Indice

1.INTRODUZIONE	3
2.SISMOLOGIA	6
2.1.Terremoto e le sue cause	θ
2.2.Onde sismiche	6
2.2.1.Body Waves (onde di corpo)	
2.2.2.Surface Waves (onde di superficie)	<u>c</u>
2.3.Scale di misurazione dei terremoti	10
2.3.1.Intensità	10
2.3.2.Magnitudo	11
2.4.Sismologia storica	15
2.4.1.Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani	16
2.5.Sismologia Strumentale	16
2.5.1.Bollettini OGS-CRS	16
2.5.2.Archivi elettronici della Rete Sismica Nazionale Italiana	18
2.6.Sismologia statistica	19
2.6.1 Legge frequenza-magnitudo	19
2.6.2 Legge Omori-Utsu	20
3.DATI ED ELABORAZIONI	22
3.1.Analisi di confronto Bollettini OGS-CRS e ISIDe per l'Area generale	23
3.1.1.Bollettini OGS-CRS	23
3.1.2.ISIDe	31
3.2. Analisi di confronto Bollettini OGS-CRS e ISIDe per le Zone 1-2-3	42
3.2.1.Zona 1	43
3.2.2.Zona 2	50
3.2.3.Zona 3	57
3.3.Analisi di sensibilità delle operazioni di calcolo per l'Area generale	64
3.3.1.Zona 1	7(
3.3.2.Zona 2	

3.3.3.Zona 3	77
4.CONCLUSIONI	81
Bibliografia	88

1.INTRODUZIONE

L'applicazione di metodi statistici alle osservazioni disponibili sui terremoti ha permesso di ricavare modelli empirici che regolano l'occorrenza degli eventi sismici e analisi che hanno un'immediata ricaduta per la gestione del territorio. Nella seconda categoria rientra la "Mappa di Pericolosità Sismica" (*MPS04, Stucchi et al., 2011*) su cui è incardinata, per il territorio italiano, la normativa sismica tramite le Norme Tecniche per le Costruzioni (*NTC08, D.M 14 gennaio 2008; il Ministro delle Infrastrutture di concerto con il Ministro dell'Interno e con il Capo della Protezione Civile*); la "Mappa di Pericolosità Sismica" può essere intesa come la rappresentazione della probabilità che un certo valore di scuotimento del suolo si verifichi in un dato intervallo di tempo.

Uno dei pilastri della sismologia statistica derivato dai dati sperimentali è la legge frequenza-magnitudo, nota come relazione Gutenberg-Richter (Gutenberg e Richter 1944). Esprime appunto una relazione tra il Numero Cumulativo di eventi sismici e la magnitudo con valore minore o uguale all'intensità dei terremoti considerati. Questa legge empirica definisce due parametri, *l'a-value* e *il b-value*; il primo rappresenta l'attività sismica, e corrisponde al numero di terremoti che avvengono in una data regione, per un certo intervallo di tempo (usualmente normalizzati ad un anno) per magnitudo uguale a zero; il secondo invece è la misura della relativa abbondanza di grandi e piccoli terremoti, globalmente stimato di valore circa pari all'unità. In realtà i dati sperimentali dimostrano una certa variabilità del b-value della G-R nello spazio e nel tempo; un elevato valore di *b* indica che in un'area piccoli terremoti accadono più frequentemente rispetto ai grandi, mentre valori piccoli di b suggeriscono una maggior frequenza di grandi eventi, rispetto alla sismicità di basso grado. Infine, anche esperimenti di laboratorio hanno indicato una possibile correlazione fra lo stato di sforzo (stress) e il b-value (Schorlemmer D., Wiemer S., Wyss M.; 2005); si suggerisce pertanto che ad elevati stress corrispondono bassi valori di b, e a bassi stress corrispondono elevati valori di b.

Questo lavoro si pone come obiettivo analizzare la distribuzione e la variazione del *b-value* nello spazio, in una limitata porzione del territorio nazionale, centrata sulla Regione Veneto (*Fig.1.1*), di coordinate Lat.45°-47°N, Long.9.5°-13.5°E.

I dati degli eventi sismici sono stati estratti da opportuni cataloghi sismici derivanti da due fonti distinte (Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, INGV; Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale, OGS) ed analizzati attraverso un software di uso comune in ambito sismologico (*Zmap, Wiemer S.; 2001*).

L'utilizzo di due cataloghi sismici è stato effettuato selezionando un intervallo di tempo ristretto e recente (dal 2008 al 2012, estremi inclusi), consapevoli di usufruire in tal modo di dati temporalmente molto limitati, ma attendibili poiché ricavati in modo sostanzialmente omogeneo da strumentazioni all'avanguardia.

Le analisi hanno consentito di evidenziare le differenze e difficoltà nel determinare il *b-value*. Calcolare precisamente il *b-value* significherebbe essere in grado di prevedere la frequenza dei terremoti. Ma questa operazione purtroppo non è così semplice, basta osservare come cambiano i valori di *b* semplicemente mettendo a confronto due cataloghi costruiti grazie a due reti sismiche appartenenti a due Istituti italiani differenti. Saranno pertanto illustrati nel corso della trattazione gli elementi che controllano una ottimale analisi statistica che necessita di un numero molto elevato di campioni selezionati, di omogeneità nel modo con cui il terremoto è stato rilevato, e di una attenta caratterizzazione di eventi la cui natura sia artificiale (ad es. scoppi di cava).

Infine, si giungerà alla descrizione delle variazioni della sismicità in Italia Nordorientale sulla base delle considerazioni e dei risultati ottenuti durante il processo di elaborazione dei dati.



Fig.1.1 - Area analizzata incentrata sulla Regione Veneto.

2.SISMOLOGIA

La sismologia (dal greco *seismos* = terremoto e *logos* = parola) è la branca della geofisica che studia i fenomeni sismici, in particolare i terremoti, e la propagazione delle onde elastiche (ed anelastiche) da essi generate.

Tale disciplina si interessa anche dello studio di eventi quali i maremoti e in generale delle aree di instabilità della terra, quali i vulcani.

La sismologia del terremoto è forse il migliore strumento per lo studio della struttura interna della Terra ed ha permesso di comprendere fenomeni evolutivi alla scala del pianeta, ed elaborare teorie quali la tettonica globale, che ha delineato i confini delle varie placche come margini soggetti ad una maggiore attività sismica.

2.1.Terremoto e le sue cause

I terremoti tettonici che costituiscono la maggior parte degli eventi sismici hanno origine per lo più nella parte più fragile della litosfera: la crosta.

Nel momento in cui le rocce che costituiscono la crosta non riescono più a sopportare il campo di sforzi e deformazioni che si è formato, si verifica una brusca rottura con un rilascio immediato di energia sotto forma di onde elastiche (onde sismiche), deformazioni permanenti del suolo (faglia), calore ecc.

L'ampiezza delle onde elastiche che si propagano dalla sorgente sismica attraverso la Terra diminuisce con la distanza dall'ipocentro, in funzione del tempo.

Queste onde possono essere investigate attraverso strumenti chiamati sismometri che misurano, amplificano e registrano (su carta, nastri o dischi magnetici) il movimento del terreno sul quale sono posizionati.

2.2.Onde sismiche

Esistono due tipi di onde elastiche che si propagano all'interno della terra: body waves (onde di corpo) e surface waves (onde di superficie).

6

La velocità con cui queste onde viaggiano dipende dalla densità e dai moduli elastici delle rocce che attraversano.

