

Fotocopiato in proprio, distribuito gratuitamente, è gradita la collaborazione dei lettori - Il N. 11 è stato inviato a 30 lettori
Redazione: Ezio Mognaschi, v.le Gorizia, 63 - 27100 Pavia PV, tel. 0382 539522, posta elettronica mognaschi@pavia.infn.it

Hanno collaborato a questo numero: L. Cobisi, A. Corrasco, E. Mognaschi, R. Romero.

Sommario: Notizie, p. 1; Giornate della Radio in Montagna - Vallepietra (RM) - 5ª edizione, p. 2; Precursori elettromagnetici dei sismi, p. 2 - 6.

Notizie: R. Romero segnala le seguenti notizie: * La Direzione Generale del Ministero delle Poste e Telecomunicazioni ha autorizzato in data 12 febbraio 1998 l'utilizzo della banda 135.7 - 137.8 kHz da parte del Servizio di Amatore, su base secondaria, con apparati la cui massima potenza equivalente irradiata (E.R.P.) non sia superiore ad 1 W. (Si tratta di una potenza enorme: considerata la bassissima efficienza delle antenne trasmettenti in LF, occorrono parecchi kW per irraggiare 1 W! Questa sicuramente involontaria "svista" ministeriale apre la possibilità ai collegamenti transatlantici in LF (N.d.R.)).

* Finbar O'Connor, EI0CF, ha realizzato un QSO a due vie con OH1TN il 26.03.98, distanza tra le stazioni 1888 km. È, per il momento, il record europeo per DX in LF.

* Le riviste di carattere radioamatoriale francesi annunciano che le trattative per l'uso, anche in Francia, della banda dei 137 kHz sono prossime al completamento (*Top Longwave & MF News*, Internet)

* L'Unione dei Radioamatori Russi ha chiesto all'Agenzia per le Telecomunicazioni della Federazione Russa di adottare l'assegnazione europea della banda da 135.7 a 137.1 kHz per il CW con 100 W. (*Top Longwave & MF News*, Internet)

* G3LDO, Peter Dodd, effettua dei tests su 137.5 kHz ogni sera dalle 2300 alle 0600 UTC, in CW molto lento (il punto dura circa 3 s), ripetendo il suo nominativo. L'emissione, molto lenta, consente la visualizzazione a calcolatore del segnale con la funzione *water-fall* (una specie di sonogramma in 3 dimensioni, visualizzabile in tempo reale su calcolatori Macintosh con l'applicativo *SoundView*). Lo scopo del test è quello di verificare la possibilità di un collegamento transatlantico.

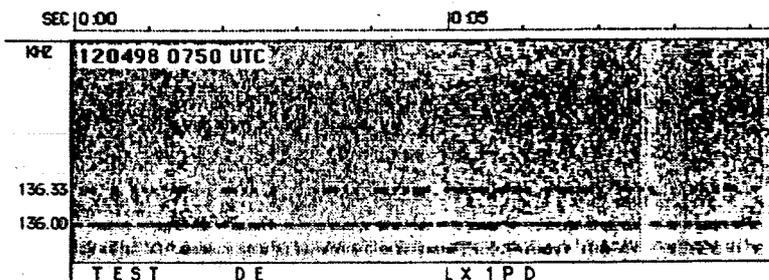
* IK1QFK effettua tests di trasmissione tutte le sere dalle 22 alle 24 ore italiana, da Cumiana (TO), su 137 kHz con 7 W allo stadio finale ed antenna verticale di 18 m. VVV TEST DE IK1QFK è il messaggio in CW lento, trasmesso ininterrottamente ad una velocità di 9 wpm.

* La Castle Communication, la compagnia che ha privatizzato la BBC, ha ottenuto il permesso per la costruzione di una nuova antenna per OL alta 900 piedi, da installare tra Dodford e Norton, vicino Daventry. (*Radio Magazine*, via *Current Longwave Messages*, Internet)

* La presenza di una stazione *jammer*, operante in USB su 218 kHz, è stata segnalata sia nel Nord America (in Ontario), sia da alcuni operatori tedeschi. Il segnale è definito come "bubble jammer". Jaques d'Avignon, dell'*HF Monitoring & Propagation Forecasting*, sta raccogliendo informazioni sull'argomento. Se la notizia fosse confermata sarebbe la prima stazione di radio disturbo sulle OL. (*Current Longwave Messages*, Internet).

* La stazione SAQ da Grimeton, che utilizza come trasmettitore un alternatore Alexanderson, opererà nuovamente il 28 maggio con una trasmissione speciale su 17.2 kHz alle 11.00 CET ed alle 15.00 o alle 16.00 CET in occasione della *European DX Conference*. Prove di trasmissione nei due giorni precedenti. (*Top Longwave & MF News*, Internet).

