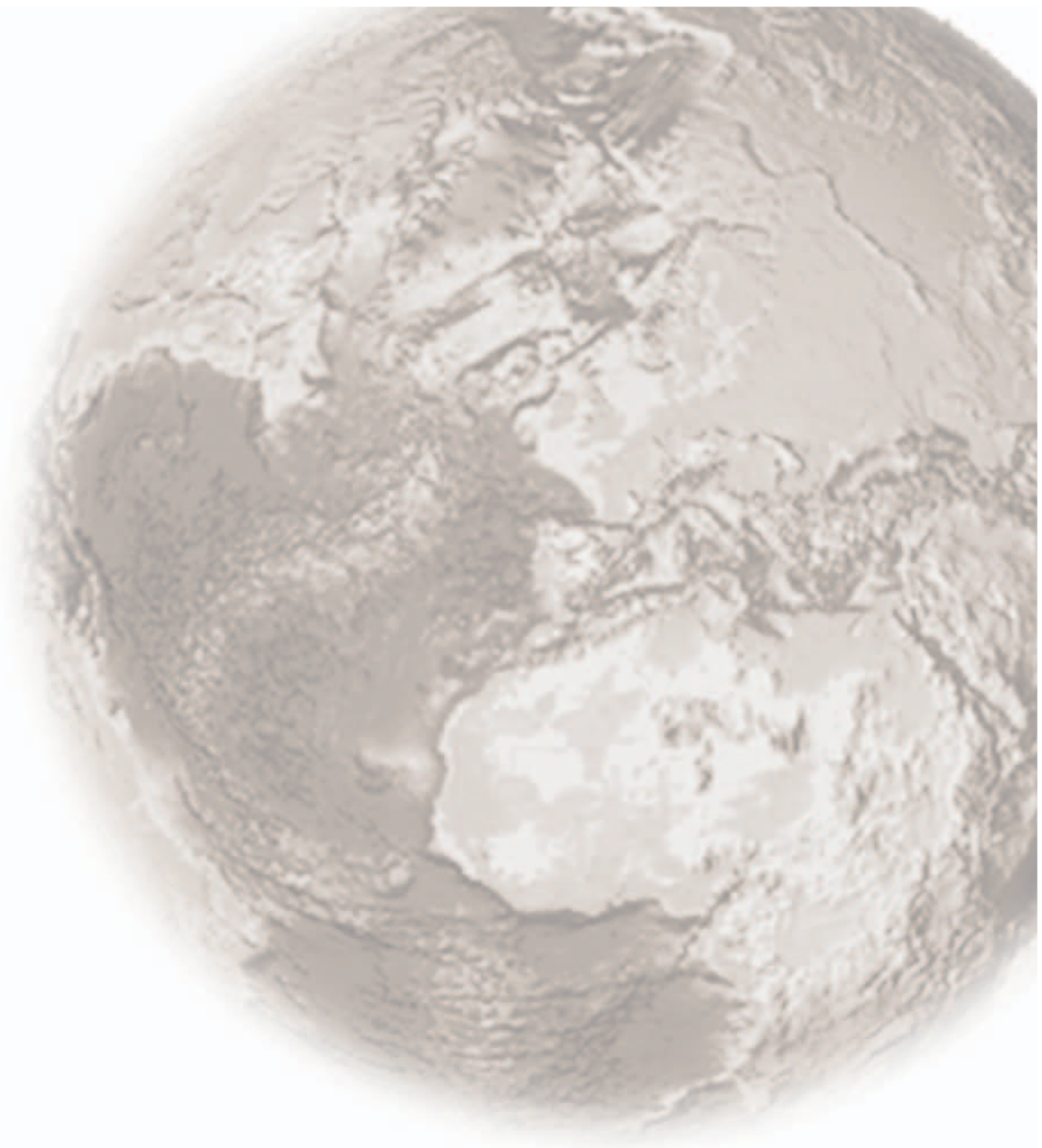




2007

Pratica Sismologica negli Osservatori Tradizionali

Osservatorio Sismico Centrale
Monte Porzio Catone

Luciano Giovani

n.39

Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia

Via di Vigna Murata 605 - 00143 Roma

tel 06518601 • fax 065041181

www.ingv.it



LUCIANO GIOVANI

Pratica Sismologica negli Osservatori Tradizionali

Osservatorio Sismico Centrale Monte Porzio Catone



L'Osservatorio di Monte Porzio Catone

Premessa

Lo scopo di questo lavoro è quello di spiegare la metodologia e la strumentazione utilizzata dai sismologi fino alla metà degli anni ottanta.

A quei tempi il compito dell'operatore era quello di fornire i parametri del terremoto, individuandone la provenienza, determinandone la distanza e calcolandone la magnitudo e l'intensità. Tutto questo con la sola interpretazione di sismogrammi registrati su carta affumicata o fotografica e con l'ausilio di un righello e un compasso.

La strumentazione impiegata, composta per lo più da terne di sensori meccanici o elettromeccanici a breve medio e lungo periodo, era regolata da un orologio a pendolo la cui precisione era garantita unicamente dalle correzioni apportate manualmente ogni giorno.

Al giorno d'oggi invece, nella lettura delle forme d'onda digitali prodotte da reti sismografiche moderne regolate da un unico orologio, è possibile apprezzare il centesimo di secondo.

Va tuttavia sottolineato, che le procedure standard di analisi dei sismogrammi delle reti sismiche moderne, derivano dall'automazione delle operazioni di pratica sismologica che prima degli anni ottanta gli operatori effettuavano manualmente.

Risulta, pertanto, di notevole interesse, per coloro che si volessero accostare alla pratica sismologica moderna, venire a conoscenza della strumentazione e delle operazioni che si effettuavano in passato non tanto remoto negli Osservatori Classici.

Molti esempi di pratica sismologica riportati in questo lavoro fanno riferimento all'attività svolta dall'autore presso l'Osservatorio Sismico Centrale di Monte Porzio Catone nel periodo di attività compreso fra il 1968 ed il 1986.

1. OSSERVATORI STANDARD

L'Istituto Nazionale di Geofisica (ING) controllava fin dal 1954 circa ventitre punti di osservazione divisi tra Osservatori base e Stazioni. Gli Osservatori, che erano strutture di proprietà dell'ING, oltre ad avere la funzione di registrare ed elaborare gli eventi sismici, erano adibiti anche alla ricerca, mentre le Stazioni avevano il compito di registrare soltanto gli eventi ed erano generalmente locali messi a disposizione dalle Università e da Enti Pubblici o Privati.

Tutti gli Osservatori erano presidiati e le letture dei sismogrammi venivano fatte in loco.

I dati poi venivano spediti alla sede dell'ING in cui si provvedeva alla stesura di un bollettino definitivo, mentre con i dati della stazione di Roma prima e Monte Porzio Catone dopo si redigeva solo il provvisorio.

Un esempio di Osservatorio Standard può essere l'Osservatorio Sismico Centrale di Monte Porzio Catone la cui strumentazione (vedi Tabella 1.1.1), a registrazione fotografica, comprendeva:

- una terna composta da sismografi meccanici *Wiechert* "ING" 200Kg per le componenti orizzontali e 1300Kg per quella verticale.
- sismometri elettromagnetici *Galitzin* a registrazione fotografica,
- una terna di sismometri a breve periodo *Lehner-Griffith*,
- una terna di sismometri a lungo periodo *Press-Ewing*
- una coppia di *Wood-Anderson* (*Wood and Anderson*, 1925)

Strumentazione	Comp.	Periodo Ts	Periodo Tg	Scrittura	Scorrimento
<i>B.P. Lehner-Griffith</i>	N-S e E-W	1,5 ^s	1.5 ^s	Carta fotografica	60 mm/m
<i>B.P. Lehner-Griffith</i>	Z	1,5 ^s	1.5 ^s	Carta fotografica	60 mm/m
<i>L.P. Press-Ewing</i>	N-S e E-W	15 ^s	90 ^s	Carta fotografica	15 mm/m
<i>L.P. Press-Ewing</i>	Z	15 ^s	90 ^s	Carta fotografica	15 mm/m
<i>Galitzin-Wilip</i>	N-S e E-W	10 ^s	10 ^s	Carta fotografica	30mm/m
<i>Galitzin-Wilip</i>	Z	10 ^s	10 ^s	Carta fotografica	30 mm/m
<i>Wood-Anderson</i>	N-S e E-W	0.8 ^s	-	Carta fotografica	60 mm/m

Tabella 1.1.1. – Descrizione della strumentazione in uso presso l'Osservatorio di Monte Porzio Catone.

2. STRUMENTAZIONE

In questo capitolo verrà preso in esame, per grandi linee, il funzionamento degli strumenti in dotazione agli Osservatori prima degli anni ottanta e precisamente i sismografi meccanici tipo *Wiechert* e i sismometri elettromeccanici tipo *Galitzin*.

2.1 *Wiechert*

È un sismografo meccanico sia verticale (massa 80Kg o 1300Kg) che orizzontale (200Kg o 1000Kg) a breve periodo il cui funzionamento, descritto di seguito, è spiegato anche nella Fig. 2.1.1 (Ferrari, 1991).

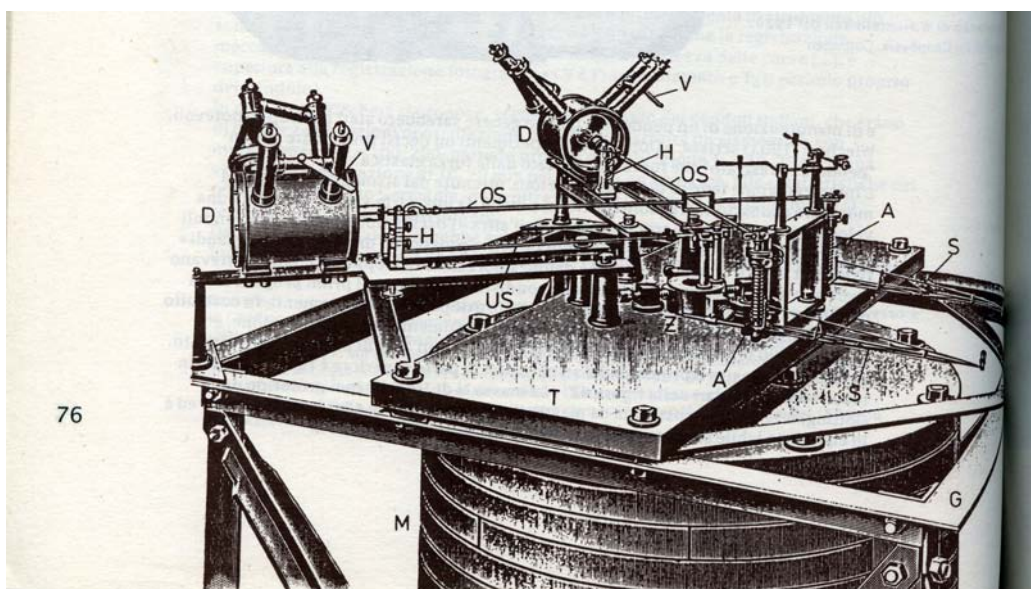


Fig. 2.1.1. – Sismografo *Wiechert*: Dettaglio del sistema di smorzamento e di registrazione (Ferrari, 1991).

La massa M è costituita da piastre di ferro ed è in equilibrio instabile su un congegno cardanico con molle a balestra K (Fig. 2.1.2).

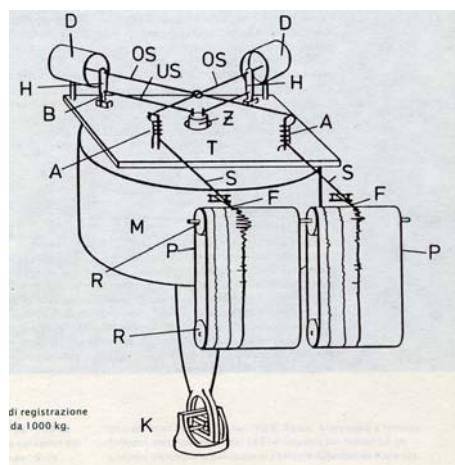


Fig. 2.1.2. – Schema dello strumento (Ferrari, 1991).

La trasmissione dei movimenti relativi fra il terreno e la massa inerziale avviene tramite il perno Z al centro del tavolo T, che è collegato alla terra tramite la struttura G (Fig. 2.1.1).

Dal perno Z partono i bracci inferiori US perpendicolari tra di loro in direzione Nord-Sud e Est-Ovest (Fig. 2.1.2). Ogni braccio tocca una leva perpendicolare H, fissata sopra la molla a balestra B, nella struttura G (Fig. 2.1.1).

Alle estremità superiori di H, sono montate le stanghe OS che portano da un lato agli smorzatori D e dall'altro si agganciano alle aste inferiori parallele, tramite una leva corta sull'asse perpendicolare A (Fig. 2.1.2).

Sulla parte inferiore dell'asse A, è fissato il braccio scrivente S alla cui estremità è montato un supporto su cui si trova un pennino F che scrive su una striscia di carta patinata affumicata larga circa 22,5cm e lunga circa 90cm, tramite un sottilissimo filo di platino (Fig. 2.1.2).

La carta viene trascinata, per mezzo dei rulli R, da un movimento ad orologeria, azionato dal peso di una massa sospesa.

I pennini comandati da *relais* (o relè che sono dispositivi che utilizzano la variazioni della corrente per influenzare le condizioni di un altro circuito) collegati ad un orologio, vengono sollevati o spostati per circa 2 secondi quando scatta il minuto e per quattro secondi quando scatta l'ora. In questo modo sul sismogramma sono visibili le interruzioni che scandiscono il tempo.

Le oscillazioni della massa non sono oscillazioni libere ma smorzate proprio per riconoscere l'arrivo delle onde sismiche ed il sistema di smorzamento, individuato nella Fig. 2.1.1. con la lettera D ed illustrato in Fig. 2.1.3 è composto da un pistone K che si muove in un cilindro chiuso ermeticamente. Le due camere A e B piene d'aria, sono collegate da un tubo R nel quale può essere aperta e chiusa una valvola V che serve per inserire o disinserire lo smorzamento.

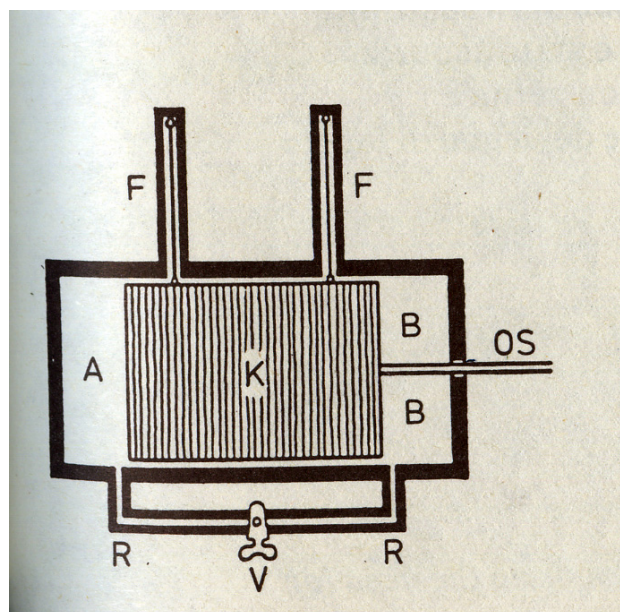


Fig. 2.1.3. – Apparato di smorzamento di un sismografo meccanico *Wiechert* (Ferrari, 1991).

2.2 Affumicatura

Come già detto, il *Wiechert* è uno strumento a carta affumicata e il procedimento per l'affumicatura è esposto di seguito.

A- Rullo superiore con maniglia

B - Rullo mobile da appoggiare al montante



Fig. 2.2.1 – Dispositivo per affumicatura dei fogli.

Su un tavolo predisposto con misure standard, si poneva un rullo di carta patinata da cui si tagliava una striscia di circa due metri. Incollando tra loro le estremità del foglio, se ne formava uno circolare di circa un metro.

La parte superiore del foglio così ottenuto si faceva appoggiare ad un cilindro con maniglia che veniva posto nella sede appropriata (parte superiore del dispositivo per l'affumicatura indicato con la A in Fig. 2.2.1) mentre nella parte inferiore si inseriva un cilindro con delle sporgenze che andavano a posarsi sul montante del dispositivo stesso con un'inclinazione di circa 30° (Fig. 2.2.1 B).

Sistemato così il foglio, si procedeva con l'affumicatura.

Collegato alla bombola del gas c'era un cannello munito di fori spargifiamma, si accendeva e si posizionava la fiamma sotto il foglio di carta patinata.

Si incominciava a far ruotare il foglio girando il cilindro superiore mentre la fiamma veniva mossa sotto il foglio stesso orizzontalmente cercando di ottenere un'affumicatura abbastanza omogenea.

2.3 Fissaggio scrittura

Una volta finita la registrazione, bisognava cambiare il foglio per iniziarne una nuova. Nel cambiare il foglio bisognava usare molta cautela per evitare di intaccare lo strato di nerofumo e di conseguenza perdere la registrazione di un eventuale terremoto. Il foglio rimosso doveva essere immediatamente protetto fissando la registrazione con della gommalacca.

La strumentazione era del tutto simile alla precedente solo che la parte inferiore del foglio veniva immersa in una vaschetta piena di una soluzione di gommalacca ed alcool.

Cilindro per trascinamento del foglio

Cilindro e vaschetta



Fig. 2.3.1. – Dispositivo per il fissaggio.

Il foglio veniva fatto girare più volte nella soluzione finchè non si raggiungeva un bagno omogeneo (Fig. 2.3.1). Alla fine si metteva ad asciugare in appositi armadi.

spazio tra il bordo del foglio e sede cilindro

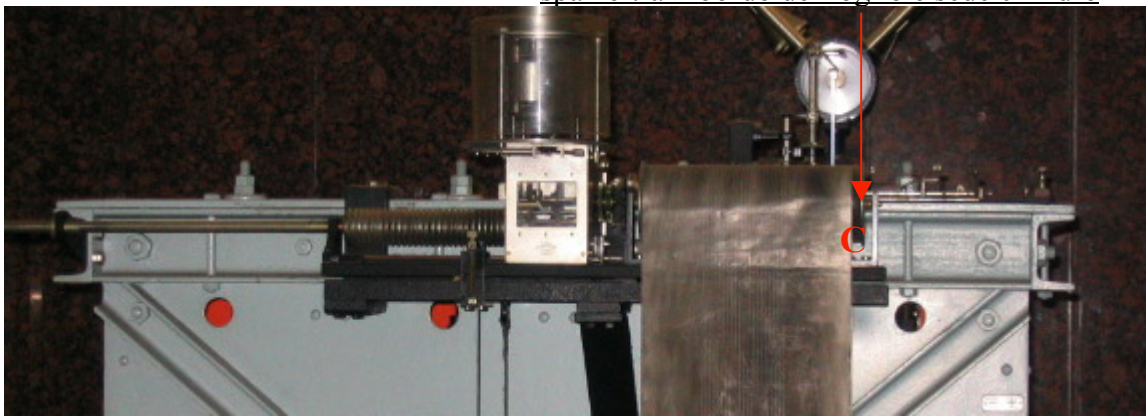


Fig. 2.3.2. – Particolare del *Wiechert*: registratore e alloggiamento del foglio di carta affumicato.

Un grosso inconveniente, in questo tipo di strumento, era rappresentato dall'interruzione della registrazione nel caso di un forte terremoto.

Come si vede dalla foto in Fig. 2.3.2 e indicato con C, il foglio di carta patinata era più stretto rispetto alla sua sede di alloggiamento. Il braccio su cui era alloggiato il pennino, aveva un'escursione maggiore del foglio stesso, per cui nel rientrare nella sua sede, trovava un ostacolo rappresentato dal bordo della carta patinata. Quindi la maggior parte delle volte saltava facendo interrompere la registrazione del terremoto con la conseguente perdita di ogni informazione.

2.4 Sismometro elettromagnetico tipo *Galitzin*



Fig. 2.4.1 – Particolare Galitzin: Bobina e magneti.

Magneti

Bobina

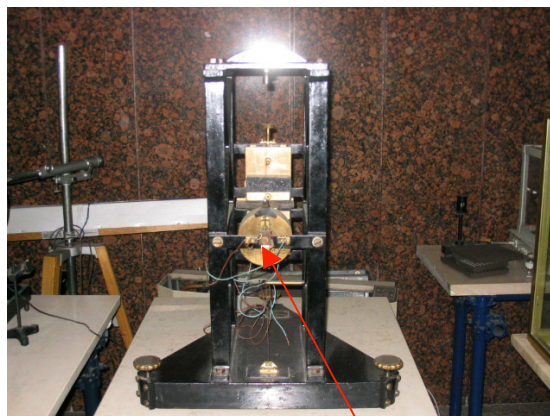


Fig. 2.4.2 – Particolare Galitzin: massa.

massa

Il sismometro elettromagnetico è di fatto un sismometro meccanico la cui massa è solidale con una bobina che si muove in un campo magnetico generato da due magneti fissati all'incastellatura (Fig. 2.4.1.). Quando la massa, sollecitata da un evento, si muove, produce una corrente indotta, tanto più intensa quanto più è ampia l'oscillazione prodotta dal sisma. Questa tensione indotta sarà proporzionale alla velocità della massa e non al suo spostamento (Console, Peronaci, 1971). Tramite poi un galvanometro, l'intensità di corrente viene trasformata in spostamento, sino a produrre il "sismogramma", ovvero la traccia scritta del terremoto (Fig. 2.4.2.)

A circa un metro di distanza dal galvanometro viene posizionato un registratore alla cui base una sorgente luminosa dirige un fascio di luce su uno specchietto posto in sospensione all'interno del galvanometro stesso. Quando il galvanometro, per effetto della tensione indotta dalla bobina, comincerà a muoversi, lo specchietto al suo interno oscillerà riflettendo la luce su un foglio di carta fotografica posto sul tamburo di registrazione (Fig. 2.4.3.).

Una volta che il foglio viene impressionato completamente, si passa allo sviluppo.

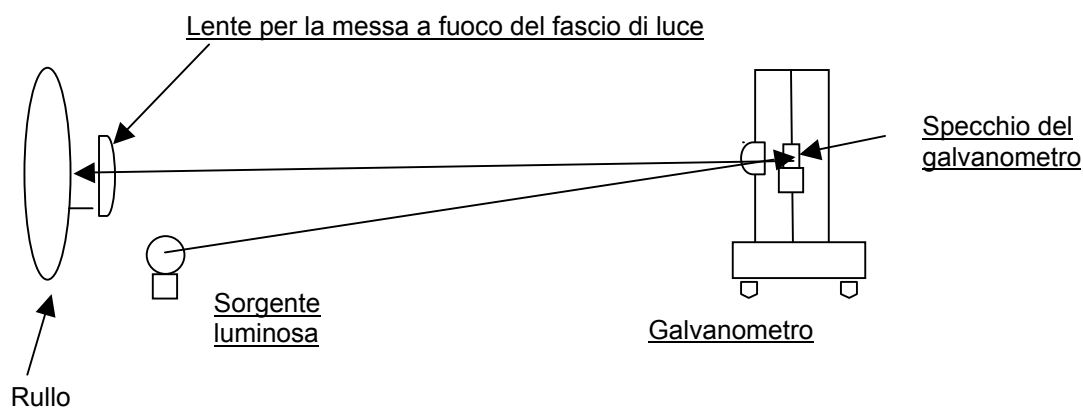


Fig. 2.4.3. – Schema riassuntivo del funzionamento del *Galitzin*.

Per inciso bisogna ricordare che questo tipo di registrazione necessita di alcuni accorgimenti, in particolare i registratori sono collocati in un ambiente completamente buio e collegati al sismometro, posto in un altro locale, tramite cavi elettrici (Fig. 2.4.4.). È indispensabile una camera oscura per lo sviluppo e fissaggio dei fogli ed è importante avere la massima cura nel trasportare i fogli per procedere allo sviluppo e fissaggio. Inoltre, se un terremoto è abbastanza forte, si può perdere parte della registrazione a causa della rapidità del movimento del puntino luminoso che non permette di impressionare il foglio di carta fotografica.

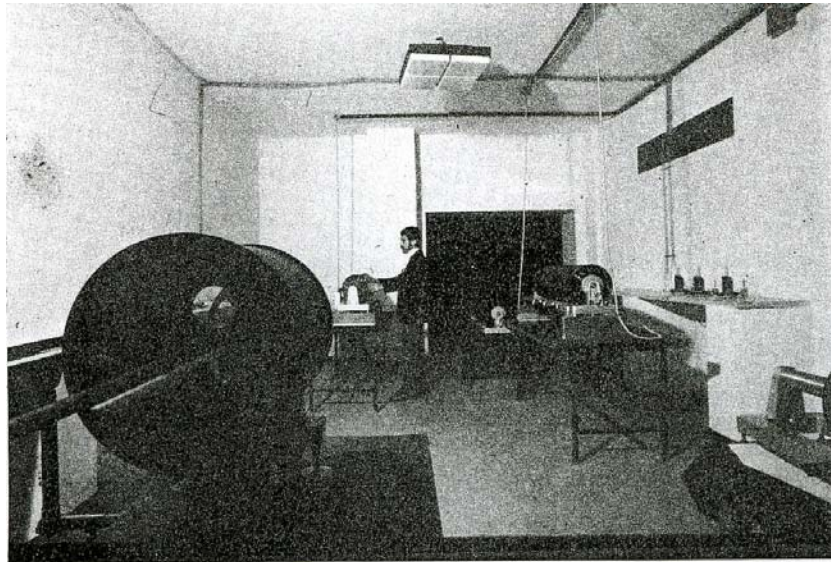


Fig. 2.4.4. – Osservatorio Monte Porzio Catone- Sala dei rulli.

