



COMUNE
DI POZZUOLO DEL FRIULI



REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA
PROTEZIONE CIVILE



Rete Sismica Sperimentale del Friuli
Pozzuolo del Friuli • Udine • Italia



SISMICITÀ · GAS RADON · ELETTROMAGNETISMO · RADIOATTIVITÀ

RETI DI MONITORAGGIO UFFICIALI E AMATORIALI

STATO DELL'ARTE NELLA RICERCA DI SEGNALI POSSIBILI PRECURSORI SISMICI

CON LA COLLABORAZIONE DI:
Italian Experimental Seismic Network
Osservatorio Sismico Apuano
Istituto Nazionale Oceanografia e Geofisica Sperimentale

Osservatorio Sismico A. Blna
LTPA Observer Project

Comune di Pozzuolo del Friuli
Protezione Civile
Gruppo FESN – Friuli Experimental Seismic Network

Sismicità, Gas Radon, Elettromagnetismo, Radioattività
RETI DI MONITORAGGIO UFFICIALI E AMATORIALI
Stato dell'arte nella ricerca di segnali possibili precursori sismici

Con la collaborazione di:

ITALIAN EXPERIMENTAL SEISMIC NETWORK
OSSERVATORIO SISMICO APUANO
OSSERVATORIO SISMICO A. BINA PERUGIA
LTPA OBSERVER PROJECT
ISTITUTO NAZIONALE OCEANOGRAFIA E GEOFISICA SPERIMENTALE
CENTRO RICERCHE SISMOLOGICHE - UDINE

Presentazione

Dall'anno 2000, il gruppo comunale di protezione civile di Pozzuolo del Friuli, grazie al supporto di appassionati, svolge il monitoraggio dell'attività sismica sia locale che globale.

Da allora l'attività del gruppo, costituito dalla FESN, si è via via specializzata, integrando l'attività didattica nelle scuole al fine della diffusione della conoscenza dei rischi naturali presenti sul territorio, nonché promuovendo esercitazioni, dibattiti, eventi informativi per la popolazione.

Sicuramente la prevenzione è uno dei grandi temi che la protezione civile regionale prima, nazionale poi ed europea attualmente devono affrontare al fine di promuovere la diffusione di una vera e propria cultura di protezione civile trasversale, che coinvolga cioè non soltanto gli enti e i volontari, ma sempre di più la popolazione a tutto campo nell'ottica di ottenere una consapevolezza estesa che porti in prima istanza all'autoprotezione piuttosto che a pensare di intervenire soltanto dopo un evento.

E' risaputo, infatti, che gli eventi catastrofici sono generati prima di tutto da inadeguatezze prodotte dalle attività antropiche. Quindi, prima di tutto, è importante essere consapevoli dei rischi che le caratteristiche del territorio e dell'ambiente ci impone di considerare per poter mettere in atto tutte le contromisure accettabili per affrontare quei rischi nel modo più opportuno.

Il gruppo della FESN, il quale trova qui in loco nel geom. Riccardo Rossi un instancabile volontario appassionato, ha iniziato a percorrere questa strada molto tempo prima che diventasse l'argomento pressante e attualissimo di oggi.

L'obiettivo di effettuare studi, confrontare idee e proposte operative, di collaborare con enti diversi per costruire un servizio utile alla popolazione è da sempre quello del gruppo e la dimostrazione di questa intima necessità si può cogliere proprio sfogliando questo contributo reso possibile dall'interazione della FESN con diversi e importanti enti legati allo studio e alla prevenzione degli eventi sismici.

IL SINDACO
Nicola Turello

Un ricordo di Giovanni Rotta

di Riccardo Rossi

Aveva solo 22 anni quando Giovanni Maria Rotta, nel luglio 1975, giunse a Resia. Giusto in tempo per assaporare il terremoto che sconvolse il Friuli e che attraversò Resia e il corpo e la mente di Giovanni in modo definitivo, senza approssimazioni. Percepì nella bocca un sapore strano, il fascino del terribile, comprendendo in un attimo solo che parte di quel fascino l'avrebbe accompagnato per tutta la vita.

- Quanto costa una stazione sismica?

- Circa 60 milioni.

Si sentì dire così quando, superata la soglia dell'autonomia, poté permettersi di chiedere quanto fosse costoso un suo progetto. Abbandonò, a denti stretti ma con rispetto, le idee che continuavano ad affollare la sua mente e seguì la sua strada continuando a riproporsi di raggiungere quel sogno che doveva aver fatto sorridere molti che conoscevano quel tarlo della sua mente.

Il mondo però cambiava, e lo faceva così in fretta che nemmeno Giovanni, talvolta, riusciva a tenergli dietro. Le conoscenze mutavano le cose, la velocità aumentava con il passare delle stagioni e una nuova era, quella dell'elettronica, prese infine il sopravvento. Fin dal 1958, quasi in silenzio, aveva fatto sapere di sé, quando il primo calcolatore elettronico – Eniak – aveva diffuso i suoi primi vagiti. Poi trionfò su tutto e si impose nel mondo degli uomini. L'elettronica migliorava la vita, aumentava la produttività, migliorava le macchine e i pensieri, dava forma alle idee.

L'avvento del personal computer, poi, rese finalmente possibile pensare di installare una vera e propria stazione sismica - amatoriale certo, perché no? Ma anche funzionale e precisa e a costi accettabili.

L'idea di Giovanni, sopita da tempo ma mai cancellata da quelle possibili, trovò spazio e come un seme saturo di vita, germogliò, trovò terreno fertile e crebbe senza più timore.

Giovanni infatti scoprì Internet presto, e grazie alla rete scoprì un'organizzazione amatoriale californiana (www.quake.net) che già autonomamente effettuava monitoraggio sismico e pubblicava i dati delle proprie rilevazioni in un sito ufficiale.

Non ci pensò su oltre e decise di fare un lungo viaggio proprio in California per visitare quel centro sismologico amatoriale che aveva risvegliato il suo antico interesse.

Larry Cochran, responsabile della rete americana nonché sviluppatore del software necessario, lo accolse, lo istruì a lungo anche dopo, via Internet. E soprattutto gli fornì i primi materiali necessari a installare una propria stazione sismica. Era il 1998.

All'orizzonte apparvero altre luci: Daniele di Invillino e Fiorenzo di Sacile stavano già lavorando in direzioni parallele senza conoscersi. Una serie fortuita di eventi poté fare in modo di mettere a confronto i tre precursori, permettendo un primo scambio di dati al fine di triangolare, perciò di stabilire autonomamente, l'epicentro di un evento sismico.

L'elettronica amatoriale, realizzata da una nota ditta italiana, proponeva allora la realizzazione di un piccolo sismografo connesso a una stampante digitale a bassa risoluzione. Non era molto, ma abbastanza per consentire l'acquisto ad un Comune: Pozzuolo del Friuli così, nel 1999, poteva avere il suo sismografo.

Le prime incertezze sulle rilevazioni suggerirono di trovare qualcuno che ne sapesse di più di quegli strani tracciati che talvolta apparivano senza spiegazioni plausibili.

Erano vibrazioni del suolo che annunciavano l'arrivo di una perturbazione e che nulla avevano di sismico, questo si comprese molto tempo dopo, quando Giovanni, avendo scoperto il piccolo segreto, si propose per un colloquio con il Sindaco di allora: dott. geol. Sergio Beltrame.

La proposta era chiara: aggregare la stazione di Pozzuolo alla rete sismica amatoriale friulana. Ma per fare ciò sarebbe stato necessario acquisire una nuova scheda elettronica, un sensore in America (ce n'è di dismessi, recuperati e revisionati) e soprattutto di trasmettere i dati via mail, con regolarità, al centro di elaborazione di Resia (a casa di Giovanni).

La FESN, - diceva Giovanni - prima rete amatoriale locale europea, era nata dalla PSN (Public Seismic Network) americana e aveva implementato la IESN (Italian Experimental Seismic Network), più estesa rete amatoriale nazionale italiana.

La IESN inoltre, aveva all'interno un nuovo esperto elettronico, che avrebbe fornito quanto necessario anche per Pozzuolo.

L'incontro coinvolse anche chi racconta. E già a quell'epoca gli fu chiaro che Giovanni avrebbe voluto molto di più di quello che aveva chiesto ufficialmente...

Giovanni, intuì allora e verificai poi, era una di quelle persone che entrano nella vita di qualcuno, ne sconvolgono gli equilibri e poi... - si vedrà, in fondo siamo qui per divertirci - soleva dire spesso, quando la nostra attività incontrava degli ostacoli, delle prove da superare.

Quando Pozzuolo del Friuli si aggregò finalmente alla rete della FESN, trasmettendo i primi dati nel 2002, questa era già attiva con altre stazioni locali: Bordano e Verona.

Il 2003 segnò una tappa importante: la partecipazione al primo convegno nazionale organizzato a Norcia, seguito solo nel 2006 a Udine presso la sala del Castello nell'ambito di altre manifestazioni commemorative del terremoto del Friuli del maggio 1976.

La prudenza nella gestione della rete, del sito web e soprattutto nella diffusione dei dati rilevati, era necessaria. Le notizie, diceva Giovanni, dovevano limitarsi a quello che effettivamente la rete registrava, senza ipotizzare vane previsioni - che sicuramente si sarebbero rivelate solo illusioni di operatori appassionati, privi di competenze ufficiali, e facilmente demolibili. E soprattutto avrebbero potuto causare allarmi ingiustificati.

La serietà, lo studio e la discrezione, proposte con forza da Giovanni, erano e sono tuttora il credo dell'associazione.

Al fine di evitare qualsiasi attacco demolitore dall'esterno, Giovanni aveva stabilito un modulo comportamentale che indicava nella sua persona il comunicatore ufficiale pressoché assoluto, precludendo a tutti i componenti del gruppo qualsiasi esternazione che non fosse dapprima concordata con lui. Era una misura forte ma necessaria e, per darle forza, ci raccontava spesso di esternazioni di questo o di quell'ente o scienziato che aveva dovuto subire difficili conseguenze a causa di un tragico errore di valutazione o a seguito di comunicazioni un po' troppo leggere.

Amava definirsi Direttore della FESN ed è stato così fino all'ultimo giorno, quando ormai molte cose erano cambiate dalla fondazione: la rete aveva acquisito anche la stazione di Premariacco, forse la migliore stazione di allora sia dal punto di vista della pulizia del segnale sismico che da quella della puntualità dell'operatore nella trasmissione dei files; si era aggregata la stazione di Pesian di Prato, gestita dal sottoscritto, una stazione di minore importanza dato il carattere alluvionale del sottosuolo, che comporta l'aumento del rumore; l'ingresso di alcuni componenti della FESN all'interno della squadra comunale di protezione civile di Pozzuolo del Friuli; la costituzione della squadra di monitoraggio sismico mobile; l'acquisizione a seguito di contributo regionale, degli apparati informatici necessari alla predisposizione di due stazioni mobili; i corsi interni per i volontari; le esercitazioni con i volontari che avevano aderito al progetto della FESN; la didattica in alcune scuole locali per insegnare i principi del terremoto; la collaborazione con un gruppo speleologico per visitare le grotte di Villanova delle Grotte; la possibilità di ampliare la rete con altre stazioni grazie a collaborazioni con altri gruppi comunali di protezione civile; tutte cose che facevano sognare Giovanni e gli altri collaboratori della FESN che operavano al suo fianco.

La FESN seguiva il suo operato così, con Giovanni in testa a lanciare sguardi lontano, ad ascoltare idee e limitare progetti avventati o troppo avveniristici, a sollecitare l'invio dei dati, a controllare e a correggere, a travasare le sue conoscenze personali. Attento a non farsi mai oltrepassare dagli eventi o dagli uomini e sempre nel rispetto delle istituzioni ufficiali. Dirigeva l'operatività della FESN cercando di mantenerne l'indipendenza e la correttezza formale, deciso a pubblicare sul sito ogni dato interessante rilevato e verificato da lui stesso con uno speciale interesse verso gli eventi locali.

Giovanni seguiva a pontificare e a sognare, talvolta beandosi di rivestire i panni della pecora nera, quando qualcuno gli suggeriva di sostituire la propria stazione, ormai obsoleta, con un nuovo hardware, anche al fine di omogeneizzarsi con gli altri componenti della rete.

Fu il fulmine di un temporale estivo a costringerlo, suo malgrado, in quella direzione, compromettendo seriamente l'elettronica della sua stazione di Resia.

L'approccio col nuovo software, nonostante la iniziale difficoltà, non lo aveva intimidito, anzi suggeriva costantemente migliorie e modifiche a software ed elettronica, pur rimanendo innamorato del suo ormai antico apparato che il sottoscritto gli suggeriva, senza risultato, di abbandonare definitivamente.

- Devi sistemarmi la stazione – diceva – vieni a Resia, non mi funziona il lungo periodo...

La lunga e silenziosa strada percorsa dalla FESN cominciava proprio allora a dare i suoi frutti, raccogliendo interesse e iniziando a percorrere nuove strade verso nuovi obiettivi, con interessi ed esperimenti tuttora in fase di realizzazione.

Quel 14 febbraio 2007, San Valentino, ti ha visto con sicurezza percorrere nuove strade, attraversare sismiche eteree onde, forse raccogliere conoscenze inaspettate e incomunicabili.

Un nuovo viaggio, non più per pianificare nuovi progetti, ma per lasciare in carico ad altri il compito di far crescere quelli che hai iniziato, pur senza più il tuo incessante aiuto e controllo.

Ci hai lasciato un'eredità morale e spirituale che non possiamo non raccogliere. Desideriamo seguire a portare avanti quello che, da seme era il tuo progetto ideale e da pianta e fiore sta mostrando sé stesso attraverso tutte le iniziative realizzate e quelle che si propone di organizzare.

Vogliamo ricordarti con questa breve storia, direttore o meglio *directur*, così come confidenzialmente ti chiamavamo, sapendo che ogni altro passo che farà questo gruppo sarà dedicato a te e sarà sempre un nuovo passo carico della consapevolezza della tua presenza in mezzo a noi.

FESN – Friuli Experimental Seismic Network

RETE SISMICA SPERIMENTALE DEL FRIULI

A cura della Redazione FESN

La FESN (Friuli Experimental Seismic Network – Rete Sismica Sperimentale del Friuli) è nata nel 1998 ed è la prima rete sismica amatoriale locale europea. Fa parte della rete sismica nazionale amatoriale denominata IESN (Italian Experimental Seismic Network) ed è stata costituita a seguito della tragica esperienza causata dal sisma del maggio 1976 in Friuli. Il primo operatore ufficiale a costruire una propria stazione sismica è stato Giovanni Rotta (fondatore della rete scomparso nel 2007) a seguito di una sua visita alla Public Seismic Network americana.



Fig. 1 - Il fondatore della FESN: Giovanni Rotta

Dalla sua abitazione di Resia, nel nord del Friuli, Giovanni ha iniziato a rilevare i tracciati non appena i costi per realizzare una propria stazione sismica sono divenuti accessibili a seguito dell'avvento del computer e della disponibilità di attrezzature elettroniche in grado di effettuare il datalogger (la registrazione in continuo dei dati sismici). Le apparecchiature necessarie, all'epoca, sono state fatte pervenire dagli USA, dove è tuttora presente e attiva la rete sismica amatoriale denominata PSN (Public Seismic Network).

Successivamente, a seguito di contatti con altri appassionati residenti in altre zone del Friuli, è stato possibile costituire una piccola rete amatoriale e, in seguito, ampliare la rete mediante ulteriori contatti con appassionati.

Il monitoraggio sismico è stata ed è tutt'ora l'attività principale del gruppo.

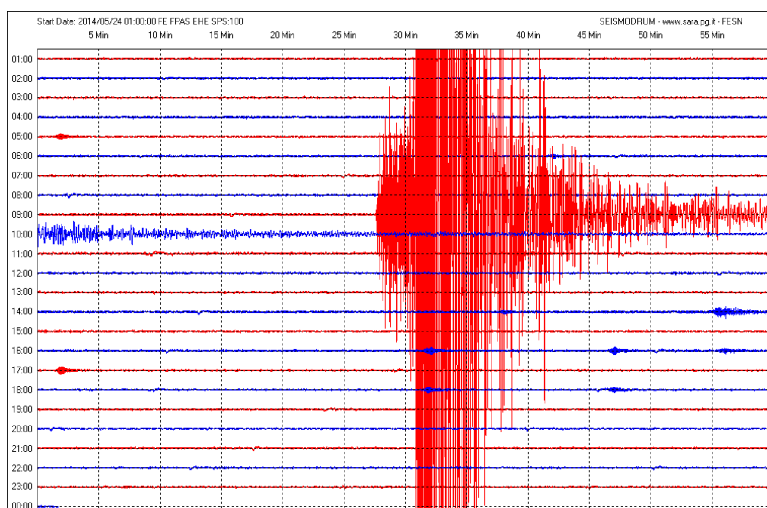


Fig. 2 – Un esempio di rilevazione sismica dalla stazione FESN di Pasian di Prato – Evento accaduto in Grecia Mag. 6.9 il 24.05.2014.

Esso si svolge mediante la gestione manuale delle stazioni da parte del responsabile di ogni singola stazione, il quale, dopo aver verificato a vista i DRUM (registrazioni giornaliere) dei tre canali, tipicamente: verticale, orizzontale orientato Nord-Sud e orizzontale orientato Est-Ovest, estrapola le registrazioni degli eventi e li trasmette al coordinatore della rete.

Gli eventi registrati possono essere locali oppure lontani (telesismi). Di tutte le registrazioni identificabili chiaramente come sismi, previa verifica della localizzazione consultando i siti ufficiali, viene data notizia al pubblico mediante pubblicazione sull'archivio degli eventi.

E' possibile rilevare talvolta anche eventi di entità molto limitata, con epicentro molto vicino ad una stazione, ma senza riscontro sulle banche dati ufficiali. Anche questi piccoli eventi vengono comunque segnalati sul sito, precisando che non è stato possibile localizzarne l'origine.

Tutti gli eventi registrati dalla rete e inviati al coordinatore, vengono memorizzati, conservati e resi disponibili gratuitamente per studi, verifiche o altri scopi, a chiunque ne abbia interesse e ne faccia richiesta anche via mail.

Archivio Eventi
Pagina 1 di 5

Anno 2014
I files di evento sono scaricabili dalla pagina: [Download](#)
[Sismicità storica a anni precedenti](#)

MAGGIO

Data	Ora	Magnitudo	Latitudine N	Longitudine E	Profondità km	Fonte	Località
26/05/14	11:38	4,5	-	-	-	EMSC	Western Turkey - Canakkale
24/05/14	09:25	6,9	-	-	-	EMSC	Aegean sea - Kamanirössa
20/05/14	04:43	4,6	-	-	-	EMSC	Albania - Lushnjë
19/05/14	00:59	5,0	-	-	-	EMSC	Albania - Lushnjë
18/05/14	18:35	1,0	-	-	-	CRS	Slovenia - Bovec
18/05/14	18:02	2,0	-	-	-	CRS	Slovenia - Skofja Loka
18/05/14	02:08	2,9	-	-	-	EMSC	Slovenia - Vnanje Gorice
18/05/14	01:14	-	-	-	-	FESN	Not located - Regional
17/05/14	16:46	3,6	-	-	-	EMSC	Germany - Ober-Ramstadt
15/05/14	21:48	1,7	-	-	-	CRS	Slovenia - Knezak
13/05/14	19:14	-	-	-	-	FESN	Not located - Local - Nearby PRE
12/05/14	00:54	5,0	-	-	-	EMSC	Albania - Kopsot
11/05/14	15:07	-	-	-	-	FESN	Not located - Local - Nearby PRE
10/05/14	19:54	2,4	-	-	-	EMSC	Northern Italy - Raossi (TN)
08/05/14	17:00	6,4	-	-	-	EMSC	Mexico - Guerrero
08/05/14	05:26	3,9	-	-	-	EMSC	Montenegro - Zastak
05/05/14	22:49	1,2	-	-	-	CRS	Northeastern Italy - Tramonti di Sopra (PN)
05/05/14	11:08	6,2	-	-	-	EMSC	Thailand
05/05/14	00:29	-	-	-	-	FESN	Not located - Regional
04/05/14	23:28	4,0	-	-	-	EMSC	Bosnia and Herzegovina - Oacko
04/05/14	09:15	6,6	-	-	-	EMSC	South of Fiji Islands
03/05/14	06:57	2,0	-	-	-	CRS	Northeastern Italy - Tramonti di Sopra (PN)
01/05/14	09:20	1,5	-	-	-	CRS	Northeastern Italy - Sovzene UD (BL)

Fig. 3 – La pagina del sito web dedicata all'archivio degli eventi registrati dalla rete.

Le stazioni storiche della FESN sono: Resia (inattiva), Invillino, Fontanafredda, Bordano (inattiva), Pozzuolo del Friuli, Premariacco, Pasian di Prato.

Successivamente si sono integrate: Gaiarine, Pian del Cansiglio (a seguito della collaborazione con il Corpo Forestale dello Stato), Gorizia, Cabia, Oderzo, Ugovizza, Sgonico (TS), San Giovanni del Tempio (PN).

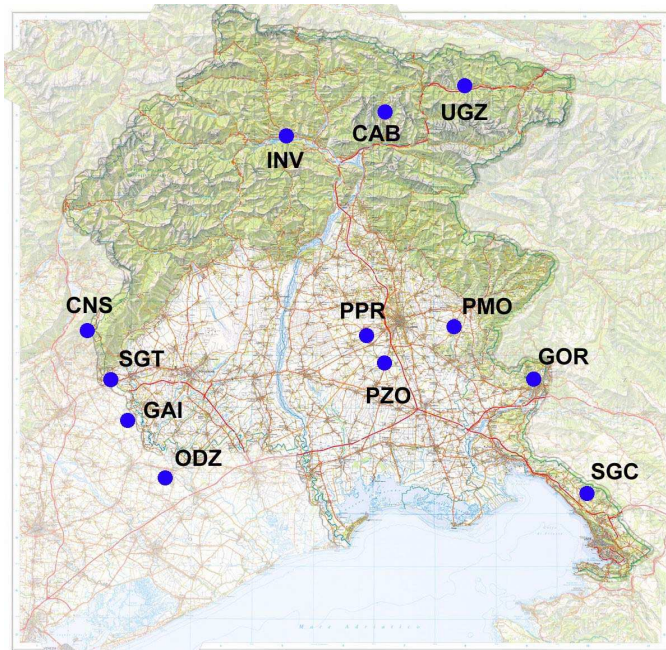


Fig. 4 – Le stazioni amatoriali della FESN in Friuli Venezia Giulia

Alcuni operatori della FESN, nel 2005, si sono aggregati alla squadra di protezione civile di Pozzuolo del Friuli al fine di costituire una Squadra di Monitoraggio Sismico Mobile.

Tale gruppo ha attualmente a disposizione 3 stazioni sismiche mobili a 24 bit complete di geofoni a 4.5 Hz, nonché un geofono per la ricerca di persone sepolte da macerie. Sono disponibili anche alcuni apparati radioamatoriali necessari per le comunicazioni in emergenza.

Molti volontari del gruppo, infatti, sono dotati di patente di radioamatore e mettono costantemente a disposizione della FESN le loro competenze, acquisite in ambito radioamatoriale, allo scopo di perfezionare e implementare le attrezzature a disposizione. Non a caso la Sede di Protezione Civile di Pozzuolo del Friuli, ha anche acquisito licenza speciale radioamatoriale con nominativo IV3BRT.



Fig. 5 – Un esempio di tamburo di registrazione (DRUM) autocostruito esposto alla mostra tenutasi a Pozzuolo del Friuli nell'aprile 2014.

La FESN collabora da tempo con diversi enti. Oltre al Corpo Forestale dello Stato per la stazione di Pian del Cansiglio, sono state realizzate diverse iniziative che hanno visto la partecipazione delle Università di Trieste e di Udine, l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) nonché il Centro Ricerche Sismologiche di Udine, facente capo allo stesso OGS, l'Associazione Radioamatori Italiani, l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, l'Osservatorio Sismico A. Bina di Perugia, l'associazione di protezione civile denominata "Gruppo Lucano" ecc.

Oltre al monitoraggio sismico, la FESN, unitamente all'Associazione Radioamatori Italiani, ha proposto e gettato le basi per la realizzazione di una rete su scala nazionale per il monitoraggio dell'attività elettromagnetica allo scopo di svolgere una ricerca sui segnali possibili precursori sismici.

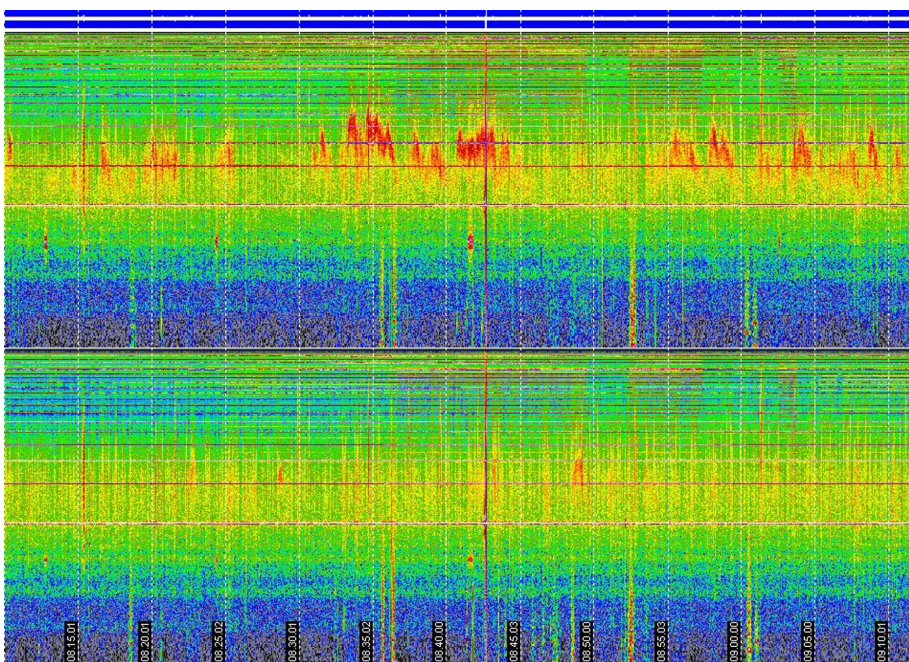


Fig. 6 – Un esempio di registrazione dello spettro elettromagnetico della stazione installata a Pozzuolo del Friuli da Cristiano Fidani

Un altro campo di attività del gruppo, che si è rivelato di particolare importanza, è quello relativo alla didattica rivolta agli studenti.



Fig. 7 – Il DVD realizzato dal gruppo comunale di Bastia Umbra contenente il cartone animato didattico: *Civilino e il terremoto* utilizzato dalla FESN.

Su tale fronte numerose sono le proposte a disposizione degli insegnanti, che possono richiedere un intervento del gruppo al fine di svolgere incontri di tipo laboratoriale con i ragazzi.

Le proposte didattiche a disposizione sono molteplici, a partire da quelle più elementari rivolte agli alunni delle scuole primarie (cui sono riservate proiezioni di cartoni animati e presentazioni sulle dinamiche dei terremoti con l'utilizzo di esperimenti e materiali dimostrativi), fino ad arrivare ad incontri più strutturati, per i ragazzi più grandi, comprendenti un presentazione descrittiva del comportamento degli edifici durante un evento sismico e le modalità per consolidare le strutture esistenti, un modulo relativo alla gestione del panico predisposto dal Nucleo Psicologi dell'Emergenza recentemente integrato nella squadra di P.C. di Pozzuolo del Friuli, e una discussione relativa ai comportamenti più appropriati in caso di evento sismico.

Istituto Omnicomprensivo Ingeborg Bachmann Tarvisio		www.icosportivernali.it
Scuola Korner vs. 10 – Klagenfurt		www.vs-klagenfurt10.kon.at
Università degli studi di Udine dipartimento scienze agrarie e ambientali		www.uniu.it
Protezione Civile FVG Palmanova		www.protezionecivile.fvg.it
Corpo Forestale dello Stato Tarvisio	 Corpo Forestale dello Stato	www.corpoforestale.it
Ispettorato Agricoltura e Foreste Tolmezzo	 REGIONE AUTONOMA FRIULI VENEZIA GIULIA	www.regione.fvg.it
Comune di Pozzuolo del Friuli (Fesn - Friuli Experimental Seismic Network)	 F.E.S.N. Friuli Experimental Seismic Network	www.fesn.org

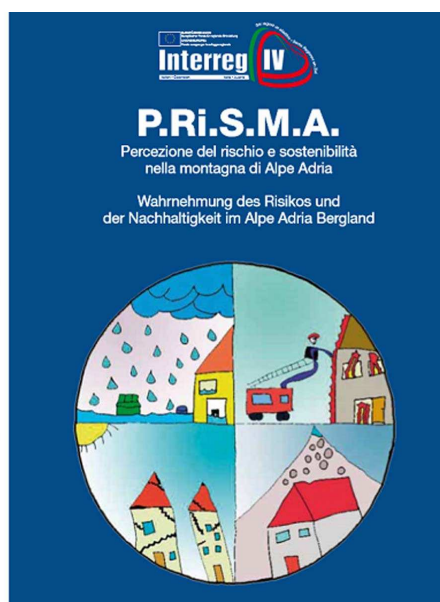


Fig. 8 – Il DVD realizzato nell'ambito del Progetto P.Ri.S.M.A. cui ha collaborato la FESN.

Una citazione particolare è necessaria per il progetto P.Ri.S.M.A., (Percezione del Rischio e Sostenibilità nella Montagna di Alpe Adria) finanziato dalla Comunità Europea, che ha visto la collaborazione di numerosi enti interessati a diffondere la conoscenza dei rischi naturali transfrontalieri tra i ragazzi delle scuole elementari residenti nei comuni di Alpe Adria tra cui Tarvisio e Klagenfurt. Al progetto, la FESN ha partecipato per far conoscere la tematica del rischio sismico.

Le proposte didattiche per le scuole possono essere integrate anche con prove di radiocomunicazioni, al fine di introdurre i ragazzi al mondo della radio, oppure con un incontro con il Nucleo Parapendiisti a Motore per illustrare le possibilità di utilizzo di questo gruppo in caso di emergenza e le peculiari attrezzature utilizzate.

Meeting Fesn – Iesn ed eventi correlati

A cura della Redazione FESN

Il gruppo comunale di protezione civile di Pozzuolo del Friuli, unitamente al gruppo FESN, ha organizzato, nel periodo compreso tra il 25 e il 27 aprile 2014, una serie di eventi tematici sul terremoto del 1976 in Friuli.

Il primo evento programmato è stato quello tenutosi presso la Sala della Biblioteca nel pomeriggio del 25 aprile.

L'incontro, ha visto la partecipazione di relatori e volontari ospiti provenienti da Perugia, Prato, Carrara, Verona, Pordenone, Trieste e Udine per un totale di una trentina di partecipanti addetti ai lavori. Si trattava infatti di ricercatori e di volontari interessati al tema del monitoraggio della sismicità e degli altri parametri legati a questo fenomeno che possono contenere segnali possibili precursori sismici.

L'apertura del convegno è stata a carico del sig. Mauro Duca, coordinatore dl gruppo comunale di Protezione Civile di Pozzuolo del Friuli, il quale, dopo aver salutato e ringraziato per la partecipazione gli ospiti e i relatori, ha descritto le peculiarità della squadra di Pozzuolo e del gruppo FESN, alla cui costituzione ha fatto seguito l'annessione di altre unità specializzate quali Nucleo Parapendiisti a motore, e Nucleo Psicologia dell'Emergenza.



Meeting Fesn – Durante la pausa

Il sindaco, dott. Nicola Turello, ha portato i saluti dell'Amministrazione e ha evidenziato l'operato della squadra di Pozzuolo e l'importanza di questa organizzazione sia in ambito sociale che territoriale, partecipando, di fatto, alla salvaguardia del patrimonio esistente sia pubblico che privato.



Il Sindaco dott. Nicola Turello e il geom. Riccardo Rossi

La prima relazione esposta è stata quella del dott. Valentino Straser, ricercatore di Parma, legato al gruppo LTPA Observer Project (www.ltpaobserverproject.com) di Albano Laziale.



Il dott. Valentino Straser – LTPA Observer Project

Straser ha parlato del tema delle luci sismiche, delle testimonianze storiche ma mostrando diverse immagini scattate di recente con l'aiuto di smartphone o altre telecamere, dimostrando in modo palese l'esistenza del fenomeno e ha poi descritto alcune ipotesi sui principi fisici che lo producono.

Il suo intervento è poi proseguito descrivendo il lavoro nel campo del monitoraggio elettromagnetico svolto dai fratelli Gabriele e Daniele Cataldi di Albano Laziale, che ha evidenziato il manifestarsi di eventi sismici rilevanti a scala mondiale, in corrispondenza di perturbazioni magnetiche derivanti da brillamenti solari.

Il secondo intervento è stato quello di Cristiano Fidani, ricercatore dell'Osservatorio Sismico A. Bina di Perugia.



Il dott. Cristiano Fidani – Osservatorio A. Bina di Perugia – durante l'installazione di una stazione presso la Sala Operativa di Protezione Civile di Pozzuolo

Fidani ha descritto la propria rete di monitoraggio elettromagnetico costituita da due o tre antenne filari posizionate lungo i tre assi cartesiani, in grado di rilevare il campo elettromagnetico presente in atmosfera generato soprattutto dai fulmini della troposfera, oppure dalle perturbazioni atmosferiche, così come ci rivelano i tracciati che ha proiettato durante l'esposizione.

Le stazioni di rilevamento di Fidani rivelano anche le polarità elettriche delle gocce di pioggia, l'approssimarsi di temporali e le precipitazioni, causando queste forti segnali nei ricevitori.

Le stazioni non si limitano a rilevare fenomeni atmosferici, ma sono state in grado di ricevere anche alcuni segnali molto diversi, che sono stati rilevati prima di eventi sismici nella zona dell'Emilia.

Non solo, essendo le stazioni in grado di rilevare anche il comportamento di emittenti radio lontane in banda VLF (Very Low Frequency), è possibile rilevare anche l'attenuazione dei loro segnali dovuti a perturbazioni

della ionosfera dovuti in parte a brillamenti solari e, come suggeriscono altri ricercatori, in qualche caso, anche a perturbazioni magnetiche di origine tettonica.

La terza relatrice è stata la dott.sa Anna Riggio dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste, la quale ha presentato gli esiti della sua ricerca nell'ambito del monitoraggio del gas radon.



La dott.sa Anna Riggio – Istituto Nazionale Oceanografia e Geofisica Sperimentale di Trieste

Le variazioni di livello del radon, infatti, si sono rivelate precursorie di eventi rilevanti accaduti in Cina nel passato e questo fatto ha stimolato la ricerca in tal senso.

La dott.sa Riggio, dopo aver spiegato che cos'è il radon, come si sviluppa e come raggiunge le nostre case, diventando, tra l'altro, una pericolosa fonte cancerosa, ha mostrato le variazioni rilevate nelle stazioni presenti in Friuli e il confronto tra queste e alcuni eventi sismici di media intensità.

La dott.sa Carla Barnaba del Centro Sismologico di Udine, ha descritto la storia e il funzionamento della Rete Sismometrica del Friuli, descrivendo la nascita, proprio ad un anno del terremoto del Friuli, delle stazioni fisse costituenti il primo nucleo che in futuro sarebbe diventato il cuore della rete.



La dott.sa Carla Barnaba – Istituto Nazionale Oceanografia e Geofisica Sperimentale – CRS Udine

La rete, nel tempo, si è sviluppata sia in senso planimetrico, estendendosi anche nel Veneto, sia in senso tecnologico, con l'aumento di stazioni e soprattutto con l'utilizzo di sensori con prestazioni diverse adatti sia a registrare gli eventi locali che quelli a scala mondiale.

La dott. Barnaba, ha poi evidenziato le tecniche di teletrasmissione dei dati provenienti dalle stazioni e gli accorgimenti tecnici e a volte manuali, che vengono presi al fine di mantenere la rete in perfetta efficienza durante tutte le possibili condizioni operative.

Infine ha fatto cenno alla discriminazioni dei dati e agli studi correlati agli stessi svolti presso il Centro di Ricerche insediato a Udine.

L'intervento del sig. Paolo Frediani, responsabile dell'Osservatorio Sismico Apuano, facente parte della rete della IESN (Italian Experimental Seismic Network), con sede ad Ancona, il cui presidente non ha potuto partecipare al meeting a causa di un piccolo infortunio, si è soffermato sulla possibilità, per le organizzazioni amatoriali, di installare e gestire stazioni tese al monitoraggio della radioattività naturale.



Il sig. Paolo Frediani componente Italian Experimental Seismic Network e responsabile dell'Osservatorio Sismico Apuano di Carrara

Proprio mediante alcune installazioni di questo tipo, è stato possibile rilevare alcune anomalie del livello del segnale rilevato, in corrispondenza di sequenze sismiche di debole intensità nella zona di Carrara.

Frediani ha esposto approfonditamente le tecniche possibili per questo tipo di monitoraggio e ha mostrato i grafici delle rilevazioni ottenute con le proprie stazioni. Si è anche soffermato sulle caratteristiche dei materiali da utilizzare per l'approntamento di una stazione con rilevatore posizionato all'esterno e sui problemi e le possibili soluzioni adottabili per proteggere il sensore dalle intemperie.

Ha concluso i lavori relativi al meeting, l'intervento di Riccardo Rossi, teso a descrivere gli aspetti principali del Progetto SDT – Segnali dalla Terra, progetto proposto dalla FESN, approvato dall'Associazione Radioamatori Italiani e finanziato proprio da questa stessa organizzazione.



Il geom. Riccardo Rossi coordinatore Friuli Experimental Seismic Network e responsabile del Progetto SDT Segnali dalla Terra

Il progetto è stato proposto su scala nazionale coinvolgendo le varie sezioni ARI presenti sul territorio, e anche se le effettive installazioni sono state limitate in operatività, non si esclude una prossima possibile estensione della maglia di stazioni di rilevamento.

Rossi ha evidenziato le modalità di ricezione dei segnali, i tracciati possibili e le modalità di acquisizione proposte dal dott. Adriano Nardi con le stesse apparecchiature previste dal progetto.

Il dott. Nardi, ricercatore dell'Istituto Nazionale di geofisica e Vulcanologia, che non ha potuto partecipare al meeting, è stato in grado di rilevare segnali elettromagnetici interessanti in corrispondenza di eventi sismici dell'Emilia, segnali che sono stati evidenziati proprio nell'esposizione di Rossi.

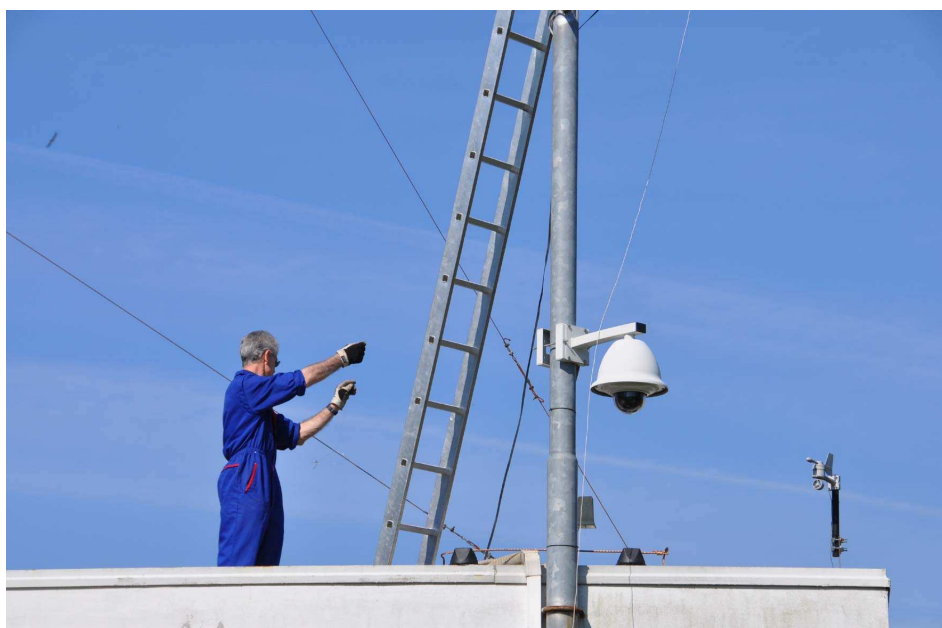
Inoltre il relatore ha esposto uno studio effettuato sulla base dell'energia sismica rilasciata all'interno dei confini della regione a partire dal 1977 fino alla fine del 2012, evidenziando alcune caratteristiche e esprimendo alcune osservazioni personali in proposito.

Il meeting si è concluso con l'intervento finale dell'ass. Marco Chiavon, il quale, dopo aver richiamato alcuni aspetti caratteristici del territorio di Pozzuolo del Friuli, ha invitato i presenti ad approfondire gli aspetti storici e culturali presenti, citando anche la successiva inaugurazione del Museo della Civiltà Contadina situato nei pressi del centro scolastico di Pozzuolo.



*L'ass. Marco Chiavon
dell'Amministrazione Comunale di
Pozzuolo del Friuli*

La mattinata di sabato 26 aprile, è stata riservata per l'installazione, grazie alla cortese collaborazione con il dott. Cristiano Fidani, di una delle sue stazioni di rilevamento elettromagnetico. La stazione, posizionata in corrispondenza della postazione di monitoraggio sismico, all'interno della Sala Operativa di Pozzuolo, ha già iniziato la sua attività ed ha evidenziato subito la sua sensibilità e gli interessantissimi segnali in grado di rilevare.



*Operazioni di installazione delle
antenne filari facenti parte della
stazione di monitoraggio
elettromagnetico di Cristiano
Fidani*

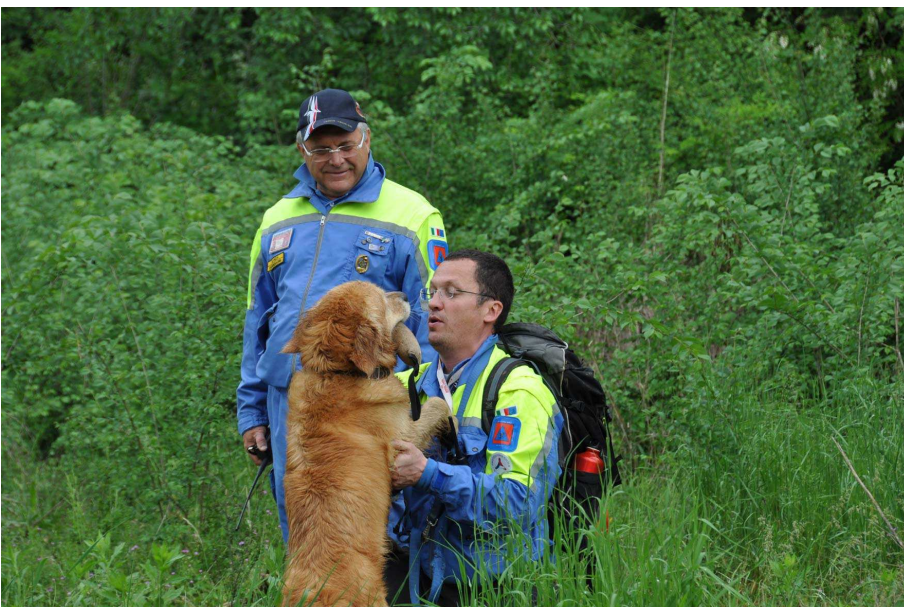
Il pomeriggio è stato impiegato per accompagnare gli ospiti di Prato al Museo del terremoto di Venzone, grazie alla disponibilità e alla competenza della locale Pro Loco.

In particolare il gruppo è stato favorevolmente impressionato, oltre che dalla bellezza intrinseca della cittadina, dalle competenze e dalla professionalità dimostrata dal sig. Aldo Di Bernardo, il quale ha accompagnato gli ospiti anche in una istruttiva visita guidata della località.



Aldo Di Lenardo intrattiene gli ospiti con la visita guidata di Venzone

La mattinata di domenica 27, a conclusione degli eventi, si è svolto un addestramento proposto dalla Squadra Comunale di Protezione Civile di Pozzuolo, il quale, simulando un evento sismico, visto le squadre di logistica composte dai volontari della squadra, dare supporto ai gruppi cinofili dell'ACDC Associazione Addestramento Cani da Catastrofe, nella ricerca di persone disperse.



Unità cinofile durante l'addestramento

Sempre nell'ambito della ricerca di persone, hanno lavorato i parapendisti a motore, i quali hanno eseguito sopralluoghi dall'alto delle zone operative.

La collaborazione della Croce Rossa Italiana, Sezione di Udine, con l'ausilio di figuranti, ha aumentato il grado di verosimilità delle situazioni emergenziali.



*La Croce Rossa Italiana
all'opera con una figurante*

Le Giacche Verdi, associazione che svolge operatività nell'ambito della protezione civile con l'ausilio di unità a cavallo, ha esplorato alcune zone nei pressi del torrente Cormor dando supporto alle altre unità di intervento.



*L'Associazione Giacche
Verdi in Piazza Julia a
Pozzuolo*

A corredo e supporto di tutte le attività programmate, è stata aperta la mostra sul terremoto del Friuli del 1976, allestita nella palazzina di Piazza Julia, contenente le immagini dell'evento di Gianni Cogoi, una collezione di libri storici di Fiorenzo Camol del FESN, nonché alcune strumentazioni sismiche e didattiche che non hanno mancato di entusiasmare con i loro terremoti provocati e registrati da una stazione sismica portatile, i ragazzi delle scuole di Pozzuolo che hanno aderito all'iniziativa.



*Sensori sismici autocostruiti da
Fiorenzo Camol (FESN) esposti
nella mostra*

I ragazzi delle scuole hanno beneficiato anche di alcuni esperimenti e informazioni proposte dalle installazioni dell'OSMER (Osservatorio Meteorologico Regionale), facente capo all'ARPA, e dell'Università di Udine, Dipartimento di Chimica Fisica e Ambiente, che hanno gentilmente aderito all'iniziativa proposta.



*Postazione in piazza Julia con
strumenti dimostrativi
dell'OSMER FVG, sullo sfondo
la postazione dell'Università di
Udine*

La clemenza del tempo meteorologico è stata davvero notevole, considerate le avverse previsioni per tutte e tre le giornate. La pioggia, infatti, si è lasciata cadere proprio in corrispondenza del pranzo conviviale che ha concluso in gioia e serenità la complessa organizzazione dell'evento.

Immagini: Maria Hrvatin

Italian Experimental Seismic Network

"LA PRIMA RETE DI SISMOLOGIA AMATORIALE IN ITALIA"

di Francesco Nucera (Presidente IESN)

CHI SIAMO

La I.E.S.N. Rete Sismica Sperimentale Italiana è un'organizzazione senza scopo di lucro, fondata sul volontariato personale dei propri membri, dedita allo studio dei fenomeni sismici ed al monitoraggio del territorio. Non percepisce contributi da enti e strutture pubbliche o da privati, si sostiene esclusivamente con il finanziamento personale dei soci i quali investono nelle attrezzature e nelle stazioni di rilevamento.

La I.E.S.N. dal 1998 promuove ad ogni livello, con tutte le più opportune iniziative, la conoscenza della scienza sismologica e di quelle discipline ad esse collegate, anche nell'interesse della protezione civile.

E' dotata di uno statuto interno e di un'organizzazione pubblicamente nota e si avvale del contributo di chiunque sia seriamente interessato al settore in cui opera

“La I.E.S.N. è un'organizzazione scientifica privata, libera e indipendente, finalizzata allo studio ed alla ricerca ed allo sviluppo in ambito sismologico, attraverso il monitoraggio tecnico del territorio italiano con appropriata attrezzatura di registrazione. L'appartenenza effettiva alla I.E.S.N. comporta, oltre che al rispetto puntuale del presente statuto e dei protocolli tecnici e operativi deliberati dal CD, la concreta adesione ai principi sui quali è basata l'associazione e, in particolare, all'impegno a mantenere quella serietà, professionalità e prudenza che permettano all'associazione di essere considerata come una seria riunione di serie persone che, unite dalla passione comune per la ricerca sismologica e geofisica, intendano liberamente dare il proprio contributo alla ricerca senza nulla usurpare né, tantomeno, volendosi sostituire ad organi e strutture ufficiali del settore” (art. 2 e seguenti dello Statuto vigente).

LA RETE I.E.S.N.

Attualmente la rete comprende 52 stazioni localizzate in quasi tutte le regioni di Italia. Particolarmente fitta è la maglia di rilevamento nelle zone a più alto rischio sismico come l'Appennino umbro marchigiano, la Lunigiana, Abruzzo, Molise, Irpinia e Basilicata.

In quest'ultima regione, grazie all'impegno del Gruppo regionale di Protezione Civile, è in fase di ultimazione una sottorete di circa 10 stazioni. Per l'Irpinia è stato stretto un accordo con l'Osservatorio Palmieri di Benevento (8 stazioni), mentre a breve saranno impegnati nuovi siti in Calabria (Sila e Piana di Gioia Tauro)



Fig. 1 – Le stazioni sismiche facenti capo alla IESN in Italia

UNA NOSTRA STAZIONE: SELLANO (PG)



Fig. 2 – *La stazione IESN di Sellano (PG)*

UN’ALTRA NOSTRA STAZIONE: MARATEA (PZ)



Fig. 3 – *Il pozzetto e l’acquisitore della stazione IESN di Maratea (PZ)*

I NOSTRI SISTEMI DI MONITORAGGIO

Tutte le stazioni della I.E.S.N. sono equipaggiate con sensori professionali o semi-professionali a 3 componenti. Il segnale viene poi elaborato da un apparato digitalizzatore a 18 o 24 bit, prodotto dalla ditta SARA Srl di Perugia, secondo specifiche tecniche corrispondenti agli standard scientifici internazionali attualmente in uso.

Viene effettuata la registrazione e il salvataggio “in continuo” del segnale sismico e il “triggeraggio” degli eventi in soglia dinamica. La calibrazione diretta del Tempo Universale è effettuata con sistema GPS o DCF. I file prodotti da ogni singola stazione vengono immediatamente trasmessi in tempo reale via tcp/ip (internet) al Centro Acquisizione ed Elaborazione Dati, il quale provvede alla immediata localizzazione ipocentrale. Dal Gennaio 2014 sono state equipaggiate alcune stazioni con un nuovo sistema di acquisizione completamente autonomo e basato su tecnologia S.O. Linux e software e modalità di trasmissione dedicati.

Il piano di rinnovamento prevede l'estensione di tale tecnologia ad almeno il 50% della rete entro 18 mesi unitamente all'upgrade della sensoristica, migrando alla quasi totale utilizzazione dei sismografi broadband.

IL SISTEMA I.E.S.N.

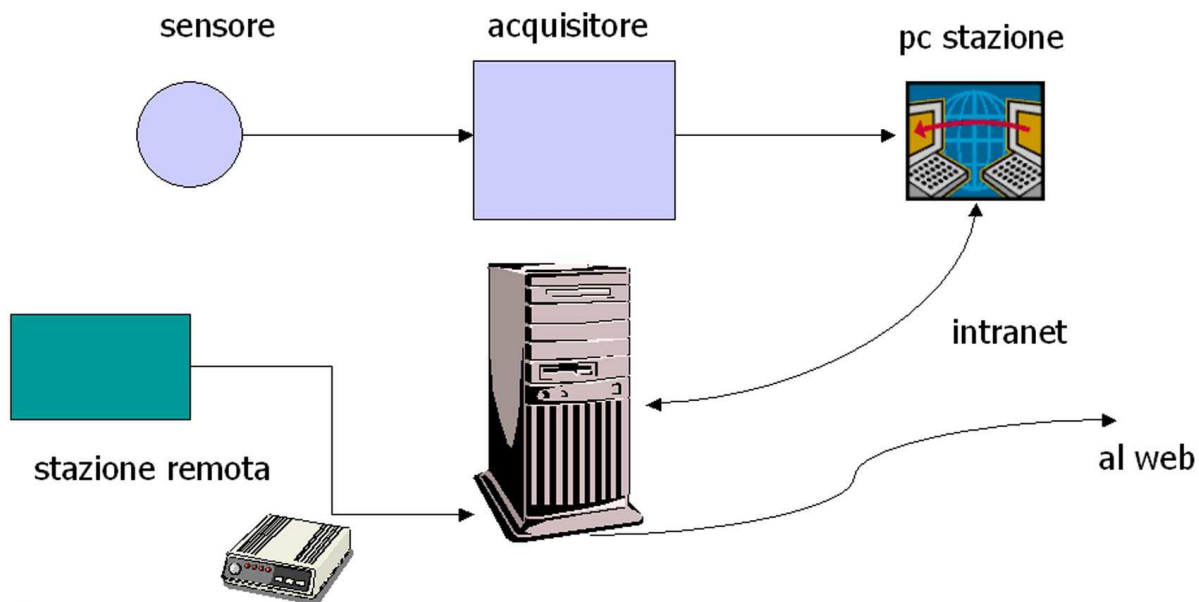


Fig. 4 – Schema del sistema di acquisizione adottato dalla IESN

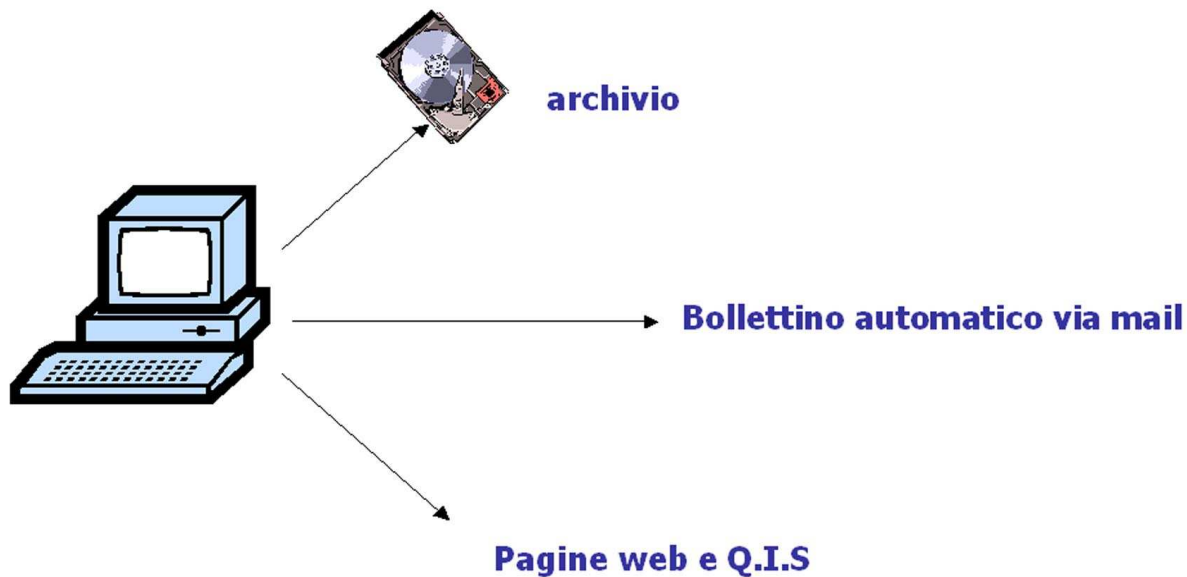


Fig. 5 – Schema del sistema di diffusione dei dati acquisiti

IL SOFTWARE DI ANALISI

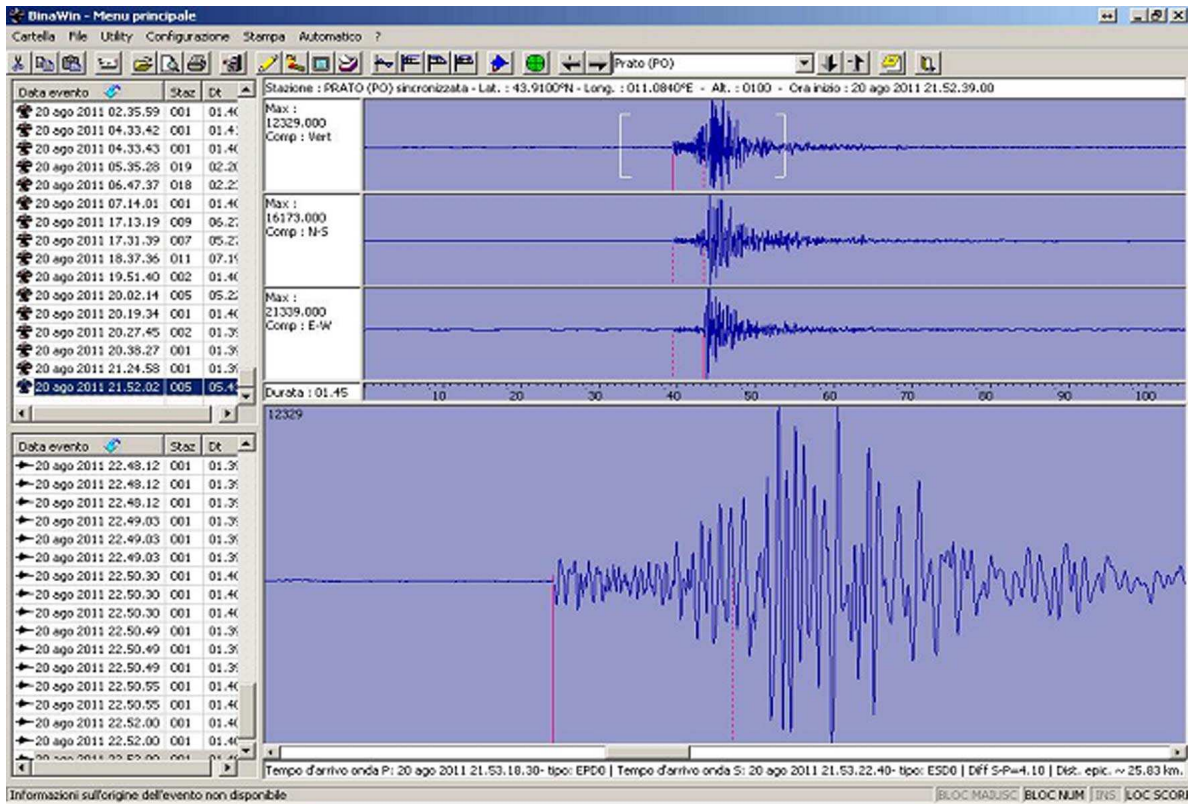


Fig. 6 – Sistema manuale Binawin ©

Il software di analisi manuale utilizzato è Binawin, messo a punto dall'Osservatorio Sismico A. Bina di Perugia.