* Il 12.04.98 alle ore 0750 UTC Renato Romero, IK1QFK, ha ricevuto a Cumiana (TO), su 136.33 kHz, un test di trasmissione da LX1PD dal Lussemburgo, distanza approssimativa 500 km, antenna verticale 18 m, accordatore alla base, Datong VLF Converter, ricevitore Yaesu FT757. Il segnale debole, ma chiaro, è stato analizzato al calcolatore e si presenta come riportato a fianco.



* L. Cobisi segnala che la stazione di Al-louis (F), su 162 kHz, trasmetterà dalla mattina del 9 giugno fino al 15 luglio i programmi di una stazione speciale dei mondiali detta "98 Radio France" e quindi non sarà in parallelo con la rete *France Inter*.

* A. Corrasco segnala che il 27 e 28 giugno si svolgerà a Vallepietra (RM) la 5ª ed. delle Giornate della Radio (v. p. 2).

* Dal 1° al 3 maggio si è svolto a Sirolo (AN) il XVI DX AIR Meeting '98 con la partecipazione di 28 soci AIR e, complessivamente, di circa 80 partecipanti. Di rilievo la partecipazione dei rappresentanti di alcune emittenti in lingua italiana: John Suda ed Elsa Romei per la *Voice of Mediterranean* (Malta), Regazzoni per *Swiss Radio International*, Brinzaglia per *Radio Vaticana* e Spagni per *RAI International*. Quest'ultimo ha promesso cambiamenti nei rapporti tra RAI ed ascoltatori. La relazione di E. Mognaschi intitolata "Precursori elettromagnetici dei sismi" ha destato interesse anche oltre l'ambito radioamatoriale. Il testo della prima parte della relazione è riportato a pag. 2.

Giornate della Radio in Montagna - Vallepietra (RM) - 5ª edizione

Nell'incantevole cornice del Parco Regionale dei Monti Simbruini si svolgerà il 27 e 28 giugno 1998, la quinta edizione della manifestazione radiantistica "Le giornate della Radio in Montagna" - Vallepietra 98". L'annuale appuntamento è oramai divenuto un importante incontro per tutti gli appassionati della radio. Operatori OM, CB, SWL, e BCL avranno la possibilità di avere una nuova e piacevole esperienza e, per l'occasione, verranno organizzati *contests*, allestite postazioni di ascolto e la tradizionale "notte DX". Da segnalare, infine, che, oltre alle varie attività radiantistiche, ci sarà un nuovo concorso fotografico. L'organizzazione di tutta la manifestazione è a cura di un Comitato Promotore formato, prevalentemente, dalle seguenti associazioni: Club ROMA 81 FIR CB, Gruppo A.I.R. del Lazio e CISAR di Roma. Determinante sarà la collaborazione e la cortese ospitalità del Comune di Vallepietra, in provincia di Roma, sede naturale di quasi tutte le attività della manifestazione. Per ricevere il programma definitivo della 5ª edizione o maggiori informazioni rivolgersi a: Comitato Giornate della Radio - v. P. Carnabuci, 44 00139 Roma, tel. e fax: 06 8813433.

Precursori elettromagnetici dei sismi

Ezio Roberto Mognaschi, IW2GOO

Università di Pavia, Dipartimento di Fisica "A. Volta", v. A. Bassi, 6 27100 Pavia

Dedicato alla memoria di Alberto Gandolfo

1. Introduzione

Sino alla metà degli anni '60 se aveste chiesto ad un geofisico: "Si possono prevedere i terremoti?" questi avrebbe risposto, con convinzione, di no.

Verso la fine degli anni '60 e negli anni '70 vennero svolte, in diverse parti del mondo (Giappone, URSS, Cina, USA, Grecia), approfondite ricerche sui meccanismi geodinamici che portano al manifestarsi dei sismi e furono anche studiate, con tecniche statistiche, la loro ricorrenza temporale la loro distribuzione geografica utilizzando anche tutte le possibili fonti storiche (cronache, iconografia, atti notarili, ecc.)

Una parte dei geofisici cominciò allora ad essere moderatamente ottimista sulla possibilità di prevedere i terremoti anche sulla base di alcune previsioni risultate corrette.

Dopo la metà degli anni '80 prevalse di nuovo un certo pessimismo in quanto ci si rese conto della complessità del problema, dovuta alla grande varietà di rocce presenti nella crosta terrestre, alla grande varietà di situazioni possibili anche per un determinato tipo di roccia ed alla conseguente variabilità di comportamento delle rocce da una situazione all'altra. Le ricerche, tuttavia, proseguirono e proseguono tuttora in vista dell'importanza sociale ed economica del problema che contempla almeno i seguenti aspetti: quello di evitare, per quanto possibile, perdite di vite umane, pericoli per persone e cose e danni alle cose ed al patrimonio artistico e culturale.

