

“How to estimate the Magnitude of an earthquake”

This lesson plan was developed according to the Italian national curriculum

Introduzione:

Schools Study Earthquakes è progetto europeo che rientra nella misura KA2 (Cooperation for Innovation and the Exchange of Good Practices) del programma Erasmus+, ed è finalizzato all'elaborazione e alla sperimentazione di buone pratiche nell'ambito dell'educazione scientifica a scuola con particolare riferimento alle scienze della Terra e allo studio dei terremoti. SSE ha avuto inizio a settembre 2015 e terminerà ad agosto 2017.

Nell'ambito del progetto, a luglio 2016 è stato realizzato il primo nucleo di una rete sismica tramite l'installazione di sismometri didattici presso le sedi delle organizzazioni partner del progetto stesso situate rispettivamente ad Atene, Smirne, Nicosia, Sofia e Napoli. Nel corso della prima metà del 2017 ulteriori sismometri saranno temporaneamente installati presso diverse scuole coinvolte nelle attività del progetto e aventi sede nei paesi di appartenenza delle organizzazioni partner. Gli allievi delle scuole coinvolte saranno addestrati nell'utilizzo dei suddetti sismometri, e nell'estrapolazione, nell'elaborazione e nell'interpretazione dei da questi acquisiti.

Per la realizzazione della rete sismica sono stati utilizzati dei sismometri TC1 a una componente verticale forniti dall'Osservatorio Nazionale di Atene, organizzazione capofila del progetto. I sismometri TC1 sono concepiti per finalità didattiche e realizzati con materiali di uso comune, ma sono comunque in grado di rivelare le vibrazioni indotte nel suolo dal passaggio di onde generate da terremoti locali di bassa Magnitudo o da terremoti di alta magnitudo generatisi anche a grandissime distanze dalle stazioni stesse.

A partire dal 24 agosto 2016, ha avuto inizio una drammatica crisi sismica che ha colpito l'Italia centrale provocando vittime e danni. La crisi si è protratta fino al successivo ottobre e ha visto il suo culmine con una scossa di Magnitudo 6,5 occorsa il giorno 30 di quello stesso mese.

Le scosse più violente occorse durante la crisi sono state chiaramente registrate da tutti i sismometri della rete SSE mentre il sismografo installato a Città della Scienza, la sede della Fondazione Idis, è riuscito a registrare chiaramente anche diverse repliche di più bassa Magnitudo essendo esso quello più vicino agli epicentri delle scosse. Tutte le scosse che hanno caratterizzato la crisi sismica si sono verificate a una distanza epicentrale compresa fra 200 e 250 km dalla stazione di Città della Scienza.

Questi dati possono rappresentare pertanto la base per lo sviluppo di un'attività didattica rivolta agli studenti degli ultimi anni delle scuole superiori, e focalizzata sul concetto di Magnitudo, sul suo significato fisico e sulla sua determinazione.

Il concetto di Magnitudo fu introdotto nel 1935 da Charles Richter in collaborazione con Beno Gutenberg allo scopo di definire in maniera univoca l'entità di un terremoto facendo riferimento alla quantità di energia liberata durante l'evento, e in analogia con la classificazione delle stelle effettuata dagli astronomi in base alla loro luminosità. La magnitudo del terremoto è ricavata dall'ampiezza massima delle oscillazioni del suolo misurate da uno strumento standard, e dalla distanza tra il punto di misurazione e l'epicentro del sisma. La Magnitudo è espressa come un logaritmo decimale allo scopo di definire in un intervallo numerico piuttosto ristretto sia sismi

appena avvertibili sia terremoti giganti: in pratica, a ogni aumento di un'unità nella magnitudo corrisponde un aumento di 10 volte nell'ampiezza misurata sul sismogramma, e un rilascio di energia circa 30 volte maggiore. Sulla scala Richter la magnitudo è espressa in numeri interi e frazioni decimali. I terremoti di magnitudo inferiore a 2,0 sono definiti "eventi strumentali", cioè non sono generalmente percepiti dalle persone e sono rivelati solo dai sismografi più vicini al loro epicentro. I terremoti di magnitudo superiore a 4,5 sono invece abbastanza forti per essere registrati anche a grandissime distanze, per lo meno dai sismografi più sensibili. Infine i terremoti con magnitudo superiore a 8,0 sono definiti "terremoti giganti".

La magnitudo così come definita da Richter è indicata come M_L (magnitudo locale) ed è espressa dal logaritmo decimale dell'ampiezza massima della traccia con la quale un sismografo di tipo Wood-Anderson¹ calibrato in maniera "standard"² registrerebbe un terremoto se fosse installato a 100 km di distanza dall'epicentro. La formula per il calcolo della M_L sarebbe quindi:

$$M_L = \log A$$

dove M_L è appunto la magnitudo Richter, o magnitudo locale, e A è la misura del picco massimo di ampiezza del sismogramma espressa in micrometri (?).

