

2002

**Sull'interpretazione di
alcuni eventi sismici
particolari registrati dalla
Rete Sismica Nazionale
Centralizzata**

Mario Pirro e Alessandro MArchetti

n.5

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Via di Vigna Murata 605 - 00143 Roma

tel 06518601 • fax 065041181

www.ingv.it



Centro Nazionale Terremoti (INGV)

**Sull'interpretazione di alcuni eventi sismici particolari
registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata**

Mario Pirro e Alessandro Marchetti

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia
Via di Vigna Murata, 605
00143 Roma Italy

Agosto 2002

INDICE

Riassunto	1
Abstract	1
Introduzione	1
La Rete Sismica Nazionale Centralizzata	2
Terremoti locali “contemporanei”	5
<i>Esempio 1</i>	5
<i>Esempio 2</i>	6
<i>Esempio 3</i>	7
<i>Esempio 4</i>	9
<i>Esempio 5</i>	13
<i>Esempio 6</i>	14
<i>Esempio 7</i>	15
Sovrapposizione di eventi locali e distanti	16
<i>Esempio 1</i>	16
<i>Esempio 2</i>	17
<i>Esempio 3</i>	19
Eventi sismici causati da fenomeni artificiali	20
Eventi sismici causati da esplosioni artificiali	20
Eventi generati da esplosioni nucleari	24
Eventi sismici riferiti ad alcune particolari aree sismogenetiche italiane	28
La sismicità nell’area del ‘Corpo d’Ivrea’	28
La sismicità del Val Marecchia	30
La sismicità profonda presente nel territorio nazionale	31
La sismicità profonda dell’Appennino settentrionale	32
La sismicità profonda dell’arco Calabro	34
La sismicità delle aree vulcaniche di genesi quaternaria	38
<i>Esempio 1</i>	38
<i>Esempio 2</i>	39
<i>Esempio 3</i>	41
<i>Esempio 4</i>	42
Eventi sismici naturali la cui ‘sorgente’ è superficiale	43
L’onda T	46
Conclusioni	48
Ringraziamenti	48
Bibliografia	48

1. Riassunto

Il presente lavoro costituisce un contributo nel campo dell'interpretazione e del riconoscimento delle forme d'onda generate durante un evento sismico sia di origine naturale sia artificiale. In esso vengono descritti una serie di fenomeni particolari studiati nel corso degli anni da parte del gruppo di analisti che si occupa dell'interpretazione dei dati sismici registrati dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata (RSNC) dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV).

Vengono, inoltre, presentati alcuni eventi "contemporanei" locali nonché alcuni casi di eventi locali "contemporanei" ad eventi regionali o teleseismici. Successivamente sono illustrati alcuni esempi di eventi sismici "caratteristici" sia di origine naturale (terremoti profondi, eruzioni vulcaniche, terremoti di origine vulcanica e frane) sia di origine artificiale (esplosioni). La presente pubblicazione, oltre ad avere un carattere divulgativo riguardante le esperienze maturate negli ultimi anni dal gruppo di lavoro, ha anche lo scopo di mettere in evidenza alcune peculiarità della sismicità presente nel territorio italiano.

2. Abstract

The aim of this paper is to contribute to the recognition and the interpretation of all the waveforms that can be originated by natural or artificial seismic events. We describe a number of features that have been studied by the working group in charge of the interpretation of the seismic data of the INGV permanent seismic network (RSNC).

We present cases of local earthquakes occurred at the same time of other local or regional or teleseismic events. We also show examples of typical waveforms of natural events such as deep earthquakes, volcanic eruptions, landslides, or artificial like explosions.

Besides its divulgative approach, the goal of this work is to evidence some peculiarities of the seismicity over the Italian territory.

3. Introduzione

L'interpretazione dei segnali sismici registrati dalle stazioni della Rete Sismica Nazionale Centralizzata e la conseguente redazione di un bollettino sismico sono stati da sempre uno dei compiti principali dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Nel corso degli anni, con il conseguente evolversi della tecnologia, la qualità dei segnali di tipo digitale, rispetto ai dati analogici (registrazioni su carta termosensibile) è notevolmente migliorata e con essa anche la successiva interpretazione dei sismogrammi. Le Figure 1a e 1b mostrano due esempi di sismogrammi storici avvenuti nel corso del XX secolo. La strumentazione usata per ottenere questo tipo di registrazioni non consentiva letture particolarmente accurate delle fasi sismiche caratteristiche di un sismogramma tipo. Un notevole passo in avanti si è avuto con l'utilizzo dei primi software dedicati all'analisi delle forme d'onda. All'INGV l'utilizzo di questi programmi è iniziato nei primi anni '80 per andare poi a pieno regime dal 1986.

L'aumento delle stazioni sismiche appartenenti alla RSNC nel corso degli anni (Fig. 2) ha determinato un considerevole incremento dei dati da interpretare e contemporaneamente si è abbassata di molto la soglia minima delle magnitudo registrabili. Nel prossimo futuro, grazie all'utilizzo di tecnologie digitali e all'incremento del numero di stazioni sismiche in aree ancora prive al fine di ottenere una copertura più capillare, il monitoraggio sismico del territorio nazionale e del bacino del Mediterraneo sarà sempre migliore.

In conseguenza di ciò è aumentata la possibilità di registrare fenomeni particolari come eventi sismici simultanei di origine naturale o artificiale.

4. La Rete Sismica Nazionale Centralizzata

Tra gli scopi principali di carattere istituzionale dell'INGV vi è quello di effettuare un servizio di monitoraggio e sorveglianza degli eventi sismici che ricadono all'interno del territorio nazionale. L'obiettivo prioritario che tale servizio deve assolvere nei confronti degli organi di Protezione Civile, nel più breve tempo possibile, è quello di fornire una serie di informazioni riguardanti la localizzazione (coordinate epicentrali) e l'entità del terremoto (magnitudo e intensità). In questo modo le autorità preposte al soccorso della popolazione, colpita dall'evento sismico, sono in grado di intervenire rapidamente.

Lo strumento utilizzato per questo monitoraggio è la RSNC (Fig. 3) che è costituita da una serie di sensori installati in tutta Italia (attualmente circa 100) che registrano in continua i movimenti del suolo e li inviano tramite delle linee telefoniche dedicate all'INGV a Roma. Qui i segnali vengono digitalizzati e memorizzati, sia in forma analogica (sismogrammi su carta termosensibile) che digitale, e sono pronti per essere analizzati.

Attualmente i sensori utilizzati sono degli strumenti a corto periodo S13 Teledyne Geotech.

Nello sviluppo futuro della RSNC è prevista la conversione in digitale dei segnali acquisiti direttamente alla stazione e poi la trasmissione alla sede centrale con nuovi standard che consentiranno una qualità migliore dei dati registrati oltre che una maggiore efficienza nella gestione dei guasti delle stazioni sismiche.

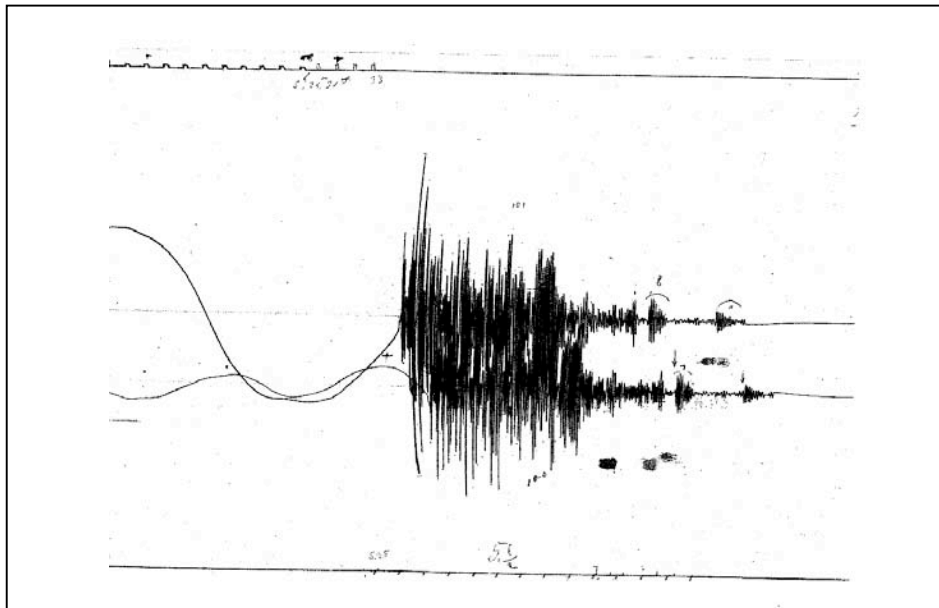


Fig. 1a. Sismogramma del terremoto di Messina del 28 Dicembre 1908, magnitudo 7.1, registrato all'Osservatorio di Rocca di Papa (Roma), dal sismometrografo Agamennone a doppia velocità.

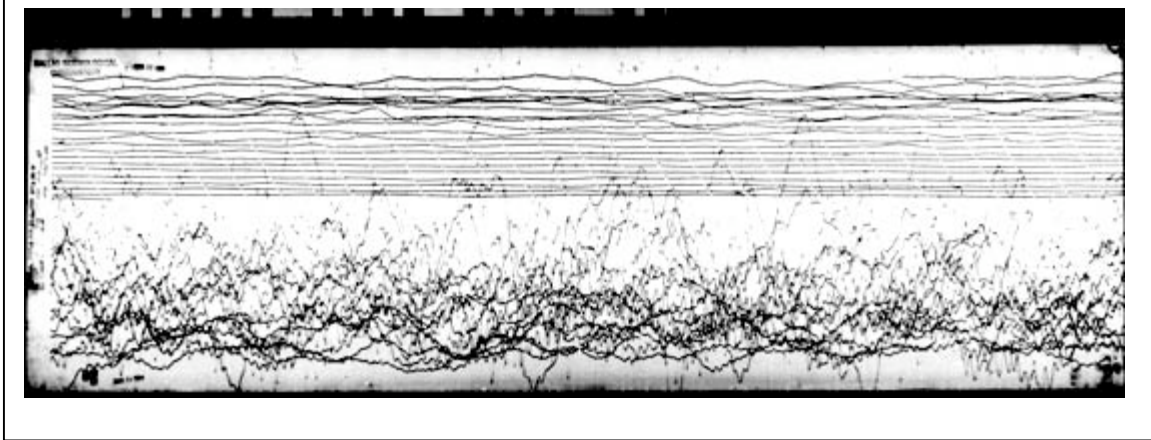


Fig. 1b. Sismogramma a lungo periodo del terremoto dell'Alaska del 27 Marzo 1964, magnitudo 9.2 (fonte USGS).

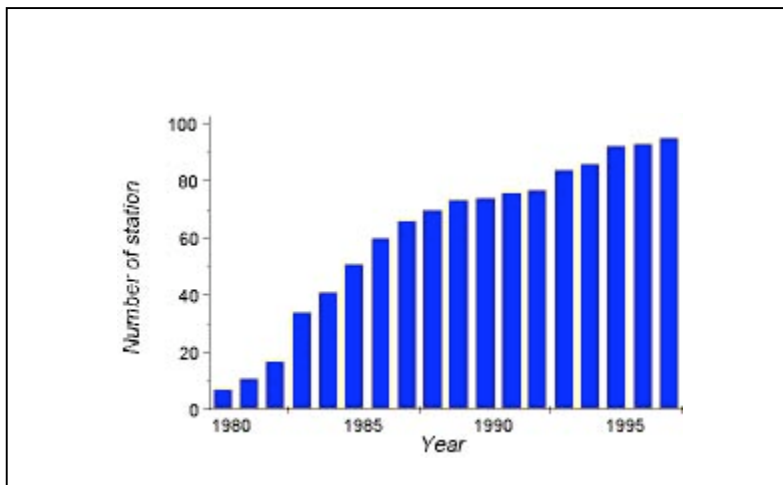


Fig. 2. Numero di stazioni sismiche della RSNC nel tempo.



Fig. 3. La Rete Sismica Nazionale Centralizzata.

5. Terremoti locali “contemporanei”

Il verificarsi di un terremoto, all’esame di persone non addette ai lavori, può sembrare un evento abbastanza occasionale o quanto meno non molto frequente. Al contrario, attraverso il monitoraggio sismico delle aree sismogenetiche, sappiamo bene che questi fenomeni naturali si manifestano con una frequenza molto più alta rispetto a quello che può sembrare all’opinione pubblica (Tab. 1).

Proprio per questo motivo il verificarsi di terremoti temporalmente molto ravvicinati non è un evento così raro. Se poi la vicinanza oltre che essere temporale, è anche spaziale, allora le problematiche per la lettura delle fasi dell’evento sismico e per una sua eventuale localizzazione aumentano.

Qui di seguito vengono riportati alcuni esempi di terremoti locali avvenuti nel territorio italiano negli ultimi anni. Si ricorda che un evento sismico si definisce *locale* quando la sua distanza epicentrale rispetto alla stazione che lo registra ricade in un raggio di circa 200 km mentre le localizzazioni ipocentrali, utilizzate nel presente studio, sono tratte dal Bollettino INGV (ING, 1989-2001).

Frequency of Occurrence of Earthquakes Based on Observations since 1900

Descriptor	Magnitude	Annual average
Great	8 and higher	1
Major	7 - 7.9	18
Strong	6 - 6.9	120
Moderate	5 - 5.9	800
Light	4 - 4.9	6,200 (estimated)
Minor	3 - 3.9	49,000 (estimated)
Very Minor	< 3.0	Magnitude 2 - 3: about 1,000 per day Magnitude 1 - 2: about 8,000 per day

Tab. 1. Frequenza di eventi sismici nel mondo dal 1900 (fonte NEIC).

Esempio n° 1

In questo caso avvenuto il 7 Maggio 2000 alle ore 16:22 (GMT), vengono presentati due piccoli eventi strumentali di magnitudo rispettivamente $M_d = 2.1$ localizzato nella Costa Calabra, e $M_d = 2.4$ localizzato nei Monti Reatini. Di seguito vengono riportate le due localizzazioni:

Evento del 7 5 2000

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 38.674 Lon 15.777 Dep 10.000 To 162230.6 Gap Rms Q1Q2
  3  6  6  21 17 +/-  3.18 +/-  4.29 +/- Fixed +/-  0.69 247 0.4 C D
      >> COSTA CALABRA OCC. <<
Sta  Phase1 W  Arrivall Res Phase2 W  Arrival2 Res Del Azm Md Ml
GRI  EZ PG  2.0 16 22 4140 0.00 EZ SG  0.6 16 22 4966 0.36 58 73 22 17
SOI  EZ PG  0.6 16 22 4258 -0.98 EZ SG  0.8 16 22 5292 -0.11 71 160 21
MO9  EZ PG  1.8 16 22 4447 0.24 EZ SG  0.1 16 22 5534 1.14 75 185
.....

```

Evento del 7 5 2000

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 42.394 Lon 12.913 Dep 10.000 To 162237.5 Gap Rms Q1Q2
  4  8  8  24 +/-  1.49 +/-  1.54 +/- Fixed +/-  0.22 131 0.3 B B
      >> MONTI REATINI <<
Sta  Phase1 W  Arrivall Res Phase2 W  Arrival2 Res Del Azm Md Ml
MNS  IZ PG  3.0 16 22 4204 0.27 EZ SG  0.2 16 22 4422 -0.69 19 266 25
NRCA EZ PG  1.9 16 22 4717 -0.01 EZ SG  0.7 16 22 5430 0.02 51 18 24 10
PQ9  EZ PG  0.9 16 22 4772 -0.49 EZ SG  0.1 16 22 5690 0.85 57 135
ASS  EZ PG  1.1 16 22 5115 -0.32 EZ SG  0.2 16 23 0229 0.58 77 343 24
.....

```

osservando il tempo origine (T_0), i due terremoti, a meno dell'errore, avvengono a circa 7 secondi uno dall'altro. In questa situazione si riesce abbastanza bene a distinguere che si tratta di due eventi distinti in quanto le zone ipocentrali sono molto lontane tra loro e la bassa energia rilasciata da entrambi si attenua senza interferenze reciproche.

Esempio n° 2

In questo secondo caso, vengono presentati due eventi sismici di modesta magnitudo avvenuti il 4 Dicembre 1989 alle ore 10:03 (GMT) verificatisi il primo nella provincia di Ascoli e nei Colli Albani il secondo. Le magnitudo degli eventi sono rispettivamente $M_d = 2.8$ e $M_d = 2.4$.

In questa situazione si può proprio dire che i due eventi avvengono "contemporaneamente", infatti se si osservano i tempi origine delle localizzazioni, essi sono differenti solo di un paio di secondi (sempre tenendo presente l'errore associato al calcolo ipocentrale).

Evento del 4 12 1989

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 42.965 Lon 13.630 Dep 5.000 To 100334.3 Gap Rms Q1Q2
  6 10 10 28 +/-  0.83 +/-  1.39 +/- Fixed +/-  0.23 196 0.2 C C
      >> ZONA ASCOLANA <<
Sta  Phase1 W  Arrivall Res Phase2 W  Arrival2 Res Del Azm Md Ml
ALP  IZ PG  2.7 10 03 3881 0.20 IZ SG  0.9 10 03 4164 -0.16 21 194 29
RM8  EZ PG  1.5 10 03 4129 0.10 IZ SG  0.6 10 03 4660 0.34 34 268
CMR  EZ PG  1.1 10 03 4343 -0.29 IZ SG  0.7 10 03 5089 0.25 47 302
AMC  EZ PG  1.0 10 03 4648 -0.26 IZ SG  0.0 10 03 5678 0.91 64 357
ARV  EZ PG  0.5 10 03 4900 -0.46 81 317
ASS  EZ PG  0.9 10 03 4900 -0.29 80 278 28
.....

```

Evento del 4 12 1989

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 41.925 Lon 12.727 Dep 10.000 To 100335.6 Gap Rms Q1Q2
  5  8  8  24 21 +/- 2.09 +/- 2.91 +/- Fixed +/- 0.34 166 0.5 C C
      >> COLLI ALBANI <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
RMP IZ PG 2.3 10 03 3846 -0.34 EZ SG 0.5 10 03 4150 0.32 12 189 25
RDP IZ PG 2.1 10 03 3930 -0.45 EZ SG 0.1 10 03 4400 1.19 18 182 24
CP9 IZ PG 0.9 10 03 4060 0.93 18 117 23
MNS EZ PG 1.0 10 03 4554 0.33 51 355 24 24
SDI IZ PG 0.9 10 03 5149 -0.66 EZ SG 0.2 10 04 0370 -0.59 92 104 26 19
.....

```

Vi sono poi situazioni in cui alla distanza temporale ravvicinata si aggiunge quella spaziale tra gli eventi e in questi casi le difficoltà aumentano. Qui di seguito vengono riportati due esempi che ben rappresentano questa situazione.

Esempio n° 3

I terremoti locali, avvenuti il 26 Ottobre 2000 alle ore 20:27 (GMT), di magnitudo Md 2.4 il primo e Md 2.8 il secondo, localizzati rispettivamente nel Frignano (Appennino emiliano) e nell'Appennino Umbro-Marchigiano rappresentano un esempio piuttosto evidente della problematica pocanzi accennata. Come si può osservare dalla prima localizzazione, sotto riportata, la "contemporaneità" dei due eventi ha determinato, nel programma di associazione automatica delle fasi, una situazione in cui non sono stati distinti i singoli eventi, determinando una localizzazione errata.