2.5 Verifica delle polarità su un sismografo

È noto che un sismometro (parte sensibile di un sismografo) è costituito da una struttura rigida a cui è collegata una massa in sospensione. Quando il punto del terreno su cui è appoggiato il sismometro oscilla sotto l'azione delle onde sismiche provenienti da un terremoto, la struttura del sismometro si muove assieme al terreno, mentre la massa tende a rimanere ferma per inerzia. Ogni sismografo è dotato di un'apparecchiatura che permette di ingrandire e tracciare graficamente il moto relativo della massa in sospensione rispetto alla struttura rigida.

Immaginiamo di operare con un sismografo per componente verticale. Se il terremoto produce inizialmente un moto del terreno verso il basso (detto dilatazione), il sismometro seguirà lo stesso andamento (Fig.2.5.1), ma la massa in sospensione al suo interno sembrerà muoversi verso l'alto per effetto dell'inerzia. Al contrario, per un movimento del terreno verso l'alto (detto compressione), la massa in sospensione risponderà con un movimento verso il basso all'interno del sismometro.

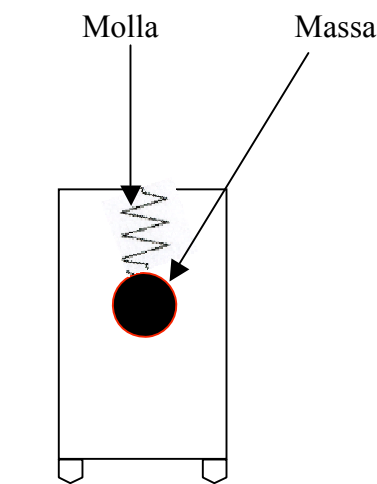


Fig. 2.5.1. – Movimento verso l'alto della massa di un sismometro corrispondente ad un movimento del terreno verso il basso.

Indipendentemente dalle tecniche (meccaniche, elettromagnetiche od elettroniche) adoperate per riportare, convenientemente ingrandito, il moto della massa rispetto alla struttura del sismometro sul tracciato denominato sismogramma, per convenzione si fa sì che per un moto del terreno di dilatazione, la traccia del sismogramma si diriga verso il basso (leggendo il tempo che scorre da sinistra verso destra). Viceversa, per un moto del terreno di compressione, la traccia sul sismogramma deve dirigersi verso l'alto. Per convenzione, una dilatazione si indica con segno $-$ o D e una compressione con segno $+$ o C o U.

La verifica di questa convenzione, tenendo conto di quanto detto sopra, si può effettuare imprimendo alla massa un leggero movimento in un verso contrario a quello del terreno che si vuole simulare. Precisamente, per simulare un moto del terreno di dilatazione si dovrà spingere la massa verso l'alto. Per simulare, invece, un movimento di compressione si dovrà spingere la massa verso il basso. Il sismogramma dovrà mostrare una deviazione della traccia rispettivamente verso il basso ($-$) o verso l'alto ($+$).

Per sismografi a componente orizzontale si deve ragionare nello stesso modo, considerando il S o l'W al posto del $-$, e il N o l'E al posto del $+$.

3. CAMBIO E COMPILAZIONE DEI FOGLI DI REGISTRAZIONE

3.1 Introduzione

Era compito di ogni Osservatorio Standard rilevare ogni terremoto che fosse avvenuto in qualsiasi parte della Terra e a tal fine, ognuno di essi veniva dotato di una terna (N-E-Z) a breve periodo per registrare terremoti vicini, e una terna a medio e lungo periodo (sostituiti oggi da sismometri a larga banda *broad-band*) per quelli lontani.

Prendiamo come esempio l'Osservatorio di Monte Porzio Catone.

In un salone erano posizionati su pilastri o basamenti, svincolati dal pavimento, una terna a breve periodo *Lehner-Griffit*, una terna a lungo periodo *Press-Ewing* e una coppia di sismometri elettromagnetici tipo *Galitzin*, tutti collegati ai rispettivi galvanometri in una stanza attigua adibita a camera oscura in cui c'era anche una coppia di *Wood-Anderson*.

Lo scorrimento del tamburo degli strumenti a breve periodo è di 60 mm/min un giro completo dura 15 minuti. Quelli a medio periodo, invece, hanno uno scorrimento 30 mm/min per cui un millimetro su carta corrisponde a due secondi ed un giro completo dura 30 minuti. Quelli a lungo periodo hanno uno scorrimento di 15mm/min per cui un millimetro su carta corrisponde a quattro secondi ed il giro completo dura un'ora (Tabella 3.1.1).

Strumento	Velocità mm/min	Conversione mm/s	Giro completo
Breve periodo	60mm	1mm=1s	15 min
Medio periodo	30mm	1 mm=2s	30 min
Lungo periodo	15mm	1 mm=4s	60 min

Tabella 3.1.1. – Velocità di scorrimento della carta per i diversi strumenti.

Il compito principale del personale tecnico era quello di provvedere al cambio dei fogli e di rilevare il segnale orario per verificare quale fosse la correzione del tempo da apportare alla interpretazione del sismogramma registrato.

Sulla parte superiore del foglio fotografico veniva quindi segnato il nome della stazione, la data e l'ora (ora di Greenwich) e minuto di inizio della registrazione. Nella parte inferiore la data e l'ora della fine della registrazione.

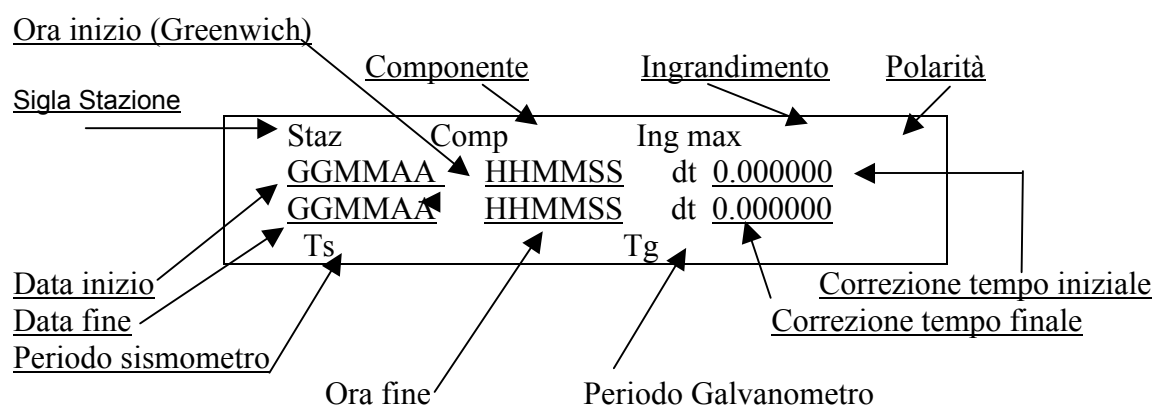


Fig. 3.1.1. – Schema del timbro di stazione utilizzato negli Osservatori Sismologici.

3.2 Sigla della stazione

Ogni volta che si installava una nuova stazione, veniva comunicato al *National Earthquake Information Service* (NEIS), organismo internazionale di riferimento, una proposta di sigla a tre lettere con i parametri di riconoscimento (le coordinate e l'altitudine sul livello del mare). Se la sigla proposta non era stata assegnata ad altre stazioni, diventava la sigla internazionale della stazione, nel caso contrario era lo stesso NEIS a fornirne una univoca definitiva.

3.3 Ora inizio e fine registrazione

Sulla parte superiore del foglio venivano indicati ora e minuto di inizio della registrazione del sismogramma.

Dagli anni 60 in poi, si notano, sui fogli che riportano le registrazioni dei sismogrammi, delle interruzioni delle stesse ad intervalli regolari. Queste interruzioni indicano i minuti e venivano causate da un dispositivo che, allo scoccare del minuto, faceva spostare verso l'alto il pennino, oppure poteva interrompere la registrazione di due millimetri nel caso di scorrimento di 60mm, e di un millimetro nel caso di scorrimento 30mm. L'ora era determinata da un'interruzione doppia del minuto e la mezzanotte con un'interruzione doppia dell'ora.

Il tempo lo si leggeva, partendo dall'ora di inizio, da sinistra verso destra. Prendendo invece come riferimento l'ora di fine registrazione riportata in basso nel foglio, si partiva da destra verso sinistra a decrescere. I secondi si misuravano dall'inizio dell'interruzione del minuto.

3.4 Ts e Tg

Conoscendo il periodo del sismografo Ts e quello del galvanometro Tg è possibile risalire al tipo di strumento da cui viene tratta la registrazione (vedi tabella 3.4.1).

Periodo Sismometro (sec)	Periodo Galvanometro (sec)	Strumento
15	90	Lungo periodo
10	10	Medio periodo
1.5	1.5	Breve periodo
0.8	-	Wood-Anderson

Tabella 3.4.1. – Relazione fra periodo e tipo di strumento.

3.5 Componente

La componente verticale o orizzontale dello strumento veniva indicata con Z nel primo caso e N-S oppure E-W nel secondo

3.6 Polarità

Un'informazione importante era la polarità che tratteremo nel sesto capitolo. Il segno + o – che ne derivava veniva scritto sul foglio.

Per evitare confusione fu stabilito di riportare il +, N, E sulla parte superiore del foglio e il -, S, W sulla parte inferiore.

3.7 Ingrandimento Massimo

Oltre alle componenti, un'altra indicazione circa il tipo di strumentazione veniva fornita dal valore dell'ingrandimento massimo (indica la massima amplificazione del segnale sismico che può essere di alcune migliaia di volte) che ovviamente variava da strumento a strumento.

Questa indicazione serviva inoltre, a scegliere la curva di risposta appropriata per il calcolo della Magnitudo *Mb* e *Ms* che saranno trattate più avanti.

3.8 Correzione del tempo

Durante il cambio dei fogli era molto importante prestare massima attenzione al segnale orario proveniente dalle emittenti di riferimento cioè la RAI, l'Istituto Galileo Ferraris di Torino o in casi rari anche da emittenti estere come ad esempio Mosca.

Come ben noto agli operatori del settore, i sismografi prima e i registratori dopo, erano regolati da un orologio a pendolo a cui era collegato un dispositivo che trasmetteva l'interruzione del minuto sulla carta in modo da poter identificare il tempo di arrivo di qualsiasi onda registrata.

Questo orologio doveva essere controllato quotidianamente e possibilmente sempre alla stessa ora.

La procedura adottata per il controllo del tempo era la seguente:

Per mezzo di una radio, ci si sintonizzava sulla frequenza di trasmissione del segnale orario, questo era scandito con un breve bip per i secondi e uno più lungo per il minuto.

Per sincronizzare l'orologio marcatempo del sismografo ed il segnale esterno, veniva utilizzato un cronometro che veniva avviato allo scoccare del minuto del segnale orario esterno. Veniva poi fermato al battere del minuto successivo sull'orologio marcatempo e si annotava su un registro il valore trovato. Se, per esempio, allo scadere del minuto dell'orologio marcatempo il cronometro segnava 55.00^s anziché 60.00^s significava che l'orologio andava avanti di 5^s.

Su un registro si riportava, oltre al giorno, mese, anno, anche l'ora, i minuti, i secondi e l'eventuale correzione che nel caso specifico era - 5,00^s.

Sul foglio invece veniva riportata la correzione dell'orologio marcatempo di inizio e fine registrazione.

A questo punto si provvedeva poi alla correzione del tempo indicato dall'orologio marcatempo.

Se questi era un pendolo, si toglieva o si aggiungeva un pesetto sul supporto fissato all'asta del pendolo stesso per accelerarne o rallentarne la corsa.

Se invece era un orologio di nuova generazione si agiva su appositi dispositivi.

RMP	Z	4000	+
11 04 80	08 ^h 30 ^m 00 ^s	0.00 ^s	↑
12 04 80	08 ^h 30 ^m 00 ^s	+10.00 ^s	
Ts = 1.5 ^s	Tg = 1.5 ^s		-

Fig. 3.8. – Schema riassuntivo dei parametri riportati sul foglio di registrazione.

Prendiamo in esame i parametri riportati in Fig.3.8

Sulla seconda riga è riportato il giorno, l'ora di inizio registrazione e la correzione del tempo mentre nella terza è riportato il giorno, l'ora di fine registrazione e la correzione del tempo.

Il nostro orologio ha riportato un ritardo di 10^s nelle 24 ore di registrazione, con un ritardo medio di 0.417 sec all'ora.

Supponiamo adesso di dover apportare la correzione al tempo di arrivo letto di un'onda P che è per esempio: 18^h30^m15^s.

Siccome l'arrivo dell'onda P è avvenuto dopo circa dieci ore dall'inizio della registrazione, apporteremo una correzione di 0.417*10=4.17sec

Tale ritardo si aggiungerà al tempo letto che diventerà 18^h30^m15.417^s.

Oggi con l'avvento degli orologi elettronici e delle moderne tecnologie la correzione del tempo avviene in tempo reale e automaticamente.

4. ONDE SISMICHE ED INTERPRETAZIONE DI SISMOGRAMMI

4.1 Onde Sismiche

Le onde sismiche che osserviamo su un sismogramma si possono suddividere in due grandi categorie: le onde di volume, che si propagano all'interno della terra e le onde superficiali, che invece si propagano essenzialmente lungo la superficie libera della terra.

La più veloce fra queste *onde di volume* è detta *onda primaria o onda P*.

Il suo moto, parallelo alla direzione di propagazione, è lo stesso di un'onda acustica perché mentre viaggia impartisce alla roccia alternativamente impulsi di dilatazione e contrazione (Fig. 4.1.1.) (Bolt, 1986).

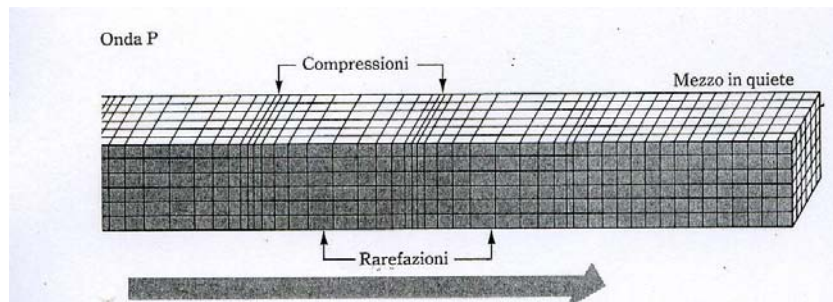


Fig. 4.1.1. – Propagazione di un' onda P (Bolt, 1986).

Le onde P inoltre, si possono propagare sia attraverso la roccia solida, sia attraverso un materiale liquido.

È importante ricordare che proprio per la loro natura di tipo acustico quando le onde P giungono alla superficie libera, parte di esse possono essere trasmesse all'atmosfera generando così onde sonore che possono essere udite da uomini o animali se le loro frequenze rientrano nel campo di udibilità (classici boati).

L'onda più lenta che attraversa il volume di roccia, è detta *onda secondaria o onda S* e viaggia circa 1.7 volte più lenta dell'onda P.

Nel suo propagarsi, un'onda S imprime alla roccia *deformazioni trasversali* in direzione perpendicolare alla direzione di propagazione (Fig. 4.1.2.) (Bolt, 1986).

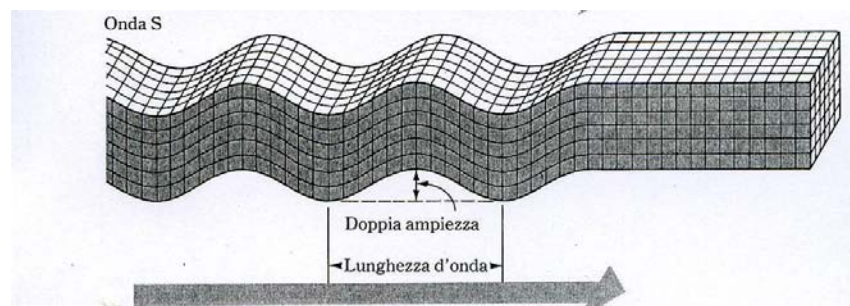


Fig. 4.1.2. – Propagazione di un' onda S (Bolt, 1986).

Pertanto, poiché un fluido sottoposto ad una deformazione trasversale o ad una torsione non entra in oscillazione, ne consegue che le onde S non possono propagarsi nella parte liquida della terra.

Le onde di superficie si possono dividere in due tipi: il primo è detto *onda di Love* e il suo moto è uguale essenzialmente al moto di un'onda S che non possenga alcuna componente verticale. Quest'onda muove il suolo da parte a parte in un piano orizzontale parallelo alla superficie terrestre, ma ad angolo retto rispetto alla direzione di propagazione (Fig. 4.1.3.) (Bolt, 1986).

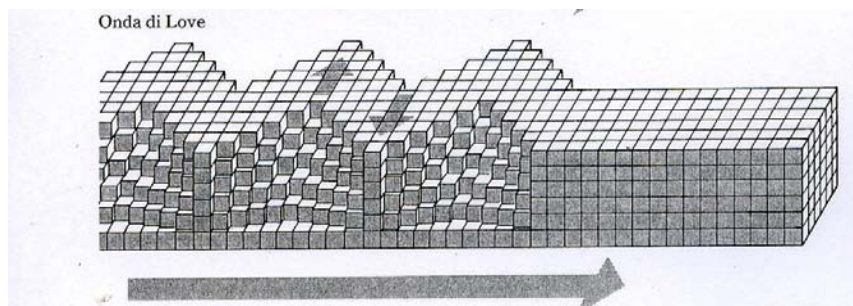


Fig. 4.1.3. – Propagazione di un'onda di Love (Bolt, 1986).

Il secondo tipo di onde di superficie è definito *onda di Rayleigh*.

Le parti di materiale colpite da un'onda di Rayleigh si muovono sia orizzontalmente che verticalmente su un piano verticale che punta alla direzione di propagazione (fig 4.1.4.).

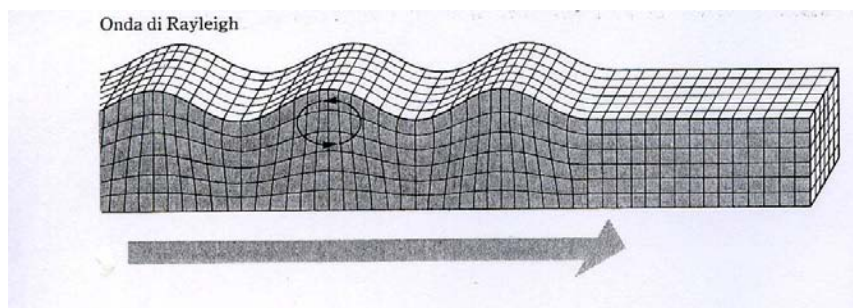


Fig. 4.1.4. – Propagazione onda Rayleigh (Bolt, 1986).

Gli effetti delle onde di Love (e secondariamente delle onde di Rayleigh) sono il risultato dello scuotimento orizzontale che viene subito dalle fondamenta delle strutture e sono pertanto la causa principale di distruzione per terremoti in aree urbane.

4.2 Differenza tra terremoto e disturbo

Se, osservando un sismogramma, notiamo una prima fase più o meno netta seguita, dopo pochi secondi, da un'altra con un'ampiezza più grande rispetto alla prima che va poi gradualmente diminuendo fino a confondersi con il rumore sismico (Fig. 4.2.1), stiamo effettivamente osservando la registrazione di un terremoto. La fasi sopra descritte appartengono alle onde P ed S, rispettivamente.

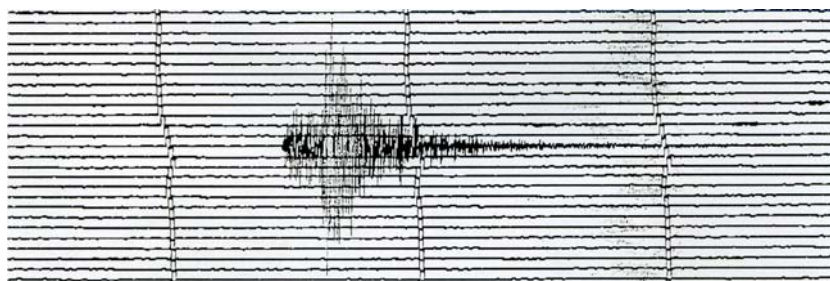


Fig. 4.2.1. – Esempio di terremoto locale registrato dalla stazione di ORO- Oropa (RSNC).

Se invece nella registrazione sono presenti una prima fase seguita a pochi minuti di intervallo da un'altra con ampiezza leggermente più grande e periodo più lungo della prima e ancora, dopo alcuni minuti di intervallo, da un'altra fase con periodo ancora più lungo delle precedenti e

ampiezza ancora più grande delle prime ma che va gradatamente attenuandosi (Fig. 4.2.2), siamo ugualmente in presenza della registrazione di un terremoto. In questo caso, oltre alle fasi relative alle onde di volume, avremo osservato anche quelle associate alle onde superficiali (LR in Fig. 4.2.2.).

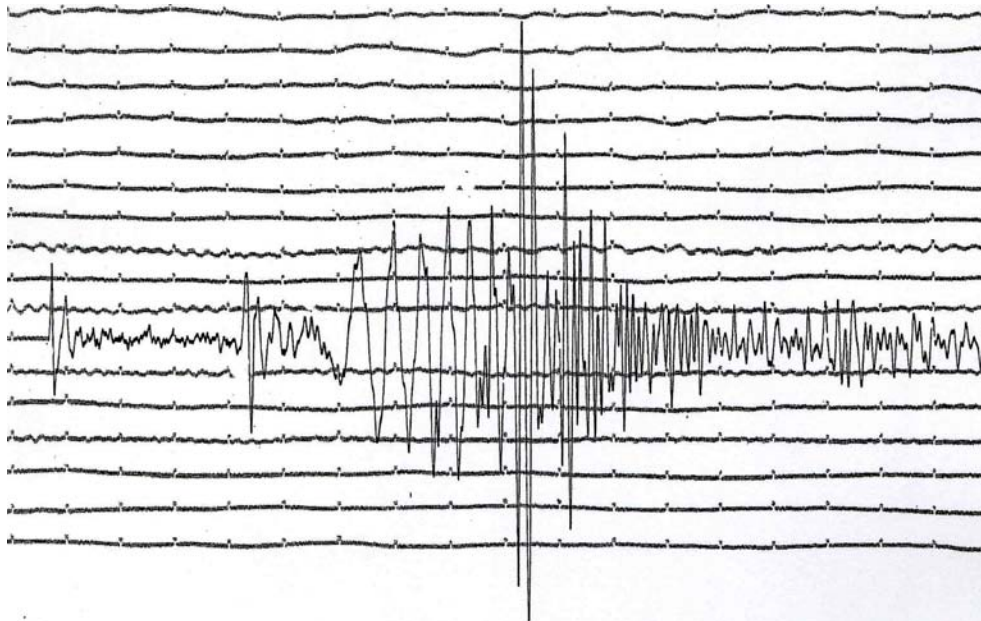


Fig. 4.2.2. – Esempio di un registrazione a lungo periodo verticale (Kulhanek, 1979).

Se invece, osservando un sismogramma, notiamo un impulso più o meno netto seguito da altri simili ma non hanno le caratteristiche evidenziate nelle figure 4.2.1-2, allora siamo in presenza di un disturbo (Fig 4.2.3).

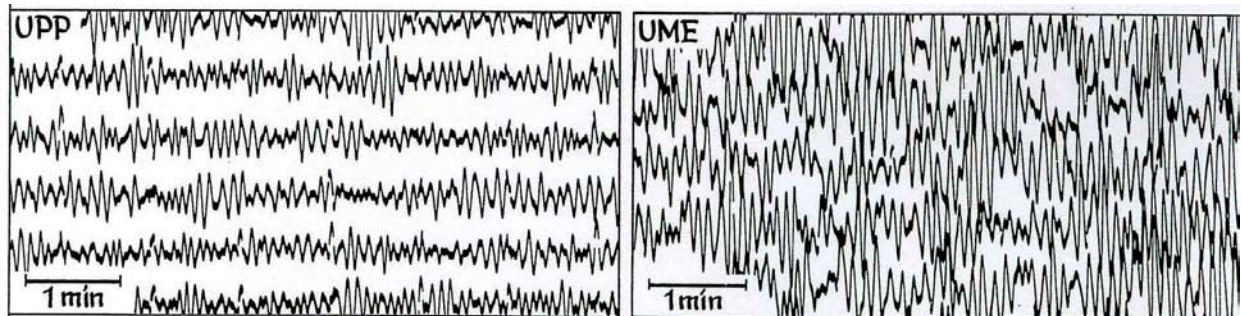


Fig. 4.2.3. – Esempio di disturbo dovuto all'azione del mare registrato su lungo periodo dalle stazioni di Upsala a sinistra e Umea a destra (Kulhanek, 1979).

