
Presentazione

Un gruppo di ricercatori del Dipartimento di Fisica dell'Università La Sapienza di Roma installò ad Assergi, in centro Italia, una stazione radio ricevente le emissioni a bassa frequenza (216 Khz) di Radio Montecarlo nel Principato di Monaco. Questa stazione ha registrato attenuazioni molto anormale dei segnali, della durata di alcuni giorni nel Maggio 1993 e Giugno 1994, mentre un'altra stazione operante a Pietrasecca, a qualche decina di chilometri di distanza da Assergi, non registrava evidenti attenuazioni. Dopo questi fenomeni del campo elettromagnetico, si registrava un accresciuta attività sismica sulla direttrice fra Assergi e Montecarlo. Pur essendo chiaro che altre attenuazioni potrebbero essersi verificate senza essere seguite da terremoti e che terremoti potrebbero non essere stati preceduti da attenuazioni del campo emesso da Radio Montecarlo, è sembrato opportuno investigare la possibilità che la causa dell'attenuazione del campo elettromagnetico potesse essere un precursore dei sismi. A questo scopo era necessario trovare possibili fenomeni fisici che causassero l'attenuazione del campo e che fossero legati alla fase preparatoria dei terremoti; la tesi del Dr. Rodolfo Manno, purtroppo immaturamente e tragicamente scomparso, riguarda questa problematica e fu da lui stesso riassunta nel seguente interessante articolo che certamente attirerà l'attenzione dei numerosi cultori degli studi dei fenomeni elettromagnetici naturali di origine ancora non spiegata.

*Michele Caputo
Dip. di Fisica
Università degli Studi "La sapienza"*

ONDE RADIO NELLA BANDA LF E PRECURSORI SISMICI

Rodolfo Manno

Riassunto

Da diversi anni molte esperienze raccolte, rendono lecito presumere la generazione naturale d'onde elettromagnetiche, a seguito di processi interni alla litosfera, in un intervallo molto vasto di frequenze. Alcune osservazioni sul campo suggeriscono la possibilità che gli stessi processi possano disturbare le radiocomunicazioni, specialmente nelle bande LF (300-30 kHz) e VLF (30-3 kHz). In questo lavoro si descrivono in particolare delle radioanomalie osservate da ricevitore, posto in una cavità naturale sotterranea sita nell'Italia centrale, su di un segnale con una frequenza di 216 kHz e si discutono i possibili meccanismi alla base di questi disturbi.

1) Introduzione

Da diversi anni, molte esperienze raccolte, indicano la possibilità che vi sia una generazione di segnali elettromagnetici (e.m.), nel sistema litosfera-ionosfera, dovuti a processi deformativi di natura tettonica.

I segnali osservati, e considerati associabili ai processi di cui sopra, occupano un intervallo di frequenze molto vasto, dai MHz fino a frequenze dell'ordine dell'Hz, anche se, nella maggior parte dei casi, i segnali avevano frequenze inferiori ai 30 kHz (BELLA et al. 1995, BELLA et al. 1998).

Un esempio molto noto è il terremoto cileno del 1960 (WARWICK et al. 1982); in ogni modo si sono osservati eventi simili anche in tempi recenti, (MEDA e TOKIMASA, 1996), (HAYAKAWA et al., 2000).

Molte osservazioni d'emissioni naturali nelle bande ELF e VLF, effettuate da satelliti, e probabilmente correlabili con dei sismi, sono riportate nella raccolta d'articoli scientifici sulle interazioni ionosfera-litosfera TERRAPUB del 1999 (AAVV) ma anche in Italia durante la sequenza sismica che ha interessato l'Appennino umbro-marchigiano nel '97 sono stati segnalati simili fenomeni dai radioamatori (MAGNASCHI, 1997-2000).

I meccanismi che possono associare emissioni e.m. a fenomeni litosferici sono molteplici: dai fenomeni elettrocinetici alla separazione di carica che si ha sulle superfici di rottura di un materiale solido sottoposto a stress meccanico, oltre alla possibilità di complesse interazioni fra litosfera e ionosfera. In effetti, possiamo aspettarci l'occorrenza di segnali elettrici e magnetici associati a stress meccanici del materiale crostale, anche solo pensando a fenomeni noti da tempo, seppur non ancora ben compresi dal punto di vista fisico, come la piezoelettricità, la triboelettricità oppure il piezomagnetismo (MANNO 2001), (ROSSI 2001).

Oltre all'osservazione di segnali e.m. sono stati segnalati anche disturbi alle radiocomunicazioni probabilmente associabili a fenomeni litosferici, soprattutto a quelli presismici,

In particolare diversi autori hanno analizzato alcune registrazioni del segnale Omega (usato per la radionavigazione, con frequenza compresa nel range 10,2-13,6 kHz), per controllare se si avevano variazioni di fase e intensità di esso, correlabili statisticamente con terremoti verificatisi lungo, o in prossimità del suo tragitto fra la trasmittente e i ricevitori (GOKHBERG et al., 1989) (GUFELD et al., 1994) (HAYAKAWA e SATO, 1994) (MORGOUNOV et al., 1994) (HAYAKAWA et al.1996) (MOLCHANOV e HAYAKAWA 1998).

Dalle analisi statistiche, elaborate durante questi esperimenti, sembra effettivamente emergere una correlazione fra variazioni della durata da pochi minuti a qualche ora, sia dell'ampiezza sia della fase del segnale Omega, con terremoti di magnitudo M superiore a 4, occorsi dopo le radioanomalie in un intervallo temporale compreso fra qualche giorno fino a 20 – 30 giorni prima.

In alcuni casi le radioanomalie sono state osservate per un arco di tempo fino a due settimane dopo l'occorrenza dei terremoti. Gli autori di questi lavori hanno ricercato una spiegazione a queste radioanomalie nell'insorgenza, nella bassa ionosfera, di zone "alterate" da campi elettrici quasi statici promanati dalle aree della superficie terrestre in cui erano in corso di preparazione i sismi. Altri autori hanno però messo in dubbio la reale esistenza di una correlazione statistica fra le radioanomalie e i sismi (MICHAEL 1996) (CLILVERD et al., 1999).

In questo lavoro si vuole concentrare l'attenzione su delle radioanomalie osservate in Italia, diversi giorni prima di due sequenze sismiche, la prima nel 1993, la seconda nel 1994, verificatisi negli Appennini Centrali.

Si tratta comunque di radioanomalie dalle caratteristiche, come sarà illustrato di seguito, molto diverse da quelle sopra elencate, sia perché hanno interessato un segnale radio dalla frequenza decisamente più alta (216 kHz) di quella del segnale Omega, sia per la durata delle perturbazioni, in quanto esse non hanno avuto una breve durata come quelle appena dette, ma si sono mantenute costanti per 6-10 giorni.

2) Le radioanomalie osservate

A partire dal 1991 furono installati in due grotte, site nell'Italia centrale, dei ricevitori per monitorare il campo elettrico associato al segnale a 216 kHz emesso dalla stazione di Radio Monte Carlo (RMC) del Principato di Monaco, dislocata a circa 600 km di distanza dalle due grotte in questione, precisamente nelle località di Assergi (AS) e Pietrasecca (PIE); ambedue le località si trovano in provincia dell'Aquila con PIE a circa 50 km a sud-ovest rispetto ad AS (BELLA et al., 1995 - 98).

In effetti, essendo il suolo e il sottosuolo dotati di una conduttività finita, si ha una propagazione dell'onda e.m. fino a una certa profondità.