Evento del 26 10 2000

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 44.190 Lon 10.215 Dep 1.523 To 202713.0 Gap Rms Q1Q2
 16 26 13 28 25 +/- 11.29 +/- 10.86 +/- 8.34 +/- 2.67 313 2.5 D D
      >> ZONA LA SPEZIA <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
GU9 IZ PG 0.0 20 27 1431 -5.57 EZ SG 0.0 20 27 1705 -7.91 34 59 24 12
BDI IZ PG 4.0 20 27 1826 -1.42 EZ SG 0.8 20 27 2507 0.46 33 115 24
ZC9 EZ PG 0.0 20 27 1931 -6.23 EZ SG 0.0 20 27 2636 -8.41 63 73 25 11
PII EZ PG 2.0 20 27 2426 -0.23 EZ SG 0.8 20 27 3572 2.79 57 154 18
NRCA IZ PN 0.0 20 27 4828 -6.38 EZ SN 0.0 20 27 5115 -34.03 277 122 29 34
ASS EZ PN 1.9 20 27 5196 2.90 EZ SN 0.0 20 27 5893 -16.56 232 121 29
ARV IZ PN 3.5 20 27 5368 4.73 EZ SN 0.0 20 28 0265 -12.66 231 108 30 29
MNS IZ PN 3.3 20 27 5719 1.92 EZ SN 0.0 20 28 0875 -17.48 282 134 30 31
FB9 IZ PN 0.0 20 27 5792 11.37 EZ SN 0.8 20 28 0991 -1.25 212 104 30 31
CRE IZ PN 0.0 20 28 0496 25.77 EZ SN 0.0 20 28 2123 22.82 152 114 29 18
VVLD EZ PN 1.4 20 28 0584 -1.20 378 132 29 31
SDI IZ PN 2.6 20 28 0792 -2.03 401 132 31 29
SFI EZ PN 0.0 20 28 0894 32.03 134 103 27
CRVI EZ PN 1.2 20 28 0968 -3.87 430 128 31 28
RVI2 IZ PN 2.6 20 28 1128 -1.06 421 131 32 28
CPI2 EZ PN 1.2 20 28 1331 -1.59 442 129 31
.....

```

Il problema principale da affrontare, in questa particolare situazione, è quello di riuscire a “*separare*” i due gruppi di dati relativi ai due terremoti. Ovviamente bisogna prioritariamente riuscire a capire che si tratta di due eventi distinti. Qualche dubbio ci potrebbe venire dall’osservazione delle forme d’onda dei due terremoti (Fig. 4), infatti se si osserva la differenza dei tempi S-P¹ delle registrazioni, possiamo determinare facilmente la distanza delle stazioni dall’epicentro.

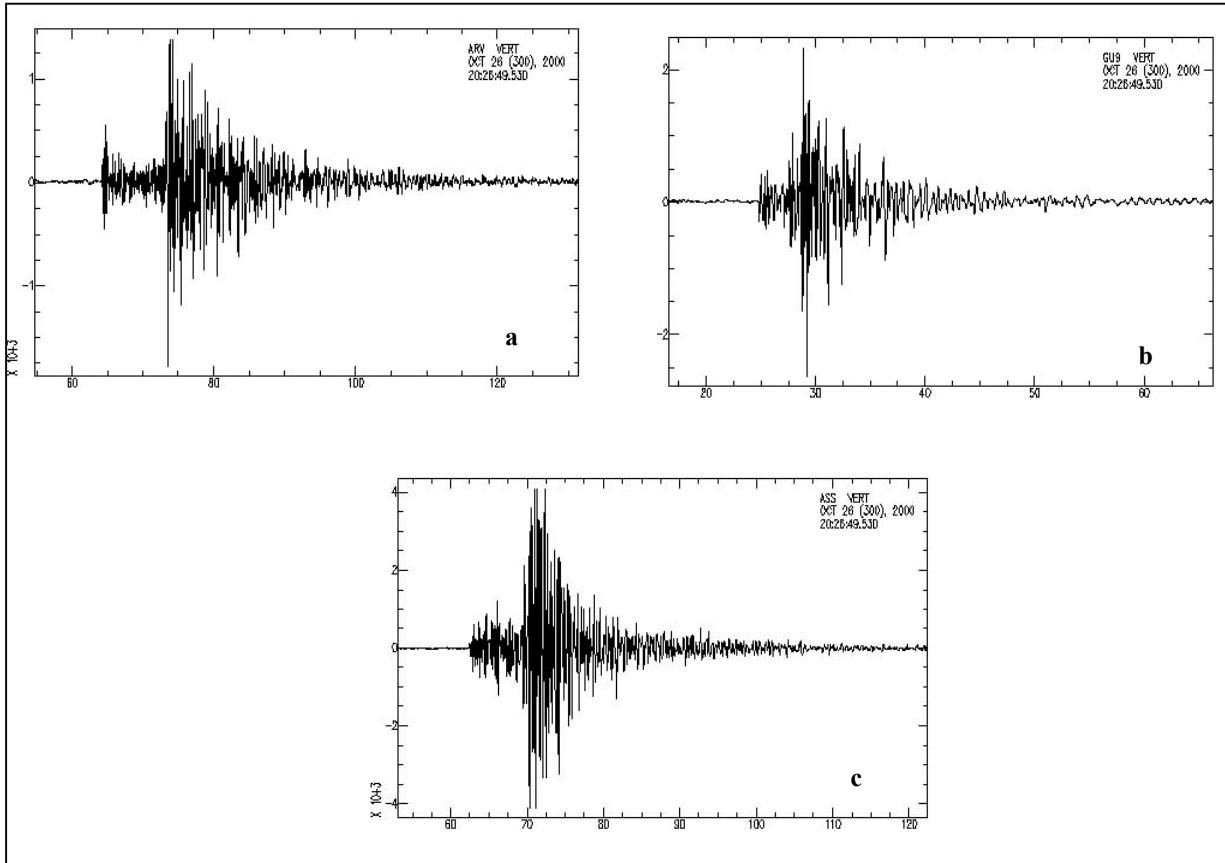


Fig. 4. Registrazioni digitali dei terremoti dell’esempio 3 relativo alle stazioni ASS, ARV e GU9.

Rielaborando successivamente, mediante lo scorporo manuale dei dati, si è riusciti a localizzare correttamente i due eventi che sono stati riportati nella localizzazioni qui di seguito riportate, i cui epicentri distano tra loro circa 200 km.

Evento del 26 10 2000

.....

Nst	Ndi	Ndf	Md	Ml	Lat	44.441	Lon	10.350	Dep	8.748	To	2027 9.5	Gap	Rms	Q1Q2
4	8	8	24	15	+/-	2.13	+/-	1.89	+/-	1.11	+/-	0.44	290	0.2	B D
					>>	FRIGNANO	<<								
Sta	Phase1	W	Arrival1	Res	Phase2	W	Arrival2	Res	Del	Azm	Md	Ml			
GU9	IZ PG	2.3	20 27	1431	0.17	EZ SG	0.1 20 27	1705	-0.47	21	118	24			
BDI	IZ PG	1.8	20 27	1826	-0.24	EZ SG	0.6 20 27	2507	0.00	46	155	25 11			
ZC9	EZ PG	1.4	20 27	1931	0.08	EZ SG	0.6 20 27	2636	0.02	50	101	25			
PII	EZ PG	1.1	20 27	2426	-0.04	EZ SG	0.0 20 27	3572	0.61	81	170	20			

¹ Con velocità apparente di 7,2 Km/sec per terremoti superficiali

Evento del 26 10 2000

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 43.012 Lon 13.201 Dep 7.959 To 202743.3 Gap Rms Q1Q2
 12 18 18 28 18 +/- 1.24 +/- 2.18 +/- 2.08 +/- 0.34 168 0.6 B C
      >> APP. UMBRO-MARCHIG. <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
NRCA IZ PG 2.1 20 27 4828 0.52 EZ SG 0.6 20 27 5115 0.09 21 199 27
ASS EZ PG 1.4 20 27 5196 -0.10 EZ SG 0.5 20 27 5893 0.41 44 277 27
ARV IZ PG 2.0 20 27 5368 -0.56 EZ SG 0.5 20 28 0265 0.36 57 339 28 19
MNS IZ PG 0.9 20 27 5719 -0.99 EZ SG 0.5 20 28 0875 -0.36 81 211 28 20
FB9 IZ PG 2.1 20 27 5792 -0.49 EZ SG 0.5 20 28 0991 0.39 82 335 28 24
CRE IZ PN 2.2 20 28 0496 0.33 EZ SN 0.2 20 28 2123 0.95 121 304 29 17
VVLD EZ PN 1.2 20 28 0584 -0.04 131 164 27
SDI IZ PN 1.5 20 28 0792 -0.61 153 160 29
SFI EZ PN 0.3 20 28 0894 1.11 147 312 27
CRVI EZ PN 0.5 20 28 0968 -0.86 169 147 29
RVI2 IZ PN 1.0 20 28 1128 0.83 168 156 30 16
CPI2 EZ PN 0.3 20 28 1331 1.07 183 149 29
.....

```

Dall'elaborazione si deduce che i due eventi distano rispettivamente circa 20 km dalla stazione di GU9, 45 km dalla stazione di ASS e circa 60 km da quella di ARV. Tracciando le circonferenze, su una carta geografica in cui sono riportate le stazioni, con il metodo grafico *Takaashi* si riesce a capire che non può trattarsi dello stesso terremoto in quanto non sono compatibili le distanze ipocentro - stazione. A questo punto o abbiamo letto male le fasi dell'evento e di conseguenza le distanze sono errate oppure, integrando altre letture di altre stazioni riusciamo a selezionare ed individuare i due terremoti distinti.

Esempio n° 4

Passiamo ora ad illustrare una situazione ancor più complessa rispetto al caso precedente, con ben 3 eventi locali contemporanei avvenuti il 7 Marzo 2000 alle ore 11:06 circa GMT. Questi terremoti si sono succeduti in un arco temporale inferiore al minuto.

Due dei tre eventi, anche se di bassa magnitudo, sono localizzabili, mentre il terzo e' un piccolo terremoto locale (S-P ~ 6 secondi) registrato dalla sola stazione di Oriolo Calabro (ORI).

I due eventi localizzabili sono della stessa zona sismogenetica in quanto ricadono nell'area del Massiccio Meta. Il sistema di localizzazione automatico dell' INGV ed anche altri programmi di associazione automatica delle fasi in questo caso particolare hanno considerato tutte le fasi acquisite come appartenenti ad uno stesso terremoto. La localizzazione automatica di questo evento è la seguente:

```

Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 41.659 Lon 14.159 Dep 5.703 To 110657.0 Gap Rms Q1Q2
12 20 7 21 23 +/- 16.30 +/- 13.85 +/- 10.29 +/- 1.15 333 1.7 D D
      >> MASSICCIO META <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
CPI2 IZ PG 0.0 11 06 5047 -9.82 EZ SG 0.0 11 06 5227 -10.45 15 121 19
RNI2 EZ PG 0.0 11 06 5234 -6.13 EZ SG 1.6 11 06 5672 -2.85 4 353 20
RVI2 EZ PG 0.0 11 06 5233 -7.38 EZ SG 0.0 11 06 5459 -7.11 12 249

```

CRVI	EZ	PG	0.0	11	06	5310	-6.92						14	59				
BAI2	EZ	PG	4.3	11	07	0654	2.13	EZ	SG	1.8	11	07	1010	0.25	36	116	22	17
SMB1	EZ	PG	4.4	11	07	0753	-0.20	EZ	SG	0.0	11	07	0902	-6.59	55	122	22	
VTB1	EZ	PG	4.1	11	07	0973	0.19	EZ	SG	1.5	11	07	1487	-3.87	65	143	23	
CRVI	EZ	PG	0.0	11	07	1093	10.91								14	59		
CPI2	EZ	PG	0.0	11	07	1093	10.64	EZ	SG	0.0	11	07	1535	12.63	15	121	21	
RVI2	EZ	PG	0.0	11	07	1480	15.10								12	249		
SGO	EZ	PN	2.3	11	07	2402	1.11								155	141		
ORI	EZ	PN	0.0	11	07	4480	8.71	EZ	SN	0.0	11	07	5040	-14.32	262	132	24	30

La particolarità di questo caso consiste nel fatto che gli eventi, oltre a verificarsi nello stesso minuto, avvengono in zone relativamente vicine tra loro e soprattutto i due eventi localizzati ricadono in due zone distanti tra loro soltanto 40 chilometri.

.....

Nst	Ndi	Ndf	Md	Ml	Lat	41.489	Lon	14.215	Dep	5.000	To	110647.6	Gap	Rms	Q1Q2			
4	7	7	20		+/-	4.26	+/-	1.49	+/-	Fixed	+/-	0.73	272	0.2	B D			
>> MASSICCIO META <<																		
Sta	Phase1	W	Arrival1	Res	Phase2	W	Arrival2	Res	Del	Azm	Md	Ml						
CPI2	IZ	PG	3.1	11	06	5047	-0.01	EZ	SG	0.3	11	06	5227	-0.34	13	38	19	
RVI2	EZ	PG	0.9	11	06	5233	0.29	EZ	SG	0.0	11	06	5459	-0.71	21	311		
RNI2	EZ	PG	1.2	11	06	5234	-0.18	EZ	SG	0.1	11	06	5672	0.57	24	347	21	
CRVI	EZ	PG	1.4	11	06	5310	0.02								27	16		

.....

e l'altro nella zona dei Monti del Matese:

.....

Nst	Ndi	Ndf	Md	Ml	Lat	41.461	Lon	14.667	Dep	12.831	To	1107 4.0	Gap	Rms	Q1Q2			
7	11	11	21		+/-	2.12	+/-	2.59	+/-	1.98	+/-	0.33	195	0.5	B C			
>> MONTI DEL MATESE <<																		
Sta	Phase1	W	Arrival1	Res	Phase2	W	Arrival2	Res	Del	Azm	Md	Ml						
BAI2	EZ	PG	1.4	11	07	0654	-0.66	EZ	SG	0.5	11	07	1010	0.54	10	299	22	
SMB1	EZ	PG	1.3	11	07	0753	0.60	EZ	SG	0.9	11	07	0902	-0.08	8	149	21	
VTB1	EZ	PG	1.3	11	07	0973	-0.56	EZ	SG	0.8	11	07	1487	-0.05	31	185	23	
CRVI	EZ	PG	0.5	11	07	1093	-1.14								41	314		
CPI2	EZ	PG	1.3	11	07	1093	0.47	EZ	SG	0.8	11	07	1535	0.14	32	295	21	
RVI2	EZ	PG	1.3	11	07	1480	0.28								56	288		
SGO	EZ	PN	0.9	11	07	2402	0.29								113	151		

.....

Evento sismico registrato dalla singola stazione di Oriolo Calabro (ORI):

ORI	0307	EZPG	11074480	EZSG	075040										74	0.64
-----	------	------	----------	------	--------	--	--	--	--	--	--	--	--	--	----	------

La difficoltà che si ha nel separare i 3 gruppi di fasi dipende appunto da questa vicinanza geografica degli epicentri relativi ai 3 terremoti. Soprattutto per quel che riguarda i due eventi localizzabili, a causa della relativa vicinanza degli stessi, le stazioni sismiche li registrano entrambi per cui i sismogrammi risultano assai complessi da analizzare per la sovrapposizione delle fasi dei due terremoti (Fig. 5a e 5b).

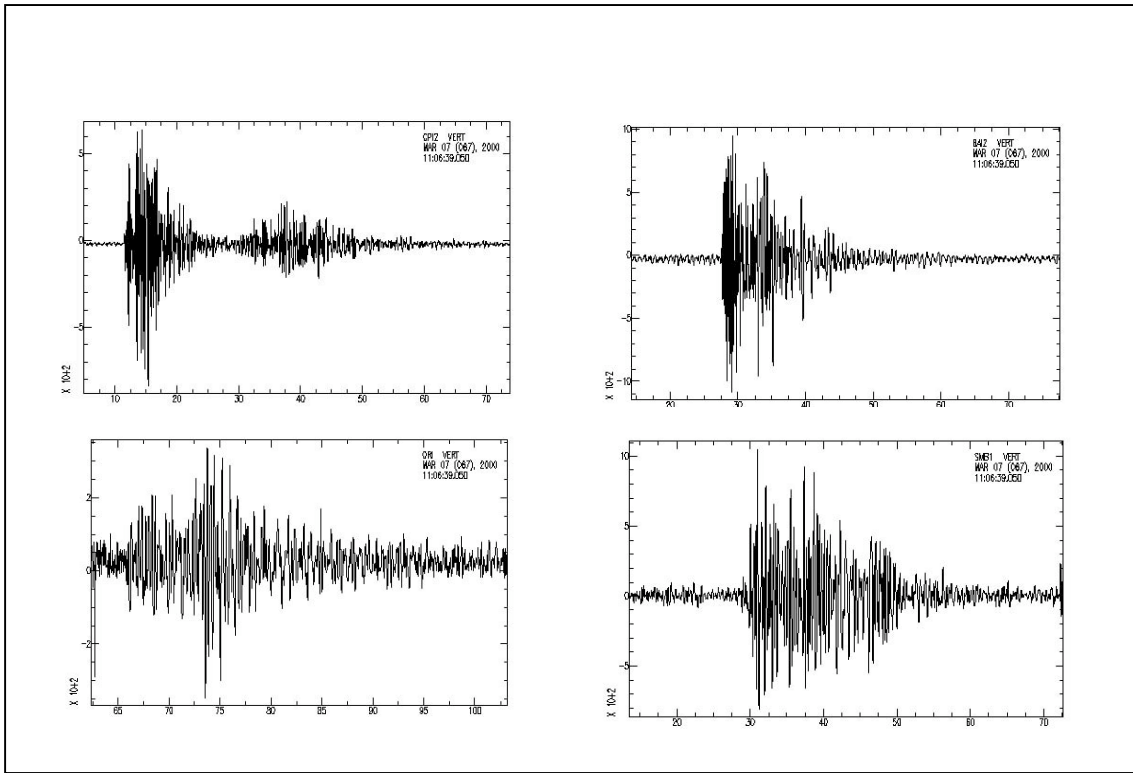


Fig. 5a. Regrazioni digitali dei terremoti dell'Esempio 4.

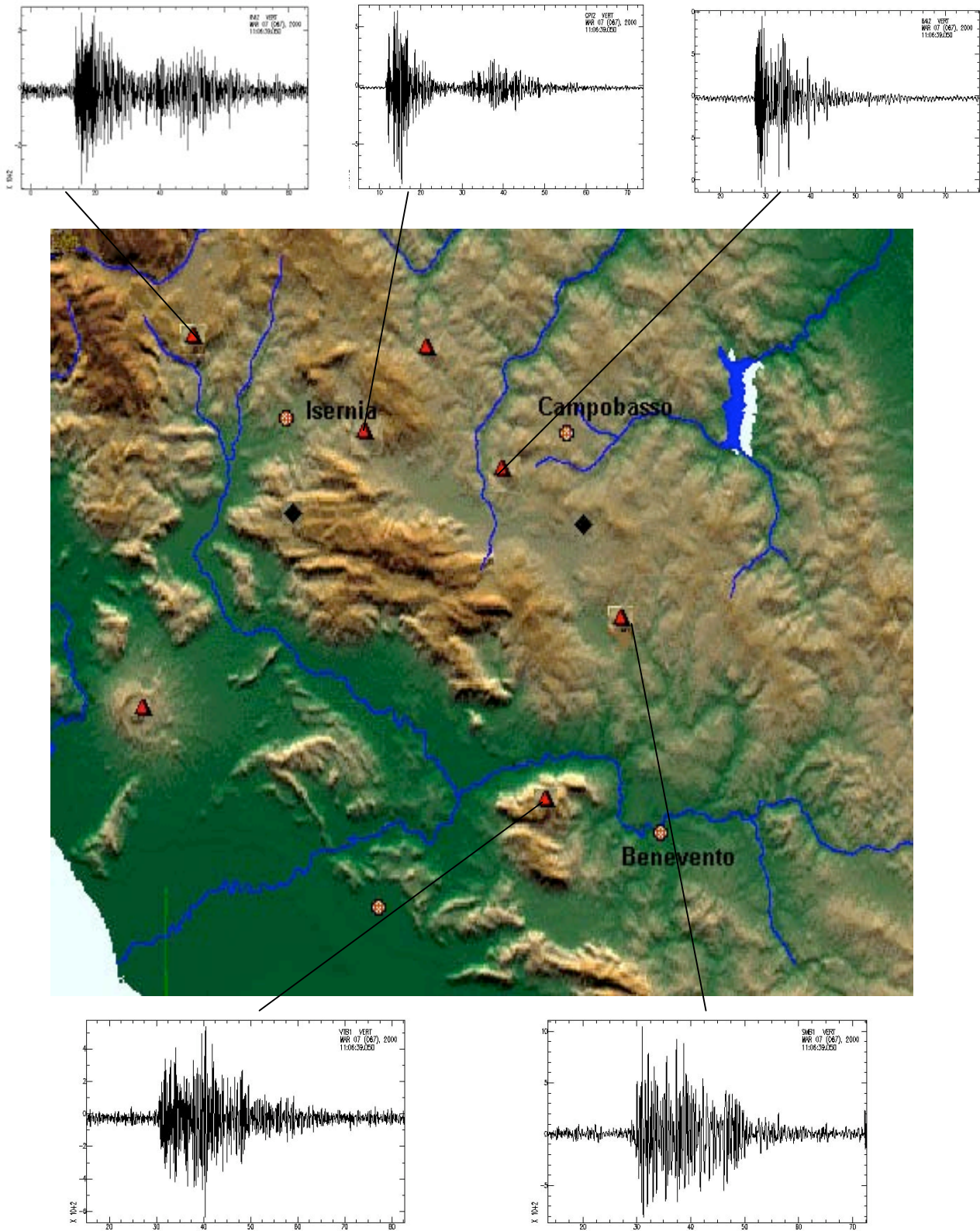


Fig. 5b. Regrazioni digitali dei terremoti dell'Esempio 4.

Esempio n° 5

In questo esempio vengono descritti due eventi locali distinti, avvenuti il 23 Marzo 2001 uno nel Beneventano (Md=2.3) e l'altro in provincia di Parma (Md=2.7). Questi due terremoti, anche avendo tempi origine molto vicini tra loro, si trovano localizzati in zone distanti. Ciò nonostante, il sistema di acquisizione delle fasi sismiche li ha associati insieme creando un unico evento completamente errato. A seguito dell'analisi manuale, i due eventi sono stati scorporati come qui di seguito riportato.

Evento del 23 3 2001

```
.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 41.255 Lon 14.812 Dep 12.876 To 031750.0 Gap Rms Q1Q2
 13 24 24 23 +/- 1.27 +/- 1.19 +/- 2.18 +/- 0.16 79 0.5 B A
```

>> **BENEVENTANO** <<

Sta	Phase1	W	Arrival1	Res	Phase2	W	Arrival2	Res	Del	Azm	Md	Ml
PSB1	IZ PG	2.5	3 17 5303	0.49	EZ SG	0.5	3 17 5390	-0.52	3	181		
VTB1	EZ PG	1.3	3 17 5360	-0.47	EZ SG	0.7	3 17 5695	-0.13	17	242	23	17
CI9	IZ PG	2.7	3 17 5853	-0.43	EZ SG	0.6	3 18 0584	0.29	47	157	23	11
CPI2	EZ PG	0.9	3 17 5957	-0.70	EZ SG	0.7	3 18 0775	-0.07	55	311	23	
FG2	EZ PG	0.7	3 18 0157	-0.84					67	25	25	17
RFI	IZ PG	1.9	3 18 0198	-0.65	EZ SG	0.6	3 18 1203	0.14	69	274	23	
RNI2	EZ PG	0.1	3 18 0206	-1.38	EZ SG	0.4	3 18 1269	-0.61	74	312	23	
CRVI	EZ PG	1.5	3 18 0255	0.29	EZ SG	0.2	3 18 1222	0.96	67	321	24	12
MU9	EZ PG	1.5	3 18 0422	-0.01	EZ SG	0.6	3 18 1443	-0.25	78	133	24	
RGNG	EZ PG	1.4	3 18 0459	0.23					79	53	24	
RVI2	EZ PG	0.2	3 18 0522	1.22	EZ SG	0.5	3 18 1460	0.32	77	301	24	13
SGO	EZ PG	1.3	3 18 0601	0.29	EZ SG	0.5	3 18 1768	0.44	87	151	24	
SDI	IZ PG	2.3	3 18 0769	0.35	EZ SG	0.1	3 18 2110	1.05	97	301	24	11

Evento del 23 3 2001

```
.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 44.863 Lon 10.578 Dep 18.034 To 031755.1 Gap Rms Q1Q2
 14 26 26 27 18 +/- 0.76 +/- 1.41 +/- 1.36 +/- 0.14 104 0.3 B B
```

>> **ZONA PARMA** <<

Sta	Phase1	W	Arrival1	Res	Phase2	W	Arrival2	Res	Del	Azm	Md	Ml
EB9	IZ PG	3.3	3 18 0509	0.20	EZ SG	0.5	3 18 1246	0.43	51	194	26	18
ZC9	EZ PG	0.7	3 18 0786	0.67	EZ SG	0.2	3 18 1518	-0.84	65	150	27	19
BDI	EZ PG	0.3	3 18 1014	-0.99	EZ SG	0.1	3 18 2172	-1.12	88	178	27	17
SAL	IZ PG	3.0	3 18 1042	0.31	EZ SG	0.6	3 18 2133	0.26	82	357	26	18
GU9	EZ PG	1.8	3 18 0581	-0.05	EZ SG	0.7	3 18 1350	-0.21	56	179	28	11
BOB	EZ PG	1.8	3 18 1125	-0.01	EZ SG	0.5	3 18 2346	0.39	89	263	26	19
PII	IZ PN	3.2	3 18 1619	0.23	EZ SN	0.7	3 18 3140	0.19	126	181	26	25
SFI	EZ PN	0.8	3 18 1901	0.61	EZ SN	0.5	3 18 3575	0.32	146	136	28	19
CTI	EZ PN	0.9	3 18 1900	-0.54	EZ SN	0.3	3 18 3670	-0.70	155	31	28	18
CSNT	EZ PN	1.5	3 18 2081	0.19					164	159	27	15
BR9	EZ PN	1.3	3 18 2223	-0.27	EZ SN	0.5	3 18 4286	0.33	179	354		17
VAI	EZ PN	1.5	3 18 2253	0.05	EZ SN	0.3	3 18 4308	0.57	179	308	29	24
ORO	EZ PN	0.1	3 18 2639	-1.08					220	293	30	19
DOI	EZ PN	0.8	3 18 3268	-0.48	EZ SN	0.2	3 19 0169	0.70	266	262	29	19

Esempio n° 6

Un ulteriore esempio analogo al precedente lo osserviamo in questi due terremoti avvenuti il 2 Maggio del 1990 alle ore 22:03 (GMT). In questa situazione, all'interno di una sequenza sismica nella zona del Beneventano, si verificò un evento profondo localizzato nel basso Tirreno e registrato dalle stazioni sismiche dell'Italia meridionale.