Di seguito vengono riportati altri esempi disturbi (Kulhanek, 1979, Payo, 1986).

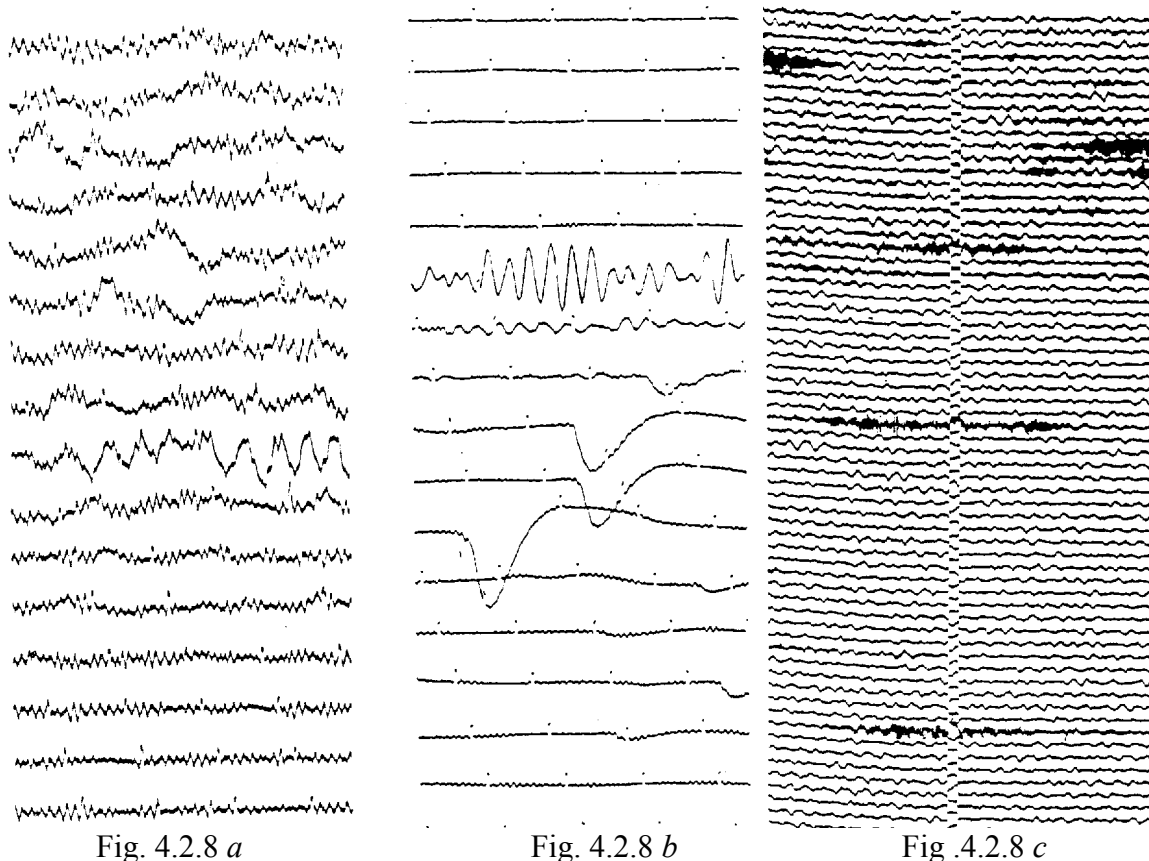


Fig. 4.2.8 a

Fig. 4.2.8 b

Fig. 4.2.8 c

Fig. 4.2.8. a – disturbo provocato dal vento, b – disturbo strumentale c – disturbo antropico (traffico) (Payo, 1986).

4.3 Terremoti vicini

I tipi di onde più comuni generate dai terremoti vicini sono (World Data Center A, 1979):

- Pg : onde longitudinali dirette che si propagano solo nella crosta superiore.
- P* o Pb : onde longitudinali che hanno compiuto parte del tragitto nella crosta inferiore, lungo la discontinuità di Conrad.
- Pn : onde longitudinali rifratte che hanno compiuto parte del loro percorso nel mantello superiore, lungo la discontinuità di Mohorovicic (Moho)
- Sg, S*o Sb e Sn : onde trasversali corrispondenti
- Px₁, Px₂, Sx₂ : onde miste che hanno attraversato i vari strati della crosta compiendo un tratto come longitudinali ed un altro come trasversali
- RiPg : onde longitudinali riflesse dalla superficie di Conrad
- SiPg : onde trasversali corrispondenti
- PgPg : onde longitudinali riflesse dalla superficie della Terra
- SgSg : onde trasversali corrispondenti

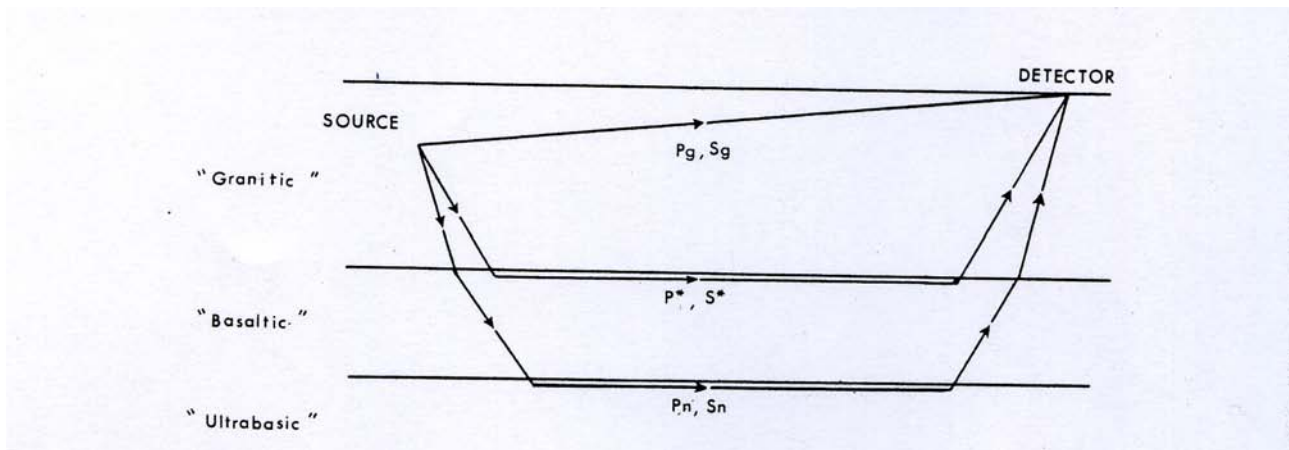


Fig. 4.3.1. – Esempio di propagazione delle onde Pg, P*, Pn (World Data Center A, 1979).

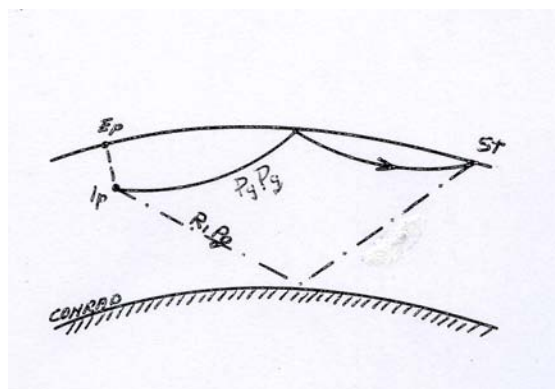


Fig. 4.3.2. – Esempio di propagazione delle onde RiPg e PgPg (Console, Peronaci, 1981).

A partire poi da distanze $\Delta \geq 350 \text{ Km}$ e per terremoti con ipocentro nella crosta compaiono altri due tipi di onde, le Q e le M.

Si tratta di onde che si propagano in superficie e sono dovute all'urto delle onde di volume sulla superficie terrestre; le Q sono prive di componente verticale ed hanno una velocità sui 3 Km/s mentre le M hanno una componente verticale accentuata e una velocità di circa $2,8 \text{ Km/s}$. I periodi di queste onde sono molto più grandi delle onde longitudinali e trasversali per cui la loro individuazione risulta più facile e di notevole aiuto per la determinazione delle distanze ipocentrali (Console, Peronaci, 1981).

Fino a 200 Km le onde che compaiono per prime sono le Pg con la caratteristica di un inizio molto evidente.

Dopo i 200 Km circa il primo arrivo è determinato dalle Pn con un inizio non molto evidente, seguite subito dopo dalle Pg e dalle Pb salvo poi, per queste ultime, invertirsi dopo i 300 Km .

Stesso discorso vale per le trasversali.

A partire poi dai 600 Km le onde dirette Pg e Sg non vengono più osservate.

Inoltre, le stazioni sismologiche posizionate sulle isole o sulle coste registrano un altro tipo di onda detta T che arriva dopo le P e le S e si propaga entro gli oceani come una semplice onda sonora e che generalmente è originata da eventi vicini al fondo del mare oppure da eruzioni vulcaniche sottomarine (Fig. 4.3.3.) (Kulhanek, 1979).

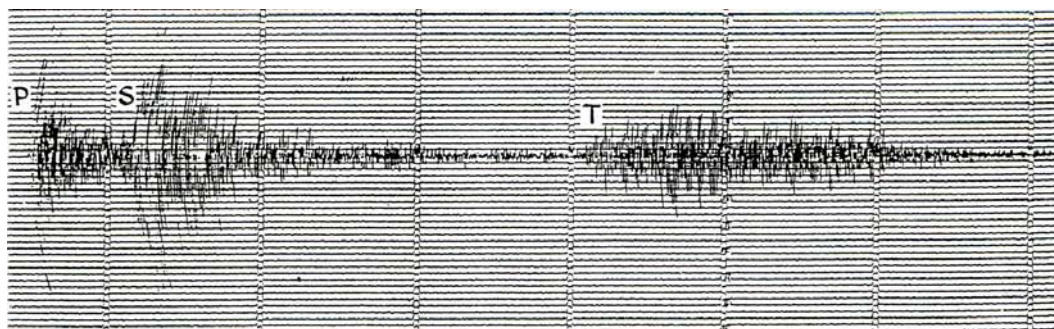


Fig. 4.3.3. – Registrazione a corto periodo (componente verticale) del terremoto del 20 Agosto 1986 delle isole Tonga ($m=5.5$, $h=86\text{km}$, $\Delta=463\text{km}$). Sono chiaramente visibili gli arrivi delle P,S e dopo circa 3,5m l'inizio della registrazione dell'onda T (Kulhanek,1979).

4.4 Interpretazione di un terremoto vicino

Le dromocrone riportano in forma tabellare i tempi previsti di tragitto di un particolare tipo di onda dall'ipocentro ad un'ipotetica stazione. Per interpretare quindi un terremoto vicino avvalendoci delle dromocrone, è necessario per prima saper leggere quanto riportato su queste tabelle. Le tabelle della Marcelli-Di Filippo (D.Di Filippo, L. Marcelli, 1952) sono lo strumento usato per terremoti vicini nell'Italia Centrale a profondità di 5 km (fig.4.4.1).

La prima colonna riporta la distanza ipocentrale in chilometri. Le colonne seguenti riportano, per quella distanza ipocentrale H, i tempi di tragitto per i vari tipi di onde osservabili (colonne contrassegnate da H), o le differenze di tempo tra gli arrivi di due tipi di onda (colonne non contrassegnate da H).

Δ in km	P _H -H	P _N -H	S _G -H	S _G -P _G	S _N -H	S _N -P _N	P _G -P _N	S _G -P _N
300	55,1	49,5	1=58,6	43,5	1=20,9	31,4	5,6	49,1
10	57,0	50,7	41,9	41,9	23,2	32,5	6,3	51,2
20	58,8	51,9	45,2	46,4	25,4	33,5	6,9	53,3
30	1=00,6	53,2	48,5	47,9	27,7	34,5	7,4	55,3
40	02,5	54,4	51,8	49,3	30,0	35,6	8,1	57,4
50	04,3	55,6	55,2	50,9	32,3	36,7	8,7	59,6
60	06,1	56,8	58,5	52,4	34,6	37,8	9,3	1=01,7
70	07,9	58,0	2 01,8	53,9	36,8	38,8	9,9	03,8
80	09,8	59,3	05,1	55,3	39,1	39,8	10,5	05,8
90	11,6	1=00,5	08,5	56,9	41,4	40,9	11,1	08,0
400	13,4	01,7	11,8	58,4	43,7	42,0	11,7	10,1
10	15,3	02,9	15,1	59,8	45,9	43,0	12,4	12,2
20	17,1	04,1	18,4	1=01,3	48,2	44,1	13,0	14,3
30	18,9	05,4	21,7	02,8	50,5	45,1	13,5	16,3
40	20,8	06,6	25,1	04,3	52,8	46,2	14,2	18,5
50	22,6	07,8	28,4	05,8	55,1	47,3	14,8	20,6
60	24,4	09,0	31,7	07,3	57,3	48,3	15,4	22,7
70	26,3	10,2	35,0	08,7	59,6	49,4	16,1	24,8
80	28,1	11,5	38,4	10,3	2 01,9	50,4	16,6	26,9
90	29,9	12,7	41,7	11,8	04,2	51,5	17,2	29,0
500	31,7	13,9	45,0	13,3	06,5	52,6	17,8	31,1
10	33,6	15,1	48,3	14,7	08,7	53,6	18,5	33,2
20	35,4	16,3	51,6	16,2	11,0	54,7	19,1	35,3
30	37,2	17,5	55,0	17,8	13,3	55,8	19,7	37,5
40	39,1	18,8	58,3	19,2	15,6	56,8	20,3	39,5
50	40,9	20,0	3 0 6	20,7	17,8	57,8	20,9	41,6
60	42,7	21,2	04,9	22,2	20,1	58,9	21,5	43,7
70	44,6	22,4	08,3	23,7	22,4	1=00,0	22,2	45,9
80	46,4	23,6	11,6	25,2	24,7	01,1	22,8	48,0
90	48,2	24,9	14,9	26,7	27,0	02,1	23,3	50,0
600	50,1	26,1	18,2	28,1	29,2	03,1	24,0	52,1

Δ in km	P _N -H	P _N -H	P _N -H	RiP _N -H	S _N -H	S _N -H	Q-H	M-H
300	50,4	51,5	51,5	58,0	1=25,2	1=30,3		1=44,9
10	51,7	55,8	53,0	59,6	27,0	33,0		48,4
20	53,0	57,1	54,6	1=01,3	30,1	35,8		51,9
30	54,3	58,4	56,2	03,0	32,6	38,5		55,4
40	55,5	59,8	57,7	04,6	35,1	41,3		58,9
50	56,8	1=01,1	59,3	06,3	37,5	44,1	2 02,3	
60	58,1	02,4	1=00,9	08,0	40,0	46,8		05,8
70	59,4	03,7	2,4	09,7	42,5	49,6		09,3
80	1=00,7	05,0	4,0	11,3	45,0	52,3		12,8
90	01,9	06,3	5,6	13,0	47,4	55,1		16,3
400	03,2	07,6	7,1	14,7	49,9	57,8	2=03,1	19,8
10	04,5	09,0	8,7	16,4	52,4	2 00,6	06,3	23,2
20	05,8	10,3	10,3	18,1	54,9	04,3	09,5	26,7
30	07,0	11,6	11,9	19,8	57,3	06,1	12,7	30,2
40	08,3	12,9	13,4	21,5	59,8	08,9	15,9	33,7
50	09,6	14,2	15,0	23,2	2 02,3	11,6	19,2	37,2
60	10,9	15,5	16,6	24,9	04,8	14,4	22,4	40,6
70	12,2	16,8	18,1	26,6	07,2	17,1	25,6	44,1
80	13,4	18,2	19,7	28,3	09,7	19,9	28,8	47,6
90	14,7	19,5	21,3	30,0	12,2	22,6	32,0	51,1
500	16,0	20,8	22,8	31,7	14,7	25,4	35,2	54,6
10	17,3	22,1	24,4	—	17,1	28,1	38,4	58,0
20	18,5	23,4	26,0	—	19,6	30,9	41,6	3 01,5
30	19,8	24,7	27,5	—	22,1	33,7	44,8	05,0
40	21,1	26,0	29,1	—	24,5	36,4	48,0	08,5
50	22,4	27,4	30,7	—	27,0	39,2	51,2	12,0
60	23,7	28,7	32,2	—	29,5	41,9	54,4	15,4
70	24,9	30,0	33,8	—	32,0	44,7	57,6	18,9
80	26,2	31,3	35,4	—	34,4	47,4	3 00,8	22,4
90	27,5	32,6	36,9	—	36,9	50,2	04,0	25,9
600	28,8	33,9	38,5	—	39,4	53,0	07,3	29,4

Fig. 4.4.1. – Dromocrone per terremoti vicini e velocità delle onde nell'Italia Centrale della Marcelli-Di Filippo per terremoti vicini. (Di Filippo, Marcelli, 1952).

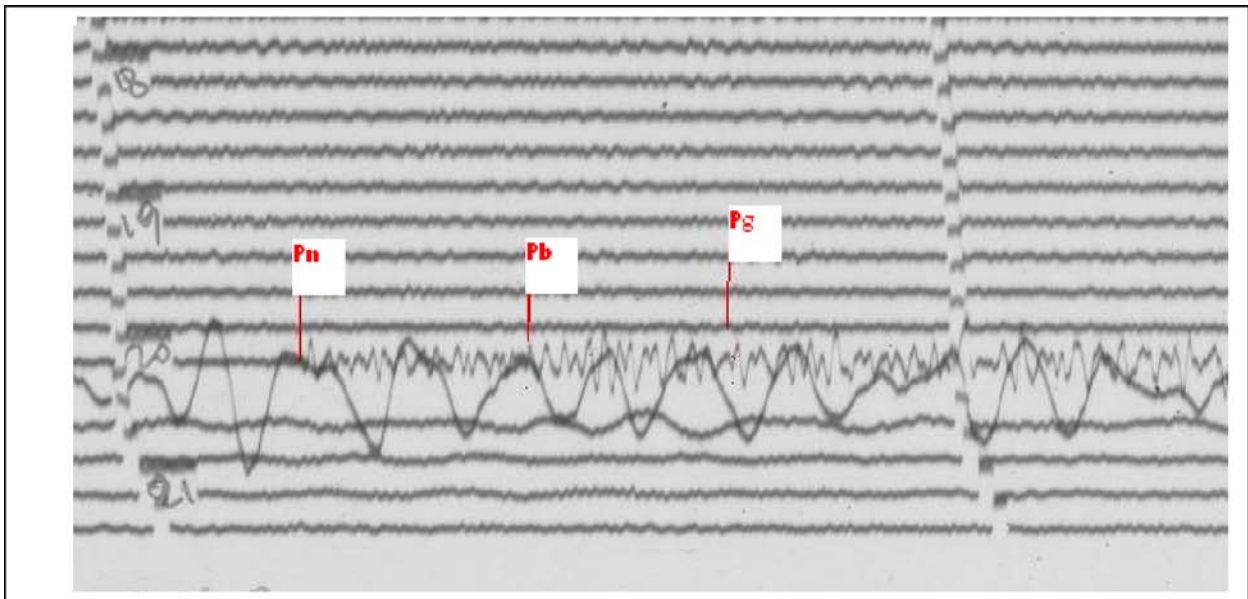


Fig. 4.4.2. – Terremoto del 6 Maggio 1976 in Friuli registrato all'Osservatorio di Monte Porzio Catonesu breve periodo verticale in cui sono evidenziate le fasi relative alle onde dirette.

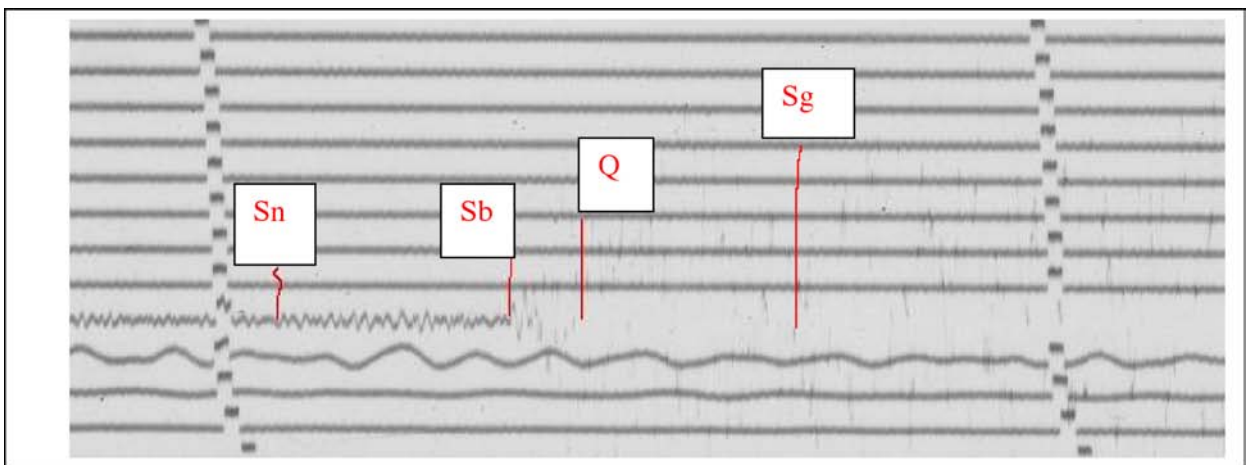


Fig. 4.4.3. – Terremoto del 6 Maggio 1976 in Friuli registrato all'Osservatorio (RMP) di Monte Porzio su breve periodo orizzontale in cui sono evidenziate le onde trasversali.

Si considerino ad esempio, i sismogrammi in fig 4.4.2 e 4.4.3, che rappresentano la registrazione della componente verticale (Z) e della componente orizzontale (N-S) dello stesso terremoto.

La prima cosa che dobbiamo fare è osservare tutta la registrazione per farci un'idea sommaria del tipo di terremoto che andiamo ad analizzare, cioè se può essere un terremoto locale (fig. 4.4.4) oppure regionale (fig.4.4.5).

Se il corpo del terremoto inteso dall'inizio fino alla fase superficiale, esclusa la coda, è compreso in un minuto circa di registrazione allora lo si può definire locale e nel sismogramma si osservano normalmente solo le onde dirette Pg e Sg. Se invece, la registrazione è oltre il minuto, allora lo si definisce vicino o regionale e per la sua interpretazione si ricorre alle tabelle o dromocrone.

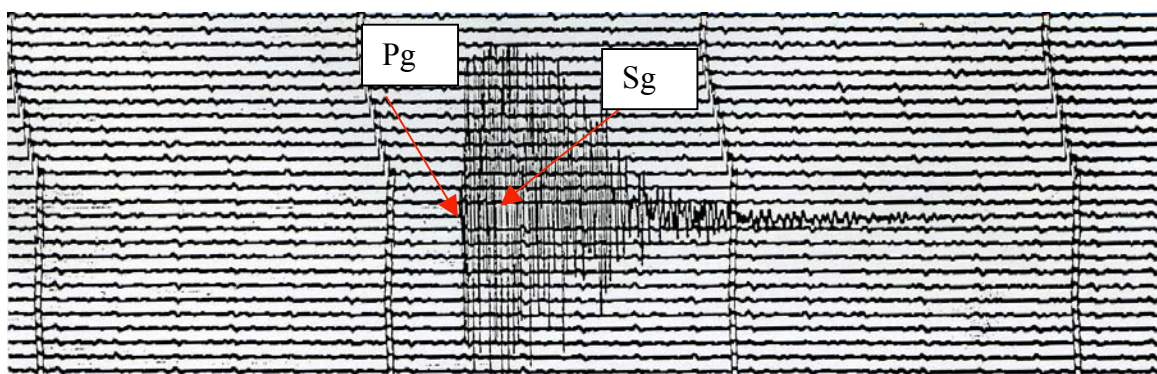


Fig. 4.4.4. – Terremoto locale registrato da un breve periodo alla stazione di MRLC - Muro Lucano (RSNC) il 14/06/05 a una distanza di circa 20 Km.

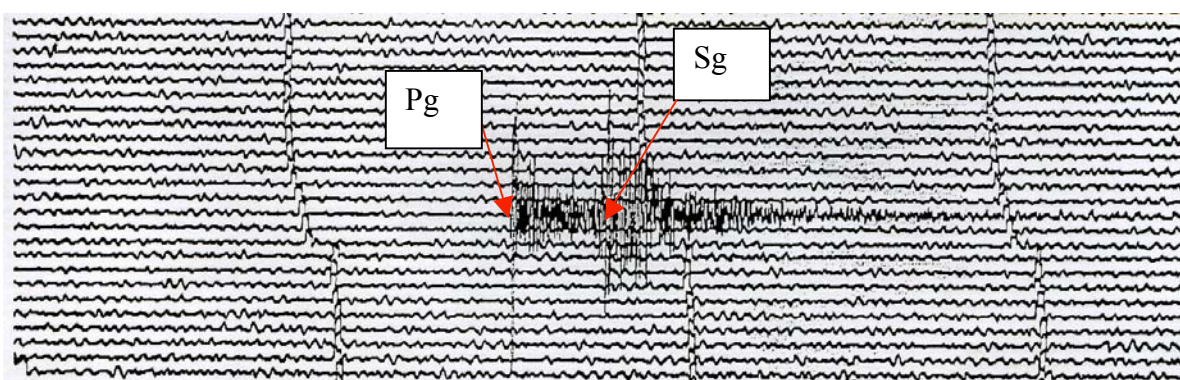


Fig. 4.4.5. – Terremoto vicino registrato da un breve periodo alla stazione di FIN – Finale Ligure (RSNC) il 12/06/05 a una distanza di circa 110 Km.