L'attenuazione dell'intensità del campo elettrico, associato all'onda, nel sottosuolo (idealizzato come un mezzo omogeneo, con una resistività ρ , occupante un semispazio con coordinata z indicante la profondità), è descritta dalla legge:

$$E/E_0 = \exp[-2 \cdot 10^{-3} z \sqrt{f/\rho}] \quad (1),$$

dove z è lo spessore dello strato di sottosuolo in esame; f la frequenza dell'onda incidente; E_0 l'intensità del campo elettrico alla superficie (TELFORD et al., 1976).

L'attrezzatura usata per il monitoraggio era composta da un'antenna verticale e da un sistema di registrazione consistente in:

- 1) un'unità analogica con un modulo amplificatore, un filtro e un'unità convertitore analogico/digitale;
- 2) un'unità digitale con un divisore, uno scalatore a decade, e un contatore esponenziale;
- 3) l'energia era fornita da una batteria da 12 V, connessa a delle celle solari.

L'intensità del campo era campionata ogni 10 minuti e il segnale digitale veniva subito memorizzato.

Come già detto, l'effetto schermante dello strato di sottosuolo sovrastante le due grotte fu stimato tramite la formula (1) e risultò di circa 10 dB ad AS e di 3 dB a PIE (da qui in avanti Assergi e Pietrasecca saranno indicate rispettivamente con AS e PIE).

Per distanze come quelle occorrenti fra l'emittente di RMC e i due ricevitori si dimostra, tenendo conto dell'altezza dell'antenna di RMC (324 m), che la trasmissione del segnale è assicurata solo dalla coppia costituita dai modi di propagazione detti *onda di cielo* e *onda di terra*.

Il primo modo di propagazione è dovuto alla riflessione, verso la superficie terrestre, di un'onda e.m., incidente su di uno strato ionosferico dotato di un'adeguata densità elettronica (ITU-R Recommendations, 1997).

L'*onda di terra* (nota anche come *onda superficiale*) è invece generata dall'incidenza delle onde radio sulla superficie terrestre in quanto la superficie terrestre, ivi comprese le estensioni ricoperte dall'acqua, pur avendo una conducibilità finita, può ancora guidare, con un meccanismo analogo a quello del piano conduttore, un'onda e.m. (BREMNER, 1949) (SOMMERFELD, 1972).

Di giorno, a causa dell'assorbimento delle onde e.m. da parte degli strati inferiori dell'atmosfera, il segnale di RMC si propaga quasi esclusivamente per onda di terra, mentre di notte l'intensità dell'onda di cielo può sovrastare quella dell'onda di terra (ciò era particolarmente evidente ad AS); ed è stato così possibile distinguere il contributo fornito all'intensità del campo elettrico dai due modi di propagazione.

Durante il monitoraggio del segnale si osservarono, in due occasioni distinte, ad AS, ma non a PIE, delle attenuazioni anomale dell'intensità del segnale (BELLA et al. 1995, BELLA et al. 1998):

- la prima si verificò nel Maggio 1993 (si è stimata un'attenuazione di 22 dB per l'onda di cielo e di 7 dB per l'onda di terra);
- la seconda nel Febbraio 1994 (in questo caso l'attenuazione risultò di 21 dB per l'onda di cielo e di 5 dB per l'onda di terra).

La durata delle attenuazioni anomale fu di circa 6-10 giorni.

Allo scopo di trovare una possibile causa per le due radioanomalie, si è fatta un'analisi dei parametri geomagnetici, come gli indici K , dello stato della ionosfera e dell'attività solare in corrispondenza a quei giorni, e non sono risultate variazioni tali da giustificare le anomalie registrate. I controlli sulle apparecchiature esclusero un loro malfunzionamento, altri controlli esclusero problemi tecnici anche alla strumentazione di RMC. Però fu notato, 15 giorni dopo la fine della radio anomalia del 1993, il verificarsi di un terremoto di magnitudo 4,3 a circa 65 km dal tragitto RMC-AS; mentre 4 giorni dopo la fine della seconda anomalia, avvenuta nel Febbraio '94, si ebbe, lungo il tragitto RMC-AS a circa 40 km da AS, una sequenza sismica con magnitudo variante fra 3 e 3,5. Inoltre fu studiata la situazione meteorologica di quei periodi: si notò che in tutte e due i casi si ebbero delle inversioni termiche nella bassa troposfera, dovute all'arrivo d'aria calda dall'Africa.

Si deve notare, che questi fenomeni di inversione termica, si sono mantenuti durante tutto il periodo di occorrenza delle due radio anomalie; tuttavia queste situazioni meteorologiche occorrono abbastanza spesso nell'Italia Centrale senza causare, di solito, niente di simile a queste radioanomalie.

Se le radioanomalie sono collegate agli eventi sismici avvenuti, si può ipotizzare che la causale occorrenza delle inversioni termiche, cioè completamente scorrelate dall'attività sismica, abbia accentuato un fenomeno che altrimenti non sarebbe stato osservabile.

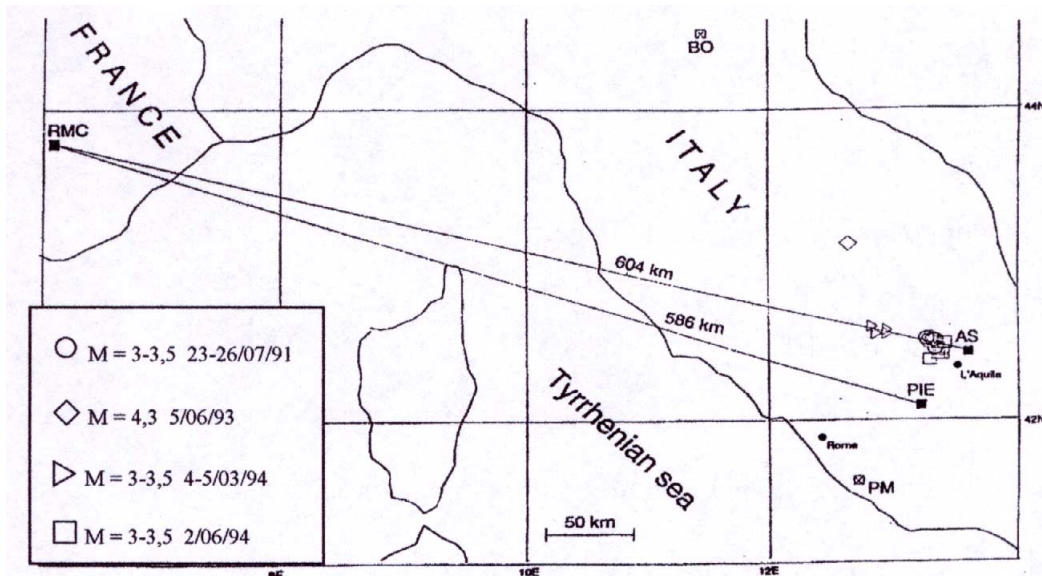


Figura 1 In figura è illustrato il percorso fra l'emittente di RMC e le stazioni riceventi di AS e PIE; sono anche indicate le posizioni degli epicentri del terremoto del '93 e della sequenza sismica del '94

3) Le possibili cause delle radioanomalie osservate ad Assergi

Le caratteristiche delle due radioanomalie, ovvero la loro lunga durata e la forte attenuazione dell'intensità del segnale, rendono ardua la ricerca di un collegamento fra di esse e l'attività sismica nella zona in esame.

In che modo un fenomeno, che ha origine nella litosfera, può aver alterato così profondamente la ricezione del segnale?