Per quanto sia a tutti evidente l'importanza psicologica e materiale della previsione dei sismi e delle azioni da intraprendere per prevenire i danni, questa si trova inevitabilmente contrapposta alla riluttanza di chi governa a diffondere notizie che possano allarmare le popolazioni. In parole povere chi governa preferisce di gran lunga che soccomba un certo numero di cittadini e che vengano arrecati anche ingenti danni materiali da imputare naturalmente alla fatalità dell'evento calamitoso, danni che verranno poi riparati con il lavoro ed i sacrifici dei superstiti, piuttosto che dedicare risorse agli studi di previsione e di prevenzione di fenomeni, tutto sommato, rari e circoscritti e rischiare, eventualmente, l'impopolarità e la reazione delle popolazioni in caso di falso allarme.

In generale i sismi tettonici si sviluppano secondo cinque stadi. Nel primo stadio, che può durare molti anni, si ha accumulo di energia elastica a causa della compressione esercitata dal movimento di una zolla tettonica rispetto ad un'altra. In questo stadio, in seguito all'aumento degli sforzi, si ha aumento delle deformazioni e diminuzione del volume delle rocce. Allorché lo sforzo è divenuto sufficientemente grande, iniziano a manifestarsi nella roccia delle microfratture, prevalentemente orientate in modo parallelo all'asse di massima compressione, e, di conseguenza, aumenta il volume. Questo aumento di volume viene chiamato dilatanza ed inizia per uno sforzo pari a circa metà di quello che corrisponde alla rottura. In questa situazione, che corrisponde al secondo stadio, il volume libero aumenta ad una velocità maggiore di quella con la quale l'acqua riesce a riempire i volumi vuoti e le rocce divengono sottosature. A questo punto l'acqua viene richiamata dalle zone vicine (terzo stadio) e le rocce divengono nuovamente sature d'acqua. Poiché, nel frattempo, durante la dilatanza, lo sforzo tettonico è aumentato ancora, la pressione nelle fratture sature d'acqua aumenta sino a che si scatena il terremoto. La dilatanza ritarda quindi il manifestarsi di un terremoto riducendo la pressione dell'acqua nelle fratture, ma scatena il terremoto allorché la pressione dell'acqua viene ripristinata.

Nella seconda e terza fase (che possono durare da qualche ora a parecchi giorni) si osservano variazioni, spesso di segno opposto, di alcuni parametri fisici e di alcune proprietà delle rocce. Il quarto stadio è il terremoto, mentre il quinto è rappresentato dall'improvvisa caduta dell'energia elastica, seguita dalle cosiddette scosse di assestamento.

In questa relazione ci interesseremo solo dei primi tre stadi e verranno illustrati brevemente i diversi fenomeni precursori dei terremoti tettonici soffermandoci più in dettaglio sui precursori elettromagnetici. Verranno infine evidenziate le possibilità di studio in quest'ultimo settore.

2. Fenomeni precursori

Negli ultimi 30 anni le ricerche hanno messo in evidenza molti fenomeni precursori dei terremoti.

Nel 1969 due ricercatori russi, I. L. Nersesov e A. N. Semonova (1), segnalano di aver osservato variazioni

inconsuete nella velocità di propagazione di onde sismiche poco prima che si scatenassero dei terremoti nella regione di Garm del Tagikistan. Il rapporto v_p/v_s tra la velocità di propagazione delle onde sismiche longitudinali e quella delle onde trasversali diminuisce sino a valori anomalmente bassi, per poi risalire ai valori normali poco prima del sisma. La diminuzione di v_p/v_s è dovuta alla dilatanza delle rocce che divengono sottosature d'acqua; questo riduce fortemente v_p ma ha poco effetto su v_s .

Successivamente i russi annunciarono che, nelle regioni epicentrali dei terremoti che si erano scatenati nelle regioni di Gram, di Tashkent e in Kamciatka, avevano individuato mutamenti sia nella resistività elettrica delle rocce, che comincia a diminuire molte settimane prima di un terremoto, sia nel contenuto di gas rado nelle acque di pozzi profondi.

Sono stati individuati inoltre altri fenomeni precursori che possiamo suddividere in due categorie: quelli di tipo meccanico e quelli di tipo elettromagnetico che elencheremo nell'ordine.

Il livello dell'acqua nei pozzi e la portata cambia spesso in modo vistoso prima dei terremoti. A volte il livello dell'acqua sale, altre volte scende. Nei pozzi vicini all'epicentro a volte si hanno cambiamenti definitivi.

Si osservano cambiamenti nella normale sismicità; uno sciame di piccole scosse viene spesso osservato prima di un grande terremoto.

I movimenti della crosta terrestre possono fornire importanti indicazioni in quanto le variazioni della forma della superficie terrestre sono indicatori dell'esistenza di sforzi nella crosta.

Poco prima di piccoli terremoti si osservano variazioni di inclinazione della superficie terrestre sia in aumento, sia in diminuzione.

L'aumento di gas idrogeno che esce dal terreno in prossimità di una faglia è anch'esso un fenomeno che si osserva prima di un terremoto.

Tra i fenomeni di carattere elettrico, magnetico od elettromagnetico che precedono i terremoti si possono annoverare i seguenti.