2.2.1.Body Waves (onde di corpo)

Sono onde sismiche che si propagano all'interno della Terra: vengono riflesse o rifratte in base alla densità del mezzo che attraversano obbedendo alla legge di Snell.

Esistono due tipi di onde di corpo:

- Onde P (onde primarie o di pressione): queste onde comportano compressioni o rarefazioni del materiale che attraversano, ma non rotazione; sono onde in cui la vibrazione delle particelle avviene nella direzione di propagazione del fronte d'onda e pertanto vengono menzionate come "compressionali" (*Fig.2.1*); questo tipo di onde si propaga in ogni mezzo (solido, liquido o gassoso).
- Onde S (onde secondarie o di shear): queste onde creano forze di taglio e rotazioni del materiale che attraversano, ma senza modificarne il volume (*Fig.2.1*); la direzione di vibrazione è ortogonale alla direzione di propagazione, e queste onde non possono propagarsi in mezzi in cui il modulo di taglio è nullo ovvero attraverso liquidi o gas.

La velocità α delle onde P e la velocità β delle onde S dipendono dalle proprietà dei materiali che attraversano e sono regolate dalle seguenti formule:

$$\boldsymbol{\alpha} = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$
$$\boldsymbol{\beta} = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$
(1)

Il significato delle variabili è il seguente:

K: bulk modulus, ovvero modulo di comprimibilità di una sostanza che definisce la capacità della stessa di resistere ad una forza di compressione uniforme. È definito come l'aumento di pressione necessario a causare una relativa diminuzione di volume.

 μ : shear modulus, misura la forza per unità di superficie che occorre per cambiare la forma del materiale.

 ρ : densità del materiale.

Poiché l'onda P comporta un cambiamento sia di forma che di volume, la sua velocità α dipende sia da *K* che da μ .

Le onde S invece dipendono solo da μ in quanto non determinano un cambiamento di volume.

Poiché il bulk modulus K (modulo di compressibilità) deve essere sempre positivo, ne deriva che α sarà sempre più grande di β , dunque le onde P avranno sempre una velocità maggiore rispetto alle onde S.

Lo shear modulus μ (modulo di taglio) per i liquidi è zero, e ciò implica che le onde S non possono propagarsi all'interno di mezzi liquidi, come ad esempio attraverso il nucleo esterno della Terra.

La dipendenza di α e β dalla densità del mezzo non è così immediata, ma generalmente, più una roccia è densa più sarà elevata la velocità di propagazione delle onde sismiche.



Fig.2.1 - Onde di corpo e onde di superficie.

2.2.2.Surface Waves (onde di superficie)

In fisica, un'onda superficiale, anche detta onda di superficie, è un'onda che si propaga lungo l'interfaccia tra differenti mezzi, di solito due fluidi con densità differenti.

Durante un terremoto possono essere definite come onde sismiche che viaggiano solo lungo la superficie terrestre.

Le onde di superficie sono più ampie e più lunghe per quanto riguarda la durata rispetto alle onde di corpo; inoltre al sismometro arrivano successivamente poiché la loro velocità è minore.

Esistono due tipi principali di onde di superficie, il cui nome deriva da due importanti fisici:

- Onde R o LR (onde di Rayleigh, Lord Rayleigh 1887): generano movimenti ellittici del materiale che attraversano in piani orientati nella stessa direzione di propagazione dell'onda (*Fig.2.1*).

- Onde LQ o Q (onde di Love, A.E.H. Love 1911): provocano movimenti trasversali e perpendicolari alla direzione di propagazione dell'onda (*Fig.2.1*).

Il diverso tipo di fasi registrate a seguito di un terremoto permette di riconoscere elementi caratterizzanti l'area di origine e il percorso compiuto fino alla stazione di registrazione.

2.3.Scale di misurazione dei terremoti

Nel passato, in mancanza di dati strumentali, per misurare i terremoti erano usate scale sismiche qualitative che proponevano una classificazione dei danni provocati dall'evento sulla base di manufatti civili o sull'osservazione dell'ambiente naturale. Solo nel 1935 con l'introduzione del concetto di magnitudo grazie al lavoro di Charles Francis Richter, si dispose finalmente di una scala sismica quantitativa, fondata quindi su parametri fisici-matematici oggettivi.

2.3.1.Intensità

L'intensità viene misurata grazie a scale qualitative che si basano sulla valutazione dei danni causati dal terremoto.

In genere l'epicentro macrosismico è il punto di massima intensità (si assume quindi che il massimo danneggiamento sia sulla verticale dell'ipocentro) o il baricentro dei punti di grado più elevato. Solo negli ultimi anni sono state codificate delle procedure per definire la posizione di questo epicentro macrosismico.

Tra le scale d'intensità più utilizzate vi sono la Scala Mercalli e le sue successive varianti (*Fig.2.2*), tutte caratterizzate da valori interi.

Le scale macrosismiche hanno permesso di assegnare un valore anche ai terremoti storici; infatti soprattutto in Italia, paese con una storia scritta molto antica, è stato possibile ritrovare (nelle parrocchie e nei comuni) dettagliate

informazioni sui danni causati dai terremoti significativi verificatisi negli ultimi 1500 anni.

Le scale d'intensità Macrosismica (I) sono le seguenti:

- MM: Mercalli Modificata;
- RF: Rossi-Forel
- JMA: Japanese Meteorological Agency
- MCS: Mercalli-Cancani-Sieberg
- MSK: Medvedev-Sponheuer-Karnik
- EMS-92: scala definita dall'European Seismological Commission nel 1992.

L'esistenza di diverse scale d'intensità dimostra la complessità del problema di descrivere gli effetti e l'entità di un terremoto.

Intensità I _{MCS}	Scossa Effetti		MAW - MD
	strumentale	≤ 2.6 - 2.3	
II	leggerissima	3.0 - 2.7	
III	leggera	3.4 - 3.0	
IV	mediocre	3.9 - 3.4	
V	forte		4.3 - 3.9
VI	molto forte		4.8 - 4.5
VII	fortissima	Danno	5.1 – 4.9
VIII	rovinosa		5.5
IX	disastrosa		5.9
X	disastrosissima	Distruzione	6.5
XI	catastrofica	DISHALIONO	7.0
XII	grande catastrofe		> 7.3

Fig.2.2 – Tratta da M. Sugan e L. Peruzza, "Distretti sismici del Veneto", 2011. Relazione tra intensità macrosismica, effetti e magnitudo strumentali

2.3.2.Magnitudo

Il concetto di magnitudo di un terremoto fu introdotto da Charles Francis Richter nel 1935.

La definizione della magnitudo ha la seguente forma:

$$M = \log_{10} (A/T) + q(\Delta, h) + a, \tag{2}$$

dove *A* è la massima ampiezza dell'onda misurata in micron; *T* è il periodo dell'onda (misurato in secondi); *q* è la funzione di correzione per la variazione dell'ampiezza dell'onda con la profondità *h* del terremoto e la distanza Δ dal sismometro; *a* è il fattore di scala regionale.

La magnitudo presenta dunque una scala logaritmica, ciò significa che all'aumento di una unità, ad esempio da magnitudo 7 a magnitudo 8, l'ampiezza delle onde sismiche aumenta di dieci volte (*Fig.2.3*).



Fig.2.3 - La magnitudo rappresenta una scala logaritmica: all'aumentare di un'unità il suo valore, l'ampiezza dell'onda aumenta di dieci volte.