In questo caso, poiché la registrazione dura più di un minuto, il terremoto è regionale, e la prima fase registrata sarà presumibilmente la Pn.

Una volta stabilito il tipo di terremoto, si analizza la componente verticale, in cui le onde longitudinali sono più visibili e si prendono i tempi di arrivo delle varie fasi che si osservano:

Nel nostro caso, il primo arrivo si ha alle 20^h00^m 14.6^s (inizio del sismogramma) e a questo tempo si fanno seguire gli arrivi delle altre fasi: 00^m 23.5^s, 00^m 33.0^s

Gli arrivi delle onde trasversali invece, vengono letti sulle componenti orizzontali:

01^m 04.9^s, 01^m 23.3^s, 01^m 30.3^s, 01^m 42^s

Una volta presi gli inizi delle fasi, si fa la differenza tra la prima fase osservata e le successive: (00^m 23.5^s-00^m 14.6^s), (00^m 33.0^s-00^m 14.6^s), (01^m 04.9^s-00^m 14.6^s), (01^m 23.3^s-00^m 14.6^s), (01^m 30.3^s-00^m 14.6^s).

Il risultato viene riportato a lato di ogni tempo preso (tab. 4.4.1).

Fasi	tempo	differenza
I (inizio primo arrivo)	20 ^h 00 ^m 14.6 ^s	-
II	00 ^m 23.5 ^s	8.9 ^s
III	00 ^m 33.0 ^s	18.4 ^s
IV	01 ^m 04.9 ^s	50.3 ^s
V	01 ^m 23.3 ^s	1 ^m 08.7 ^s
VI	01 ^m 30.3 ^s	1 ^m 15.7 ^s
VII	01 ^m 42.0 ^s	1 ^m 27.4 ^s

Tabella 4.4.1. – Tempi di arrivo delle fasi e loro differenze.

Si procede quindi per tentativi successivi, sapendo che la differenza tra il tempo di arrivo delle S e quello delle P determina la distanza ipocentrale del terremoto.

Le ipotesi che la fase II o la fase III possano essere relative alla fase trasversale S viene scartata perché 1) la loro differenza di tempo con il primo arrivo implicherebbe una distanza ipocentrale nettamente inferiore e il sismogramma sarebbe meno esteso, 2) le fasi successive potrebbero essere ancora solo trasversali e in sovrannumero rispetto a quelle tabellate. Considerando ora la III differenza (50.1 secondi), la differenza Sn-Pn tabellata che più si avvicina a tale valore è 50.4 secondi, corrispondente ad una distanza di 480 km.

Sulla stessa riga delle dromocrone quindi si dovrà trovare qual è la fase con il tempo di percorrenza minore.

Nel nostro caso la fase è la Pn, con un tempo di percorrenza di 1^m e $11,5^s$.

A questo valore dovremo sommare le differenze che abbiamo ottenuto esaminando il sismogramma e che si riferiscono ad onde successive al primo arrivo.

Se la distanza ipotizzata è esatta, ad ogni differenza osservata corrisponderà una fase tabellata.

Possiamo riassumere la sequenza delle operazioni:

1) $1^m 11.5^s + 8.9^s = 1^m 20.4^s$. Scorriamo le tabelle in fig 4.4.1 nella pagina di destra delle stesse risulta, a 480Km di distanza, che il tempo $1^m 20,4^s$ corrisponde alla fase P* o Pb

2) $1^m 11.5^s + 18,4^s = 1^m 29.9^s$ Risulta sempre sulle tabelle che alla distanza di 480Km, al tempo $1^m 24.5^s$ corrisponde la fase Pg

3) La differenza di 50.3s non viene calcolata perché è la base di partenza dell'interpretazione

4) $1^m 11.5^s + 1^m 08.5^s = 2^m 19.9^s$ risulta sempre sulla tabella che alla distanza di 480Km, al tempo $2^m 04^s$ corrisponde Sb

5) $1^m 11.5^s + 1^m 15.7^s = 2^m 27.2^s$ risulta sempre sulla tabella che alla distanza di 480Km, al tempo $2^m 27.2^s$ corrisponde Q

6) $1^m 11.5^s + 1^m 27.4^s = 2^m 38.9^s$ Questo tempo corrisponde alla Sg per cui avendo avuto corrispondenza su tutte le differenze ottenute, l'ipotesi iniziale risulta esatta.

In tabella 4.4.2 viene riassunto il risultato dell'interpretazione del sismogramma in fig. 4.4.2./4.4.3.

Fasi	tempo
Pn	$20^h 00^m 14.6^s$
Pb o P*	$00^m 23.5^s$
Pg	$00^m 33.0^s$
Sn	$01^m 04.9^s$
Sb o S*	$01^m 23.3^s$
Q	$01^m 30.3^s$
Sg	$01^m 42.0^s$
$\Delta =$	480km

Tabella 4.4.2. – Interpretazione del sismogramma.

La distanza ipocentrale del terremoto rispetto alla stazione che l'ha registrato è circa 480Km.

4.5 Telesismi

Sono detti telesismi tutti quegli eventi che si verificano a distanze uguali o superiori ai 2000 Km ($18^\circ \leq \Delta \leq 180^\circ$).

Nel paragrafo precedente sono state analizzate le fasi relative a terremoti che avvengono a distanze comprese tra 0 e 18° (0 a 2000 Km),

A partire da 10° tuttavia, si cominciano a vedere anche le fasi P ed S relative ai Telesismi (Payo, 1986, World Data Center A, 1979), più chiaramente nei casi di regioni con strutture relativamente uniformi,

Le onde P sono più evidenti sulle componenti verticali mentre le S sono più chiare sulle componenti orizzontali ed hanno un periodo più lungo rispetto alle P per distanze fino a circa 100° .

Per distanze $\Delta \geq 10^\circ$ le onde P e le onde S possono essere riflesse una, due o tre volte alla superficie della Terra assumendo quindi il nome di PP, PPP ed SS SSS.

A distanze $\Delta \geq 9^\circ$ subito dopo le P compaiono le fasi pP (fasi di profondità). Sono onde che dall'ipocentro si propagano perpendicolarmente verso la superficie della terra dove subiscono una riflessione e continuano come P. tali fasi si differenziano dalle PP proprio perché queste ultime non sono riflesse alla superficie della terra in corrispondenza dell'ipocentro. Stesso discorso vale per le trasversali (sS) così come le pS e le sP. Tali onde si riconoscono facilmente perché la differenza tra i tempi di arrivo con le P è costante e dipende unicamente dalla profondità, non dalla distanza. Ovviamente, più accurata è la lettura dei tempi di arrivo delle P e delle pP e più precisa sarà la stima della profondità del terremoto.

A distanze $\Delta \geq 44^\circ$ compaiono le PS, PPS, SP e SSP che sono onde che viaggiano inizialmente come P o S e vengono poi convertite in S o P dalla riflessione sulla superficie della terra (fig. 4.5.1).

Può capitare, scorrendo le tavole di interpretazione, di trovare delle fasi tipo-PcP; in questo caso la c sta a significare una riflessione verso l'alto dovuta al bordo esterno del nucleo (fig. 4.5.1).

La fase ScP, ad esempio, corrisponde ad un'onda S che viene riflessa dal bordo esterno del nucleo e convertita in onda P per essere poi registrata come ScP. Queste onde vengono registrate molto meglio sulle componenti verticali rispetto alle PcS.

Per distanze con $\Delta \geq 70^\circ$ compaiono le SKS che sono onde S che attraversano il nucleo esterno come P e sono riconvertite in S quando riattraversano il mantello.

Con $\Delta \geq 86^\circ$ invece le SKS sono più veloci delle S che non vedremo più oltre i 105° che è la zona d'ombra.

A distanze comprese fra i 105° e 110° si registrano le onde P diffratte, che si propagano tangenzialmente lungo il bordo esterno del nucleo. Queste onde sono registrabili con sismometri prevalentemente a lungo periodo e sono seguite generalmente dopo due- quattro minuti dalle PKP oppure dalle PP (Fig. 4.5.2.)

Le onde che nella loro propagazione vanno a lambire il mantello esterno, subiscono poi delle riflessioni e delle rifrazioni, le prime sono riflesse dal mantello in onde PcP mentre le altre, chiamate fasi di nucleo, sono rifratte nel nucleo stesso e si distinguono perché accompagnate dalla lettera K (fig. 4.5.1).

A distanze $\Delta \geq 104^\circ$ compaiono le PKS che come si è visto si propagano come P, subiscono una rifrazione nell'attraversamento del nucleo esterno e vengono convertite poi in S.

Per distanze $\Delta \geq 110^\circ$ si hanno come primo arrivo le PKP che sono onde che hanno attraversato il nucleo esterno. Tali onde si dividono poi in due rami (PKP1 e PKP2) a distanze da 144° a 180° .

Se infine un'onda nella sua propagazione attraversa anche il nucleo interno allora verrà indicata come PKIKP.

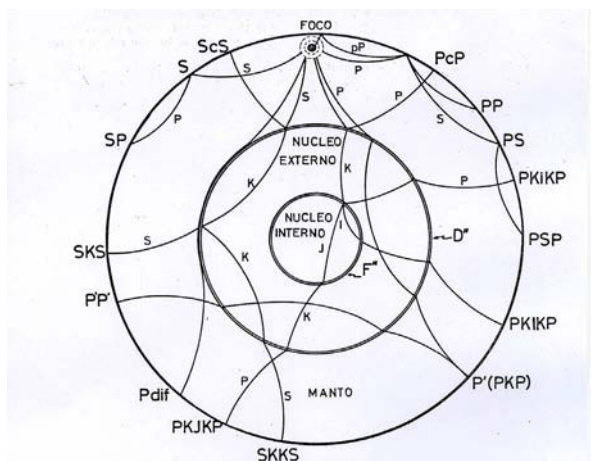


Fig. 4.5.1. – Fasi di terremoti lontani (Payo, 1986).

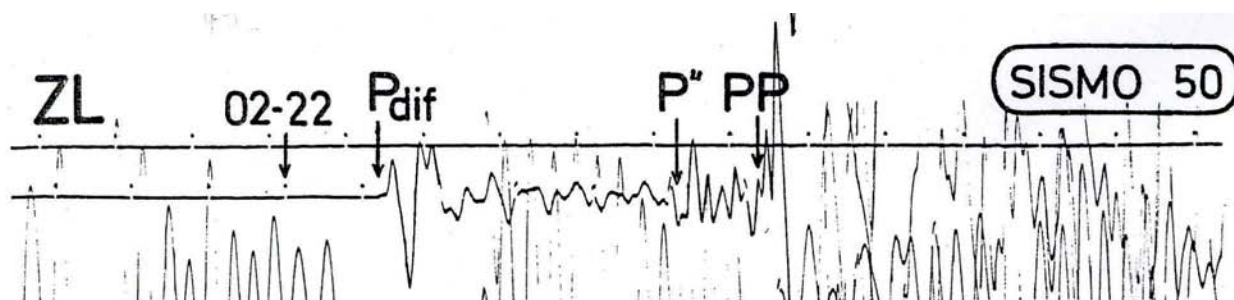


Fig. 4.5.2. – Esempio di registrazione dell'onda P diffratta del telesisma registrato dalla stazione di Toledo il 10/08/1968 (distanza 13.200Km lat°1,4°N long126,2°E Regione: isole Molucche) con sismometro a lungo periodo verticale (Pavo,1986).

4.6 Interpretazione telesisma

La tecnica di interpretazione di un telesisma è la stessa usata per terremoti vicini, con qualche variabile in più rispetto a quella utilizzata in precedenza.

A differenza della prima, dove si hanno come primi arrivi la Pn o la Pg, nel caso dei telesismi si hanno le fasi: P, Pdif, PKP, PKP1 e PKP2 che vanno di volta in volta distinte tra loro a seconda della posizione e soprattutto a seconda della profondità che può variare da pochi km fino a oltre 700 Km.

Anche in questo caso, come per i terremoti vicini, è opportuno stabilire da un esame del sismogramma se il telesisma da analizzare è superficiale o profondo in modo da utilizzare le tabelle di interpretazione più appropriate. (Jeffreys and Bullen, 1958).

Nella fig. 4.6.1 viene riportato ad esempio un telesisma.

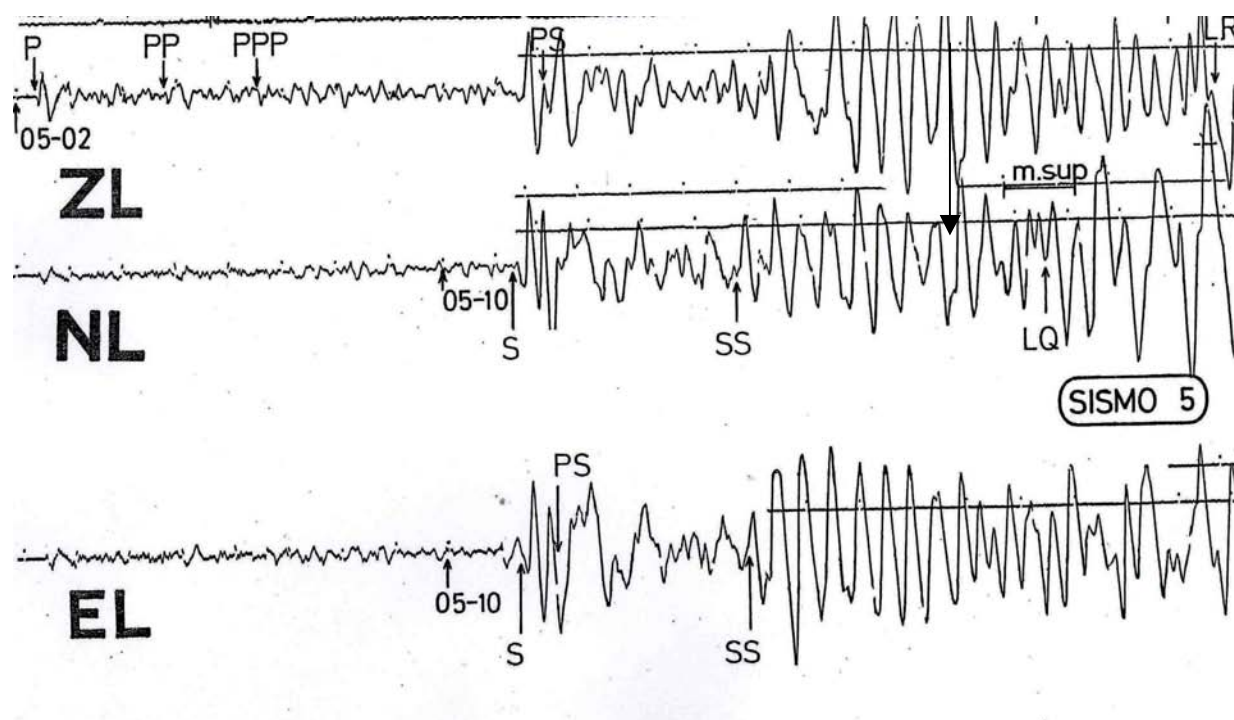


Fig. 4.6.1. – Esempio di telesisma registrato il 14 Jul 1973 dalla stazione di Toledo ($\Delta = 68,8^\circ - 35,2^\circ\text{N } 86,5^\circ\text{E} - H_0 = 04^{\text{h}}51^{\text{m}}21^{\text{s}} H = 54\text{km}$, $M_s 4.7$ Regione del Tibet) (Payo, 1986).

Come già espresso in precedenza la prima cosa da fare è annotare i tempi di arrivo delle fasi che appaiono essere più significative.

Nel nostro caso vengono individuati i seguenti picchi:

$05^{\text{h}}02^{\text{m}}24^{\text{s}}$, $05^{\text{h}}04^{\text{m}}54^{\text{s}}$, $05^{\text{h}}06^{\text{m}}36.7^{\text{s}}$, $05^{\text{h}}11^{\text{m}}24^{\text{s}}$, $05^{\text{h}}11^{\text{m}}54^{\text{s}}$, $05^{\text{h}}15^{\text{m}}48^{\text{s}}$

si calcolino le differenze dei tempi tra il primo arrivo e i successivi

$(04^{\text{m}}54^{\text{s}} - 02^{\text{m}}24^{\text{s}}) = 2^{\text{m}}30^{\text{s}}$, $(06^{\text{m}}36^{\text{s}} - 02^{\text{m}}24^{\text{s}}) = 4^{\text{m}}12^{\text{s}}$, $(11^{\text{m}}24^{\text{s}} - 02^{\text{m}}24^{\text{s}}) = 09^{\text{m}}00^{\text{s}}$, $(11^{\text{m}}54^{\text{s}} - 02^{\text{m}}24^{\text{s}}) = 09^{\text{m}}30^{\text{s}}$, $(15^{\text{m}}48^{\text{s}} - 02^{\text{m}}24^{\text{s}}) = 13^{\text{m}}24^{\text{s}}$.

Anche nel caso dell'interpretazione del telesisma viene scartata l'ipotesi che seconda e terza fase riconosciute sul sismogramma appartengano già alla fase trasversale S, perché le corrispondenti distanze ipocentrali sarebbero inferiori a quella di un telesisma e perché saremmo in presenza di troppe fasi trasversali rispetto a quelle tabellate.

Ipotizziamo quindi che la differenza S-P sia quella di 9m e 01s.

Si consultino le tabelle di interpretazione (nel caso specifico si sono adottate quelle calcolate per terremoti a profondità 33 Km) (Jeffreys and Bullen, 1958) e si cerchi nella colonna delle S-P il tempo che si avvicina meglio ai 9^m e 00^s presi come ipotesi di partenza.

Nella colonna delle S-P risulta un tempo 09^m 01^s con una distanza di circa 7600Km pari a 69° ($1^\circ = 111\text{Km}$)

Sempre sulle tabelle di interpretazioni si consulti la colonna delle P alla voce 69° o 7600 Km e si annoti il tempo 11^m04^s che indica quanto impiegano le onde P per coprire la distanza di 7600 Km.

Δ in Km	Δ°	S-P	P	P-P-P	PP	PcP	PPP	S	aS-S
7110	64	08-32,3	10-32,4	10 ^s	12-55	11-07,5	14-28	19-04,7	17 ^s
7220	65	08-38,1	10-38,9	10	13-04	11-11,6	14-39	19-17,0	17
7335	66	08-43,9	10-45,3	10	13-13	11-15,7	14-49	19-29,2	17
7445	67	08-49,7	10-51,6	10	13-21	11-19,9	14-59	19-41,3	17
7555	68	08-55,4	10-57,9	10	13-30	11-24,1	15-08	19-53,3	17
7665	69	09-01,1	11-04,1	10	13-39	11-28,3	15-18	20-05,2	17
7780	70	09-06,8	11-10,2	10	13-47	11-32,5	15-27	20-17,0	17
7890	71	09-12,3	11-16,3	10	13-56	11-36,7	15-37	20-28,6	17
8000	72	09-18,0	11-22,2	10	14-04	11-41,0	15-46	20-40,2	17
8110	73	09-23,4	11-28,2	10	14-13	11-45,2	15-56	20-51,6	17
8220	74	09-28,8	11-34,0	10	14-21	11-49,5	16-06	21-02,8	17
8335	75	09-34,2	11-39,8	10	14-30	11-53,8	16-15	21-14,0	17
8445	76	09-39,5	11-45,5	10	14-38	11-58,1	16-25	21-25,0	18
8555	77	09-44,7	11-51,2	10	14-46	12-02,4	16-34	21-35,9	18
8665	78	09-50,0	11-56,7	10	14-55	12-06,7	16-44	21-46,7	18
8780	79	09-55,1	12-02,2	10	15-03	12-11,0	16-53	21-57,3	18
8890	80	10-00,2	12-07,6	10	15-11	12-15,3	17-02	22-07,8	18
9000	81	10-05,3	12-12,9	10	15-20	12-19,6	17-11	22-18,2	18
9110	82	10-10,4	12-18,1	10	15-28	12-24,0	17-20	22-28,5	18
9220	83	10-15,4	12-23,2	10	15-36	12-28,3	17-29	22-38,6	18
9335	84	10-20,3	12-28,3	10	15-44	12-32,6	17-39	22-48,6	18
9445	85	10-25,2	12-33,3	10	15-52	12-37,0	17-48	22-58,5	18
9555	86	10-30,0	12-38,2	10	16-00	12-41,4	17-57	23-08,2	18
9665	87	10-34,7	12-43,1	10	16-09	12-45,7	18-06	23-17,8	18
9780	88	10-39,3	12-47,9	10	16-17	12-50,1	18-15	23-27,2	18

Δ°	SKS	SKS-P	SKKS	S _{CS}	PS	PPS	SS	SSS	G _L	L	M
64				20-19,8	19-29	19-38	23-15	26-04	26-20	30-08	35-8
65				20-27,4	19-42	19-52	23-21	26-23	26-45	31,3	36,5
66				20-35,1	19-56	20-06	23-46	26-41	27-09	31,7	37,0
67				20-42,8	20-09	20-20	24-02	26-59	27-34	32,2	37,5
68				20-50,6	20-23	20-34	24-17	27-17	27-59	32,7	38,1
69				20-58,4	20-36	20-48	24-33	27-35	28-23	33,1	38,8
70	21-04,4	09-54,2		21-06,2	20-48	21-01	24-48	27-53	28-48	33,6	39,2
71	21-11,8	09-55,5		21-14,1	21-01	21-14	25-04	28-10	28-13	34,1	39,7
72	21-19,2	09-57,0		21-22,0	21-15	21-26	25-19	28-28	29-37	34,6	40,3
73	21-26,5	09-58,3		21-30,0	21-28	21-42	25-35	28-45	30-02	35,0	40,8
74	21-33,9	10-00,0		21-38,0	21-41	21-56	25-50	29-02	30-27	35,5	41,3
75	21-41,2	10-01,4		21-46,0	21-54	22-09	26-05	29-19	30-51	36,0	41,9
76	21-48,5	10-03,0		21-54,1	22-07	22-23	26-21	29-36	31-18	36,4	42,4
77	21-55,8	10-04,6		22-02,1	22-19	22-36	26-36	29-52	31-41	36,9	43,0
78	22-03,0	10-06,3		22-10,2	22-32	22-50	26-51	30-09	32-05	37,4	43,5
79	22-10,1	10-07,9		22-18,4	22-45	23-03	27-06	30-25	32-30	37,9	44,1
80	22-17,3	10-09,7		22-26,5	22-57	23-17	27-21	30-42	32-55	38,3	44,6
81	22-24,4	10-11,5		22-34,7	23-10	23-30	27-36	30-58	33-19	38,8	45,1
82	22-31,4	10-13,3		22-42,9	23-22	23-43	27-51	31-14	33-44	39,3	45,7
83	22-38,3	10-15,1		22-51,1	23-35	23-57	28-06	31-31	34-09	39,7	46,2
84	22-45,1	10-16,8		22-59,3	23-47	24-10	28-20	31-47	34-34	40,2	46,8
85	22-51,8	10-18,5	22-55	23-07,5	23-59	24-23	28-35	32-03	34-58	40,7	47,3
86	22-58,5	10-20,3	23-03	23-15,7	24-12	24-36	28-50	32-19	35-23	41,1	47,8
87	23-05,1	10-22,0	23-11	23-24,0	24-24	24-50	29-04	32-35	35-48	41,6	48,4
88	23-11,5	10-23,6	23-18	23-32,3	24-36	25-03	29-19	32-51	36-12	42,1	48,9

Fig. 4.6.2. – Tavole di interpretazione per telesismi Jeffrey-Bullen.

Se 11^m04^s è il tempo della prima onda, e se la distanza ipotizzata è esatta, a ciascun picco riconosciuto sul sismogramma dovrà corrispondere una fase distinta in tabella.

Quindi, agli 11^m04^s si aggiunge la prima differenza e si ottiene $(11^m04^s + 2^m30^s) = 13^m34^s$.

Si consultino le tabelle e in corrispondenza di 69° si trova che 13^m34^s corrisponde al tempo della fase PP (13m e 39s in tabella).

Sempre ai 11^m04^s si aggiunga la seconda differenza 4^m12^s e si ottiene 15^m16^s e per la distanza ipocentrale di 69° si trova 15^m16^s che corrisponde al tempo della fase PPP.

La terza differenza non si considera perché presa come ipotesi di partenza per l'interpretazione.

Aggiungendo la quarta differenza si ottiene $(11^m04^s + 10^m39^s) = 20^m43^s$ e scorrendo i tempi quello che si avvicina di più è 20^m36^s che corrisponderebbe alle PS.