Il campo magnetico terrestre può mostrare cambiamenti localizzati dovuti a sforzi nelle rocce ed a movimenti nella crosta.

Le variazioni delle correnti elettriche naturali e dei potenziali geoelettrici, connesse con le variazioni di resistività delle rocce, precedono anch'esse il manifestarsi di terremoti. La ricerca nel campo dei potenziali geoelettrici è stata sviluppata particolarmente in Grecia ad opera di P. Varotsos, K. Alexopoulos e K. Nomicos (2). Secondo questi geofisici il loro metodo di previsione è in grado di predire la magnitudo del terremoto, la località dell'epicentro con un errore di 50 km e la finestra temporale dell'avvenimento, compresa solitamente tra 7 e 115 ore.

Nella letteratura scientifica il primo riferimento ad emissioni nello spettro radio, associate alle fratture delle rocce, si trova in un lavoro di J. W. Warwick, C. Stoker e T. R. Meyer (3) i quali, riesaminando dopo circa venti anni le registrazioni di segnali radio acquisiti il 16 maggio 1960 da diversi radiotelescopi, molto lontani tra di loro, ma tutti negli Stati Uniti, formularono l'ipotesi che un segnale anomalo, ricevuto il 16 maggio 1960, fosse dovuto a microfratture indotte dagli sforzi accumulati nella faglia del Cile e che portarono al grande terremoto cileno del 22 maggio 1960 di magnitudo 8.3. I radiotelescopi erano quelli di Boulder, Colorado; Lake Angelus, Michigan; Sacramento Peak, New Mexico e Makapuu Point, Hawaii. Tutti erano in quel momento sintonizzati a 18 MHz, con una larghezza di banda di 100 kHz per un programma di studio del rumore radio di origine cosmica. Gli autori non furono naturalmente in grado di stabilire un nesso di causalità tra il segnale radio ed il terremoto, ma suffragarono la plausibilità della loro ipotesi con l'osservazione in laboratorio di segnali elettromagnetici emessi da campioni di granito, la roccia che costituisce le montagne cilene, sottoposto a compressione sino alla rottura.

Negli Stati Uniti un gruppo di ricercatori, guidati da A. C. Fraser-Smith della Stanford University, studia da anni il rumore elettromagnetico a bassa frequenza in ULF (tra 0.01 e 10 Hz) ed in ELF/VLF (tra 10 Hz e 32 kHz) in prossimità degli epicentri della costa californiana e non ha trovato precursori elettromagnetici in ELF/VLF, mentre i dati in ULF hanno mostrato anomalie che potrebbero essere fenomeni precursori (4).

Sempre negli Stati Uniti il gruppo di J. Y. Dea, P. M. Hansen e W.-M. Boerner del Comando Navale di San Diego, California e dell'Università dell'Illinois a Chicago nello studio del rumore elettromagnetico durante il grande terremoto dell'Armenia del 1989, di magnitudo 6.9, ha riferito che sono state trovate variazioni della componente verticale del campo magnetico a frequenze di 1 Hz e poco superiori (5).

Queste ricerche e le precedenti, sebbene meno avanzate di quelle in corso in Grecia, sono riconducibili agli stessi fenomeni, cioè alle correnti geoelettriche le cui variazioni danno origine a campi magnetici lentamente variabili evidenziati con costose antenne a solenoide con nucleo di mumetal anziché con semplici elettrodi infissi nel terreno come viene fatto in Grecia.

Un gruppo di ricerca attivo all'Università di Roma tenta di trovare una correlazione tra le variazioni nella propagazione di onde radio di superficie nella banda delle onde lunghe (6) ed i terremoti nel centro Italia e studia anche il rumore radio nelle bande 0.3-3 kHz, 3-30 kHz e 30-300 kHz (7).

3. Precursori elettromagnetici del terremoto del 12 maggio 97 nell'Italia centrale

Ebbi modo di descrivere già in precedenza (8,9), in riferimento ad una comunicazione ricevuta da Marco Eleuteri (10) di Todi (PG) il QRM osservato prima del sisma del 12 maggio 1997. Questo QRM, demodulato da un radoricevitore, risultava simile al suono prodotto dal cellophane accartocciato. In quell'occasione, è stata effettuata da Marco Eleuteri una osservazione sistematica della frequenza del particolare QRM che può essere considerato, come vedremo, precursore elettromagnetico di un sisma.

Ho pensato di sfruttare i dati quantitativi sufficientemente precisi e dettagliati forniti da Marco e di riportare in un grafico semilogaritmico, mostrato nella Fig. 1, la frequenza radio f del QRM osservato in funzione del tempo di osservazione t e di indicare le incertezze temporali e gli intervalli di frequenza con un appropriato rettangolo. La sorpresa è stata che, ove per la prima osservazione si tenga conto della frequenza più alta ricevuta, le frequenze osservate risultano allineate su di una retta di equazione

$$\log f = \log f_0 - k (t - t_0) \quad (1)$$

ove t_0 rappresenta il tempo (misurato in ore) al quale viene osservato il sisma, f_0 la frequenza limite del QRM al momento del sisma e k una costante che, per i dati in esame, vale $5.5 \times 10^{-2} \text{ h}^{-1}$. Passando dai logaritmi decimali a quelli naturali e, da questi, ai numeri si ottiene:

$$f = f_0 \exp - \alpha (t - t_0) \quad (2)$$

ove $\alpha = k/0.4343 = 0.13 \text{ h}^{-1}$.