Poiché in caso di terremoto è altamente improbabile che un sismografo si trovi esattamente a 100 km dall'epicentro, la M_L dell'evento può essere determinata correggendo la formula precedente qualora si conosca la legge di attenuazione dell'ampiezza delle onde sismiche al variare della distanza epicentrale.

Richter ricavò questa legge empiricamente basandosi sulle registrazioni di numerosi terremoti superficiali avvenuti nella California meridionale con distanze epicentrali comprese tra 20 e 600 km. Raccolse una grossa serie di dati riassumibili in due equazioni:

$$M_L = \log A + 1,6 \log D - 0,15 \text{ per gli eventi distanti meno di 200 km}$$

$$M_L = \log A + 3,0 \log D - 3,38 \text{ per quelli compresi tra 200 e 600 km.}$$

Le costanti numeriche delle due formule sono sostanzialmente valide per quella regione degli Stati Uniti, mentre A è l'ampiezza massima del sismogramma espressa in micrometri e D è la distanza epicentrale espressa in chilometri.

In ogni caso la misura della magnitudo (M) è data da una formula generale del seguente tipo:

$$M = \log (A/T) + f(D, h) + C_s + C_r$$

dove A è il massimo spostamento del suolo prodotto dalla fase sismica sulla quale la scala di magnitudo è basata, T è il periodo del segnale misurato dal sismografo (in pratica la distanza temporale tra due picchi consecutivi di quella fase), f è un fattore di correzione funzione della distanza epicentrale (D) e della profondità ipocentrale (h), C_s è un fattore di correzione derivante

¹ Il Wood-Anderson è un sismografo a torsione a tre componenti in uso fino agli anni '60 del novecento.

² Gli standard di calibrazione per un sismografo Wood-Anderson sono fattore di amplificazione pari a 2.800, periodo proprio di risonanza corrispondente a 0,8 secondi, e costante di smorzamento 0,8.

dalla caratteristiche geologiche del sito della stazione sismica, mentre C_r è un fattore di correzione analogo per il sito della sorgente sismica.

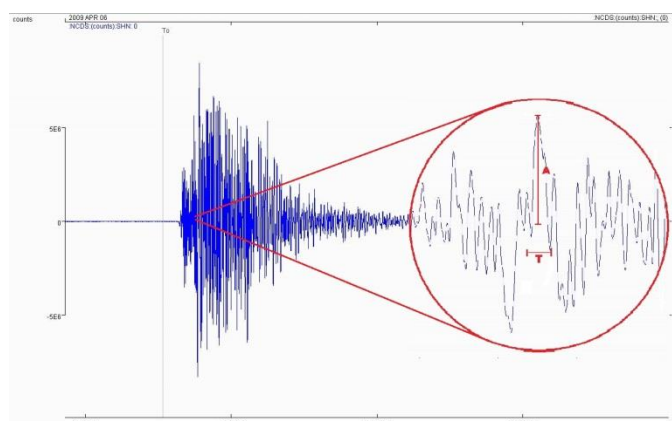


Fig. 1

Per estendere l'idea originale di Richter alla misura di terremoti sulle medie e grandi distanze e a registrazioni effettuate con altri tipi di sismometro caratterizzati da altre frequenze di risonanza propria, furono in seguito introdotte delle nuove scale di magnitudo ma definite sempre in modo che, per lo meno nel proprio range di validità, fossero comunque equivalenti alla magnitudo Richter: la magnitudo delle onde di volume m_b , e la magnitudo delle onde di superficie, M_s .

Si utilizzano inoltre altre due scale di magnitudo. Una è la cosiddetta magnitudo del momento sismico, o M_w , introdotta per misurare i terremoti più forti poiché l'ampiezza massima delle registrazioni, superato il valore 6,5 della M_L , tende ad attestarsi su un valore limite. Inoltre la M_w tiene conto, oltre che del movimento del suolo, anche dell'energia rilasciata nell'evento. L'altra scala, M_d , misura invece la durata di un terremoto, anziché la solita ampiezza massima, e si applica solo agli eventi locali.