Di seguito sono state analizzate le seguenti possibilità: 1° un'aumento della densità di particelle cariche nella bassa troposfera; 2° una variazione della resistività del sottosuolo; 3° l'insorgenza nello strato D ionosferico di zone con condizioni diverse da quelle che regolano normalmente la radiopropagazione; 4° la possibilità di un'effetto condotto.

3.1) Densità elettronica ed indice di rifrazione

In condizioni standard, la presenza di cariche elettriche libere al di sotto della ionosfera, è solitamente troppo piccola per poter influire sulla radiopropagazione. Ipotizziamo comunque che, a seguito di processi che saranno descritti qui di seguito, si abbia un'immissione di particelle cariche, in particolare elettroni, all'interfaccia aria-suolo, senza nessun'altra perturbazione delle condizioni atmosferiche come temperatura e pressione. Se l'immissione fosse sufficientemente intensa la radiopropagazione ne risulterebbe alterata.

In prima approssimazione si può scrivere, tenendo conto solo della presenza degli elettroni, un'indice di rifrazione complesso:

$$n = \varepsilon_r' / 2 \quad (2),$$

dove ε_r' è la costante dielettrica equivalente che assume un valore scalare e complesso:

$$\varepsilon_r' = \varepsilon_r - \frac{i\sigma}{\omega\varepsilon_0} \quad (3),$$

dove ε_r è la costante dielettrica relativa reale mentre σ è la conduttività equivalente, ed esse valgono rispettivamente:

$$\varepsilon_r = 1 - \frac{f_p^2}{v^2 + f^2} \quad (4),$$

$$\sigma = \frac{\varepsilon_0 \omega f_p^2}{v^2 + f^2} \quad (5),$$

in cui ε_0 è la costante dielettrica del vuoto, ω e f sono la pulsazione e la frequenza dell'onda incidente, f_p è la frequenza di plasma elettronica e v è la frequenza delle collisioni elettroniche.

Per una generica specie ionica i con concentrazione N_i , carica q_i e massa m_i , la f_p è data da:

$$f_p^2 = \frac{N_i q_i^2}{4\pi^2 \varepsilon_0 m_i} \quad (6).$$

In questa formula si evidenzia subito che gli ioni hanno frequenze di plasma centinaia o migliaia di volte inferiori a quella degli elettroni, quindi una variazione anomala della densità degli ioni, in particolare protoni, può influire sulle onde VLF, mentre la sua azione sulle onde LF dovrebbe essere trascurabile.

In ogni caso una variazione della densità di cariche elettriche può agire, attraverso f_p , sia sulla direzione del raggio di propagazione, per via della presenza di f_p nell'espressione di ε_r (effetto di rifrazione), sia sull'intensità dell'onda, per via della presenza di f_p nell'espressione di σ (effetto di dissipazione).

Effettivamente, in occasione di stress tettonici, in particolare presismici, possono verificarsi fenomeni che provocano un aumento della quantità di elettroni liberi e di ioni nello strato più basso dell'atmosfera; tali fenomeni sono riconducibili alle microfratture che si aprono nel suolo e nel sottosuolo:

1) la microfratturazione varia la porosità di una sezione di crosta terrestre e, conseguentemente, varia anche il flusso di agenti ionizzanti all'interfaccia aria/soffitto, come il gas *radon* (KING 1978-80) (HOLUB e BRADY, 1981), il quale produce nell'aria circostante un'ionizzazione per irraggiamento radioattivo; oppure, di aerosol carichi che si riversano nell'atmosfera dal sottosuolo. Infatti, se nel sottosuolo sono contenute delle sacche di gas, attraverso le microfratture che arrivano sino alla superficie, il gas in risalita, attraverso le porosità delle rocce, potrebbe trascinare con sé microscopici granelli strappati alle rocce stesse (GOLD e SOTER 1980). I granelli durante la risalita si potrebbero caricare elettrostaticamente per frizione prima di fuoriuscire all'esterno; avremmo così la formazione di un aerosol carico elettricamente. Ciò potrebbe spiegare alcuni fenomeni osservati prima dei sismi, come, ad esempio, le fiamme viste a volte scaturire dal suolo: i gas, fuoriusciti dal sottosuolo (soprattutto se si tratta di *metano* o *idrogeno*), potrebbero aver preso fuoco per accensione spontanea, a causa delle scintille generate proprio dalla carica elettrica acquisita dai granelli di polvere trascinati dal flusso gassoso negli interstizi delle rocce.

2) alcuni fenomeni, in parte ancora non ben compresi dal punto di vista fisico, portano le rocce stesse ad emettere cariche elettriche, elettroni e ioni, come verificato in diversi esperimenti di laboratorio, anche recenti (RABINOWICZ 1977) (BRADY e ROWELL 1986) (ENOMOTO e HASHIMOTO 1990) (QIAN et al. 1998), quando vengono sottoposte a stress meccanici di vario tipo e inizia in esse un processo di microfratturazione.

Tuttavia, per avere dei disturbi rilevanti, soprattutto nella banda LF, ci vogliono densità di cariche elettriche davvero enormi: Manno ha stimato, dalle su esposte (4) e (5), che un'attenuazione di pochi dB e una deviazione del raggio di propagazione di pochi gradi, per onde nella banda LF, richiedono densità elettroniche di circa 10^{14} m^{-3} , valore molto grande se si considera che la densità elettronica raggiunge il suo massimo assoluto di 10^{12} m^{-3} nello strato ionosferico F₂.

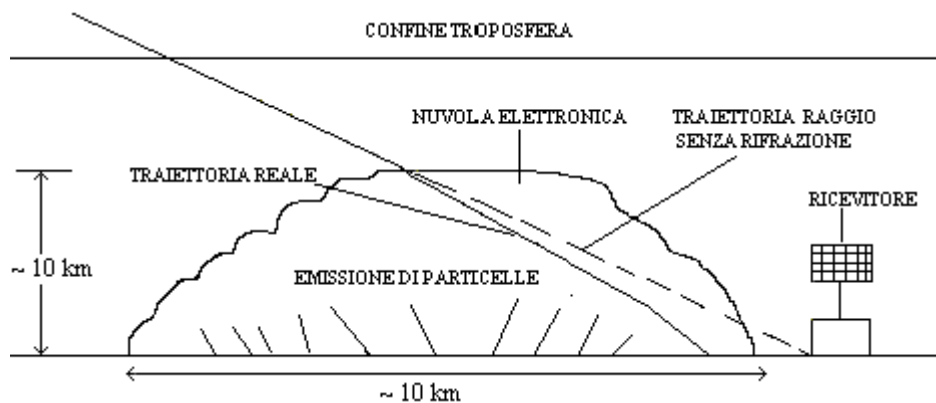


Figura 2 Una "nuvola" elettronica di grosse dimensioni, generata dai processi sopra detti, e il suo effetto su di una radioonda incidente dall'alto.

Concesso che il processo di microfratturazione possa immettere nella bassa troposfera quantità sufficienti di agenti ionizzanti tali da dare le densità richieste, e/o quantità rilevanti di cariche libere, è decisamente improbabile che tali accumuli, soprattutto se si tratta di elettroni liberi, possano rimanere stabili su zone ampie ~ 10-12 km per un periodo di tempo come quello delle radioanomalie osservate ad AS (le zone di densità elettronica perturbata dovrebbero avere le dimensioni lineari appena dette in modo da dare effetti di dissipazione e rifrazione, ma non di scattering per onde LF).