La frequenza del QRM in funzione del tempo potrebbe, in altri casi, non essere sempre rappresentata da questa dipendenza, ma potrebbe essere più complicata e sarebbe naturalmente interessante disporre di un maggior numero di dati per ciascun sisma in modo da poter verificare l'attendibilità della relazione proposta. Se, per il momento, si accetta per buona, per il sisma in questione, l'osservata dipendenza di f da t e la si estrapola sino all'ora di inizio del sisma ($t = t_0$), che è nota con precisione, è possibile anche calcolare quale sarebbe, approssimativamente, la frequenza limite f_0 raggiunta dai precursori elettromagnetici subito prima del sisma stesso. Nel caso considerato questa frequenza è di circa 1700 MHz.

Dato che l'andamento della frequenza in funzione del tempo risulta crescente e con andamento noto, l'osservazione dei precursori elettromagnetici di un sisma potrebbe portare a capacità di previsione estremamente utili.

4. Il modello fisico proposto come spiegazione

A questo punto bisogna anche trovare una spiegazione fisica per l'origine dei precursori elettromagnetici; l'ipotesi di un'origine piezoelettrica non può reggere in generale in quanto non tutte le rocce sono piezoelettriche ed in particolare quelle calcaree di nostri Appennini non lo sono affatto. Tuttavia si sa che, prima di un sisma e più precisamente nel primo stadio degli eventi che portano ad esso, le rocce sono sottoposte a sforzi di compressione crescenti nel tempo. Si sa anche che, prima del manifestarsi nei materiali di una frattura macroscopica, si ha la formazione di microfratture che si propagano in modo ramificato all'interno del materiale stesso. Una microfrattura comporta la rottura di molti legami chimici e, se il materiale non è un ottimo conduttore, si creano al suo interno intensi campi elettrici dovuti al fatto che, subito dopo la frattura, la distribuzione delle cariche elettriche (elettroni) non è quella di equilibrio esistente prima della frattura: alcune cariche rimangono da una parte della frattura lasciando dall'altra una mancanza di carica. Viene così originato un dipolo elettrico che esiste per un tempo dell'ordine del tempo di rilassamento τ del materiale considerato. Per una roccia con resistività dell'ordine di $10^6 \Omega\text{m}$ e costante dielettrica relativa $\epsilon_r \sim 10$ risulta $\tau = \rho\epsilon_r\epsilon_0 \sim 10^{-4} \text{ s}$, un intervallo di tempo breve, ma sufficiente per permettere la generazione di onde elettromagnetiche. La rottura di un legame chimico tra gli atomi di una roccia comporta inoltre il venir meno di una situazione di equilibrio nella quale, ad ogni atomo, era assegnata una propria posizione di equilibrio nel reticolo cristallino. Di conseguenza gli atomi che si trovano sulla superficie della microfrattura sono sottoposti a forze di richiamo da parte degli altri atomi situati all'interno della roccia, forze non più compensate da altrettante, di segno opposto, dovute ai legami chimici che si sono spezzati. Questo fatto comporta un'oscillazione smorzata degli atomi posti sulle facce della microfrattura e quindi l'esistenza di un dipolo elettrico oscillante. Il dipolo elettrico, che oscilla in modo smorzato, genera emissioni elettromagnetiche smorzate.

L'esistenza di vibrazioni meccaniche nelle rocce sottoposte a sforzi uniassiali di compressione è stata evidenziata trent'anni fa per mezzo di trasduttori piezoelettrici incollati a campioni di rocce (11, 12) in una serie di esperimenti che hanno mostrato che la formazione di microfratture inizia per uno sforzo pari a circa metà di quello corrispondente alla rottura, il numero di microfratture aumenta sempre di più, all'aumentare dello sforzo, sino al momento della frattura della roccia. Da un'analisi dei dati contenuti nelle pubblicazioni (11) e (12), la frequenza degli eventi di microfrattura in funzione dello sforzo è risultata crescente con legge esponenziale, proprio come per la frequenza del QRM elettromagnetico. Più precisamente, indicato con N il numero di eventi di microfrattura rilevati in corrispondenza di uno sforzo x che rappresenta il valore percentuale rispetto allo sforzo alla rottura, si ha:

$$N = N_0 \exp - h(x - 100) \quad (3)$$

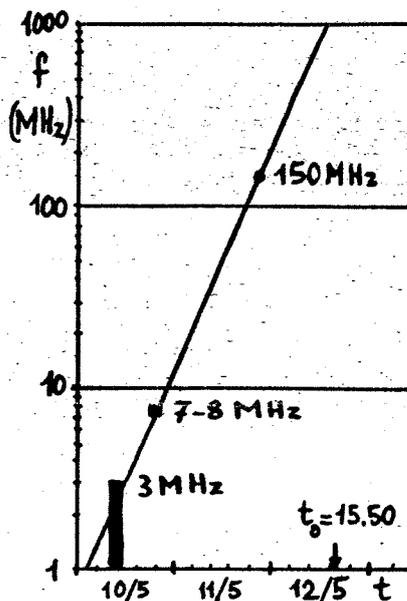


Fig. 1 - Frequenza del QRM in funzione del tempo e retta descritta dall'eq. (1) o (2).

ove $N_0 = 500$ ed $h = 0.08$. Il grafico relativo all'eq. (3) è rappresentato in Fig. 2.

Poiché nell'esperimento considerato lo sforzo veniva aumentato in modo proporzionale al tempo, così come presumibilmente avviene in natura nella fase di accumulo di sforzi nelle rocce, risulta evidente la stretta connessione tra numero di eventi di frattura in una roccia sottoposta a sforzo e frequenza del QRM elettromagnetico emesso dalla stessa.

È anche relativamente facile comprendere come un segnale elettromagnetico generato per frattura delle rocce possa essere ricevuto nella zona dell'epicentro (se l'ipocentro non è troppo profondo) e non a distanza: infatti l'efficienza di radiazione dei dipoli entro la roccia è piuttosto bassa in quanto la dimensione lineare del dipolo oscillante è molto inferiore alla lunghezza d'onda generata. Inoltre la profondità alla quale vengono generati i segnali, tipicamente sino a 20 km nel caso considerato, fa sì che questi giungano in superficie attenuati.

Naturalmente è possibile che per altre situazioni, cioè per altri tipi di rocce e per l'evoluzione di stati di sforzo che daranno origine a sismi di intensità molto diversa da quella considerata, il modello presentato non sia adeguato.

5. Gli esperimenti di laboratorio

Sono stati recentemente eseguiti, all'Università di Pavia, alcuni esperimenti, aventi carattere preliminare, in collaborazione con geologi del Dipartimento di Scienza della Terra ed utilizzando alcune apparecchiature del Laboratorio Prove Materiali e Strutture del Dipartimento di Meccanica Strutturale della stessa Università allo scopo di ottenere una conferma sperimentale diretta dell'emissione di segnali elettromagnetici da rocce sottoposte a compressione uniassiale.

Il materiale roccioso utilizzato era costituito da campioni di gneiss della val d'Ossola (beola ghiandonata), sotto forma di cubi delle dimensioni di $10 \times 10 \times 10 \text{ cm}^3$, gentilmente messi a disposizione dal Prof. Ugo Zezza del Dipartimento di Scienza della Terra. Questi cubi, accuratamente lavorati per quanto riguarda il parallelismo tra le facce opposte, sono stati introdotti in una pressa idraulica nella quale la compressione poteva essere aumentata in modo continuo sino a raggiungere la rottura della roccia. Gli esperimenti di rottura dei campioni sono stati effettuati con la preziosa collaborazione del Geom. D'Adamo del Laboratorio Prove Materiali e Strutture. Per i campioni esaminati il carico di rottura era dell'ordine di 10^5 kg , corrispondente ad una pressione dell'ordine di 10^3 kg cm^{-2} , che veniva raggiunta in poco più di un minuto. Accanto al campione di roccia, alla distanza di 2 cm da questo e separata da una parete di plastica, era posta un'antenna costituita da una barra di ferrite lunga 12 cm, del diametro di 1 cm, recante 80 spire di filo di rame smaltato (v. Fig. 3). È stato curato l'isolamento meccanico tra la ferrite ed il campione di roccia in modo da evitare effetti di microfonicità. La ferrite ed il campione di roccia erano racchiusi in una scatola di banda stagnata con la funzione di schermare l'antenna da eventuali segnali elettromagnetici esterni. Un ulteriore schermo era costituito dalle massicce pareti in acciaio della pressa stessa. L'antenna in ferrite era poi collegata, per mezzo di un pezzo di cavo coassiale della lunghezza di circa un metro, all'ingresso di antenna di un ricevitore Sony ICF-2010 sintonizzato sulla frequenza di 500 kHz, con larghezza di banda di 10 kHz. La scelta della frequenza di 500 kHz è stata dettata da due considerazioni: prima di tutto, dalle misure di carattere acustico (11, 12), era noto che lo spettro delle vibrazioni meccaniche nelle rocce sottoposte a frattura era, grosso modo, compreso tra 100 kHz ed 1 MHz; in secondo luogo è molto raro riscontrare trasmissioni radio a 500 kHz e nelle immediate vicinanze di questa frequenza. L'uscita line del radiorecettore era collegata all'ingresso line di un registratore Marantz PMD-222 dotato di cassetta con nastro tipo metal e con l'esclusione del controllo automatico di guadagno. Inoltre il segnale veniva controllato in cuffia durante la registrazione. Sia il ricevitore che il registratore erano alimentati con pile. La prima fase dell'esperimento è consistita nel registrare su nastro i segnali audio corrispondenti alle emissioni elettromagnetiche di 7 campioni sottoposti a compressione sino alla rottura; successivamente i segnali audio registrati sono stati analizzati con un analizzatore dinamico di segnale Hewlett-Packard mod. 35665A. Tutti i campioni hanno mostrato, in corrispondenza della rottura, ed in alcuni casi anche prima della rottura, segnali costituiti da impulsi o, più spesso, da oscillazioni smorzate con intensità ben al di sopra del rumore. All'ascolto questi segnali sembrano brevi crepitii ed assomigliano a quelli prodotti da piccole scariche elettriche.