Una volta conosciuta la magnitudo, è facile risalire all'energia liberata secondo la formula:

$$E = 10^{^{\wedge}(M \times 1,5)} \tag{3}$$

Infatti lo stesso Richter stabilì che un terremoto di magnitudo zero corrisponde all'energia liberata dalla detonazione di 1 kg di tritolo registrata da un sismografo posto a 100 km di distanza. Dunque E è l'energia equivalente in kilogrammi di tritolo, ed M la magnitudo registrata dal sismografo.

La prima scala di magnitudo introdotta da C. Richter nel 1935 aveva come scopo quello di misurare i terremoti nel Sud della California. Fu così per la prima volta definita la magnitudo locale, M_L (*Fig.2.4*).

La scala definita per i terremoti della California è la seguente:

$$M_L = logA + 2.76 log\Delta - 2.48 \tag{4}$$

dove A è la massima ampiezza dell'onda misurata in micron e Δ la distanza dal sismometro.

La magnitudo locale, nota anche come magnitudo Richter, è ottenuta misurando la massima ampiezza di una registrazione secondo il sismometro a torsione di Wood-Anderson (o uno calibrato ad esso) ad una distanza di 100 km dall'epicentro del terremoto.

Successivamente, con il tempo e lo sviluppo tecnologico, vennero adottate nuove scale di magnitudo sia per misurazioni a livello locale che a livello globale.

La magnitudo per le onde di superficie M_S misura la più larga ampiezza delle onde di Rayleigh (*Fig.2.4*)

Per le onde di superficie (Rayleigh e Love) a moderata profondità (<50 km), distanza $20^{\circ} < \Delta < 160^{\circ}$ e periodo 17 < T < 23 sec., si trovano sperimentalmente i seguenti valori numerici:

$$M_{S} = log(A/T) + 1.66 log \varDelta + 3.3.$$
 (5)

Ma poiché i terremoti con un ipocentro ad elevata profondità non sono efficaci nel produrre onde di superficie, una migliore scala di magnitudo, M_b , si basa sulle onde di corpo P e S (*Fig.2.4*).

Per le onde interne (P e S) di periodo prossimo a 12 sec., vale la seguente relazione:

$$M_b = \log(A/12) + 0.01\Delta + 5.9, \tag{6}$$

a cui sono seguite ulteriori determinazioni della funzione di correzione $q(\Delta, h)$; ma quella generalmente usata oggi è la Gutenberg-Richter (1956):

$$M_b = \log_{10}(A/T)max + q(\Delta, h), \tag{7}$$

dove *A* è l'ampiezza dell'onda misurata in micron, *T* è il periodo dell'onda in secondi e *q* è un termine empirico dipendente dalla distanza Δ e dalla profondità *h* dell'ipocentro.

Quando M_b e M_S sono calcolate per un terremoto, normalmente non presentano lo stesso valore, ma una media mondiale afferma che:

$$M_b = 2.94 + 0.55 M_{S.} \tag{8}$$

In termini di lavoro necessario per spostare (dislocare) una porzione di faglia rispetto ad un'altra, va introdotto il concetto di momento sismico, M_{0} , descritto dalla seguente relazione:

$$M_0 = G \varDelta u A, \tag{9}$$

dove G è il modulo di shear (taglio) del materiale crostale in cui avviene la rottura sismica, A l'area della superficie di rottura nella faglia sismogenica e Δu il valor medio dello scorrimento cosismico sulla superficie di rottura.

La magnitudo momento M_w (*Fig.2.4*) è definita a partire dal momento sismico come segue:

$$M_w = 2/3 \log(M_0) - \cos t, \tag{10}$$

dove la costante è pari a 10,7 se M_0 è misurato in dyne*cm (oppure uguale a 6,0 se M_0 è misurato in N*m). M_0 è una grandezza che può crescere indefinitamente al crescere delle dimensioni della sorgente e della dislocazione, pertanto M_w non satura.

Infine, per magnitudo di durata (*Fig.2.4*) si intende una magnitudo calcolata in relazione alla durata del segnale riconducibile all'evento sismico; generalmente utilizzata per piccoli terremoti locali (M_L <3.5), viene definita dalla seguente formula:

$$M_D = A * log(t) + B * d + C, \tag{11}$$

dove *t* rappresenta la durata dell'evento; *d* è la distanza ipocentro-stazione; *A*,*B*,*C*, sono parametri di correzione.

I problemi di conversione da un tipo di magnitudo all'altra non sono banali, come dimostrato peraltro da una intensa letteratura sull'argomento.



Fig.2.4 - Rappresentazione grafica dei vari tipi di magnitudo.

2.4.Sismologia storica

La Sismologia Storica si occupa di ricostruire lo scenario macrosismico causato da un terremoto avvenuto in un passato più o meno lontano.

Per recuperare le informazioni necessarie l'unico strumento possibile diventa la "fonte storica", ovvero qualunque documento scritto (fonti archivistiche, cronache di giornale, diari, studi storiografici o sismologici, perizie tecniche, ma anche epigrafi e lapidi).

Lo scopo è quello di ricavare un valore dell'intensità macrosismica per il maggior numero di località fra quelle menzionate dalle fonti. Per i terremoti di età prestrumentale, ma non solo, il dato macrosismico diventa l'unica forma di registrazione dell'evento e le singole località alle quali è possibile assegnare una stima di intensità diventano l'equivalente delle attuali stazioni sismiche.

I dati di intensità consentono di parametrizzare un terremoto e vengono utilizzati per la stima del rischio sismico, per la ricostruzione della storia sismica di una certa località, per il calcolo della magnitudo macrosismica ed altri scopi.

2.4.1. Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani è il database di riferimento per i terremoti italiani al di sopra delle soglia del danno; essendo dominante il numero di eventi documentati unicamente tramite dati macrosismici, esso si riferisce prevalentemente ad eventi storici.

La prima versione del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, risalente al luglio del 1999 (CPTI99; Gruppo di Lavoro CPTI, 1999) fu concepita come catalogo per unificare e omogeneizzare attraverso procedure di stima dei parametri uguali per tutti i terremoti, tutte le informazioni disponibili sui terremoti italiani fino ad allora prodotte da fonti diverse o riportate da cataloghi tra loro alternativi (NT4.1, Camassi e Stucchi, 1997; CFTI 1 e 2, Boschi et al., 1995; 1997). Successivamente furono aggiornate e realizzate nuove versioni fino a giungere a quella attuale, ovvero la terza versione pubblica denominata CPTI11, che raccoglie le osservazioni emerse in un precedente periodo di sperimentazione (*A. Rovida, R. Camassi, P. Gasperini e M. Stucchi, 2011*).

2.5. Sismologia Strumentale

La sismologia strumentale ha come scopo quello di parametrizzare gli eventi sismici grazie al funzionamento delle stazioni sismometriche sul territorio.

Gli eventi vengono poi archiviati in database di carattere regionale e nazionale di pubblico accesso.

Per l'area presa in esame verranno descritti di seguito i Bollettini OGS-CRS e il database ISIDe della Rete Sismica Nazionale Italiana.

2.5.1.Bollettini OGS-CRS

La rete sismica gestita dall' Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale prende origine nel 1977, quando un anno dopo il disastroso terremoto del 6 maggio 1976 venne inaugurato il primo nucleo di stazioni sismometriche nel Friuli centrale insieme alla stazione operativa con discontinuità di Trieste.

Da allora la rete si è progressivamente sviluppata ed estesa per gran parte dell'Italia Nord-orientale (*Fig.2.5*).