Il calcolo della magnitudo in pratica

La determinare della magnitudo di un terremoto è un'operazione particolarmente complicata, e l'impresa diventa ancora più ardua quando viene tentata ricorrendo esclusivamente ai dati ricavati da un proprio sismografo per usi didattici e non si dispone delle strumentazioni e delle conoscenze proprie di un'organizzazione di ricerca. In particolare sono tre i principali problemi che condizionano la determinazione della magnitudo di un terremoto:

- Errore sistematico e casuale - ogni stazione sismica misura la magnitudo con un errore sistematico finanche di 0,3 gradi in più o in meno. L'entità di questo errore può essere valutata confrontando i valori di magnitudo determinati con le registrazioni effettuate dal proprio strumento per diversi terremoti con quelli riportati per gli stessi eventi sui database dei centri di ricerca disponibili in internet. La media degli scarti così determinati per ciascuno di questi raffronti ci permette di stimare l'entità dell'errore sistematico ma non può certo costituire un fattore di correzione per la determinazione della magnitudo. Inoltre, utilizzando uno strumento a un'unica componente orizzontale, l'ampiezza del tracciato dipende dall'orientazione dello strumento rispetto alla direzione di provenienza delle onde sismiche.

- Caratteristiche geologiche locali ed effetti di sito – i fattori di correzione riportati come C_s e C_r in una formula esposta in precedenza dipendono dalle caratteristiche geologiche sia dell'area della sorgente sismica sia del sito dove è collocato il sismometro. Per esempio i valori di correzione utilizzati dallo stesso Richter sono validi sostanzialmente per la California meridionale ma non funzionano per altre aree della Terra.
- Dipendenza dallo strumento - l'equazione per il calcolo della magnitudo locale secondo la formulazione di Richter esposta in precedenza si basa su misure ottenute con sismografi orizzontali tipo Wood-Anderson calibrati secondo standard predeterminati. Utilizzando uno strumento con diversa amplificazione e diversa frequenza di risonanza propria, le magnitudo così determinate per diversi eventi rappresenterebbero valori di una scala a sé stante non commensurabile con quella di riferimento univocamente accettata.

I tre problemi sopra esposti possono essere aggirati utilizzando un certo numero di registrazioni sismiche effettuate con il proprio sismografo³ per, sulla base di questi dati, determinando empiricamente un'equazione per la stima della magnitudo appropriata per il proprio strumento e per il sito nel quale questo è installato.

Inoltre è necessario “tarare” le proprie registrazioni ricorrendo ai valori di magnitudo relativi agli stessi eventi sismici forniti via internet dai database degli istituti di ricerca nel settore.

Come già detto in precedenza, la formula generica che esprime la magnitudo di un terremoto locale è $M_L = \log A + f(D) + \text{costante}$, dove A è l'ampiezza massima del sismogramma e $f(D)$ è una funzione della distanza epicentrale e , considerando anche gli effetti dovuti alle caratteristiche del proprio sismografo e gli effetti di sito una formula generale completa è:

$$M_L = \log A + a \log D - b$$

Pertanto è necessario determinare gli esponenti a e b di una formula generale di questo tipo. Quindi, disponendo di almeno due registrazioni sismiche e delle informazioni sulle magnitudo locali e sulle coordinate epicentrali dei due terremoti a esse correlati, che chiameremo genericamente evento 1 ed evento 2, il valore degli esponenti a e b può essere determinato risolvendo un sistema di due equazioni lineari a due incognite:

$$M_{L1} = \log A_1 + a \cdot \log D_1 - b$$

$$M_{L2} = \log A_2 + a \cdot \log D_2 - b$$

Per esempio, si considerino due terremoti di differente magnitudo, verificatisi a diversa distanza dalla stazione sismica e che abbiano prodotto ampiezze massime di registrazione differenti:

evento	Magnitudo locale (M_L)	Distanza epicentrale (D)	Ampiezza massima (A)
1	6,5	270 km	10 μm
2	3,6	60 km	0,25 μm

³ A questo scopo si può utilizzare un sensore verticale o almeno due sensori orizzontali orientati perpendicolarmente fra loro.

Facendo riferimento alla formula generale e risolvendo il sistema di due equazioni si avrà:

$$a = 0,33$$

$$b = -3,61$$

e quindi

$$M_L = \log A + 0,33 \log D + 3,61$$

Pertanto, qualora si verificasse un terremoto a 120 km di distanza epicentrale dalla stessa stazione che producesse una ampiezza massima di spostamento sul sismogramma di 2,4 μm , sostituendo questi valori nell'equazione di riferimento si potrebbe facilmente calcolare la sua magnitudo locale.

$$M_L = 4,68$$

Calcolo della magnitudo mediante la durata della registrazione

Per quanto abbastanza elementare dal punto di vista concettuale, il metodo prima esposto risulta molto poco affidabile in quanto piccolissime variazioni A e D nelle formule possono portare a variazioni piuttosto significative del valore di magnitudo locale calcolato.

Disponendo di un'unica stazione sismica si può stimare con migliore accuratezza la magnitudo di un terremoto basandosi sulla durata della registrazione. È non infatti che, a parità di distanza epicentrale, la durata della registrazione sismica aumenta la magnitudo del terremoto.