Evento del 2 5 1990

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 41.179 Lon 14.833 Dep 7.468 To 2203 0.6 Gap Rms Q1Q2
 16 25 25 30 21 +/- 1.45 +/- 1.34 +/- 2.46 +/- 0.34 52 0.6 C A
      >> BENEVENTANO <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml

TR9 IZ PG 2.9 22 03 0850 0.48 36 114
SGG EZ PG 1.2 22 03 0870 -0.69 44 301
OVO EZ PG 0.6 22 03 0970 -1.20 53 223
BSS EZ PG 1.6 22 03 0981 0.33 EZ SG 0.6 22 03 1556 -0.42 44 181
DUI EZ PG 1.2 22 03 1300 0.71 EZ SG 0.5 22 03 2150 0.66 61 330
SOR EZ PG 0.2 22 03 1330 -1.76 78 212
FG2 EZ PG 0.7 22 03 1337 -1.09 EZ SG 0.1 22 03 2312 -1.49 74 22
MSC EZ PG 1.3 22 03 1340 -0.60 72 271
SGO EZ PG 1.7 22 03 1520 -0.05 EZ SG 0.2 22 03 2720 1.23 79 149 30
RFI IZ PG 1.1 22 03 1527 1.26 EZ SG 0.6 22 03 2437 0.53 72 281
SDI EZ PG 1.5 22 03 1890 -0.35 EZ SG 0.5 22 03 3343 0.52 103 305 30 18
MS1 EZ PG 1.5 22 03 2000 -0.21 EZ SG 0.6 22 03 3500 0.44 109 57
CDT EZ PN 1.5 22 03 2200 0.00 EZ SN 0.4 22 03 3700 -0.66 121 94
MGR IZ PN 2.8 22 03 2297 -0.23 EZ SN 0.6 22 03 3954 -0.19 130 152 31 25
MNS EZ PN 0.9 22 03 3500 0.41 223 307
GRI EZ PN 0.1 22 03 4500 1.57 294 152
.....

```

Evento del 2 5 1990

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 39.044 Lon 15.477 Dep 153.271 To 220342.1 Gap Rms Q1Q2
 9 11 11 27 17 +/- 7.10 +/- 15.16 +/- 17.51 +/- 1.72 214 0.4 D C
      >> TIRRENO MERID. <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml

DR2 IZ P 2.3 22 04 0393 -0.22 59 138
CZI IZ P 2.3 22 04 0405 -0.13 59 71
GRI EZ P 1.2 22 04 0544 -0.15 EZ S 0.3 22 04 2205 -0.70 85 106 27 19
MMN EZ P 0.1 22 04 0550 -1.35 103 25
SE2 EZ P 0.9 22 04 0670 -0.42 107 92
TDS IZ P 1.6 22 04 0716 0.55 100 47 16
ROI EZ P 1.1 22 04 0756 0.21 110 57
MO9 EZ P 1.1 22 04 0780 -0.09 EZ S 0.0 22 04 2805 1.31 117 170
CSI EZ P 0.2 22 04 0834 1.17 108 40
.....

```

Esempio n° 7

Un ultimo interessante esempio di terremoti locali che avvengono simultaneamente è avvenuto il giorno 5 Luglio 2001 quando si sono verificati ben quattro eventi sismici di magnitudo variabile da 1.9 a 3.1 in rapida successione e precisamente:

Evento del 5 7 2001

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 41.625 Lon 14.228 Dep 10.000 To 0212 7.2 Gap Rms Q1Q2
  3  6  6  19 +/- 2.12 +/- 1.21 +/- Fixed +/- 0.13 156 0.2 B C
      >> MASSICCIO META <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
CPI2 IZ PG 3.1 2 12 0966 -0.14 EZ SG 0.3 2 12 1206 0.31 8 120 19
RNI2 EZ PG 1.0 2 12 1035 0.27 EZ SG 0.1 2 12 1177 -0.45 10 324 20
RVI2 EZ PG 1.1 2 12 1135 0.21 EZ SG 0.2 2 12 1373 -0.34 17 268 20
.....

```

Evento del 5 7 2001

```

.....
BR9 0705 EZPG 02132292 EZSG 132669 5 0.26
.....

```

Evento del 5 7 2001

```

.....
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 38.691 Lon 12.983 Dep 13.671 To 021355.9 Gap Rms Q1Q2
 14 19 19 31 20 +/- 3.27 +/- 3.08 +/- 2.35 +/- 0.45 197 0.6 C C
      >> ZONA USTICA <<
Sta Phase1 W Arrivall Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml
USI IZ PG 3.2 2 14 0035 0.30 EZ SG 0.4 2 14 0388 0.77 17 82 31
MPG EZ PG 1.0 2 14 0723 -0.89 EZ SG 0.4 2 14 1613 -0.95 66 151 31 23
ERC EZ PG 1.2 2 14 0977 -0.66 EZ SG 0.5 2 14 2180 0.72 80 205 30
LVI EZ PG 1.2 2 14 1241 -0.66 EZ SG 0.3 2 14 2674 1.10 96 215 22
GIB EZ PN 0.6 2 14 1509 -1.22 EZ SN 0.7 2 14 3132 0.06 119 130 31
CLTB IZ PN 3.4 2 14 1701 0.01 125 170 32 13
MCT EZ PN 0.3 2 14 1927 1.56 131 155
SA1 EZ PN 0.7 2 14 2036 -1.06 161 94 32 26
MNO EZ PN 1.4 2 14 2232 -0.36 171 119 24
MEU EZ PN 0.2 2 14 3272 1.71 238 136 21
MO9 EZ PN 0.6 2 14 3321 1.03 248 107 20
MGR EZ PN 1.0 2 14 3487 -0.37 273 53
SOI EZ PN 1.0 2 14 3513 -0.49 276 103 19
TDS EZ PN 1.1 2 14 3953 -0.02 308 68 16
.....

```

Evento del 5 7 2001