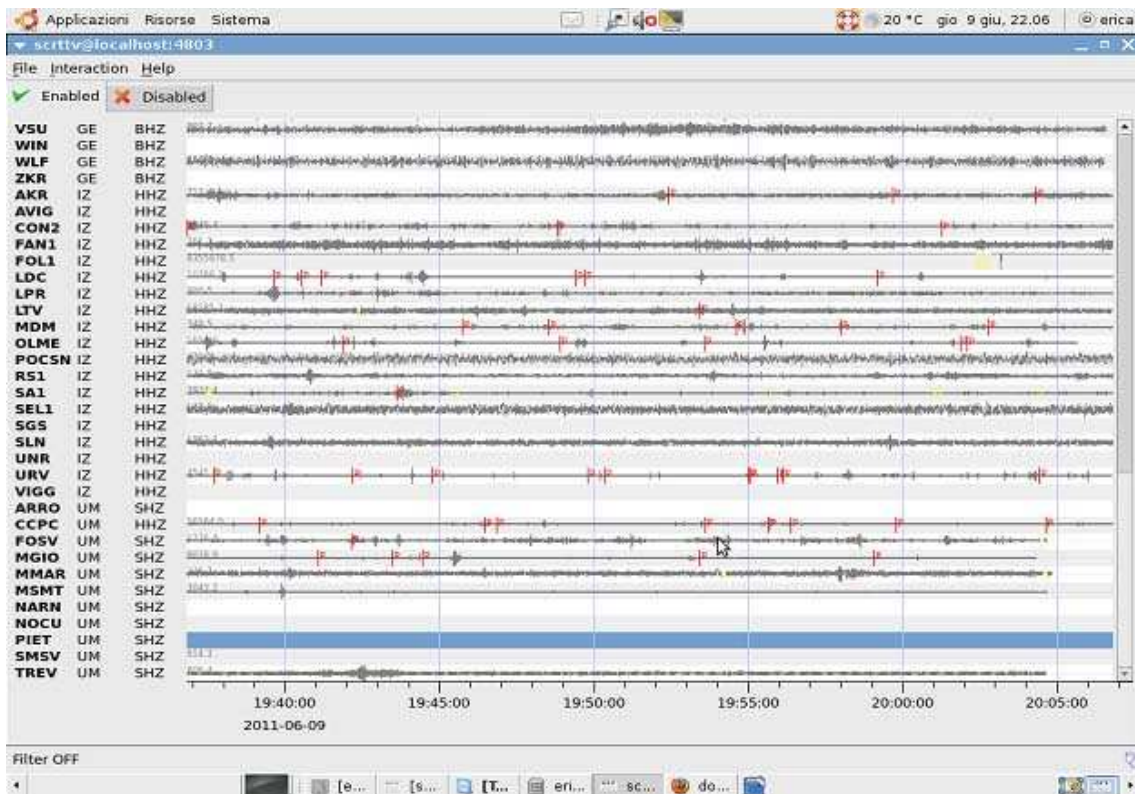


Fig. 7 – Sistema automatico Sistema automatico Seiscomp3 ©

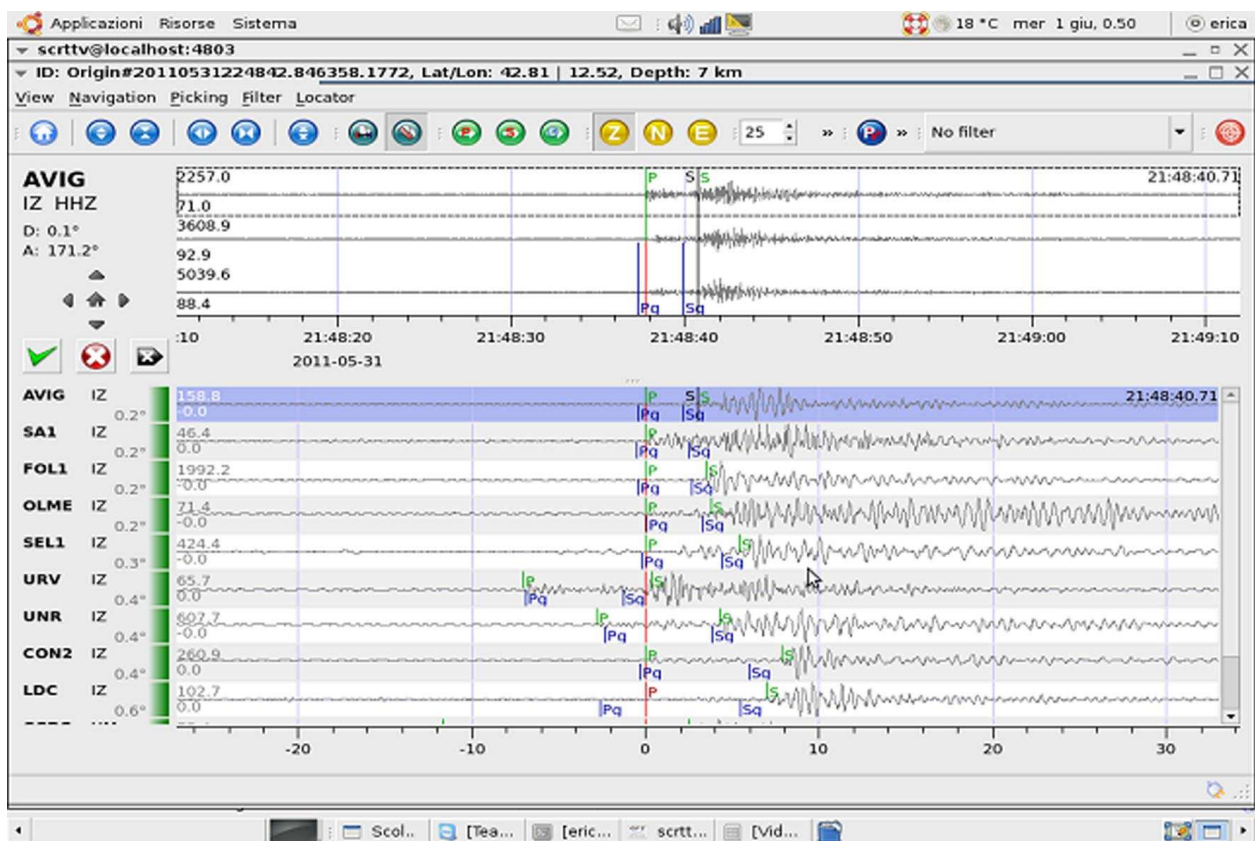


Fig. 8 – Un'altra schermata del sistema automatico Seiscomp3 ©

LE INIZIATIVE

La I.E.S.N. è stata presente sin dal 1998 in tutte le più rilevanti sequenze sismiche italiane, con apparecchiature installate in zona epicentrale (stazione mobile) e pagine web speciali.

Basilicata: settembre 1998, Nizza Monferrato: agosto 2000, Appennino modenese: luglio 1999, Forlì-Faenza: primavera 2000, Merano: gennaio 2001, Costa palermitana: settembre 2002, Molise: novembre 2002, Alessandria: aprile 2003, L'Aquila: 2009, Emilia: 2012, sequenza di Gubbio: 2013.

Per ognuno di questi episodi, è stata data immediata, puntuale e costante informazione via internet e social network

Importanti da sempre sono le iniziative didattiche in favore di scuole ed associazioni con lezioni di base sul "terremoto" e sulla prevenzione. Particolarmente attivi su questo fronte le nostre unità della Toscana e dell'Umbria, facenti capo ad organizzazioni volontarie territoriali di Protezione Civile. Ulteriore forme di sensibilizzazione ed istruzione sono presenti sul nostro sito web, con pagine illustrative e formative particolari.

I GRANDI EVENTI SISMICI – MOLISE 2002

Notevole l'impegno profuso in occasione del drammatico evento del Molise, dove la Iesn era già da mesi presente con la sua stazione di Macchia Valfortore. Centinaia i rapporti macrosismici inviati via mail nelle prime ore successive alle due scosse principali. Migliaia gli eventi registrati, elaborati ed archiviati.

MOLISE 2002 – LA NOSTRA STAZIONE DI MACCHIA VALFORTORE



Fig. 9 – *Una veduta di Macchia Valforte in provincia di Campobasso*

MOLISE 2002 – GLI EVENTI



Fig. 10 – *La scossa premonitrice*



Fig. 11 – *Primo evento principale*



Fig. 12 – *Secondo evento principale*

I GRANDI EVENTI SISMICI – L'AQUILA 2009

La I.E.S.N. ha monitorato e seguito in modo sistematico e pignolo tutta la sequenza preliminare aquilana sin dal gennaio 2009. Alla fine di marzo, prima della fase parossistica, veniva installata una stazione nei pressi del capoluogo abruzzese per meglio comprendere l'evoluzione. Nella mattinata del 6 aprile l'unità mobile interveniva prontamente con altre 2 stazioni installate nel centro cittadino e nella vicina San benedetto di Bagno

Il sistema mobile e fisso, con collegamento permanente wifi ed internet, assicurava quindi un perfetto monitoraggio dell'imponente crisi sismica acquisendo circa 30.000 eventi nell'arco di sei mesi circa.

I terremoti stati poi 'riletti', 'processati' ed attentamente analizzati onde consentire la mappatura completa dell'importante sequenza.

Il portale web della I.E.S.N. è stato per moltissimi mesi un contenitore fondamentale ed un punto di riferimento costante per tutta la popolazione aquilana, alla quale è stato fornito un servizio di informazione libero, obiettivo e professionale di altissimo livello, ancora oggi riconosciuto da migliaia e migliaia di cittadini. Sismogrammi in diretta, elenco eventi, forum scientifici ed indicazioni primarie immediate e di facile fruizione.

On-line, la Iesn offre a tutti gli utenti il servizio di visualizzazione in diretta delle tracce sismiche di tutte le stazioni, in modo da fornire una situazione aggiornata ed in tempo reale di eventuali eventi che possano avvenire.

Adeguandosi alle mutate modalità di fruizioni di Internet, la I.E.S.N. è sempre più presente sui social network (Facebook, Twitter e prossimamente YouTube), attraverso i quali offre in «presa diretta» qualsiasi informazione su tutti gli eventi sismici del territorio italiano.

Venendo incontro alle innumerevoli richieste, a breve sarà disponibile online (s.s. e sito) un sistema di visualizzazione immediata della sismicità, anche al di sotto della soglia di avvertibilità.

La Rete Sismometrica del Friuli

CENTRO DI RICERCHE SISMOLOGICHE, VIA TREVISO 55, UDINE

di Carla Barnaba

ABSTRACT

Il 6 maggio 1977, a un anno esatto dal terremoto che il 6 maggio 1976 distrusse la regione, il primo nucleo della rete permanente del Friuli fu realizzato dall'OGS (al tempo Osservatorio Geofisico Sperimentale con sede a Trieste). Le prime sette stazioni, installate a Bordano, Buja, Bernadia, Colloredo, Montereale Val Cellina, altopiano di Monte Prat e Udine, erano collegate via radio al centro di acquisizione dati presso la Casa della Contadinanza sul Castello di Udine, e coprivano l'area maggiormente colpita dal sisma del 1976. Negli anni successivi, grazie soprattutto alla legge per la ricostruzione del Friuli, che istituiva il Centro di Ricerche Sismologiche (CRS), dipartimento dell'OGS con sede a Udine, la rete ha subito un costante sviluppo, sia in termini di numero di stazioni, che di qualità del dato registrato, con il progressivo passaggio dal sistema di acquisizione analogico alla moderna tecnologia digitale. Oggi le stazioni operanti sul territorio regionale sono 26, ma la rete del Friuli beneficia anche delle stazioni presenti in Veneto. Il Centro Sismologico inoltre acquisisce e distribuisce in tempo reale i dati delle stazioni delle vicine Slovenia e Austria, garantendo così un'efficace copertura su tutta l'area regionale. Dagli inizi degli anni 2000, accanto alla rete sismometrica ad alta amplificazione (corto periodo) per la registrazione di eventi locali anche molto deboli, il CRS ha avviato l'installazione di una rete di stazioni con sensori a banda larga per acquisire segnali sismici in tutta la loro gamma spettrale. Tali registrazioni permettono una maggiore accuratezza nella definizione della sorgente sismica che genera i terremoti, con una ulteriore conoscenza del fenomeno sismico. Inoltre queste stazioni sono dotate anche di accelerometri, per cui in caso di un terremoto molto forte, la stazione non subisce saturazione del segnale. La rete a larga banda attualmente comprende 18 stazioni. La maggiore sensibilità dei sensori di cui è composta, richiede una grande cura nell'installazione degli strumenti. Per questo motivo tali stazioni sorgono, per quanto possibile, in luoghi remoti, lontano da sorgenti di rumore antropico, all'interno di grotte, miniere o bunkers militari sotterranei dismessi. In particolare, i sensori, molto sensibili alle variazioni di temperatura e pressione, sono ulteriormente isolati termicamente con appositi coperchi. Le stazioni sono alimentate dalle rete elettrica, dove presente, o da batterie e pannelli solari. La trasmissione dei dati avviene tramite collegamenti radio in collegamento HiperLAN, via GPRS, satellitare o mediante linea numerica dedicata (stazione di Trieste): questo consente un'acquisizione continua con ritardi dell'ordine del secondo. I dati di tutte le stazioni confluiscono in un unico sistema di archiviazione ed elaborazione dei segnali basato sul software BRTT Antelope, un software adottato da alcune tra le più importanti istituzioni sismologiche mondiali e che consente, tra l'altro, una facile integrazione in tempo reale con le reti nazionali dell'Austria e della Slovenia. Per garantire una ridondanza del dato, l'acquisizione dei dati per alcune stazioni avviene direttamente anche presso la Sala Operativa della Protezione Civile a Palmanova. Nei quasi quarant'anni di vita della rete, il numero di terremoti registrato è circa 25.000, di magnitudo variabile da 1 a 5.6. L'area maggiormente interessata al fenomeno è la fascia pedemontana, dal Cansiglio all'area di Bovec in Slovenia, dove sono stati registrati gli eventi più forti.

INTRODUZIONE

La regione Friuli Venezia Giulia, con le vicine bassa Austria e Slovenia occidentale è al giorno d'oggi l'area sismicamente più attiva dell'intero arco alpino. In passato, oltre ai terremoti del 1976, si ricordano due eventi catastrofici avvenuti nel 1348, il così detto terremoto di Villacco, e nel 1511, quest'ultimo evento passato alla storia a volte con il nome di terremoto di Idria, di Cividale o di Udine.

Le osservazioni strumentali in regione iniziarono alla fine dell'Ottocento, a cura dell'Impero Austroungarico. Nella città di Trieste, l'Osservatorio Talassografico voluto da Maria Teresa d'Austria per lo studio delle maree del Golfo, ben presto si dotò di strumenti di misura della crosta terrestre, e già nel 1931 in città era operativo il sismometro Wieckert, a cui venne affiancato in seguito un Vicentini a tre componenti. Essi funzionarono fino al 1963, anno in cui la stazione di Trieste entrò a far parte della rete mondiale WWSSN (World Wide Standardised Seismographic Network). La sede dell'Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS) venne spostata nell'attuale collocazione di Borgo Grotta Gigante (Sgonico, TS) e i sensori della nuova stazione sistemati al fondo delle Grotta Gigante. Nel 1971, per misurare la magnitudo furono aggiunti

i sismometri orizzontali Wood-Anderson, che registrarono, con alterne fortune, la sequenza sismica del Friuli nel 1976.

Nel 1977, l'OGS attivò il primo nucleo della rete sismometrica del Friuli, con sette stazioni analogiche con sensori a corto periodo nell'area maggiormente colpita dal terremoto del 1976. Da allora ad oggi, con l'istituzione del Centro di Ricerche Sismologiche (CRS), istituito con la legge n°828/82 per la ricostruzione del Friuli, la rete ha subito profonde trasformazioni tecnologiche e si è allargata anche al vicino Veneto. L'integrazioni tra reti confinanti permette inoltre una migliore localizzazione degli eventi e beneficia anche dei dati delle stazioni slovene e austriache.

LA RETE SISMOMETRICA DEL FRIULI

La Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia (RSFVG) è gestita dal Centro di Ricerche Sismologiche (CRS), una sezione dell'OGS con sede a Udine. E' attualmente costituita da 26 stazioni digitali dotate di sensori per la registrazione sia di terremoti locali deboli e forti, che di terremoti lontani. Le vibrazioni del terreno percepite dai geofoni sono trasformate in un segnale elettrico proporzionale alla velocità del suolo nelle tre componenti dello spazio (verticale, nord/sud ed est/ovest) e convertite in un segnale digitale dall'acquisitore.

La stazione sismica è quindi composta da uno o più geofoni, dall'acquisitore, da un sistema di trasmissione radio (HiperLAN), da un radiorecettore GPS per allineare il segnale orario delle stazioni al tempo universale (GMT) con accuratezza dell'ordine dei millisecondi e da un sistema di alimentazione a pannelli solari (o allacciamento rete ENEL) con batterie tampone.

I siti che ospitano le stazioni sono il miglior compromesso tra le esigenze di ottimizzazione della copertura della rete, la disponibilità del sito, il basso rumore antropico e la visibilità dei ponti radio per la trasmissione del dato. Maggiore cura viene data ai siti delle stazioni a larga banda i cui sensori, particolarmente sensibili alle minime variazioni di pressione e temperatura, sono alloggiati in grotte, caverne o bunker militari dismessi.

Alle prime sette stazioni della rete di Bordano, Buja, Bernadia, Colloredo, Monte Prat, Montereale Val Cellina e Udine, si sono aggiunte le stazioni di Paularo, Lussari, Drenchia, Zoufplan, Casera Mimoiias, Casso, Caneva, Talmassons. I sensori di queste stazioni sono collocati in un pozzetto in superficie, mentre le stazioni di Villanova delle Grotte e Trieste, gestite in collaborazione con l'Università di Trieste, sono ospitate all'interno delle due grotte carsiche, garantendo così un migliore isolamento. Anche le nuove stazioni a larga banda sono alloggiate in particolari siti che garantiscono basso rumore antropico e uniformi condizioni di pressione e temperatura. La stazione di Acomizza è situata all'interno di un bunker militare dismesso poco sotto la cima del monte Acomizza, le stazioni di Cludinico e Cave del Predil sono all'interno delle due ex-miniere, le stazioni di Cima Grappa e Sabotino occupano i locali di vecchie gallerie della Grande Guerra mentre per il sito dello Zoufplan è stato scavato un apposito pozzo profondo 10 m. Restano ancora da migliorare i siti delle stazioni di Fusea e Drenchia, attualmente in pozzetti superficiali.

ALLARME SISMICO LOCALIZZAZIONE DEI TERREMOTI

Il dato acquisito dalle singole stazioni sparse sul territorio è inviato alla sala di acquisizione del CRS a Udine e, per alcune stazioni, anche presso la Sala Operativa della Protezione Civile a Palmanova. Presso il CRS è attivo il sistema automatico di allarme sismico, un software realizzato dal personale del CRS che funziona in connessione con il sistema di acquisizione ed elaborazione di dati sismometrici BRTT Antelope.

Il sistema analizza il flusso dei dati e individua dei transienti anomali rispetto all'andamento solito della stazione. Isola quindi il segmento di registrazione individuato e ricerca sulle registrazioni delle altre stazioni analoghi transienti per verificare la coincidenza del possibile evento. Una volta stabilita la coincidenza, il programma individua l'istante in cui la registrazione ha deviato dalla norma e quindi fissa l'arrivo delle prime onde sismiche (onde P). La stessa cosa viene fatta per il secondo tipo di onde (onde S) e la differenza di tempi tra l'arrivo delle due fasi permette di definire l'epicentro del sisma, conoscendo la velocità di propagazione delle onde sismiche nel suolo.

La lunga esperienza del CRS, unita allo sviluppo tecnologico, permette di determinare l'epicentro dell'evento in circa tre minuti, tempo necessario alla grande mole di dati di giungere dalle stazioni al centro di calcolo. L'errore che si commette sulla localizzazione dipende dalla zona in cui avviene il terremoto. Per il Friuli centrale, i tempi di calcolo e gli errori sono molto bassi, mentre per gli eventi ai margini della rete le incertezze spaziali aumentano per il minor numero di stazioni presenti. Per questo motivo da circa 10 anni esistono dei programmi di scambio in tempo reale dei dati sismologici tra la rete del Friuli, l'Austria e la

Slovenia. Questo permette di avere una buona copertura su tutta la regione, e garantire la massima efficienza nelle localizzazioni.

Una volta stabilito l'epicentro e la magnitudo del terremoto, il sistema automatico allerta in primis il personale di reperibilità del CRS e la Sala Operativa della Protezione Civile, e poi invia SMS, fax ed email ad una serie di destinatari selezionati dalla Protezione Civile stessa. Tutte le localizzazioni automatiche sono disponibili in tempo reale sulla pagina web del Centro Sismologico all'indirizzo <http://rts.crs.inogs.it>. Una volta attivato il personale di reperibilità, per eventi di magnitudo superiore a 2.8, tutti i dati sono controllati da un esperto sismologo che verifica le corrette procedure automatiche e in base alla gravità dell'evento, fornisce supporto alla Protezione Civile.

SISMICITÀ REGIONALE

Il monitoraggio della sismicità svolto dal Centro Sismologico copre un'area che va dal lago di Garda al confine con la Slovenia, coinvolgendo tutte le stazioni gestite dall'OGS.

Per quanto riguarda il Friuli, si può notare che la sismicità è localizzata principalmente lungo la fascia pedemontana, nell'area di Barcis-Claut-Tramonti di Sotto-Montereale Valcellina, nell'area Villa Santina-Tolmezzo-Monte Sernio-Gemona-Lusevera e nella zona di Cave del Predil-Fusine.

Gli eventi di maggior intensità sono stati i terremoti del 1977 in zona Trasaghis, correlati alla sequenza del Friuli del 1976; la sequenza di Mena del 1988, con due eventi di magnitudo prossimi a 4; gli sciame di Claut del 1993 e 1996 con una serie di eventi compresi tra 3.8 e 4.6; i terremoti di Bovec del 1998 e 2004 rispettivamente di 5.6 e 5.1, in assoluto gli eventi più forti registrati dalla rete dalla sua costituzione, il terremoto del M.te Sernio del 2002 di magnitudo 4.9.

Ad ovest, in Veneto, si nota una sismicità distribuita lungo la fascia pedemontana che va dal Cansiglio-Bellunese al Lago di Garda. L'attività si presenta rara e di basso livello nella parte più orientale mentre nella zona più occidentale si nota un leggero incremento sia in frequenza che in magnitudo. A nord, in territorio Austriaco l'attività sismica si presenta molto rara e di basso livello localizzata prevalentemente a NNE di Villach. In Slovenia, le aree maggiormente attive sono quelle di Bovec, dove sono numerosi gli eventi di magnitudo superiore a 3 registrati in questi anni, e la zona del M.te Nevoso-Postumia, che grande risentimento genera a Trieste a causa dei terreni soffici su cui è costruita parte della città.

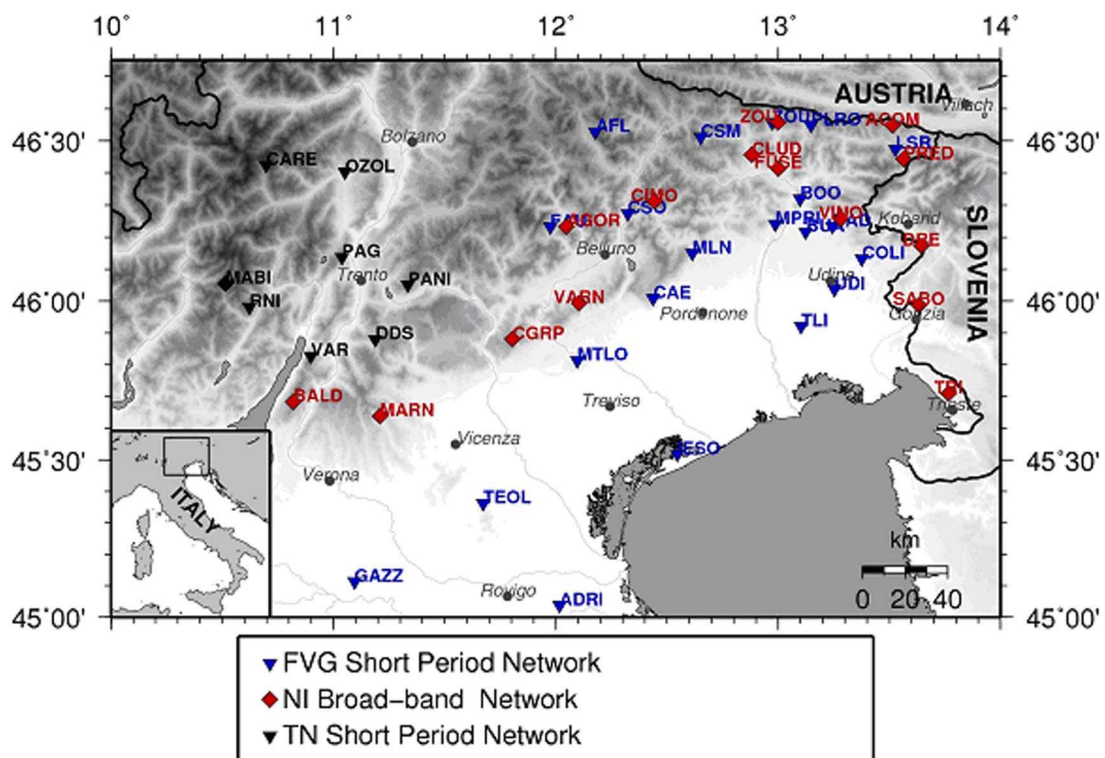


Fig. 1 - La rete Sismometrica dell'Italia Nord-orientale costituita dalle stazioni del Friuli Venezia Giulia, del Veneto e della Provincia di Trento, gestite dal Centro di Ricerche Sismologiche dell'OGS.

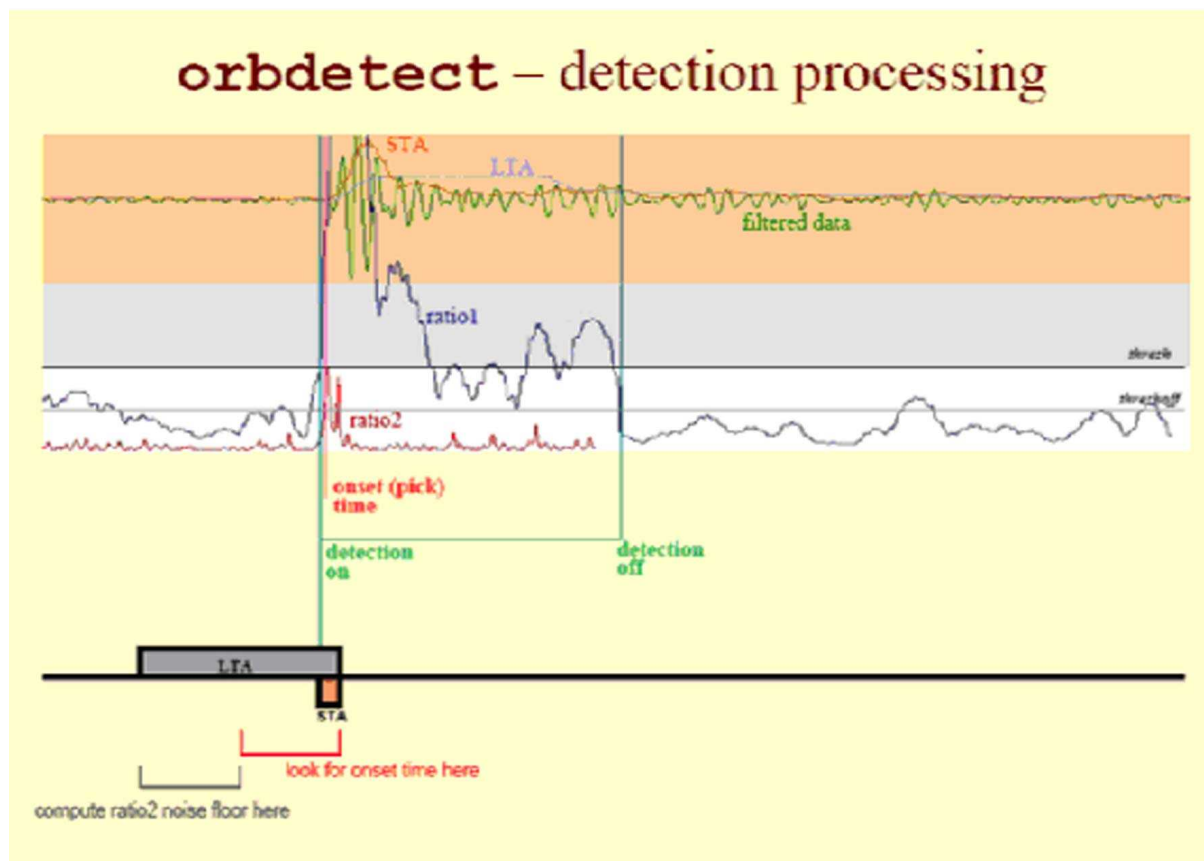


Fig. 2 - Esempio di individuazione automatica di un evento sismico basato sull'analisi delle variazioni tra la media sul lungo periodo del segnale sismico (LTA) e la media sul corto periodo del segnale sismico (STA)..

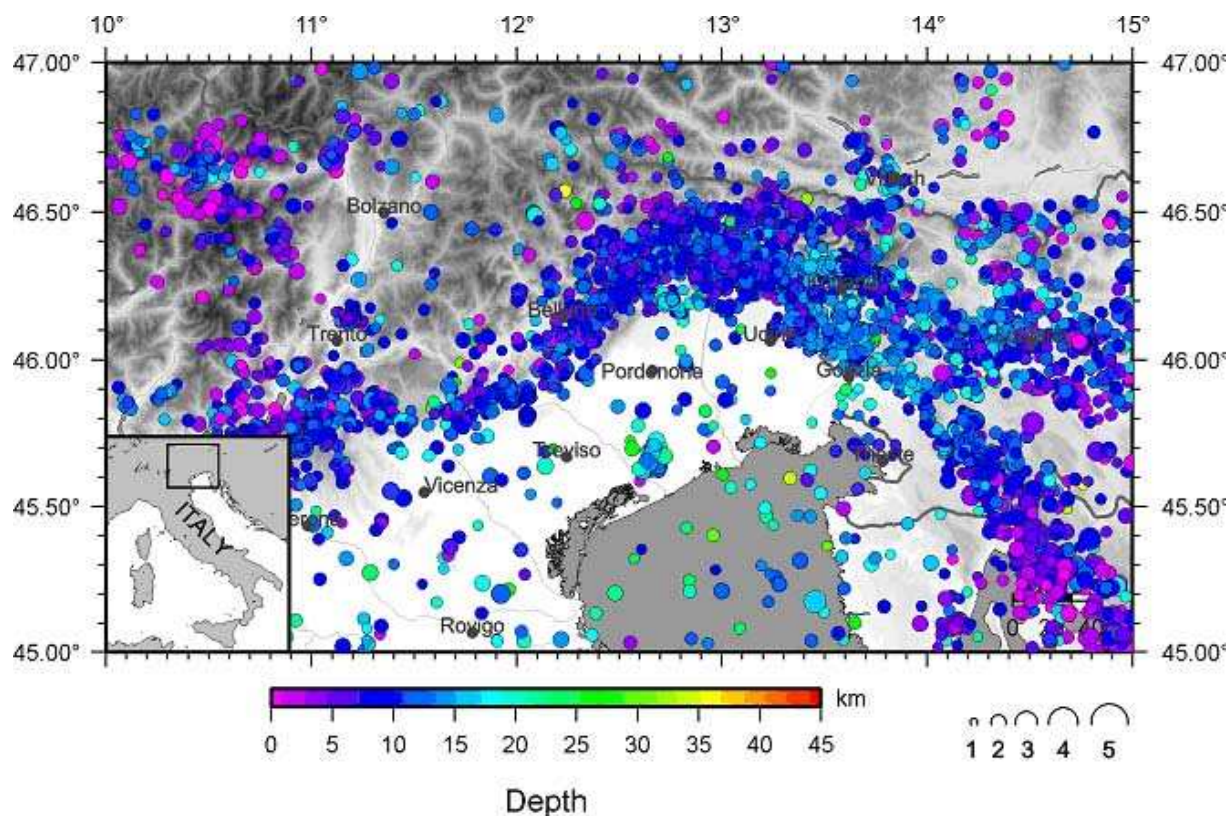


Fig. 3 - Sismicità strumentale registrata nel Nord-Est Italia dal 1977 al oggi dalla rete sismometrica dell'OGS. Il maggior numero di eventi si addensa lungo la fascia pedemontana, dal lago di Garda fino al confine con la Slovenia, per scendere poi lungo la dorsale dinarico in Slovenia e Croazia.

METODO DI RICERCA DI PRECURSORI SISMICI DELL'OSSERVATORIO SISMICO APUANO

di Paolo Frediani

L'Osservatorio Sismico Apuano è stato costituito il 7 dicembre 1989 per iniziativa di Paolo Frediani, a seguito della propria esperienza, come volontario, nell'attività di protezione civile (fondatore e vicepresidente di una associazione di protezione civile a livello nazionale).

L'Osservatorio effettua attività di ricerca e studio del fenomeno sismico sia a livello nazionale che internazionale ed ha avuto l'opportunità di stabilire solidi rapporti di collaborazione con i maggiori enti scientifici.

Tutti i dati e le conoscenze scientifiche acquisite, per statuto, devono essere divulgate, allo scopo di far divenire, l'operato dell'Osservatorio Sismico Apuano, una pubblica utilità.

L'Osservatorio può avvalersi del sostegno economico derivante da contributi e donazioni di terzi, nonché dai proventi derivanti dalla propria attività, purché eviti in assoluto qualsiasi attività di lucro.

Le risorse economiche a disposizione devono essere utilizzate esclusivamente per implementare l'attività di ricerca.

Le persone che esercitano la propria attività all'interno dell'Osservatorio acquisiscono il titolo di "collaboratori" e possono avvalersi delle strumentazioni e del materiale scientifico disponibile e necessario ad approfondire le proprie conoscenze. Tuttavia non possono utilizzare i dati e il suddetto materiale a disposizione, per finalità di lucro o per scopi puramente personali (pubblicazioni, convegni etc.). I collaboratori devono svolgere la propria attività gratuitamente e devono sottoscrivere un protocollo deontologico professionale.

Nel corso degli anni l'Osservatorio ha potuto migliorare e implementare le attrezzature a disposizione. Nelle località di Fivizzano (MS), Casola in Lunigiana (MS), Avenza (MS) e Camaiore (LU), sono state installate delle stazioni sismiche triassiali con acquisitore digitale a 24 bit. Inoltre sono disponibili altre due stazioni mobili per l'effettuazione monitoraggi temporanei. Dal 2013 è stata integrata alla rete esistente anche una stazione privata posta a Castiglione Vara (SP).

Per scelta operativa si è deciso di studiare solo l'attività sismica locale della Lunigiana e della costa apuoversiliense. A tal proposito si è preferito utilizzare la dicitura: "*rumore di fondo su ampia gamma di frequenze*" anziché parlare di microsismicità.

All'inizio del 2013, allo scopo di tentare la ricerca di segnali possibili precursori sismici, si è deciso di monitorare il campo delle radiazioni gamma. A tale scopo sono stati acquisiti alcuni contatori geiger ed è stato dato il via a una campagna di misure.

Il 21 giugno 2013 si è verificato, in Lunigiana, un forte sisma di M 5,3 e, a seguito dell'evento principale, l'attività sismica è proseguita per alcuni mesi con una certa intensità.

Nello stesso mese di giugno, in Avenza (MS), (posta a circa 10/15 km dall'area epicentrale) sono state registrate le prime variazioni del livello di radiazione di fondo. Si trattava di variazioni significative della durata di alcune decine di minuti.

In considerazione che Avenza è una località densamente popolata, che sono presenti attività industriali e artigianali e che sorge in un contesto geologico diverso dall'area epicentrale, si è deciso di installare una stazione di monitoraggio della radioattività provvisoria presso Fivizzano, negli stessi locali dove è stata installata la stazione sismica.

L'idea operativa è stata elaborata a seguito della proposta dell'ing. Sergio Berti, collaboratore dell'Osservatorio Sismico Apuano, il quale, in merito, ha anche elaborato una propria teoria sull'ipotesi di correlazione tra le radiazioni gamma e l'attività sismica.

Per le misure sono stati utilizzati tre diversi contatori geiger, anche al fine di confrontarne le caratteristiche. Durante le prime cinque ore di monitoraggio non si sono riscontrate anomalie, ma in corrispondenza dell'inizio di attività sismica le radiazioni gamma sono salite immediatamente, raggiungendo un valore 4 volte superiore al livello di fondo. L'incremento è durato circa 40 minuti., mentre l'attività sismica è proseguita per circa 2 ore, con sismi che non hanno superato la M. 2.5.

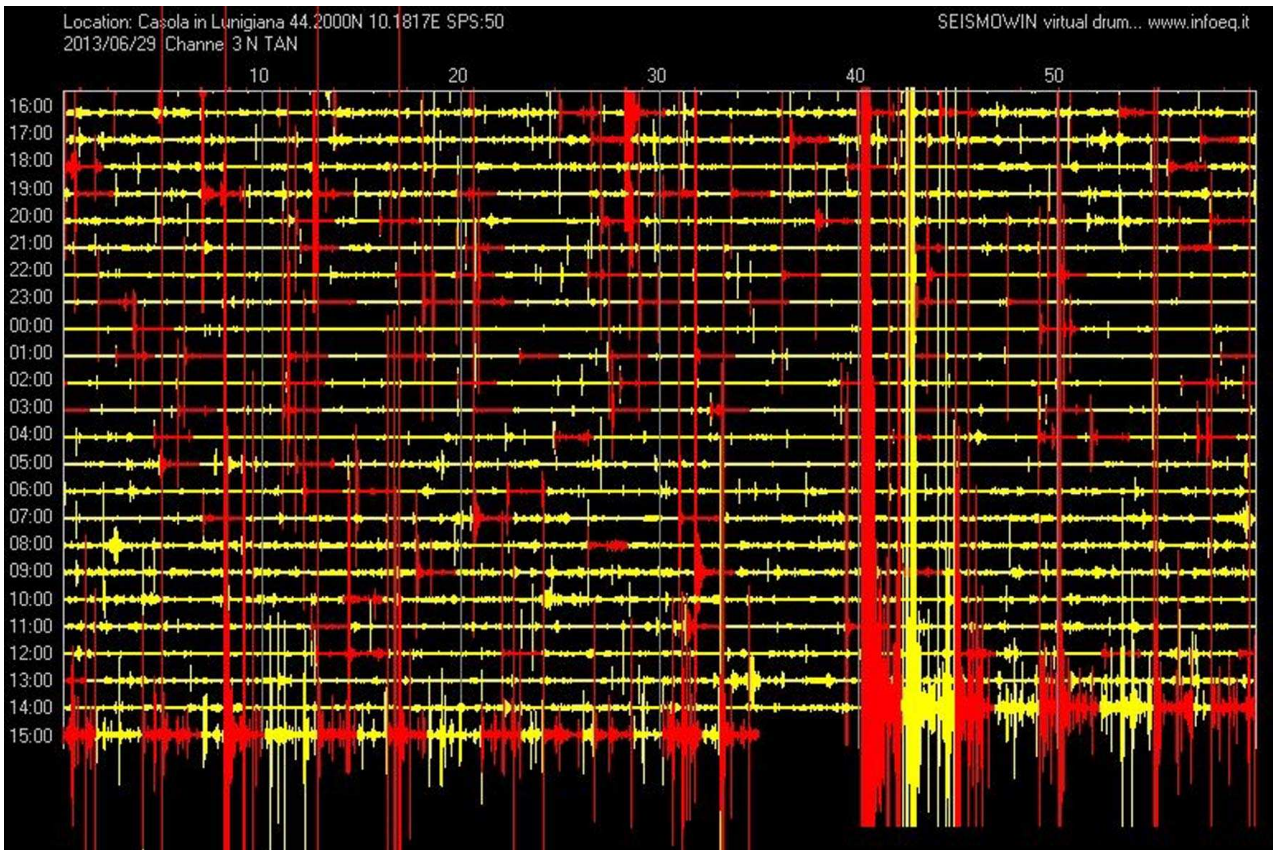


Fig. 1 – Sequenza sismica registrata dalla stazione di Casola

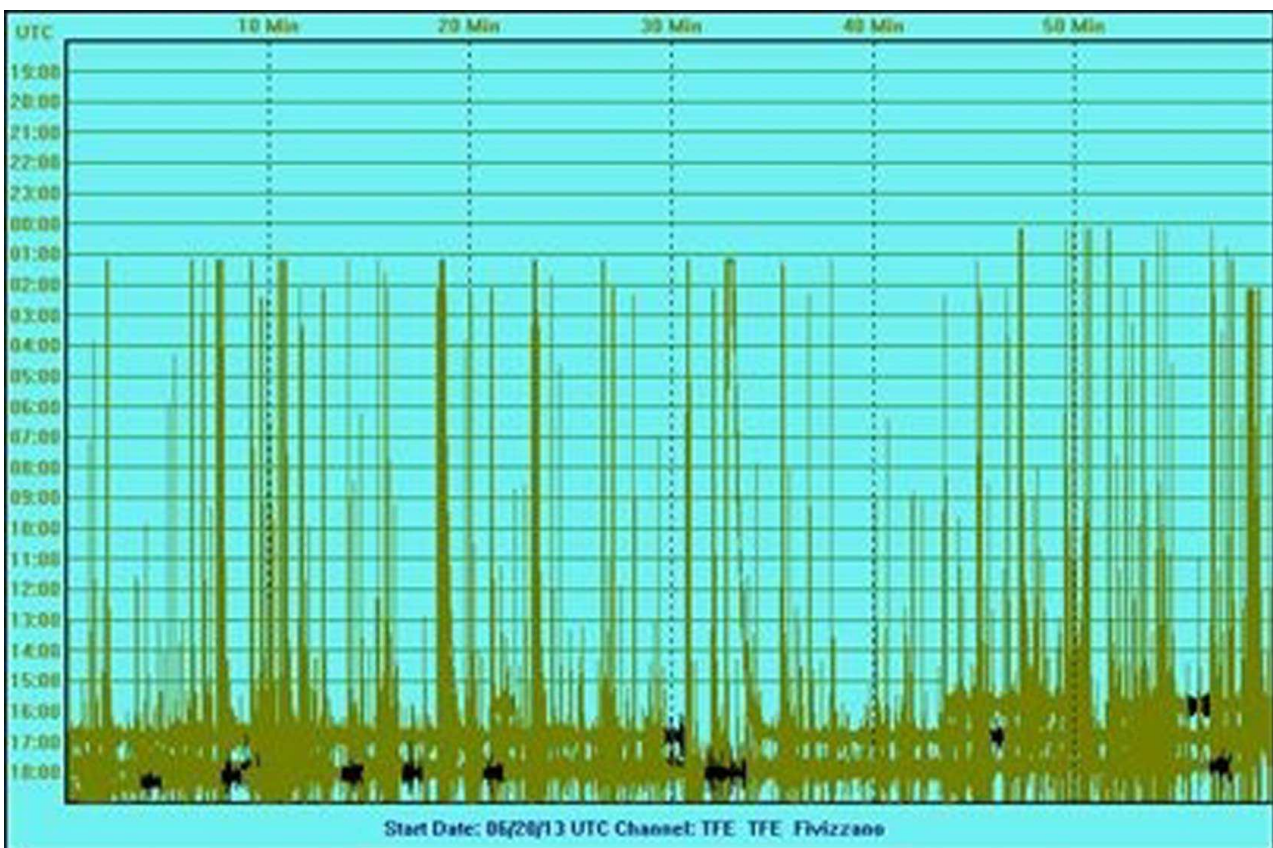


Fig. 2 – Sequenza sismica registrata dalla stazione di Fivizzano

A seguito di tale esperienza è stato deciso di effettuare misure in continuo (24 ore su 24), utilizzando altri tipi di contatori geiger collegati a computer. A tutt'oggi sono state installate quattro stazioni per il monitoraggio ambientale delle radiazioni gamma.

I dati forniti dalle stazioni vengono elaborati con diversi criteri di analisi, cercando di individuare eventuali costanti prima di ogni evento.

Il monitoraggio effettuato è visibile tramite il sito dell'osservatorio www.osservatorioapuano.org, prima rete italiana privata che pubblica le proprie osservazioni sulla radioattività..

Recentemente, al fine di ottenere affidabili sensori geiger a basso costo, si sono progettati e costruiti alcuni prototipi utilizzando le schede elettroniche progettate da "Theremino" e collegando le stesse a tubi "sbm 20" di fabbricazione russa.

Per aumentarne la sensibilità si sono utilizzati più tubi collegati in parallelo, fino ad un massimo di 8.

Di seguito alcune soluzioni tecniche realizzate:

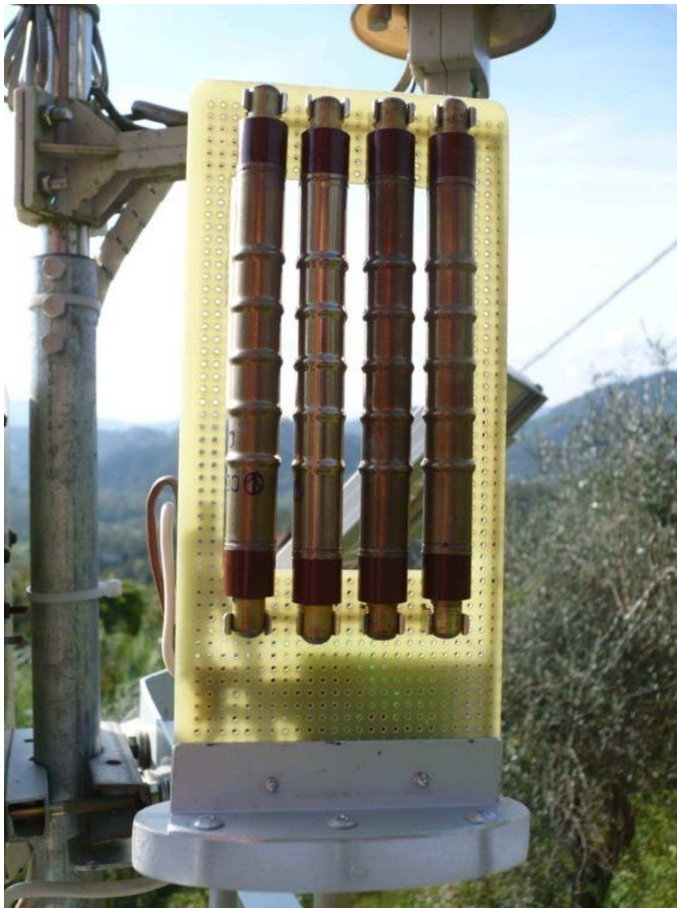


Fig. 3 – Esempio di sensore geiger con quattro tubi



Fig. 4 – Prove in laboratorio

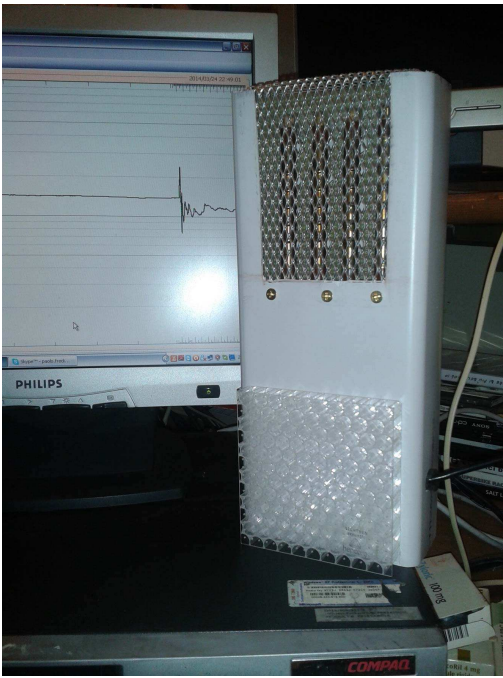


Fig. 5 – Un altro esempio di sensore autoconstruito

Al fine di realizzare contenitori per i sensori idonei anche per acquisire la componente beta, si sono effettuate delle prove di laboratorio usando, come sorgente radioattiva, del semplice sale da cucina dietetico, il quale contiene cloruro di potassio (K40), sostanza che emette appunto radiazioni “beta”. Per queste analisi si sono usati 8 tubi “sbm 20” in parallelo:

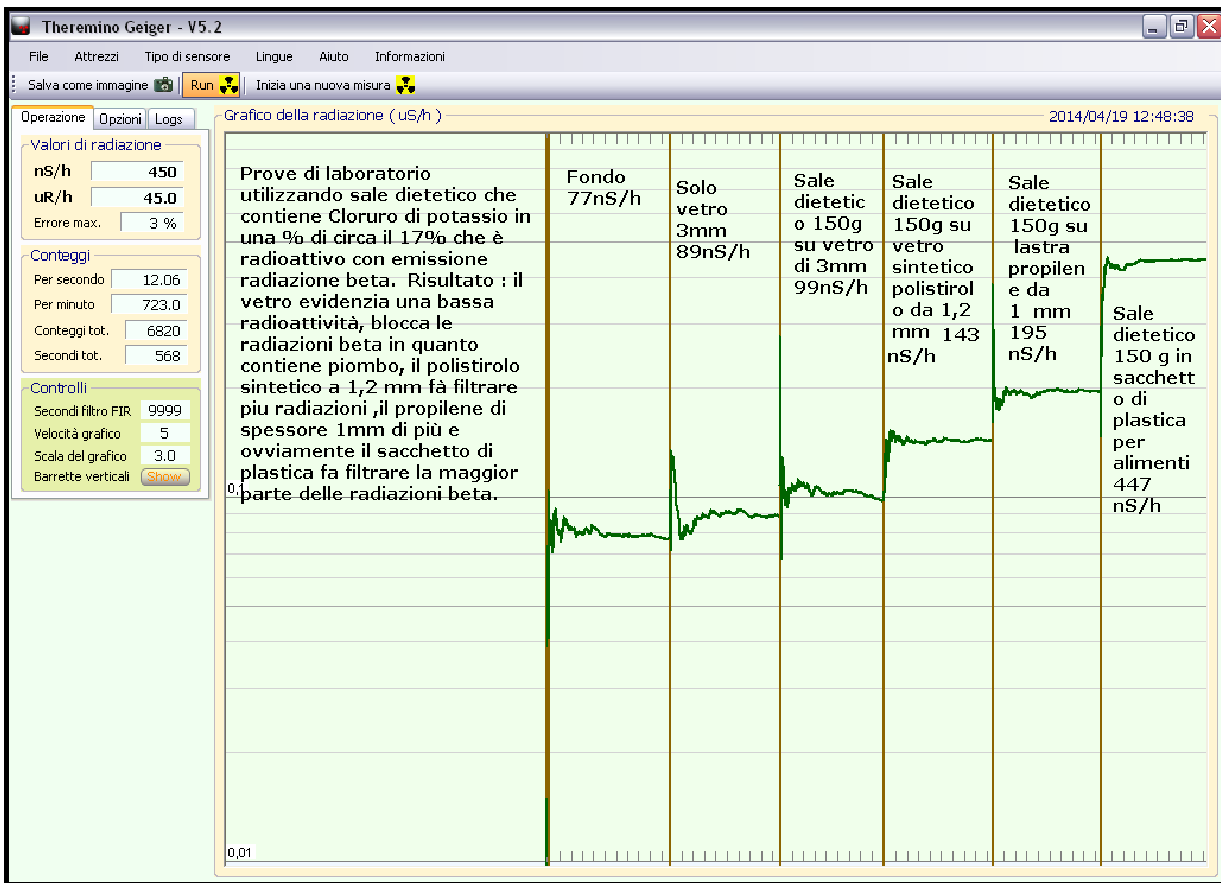


Fig. 6 – Esiti degli esami di laboratorio utilizzando contenitori di diverso materiale

In contemporanea al nostro gruppo, il Sig. Livio Cicala dello staff di Theremino ha eseguito altre prove utilizzando altri tipi di materiali.

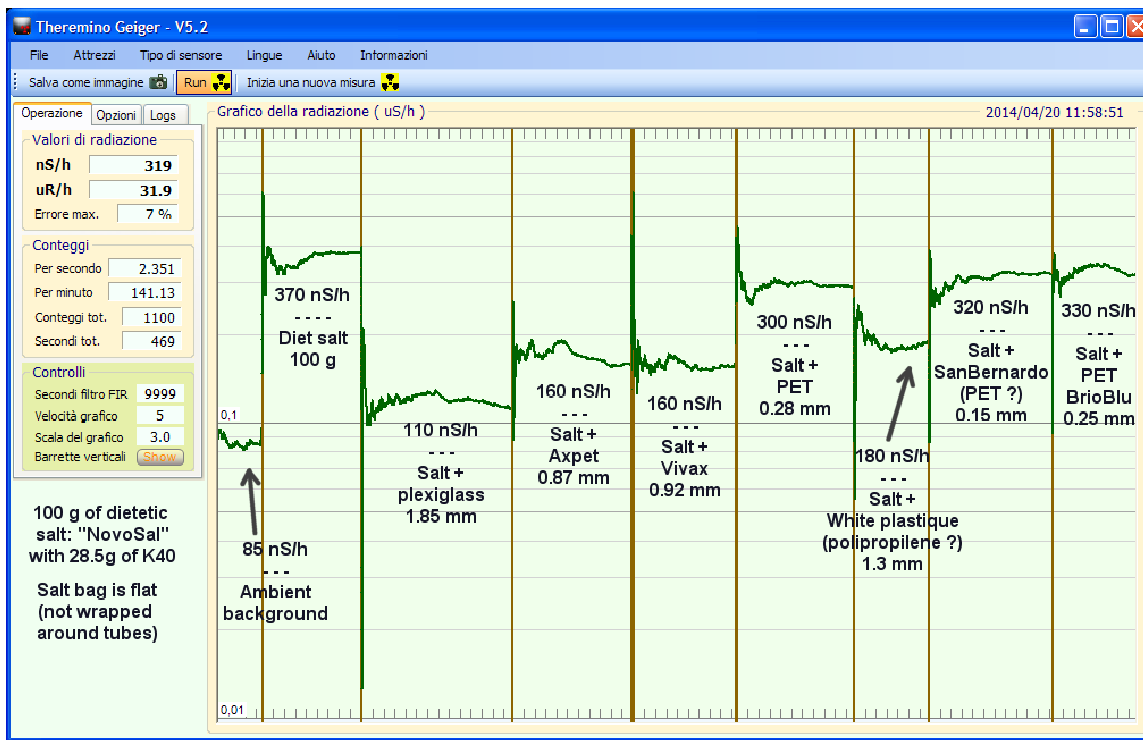


Fig. 7 – Esiti degli esami di laboratorio utilizzando contenitori di diverso materiali eseguiti dal team “Theremino”

A seguito delle prove, il materiale migliore per il rivestimento dei sensori geiger, utile all’acquisizione anche delle radiazioni beta, si è rilevato il PET (per i test sono state utilizzate delle semplici bottiglie di acqua minerale).

