni generali proprie del campo primario, anche se influenzato da fattori esterni, con modificazione della componente dipolare e della componente non dipolare;
2. variazioni generali e locali dovute a cause estranee al campo primario, che non modificano il dipolarismo terrestre.

Variazioni proprio del campo primario

Dalle osservazioni del campo geomagnetico, si ricava un dipolo centrale i cui assi, prolungati, incontrano la superficie terrestre in due punti, chiamati poli geomagnetici. Questi poli, però, non corrispondono ai punti (poli magnetici) in cui la componente orizzontale H è nulla e l'inclinazione misura 90°. Pertanto, i poli geomagnetici e quelli magnetici non coincidono, e la differenza tra campo dipolare e campo osservato si chiama campo non dipolare o anomalia geomagnetica.

I poli magnetici e geomagnetici si spostano lentamente e regolarmente in lassi di tempo piuttosto lunghi (variazioni secolari), con valori differenti tra le varie regioni, notandosi il fenomeno soprattutto per quanto riguarda la declinazione. Mediamente, in Italia (ad esempio), la declinazione varia ovunque di circa 6 primi verso Est ogni anno, ma tale variazione sta diminuendo (all'inizio del secolo era di 10 primi) e tra qualche decennio potrebbe invertire la tendenza, spostandosi verso occidentale. Si hanno dati precisi dei valori della declinazione a Londra, a partire dal 1576, quando D valeva 11°30' Est. Negli anni successivi tale valore è cambiato gradualmente fino a diventare ben 24° Ovest nel 1823, prima che il vettore campo cominciasse nuovamente a spostarsi verso oriente. È probabile, addirittura, che in un passato molto remoto vi siano state perfino delle inversioni dei poli, come la magnetizzazione residua di alcune rocce lascerebbe intendere, ma la cosa è tutt'altro che certa.

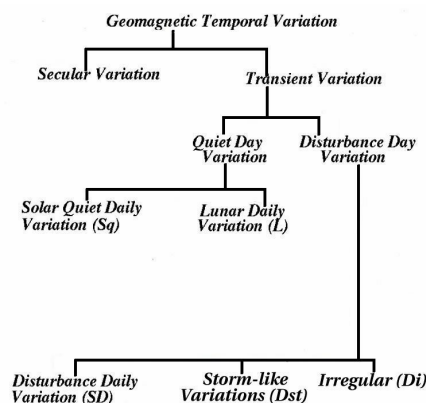
Variazioni estranee al campo primario

Le variazioni estranee al campo primario, di origine naturale (escludendo quindi quelle dovute all'azione dell'uomo) e non legate all'attività sismica, sono di due tipi: le anomalie crostali e le perturbazioni magnetiche.

Le prime variano, per così dire, secondo lo spazio e riguardano i tre elementi del campo magnetico misurati in determinati luoghi con valori che risultano differenti da quelli che ci si sarebbe aspettati di trovare, considerando il campo magnetico terrestre come un "dipolo magnetico". Le cause di queste anomalie sono da attribuirsi alla magnetizzazione delle rocce dei luoghi dove vengono rilevate, che formano dei deboli campi magnetici che si compongono con quello terrestre. Questo è il caso delle vaste anomalie sistematiche (come quella della Siberia) e il caso anche di anomalie più irregolari e circoscritte (come quella famosa di Kursk, a 400 chilometri a sud di Mosca). In Italia si hanno anomalie magnetiche nelle isole Capraia, d'Elba, Lipari, Pantelleria, nella provincia di Genova, nelle provincie di Napoli e Caserta, nella Sardegna centro occidentale e nella zona etnea della Sicilia; per la sola declinazione, oltre alle precedenti zone, si registrano anomalie anche nel Piemonte nord occidentale.

