



Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida

36° convegno nazionale

TRIESTE, 14-16 NOVEMBRE 2017

RIASSUNTI ESTESI
DELLE COMUNICAZIONI



GRUPPO NAZIONALE DI GEOFISICA DELLA TERRA SOLIDA



36° convegno
nazionale

Trieste
14-16 novembre 2017
Stazione Marittima

RIASSUNTI ESTESI
DELLE COMUNICAZIONI



ISTITUTO NAZIONALE DI
OCEANOGRAFIA E DI
GEOFISICA SPERIMENTALE



17° Convegno Nazionale



36° Convegno Nazionale Riassunti Estesi delle Comunicazioni

A cura di: D. Slejko, A. Riggio,
D. Albarello, F. Bianco, N. Creati,
D. Di Bucci, M. Dolce, E. Eva,
G. Florio, P. Galli, M. Giustiniani,
G. Lavecchia, P. Marianelli, L. Martelli,
P. Mazzucchelli, G. Naso, F. Pacor,
E. Rizzo, L. Sambuelli, G. Valensise

Con la collaborazione di:
M. Bobbio e P. Giurco

Copertina: Studio Mark

Foto di copertina: M. Sterle

ISBN: 978-88-940442-8-7

Impaginazione:
Luglioprint, Trieste

Stampa:
Centro Stampa della Regione Emilia Romagna

Finito di stampare nel mese di novembre 2017

METODO DELTA-SIGMA, MODELLO MATEMATICO MULTIPARAMETRICO PER LO STUDIO DELLE ANOMALIE DI TIPO FISICO PER LA PREVISIONE DELLE FORTI REPLICHE DEI TERREMOTI

D. Caccamo¹, V. Pirrone², F.M. Barberi³, C. Laganà⁴

¹ Dipartimento di Scienze matematiche ed informatiche, scienze fisiche e scienze della terra, Università, Messina

² Collaboratrice esterna

³ I.C. "Scopelliti-Green" Rosarno (RC)

⁴ I.T.S. "M.M.Milano" Polisterna (RC)

Premessa. "Delta-Sigma" è un algoritmo multiparametrico che permette di trovare le anomalie presenti prima di una forte replica con magnitudo $M \geq 5.5$, utilizzando parametri geofisici e statistici.

Fu il sismologo giapponese F. Omori che riuscì a definire per primo la decrescenza del numero di repliche dopo la scossa principale, con la formula empirica nota come legge di Omori (detta anche legge iperbolica) e qui di seguito riportata:

$$n(t) = 1/t^p \quad (1)$$

con: $n(t)$ = numero di repliche; p = costante caratteristica di quella sequenza (con valori genericamente compresi tra 1 ed 1.4); t = tempo misurato in giorni a partire dalla mainshock.

Poiché la serie temporale del numero di scosse per giorno di una sequenza sismica, dal punto di vista matematico, può essere intesa come somma di un contributo deterministico, dato dal decadimento della frequenza di repliche secondo la funzione intensità.

$$\lambda(t) = K(t+a)^{-b} \quad (2)$$

e di uno stocastico, dovuto alle fluttuazioni casuali attorno alla media fornita dalla Eq. (2), è, allora, possibile modellare il fenomeno del decadimento come un processo poissoniano non stazionario (Matsu'ura, 1986), in cui la funzione intensità coincide con la formula di Omori modificata da Utsu nel 1961:

$$\lambda(t) = n(t) = K(t+c)^{-p}, \quad (3)$$

Dove $n(t)$ è il numero di repliche per unità di tempo a partire dalla scossa principale, calcolato nell'intervallo di tempo Δt ; t è il tempo contato a partire dalla scossa principale; K è una costante che dipende dall'intensità della sequenza di repliche; c è un valore positivo che serve a compensare la scala dei tempi (approssimativamente da 1 ora ad 1 giorno); p è un valore, normalmente prossimo ad 1, che descrive il decadimento della sequenza nel tempo.