La stazione di Castiglione Vara, realizzata dal sig. Luciano Orsetti, funziona già brillantemente, acquisendo sia le radiazioni beta che quelle gamma. Durante le piogge ha evidenziato incrementi della radioattività molto probabilmente dovuti alla precipitazione del particolato radioattivo presente in atmosfera.

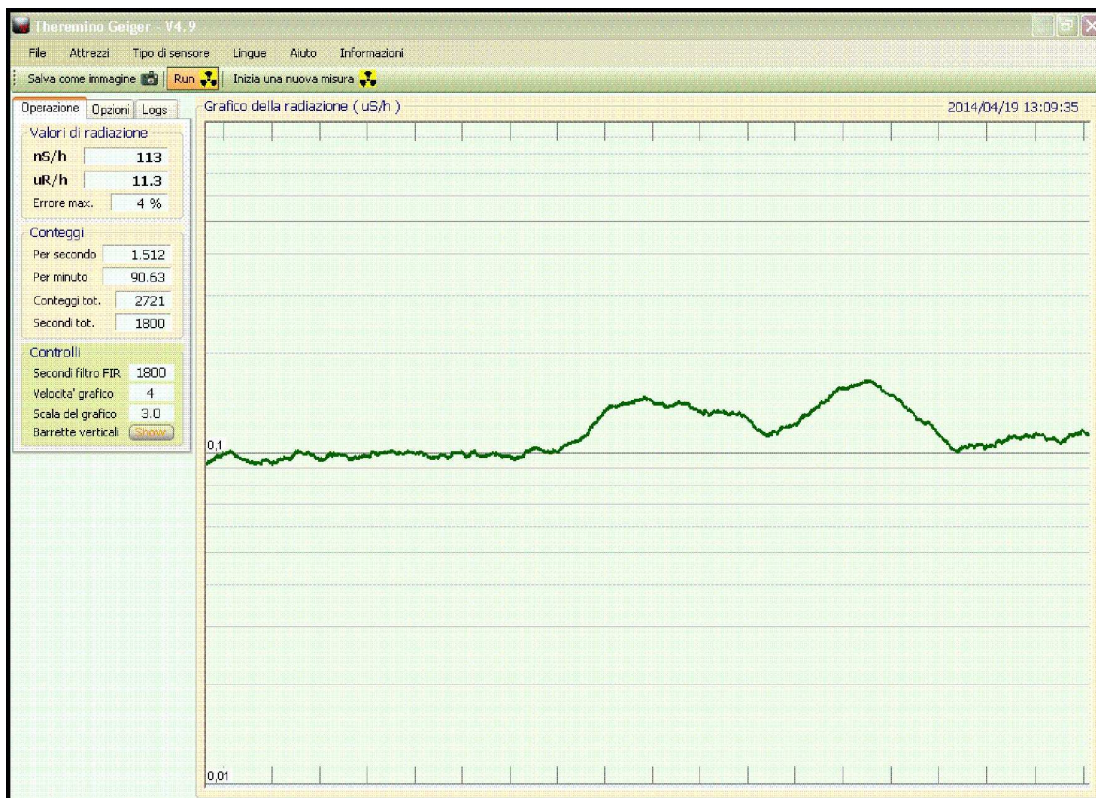


Fig. 8 – Grafico dell’andamento della radioattività naturale prima e durante precipitazioni atmosferiche.

Per determinare la provenienza delle radiazioni gamma riscontrate durante l'attività sismica, si è pensato di monitorare anche il gas radon con delle camere a ioni.



Fig. 9 – Camera a ioni realizzata dal sig. Luciano Orsetti, collaboratore dell'Osservatorio

Per testare la camera a ioni “a valore zero” si è pensato di misurare il valore del livello del radon all'interno di una camera sotto vuoto di una vetreria locale. La camera ha dimensioni notevoli essendo alta circa 2,30 metri e profonda circa 5 metri. Al suo interno vengono realizzate vetrocamere sotto vuoto.

All'interno della camera è possibile ottenere un vuoto pari al 98%.

Si è quindi proceduto collocando la camera a ioni all'interno dell'apparecchiatura e si è iniziato ad aspirare l'aria fino al valore massimo del 98%. Tuttavia, con nostra grande sorpresa, durante l'estrazione dell'aria, il valore del livello del radon, anziché ridursi, è salito per poi diminuire di nuovo al momento della reintroduzione dell'aria nel dispositivo.

Si è così compreso che per testare la camera a ioni si doveva procedere al contrario, cioè iniettare all'interno del locale dell'aria “vecchia” tramite compressore per poi farla defluire lentamente.

Si precisa che per “aria vecchia” si intende aria non più contenente gas radon a seguito del naturale decadimento dello stesso.

Con questa procedura il gas radon presente all'interno della camera a vuoto è stato reso vicino allo zero.

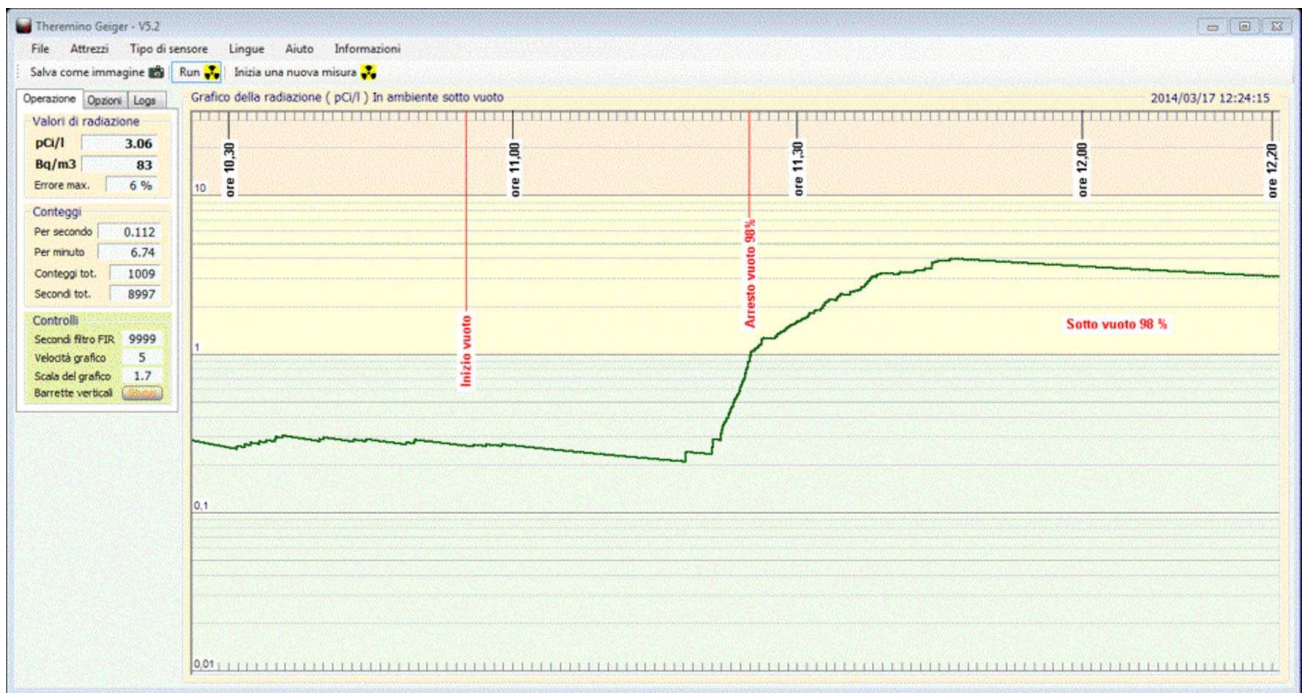


Fig. 10 – Prima prova con Camera a ioni, si noti l'incremento del livello di radiazione

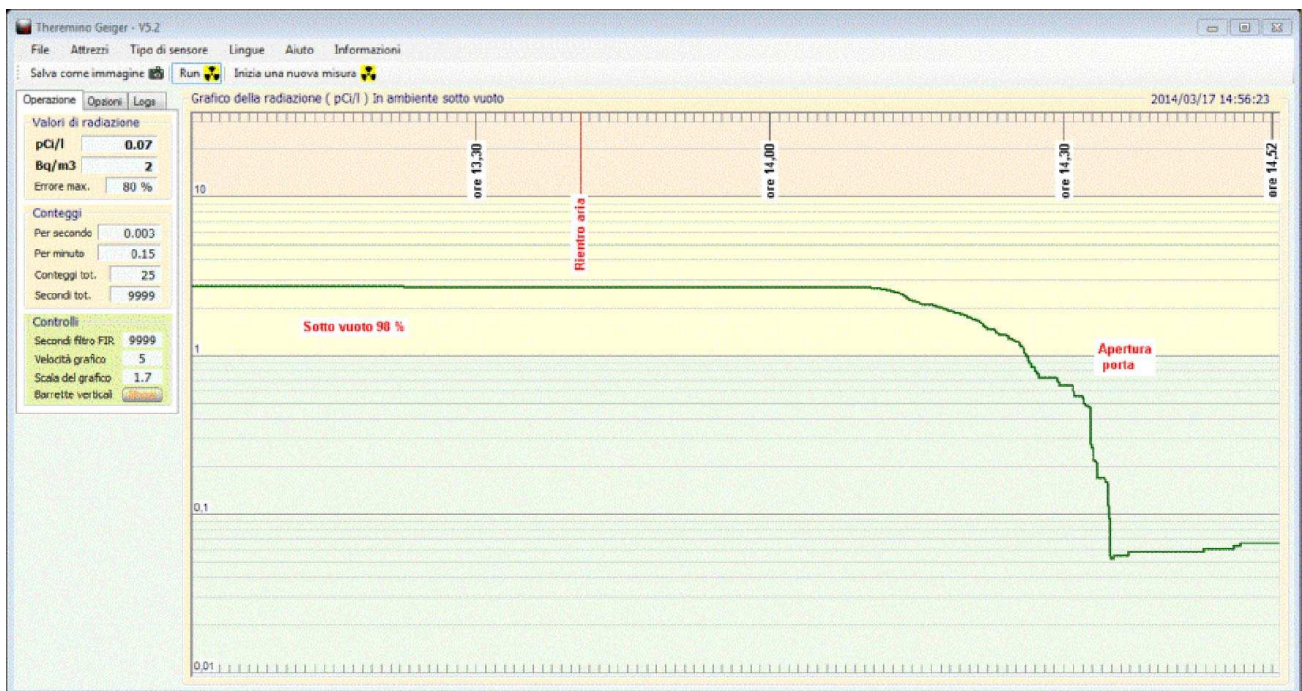


Fig. 12 – Seconda prova con Camera a ioni, si noti la riduzione del livello di radiazione a seguito della reintroduzione di aria all'interno del dispositivo

Per la ricerca di segnali possibili precursori sismici, come si è evidenziato, si è scelta la strada “multidisciplinare”: monitoraggio sismico del territorio con stazioni professionali, monitoraggio delle radiazioni gamma e beta e del livello del gas radon (radiazioni alfa).

Le radiazioni gamma rappresentano il “fulcro” della nostra ricerca, la quale viene portata avanti in una fascia limitata di territorio al fine di valutare meglio i fenomeni locali anche se generati da sistemi più ampi e articolati ma che possono rivelare una propria connotazione e unicità che potrebbe riservare delle interessanti implicazioni.

L'approccio di questa ricerca è anche caratterizzato dall'organizzazione interna dell'Osservatorio, dove i collaboratori sono volontari ma ognuno con proprie e diverse competenze professionali e amatoriali. Anche

se il numero dei collaboratori è molto limitato (attualmente 10 persone), ognuno può esprimere liberamente le proprie idee e, a seguito di queste, unitamente al responsabile vengono stabilite le strategie operative.

DALLA RICERCA AMATORIALE ALL'INDUSTRIA

L'esperienza maturata nell'ambito delle misure della radioattività di fondo ha fatto sì che Paolo Frediani, responsabile dell'Osservatorio Sismico Apuano, provasse a realizzare un accessorio domestico per la misura della radioattività alimentare. Si tratta di un contatore Geiger denominato "Geiger OSA 14 Marble Carrara - Frediani"

Il contatore è costituito da un contenitore in marmo bianco di Carrara (cave di Lorano) il cui design si associa gradevolmente con l'ambiente domestico.

La sensibilità di questo apparecchio è tale da individuare minime contaminazioni in pochi minuti e quelle pericolose in pochi secondi. L'apparecchio, pensato per essere utilizzato nell'ambito della cucina, può essere pulito facilmente e presenta i risultati su tablet o su computer. Viene alimentato esclusivamente tramite la porta USB, non abbisogna perciò di batterie o alimentatori esterni, pertanto rispetta le attuali norme di sicurezza nel campo elettrico.

Il prototipo "modello di utilità" è stato interamente ideato, progettato e realizzato da Paolo Frediani utilizzando, per la parte elettronica e di elaborazione dei dati la tecnologia "Theremino" e per la parte estetica l'ausilio della sapiente manualità di uno scultore di Carrara. Al momento rappresenta un oggetto a sé stante e amovibile, che si propone di trovare collocazione all'interno dell'arredamento di una cucina tradizionale, ma può anche essere inserito nei piani di marmo di cucine di nuova concezione.

La realizzazione, presentata al Meeting FESN di Pozzuolo in Friuli, è stata oggetto di esposizione alla "Marble week 2014 di Carrara" presso il palazzo Binelli nel mese di Luglio 2014.



Fig. 13 – *Prototipo di misuratore di contaminazione dei cibi: "Geiger OSA 14 Marble Carrara - Frediani"*

Precursori Sismici Elettromagnetici

LTPA OBSERVER PROJECT - RADIO EMISSIONS PROJECT: UNA SPERIMENTAZIONE ITALIANA

di: *Valentino Straser*

ABSTRACT

Frutto di una iniziativa di Gabriele Cataldi e Daniele Cataldi, nel Febbraio 2009 è stato avviato a Roma il progetto di ricerca scientifica indipendente Radio Emissions Project, finalizzato allo studio delle emissioni radio pre-sismiche. Il cuore del progetto è rappresentato da un prototipo di ricevitore radio computerizzato attivo 24H7 che tiene costantemente sotto controllo il campo geomagnetico terrestre alla ricerca di anomalie radio con lo scopo di acquisire dati finalizzati allo studio di “candidati” precursori sismici.

Si tratta del primo progetto europeo, del tutto indipendente, dedicato esclusivamente allo studio delle emissioni radio pre-sismiche. Il Metodo ha fornito esiti incoraggianti sulla predittività, a scala temporale, per terremoti $M > 6$, mentre non si è rivelato adatto per stabilire la futura zona epicentrale. L'affidabilità del Metodo, se riferita al monitoraggio SELF e ELF si è rivelata corretta per il 95% dei casi studiati dal 2011 al 2013.

Parole chiave: precursori sismici elettromagnetici, Radio Emissions Project, terremoti $M > 6$

INTRODUZIONE

La stazione di monitoraggio del Radio Emissions Project è situata nella periferia della città di Albano Laziale (RM), una cittadina di 40.000 abitanti distante circa 22km dal centro di Roma, ai piedi del Vulcano Laziale, nel territorio dei Castelli Romani.



Fig. 1 - Visione aerea del Cratere Laziale collocato presso l'area dei Castelli Romani. A sinistra dell'immagine è visibile il sito della stazione di monitoraggio del Radio Emissions Project.

Storicamente, la prima osservazione strumentale di emissioni radio pre-sismiche fu compiuta nel 1880, mentre il primo studio scientifico nel quale fu riportata l'esistenza di emissioni elettromagnetiche pre-sismiche risale al 1890 (1). Nel 1980, Gokhberg e Yoshino osservarono un aumento del fondo elettromagnetico naturale a 81 kHz precedere forti terremoti distanti alcune centinaia di chilometri dal loro ricevitore. Nel 1988 furono osservate anomalie del campo geomagnetico (nella banda ELF) precedere il sisma $M_{6,9}$ che si abbatté a Spitak, Armenia, il 7 Dicembre 1988. Nel 1989 fu osservata una variazione del fondo geomagnetico (tra 0,01 e 10 Hz) precedere il sisma $M_{7,1}$ che si abbatté a Loma Pietra, California Centrale, il 17 Ottobre 1989. Nel Maggio del 1993 e nel Giugno del 1994, un gruppo di ricercatori del Dipartimento di Fisica dell'Università degli Studi di Roma "La Sapienza" registrarono attenuazioni della durata di alcuni giorni del segnale radio (216 kHz) trasmesso da Radio Montecarlo (Principato di Monaco) da una stazione radio ricevente installata ad Assergi (AQ), registrando un'accresciuta attività sismica sulla direttrice fra Assergi (AQ) e Montecarlo; mentre un'altra stazione operante a Pietrasecca (AQ), a qualche

decina di chilometri di distanza da Assergi, non venivano registrate evidenti attenuazioni(2). Il 28 Settembre 2004, the UC Berkeley Seismological Lab registrò una forte tempesta ELF precedere il sisma M6,0 che si abbatté a Parkfield, California (USA).

Tra la fine del 1980 e la fine del 1990 furono realizzati osservatori attivi sulle emissioni radio pre-sismiche in America, Grecia e Giappone. Nel 1990, in Grecia, fu realizzato il primo impiego scientifico delle emissioni radio pre-sismiche e furono classificate con il termine “Precursori Sismici Elettromagnetici” o PSE. Nel 1993, furono osservate anomalie del fondo geomagnetico precedere il sisma M8 che si abbatté sul Guam l’8 Agosto 1993. Tra il 1987 e il 1999 la rete telemetrica di monitoraggio greca denominata “EMV” (*Electromagnetic Variations*) ha registrato la variazione del campo elettromagnetico terrestre in due bande distinte (VLF e VHF) rilevando la presenza di radio anomalie correlate all’attività sismica locale. Dal Giugno 2004, la stazione EMV è stata equipaggiata di un nuovo prototipo di ricevitori radio che hanno l’obiettivo di trovare delle correlazioni tra eventi sismici di forte intensità ed altri fenomeni naturali come le eruzioni solari. Nel 2010, grazie ai fondi europei, la Russia e l’Europa hanno creato un programma di ricerca scientifica sui precursori sismici elettromagnetici denominato “SEMPEP” (*Search for Electro-Magnetic Earthquake Precursors*). L’obiettivo del progetto SEMPEP è di sviluppare una metodologia di studio in grado di elaborare previsioni sismiche a breve termine attraverso la diagnosi di perturbazioni elettromagnetiche di origine ionosferica che si trovano al di sopra di regioni sismiche attive, e la loro correlazione con emissioni VLF/LF captate da stazioni radio presenti sulla superficie terrestre (3). Nel Settembre del 2013, l’Agenzia Spaziale Italiana (ASI) e il *China National Space Administration* (CNSA) hanno sottoscritto un importante protocollo d’intesa presso l’Ambasciata Italiana a Pechino per avviare una collaborazione scientifica che ha l’obiettivo di studiare i fenomeni di natura elettromagnetica e la loro correlazione con l’attività geofisica per contribuire al monitoraggio dei terremoti dallo spazio attraverso il satellite CSES (*China Seismo-Electromagnetic Satellite*) che sarà lanciato in orbita entro il Settembre 2016.

Gli studi hanno portato a una ridefinizione delle emissioni radio che precedono forti terremoti, definite dagli autori con il termine “**Seismic Elettromagnetic Precursors**” o **SEP**. Si tratta di segnali che si generano nell’intorno dell’ipocentro, come proposto da molti ricercatori già dal 1939, per effetto dello stress meccanico che si accumula nel sottosuolo con la conseguente creazione di microfratture. In relazione alla quantità di stress meccanico accumulato e alla quantità di microfratture generate nella crosta terrestre si producono le emissioni radio di natura pre-sismica.

L’ORIGINE DELLE EMISSIONI RADIO PRE-SISMICHE

Possibili spiegazioni fisiche sulla natura dei segnali radio pre-sismici sono state proposte da molti ricercatori ma mai nessuna di queste si è dimostrata definitiva in quanto, soprattutto durante la prima metà del 1900, le ipotesi proposte sono state innumerevoli: l’idea predominante tra gli scienziati era che le emissioni radio pre-sismiche dovevano essere delle emittenti naturali locali prodottesi attraverso vari tipi di fenomeni, tra i quali: l’effetto piezomagnetico, l’effetto piezoelettrico, l’effetto induzione, l’effetto elettrocinetico. Si suppone che la fonte iniziale della maggior parte delle anomalie sismiche di tipo elettromagnetico siano localizzabili attraverso un’elevata densità di crepe del sottosuolo. Parte dell’energia meccanica rilasciata nella formazione di queste crepe si trasforma in energia elettromagnetica attraverso vari meccanismi. Tipica è la “trasduzione meccanica” nelle rocce cristalline che includono delle condizioni che sono alla base del fenomeno della piezoelettricità, dell’elettro-cinetismo e dell’induzione magnetica. L’emissione di onde radio nella banda 0,1-30 Hz associata a processi pre-sismici possono essere spiegati e stimati sulla base dei noti parametri meccanici ed elettromagnetici della crosta terrestre. Alcuni studi hanno evidenziato che le anomalie elettromagnetiche più evidenti si osservano vicino all’emittente elettro-sismica ed è stato osservato che le emissioni radio ELF sono generate da fenomeni piezoelettrici scaturiti all’interno della crosta terrestre a seguito di stress tettonico. I risultati di questi studi hanno stabilito che la frequenza di emissione dei segnali radio pre-sismici ha una larghezza di banda molto ampia: si va dai Megahertz (banda UHF, 300-3000 MHz), sino a raggiungere il limite più basso delle frequenze radio conosciute (4) e cioè al di sotto della banda ELF (3-30 Hz) giungendo, in parte, all’interno di una banda radio ancora non classificata, alcuni autori la chiamano SELF Band, (0,001-3 Hz) in cui è possibile osservare emissioni elettromagnetiche originate dall’interazione tra il vento solare e la magnetosfera terrestre (5) (6) (7) (8) (9) (10) (emissioni geomagnetiche); questa banda, per convenzione, è spesso assimilata alla banda ELF. Per le caratteristiche della propagazione delle onde radio, un’emittente posta nel sottosuolo subisce un’attenuazione direttamente proporzionale alla sua frequenza. Per questo motivo, l’ampiezza di banda di questo tipo di emissione diminuisce man mano che ci si allontana dalla fonte.

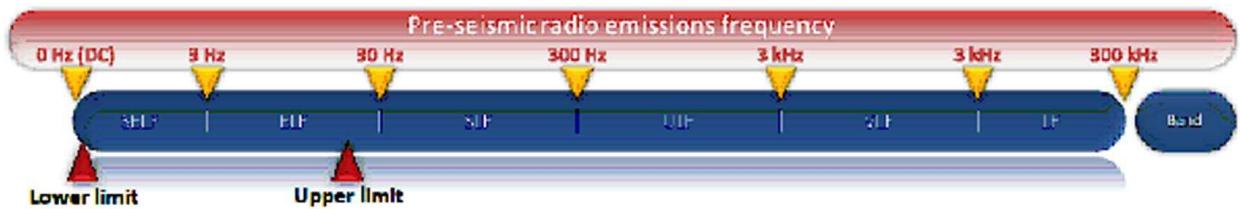


Fig. 2 - Rappresentazione dello spettro radio relativo alle bande di frequenze nelle quali sono state osservate più sovente anomalie del campo elettromagnetico naturale terrestre. I due marker rossi rappresentano invece il limite inferiore e quello superiore delle frequenze radio tenute sotto controllo dalla stazione di monitoraggio del Radio Emissions Project. La frequenza delle emissioni radio pre-sismiche osservate più di frequente è classificata all'interno delle bande SELF e ELF (tra 0,001 e 20 Hz circa).

In anni più recenti l'evoluzione delle tecnologie elettroniche hanno permesso di realizzare nuovi tipi di ricevitori radio in grado di lavorare efficientemente a frequenze estremamente basse e, addirittura, a due/tre ordini di grandezza al di sotto di 1 Hz. Grazie alla disponibilità di queste nuove tecnologie e ai progressi compiuti dall'informatica, i ricercatori hanno avuto l'opportunità di condurre degli studi più approfonditi sulle emissioni radio pre-sismiche ed hanno concentrato l'attenzione sulle emissioni nella banda 0,01-10 Hz.

METODOLOGIA DI MONITORAGGIO DEL CAMPO GEOMAGNETICO

La metodologia di monitoraggio del campo geomagnetico adottata dagli autori per eseguire lo studio di correlazione si basa sull'utilizzo di ricevitori radio analogici equipaggiati di *ultra-low-noise high-speed precision operational-amplifiers* in grado di lavorare efficientemente e con un bassissimo rumore elettronico, nelle bande: SELF (<3 Hz), ELF (3-30 Hz), SLF (30-300 Hz), ULF (300-3000 Hz), VLF (3-30 kHz) e LF (30-300 kHz) attraverso l'impiego di wire-loop antennas e antenne sensibili ai campi magnetici (bobine) allineate secondo le componenti vettoriali del campo geomagnetico.

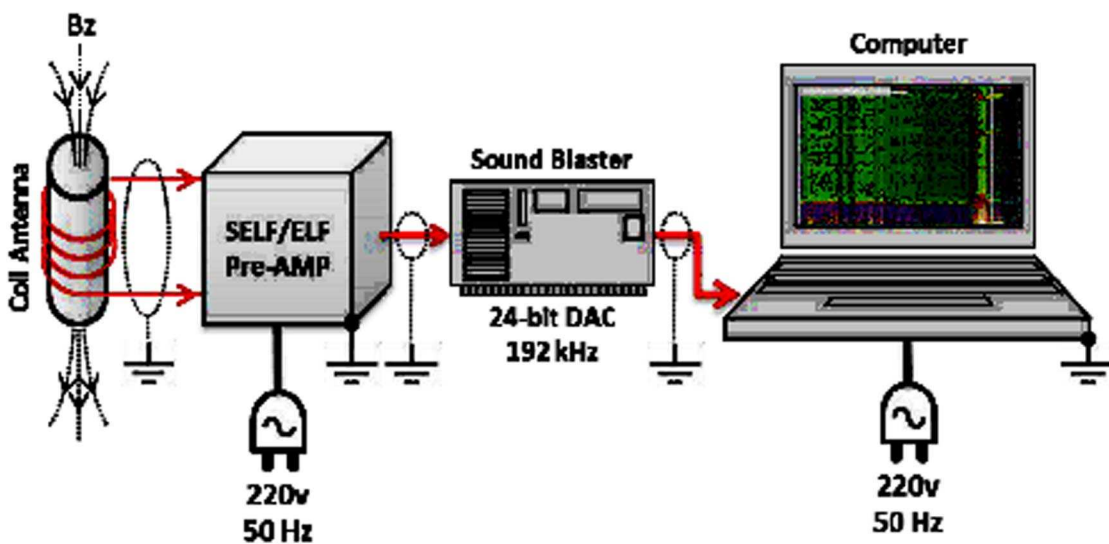


Fig. 3 - Schema della struttura del prototipo di ricevitore radio computerizzato utilizzato dal Radio Emissions Project per tenere sotto continuo controllo il fondo geomagnetico terrestre alla ricerca di radio-anomalie pre-sismiche

I segnali radio captati, dopo essere stati opportunamente amplificati, sono inviati ad un PC che li converte in real-time in segnali digitali e ne analizza le caratteristiche spettrometriche (frequenza e intensità) producendo degli spettrogrammi con l'impiego di software FFT (software che utilizzano la trasformata di Fourier veloce).

Tutti i sistemi di amplificazione (ricevitori radio) di cui la stazione di monitoraggio è equipaggiata, comprendendo anche le antenne, sono dei prototipi progettati e realizzati da Gabriele Cataldi. Il sistema di

monitoraggio principale è rappresentato da un prototipo di ricevitore radio SELF/ELF equipaggiato di un'antenna a bobina formata da tre bobine multilayer, avvolte su un nucleo ferromagnetico e connesse in serie (antenna ad induzione magnetica) per un totale di 468,4k spire. L'antenna è allineata verticalmente (parallela alla componente Z del campo geomagnetico).

CARATTERISTICHE DEI SEISMIC GEOMAGNETIC PRECURSORS OR SGP

I Precursori Sismici Geomagnetici (Seismic Geomagnetic Precursors o SGP in anglosassone) sono delle variazioni del campo geomagnetico terrestre, (anomalie geomagnetiche) associate ad una variazione dell'attività solare, che precedono i forti terremoti (terremoti che hanno una magnitudo di almeno 6 Mw o M6+). Stando ai dati derivati dal monitoraggio della banda SELF-ELF le caratteristiche spettrografiche di queste emissioni radio sono identificabili come quelle tipiche di una perturbazione geomagnetica che avviene a seguito di un aumento dell'attività solare e si evidenziano come dei generali aumenti del campo geomagnetico terrestre ad una frequenza compresa tra <3 Hz e ~10-15 Hz, con intensità direttamente proporzionale alla loro lunghezza d'onda. Le stesse anomalie, se osservate attraverso un magnetometro fluxgate che produce magnetogrammi, si evidenziano come delle intense variazioni del campo geomagnetico prodottesi a seguito di un aumento dell'attività solare.

La prima osservazione strumentale di un SGP è stata compiuta dagli autori nel 2010, ma solo in anni più recenti è stato possibile correlare queste emissioni all'attività solare. Analizzando i dati sull'attività sismica globale M6+ e i dati del monitoraggio elettromagnetico della banda SELF/ELF tra il 1 Gennaio 2012 e il 31 Dicembre 2012 è emerso che tutti i terremoti M6+ avvenuti su scala globale sono stati preceduti da un aumento del fondo elettromagnetico naturale tra <3 Hz e ~10-15 Hz. Prendendo come riferimento la massima intensità (**Peak**) registrata dell'anomalia elettromagnetica (SGP), è stato possibile calcolare lo scarto temporale intercorso tra questa e il sisma M6+: lo scarto temporale medio registrato è stato di ~598 minuti (~9 ore). Il minimo scarto temporale registrato è stato di 1 minuto (M6,4 Balleny Islands earthquake, 9 Ottobre 2012); il massimo scarto temporale registrato è stato di 2241 minuti (M6,0 Kuril Islands earthquake, 9 Settembre 2012). La distribuzione degli time intervals, tende a ridursi in relazione all'aumento della magnitudo del sisma.

Analizzando le caratteristiche spettrografiche dei Seismic Geomagnetic Precursors (SGPs) gli autori hanno riscontrato che il 6% dei terremoti M6+ (8 casi) sono avvenuti mentre l'aumento del fondo geomagnetico era ancora in corso. Il 9,9% dei terremoti (13 casi) sono avvenuti proprio durante la prima massima riduzione dell'aumento del fondo geomagnetico (gli autori hanno chiamato questo punto "**Normalization Point**" o NP). I normalization points rappresentano il momento in cui l'intensità del fondo geomagnetico torna ad un livello basale o di quiete. Il restante 84,1% dei terremoti (111 casi) si sono verificati dopo la scomparsa dell'anomalia geomagnetica.

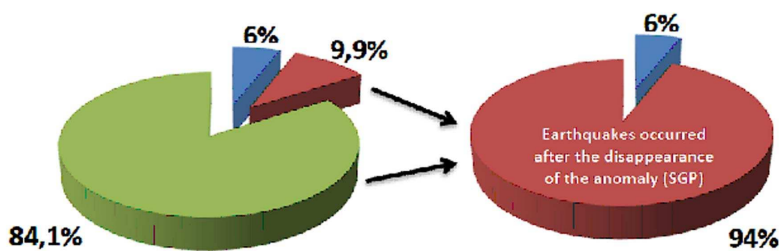


Fig. 4 - Totale di eventi sismici M6+ avvenuti dopo la scomparsa dell'incremento del fondo geomagnetico terrestre

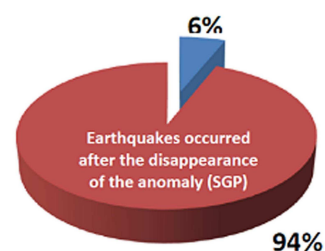


Fig. 5 - Numero di eventi sismici M6+ avvenuti dopo la scomparsa dell'anomalia geomagnetica

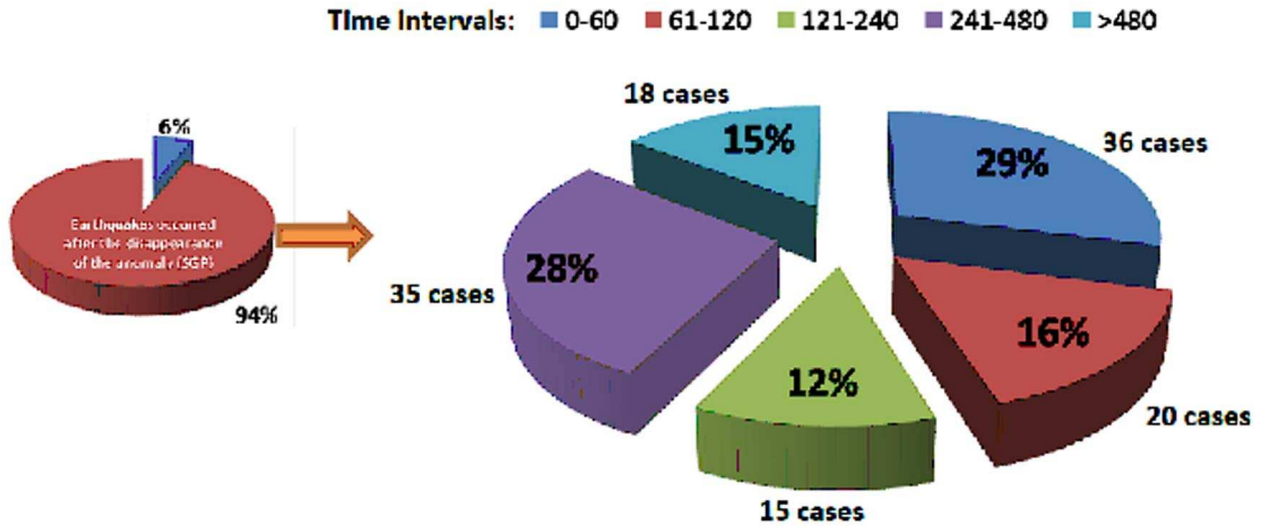


Fig. 6 - Intervalli temporali registrati tra la scomparsa dell'aumento del fondo geomagnetico terrestre e gli eventi sismici M6+ ad esso associati. Rispetto al 94% dei sismi avvenuti dopo la scomparsa dell'anomalia; il 15% è avvenuto entro 1 ora dalla scomparsa; il 16% è avvenuto tra 1 e 2 ore; il 12% è avvenuto tra 2 e 4 ore; il 28% è avvenuto tra 4 e 8 ore; il 29% è avvenuto a più di 8 ore dalla scomparsa dell'anomalia.

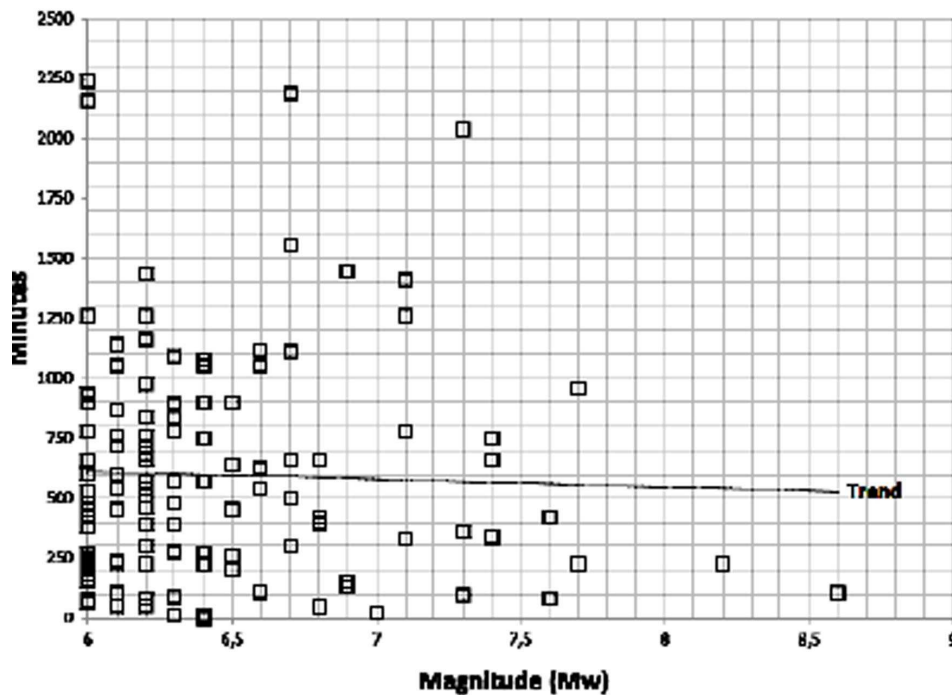


Fig. 7 - Il grafico è stato realizzato con un campione di 132 terremoti M6+ avvenuti tra il 1 Gennaio 2012 e il 31 Dicembre 2012 (il 100% dei terremoti M6+ avvenuti nel periodo indicato) e mostra la distribuzione degli intervalli temporali trascorsi tra la massima intensità registrata a carico dell'aumento del fondo geomagnetico (anomalia pre-sismica) e il sisma M6+ che l'ha seguita. È evidente che l'intervallo temporale tende a ridursi leggermente all'aumentare della magnitudo del sisma.

CONCLUSIONI

L'analisi dei dati sull'attività geomagnetica e sull'attività sismica globale M6+ avvenuta tra il 2012 e il 2013 è stata sempre preceduta da un aumento del fondo geomagnetico, da nove ore a pochi minuti prima del terremoto. Il Metodo, da un lato, si è rivelato affidabile al 95% dei casi, dall'altro, non si è dimostrato utile, almeno in questa fase della ricerca, per stabilire la zona epicentrale del futuro sisma. Per queste

caratteristiche, il Metodo messo a punto da Gabriele e Daniele Cataldi si presta per studi interdisciplinari, finalizzati alla sperimentazione dei precursori sismici.

Bibliografia

- (1) Milne J., 1890. Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena. *Trans Seismol Soc. Jpn.*
- (2) Romano R., 2003. Onde radio della banda LF e precursori sismici, *Italian Committee for Project Hessdalen.*
- (3) Watson J., 2012. Periodic Report Summary – SEMEP (Search for electromagnetic earthquakes precursors combining satellite and ground-based facilities), *University of Sheffield.*
- (4) Karakelian D., Klemperer S. L., Fraser-Smith A. C. and Beroza G. C., 2000. A transportable System for Monitoring Ultra Low Frequency Electromagnetic Signals Associated with Earthquakes. *Stanford University, Department of Geophysics, CA 94305-2215, Seismological Research Letters, Volume 71, n.4 p. 423.436.*
- (5) Cataldi G., Cataldi D., Straser V., 2014. Earth's magnetic field anomalies that precede the M6+ global seismic activity. *Geophysical Research Abstract, Vol 16, EGU2014-1068, 2014, EGU General Assembly 2014.*
- (6) Rabeh T., Cataldi G., Straser V., 2014. Possibility of coupling the magnetosphere–ionosphere during the time of earthquakes, *Geophysical Research Abstract, Vol 16, EGU2014-1067, 2014, EGU General Assembly 2014.*
- (7) Cataldi G., Cataldi D., Straser V., 2013. Variations Of Terrestrial Geomagnetic Activity Correlated To M6+ Global Seismic Activity. *Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, EGU (European Geosciences Union) General Assembly 2013.*
- (8) Straser V., 2012. Can IMF And The Electromagnetic Coupling Between The Sun And The Earth Cause Potentially Destructive Earthquakes?. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter, no. 65, December, 2012.*
- (9) Straser V., 2011. Radio Anomalies And Variations In The Interplanetary Magnetic Field Used As Seismic Precursor On A Global Scale. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter, no. 61, December, 2011.*
- (10) Straser V., 2011. Radio Wave Anomalies, Ulf Geomagnetic Changes And Variations In The Interplanetary Magnetic Field Preceding The Japanese M9.0 Earthquake. *New Concepts in Global Tectonics Newsletter, no. 59, June, 2011.*

La Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale

OSSERVATORIO SISMICO "ANDREA BINA" (PG)

CENTRAL ITALY ELECTROMAGNETIC NETWORK

di Cristiano Fidani - (c.fidani@virgilio.it)

INTRODUZIONE

I fortissimi terremoti recenti avvenuti in Perù (2007), in Cile (2010) e in Giappone (2011), hanno offerto l'opportunità di realizzare video riprese dei fenomeni luminosi accaduti negli istanti delle scosse [1]. Le riprese hanno documentato, in qualche caso da punti di osservazione differenti, la veridicità delle testimonianze che per secoli hanno raccontato i tragici momenti delle catastrofi telluriche. Cosa provano le riprese dei lampi, avvenute in assenza di nuvole e in direzione dell'oceano?

Ricercando fra le testimonianze raccolte durante i terremoti del XVIII secolo, si possono trovare le descrizioni di rossori diffusi in piena notte, lontani dalle ore dell'alba e del tramonto, di fiamme che fuoriescono dal terreno, di scariche elettriche che solcano il cielo sereno o che congiungono la terra al cielo, e poi di oggetti luminosi di forma più o meno tondeggianti, fermi e in movimento [2]. Oggi di questi accadimenti abbiamo qualche prova fotografica, ottenuta occasionalmente da qualche fortuito osservatore che è rimasto sorpreso da ciò che i suoi occhi gli hanno proposto nelle ore prossime alle scosse più intense [3]. Delle catastrofi del passato ci rimangono anche delle rappresentazioni pittoresche che sottolineano ancora come in occasione del terremoto della Calabria del 1783 fecero la loro comparsa i fenomeni delle fiamme, delle saette e delle nuvole scure, apparentemente non aventi niente a che fare con i terremoti [4]. Ancora, durante il terremoto di Rimini del 1786 numerosissime furono le testimonianze di lampi, fuochi e manifestazioni riconducibili all'attività elettrica. I rapporti furono così copiosi in quell'occasione che l'autore della ricerca trovò naturale presentare il terremoto come se avesse avuto un'origine elettrica, da una scarica che urtando la terra dalle nuvole l'avrebbe fatta vibrare. Per lo stesso motivo l'autore propose un modo di difendere Rimini dai futuri terremoti attraverso due grandi grandi parafulmini posti ai lati della città [5].

Le stesse osservazioni proseguirono nel XIX secolo grazie al lavoro del Padre Alessandro Serpieri dell'Università di Urbino, che ripeté la raccolta delle testimonianze delle luci sismiche dopo il terremoto di Rimini del 1876 [6], Figura 1. In occasione del terremoto dell'Italia Centrale del 1873, lo stesso autore ebbe occasione di contattare diverse stazioni telegrafiche dove i telegrafisti avevano registrato strane correnti attraversare i loro strumenti nel momento del terremoto [7]. Nacque così l'idea di raccogliere informazioni sulle perturbazioni elettriche dei telegrafi, in occasione dei forti terremoti attraverso la mobilitazione dei telegrafisti. Essi avevano il compito di appuntare i movimenti del galvanometro dei telegrafi, e realizzando il primo esempio di servizio di monitoraggio elettrico in occasione dei forti terremoti. Serpieri osservò il passaggio di correnti elettriche da una sbarra verticale alla terra e il risveglio di alcuni animali dal letargo durante lo stesso terremoto del 1873. Lo studioso sostenne che quest'ultimo poteva essere dovuto al passaggio di una corrente elettrica sulla pelle degli stessi animali [8]. In base a queste osservazioni Serpieri ipotizzò che delle correnti dovevano attraversare la crosta terrestre nei momenti degli eventi sismici.

Queste osservazioni hanno suggerito di considerare il monitoraggio dell'elettricità atmosferica nella comprensione degli eventi sismici.



Fig. 1 - Padre Alessandro Serpieri (1823 – 1885), con le pubblicazioni che seguirono i terremoti del 1873 e del 1875

LA SCELTA DEL TIPO DI MONITORAGGIO

Nel 1987 un terremoto di magnitudo 5 colpì la zona di Porto San Giorgio nelle Marche [9]. Disponevo in quel periodo di un radio ricevitore della Philips sulle onde lunghe, da 150 kHz a 500 kHz, con il quale ascoltavo le trasmissioni dell'Europa dell'Est. Nella settimana precedente il terremoto di Porto San Giorgio le stazioni radio erano quasi inascoltabili, caratterizzate da numerosi disturbi sotto forma di scariche e fruscii. Nel settembre 1987 lessi un articolo che parlava dei disturbi ascoltabili nella banda VLF in occasione di forti terremoti [10]. Riconobbi dalla descrizione ciò che avevo ascoltato prima del terremoto di Porto San Giorgio, un rumore simile all'accartocciamento del cellophane. I primi studi di ascolto radio iniziarono nella bassa frequenza. L'ascolto fu migliorato allungando il più possibile l'antenna, costituita da un semplice filo elettrico fluttuante all'esterno dell'abitazione. Essa captava perciò la componente elettrica del campo. Notai che cambiando la direzione dell'antenna cambiava anche la sensibilità della radio a certe stazioni o a certi rumori. Tutte queste osservazioni furono molto utili nella realizzazione di uno strumento dedicato allo studio dei segnali di origine naturale.



Fig. 2 - Nella valigia della moto è stato realizzato il primo sistema di monitoraggio multi-parametrico mobile.

Negli anni successivi cercai di registrare i rumori che avevo ascoltato, tuttavia, a causa del fatto che in città il livello di rumore era elevato, optai per una soluzione di registrazione che mi permettesse di allontanarmi dai centri abitati e recarmi il più vicino possibile ai luoghi dove avvenivano le scosse. Durante un breve periodo iniziale, condussi un ascolto radio senza registrazione a bordo di una moto, in concomitanza a misure di

radioattività naturale con un contatore Geiger e a misure di conducibilità dell'acqua di sorgente attraverso due elettrodi e un tester, vedi Figura 2. Poco dopo fu possibile registrare i segnali attraverso un PC, un vecchio 486, installato in macchina, vedi Figura 3. Il monitoraggio effettuato ogni sera lontano dal centro abitato, permise di registrare numerosi segnali e di questi vennero ricavati gli spettri. Tale monitoraggio andò avanti dal 2002 al 2004 con il risultato di aver messo in evidenza un calo del rumore elettrico nei giorni caratterizzati da scosse nelle vicinanze del luogo dove veniva effettuata la registrazione. La maggior parte dei rumori era inoltre riconducibile alle attività temporalesca e solare. Come già osservato in precedenza, la direzione verso cui si orientava l'antenna cambiava notevolmente i risultati del monitoraggio. Perciò, le registrazioni avvennero con l'antenna diretta sempre nella stessa direzione e, quando possibile, posizionata sempre allo stesso modo.

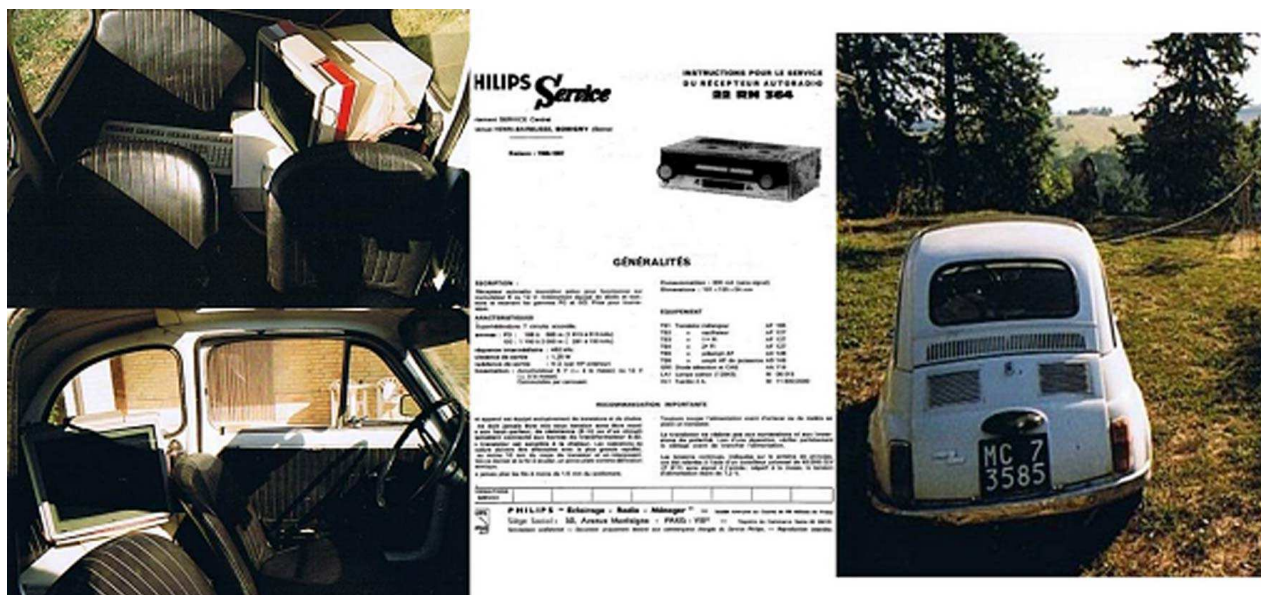


Fig. 3 - Il sistema di registrazione elettromagnetica realizzato nella Fiat 500; era costituito dal PC posto sui sedili posteriori dell'auto, dal radio ricevitore in OL, e da un filo d'antenna..

Le esperienze di radio ascolto e radio registrazione suggerirono di utilizzare due antenne per sondare le due direzioni orizzontali e una scheda audio stereo per la registrazione dei segnali. Negli anni 2004 e 2005 fu condotta una ricerca su ciò che era stato fatto da altri autori a livello scientifico nello studio di questi segnali. Da questa ricerca ha avuto origine la pubblicazione di un libro interamente dedicato al soggetto [11]. La ricerca bibliografica sottolineò le difficoltà che hanno le onde elettromagnetiche nell'attraversare la crosta terrestre in presenza di acqua. I segnali magnetici dovevano poter essere rilevati con maggiore facilità di quelli elettrici, qualora avessero avuto origine nella regione ipocentrale. Tuttavia, gli studi già condotti in California attraverso magnetometri molto sensibili non avevano fornito grossi risultati nello studio dei campi magnetici di origine sismica [11]. Sia per il campo elettrico che per quello magnetico la bassa frequenza doveva risultare più penetrante nella crosta [11]. Per tutti questi motivi venne scelto un monitoraggio di tipo elettrico nella banda VLF con un filo orizzontale. Nel 2005 fu costruito il primo prototipo di amplificatore a larga banda e alcune registrazioni proseguirono con il PC in automobile dove si sfruttavano i due ingressi della scheda audio stereo per registrare i segnali della radio in OL e dell'amplificatore in VLF. Finalmente, nella seconda metà del 2005, il sistema fu spostato dall'automobile ad una postazione fissa presso una casa di campagna nel territorio di Fermo [12]. Dal primo gennaio del 2006 partì la registrazione dei segnali VLF e OL per 12 ore al giorno e dall'estate 2006 la registrazione fu estesa a 24 ore. Una prima registrazione interessante avvenne pochi mesi dopo aver acceso la stazione, vedi Figura 4.

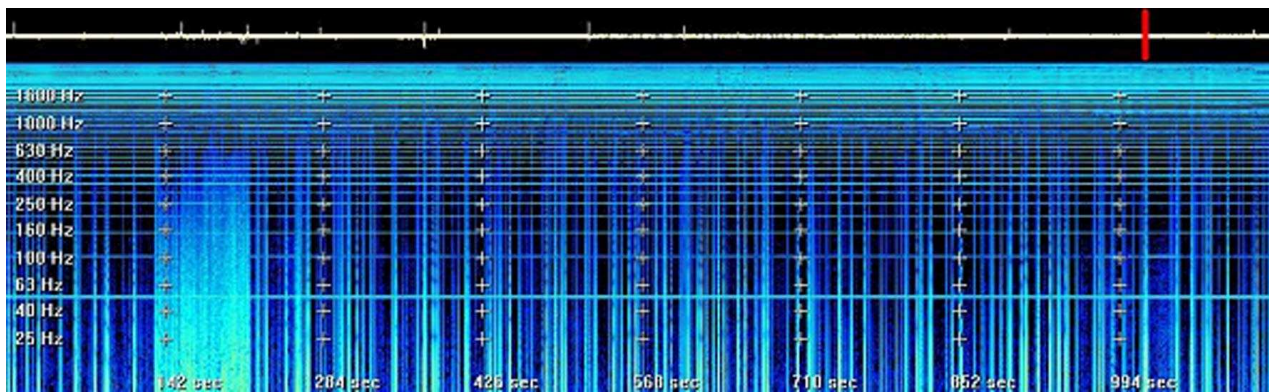


Fig. 4 - La prima registrazione di anomalia elettromagnetica dalla stazione di San Procolo, ottenuta in occasione di un evento sismico avvenuto la sera del 10 aprile 2006; 15 minuti prima del terremoto di Recanati, $M = 4$, indicato da una barra in rosso.

Seguendo la necessità di monitorare entrambi le direzioni orizzontali dello spazio, venne costruito un amplificatore a larga banda stereo e furono utilizzati due elettrodi, l'uno perpendicolare all'altro. Una stazione con queste nuove soluzioni venne installata a Perugia nel 2008. Successivamente, altri due elettrodi per il monitoraggio verticale furono aggiunti al sistema e altre 11 stazioni vennero installate nel territorio dell'Italia Centrale con nuove soluzioni costruttive per aumentare sensibilità e resistenza dei dispositivi. Le vecchie stazioni sono state man mano rinnovate con le soluzioni più moderne. Attualmente, 13 stazioni in rete, munite di gruppi di continuità, realizzano un costante monitoraggio elettromagnetico in parte del territorio italiano [13]. Negli ultimi anni, le ricerche sono state indirizzate ad un monitoraggio multi-parametrico, per cercare i parametri chimico-fisici che possano sostenere un ragionamento coerente sul legame dei segnali registrati con i terremoti. Oggi, una parte delle stazioni è affiancata da monitoraggio della componente magnetica, delle correnti telluriche, dal monitoraggio di radioattività ambientale, dal monitoraggio sismico, acustico, meteorologico e dei fenomeni luminosi in atmosfera.

STAZIONE	LATITUDINE	LONGITUDINE	ALTITUDINE	FREQUENZE	SERVIZI	STRUMENTI
Fermo	43°04'08"	13°56'58"	200 m	U-E-VLF-LF	Web, UPS	MT, RD, TT
Perugia	43°07'13"	12°23'12"	460 m	U-E-VLF	Web, UPS	MT, SS
Zocca	44°21'21"	10°59'29"	750 m	E-VLF	Web, UPS	
Capitignano	42°31'59"	13°17'27"	920 m	E-VLF	UPS	
Chieti	42°22'05"	14°08'52"	60 m	E-VLF-LF	Web, UPS	MG, TC
Siena	43°18'52"	11°19'20"	320 m	E-VLF	Web, UPS	
Fagnano A.	42°15'57"	13°35'01"	710 m	E-VLF	Web, UPS	RD
Rieti	42°24'37"	12°46'10"	430 m	E-VLF-LF	Web, UPS	LP, SS
T. Pellice	44°49'24"	7°12'03"	660 m	E-VLF-LF	Web, UPS	MT, MG, SO
C.di Castello	43°28'41"	12°15'13"	310 m	U-E-VLF-LF	Web, UPS	MG
Avigliano U.	42°38'41"	12°26'06"	370 m	U-E-VLF	Web, UPS	
Gubbio	43°22'17"	12°31'26"	450 m	U-E-VLF	Web	MG
Pozzuolo F.	45°59'04"	13°11'49"	70 m	E-VLF	Web, UPS	MG, SS

Tabella 1 - Le caratteristiche delle 13 stazioni della Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale; MT: stazione meteo, RD: radometro, TT: termometro, SS: sismometro, MG: magnetometro; TC: correnti telluriche, LP: fenomeni luminosi, SO: infrasuoni.