```
.....  
Nst Ndi Ndf Md Ml Lat 43.360 Lon 12.558 Dep 10.000 To 0215 7.0 Gap Rms Q1Q2  
10 15 15 25 +/- 1.01 +/- 0.92 +/- Fixed +/- 0.12 102 0.3 B B  
      >> APP. UMBRO-MARCHIG. <<  
Sta Phase1 W Arrival1 Res Phase2 W Arrival2 Res Del Azm Md Ml  
SNTG IZ PG 2.6 2 15 1345 -0.18 EZ SG 0.5 2 15 1880 0.32 33 110 24 20  
ASS IZ PG 2.3 2 15 1348 -0.29 EZ SG 0.6 2 15 1887 0.15 33 167 25 18  
ARV IZ PG 2.2 2 15 1361 -0.30 EZ SG 0.4 2 15 1865 -0.32 34 63 25 16  
CRE EZ PG 0.4 2 15 1685 -0.73 EZ SG 0.6 2 15 2519 -0.13 56 301 28 17  
RSM EZ PG 0.0 2 15 2000 1.25 63 352  
NRCA EZ PG 1.0 2 15 2013 -0.30 EZ SG 0.3 2 15 3075 0.50 73 142 28 14  
SFI EZ PG 1.0 2 15 2169 -0.29 83 317 26 13  
PGD EZ PG 1.2 2 15 2276 -0.08 88 310 25 13  
CSNT EZ PG 1.0 2 15 2546 0.18 102 277 26 12  
MNS EZ PG 1.0 2 15 2641 0.16 108 174 25 12  
.....
```

La particolarità di tale situazione consiste nel fatto che i quattro eventi sismici vengono registrati dalle stazioni della RSNC in un intervallo di tempo ravvicinato con gli ipocentri ricadenti in diverse zone dell'Italia. Anche in questa situazione l'associazione automatica dei dati non risulta corretta in quanto non riesce a riconoscere che si tratta di più eventi distinti. E' doveroso precisare che anche una successiva revisione manuale risulta alquanto difficoltosa.

6. Sovrapposizione di eventi locali e distanti

Oltre ai casi che sono stati precedentemente esposti, si possono verificare altre situazioni in cui le registrazioni di due eventi possono presentarsi accavallate tra loro, generando confusione ed incertezza al momento di una eventuale localizzazione dell'evento sismico che ci interessa più da vicino. Infatti, può succedere che un evento locale, ricadente all'interno del territorio nazionale, si presenti in concomitanza con altri eventi sismici, come per esempio eventi regionali oppure eventi telesismici. Si ricorda che gli eventi cosiddetti *regionali* sono quelli con distanze epicentrali comprese tra 200 e 1200 km, mentre gli eventi *telesismici* hanno distanze epicentrali maggiori di 1200 km.

Anche in questi casi non è semplice selezionare solo i dati che ci interessano al fine di localizzare, nel modo più preciso possibile, il nostro terremoto locale.

Qui di seguito vengono descritti alcuni esempi che mettono ben in risalto queste situazioni.

Esempio n° 1

In questo primo caso verificatosi durante il periodo sismico umbro - marchigiano del 1997-1998 ci fu un evento telesismico molto forte ($M_b = 6.2$ fonte NEIC) in Indonesia l'1 Aprile 1998. Nelle registrazioni delle stazioni di Montasola (MNS) e Norcia (NRCA) è possibile vedere sovrapposti all'evento telesismico, alcuni piccoli eventi strumentali della sequenza sismica, di cui uno di $M_d = 2.5$ localizzabile. Nelle Figure 6a e 6b si possono osservare le registrazioni digitali e analogiche degli eventi. In particolare si nota il diverso contenuto in frequenza del segnale dell'evento locale dove predomina l'alta frequenza rispetto al contenuto in bassa frequenza del telesisma.

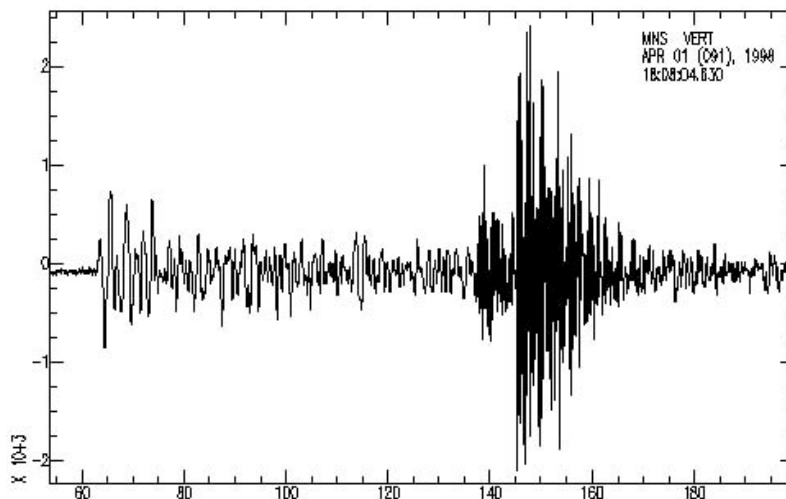


Fig . 6a. Registrazione digitale della stazione di Montasola (MNS).

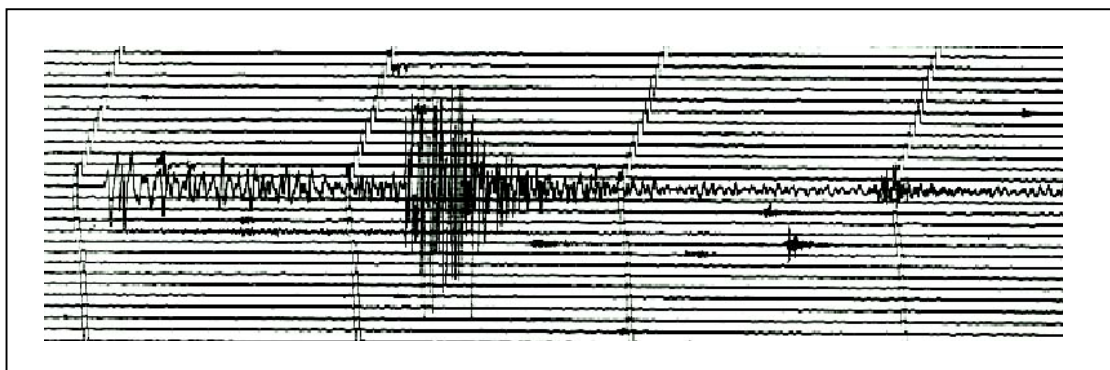


Fig . 6b. Registrazione analogica della stazione di Norcia (NRCA).

Esempio n° 2

Un ulteriore esempio di evento locale sovrapposto ad uno telesismico si è avuto il 16 Giugno 2001 quando su un forte evento avvenuto nelle isole Tonga (fasi PKP) di magnitudo 6.0 (fonte NEIC) si è sovrapposto un evento strumentale locale di magnitudo 2.1 localizzato nella zona del Sannio – Matese. Nella Figura 7 si possono osservare le registrazioni dei due eventi sovrapposti ed in particolare si osserva l'evento locale con un contenuto in frequenza maggiore rispetto alle onde telesismiche a bassa frequenza. L'inizio del telesisma è coperto dal terremoto locale, ma già dopo qualche decina di secondi con il diminuire dell'alta frequenza di quest'ultimo, torna a prevalere vedere la bassa frequenza che caratterizza le onde telesismiche.

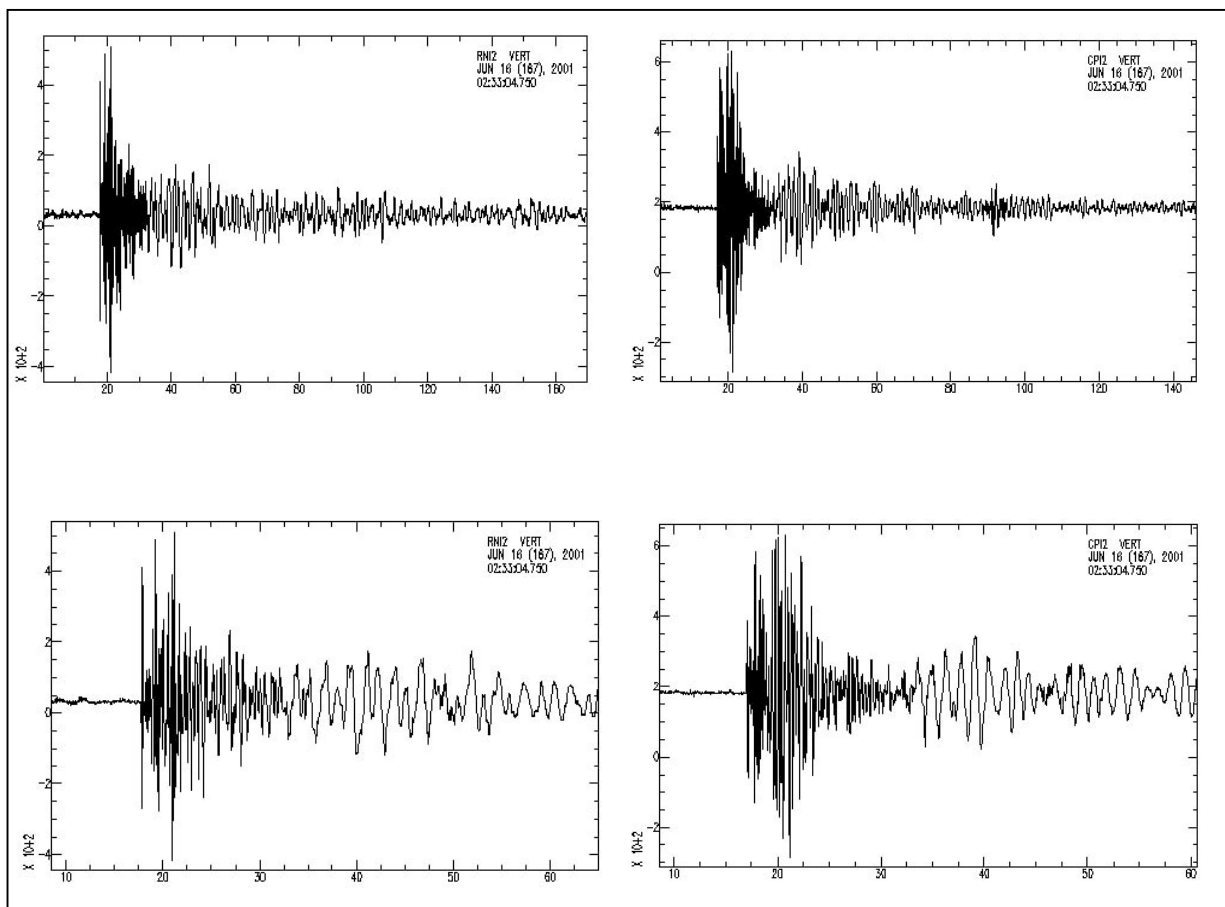


Fig. 7. Regrazioni delle stazioni dell'Esempio 2. Le due figure in basso evidenziano meglio la fine dell'evento locale (alta frequenza) e l'inizio del telesisma (bassa frequenza).

Esempio n° 3

In questa registrazione digitale si può notare un evento regionale avvenuto nel Mar Egeo il 29 Ottobre 2001 di magnitudo MI 5.0 registrato dalla stazione di Norcia (NRCA), avente sulla coda un piccolo terremoto locale (S-P ~ 2 secondi) (Fig. 8).

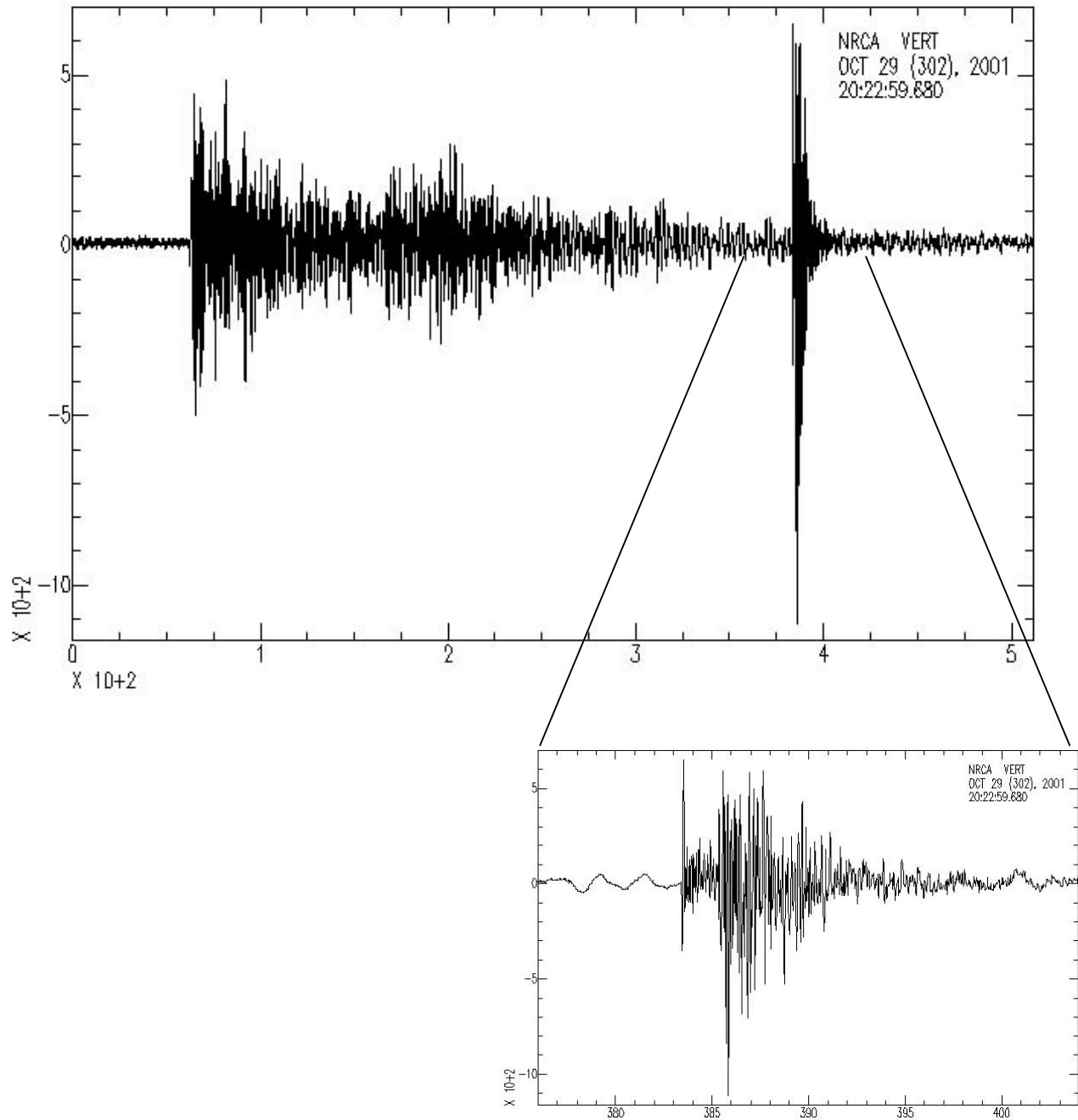


Fig. 8. Registrazione della stazione di Norcia (NRCA). La figura in basso mostra in dettaglio l'evento locale.

7. Eventi sismici causati da fenomeni artificiali

E' abbastanza risaputo che alcune particolari attività umane possono causare dei sismi e che in taluni casi quest'ultimi possono anche avere un carattere distruttivo. A tal proposito ricordiamo lo sfruttamento di particolari giacimenti nel sottosuolo o la realizzazione di particolari opere come per esempio la costruzione di dighe per lo sbarramento di grandi fiumi con la nascita di grandi bacini artificiali. Eventi sismici particolarmente significativi imputabili a tali cause sono quelli avvenuti in Cina nello *Xinfengjiang* nel 1962 di $M_s = 6.1$ e in Egitto nel 1981 quando in prossimità della diga di *Assuan* avvenne un terremoto di $M_s = 5.3$. Sono, inoltre, imputabili ad alcune attività umane alcuni particolari sismi come quelli generati in occasione di forti esplosioni come quelli che si verificano in occasione di test nucleari sotterranei. Le esplosioni artificiali, per la loro rilevanza, assumono in sismologia un'importanza particolare e per tal motivo, nel presente lavoro, gli è stato riservato uno spazio adeguato.

7.1 Eventi sismici causati da esplosioni artificiali

L'invenzione della polvere da sparo risale in Europa alla metà del XIII sec. ed è attribuita al monaco scienziato inglese Roger Bacon, mentre essa era già largamente usata tra i cinesi ed arabi.

L'utilizzo di tale materiale quali tritolo (TNT), nitroglicerina ed altre sostanze simili ha consentito all'uomo di effettuare lavori di sbancamento o di estrazione di materiali lapidei con minor spese e soprattutto con minor rischio. Al tempo stesso, ogni qualvolta è stato utilizzato materiale esplosivo, si è generato artificialmente un evento sismico in cui l'energia liberata dipende dalla quantità di esplosivo utilizzato. Nel nostro Paese l'attività sismica di tipo artificiale è particolarmente risentita soprattutto nei dintorni di cave di materiali lapidei (calcarea, marmoreo, ecc.) utilizzati per i diversi usi. L'attività estrattiva di materiali lapidei mediante l'utilizzo di esplosivo è governata in Italia da una ferrea legislazione finalizzata soprattutto alla sicurezza delle maestranze e delle strutture pubbliche e private realizzate in prossimità delle cave attualmente in esercizio. La normativa nazionale (D.P.R. n° 128 del 1959 e successive modificazioni) costituisce già di per se un primo strumento per discriminare un segnale sismico prodotto dallo scoppio artificiale nell'ambito di una cava per quanto riguarda l'attività estrattiva di tipo regolare. Generalmente le *volate* (così sono chiamate le esplosioni delle cariche nelle cave) vengono fatte, in base alla normativa, durante le pause di lavoro a *mezzodì* oppure appena terminati i lavori giornalieri. Tali eventi possono essere registrati da stazioni sismiche anche a notevole distanza da quest'ultime. La traccia sismica rilevabile su un sismogramma si presenta con un inizio caratteristico (Fig. 9a).

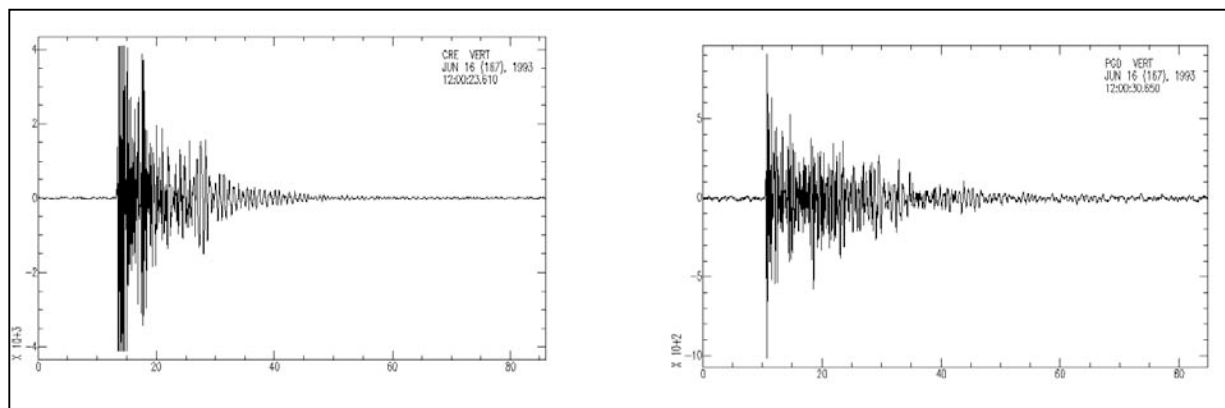


Fig. 9a. RegISTRAZIONI digitali di una esplosione in cava nelle vicinanze delle stazioni di CRE e PGD..

Nella Figura 9a sono state riportate due esempi di registrazioni di attività sismica artificiale prodotta da una esplosione in cava. Questa esplosione è avvenuta il 16 Giugno 1993 ed è stata registrata dalle stazioni di Caprese Michelangelo (CRE) e Poggiosodo (PGD). Nella Figura 9b viene messo in evidenza il primo arrivo della registrazione delle due stazioni dove è possibile osservare l'inizio impulsivo e compressivo, caratteristico delle esplosioni.

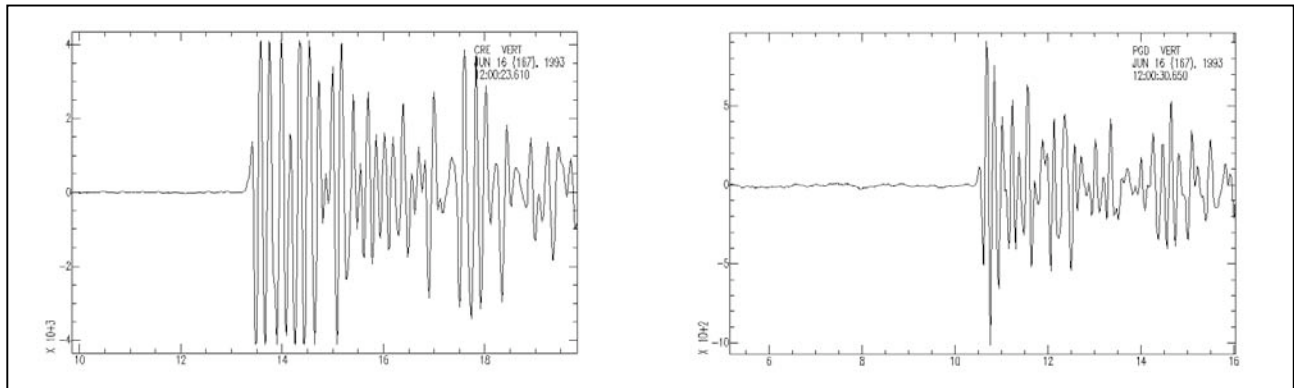


Fig. 9b. Primo arrivo della registrazione dell'esplosione.