Metodo Delta-Sigma. Il metodo Delta/Sigma è stato progettato per studiare le anomalie di tipo fisico per la previsione delle forti repliche per una tipologia ben precisa di terremoti e precisamente: terremoti crostali, vale a dire con profondità non superiore a 70 km; terremoti che presentano una mainshock non inferiore a 7, con sequenze temporali decrescenti (mainshock-aftershocks). La funzione matematica utilizzata nel modello è data da:

$$n(t) = K \times (t)^{-p} + K_1, \quad (4)$$

in cui $n(t)$ è il numero di eventi per unità di tempo a partire dalla scossa principale; K è una costante che dipende dal numero totale degli eventi presenti nella sequenza; p definisce il decadimento della sequenza ed è normalmente prossimo ad 1; K_1 è la costante di fondo, che tiene conto del rumore di fondo legato alle caratteristiche della sismicità dell'area e delle faglie in gioco; essa varia da zona a zona e dipende dalla Mainshock. Detta costante viene misurata a partire dall'undicesimo giorno dopo la Main (Caccamo *et al.*, 2013). Se consideriamo l'intervallo di tempo Δt , la media degli eventi per quell'intervallo di tempo sarà $n(t) \cdot \Delta t$ con deviazione standard $\sigma = \sqrt{n(t) \cdot \Delta t}$; per un campionamento $\Delta t = 1$ (giorno) il numero medio atteso di scosse giornaliere risulta essere $n(t)$, con una deviazione standard pari a $\sigma = \sqrt{n(t)}$.

Dagli studi statistici fatti è emerso che le fluttuazioni stocastiche attorno alla media di $n(t)$ rientrano, nella maggior parte dei casi, entro un range di $\pm 2.5\sigma$ ($\approx 99\%$), pertanto, dette fluttuazioni hanno una probabilità di accadimento inferiore all'1% fuori dal suddetto intervallo (Caccamo *et al.*, 2007). Data la generica serie completa di dati reali:

$$N_{\text{oss}}(t_j) \quad (5)$$

con $j=1, \dots, d$, d durata della sequenza osservata, inclusi gli ultimi 10 giorni in cui non si hanno più scosse; poiché le anomalie si presentano alcuni giorni prima dell'eventuale replica di magnitudo superiore a 5.5, al fine di evitare gli smorzamenti dovuti alle anomalie, che potrebbero essere incluse nelle operazioni di fitting, occorre inserire nell'estrapolazione della serie calcolata uno shift s pari a 6, per cui si ha:

$$n_{\text{calc}}(t_h), \quad (6)$$

con t_h tempo di campionamento della serie calcolata, $h=a, a+1, a+2, \dots, d$, $a=s+q=10$, numero minimo di punti utilizzati per l'estrapolazione, $s=6$, shift, $q=2\mu=4$, $\mu=2$ numero dei parametri k e p utilizzati nella Eq. (4); d ultimo giorno della serie temporale. Il generico elemento $\{n_{\text{calc}}(t_g)\}$ si ottiene dal sottoinsieme $\{n_{\text{oss}}(t_g)\}$, con $e=1, \dots, d-s$ e g numero d'intervalli di tempo in accordo col tempo di campionamento (che nel nostro caso è pari ad un giorno). Le differenze tra i valori calcolati e quelli osservati: ritenere $\Delta(t_h) = |n_{\text{oss}}(t_h) - n_{\text{calc}}(t_h)|$ si possono un'anomalia quando: $\Delta(t_h) \geq 2.5 \sigma$ con $\sigma = \sqrt{n_{\text{oss}}(t_j)}$.

Le anomalie trovate con la seguente formula:

$$\Delta/\sigma \geq 2.5 \quad (7)$$

possono essere considerate come dei veri e propri precursori di forti repliche (Caccamo *et al.*, 2007 b, c).

Concludendo, Delta/Sigma valuta dal punto di vista statistico il rapporto tra le differenze prese in valore assoluto dei valori dell'andamento temporale osservato e di quello calcolato, dette "delta", con le deviazioni standard, dette "sigma".

Calcolo della magnitudo di completezza di una data sequenza. Per la previsione delle forti repliche occorre valutare anche la soglia di completezza dell'insieme dei dati ottenuti; a tal

fine si usa il diagramma magnitudo- frequenza Gutenberg e Richter dato dalla legge:

$$Y = \log_{10} N = a - b(M) \tag{8}$$

dove M è la magnitudo ed N è la frequenza calcolata nei primi 10 giorni, cioè la somma del numero di eventi con magnitudo uguale ad M calcolata in un intervallo di tempo $\Delta_t=1$ (Caccamo *et al.*, 2007 b,c).