Le seconde (perturbazioni magnetiche) variano, invece, in base al tempo, riguardando un po' tutta la superficie terrestre. Esse sono sostanzialmente regolari e periodiche, e, pur avendo entità diversa da luogo a luogo, possono considerarsi in modo indipendente dalla località in cui vengono rilevate. Ci sono a questo riguardo:

- perturbazioni regolari diurne, dipendenti dall'ora locale, che fanno registrare un massimo di variazione intorno a una particolare ora del giorno (variabile da epoca a epoca). A questo riguardo, D aumenta di $0,1 \div 0,2$ gradi e H diminuisce di $20 \div 25$ nanotesla;
- perturbazioni con periodo di $26 \div 27$ giorni, legate alla rotazione propria del Sole;
- perturbazioni legate al campo magnetico "galattico", che hanno un ordine di grandezza di circa 1 nanotesla;
- perturbazioni legate alle correnti di elettroni e ioni provenienti dal Sole (tempeste magnetiche) con un ordine di variazioni di D , a volte, anche di circa 1 grado.



Particolarità delle variazioni geomagnetiche

Le caratteristiche delle variazioni del campo magnetico terrestre, in ogni luogo di rilevamento, riguardano:

1. il VERSO della variazione di direzione, relativamente ai piani di riferimento, che per la declinazione può essere verso oriente od occidente e per l'inclinazione verso il basso o verso l'alto;
2. l'AMPIEZZA angolare della variazione di direzione, misurata ancora relativamente ai piani di riferimento.
3. l'AMPIEZZA della variazione d'intensità totale, o delle componenti orizzontale e verticale.

Variazioni sismomagnetiche

Le variazioni del campo magnetico terrestre legate a un sisma imminente sono di origine estranea al campo primario e si differenziano dalle altre fonti naturali di variazioni per possedere, contemporaneamente, la caratteristica di essere limitate sia nello spazio che nel tempo. Pur essendo anch'esse di origine crostale, si distinguono dalle anomalie crostali per la loro limitata presenza temporale, e si distinguono dalle perturbazioni magnetiche per la loro limitata estensione territoriale. Esse possono essere circoscritte spazialmente e temporalmente, e presentano un'evoluzione rapida e incisiva, costituendo la risultante delle particolarità delle linee di forza di due campi magnetici diversi: quello generale terrestre e quello che si genera in zona focale. Le variazioni del campo primario e quelle degli altri campi che formano il campo terrestre, quindi, non costituiscono un problema, in linea teorica, per l'individuazione delle variazioni sismomagnetiche.

Da quando si è diffuso il magnetometro a precessione protonica, inventato da Packard e Varian nel 1954, il monitoraggio continuo del campo geomagnetico viene fatto sui valori dell'intensità totale. Questo strumento, in cui la misura di F è ricondotta alla misura di una frequenza, ha permesso di superare tutte le difficoltà di rilevamento dell'intensità assoluta presenti con i magnetometri tradizionali, garantendo una piena stabilità di funzionamento, anche con grosse alterazioni di temperatura e di umidità, e una precisione dell'ordine di $0,1$ nanotesla. Oggi è l'unico magnetometro preso in seria considerazione negli osservatori fissi e viene molto usato anche come strumento portatile. Purtroppo, la comodità e la precisione che esso offre hanno una contropartita, che in questa sede risulta molto importante: le anomalie magnetiche si manifestano in modo molto diversificato, a seconda di come vengono misurate e degli elementi scelti, e una misurazione angolare delle anomalie di origine crostale risulta molto più indicativa e significativa di una misurazione scalare. Ad esempio, le anomalie non possono essere rilevate con misurazioni dell'intensità totale quando i campi magnetici sono normali al campo ambientale (J. Korenaga, 1995), condizione questa che si verifica proprio quando si misurano le variazioni sismomagnetiche in zona epicentrale.

Inoltre, si possono ricordare tre fatti di ordine sperimentale:

- 1) i ricercatori di pozzi petroliferi e di giacimenti minerari traggono poco aiuto da misurazioni del campo totale e, quando le condizioni di lavoro lo consentono, cercano di utilizzare strumenti che misurano direttamente le componenti;
- 2) le tabelle che riportano le variazioni geomagnetiche prima di terremoti importanti (Rikitake, 1976), e di solito prese ad esempio di misure poco attendibili fatte in passato, possono invece dimostrare come tali variazioni risultino consistenti se rilevate con misure angolari, un po' più deboli se misurate con le intensità delle componenti e del tutto lievi, tali da confondersi col rumore di fondo, se misurate con l'intensità del campo totale;
- 3) in generale, i valori rapportati alla declinazione, ma misurati con il campo totale, sono molto inferiori a quelli misurati direttamente con gli angoli, come si può dimostrare sulla base delle stesse variazioni diurne.