Infatti, oltre all'ovvia azione dispersiva dei moti atmosferici e alla tendenza delle cariche elettriche a spostarsi fra la superficie terrestre e la base della ionosfera per via della polarità del campo elettrico terrestre, dobbiamo tener conto anche della breve vita media degli elettroni liberi e degli ioni dalla piccola massa nella bassa troposfera; gli elettroni, in particolare, tenderanno a formare ioni O_2^- , O_4^- e ioni idratati della forma $O_2 \cdot (H_2O)_n$, dove n mostra una distribuzione di equilibrio con un massimo compreso fra 3 e 4, n = 4 sarebbe la configurazione preferita essendo la più stabile (MOHNEN, 1970).

Se ad un processo di microfratturazione superficiale sono associate emissioni di agenti ionizzanti e/o particelle cariche, sembra più verosimile che ciò possa portare alla formazione di accumuli di carica molto limitati nello spazio e nel tempo (ovvero con dimensioni lineari dell'ordine del chilometro e dall'esistenza molto limitata, anche dell'ordine dei secondi), che fungerebbero da centri di scattering nei confronti delle radioonde incidenti, in modo analogo a quanto succede quando un fulmine ionizza una massa d'aria dalle dimensioni sopradette dando origine a fenomeni detti Trimpis (MOLCHANOV et al.1999).

Con il nome Trimpis si indicano delle brevi perturbazioni (~ 1 - 100s), osservate sui segnali VLF che si propagano nel mezzo subionosferico; queste perturbazioni sono caratterizzate: da una parte iniziale molto marcata della durata di 1-5s e da una parte terminale di circa 50-100s: Di solito, durante un evento di tipo Trimpis si osservano variazioni dell'intensità da 0,5 a 9 dB e della fase da pochi gradi fino a 30°.

3.2) Attenuazione dell'onda nel sottosuolo

Considerando che le due radioanomalie verificatesi ad AS sono state rilevate da un ricevitore che si trovava all'interno di una grotta a quasi 70 metri di profondità è ipotizzabile che delle variazioni del profilo di resistività dello strato di sottosuolo in esame possano aver influito sulla penetrazione dell'onda e.m. attraverso la (1).

A temperature moderate (<300°C) la resistività elettrica delle rocce, composte da minerali non conduttori, è controllata principalmente dai seguenti fattori: la resistività dei fluidi eventualmente contenuti nelle porosità delle rocce; il grado di porosità delle rocce; il loro grado di saturazione; l'ampiezza dei pori interconnessi; l'interconnessione dei pori.

A parità di porosità, la diversità di altri parametri, come l'ampiezza dei grani costituenti le rocce, la mineralogia e il grado di alterazione mineralogica delle rocce, non sembra fare grande differenza nell'andamento della resistività in funzione dello sforzo meccanico applicato. In pratica la conducibilità delle rocce cristalline, composte da materiali dalle caratteristiche isolanti, è determinata essenzialmente dalla rete di pori (cioè lo spazio poroso) contenenti fluidi più o meno conduttori. Quindi, uno sforzo applicato ad una roccia, soprattutto se essa è composta da minerali non-conduttori ed è umida, ne dovrebbe modificare la

resistività, perché può modificarne la forma dello spazio poroso del volume roccioso sottoposto a sforzo meccanico, modificando, ad esempio, l'ampiezza dei pori e/o la loro interconnessione; ovviamente ciò cambia anche la distribuzione dei fluidi presenti all'interno della rete di pori della roccia.

ARCHIE (1942) ha trovato un'espressione, empirica ed approssimata, che lega fra esse: la resistività della roccia ρ_R ; la resistività del fluido interstiziale ρ_F ; e la porosità della roccia stessa ϕ (nel caso di rocce completamente sature):

$$\rho_R \approx \rho_F \phi^{-m} \quad (7),$$

dove ϕ è definita dal rapporto fra il volume "vuoto" e il volume totale della roccia ed m è un indice che, per la maggioranza delle rocce, varia fra 1,5 e 2.

Quando la roccia è parzialmente satura la (7) viene modificata in:

$$\rho_R \approx \rho_F \phi^{-m} S^{-n} \quad (8),$$

dove S è la frazione di saturazione ed n , indice di saturazione, vale approssimativamente 2.

La (7) e la (8) sono di natura empirica e formalizzano matematicamente la stretta connessione fra porosità e resistività della roccia oltre che l'indipendenza di quest'ultima dagli altri parametri della roccia stessa.

Non è, nondimeno, facile trovare una correlazione fra lo stress meccanico applicato a un elemento roccioso e le variazioni della porosità ϕ . Infatti le variazioni di ϕ sono diverse asseconda del tipo di stress applicato all'elemento roccioso, nel caso si tratta di una compressione uniassiale; uno sforzo di taglio; di una pressione confinata (cioè applicata in modo uniforme a tutto il corpo in esame); (BRACE e ORANGE, 1968 a-b) (FITZGERMAN 1976).

Nei test di laboratorio, BRACE e ORANGE, constatarono, nel regime delle alte pressioni, ovvero dell'ordine del kbar, un progressivo aumento della resistività per quasi tutte le rocce sottoposte a una pressione confinata; mentre, se si applicava la compressione uniassiale quando lo sforzo esercitato raggiungeva il 50% di quello necessario per ottenere il cedimento completo del campione, si osservava un vero e proprio crollo della resistività, dovuto all'insorgere del fenomeno della dilatanza:

Nel caso degli sforzi di taglio, in test successivi a quelli di BRACE e ORANGE, si sono ottenuti risultati simili a quelli che si hanno per la compressione uniassiale.

È da rimarcare che, ulteriori cicli di compressione su campioni rocciosi aventi già raggiunto il cedimento completo, non variavano significativamente il valore della loro resistività; questa constatazione, a nostro avviso, è molto importante, perché delle misurazioni sul campo su rocce che hanno già subito il fenomeno della dilatanza potrebbero non riscontrare apprezzabili variazioni della resistività se queste hanno già subito in passato il fenomeno della dilatanza.

Per piccole pressioni applicate, ovvero inferiori al kbar, l'andamento della resistività dipende dal grado di saturazione della roccia e non dal tipo di sforzo applicato, come si può dedurre dalle formule di ARCHIE: per rocce completamente sature si è osservato un'aumento della resistività, mentre si ha un'andamento opposto per rocce solo parzialmente sature.

Dalla (1) si deduce facilmente che una variazione della resistività di uno strato del sottosuolo dal valore ρ_1 a ρ_2 comporta una variazione nell'attenuazione dell'onda, che penetra in tale strato, secondo la legge:

$$\rho_2/\rho_1 = [(\ln E_1/E_0)/(\ln E_2/E_0)]^2 = (\Delta_1/\Delta_2)^2, \quad (9)$$

dove Δ è l'attenuazione dell'onda espressa in dB.

Dunque, se l'attenuazione è aumentata del 10%, la resistività deve essere necessariamente diminuita di poco meno del 20%, se invece l'attenuazione è raddoppiata, allora la resistività è crollata a un ¼ del suo valore iniziale.

Se ipotizziamo che il profilo della resistività sia uniforme nello strato di sottosuolo in esame e che rimanga tale anche dopo l'azione di uno stress presismico, allora nel caso specifico di AS dove l'attenuazione nello stato "quieto", in assenza, cioè, di attività sismica, è dell'ordine di 10-13 dB, un aumento

dell'attenuazione di 5-7 dB comporta che la resistività abbia subito una diminuzione del 44-55% rispetto al suo valore iniziale. Nel corso delle due radioanomalie osservate, si è stimata un'attenuazione di 5-7 dB sull'onda di terra e di oltre 20 dB sull'onda di cielo; considerando i risultati ottenuti dalla (9) e che non sono mai state osservate variazioni della resistività presismiche superiori al 15-20% (PARK et al., 1993), sembrerebbe che tali attenuazioni non possano essere addebitate solo a variazioni della resistività delle rocce sovrastanti la grotta.