Vi sono poi vari casi di esplosioni artificiali del tutto particolari, che generano ovviamente un movimento sismico come per esempio la bonifica di materiale bellico. Capita non di rado, soprattutto durante l'attività d'antropizzazione di un territorio di imbattersi in Italia in residui bellici della prima e della seconda guerra mondiale che ostacolano il procedere dei lavori per cui si rende necessario la loro rimozione, mentre nei casi in cui ciò non è possibile necessariamente ci sarà il loro 'brillamento'. In queste situazioni lo scoppio dell'ordigno bellico produrrà per ovvi motivi un evento sismico locale. E' ben nota a tal riguardo la 'bonifica' della parte centrale del Mar Adriatico effettuata dalla NATO a seguito dello sganciamento in mare di bombe di grossa potenza da parte di aerei dell'Alleanza Atlantica durante il periodo di belligeranza con la Repubblica di Serbia verificatosi nel 1999. La bonifica dell'Adriatico venne effettuata tra Luglio e Settembre dello stesso anno durante il quale furono registrati da parte di numerose stazioni della RSNC svariati eventi sismici, alcuni dei quali anche di notevole energia, ben localizzabili. I sismogrammi di tali esplosioni, registrate dalle stazioni sismiche di Castel Tesino (CTI) e Forni Avoltri (FVI), si presentano in maniera piuttosto evidente in quanto la classica onda S è molto attenuata (Fig. 10).

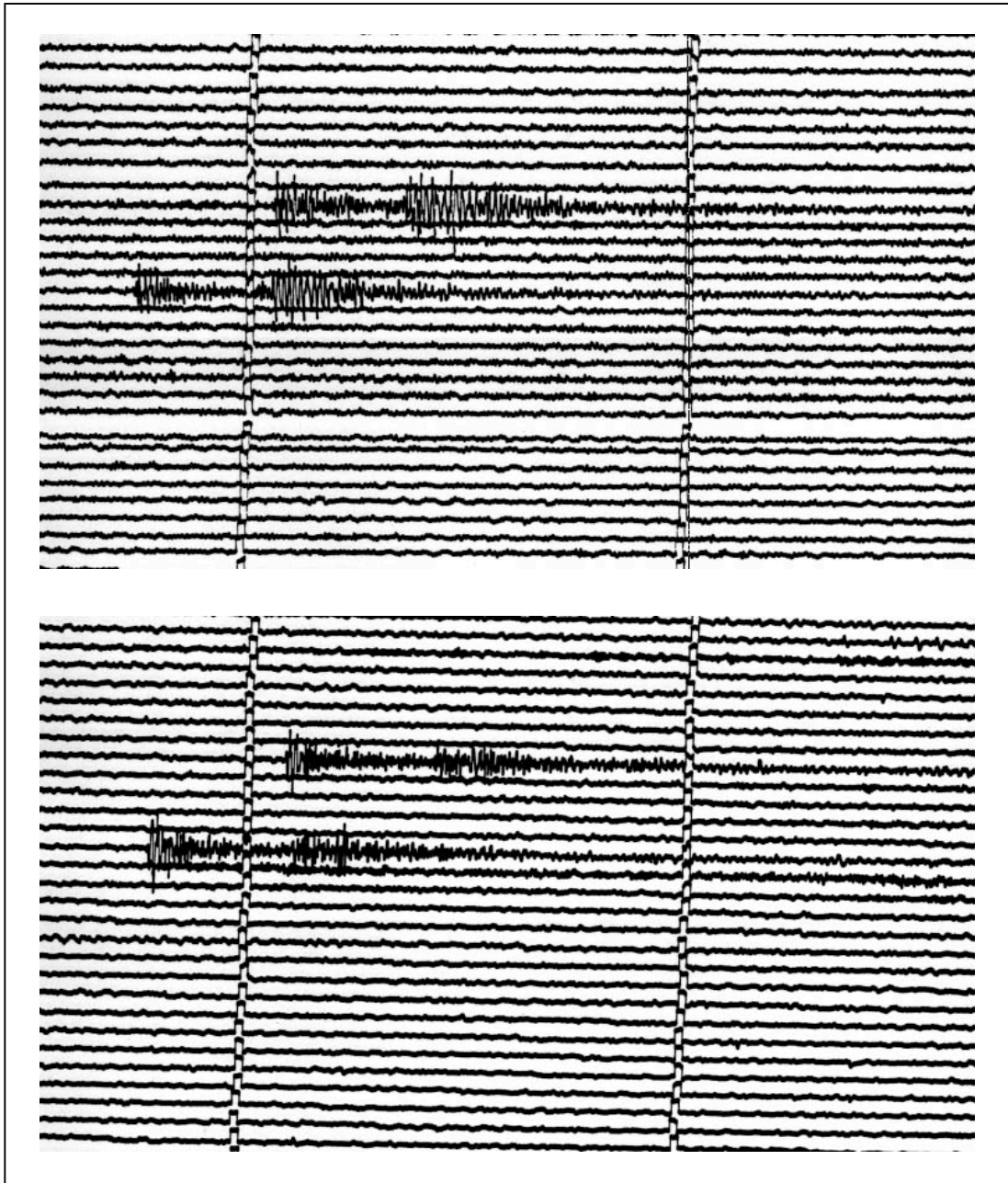


Fig. 10. Sismogrammi delle esplosioni avvenute nell'alto Mar Adriatico.

Segnaliamo poi le *esplosioni artificiali effettuate per motivi di studio*. Quest' ultime vengono fatte sia in superficie sia in pozzo (downhole), le quali trovano ampie applicazioni nel campo della sismica attiva. Le onde sismiche generate artificialmente vengono registrate normalmente da un array di stazioni sismiche e studiate allo scopo di investigare sugli strati più superficiali della crosta terrestre. A tal proposito segnaliamo la campagna di sismica attiva denominata '**Benevento 92**' (Gruppo di lavoro Benevento '92, 1992) svolta dall'ex ING in collaborazione con l'Amministrazione locale, finalizzata allo studio del moto del suolo generato da scoppi in funzione della geologia dei siti di registrazione effettuate in orari opportuni. In Figura 11 vengono mostrati alcuni sismogrammi digitali degli scoppi registrati dalle stazioni sismiche della rete locale del Sannio – Matese.

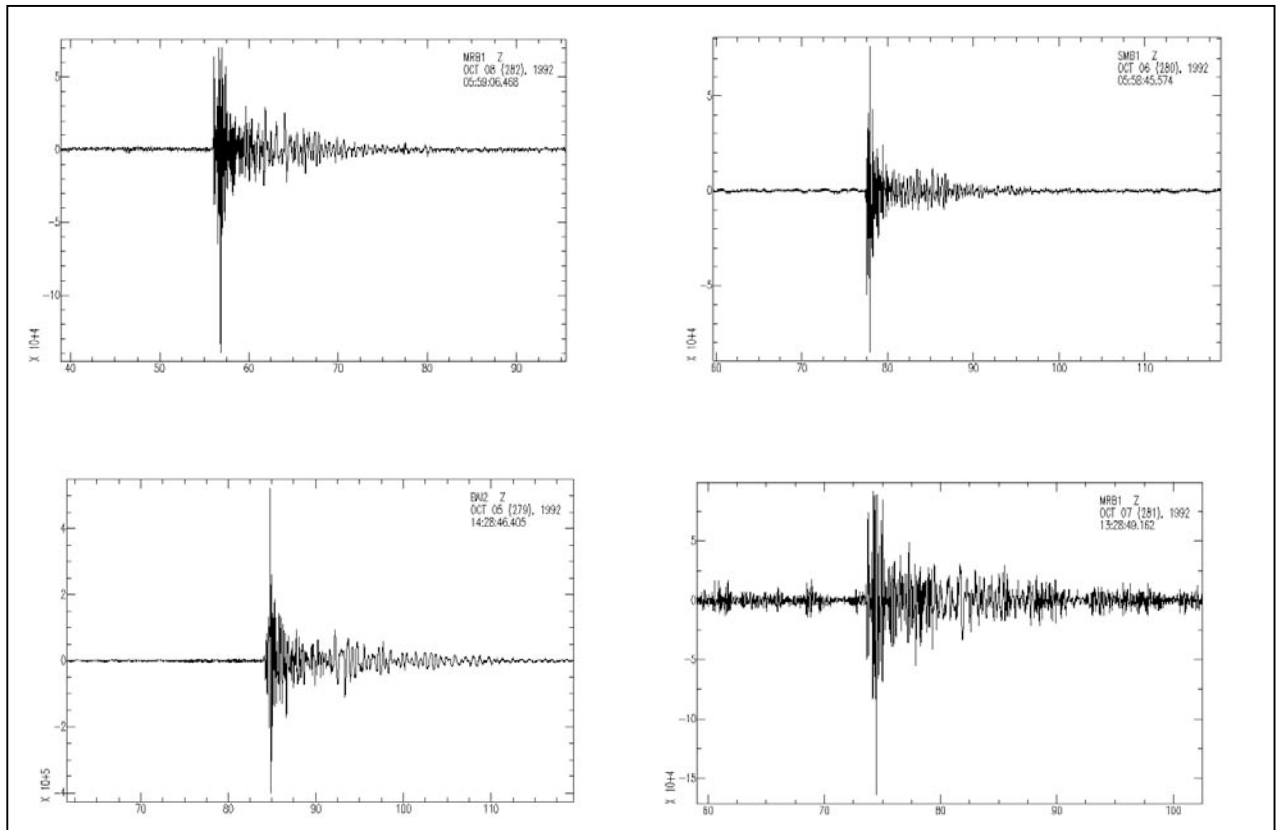


Fig. 11. Sismogrammi digitali delle esplosioni della campagna scoppi *Benevento 92*.

7.2 Sismi generati dalle esplosioni nucleari

Al fine di presentare un quadro completo dei vari tipi di sismi prodotti da cause artificiali, abbiamo necessariamente inserito in questo lavoro, quelli che vengono generati in occasione delle esplosioni nucleari sotterranee.

I test nucleari effettuati dalla fine della seconda guerra mondiale sino ad oggi, quasi in tutti continenti (Fig. 12) costituiscono per ovvi motivi delle sorgenti sismiche del tutto particolari. Basta pensare che dal 1980 ad oggi se ne contano ben 494 con una media di circa 23 l'anno, anche se dal 1998, a seguito di trattati internazionali, non si sono verificate ulteriori esplosioni (Tab. 2.). Solo il Pakistan e l'India nel 1998 hanno ripreso i test nucleari. Gli eventi sismici causati artificialmente da un'esplosione nucleare sono oggetto di specifici studi sin dagli anni '60 e le registrazioni sono state utilizzate anche per valutare la veridicità di alcuni parametri della RSNC come per esempio la corretta polarità delle stazioni sismiche in quanto, come accennato precedentemente, tutte le esplosioni sono impulsive e compressive.

Le esplosioni nucleari realizzate principalmente dai paesi dotati di armamento nucleare quali *USA, URSS, Gran Bretagna, Cina, Francia, India, Pakistan* ecc., sono effettuate facendo esplodere la carica all'interno di pozzo appositamente realizzato con adeguata attrezzatura, che generalmente non supera i 2 o 3 Km. di profondità. Esse generano un forte evento sismico la cui sorgente per ovvi motivi si trova collocata assai prossima alla superficie terrestre, il che costituisce di per se una caratterizzazione rispetto alle sorgenti sismiche naturali.

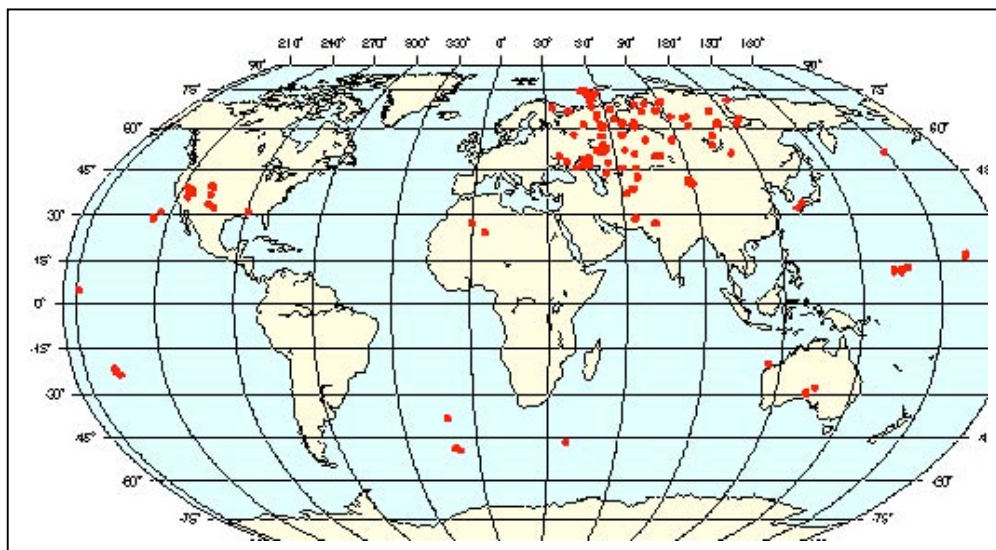


Fig.12. Mappa delle esplosioni nucleari dal 1945 al 1998.

<i>Country</i>	<i>First test</i>	<i>Last test</i>	<i>N° of tests</i>
China	1964	1996	45
France	1960	1996	210
Russia/USSR	1949	1990	715
United Kingdom	1952	1991	45
United States	1945	1992	1030
India	1974	1998	4
Pakistan	1998	1998	6

Tab. 2. Esplosioni nucleari effettuate.

Nonostante una esplosione nucleare generi un evento molto simile ad un terremoto di origine naturale, molte sono le differenze che ci permettono di discriminare questi due fenomeni, come si può osservare dalla Figura 13. Oltre alla bassa profondità citata precedentemente, una esplosione nucleare rilascia la propria energia in un volume molto limitato e in un breve intervallo di tempo, producendo principalmente onde P, mentre le onde S e superficiali sono quasi del tutto assenti. Al contrario un terremoto ha una sorgente molto più ampia di quella prodotta da una esplosione e il movimento di blocchi lungo il piano di faglia genera onde S solitamente molto più ampie delle onde P. Sono presenti inoltre anche le onde superficiali di notevole ampiezza.

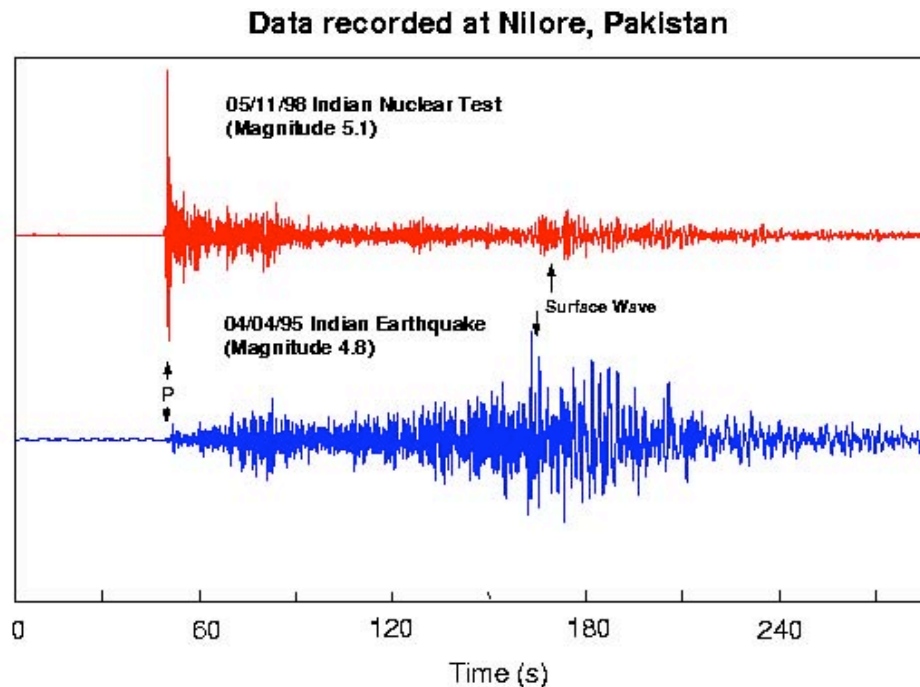


Fig. 13. Confronto tra una esplosione nucleare ed un evento sismico naturale.

Dalle osservazioni precedenti si ricava come conseguenza un altro fattore discriminante tra esplosioni nucleari ed eventi sismici, soprattutto nel caso di magnitudo rilevanti. Dalla osservazione dell'ampiezza delle onde di volume (onde P) e di quelle superficiali (onde di Rayleigh), infatti si possono calcolare le rispettive magnitudo (m_b e M_s). Il rapporto di queste magnitudo è significativamente diverso fra terremoti ed esplosioni; in una esplosione le onde superficiali sono molto meno presenti rispetto ad un evento sismico e ciò causa un valore della M_s di gran lunga più basso, squilibrando il valore del rapporto m_b/M_s .

Alcune di queste esplosioni nucleari particolarmente energetiche sono state registrate anche dalle stazioni della RSNC. È il caso del test nucleare effettuato il 7 Ottobre 1994 in Cina, nel sito di Lop Nor, provincia dello Xinjiang. La magnitudo equivalente $m_b=6.0$ indica che si è trattato di una notevole esplosione. La Figura 14a mostra alcune registrazioni digitali delle stazioni della RSNC. Anche in queste registrazioni è interessante osservare la notevole ampiezza dell'onda P ed il rapido decadimento del segnale; già dopo qualche decina di secondi il segnale sismico si confonde nel rumore di fondo.

La Figura 14b invece mostra il primo arrivo del segnale registrato.

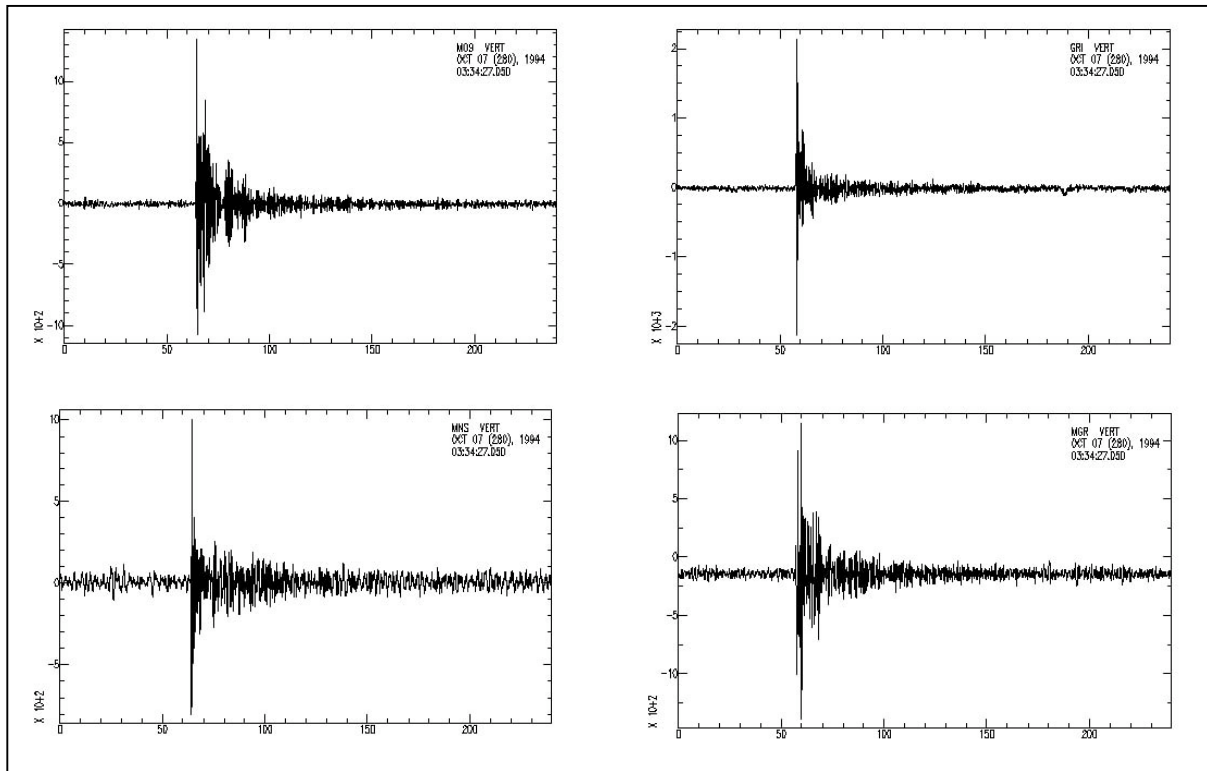


Fig. 14a. Esplosione nucleare del 7 Ottobre 1994 (To: 03:25:58 GMT, m_b 6.0, Lat 41.660N Lon: 88.750E), test site Lop Nor, Xinjiang, Cina.

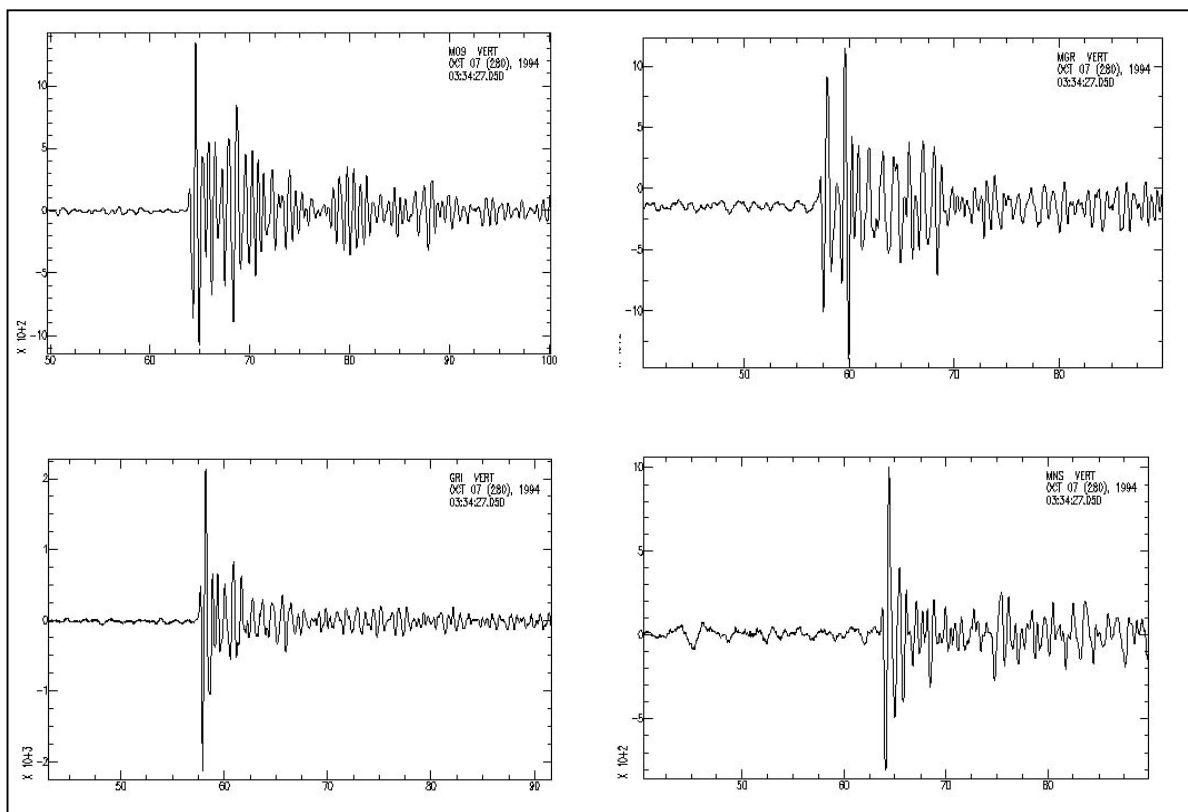


Fig. 14b. Registrazioni digitali del primo arrivo dell'esplosione nucleare.

8. Eventi sismici riferiti ad alcune particolari ‘aree sismogenetiche’ italiane

Il territorio italiano a seguito di approfonditi studi di carattere sismologici, effettuati negli ultimi decenni, risulta costituito da varie zone sismogenetiche in cui l’attività sismica si manifesta con maggior frequenza.

In alcune aree sismogenetiche si osservano caratteristiche sismiche del tutto particolari, tali da differenziarle dalle altre zone parossistiche.

Tra queste, nel presente lavoro, descriviamo nell’ordine gli eventi sismici del ‘Corpo d’Ivrea, della Val Marecchia, dell’Arco Calabro e delle aree vulcaniche di età quaternaria (vedi Fig. 14 c).

8.1 La sismicità generata nell’area del ‘corpo d’Ivrea’

Nella regione Piemonte vi è una particolare area sismogenetica ubicata nella parte pedemontana delle Alpi occidentali, che va dalla provincia di Cuneo sino al territorio di Ivrea, in corrispondenza del cosiddetto "Corpo d'Ivrea". Il termine "Corpo di Ivrea" identifica secondo vari autori (*Polino et*

alii, 1990) una porzione del mantello superiore che, a seguito della chiusura della Tetide, causata dalla convergenza della placche EuroAsiatica ed Africana, e della successiva tetto-genesi Alpina, è stata sottoposta a metamorfismo e successivamente sollevata e interposta tra lembi crostali più superficiali (*Bisio*, 1999). La presenza di questo corpo ad alta densità è testimoniata anche da elevate anomalie gravimetriche positive. Attraverso l'elaborazione dei dati sismologici si nota che la parte superiore del "Corpo di Ivrea" dovrebbe raggiungere i 10 km di profondità mentre la velocità delle onde sismiche al suo interno è maggiore rispetto a quella delle aree limitrofe. Gli eventi sismici generati in tale area, localizzati utilizzando congiuntamente la RSNC e le reti locali, presentano ipocentri tra 15 km e 120 km (*Cattaneo et alii*, 1999), una profondità maggiore a quella dello strato sismogenetico nazionale che si trova generalmente compreso tra i 5 km e i 10 km. Nel presente lavoro è stato riportato (Fig. 15) un terremoto tipo dell'area del "Corpo di Ivrea" avvenuto il 16 Settembre 2000 alle ore 22:04 (GMT), con epicentro nel Monferrato, di magnitudo 2.8 e una profondità di circa 30 Km. La forma d'onda che caratterizza questo evento si presenta con un inizio ad alta frequenza per poi attenuarsi in maniera normale.