Nonostante che sia un dato di fatto scientificamente dimostrato, che le variazioni non possano essere rilevate bene con misurazioni dell'intensità totale, e nonostante ci siano varie osservazioni empiriche che lo avvalorino, a tutt'oggi (1997) non sono state sviluppate applicazioni sistematiche con altri strumenti. Naturalmente nessuno vuole mettere in dubbio l'utilità e la precisione di certi magnetometri, si dice solo che si dovrebbe notare come la misurazione delle anomalie sia cosa sicuramente dipendente dal luogo dell'osservazione, dall'elemento osservato e dal tipo di strumento utilizzato; del resto, quello che qui interessa non è tanto la difficile determinazione di valori assoluti riguardanti il campo geomagnetico, ma soltanto le sue variazioni. La troppa sensibilità del resto può rivelarsi un ostacolo, a causa di disturbi di origine antropica, e sembra proprio che le variazioni sismomagnetiche si presentino con valori superiori al rumore di fondo solo se rilevate direttamente con misurazioni angolari.

Inoltre, per il motivo che le variazioni sismomagnetiche sono la risultante dell'azione di campi diversi, tra loro interagenti, durante un monitoraggio continuo del campo terrestre il rilevamento delle variazioni sismomagnetiche si riduce al rilevamento delle variazioni del campo complessivo terrestre sotto l'azione di un campo disturbatore temporaneo. Anche per questo una misurazione delle variazioni dell'intensità totale risulta meno significativa della misurazione delle componenti, essendo F l'elemento più forte e quindi meno influenzabile dal campo disturbatore. In pratica, sono soprattutto le variazioni locali della direzione che permettono di apprezzare meglio l'entità del campo generatosi in zona focale, e questo fatto permette di utilizzare vantaggiosamente i variometri della direzione, descritti in questo lavoro, che, inoltre, sono molto meno costosi di quelli dell'intensità. In modo particolare, a nord e a sud della fascia tropicale, è la declinazione a risentire maggiormente gli influssi di campi magnetici esterni, in quanto l'intensità della componente orizzontale H è circa la metà dell'intensità totale F del campo geomagnetico (H decresce fino al valore 0 in corrispondenza dei poli magnetici); mentre nella fascia tropicale è l'inclinazione che risente maggiormente di campi magnetici esterni (Z decresce fino al valore 0 in corrispondenza dell'equatore magnetico). La misurazione di entrambe le componenti si rivela, comunque, opportuna anche per quei casi, poco probabili ma non impossibili, in cui il luogo di misurazione si trovi esattamente a Nord o a Sud della zona focale. In ogni caso, a parità di altre condizioni, maggiori sono le variazioni rilevate, siano esse di ampiezza angolare o di intensità, maggiore è la forza del particolare campo magnetico che le determina (in questo caso quella che si genera dallo stato di stress delle rocce focali).

Diffusione delle variazioni sismomagnetiche

Come i terremoti dipendono nella loro origine dallo stato di stress delle rocce e come la propagazione delle onde sismiche subisce alterazioni dalla natura geologica e dalla consistenza del mezzo attraversato, così anche le variazioni sismomagnetiche dipendono dallo stress delle rocce e subiscono alterazioni dalla suscettività e permeabilità magnetiche dei luoghi in cui vengono rilevate.

I fattori più importanti che influenzano le variazioni possono essere così riassunti:

1. la quantità delle masse rocciose in compressione e stiramento (volume focale);
2. lo stato di stress delle masse rocciose in zona focale (stress focale);
3. la distanza della zona focale rispetto al luogo di rilevamento;
4. la profondità della zona focale.
5. la suscettività e la permeabilità magnetiche complessive delle rocce in zona focale;
6. la suscettività e permeabilità delle rocce componenti la parte di litosfera che separa la zona focale dal luogo di rilevamento;
7. la suscettività e permeabilità delle rocce del luogo di rilevamento.

Come può essere facilmente notato, le rocce costituiscono il trattino d'unione nel legame tra terremoti e variazioni sismomagnetiche. La grandezza di queste variazioni e la grandezza di un terremoto, così come la loro diffusione e la propagazione delle onde sismiche, hanno reciprocamente molto in comune.