3.3) Perturbazioni dello strato D dovute a sorgenti litosferiche e i loro effetti sulla radiopropagazione

Sono state osservate, anche recentemente, variazioni nei parametri che caratterizzano gli strati D, E, F in concomitanza con degli eventi sismici (BOSKOVA et al., 1994), (ONDOH, 1999), (ONDOH e HAYAKAWA, 1999), in particolare si sono riscontrate variazioni: dell'altezza; della distribuzione spaziale degli ioni; della densità elettronica nelle zone di massima ionizzazione; della densità degli ioni positivi leggeri di tali zone ionosferiche. Ma non esiste ancora una casistica tale da poter stabilire in modo certo delle relazioni cause-effetto fra gli eventi sismici e i disturbi osservati nella ionosfera.

La riflessione e l'assorbimento delle radioonde, incidenti su di uno strato ionosferico, dipendono dai vari parametri che caratterizzano il plasma nello strato considerato; in particolare dalla densità di cariche elettriche ivi presenti e dalla frequenza di collisione delle particelle cariche. Perciò, un'alterazione delle caratteristiche dello strato ionosferico, modifica le modalità di propagazione della radioonda incidente.

Ad esempio: quando si ha il massimo del ciclo solare, la maggiore densità di elettroni e ioni, fa sì che le onde e.m. vengano riflesse in zone ionosferiche più basse di quelle che si hanno in corrispondenza del minimo dell'attività solare.

Invece un aumento della frequenza di collisione, che può essere dovuto ad un aumento della temperatura ionosferica, porta ad una riduzione della conduttività e, quindi, ad un diverso assorbimento dell'onda e.m. incidente.

Come già accennato all'inizio di quest'articolo, un fenomeno precursore dei terremoti è costituito dalla formazione di campi elettrici quasi statici.

Quando su di un plasma agisce un campo elettrico, si possono avere dei fenomeni dalle caratteristiche non lineari, anche se l'intensità del campo elettrico è relativamente bassa. Un fenomeno non lineare connesso all'azione di un campo elettrico, che può essere sia statico sia variabile nel tempo, in modo periodico o aperiodico, è il riscaldamento collisionale del gas di elettroni liberi.

Siccome la costante dielettrica e la conduttività del plasma dipendono anche dall'intensità del campo elettrico applicato, le correnti elettriche non sono più linearmente proporzionali al campo elettrico \mathbf{E} . Si hanno quindi delle violazioni del principio di sovrapposizione, per cui, ad esempio: un'onda e.m. modulata in ampiezza può essere demodulata, se va ad incidere su una zona del plasma perturbata da un campo elettrico \mathbf{E} ; oppure, se il campo elettrico perturbante oscilla con pulsazione ω , e sullo strato perturbato del plasma incide un'onda e.m. non modulata, allora il campo elettrico \mathbf{E} conferisce all'onda, tramite il plasma perturbato, una modulazione con pulsazione ω .

La non linearità dovuta al riscaldamento operato da un campo elettrico è chiamata termica, e svolge il ruolo principale, rispetto ad altri tipi di non linearità, quando le dimensioni caratteristiche della regione di plasma perturbata sono molto più grandi del libero cammino medio degli elettroni.

Per studiare la non linearità termica partiamo dal fatto che, quando abbiamo a che fare con un mezzo gassoso contenente cariche libere in quantità rilevante, possiamo definire una temperatura per ogni componente del plasma: abbiamo una temperatura T per le componenti neutre del mezzo; una temperatura effettiva T_e per gli elettroni liberi; una temperatura effettiva T_i per la generica specie ionica i . Queste ultime due sono uguali a $2/3 \overline{\mathcal{E}_{e,i}}$, dove $\overline{\mathcal{E}_{e,i}}$ è l'energia cinetica media associata al moto causale di elettroni e ioni.

Dato che, sia gli ioni sia gli elettroni a quote inferiori ai 100 km, sono una componente nettamente minoritaria rispetto alle molecole neutre del mezzo gassoso atmosferico, si può dire che la temperatura totale dell'atmosfera coincida con la temperatura T della componente neutra.

Dato un campo elettrico $\mathbf{E} = \mathbf{E}_0 \cos \omega t$, dove \mathbf{E}_0 è un vettore costante nel tempo, si avrà una consistente alterazione della costante dielettrica del mezzo, a condizione che E_0 sia dello stesso ordine di grandezza, o maggiore di E_p , dove E_p è il campo caratteristico del plasma definito come:

$$E_p = [3T\delta_0(\omega^2 + \nu_{e0}^2)m/e^2]^{1/2} = 4,2 \cdot 10^{-5}[T\delta_0(\omega^2 + \nu_{e0}^2)]^{1/2} \text{ mV/m, (10)}$$

con: T temperatura dello strato di plasma in questione, misurata in °K; ω pulsazione del campo; ν_{e0} frequenza di collisione elettronica in assenza del campo elettrico applicato; δ_0 è la frazione media d'energia persa dall'elettrone in una collisione in assenza del campo elettrico, (GUREVICH, 1978).

La variazione $\Delta\epsilon_T$ della costante dielettrica complessa dovuta all'effetto termico è $\sim (E_0/E_p)^2$.

Un'alterazione delle temperature $T_{e,i}$, di tipo **Joule**, diviene consistente solo quando la concentrazione elettronica o ionica diventa apprezzabile, cioè, a partire dallo strato D e, in ogni modo, la temperatura T rimane pressoché invariata, per cui, gli effetti termici sulle cariche libere, ma non sull'atmosfera neutra, si risentono solo a partire dalla quota dello strato D.

Negli strati più bassi della ionosfera, cioè lo D e lo E, il riscaldamento della componente ionica è d'importanza sicuramente inferiore al riscaldamento della componente elettronica.

Infatti gli ioni, nei loro urti con le molecole, trasferiscono alle molecole stesse, tutta, o quasi tutta, l'energia acquisita precedentemente negli urti con gli elettroni, poiché le masse degli ioni e delle molecole sono comparabili fra di loro.

Rimanendo nell'ambito della teoria elementare dove si fa una semplice media dell'energia cinetica delle particelle senza usare le funzioni di distribuzione e potendo trascurare l'azione del campo magnetico terrestre, abbiamo che:

$$T_e/T = 1 + 2(E_0^2/E_p^2) \quad (11).$$

Da quanto sopra si ha:

$$\nu_{em} = \nu_{em0}(T_e/T)^{1/2} = \nu_{em0}(1 + 2E_0^2/E_{p0}^2)^{1/2} \quad (12),$$

dove stiamo considerando che il campo elettrico E_0 agente sul plasma abbia $\omega \approx 0$, perciò consideriamo un campo di plasma statico E_{p0} .

La conduttività statica σ (nello strato D la conduttività totale è praticamente coincidente con quella elettronica) è proporzionale a: N_e/ν_e , dove $\nu_e \sim \nu_{em}$, perciò la variazione $\Delta\sigma$ della conduttività è proporzionale a: $N_e(1/\nu_{e1} - 1/\nu_{e2})$, quando la frequenza di collisione passa dal valore ν_{e1} al valore ν_{e2} .