LA RETE ELETTROMAGNETICA DELL'ITALIA CENTRALE

Le stazioni di monitoraggio della Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale [14] sono elencate nella Tabella 1. La rete di monitoraggio in via di realizzazione ha l'obiettivo di coprire completamente le regioni centrali della nostra penisola realizzando una maglia di circa 50 km, come indicato nella Figura 5. Le stazioni sono consultabili via Web attraverso Team Viewer, con la possibilità di scaricare i dati dei monitoraggi per un confronto fra i segnali presenti nelle diverse località. Sono stati privilegiati i monitoraggi ritenuti più significativi da affiancare a quelli elettrici nella valutazione di un'anomalia. Così, la presenza di stazioni meteorologiche è risultata molto utile per valutare l'occorrenza delle precipitazioni che influenzano radicalmente le registrazioni del campo elettrico. Anche il monitoraggio magnetico è stato incluso in alcune stazioni con lo scopo di comprendere meglio quali possano essere le sorgenti dei segnali registrati. Se i segnali sono in qualche modo legati ad emissioni di gas dal terreno dovrebbe essere stabilito attraverso detector della CO₂, del metano e del Radon. Nella stazione di Torre Pellice sono presenti dei detector di infrasuoni oltre a vari contatori β e γ e a radometri. Tutto ciò è utile per stabilire se il comportamento animale, osservato spesso nelle occasioni dei piccoli terremoti che avvengono in quelle regioni, possano essere indotti dalle emissioni del terreno.

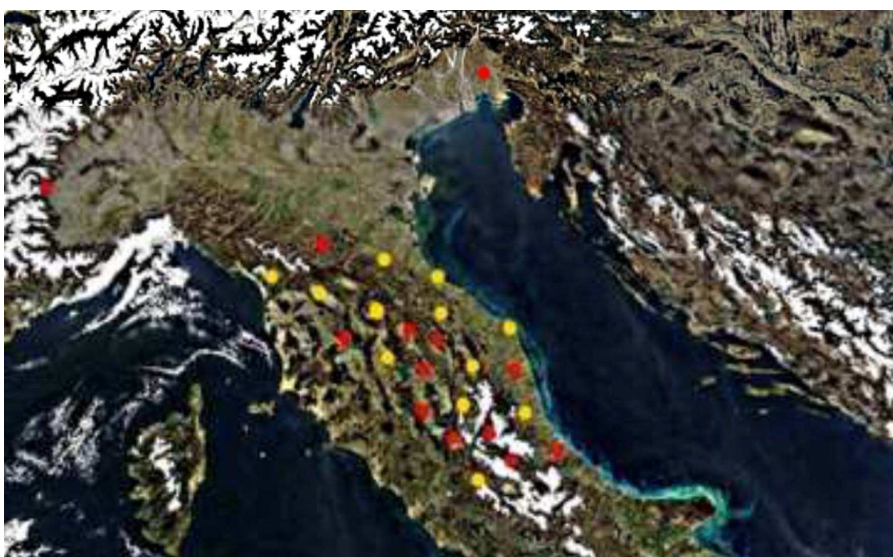


Fig. 5 - La Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale, in rosso le 13 stazioni attive, in giallo le stazioni necessarie per completare la rete.

La registrazione e una pre-analisi del segnale vengono effettuati attraverso il software gratuito chiamato Spectrum Laboratory. Questo permette di gestire la scheda audio del PC, di calcolare in tempo reale la trasformata di Fourier del segnale e di registrare i dati in diversi formati. Nella gestione delle schede audio dei PC delle stazioni si è scelto di dividere l'intero spettro monitorato in due o tre bande: ELF, VLF e LF dove il PC lo ha consentito. La banda ELF monitorata si estende da 4 Hz fino a 1 kHz, con ampiezze che vanno da -116 dB a -20 dB, campionate a 2 kHz con 16 bit. Lo spettro di potenza viene costruito ogni 4 secondi mentre un intero spettro dinamico viene salvato informato Jpeg ogni ora e 20 minuti. Contemporaneamente, alcune stazioni registrano il campionamento in un file formato wav della durata di 2 ore, e con un processo di compressione ne viene ridotta la dimensione senza perdita di informazione. Della banda VLF fra 1 kHz e 25 kHz viene salvato uno spettrogramma in formato Jpeg ogni ora e 20 minuti. Quando la scheda audio lo permette, la banda viene estesa a 50 kHz o 100 kHz, salvando un ulteriore spettrogramma in formato Jpeg ogni ora e 20 minuti. Inoltre, vengono registrate le ampiezze dello spettro di potenza delle portanti dei radio fari ancora attivi. Per queste ampiezze si salva un dato per ogni stazione VLF o LF ogni 5 minuti. In poche stazioni è stato avviato un monitoraggio delle Risonanze di Schumann nella banda ELF registrando l'ampiezza dello spettro di potenza delle risonanze ogni 5 minuti in un file testo. Ogni stazione è caratterizzata da tre elettrodi esterni, un PC collegato in rete e un gruppo di continuità. L'alimentazione per l'elettronica degli amplificatori a larga banda è ottenuta dall'alimentazione del PC attraverso un circuito elettronico che va inserito all'interno del PC stesso. Una piattina schermata a quattro canali collega l'alimentazione e i segnali fra gli amplificatori, le schede audio e la connessione di alimentazione. Il PC di ogni stazione è predisposto con due schede audio stereo per campionare un totale di quattro segnali. Due provenienti dai due elettrodi orizzontali e perpendicolari fra loro, uno dall'elettrodo verticale e un altro dal sensore posto al vertice dei due elettrodi orizzontali che misura le variazioni di conducibilità dello strato di atmosfera sovrastante la stazione. Un esempio schematico d'installazione è

mostrato in Figura 6. In questo caso sono stati considerati due alberi e il palo dell'antenna televisiva come sostegni degli elettrodi del dispositivo. Il PC è posto in casa. Gli elettrodi sono dei fili elettrici con guaina, di spessore da 1 mm a 3 mm e lunghezze comprese fra 10 m e 20 m. Gli elettrodi orizzontali con il vertice devono essere sollevati da terra per almeno 10 m, attraverso dei tiranti realizzati da filo di Nylon da pesca di adeguata resistenza. Occasionalmente, sono state utilizzate canne da pesca fisse in vetroresina come paletti di sostegno del dispositivo. Contenitore dell'elettronica e cavo schermato sono ricoperti da guaina isolante.

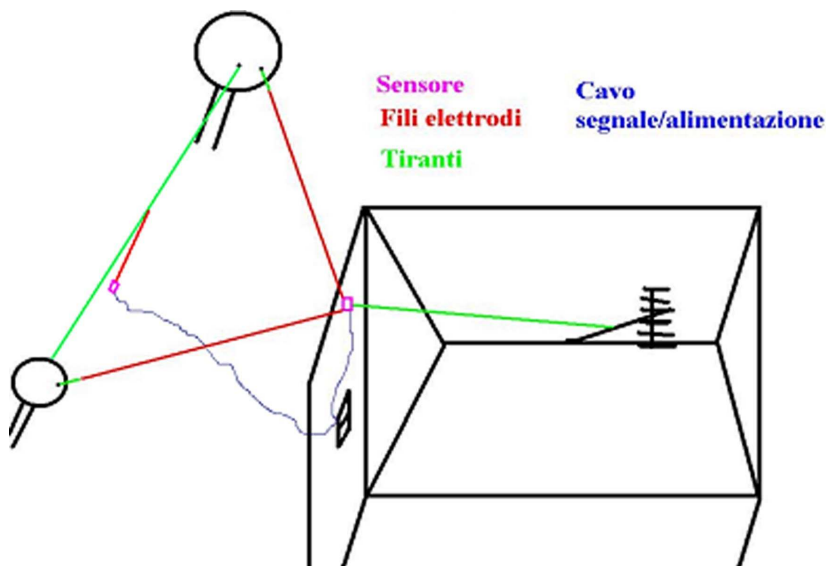


Fig. 6 - Una tipica stazione della Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale

I SEGNALI REGISTRATI CON LE PERTURBAZIONI METEOROLOGICHE

I segnali più intensi registrati dalla Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale sono riconducibili all'attività meteorologica. Il passaggio delle perturbazioni con la caduta di fulmini lascia delle tracce che sovrastano in intensità anche i segnali prodotti dalla rete di distribuzione elettrica a 50 Hz. L'intensità dello spettro di potenza del segnale è indicato da Spectrum Laboratory attraverso dei colori. Una tipica registrazione effettuata durante il passaggio di una perturbazione è mostrata nella Figura 7. I due spettrogrammi sono relativi a 3 ore di registrazione dei segnali ELF dei due elettrodi orizzontali. La frequenza sull'asse delle ordinate va da 4 Hz a 1 kHz, essa è rappresentata in scala logaritmica per evidenziare meglio i fenomeni a bassa frequenza. Le linee orizzontali presenti negli spettrogrammi rappresentano la rete di distribuzione elettrica a 50 Hz, con tutte le armoniche con frequenze multipli di 50 Hz. Le linee verticali rappresentano i fulmini, essi hanno la caratteristica di emettere sull'intero spettro considerato. Man mano che il temporale si avvicina alla stazione aumenta l'intensità e il numero delle linee verticali. Il numero delle linee verticali varia anche in relazione all'attività della perturbazione. Quando la perturbazione raggiunge la stazione gli elettrodi vengono colpiti dalle goccioline d'acqua che sono cariche elettricamente e che rilasciano segnali ancora più intensi colorando completamente lo spettrogramma di rosso.

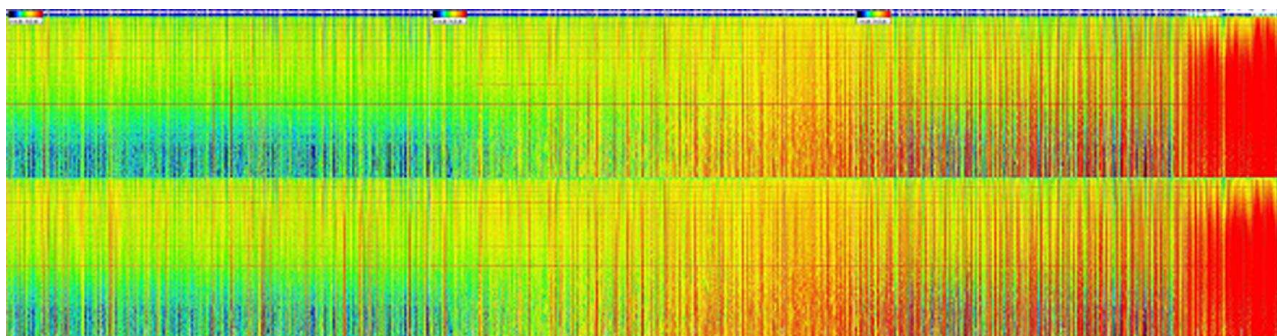


Fig. 7 - L'approssimarsi di un temporale

Sulla parte superiore del primo spettrogramma c'è una banda azzurra con una traccia bianca che indica l'ampiezza totale del segnale. Questa ci suggerisce anche la polarità della perturbazione elettrica a cui sono sottoposti gli elettrodi. Vediamo che la polarità all'arrivo della pioggia è inizialmente marcata da impulsi di

segno negativo per poi diventare di segno positivo. Essendo l'amplificazione invertente nelle polarità, la registrazione indica l'arrivo di goccioline cariche positivamente seguite da quelle cariche negativamente. In una fase successiva del passaggio della perturbazione la differenza di carica associata alle goccioline d'acqua è più evidente, vedi Figura 8. Nel giro di pochi minuti la carica delle goccioline può cambiare di segno più volte. La parte dello spettrogramma in basso dove il segnale scompare indica che in quell'intervallo di tempo il segnale indotto nell'elettrodo ha superato il livello di sicurezza e un sistema di protezione è entrato in azione per proteggere l'elettronica del dispositivo.

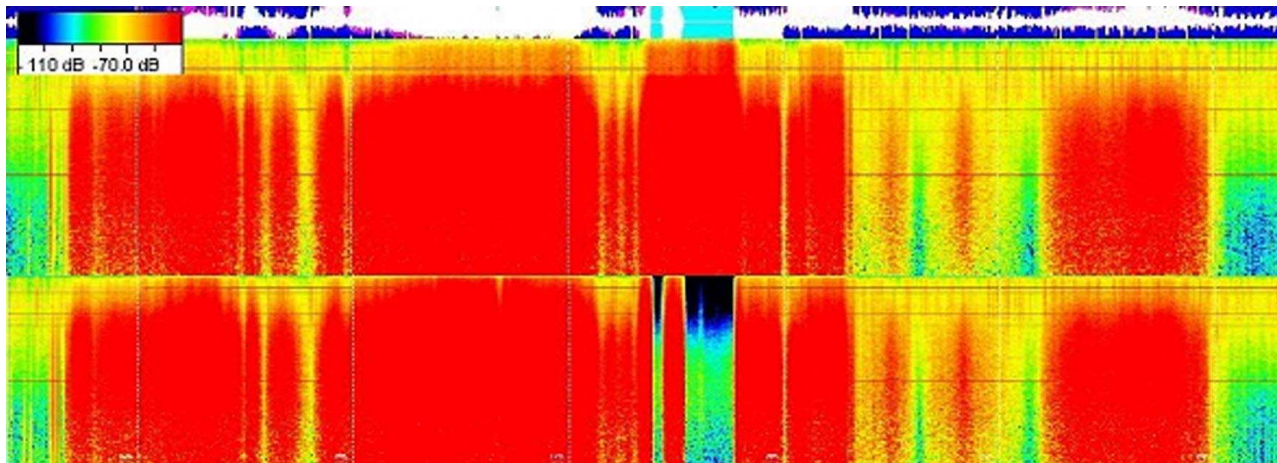


Fig. 8 - Il passaggio di un temporale

I SEGNALI NELLA BANDA ELF REGISTRATI CON I TERREMOTI

Negli spettrogrammi della Figura 9 è un tipico segnale che appare in occasione di intensa attività sismica, registrato a Perugia prima della ripresa del terremoto di Gubbio del 18 dicembre 2013, $M = 4$. L'oscillazione del campo elettrico compresa approssimativamente fra 50 Hz e 300 Hz è apparsa alcune ore prima del terremoto per una durata complessiva di 4,5 ore. Ha caratterizzato un solo elettrodo, quello N-S, e ha raggiunto potenze fino a -50 dB.

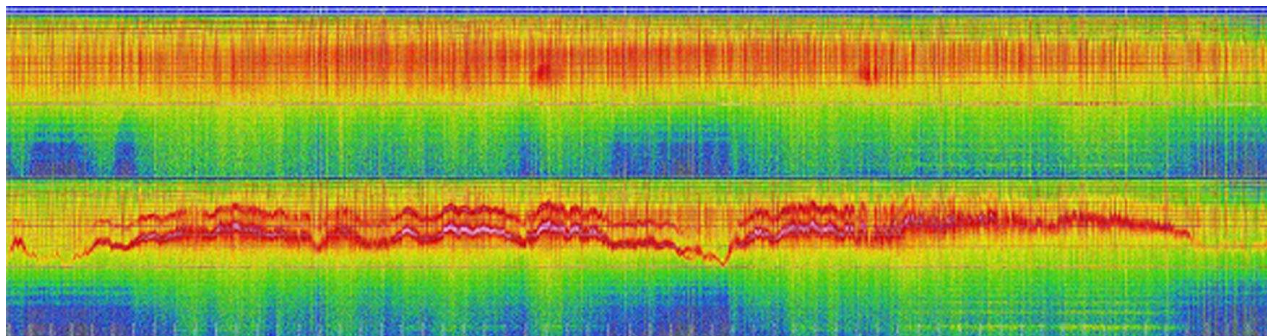


Fig. 9 - Perturbazione registrata a Perugia il 18 dicembre 2013, in 7 ore di registrazione prima del terremoto di Gubbio, $M = 4$

L'anomalia è ben distinta dal rumore di fondo essendo almeno 20 dB più intensa e presentando una geometria completamente differente da quella degli altri segnali naturali ed antropici che caratterizzano gli spettrogrammi. Dovendo essere i segnali indotti da un campo elettrico verticale uguali nei due elettrodi orizzontali per effetto capacitivo, e completamente differenti negli stessi elettrodi per effetto dell'induzione sulla lunghezza in una direzione, è stato dedotto che le oscillazioni del campo elettrico registrate il 18 dicembre 2013 hanno avuto direzioni N-S quasi orizzontali.

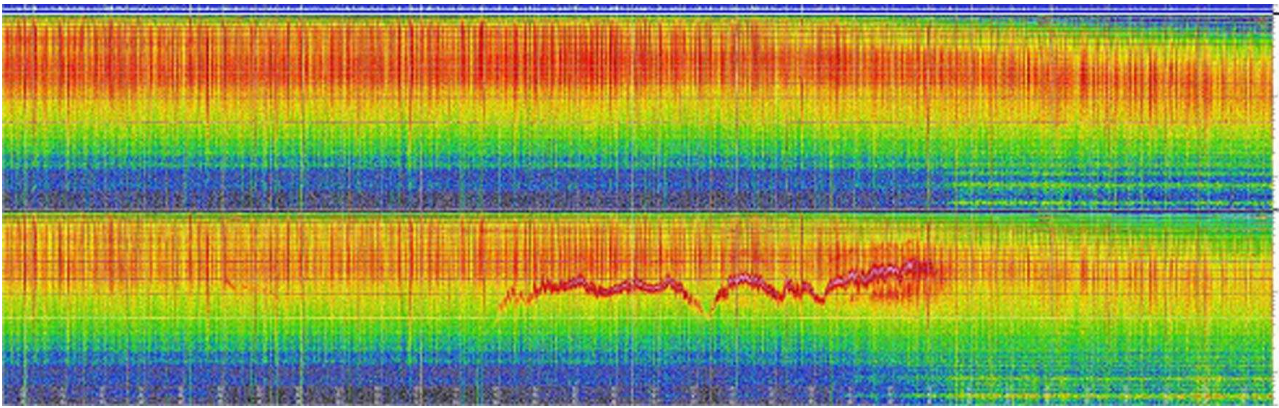


Fig. 10 - Perturbazione registrata a Perugia il 14 aprile 2014, in 2 ore e 30 minuti di registrazione durante il giorno prima del terremoto di Colfiorito, $M = 3.3$.

Disponendo poi di stazioni distanti circa 50 km le une dalle altre, e osservando che gli stessi segnali non sono stati registrati dalle altre stazioni allo stesso tempo, è stato dedotto che queste perturbazioni hanno avuto origine locale. D'altra parte, campi elettrici generati parallelamente a due superfici conduttrici come la terra e la ionosfera, con la distanza dalla sorgente tenderanno a piegare lungo la direzione verticale. Da queste semplici considerazioni è stato possibile dedurre che le sorgenti si trovavano in atmosfera o nella crosta molto vicino alla superficie. Questo genere di oscillazioni si è verificato più volte prima dell'accentuarsi dell'attività sismica nella zona di Città di Castello, Gubbio e Pietralunga. In occasione di scosse di magnitudo 3 gli stessi segnali hanno fatto la loro comparsa con qualche giorno di anticipo, meno intensi, e sempre nell'elettrodo posto lungo la direzione N-S. Più recentemente, un segnale analogo è stato registrato il giorno prima della scossa di Colfiorito di magnitudo 3.3 del 15 aprile 2014. In questo caso, vedi Figura 10, la perturbazione ha coinvolto le stesse frequenze ma per un tempo pari a 50 minuti, con oscillazioni indotte in un solo elettrodo lungo la direzione N-S.

Il 26 marzo e il primo aprile 2014 scosse di magnitudo 3 e 3.1 sono state registrate nel distretto sismico dei Monti Martani. Alcuni giorni prima di questi eventi gli elettrodi della stazione di Avigliano Umbro e di Perugia hanno registrato delle perturbazioni. L'elettrodo posto al vertice della stazione di Avigliano ha mostrato nuovi segnali nella banda ELF. Le oscillazioni apparse per circa due ore sono mostrate nella Figura 11 e risalgono al 30 marzo 2014. Sono ancora oscillazioni con frequenze comprese fra qualche decina di Hz e qualche centinaia di Hz, osservate in assenza di pioggia. Una registrazione analoga e più intensa è stata fatta il giorno 26 Marzo 2014, poche ore prima del primo evento di magnitudo 3.

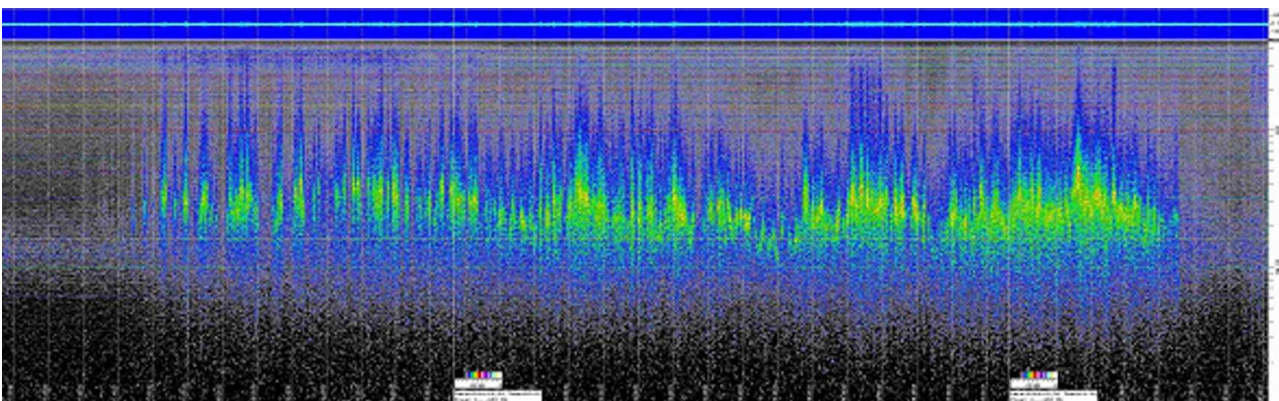


Fig. 11 - Perturbazione apparsa ad Avigliano Umbro il 30 marzo 2014, in 3 ore di registrazione fatte due giorni prima dei terremoti sui Monti Martani, $M = 3.1$

Lo stesso sensore aveva già registrato una perturbazione anomala in occasione del terremoto di Ancona del 21 luglio 2013, quando, a Perugia è apparsa un'oscillazione con frequenza crescente da una decina di Hz fino a circa 200 Hz che si è interrotta 5 minuti prima dell'evento. L'anomalia era iniziata circa mezzora prima [15].

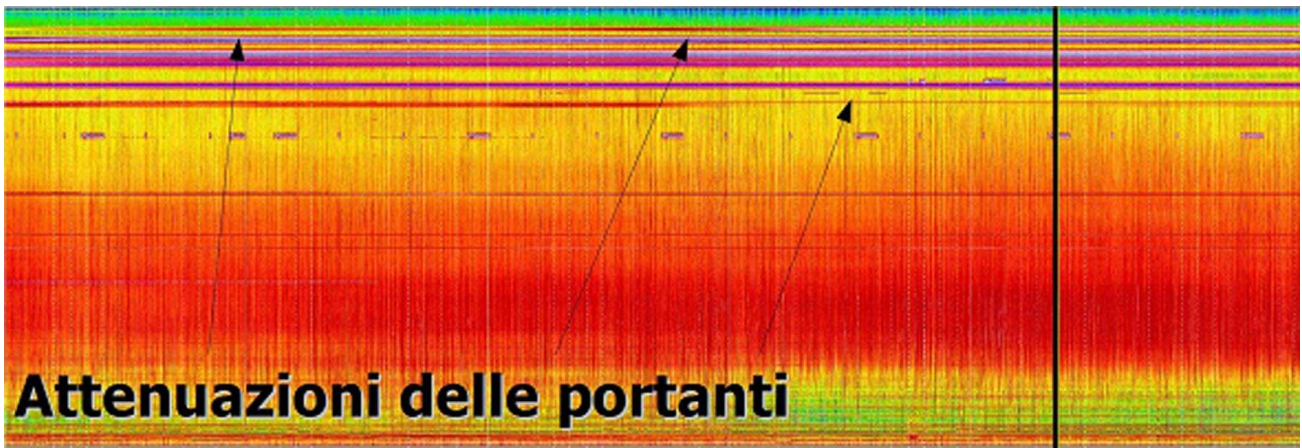


Fig. 12 - Attenuazione delle portanti in VLF notate in 5 ore di registrazione effettuate dalla stazione di Chieti prima del terremoto di Ancona del 21 luglio 2013, $M = 5$.

I SEGNALI NELLA BANDA VLF REGISTRATI CON I TERREMOTI

Il monitoraggio delle portanti dei radiofari in VLF è stato di nuovo preso in considerazione, anche dopo il primo risultato negativo del confronto con gli eventi dell'Emilia Romagna del 2012. In quelle occasioni nessuna attenuazione o amplificazione dell'intensità delle portanti VLF sembrò essere riconducibile agli eventi sismici [16]. Lo studio è stato ripetuto in occasione del terremoto di Ancona del 21 luglio 2013, $M = 5$ [15]. Negli spettrogrammi delle ore precedenti alla scossa sono apparse delle attenuazioni di alcune portanti sia nella banda VLF che in quella LF monitorate a Chieti. Nella Figura 12 sono mostrati gli spettrogrammi VLF prodotti in 5 ore di registrazione. Diverse portanti hanno presentato delle attenuazioni prima della scossa: le trasmissioni Alpha che si trovano ad Est di Chieti e altre trasmissioni a Nord di Chieti le cui congiungenti con la stazione passano sull'epicentro. Anche negli spettrogrammi LF generati a Chieti appaiono delle attenuazioni alcune ore prima della scossa, ad esempio la portante di Mainfigher, che si trova a Nord di Chieti, e il cui percorso attraversa la regione epicentrale, vedi Figura 13. Tuttavia, diverse variazioni sono apparse anche nei giorni precedenti e successivi il giorno del terremoto. Allora, si è reso necessario uno studio statistico che evidenziasse delle anomalie significative delle portanti. Questo è partito con la scelta dei tempi da monitorare, poiché di notte il segnale è risultato più stabile sono state scelte le ore notturne per selezionare le anomalie. Quindi è stata studiata la statistica delle fluttuazioni del segnale limitato alle ore notturne di tutti i giorni. Una legge log-normale ha ben approssimato tutte le distribuzioni [15]

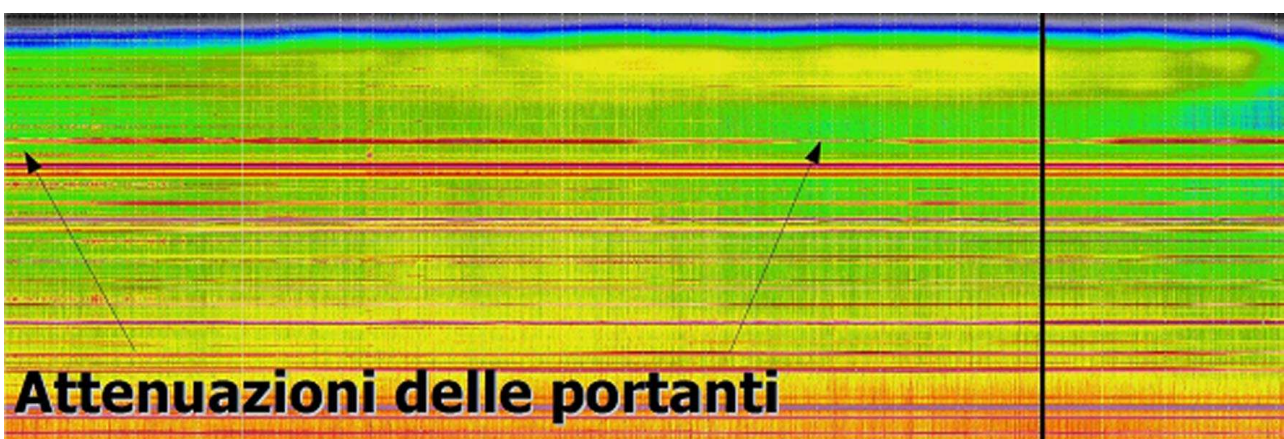


Fig. 13 - Attenuazione delle portanti in LF notate in 5 ore di registrazione effettuate dalla stazione di Chieti prima del terremoto di Ancona del 21 luglio 2013, $M = 5$.

Attraverso il calcolo della probabilità della coda di questa distribuzione sono stati valutati i range di significatività perché una fluttuazione non sia log-normale al 95%. I risultati sono mostrati in un grafico relativo alle fluttuazioni della portante della stazione Alpha a 12.4 kHz durante tutto il mese di Luglio 2013. nei giorni 22 e 23 luglio 2013 appare una diminuzione dell'intensità della portante che raggiunge il 95% di

probabilità di non essere una fluttuazione log-normale, vedi Figura 14. Tale perturbazione è persistente per 2 giorni indicando un'origine difficilmente riconducibile ad una perturbazione meteorologica, solitamente capace di influire sulle portanti per tempi inferiori all'ora. Inoltre, tale perturbazione è avvenuta in occasione dell'osservazione di attività di degassamento presso la riviera adriatica intorno all'epicentro [15], sostenendo la possibilità di un nesso causale fra l'osservazione dell'anomalia e l'evento sismico.

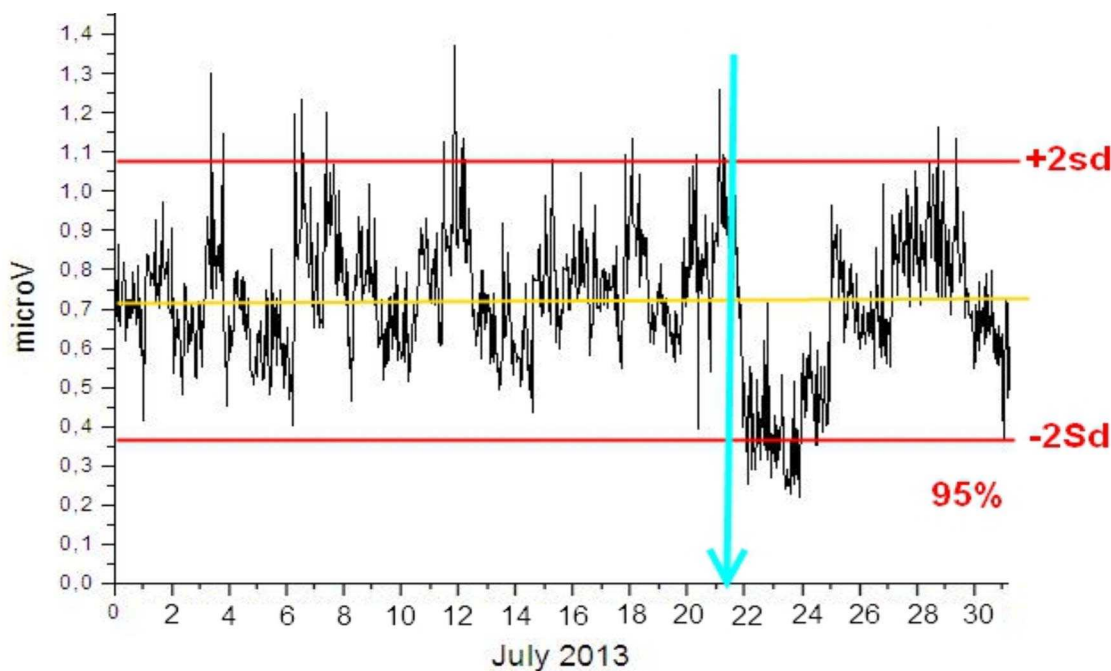


Fig. 14 - Attenuazione di una portante VLF osservata in un mese di registrazione effettuate dalla stazione di Chieti in occasione del terremoto di Ancona del 21 luglio 2013, $M = 5$.

CONCLUSIONI

La Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale è oggi costituita da 13 stazioni che effettuano un monitoraggio multi-parametrico di grandezze chimico fisiche. I dati fino ad oggi raccolti evidenziano una notevole sensibilità della rete ai fenomeni meteorologici di precipitazione. Tuttavia questi, insieme ai segnali prodotti dalla rete di distribuzione elettrica, risultano ben identificabili nello spettro di potenza del segnale. Relativamente ai due fenomeni la rete elettromagnetica sembra essere utile nel monitoraggio dell'arrivo di intense perturbazioni e anche dell'inquinamento prodotto dall'attività antropica.

In occasione di accentuata attività sismica la rete ha captato ripetutamente un genere di oscillazioni del campo elettrico che si distinguono completamente nella forma dello spettro dai segnali fino ad ora considerati. Tali oscillazioni appaiono qualche giorno prima dell'intensificarsi dell'attività sismica in una regione e lasciano pensare a componenti prevalentemente orizzontali del campo elettrico che si manifestano localmente. Per quanto riguarda le portanti radio in VLF e LF, uno studio statistico ha mostrato le anomalie per le quali è possibile avviare un'indagine per verificare una connessione causale con l'attività sismica. Le anomalie sembrano manifestarsi ancora occasionalmente con i terremoti.

Bibliografia

1. Héraud, J. A. and Lira J. A.: Co-seismic luminescence in Lima, 150km from the epicenter of the Pisco, Peru earthquake of 15 August 2007, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1025–1036, 2011.
2. Galli I.: Raccolta e classificazione di fenomeni luminosi osservati nei terremoti. *Boll. Soc. Sismol. Ital.*, vol. 14, pp.221–447, 1910.
3. Fidani C.: The earthquake lights (EQL) of the 6 April 2009 Aquila earthquake, in Central Italy, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 10, pp. 967-978, 2010.
4. Vivenzio, G.: Istoria due tremuoti avvenuti nella provincia di Calabria Ulteriore, e nella città di Messina nell'anno 1783, e di quanto nelle Calabrie fu fatto per il suo risorgimento fino al 1787. Preceduta da una teoria, ed istoria generale due tremuoti, Napoli, 1788.
5. Vannucci, G.: Discorso Istorico Filosofico sopra il tremuoto del 25 dicembre 1786, Cesena, 1787.
6. Serpieri, A.: Il terremoto di Rimini della notte 17-18 marzo 1875 e considerazioni generali sopra varie teorie sismologiche, Urbino, 1878.
7. Serpieri, A.: Rapporto delle osservazioni fatte sul terremoto avvenuto in Italia la sera del 12 marzo 1873, in Supplemento alla Meteorologia Italiana (1873), Roma 1873.
8. Serpieri, A.: Nuove osservazioni sul terremoto avvenuto in Italia il 12 marzo 1873 e riflessioni sul presentimento degli animali per i terremoti, (estratto da rendiconti del R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere, Milano, 1873).
9. Lavecchia G., Boncio P., Creati N. & Brozzetti F.: Stile strutturale e significato sismogenetico del fronte compressivo padano-adriatico: dati e spunti da una revisione critica del profilo CROP 03 integrata con l'analisi di dati sismologici. *Boll. Soc. Geol. It.*, 123, 111-125, 2004.
10. Carboni, A., e Veronese, F.: Alla scoperta delle VLF, *Progetto Elektor*, 11, pp. 75-81, novembre 1987.
11. Fidani, C.: Ipotesi Sulle Anomalie Elettromagnetiche Associate ai Terremoti, 1st ed.; Libreria Universitaria Benedetti L'Aquila: L'Aquila, Italy, 2005; p. 300.
12. Fidani, C.: Electromagnetic signals recorded by Perugia and S. Procolo (Fermo) stations before the L'Aquila Earthquakes. In *Proceedings of Atti del 28 GNGTS*, Trieste, Italy, pp. 370–373, 2009.
13. Fidani, C.: Central Italy Electromagnetic Network (CIEN), In *Atti del 30 GNGTS*, November 14-17, Trieste, pp. 365-368., 2011
14. Fidani C.: The Central Italy Electromagnetic Network and the 2009 L'Aquila earthquake: observed increases in anomalies. *Geosciences*, 1, 3-25, 2012.
15. Siciliani, P. M., Fidani, C., Stoppa, F., Iezzi, G., Arcaleni, M., Tardioli, S., Marcelli, D.: Electromagnetic perturbations associated with M = 5, July 21, 2013, Ancona, Italy earthquake observed by CIEN, In *Proceedings of the 32 GNGTS*, 66-70, 2013.
16. Fidani C, Albarello D, Arcaleni M, Martinelli G, Siciliani PM, Tardioli S, Vannucchi A.: Emilia earthquake: VLF transmitters and ELF signal from the Central Italy Electromagnetic Network (CIEN), In *Proceedings of the 31 GNGTS*, 415-420, 2012.

Il gas Radon come precursore

ISTITUTO NAZIONALE OCEANOGRAFIA E GEOFISICA SPERIMENTALE - OGS - TRIESTE

di Anna Riggio

RIASSUNTO

Il Radon è un gas naturale, radioattivo, prodotto nel suolo dal decadimento dell'elemento radium, prodotto a sua volta dall'Uranio. Il suo tempo di decadimento è di 3,8 giorni. Come tutti i gas, ha molta mobilità e può circolare nel terreno, attraverso le fratture delle rocce e gli spazi tra i granuli dei terreni incoerenti. Purtroppo si insinua anche all'interno degli edifici, raggiungendo anche alte concentrazioni, e costituendo, come gas radioattivo, un rischio per la salute. Misure di radon sono fatte all'interno delle abitazioni per controllare che il livello di concentrazione non superi i limiti consentiti dalla normativa.

Il Radon è anche moderatamente solubile in acqua e la sua solubilità aumenta al diminuire della temperatura. Variazioni della concentrazione di Radon nell'acqua di sorgenti e nel suolo, interpretabili come fenomeni transienti, sembrano essere correlate a episodi di deformazione crostale che possono concludersi con un evento sismico. I primi tentativi di utilizzare il Radon come "Precursore Sismico" risalgono al 1927 in Giappone. In letteratura sono riportati molti casi di anomalie che hanno preceduto eventi sismici, di solito evidenziati da analisi eseguite dopo il terremoto, per la mancanza di un'acquisizione in tempo reale.

Attualmente, in Italia, sono attivi alcuni siti di acquisizione di Radon in acqua e in suolo, gestiti da Istituzioni scientifiche e amatoriali, che hanno prodotto delle serie temporali consistenti.

L'interpretazione congiunta dei dati, integrati con le informazioni fornite da altri potenziali fenomeni precursori, potrebbe essere la via da seguire per migliorare la conoscenza dei processi sismogenetici, punto di partenza per una Previsione Deterministica.

INTRODUZIONE

Poter prevedere un terremoto è stato sempre il sogno dell'umanità sin da quando la vita si svolgeva prevalentemente nelle campagne e i fenomeni che si osservavano erano legati all'acqua, alla terra e anche all'aria: variazioni nei livelli dei pozzi e nella portata delle sorgenti, spaccature del terreno e fenomeni luminosi. Oggi, che non si vive più a stretto contatto con la natura, si ha comunque la possibilità di quantizzare, con gli strumenti, ciò che veniva solo osservato con l'occhio umano.

Gli studi sulla previsione dei terremoti nel mondo hanno avuto, nella storia, periodi di gloria alternati a periodi di scetticismo (Wang et al., 2006; Wakita et al., 1980). Purtroppo, questo è stato controproducente, per questa branca della sismologia, perché l'osservazione dei vari fenomeni veniva interrotta dopo poco tempo e, in molti casi, i dati acquisiti non venivano neanche salvati. Condizione necessaria per questo tipo di studi, è, invece, avere delle serie temporali superiori o uguali a un anno per poter verificare la presenza di eventuali variazioni stagionali e per poter avere un'ampia casistica di anomalie e terremoti.

Purtroppo, finora, la ricerca nell'ambito dei precursori, è stata lasciata a iniziative di singoli ricercatori e se, in pochi casi, è stata strutturata all'interno di un progetto, in mancanza di risultati tangibili in un breve tempo, è stata abbandonata. Tutto questo non ha certo contribuito a far luce sul contributo che i fenomeni precursori possono dare alla conoscenza della sismogenesi. Ancora a tutt'oggi, purtroppo, nell'opinione pubblica c'è molta confusione tra previsione deterministica e probabilità che si verifichi un terremoto, di una certa magnitudo in un dato intervallo di tempo, in una data area.

I FENOMENI PRECURSORI

Prima di iniziare a descrivere le caratteristiche del radon e il ruolo che esso ha avuto nella storia come precursore sismico, occorre fare una premessa sul perché possono esistere i fenomeni precursori. Il terremoto non è un fenomeno improvviso, ma solo il prodotto finale di un processo che può iniziare anche parecchio tempo prima.

La Teoria della Tettonica a Zolle o a Placche, formulata negli anni settanta, diede una svolta alle conoscenze della sismologia (Fig.1). La crosta terrestre, insieme alla sottostante parte più esterna del mantello, forma la cosiddetta litosfera. La litosfera è suddivisa in nove placche principali e altre numerose micro placche. Quando due zolle continentali entrano in collisione, una zolla sale sopra l'altra formando catene montuose. Quando due croste oceaniche o una crosta oceanica e una continentale convergono, si hanno i fenomeni vulcanici. Risalita di magma dal mantello avviene

anche al di fuori dei limiti tra le placche. Il caso più comune è rappresentato dai punti caldi (hot spots) sotto i quali, dal mantello, si ha una risalita di materiale fuso.



Fig. 1 - Distribuzione delle principali Placche nel mondo. I cerchietti indicano i punti caldi (hot spots).

FONTE: WWW.GEOLOGIA.COM.

In Fig. 2 è riportato il particolare relativo alla zona Italiana. La Placca Africana si muove da sud verso la Placca Euroasiatica con una leggera rotazione in senso antiorario. Fra le due Placche si insinua la Microplacca Adriatica che si muove verso nord - est con un leggero movimento antiorario ed è costituita dal mar Ionio settentrionale, il mare Adriatico, il settore settentrionale ed orientale della penisola italiana, le Alpi meridionali ed orientali.

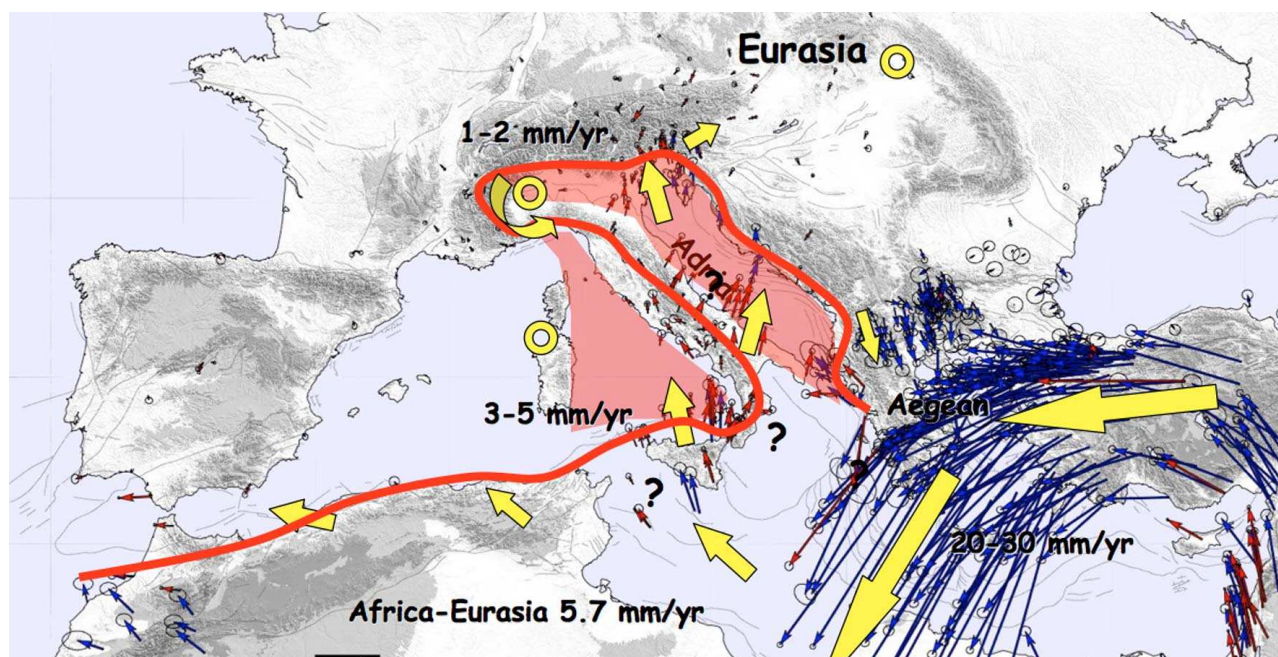


Fig. 2 - Contatto tra la Placca Africana, quella Euroasiatica e la Micro placca Adriatica

FONTE: SERPELLONI ET AL., 2007.

I movimenti relativi delle placche sono all'origine dei terremoti i cui epicentri si concentrano lungo i margini di placca e lungo le dorsali oceaniche dove si genera nuova crosta. Tali movimenti generano deformazioni della crosta terrestre che si propaga fino a quando non incontra asperità o zone di blocco: la frizione blocca il movimento, accumulando stress, sino a quando è raggiunto il punto di rottura del materiale e l'energia viene liberata sotto forma di terremoto e di calore (Teoria del Rimbalzo Elastico) (Fig. 3). Se è già presente una faglia, i due blocchi si spostano in modo improvviso.

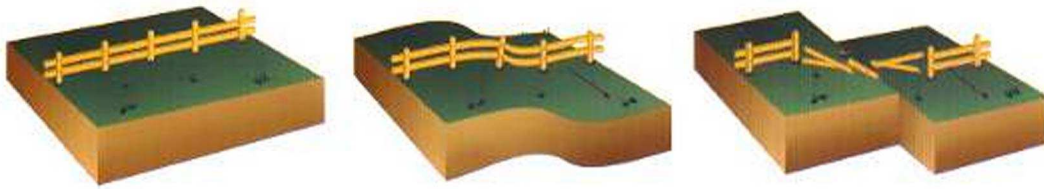


Fig. 3 - Ciclo sismico secondo la Teoria del Rimbalzo Elastico

FONTE: WWW.GOOGLE.IT/RIMBALZO ELASTICO.

Riassumendo, in un ciclo sismico si distinguono i seguenti stadi: stadio inter-sismico in cui si verifica l'accumulo di energia, una parte della quale si libererà poi sotto forma di onde; stadio pre-sismico in cui la deformazione elastica della roccia si accentua progressivamente fino a livelli critici di resistenza della roccia; stadio post-sismico in cui l'energia accumulata si libera producendo il terremoto.

Successivamente, la regione colpita si avvia verso un nuovo equilibrio, anche attraverso una serie di scosse che possono protrarsi per mesi o per anni.

La faglia che genera il meccanismo di rottura può essere: trascorrente, normale, inversa, inversa obliqua (Fig. 4).

I meccanismi collegati sono rispettivamente: di trascorrenza per la trascorrente, di distensione per la normale, di compressione per l'inversa.

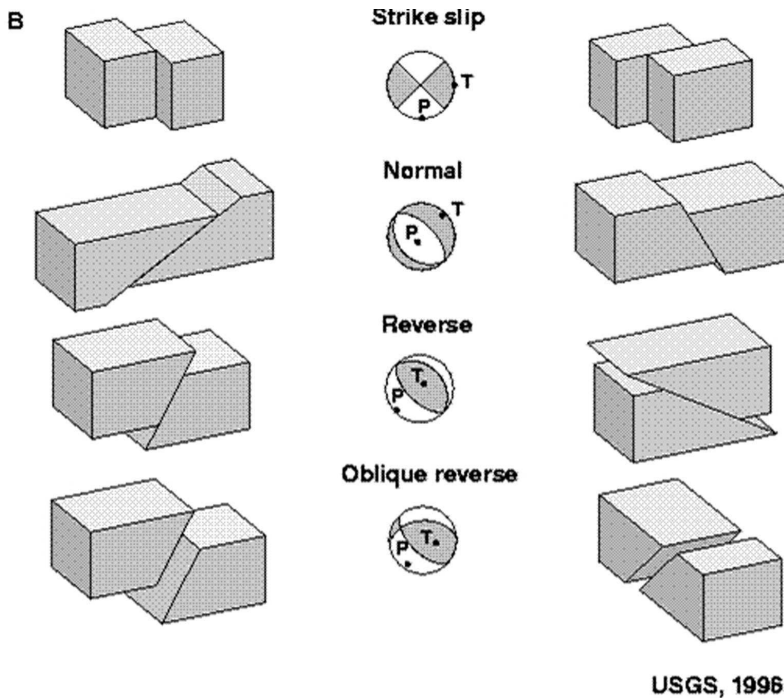


Fig. 4 - Faglie e meccanismi focali

FONTE: USGS, 1996.

La zona in cui possono manifestarsi i fenomeni precursori è quella dove più si accumula la deformazione. Il meccanismo con cui avviene il terremoto è importante nella determinazione dei fenomeni precursori: questi sono, infatti, più evidenti in stili tettonici di tipo compressivo (Fig. 5).

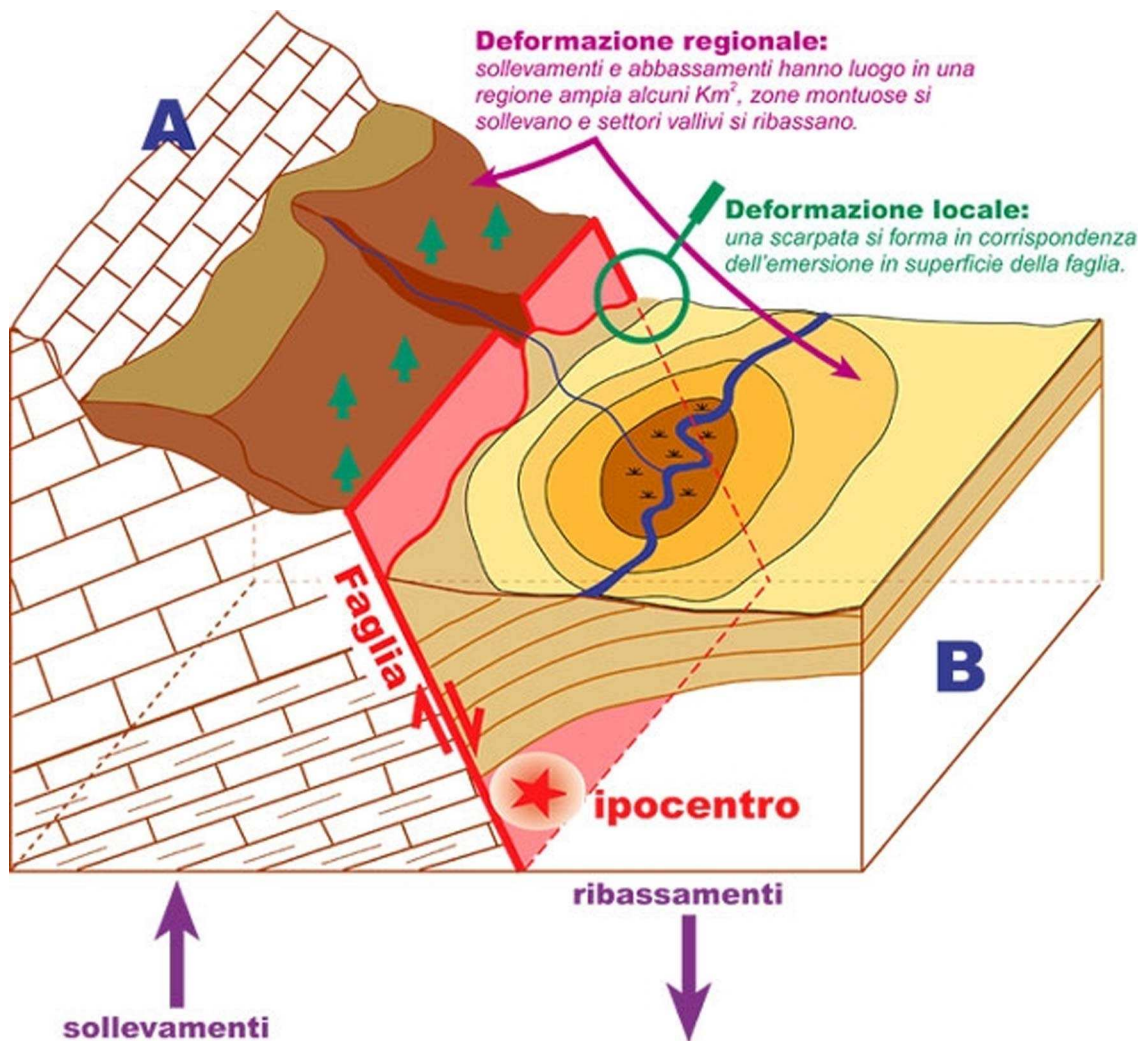


Fig. 5 - Schema della distribuzione della deformazione

FONTE: WWW.ROMA1.INGV.IT/RICERCA/TETTONICA-ATTIVA/EFFETTI-DEI-GRANDI-TERRREMOTI

I modelli Fisici dei fenomeni precursori sono classificati in due grandi categorie: quello basato sullo scivolamento della faglia, costituito dalla Nucleazione e dal Caricamento Litosferico, e il secondo basato sui blocchi di roccia che si trovano su di una zona molto più ampia attorno alla faglia, che provocano variazioni in una zona circostante la faglia e dove ha luogo il fenomeno della Dilatanza. Per Dilatanza si intende l'aumento di volume a causa di microfratture e vuoti. La Teoria della Dilatanza è stata quella che per prima ha dato una spiegazione del perché si verificano i fenomeni precursori. Quando il processo di deformazione comincia a mettere sotto stress un'ampia zona, le rocce che la costituiscono subiscono variazioni nelle loro caratteristiche fisiche, si formano fessure, i fluidi in esse circolanti, mutando il loro percorso, vengono in contatto con rocce differenti e cambiano le loro caratteristiche chimiche e i gas trovano nuovi percorsi. L'ampiezza della zona coinvolta nel processo di caricamento di stress è proporzionale alla magnitudo e alla profondità del terremoto. Durante il processo preparatorio, i vari parametri variano in fase o in opposizione di fase. Per esempio, nella seconda fase del processo della Dilatanza, l'attività sismica decresce e il radon aumenta, mentre nella terza fase, il radon può rimanere costante o decrescere e l'attività sismica continuare a decrescere per poi aumentare poco prima del verificarsi del terremoto (Fig. 6).