Infine si consideri l'ultima differenza e si ottiene $(11^m04^s + 13^m24^s) = 24^m28^s$ che per $\Delta=69^\circ$ è 24^m33^s che corrisponde al tempo della fase SS.

Poiché dunque i picchi trovati hanno una corrispondenza con le fasi, possiamo stabilire con certezza che il terremoto in esame è avvenuto a circa 7600km di distanza dalla stazione che lo ha registrato.

In conclusione la nostra interpretazione del sismogramma risulta essere:

Fase	Tempo di registrazione
P	05 ^h 02 ^m 24 ^s
PP	04 ^m 54 ^s
PPP	06 ^m 36.7 ^s
S	11 ^m 24 ^s
PS	11 ^m 54 ^s
SS	15 ^m 48 ^s
Δ	7600 Km

Tabella 4.6.1. – Interpretazione sismogramma.

Si consideri adesso il sismogramma in Fig 4.6.3

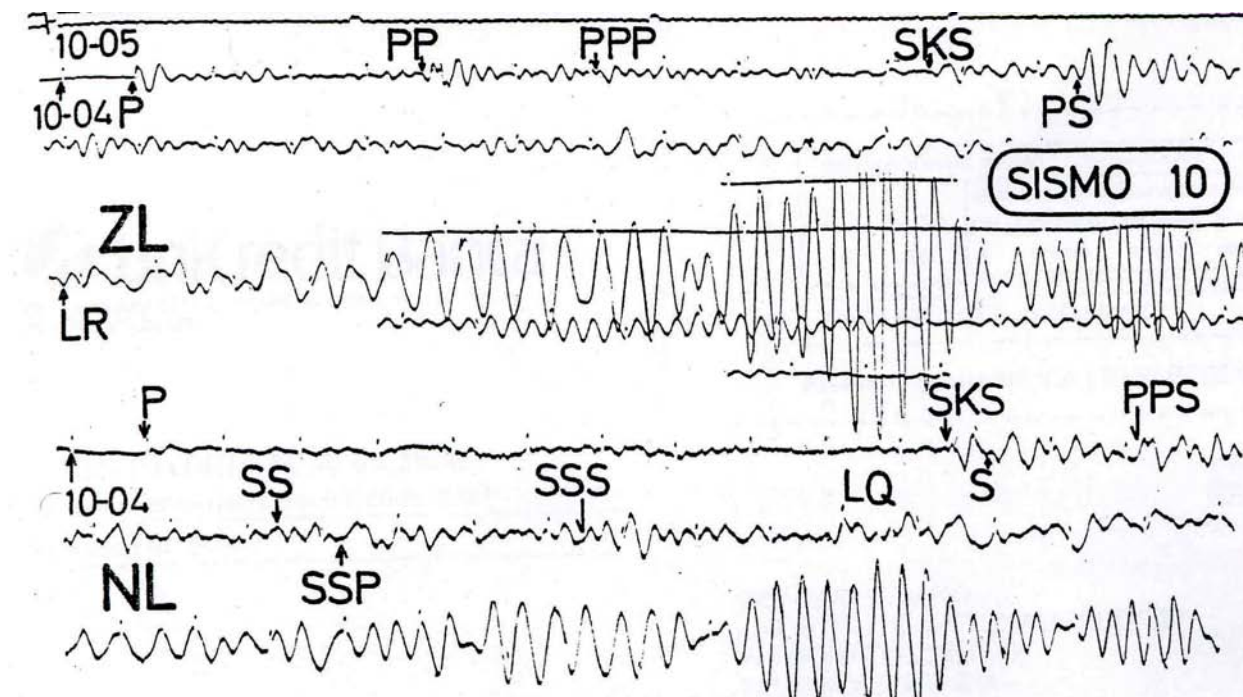


Fig. 4.6.3. – Terremoto del 11 Luglio 1971 registrato dalla stazione di Toledo (lat 32.3°S 71.8°W $\Delta=96^\circ$ pari a 10600km, h: 36km Localizzato nella Costa Centrale del Cile) (Payo,1986).

Come nel precedente anche in questo sismogramma si dovranno osservare gli inizi delle fasi e annotarsi il tempo di arrivo.

Nel nostro secondo caso i tempi rilevati sono 10^h04^m54^s - 08^m49^s - 11^m06^s - 15^m27^s - 16^m06^s - 18^m12^s mentre le differenze con il primo arrivo sono: 3^m55^s, 6^m12^s, 10^m33^s, 11^m18^s, 13^m24^s.

Scartata l'ipotesi che le prime differenze possano riferirsi alla fase S per le ragioni che abbiamo visto nel precedente esempio, ipotizziamo che la differenza S-P sia quella di 10^m33^s

Nella colonna delle S-P la differenza di 10^m33^s equivale a circa 9600Km con un tempo di percorrenza della prima fase di 12^m43^s.

Se 12^m43^s è il tempo della prima onda e se la distanza ipotizzata è esatta, a ciascun picco riconosciuto sul sismogramma dovrà corrispondere una fase distinta nella tabella.

Si aggiunge quindi ai 12^m43^s la prima differenza e si ottiene 16^m38^s con una differenza rispetto al tempo tabellato per la PP di + 29s

Sempre ai 12^m43^s si aggiunge la seconda differenza e si ottiene 18^m55^s che per la distanza di 87° si trova un 18^m06^s che è il tempo delle PPP e che più si avvicina alla nostra supposizione.

La terza differenza è la nostra ipotesi di partenza.

Aggiungendo la quarta differenza si ottiene un 24^m01^s corrispondente alla PS.

Infine si consideri l'ultima differenza e si ottiene 26^m07^s che è un tempo non corrispondente ad alcuna fase.

Nel caso di questo telesisma si può fare però un'ipotesi alternativa: poiché a determinate distanze la fase S può viaggiare più lentamente della fase SKS, si supponga che la differenza di 10^m33^s si riferisca alla SKS-P.

Nella tabella delle SKS-P si cerchi 10^m33^s e si trova una distanza di 10700km circa $96^\circ/97^\circ$ mentre il tempo di percorrenza della P è 13^m25^s .

Anche in questa seconda ipotesi occorre ripetere le operazioni fatte precedentemente ottenendo in sintesi:

$(13^m25^s + 3^m55^s) = 17^m20^s$ che corrisponde al tempo della fase PP.

$(13^m25^s + 6^m12^s) = 19^m34^s$ che corrisponde al tempo della fase PPP.

La terza differenza non si prende in considerazione perché presa come ipotesi

$(13^m25^s + 11^m12^s) = 24^m37^s$ che corrisponde al tempo della fase S.

ed infine l'ultima differenza

$(13^m25^s + 13^m18^s) = 26^m43^s$ che corrisponde al tempo della fase PPS.

Riassumendo:

Fasi	Tempo reg	Tempo 87°	Temp ott	Dif	Fasi	Temp 96°	Tempo ott	Dif
P	$10^h04^m54^s$	12^m43^s	---		P	13^m25^s		
PP	08^m49^s	16^m09^s	16^m38^s	$+29^s$	PP	17^m20^s	17^m20^s	00^s
PPP	11^m06^s	18^m06^s	18^m55^s	$+49^s$	PPP	19^m25^s	19^m37^s	$+12^s$
S	15^m27^s	23^m17^s	23^m17^s	00^s	SKS	23^m57^s	23^m58^s	$+1^s$
PS	16^m06^s	23^m47^s	24^m01^s	$+14^s$	S	24^m37^s	24^m37^s	00^s
	18^m27^s		26^m07^s		PPS	26^m46^s	26^m43^s	-3^s

Tabella 4.6.2. – Raffronto tra le fasi a 84° e 86° di distanza rilevate sulle tabelle in fig. 4.6.2 per profondità 33Km (Jeffreys and Bullen, 1958).

Confrontando le interpretazioni dello stesso sismogramma riassunte nella tabella 4.6.2. si nota che l'unica corrispondenza accettabile per $\Delta = 87^\circ$ è quella ipotizzata per l'onda S mentre per $\Delta = 96^\circ$ si ha corrispondenza sulle fasi PP, sulla SKS, sulla fase S e sulla PPS mentre per la fase PPP c'è solo 12 s di scarto.

Poiché quattro fasi sono tabellate a $\Delta = 96^\circ$ possiamo affermare che il sismogramma analizzato si riferisce ad un telesisma distante circa 10700 km dalla stazione che l'ha registrato.

5. BOLLETTINI

Il bollettino era lo strumento con cui veniva comunicato agli altri osservatori esterni l'interpretazione del sismogramma. I dati trascritti nei bollettini dovevano uniformarsi ad uno standard internazionale, per essere utilizzati in tutto il mondo.

Prendiamo ad esempio un bollettino provvisorio dell'Osservatorio di Monte Porzio Catone (RMP) in cui compaiono le interpretazioni di due terremoti: (1) telesisma, (2) domestico riportate nelle tabelle di seguito.

Tipo	componente	fase	tempo	polarità	Δ
Iu	iz	P	12 ^h 40 ^m 07 ^s	+ (C U)	9600Km
	iz	PP	27 ^m 14 ^s		
	eN	S	34 ^m 16 ^s		
	eE	SKS	34 ^m 20 ^s		
	eN	PS	45 ^m 11 ^s		
	eN	M	59 ^m 00 ^s		

Tabella 5.1.1. – Interpretazione telesisma.

Tipo	componente	fase	tempo	polarità	Δ	magnitudo	intensità
IId	Iz	Pg	23 ^h 05 ^m 12.0 ^s	D	70Km	Md=4.0	I°=V-VI
	IN	Sg	05 ^m 22 ^s				

Tabella 5.1.2. – Interpretazione terremoto domestico.

Esaminiamo le varie voci delle tab 5.1.1 e 5.1.2.

tipo : I sta ad indicare la grandezza del terremoto. Era consuetudine infatti dare una prima valutazione all'evento basandosi solo sull'analisi visiva del sismogramma senza valutarne altri parametri per cui quando nell'interpretazione si leggeva:

I : stava ad indicare un terremoto debole,

II: stava ad indicare un terremoto un po' più forte di quello definito con I

III: stava ad indicare un terremoto molto forte e così via.

u : indica che il terremoto è molto distante. Anche in questo caso era consuetudine tra i sismologi di allora, classificare con delle lettere la distanza dei terremoti e più precisamente con:

d = domestici – I terremoti con distanza fino a 100 Km

v = vicini – I terremoti con distanza compresa fra 101Km e 1000Km

r = remoti – I terremoti con distanza compresa fra i 1001Km e 5000 Km

u = ultimi – I terremoti oltre i 5000 Km

Oggi la sismologia moderna ha ridotto queste terminologie in terremoti regionali e telesismi.

componente e tipo di impulso iniziale: quando si interpreta un sismogramma è necessario definire su quale componente è stata letta la fase e se l'inizio della fase stessa è un picco netto oppure appena accennato. Anche in questo caso si ricorre a dei simboli convenzionali validi ancora adesso. Nel caso in cui l'inizio sia netto la fase viene preceduta da i = impetus (fig 5.1.1) se invece, è debole da una e= emersio (fig 5.1.1).

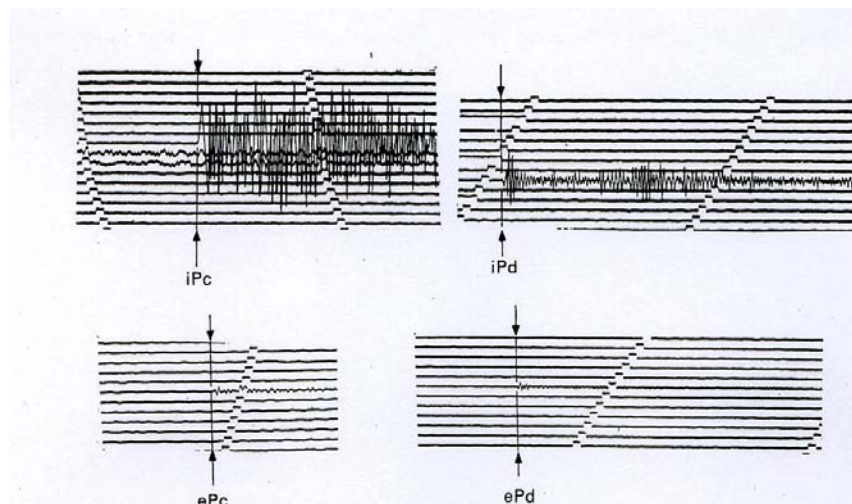


Fig. 5.1.1. – Esempi di inizi con Impetus ed emersio, dilatazione e compressione (World Data Center A 1979).

Fase e tempo : indica di che tipo di fase si tratta (Pg, Pn, P, PKP) con il tempo relativo

Polarità :

Occorre premettere che, quando si interpreta un sismogramma oltre al riconoscimento delle fasi, bisogna anche stabilire quale sia il movimento iniziale del terreno e come si presenta.

Possiamo definire due diversi tipi:

Il primo, riconoscibile da un impulso verso il basso, è un movimento di dilatazione, identificato con un – (meno) o una D il cui significato è Dilatazione od anche Down.

Il secondo, riconoscibile da un impulso verso l'alto, è un movimento di compressione, identificato con il segno + o C o U, dove C è Compressione e U sta per Up.

Per convenzione i segni +, C, U si scrivono come illustrato in figura 5.1.2



Fig. 5.1.2. – Esempio di polarità scritte su foglio.

Δ : indica la distanza ipocentrale e può essere espressa in chilometri o in gradi.

L'esempio in Tab.5.2, si riferisce all'interpretazione di un terremoto abbastanza forte (IId) con inizio netto letto sulla componente verticale, con un movimento del terreno ad indicare una dilatazione (IzPgD).

La distanza ipocentrale è circa 70 km .

In questo esempio compare anche il concetto di magnitudo che sarà sviluppato più avanti.

Inoltre, nei bollettini, può comparire l'indicazione:

eN 20 45 20 traccia

Ciò significa che sul sismogramma era stata letta la traccia di un terremoto sulla componente orizzontale con solo l'ora di registrazione. Generalmente tali diciture si riferiscono alle fasi superficiali il cui periodo è il più lungo e quindi più facilmente registrabili da strumenti a lungo periodo.

6 . AZIMUT

6.1 Localizzazione epicentrale mediante una terna di sismografi

Per la localizzazione di un terremoto mediante i dati di una sola stazione sismica, si può procedere con il metodo che consiste nel determinare l'azimut (direzione di provenienza) della onde sismiche e la distanza da loro percorsa.

L'Azimut può essere calcolato solo se la stazione è fornita di una terna (a breve o lungo periodo) e l'inizio della fase P, PKP, Pg, PN, sia netto su tutte e tre le componenti.

Occorre inoltre che la risposta dei due sismografi orizzontali del moto del terreno sia uguale.

Infatti per calcolare l'azimut apparente del moto orizzontale del terreno occorre misurare l'ampiezza delle onde longitudinali sulla componente N-S e E-W come componenti di un vettore che indica la direzione di propagazione delle onde sismiche.

L'angolo α formato da questo vettore con la direzione del nord geografico si ricava dall'equazione

$$\tan \alpha = A_E / A_N \quad (\text{World Data Center A, 1979}).$$

La cui soluzione corrisponderà a due possibili valori distinti fra loro 180° .

L'azimut reale si ricava dal primo impulso della componente verticale. Se tale verso è una dilatazione, l'ipocentro si trova nel quadrante del vettore risultante, se invece è una compressione, l'ipocentro è nel quadrante del vettore opposto.

Lo stesso risultato si ottiene anche graficamente come riportato nella successiva sezione.

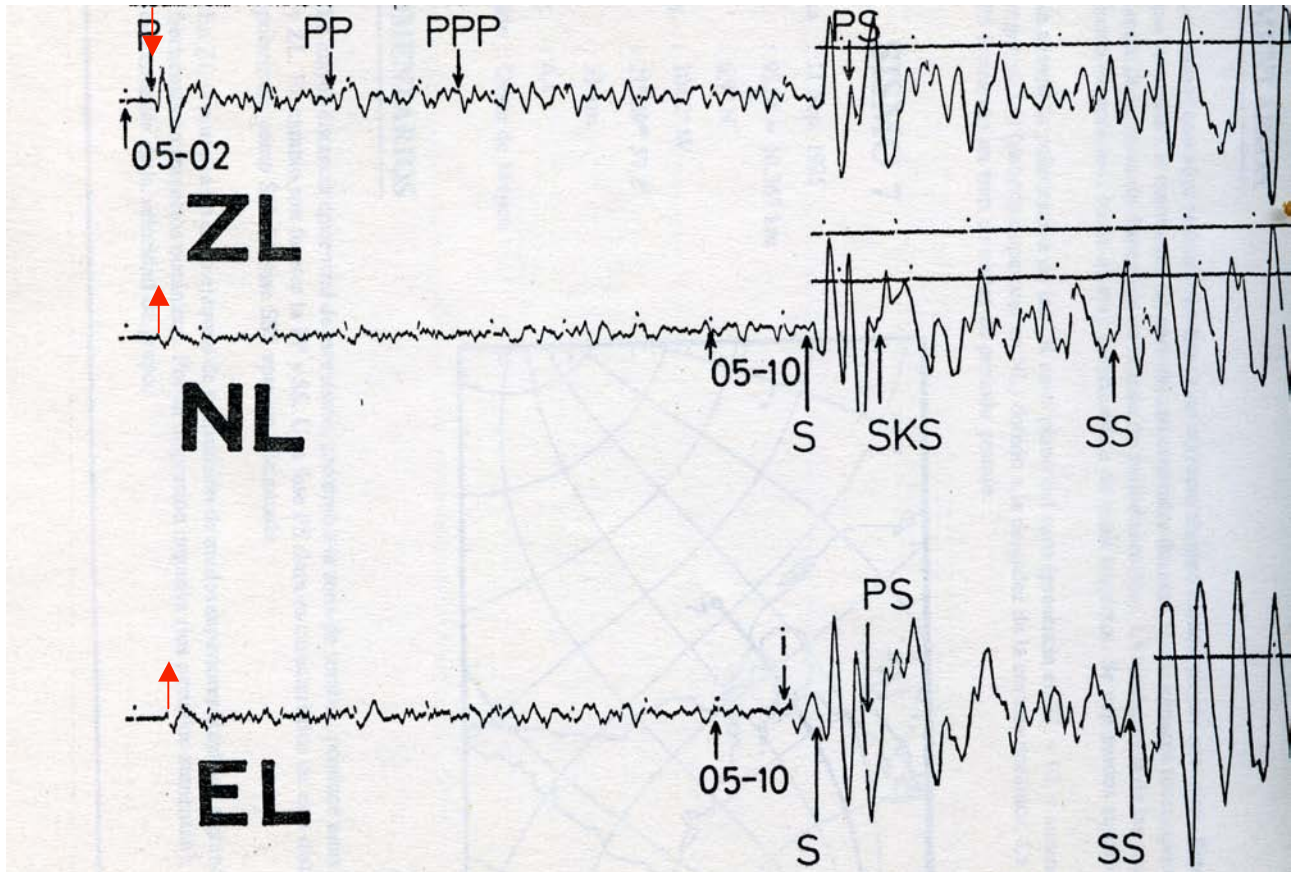


Fig. 6.1.1. – Esempio di calcolo dell'Azimut di un terremoto (Payo, 1986).

6.2 Metodo grafico per la determinazione dell'azimut

Dall'osservazione delle componenti orizzontali dei sismogrammi in fig. 6.2.2 si nota che la P registrata sulla componente N-S va verso l'alto cioè verso N mentre la stessa P sulla componente E-W va verso E.

Supposto per esempio, che lo spostamento della P sulla componente N-S, sia di 1 mm verso N e che quello della P sulla componente E-W, sia di 3 mm verso E sugli assi cartesiani con il N, E, S, W si riportano in scala 10:1 le misure ottenute, vale a dire 1cm verso Nord e 3cm verso E, si traccia la retta risultante e si misurano i due angoli possibili tra il Nord e la retta risultante.

Per la scelta dell'azimut reale occorre ora verificare il verso della componente verticale.

Nel sismogramma mostrato in Fig. 6.1.1 poiché la P sulla componente verticale va verso il basso (dilatazione), l'angolo trovato $\alpha = 70^\circ$, indica l'azimut reale, circa NE rispetto alla stazione che ha registrato l'evento stesso. Questo perché un movimento verso il basso corrisponde ad un avvicinamento alla sorgente delle onde sismiche.

A questo punto, un operatore di un Osservatorio Standard, cioè fornito di una terna di strumenti a breve, medio e lungo periodo, è in grado di fornire l'azimut di un terremoto.

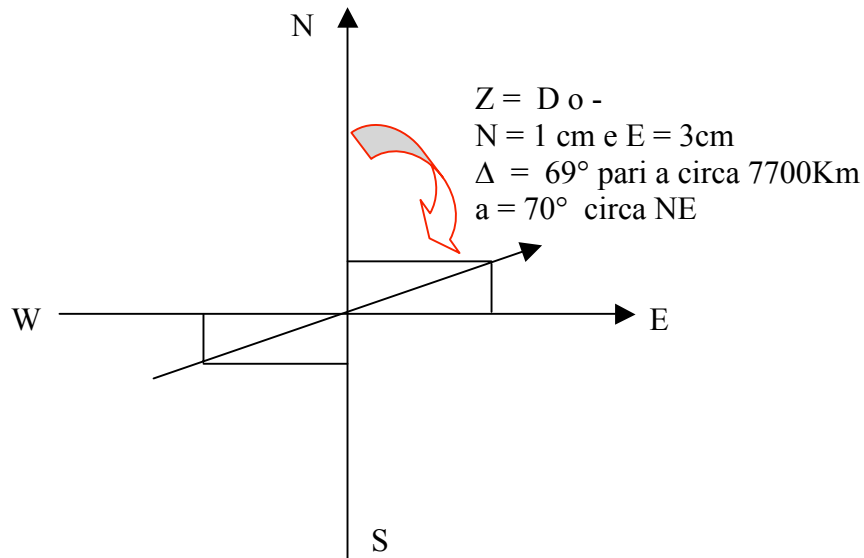


Fig. 6.2.1. – Azimut con P componente Z verso il basso (D o -).

Rimanendo sull'esempio in Fig. 6.1.1, in base alla lettura del tempo di arrivo delle onde P e S, risulta che la distanza ipocentrale è di 7700 Km. Con l'ausilio della carta delle linee isodistanti e isoazimutali riportata in fig 6.2.3 si cerca il punto collocato a 7700Km in direzione NE cioè verso la sorgente. Quest'ultima risulta quindi in Cina.

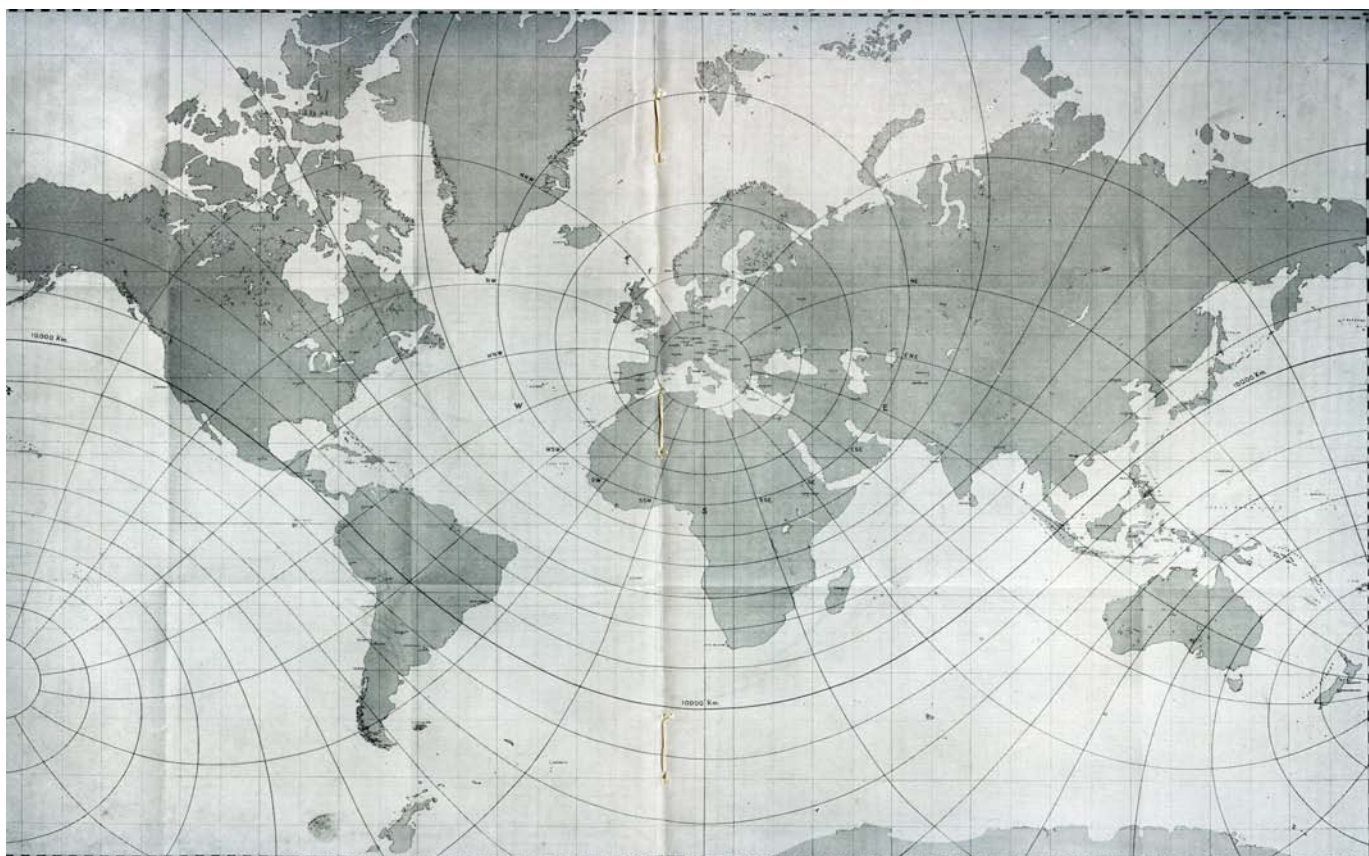


Fig. 6.2.2. – Carta delle linee isodistanti e isoazimutali con centro Roma città Universitaria (Ricerca Scientifica anno XI n° 10 ottobre 1940. La registrazione e lo studio dei fenomeni fisici nell'ING del CNR).