Nella Eq. (8) i parametri a e b sono delle costanti: a è legato al numero di eventi e si riferisce alla quantità di terremoti avvenuti in quella regione; b, in genere prossimo ad 1, è legato al coefficiente angolare ed al grado di fatturazione delle rocce.

Gli studi fatti sulla previsione delle forti repliche hanno indotto a porre, nella Gutenberg e Richter Eq. (8), una perdita di dati non superiore al 10% (Caccamo *et al.*, 2007 b, c), pertanto la Eq. (8) diviene:

$$y=Y-10\%Y \tag{9}$$

Nel piano semi-logaritmico, (vedi Fig. 1), le due rette di regressione, la Eq. (8) e la Eq. (9) vengono rappresentate con due colori differenti, la prima Eq. (8) di colore nero, la seconda Eq. (9) di colore rosso.

Ciò premesso, la y calcolata con la Eq. (9) è quindi l'ordinata che deve essere considerata per determinare il minimo valore di magnitudo di soglia M_s , che coinciderà con la magnitudo di completezza M_c .

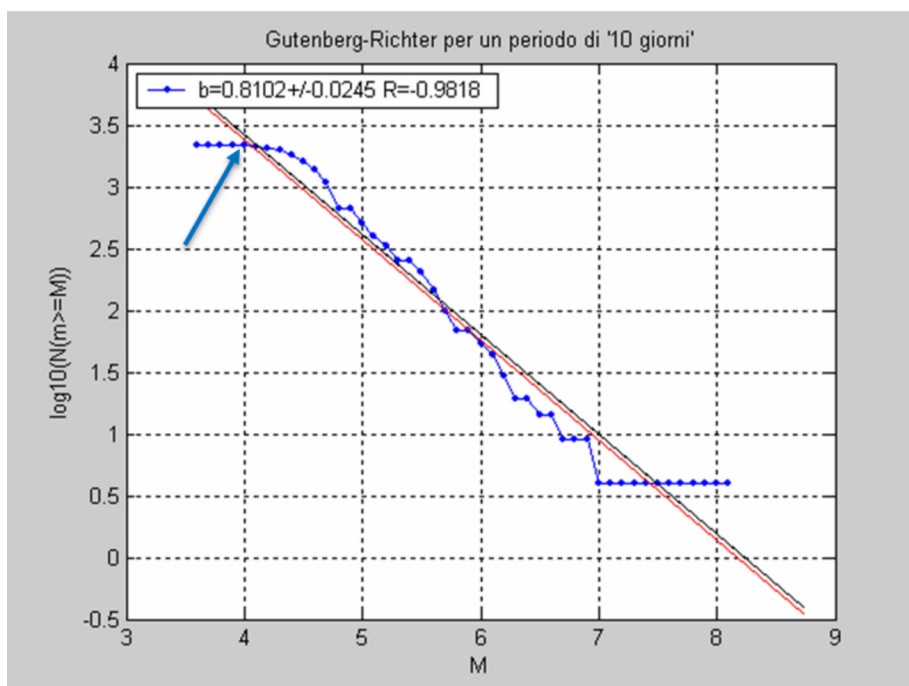


Fig. 1 - Diagramma magnitudo-frequenza di Gutenberg e Richter per i primi 10 giorni del terremoto del Cile con mainshock di M=8.8 e K1=1. La freccia indica il minimo valore di magnitudo trovato $M_s=M_c=4.2$.

L'esperienza sulle banche dati fino al 2013 ci aveva indotto ad accettare come dati attendibili, per la magnitudo di completezza M_c solo quelli con $M_s \geq 4.0$; oggi, tenuto conto che la qualità dalle banche dati è notevolmente migliorata, possiamo affermare che non ha più senso porre questo limite per magnitudo M_s di valore superiore a 3, per cui: $M_c = M_s$ (Caccamo *et al.*, 2013).