In Fig. 4 è mostrato un gruppo di segnali particolarmente significativo come intensità e durata. Ove si tenga presente che l'esperimento i cui risultati sono descritti in Fig. 4 è durato complessivamente 82 s e che i segnali elettromagnetici sono stati osservati in 5 gruppi, gli ultimi 4 dei quali riportati in Fig. 4, mentre il primo è fuori scala a sinistra e precede la rottura di circa 5 s, è lecito ritenere che, qualora, con un'opportuna metodica sperimentale, venisse ridotta la velocità di crescita dello sforzo ed aumentata quindi la durata dell'esperimento, si potrebbe parimenti dilatare l'intervallo di tempo di osservazione dei segnali stessi. In natura l'accumulo di sforzi elastici nelle rocce avviene molto lentamente, nell'arco di anni o di decenni. Fatte le debite proporzioni, per un accumulo di energia elastica della durata di un anno (stadio 1) si dovrebbero osservare i precursori elettromagnetici (stadi 2 e 3) molti giorni prima del sisma. Esistono naturalmente delle differenze tra la situazione sperimentale che può essere realizzata in laboratorio e

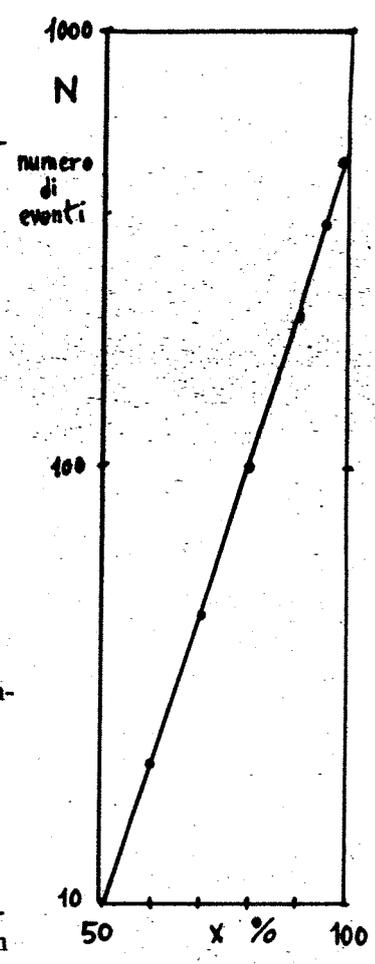


Fig. 2 - Numero di eventi di microfrattura osservati attraverso emissioni ultra acustiche in un granito (11, 12), eq. (3).

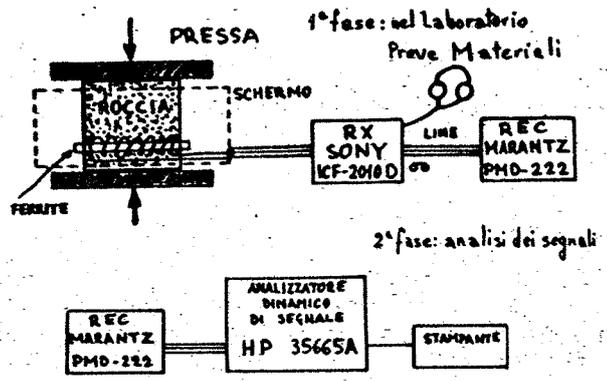


Fig. 3 - Dispositivo sperimentale per la registrazione e l'analisi di emissioni elettromagnetiche da parte di rocce compresse.