Considerando la dipendenza di T_e/T da E_0/E_{p0} , se al normale campo elettrico atmosferico E_0 si somma un campo elettrico anomalo d'intensità ΔE , la variazione $\Delta\sigma$ sarà proporzionale a:

$$\Delta\sigma \propto \left(\frac{1}{\nu_e(T_{e1})} - \frac{1}{\nu_e(T_{e2})} \right) = \left[\left(1 + 2 \frac{E_0^2}{E_{p0}^2} \right)^{-1/2} - \left(1 + 2 \frac{(E_0^2 + 2E_0\Delta E + \Delta E^2)}{E_{p0}^2} \right)^{-1/2} \right] \quad (13).$$

Se vogliamo che $\Delta\sigma = x\sigma$, dove x è una variabile compresa fra 0 e 1 (il valore 1 si ha quando la frequenza di collisione elettronica va all'infinito, il che comporta l'azzeramento della conduttività), dobbiamo risolvere un'equazione desunta dalla formula precedente (13). Una soluzione approssimata si può ottenere facendo uno sviluppo in serie di potenze di E/E_{p0} troncato ai primi due termini dell'espressione $(1 + 2E^2/E_{p0}^2)$, da cui deriva:

$$\Delta E^2 + 2E_0\Delta E \approx 2xE_0^2, \text{ segue:}$$

$$\Delta E^2 + 2E_0\Delta E - 2xE_0^2 = 0 \quad (14) \text{ e, quindi,}$$

$$\Delta E = E_0(-1 \pm \sqrt{1 + 2x}) \quad (15).$$

La possibilità di poter avere un ΔE negativo a parità di x , significa che anomalie del campo elettrico terrestre con orientamento opposto, ma di uguali intensità, producono la stessa variazione di v_e .

Perciò per avere, ad esempio, $x = 0,3$, considerando che il campo elettrico atmosferico normale a 50-60 km di altitudine ha un valore di ~ 5 mV/m, si deve avere che $\Delta E \sim 1$ mV/m all'altitudine in esame.

Se si ha un campo elettrico, con intensità E_{sup} alla superficie terrestre, e con orientamento parallelo alla verticale al suolo, l'andamento della sua intensità, in funzione dell'altitudine h , è descritto da: $E = E_{\text{sup}} \exp(-h/L_s)$ (STRATTON, 1952), dove L_s è la "profondità di buccia" statica, così definita: $L_s = (Z_0 \sigma / 2)^{-1}$; qui σ indica la conduttività media della colonna d'aria, interposta fra la superficie terrestre e la quota di 50-60 km; si ha $\sigma \sim 10^{-6}$ S/m (MOLCHANOV et al., 1994).

Perciò, per avere un ΔE di un 1mV/m a 50-60 km, essendo $L_s \sim 5$ km, alla superficie terrestre deve esserci un'anomalia del campo elettrico dell'intensità di ~ 60 V/m.

Un aumento della frequenza collisionale elettronica, dovuta ad una perturbazione del normale campo elettrico terrestre, comporta un aumento dell'indice reale di riorifrazione, che tenderà ad 1, ed una diminuzione della conduttività. La diminuzione della conduttività dà un minore assorbimento di un'onda e.m. che penetra nello strato ionosferico, dov'è in atto tale diminuzione. Tuttavia si ha anche uno spostamento verso l'alto della zona in cui l'onda viene riflessa. Queste caratteristiche dovrebbero permettere di distinguere una perturbazione dovuta ad un campo elettrico terrestre, cioè una perturbazione proveniente dalla superficie terrestre, da una perturbazione per cause esterne, come un brillamento solare.

Infatti, un brillamento solare comporta un aumento sia della fotoionizzazione sia della ionizzazione da parte di particelle cariche provenienti dal sole, e, allora, nel caso di un brillamento solare si ha un forte picco dell'assorbimento da parte dello strato D e, inoltre, la zona in cui avviene la riflessione viene spostata verso il basso. Il picco dell'assorbimento dura da qualche minuto a qualche decina di minuti, dopo di che le condizioni atmosferiche tornano alla normalità.

Quindi i due casi potrebbero essere distinti l'uno dall'altro, però bisognerebbe stabilire: quanto può essere intenso un campo elettrico prodotto alla superficie terrestre da fenomeni tettonici ed in particolare presismici; l'estensione sulla superficie terrestre dell'anomalia; quanto quest'anomalia del campo elettrico può durare; qual è il suo andamento nel tempo.

Nel caso del tragitto RMC-AS, la riflessione ionosferica delle radioonde avviene in una zona lontana centinaia di km dagli epicentri delle sequenze sismiche in esame.

È in considerazione di questo fatto che bisognerebbe stabilire fino a che distanza, rispetto alla verticale fra la zona epicentrale di un sisma in corso di preparazione e la base della ionosfera, si può estendere la zona del plasma perturbata, anche in relazione all'energia rilasciata dai processi deformativi e di microfratturazione che precedono la sequenza sismica vera e propria.

3.4) Effetto condotto

Solitamente la quantità di cariche libere, in particolare gli elettroni, nella parte dell'atmosfera sottostante la ionosfera, è trascurabile; quindi l'indice di rifrazione è stimato tramite formule che dipendono solo dalla temperatura, dalla pressione e dal tasso di umidità dell'aria; nel caso specifico dell'indice di riorifrazione viene usata la formula seguente (ITU – R Recommendations Vol. 1997):

$$n = 77,6(p/T) + 3,73 \cdot 10^5 (e/T^2), \quad (16)$$

dove T è la temperatura atmosferica; p è la pressione atmosferica totale; e è la pressione del vapore acqueo. Le due pressioni sono misurate in hPa e la temperatura è misurata in °K.

È, però, difficile sostenere che un'attenuazione sia collegata ad un fenomeno presismico, tramite alterazioni della pressione atmosferica o del tasso di umidità.

Un'alterazione della pressione potrebbe essere dovuta ad oscillazioni acustiche trasmesse dalla superficie terrestre alla troposfera.

Nelle fasi che precedono un sisma, l'accumularsi degli sforzi apre nel materiale roccioso dei capillari molto fini, come pure si possono avere scorrimenti o migrazioni d'irregolarità strutturali dei cristalli nel materiale sottosforzo, con conseguente produzione di ultrasuoni con frequenze da 10^5 ad 10^6 Hz. Questo fenomeno, invero, è stato segnalato sistematicamente per molti materiali ed è noto come "*pianto della roccia*".

Già lo strato del sottosuolo, che le onde sonore devono attraversare, agisce come un forte filtro passabasso, nei confronti degli ultrasuoni, quindi i processi che producono gli ultrasuoni, affinché le onde sonore possano arrivare in superficie, dovrebbero avvenire a 10 - 100 m di profondità. Inoltre, le onde sonore, una volta trasmesse dal suolo all'aria, subiscono un'ulteriore attenuazione; per questa ragione, l'indice di rifrazione atmosferico, anche ad altitudini non molto elevate, rimarrebbe imperturbato.

L'ampiezza V delle onde acustiche, che già al momento del passaggio suolo-aria dovrebbe essere inferiore al millimetro, ha il seguente andamento con l'altezza e il tempo:

$$V(h) \approx e^{h/2H} e^{i(\Omega t - Kh)} \quad (17)$$

espressione ottenuta dalle equazioni dell'idrodinamica in forma unidimensionale, e mantenendosi nell'approssimazione lineare; dove, nella (17), Ω è la pulsazione dell'onda acustica; $H = k_B T / mg$ è l'altezza di scala della troposfera; e $K = \sqrt{\Omega^2 - \Omega_a^2} / s$, dove $\Omega_a = s/2H$, con $s = \sqrt{\gamma P_0 / \rho_0}$, velocità del suono con pressioni e densità dell'aria medie (KOSHEVAYA et al., 1999).