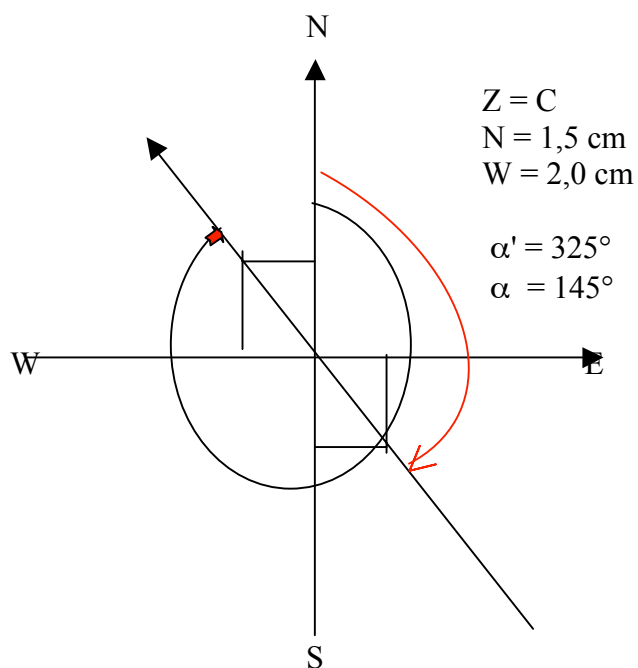


Fig. 6.2.3. – Azimut con P componente Z verso l'alto (C o +).

Nell'esempio della fig. 6.4.1 si riportano sugli assi cartesiani le misure relative agli spostamenti della fase P sulle componenti orizzontali, in scala opportuna 1.5 cm verso N e 2 cm verso W.

Si tracciano i punti di intersezione e si congiungono con una retta.

Anche in questo caso si ottengono due possibili azimuth 325° e 145° .

Si verifica ora il verso della fase P sulla componente verticale che risulta andare verso l'alto (compressione).

La direzione risultante non è verso la sorgente ma opposta, per cui la direzione vera non sarà 325° ma 145° (verso SE). Questo perché il movimento verso l'alto corrisponde a un allontanamento dalla sorgente delle onde sismiche.

Concludendo, possiamo affermare che con una terna è possibile conoscere con una certa approssimazione la provenienza di un terremoto, quando la registrazione della fase P è molto chiara sulle tre componenti.

Tutto quanto detto finora è valido per telesismi e per terremoti regionali mentre per terremoti locali, qualora si abbiano i dati di almeno tre stazioni è possibile risalire all'epicentro con un metodo grafico di applicazione abbastanza elementare.

6.3 Determinazione dell'epicentro con il metodo TAKAASHI o delle circonferenze

Il metodo, come già detto, è applicabile solo per terremoti vicini e presuppone la conoscenza delle differenze dei tempi di arrivo delle Sg e delle Pg per risalire alla distanza ipocentrale.

A questo proposito è bene ricordare che per determinare la distanza ipocentrale, attraverso l'interpretazione del sismogramma, si possono consultare le tabelle di interpretazione oppure più semplicemente moltiplicare il tempo di arrivo delle Sg – il tempo di arrivo delle Pg (Tsg-Tpg) per 7.2 km/s (R. Console, F. Peronaci, 1981).

Supposto di avere tre stazioni A, B, C la cui distanza dall'ipocentro è rispettivamente di 30, 35, 40 km, si tracciano delle circonferenze il cui centro è la stazione e il raggio è la distanza trovata in scala opportuna $A=3 \text{ cm}$, $B=3,5 \text{ cm}$ e $C=4 \text{ cm}$ (in Fig.6.3.1. in scala 1:1.000.000).

Queste circonferenze si intersecano nei punti DE,FG e LM che vengono poi uniti da delle rette.

Poiché l'epicentro deve cadere necessariamente lungo ciascuna retta di intersezione con le circonferenze, il punto di intersezione delle rette stesse determina l'epicentro H (Fig. 6.3.1).

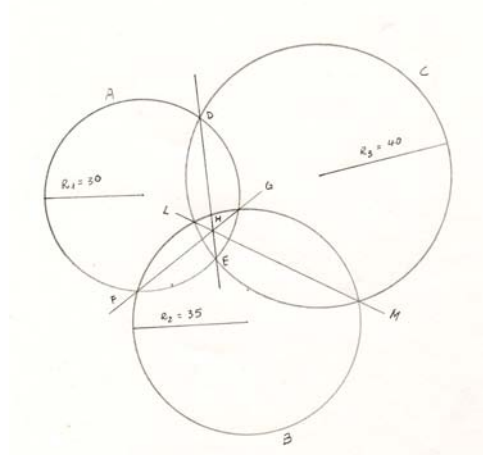


Fig. 6.3.1. – Esempio di calcolo epicentrale con il metodo Takaashi.

7. MAGNITUDO

Si sono trattati, fino ad ora, argomenti come gli osservatori, la loro strumentazione, il cambio dei fogli, le onde sismiche e loro interpretazione, i bollettini sismici e gli azimuth, tutti interessanti per la localizzazione degli eventi sismici ma non esaurienti per ciò che riguarda la grandezza di un terremoto e l'energia che viene liberata all'ipocentro.

Per superare la scarsa oggettività della scala Mercalli, utilizzata ancora oggi, nel 1935 Richter pensò di introdurre una stima che desse un valore all'energia liberata all'ipocentro introducendo la magnitudo.

Si conoscono diverse definizioni di magnitudo, di cui ricordiamo le principali :

magnitudo locale calcolata con Wood-Anderson= M_l

magnitudo locale calcolata con la durata = M_d

magnitudo telesismica calcolata su onde di volume = M_b

magnitudo telesismica calcolata su onde superficiali = M_s

7.1 Magnitudo calcolata con Wood-Anderson

Per calcolare ognuna di queste magnitudo occorre applicare un diverso algoritmo che per la magnitudo locale M_l è:

$$M_l = \log A - \log B \text{ (Richter, 1935)}$$

Dove $\log A$ è l'ampiezza massima in mm registrata dal sismometro campione Wood-Anderson a torsione (le cui caratteristiche sono: periodo proprio $T_0 = 0.8$ sec e Amplificazione max = 2800, coefficiente di smorzamento $h = 0.8$) e $\log B$ è un fattore di correzione che varia al variare della distanza ed è valido per terremoti fino a 600 km di distanza (tabelle 7.1.1).

Δ (km)	$\sigma_L(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma_L(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma_L(\Delta)$	Δ (km)	$\sigma_L(\Delta)$
0	1.4	90	3.0	260	3.8	440	4.6
10	1.5	100	3.0	280	3.9	460	4.6
20	1.7	120	3.1	300	4.0	480	4.7
30	2.1	140	3.2	320	4.1	500	4.7
40	2.4	160	3.3	340	4.2	520	4.8
50	2.6	180	3.4	360	4.3	540	4.8
60	2.8	200	3.5	380	4.4	560	4.9
70	2.8	220	3.65	400	4.5	580	4.9
80	2.9	240	3.7	420	4.5	600	4.9

Tabella 7.1.1. – Tabella del fattore di correzione $\log B$ da aggiungere al $\log A$ della formula $M_l = \log A - \log B$, dove $\sigma = -\log B$.

Facciamo un esempio:

ricordando che il Wood-Anderson ha solo le componenti orizzontali N-S ed E-W, come prima cosa si interpreta il sismogramma per conoscere la distanza epicentrale, poi si misura la semi-ampiezza massima in mm e di questa si determina il logaritmo.

Conoscendo la distanza epicentrale, si cerca in tabella 7.1.1 il valore corrispondente a tale distanza e si aggiunge al $\log A$.

Supponiamo, per esempio, di dover calcolare la magnitudo del terremoto seguente:

Iz Pg 20^h 52^m 20.5^s iN Sg 52^m 40.5^s con $\Delta = 140$ Km

$A_{\text{Max N-S}}/2 = 5$ mm e $A_{\text{Max E-W}}/2 = 3,5$ mm

Ricordando che la magnitudo introdotta da Richter considera le due componenti orizzontali come se registrate da due sismometri differenti, si applica la formula, prima per la componente N-S, e poi per quella E-W.

Per la componente N-S applicando la formula

$M_l = \log A - \log B$, si ottiene:

$$Ml = \log(5\text{mm}) - \log B$$

Dove $\log(5\text{mm}) = 0,70$ e $\log B$ è il valore $-3,2$ trovato nella tabella in corrispondenza della distanza di 140 km,

$$\text{quindi: } Ml = (0,70 - (-3,2)) = (0,698 + 3,2) = 3,90$$

$Ml = 3,90$ sulla componente N-S

Eseguendo lo stesso calcolo per la componente E-W si ha:

$$Ml = \log A - \log B = \log(3,5\text{mm}) - \log B$$

Dove $\log(3,5\text{mm}) = 0,54$ e $\log B$ è sempre il valore $-3,2$ trovato in tabella a 140 km di distanza, quindi: $Ml = (0,54 - (-3,2)) = 0,54 + 3,2 = 3,74$, cioè:

$Ml = 3,74$ sulla componente E-W.

Facendo la media risulta che il terremoto in esame è di magnitudo $Ml = 3,82$.

7.2 MLg - Magnitudo locale calcolata con strumenti diversi dal Wood-Anderson

Per il calcolo di questa magnitudo occorre avere a disposizione sia la curva di risposta dello strumento da cui si prende la registrazione sia la curva di risposta dello strumento campione Wood-Anderson ed anche questa magnitudo è valida per terremoti con distanze $\Delta \leq 600 \text{ km}$.

Partendo dall'ipotesi che si conosca già la distanza, si misura l'ampiezza massima (intesa come semiampiezza) di un'onda (solo onde trasversali e superficiali), se ne misura il periodo, si prende la curva di risposta relativa allo stesso strumento e si controlla il valore dell'ingrandimento per il periodo corrispondente a quello dell'onda in esame.

A questo punto si divide l'ampiezza stimata dell'onda per l'ingrandimento relativo al periodo dell'onda stessa.

Il valore ottenuto si moltiplica per l'ingrandimento relativo alla curva di risposta del Wood-Anderson in corrispondenza del periodo dell'onda da cui si era partiti.

Con questo procedimento si è trovata l'ampiezza massima del sismogramma come se fosse stato registrato dallo strumento campione.

Per rendere più chiaro il concetto è opportuno fare un esempio: prendiamo come riferimento la stazione di Montasola e riportiamo la curva di risposta dello strumento S 13 verticale a 18 db di attenuazione e la curva di risposta del Wood-Anderson i cui valori sono riportati in tabella.

Periodo s	Ingrandimento S13 (18db)	Ingrandimento Wood-Anderson
0.10	23000	2787
0.20	49000	2747
→ 0.30	→ 62500	→ 2671
0.40	62500	2553
0.50	60000	2391
0.60	54000	2192

Tabella 7.2.1. – Valori di una curva di attenuazione dei sismometri S13 e Wood-Anderson.

Come prima cosa occorre calcolare la distanza ipocentrale del terremoto che si ottiene dalla differenza S-P : Iz Pg 20^h 52^m 20.5^s iN Sg 52^m 40.5^s.

La differenza Sg-Pg è 20^s corrispondente ad una distanza pari a 140 km, come si evince dalla formula: (tsg-tpg) riportata nel capitolo 6.

Se invece la differenza supera i 25^s è consigliabile consultare le dromocrone o tabelle delle distanze.

Trovata la distanza, si cerca l'onda di massima ampiezza misurandola da picco a picco e dividendo poi il risultato per due, per ottenere la semiampiezza.

Il risultato finale della misura è: $A = 18mm$.

Si trova adesso il periodo dell'onda considerata misurando un'oscillazione completa il cui valore è 0.3^s . Come in fig 7.2.1

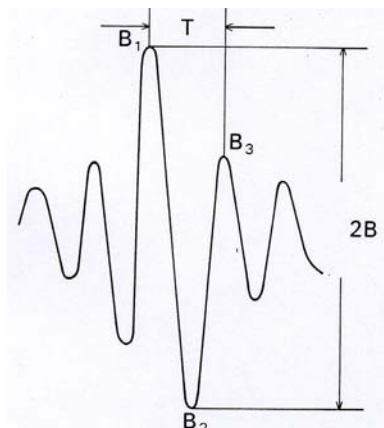


Fig. 7.2.1. – Esempio di periodo di un'oscillazione completa (World Data Center A, 1979).

dove B_1 e B_3 rappresentano i picchi superiori finali dell'oscillazione, B_2 il picco inferiore utile per determinare il semiperiodo, T il tempo intercorso tra l'oscillazione dal punto B_1 al punto B_3 e $2B$ è l'ampiezza massima dell'onda di cui si è misurato il periodo.

A questo punto si cerca sulla curva di risposta dello strumento, (vedi Tab.7.2.1) qual'è il valore dell'ingrandimento a 0.3^s di periodo e si trova : 62500.

Si divide ora il valore dell'ampiezza massima per il valore dell'ingrandimento:

$$MLg = A_s/I = 18/62500 = 0.000288mm$$

dove A_s è l'ampiezza letta in mm, I l'ingrandimento dello strumento e 0.000288 è l'ampiezza del movimento reale del suolo.

Poiché per il calcolo della magnitudo locale occorre l'ampiezza teorica registrata dal Wood-Anderson, si prende la curva di risposta relativa allo stesso e si trova l'ingrandimento a 0.3^s di periodo.

L'ingrandimento della curva di risposta del Wood-Anderson a 0.3 s è 2671 volte (vedi Tab 7.2.1), per cui:

$$A = 0.000288 \cdot 2671 = 0.77 \text{ mm},$$

0.77 mm è l'ampiezza massima che sarebbe stata registrata da un Wood-Anderson.

Con questo procedimento ora è possibile applicare la formula $\log A - \log B$.

Dove $\log A = \log 0.77 = -0.107$ e $\log B = -3.23$, per cui si ottiene:

$$Mlg = \log A - \log B = \log(0.77) - (-3.23) = (0.107 - (-3.23)) = 3.123.$$

La Mlg ottenuta è pertanto pari a 3.1

7.3. Magnitudo con la durata

Sempre per terremoti vicini nel caso che la registrazione sia saturata e quindi risulti impossibile calcolare l'ampiezza, si ricorre al calcolo della M_d ma in questo caso solo se si tratta di terremoti avvenuti ad una distanza massima di circa 150 Km.

La formula da applicare è $M_d = a + b \cdot \log t + c \Delta$ (Lee et Al., 1972).

Dove $a = -0.87$, $b = 2$, e $c = 0.0035$.

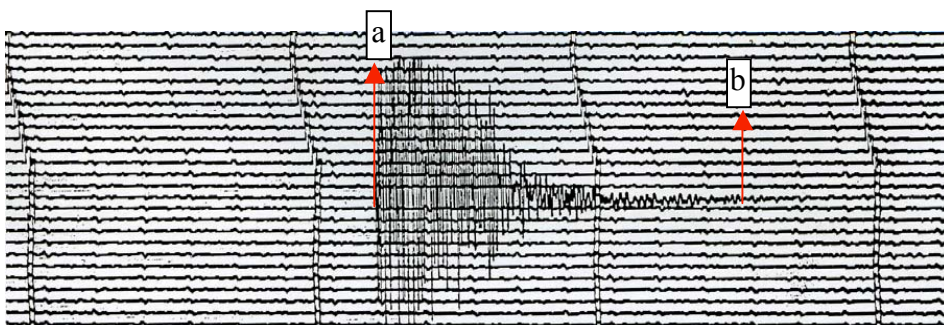


Fig. 7.3.1. – Terremoto locale registrato da un breve periodo alla stazione di MRLC – Muro Lucano (RSNC) il 14/06/05 a una distanza di circa 20 Km a-b = durata in secondi.

Si consideri ad esempio il terremoto in fig 7.3.1.

Come si vede l'ampiezza massima non è calcolabile perché il sismogramma è saturato per cui non si può applicare la regola della magnitudo con strumenti diversi dal Wood -Anderson ma si può applicare la formula della magnitudo con la durata.

Il terremoto ha una distanza ipocentrale di 20 km mentre la durata è circa 77.5^s.

Applicando la formula: $M_d = a + b \cdot \log t + c \Delta$, si ottiene:

$$M_d = (-0.87 + 2 \log 77.5^s + 0.0035 \cdot 20 \text{Km}) = (-0.87 + 2 \cdot 1.9 + 0.07) = (-0.87 + 3.8 + 0.07) = 3.0$$

Il terremoto in esame avrà quindi, come magnitudo sulla durata, b $M_d = 3.0$

Una volta calcolata la magnitudo di un terremoto un altro dato che viene richiesto è l'intensità dello stesso.

Considerando che la magnitudo è legata al valore dell'energia che viene liberata all'ipocentro e rimane tale a prescindere dalla profondità, quello che si può fare è utilizzare una comparazione empirica tra la magnitudo e l'intensità (fig. 7.3.2).

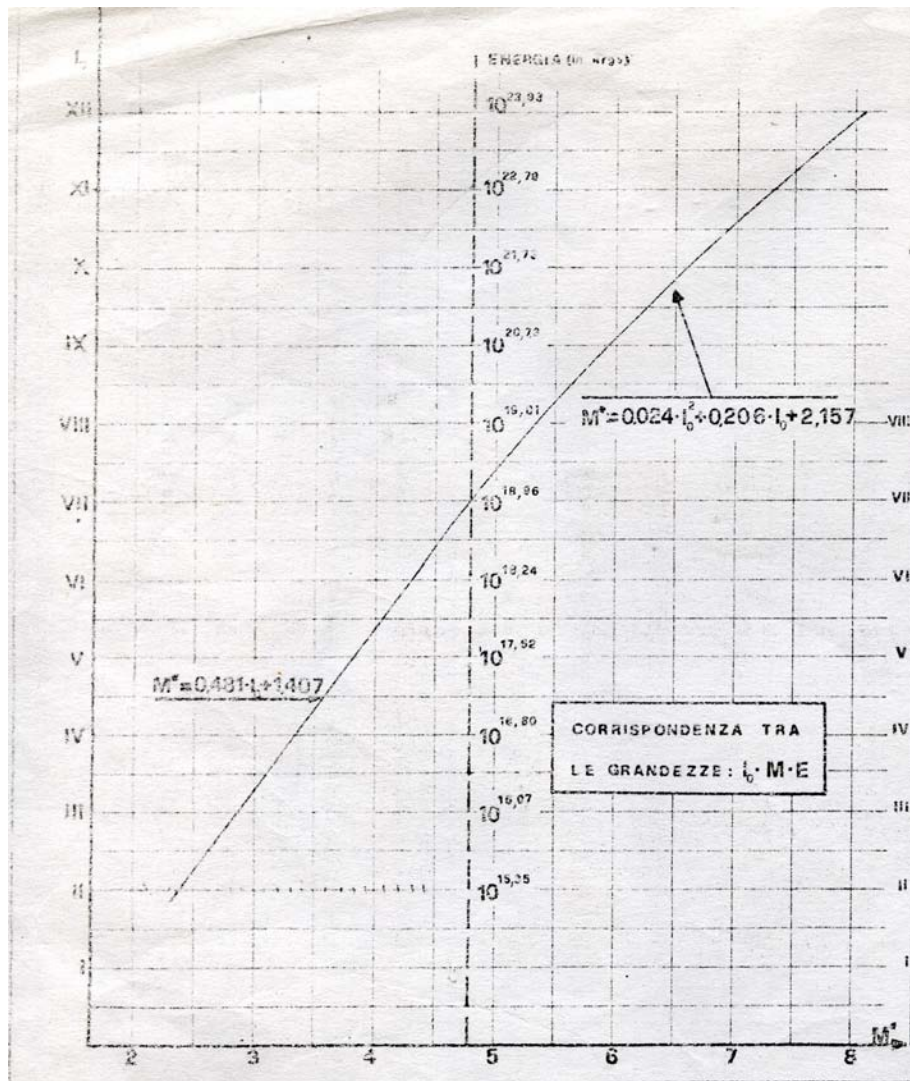


Fig. 7.3.2. – Diagramma delle comparazioni tra magnitudo e intensità in uso presso l'Osservatorio di Monte Porzio.

Tornando perciò al nostro terremoto, ad un valore di magnitudo 3.0 corrisponderebbe teoricamente un III grado della scala Mercalli.

7.4 Mb - Magnitudo di un telesisma calcolata con le onde di volume (PZ,PH, PPZ,PPH)

La Mb è la magnitudo che si calcola sull'ampiezza max delle onde di volume e precisamente entro i primi cinque secondi di registrazione per le Pz, PH, PPz e PPh, ossia sulle componenti verticali ed orizzontali.

La formula da applicare è : $M_b = \log A/T + Q$ (Gutenberg-Richter, 1956a).

Dove A è l'ampiezza del moto del suolo in μm , T il periodo dell'onda in secondi e Q un fattore correttivo già calcolato come riportato nella tabella 7.4.

Δ	PZ	PH	PPZ	PPH	SH	Δ	PZ	PH	PPZ	PPH	SH	Δ	PZ	PH	PPZ	PPH	SH
16	59	60			72	56	68	71	69	70	66	96	73	76	72	74	71
17	59	60			68	57	68	71	69	70	66	97	74	78	72	74	72
18	59	60			62	58	68	71	70	71	66	98	75	78	72	74	73
19	60	61			58	59	68	71	70	72	66	99	75	78	72	74	73
20	60	61			58	60	68	71	71	73	66	100	74	77	72	74	74
21	61	62			60	61	69	72	72	74	67	101	73	76	72	74	74
22	62	63			62	62	70	73	73	74	67	102	74	77	72	74	74
23	63	64			62	63	69	73	73	74	67	103	75	79	72	74	73
24	63	65			62	64	70	73	73	75	68	104	76	79	73	75	73
25	65	66			62	65	70	74	73	75	69	105	77	81	73	75	72
26	64	66			62	66	70	74	73	74	69	106	78	82	74	76	72
27	65	67			63	67	70	74	72	74	69	107	79	83	74	76	72
28	66	67			63	68	70	74	71	73	69	108	79	83	74	76	72
29	66	67			63	69	70	74	70	72	69	109	80	84	74	76	72
30	66	68	67	68	63	70	69	73	70	72	69	110	81	85	74	76	72
31	67	69	67	68	63	71	69	73	71	73	70	112	82	86	74	76	
32	67	69	68	69	64	72	69	73	71	73	70	114	86	90	75	77	
33	67	69	68	69	64	73	69	72	71	73	69	116	88		75	77	
34	67	69	68	69	65	74	68	71	70	72	68	118	90		75	77	
35	67	69	68	69	66	75	68	71	69	71	68	120			75	77	
36	66	68	67	68	66	76	69	72	69	71	68	122			74	76	
37	65	67	67	68	66	77	69	72	69	71	68	124			73	75	
38	65	67	67	68	66	78	69	73	69	71	69	126			72	74	
39	64	66	66	67	67	79	68	72	69	71	68	128			71	74	
40	64	66	66	67	67	80	67	71	69	71	67	130			70	73	
41	65	67	65	66	66	81	68	72	70	72	68	132			70	73	
42	65	67	65	66	65	82	69	72	71	73	69	134			69	72	
43	65	67	66	67	65	83	70	74	72	74	69	136			69	72	
44	65	67	67	68	65	84	70	74	73	75	69	138			70	73	
45	67	69	67	68	65	85	70	74	73	75	68	140			71	74	
46	68	71	67	68	66	86	69	73	73	75	67	142			71	74	
47	69	72	67	68	66	87	70	73	72	74	68	144			70	73	
48	69	72	67	68	67	88	71	75	72	74	68	146			69	72	
49	68	71	67	68	67	89	70	74	72	74	68	148			69	72	
50	67	70	67	68	66	90	70	73	72	74	68	150			69	72	
51	67	70	67	68	65	91	71	75	72	74	69	152			69	72	
52	67	70	67	68	65	92	71	74	72	74	69	154			69	72	
53	67	70	67	68	66	93	72	75	72	74	69	156			69	72	
54	68	71	68	69	66	94	71	74	72	74	70	158			69	72	
55	68	71	69	70	66	95	72	76	72	74	70	160			69	72	
												170			69	72	

Tabella 7.4. – Valore della Q per le magnitudo su onde di volume (Mb) (Gutenberg-Richter, 1956a).