I dati sismometrici raccolti dal 1977 fino al 1997 venivano pubblicati in forma di bollettini preliminari e definitivi in formato cartaceo, dal 1998 invece esclusivamente in modalità elettronica. Successivamente al 2007 i dati provengono dai bollettini definitivi (anni 2008-10) o preliminari (dal 2011 in poi) disponibili sul sito di monitoraggio sismico in tempo reale http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/RSFVG.en.html.



Fig.2.5 - Rete sismica gestita dall' Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale.

2.5.2. Archivi elettronici della Rete Sismica Nazionale Italiana

A partire dal 1983 i dati sismometrici dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV) sono confluiti in bollettini.



Fig.2.6 - Rete Sismica Nazionale Centralizzata Italiana RSNC.

La Rete Sismica Nazionale Centralizzata Italiana RSNC conta dal 2011 più di 250 stazioni in tempo reale (*Fig.2.6*). Il Bollettino Sismico Italiano è parte del database ISIDe che comprende anche localizzazioni Tempo-Quasi-Reale riviste, disponibili sul sito <u>http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp.</u>

Per gli scopi di questo lavoro, verranno prese in considerazione le localizzazioni fornite da entrambe le agenzie nel periodo 2008-2012, intervallo in cui la configurazione delle rispettive reti di monitoraggio può considerarsi omogenea (*Castello et al., 2007; Gentili et al., 2011*).

2.6. Sismologia statistica

La sismologia statistica è l' applicazione di rigorosi metodi statistici alla scienza dei terremoti con l'obiettivo di migliorare la conoscenza di come la Terra lavora. Come già affermato nell'introduzione, uno dei pilastri della sismologia statistica è la legge Gutenberg-Richter (frequenza-magnitudo), ma bisogna inoltre citare la Legge Omori-Utsu (*Omori 1894; Utsu 1961*).

2.6.1. Legge frequenza-magnitudo

La relazione empirica frequenza-magnitudo, meglio conosciuta con il nome Gutenberg-Richter (*Gutenberg e Richter 1944*), stabilisce che al diminuire di una unità di magnitudo, il numero di terremoti aumenta di circa dieci volte (Fig.2.7). La relazione è la seguente:

$$log_{10}N = a - bM$$

$$N = 10^{a - b^*M}$$
(12)

dove N è il numero di terremoti con magnitudo maggiore di M, a è una costante, e corrisponde al numero di terremoti che avvengono in una data regione, per un certo intervallo di tempo (usualmente normalizzati ad un anno) per M=0 e b è la misura della relativa abbondanza di grandi e piccoli terremoti, di valore teorico circa 1.

In realtà i dati sperimentali dimostrano una certa variabilità del *b-value* della G-R nello spazio e nel tempo; un elevato valore di *b* indica che in un'area piccoli terremoti accadono più frequentemente rispetto ai grandi, mentre valori piccoli di *b* suggeriscono una maggior frequenza di grandi eventi, rispetto a sismicità di basso grado. Infine esperimenti di laboratorio hanno indicato una possibile correlazione fra lo stato di sforzo (stress) e il *b-value (D. Schorlemmer, S. Wiemer, M.Wyss, 2005*); si suggerisce pertanto che ad elevati stress corrispondano bassi valori di *b*, e a bassi stress corrispondono elevati valori di *b*.



Fig.2.7 – Tratta da "An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure" by Seth Stein and Michael Wysession - Rappresentazione della relazione frequenza magnitudo per tutti i terremoti con M≥5.0 durante il periodo 1968-97 registrati nel catalogo del National Earthquake Information Center. Il logaritmo del numero di terremoti in funzione della magnitudo produce una retta con pendenza (b) circa 1.

2.6.2. Legge Omori-Utsu

Normalmente un forte terremoto è seguito da una serie di scosse che possono continuare per mesi. Le scosse che seguono un evento di maggiore energia costituiscono una sorta di "riassestamento energetico" del sistema, che segue la scossa principale; le "repliche" sono meno energetiche rilasciando piccoli sforzi localizzati sulla faglia e decrescono con il tempo in magnitudo. Poiché avvengono vicino o addirittura sullo stesso piano di faglia della scossa principale, la loro individuazione permette talvolta di distinguere la faglia dal piano ausiliario e stimare dunque la sorgente del terremoto.

Il numero di scosse di assestamento nel tempo seguono la legge di Fusakichi Omori che nel 1894 pubblicò il suo lavoro in cui affermò che la frequenza delle scosse di assestamento diminuisce con il reciproco del tempo trascorso dopo la scossa principale:

$$N(t) = k/(c+t) \tag{13}$$

dove N sono il numero di scosse; t è il tempo; k e c sono appropriati coefficienti. Nel 1961 Utsu propose una versione modificata:

$$N(t) = k/(c+t)^p$$
 (14)

dove p è il *p-value*: tasso di decadimento tipicamente compreso tra 0,7-1,5; dipende dalla velocità di decadimento degli aftershocks.

Secondo questa relazione il numero di scosse diminuisce rapidamente con il tempo, infatti il numero di eventi è inversamente proporzionale al tempo. Questo ci permette di stimare le probabilità con cui può verificarsi una scossa di assestamento. Quindi, ad esempio, se p=1, il primo giorno sicuramente si verificheranno scosse; il secondo giorno la probabilità diventa 1/2 rispetto a quella del primo giorno; il decimo giorno la probabilità sarà 1/10 di quella del primo giorno.

Poiché questa è una legge empirica, i valori dei parametri sono ottenuti da appropriati dati raccolti in seguito della scossa principale ed essi non suggeriscono specifici meccanismi fisici del terremoto in nessun dato caso.



Fig.2.8 – Tratta da "An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earthstructure" by Seth Stein and Michael Wysession - Il grafico mostra il numero e la distribuzione delle scosse di assestamento nei 22 giorni successivi alla scossa principale avvenuta il 1989 a Loma Prieta in funzione della magnitudo e del tempo. (Courtesy of US Geological Survey).

3.DATI ED ELABORAZIONI

Le contaminazioni dell'errore umano e l'eterogeneità di dati riportati sono presenti in qualsiasi catalogo sismico e spesso condizionano negativamente un'analisi statistica della sismicità (*Michael A. J., and Wiemer S.,2010*). Ad esempio possono essere riportati eventi che non sono terremoti, ma esplosioni. Oppure un'eterogeneità nella determinazione di piccoli eventi in funzione di spazio e tempo e involontari cambiamenti della scala di magnitudo.

Questi problemi devono essere identificati ed esclusi dal catalogo prima di effettuare un'analisi statistica.

Per evitare, o meglio, limitare la possibilità di incorrere in tali problematiche è stato scelto un intervallo di tempo recente (dal 2008 al 2012, estremi inclusi) ed un'area ristretta dell'Italia Nord-orientale (Lat.45°-47°N; Long.9.5°-13.5°E).

Successivamente sono state individuate tre zone distinte sulla base della concentrazione degli eventi sismici sparsi sul territorio:

- Zona 1: latitudine 46.1°-47°N; longitudine 9.7°-11.5°E.
- Zona 2: latitudine 45.7°-46.6°N; longitudine 11.5°-13.5°E.
- Zona 3: latitudine 45.1°-46.1°N; longitudine 9.7°-11.5°E.

I dati sono stati estratti dai Bollettini OGS-CRS dell'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale (OGS) e dal database ISIDe gestito dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV). Questa operazione è stata possibile consultando i dataset online disponibili ai link sopracitati (*vd. Sottocapit. 2.5.1; 2.5.2*) e filtrati secondo i parametri necessari.

In un secondo momento sono stati elaborati tramite un software di uso comune in ambito sismologico (*Zmap, Wiemer S.; 2001*).