Influenza delle onde sismiche sulla ionosfera terrestre

In questo paragrafo parleremo della forma e della dinamica delle onde acustiche generate da un terremoto (shock acoustic waves). Da studi effettuati in corrispondenza di eventi sismici in Turchia (17 Agosto e 12 Novembre 1999 e nell'isola di Sumatra meridionale (4 Giugno 2000) e al largo della costa dell'America centrale (13 Gennaio 2001), e' stato trovato in tutti questi casi, che la Ionosfera nell'area soprastante l'epicentro, subisce delle notevoli escursioni nel contenuto elettronico totale TEC. Le onde acustiche si propagano fino alla regione F e sono causate da un movimento a pistone della superficie terrestre. Questi esperimenti quindi hanno confermato come delle perturbazioni ionosferiche possono verificarsi dopo un terremoto per effetto dell'accoppiamento dinamico tra le onde sismiche di superficie e l'atmosfera. Le onde atmosferiche vengono amplificate esponenzialmente mentre salgono per effetto della diminuzione della densità del mezzo. Queste onde acustiche hanno l'effetto di introdurre delle variazioni nella densità elettronica della Ionosfera. Un aspetto decisamente importante e' che anche eventi superficiali relativamente piccoli possono provocare delle perturbazioni importanti in grado di influenzare la propagazione.

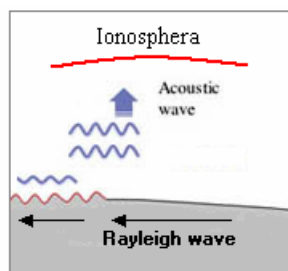


Fig. Le onde superficiali di Rayleigh generano dei movimenti cristallini in grado di generare delle onde acustiche che si propagano verso la Ionosfera, provocando delle perturbazioni ionosferiche il cui effetto non e' ancora del tutto chiaro ma che comunque potrebbero generare dei disturbi e degli assorbimenti anomali.

Ionosphere disturbances

Many disturbances of the electronic density in the ionosphere after large amplitude earthquakes have been reported by Blanc (1985). These observations can be interpreted, at least up to the maximum of the F region, as the result of gravity wave or acoustic wave propagation in the upper atmosphere generated by ground shakes not only near the epicentre but also at large distance when seismic waves propagate around the Earth (Artru, 1998). It is much more difficult to understand the ionospheric disturbances observed a few days or a few hours before the earthquakes (Parrot et al., 1993).

Beside pre-seismic acoustic wave emissions, other hypotheses have been suggested appealing to electric charge redistribution on the Earth's surface, then in the upper atmosphere (Pulinets et al., 1994). More recently the measurement of the Total Electronic Content (TEC) allowed to bring out noticeable ionosphere disturbances as a result of an earthquake (Calais and Minster, 1995). This study was extended by par Zaslavsky et al. (1997) who analyzed, according to seismic activity, TEC data obtained between the TOPEX-POSEIDON satellite and the ground using DORIS beacons. Earthquakes have been chosen with a magnitude $M_s > 5.0$, and a distance between the epicentre and the satellite ground track < 300 km. Data from 48 hours before the quake have been studied.

Special case studies show an ionospheric disturbance when the satellite is over a seism epicentre. But natural TEC variations in the ionosphere can be the result of many parameters, a statistical study has thus taken place using 706 seisms. The number of disturbances which are correlated in time (between 0 and 48 hours before the seism), and in space (modification when the satellite is over the epicentre) is 238. Those TEC disturbances appear as increase as well as decrease. They have been studied and compared with natural TEC variations. The results show for example that there are no anomalies increase around noon in local hour as it could have happened if these anomalies have been mixed with natural variations.

Number Disturbances %
 Seisms 706 238 34%
 Random cases 540 85 16%

Statistical study on the correlation between seisms and the TEC

Electromagnetic emissions from the ground

Gokhberg et al. (1982) were the first observe an electromagnetic wave emission before an earthquake recorded with a thin band receiver (centered on 81 kHz) and a wide band receiver with a maximum frequency of 8 kHz. Typically, the emission observed at 81 kHz increase gradually about one to two hours before the quake and decreases abruptly when the earthquake take place (see the figure below). With the wide band receiver ranging from 0 to 8 kHz, foreseen to study the whistles propagation, impulsive noises are observed at 1.5 kHz, about 30 minutes before the quake.