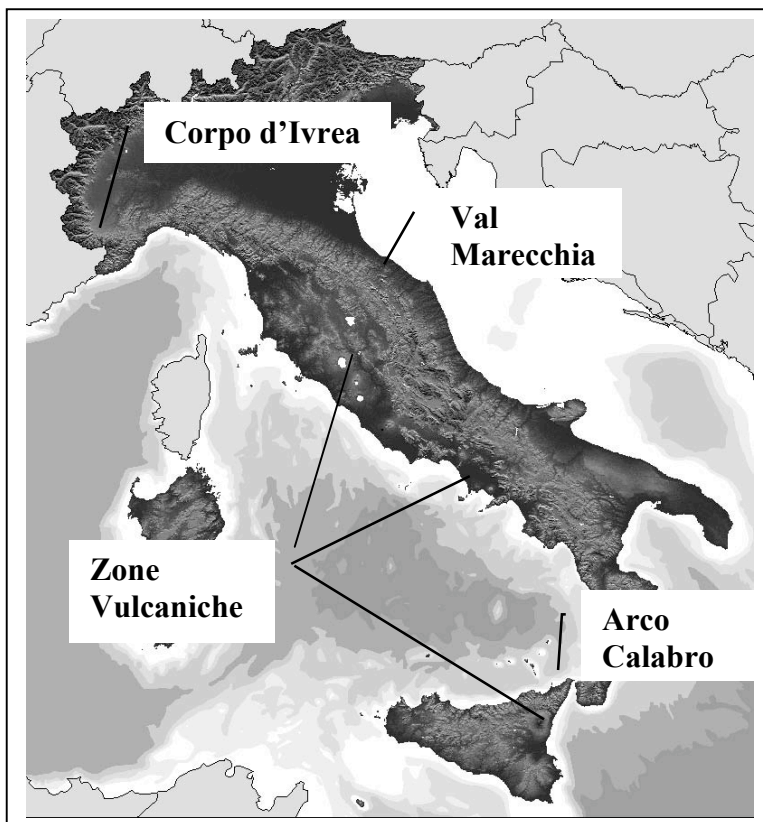


Fig. 14c. Particolari aree sismogenetiche presenti nel territorio italiano.

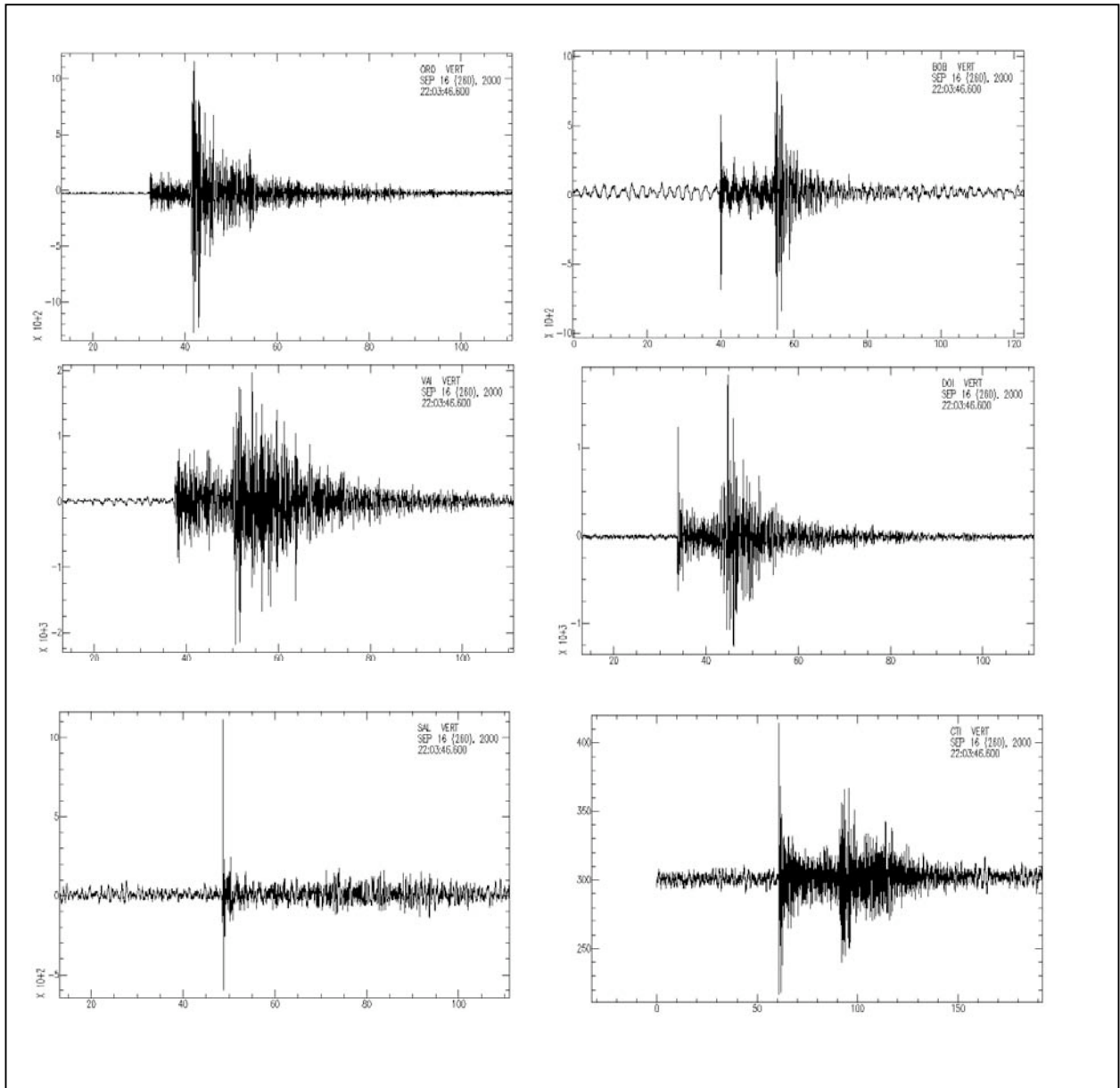


Fig. 15. Regrazioni digitali dell'evento sismico del 16 Settembre 2000 ore 22:04 GMT.

8.2 La sismicità della Val Marecchia

Una sismicità non frequente ma dalle caratteristiche particolari è quella che si riscontra in un settore dell'Appennino Tosco - Romagnolo . I sedimenti argillosi che oggi affiorano estesamente in quest'area, si sono depositi prevalentemente in un'area coincidente con l'attuale Mar Tirreno. I movimenti orogenetici appenninici, iniziati nel Cenozoico, hanno portato al sollevamento e alla formazione estese pieghe e fronti di sovrascorrimento a vergenza orientale con la traslazione delle successioni sedimentarie. Nella zona coincidente con la Val Marecchia (*Conti, 1994*) sin dal Miocene Inferiore si sono generati fenomeni simili a megafrane sottomarine: i depositi argillosi si sono mossi sopra la formazione della "gessoso-solfifera, che ha agito da livello di scollamento, coinvolgendo ed inglobando nel loro movimento frammenti di formazioni geologiche diverse per età e litologia, tra cui blocchi di grandi dimensioni costituiti da calcari corallini miocenici: ne è un esempio il monte Titano su cui si trova San Marino, che ha subito un trasporto gravitativo stimato in circa 85 km (*Veneri, 1986*). Un evento sismico caratteristico di tale zona può essere considerato quello registrato il 5 Ottobre 1993 alle ore 12:02 (GMT) con una magnitudo stimata intorno a 3.0 ed una profondità difficile da calcolare a causa della difficoltà nel riconoscere le fasi S. Una prima interpretazione visiva delle registrazioni analogiche (Fig. 16b) ha fatto pensare ad un evento telesismico, in quanto si presenta a bassa frequenza, ma questa ipotesi è stata successivamente scartata per due ragioni: 1) l'evento era stato registrato solo da alcune stazioni della RSNC ricadenti in un raggio di 80 Km. (zona del Forlivese, Marche Settentrionali, Umbria Settentrionale); 2) l'evento non era associabile a nessun terremoto riportato nel Bollettino sismico internazionale (NEIC); E' stata altresì considerata l'ipotesi che il tracciato potesse essere stato generato da un disturbo elettronico sulla rete di trasmissione dati; in tal caso però il disturbo avrebbe interessato i canali di trasmissione dei dati (Td²) nello stesso identico tempo, mentre le stazioni hanno registrato il segnale in tempi differenti: quindi anche tale possibilità è stata scartata. Attraverso l'elaborazione delle forme d'onda analogiche e digitali a disposizione è stato possibile ubicare l'evento tra il Montefeltro e il Forlivese nell'area della Val Marecchia; si è quindi giunti alla conclusione che si tratta di un evento sismico riconducibile al particolare quadro geologico sopra descritto caratterizzato da un particolare rilascio di energia e rappresentativo di un movimento lento, generato quindi da una sorgente sismica con un tipo di rottura diverso rispetto a quello tipicamente osservabile in materiali a comportamento rigido. Nelle Figure 16a e 16b si possono osservare le registrazioni digitali e analogiche di questo evento

² Canale di trasmissione dati (analogici o digitali) provenienti da stazioni sismiche ubicate in un'area geografica ristretta.

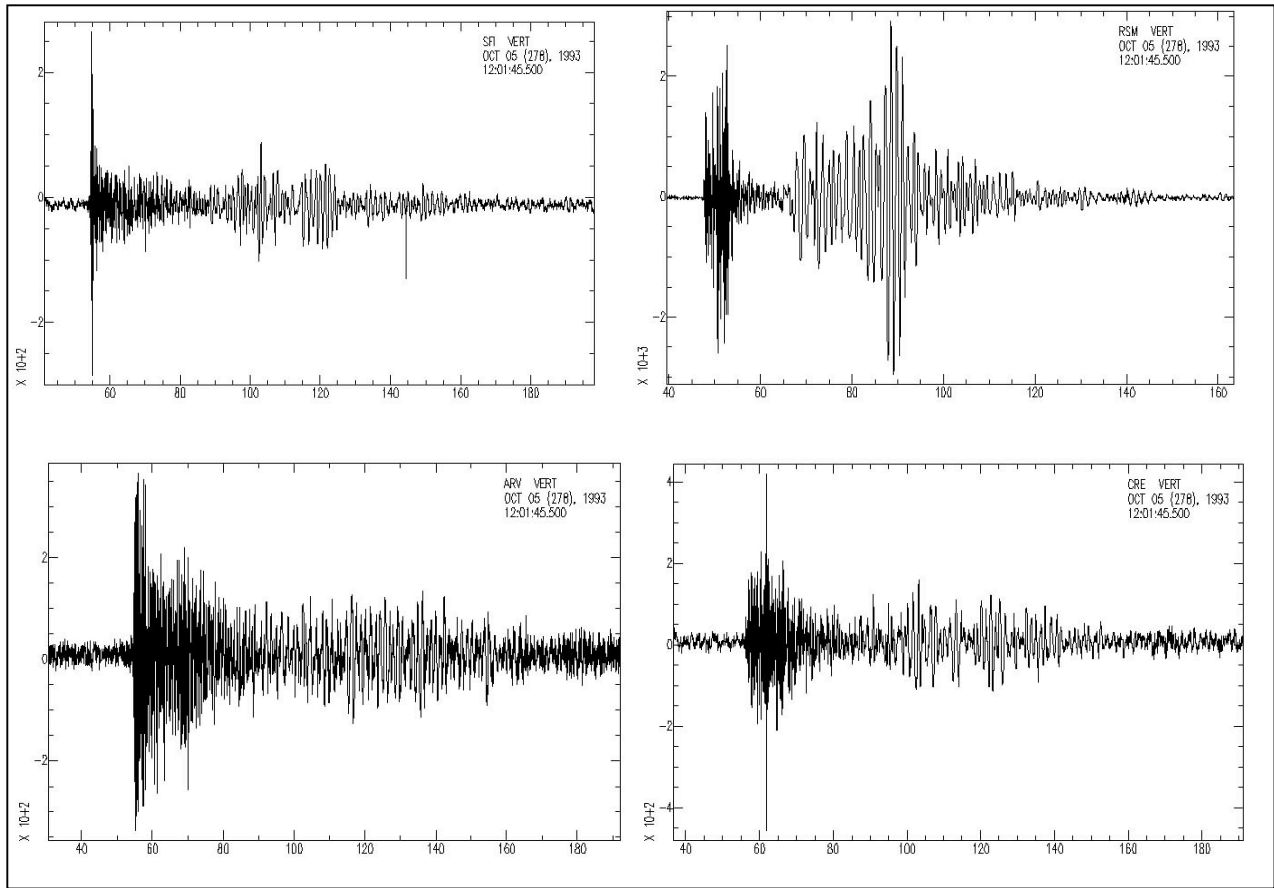


Fig. 16a. Regrazioni digitali dell'evento del 5 Ottobre 1993.

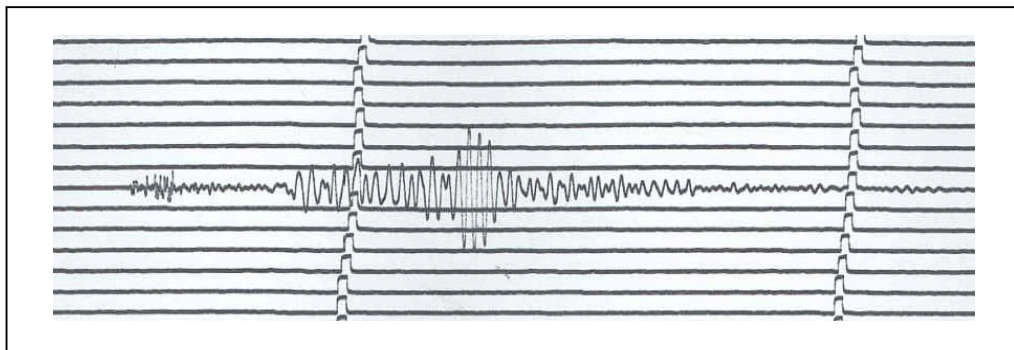


Fig. 16b. Regrazioni analogica della stazione di San Marino (RSM).

8.3 La sismicità profonda presente nel territorio nazionale

La penisola italiana è interessata anche da terremoti intermedi e profondi (Fig. 17). Sebbene il loro numero sia relativamente esiguo, sono di grande importanza per lo studio della dinamica dei processi profondi. Terremoti i cui ipocentri superano i 450 km di profondità avvengono nella zona del Tirreno meridionale e la loro profondità aumenta procedendo da sud-est verso nord-ovest.

Tali eventi mettono in evidenza la subduzione attiva della litosfera Ionica al di sotto dell'Arco Calabro. La maggior parte dell'attività è concentrata soprattutto verso i 300 km di profondità, dove i terremoti possono raggiungere anche Magnitudo 7 (Amato et alii, 1997).

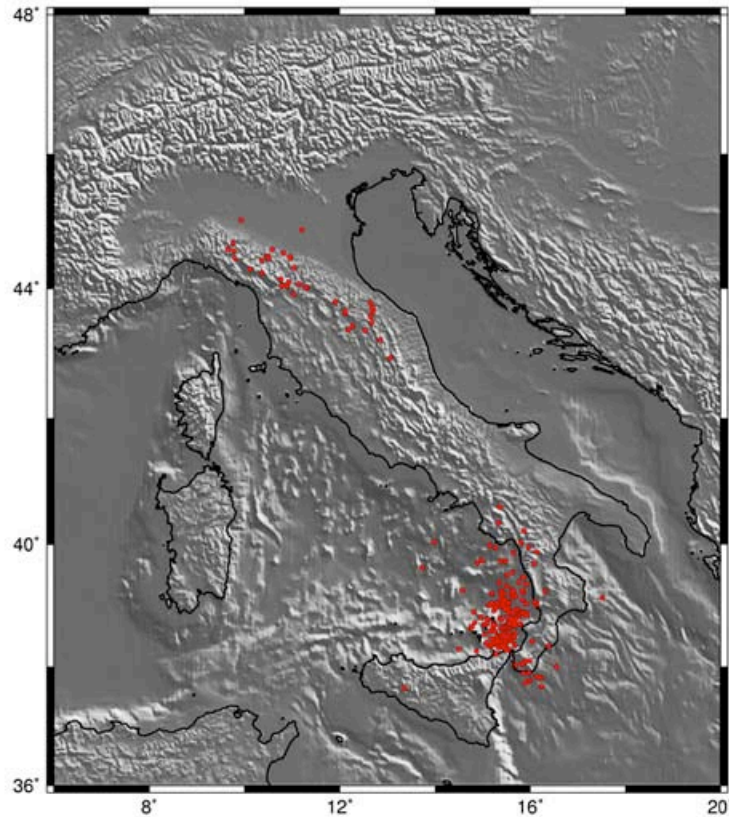


Fig. 17. Mappa dei terremoti profondi nel territorio nazionale (profondità > 30 km) registrati nel periodo 1985 – 2000.

8.3.1 La sismicità ‘profonda dell’Appennino settentrionale’

Nel catalogo sismico dell’INGV è possibile trovare terremoti di magnitudo moderata (< 5.0) e di profondità intermedia che si verificano nell’Appennino settentrionale. La profondità massima osservata per questi eventi sismici è di circa 100 Km e, sebbene non siano ancora ben studiati, suggeriscono un processo di subduzione attiva anche per questo settore della penisola italiana.

Nelle Figure 18, 19 e 20 vengono riportati i sismogrammi di alcuni terremoti di profondità intermedia dell’Appennino settentrionale. La caratteristica principale di queste forme d’onda è individuabile nel primo arrivo, il quale si presenta con un inizio impulsivo ad alta frequenza. In alcuni casi l’ampiezza dell’onda P supera quella dell’onda S.

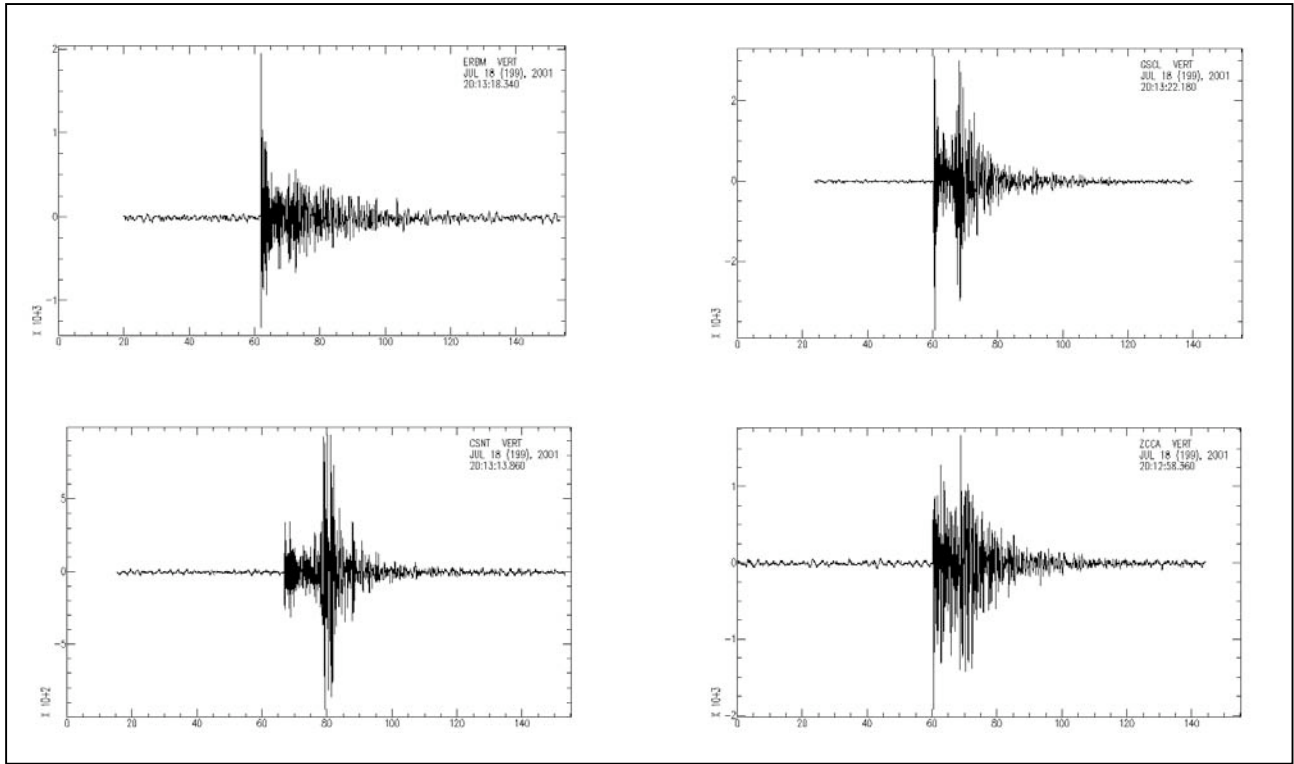


Fig. 18. Sismogrammi dell'evento sismico del 18 Luglio 2001, to 20:13 (GMT), $M_d = 2.7$ avvenuto in Lunigiana con profondità ipocentrale di circa 60 km.

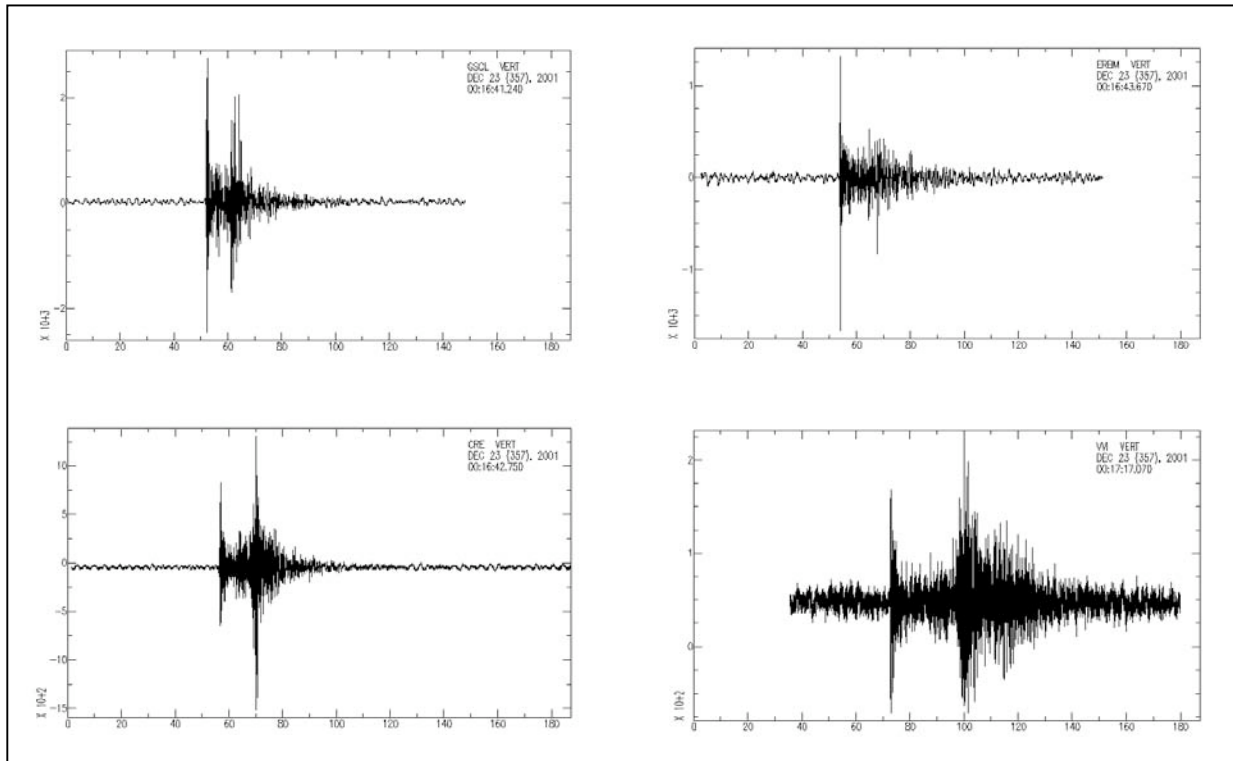


Fig. 19. Sismogrammi dell'evento sismico del 23 Dicembre 2001, to 00:17 (GMT), $M_d = 2.8$ avvenuto nell'Appennino Pistoiese con profondità ipocentrale di circa 60 km.

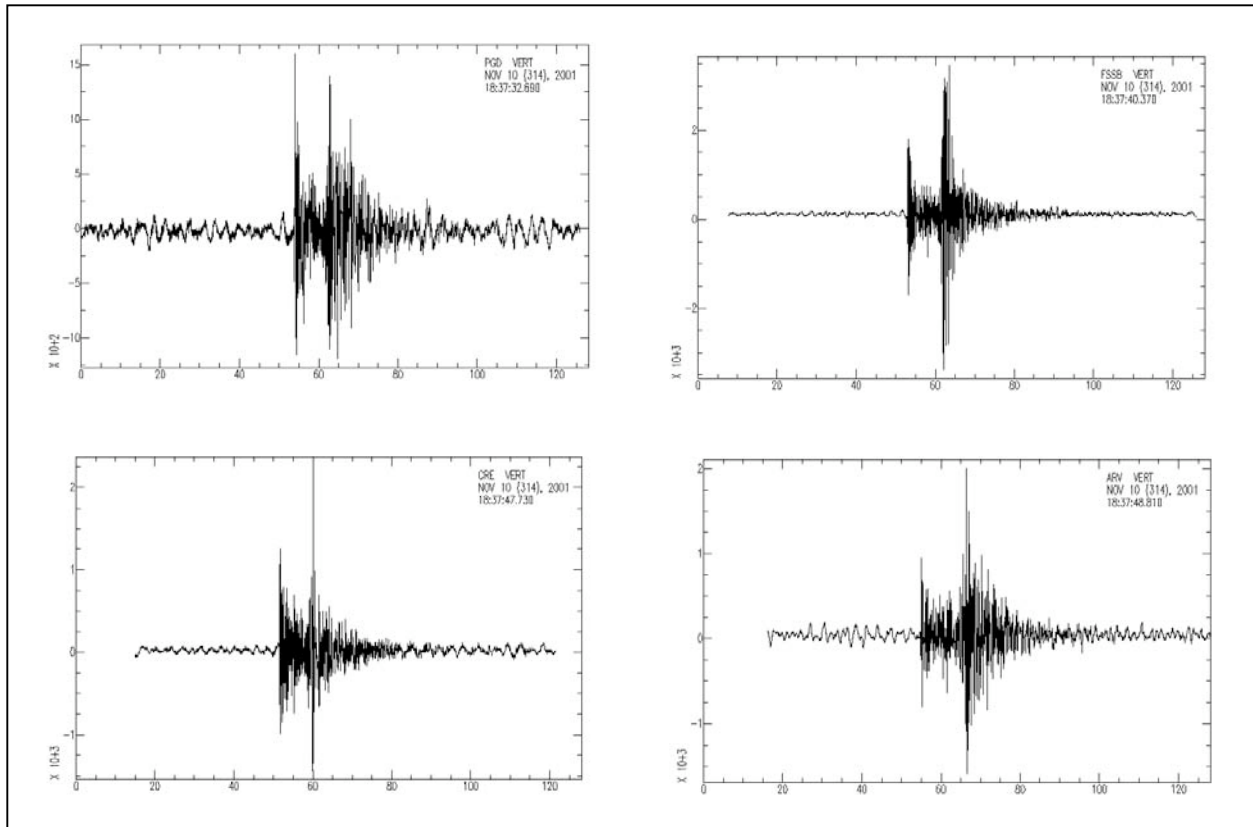


Fig. 20. Sismogrammi dell'evento sismico del 10 Novembre 2001, to 18:38 (GMT), $M_d = 2.6$ avvenuto nell'area del Montefeltro con profondità ipocentrale di circa 55 km.

8.3.2 La sismicità profonda dell'arco Calabro

La causa principale della sismicità dell'area mediterranea risiede nel fatto che il blocco africano e quello euroasiatico sono in corso di reciproco avvicinamento sollecitati a ciò dall'espansione degli oceani circostanti. L'avvicinamento causa ovviamente la riduzione dello spazio compreso tra i due blocchi e quindi il margine settentrionale del blocco africano si immerge sotto le zolle egea e anatolica. Le strutture del Mediterraneo comprese fra i due blocchi si deformano e si riassetano continuamente al fine di occupare uno spazio sempre più limitato. Una di queste strutture mediterranee è la microzolla adriatica. Quest'ultima rappresenta ciò che rimane di un vasto promontorio africano che decine di milioni di anni fa occupava buona parte dell'attuale Mediterraneo centro-occidentale.

Da 10-15 milioni di anni a questa parte l'Africa spinge questa microzolla imprimendole anche una rotazione antioraria e costringendola a comprimere le strutture balcaniche. Lo spostamento della microzolla adriatica verso est favorisce inoltre l'allargamento dell'area tirrenica (*Frepoli et alii*, 1995). Quanto detto è possibile perché esiste una "cerniera" che collega la zolla africana alla zolla dell'Adriatico: si tratta della litosfera oceanica 'antica' residuo della Tetide che attualmente è immerso sotto l'arco calabro e il Tirreno meridionale a circa 500 km di profondità dando luogo ad una zona caratterizzata da una significativa sismicità i cui terremoti più profondi raggiungono i 450 Km al di sotto del Mar Tirreno (Fig. 17).

La zolla in subduzione, ad una certa profondità viene coinvolta in processi di fusione parziale e i magmi che si formano tendono a risalire fino a raggiungere la superficie terrestre.

Tale modello geodinamico definito in letteratura come una 'zona di subduzione' è assai simile a quello presenti, per esempio, nella cintura di fuoco circumpacifica ove si rinvergono un gran numero di vulcani attivi. Il vulcanismo e i magmi Eoliani sono quindi strettamente legati alla dinamica di subduzione che caratterizza tale settore dell'Appennino meridionale.

Gli eventi sismici che registriamo con la rete nazionale, in tale area, si presentano con un certo allineamento lungo un piano inclinato che corrisponde alla zona di contatto tra le sopraccitate zolle.

In Figura 21 sono evidenziati tre eventi sismici caratteristici di questa area sismogenetica avvenuti nel corso del 2001. In essa si evidenzia che la profondità ipocentrale aumenta procedendo da sud-est verso nord-ovest.