Il Software Zmap di S.Wiemer permette di analizzare le variazioni del b-value nel tempo e nello spazio; bisogna comunque affermare che in questo lavoro sono state sfruttate limitate opzioni di calcolo che il programma può offrire.

3.1.Analisi di confronto Bollettini OGS-CRS e ISIDe per l'Area generale

Sulla base dei dati raccolti dai Bollettini OGS-CRS e dal database ISIDe, filtrati attraverso parametri spazio-temporali identici, è stata effettuata un'analisi di confronto tra i due cataloghi con lo scopo di evidenziare eventuali differenze su come lavorano i due Istituti Nazionali, ma soprattutto per poter individuare quale dei due cataloghi è il più completo e più adatto per una descrizione definitiva delle variazioni spazio-temporali dell'Italia Nord-orientale.

3.1.1.Bollettini OGS-CRS



Fig.3.1 - Distribuzione degli eventi sismici estratti dai Bollettini OGS-CRS.

Dopo aver selezionato i dati sismici dal database secondo le coordinate e l'intervallo di tempo precedentemente indicati, il catalogo reso disponibile da OGS-CRS registra un numero totale di eventi pari a 2095.

I valori della magnitudo contenuti nei Bollettini sono compresi tra 0.1 e 4.4. La profondità in cui si sono verificati i terremoti varia da un minimo di 0 ad un massimo di 39.3 km.

I fenomeni sismici più importanti ed evidenziati nella mappa (Fig.3.1) sono:

- 29 ottobre 2011: Monti Lessini, Trentino, M=4.4;
- 24 gennaio 2012: Grezzana, Veneto, M=4.2;
- 9 giugno 2012: Barcis, Friuli, M=4.4.

Una prima analisi è dedicata all'osservazione della distribuzione del numero di eventi nell'intervallo di tempo che intercorre tra il 1 gennaio 2008 e il 31 dicembre 2012.



Fig.3.2 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo.



Fig.3.3 - Relazione tra Numero non cumulativo degli eventi con il tempo espressa attraverso l'istogramma.

La variazione di pendenza della curva mostrata in *Fig.3.2* si ipotizza sia causata dall'installazione di nuove stazioni sismografiche (*Tab.1*). Poiché il loro massimo funzionamento avviene in un secondo momento, un considerevole aumento della sismicità si osserva a partire dal 2010.

Per quanto riguarda quelli che possono essere chiamati "gradini", sono irregolarità locali, come effetto di eventi più energetici seguiti da scosse in accordo con la legge Omori-Utsu. (*vd. Sottocap. 2.6.2*).

Un modo ulteriore per mostrare la relazione tra il numero di eventi (non cumulativo) con gli anni è l'istogramma rappresentato in *Fig.3.3*.

Vengono di seguito riportate le attività sismiche più importanti, mediamente percepite dalla popolazone; per magnitudo ≥ 3.0 , sono state rilevate:

- Inizio 2008:
 - 29 febbraio; scossa di M_D =3.7; Trasaghis, Friuli.
- Metà 2008:
 - 18 maggio; M_D=3.1; Verona, Veneto.
 - 14 luglio; scossa di M_D=3.5; Salò, Lombardia.

- Fine 2008:
 - 9 ottobre; M_D=3.3; Montebelluna, Veneto.
 - 10 ottobre; M_D=3.0; Punta Saldura, Alto Adige.
 - 21 novembre; M_D=3.0; Chiusaforte, Friuli.
 - 13 dicembre; M_D=3.0; Passo di Cassana, Lombardia.
- Inizio 2009:
 - 12 marzo; M_D=3.1; Chiusaforte, Friuli.
- Metà 2009:
 - 7 aprile; M_D=3.0; Villa Santina, Friuli.
 - 12 aprile; M_D=3.1; Pielungo, Friuli.
 - 23 maggio; M_D=3.1; Brenzone, Veneto.
- Fine 2009:
 - 24 ottobre; M_D=3.1; Tolmezzo, Friuli.
 - 30 ottobre; M_D=3.1; Ampezzo, Friuli.
 - 30 ottobre; M_D=3.0; Ampezzo, Friuli.
 - 9 novembre; M_D=3.2; Conco, Veneto.
 - 6 dicembre; M_D=3.3; Cavaso Del Tomba, Veneto.
 - 8dicembre; M_D=3.0; Travagliato, Lombardia.
 - 21 dicembre; M_D=3.5; Cividale, Friuli.
- Inizio 2010:
 - 21 febbraio; M_D=3.0; Ala, Trentino.
 - 7 marzo; M_D=3.3; Barcis, Friuli.
 - 11 marzo; M_D=3.3; Barcis, Friuli.
 - 15 aprile; M_D=3.2; Puos D'alpago, Veneto.
- Metà 2010:
 - 23 giugno; M_D=3.2; Montebelluna, Veneto.
- Fine 2010:
 - 29 settembre; M_D=3.0; Fonzaso, Veneto.
 - 21 ottobre; M_D=3.0; Ala, Trentino.
 - 28 ottobre; M_D=3.0; M. Baldo, Veneto.
 - 25 dicembre; M_D=3.3; Clusone, Lombardia.

- Metà 2011:
 - 29 giugno; M_D=3.1; Motta di Livenza, Veneto.
 - 4 luglio; M_D=3.1; Villa Santina, Friuli.
 - 7 luglio; M_D=3.3; Dolce, Veneto.
 - 8 agosto; M_D=3.0; Lessini, Trento.
- Fine 2011:
 - 4 settembre; M_D=3.1; San Nicolò, Alto Adige.
 - 13 settembre; M_D=3.7; Valdobbiadene, Veneto.
 - 13 settembre; M_D=3.3; Valdobbiadene, Veneto.
 - 23 ottobre; M_D=3.0; Barcis, Friuli.
 - 29 ottobre; M_D=4.4; Monti Lessini, Trentino.
 - 29 ottobre; M_D=3.2; M. Baldo, Veneto.
 - 29 ottobre; M_D=3.0; M. Lessini, Trentino.
 - 30 ottobre; M_D=3.0; M. Lessini, Trentino.
 - 31 ottobre; M_D=3.5; M.Baldo, Veneto.
 - 31 ottebre; M_D=3.6; M. Lessini, Trentino.
 - 5 dicembre; M_D=3.3; Toscolano Maderno, Lombardia.
 - 10 dicembre; M_D=3.1; Brenzone, Veneto.
- Inizio 2012:
 - 24 gennaio; M_D=3.0; Grezzana, Veneto.
 - 24 gennaio; M_D=4.2; Grezzana, Veneto.
 - 25 gennaio; M_D=3.1; Grezzana, Veneto.
 - 16 marzo; M_D=3.4; Merano, Alto Adige.
 - 18 marzo; M_D=3.3; Ala, Trentino.
- Metà 2012:
 - 9 giugno; M_D=4.4; Barcis, Friuli.
- Fine 2012:
 - 16 novembre; M_D=3.1; Riva, Trentino.

Come già precedentemente è stato affermato vi è un rapido aumento degli eventi registrati a partire dalla fine del 2010. Oltre ad una maggiore attività sismica,

come ad esempio la sequenza Ala-Avio a fine del 2011, la variazione è probabilmente da ricollegare all'installazione di un nuovo e più efficace sistema di riconoscimento semiautomatico che permette di identificare eventi di piccola entità ($M_L \le 1.0$). (*vd. Tab.1*).

Il Software permette ora di calcolare quelli che sono i parametri fondamentali della legge frequenza-magnitudo (*Fig.3.4*).