A questo proposito si può usare quindi un'apposita funzione del programma Winquake e, per illustrare la procedura si parte direttamente da un esempio pratico. La figura 2 mostra le registrazione della scossa principale del terremoto di Amatrice del 24 agosto 2016 registrata dalla stazione sismica di Città della Scienza.

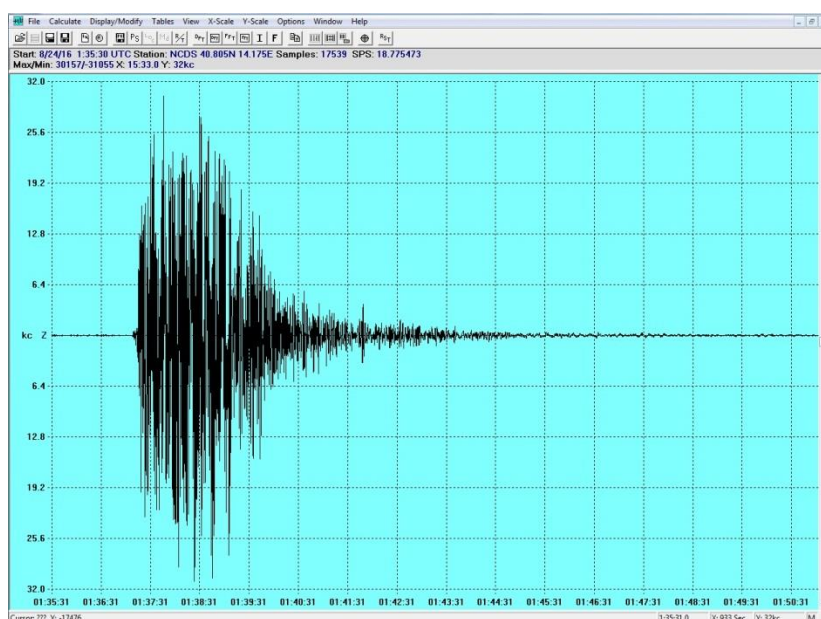


Fig. 2

Si è già detto che, a parità di distanza epicentrale, la durata della registrazione di un evento sismico aumenta all'aumentare della magnitudo dello stesso.

Per poter stimare quindi la magnitudo dell'evento in oggetto è necessario in primo luogo determinarne la distanza epicentrale. È necessario quindi dilatare la registrazione tramite la funzione X-scale per poter meglio visualizzare i primi arrivi delle onde P ed S, per poi marcarli con i traguardi che possono essere attivati tramite la funzione P S. In alto nella schermata, come evidenziato in figura 3 apparirà il valore della distanza epicentrale che, nel nostro caso, corrisponde a circa 225 km.

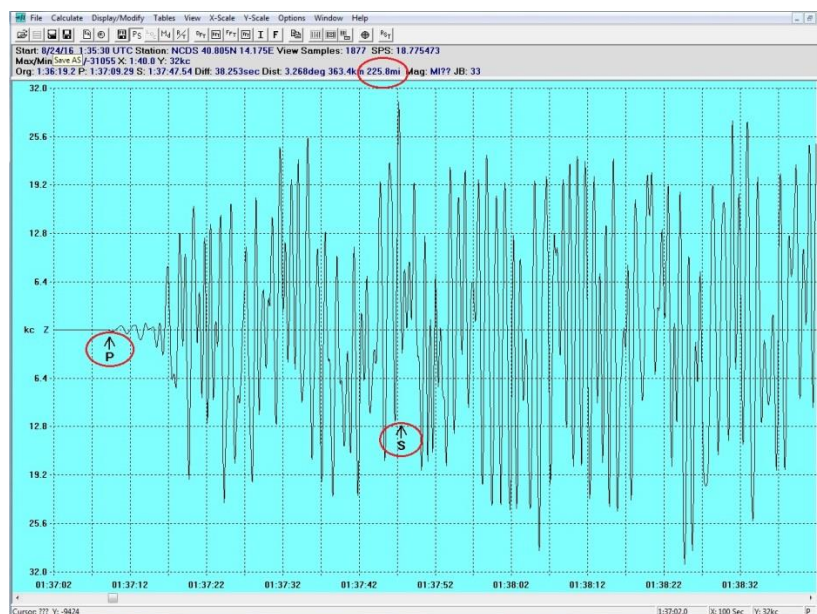


Fig. 3

A questo punto, sempre tramite la funzione X-scale, si può nuovamente comprimere la registrazione e, attivando la funzione M_d , sulla traccia apparirà il traguardo D per marcare la fine della registrazione. Il traguardo D va collocato laddove l'ampiezza delle oscillazioni provocate dal sisma vanno a confondersi con quelle dovute al rumore di fondo del sito. In alto della schermata apparirà anche il valore M_d che in questo caso corrisponde a 6,0 come determinato anche dai ricercatori dell'INGV (Fig. 4).