Supponiamo di calcolare la Mb del terremoto in fig 7.4.1 il cui inizio è preso su un breve periodo di cui in figura 7.4.2 è riportata la curva di ingrandimento dello strumento.

L'ampiezza della P è di 44mm e il periodo è 1s.

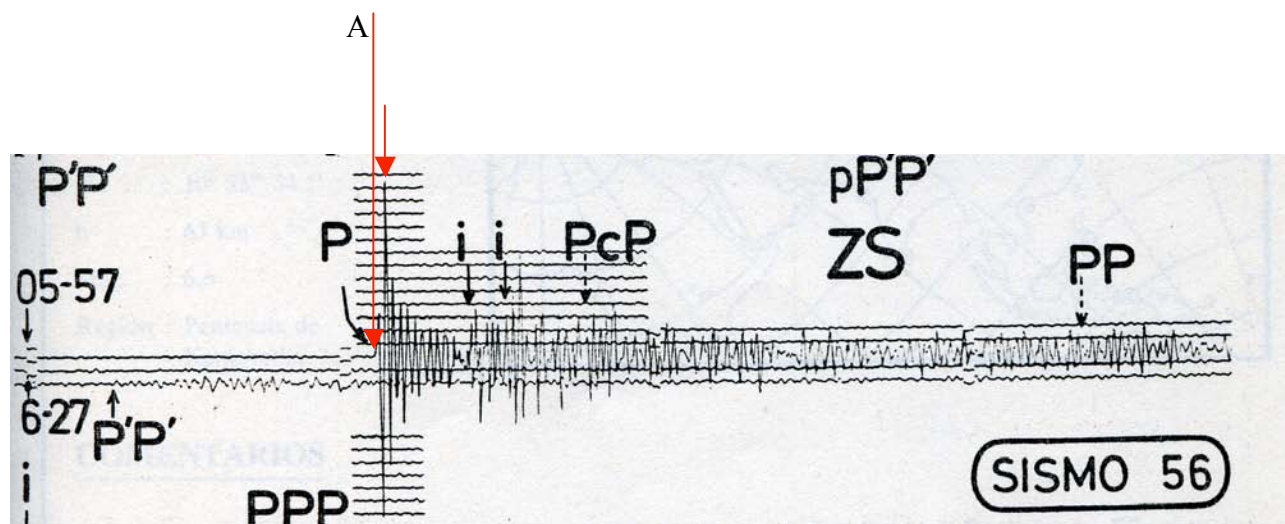


Fig. 7.4.1. – Esempio calcolo Mb sull'onda P (Payo, 1986).

Considerando la semiampiezza di 22 mm e il periodo di 1s, si noti che l'ingrandimento dello strumento a 1s è di 3300 volte (fig. 7.4.2).

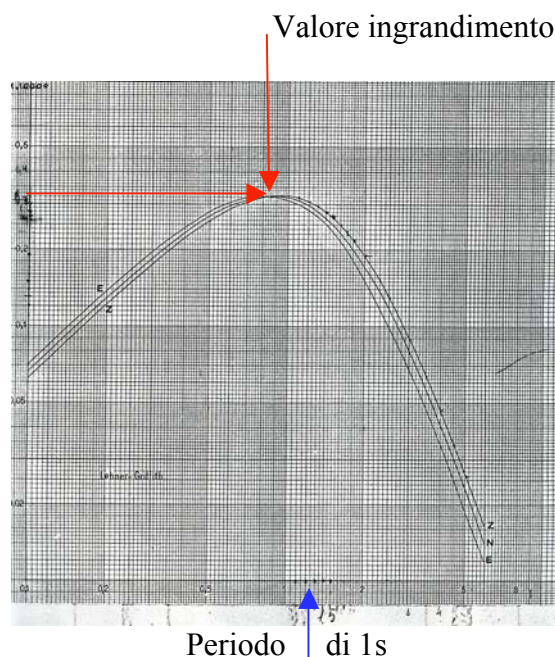


Fig. 7.4.2. – Curva di ingrandimento di un sismografo a breve periodo.

Se si divide la semiampiezza per l'ingrandimento si otterrà: $22/3300 = 0.00666 \text{ mm}$ che moltiplicato per 1000 (1micron= 1/1000 di mm) fornirà 6,6 micron.

A questo punto si applica la formula : $M_b = \log A/T + Q$, da cui: $\log A - \log T + Q$ e quindi:

$$M_b = \log 6,6 - \log 1 + Q = 0.81 - 0 + Q \quad (1)$$

Si deve, a questo punto, determinare il valore di Q conoscendo la distanza che è di circa 61° .

Si prende il valore della Q riportato in tabella 7.3 corrispondente a 6.9.

Completiamo la formula (1) $0.81 + 6.9 = 7.7$, per cui la M_b del nostro terremoto è 7.7.

7.5 Ms: calcolo della magnitudo di un telesisma con le onde di superficie

La M_s è la magnitudo che si calcola dalle onde superficiali applicando la seguente formula:

$$M_s = \log(A/T)_{\max} + 1,66 \log \Delta^\circ + 3,3 + C \quad (\text{Vanek et al., 1962})$$

Dove A è l'ampiezza del moto del suolo in micron, T il periodo dell'onda in secondi, $\log \Delta$ = logaritmo della distanza in gradi e C è un fattore di correzione dipendente dalla stazione.

Come per la M_b anche per la M_s è necessario conoscere la curva di risposta dello strumento che serve per la valutazione dell'ampiezza massima dell'onda superficiale che viene analizzata.

Si prenda ad esempio il sismogramma in Fig. 7.5.1.

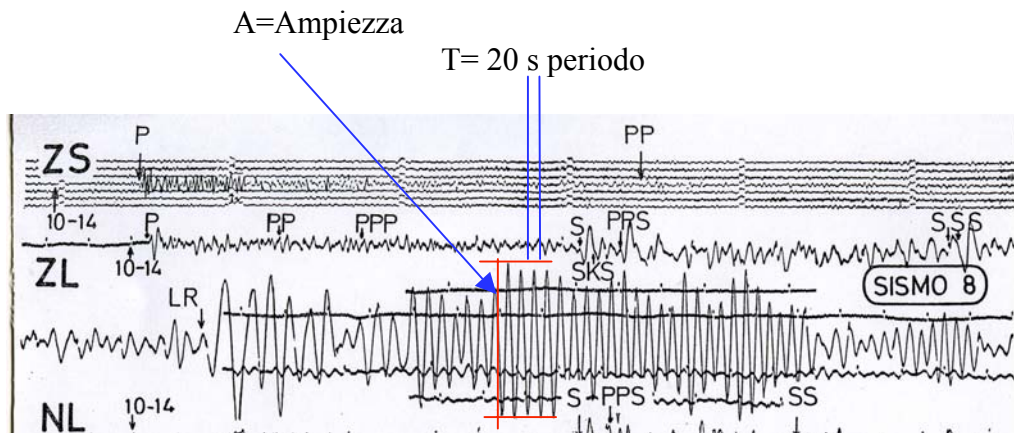


Fig. 7.5.1. – Esempio calcolo di Ms su onde superficiali (Payo, 1986).

Nel caso specifico, si è presa un'onda di 20s di periodo, e di questa si calcola la semiampiezza massima che è $17.7mm$.

Supponiamo ora che lo strumento a lungo periodo che ha registrato il terremoto di cui si analizza l'onda abbia la curva di risposta riportata in fig 7.5.2

Andiamo a cercare i 20s di periodo e troviamo che corrispondono a 0.46V ma considerando che $V=4000$ dobbiamo moltiplicarli tra loro per ottenere l'ingrandimento dello strumento.

Perciò $0.46 \cdot 4000 = 1840$, rappresenta l'ingrandimento dello strumento a 20s di periodo.

Quindi si divide la semiampiezza dell'onda massima 17.7 per l'ingrandimento dello strumento 1840:

$$17.7/1840 = 0.0096 \text{ mm}$$

Che moltiplicati per 1000 forniscono $9,6\mu$ che è l'ampiezza finale.

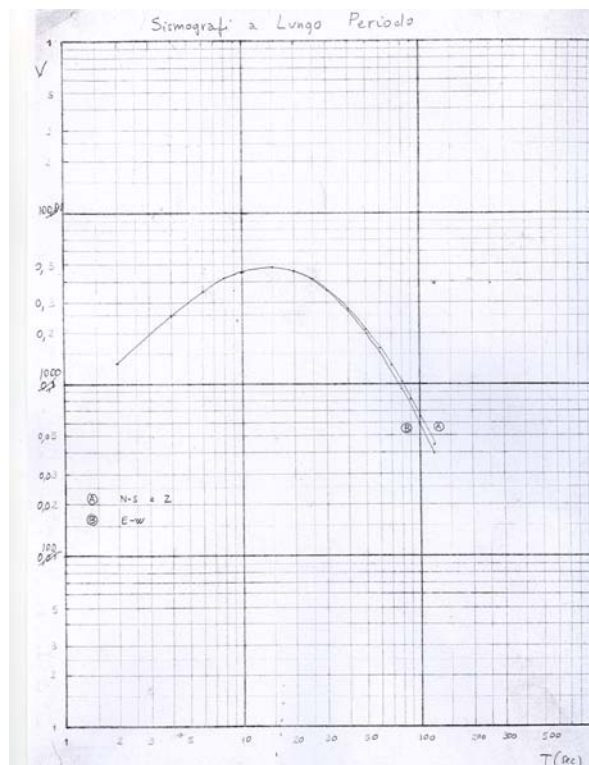


Fig. 7.5.2. – Curva di ingrandimento del lungo periodo.

Altro dato importante è la conoscenza della distanza in gradi che nello specifico è $\Delta=78,5^\circ$.
Avendo tutti i dati si può applicare la formula:

$$Ms = \text{Log}(A/T)_{\max} + 1,66\text{Log}\Delta^\circ + 3,3 + C$$

$$\text{Dove } A = 9.6\mu\text{m}, T = 20^s, \Delta^\circ = 78.5^\circ \text{ e } C = 0.1$$

quindi sostituendo i valori all'interno della formula si avrà:

$$\begin{aligned} Ms &= \log(9.6/20) + 1.66\log 78.5^\circ + 3.3 + 0.1 = \log 9.6 - \log 20 + 1.66\log 78.5^\circ + 3.3 + 0.1 \\ &= 0.98 - 1.30 + (1.66 \cdot 1.89) + 3.3 + 0.1 = (-0.32 + 3.14 + 3.3 + 0.1) = 6.01 \end{aligned}$$

La Ms è quindi pari a $= 6.01$.

Appendice

Appendice – A – Osservatori Italiani.

Appendice – B – *travel time* del terremoto del Gran Sasso usate per l'Italia centrale.

Appendice – C – Curve delle *travel-time* per le fasi dei telesismi.

Appendice – D– Curva di risposta del sismometro a torsione Wood-Anderson.

Appendice – E – Curva di risposta del sismometro a breve periodo Lenher-Griffith.

Appendice – F – Curva di risposta del sismometro Galitzin-Wilip.

Appendice – G – Curva di risposta del sismometro Galitzin-ING.

Appendice – H – Curva di risposta del sismometro a lungo periodo Press-Ewing.

Appendice – I – Alcuni esempi di curve di risposta.

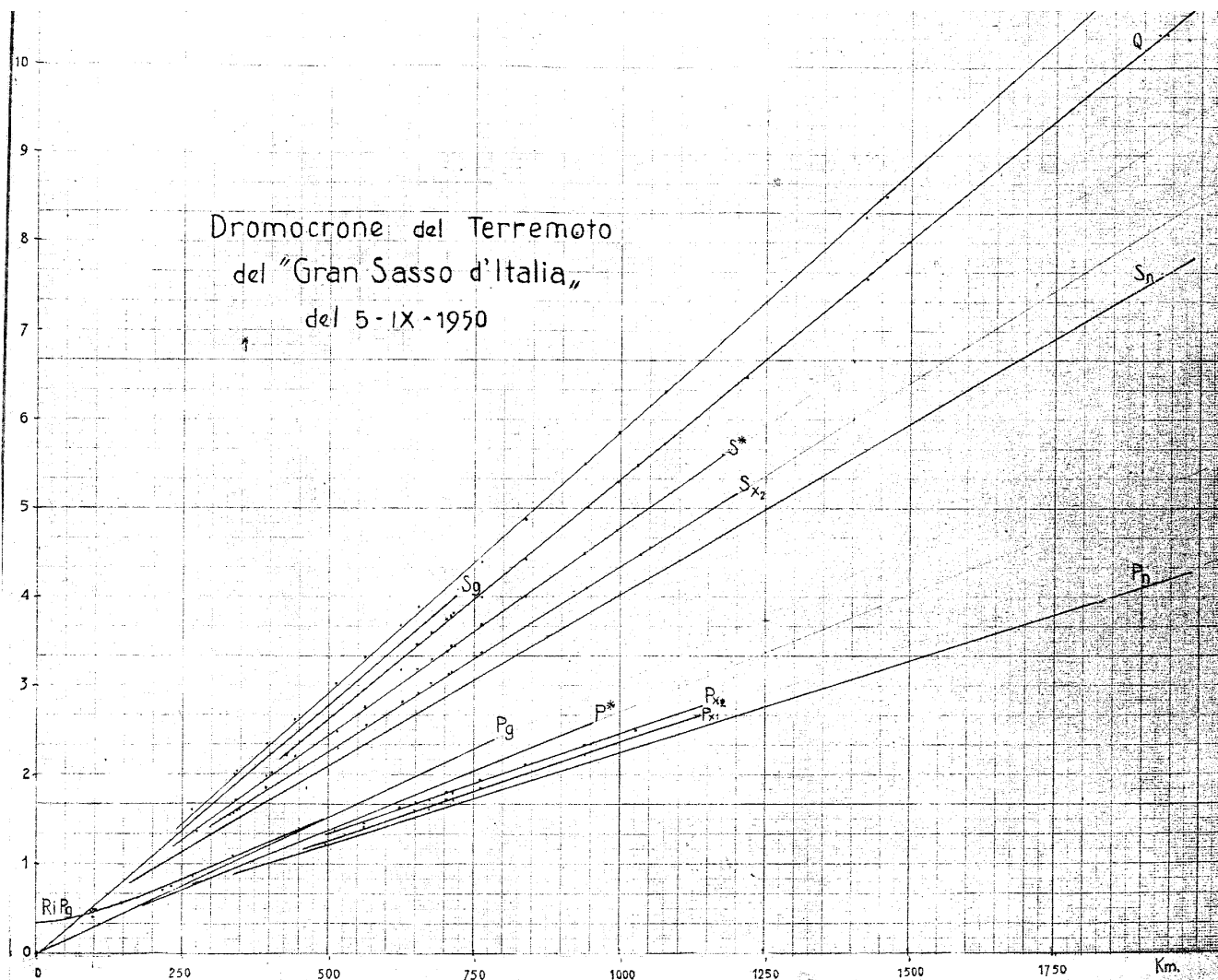
Appendice A - Osservatori Italiani. Loro strumentazione

Come accennato nel capitolo 1, fin dal 1954 la rete degli osservatori dell'ING era distribuita per regioni come riportato nella tabella 1.

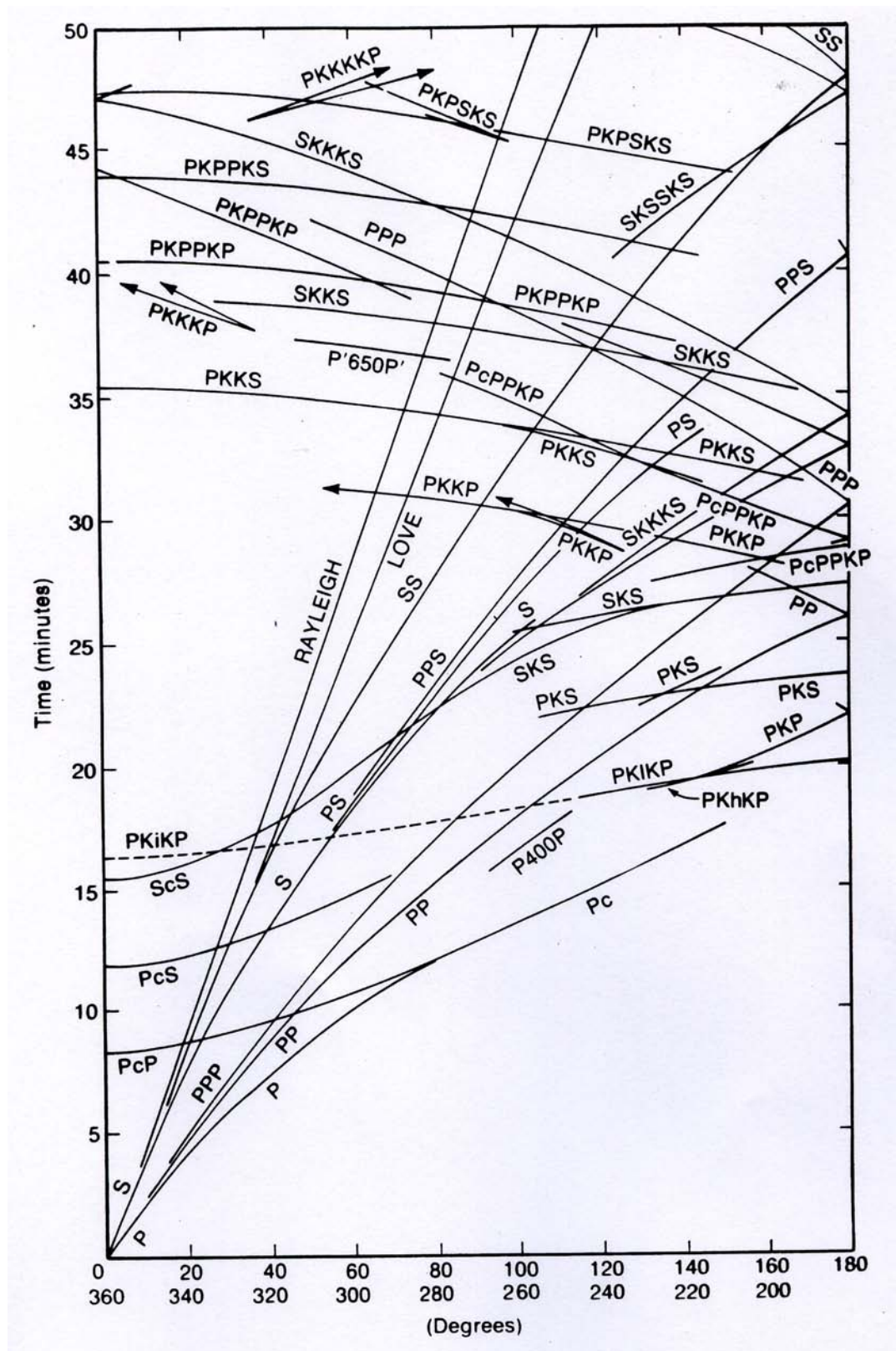
Regione	stazione	Strumentazione	Componente	Registrazione	Ts	Tg
Piemonte	Oropa	Wiechert	N-E e Z	Carta affumicata		
Liguria	Genova	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata		
	Genova	Wiechert 80Kg	Z	Carta affumicata		
Lombardia	Pavia	Galitzin	Z	Carta fotografica	20 ^s	20 ^s
	Pavia	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Pavia	Wiechert 80Kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Salò	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Salò	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Salò	L.P meccanico	N-S e E-W	Carta affumicata	1 ^m	
Veneto	Merano	Wiechert	N-S e E-W	Carta affumicata		
	Merano	Wiechert	Z	Carta affumicata		
	Padova	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Padova	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Pieve Cadore	B.P tipo ING		meccanica		
Friuli V.G.	Tolmezzo	B.P tipo ING		meccanica		
	Trieste	Wiechert 1000 kg	N-S e E-W	Carta affumicata		
	Trieste	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata		
	Trieste	Alfani				
	Trieste	Galitzin		Carta fotografica		
Emilia	Bologna	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Bologna	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
Toscana	Ximeniano- FI	Alfani	N-S e E-W	Carta a inchiostro		
	Ximeniano- FI	Alfani	Z	Carta a inchiostro		
	Ximeniano- FI	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	20 ^s	20 ^s
	Siena	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Siena	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Prato	B.P S.13 Geotech	N-S e E-W	Carta Termosensibile	1 ^s	
	Prato	B.P S.13 Geotech	Z	Carta Termosensibile	1 ^s	
Umbria	Perugia	B.P S.13 Geotech	Z	Carta Termosensibile	1 ^s	
	Perugia	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Perugia	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	12 ^s	12 ^s
Lazio	Rocca di Papa	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Rocca di Papa	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Rocca di Papa	Lungo periodo		Carta fotografica		
	Roma C.UN	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Roma C.UN	Wiechert 1000 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Roma C.UN	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Roma C.UN	Wiechert 1300 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Roma C.UN	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	10 ^s	10 ^s
	Roma C.UN	Wilip	N-S e E-W	Carta fotografica	10 ^s	10 ^s
	Roma C.UN	Wilip	Z	Carta fotografica	10 ^s	1.5 ^s
	MontePorzioC	Lehner-Griffith	N-S e E-W	Carta fotografica	1.5 ^s	1.5 ^s
	MontePorzioC	Lehner-Griffith	Z	Carta fotografica	1.5 ^s	1.5 ^s
	MontePorzioC	Press-Ewing	N-S e E-W	Carta fotografica	15 ^s	90 ^s
	MontePorzioC	Press-Ewing	N-S e E-W	Carta fotografica	15 ^s	90 ^s
	MontePorzioC	Galitzin-Wilip	N-S e E-W	Carta fotografica	10 ^s	10 ^s
	MontePorzioC	Galitzin-Wilip	Z	Carta fotografica	10 ^s	10 ^s
	MontePorzioC	Wood-Anderson	N-S e E-W	Carta fotografica	0.8 ^s	
Abruzzo	L'Aquila	Benioff	N-S e E-W	Carta fotografica	1 ^s	0.7 ^s
	L'Aquila	Benioff	Z	Carta fotografica	1 ^s	0.7 ^s
	L'Aquila	Sprengether	N-S e E-W	Carta fotografica	15 ^s	100 ^s

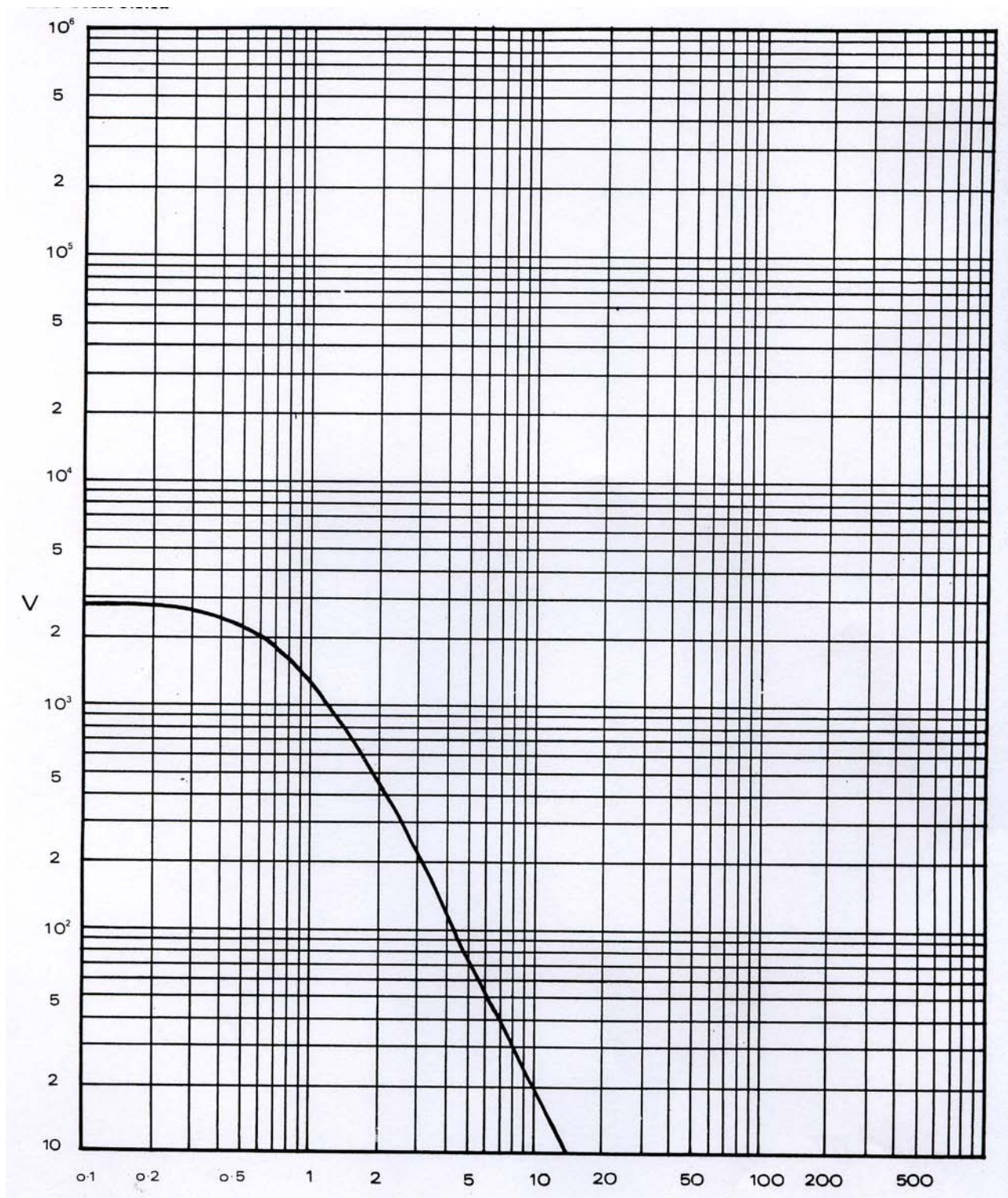
	L'Aquila	Sprengether	N-S e E-W	Carta fotografica	15 ^s	100 ^s
Abruzzo	L'Aquila	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	L'Aquila	Wiechert 200 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
Marche	Pesaro	B.P S.13 Geotech	N-S e E-W	Carta Termosensibile	1 ^s	
	Pesaro	B.P S.13 Geotech	Z	Carta Termosensibile	1 ^s	
	Corinaldo	B.P MK2	Z	Carta fotografica	1 ^s	0.7 ^s
	Corinaldo	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	12 ^s	12 ^s
Campania	Vesuvio	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Vesuvio	Wiechert 200 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
Puglia	Taranto	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Taranto	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	12 ^s	12 ^s
	Taranto	B.P MK2	Z	Carta fotografica	1 ^s	0.7 ^s
Calabria	Reggio C.bria	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Reggio C.bria	Galitzin	N-S e E-W	Carta fotografica	12 ^s	12 ^s
	Reggio C.bria	B.P S.13 Geotech	Z	Carta Termosensibile	1 ^s	
Sicilia	Catania	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Catania	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Gibilmanna	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Gibilmanna	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Gibilmanna	Lehner-Griffith	N-S e E-W	Carta fotografica	1.5 ^s	1.5 ^s
	Gibilmanna	Lehner-Griffith	Z	Carta fotografica	1.5 ^s	1.5 ^s
	Messina	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Messina	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Palermo	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Palermo	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	
Sardegna	Cuglieri	Wiechert 200 kg	N-S e E-W	Carta affumicata	3.5 ^s	
	Cuglieri	Wiechert 80 kg	Z	Carta affumicata	3.5 ^s	

Appendice A – Tabella 1 – Elenco degli Osservatori Italiani e loro strumentazione.