Fig.3.4 - Relazione frequenza magnitudo relativa ai Bollettini OGS-CRS; i parametri: b-value=0.799+/-0.02; a-value= 4.32; a-value annual= 3.62; magnitudo di completezza= 1.6.

Il grafico in *Fig.3.4* è la rappresentazione della relazione Gutenberg-Richter. Il metodo d'interpolazione attraverso cui è stata ottenuta la curva rossa è la "Maximum curvature", una delle opzioni di calcolo più semplici.

La magnitudo di completezza, ovvero la soglia di magnitudo al di sotto della quale non si ha la certezza sull'origine e sull'attendibilità dei dati raccolti di quel determinato evento sismico, è il punto in cui la curva sperimentale devia dall'andamento teorico, calcolato come massima curvatura sul numero di eventi non cumulativo. L'algoritmo del programma, infatti, calcola la derivata nulla della massima curvatura ottenendo il corrispondente valore in ascissa. Conoscere il valore della magnitudo di completezza è un aspetto fondamentale per una valutazione statistica, infatti poiché non tutte le stazioni sono in grado di registrare correttamente i piccoli terremoti, ma solo nei casi in cui accadono nelle loro vicinanze, possono dar luogo ad una eterogeneità nella distribuzione nello spazio degli eventi stessi; al contrario, i grandi terremoti possono essere rilevati anche al di fuori della rete sismografica (*Mignan, A., J. Woessner, 2012*).

Dunque per produrre un risultato significativo da una qualsiasi elaborazione ed essere certi di disporre di un catalogo omogeneo è bene riconoscere la magnitudo di completezza per evitare di incorrere in conclusioni errate.

Dal grafico della Gutenberg Richter (Fig.3.4) risultano i seguenti valori:

- b-value=0.799+/-0.02;
- a-value= 4.32;
- a-value (annual)= 3.62;
- magnitudo di completezza= 1.6.

Sono stati ottenuti attraverso la *maximum likelihood solution* (metodo della massima verosimiglianza).

	Couc	Lautuue	Logitude	Altitude (m)	Start (g/m/a)
Trieste	TRI	45.709	13.7642	161	1963-07-29
Bernadia	BAD	46.234	13.2438	590	1977-05-06
Buia	BUA	46.2167	13.1227	320	1977-05-06
Colloredo	COLI	46.1322	13.377	250	1977-05-06
Bordano	BOO	46.3195	13.0984	444	1977-05-09
Monte Prat	MPRI	46.2408	12.9877	762	1977-05-20
Zouf Plan	ZOU	46.5572	12.9736	1895	1982-10-17
Drenchia	DRE	46.1729	13.6432	810	1982-12-21
Caneva	CAE	46.009	12.4379	870	1983-04-23
Alpe Faloria	AFL	46.5283	12.1755	2235	1988-01-01
Casso	CSO	46.2724	12.3228	1060	1988-01-01
Forcella Aurine	FAU	46.2322	11.9753	1430	1988-01-01
Lussari	LSR	46.475	13.5269	1755	1988-01-01
Montello	MTLO	45.8136	12.0991	350	1988-01-01
Paularo	PLRO	46.5491	13.1481	1410	1988-01-01
Talmassons	TLI	45.9209	13.1032	-74	1988-01-01
Casera Mimoias	CSM	46.5125	12.6515	1635	1994-10-12
Villanova Grotte	VINO	46.256	13.281	608	1995-01-01
Malnisio	MLN	46.1495	12.6154	814	1995-11-02
Cima Grappa	CGRP	45.8806	11.8047	1757	2001-04-21
Jesolo	IESO	45.5178	12.5464	0	2001-05-01
Teolo	TEOL	45.3617	11.674	370	2002-03-06
Acomizza	ACOM	46.5479	13.5149	1715	2003-09-25
Cimolais	CIMO	46.3116	12.4448	710	2005-04-21
Sabotino Mt.	SABO	45.9875	13.6337	575	2006-09-18
Varnada (Col)	VARN	45.9922	12.1051	1265	2006-11-16
Agordo	AGOR	46.2829	12.0472	631	2007-06-01
Zouf Plan	ZOU2	46.5584	12.9729	1911	2007-10-29
Baldo Mt.	BALD	45.683	10.8187	1911	2007-11-08
Fusea	FUSE	46.4142	13.0011	520	2007-12-14
Adria	ADRI	45.0378	12.0166	1	2008-01-26
Gazzo Veronese	GAZZ	45.1134	11.095	12	2009-04-12
Marana	MARN	45.6378	11.2099	785	2009-11-24
Cave del Predil	PRED	46.4428	13.565	902	2010-07-20
Cludinico	CLUD	46.4569	12.8814	635	2011-02-15
Ferrara borehole	FERB	44.9014	11.54	-130	2012-09-08

Tab.1- Elenco stazioni sismiche installate dall' OGS-CRS.



Fig.3.5 - Distribuzione degli eventi sismici estratti dal database ISIDe.

Prendendo in analisi il catalogo estratto dal database ISIDe, si procede come descritto precedentemente. Il numero totale degli eventi rappresentati (*Fig.3.5*) è pari a 1287; sono presenti terremoti con magnitudo che varia da un valore minimo di 0.2 ad un valore massimo di 4.5. Le profondità a cui sono stati rilevati misurano da un minimo di 0.3 ad un massimo di 37.9 km.

Gli eventi evidenziati in figura corrispondono esattamente a quelli mostrati dai Bollettini OGS, ciò che varia è il valore della magnitudo:

- 29 ottobre 2011: Monti Lessini, Trentino, M=4.3;
- 24 gennaio 2012: Grezzana, Veneto, M=4.3;
- 9 giugno 2012: Barcis, Friuli, M=4.5.



Fig.3.6 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo.

Passando all'osservazione della distribuzione del numero di eventi nell'intervallo di tempo che intercorre tra il 1 gennaio 2008 e il 31 dicembre 2012 (*Fig.3.6;Fig.3.7*), la curva di relazione tra il Numero Cumulativo degli eventi e gli anni non evidenzia alcun cambiamento di pendenza, come invece accadeva per i Bollettini OGS, si notano piuttosto le irregolarità dovute al susseguirsi delle scosse di assestamento in seguito agli eventi più energetici.



Fig.3.7 - Relazione tra Numero non cumulativo degli eventi con il tempo espressa attraverso l'istogramma.

Confrontando i maggiori eventi estratti dai Bollettini di OGS-CRS con gli eventi importanti contenuti in ISIDe si sono ricavati i seguenti dati.

Va precisato che gli epicentri associati ai terremoti registrati da ISIDe non corrispondono esattamente a quelli individuati dalla rete di OGS-CRS, ma per una più rapida analisi di confronto sono stati riportati qui di seguito le localizzazioni di OGS-CRS e riscritti tra parentesi i valori di magnitudo di durata dei Bollettini.

- Inizio 2008:
 - 21 gennaio; M_L=3.7; Vaz/Obervaz, Svizzera.(non trovato in OGS)
 - 29 febbraio $M_L = 3.2(3.7)$; Trasaghis, Friuli.
- Metà 2008:
 - 18 maggio; $M_L = 2.8(3.1)$; Verona, Veneto.
 - 14 luglio; scossa di M_L =3.5(3.5); Salò, Lombardia.
- Fine 2008:
 - 9 ottobre; $M_L = 2.8(3.3)$; Montebelluna, Veneto.
 - 10 ottobre; $M_L = 2.8(3.0)$; Punta Saldura, Alto Adige.
 - 21 novembre; $M_L = 2.6(3.0)$; Chiusaforte, Friuli.
 - 13 dicembre; M_L =2.9(3.0); Passo di Cassana, Lombardia.