Di conseguenza, a propagarsi nell'atmosfera, fino ad altezze di diversi km, dovrebbero essere delle onde acustiche con frequenze Ω molto basse, che KOSHEVAYA ha calcolato inferiori a 10^{-2} Hz.

In pratica, un'alterazione della pressione atmosferica, indotta da onde acustiche, dovrebbe aversi soprattutto con l'arrivo delle onde P, vale a dire all'inizio del terremoto vero e proprio; comunque le caratteristiche temporali delle radioanomalie osservate ad AS sono molto diverse dai disturbi che si osservano quando si hanno rapide oscillazioni della pressione e della densità atmosferiche.

Un'immissione di gas dal sottosuolo potrebbe produrre un'alterazione significativa del tasso di umidità.

Un fenomeno associato a forti variazioni dell'umidità atmosferica è l'*effetto condotto*.

L'effetto condotto è definito a partire dal modulo di rifrazione M (VALDONI e MANDRIOLLI, 1984):

$$M = (n_m - 1) \cdot 10^6 \approx \left(n - 1 + \frac{h}{R_0} \right) \cdot 10^6 \quad (18),$$

dove: h è l'altezza presa in considerazione espressa in km; R_0 rappresenta il raggio terrestre (6370 km); n_m è l'indice di rifrazione modificato, definito dalla relazione:

$$n_m = n \left(1 + \frac{h}{R_0} \right) \approx n + \frac{h}{R_0} \quad (19),$$

dove n è l'indice di rifrazione riferito all'altezza h , ed è espresso, in condizioni standard, come segue:

$$n(h) = 1 + 289 \cdot 10^{-6} \cdot \exp(-1,36 \cdot h \cdot 10^{-4}) \quad (20).$$

In particolari situazioni meteorologiche, come quando si ha una forte evaporazione alla superficie del mare, può succedere che in una certa zona, per un intervallo di quota pari a h_c , si abbia: $dM/dh < 0$; tale zona prende il nome di *condotto*.

Quando si forma un condotto i raggi, provenienti da una sorgente interna al condotto stesso, non riescono quasi ad uscirne (come si vede nella successiva figura) dando luogo ad un fenomeno di propagazione simile a quella che si ha in una guida d'onda; in tal caso, se il punto di ricezione è esterno al condotto, si verificherà una forte diminuzione del campo ricevuto rispetto alle condizioni normali di propagazione.

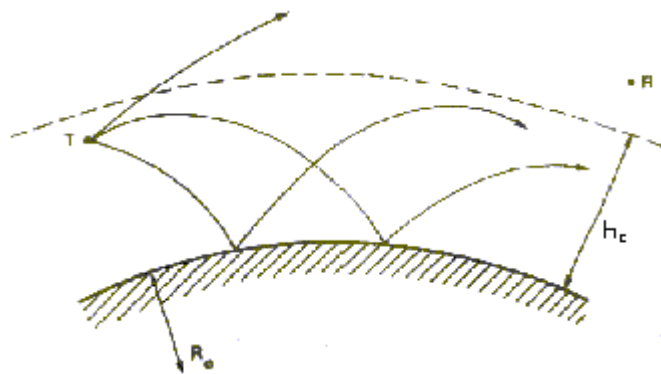


Figura 3 Propagazione di un'onda radio in un condotto con la base inferiore posta sulla superficie terrestre; la base inferiore del condotto può non essere sita sulla superficie terrestre, in tal caso si parla di condotto elevato.

L'effetto condotto, come generalmente avviene per la propagazione guidata, si verifica solo se la lunghezza d'onda è inferiore ad un valore critico λ_c , dipendente dall'altezza del condotto h_c ; le altezze di condotto sono comunemente intorno ad alcune decine di metri, e i corrispondenti valori delle λ_c si aggirano sulle decine di centimetri. Dunque nel caso di un'onda radio, la cui lunghezza è intorno al km, il condotto dovrebbe avere un'altezza di circa una diecina di km.

Questo tipo di disturbo si può avere in una situazione di inversione termica e dovrebbe affliggere, più che altro, le onde elettromagnetiche nella banda delle microonde; per quanto riguarda le radioanomalie registrate ad AS, un effetto condotto potrebbe spiegarle se, per qualche motivo, si fosse formato un condotto alto ~ 10 km come appena sopra detto.

4) Conclusioni

Da quanto detto finora è abbastanza arduo stabilire se le radioanomalie osservate siano effettivamente correlate con fenomeni litosferici.

Però non si può escludere che esse siano state originate da effetti presismici, così come non si può escludere che le particolari condizioni meteorologiche verificatesi in quelle due occasioni lungo il tragitto fra RMC e AS, e del tutto indipendenti da contemporanei fenomeni sismici, abbiano determinato l'insorgere di un effetto condotto di portata tale da disturbare le radiocomunicazioni nella banda LF.

Per dire qualcosa di più, per quanto attiene alla banda LF, sarebbe necessario avere una casistica di detti fenomeni, in un numero superiore a due.

Bisognerà, inoltre, fare un attento confronto fra i disturbi alle radiocomunicazioni nella banda LF e quanto succede in tutte le altre bande di frequenza.

Allo scopo di poter stabilire delle correlazioni fondate fra radioanomalie di questo tipo ed eventuali fenomeni presismiche, ed anche per stabilire se tali radioanomalie sono dovuti a perturbazioni del mezzo roccioso (cambiamenti della costante dielettrica e della resistività del suolo e del sottosuolo fino ad un centinaio di metri di profondità), oppure del mezzo subionosferico (variazione dell'elettricità nella bassa atmosfera; alterazioni delle caratteristiche dello strato D; eventuali perturbazioni dell'indice di rifrazione, dovute ad onde di pressione o rilascio di vapore acqueo), sarebbe opportuno stabilire una rete di ricevitori, sintonizzate sulle trasmissioni nella banda LF, in una regione sismica dove sono presenti delle cavità sotterranee.

Per poter effettuare la distinzione di cui sopra, i ricevitori dovrebbero essere collocati sia sopra la superficie terrestre sia nelle cavità sotterranee.