Individuazione della sequenza nello spazio e nel tempo. Per individuare la sequenza sia nello spazio che nel tempo utilizziamo la seguente procedura: calcoliamo la dimensione dell'area coinvolta mediante la (Utsu, 1969) $\log_{10} L = 0.5 \cdot M_s - 1.8$; acquisiamo i dati contenuti in un riquadro di lato $3L$, con centro nell'epicentro della mainshock; consideriamo un periodo di tempo pari ad un anno a partire dall'accadimento della mainshock; calcoliamo il "baricentro" della sequenza, considerando solo i dati relativi ai primi 10 giorni, perché risultano essere quelli rappresentativi dal punto di vista della completezza, in quanto la maggior parte delle repliche avviene proprio in questo periodo;

$$B_{lat} = \frac{\sum_{i=1}^n Lat_i}{n}; \quad B_{lon} = \frac{\sum_{i=1}^n Lon_i}{n};$$

dove Lat_i è la latitudine Lon_i è la longitudine dell'epicentro dalla i -esima replica ed n numero di repliche con $M \geq 4.0$. Il termine "baricentro" non deve essere inteso in senso fisico, piuttosto come punto geometrico dato dalla media aritmetica delle latitudini e longitudini di tutti i terremoti della sequenza avvenuti nei primi 10 giorni. La procedura, solo da noi utilizzata, migliora l'individuazione dell'area della sequenza delle repliche.

La banca dati usata per individuare la soglia di completezza è quella dell'USGS (U.S. Geological Survey), in quanto questa presenta dei formati compatibili con quelli utilizzati per l'elaborazione di Delta/Sigma con matlab.

Uso del Matlab per la elaborazione dei dati. Per la elaborazione dei dati si utilizza una serie di programmi (F. Barbieri comm. pers.) con il matlab, che ci permette di risolvere problemi che coinvolgono l'uso dei minimi quadrati non lineari ed è, quindi, adatto per il modello che dal punto di vista matematico è una legge di potenza.

Il programma utilizza metodi matematici di tipo iterativo, basati su algoritmi di ottimizzazione a larga scala, noti come metodo di Newton (Coleman e Li, 1994; Dennis, 1977; Caccamo *et al.*, 2007 a, b e c). Ogni iterazione coinvolge la soluzione approssimata di un grande sistema lineare tramite il "metodo dei gradienti coniugati preconditionati" (Dennis, 1977; Coleman and Li, 1994, 1996; Caccamo *et al.*, 2007a, b, c).

Per ogni sequenza analizzata, le figure in uscita dal programma "Delta-Sigma" sono, relativamente ai grafici, Diagramma di Gutenberg-Richter dei primi 10 giorni; andamento temporale $n(t)$; Mappa della distribuzione epicentrale con localizzazione della mainshock (triangolo) e del baricentro (cerchio), mappa ipocentrale 3D, mappa d'allineamento epicentrale con direzione di faglia; dette mappe, che si ottengono a partire dal sesto giorno dalla mainshock, permettono di stabilire la zona a forte rischio di repliche, pertanto presentano una rilevanza importante nel campo della prevenzione. (Caccamo *et al.*, 2013); andamento temporale giornaliero delle forti repliche ($M > 5.5$); numero cumulativo di eventi; energia cumulativa liberata durante l'intera sequenza; Fit di $n(t)$; Fit di $n(t)$ dei primi 10 giorni; Parametri frattali D_0 e D_2 ; relativamente ai file in excel :dati input; $n(t)$ con M_c calcolata con la Gutenberg e Richter; dati del fit nei primi 10 giorni; eventi con $M \geq 5.5$; valori della Gutenberg e Richter; Delta/Sigma, che si ottiene a partire dall'undicesimo giorno dalla Mainshock e permette di calcolare il parametro $K1$ (Caccamo *et al.*, 2013).

Variabili del programma Matlab. I dati da inserire per i parametri variabili sono: numero di giorni entro i quali calcolare la magnitudo di completezza, fattore moltiplicativo per il calcolo del lato del box in funzione di L , percentuale di errore accettabile sulla stima di M_c , valore di magnitudo minima di completezza stimato con la G-R, magnitudo di soglia, passo di campionamento in giorni, numero di intervalli di campionamento senza scosse di fine sequenza, passo di campionamento desiderato, shift in termini del passo di campionamento inserito al punto 8, costante di fondo, calcolata a partire dall'undicesimo giorno dalla mainshock (Caccamo *et al.*, 2013).

Tab. 1 - Cile 27 febbraio 2010, $M = 8.8$ $K1 = 0$. Tabella dei dati relativi alle previsioni del terremoto del Cile (27/02/2010, $M=8.8$) e rispettive percentuali di riuscita delle previsioni sulle forti repliche.