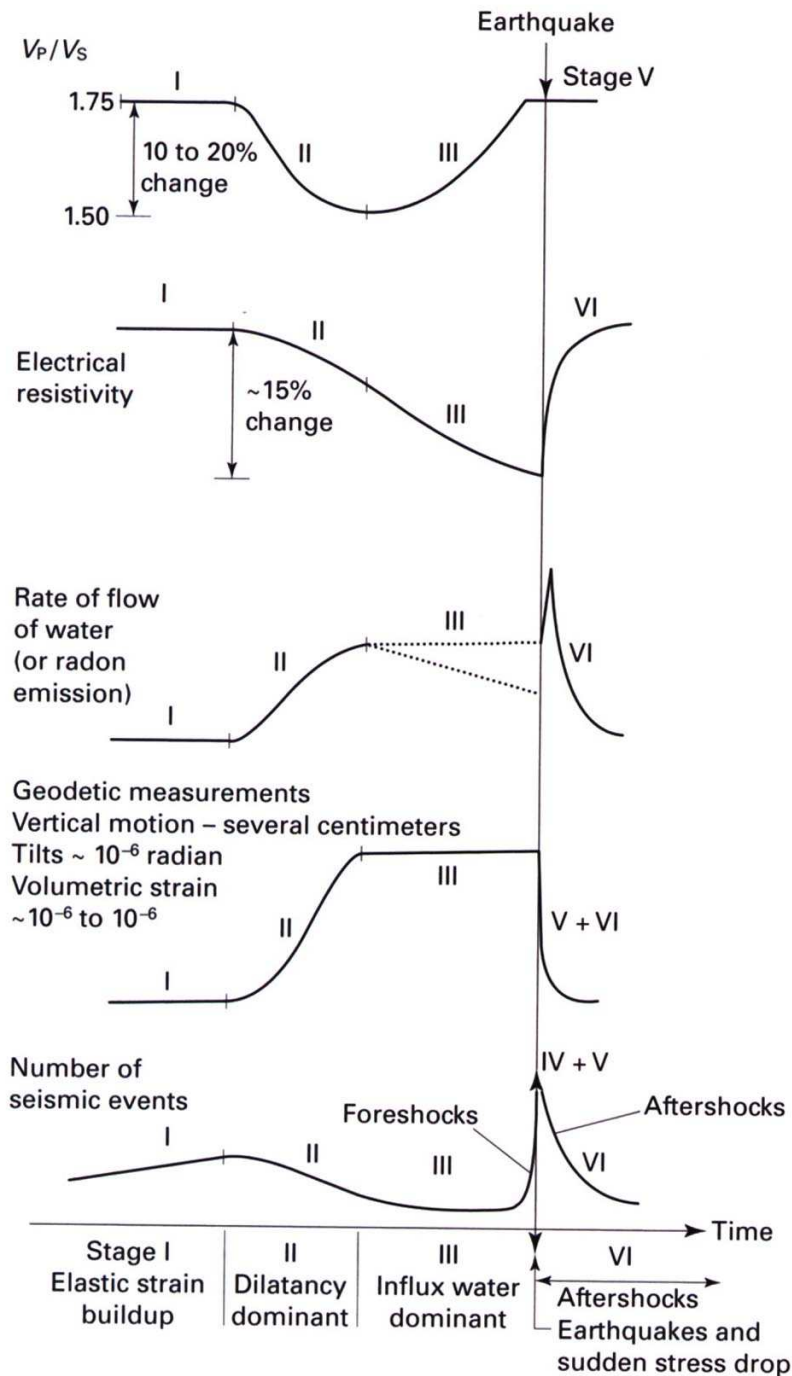


Fig. 6 - Teoria della Dilatanza

FONTE: SCHOLZ ET AL., 1973

IL RADON

Il Radon (Rn 222) (numero atomico 86) è un elemento chimico radioattivo gassoso, incolore, inodore, insapore ed estremamente volatile, prodotto dal decadimento dell'Uranio 238 (Fig. 7). È il più pesante dei gas conosciuti (densità 9,72 g/l a 0°C, otto volte più denso dell'aria). La sua semi-vita è di 3,8 giorni, cioè in 3,8 giorni dimezza la sua radioattività. È un gas nobile e, come tale non reagisce con altri elementi chimici e si diffonde rapidamente viaggiando nel terreno per diffusione, per convezione per mezzo di gas "carrier"

quali metano, anidride carbonica e azoto attraverso fessurazioni e per permeabilità dei terreni e per trasporto da parte di un fluido, sia esso un gas o un liquido.

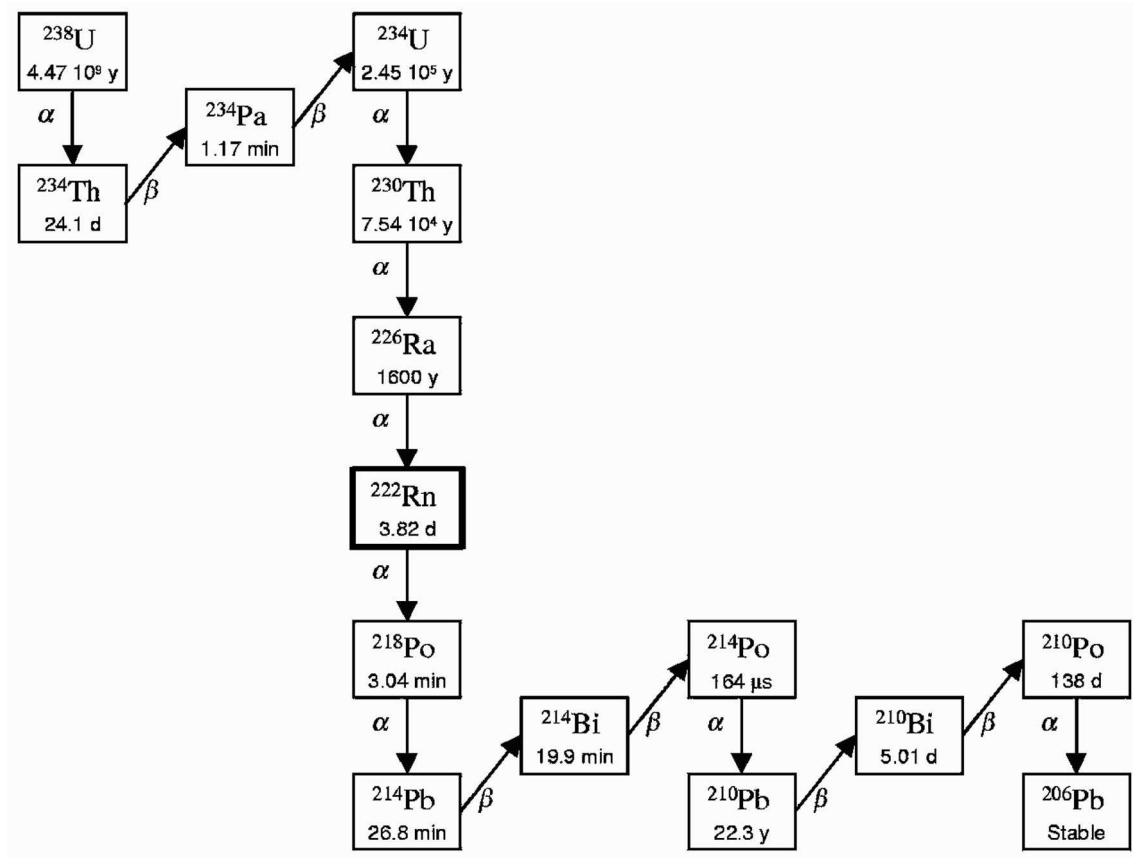


Fig. 7 - Catena di decadimento dell'Uranio 238

E' presente naturalmente nel suolo e in quantità maggiore in rocce di tipo vulcanico con maggior contenuto di Uranio. Da un punto di vista geologico, la distribuzione di questi due elementi nel suolo varia in funzione del tipo di roccia o di terreno, in base al luogo e alle modalità di formazione. In genere la concentrazione di uranio e radio è compresa tra 0,5 e 5 mg/kg, ma localmente è possibile riscontrare anche valori più elevati. L'analisi del comportamento e della distribuzione in superficie del radon, può portare un contributo alle indagini strutturali in quanto la distribuzione del radon risulta legata alla presenza di profonde discontinuità. Tecniche per misurare la concentrazione del radon e dei suoi prodotti di decadimento sono state sviluppate in due grandi campi d'indagine: le Scienze della Terra (Localizzazione di faglie e strutture, Precursore Sismico, Prospezione Mineraria) e la Radioprotezione (Radon Indoor, Radon in acqua potabile, Radon in acque termali, Radon in Grotte). Nonostante i campi di applicazione siano così differenti, il monitoraggio del radon sfrutta processi simili. Per esempio, concentrazioni elevate di radon indoor sono correlate a processi di migrazione del gas, dipendenti dalla formazione geologica, dal suolo e dall'acqua sotterranea. Gli stessi processi sono interessanti per la previsione del rischio geologico (terremoti, vulcanismo), per la prospezione mineraria (uranio e petrolio), per l'idrogeologia, per la geotermia, ecc. Prospezioni di radon in suolo hanno evidenziato valori più alti lungo i piani di faglia. I vari campi d'indagine non sono nettamente separati. Infatti, alti valori di radon nelle abitazioni possono essere associati ad un terreno di fondazione a rischio radon. Per questo motivo misure in suolo e indoor molte volte vengono integrate. Misure sistematiche di radon indoor, specialmente se fatte in scantinati, possono contribuire alla conoscenza del livello medio di radon nella zona e ad evidenziare eventuali variazioni significative. Il Radon è utilizzato come precursore sismico poiché durante la fase di preparazione del terremoto, quando iniziano a formarsi le microfessure nelle rocce, le emissioni di radon in superficie aumentano considerevolmente. La relazione tra le strutture tettoniche, la deformazione crostale e le caratteristiche fisico-chimiche dei fluidi circolanti, già intuita in tempi storici (variazione livelli nei pozzi, torbidità delle acque di sorgente) è oggi sempre più convalidata da studi che si avvalgono di misure che permettono una valutazione quantitativa di tali parametri.

Variazioni del chimismo dei fluidi che si manifestano come fenomeni transienti possono fornire indicazioni sullo stato della deformazione. Informazioni indipendenti sui fluidi circolanti possono ricavarsi dall'analisi delle acque affioranti in prossimità delle strutture tettoniche più interessanti.

MODALITÀ DI MISURA

Gli strumenti per la misura del Radon si basano sulla rilevazione della radiazione emessa dal decadimento radioattivo in combinazione con una tecnica adeguata di campionamento. La maggior parte sfrutta la rivelazione di particelle alfa; solamente pochi sfruttano la rilevazione di particelle beta. Gli strumenti possono essere Passivi o Attivi. I Passivi funzionano utilizzando la diffusione del Radon e necessitano di una potenza modesta; fanno parte di questa categoria i Dosimetri e le più moderne sonde Barasol. Gli Attivi, invece, hanno una pompa con la quale aspirano l'aria e la fanno circolare in una camera, a scintillazione o a ionizzazione, e necessitano di un'alimentazione continua e potente.

Le misure vengono effettuate in aria, in suolo e in acqua e in modo discreto, cioè sporadicamente o ad intervalli di tempo regolari (settimane, mesi, anni), o in modo continuo (minuti, ore).

PREVISIONI

La Previsione dei Terremoti può essere Deterministica o Probabilistica. Nel primo caso dovrebbero essere indicati il tempo, il luogo e la grandezza esatti del terremoto che avverrà; nel secondo, le stesse quantità sono calcolate in modo probabilistico, cioè viene indicata la probabilità che si verifichi un evento con certe caratteristiche. Negli ultimi anni ha cominciato a essere in uso un metodo detto di Allerta Precoce (Early Warning) che sfruttando la differenza di tempo tra le onde primarie di un terremoto e le onde secondarie più distruttive, può riuscire a dare un allarme alcuni secondi o un minuto e mezzo prima dell'arrivo delle onde distruttive.

Le prime misure di Radon in acqua furono fatte, in Giappone, nel 1927 e nel 1947. Le prime misure di Radon in suolo furono fatte nel 1953, sempre in Giappone, lungo una faglia attiva, per un periodo di due anni. Da analisi a posteriori, furono evidenziate anomale concentrazioni di radon in suolo prima del Terremoto di Tonankai (Giappone) di magnitudo 8.

I casi più noti di segnali anomali rilevati a posteriori, di successi di Previsioni, o di mancate Previsioni, sono riportati in letteratura.

Misure di Radon in acqua furono fatte in Russia (Ulomov e Mavashev, 1968; 1971) nel periodo 1966-1971 in un pozzo artesiano di 1300-2400 m di profondità, a Tashkent. Sempre a posteriori, furono osservati valori altissimi molti anni prima del terremoto di Tashkent del 1966 di M 5,3 e di alcuni aftershoks (Fig. 8). La distanza, sito di rilevamento – epicentro, era sempre entro i 5 km. Questi risultati diedero speranza alla ricerca sui precursori e sul radon in particolare (Riggio, Santulin, 2013a).

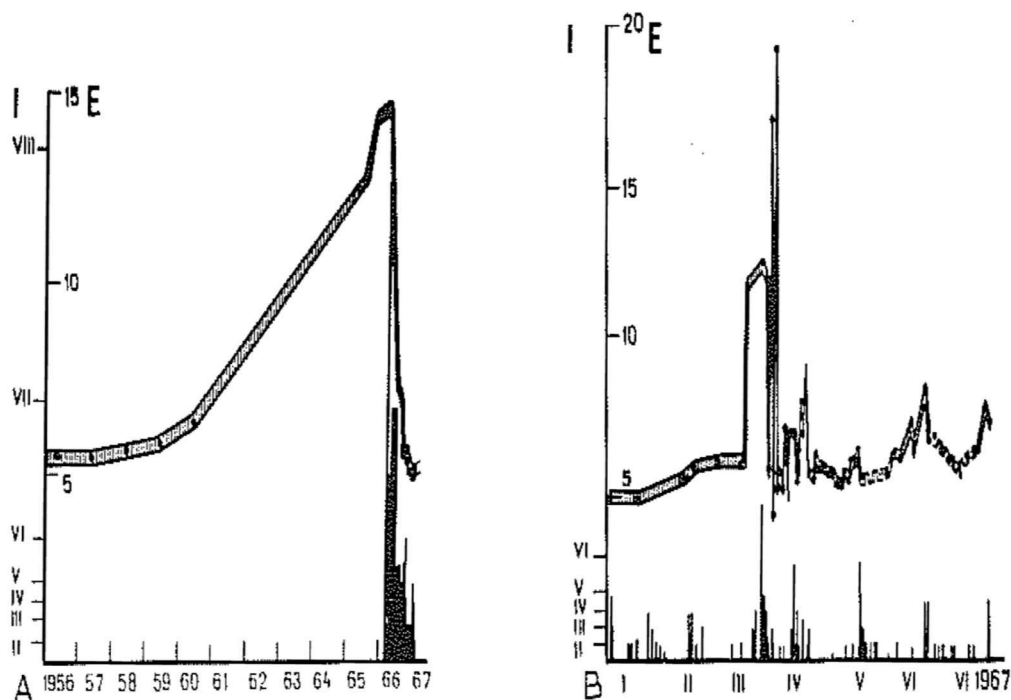


Fig. 8 - Concentrazione di Radon in acqua prima del terremoto di Tashkent di M 5,3 A) e dei suoi aftershocks

Fonte: RIKITAKE 1976

La Cina fu il primo Stato in cui si instaurò un piano per la Previsione. E nel 1975 ci fu la prima Previsione con ordine di evacuazione che salvò migliaia di persone. Il terremoto, che viene riportato come unica Previsione Riuscita, fu quello di Haicheng del 4 febbraio 1975, M 7,3.

Furono osservati diversi precursori, le anomalie di radon furono rilevate in pozzi distanti anche 200 km dall'epicentro e contribuirono alla decisione di dare l'allarme, anche se la decisione finale fu data dalla presenza di foreshocks.

Dopo un anno e mezzo, però, a 350 km di distanza da Haicheng, un altro disastroso terremoto colpì la Cina, a Tangshan, il 28 giugno con una magnitudo di 7,8. Anche in questo caso, in ventisette pozzi a 300 km di distanza dall'epicentro, furono anomalie di radon prima del terremoto, insieme ad altri precursori, ma purtroppo mancarono i foreshocks e così l'allarme fu dato solo in alcune regioni. Il numero di morti fu leggermente attenuato ma fu ugualmente disastroso. La vicinanza spazio-temporale (400 km) con quello di Haicheng, alterò, molto probabilmente, la sequenza sismica tipica.

In Giappone, il piano nazionale per la "Previsione" cominciò negli anni sessanta, ma il Programma non prevedeva misure di Radon.

Singoli ricercatori o Istituzioni continuarono, comunque, a condurre studi sul radon sia in suolo sia in acqua, evidenziando alcune anomalie prima di terremoti di 6,8 e 7,0 di magnitudo. Il terremoto di Kobe, in Giappone, avvenuto il 17 gennaio 1995, con M 7,2, che fu riportato come terremoto non previsto, in realtà fu preceduto da anomalie di radon nell'acqua di pozzi distanti 30 km dal futuro epicentro, e anomalie della concentrazione di radon nell'atmosfera, dall'inverno 1994 e sino al terremoto (Fig. 9).

Non fu fatta alcuna "Previsione" prima del terremoto dell'11 marzo 2011, in Giappone, ma purtroppo non esisteva alcun "Piano per Allarmi previsione".

Il Progetto di Previsione, iniziato nel 1966, terminò negli anni ottanta, e i finanziamenti furono dirottati sul metodo di allarme Early Warning, che fu messo a punto per il controllo delle linee ferroviarie veloci.

Qualche giorno prima del terremoto, quasi per caso, furono osservate variazioni nell'atmosfera, in accordo alla teoria "Lithosphere-Atmosphere-Ionosphere Coupling mechanism" secondo la quale, prima del terremoto, la concentrazione di radon nel sottosuolo aumenta a tal punto che il gas fuoriesce dalla terra e arriva alla ionosfera, dove sviluppa cariche negative e cariche positive. Queste particelle, chiamate ioni, si attaccano sull'acqua condensata in un processo che rilascia calore e che può essere rilevato sotto forma di radiazioni infrarosse.

Anche nel famoso esperimento di Parkfield, California, erano previste misure di radon solamente in due pozzi di acqua, con acquisizione periodica.

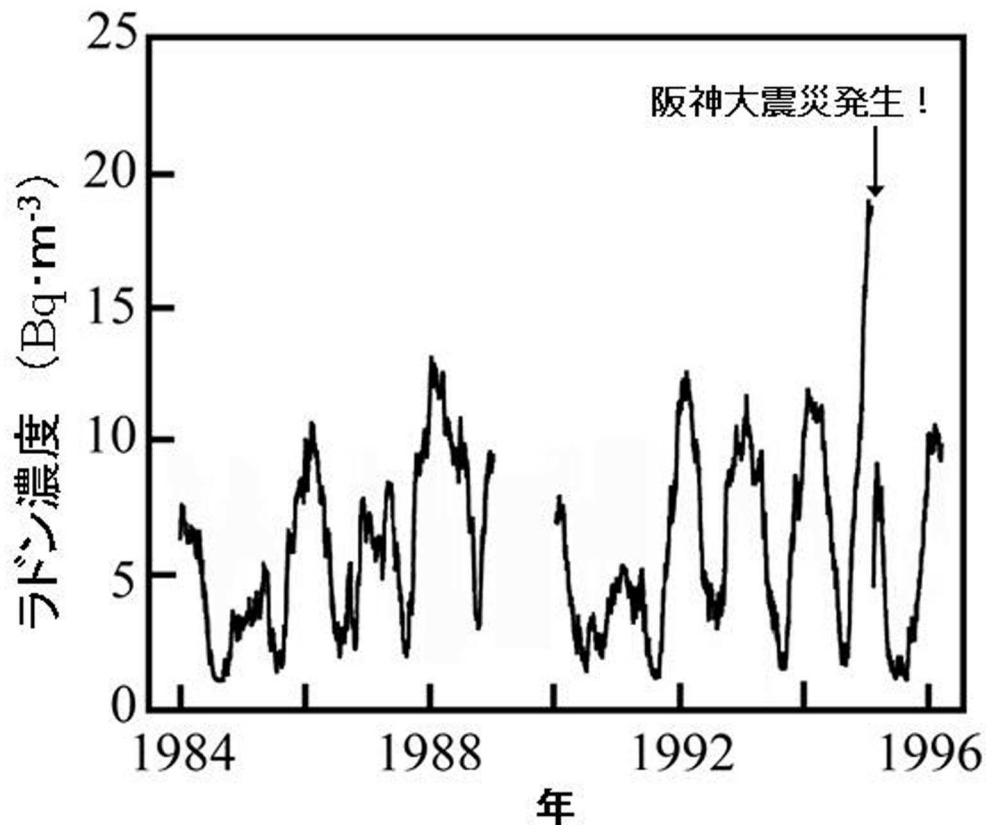


図3

Fig. 9 - Concentrazione Radon in aria, prima del terremoto di Kobe del 17 gennaio 1995, M 7,2

FONTE: KOBE PHARMACEUTICAL UNIVERSITY

In Italia, le ricerche su precursori sismici, sono stati fatti da singoli ricercatori o Istituzioni scientifiche e amatoriali, ma non c'è mai stato un progetto coordinato a livello nazionale. Le prime misure furono fatte da Allegri e collaboratori dal 1979 al 1980. Furono eseguite misure con tiltometri e misure di radon in acqua a Roma e Rieti, dove, da Giugno a Novembre 1980 furono registrate ampie anomalie che superarono il livello medio del 25% e 170% (Fig. 10).

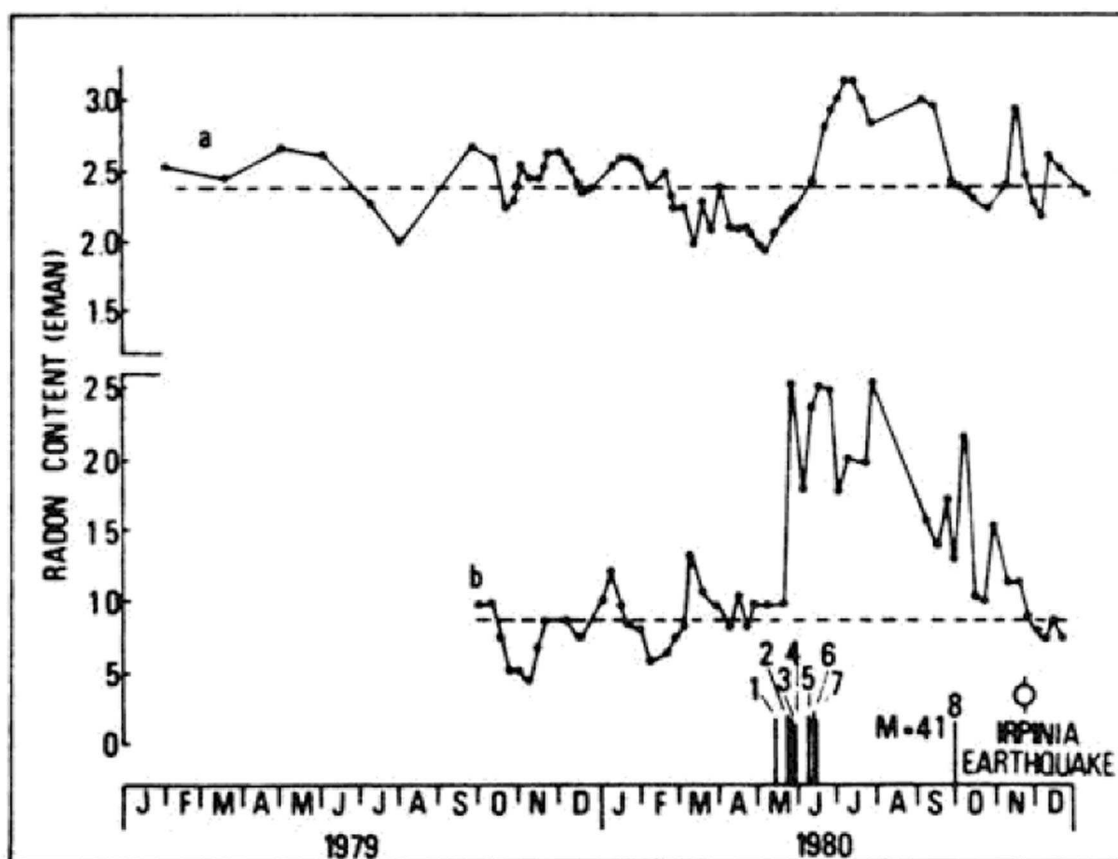


Fig. 10 - Concentrazione di Radon in acqua nel a) Sito di Rieti e b) Sito di Roma

FONTE: PULINETS AND BOYARCHUK, 2004

Il 23 novembre 1980 ebbe luogo il disastroso terremoto dell'Irpinia di magnitudo 6,5 e distanza di circa 250 km da Roma e Rieti.

Nel 1996, una stazione per il rilevamento di radon in suolo, fu installata a Cazzaso, in Friuli, dall'OGS. Il sito è equipaggiato con uno strumento con cella a scintillazione di Lucas, in modalità di acquisizione continua. L'aria è inalata con la pompa da un pozzo profondo 40,5 m e con 9 cm di diametro, alla profondità di 7 metri. L'intervallo di campionamento è di tre ore.

I dati ivi acquisiti costituiscono la serie temporale più lunga disponibile, anche se sfortunatamente la serie ha subito qualche interruzione, dovuta a malfunzionamento, e a chiusura completa dal 2000 al 2002, per mancanza di fondi (Figg. 11, 12). A titolo di esempio, è qui riportata, in modo conciso, l'analisi fatta su questa serie temporale.

Prima di addentrarsi nell'analisi dei dati, è sempre necessario definire cosa si intende per "Anomalia". Esistono varie definizioni. Quella, più comunemente utilizzata, definisce Anomalia ogni variazione che superi il +/- 2 Sigma, secondo Igarashi e Wakita (1990) ed è applicabile direttamente se le variazioni, legate a cause meteo, non superano mai il limite del 2 Sigma.

Nel caso del sito in Friuli, sono state prese in considerazione sia anomalie a corto periodo sia a lungo periodo e analizzate congiuntamente con i terremoti selezionati, dal Catalogo della Rete Sismometrica del Friuli, secondo la relazione di Hauksson e Goddard (1981).

$$M \geq 2.4 \log D - 0.43 \quad (4.1)$$

dove M è la minima magnitudo richiesta per ottenere un'anomalia di radon alla distanza D (km).

Questa relazione dà anche un'indicazione della grandezza della zona coinvolta nel processo di preparazione del terremoto.

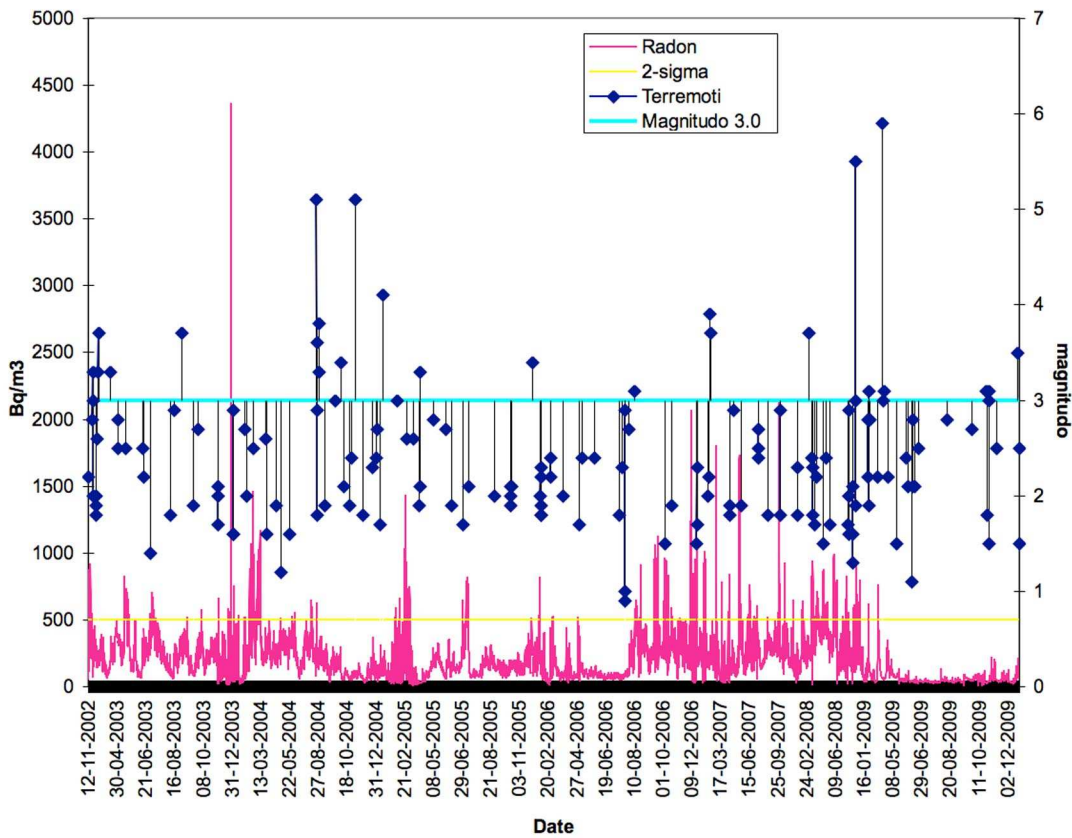


Fig. 11 - Radon in suolo a Cazzaso durante il periodo 2002-2009

FONTE: RIGGIO, SANTULIN, 2013B

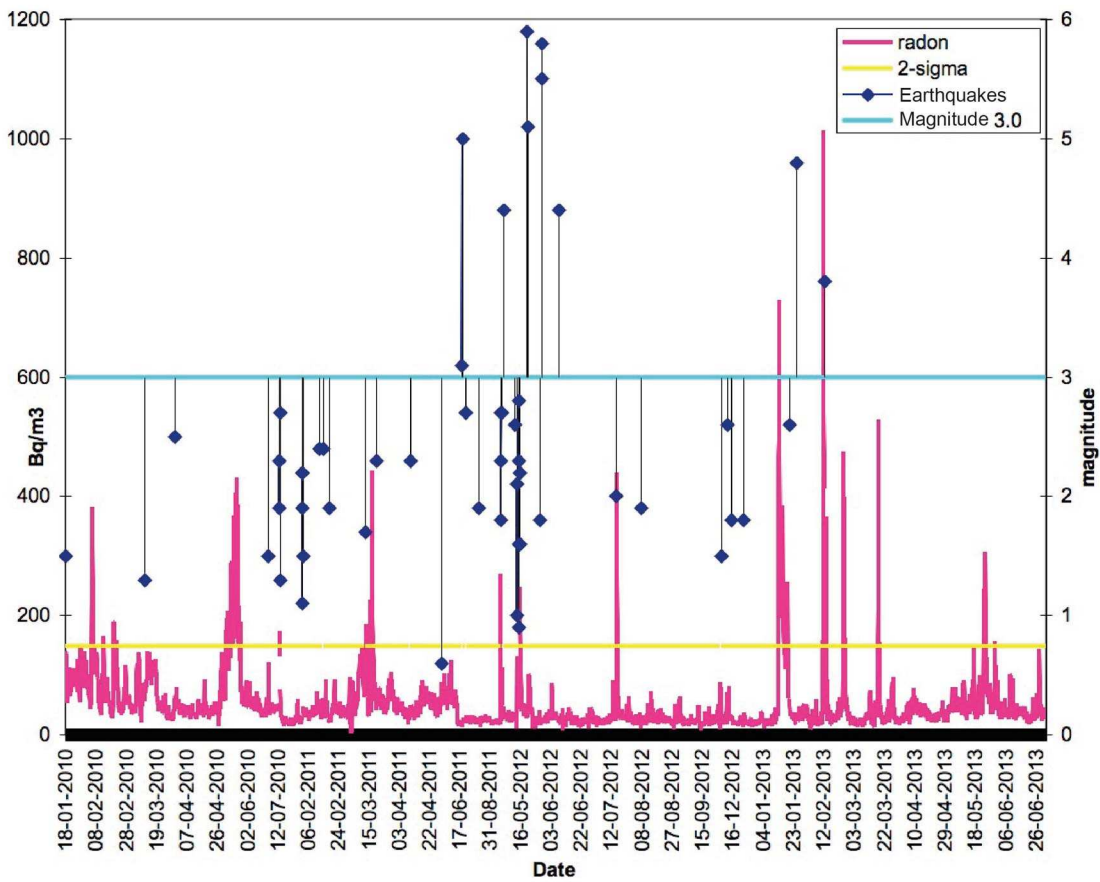


Fig. 12 - Radon in suolo a Cazzaso durante il periodo 2010 -2013

I terremoti con magnitudo minore di 3,0 sono veramente molti ed è veramente difficile attribuire un'anomalia ad uno o all'altro evento. In aggiunta, le condizioni locali influiscono sui processi di preparazione del terremoto, rendendo differente il comportamento dei vari precursori.

Per questo motivo, sono stati considerati solamente i terremoti con magnitudo uguale o maggiore di 3,0. In questo caso, ogni terremoto è stato preceduto da un'anomalia. Il problema principale è che un dato valore di magnitudo non è sempre associabile allo stesso tipo di anomalia, e che terremoti con epicentro nella stessa zona non sono sempre preceduti da anomalie con caratteristiche simili (Ampiezza, Durata, Tempo Precursore).

Le anomalie di lungo periodo, sono quelle in cui il valore rimane mediamente sopra il valore del 2 Sigma per un periodo della durata anche di anni. Possibili anomalie di lungo periodo sono state rilevate nel 2003-2004, 2006-2009 e 2010-2013 (Italiano et al., 2012).

Le anomalie a lungo periodo sono state analizzate considerando anche la sismicità nel suo insieme tramite il calcolo del "b value" della legge di Gutenberg e Richter, che è esso stesso un Precursore Sismico (Riggio, Sancin, 1986). Il b value, che esprime il rapporto tra numero di terremoti con magnitudo piccola e il numero di terremoti con magnitudo alta, è stato calcolato con finestra mobile ed è stato correlato con la concentrazione di radon.

In Fig. 13 si può vedere come le due variabili siano in opposizione di fase nel periodo precedente gli eventi sismici più forti.

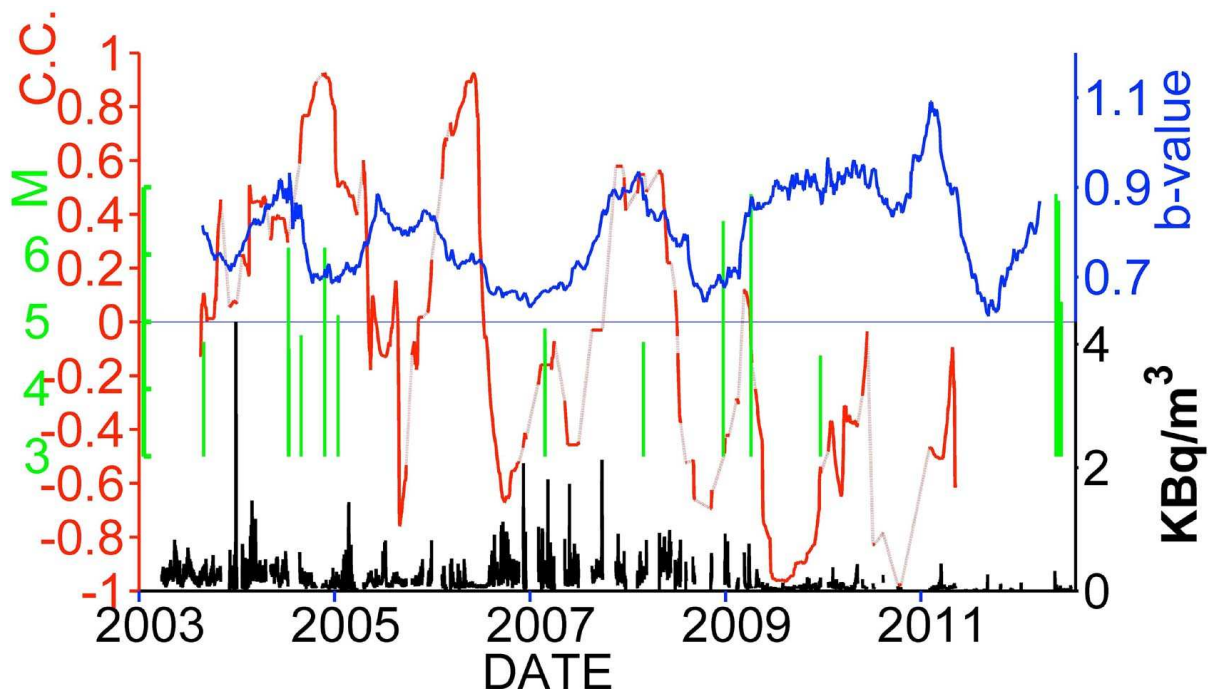


Fig. 13 - Correlazione tra Radon in suolo e b-value.

FONTE: RIGGIO E SANTULIN, 2012

Nell'ambito di un Progetto INGV-DPC 2013 "Short-Term earthquake prediction and preparation", per l'Unità di Ricerca sul Monitoraggio dei fluidi sotterranei, è stata creata una Banca Dati Geo Referenziata contenente tutti i dati di radon in suolo, in acqua, e indoor, delle Istituzioni Nazionali che hanno dato la loro disponibilità. La Banca contiene 3961 siti e più di un milione di dati, inclusi i dati meteo e geochimici di supporto per i dati radon.

Una prima validazione statistica delle anomalie non ha dato, in realtà, dei buoni risultati, ma è stata fatta solamente su alcuni dati e con un unico tipo di analisi. E' vero, comunque, che bisogna anche rispettare dei protocolli di acquisizione e di interpretazione per poter giungere ad ottenere uno strumento riproducibile e utile per la protezione civile. I primi risultati indicano la necessità di uniformare il tipo di acquisizione, di puntare su di uno studio multiparametrico e di estendere, inoltre, l'analisi, anche alla previsione a medio termine, nel caso siano disponibili serie temporali sufficientemente lunghe. Raccogliere dati e definire modelli di "anomalia", indipendentemente dall'effettivo verificarsi di eventi sismici, è stata accettata come un elemento di base per un controllo efficace di possibili fenomeni precursori dei terremoti.

CONCLUSIONI

I risultati sembrano indicare che il radon sia un buon indicatore dell'attività crostale, ma c'è ancora molto da lavorare prima di arrivare ad una previsione deterministica.

Non si può fare una previsione deterministica con punti sporadici di osservazione.

L'obiettivo principale delle ricerche sui precursori deve essere quello di capire la causa dei fenomeni osservati.

Deve essere ben valutata l'ampiezza della zona coinvolta nel processo di deformazione e il lasso di tempo su cui indagare.

Le serie temporali devono essere abbastanza lunghe da permettere di verificare eventuali influenze meteorologiche e avere una casistica statisticamente valida. La tecnica di acquisizione deve essere continua e, possibilmente, in teletrasmissione.

Dovrebbe essere valutata la possibilità di applicare i metodi automatici per la determinazione delle anomalie, ma senza sottostimare l'interpretazione umana, visto che ogni area ha caratteristiche diverse.

Le misure di radon in suolo e in acqua devono essere integrate con l'acquisizione di altri potenziali fenomeni precursori.

Bibliografia

- Hauksson E. and Goddard J.G.; 1981: Radon Earthquake Precursor studies in Iceland. *J. Geophys. Res.* 86, 7037 – 7054.
- Igarashi G., Wakita H.; 1990: Groundwater radon anomalies associated with earthquakes, *Tectonophysics*, 180, 237 – 254.
- Italiano F., Liotta M., Martelli M., Martinelli G., Petrini R., Riggio A., Rizzo A. L., Slejko F., Stenni B.; 2012: Geochemical features and effects on deep-seated fluids during the May-June 2012 southern Po Valley seismic sequence. *Annali di geofisica* 01/2012; 55:815-821.
- Pulinets S. and Boyarchuk K.; 2004: *Ionospheric Precursor of Earthquakes*, Springer, pp 315.
- AM Riggio, S. Sancin; 1986: Variazione nel tempo del parametro b quale precursore. *Atti del 5° Convegno GNGTS*, pp. 407-419.
- Riggio A. and Santulin M.; 2012: Precursors: Analysis of the periods preceding the recent earthquakes and problems related to interpretation. *Atti del 31° Convegno Nazionale GNGTS, Potenza, Vol. 2*, pp.356-363.
- Riggio A. e Santulin M.; 2013a: Radon as Precursor. D1.1b, Project Documents, <https://sites.google.com/site/ingvdpc2012progettos3/home>.
- Riggio A., Santulin M.; 2013b: Earthquake Forecasting: A review of radon as seismic precursor. *Sottomesso BGTA*.
- Rikitake T.; 1976: Recurrence of great earthquakes at subduction zones, *Tectonophysics*, 35, 335–362.
- Scholz C. H., Sykes L. R. and Aggarwal Y. P.; 1973: Earthquake prediction: A physical basis: *Science*, 181, 803-810.
- E. Serpelloni, G. Vannucci, S. Pondrelli, A. Argnani, G. Casula, M. Anzidei, P. Baldi, P. Gasperini; 2007: Kinematics of the western Africa-Eurasia plate boundary from focal mechanisms and GPS data. *Geophysical Journal International*, V.169, N. 3, pp. 1180-1200. Blackwell Publishing Ltd.
- Ulomov, V.I., Mavashev, B.Z., 1971. Forrunners of the Tashkent earthquakes. *Izvestia Akademii nauk Uzbekskoj SSR* 188-200.
- Ulomov V.I., Mavashev B.Z.; 1968: A precursor of a strong tectonic earthquake. *Doklady Akademii Nauk Science UUSR, Earth Sciences Sector, English Translations* 176 (1-6), 9-11.
- USGS 1996; 2012: *Premiate Officine Antisimiche*. Blogspot.it/2012_06_01_archive.html.
- Wakita H., Nakamura Y., Notsu K., Noguchi M., Asada T.; 1980: Radon anomaly: a possibile precursor of the 1978 Izu-Oshimakinkai earthquake. *Science* 207. 882-883.
- Wang K., Chen Qi-Fu, Sun S. and Wang A; 2006: Predicting the 1975 Haicheng Earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No 3, pp. 757-795, June 2006, doi: 10.1785/0120050191.
- www.geologia.com
- www.google.it/RimbalzoElastico
- www.roma1.ingv.it/ricerca/tettonica-attiva/effetti-dei-grandi-terremoti.

Andamento del rilascio di energia sismica in regione Friuli Venezia Giulia dal 1977 al 2012

di Riccardo Rossi

Il fondatore della FESN – Friuli Experimental Seismic Network, Giovanni Rotta, scomparso nel febbraio 2007, ha iniziato a registrare con metodi digitali gli eventi rilevati dalla propria stazione sismica, nell'agosto 1998. Da allora, numerosi sono stati gli eventi sismici rilevati dalla rete, sia verificatisi in regione che in altre località.

Lo sviluppo di sensori, sia pure amatoriali, ma di elevata dinamica, ha poi permesso di registrare e analizzare eventi sempre più lontani con maggiore chiarezza.

L'interesse primario della FESN, tuttavia, è rivolto, da sempre, verso gli eventi accaduti in Regione Friuli Venezia Giulia. Spesso, confrontando i dati rilevati dalle nostre stazioni con quelli delle altre reti accreditate, è stato possibile rinvenire eventi di piccolissima entità che non vengono riportati negli elenchi ufficiali. A volte questo accade a causa della loro esiguità. Piccole scosse locali possono non essere state registrate da altre stazioni. Sono necessari, infatti, i tracciati di almeno tre stazioni per permettere di ricostruire le caratteristiche principali dell'evento risalendo all'epicentro e all'ipocentro. In altri casi, il successivo controllo approfondito da parte dei tecnici permette di riempire queste lacune integrando i dati pubblicati in prima istanza.

I dati sismici raccolti dalla FESN, pur costituendo un patrimonio di cui il nostro gruppo è fiero, poneva dei dubbi circa la possibilità, da parte di un gruppo amatoriale, di elaborare tali dati al fine di ricavarne qualcosa di utile. L'analisi primaria svolta dal nostro gruppo, infatti, si limita allo studio della forma d'onda, al confronto con quella di altre stazioni, al calcolo della magnitudo e dell'epicentro. L'analisi amatoriale permette, sempre tramite il confronto, anche una certa valutazione delle prestazioni dello strumento autocostruito e della risposta del sito. Ulteriori interessanti informazioni derivano dagli eventi molto lontani, cosiddetti "telesismi". Questi ultimi evidenziano in particolare le onde sismiche superficiali chiamate Onde di Love e di Raileigh.

Al fine di effettuare uno studio basato sui dati raccolti, si è pensato quindi di verificare l'andamento della sismicità in regione dal momento della costituzione della prima stazione di rilevamento FESN alla fine del 2012, sfruttando un punto di vista un po' insolito rispetto a quanto è possibile rinvenire solitamente in rete.

L'analisi che si è pensato di effettuare, infatti, riguarda la quantità di energia effettivamente rilasciata dagli eventi sismici durante il periodo di funzionalità della rete FESN, quindi dall'agosto 1998 ad una data vicina all'attuale. Si è deciso quindi di utilizzare quale termine finale il mese di dicembre 2012.

Inizialmente si era pensato di utilizzare solo i dati rilevati dalla rete FESN, ritenendo di sommare solo le quantità di energia rilasciata dagli eventi pari a 2 della scala Richter o superiori. L'ipotesi su cui si era basata tale decisione iniziale, riguarda il fatto che un evento di almeno 2 Richter, accaduto in regione, debba essere stato rilevato dalla rete nella maggioranza dei casi. Inoltre si era considerato che eventi con energie minori non avrebbero portato a risultati sostanzialmente molto diversi, in quanto energie di così bassa entità non sarebbero servite a modificare in modo significativo l'andamento che si desiderava evidenziare.

In seconda analisi, invece, si è ritenuto di utilizzare i dati reperibili in rete, in considerazione che tali dati sono stati oggetto di analisi più approfondita e, soprattutto, sono il frutto di una rete costituita da strumenti calibrati, cosa che, al momento, una rete amatoriale costituita da strumenti disomogenei autocostruiti, non può permettersi.

La sola eccezione riguarda l'anno 2012, i cui dati derivano dalle rilevazioni FESN verificati, con riferimento alla magnitudo, e localizzazione, con quelli del CRS.



Fig. 1 - Sensore sismico autocostruito (geofono)

Fonte: FESN – FRIULI VENEZIA GIULIA

Il dataset di dati utilizzati dallo studio, quindi, è stato quello messo a disposizione dall'Osservatorio Geofisico Sperimentale (OGS) di Trieste, elaborato dal Centro di Ricerche Sismologiche di Udine, rilevato dal sito web di riferimento www.crs-inogs.it.

I dati forniti dal CRS comprendono gli eventi registrati dalla rete sia all'interno che all'esterno della regione FVG, quindi il primo passaggio necessario è stato quello di escludere gli eventi esterni alla zona da considerare.

Si è quindi utilizzato un foglio elettronico su cui riportare i dati da elaborare e successivamente, in funzione della magnitudo dell'evento, si è calcolato il valore dell'energia liberata in Erg, sfruttando la formula elaborata da Richter e Gutenberg, che per primi indicarono la relazione esistente tra magnitudo ed energia $\log ES = 11,8 + 1,5M$.

Dopo aver ottenuto i valori in Erg, si è proceduto alla somma delle energie sismiche rilasciate mensilmente dall'agosto 1998 al dicembre 2012.

I valori numerici in Erg però, si sono presentati di notevole dimensione e, a causa di alcuni eventi di particolare energia, la loro trasposizione in un grafico non forniva una visualizzazione più congrua di quanto si desiderava evidenziare.

Al fine di ottenere una visualizzazione più consona, si sono quindi convertiti i valori di energia liberata mensilmente espressi in Erg in scala logaritmica.

In questo modo, i valori ottenuti sono risultati più gestibili e i grafici ottenuti mostrano in modo chiaro l'andamento del valore della sismicità in termini di energia rilasciata.

Ciò che è risultato molto interessante, è che a seguito di un evento rilevante, o comunque di un periodo breve in cui è stata rilasciata una notevole quantità di energia, nei successivi mesi, l'andamento medio dell'energia in regione sembra scendere in modo graduale, come se effettivamente, a livello locale, vi fosse un qualche tipo di fenomeno di riequilibrio dell'intero sistema di faglie presenti all'interno della regione.

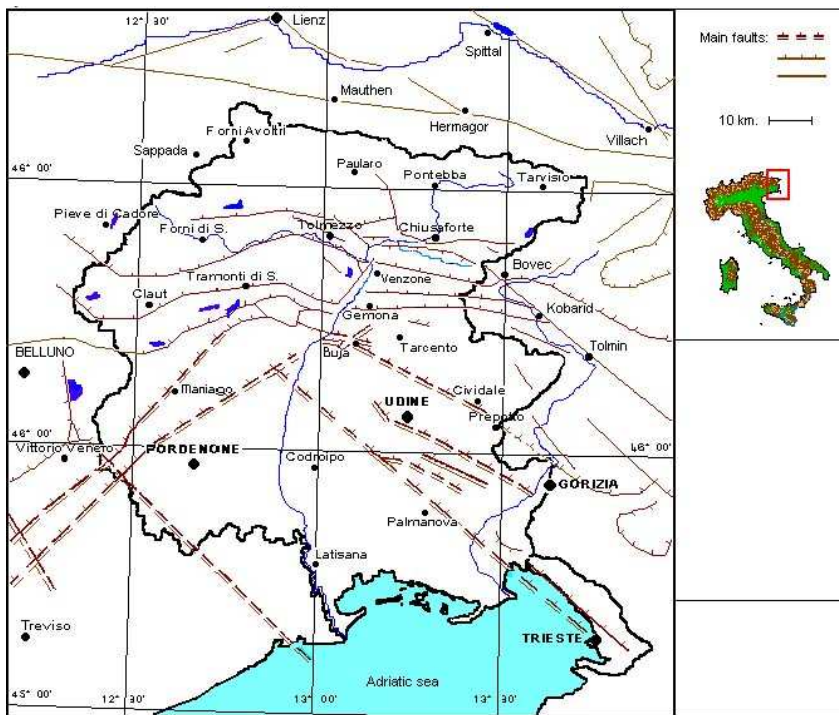


Fig. 2 – *Faglie presenti in Friuli Venezia Giulia*

FONTE:
FESN – FRIULI VENEZIA GIULIA

Andamento sismicità 1998-2012 - energia liberata

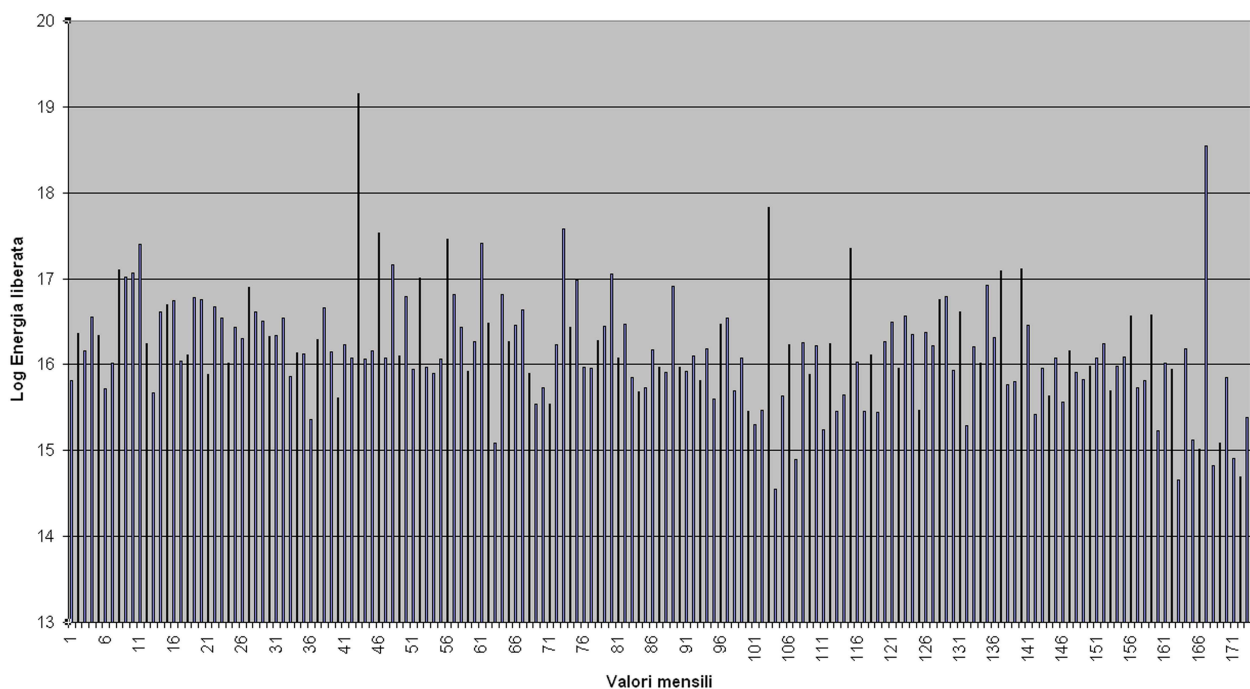


Fig. 3 – *Andamento della sismicità rilevata in regione Friuli Venezia Giulia dall’agosto 1998 al dicembre 2012, espressa in valore di logaritmo della quantità di Erg su base mensile.*

Si potrebbe perciò ipotizzare che la liberazione di energia rilevante in una singola zona, possa comportare un aumento delle tensioni presenti negli altri gruppi di faglie attive, tensioni che si liberano generando il rilascio di altra energia sismica che tende a diminuire nei mesi successivi.

L’andamento medio annuale presenta un’altra evidenza. Appare, soprattutto negli ultimi anni una diminuzione costante dell’energia rilasciata.

Andamento sismicità 1998-2012 - energia liberata

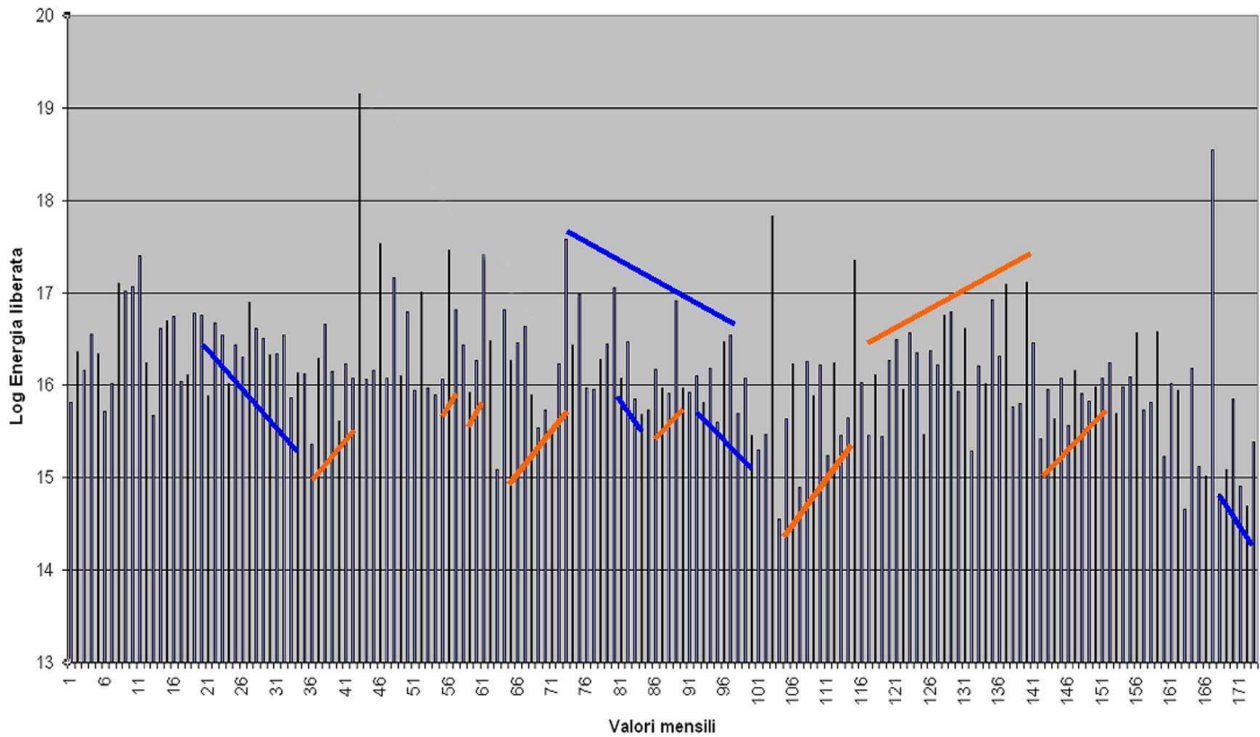


Fig. 4 – Evidenziazione degli andamenti della sismicità precedenti e successivi alla liberazione di quantità di energie rilevanti.

Questo andamento, sembra coerente con la teoria che prevede che, dopo un evento rilevante (es. maggio 1976), l'energia rilasciata debba lentamente attenuarsi, fino a raggiungere un livello di fondo quasi costante, mentre un successivo aumento possa indicare la possibilità dell'avvicinarsi di un altro evento distruttivo.