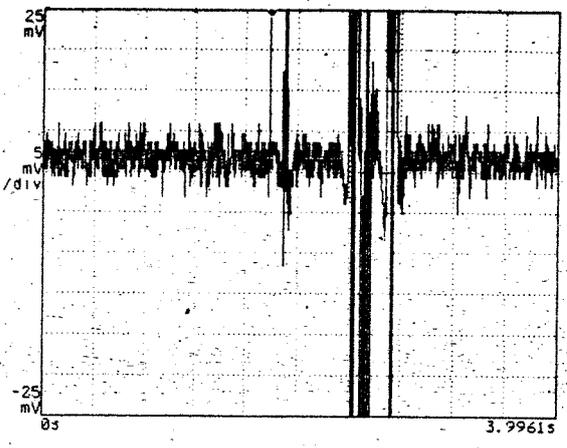


Fig. 4 - Evoluzione temporale del segnale a 500 kHz emesso, alla rottura, da un campione di gneiss della val d'Ossola.

quella che si ha in natura; innanzi tutto, mentre in natura le rocce hanno un naturale contenuto d'acqua e si trovano in una determinata condizione di equilibrio per quanto riguarda questo contenuto d'acqua, le rocce estratte e lavorate hanno perso gran parte dell'acqua che contenevano; in secondo luogo gli sforzi uniassiali applicati in laboratorio non creano la medesima situazione che si ha in una roccia che fa parte della crosta terrestre a diversi chilometri di profondità. Tuttavia, sia dagli esperimenti preliminari svolti, sia dai dati riportati in letteratura (3), è accertato che diverse rocce, prima della rottura e non solo alla rottura, emettono sia segnali acustici ed ultra acustici (11, 12), sia segnali elettromagnetici complessi. Questo fatto, pur tenendone presente la varietà e la complessità delle situazioni che si possono incontrare in natura, fa sperare di poter individuare, attraverso uno studio sistematico ed un'accurata analisi delle emissioni elettromagnetiche di rocce in compressione, l'"impronta" elettromagnetica che preannuncia il manifestarsi di un sisma. Da uno studio della dipendenza dal tempo dello spettro di frequenze emesse dovrebbe potersi prevedere il momento del sisma, mentre dall'intensità dei segnali dovrebbe potersi dedurre la magnitudo del fenomeno. Con più stazioni di rilevamento sul territorio sarebbe poi possibile localizzare l'epicentro.

6. Conclusioni

È ovvio che, prima di pensare ad un'applicazione pratica e generalizzata di quanto sopra esposto, sia necessaria un'attenta e prolungata sperimentazione per verificare la ripetibilità delle osservazioni e se diverse situazioni locali (tipo di roccia e grado di compressione) forniscono diversi risultati quanto a tipo di segnale e dipendenza dal tempo della frequenza del segnale.

In questo campo l'attività a livello radioamatoriale, purché svolta con serietà e con continuità, può essere molto più proficua di quella istituzionalizzata la quale soggiace a pesanti limiti burocratici ed amministrativi, per non parlare della ben nota diffidenza degli ambienti scientifici ufficiali verso attività non ancora etichettate con un nome preciso le quali, per il solo fatto di esistere e di essere interdisciplinari, vengono solitamente considerate come una potenziale minaccia da parte dei centri di potere costituiti.

Si può infine auspicare che, come in atto per la radioastronomia, vengano riservate delle bande per l'osservazione dei segnali radio naturali e per lo studio delle emissioni del nostro pianeta e che non ci si debba in futuro affidare, come oggi, a quelle parti di spettro elettromagnetico non utilizzate, o poco utilizzate, da altri servizi.

Ringraziamenti

Ringrazio Massimo Ossidi per l'invito a presentare questa relazione all'AIR DX Meeting di Sirolo (AN), il Prof. Ugo Zezza del Dipartimento di Scienza della Terra che ha messo gentilmente a disposizione i campioni di roccia, il Prof. Carlo Cinquini, Direttore del Dipartimento di Meccanica Strutturale, ed il Prof. Gianmichele Calvi, Direttore del Laboratorio Prove Materiali e Strutture, che hanno permesso lo svolgimento delle prove di rottura ed il Geom. D'Adamo per la preziosa collaborazione negli esperimenti.

Riferimenti bibliografici

(1) I. L. Nersesov e A. N. Semonova in *Physical Basis of Foreshocks*, Nauka, Mosca, 1969 - (2) P. Varotsos e K. Alexopoulos, *Tectonophysics*, **110**, 73 (1984) - (3) J. W. Warwick, C. Stoker e T. R. Meyer, *J. Geophys. Res.*, **87**, 2851 (1982) - (4) A. C. Fraser-Smith et al., *Geophys Res. Lett.*, **17**, 1465 (1990) - (5) J. Y. Dea, P. M. Hansen e W.-M. Boerner, *Phys. Earth Planetary Interiors*, **77**, 109 (1993) - (6) F. Bella et al., comunicazione alla *XXI General Assembly della IUGG*, Boulder, 1995 - (7) F. Bella et al. in *Electromagnetic Phenomena Related to Earthquake Prediction*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1994 - (8) E. Mognaschi, *Radioonde*, **8**, 2 (1997) - (9) E. Mognaschi, *Radorama*, 12/97, pag. 34 - (10) M. Eleuteri, comunicazione privata - (11) C. H. Scholz, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1417 (1968) - (12) C. H. Scholz, *J. Geophys. Res.*, **73**, 1447 (1968).