Magnitudo delle repliche indagate	Numero repliche inizio sequenza	Numero repliche precedute, entro 10 giorni, da $\Delta/\sigma > 2.5$	Numero repliche non precedute, entro 10 giorni, da $\Delta/\sigma > 2.5$	Percentuale di riuscita del metodo Δ/σ
$M \geq 5.5$	39+809=848	33+809=842	6	99,2%
$M \geq 5.6$	33+809=842	27+809=836	6	81.0%
$M \geq 5.7$	28	24	4	85.4%
$M \geq 5.8$	26	25	1	96.3%
$M \geq 5.9$	20	20	0	100%
$M \geq 6.0$	11	11	0	100%
$M \geq 6.1$	9	9	0	100%
$M \geq 6.2$	6	6	0	100%
$M \geq 6.3$	7	7	0	100%
$M \geq 6.4$	5	5	0	100%
$M \geq 6.5$	5	5	0	100%
$M \geq 6.6$	5	5	0	100%
$M \geq 6.7$	4	4	0	100%
$M \geq 6.8$	2	2	0	100%
$M \geq 6.9$	2	2	0	100%
$M \geq 7.0$	1	1	0	100%

Confrontando Tab. 1 con Caccamo *et al.* (2013), si osserva che le previsioni sulle forti repliche raggiungono il 100% per $M \geq 5.9$ invece di 6.2.

Conclusioni. Le forti repliche per magnitudo $M > 6.7$ presentano una percentuale di previsione pari al 100%, per i due terremoti analizzati.

Il metodo è stato elaborato per effettuare previsioni in tempo reale, nel senso che le previsioni si possono ottenere inserendo le informazioni giorno per giorno a partire dal 14° giorno dopo la mainshock.

Per far questo bisogna essere collegati con una rete di stazioni di rilevamento dati che, fornendoli in tempo reale, ne possa permettere l'immediata elaborazione.

Bibliografia

- Caccamo D.; Pirrone V.; Barbieri F.M.; Laganà C., Rubuano C. (2013). "Metodo Delta-Sigma e studio del terremoto del Cile di Magnitudo 8.8 del 27 febbraio 2010". GNGTS Atti del Convegno Nazionale. Trieste, 19-21 novembre 2013, 33-40.
- Bussetti G.; 1983. Esercitazioni pratiche di fisica. Libreria Editrice Universitaria Levrotto & Bella.
- Caccamo D., Barbieri F. M., Laganà C., D'Amico S., Parrillo F., 2007a. A study about the aftershock sequence of 27 December 2003 in Loyalty Islands. Boll. Geo. Teor. Appl., 48 (1), 53-63.
- Caccamo D., D'Amico S., Parrillo F., Barbieri F. M., Laganà C., 2007c. Umbria-Marche sequence (central-Italy): a study about its aftershock sequence. Boll. Geo. Teor. Appl., 48, 385-398
- Caccamo D., Parrillo F., D'Amico S., Barbieri F. M., Laganà C., 2007b. **Seismic anomalies in the aftershock sequence of November 16, 2000 in Papua New Guinea**, Izvestiya - Physics of the Solid Earth. 43, 662-668, doi:10.1134/S106935130708006X.
- Coleman T. F.; Y. Li, 1994. On the convergence of reflective Newton methods for large-scale nonlinear minimization subject to bounds, Mathematical Programming, Vol. 67, N. 2, 189-224.
- Coleman T. F.; Y. Li, 1996. An interior, trust region approach for nonlinear minimization subject to bounds, SIAM Journal on Optimization, Vol. 6, 418-445.
- Dennis, J. E. Jr., 1977. Nonlinear Least Squares, State of the Art in Numerical Analysis, ed. D. Jacobs, Academic Press, 269-312.

- Gutenberg B. & Richter, C.F., 1942. Earthquake Magnitude, intensity, energy and acceleration, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 32, 162-191.
- Matsu'ura R. S., 1986. Precursory quiescence and recovery of aftershock activities before some large aftershocks. *Bulletin of the Earthquake Research Institute University of Tokyo*, 61, 1-65.
- Utsu T., 1961. A statistical study of the occurrence of aftershocks, *Geophys. Magazine*, 30, 521-605.