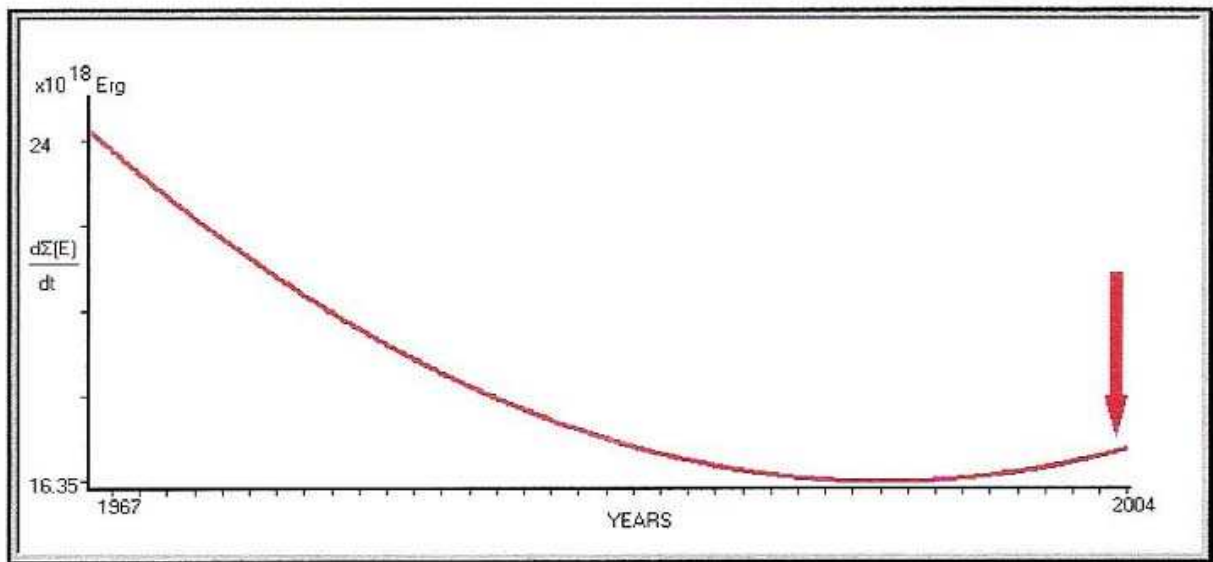


Fig. 5 - Andamento dell'intensità sismica in Grecia – Isola di Lefkada Evento del 14.08.2004 di Ms 6.4 Richter

Fonte: THANASSOULAS 2010

Osservando il grafico relativo all'energia liberata mensilmente, si può notare un picco coincidente con il mese di febbraio 2002. In quel mese, si è verificata una sequenza sismica avvenuta nei pressi del Monte Sernio, il cui evento principale è stato quello di magnitudo pari a 4.9 della scala Richter, precisamente il 14.02.2002.

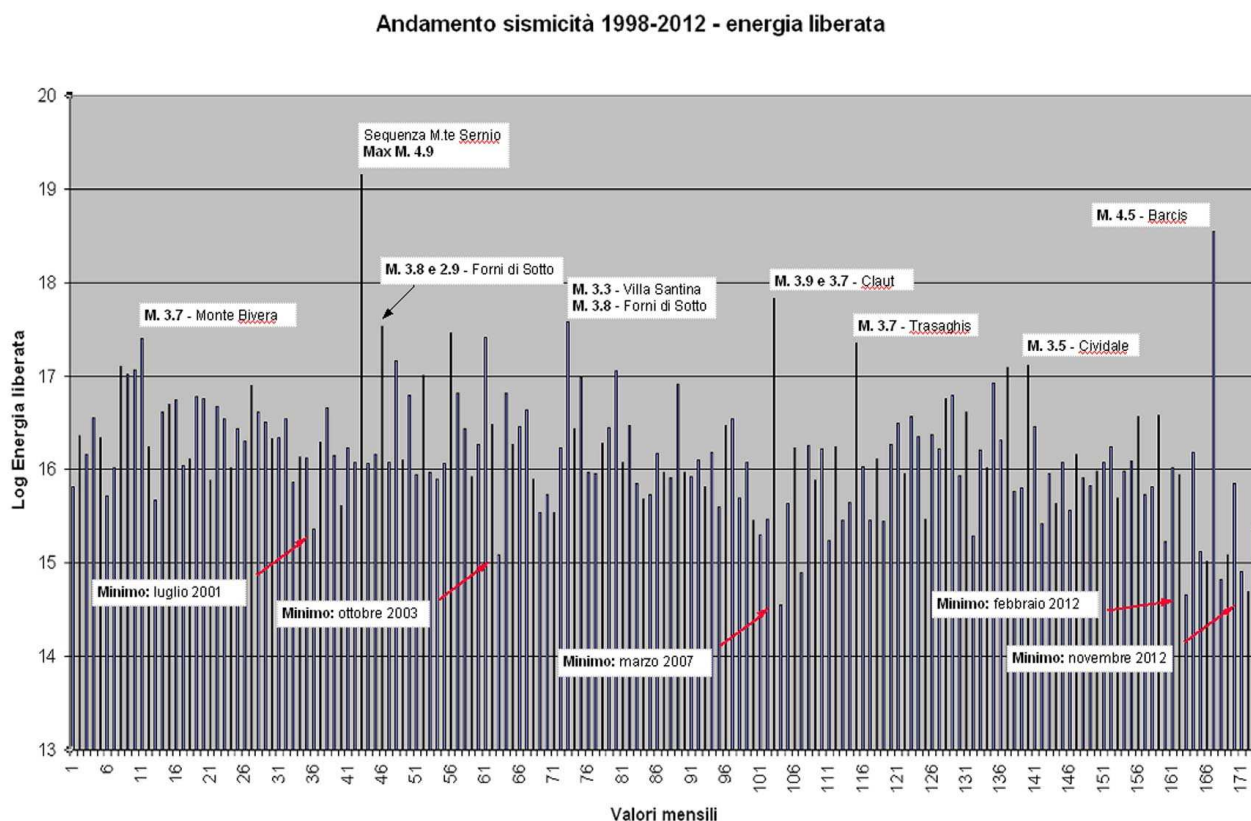


Fig. 6 – Indicazione dei principali eventi sismici in regione e dei minimi di energia nel periodo considerato.

L'evento principale è stato preceduto solo da un *foreshock* di magnitudo pari a M. 2.5 della scala Richter, avvenuto circa cinque minuti prima di quello principale.

Successivamente, la sismicità della zona, conclusasi nel mese di aprile dello stesso anno, ha visto il verificarsi di un'altra ventina di scosse successive (*aftershocks*), il cui massimo è stato con l'evento del 2.7 Richter, sempre del 14.02.2002.

L'energia complessiva liberata in regione, successivamente all'evento del Monte Sernio, si è quindi ridotta nel tempo fino a raggiungere il limite minimo verificatosi durante il mese di gennaio 2003.

Nel marzo 2003, si sono verificati altri due eventi significativi sempre sul Monte Sernio pari a 3.3 e 3.7 Richter, entrambi accaduti il 11.03.2003.

E' interessante notare che l'energia mensile liberata, prima degli eventi di cui sopra, evidenzia un aumento, corrispondente al mese di Febbraio 2003, anche se gli eventi sono localizzati in diversi ambiti della regione, quindi in apparenza scollegati dall'evento del Monte Sernio.

Successivamente, il rilascio di energia si è rivelato più vario, con un minimo in corrispondenza del mese di ottobre 2003 e nel mese di aprile 2004.

Dopo l'aprile 2004, l'energia rilasciata è aumentata abbastanza rapidamente fino ad un massimo verificatosi nel mese di agosto 2004 con due scosse sismiche: Villa Santina 3.3 Richter e Forni di Sotto pari a 3.8 Richter.

Un altro minimo si è toccato nel mese di ottobre 2005, mentre nel dicembre dello stesso anno un evento con epicentro registrato a Malborghetto ha fatto seguito ad un leggero aumento dell'energia rilasciata avvenuto nel mese precedente, ma con un numero esiguo di eventi.

Nel febbraio 2007, una considerevole quantità di energia è stata rilasciata a Claut con due eventi pari a 3.9 e 3.7 Richter entrambi accaduti nella giornata del 26 di quel mese.

Prima di quei due eventi il grafico non riporta aumenti significativi. Anzi, il mese successivo si verifica un ulteriore minimo di energia.

Mediando il rilascio di energia degli eventi accaduti nei successivi mesi, si evidenzia un aumento progressivo medio il cui culmine è avvenuto nel mese di dicembre 2009, con la scossa avvenuta il giorno 21 a Cividale di magnitudo pari a 3.5.

L'andamento successivo sembra indicare una progressiva graduale diminuzione delle energie fino all'evento del giugno 2012 di Barcis, avvenuto il giorno 9, di magnitudo pari a 4.5 Richter. Particolarmente rilevante il fatto che l'evento di Barcis sia stato l'unico evento rilevato in regione in quel mese. Non solo, il mese di giugno 2012 è stato l'unico mese del periodo considerato in cui sia stato rilevato un solo evento. Tutte le altre mensilità sono state più ricche, con un minimo di due eventi, sempre nel corso del 2012, nei mesi di febbraio e luglio.

L'evento di Barcis, sembra apparire anomalo soprattutto se si considera, l'andamento su base annua. Infatti la tendenza annuale pare evidenziare un costante calo, diminuzione contrastata da quell'unico evento che però caratterizza l'intero anno e che quindi lo pone in controtendenza.

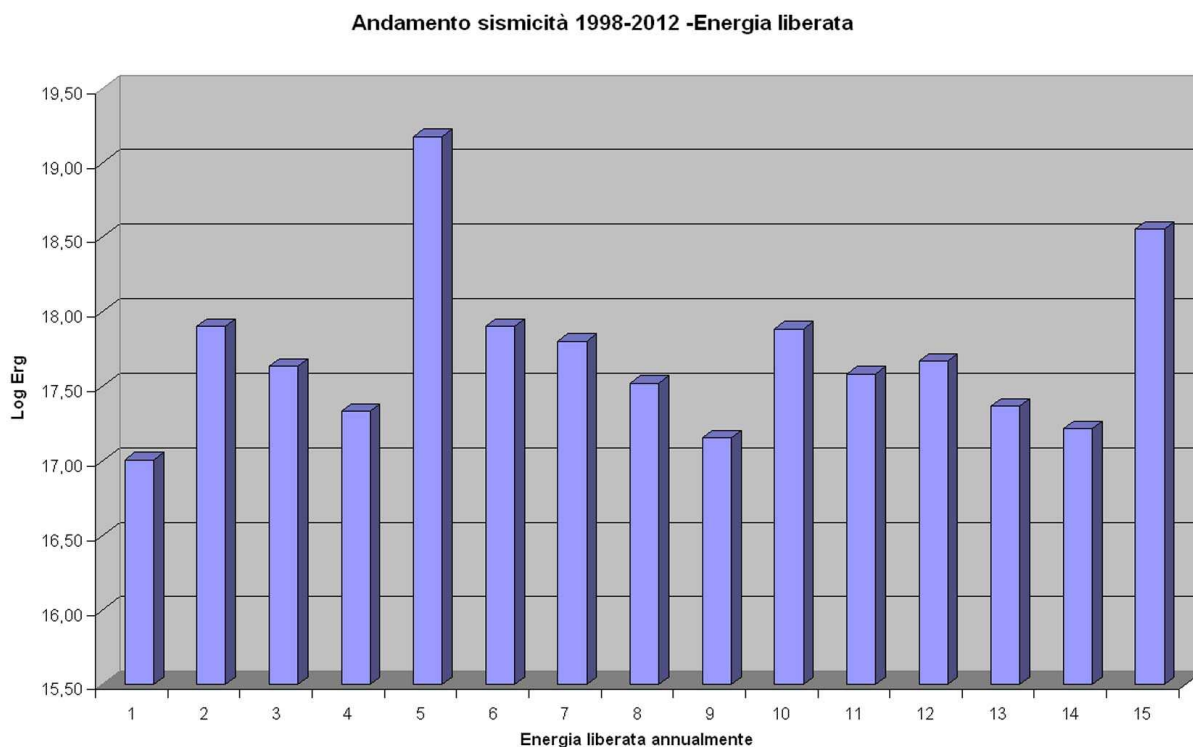


Fig. 7 – Andamento della sismicità rilevata in regione Friuli Venezia Giulia dall'agosto 1998 al dicembre 2012, espressa in valore di logaritmo della quantità di Erg su base annuale

Al fine di cercare un'interpretazione plausibile per quanto sembra suggerire l'andamento della sismicità osservata dal punto di vista delle energie rilasciate, si può considerare l'ipotesi di un'interazione complessa, all'interno della regione Friuli Venezia Giulia, della parte sommitale della placca apula altrimenti detta microplacca adriatica, la quale sembra muoversi in forma abbastanza compatta.

Pare emergere infatti il fatto che la placca adriatica, nel complesso movimento indicato anche dagli studi recenti ottenuti dai dati GPS, si muova generando contemporaneamente tensioni in diversi punti della regione, e con un moto discontinuo che probabilmente dipende dalle sollecitazioni delle altre placche che interagiscono con essa a livello più esteso.

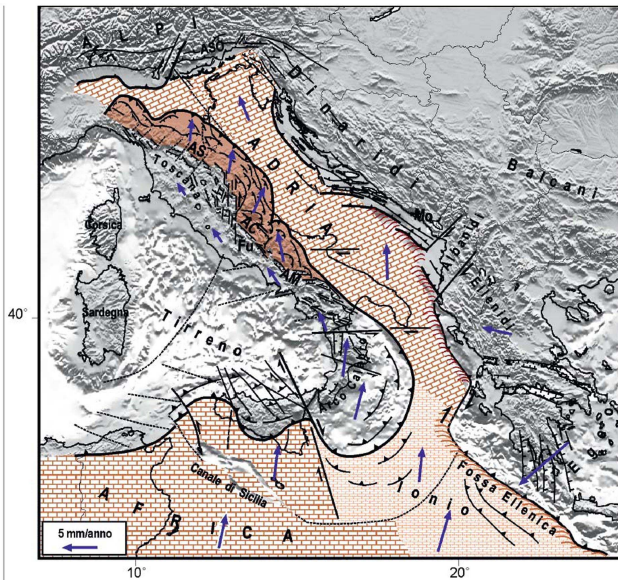


Fig. 8 – Struttura della placca adriatica (Placca Apula)

FONTE: E. MANTOVANI - ATTI DEL GNGTS 2012

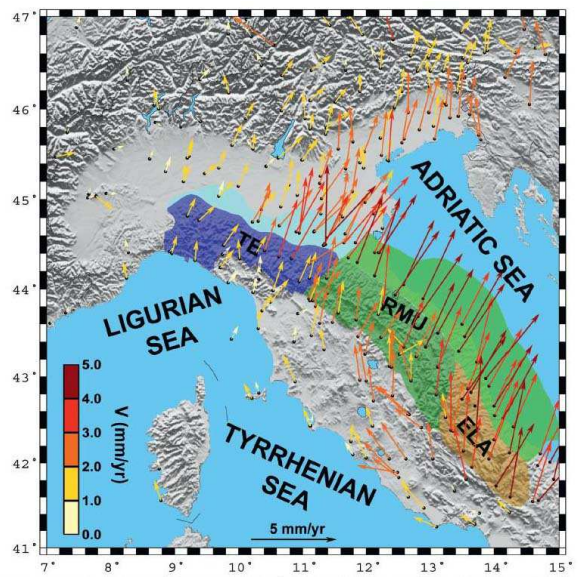


Fig. 9 – Velocità residuali GPS rilevate con riferimento alla placca eurasiatica

FONTE: N. CENNI ET AL. – ATTI DEL GNGTS 2012

Osservando il grafico dell'andamento mensile, diversi punti sembrano indicare un aumento delle energie. Aumento che pare rivelarsi come precursore di eventi di maggior energia accaduti entro uno o due mesi dall'aumento stesso. In altri punti però tale aumento non ha preceduto ulteriori rilasci di energia rilevante. Un'ulteriore considerazione può derivare dall'andamento più generale. Sembra infatti che dal 1998 ad oggi, le quantità medie di energia rilasciata siano pressoché costanti, permettendo di intuire che, almeno a livello annuale, quella rilevata sia una specie di energia minima costante, lasciando pensare che lo stato attuale del periodo sia caratterizzato dal rilascio di basse energie corrispondente al periodo mediano posto tra due eventi rilevanti. Questo periodo, in genere, può essere contrastato da eventi di media intensità (come la scossa di Barcis del giugno 2012) che però tendono a segnalare il progressivo accumulo di energia che successivamente potrebbe sfociare in un evento più rilevante e distruttivo.

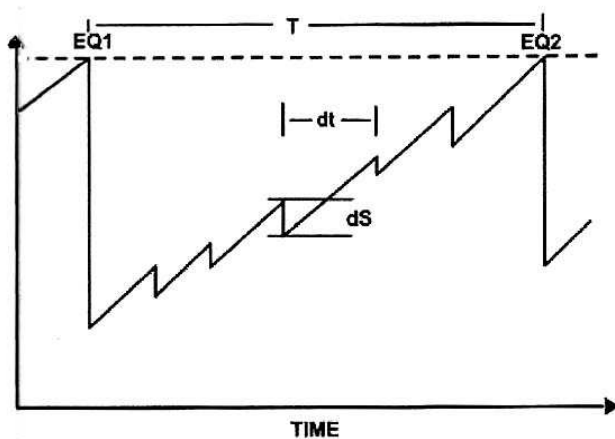


Fig. 10 - Diluizione dei tempi di accadimento di due eventi dovuta alla sismicità minore

FONTE: HORI E OIKE 1999

Se consideriamo l'andamento annuale dal 2007 al 2011, invece, notiamo una costante diminuzione dell'energia rilasciata. La diminuzione sarebbe evidente anche nel corso del 2012 se non si tenesse conto dell'evento di giugno.

Va anche altresì considerata l'ipotesi dei gap sismici. L'evento del giugno 2012 di Barcis, si colloca all'interno di un periodo di basso rapporto di energia rilasciata, come si evidenzia nel grafico annuale sopra riportato. Si può ragionevolmente ritenere che l'accumulo di energia sia pressoché costante e che l'evento di Barcis ne sia una conferma, dato che ha rilasciato una parte di energia accumulata in precedenza.

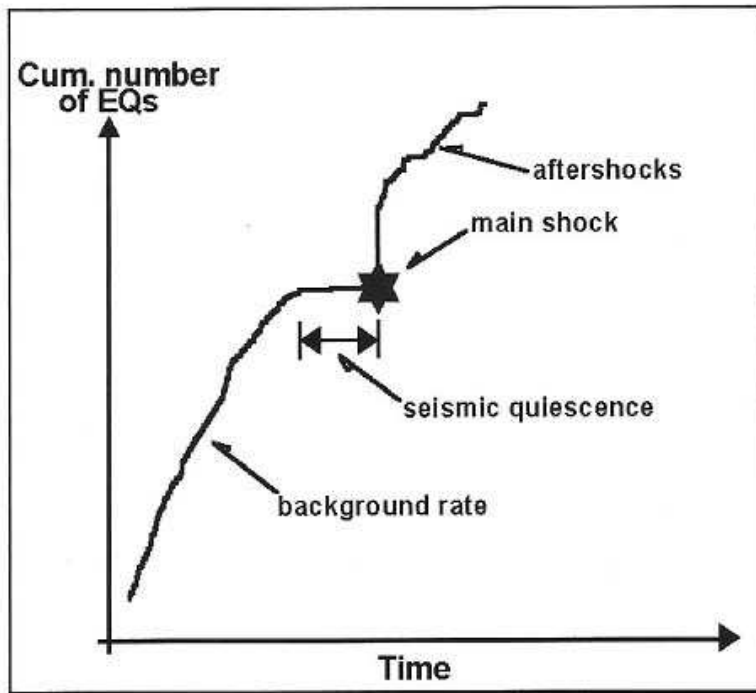


Fig. 11 - Esempio di andamento sismico con periodo di quiescenza

FONTE: MIZOUE ET AL. 1978.

A completamento dell'analisi si è ritenuto opportuno analizzare l'andamento durante tutto il periodo compreso tra il 1977 e il 2012.

I dati su cui si è basata l'ulteriore indagine sono ancora stati rilevati dall'archivio pubblicato sul sito del Centro Ricerche Sismologiche di Udine, facente capo all'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale.

L'elaborazione dei dati ha seguito le stesse procedure dell'analisi precedente e i grafici sono stati ottenuti con le stesse modalità.

Sismicità 1977-2012

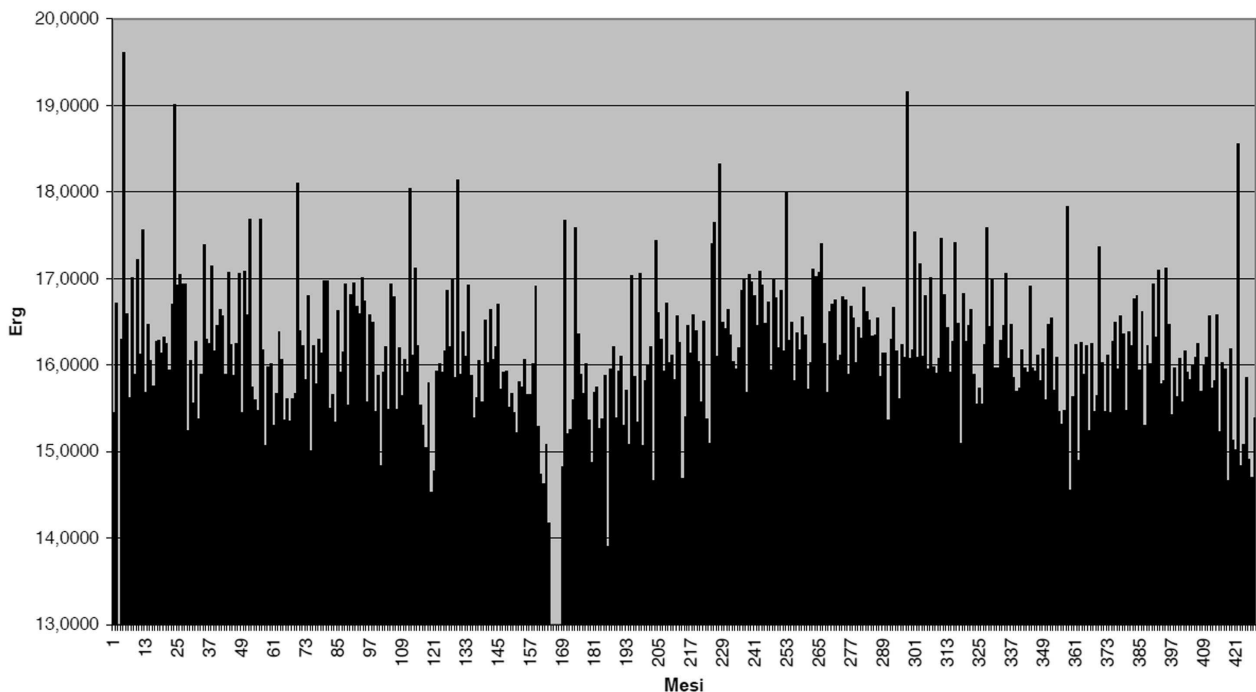


Fig. 11 - Andamento della sismicità calcolato su base mensile all'interno dei confini regionali del Friuli Venezia Giulia dal 1977 al 2012

Il grafico dell'andamento della sismicità compresa tra il 1977 e il 2012 i cui epicentri si sono collocati all'interno dei confini regionali del Friuli Venezia Giulia (Fig. 11), a prima vista, risulta abbastanza simile al grafico ottenuto per il periodo 1998-2012.

La lacuna evidente in corrispondenza del 169° mese analizzato, è dovuta alla mancanza di dati disponibili compresi tra gennaio e aprile del 1991, a causa del trasferimento della sede del CRS.

Anche il grafico della sismicità calcolato su base annuale risulta simile a quello precedentemente considerato, tuttavia nel periodo compreso tra il 1977 e il 1998, il rilascio di energia appare maggiormente casuale.

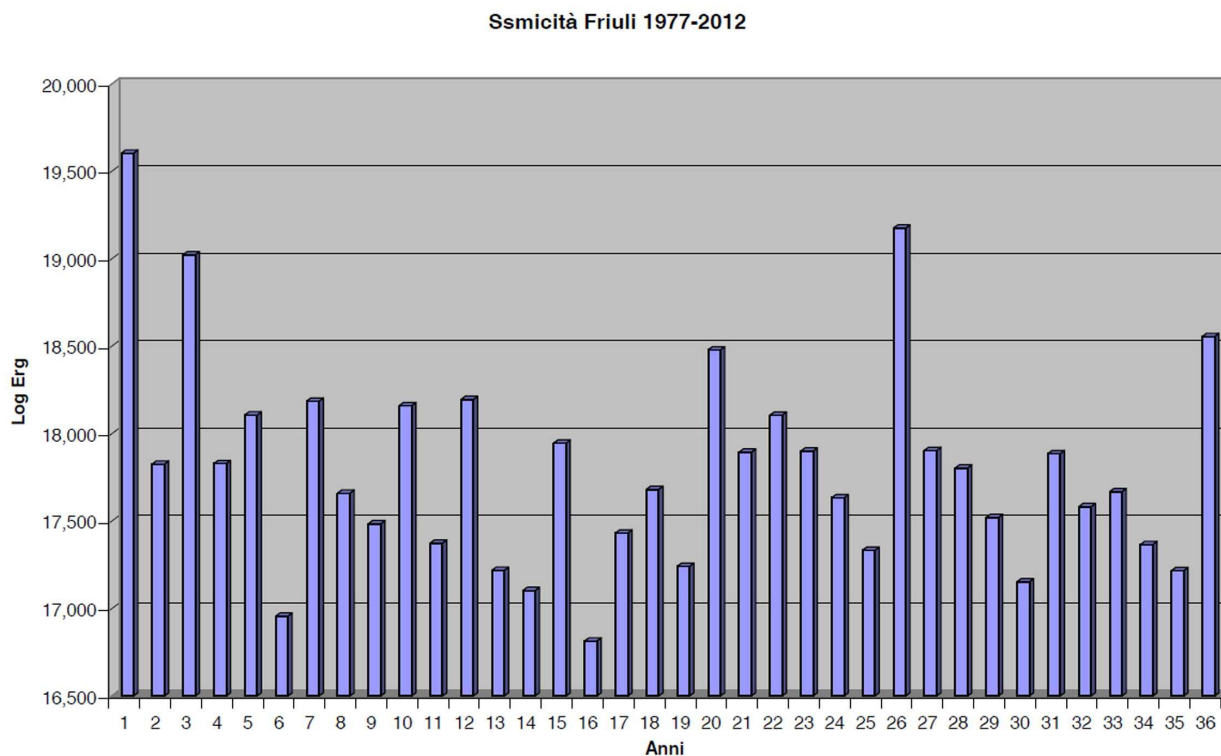


Fig. 12 - Andamento della sismicità calcolato su base annuale all'interno dei confini regionali del Friuli Venezia Giulia dal 1977 al 2012

Un'ulteriore verifica si è resa possibile grazie al calcolo effettuato mediante regressione lineare dei dati disponibili.

Il grafico ottenuto dalla regressione lineare, se si esclude l'anomalia caratterizzata dalla mancanza dei dati corrispondenti ai primi quattro mesi del 1991, presenta un andamento perfettamente lineare, evidenziando che il rilascio di energia sismica in Friuli è stato pressoché costante a partire dal 1977, quindi dall'anno successivo a quello degli eventi rilevanti del maggio e settembre 1976, fino al termine del 2012.

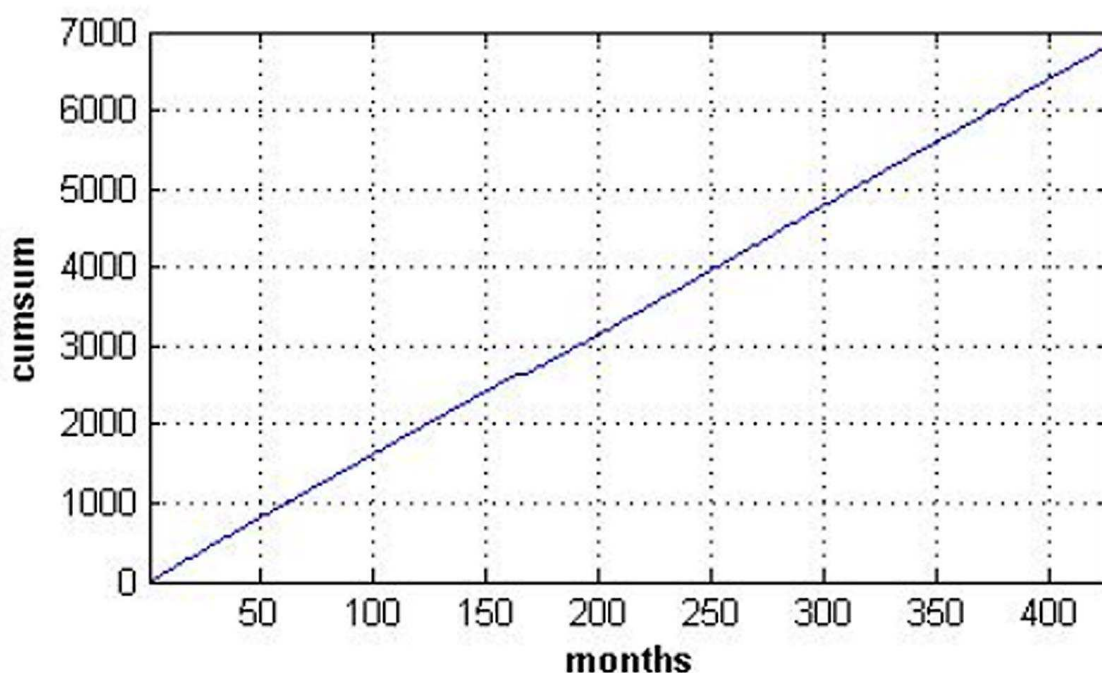


Fig. 13 – Andamento del rilascio di energia sismica in Friuli Venezia Giulia dal 1977 al 2012 – Regressione lineare dei valori. Si noti l'anomalia in corrispondenza della mancanza di dati dell'anno 1991.

In definitiva, lo studio effettuato, evidenzia ancora una volta quanto sia difficile trovare delle corrispondenze che possano identificare possibili incrementi pericolosi dell'attività sismica, nonostante siano abbastanza identificabili, all'interno dell'intervallo di tempo considerato, periodi con aumenti più o meno evidenti o rapidi.

Si desidera evidenziare, tuttavia, che è possibile effettuare questo tipo di studio utilizzando anche dati ottenuti con metodi amatoriali, purché gli strumenti utilizzati abbiano sostenuto un minimo processo di calibrazione, magari solo sulla base di un abbondante numero di confronti tra le risposte strumentali ottenute e i dati ufficiali disponibili in rete. Infatti, non essendo necessaria un'estrema precisione nel calcolo dell'energia rilasciata e conseguentemente nella formazione del grafico, è pur sempre indispensabile una certa omogeneità nei valori dei dati ottenuti.

In conclusione si ritiene importante sottolineare che il tema della prevenzione, da sempre sottovalutato, sia l'unica arma in grado di fornire risposte concrete alla popolazione.

Si rende infatti indispensabile una maggiore consapevolezza, che si può ottenere solo con un aumento della diffusione della cultura sul rischio sismico mediante un'informazione corretta ed estesa.

La prevenzione e l'aumento della consapevolezza, si può ottenere anche con scelte concrete, adottando, per esempio, un sistema di allertamento costituito da una serie di soglie di attenzione il cui raggiungimento preveda degli opportuni provvedimenti conseguenti.

Di seguito un possibile esempio basato sulla probabilità che un evento sismico si ripeta, ritmicamente nella stessa zona, in seguito all'accumulo di energia dovuta al costante movimento delle placche tettoniche.

LIVELLO 1:	Periodo di ritorno statistico prossimo al termine. Assenza di segnali possibili precursori.	Stato di allerta minimo. Monitoraggio costante della situazione. Effettuazione di prevenzione mediante incontri didattici nelle scuole.
LIVELLO 2:	Superato il termine di ritorno statistico Episodi sismici occasionali in atto con eventi non superiori a M. 3 Richter Assenza di segnali precursori	Stato di allerta medio. Comunicazioni alla popolazione mediante incontri didattici tenuti da esperti del settore.
LIVELLO 3:	Superato il termine di ritorno statistico Episodi sismici ripetuti con eventi che raggiungono M. 3 – 3.5 Altri segnali di possibili precursori rilevati ma non evidenti	Stato di allerta medio - alto. Comunicazioni alla popolazione sulle precauzioni possibili e sui comportamenti utili in caso di evento. Invio a predisporre kit di emergenza.

LIVELLO 4:	Superato il termine di ritorno statistico Sequenza sismica riconosciuta con eventi non superiori a M. 3 – 3.5 Presenza di fenomeni di subsidenza, rilevazioni anomale elettromagnetiche e del gas radon	Stato di allerta elevato. Comunicazioni alla popolazione sui comportamenti utili in caso di evento. Invio a predisporre kit di emergenza. Allertamento squadre comunali di protezione civile, verifiche di operatività, verifica attuabilità piani di emergenza.
LIVELLO 5:	Superato il termine di ritorno statistico Sequenza sismica riconosciuta con eventi anche superiori a M. 3 – 3.5 Fenomeni di subsidenza - anomalie elettromagnetiche e del gas radon – gap sismici – ecc. Presenza di disturbi nelle radiocomunicazioni Anomalie nel comportamento degli animali	Stato di allerta altissimo. Incontri con la popolazione con diffusione di informazioni complete. Invito perentorio a predisporre kit di emergenza. Allertamento squadre comunali di protezione civile, verifiche di operatività, verifica attuabilità piani di emergenza.

Si ritiene infatti necessario, una volta adottata una coerente serie di livelli di attenzione, poter comunicare alla popolazione l'adozione della procedura, allo stesso stregua di un Piano di Protezione Civile, o meglio integrata nello stesso, e, considerato l'elevato livello di incertezza che attualmente esiste nella previsione di eventi sismici rilevanti, evitare comunicazioni inutili o dannose e soprattutto che non siano comunicate da esperti. Tale presa di posizione potrebbe consentire di iniziare a gestire, nel miglior modo possibile e con la collaborazione di tutti i cittadini, eventuali stati di allerta elevati.

La prevenzione sotto forma di diffusione delle conoscenze, sullo stato dell'arte dei rapporti scientifici connessi ai terremoti e delle contromisure possibili, per ogni livello di preallerta, potrebbe finalmente costituire quel salto di livello culturale che è richiesto a tutti noi per poter giungere più preparati al prossimo appuntamento.

Bibliografia

B. Gutenberg and C.F. Richter, Seismicity of the Earth and Associated Phenomena, 2nd ed. (Princeton, N.J.: Princeton University Press, 1954), pages 17-19 ("Frequency and energy of earthquakes").
http://www.archive.org/stream/seismicityofthee009299mbp/seismicityofthee009299mbp_djvu.txt

Hori, T., Oike, K., 1999. A physical mechanism for temporal variations in seismicity in Southwest Japan related to the great interplate earthquakes along the Nankai trough. Tectonophysics, 308, pp. 83-98.

<http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0040195199000797>

Mizoue, M., Nakamura, M., Ishiketa, Y., and Seta., N., 1978. Earthquake prediction from Micro-earthquake observation in the vicinity of Wakayama City, Northwestern part of the Kii

Peninsula, Central Japan., In: Progress in Earthquake Prediction Research. Ed. Vogel A.,

F. Vieweg and Son, Braunschweig, Wiesbaden, pp. 51-85.

https://www.jstage.jst.go.jp/pub/html/AY03S050_en.html

C. Thanassoulas, 2007. Short-term Earthquake Prediction – H. Dounias & Co. Greece, pp 299.

N. Cenni, E. Mantovani, P. Baldi, M. Viti, D. Babbucci, M. Bacchetti and A. Vannucchi, 2012. Horizontal and vertical kinematics in the central and northern Italy from GPS observations: tectonic implications - Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida – Convegno n. 31, pp. 277.

E. Mantovani 2012 - Previsione dei terremoti in Italia: il metodo deterministico come strada maestra – Lectio magistralis - Gruppo Nazionale Geofisica della Terra Solida – Convegno n. 31, pp. XVI

A. Rebez (su istigazione di M. Stucchi) Analisi dei tempi medi di ritorno dedotti dai tassi di sismicità PE98 - Progetto 5.1.1 UR OGS TS - 01 ottobre 1999

http://emidius.mi.ingv.it/GNDT/P511/OGS_TS_Rebez/re1991001.html

I dati relativi agli eventi sismici dal 1998 al 2011 sono stati rilevati dal sito del Centro Ricerche Sismologiche di Udine <http://www.crs.inogs.it/> alla pagina "Bollettini".

I dati relativi agli eventi del 2012 derivano dalle rilevazioni della rete FESN. Magnitudo e localizzazione di tali eventi derivano dai dati del CRS di Udine.

Progetto SDT – Monitoraggio della banda dello spettro elettromagnetico compresa tra 0 e 22 kHz e delle correnti superficiali del suolo

di Riccardo Rossi

PARTE 1

IL PROGETTO SDT IN SINTESI

Il Progetto SDT – Segnali dalla Terra, è un'idea avanzata all'Associazione Radioamatori Italiani (www.ari.it) dal sottoscritto Riccardo Rossi, Coordinatore FESN (www.fesn.org), tesa alla realizzazione di un progetto comprendente l'attivazione di stazioni di monitoraggio gestite dalle varie sedi ARI sparse in Italia e comportanti il monitoraggio elettrico ed elettromagnetico della banda di frequenze comprese tra 0 e 22 kHz allo scopo di studio ed eventuale rilevamento di segnali anomali che possano essere considerati possibili precursori di eventi sismici.

Il Progetto è stato patrocinato dall'Amministrazione comunale di Pozzuolo del Friuli nel 2009, è stato finanziato dall'Associazione Radioamatori Italiani (www.ari.it), è attualmente in corso, ed è realizzato con la collaborazione della FESN – Friuli Experimental Seismic Network.

La documentazione relativa al progetto SDT è reperibile presso il sito FESN al seguente indirizzo: http://www.fesn.org/index.php?option=com_content&view=article&id=68&Itemid=73&lang=it

Le modalità di realizzazione del monitoraggio vengono ipotizzate in forma amatoriale, ma non per questo prive di valenza scientifica. A tale scopo il progetto è stato pensato in modo flessibile, per poter affrontare prontamente le eventuali modifiche e integrazioni che nuove conoscenze ed evoluzioni possono suggerire al fine di aumentare il grado di affidabilità della ricerca. Inoltre il monitoraggio, così come è stato pensato dal progetto, può evidenziare altri tipi di segnali di origine naturale, il cui studio si rende utile al fine di identificare e meglio comprendere i processi fisici che producono tali segnali.

Sempre sul sito web della FESN è stata pubblicata una pagina dedicata al monitoraggio dello spettro elettromagnetico completa di links a diverse organizzazioni che possiedono stazioni di monitoraggio elettromagnetico affrontando l'argomento in modo autonomo e con diverse modalità di approccio.



Fig. 1 – Pagina del sito FESN (www.fesn.org) dedicata al monitoraggio elettromagnetico

Non si ritiene opportuno, in questa sede, entrare nel merito dei vari metodi scelti per tale monitoraggio che sono comunque descritti nei siti web di riferimento, ma si ritiene invece doveroso descrivere le scelte effettuate dal Progetto SDT, gli obiettivi che questo si prefigge, e i segnali che, al momento, è possibile identificare con i metodi di acquisizione proposti dall'iniziativa.

Inoltre si evidenzieranno le possibilità di partecipazione al progetto, che attualmente sono estese a tutti i radioamatori e agli enti interessati al progetto stesso, con la possibilità di pubblicare e confrontare in tempo reale i segnali rilevati. Si prevede, ed auspica infatti, la collaborazione di enti, radioamatori e ricercatori che, a vario titolo, abbiano interesse a partecipare alla ricerca in questo campo.



Fig. 2 – Simbolo del progetto SDT – Segnali dalla Terra, realizzato con la collaborazione dell'Istituto Leardi e la Sezione ARI di Casale Monferrato

CONFIGURAZIONE DEL PROGETTO

Il progetto prevede la realizzazione di tre steps, ovvero la messa in esercizio di tre diversi tipi di monitoraggio, con tre diverse configurazioni hardware.

1. Monitoraggio dello spettro elettromagnetico compreso tra 0 e 22 kHz;
2. Monitoraggio dello spettro elettromagnetico compreso tra 0 e 25 Hz;
3. Monitoraggio delle correnti elettriche superficiali del suolo

La prima modalità prevede l'utilizzo di un'antenna dedicata, un ricevitore tarato ad hoc e un computer opportunamente configurato. Sono utilizzabili due diverse configurazioni software a seconda delle potenzialità del computer utilizzato.

La seconda modalità comporta la realizzazione di un induttore ad altissima induttanza composto da 60.000 - 100.000 spire, due diversi tipi di ricevitore a bassa frequenza, e un computer anche di basse prestazioni.

Il terzo step prevede il monitoraggio delle correnti superficiali del suolo mediante l'installazione di due dipoli di captazione elettrica della lunghezza di 100 m, un amplificatore protetto dalle scariche elettriche dedicato, e un computer. Questo step, potrà evolvere nella configurazione hardware utilizzando schede come Arduino o Raspberry per l'acquisizione del segnale.

L'APPROCCIO INIZIALE

L'approccio iniziale del progetto si è valso dell'esperienza maturata da alcuni radioamatori che, seguendo la tesi del dott. Enzo Mognaschi IW2GOO, dell'Università di Pavia e le esperienze di un radioamatore umbro: Marco Eleuteri IK0VSV, che prima del terremoto del 12.05.1997, dell'Umbria, ha rilevato interferenze anomale sulle bande radioamatoriali delle onde corte.

Mognaschi, analizzando gli appunti e le indicazioni dell'Eleuteri, consapevole che le rocce, a seguito di stress tettonici, sono esser soggette ad un fenomeno di microfratturazione conosciuto con il termine "dilatanza" ha ipotizzato che le stesse, durante tale fenomeno, siano anche in grado di produrre onde elettromagnetiche.

Ha quindi verificato tale comportamento mediante specifiche prove di laboratorio, utilizzando diversi campioni di roccia e simulando lo stress tettonico su tali campioni utilizzando speciali presse.

Tale ipotesi è stata successivamente confermata anche dal dott. Adriano Nardi IK0RII, anch'egli radioamatore e ricercatore dell'INGV, il quale, con ulteriori, analoghe prove, ha verificato la capacità delle rocce di emettere radiofrequenza, indipendentemente dal tipo di materiale di cui sono composte.

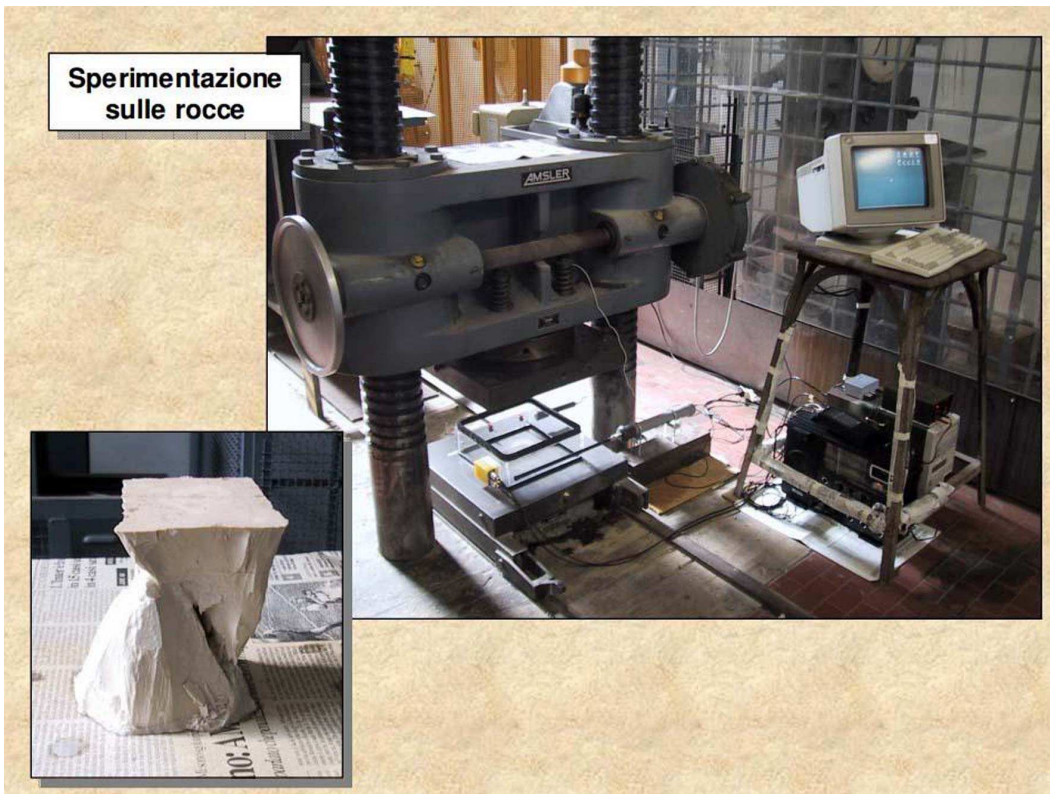


Fig. 3 – Una pagina di una presentazione firmata dal dott. Adriano Nardi con le immagini delle presse utilizzate per la sperimentazione e un campione di roccia fratturato

L'idea iniziale dell'approccio amatoriale al problema, implicava l'idea di rilevare una variazione significativa del livello medio del segnale di fondo. L'attrezzatura necessaria prevedeva quindi un'antenna a loop, un amplificatore a banda larga dedicato, un raddrizzatore di segnale per integrare e convertire il segnale in un valore in tensione continua, e un convertitore analogico/digitale che producesse un segnale analizzabile da un personal computer.

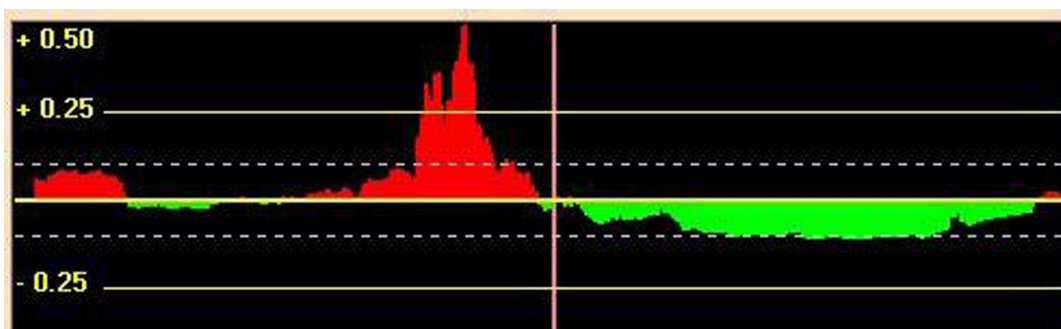


Fig. 4 – Analisi del livello del rumore di fondo compreso tra 100 e 15 kHz circa effettuato con il programma compilato da Roberto Violi IK1XHH

LA REVISIONE DEL PROGETTO

Al fine di omogeneizzare la strumentazione hardware da utilizzarsi per il monitoraggio, sono state valutate diverse ipotesi di lavoro. Un valido supporto per tali valutazioni è stato offerto, su suggerimento di Elvira Simoncini (IV3FSG), allora referente del Consiglio Direttivo ARI per il progetto, da Marco Toni, IK4MZJ, il quale ha messo a disposizione le sue competenze in fatto di antenne derivate dalla sua attività

imprenditoriale in tale campo. Marco Toni ha quindi progettato, realizzato e verificato in laboratorio il comportamento di alcuni prototipi. La scelta finale è ricaduta su di un'antenna dalle caratteristiche professionali costituita da n. 50 spire di trecciola di rame avvolte all'interno di un tubo di alluminio ripiegato a cerchio del diametro esterno di circa 130 cm.



Fig. 5 – Uno dei prototipi di antenna a loop realizzati da Marco Toni IK4MZ

La discussione interna ai vari collaboratori del progetto integrata da vari apporti esterni, ha suggerito di estendere la possibilità di analisi dei segnali rilevati. Si è quindi deciso di affiancare al programma iniziale un software in grado di effettuare l'analisi in tempo reale di tutto lo spettro elettromagnetico considerato, che è stato esteso alla gamma compresa tra 0 e 22 kHz.

La parte relativa al ricevitore proposto dal gruppo di studio iniziale facente capo al dott. Mognaschi, è stata rivisitata grazie all'apporto di Adamo Mancini IK1SBB e di Carlo Petri IV3BUH, quest'ultimo, già componente del gruppo FESN. Le modifiche apportate hanno compreso la modifica della banda passante e alcune sostituzioni per aggiornare i componenti costituenti i circuiti integrati amplificatori operazionali.

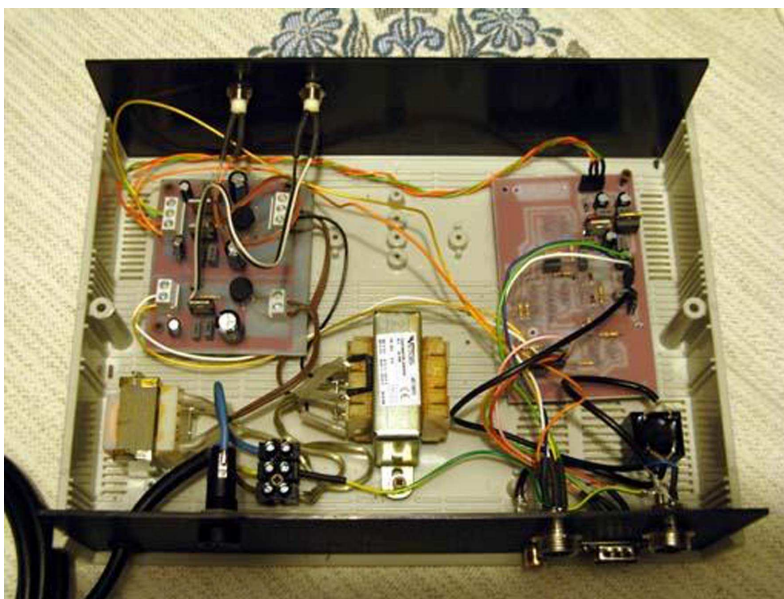


Fig. 6 – Lo stadio alimentatore e convertitore analogico digitale del progetto SDT

La prima stazione, attivata con le modalità proposte dal gruppo di studio iniziale, è stata quella della Sezione ARI di Fidenza, la quale ha costruito in autonomia l'hardware necessario e ha predisposto, nel proprio sito web: www.arifidenza.it, una pagina dedicata comprendente la pubblicazione dei dati rilevati in tempo reale. Successivamente ha aderito alle nuove proposte avanzate dal progetto, modificato la configurazione hardware e software secondo i dettami proposti dal dott. Nardi, e attualmente gestisce la propria stazione con le nuove modalità operative e organizza incontri e convegni dedicati al fenomeno.



Fig. 7 – La pagina della sezione ARI di Fidenza, dedicata al progetto SDT

La presenza di segnali e interferenze prima e durante eventi sismici è oggetto di discussione scientifica da diversi anni, così come confermano diversi articoli scientifici, tra cui quelli riportati in bibliografia, molti dei quali sono reperibili liberamente in rete.

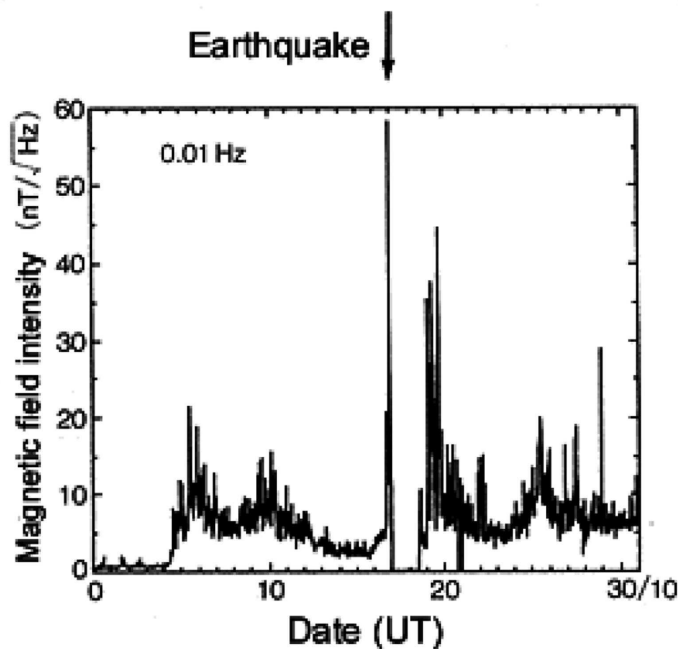


Fig. 8 – Variazioni temporali del fondo geomagnetico prima dell'evento sismico di Loma Prieta ($f=0.01\text{Hz}$)

FONTE: FRASER-SMITH ET AL., 1990

La possibilità di confrontare nuove idee e modalità operative è stata resa possibile anche grazie al Gruppo Scatter del Monte del Giogo (<http://www.ik4mgv.it/giogo1.htm>), facente capo alla Sezione ARI di Parma. Il gruppo Scatter gestisce un'ex postazione dell'aeronautica militare della NATO, al cui interno, infatti, è presente una stazione di monitoraggio elettromagnetico progettata e realizzata a cura del dott. Adriano Nardi IK0RII dell'Istituto Roma 2 dell'INGV.



Fig. 9 – Il simbolo del Gruppo Scatter del Monte del Giogo facente capo alla Sezione ARI di Parma

Fonte: GRUPPO SCATTER MONTE DEL GIOGO

Il successivo scambio di idee con il dott. Adriano Nardi, ha comportato l'ipotesi di modificare le impostazioni del software Spectrum Lab, compilato da Wolfgang Buescher DL4YHF, reperibile all'indirizzo <http://www.qsl.net/dl4yhf/spectra1.html>, adottato dal progetto, al fine di rendere le stazioni aderenti al progetto SDT, compatibili con quelle già installate dal dott. Nardi stesso.

La configurazione adottata dal dott. Nardi è composta da un'antenna a stilo, un amplificatore e un personal computer. Le caratteristiche hardware delle apparecchiature utilizzate, pur essendo diverse, si sono rivelate compatibili con quelle adottate dal progetto SDT. Lo confermano, di fatto, le prove già effettuate e i DRUMS delle stazioni già attive con la nuova configurazione software.

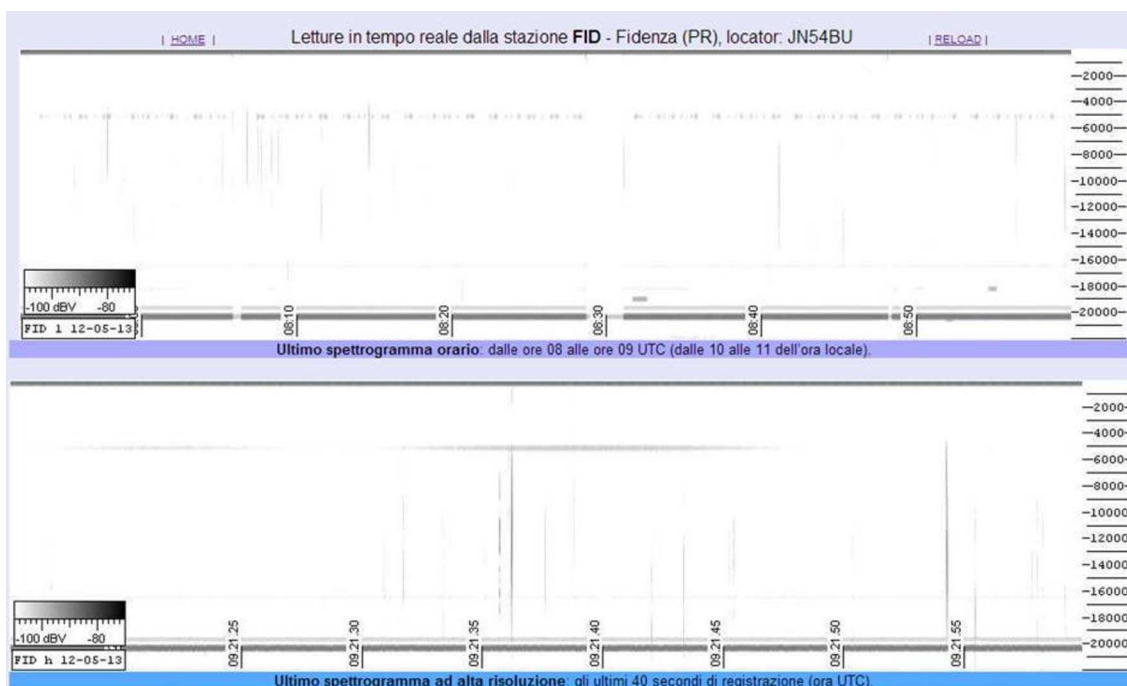


Fig. 10 – Videata comprendente 60 minuti dello spettro elettromagnetico rilevato nella stazione di Fidenza

Lo scopo del monitoraggio è utile anche per evidenziare i segnali di origine antropica che è possibile rilevare sui magnetogrammi, ma soprattutto tende a individuare segnali di origine naturale che, nella migliore delle ipotesi, possano essere considerati possibili precursori di eventi sismici.