Increase of the natural noise around 81 KHz observed during an earthquake.

Warwick et al. (1982) re-analyzed the observations done by American radio telescopes during the weeks before the Chile seism of 1960. They brought out the existence, six days before the quake, of a signal at 17.4 MHz probably associated to the seism.

Following these first observations, Parrot et al. (1985) studied data that were available in France. Very Low Frequency (VLF) electromagnetic emissions, between 500 and 3600 Hz, have been recorded by the TAFF geophysic station in Kerguelen islands apparently associated to the second and third quake of an earthquake series with moderate magnitude (between 4.6 and 4.9).

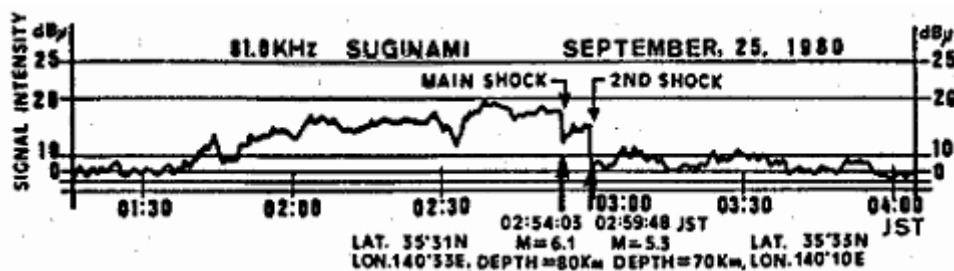
These earthquakes which took place on April the 24th and 25th 1980 were located at about 100 km from the station.

The first emission was recorded during an observation period of thin band noise; it begins slowly 1 hour and a half before the second quake and ends 1 hour after.

The second emission was recorded during a very impulsive noise period; it begins abruptly about 14 minutes before the third quake and ends 25 minutes after.

During all this time, the ionospheric data show a disturbed ionosphere with an increase of the critical frequency f_0E_s during the quakes.

During the Loma Prieta (California) earthquake on October 17th, 1989, Fraser-Smith et al. (1990) observed a variation of the Ultra Low Frequency (ULF) signal. The measurement system was located at 7 km from the epicentre and the records show an unusual increase of the intensity in the range 0.01 - 0.5 Hz about 3 hours before the seism.



Conclusion

In questa ricerca l'autore ha raccolto i dati geomagnetici prima e dopo del forte terremoto Asiatico per analizzare Da un punto di vista radiantistico lo sviluppo scientifico del fenomeno, indagare sulle possibili ripercussioni sulla Radio propagazione e soprattutto scoprire eventuali precursori sismici.

Si e' trovata un'anomalia geomagnetica subito prima dell'evento sismico, seguita da una breve fase di quiete (circa 1 ora prima e 1 ora dopo) e un'altra fase turbolenta. Tuttavia., dai dati raccolti e' abbastanza arduo stabilire se questi eventi siano effettivamente correlati ai fenomeni litosferici, pero' non si puo' nemmeno escludere che essi siano stati generati da effetti presismici. E' necessaria una piu' completa e capillare osservazione degli eventi, cosa che attualmente risulta difficile data la non

omogenea distribuzione geografica degli osservatori geomagnetici , inoltre sarebbe interessante affiancare anche un monitoraggio tramite una rete di ricevitori sintonizzati sulla banda LF per registrare eventuali segnali anomali.

Bibliografia e referenze:

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration – Usa

The shock acoustic waves generated by earthquakes - *Annales geophysicae* (2001) 19:395-409

ESA - Agenzia spaziale Europea

Annales Geophysicae (2001) 19: 395 - 409

The shock-acoustic waves generated by earthquakes

E. L. Afraimovich, N. P. Perevalova, A. V. Plotnikov, and A. M. Uralov

Onde radio nella banda LF e precursori sismici di R.Manno

La previsione dei terremoti E.Barsanti

INGV - Istituto nazionale di Geofisica e Vulcanologia Roma

Geomagnetic Variations in the ionosphere - Department of Physics & Astronomy University of Nigeria, Nsukka, Nigeria

CNES - <http://smc.cnes.fr>