BIBLIOGRAFIA

- AA.VV. (Park Stephen K. ed altri)**, (1993), Elettromagnetic precursors to earthquakes in the ULF band: a review of observations and mechanisms, *Reviews of Geophysics*, n° 31, pagg.117-132;
- AA.VV.**, ITU-R Recommendations Vol. 1997;
- ARCHIE G. E.**, (1942), The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, *Trans.Am.Inst. Min. Metall.Pet.Eng.*, 146, pagg. 54-62;
- BELLA F., BIAGI P.F., CAPUTO M., DELLA MONICA G., ERMINI A., PLASTINO W., SGRIGNA V., ZILPIMIANI D.**, (1995), Electromagnetic and Seismoacoustic Signals Revealed in Karst Caves (Central Italy) *Il Nuovo Cimento*, Vol.18 C, n° 1, pagg. 19-32;
- BELLA F., BIAGI P.F., CAPUTO M., COZZI E., DELLA MONICA G., ERMINI A., PLASTINO W., SGRIGNA V.**, (1998), Field strength variations of LF radio waves prior to earthquakes in central Italy, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, n° 105, pagg. 279-286;
- BOSKOVA S.A., LEGENKA A.K.e ALEKSEEV V.A.**, (1994), *Studia geoph. et geod.*, n° 38, pag. 213;
- BRACE W.F. e ORANGE A.S.**, (1968-a), Electrical Resistivity Changes in Saturated Rocks during Fracture and Frictional Sliding, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, n° 4, pagg. 1433-1445;
- BRACE W.F. e ORANGE A.S.**, (1968-b), Further Studies of the Effects of Pressure on Electrical Resistivity of Rocks, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 73, n° 16, pagg. 5407-5420;
- BRADY B.T. e ROWELL Glen A.**, (1986), Laboratory investigation of the electrodynamic of the rock fracture, *Nature*, Vol. 321, pagg. 488-492;
- BREMMER H.**, (1949), Terrestrial Radio Waves- Theory of Propagation, *Elsevier Publishing Company – New York*;
- CLILVERD A.M., RODGER Craig J., THOMSON Neil R.**, (1999) Investigating seismoionospheric effects on a long subionospheric path *Journal of Geophysical Research* ,n° 104 pagg 28171-28179;
- ENOMOTO Y. e HASHIMOTO H.**, (1990), Emission of charged particles from indentation fracture of rocks, *Nature*, Vol. 346, pagg. 641-643;
- FITTERMAN David V.**, (1976), Theoretical Resistivity Variations Along Stressed Strike-Slip Faults, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 81, n° 26, pagg. 4909-4915;
- GOKHBERG M.B., GUFELD I.L., ROZHNOY A.A., MARENKO V.F., YAMPOLSKY V.S., PONOMAREV E.A.**, (1989) Study of seismic influence on the ionosphere by super long-wave probing of the Earth ionosphere waveguide, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, n° 57, pagg. 64-67;
- GOLD Thomas e SOTER Steve**, (1980), L'ipotesi dell'esistenza di gas nelle profondità della Terra, *Le Scienze*, Vol 25, n° 144, pagg. 76-84;
- GUFELD I.L., GUSEV G., POKHOTELOV O.**, (1994), Is the prediction of earthquake dates possible by the the VLF radio wave method? *TERRAPUB*, pagg. 381-389;
- GUREVICH A.V.**, (1978), Nonlinear phenomena in ionosphere, *Springer-Verlag, New York Heidelberg Berlin*;
- HAYAKAWA M. e SATO H.**, (1994), Ionospheric perturbation associated with earthquakes, as detected by subionospheric VLF propagation, *TERRAPUB*, pagg. 391-397;
- HAYAKAWA M., MOLCHANOV O.H., ONDOH T. e Kawai E.** (1996) Anomalies in the sub-ionospheric VLF signals for the 1995 Hyogo-ken Nanbu earthquake, *J. Phys Earth* n° 44, pagg.413-418;
- HOLUB R.F. e BRADY B.T.**, (1981), The Effect of Stress on Radon Emanation From Rock, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 86, n° B3, pagg. 1776-1784;
- KING Chi-Yu**, (1978), Radon emanation on San Andreas Fault, *Nature*, Vol. 271, pagg. 516-519;
- KING Chi-Yu**, (1980), Episodic Radon Changes in Subsurface Soli Gas Along Active Faults and Possible Relation to Earthquakes, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 85, n° B6, pagg. 3065-3078;
- KOSHEVAYA S., HAYAKAWA M., KOTSARENKO A. e KOTSARENKO N.**, (1999), Influence of Acoustic Wave on the E- and F-Layers of Ionosphere, *TERRAPUB*, pagg. 647-653;
- MANNO Rodolfo.**, (2001), Propagazione delle onde radio su terreni sismici –Onde radio nella banda LF e fenomeni litosferici, *Tesi di Laurea, Università degli Studi “La Sapienza” Roma*;
- MICHAEL A.J.**, (1996), The evaluation of VLF guided waves as possible earthquake precursors *U.S. Geol. Surv.Open Rep.* 96-67;
- MOHNEN V.A.** (1970), Preliminary Results on the Formation of Negative Small Ions in the Troposphere, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, n° 9, pagg. 1717-1721;
- MOLCHANOV O.A, HAYAKAWA M. e RAFALSKY V.A.**, (1994), Penetration of Electromagnetic Emission from an Underground Seismic Source into the Atmosphere, Ionosphere and Magnetosphere, *TERRAPUB*, pagg. 565-606;
- MOLCHANOV O.A. e HAYAKAWA M.**, (1998), Subionospheric VLF signal perturbation possibly related to earthquake *Journal of Geophysical Research* n°103, pagg.17489-17504
- MOLCHANOV O.A., SHVETS A.V. e HAYAKAWA M.**, (1999) Analysis of Lightning-Induced Ionization from VLF Trimp Events, *TERRAPUB*, Tokio, pagg. 959-996;

- MORGOUNOV V.A., ONDOH T. e NAGAI S.,** (1994), Anomalous variation of VLF signals associated with strong earthquakes ($M \geq 7,0$), *TERRAPUB*, pagg. 409-428;
- ONDOH T. e HAYAKAWA M.,** (1999), Anomalous Occurrence of Sporadic E-Layers before the Hyogoken-Nanbu Earthquake, *M 7,2* of January 17, 1995, *TERRAPUB*, pagg. 629-639;
- ONDOH T.,** (1999), Seismo-Ionospheric Effects, *TERRAPUB*, pagg. 789-803;
- QIAN Shu-Qing, ZHI Lu e REN Ke-Xin.,** (1998), Experimental study on the mechanism of non-synchronism of seismo-electromagnetic radiatio precursors, *Acta Seismologica Sinica*, Vol 11, n° 5;
- RABINOWICZ Ernest** , (1977), Exoelectrons, *Nature*, Vol 236, pagg. 74-82
- ROSSI Valentina** (2001) Interazione litosfera-ionosfera: correlazioni tra emissioni elettromagnetiche presismiche e flussi di particelle dalle fasce di Van Allen, *Degree thesis Università degli Studi "La Sapienza" Roma*;
- SOMMERFELD Arnold**, (1972), Partial Differential Equation in Physics, *Accademic Press Inc (USA)*, Vol. 6, pagg 270 e segu;
- STRATTON J.A.,** (1952), Teoria dell'elettromagnetismo, *Edizioni Scientifiche Einaudi*;
- TELFORD W.M., GELDART L.P., SHERIFF R.E., KEYS D.A.,** (1976) Applied Geophysics, (*Cambrige University Press, Cambrige*) pag. 860;
- VALDONI F. e MANDRIOLLI M.,** (1984, ristampa), Corso di Radiotecnica, *Casa Editrice Pitagora*;
- WARWICK W. JAMES, STOKER CAROL, MEYER R. THOMAS,** (1982), Radio Emission Associated With Rock Fracture: Possible Application to the Great Chilean Earthquake of May 22, 1960, *Journal of Geophysical Research*, Vol. 87, n°B4, pagg. 2851-2859

*Il Comitato Italiano per il Progetto Hessdalen ringrazia i familiari di Rodolfo Manno per il permesso accordatoci alla pubblicazione postuma di questo lavoro. Il CIPH ringrazia inoltre il prof. Michele Caputo e il dott. Adriano Nardi per aver reso possibile la pubblicazione di questo articolo.

© Copyright (2003) Comitato Italiano per il Progetto Hessdalen (CIPH)

Questo materiale è protetto dalle leggi internazionali sul diritto d'autore. Tutti i diritti riservati. Nessuna riproduzione, copia o trasmissione di questo materiale può essere eseguita senza il permesso scritto del CIPH. Nessun paragrafo e nessuna tabella di questo articolo possono essere riprodotti, copiati o trasmessi, se non con il permesso scritto del CIPH. Chiunque utilizzi in qualsiasi modo non autorizzato questo materiale è perseguibile a norma delle vigenti leggi penali e civili.