Questo tipo di segnali di origine tettonica è potenzialmente riconoscibile e deriva proprio dagli studi del dott. Nardi e dalla sua tesi di Laurea. I segnali individuati dai suoi studi indicano frequenze, che si aggirano intorno ai 5 kHz, anche se non si può affatto escludere la possibilità che altri tipi di segnali anomali, anche diffusi su altre frequenze, si possano rilevare prima, durante o dopo un sisma rilevante.

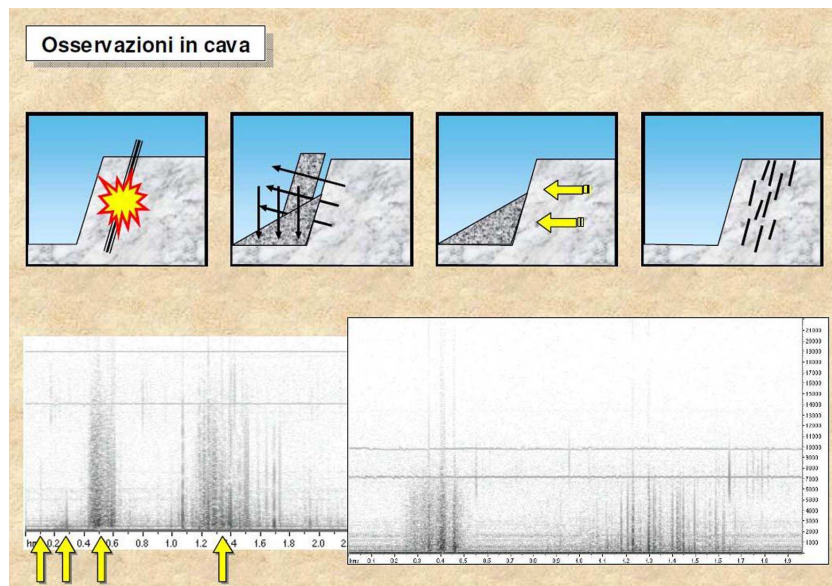


Fig. 11 – Una videata della presentazione del dott. Nardi che evidenzia alcuni segnali elettromagnetici rilevati nei pressi di una cava in corrispondenza di brillamento di mine per l'estrazione del materiale.

Si desidera precisare però, che, alcune discussioni accademiche, indicano che sia possibile rilevare segnali elettromagnetici riferibili a possibili precursori, solo in corrispondenza di eventi di magnitudo almeno pari o superiore a 4-5 Richter. Tale caratteristica necessaria, rende limitato il numero dei casi elaborabili ai fini del progetto. Tuttavia, nonostante ciò, si ritiene la ricerca amatoriale ugualmente opportuna, in quanto quella ufficiale, in questo campo, è poco diffusa e si basa spesso su progetti a termine.

Tali ricerche non possono essere in grado quindi, di elaborare dati ottenibili in un periodo di tempo molto prolungato. Diversamente sia il progetto SDT che quelli degli altri operatori ospitati nel sito della FESN, non hanno un limite temporale e questo li pone in grado di avere maggiori probabilità di ottenere risultati concreti.

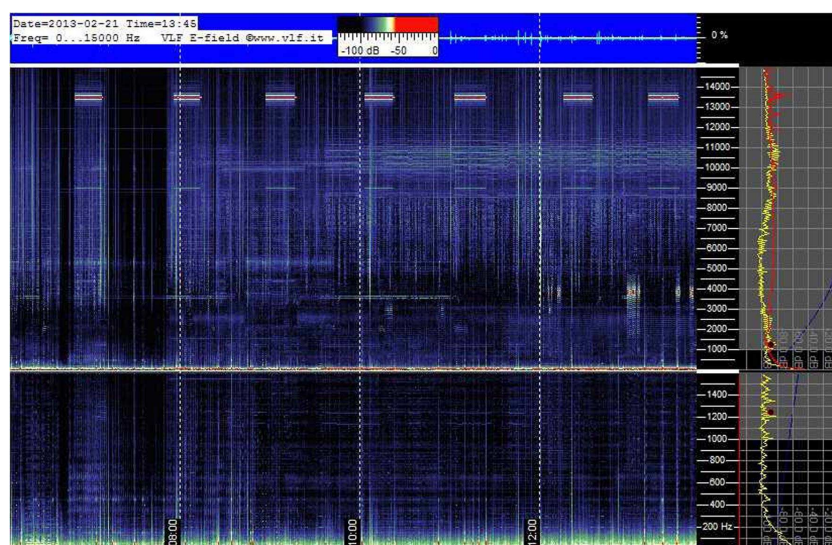


Fig. 12 – Una schermata della stazione di Cumiana (TO), facente capo alla rete gestita da Renato Romero (IKIQFK)

La possibilità di ottenere segnali elaborabili, purtroppo, è stata inficiata anche dall'assenza, al momento del sisma avvenuto in Emilia il 20 maggio 2012, di stazioni SDT configurate con le modalità del dott. Nardi. I segnali eventualmente rilevati, quindi, non potevano essere confrontabili con i suoi studi. Inoltre non risulta siano state presenti e attive altre stazioni in prossimità dell'evento stesso.

Si desidera comunque citare un episodio che è stato rilevato da Marco Toni, IK4MZJ di Parma, che nella notte precedente ad una delle prime forti scosse avvenute nella zona, ha notato un insolito silenzio radio in onde corte, come se la zona fosse interdotta dalla ricezione di segnali lontani. Purtroppo la mancanza di altre segnalazioni analoghe che possano confermare il fenomeno, fanno sì che la segnalazione, anche se interessante, non possa essere ritenuta rilevante ai fini scientifici.

EVOLUZIONE DEL PROGETTO SDT – ANTENNE E RICEVITORE ULF

Il secondo metodo, proposto dal progetto SDT, consiste nell'installazione di almeno 3-4 stazioni localizzate in diversi punti della penisola, comprendenti un'antenna formata da un induttore di almeno 60-90.000 spire di filo di rame smaltato del diametro di 0.2 mm, avvolte su un nucleo ferroso. L'induttore è connesso ad un amplificatore a sua volta collegato ad un computer.

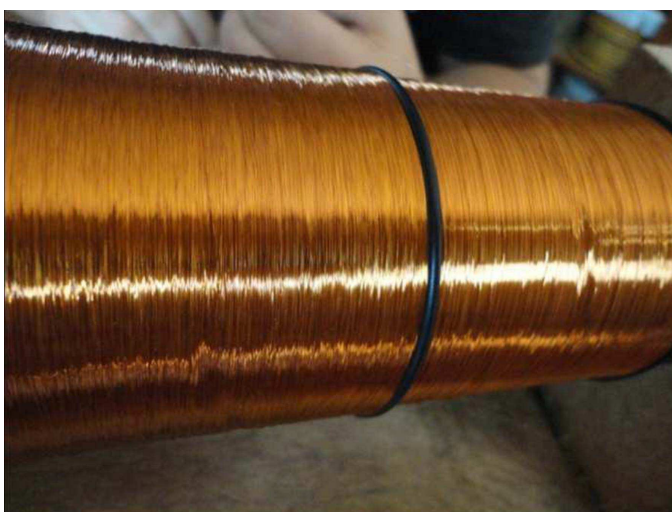


Fig. 13 – Un esempio di antenna ad induttore

FONTE: LTPA OBSERVER PROJECT

Questa configurazione permette di analizzare lo spettro di frequenze comprese tra 0 e 25 Hz circa. Il programma utilizzato è sempre Spectrum Lab, utilizzato anche per lo step precedente, ma configurato in modo diverso al fine di evidenziare solo la parte dello spettro elettromagnetico interessato dal monitoraggio. In alternativa esiste la possibilità di connettere l'induttore anche ad uno dei canali di ingresso di una stazione sismica della FESN, così come si è realizzato nella stazione di Pasion di Prato a titolo sperimentale, ottenendo risultati confrontabili.

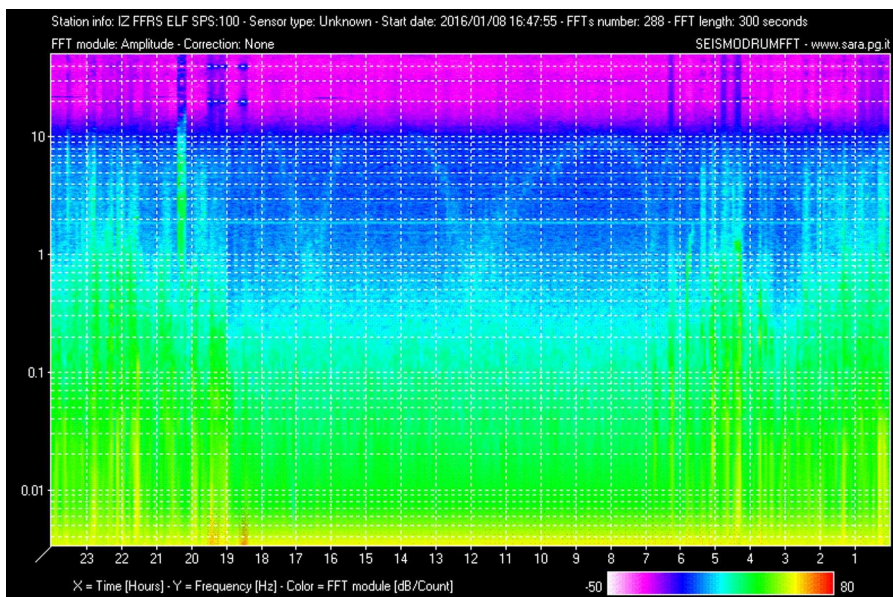


Fig. 14 – Un esempio di monitoraggio giornaliero dell'attività elettromagnetica compresa tra 0 e 25 Hz.

Questa modalità di monitoraggio è stata ampiamente confrontata e discussa con un gruppo amatoriale di Albano Laziale che gestisce il sito LTPA Observer Project (<http://www.ltpaobserverproject.com>) e che fa riferimento al dott. Valentino Straser, geologo e ricercatore indipendente, che ha già pubblicato più articoli scientifici riferiti a questo argomento, rilevabili in rete così come indicato in bibliografia.

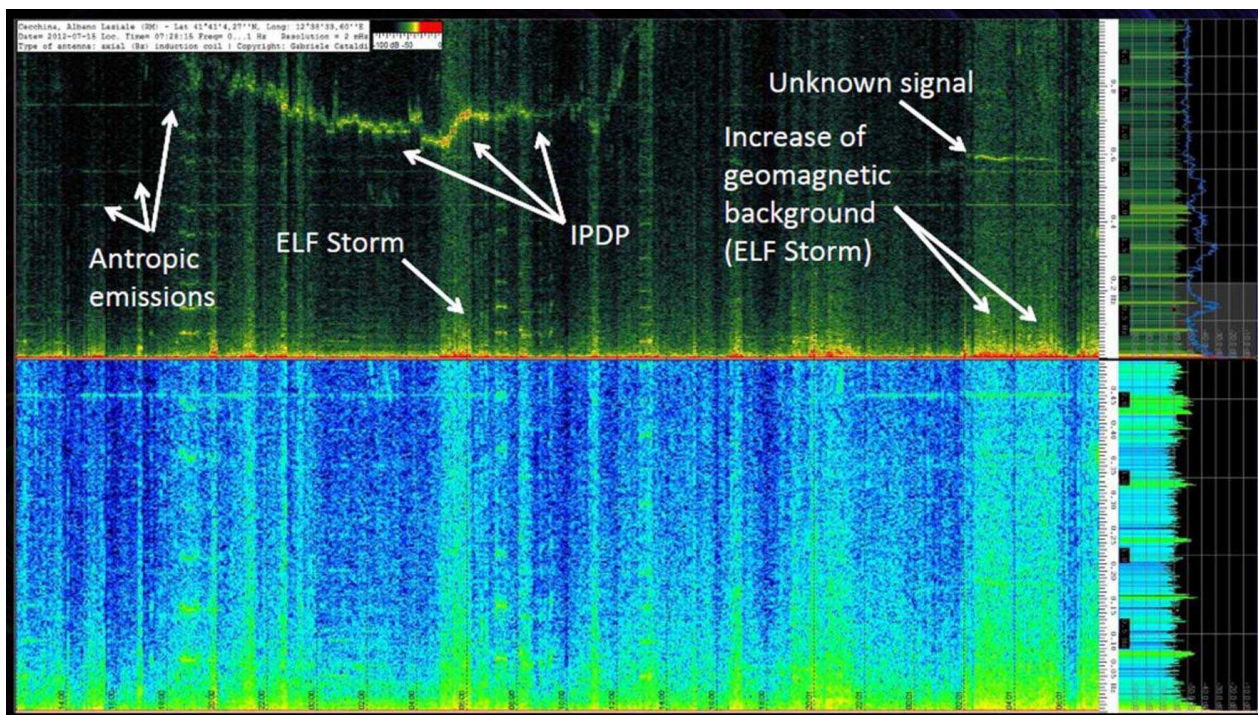


Fig. 15 – Alcuni segnali elettromagnetico riconoscibili in banda ULF

Fonte: LTPA OBSERVER PROJECT

Le peculiarità di Spectrum Lab, lo rendono in grado di sfruttare in profondità le caratteristiche della scheda audio del PC utilizzando modalità particolari che la rendono in grado di rivelare anche i segnali a bassissima frequenza, tipici delle attività naturali.

All'interno di questa gamma di frequenze, i cui drums sono visibili sul sito FESN alla pagina del monitoraggio Elettromagnetico, è possibile rilevare segnali molto interessanti causati soprattutto dall'interazione dell'attività solare con la magnetosfera terrestre. Di particolare interesse è il drum della stazione di Albano Laziale, pubblicata grazie alla collaborazione avviata tra la FESN e LTPA Observer Project.

Questi segnali, che si evidenziano nell'immagine relativa alla **fig. 14**, sono identificati e codificati da precedenti studi e quindi riconoscibili grazie alle frequenze tipiche in cui si manifestano.

Le interazioni tra il vento solare, i flares, e la magnetosfera sono ben spiegate in una pagina del sito http://roma2.rm.ingv.it/it/aree_di_ricerca/1/campo_magnetico_terrestre dell'Università di Roma 2 e dell'INGV.

Esiste inoltre una nutrita letteratura, parte della quale è stata citata nella bibliografia allegata al presente articolo, che riguarda studi e verifiche scientifiche relative alla correlazione tra l'attività solare e gli eventi sismici sul pianeta Terra.

Desiderando riassumere il meccanismo ipotizzato, si può riassumere il processo come segue:

Fase 1: l'attività solare genera un flare (<http://sdo.gsfc.nasa.gov/>) se l'eruzione è sufficientemente potente, la stessa genera un flusso di ioni, elettroni e protoni in viaggio verso la terra;

Fase 2: dopo alcune ore la perturbazione solare arriva in prossimità della magnetosfera e crea a sua volta una perturbazione della stessa;

Fase 3: la perturbazione della magnetosfera causa una variazione periodica del campo magnetico terrestre rilevabile con magnetometri o comunque con bobine ad altissima induttanza;

L'arrivo di perturbazioni magnetiche di origine solare potrebbe essere talmente potente da causare sia il danneggiamento di apparecchiature elettroniche (prima di tutti i satelliti in orbita terrestre) e poi, qualora l'energia residua sia in grado di raggiungere la superficie terrestre, causare forti interferenze e addirittura guasti nelle apparecchiature elettroniche a terra.

L'interazione tra la perturbazione solare e la magnetosfera terrestre, non si limita a generare interferenze, bensì, considerato che buona parte della crosta terrestre contiene materiali ferromagnetici e altri tipi di elementi conduttori di varia capacità e resistenza, può essere in grado di interagire con la crosta stessa inducendo sforzi che potrebbero integrare quelli ingenerati dalle forze di marea.

Va precisato che le sole forze di marea lunare e solare, sono in grado di provocare un innalzamento o un abbassamento della crosta terrestre fino a 40 cm circa.

Di conseguenza, considerato che le forze di marea possono agire come un vero e proprio effetto di innesco sulle formazioni tettoniche in stato di equilibrio instabile, l'eventuale aggiunta di sollecitazioni derivanti dall'interazione magnetica, causerebbe una condizione tale che potrebbe aumentare, anche di molto, la probabilità di avvio di movimenti tellurici.

Molti studi ufficiali trattano approfonditamente tale ipotesi, e le rilevazioni effettuate, con le loro apparecchiature, dal gruppo di Albano Laziale e del dott. Straser, sembrano confermare tale ipotesi.

I numerosi satelliti artificiali che controllano lo stato della superficie solare, l'intensità del flusso di elettroni e protoni, e altri parametri, permettono, inoltre, di confrontare i dati ottenuti a terra dagli induttori, con quelli provenienti dallo spazio.

Le apparecchiature amatoriali installate a Roma, consistenti in un induttore iniziale da 70.000 spire (successivamente sostituito da un induttore con molte più spire), connesso ad un amplificatore di segnali progettato e messo a disposizione dalla NASA (Progetto Nasa Inspire http://www.nasa.gov/offices/education/programs/descriptions/INSPIRE_Project.html) hanno già dato prova, in numerosissime occasioni, di essere in grado di rivelare i segnali derivanti dall'interazione della magnetosfera con il flusso solare. I dati, inoltre, sono stati confrontati anche con quelli di eventi sismici rilevanti occorsi in diverse parti del mondo.

Attualmente i collaboratori del progetto SDT stanno valutando la possibilità di progettare e realizzare un amplificatore di segnali unificato, adeguato alle esigenze, da accoppiare agli induttori di progetto, dei quali uno è già stato testato con risultati incoraggianti mentre altri sono in fase di realizzazione.

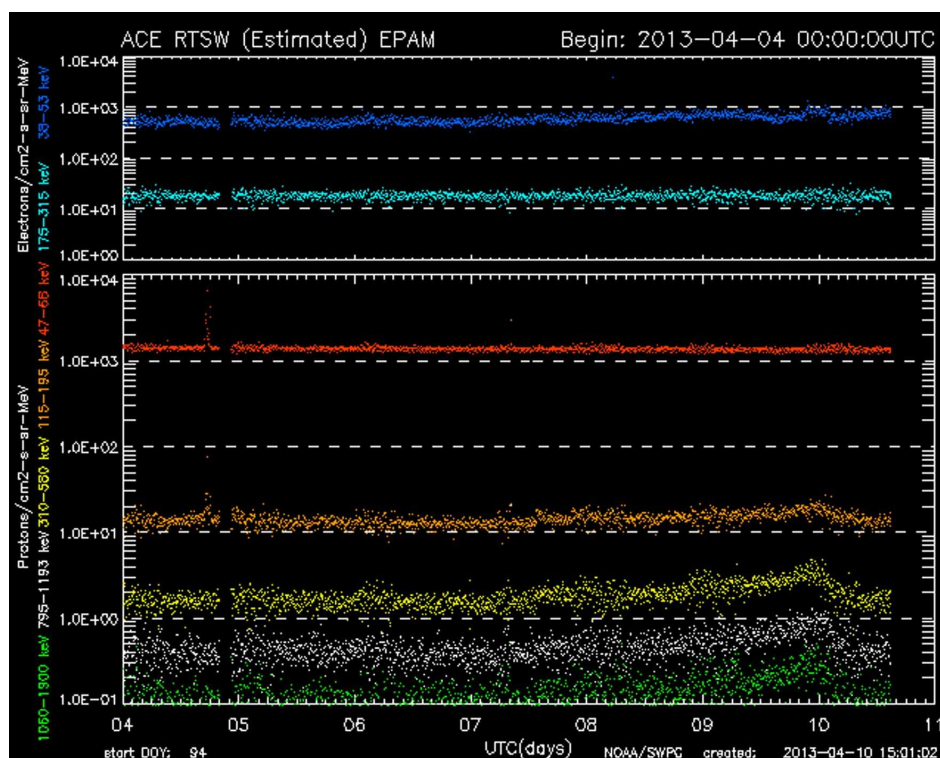


Fig. 16 – Esempio di monitoraggio del flusso protonico effettuato da satellite

FONTE: [HTTP://WWW.SWPC.NOAA.GOV/ACE/EPAM_7D.GIF](http://www.swpc.noaa.gov/ace/epam_7d.gif)

UN ESEMPIO DI COSTRUZIONE DI ANTENNA AD ALTISSIMA INDUTTANZA

L'antenna ad altissima induttanza realizzata per il progetto SDT è stata progettata sulla base di numerose discussioni accademiche con altri radioamatori interessati al monitoraggio elettromagnetico in questa branca di frequenze. Di particolare interesse sono stati gli scambi di idee avvenuti con Bruno Grassi IK1WVG, Marco Toni, IK4MZJ, e altri collaboratori che hanno suggerito modalità costruttive che hanno portato alla realizzazione che di seguito viene descritta.

Le bobine necessarie all'avvolgimento del filo elettrico, sono state le prime ad essere valutate sotto il profilo della costruzione casalinga del tutto. La soluzione adottata prevede l'acquisizione di un tubo, che per il progetto SDT è in vetroresina del diametro esterno da 50 mm e lunghezza 10 cm.



Fig. 17 – I rocchetti per bobine pronti per la stesa dell'avvolgimento

Al fine di completare le bobine, sono stati predisposti dei rocchetti formati con dei dischetti di compensato o di cartoncino molto rigido per trasformatori, forati al centro per permettere l'inserimento del nucleo. Sono state incollate con colla epossidica e successivamente rinforzate con uno strato di colla vinilica lungo l'angolatura tra il tubo in resina e il dischetto di compensato.

Il filo per l'avvolgimento non deve essere troppo sottile al fine di non aumentare eccessivamente la resistenza intrinseca che comprometterebbe la sensibilità dell'antenna e non eccessivamente spesso al fine di evitare pesi e diametri finali delle bobine eccessive. Per il progetto SDT il filo scelto è quello da 0,2 mm smaltato.

Per l'avvolgimento delle bobine si possono seguire due strade. La prima è avvolgerle con una bobinatrice professionale. Nel nostro caso questo è stato possibile grazie alla collaborazione gentilmente fornita da Roberto Biondi IV3BUT. La seconda ipotesi è quella di realizzare una bobinatrice artigianale fatta in casa così come l'esempio che segue.



Fig. 18 – Esempio di bobinatrice. Realizzazione homemade di IV3NQS Riccardo

La bobinatrice homemade può essere realizzata seguendo il modello di cui sopra, fissando un motorino ad una tavoletta di compensato, realizzando una puleggia, sempre in compensato, per la riduzione dei giri, e creando un supporto per infilarla la bobina da avvolgere. Nel nostro caso, è stato utilizzato un tubo in plexiglas, due fazzoletti ferma bobina, il tutto infilato in un alberino formato da una barra filettata in acciaio zincato. In primo piano si può vedere il risultato dell'avvolgimento di una bobina realizzata con questo sistema. IL numero di spire si aggira intorno a 15.000, il diametro finale è di 80 mm.

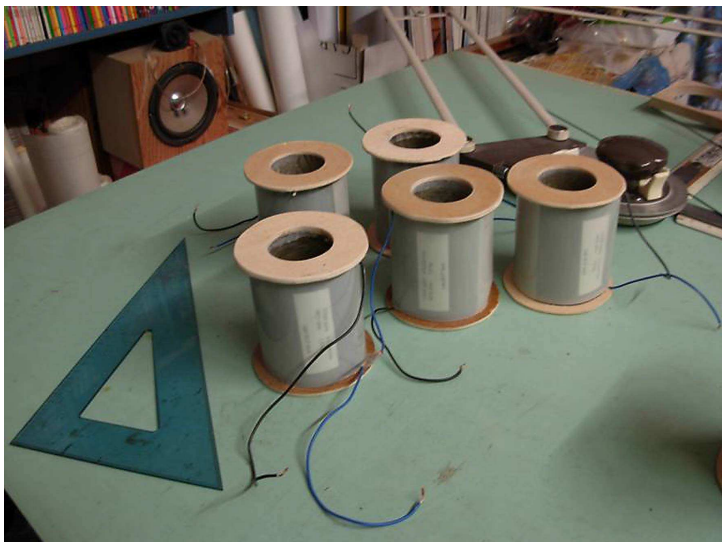


Fig. 19 – Esempio di bobine avvolte con bobinatrice e ricoperte con strato protettivo.

REALIZZAZIONE DI IV3BUT ROBERTO BIONDI

Una volta realizzate in casa od ottenute le bobine, che possono avere 15.000 spire circa l'una, (quelle realizzate da IV3BUT sono costituite da 17.500 spire), è necessario prevedere un supporto per infilarle e contenere il nucleo.

I supporti per le bobine degli induttori realizzati dal sottoscritto per il progetto SDT, sono costituiti da un tubo in plexiglas ovvero in Geberit del diametro adatto.

All'interno del tubo di supporto è stato infilato un nucleo composto da barrette tonde di ferro dolce per saldatura del diametro di 2 mm, facilmente reperibile presso negozi che trattano materiale per saldature artigianali. Ogni barretta è stata isolata, l'una rispetto alle altre, mediante l'utilizzo di un film in polietilene (pellicola per alimenti). Le barrette standard sono di lunghezza pari a 1 m. E' consigliabile utilizzarle integralmente, senza tagliarle a misura, anche se le bobine utilizzate non coprono l'intera lunghezza delle barrette.

Le antenne realizzate per il progetto, sono costituite da un numero di spire complessivo che si aggira intorno a 90.000, quindi le bobine utilizzate sono 5 o 6. Anche se sarebbe preferibile che le antenne avessero caratteristiche identiche per poter confrontare i dati in modo univoco, va considerato che eventuali piccole differenze potranno, in futuro, essere compensate mediante la taratura del ricevitore.



Fig. 20 – Prototipo di antenna con nucleo in barrette di ferro dolce in fase di montaggio

REALIZZAZIONE DI IV3NQS – RICCARDO

Nell'immagine sopra riportata si può notare le bobine da 15.000 spire circa realizzate in casa, accoppiate e già inserite in un tubo in PEAD da 4 cm di diametro, a sua volta riempito con un nucleo in barrette di ferro dolce da 2 mm, isolate da film in polietilene. Al fine di aumentare il diametro del nucleo, una parte delle barrette sono state disposte anche all'esterno del tubo e successivamente protette con lo stesso film di polietilene.

L'utilizzo del film di polietilene per isolare le barrette singolarmente comporta due vantaggi: il primo è la limitazione delle correnti parassite (correnti di Foucault) all'interno del nucleo che potrebbero limitare la sensibilità dell'antenna; il secondo è quello relativo alla protezione dalla corrosione. Infatti le barrette sono in ferro quasi puro, quindi facilmente attaccabile dalla ruggine. In alternativa è possibile verniciare le barrette per immersione o tramite appositi spray.

Una considerazione a parte è necessaria per meglio comprendere le scelte che hanno portato a questo tipo di progettazione.

Oltre alla facilità di realizzazione dell'apparato mediante la fabbricazione di bobine di dimensioni limitate, che rendono maggiormente possibile la realizzazione in casa, vale un'ulteriore considerazione in merito alla scelta di spezzettare l'induttore utilizzando bobine separate. Va considerata infatti la possibilità che l'eccitazione di una bobina possa cedere parte del segnale alle bobine adiacenti, mediante accoppiamento induttivo, riducendo l'efficienza totale dell'antenna. Per evitare questa condizione, è consigliabile connettere le bobine non semplicemente l'una in serie con la successiva, bensì in modo casuale, per esempio l'uscita della prima bobina, con l'ingresso della terza, l'uscita della terza con l'ingresso della sesta e così via.

Un'altra considerazione va fatta in merito alla scelta del tipo di nucleo. Per molte realizzazioni relative alle antenne, viene proposto l'utilizzo di materiali particolari come il "Permalloy" o il "Mumetal". Tali materiali, ad alta tecnologia, sono difficilmente reperibili sul mercato amatoriale e, soprattutto, hanno costi proibitivi per un progetto amatoriale com'è quello del progetto SDT. Le caratteristiche di questo tipo di materiali è quello di avere un'altissima permeabilità. Quindi, oltre ad aumentare di molte centinaia di volte l'induttanza delle bobine avvolte in aria, reagiscono alla magnetizzazione causata dalla presenza di campi elettromagnetici, in modo estremamente limitato, di fatto molto vicino allo zero. In pratica, un campo magnetico imposto, tende a variare le orbite superficiali degli elettroni, causando un comportamento magnetico del materiale ferroso. Questa magnetizzazione tende a rimanere nel metallo per un determinato periodo prima che gli elettroni, ritornando all'orbita di partenza, riportino il metallo alle condizioni iniziali di inerzia magnetica. Materiali come il Mumetal o il Permalloy, offrono prestazioni particolarmente elevate. Tuttavia, per gli scopi e soprattutto alle frequenze in gioco per il monitoraggio previsto, si ritiene che il ferro dolce sia un materiale che offre caratteristiche di permeabilità e ciclo di isteresi sufficienti. I risultati ottenuti e le varie prove effettuate in laboratorio da Marco Toni IK4MZJ confermano questa ipotesi.

Esiste un altro parametro che può influire sulle caratteristiche di una bobina con nucleo ferromagnetico ed è quello relativo alla saturazione. In un trasformatore, dove è necessario trasferire l'energia accumulata da una bobina verso un'altra ad essa accoppiata, questo parametro è particolarmente importante, poiché se il nucleo sottoposto all'effetto di magnetizzazione da parte del campo indotto dalla bobina, supera il punto di saturazione, quindi la capacità del nucleo di orientare le orbite elettroniche sopra citate, l'eccesso di energia si trasforma in calore, producendo delle perdite che riducono la prestazione finale del trasformatore. Nel caso della nostra antenna, il problema non si pone in quanto le correnti in gioco sono bassissime e quindi non sono in grado di avvicinarsi minimamente al punto di saturazione del nucleo.

Attenzione che qualsiasi lega acciaiosa, avendo caratteristiche molto diverse da quelle del ferro dolce, rimane molto più facilmente magnetizzata e, soprattutto, mantiene a lungo la magnetizzazione anche dopo che il campo è stato tolto, quindi non è adatta per costituire il nucleo dell'antenna.

Una volta inserite le bobine sul nucleo, è necessario provvedere alla realizzazione di uno "schermo". Questo, nel nostro caso, è stato realizzato semplicemente avvolgendo due o tre strati di film di alluminio posizionandolo sopra tutta la lunghezza delle bobine. E' però necessario realizzare, con lo schermo, una *spira aperta*, il che vuol dire che le due estremità dello schermo non devono essere in contatto. Per fare ciò è sufficiente lasciare uno spazio, anche di qualche millimetro, tra i due lembi dello schermo.

Una volta realizzato anche lo schermo, il tutto può essere infilato, a sua volta, all'interno di un tubo di PEAD, del diametro adatto, a scopo protettivo.



Fig. 21 – Esempio di induttore completato dal tubo di protezione.

Nell'esempio riportato, il fondo è stato realizzato con un disco di compensato dello spessore di circa 15 mm, mentre per il tappo si può utilizzare i tappi che si trovano in commercio.

Per la presa di connessione, è possibile sfruttare i tappi e scegliere un connettore per microfono a tre contatti. Questo consente di collegare ad un polo la terra, a sua volta connessa allo schermo, e i due capi della bobina ai due restanti poli della presa.

Per l'amplificatore da utilizzarsi, in attesa di ulteriori prove e verifiche, che sono attualmente in corso, è senz'altro possibile utilizzare l'amplificatore progettato per la prima parte del progetto SDT, il quale si è rivelato sufficientemente sensibile anche alle frequenze in gioco.

Il software, invece, è sempre il classico "Spectrum Lab", configurato però per analizzare solo le frequenze comprese tra 0 e 25 Hz.

Per chi desiderasse effettuare delle prove, ovvero pubblicare sul web della FESN, la propria stazione di monitoraggio con questo tipo di antenna, può richiedere all'indirizzo posta.fesn@gmail.com, il file di configurazione di "Spectrum Lab", già predisposto, da completare soltanto con i parametri della stazione (nominativo, coordinate ecc.).

Per coloro che già fossero in possesso di una stazione sismica simile a quelle utilizzate dalla FESN, cioè dotate di più canali, può optare di connettere l'induttore ad alta impedenza al posto di un sensore. Tale soluzione, come già accennato più sopra, è già operativa nella stazione di Pasion di Prato e i risultati relativi sono consultabili sulla pagina del sito FESN dedicata al monitoraggio elettromagnetico. In particolare, con questa configurazione, è possibile visualizzare sia la registrazione del magnetogramma in cascata, quindi nel dominio delle frequenze, derivate dall'analisi di Fourier in tempo reale, sia il drum giornaliero tracciato nel dominio del tempo.

Quest'ultima possibilità consente di analizzare il segnale anche sotto un diverso punto di vista, potendo anche verificare in dettaglio se i segnali che il dott. Nardi ha rilevato in laboratorio e in cava, si ripropongono anche in questa gamma di frequenze, come appare più che probabile.

Attualmente, Marco Toni IK4MZJ, sta verificando la possibilità di realizzare un filtro, a basso costo, per eliminare le frequenze superiori a 25 Hz, in modo da evitare la possibile comparsa di segnali spuri all'interno degli spettrogrammi in analisi.



Fig. 22 – Un esempio di segnale analizzato nel dominio del tempo.

FONTE: A. NARDI

Al fine dell'interpretazione dei magnetogrammi pubblicati sul sito della FESN, si può fare riferimento alla classificazione dei segnali introdotta dalla IAGA (International Association for Geomagnetism and Aeronomy) nel 1964.

Classificazione IAGA delle pulsazioni geomagnetiche				
	Nome	Durata	Frequenza	Intensità
Continue	Pc1	0,2-5s	0,2-5 Hz	1 nT
	Pc2	5-10s	0,1-0,2 Hz	3 nT
	Pc3	10-45s	0,022-0,1 Hz	10 nT
	Pc4	45-150s 00:45-02:30	7-22 mHz	< 300 nT
	Pc5	150-600s 0230-10:00	2-7 mHz	300 nT
Irregolari	Pi1	1-40s	0,025-1 Hz	10 nT
	Pi2	40-150s 00:40-02:30	2-25 mHz	100 nT

Fig. 23 – Dettagli della classificazione IAGA

PROGETTO SDT – PARTE TERZA – CORRENTI SUPERFICIALI

La terza parte del progetto SDT, comprendente il monitoraggio delle correnti superficiali del terreno.

Il metodo, riproposto dal Progetto SDT, deriva dagli studi del prof. Thanassoulas Constantine. Questi è riuscito in più occasioni a determinare (a posteriori) la zona epicentrale di un sisma rilevante, analizzando i dati derivanti da un sistema di dipoli di terra. L'hardware necessario, in fase di costruzione da parte di alcuni collaboratori del progetto SDT al fine di installare una stazione di prova, comprende due dipoli con un punto comune, un amplificatore e il solito pc per la memorizzazione e l'analisi dei dati.

La teoria si basa sempre sul concetto della dilatanza e della capacità delle rocce di emettere segnali, che, in questo caso, sono elettrici e scorrono in prossimità della superficie terrestre.

La capacità del sistema di dipoli di rilevare con diversa intensità un segnale elettrico di possibile origine tettonica, comporterebbe la possibilità di ricavare la direzione di provenienza del segnale al fine di individuare una zona sismica potenzialmente attiva. Installando un numero adeguato di stazioni, aumenterebbe la possibilità di rilevare con maggiore precisione il luogo a rischio.

Purtroppo, anche se i metodi sopra descritti sembrano confermare correlazioni tra segnali elettrici ed elettromagnetici e gli eventi rilevanti, non è, al momento, possibile ipotizzare un qualsiasi tipo di previsione basata solo su queste informazioni. Mancherebbero infatti dati oggettivi relativi al grado di stress subito dai vari sistemi di faglie esistenti.

Attualmente si sta cercando, con vari sistemi, di determinare il grado di stress effettivo delle faglie attive. Tuttavia questo rimane il compito più gravoso e difficile, in quanto gli epicentri dei principali eventi sismici sono spesso immersi in profondità (mediamente tra 10 e 30 km, ma possono raggiungere gli 800 km). La possibilità di derivare le tensioni in prossimità dell'epicentro basandosi solo sui dati rilevabili in superficie è davvero minimale. Al momento non è nemmeno possibile ipotizzare l'utilizzo di sonde in grado di rilevare tensioni direttamente nei punti critici. Oltre al costo elevatissimo di tali apparecchiature, va considerata l'elevata temperatura del sottosuolo a quelle profondità. Il gradiente termico si aggira infatti intorno a 30 gradi ogni km.

La possibilità quindi che i ricercatori rilevino per tempo le aree a rischio di evento sismico attivabili mediante un innesco, al momento sono davvero infinitesimali. Tuttavia, ogni piccolo passo verso la comprensione dei fenomeni è auspicabile, anche se questo è condotto a livello amatoriale.

Si desidera ricordare, ancora una volta, che il progetto SDT è in continua evoluzione e quindi soggetto a integrazioni e verifiche ed eventualmente a modifiche tese ad aumentare le probabilità di ricevere segnali di origine naturale potenzialmente interessanti ai fini della comprensione e della ricerca, se possibile, dei fenomeni elettromagnetici che precedono gli eventi sismici rilevanti e che ogni contributo in tal senso è ben accetto.

Progetto SDT – Monitoraggio della banda dello spettro elettromagnetico compresa tra 0 e 22 kHz e delle correnti superficiali del suolo

di Riccardo Rossi

PARTE 2

IL METODO PROPOSTO DA ADRIANO NARDI (INGV)

Le stazioni progettate e realizzate per la sua rete dal dott. Adriano Nardi, differiscono da quelle realizzate per il progetto SDT in quanto la sua scelta è stata quella di utilizzare delle antenne a più basso guadagno e di filtrare e amplificare il segnale derivante mediante degli amplificatori appositamente studiati per questa applicazione.



Fig. 24 – L'antenna per la stazione del Monte del Giogo.

FONTE: A. NARDI

Lo spettro di frequenze esplorate con questo metodo è analogo a quello del progetto SDT, in quanto utilizza la gamma di frequenze elettromagnetiche comprese tra 20 e 20.000 Hz, che si sovrappone allo spettro percettivo dell'orecchio umano. Per questo motivo, Adriano, ha ribattezzato questa fetta di frequenze “*banda radioacustica*”.

Anche il metodo di acquisizione dei dati risulta più evoluto, in quanto, al fine di effettuare un'analisi sufficientemente accurata, si è preferito contare su macchine elaboratrici con sufficiente capacità di calcolo e velocità tali da permettere di sostenere due sessioni di Spectrum Lab nonché di memorizzare una notevole quantità di informazioni, registrando anche il file in formato .wav (registrazione audio con un particolare algoritmo di compressione in grado di non alterare il segnale originale).

Naturalmente il tutto è teso ad effettuare uno studio di tipo più professionale dei dati resi così disponibili, garantendo al gestore di ricercare potenziali segnali interessanti anche in occasione di eventi di limitata entità.

Il dubbio più importante dei ricercatori, infatti, è proprio quello di stabilire un metodo di ricerca che conceda risultati concreti solo per eventi rilevanti, permettendo un minore lavoro di analisi, dovendo confrontare i dati solo in occasione di tali accadimenti, che però sono (per nostra fortuna) piuttosto rari, ovvero procedere ad un'analisi più accurata di segnali meno facili da identificare, ma più frequenti, dato che si ipotizza che siano possibili anche con sismi di magnitudo superiore al quarto grado della scala Richter.

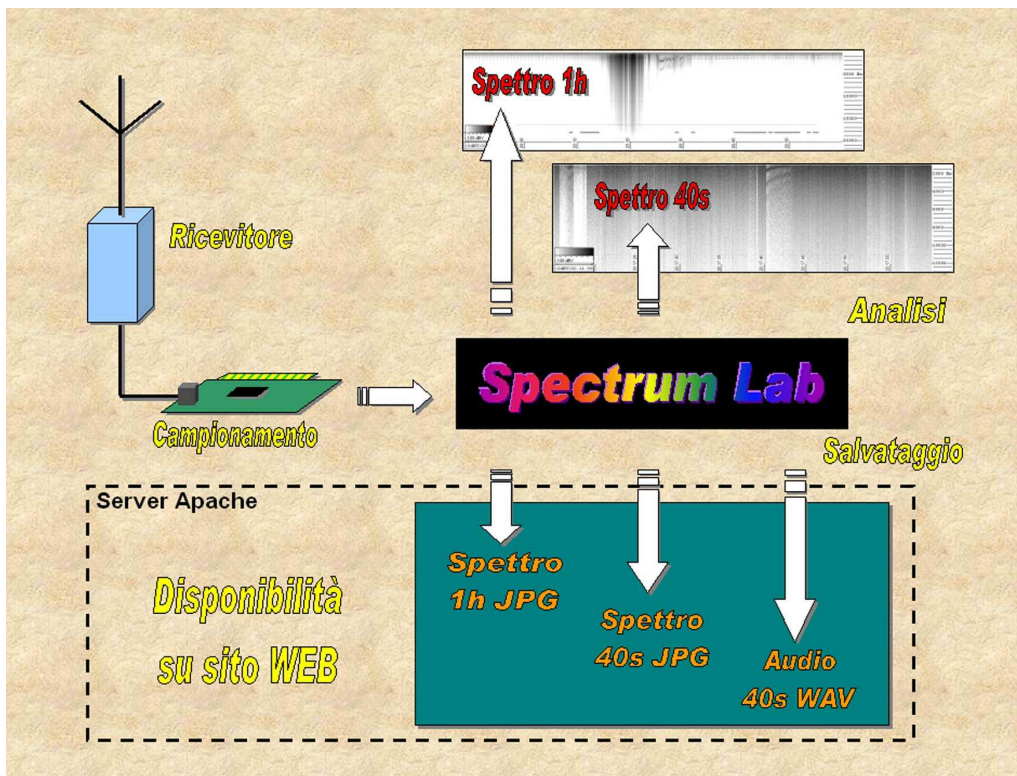


Fig. 25 – Schema del sistema di acquisizione funzionante nelle stazioni della rete di Adriano Nardi.

FONTE: A. NARDI

L'analisi accurata del segnale rilevato viene effettuata mediante il salvataggio di due distinte schermate di Spectrum Lab. La prima comprende una finestra di dati rilevati comprendente un'ora di registrazione. In questa finestra è possibile verificare la presenza o meno di segnali anomali, ma non è possibile verificare in modo puntuale se tali segnali siano simili a quelli attesi, ovvero a quelli rilevati in laboratorio o in cava. La seconda finestra, comprendente un periodo di 40 secondi, permette la verifica finale del dato rilevato e quindi di decidere se il segnale meriti o meno l'attenzione del ricercatore. A questo punto, è normale chiedersi che cosa significhi, in termini quantitativi, avere la necessità di una macchina sufficientemente performante per l'utilizzo previsto.



Fig. 26 – Capacità di memorizzazione su P.C.

FONTE: A. NARDI

Nella figura 26 vengono illustrati i parametri di calcolo per verificare la rispondenza di un ipotetico P.C. di recupero, il quale non deve necessariamente essere di ultima generazione, ma deve essere comunque in grado di gestire le sessioni di Spectrum Lab e avere un disco rigido di capacità adeguata.

Pur non essendo affatto necessario mantenere in archivio tutte le registrazioni effettuate, va comunque valutata la necessità di cancellare manualmente i dati obsoleti o che comunque sono stati rilevati in un periodo di mancanza di eventi rilevanti. Un altro parametro che indica quali siano le effettive difficoltà che una macchina datata incontra nella gestione di una stazione di monitoraggio di questo tipo è quello relativo al campionamento digitale dei segnali analogici. Alla luce delle indicazioni di Nyquist, risulta necessario memorizzare un segnale analogico con una frequenza di campionamento almeno doppia della massima frequenza utile.

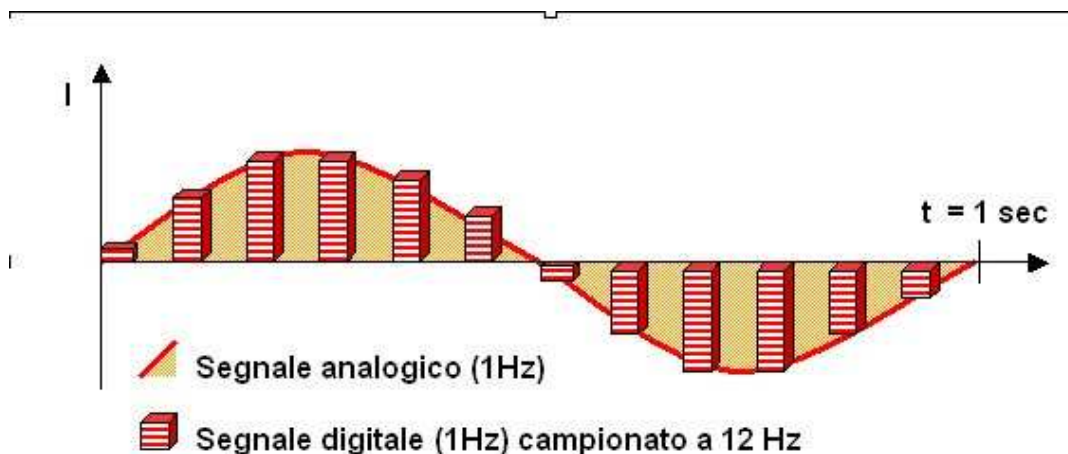


Fig. 27 – Campionamento dei segnali

FONTE: A. NARDI

In figura 27 possiamo meglio comprendere cosa significhi campionare un segnale. Nel caso riportato è stato misurato il valore di un segnale di un ciclo al secondo, per un totale di dodici misurazioni.

Naturalmente, avendo a disposizione un così elevato numero di misurazioni, non è difficile ricostruire, sulla base del segnale digitale, la conformazione dell'onda del segnale iniziale.

Dovendo diminuire, per mancanza di risorse, il numero di campionamenti, si può ragionevolmente giungere alla conclusione che è comunque necessario un numero di misure almeno doppia rispetto alla frequenza massima del segnale da analizzare.

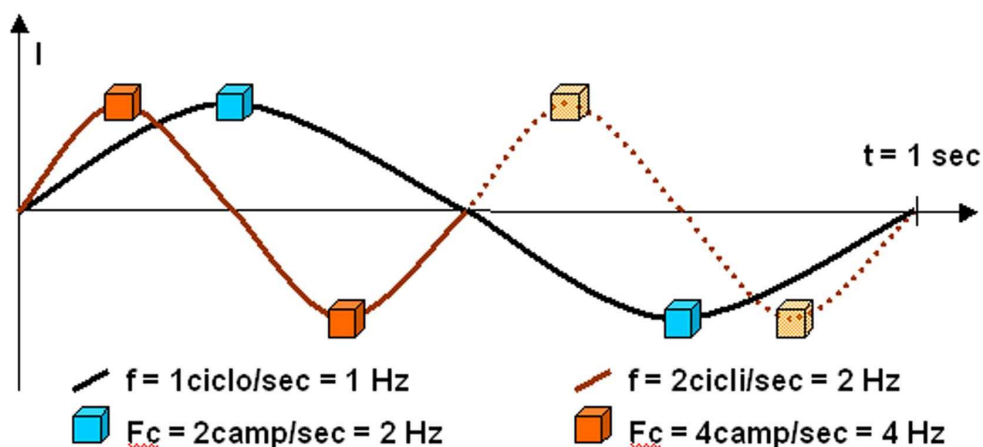


Fig. 28 – Frequenze minima di campionamento

FONTE: A. NARDI

Questo per permettere di rilevare il valore dell'onda sia al suo picco positivo che a quello negativo. Con un numero minore di misure non sarà più possibile ottenere un segnale che sia sufficientemente simile all'originale. Non solo, ma si corre un elevatissimo rischio di ottenere dei segnali completamente diversi generati dalle cosiddette *frequenze alias* o *aliasing*.

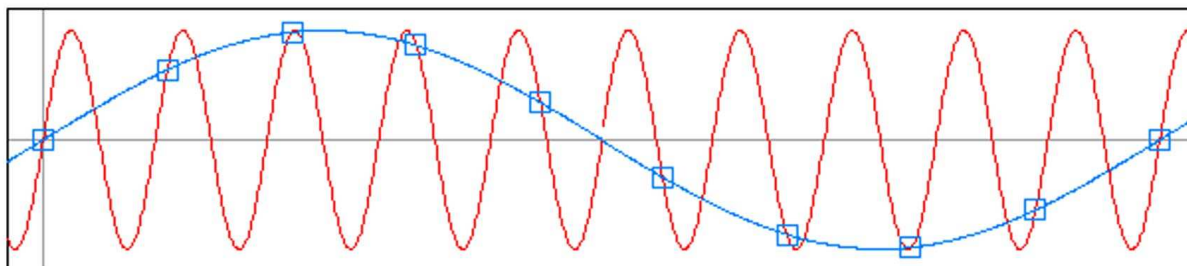


Fig. 29 – Fenomeno di aliasing

Fonte: WIKIPEDIA

Il fenomeno dell'aliasing si genera quando la frequenza di campionamento non è sufficiente. Nella figura n. 29, un segnale (in rosso), campionato con una frequenza insufficiente (quadrantini in blu) riproducono un segnale ricostruito completamente diverso dall'originale (segnale in blu).

TEOREMA DI NYQUIST: un segnale analogico di banda **B** può essere ricostruito completamente mediante un campionamento alla frequenza $F_c = 2B$ Hz

Set scheda sonora	F_c effettiva	$F_n = F_c / 2$ [Hz]
5.5 K	5512,50 Hz	2756,250 Hz
11 K	11025,00 Hz	5512,500 Hz
22 K	22050,00 Hz	11025,000 Hz
44 K	44100,00 Hz	22050,000 Hz

Fig. 30 – Frequenze minima di campionamento – Teorema di Nyquist

Fonte: A. NARDI

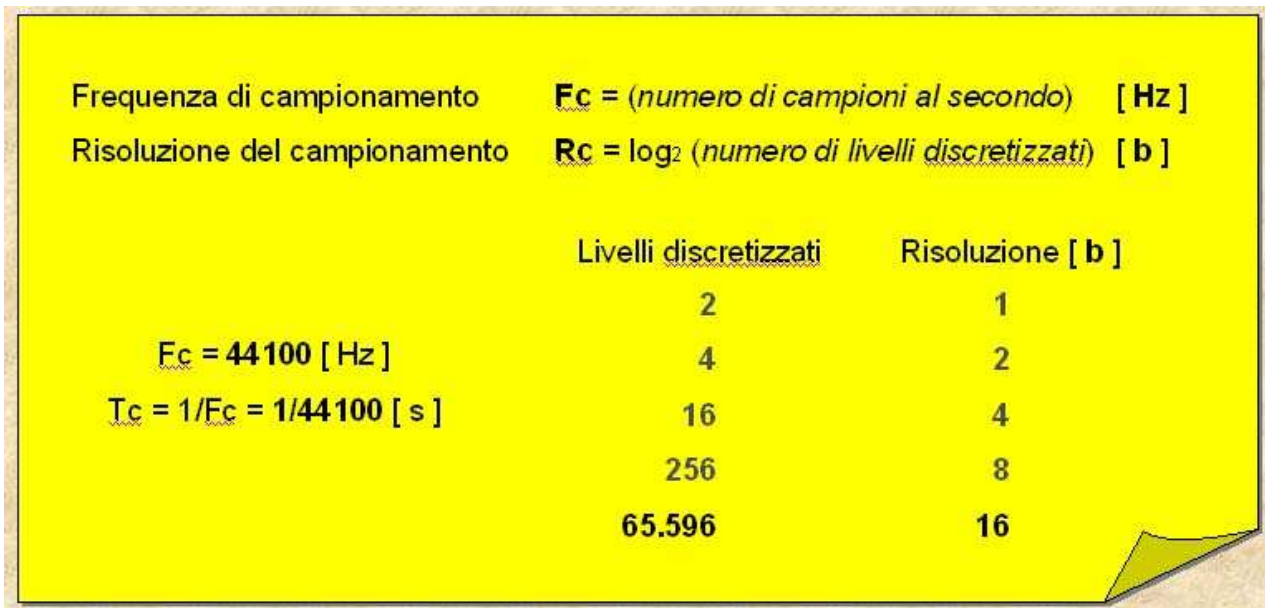


Fig. 31 – Corrispondenza tra le frequenze di campionamento e la risoluzione in bit

FONTE: A. NARDI

Considerato che le frequenze da analizzare giungono a 22 kHz, ne deriva che sia necessaria una frequenza di campionamento pari a 44 kHz circa (44.100 Hz nell'esempio riportato).

Anche l'ampiezza del segnale analogico, che varia con valori potenzialmente infiniti, deve essere compresa entro un numero di livelli gestibile dall'elaboratore (personal computer).

La capacità della macchina di misurare con precisione i livelli del segnale è detta risoluzione e viene misurata in bit.

Come riportato nella fig. 31, maggiore è il numero di livelli possibile, maggiore è il numero di bit che la macchina deve essere in grado di gestire.

Nell'esempio sopra riportato 16 bit corrispondono a 65.596 livelli possibili (indipendentemente dal valore di tensione stabilito per ogni singolo livello). Maggiore è il numero di bit di risoluzione, più vicina è la capacità della macchina di ricostruire il segnale iniziale simile al vero.

Segnali in ingresso che superano l'ampiezza massima gestibile (più di 16 bit) comportano l'incapacità di registrare correttamente le sommità delle onde generando quindi a posteriori un segnale ricostruito solo parzialmente (onda quadra).

L'analisi del segnale registrato si basa sulla trasformata di Fourier, cioè la possibilità, permessa dal programma che gira sul computer (Spectrum Lab), di visualizzare in modo grafico tutte le frequenze che compongono il segnale in ingresso.

Già nell'800 il matematico francese dimostrò matematicamente che qualunque funzione (forma d'onda di un segnale), per quanto irregolare si presenti, potrà sempre essere scomposta in una somma di funzioni sinusoidali aventi ciascuna una propria ampiezza e una propria frequenza.

La **Trasformata di Fourier**, eseguita su un segnale per un certo periodo T, restituisce, su una scala di frequenze, la componente di intensità con cui ciascuna frequenza aveva contribuito al segnale iniziale.