- Inizio 2009:
 - 12 marzo; $M_L = 2.6(3.1)$; Chiusaforte, Friuli.
- Metà 2009:
 - 7 aprile; $M_L = 2.7(3.0)$; Villa Santina, Friuli.
 - 12 aprile; $M_L = 2.9(3.1)$; Pielungo, Friuli.
 - 23 maggio; $M_L = 2.8(3.1)$; Brenzone, Veneto.
- Fine 2009:
 - 11 settembre; M_L =3.3; Piz Calderas, Svizzera.(non trovato in OGS)
 - 24 ottobre; $M_L = 2.7(3.1)$; Tolmezzo, Friuli.
 - 30 ottobre; $M_L = 2.8(3.1)$; Ampezzo, Friuli.
 - 30 ottobre; $M_L = 2.7(3.0)$; Ampezzo, Friuli.
 - 9 novembre; $M_L = 3.0(3.2)$; Conco, Veneto.
 - 6 dicembre; $M_L = 3.3(3.3)$; Cavaso Del Tomba, Veneto.
 - 8 dicembre; $M_L = 3.0(3.0)$; Travagliato, Lombardia.
 - 21 dicembre; $M_L = 3.4(3.5)$; Cividale, Friuli.
- Inizio 2010:
 - 21 febbraio; $M_L = 2.7(3.0)$; Ala, Trentino.
 - 7 marzo; $M_L = 3.3(3.3)$; Barcis, Friuli.
 - 11 marzo; $M_L = 3.2(3.3)$; Barcis, Friuli.
 - 15 aprile; $M_L = 3.1(3.2)$; Puos D'alpago, Veneto.
- Metà 2010:
 - 11maggio; M_L =3.5; Selvino, Lombardia.(non trovato in OGS)
 - 23 giugno; $M_L = 2.9(3.2)$; Montebelluna, Veneto.
- Fine 2010:
 - 29 settembre; $M_L = 2.8(3.0)$; Fonzaso, Veneto.
 - 21 ottobre; $M_L = 2.8(3.0)$; Ala, Trentino.
 - 28 ottobre; $M_L = 2.8(3.0)$; M. Baldo, Veneto.
 - 25 dicembre; $M_L = 3.3(3.3)$; Clusone, Lombardia.
- Metà 2011:
 - 1 aprile; $M_L = 3.2(2.4)$; Puos D'alpago, Veneto
 - 29 giugno; M_L =3.0(3.1); Motta di Livenza, Veneto.

- 4 luglio; $M_L = 3.0(3.1)$; Villa Santina, Friuli.
- 7 luglio; $M_L = 3.0(3.3)$; Dolce, Veneto.
- <u>17 luglio; M_L =3.1; Castelmassa, Veneto.</u>
- <u>17 luglio;</u> M_L =4.8; Castelmassa, Veneto
- 8 agosto; $M_L = 2.9(3.0)$; Lessini, Trento.
- Fine 2011:
 - 4 settembre; $M_L = 2.9(3.1)$; San Nicolò, Alto Adige.
 - 13 settembre; $M_L = 3.6(3.7)$; Valdobbiadene, Veneto.
 - 13 settembre; $M_L = 3.2(3.3)$; Valdobbiadene, Veneto.
 - 23 ottobre; $M_L = 2.5(3.0)$; Barcis, Friuli.
 - 29 ottobre; M_L =4.3(4.4); Monti Lessini, Trentino.
 - 29 ottobre; M_L =3.2;M. Baldo, Veneto.(non trovato in ISIDe)
 - 29 ottobre; $M_L = 2.4(3.0)$; M. Lessini, Trentino.
 - 30 ottobre; $M_L = 2.7(3.0)$; M. Lessini, Trentino.
 - 31 ottobre; $M_L = 3.2(3.5)$; M.Baldo, Veneto.
 - 31 ottebre; $M_L = 3.4(3.6)$; M. Lessini, Trentino.
 - 5 dicembre; $M_L = 3.1(3.3)$; Toscolano Maderno, Lombardia.
 - 10 dicembre; $M_L = 3.1(3.1)$; Brenzone, Veneto.
- Inizio 2012:
 - 2 gennaio; M_L =3.1;Tiefencastel, Svizzera.(non trovato in OGS)
 - 24 gennaio; $M_L = 2.8(3.0)$; Grezzana, Veneto.
 - 24 gennaio; $M_L = 4.3(4.2)$; Grezzana, Veneto.
 - 25 gennaio; $M_L = 3.0(3.1)$; Grezzana, Veneto.
 - 16 marzo; $M_L = 3.3(3.4)$; Merano, Alto Adige.
 - 18 marzo; $M_L = 3.2(3.3)$; Ala, Trentino.
- Metà 2012:
 - <u>29 maggio;</u> M_L =3.2; Poggio Rusco, Lombardia.
 - 9 giugno; $M_L = 4.5(4.4)$; Barcis, Friuli.
- Fine 2012:
 - 16 novembre; $M_L = 3.0(3.1)$; Riva, Trentino.

Ciò che appare subito evidente è che le magnitudo registrate dalla Rete Sismica Nazionale Centralizzata Italiana sono diverse, raramente uguali a quelle rilevate dal CRS.

Questo è dovuto al fatto che le strumentazioni adottate dai due Istituti Nazionali, pur lavorando con Magnitudo locale e/o di durata, svolgono procedure di elaborazione differenti.

Di norma per basse magnitudo (M \leq 3.7) ISIDe mostra valori più piccoli rispetto ai Bollettini OGS-CRS; al contrario per alti valori di magnitudo (M \geq 4.2) presenta intensità maggiori rispetto ai Bollettini.

Nonostante siano state utilizzate le stesse localizzazioni per una più veloce analisi di confronto, bisogna affermare che gli epicentri non coincidono e possono condizionare un'elaborazione statistica; due sono gli esempi di maggiore rilievo, sottolineati nell'elenco sopracitato: i terremoti del 17 luglio 2011 e del 29 maggio 2012:

17 luglio 2011:

- $M_L = 3.1$; Castelmassa, Veneto.
- $M_L = 4.8$; Castelmassa, Veneto.

Tra gli eventi estratti dal catalogo filtrato di OGS-CRS secondo spazio e tempo desiderati, le scosse sopra elencate non vengono segnalate. Risalendo alle coordinate risulta che l'epicentro individuato da OGS è a San Martino in Spino, Emilia, dunque fuori dall'area considerata.

Allo stesso modo il terremoto del 29 maggio 2012:

- M_L =3.2; Poggio Rusco, Lombardia.

La rete OGS-CRS segnala che l'evento è avvenuto a Mirandola, Emilia, dunque nuovamente fuori dall'area presa in esame.

Le scosse avvenute in Svizzera il 21 gennaio 2008 e l'11 settembre 2009 non sono state riportate dal Bollettino OGS-CRS; se si osservano le *Fig2.5* e *Fig.2.6*, in cui sono rappresentate le posizioni delle stazioni sismografiche, si noterà che la rete di OGS non ha installato alcun sismometro verso il confine con la Svizzera al contrario di quanto accade per INGV.
Secondo la rappresentazione della relazione frequenza-magnitudo (*Fig.3.8*), risultano i seguenti valori:

- b-value= 0.745 + 0.02;
- a-value= 3.93;
- a-value (annual)= 3.24;
- magnitudo di completezza= 1.3.