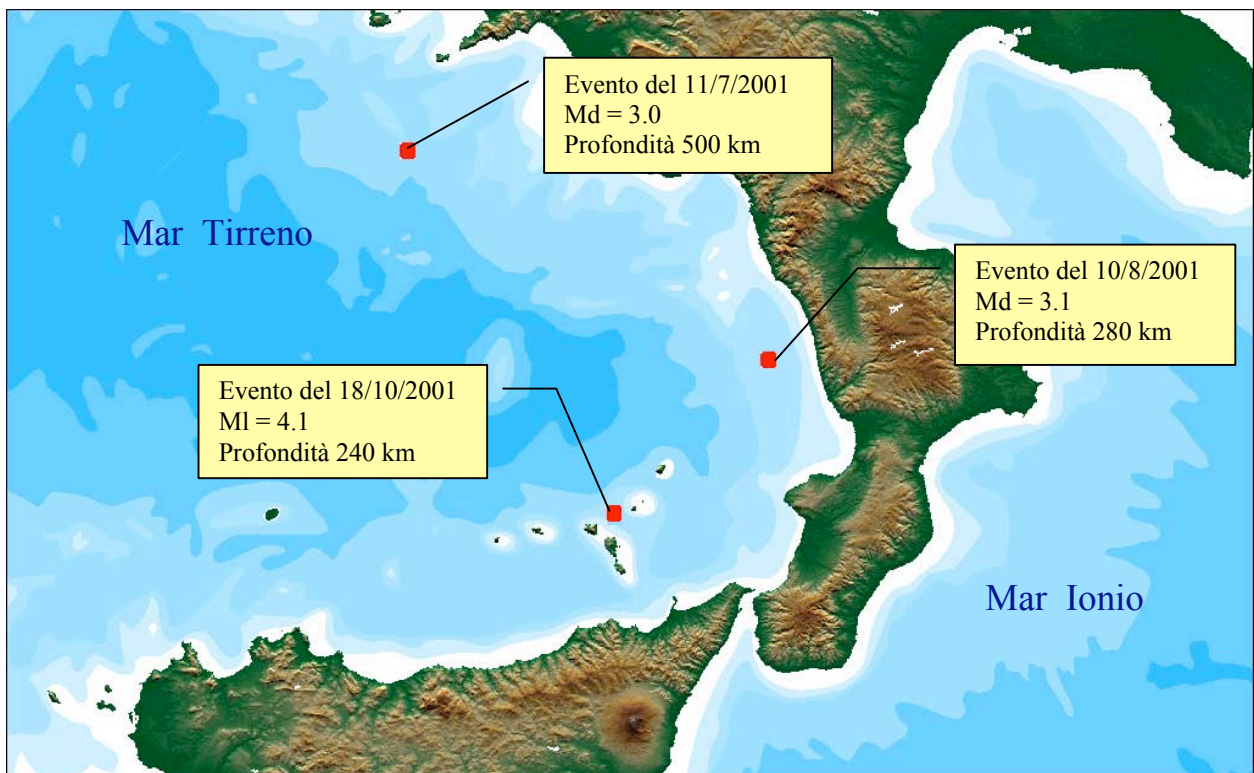


Fig. 21. Mappa di alcuni terremoti profondi avvenuti nel 2001 nel Mar Tirreno.

Nelle successive Figure 22, 23 e 24 vengono riportate le forme d'onda dei tre eventi indicati nella Figura 21.

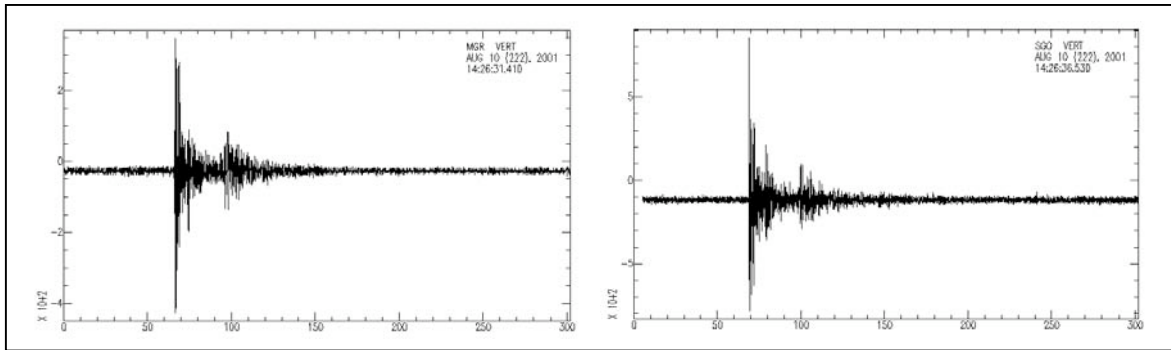


Fig. 22. Evento del 10 Agosto 2001, to 14:26 (GMT), registrato dalle stazioni di MGR e SGO, di Md=3.1 prof. 280 km.

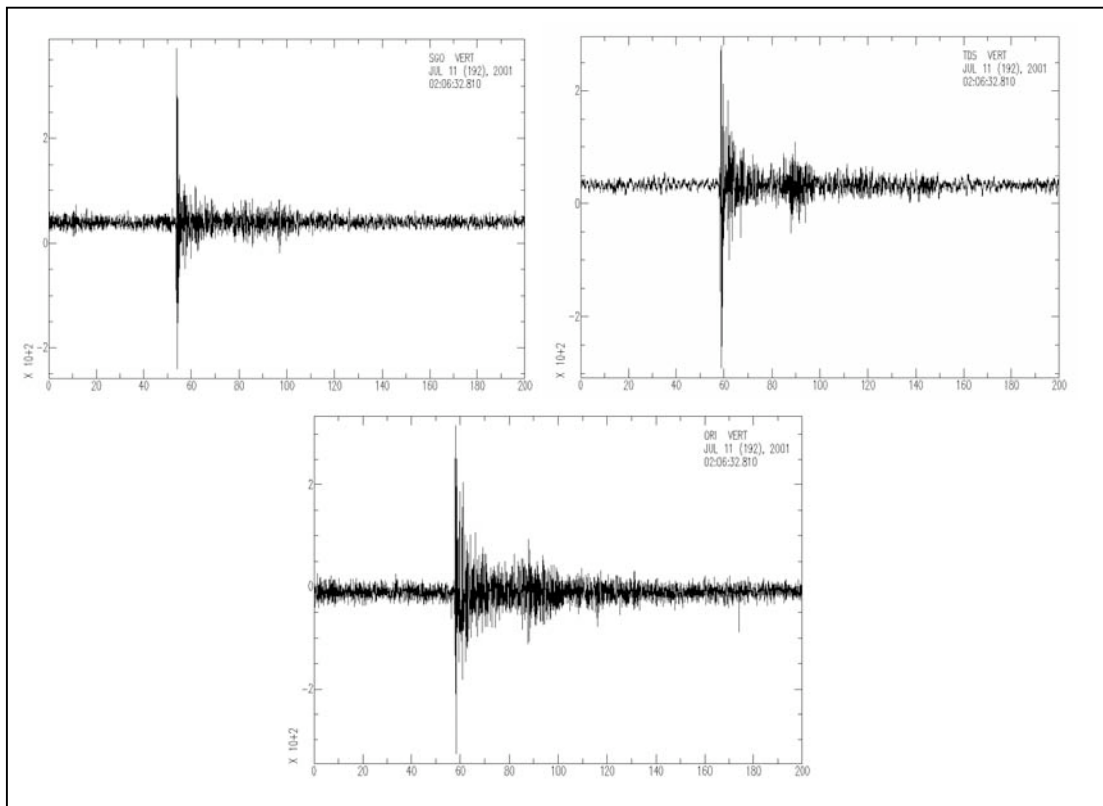


Fig. 23. Evento dell' 11 Luglio 2001, to 02:06 (GMT), registrato dalle stazioni di SGO, TDS, ORI e Md=3.0, prof. 500 km.

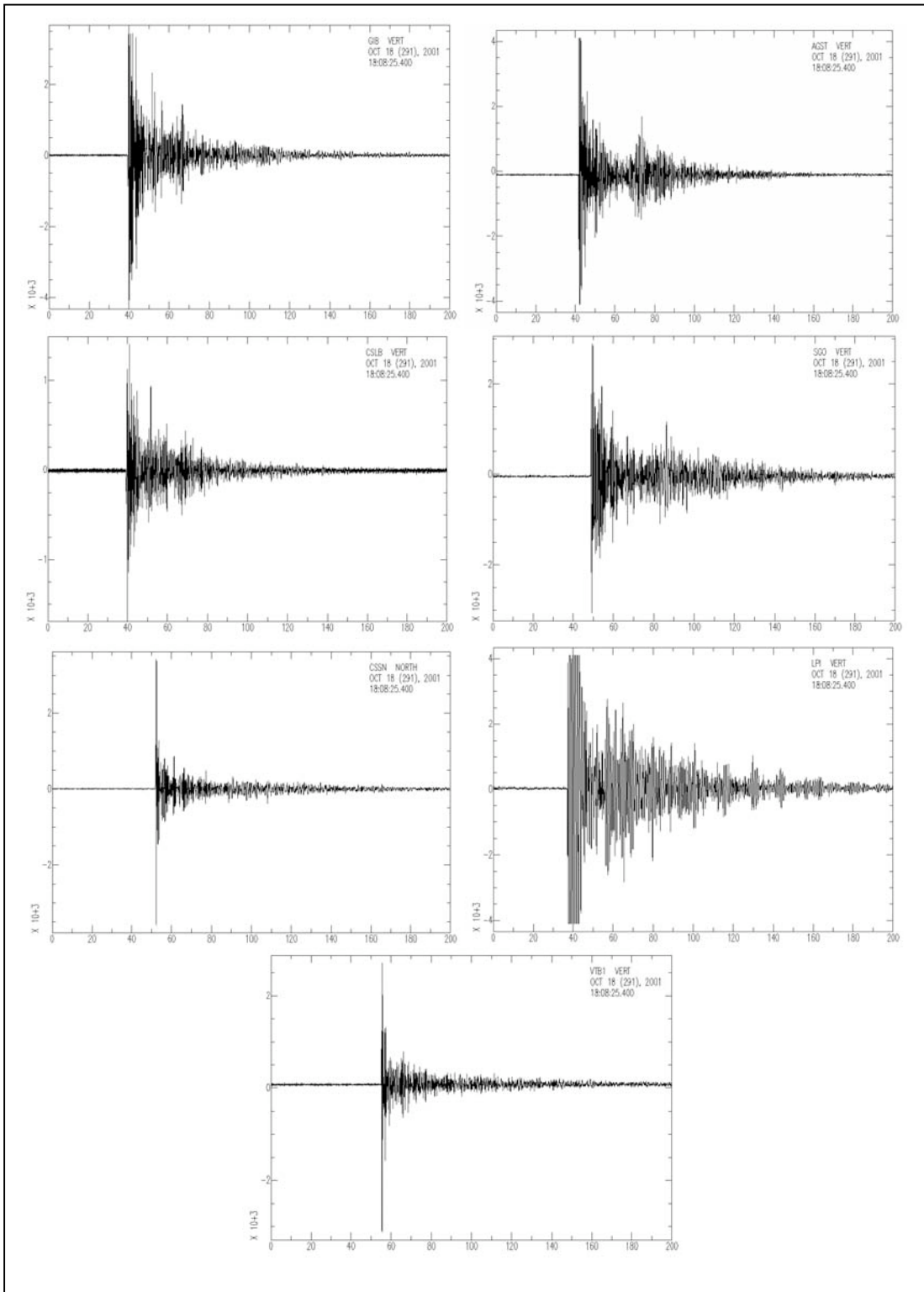


Fig. 24. Evento del 18 Ottobre 2001 to 18:09 (GMT) registrato dalle stazioni di GIB, AGST, CSLB, SGO, CSSN, LPI e VTBI, di $M_I=4.1$ e di prof. 240 km.

8.4 La sismicità delle aree vulcaniche di genesi quaternaria

A seguito della intensa attività tettonica di tipo distensivo, collegata con l'apertura del Mar Tirreno, avvenuta 0.7 Ma circa, durante il quaternario, in un'ampia fascia peritirrenica, si ebbe un'intensa sismicità lungo le linee di maggior debolezza (vedi Fig. 14c), la risalita di magmi di tipo alcali-calcico con la conseguente impostazione di una serie di edifici vulcanici (*Amiata, Radicofani, Sabatini, Vulsini, Colli Albani, Campi Flegrei, Vesuvio, Roccamonfina, Vulture, Etna*). Tutte queste presentano una sismicità caratteristica legata alla presenza in profondità di una camera magmatica (che in taluni casi è ancora attiva) che è responsabile di una serie di fenomeni legati al vulcanismo (ad esempio l'idrotermalismo). In questo paragrafo vengono mostrati i sismogrammi di alcuni eventi sismici avvenuti in tali zone, cercando di metterne in evidenza le caratteristiche peculiari.

Esempio n° 1

Nella zona del Monte Amiata, il 9 Maggio 2001 si sono verificati alcuni eventi sismici, il maggiore dei quali ha avuto una magnitudo di 3.0. Questa attività sismica, anche se di bassa energia, è stata risentita distintamente dalla popolazione della zona che ha anche avvertito dei forti boati, probabilmente legati alla risalita di fluidi. In Figura 25a e 25b si possono osservare le forme d'onda (sia analogiche che digitali) di alcune registrazioni dell'evento in questione.

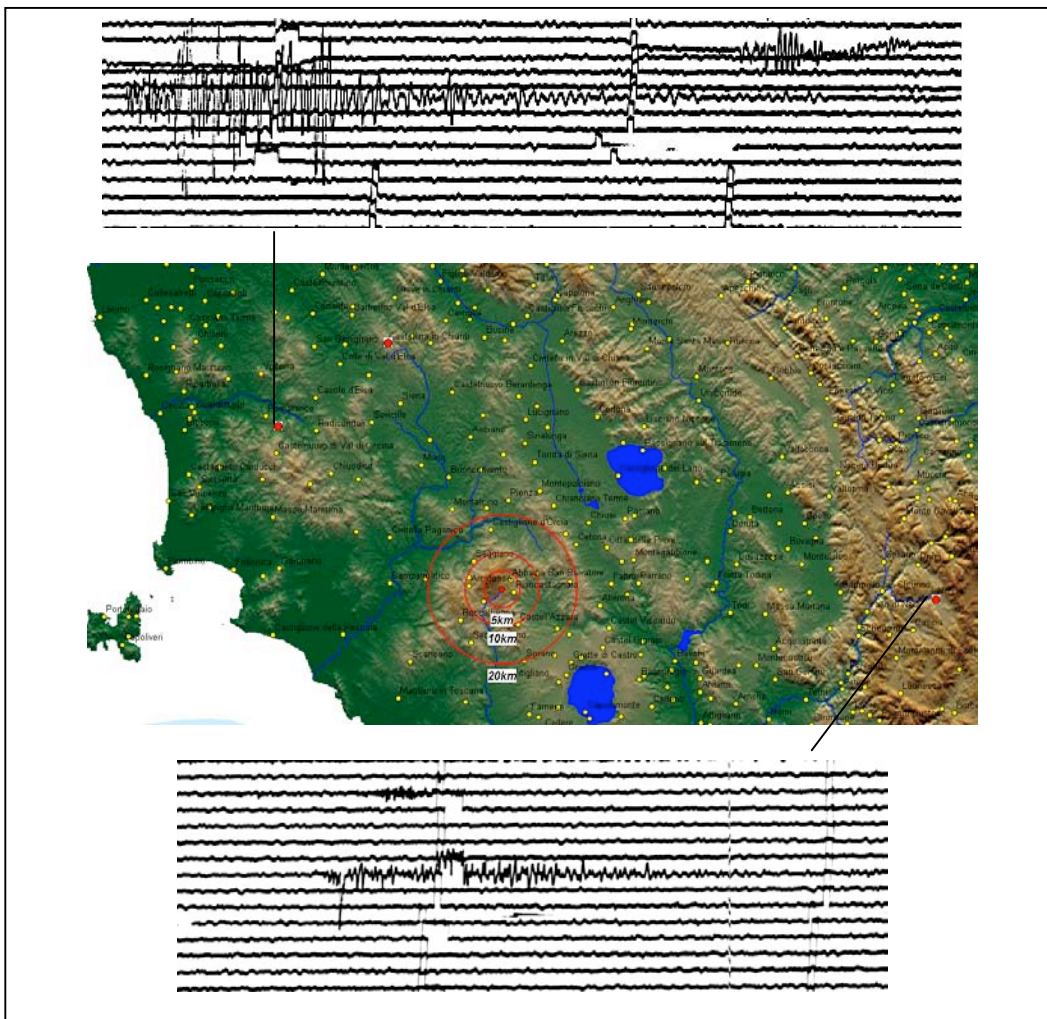


Fig. 25a. RegISTRAZIONI analogiche di Gerfalco (GRFL) in alto e Norcia (NRCA) in basso dell'evento del 9.5.2001.

In questi sismogrammi si può notare come il contenuto di alta frequenza di questo evento è minore rispetto ad un analogo evento locale di origine tettonica.

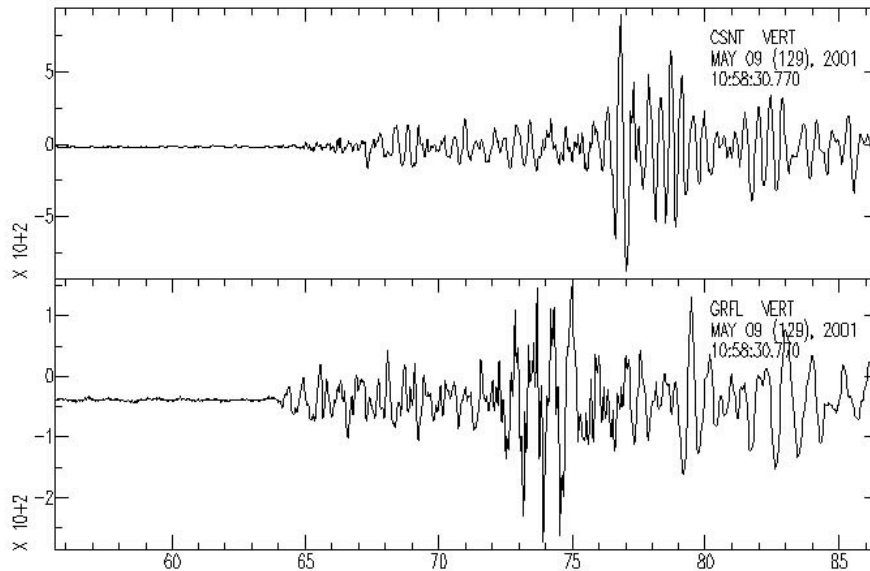


Fig. 25b. Regrazioni digitali di Castellina in Chianti (CSNT) e Gerfalco (GRFL).

Esempio n° 2

In questo esempio viene descritto un evento dell'area vesuviana avvenuto il 9 Ottobre 1999 alle 05:41 (GMT). La magnitudo dell'evento (Md 3.4), la bassa profondità ipocentrale (circa 2 km) e la zona densamente popolata hanno fatto sì che questo terremoto è stato avvertito in una area molto vasta dell'area partenopea. Nelle Figure 26a e 26b vengono mostrati alcuni sismogrammi della RSNC sia digitali che analogici.

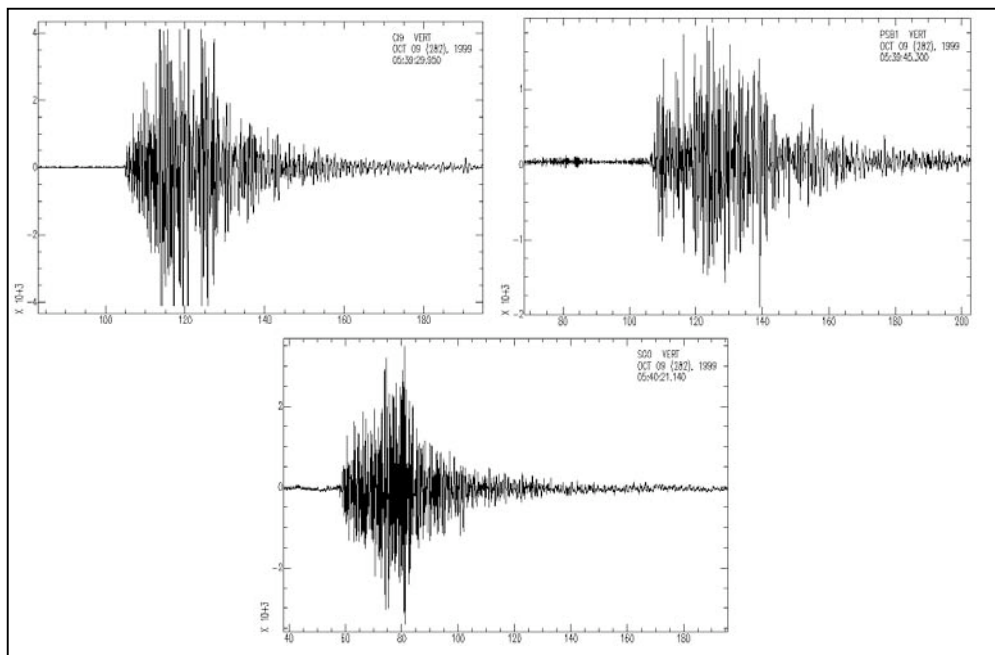


Fig. 26a. Regrazioni digitali dell'evento del 9.10.1999 relative alle stazioni di CI9, PSB1 e SGO.

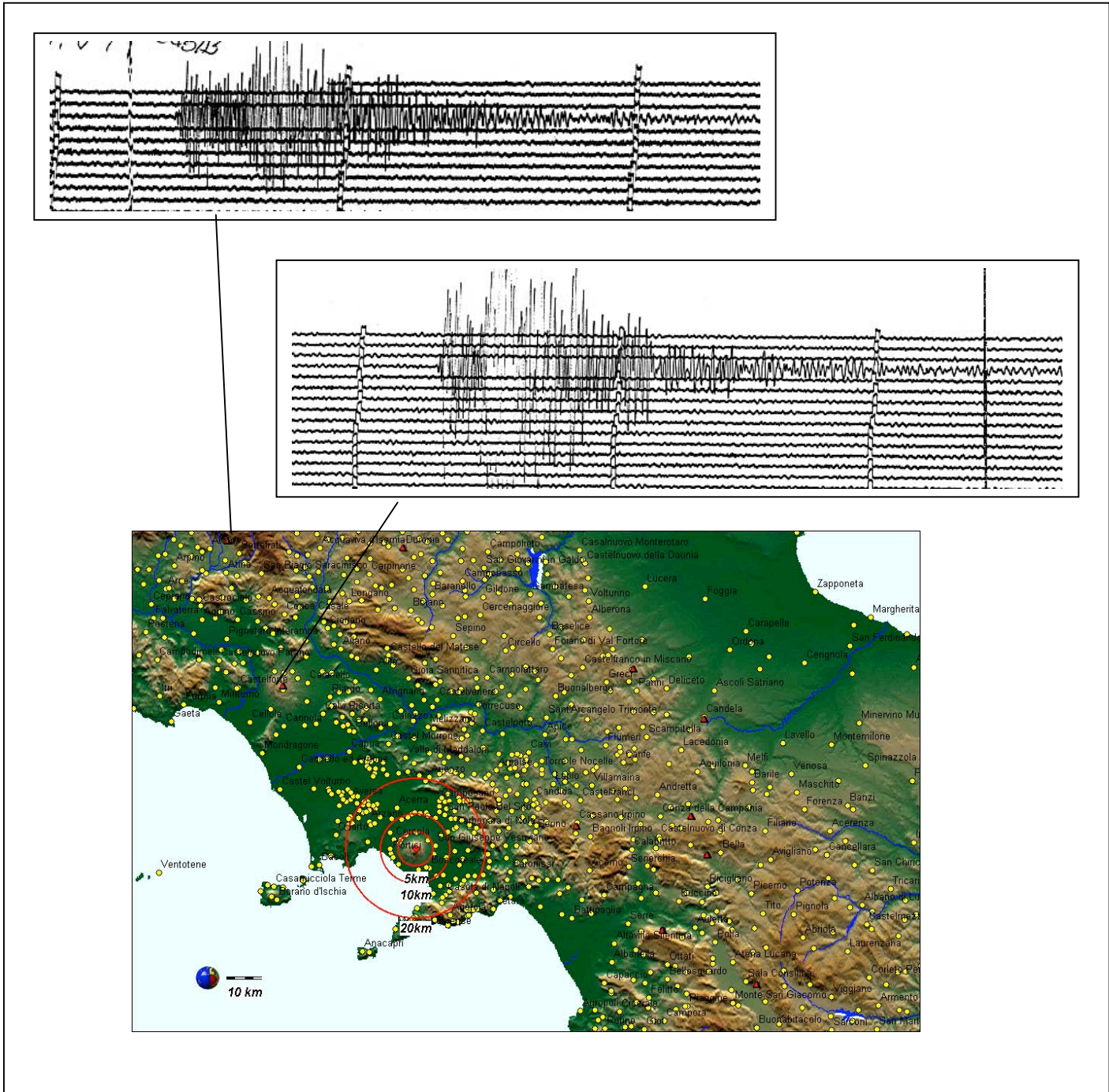


Fig. 26b. Regrazioni analogiche delle stazioni di San Donato Val Comino (SDI) in alto e Roccamonfina (RFI) in basso.

Esempio n° 3

Un'altra zona italiana ove si riscontra un'interessante attività vulcanica è quella dei Campi Flegrei, che si estende lungo il golfo di Pozzuoli in provincia di Napoli (Fig. 27). Questa area è caratterizzata dal fenomeno del bradisismo, un sollevamento lento della superficie terrestre a cui è associata una sismicità legata alla dinamica interna della camera magmatica. Un fenomeno di questo tipo si ebbe negli anni 1983-1984, con l'occorrenza di molti sciami sismici che allarmarono la popolazione.



Fig. 27. L'area dei Campi Flegrei.

Le Figure seguenti mostrano le registrazioni analogiche di alcune stazioni della RSNC di due eventi avvenuto nel Novembre 1984, durante un periodo di maggiore attività di questo genere. Nei sismogrammi risulta particolarmente difficile individuare la fase S.

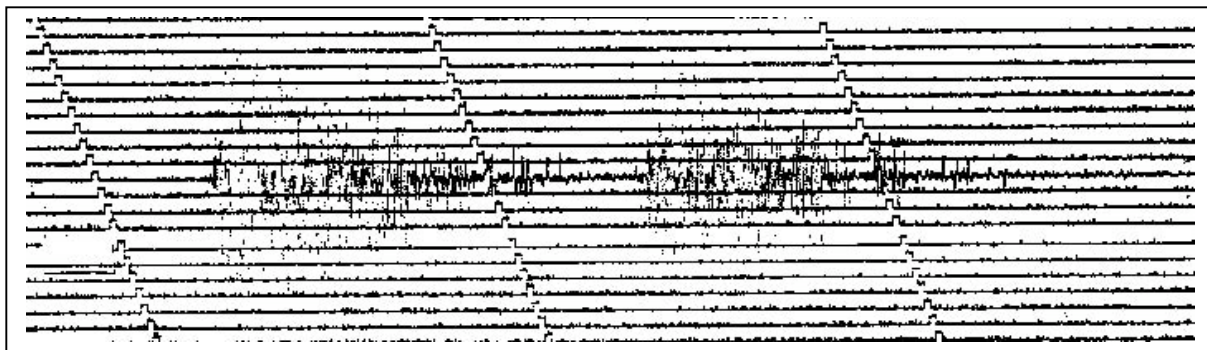


Fig. 28a. Sismogramma della stazione di Baronissi (BSS).

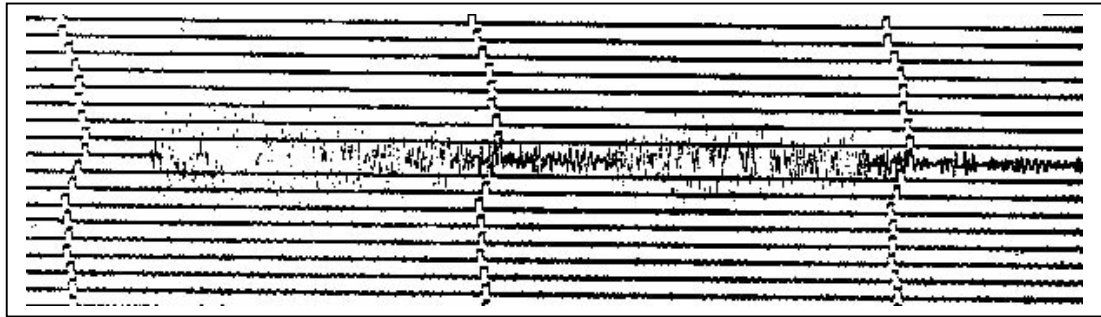


Fig. 28b. Sismogramma della stazione di Ischia (IS9).

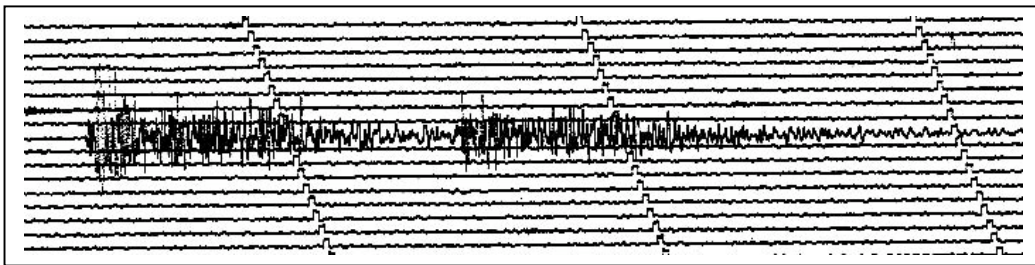


Fig. 28c. Sismogramma della stazione di San Donato Val Comino (SDI).

Esempio n° 4

Come ultimo esempio di sismicità associata ad attività vulcanica, citiamo quella legata alla zona etnea. Le Figure seguenti (29 e 30) si riferiscono alla fase eruttiva particolarmente intensa avvenuta nel Luglio 2001 iniziata con una sequenza sismica ed un aumento notevole delle ampiezze del moto del suolo dovuto al tremore vulcanico probabilmente generato dall'ascesa del magma dalla camera magmatica alla bocca eruttiva. I terremoti registrati dalla stazione di Montesoro (MNO), la più vicina al vulcano, sono caratterizzati da un contenuto di alte frequenze non molto evidente come in altri terremoti locali. Anche la fase S non è sempre ben distinguibile, probabilmente a causa del materiale fluido attraversato dall'onda sismica. Nella Figura 30 è interessante vedere l'aumento del tremore vulcanico avvenuto durante la giornata: da notare, inoltre, che spesso un tale fenomeno precede l'eruzione vulcanica.

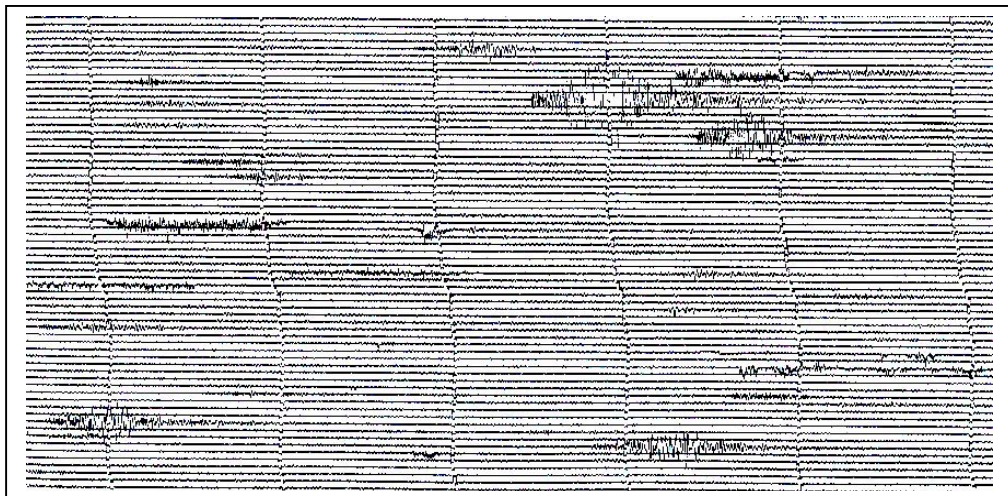


Fig. 29. Eventi sismici registrati dalla stazione di Montesoro (MNO).

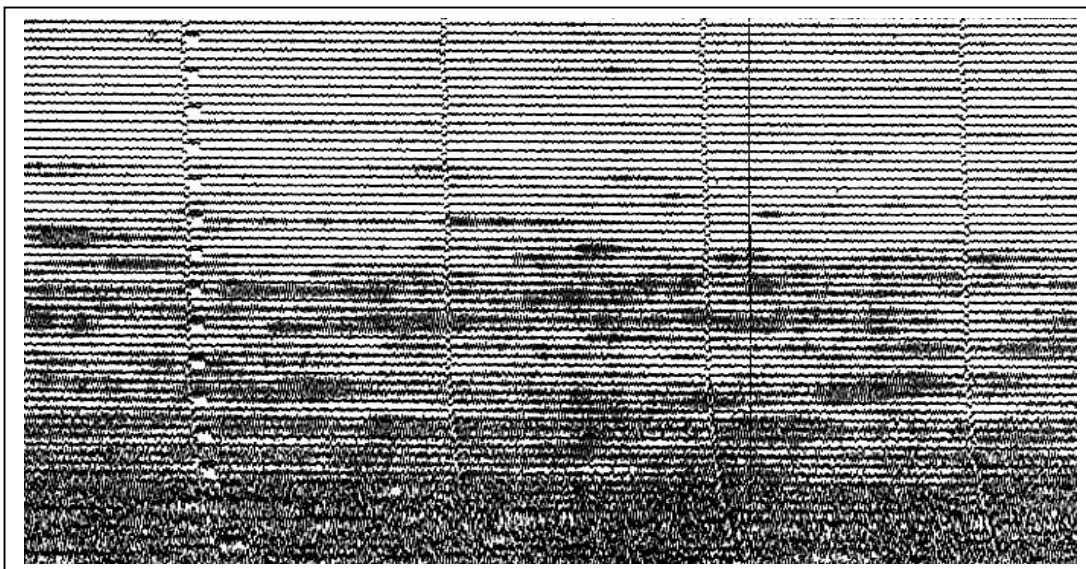


Fig. 30. Aumento del tremore vulcanico alla stazione di Montesorò (MNO).

9. Eventi sismici naturali la cui ‘sorgente’ è superficiale

E’ ben noto, in letteratura sismologica, che possono verificarsi particolari scuotimenti del suolo generati da una sorgente di tipo naturale che può trovarsi ubicata superficialmente. In questo paragrafo passiamo in rassegna alcuni casi specifici che nel nostro territorio nazionale si presentano con una certa frequenza soprattutto in alcune aree che presentano particolari caratteristiche geologiche e geomorfologiche. Ci riferiamo nel caso specifico agli eventi che si generano in occasione di frane e di crolli ipogei.

Il territorio italiano, a causa del dissesto idrogeologico diffuso su gran parte di esso, presenta annualmente un rilevante numero di frane che possono essere classificate diversamente a secondo delle modalità in cui si manifestano e dei terreni coinvolti. Quelle che interessano al nostro caso sono certamente quelle definite da ‘*crollo*’. Esse interessano generalmente materiali lapidei con il coinvolgimento di notevoli masse di terreno talora di milioni di metri cubi di roccia. Le frane da crollo hanno normalmente origine da pareti verticali o fortemente inclinate e sono in genere collegate ed indotte sia dalla presenza di fratture nella roccia che in origine si presentava compatta sia all’erosione della base del pendio. Nelle frane di crollo si ha caduta libera dei frammenti che si staccano dalla roccia madre i quali per effetto della gravità vanno a mettersi a ‘riposo’ alla base dello scoscendimento formando così un grande accumulo caotico di materiali detritici.

Tali fenomenologie sono assai diffuse nel nostro Paese sia sull’arco alpino sia in numerosi settori dell’Appennino. Ogni qualvolta si verifica un evento di questo genere, considerato il ristretto contesto in cui si manifesta, l’energia in campo è notevole ed essa si libera in pochi secondi.

Sono, altresì, da segnalare le *frane che avvengono in ambiente subacqueo* le quali mobilitano anch’esse una notevole quantità di materiali che durante il loro rapido movimento generano talora eventi sismici che possono, in alcune condizioni batimetriche particolari, generare addirittura uno tsunami. In Italia tale fenomenologia si riscontra soprattutto nelle zone di fronte alle foci di grandi fiumi, come per esempio il Tevere, e nella parte di costa della riviera ligure di Ponente.

Per quanto riguarda gli ‘*scuotimenti del suolo*’ generati da crolli ipogei possiamo dire che non sono affatto trascurabili in quanto annualmente si presentano in numero notevole.

Tali eventi si ritrovano ubicati principalmente nelle aree calcareo, calcareo-dolomitiche ed in taluni casi di tipo evaporitico (travertini, gessi, ecc.) ove a seguito di intensi processi tettonici, presentano fratture consentendo così uno sviluppo accelerato del processo carsico nel suo complesso. Proprio a seguito di quest'ultimo fenomeno naturale vengono a formarsi delle notevoli cavità, anche di considerevole volume, le cui pareti e volte nel tempo diventando instabili provocano crolli di materiale roccioso, anche di notevole dimensione. In tal maniera vengono a generarsi sismi associati generalmente a 'boati' con un risentimento limitato territorialmente ma che localmente possono comunque creare panico e in taluni casi forti risentimenti.