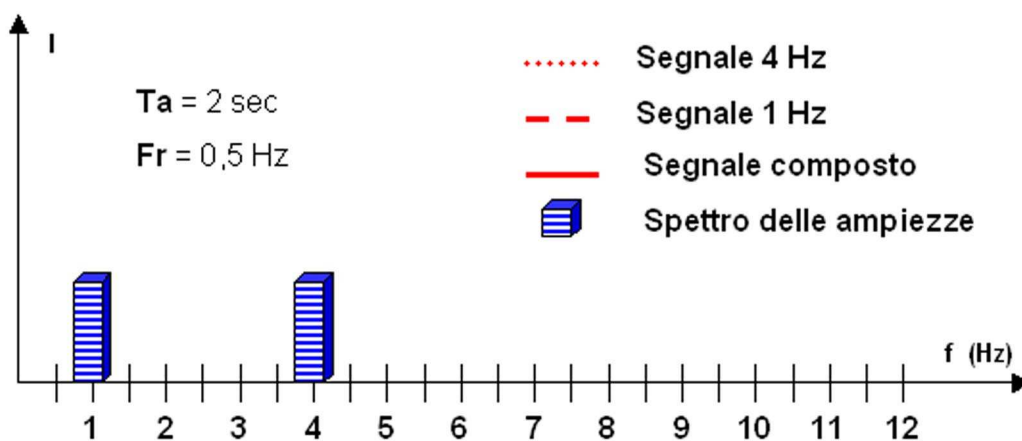
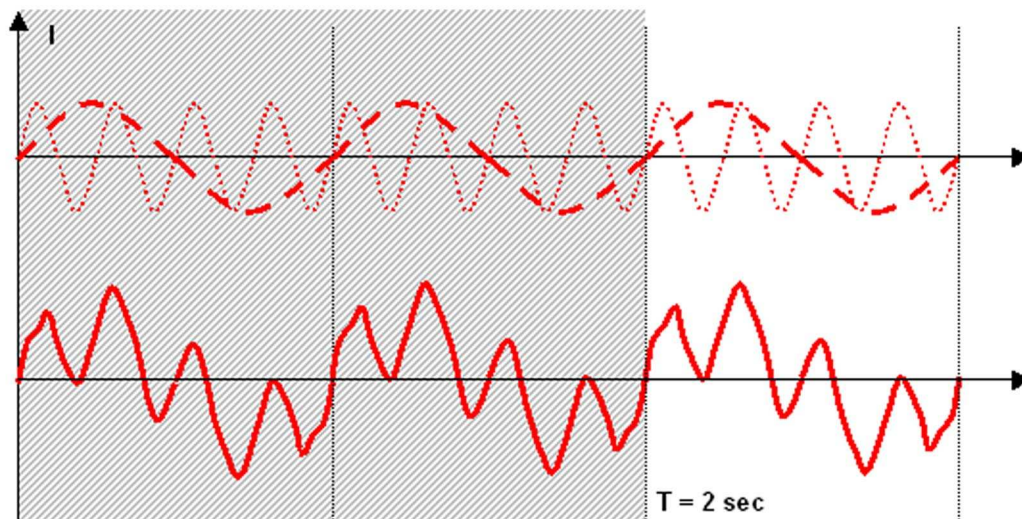


Fig. 32 – Esempio di trasformazione di Fourier

FONTE: A. NARDI

Nella figura 32, possiamo vedere un segnale (in linea rossa continua) composto da due distinte frequenze: la prima pari a 4 Hz e la seconda pari a 1 Hz.

Le due frequenze che compongono il segnale sono visualizzate in alto con due segni diversamente tratteggiati.

Le ampiezze massime dei due segnali sono le stesse, quindi la trasformazione di Fourier, oltre a misurare le frequenze, ne indica anche l'ampiezza massima (rappresentate con i parallelepipedi bianchi e blu in basso nella figura). In sostanza è proprio grazie a questa soluzione matematica che è possibile convertire un segnale audio in uno spettrogramma delle frequenze (vedi ad esempio la fig. 15).

PRINCIPALI PARAMETRI IMPOSTATI

Sul programma Spectrum Lab è necessario impostare alcuni parametri per permettergli di effettuare il monitoraggio nel modo opportuno.

Detti parametri riguardano la banda del segnale da analizzare, che deve essere già filtrata onde evitare che segnali a frequenza troppo elevata possano produrre segnali spurii di aliasing, quindi la frequenza di campionamento, che deve essere doppia della frequenza massima, il numero di campioni da analizzare e il periodo di analisi.

La figura 33 riassume i parametri di cui sopra.

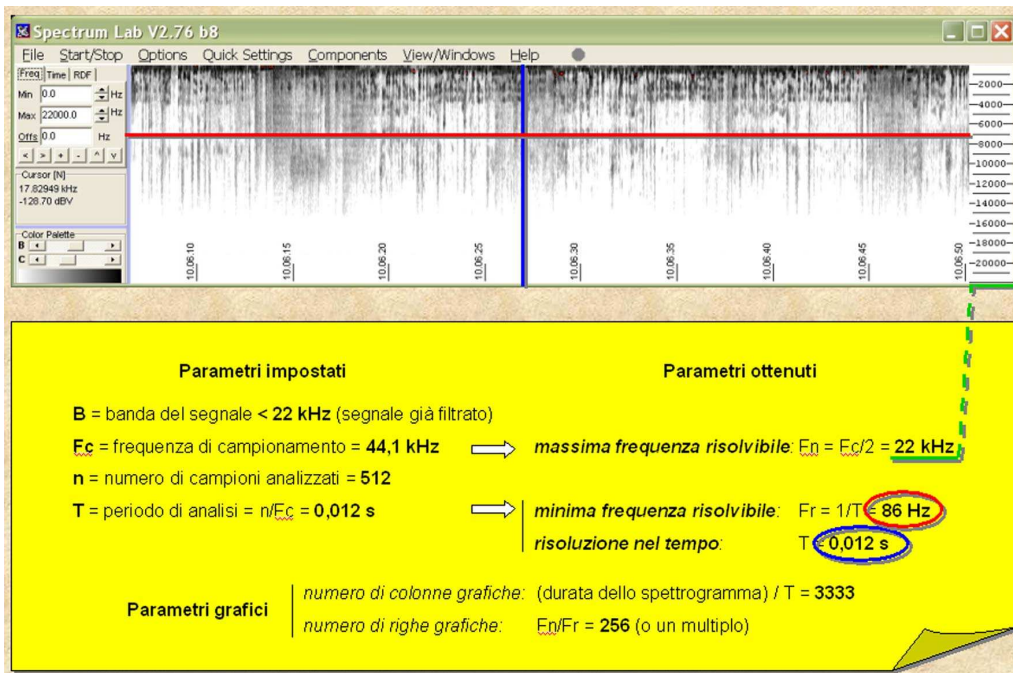


Fig. 33 – Indicazione dei principali parametri impostati su Spectrum Lab

FONTE: A. NARDI

Una volta messe a punto le regolazioni del programma, diventa indispensabile procedere ad analizzare i segnali rilevati. Tali segnali, possono risultare interessanti se visti solo su un oscillogramma, ma se l'analisi si completa anche nello spettro delle frequenze grazie allo spettrogramma restituito dal programma, è possibile riconoscere segnali diversi di origine antropica o di altro genere che non sono immediatamente identificabili se osservati solo nel dominio del tempo (oscillogramma).

Prima di procedere all'analisi dei segnali rilevati, è necessario comprendere meglio quali sono le informazioni rilevabili sulla finestra mostrata da Spectrum Lab.

Nella figura 34 sono indicate le funzioni principali.

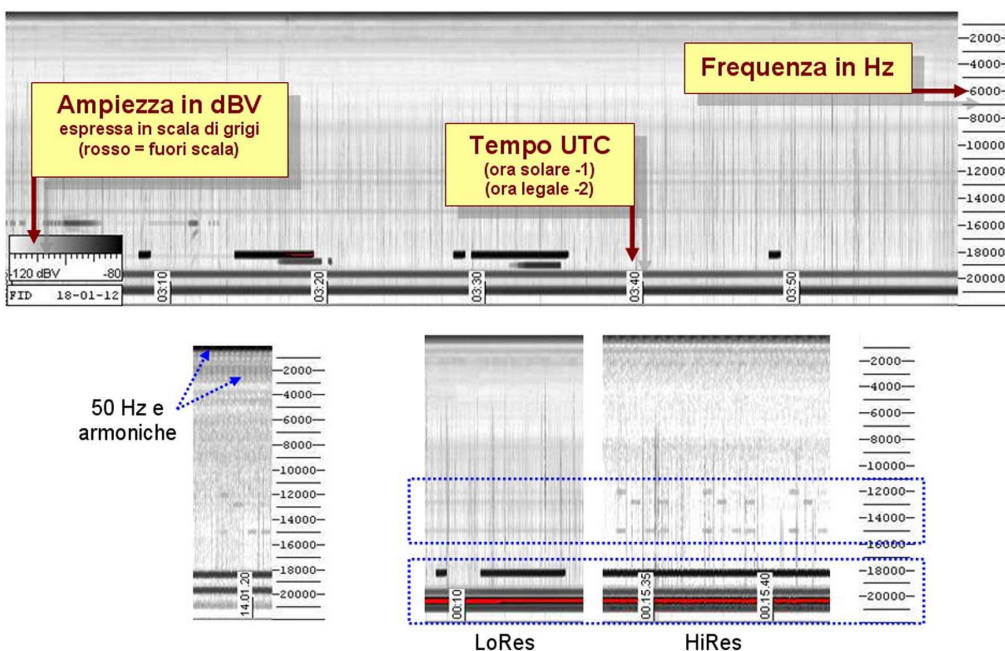


Fig. 34 – Indicazione dei principali parametri misurati e resi visibili nella legenda delle tre scale di Spectrum Lab.

FONTE: A. NARDI

Un dettaglio molto importante da considerare è senz'altro il confronto tra le finestre a bassa e ad alta risoluzione (nell'immagine della fig. 34 contrassegnate da LoRes e HiRes).

Nell'immagine a bassa risoluzione si possono riconoscere, all'interno del rettangolino blu, delle linee grigie che sembrano dei segnali continui, mentre nello stesso periodo, riportato dall'immagine a fianco ad alta risoluzione, si può notare come i segnali siano costituiti da degli impulsi di durata precisa e non da una trasmissione continua.

INTERPRETAZIONE DEI DATI RILEVATI

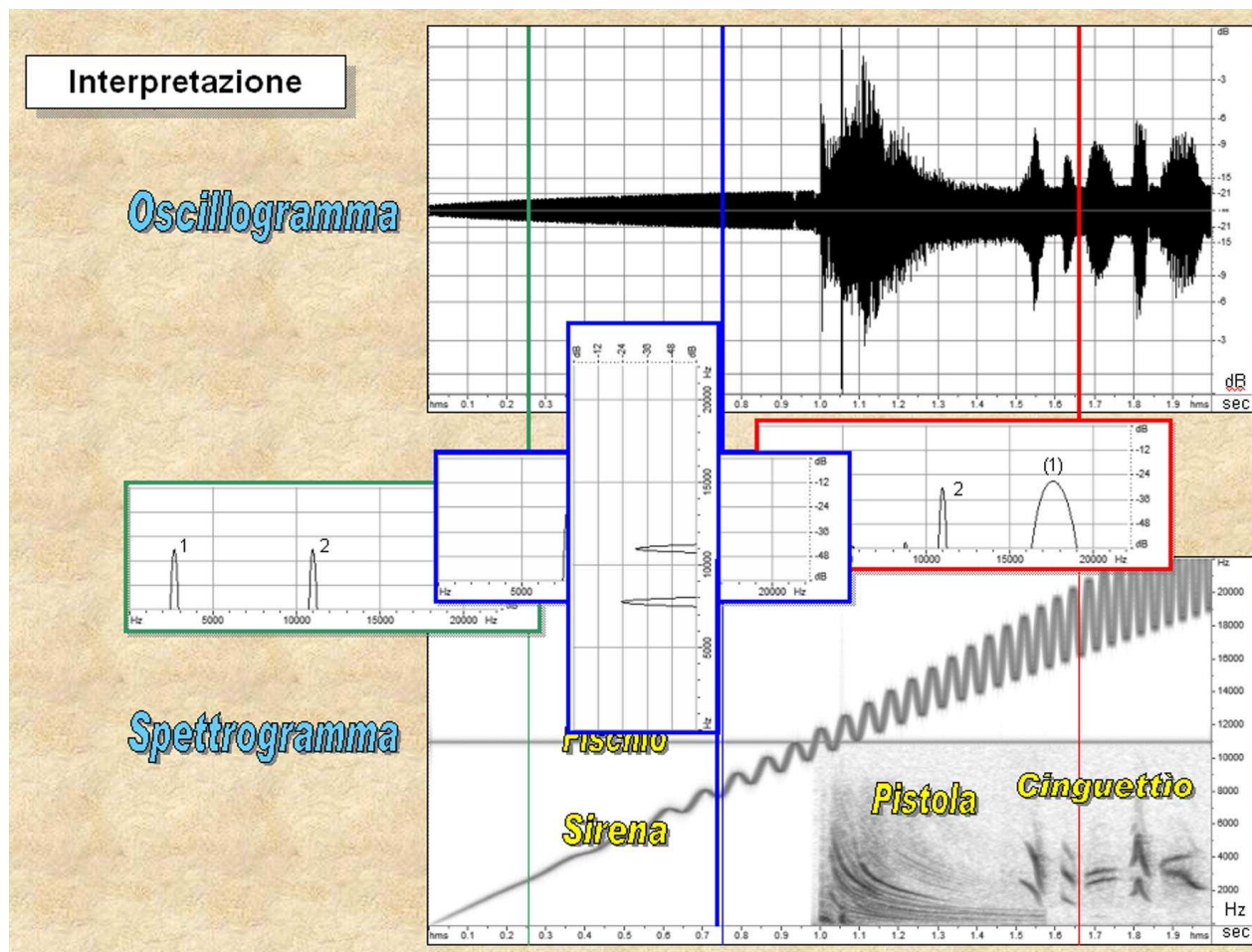


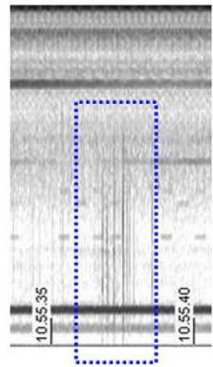
Fig. 35 – Riconoscimento dei segnali mediante comparazione tra oscillogramma e spettrogramma.

FONTE: A. NARDI

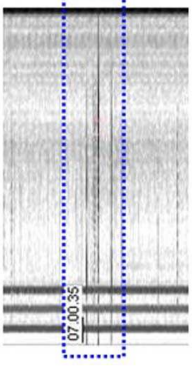
Nella figura n. 35 si può meglio comprendere l'utilità di analizzare il segnale anche da punto di vista del dominio delle frequenze (spettrogramma), potendo solo con tal metodo riconoscere lo sparo di una pistola, un cinguettio o una sirena.

Alla luce delle esperienze maturate nel corso degli anni dagli sperimentatori è stato possibile produrre un breve catalogo dei segnali rilevabili con questa tecnica. Sono molti, infatti, i segnali immediatamente riconoscibili, sia che questi siano di origine naturale che antropica.

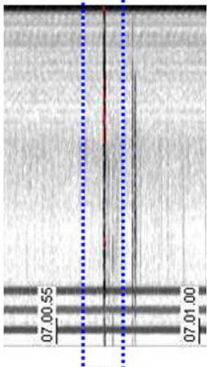
Spherics



fulmini lontanissimi
(fondo correlabile)



fulmine vicino
(spesso correlabile)



fulmine locale
(associabile a tuono)

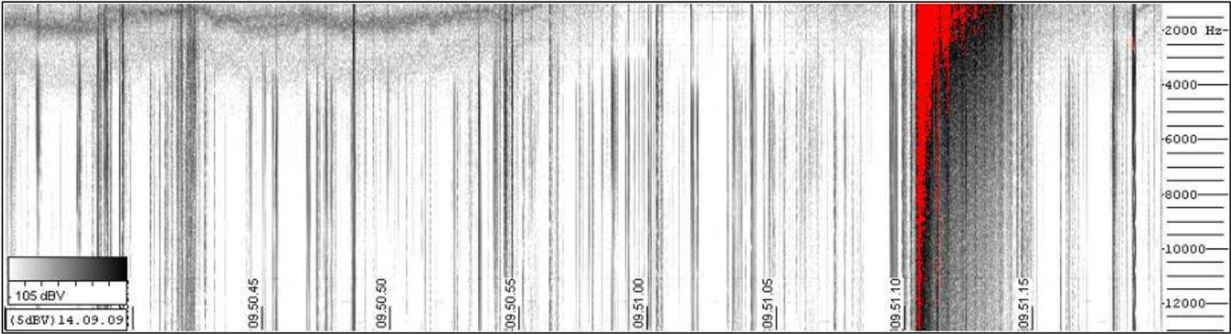
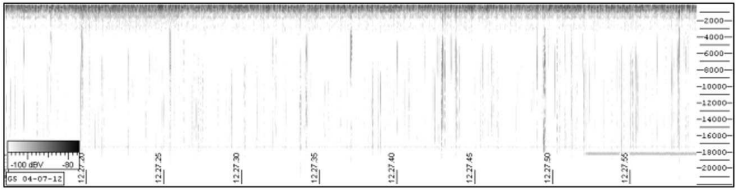


Fig. 36 – Riconoscimento di segnali già identificati.

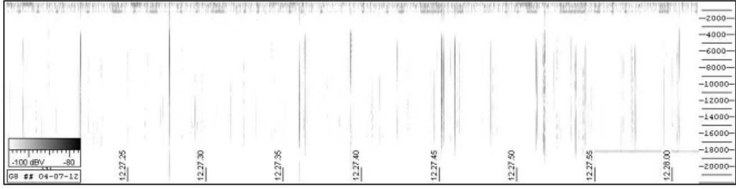
FONTE: A. NARDI

Nella figura n. 36, in alto, sono riportati alcuni esempi dei segnali che vengono chiamati *spherics* queste rilevazioni fanno riferimento alle frequenze elettromagnetiche prodotte dai fulmini.

Reggio Emilia



Modena



Massa Carrara

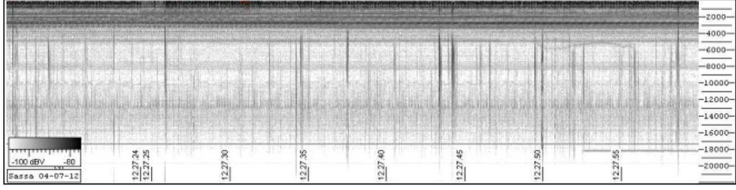


Fig. 37 – Verifica dei segnali rilevati – correlazione dei segnali generati dai fulmini rilevati da stazioni diverse.

FONTE: A. NARDI

In figura 33 la prova dell'esattezza dell'interpretazione dei segnali identificati come *spherics* dovuti ai fulmini. I segnali infatti sono stati rilevati, con differenze minimali, da più stazioni identiche.

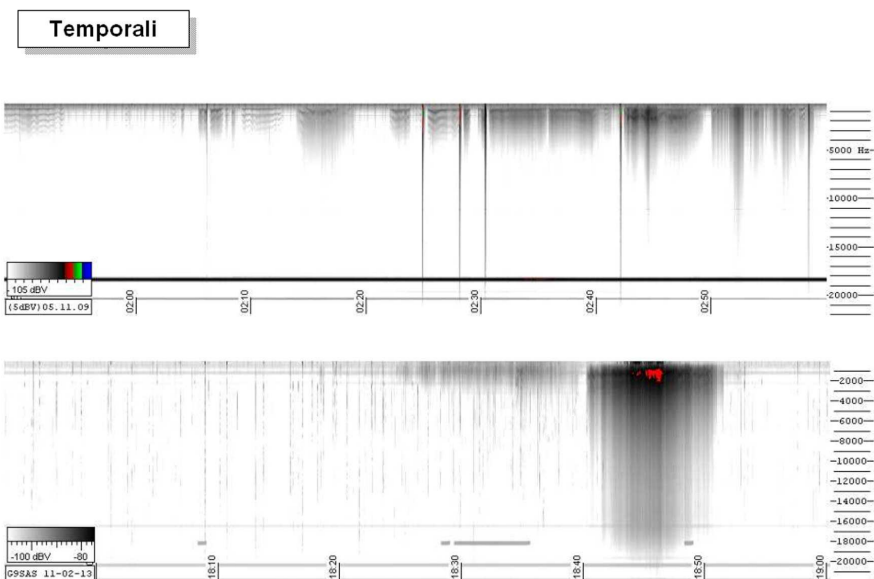


Fig. 38 – Identificazione di segnali dovuti a temporali.

FONTE: A. NARDI

Non solo i fulmini generano segnali identificabili, ma anche i temporali stessi. I fulmini, infatti, sono solo l'ultima parossistica manifestazione di tutti i fenomeni elettrici conseguenti le movimentazioni di masse d'aria, di particelle e di gocce d'acqua mantenute in sospensione dalle correnti atmosferiche presenti nei cumulonembi che sviluppano temporali.

Sia le particelle di materiali sospesi, sia le stesse gocce d'acqua, si caricano di energia elettrica a causa di fenomeni elettrostatici. Anche l'accelerazione di queste particelle dovute al vento producono il rilascio di onde elettromagnetiche che, durante i temporali, si evidenziano con i segnali indicati nella figura 35.

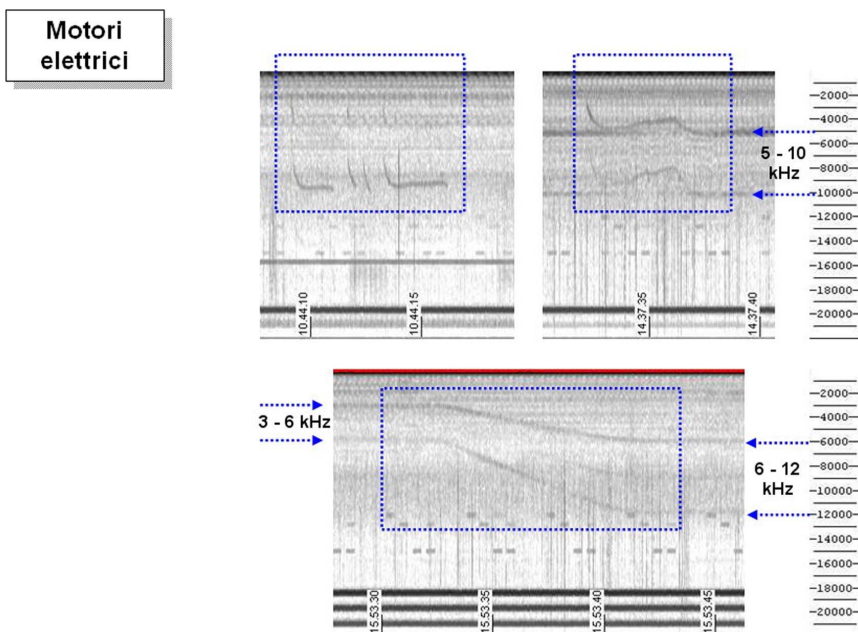


Fig. 39 – Identificazione di segnali dovuti a motori elettrici.

FONTE: A. NARDI

Altri segnali interessanti, ma generati da attività antropiche, sono facilmente riconoscibili sugli spettrogrammi.

La figura 39 riporta alcuni segnali elettromagnetici generati dall'avvio di motori elettrici posti nelle vicinanze della stazione.

Altri segnali di origine naturale quali *whistlers* e *tweaks*, termini non traducibili direttamente in italiano, sono quelli riprodotti nella fig. 40. Questi segnali, rilevati inizialmente dai primi radiotelegrafisti, corrispondono al movimento di cariche elettriche in atmosfera probabilmente sempre generati da temporali lontani. Tali segnali sono piuttosto rari negli spettrogrammi rilevati dalle stazioni di monitoraggio.

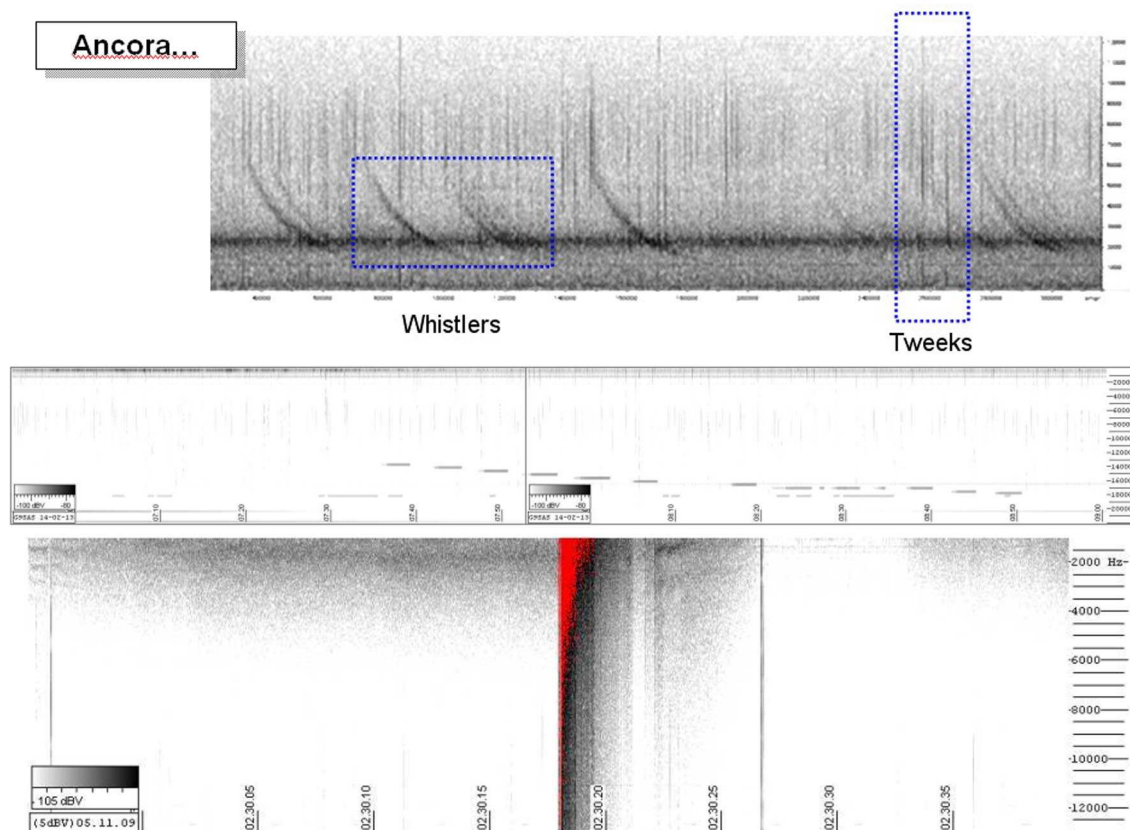


Fig. 40 – In alto identificazione di segnali detti whistlers o tweaks – In basso una stazione radio che sposta progressivamente la frequenza di trasmissione e un fulmine caduto vicinissimo all'antenna

FONTE: A. NARDI

Tornando per un attimo alle verifiche di laboratorio effettuate dal dott. Nardi, tese a verificare la capacità delle rocce di emettere segnali elettromagnetici, si evidenzia che l'indagine ha riguardato 42 campioni di roccia di 14 litologie diverse. Di questi campioni, che sono stati sottoposti a compressione progressiva con maglio, sono stati rilevati due distinte famiglie di segnali.

La prima, denominata nell'immagine della figura 36 con SIO, riguarda segnali rilevati nella prima fase di compressione. Tali segnali sono stati rilevati su 18 dei campioni. La seconda famiglia di segnali, denominati SID, di caratteristiche diverse dai primi, sono stati rilevati su 36 campioni.

Sui rimanenti campioni di roccia che non hanno emesso segnali, va detto che questi hanno evidenziato alcuni difetti strutturali che, molto probabilmente, hanno compromesso la prova. Va comunque precisato che ogni litologia ha emesso segnale elettromagnetico, anche se qualche singolo campione non lo ha fatto. Questo fatto indica che l'emissione di energia deriva dal processo di rottura e che non è vincolato dalla tipologia della roccia

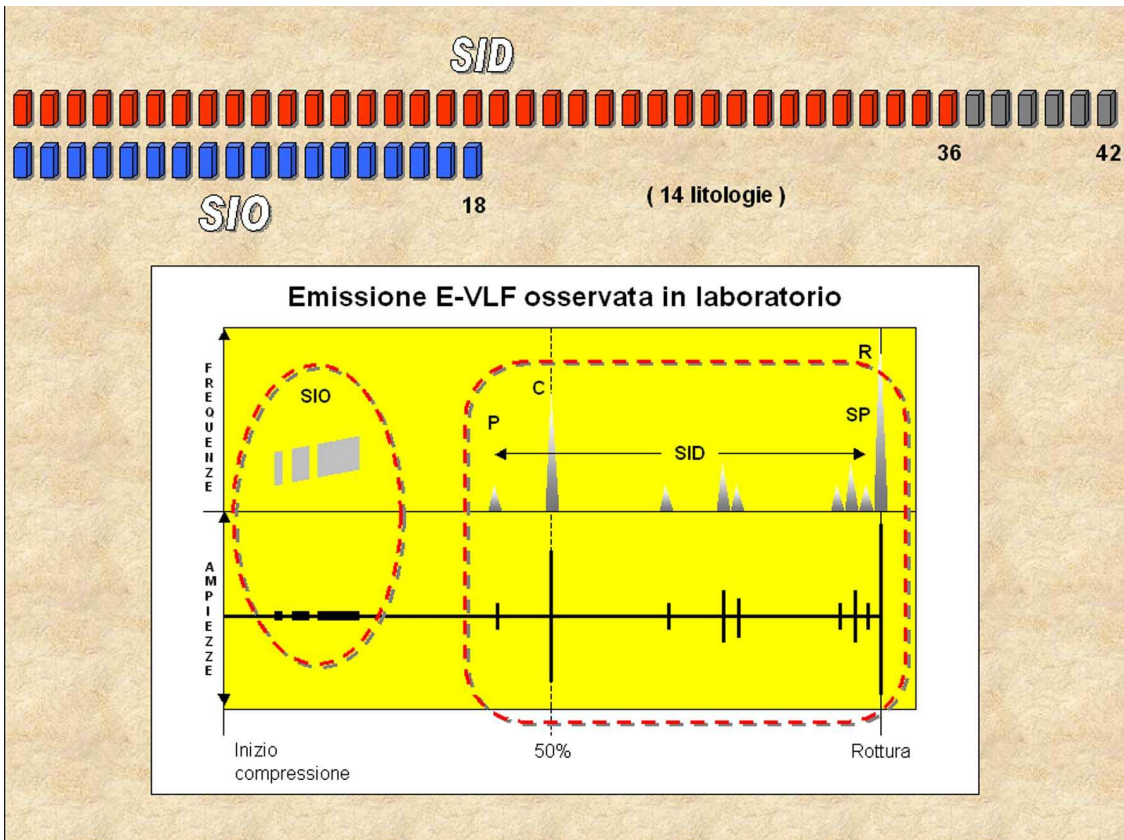


Fig. 41 – Verifica emissioni elettromagnetiche di campioni di roccia di diverse litologie.

FORTE: A. NARDI

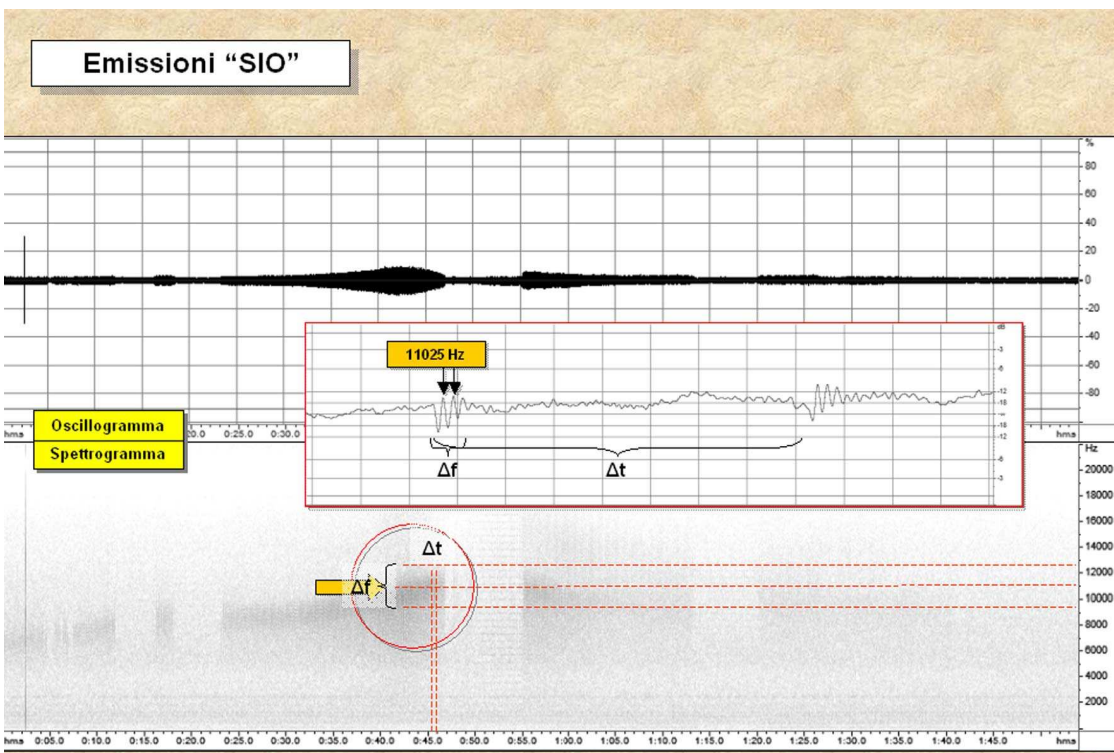


Fig. 42 – Analisi dei segnali rilevati in laboratorio su campioni di roccia.

FORTE: A. NARDI

Nella figura 42 è evidenziata la famiglia di segnali denominata SIO, rilevabili quindi nella seconda fase di compressione.

In alto si può notare l'oscillogramma (frequenza e ampiezza dei segnali che variano nel dominio del tempo), nella parte bassa della figura si può osservare il comportamento degli stessi segnali tramite lo spettrogramma (ampiezza dei segnali che variano sia nel dominio delle frequenze che in quello del tempo).

Si noti la presenza di oscillazioni tipiche nella frequenza di 11.025 Hz.

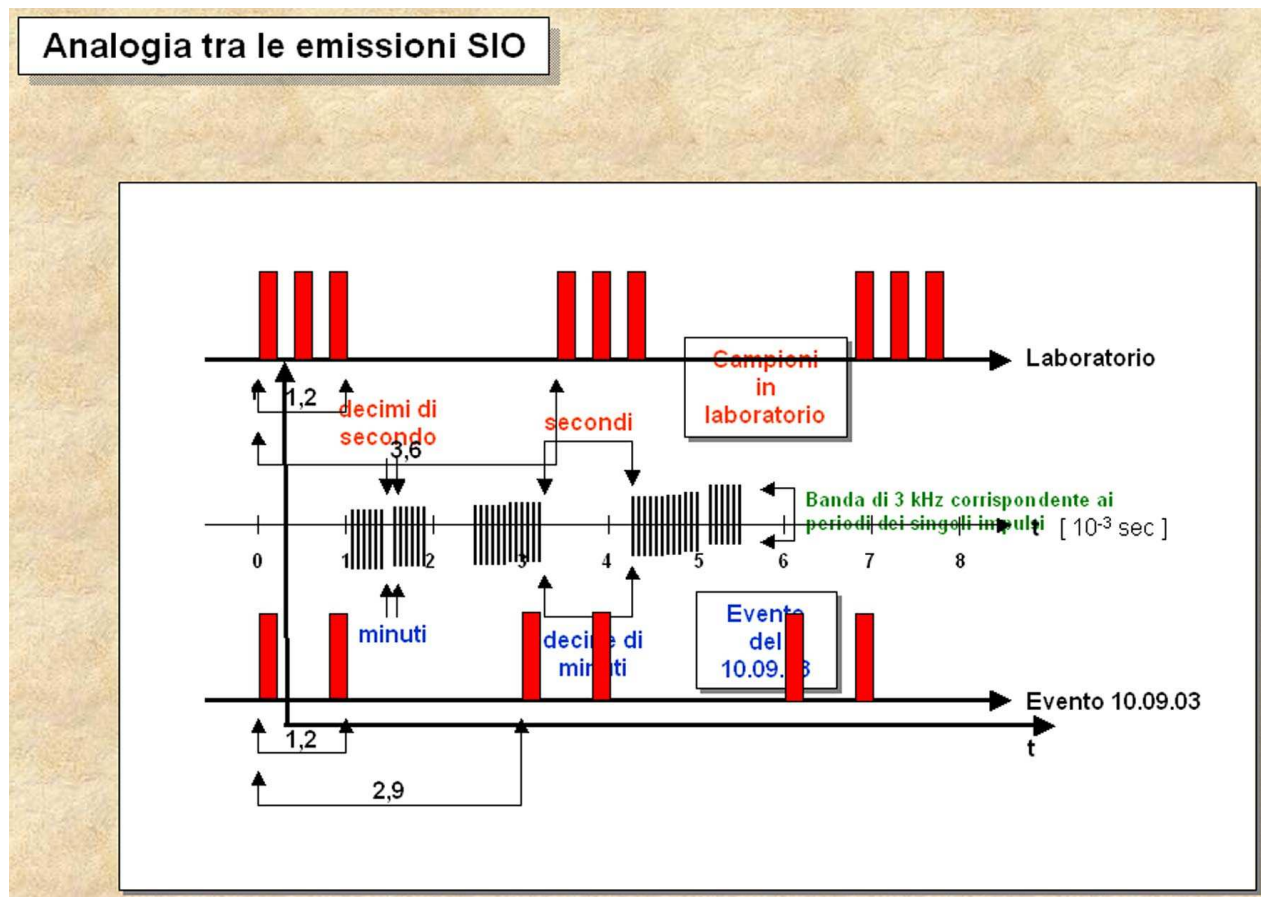


Fig. 43 – Analogie tra i segnali rilevati in laboratorio e un segnale corrispondente a un evento sismico.

FONTE: A. NARDI

La fig. 43 sintetizza le analogie riscontrate tra i segnali rilevati in laboratorio e quelli registrati da una delle stazioni sperimentali del dott. Nardi prima di un evento sismico che ha colpito l'Appennino Bolognese alle 23:43 (ora italiana) del giorno 14 Settembre 2003 localizzato a 30 km a Sud della città di Bologna (Latitudine: 44.22N longitudine: 11.36E) di magnitudo locale (MI o Richter) pari a 5.0, e magnitudo momento (Mw) pari a 5.3.

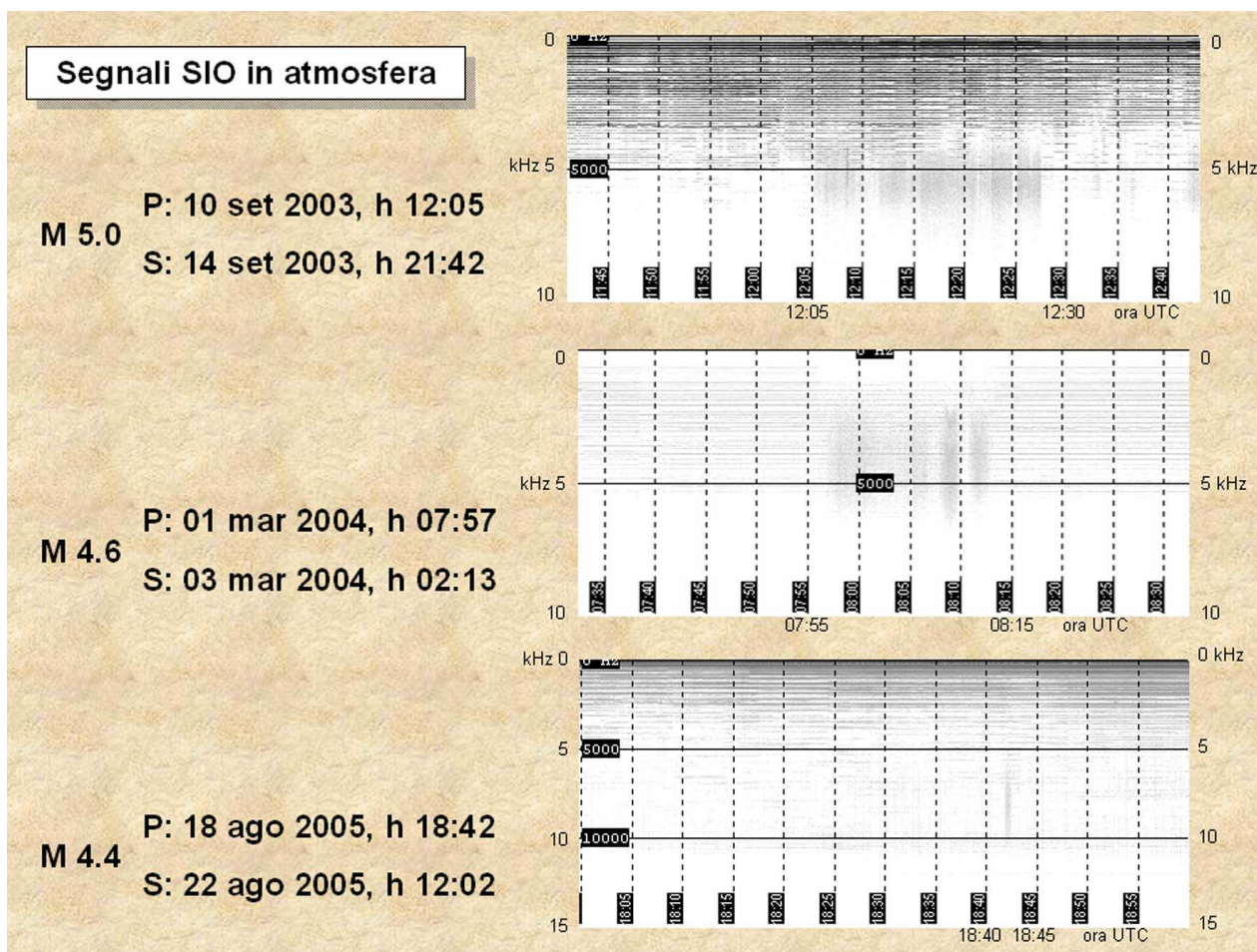


Fig. 44 – Segnali rilevati dalla rete del dott. A. Nardi, in corrispondenza di eventi sismici significativi..

FONTE: A. NARDI

STORICO SEGNALI RILEVATI DALLA RETE

Nel periodo tra il 2003 e il 2005, la rete sperimentale del dott. Nardi ha potuto rilevare alcuni segnali molto interessanti rilevati in corrispondenza di eventi sismici significativi.

A titolo esemplificativo si riporta la seguente tabella.

Epicentro evento sismico	Data	Mag	Stazione ricevente	Distanza Km	Anticipo Ore - Giorni
Appennino Emiliano	10-09-03	5.0	Cascia (PG)	200	106 – 4.4
Costa calabra occidentale	03-03-04	4.6	Frascati (RM)	270	62 – 2.6
Mare a largo di Anzio	22-08-05	4.4	Cascia (PG)	150	89 – 3.7

I dati sono relativi al monitoraggio delle stazioni automatiche nel periodo ago 03 – set 05. Sono stati rilevati soltanto 3 segnali compatibili con i modelli osservati in laboratorio, tutti di tipo “SIO” ed associabili ad un sisma di magnitudo ≥ 4.4 manifestatosi a distanza di pochi giorni.

La media degli anticipi è di 86 ore, equivalenti a 3,6 giorni.

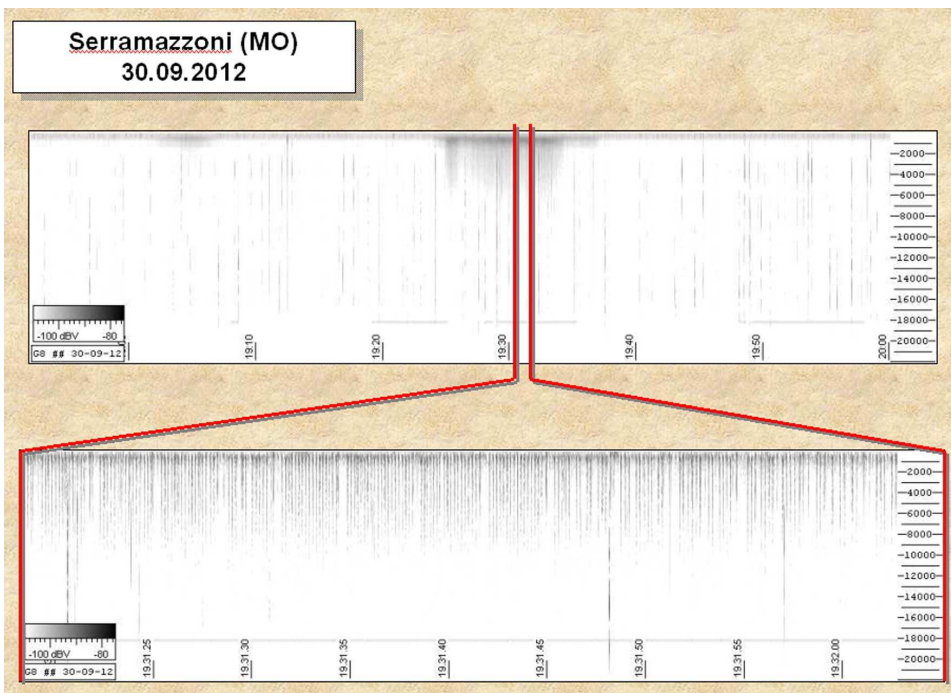


Fig. 45 – Segnali rilevati dalla rete del dott. A. Nardi, nella stazione di Serramazzone in provincia di Modena il 30.09.2012.

Fonte: A. NARDI

Durante lo sciami sismico che ha colpito l'Emilia, a seguito dell'installazione di nuove stazioni posizionate con la collaborazione di Sezioni ARI locali, è stato possibile rilevare altri segnali interessanti e simili a quelli rilevati in laboratorio.

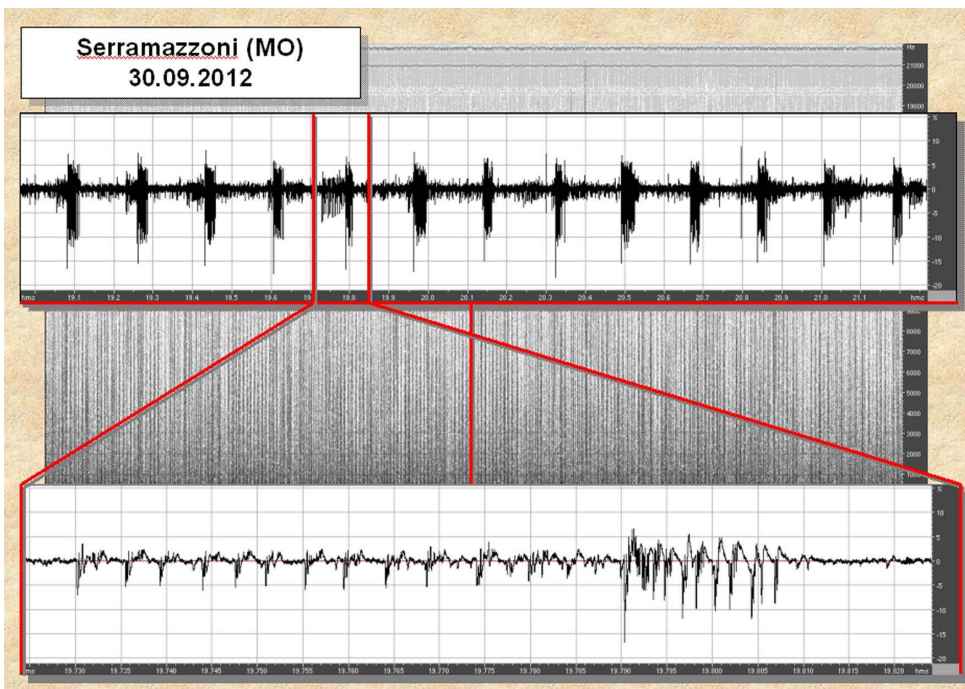


Fig. 46 – Dettaglio dei segnali rilevati dalla stazione di Serramazzone (MO), il 30.09.2012.

Fonte: A. NARDI

STAZIONI SDT CONFIGURATE CON IL METODO A. NARDI

Per concludere, si riporta in tabella la lista delle stazioni relative al progetto SDT che hanno aderito alla conformazione indicata dal dott. Nardi.

FIDENZA (PR)

Ente: Associazione Radioamatori Italiani – Sezione di Fidenza

Referente: Cristiano, IW4CLV

http://www.arifidenza.it/sito_sdt/index.php

CASALE MONFERRATO (AL)

Ente: Associazione Radioamatori Italiani – Sezione di Casale Monferrato

Referente: Gimmi, ik1wnq

LOANO (SV)

Referente: Franco, IW1PSC

<http://sdt-1.dyndns.org:8080/index.php>

Ente: Associazione Radioamatori Italiani – Sezione di Loano

LAVAGNO (VR)

Referente: Pierangelo, I3XNP

<http://sdtlavagno.no-ip.org/index.php>

POZZUOLI (NA)

Referente: Nicola, IK8SCR

Bibliografia

1. William S. D. Wilcock - Tidal triggering of microearthquakes on the Juan de Fuca Ridge - *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 28, NO. 20, PAGES 3999-4002, OCTOBER 15, 2001;
2. Paul A. Rydelek, I. Selwyn Saks and Roberto Scarpa – On tidal triggering of earth quakes at Campi Flegrei Italy – *Geophys. J. Int.* 109, 125-137;
3. Thomas Dautermann, Eric Calais, Jennifer Haase, and James Garrison³ - Investigation of ionospheric electron content variations before earthquakes in southern California, 2003–2004 - *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 112, B02106, doi:10.1029/2006JB004447, 2007
4. Edward L. Afraimovich¹ and Elvira I. Astafyeva, - TEC anomalies—Local TEC changes prior to earthquakes or TEC response to solar and geomagnetic activity changes? - *Earth Planets Space*, 60, 961–966, 2008
5. I. Charvátová - Can origin of the 2400-year cycle of solar activity be caused by solar inertial motion? - *Ann. Geophysicae* 18, 399±405 (2000) Ó EGS ± Springer-Verlag 2000
6. Valentino STRASER - RADIO WAVE ANOMALIES, ULF GEOMAGNETIC CHANGES AND VARIATIONS IN THE INTERPLANETARY MAGNETIC FIELD PRECEDING THE JAPANESE M9.0 EARTHQUAKE - *New Concepts in Global Tectonics Newsletter*, no. 59, June, 2011. www.ncgt.org
7. Masashi Hayakawa - Short-term earthquake prediction by means of electromagnetic effects - *New Concepts in Global Tectonics NEWSLETTER* No. 61, December, 2011;
8. A. S. Silina, E. V. Liperovskaya, V. A. Liperovsky, and C.-V. Meister - Ionospheric phenomena before strong earthquakes - *Natural Hazards and Earth System Sciences* (2001) 1: 113–118 c European Geophysical Society 2001
9. S. Odintsov, K. Boyarchuk, K. Georgieva, B. Kirov, D. Atanasov - Long-period trends in global seismic and geomagnetic activity 3 and their relation to solar activity - *Physics and Chemistry of the Earth xxx* (2006) xxx–xxx
10. Hiroshi Tsuruoka, Masakazu Ohtake, and Haruo Sato – Statistical test of the tidal triggering of earthquakes: contribution of ocean tide loading effects – *Geoph. J. Int.* (1995) 122, 183-194;
11. Masashi Hayakawa, Katsumi Hattori and Kenji Ohta - Monitoring of ULF (ultra-low-frequency) Geomagnetic Variations Associated with Earthquakes - *Sensors* 2007, 7, 1108-1122;
12. Ilya G. Usoskin - A History of Solar Activity over Millennia - arXiv:0810.3972v1 [astro-ph] 22 Oct 2008;
13. Sachiko Tanaka, Masakazu Ohtake, and Haruo Sato - Tidal triggering of earthquakes in Japan related to the regional tectonic stress - *Earth Planets Space*, 56, 511–515, 2004;
14. Valentino STRASER - VARIATIONS IN GRAVITATIONAL FIELD, TIDAL FORCE, ELECTROMAGNETIC WAVES AND EARTHQUAKES - *New Concepts in Global Tectonics Newsletter*, no. 57, December, 2010
15. M. Yoshida, T. Yamauchi, T. Horie, and M. Hayakawa - On the generation mechanism of terminator times in subionospheric VLF/LF propagation and its possible application to seismogenic effects - *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 8, 129–134, 2008
16. Rodolfo Manno - ONDE RADIO NELLA BANDA LF E PRECURSORI SISMICI
17. A. Nardi, M. Caputo; Monitoring the mechanical stress of rocks through the electromagnetic emission produced by fracturing. Elsevier, *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences*, 46 (2009) 940-945.

Conclusioni

Lo studio dei segnali elettromagnetici, nonché degli altri indici e parametri che possono indicare una condizione favorevole al prossimo rilascio di energia sismica, può non essere appannaggio solo di enti qualificati, anzi, i tagli alle spese abbattutisi sulla ricerca producono la necessità di analizzare dati provenienti da tutte le fonti disponibili, comprese e soprattutto quelle amatoriali, purché queste siano condotte sulla base di progetti che abbiano solida valenza, siano facilmente riproducibili e siano svolti con rigore scientifico.

Questo si ritiene possa essere il messaggio conclusivo emerso dal meeting FESN – IESN del 25 aprile 2014. La possibilità di collaborare, avvalendosi dell'esperienza di operatori e tecnici facenti parte degli enti di ricerca ufficiali, può avvantaggiare la ricerca amatoriale e, soprattutto, permettere una verifica puntuale dei dati rilevati. Non solo, possono anche essere discussi aspetti scientifici particolarmente interessanti che possono divenire patrimonio importante degli operatori amatoriali, i quali avranno sempre di più il compito di rendere pubbliche le conoscenze acquisite con il perseguimento dell'attività svolta, anche al fine di diffondere quel concetto di *autoprotezione civile* che sarà probabilmente il principale obiettivo da raggiungere nel prossimo futuro.

Riccardo Rossi

Indice

Presentazione	Pag.	3
Un ricordo di Giovanni Rotta	“	5
FESN – Friuli Experimental Seismic Network	“	9
Meeting Fesn – Iesn ed eventi correlati	“	15
Italian Experimental Seismic Network	“	23
Chi siamo	“	23
La rete I.E.S.N.	“	23
Una nostra stazione: Sellano (PG)	“	24
Un'altra nostra stazione: Maratea (PZ)	“	24
I nostri sistemi di monitoraggio	“	24
Il sistema I.E.S.N.	“	25
Il software di analisi	“	26
Le iniziative	“	27
I grandi eventi sismici – Molise 2002	“	27
Molise 2002 – La nostra stazione di Macchia Valfortore	“	28
Molise 2002 – Gli eventi	“	28
I grandi eventi sismici – L'Aquila 2009	“	28
La Rete Sismometrica del Friuli	“	31
Abstract	“	31
Introduzione	“	31
La rete sismometrica del Friuli	“	32
Allarme sismico localizzazione dei terremoti	“	32
Sismicità regionale	“	33
Metodo di ricerca di precursori sismici dell'Osservatorio Sismico Apuano	“	35
Dalla ricerca amatoriale all'industria	“	42
Precursori Sismici Elettromagnetici (LTPA Observer Project)	“	43
Abstract	“	43
Introduzione	“	43
L'origine delle emissioni radio pre-sismiche	“	44
Metodologia di monitoraggio del campo geomagnetico	“	45
Caratteristiche dei Seismic Geomagnetic Precursors or SGP	“	46
Conclusioni	“	47
Bibliografia	“	49
La Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale	“	51
Introduzione	“	51
La scelta del tipo di monitoraggio	“	52
La Rete Elettromagnetica dell'Italia Centrale	“	55

I segnali registrati con le perturbazioni meteorologiche	Pag.	56
I segnali nella banda ELF registrati con i terremoti	“	57
I segnali nella banda VLF registrati con i terremoti	“	59
Conclusioni	“	60
Bibliografia	“	61
IL GAS RADON COME PRECURSORE	“	63
Riassunto	“	63
Introduzione	“	63
I fenomeni precursori	“	63
Il Radon	“	63
Modalità di misura	“	69
Previsioni	“	69
Conclusioni	“	75
Bibliografia	“	76
ANDAMENTO DEL RILASCIO DI ENERGIA SISMICA IN REGIONE FRIULI VENEZIA GIULIA DAL 1977 AL 2012	“	77
Bibliografia		88
PROGETTO SDT – MONITORAGGIO DELLA BANDA DELLO SPETTRO ELETTROMAGNETICO COMPRESA TRA 0 E 22 KHZ E DELLE CORRENTI SUPERFICIALI DEL SUOLO – PARTE 1	“	89
Il progetto SDT in sintesi	“	89
Configurazione del Progetto	“	90
L'approccio iniziale	“	90
La revisione del Progetto	“	91
Evoluzione del Progetto SDT – Antenne e ricevitore ULF	“	96
Un esempio di costruzione di antenna ad altissima induttanza	“	99
Progetto SDT – Parte Terza – Correnti superficiali	“	104
PROGETTO SDT – MONITORAGGIO DELLA BANDA DELLO SPETTRO ELETTROMAGNETICO COMPRESA TRA 0 E 22 KHZ E DELLE CORRENTI SUPERFICIALI DEL SUOLO – PARTE 2	“	105
Il metodo proposto da Adriano Nardi (INGV)	“	105
Principali parametri impostati	“	110
Interpretazione dei dati rilevati	“	112
Storico segnali rilevati dalla rete	“	118
Stazioni SDT configurate con il metodo A. Nardi	“	120
Bibliografia	“	121
Conclusioni	“	122