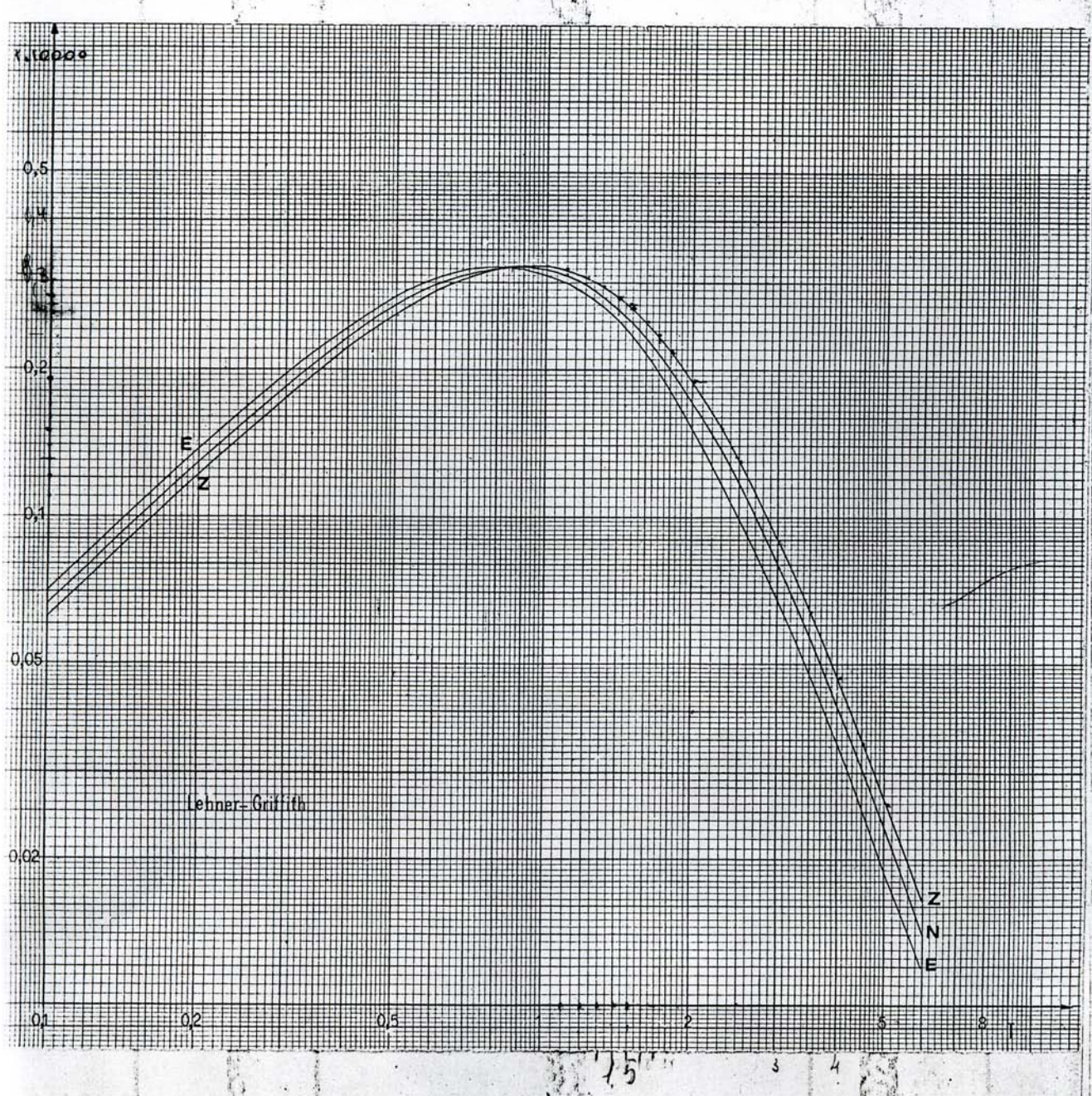


Appendice – B – *Travel time* terremoto Gran Sasso usate per l'Italia centrale (Di Filippo-Marcelli, 1952).

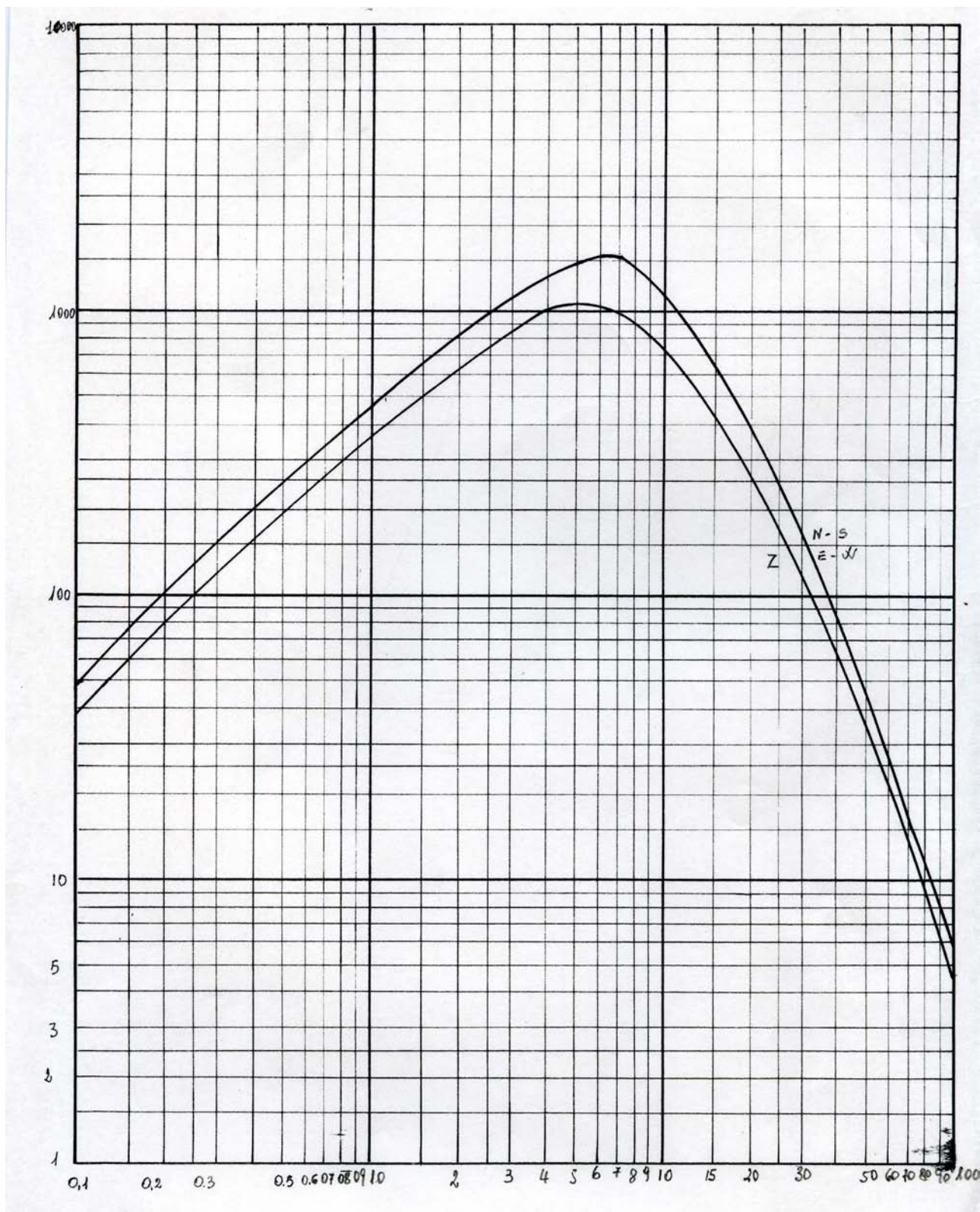




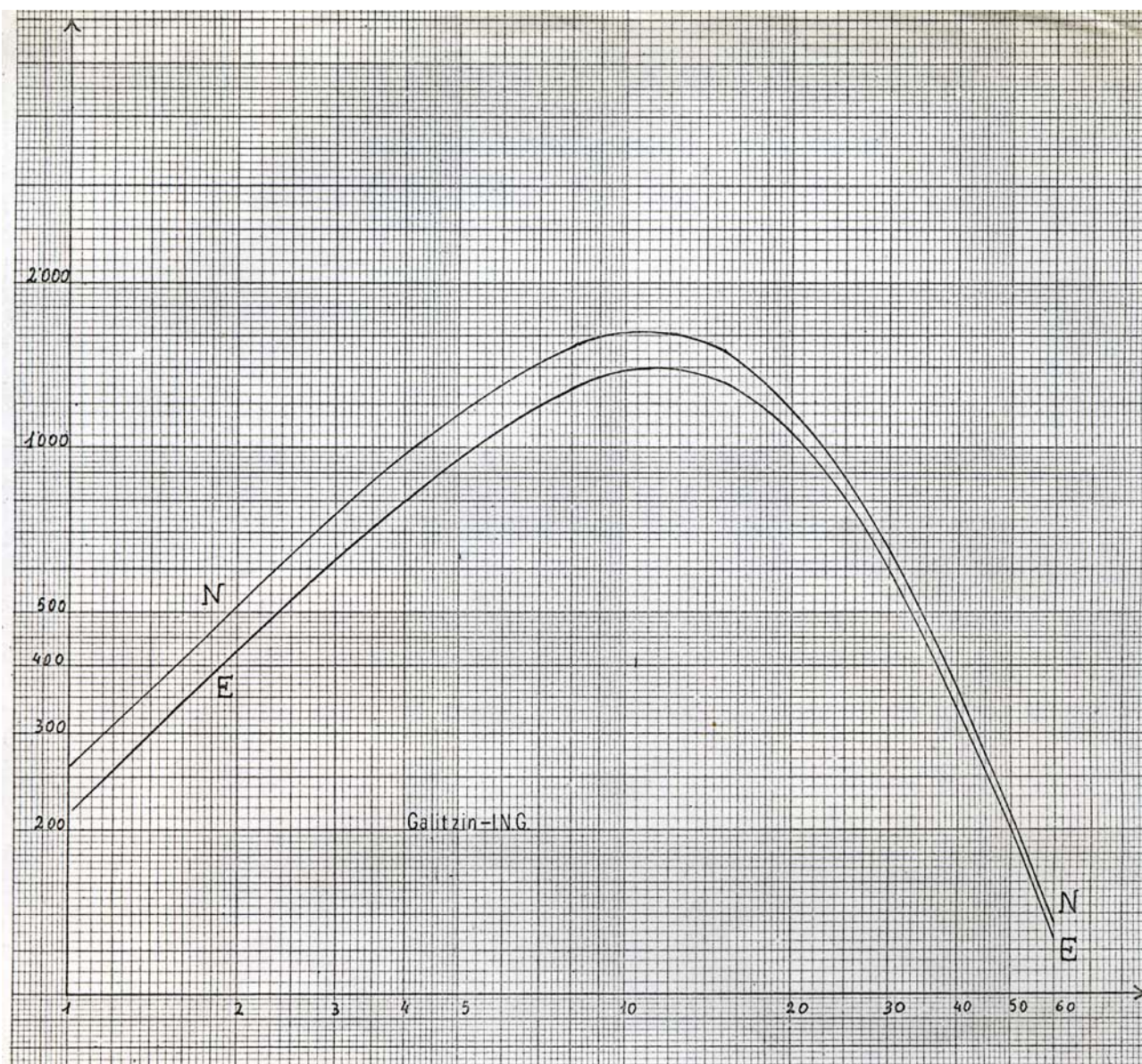
Appendice – D – Curva di ingrandimento del Wood-Anderson (World Data Center A, 1979).



Appendice – E – Curva di risposta del breve periodo Lehner-Griffith.

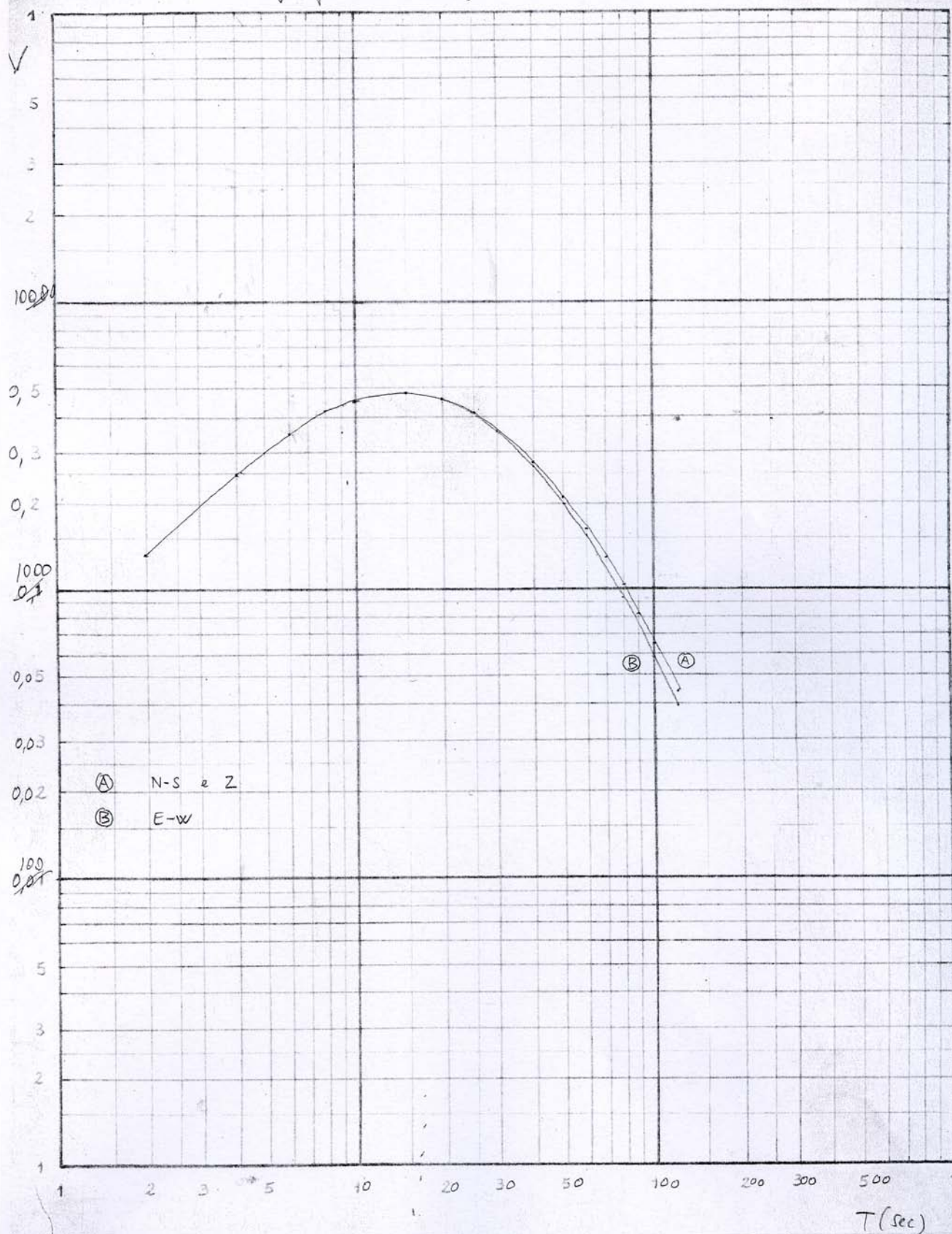


Appendice – F – Curva di risposta del Galitzin-Wilip.

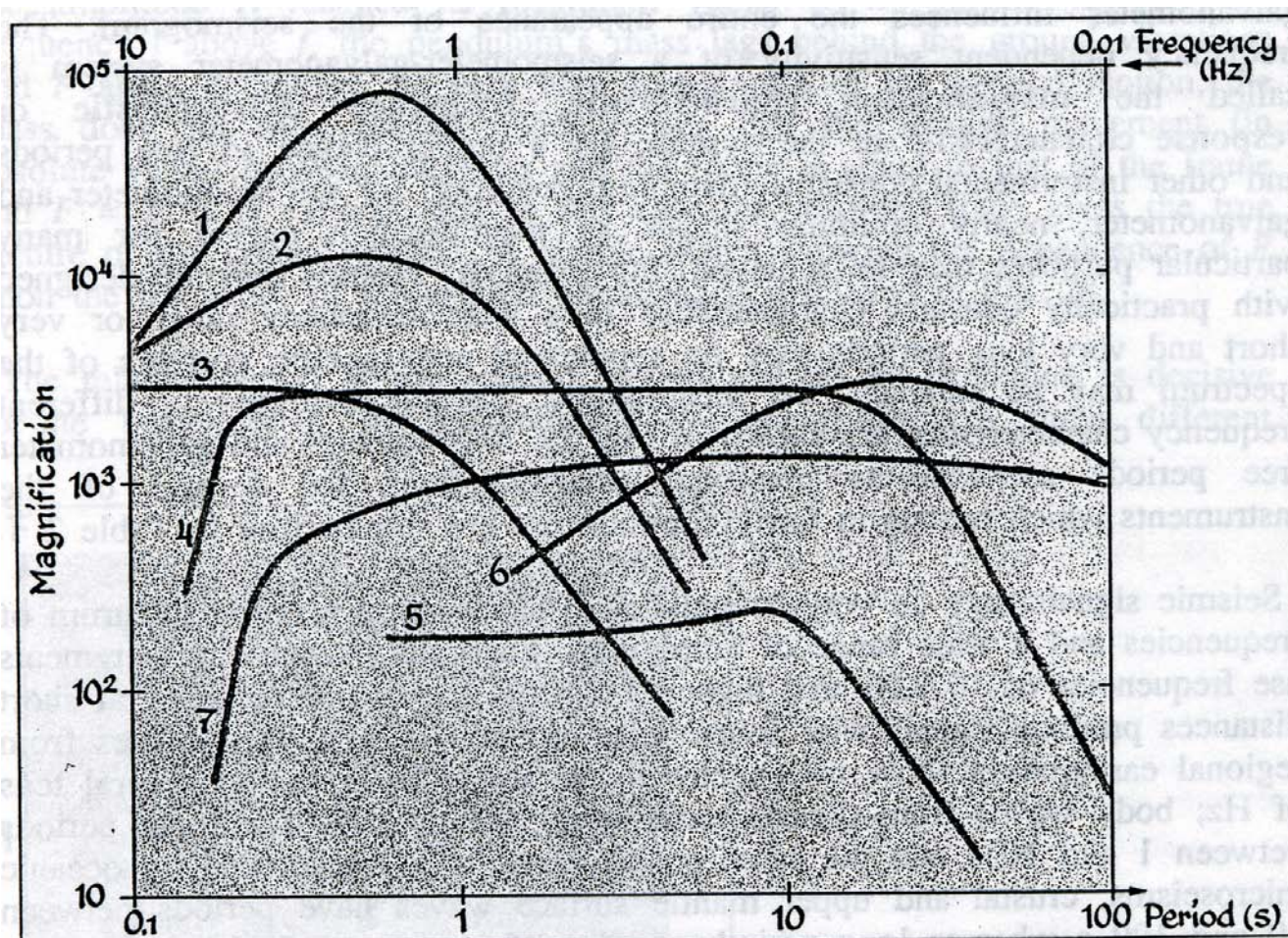


Appendice – G – Curva di risposta del Galitzin-ING.

Sismografi a Lungo Periodo



Appendice - H - Curva di risposta del lungo periodo Press-Ewing.



Appendice – I – Alcuni esempi di curve di risposta (Kulhanek, 1990).

- 1) Sismometro Benioff
- 2) “ Grenet-Coulomb
- 3) “ Wood-Anderson
- 4) “ Kinos
- 5) “ Wiechert
- 6) “ Lungo periodo Press-Ewing
- 7) “ Broad-band

Bibliografia

- Bolt B.A. 1986. I Terremoti, *Ed. Zanichelli*, CST Vol.5 pp. 1-232.
- Console R., Peronaci F. 1981. Appunti di un corso di Sismologia- *Monografia n°2 Osservatorio Sismico di Monte Porzio Catone – ING – Roma - Settembre 1981*, pp.1- 45.
- Di Filippo D., Marcelli L. 1952. Dromocrone per terremoti vicini e velocità delle onde nell'Italia Centrale- *Annali di Geofisica Vol.V ,n 2, 1952, pp 293-310*.
- Ferrari G. 1991. Tromometri avvisatori sismografi, osservazioni e teorie dal 1850 al 1880, *ed. SGA Storia-Geofisica-Ambiente- Bologna 1991*, ING pp.1- 139.
- Gutenberg B., Richter G.F, 1956a. Magnitude and energy of earthquake, *Annali di Geofisica*, Vol.IX, pp 1-15,
- Jeffreys H. and Bullen K.E. , 1958. Seismological Tables. *Br. Assoc. Adv. Sci. Burlington House*, London 1958.
- Kárník, V., Kondorskaya, N.V., Riznitchenko, Yu.V., Savarenskij, E.F., Loviev, S.L., Shebalin, N.V., Vanik, J., Zátpek, A., 1962: Standardization of the Earthquake Magnitude Scale *Studia Geophys. Geod.*; 6 c.1, p.41.
- Kulhanek O., 1990. Developments in solid earth Geophysics, *Manual of sismogram interpretation, Elsevier - vol. 18*, pp1-179.
- Lee W.H.K., Bennet R.E., Meagher K.L. A1972. Method of estimating magnitude of localearthquake From signal duration. *Open File Report, USGS*.
- Payo G., 1986. Introduccion al analisis de sismogramas, *Monografias 3 Ministerio de la Presidencia, Instituto Geografico Nacional - Madrid 1986*.
- Richter C. F. 1935. An instrumental earthquake magnitudo scale. *Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 25*, pp.1-32.
- Vanek J. et al. 1962. Standardization of the earthquake magnitude scale, *Izvestiya AN SSSR, ser. geofiz.*, No. 2, 153-158. *Studia Geophys. et Geod.* 6, 41-48.
- Wood O. and Anderson J.A, 1925. *Bulletin of the Seismological Society of America* (vol.15, pag 10)
- World Data Center A for Solid Earth Geophysics *Manual of Seismological Observatory Practice - Report SE-20*, P.L. Willmore Editor - September 1979.

Ringraziamenti

Si ringrazia il Dr Giuseppe Casula per la consulenza nella stesura del testo del presente lavoro.