Tali eventi, a causa della limitata energia che viene a liberarsi sia sotto forma di onde sismiche sia sotto forma di onde acustiche, raramente vengono registrati dalla RSNC e vengono a conoscenza sia dell'opinione pubblica o di coloro che studiano tali fenomeni soltanto nelle occasioni in cui essi si verificano nelle vicinanze di un centro abitato.

Una frana da crollo di cui si possiedono delle registrazioni da parte delle stazioni sismiche della RSNC è quella avvenuta il 28 Luglio 1987 nella Val di Pola (Valtellina). In quella occasione, dopo un intenso periodo di piogge, alle ore 05:25 (GMT) una intera fetta di montagna si è staccata ed è precipitata nella sottostante valle da una altezza di 200 metri. Si e' stimato che il volume della frana è stato di circa 40 milioni di metri cubi. Notevoli furono i danni arrecati alla popolazione ed ai paesi della zona.

Da Figura 31 a Figura 36 vengono mostrate le registrazioni analogiche di alcune stazioni del Nord Italia della RSNC.

Da precisare che quest'ultime registrazioni sono state effettuate con dei sismometri a breve periodo.

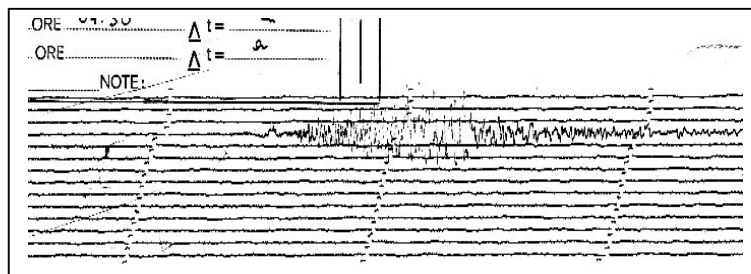


Fig. 31. Sismogramma della stazione di *Castel Tesino (CTI)*.

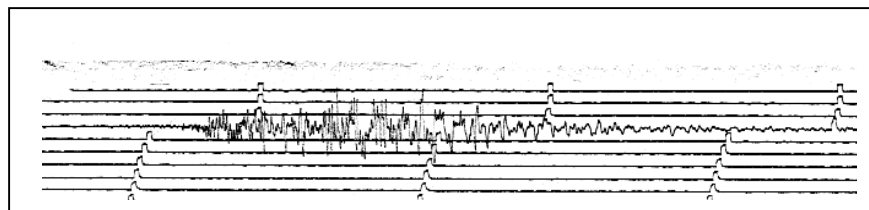


Fig. 32. Sismogramma della stazione di *Forni Avoltri (FOI)*.

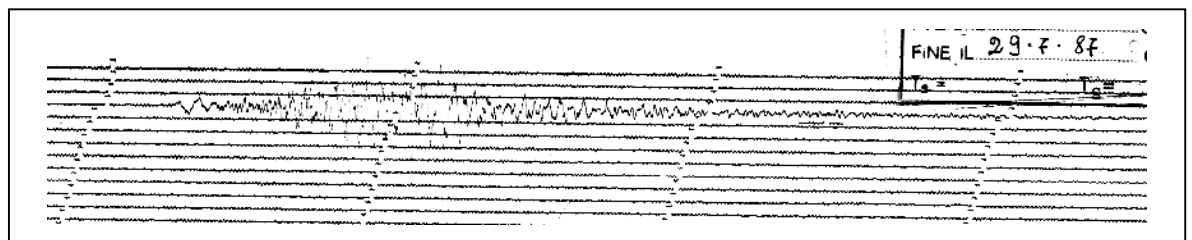


Fig. 33. Sismogramma della stazione di *Monte di Nese (MDI)*.

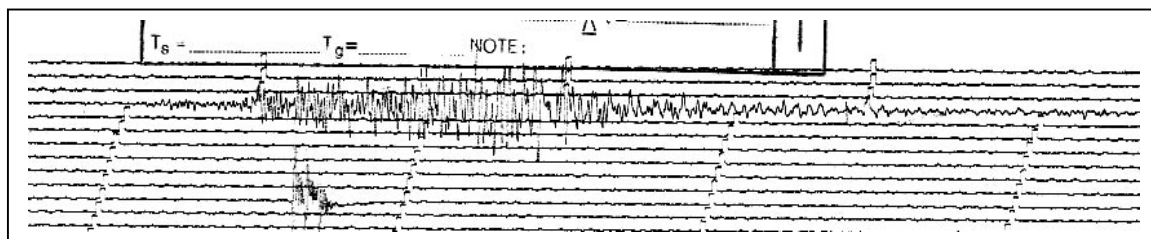


Fig. 34. Sismogramma della stazione di *Raibl (RBL)*.

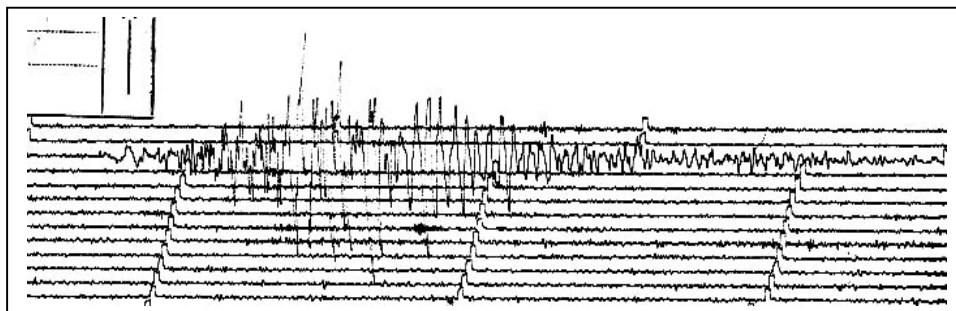


Fig. 35. Sismogramma della stazione di *Salò (SAL)*.

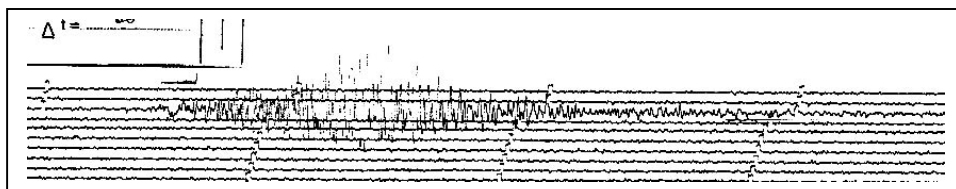


Fig. 36. Sismogramma della stazione di *Varese (VAI)*.

Il sismogramma caratteristico di una frana, e di questa in particolare, si differenzia da quello di un terremoto locale classico principalmente per il primo arrivo. Dalla osservazione dei sismogrammi sopra riportati si può vedere che il segnale registrato nelle varie stazioni ha un inizio emergente e la presenza di una componente a bassa frequenza. La registrazione complessivamente ha una forma abbastanza simmetrica che rispecchia l'inizio lento della frana, poi un aumento delle ampiezze corrispondente alla fase più energetica della frana, seguita dalla fase di 'messa a riposo'. Un evento sismico di energia paragonabile a quello della frana in questione, registrato da una stazione alla stessa distanza, produrrebbe sicuramente un sismogramma dall'inizio impulsivo e con un contenuto di alta frequenza, soprattutto nella fase iniziale.

10. L'onda T

Passiamo ora a descrivere una particolare forma d'onda che può creare alcune difficoltà al personale impegnato nel monitoraggio sismico (turnisti, interpretatori) ed in particolare ci riferiamo ai sismogrammi di eventi sismici regionali localizzati nel mar Ionio e nell'area egea. Le registrazioni delle stazioni della RSNC ubicate principalmente in Calabria e in Sicilia orientale presentano dopo circa 3 minuti dalla fase Pn, una fase particolare chiamata onda T. Normalmente essa si può osservare solo sulle stazioni della RSNC che affacciano sul Mar Ionio e precisamente: Samo (SOI, SOIN, SOIE), Girifalco (GRI), Terranova da Sibari (TDS) e Augusta (AGST, AU9N, AU9E).

L'onda T è una fase sismica di tipo compressivo (o longitudinale) che si propaga nell'acqua con una velocità prossima a quella del suono. Viene generata, oltre che da terremoti, anche da esplosioni e attività vulcanica sottomarina. Sulla genesi dell'onda T, diversi Autori (*Johnson, 1963*), concordano sul fatto di ritenere responsabili una serie di fattori quali: una particolare distanza epicentrale dalla stazione sismica e la presenza di una particolare morfologia del fondale marino posta tra la stazione e l'ipocentro (Fig. 37). L'onda T, a causa dell'alta frequenza che la caratterizza, può essere facilmente confusa con un terremoto locale, soprattutto se l'evento che l'ha generata non è particolarmente energetico risultando quindi mal visibile soprattutto sui sismogrammi analogici. Ciò si verifica in quanto l'ampiezza di questa onda è notevolmente più grande rispetto a quella della Pn e della Sn che la precedono. Non di rado sui sismogrammi delle stazioni sismiche che registrano questa onda non si riesce a distinguere l'inizio del terremoto mentre è ben visibile l'onda T (Fig. 38 e 39). In questa situazione si corre il rischio di localizzare come evento locale l'onda T e inoltre, il risultato di questo epicentro fittizio ricade quasi sempre nella zona dello stretto di Messina o del golfo di Catania, zone sismogenetiche note.

Il mar Ionio, per la sua particolare conformazione, rappresenta l'ambiente idoneo per la formazione delle onde T ed è l'unica zona in Italia ove si manifesta tale fenomenologia. Va altresì detto che tale fenomeno sismico è riscontrabile in altre zone ed in particolare nel Pacifico (isole Aleutine, isole Andreanof, arcipelago delle Galapagos), ove sono presenti particolari fosse oceaniche.

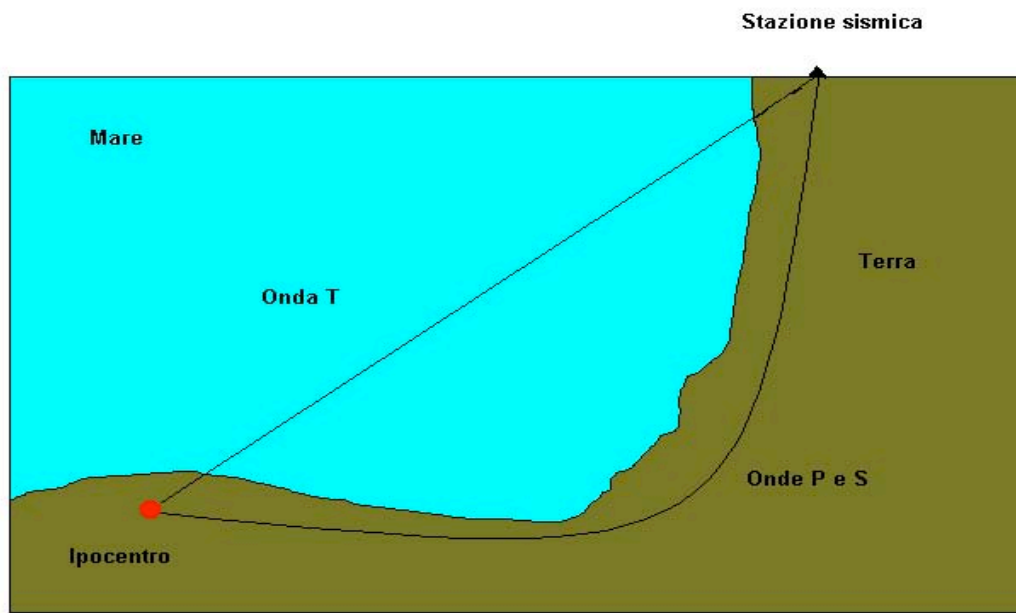


Fig. 37. Schema della propagazione dell'onda T.

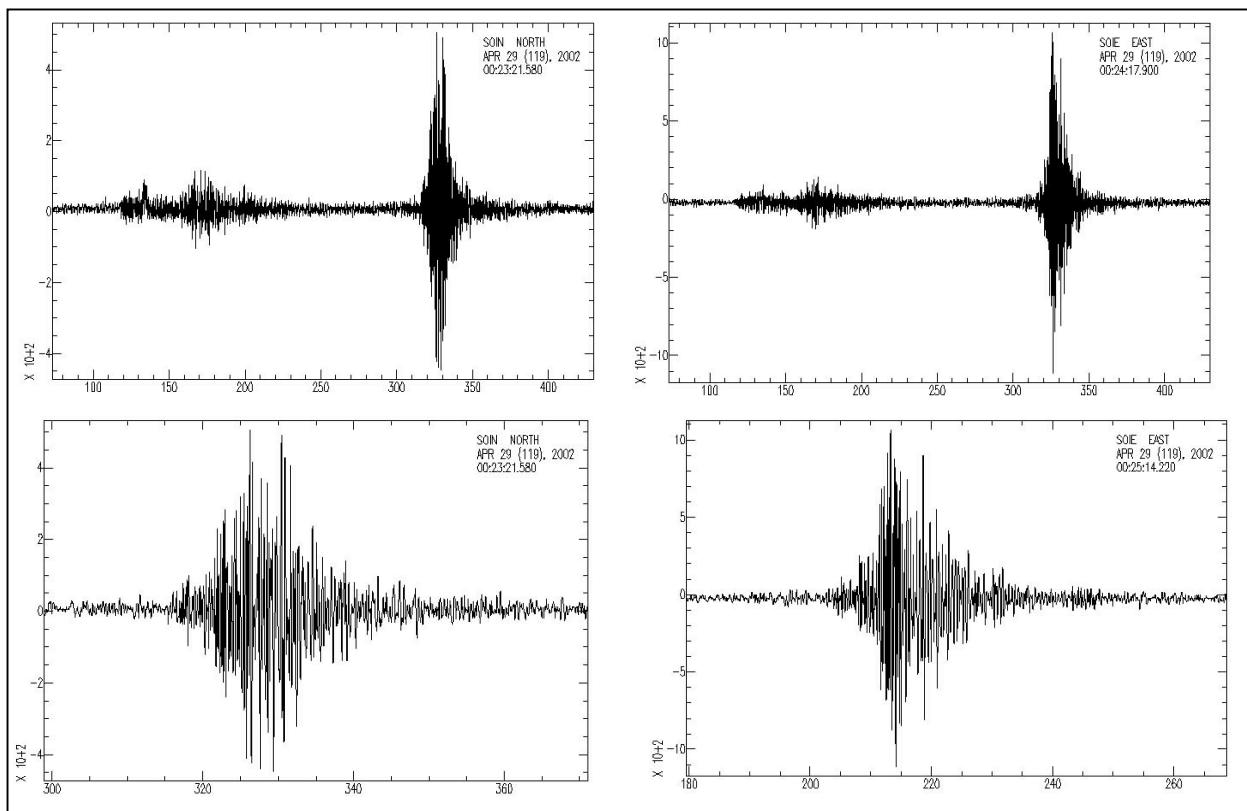


Fig. 38. Evento del 29 Aprile 2002 avvenuto nel Peloponneso e registrato dalle componenti orizzontali della stazione di Samo (SOI).in alto, mentre in basso è evidenziata l'onda T.

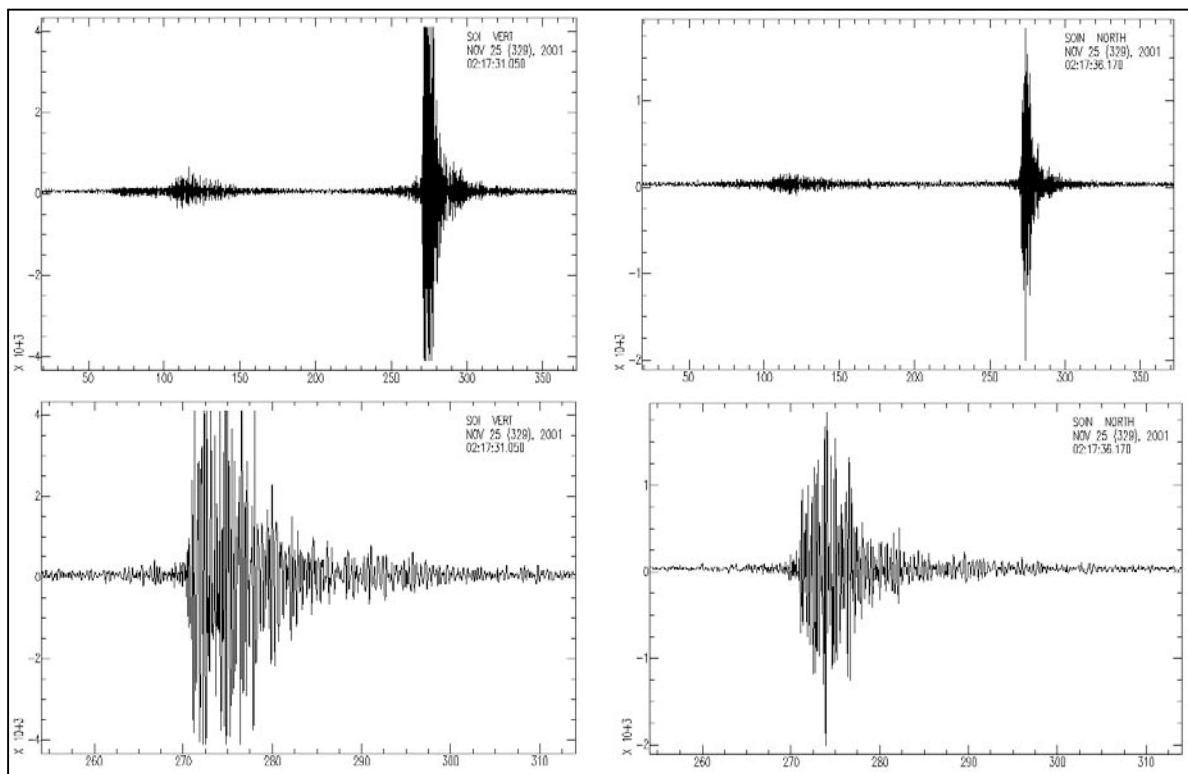


Fig. 39. Evento del 25 Novembre 2001 localizzato in Grecia registrato dalla stazione di Samo (SOI) in alto, mentre in basso è evidenziata l'onda T.

11. Conclusioni

Le forme d'onda presentate e descritte nel lavoro, conservate presso l'archivio dati dell'INGV, costituiscono un esempio di catalogazione di sismogrammi sia storici che recenti utili alla comprensione dei sismi che si manifestano nel territorio nazionale.

L'interpretazione di questi sismogrammi, integrati recentemente con sistemi di analisi, digitali ha contribuito all'arricchimento della conoscenza della sismologia riguardante la penisola italiana che si presenta assai complessa dal punto di vista sismologico in quanto in essa ritroviamo una vasta varietà di situazioni vulcano sismotettoniche.

Questo tipo di conoscenze potrà essere utile, per il riconoscimento delle forme d'onda, sia nell'ambito del servizio 'sorveglianza sismica' sia come contributo futuro per coloro che si occupano dell'interpretazione dei sismogrammi analogici e digitali.

Ringraziamenti

Si ringraziano il Dr. A. Amato e il Dr. M. Di Bona per l'incoraggiamento dimostratosi nella stesura del testo. Si ringraziano inoltre il Dr. R. Console, il Dr. F. Frugoni e il Dr. L. Cucci per i preziosi suggerimenti.

Bibliografia

- Amato, A., C. Chiarabba e G. Selvaggi (1997). **Crustal and deep seismicity in Italy (30 years after)**, Annali di Geofisica, **XL**, 5, 981-993.
- Amato, A., C. Chiarabba, M. Cocco, M. Di Bona e G. Selvaggi (1994). **The 1989-1990 seismic swarm in the Alban Hills volcanic area, Central Italy**, Journ. Volcanology and Geothermal Research, **61**, 225-237.
- Bisio L. – **Analisi della sismicità delle Alpi nord occidentali: modelli di propagazione e tecniche di localizzazione**. Tesi di laurea in Scienze Geolog. Univ. Di Genova
- Cattaneo M., P. Augliera, S. Parolai e D. Spallarossa (1999) **'Anomalously deep earthquakes in northwestern Italy'** Ed. Journal of Seismology (3) pp. 421-435
- Conti S. (1994) - **La geologia dell'alta Val Marecchia (Appennino Tosco-Marchigiano)**. Note illustrative alla carta **geologica 1:50.000**. Atti Tic. Sc. Terra, 37, 51-98.
- Frepoli A., G. Selvaggi, C Chiarabba, e A. Amato (1995) **'Un aiuto alla comprensione della geodinamica del Basso Tirreno: localizzazione e meccanismi focali del periodo 1988-1994'**, Atti del XIII GNGTS, Roma 28-30 novembre
- ING **'Bollettino sismico'** 1989, 2000, 2001
- Johnson R.H., Northrop J., Eppley R. (1963) **Sources of Pacific T Phases** Journal of Geophysical Research Vol. 68 n. 14
- Platt, (1986), **'Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks'**, Geol., Soc., Amer., Bull., Boulder 97, pp 1037-1053;
- Pollino R., Dal Piaz G.V., Gosso G., (1990) **'Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps'**, MSGI
- Selvaggi G., Chiarabba C. (1995) **'Seismicity and P-wave velocity image of the southern Tyrrhenian subduction zone'** Geophys. Journ. Int., 121, pp. 818-826;
- Veneri F. (1986) - **La colata gravitativa della Val Marecchia**. In : E. Centamore & G. Deiana " **La Geologia delle Marche** ". Studi Geol. Cam., vol. spec., 83-87;