Fig.3.8 - Relazione frequenza-magnitudo relativa al database ISIDe; i paramenti: b-value= 0.745 +/- 0.02; a-value= 3.93; a-value (annual)= 3.24; magnitudo di completezza= 1.3.

Poiché la rete sismografica di OGS-CRS nasce con la prerogativa di approfondire lo studio dell'attività sismica dell'Italia Nord-orientale appare subito strano che presenti una magnitudo di completezza maggiore (Mc=1.6) rispetto a quella registrata dalla Rete Nazionale di INGV (Mc=1.3). Ma il motivo per cui la magnitudo di completezza è maggiore è da ricollegare al discorso precedentemente trattato, ovvero che le strumentazioni funzionano con procedure di elaborazione differenti per cui INGV attribuisce ai terremoti magnitudo con valori più piccoli rispetto all'OGS.

Dopo aver calcolato la magnitudo di completezza e il *b-value* per entrambi i cataloghi filtrati, è ora possibile rappresentare su mappe la loro distribuzione.

Prima operazione è tracciare sull'Area generale un poligono che ricopra la zona d'interesse all'interno del quale verrà disegnata una griglia con le caratteristiche desiderate; infatti il Software dà l'oppotunità di scegliere e selezionare a propria discrezione diversi parametri:

- si può scegliere di indagare su un Numero definito di eventi oppure su una superficie descritta da una raggio di campionamento costante;
- il raggio di campionamento descrive una circonferenza il cui centro è dato dai nodi della griglia;
- il Software considera solo quei cerchi all'interno dei quali sono stati rilevati un numero minimo di terremoti (scelto nel modo opportuno) che presentano una magnitudo maggiore della magnitudo di completezza;
- la magnitudo di completezza può presentare un valore di correzione.

Per quanto riguarda questo lavoro è stato scelto di utilizzare l'opzione del raggio di campionamento costante in quanto l'utilizzo dell'opzione del "Numero di eventi" non è consigliata poichè il numero dei fenomeni su tutta l'area non raggiunge cifre elevate tali da produrre risultati interessanti e precisi. Inoltre come si può vedere nelle *Fig.3.1; 3.5*, la densità degli eventi distribuiti sul territorio è molto eterogenea e questo comporta rappresentazioni che si riferiscono a porzioni di territorio molto diverse tra loro.I parametri utilizzati per l'analisi dell'Area generale sono:

- OR: raggio costante: 50 km.
- Spaziatura griglia: 0.02°~2km.
- Minimo n° di eventi con M>M_C: 50.
- Valore di correzione Mc: 0.2.

Eventuali spazi bianchi all'interno delle mappe suggeriscono che entro il raggio di ricerca costante non è stato rilevato il numero minimo di terremoti aventi magnitudo maggiore alla magnitudo di completezza.



Fig.3.9 - Distribuzione nello spazio del b-value relativo ai Bollettini OGS-CRS.



Fig.3.10 - Distribuzione nello spazio del b-value relativo al database ISIDe.

In corrispondenza delle tre zone in cui l'Area generale è stata suddivisa si osserva un diverso valore del *b-value*:

Bollettini OGS (Fig. 3.9)

- Zona1: circa 1.1-1.4.

- Zona2: circa 0.6.
- Zona3: circa 1.

<u>ISIDe</u> (Fig. 3.10)

- Zona1: da circa 0.8 a circa 1.1.
- Zona2: da circa 0.8 a 1.
- Zona3: circa 0.9.

La mappa relativa ad OGS (*Fig.3.9*) mette subito in evidenza tre nuclei in cui il *b*value assume valori diversi. ISIDe invece mostra una mappa in cui la diversa distribuzione del *b* non viene sottolineata (*Fig.3.10*), ma al contrario sembra che abbia più o meno gli stessi valori su tutta l'area.



Fig.3.11 - Distribuzione nello spazio della magnitudo di completezza relativa ai Bollettini OGS-CRS.



Fig.3.12 - Distribuzione nello spazio della magnitudo di completezza relativa al database ISIDe.

I valori della magnitudo di completezza sono i seguenti:

Bollettini OGS (Fig. 3.11)

- Zona1: circa 1.8;
- Zona2: circa 1.3;
- Zona3: da circa 2 a circa 2.5.
- <u>ISIDe (Fig.3.12)</u>
 - Zona1: circa 1.4; Zona2: da circa 1.4 a circa 2;
- Zona 3: da circa 1.7 a circa 2.2.

Se si osservano le *Fig.3.9, 3.10, 3.11, 3.12*, appare incoerente la rappresentazione di molti più punti di calcolo nelle realizzazioni di Mc, rispetto alle mappature di *b*. Questo fenomeno può indicare una scarsa significatività del campione di eventi utilizzato; infatti se non si hanno numeri di eventi sismici sufficienti con M>Mc entro il raggio di ricerca per mostrare il risultato del *b-value*, non è possibile che la magnitudo di completezza venga calcolata.

3.2.Analisi di confronto Bollettini OGS-CRS e ISIDe per le Zone 1-2-3

Per una più precisa analisi si procede ora con le singole Zone aventi le seguenti coordinate:

- Zona 1: latitudine 46.1°-47°N; longitudine 9.7°-11.5°E;
- Zona 2: latitudine 45.7°-46.6°N; longitudine 11.5°-13.5°E;
- Zona 3: latitudine 45.1°-46.1°N; longitudine 9.7°-11.5°E.

Per mappare il *b-value* e la magnitudo di completezza sono stati assegnati a ciascuna Zona i seguenti parametri:

Input 1

- OR: 20 km.
- Spaziatura griglia: 0.02°.
- Min. n° di eventi con M>Mc=20.
- Valore di correzione Mc= 0.2.

Input 2

- OR: 30 km.
- Spaziatura: 0.02°.
- Min. n° di eventi con M>Mc=50.
- Valore di correzione Mc= 0.2.

- OR: 50 km.
- Spaziatura: 0.02°.
- Min. n° di eventi con M>Mc=50.
- Valore di correzione Mc= 0.2.

3.2.1.Zona 1



Fig.3.13 - Carta geomorfologica Zona 1.

L'estensione di questa Zona (*Fig.3.13*) copre ad ONO una piccola porzione di Svizzera, OSO una piccola parte di Lombardia ed a Est gran parte delle Province Autonome di Bolzano e Trento. Il territorio è interamente montuoso,costituito in gran parte dalle Alpi Retiche dove spicca al centro dell'immagine la cima di Ortles (3905m), è incorniciato ad Est dalla Valle dell'Adige mentre a SO dalla Valtellina attraverso cui scorre il fiume Adda.

I Bollettini OGS-CRS (*Fig.3.14*) hanno rilevato 268 eventi secondo una profondità che varia da 0.2 a 21 km, considerando terremoti di magnitudo di valore compreso tra 0.5 e 3.4.

Per ISIDe invece (*Fig.3.14*) il numero totale di eventi è di 370 secondo una profondità che varia da 2 a 37.9 km, considerando eventi di magnitudo compresa tra 0.4 e 3.3.



Fig.3.14 - Distribuzione degli eventi sismici estratti dai Bollettini OGS-CRS in alto, dal database ISIDe in basso.

I Bollettini hanno riportato circa 100 eventi sismici in meno rispetto ad ISIDe. Per spiegare questo fatto bisogna fare riferimento alle immagini relative alla disposizione delle stazioni sismografiche (*Fig.2.5;2.6*) appartenenti ai due Istituti Nazionali. Si noterà che INGV ha a disposizione per questa Zona un maggior numero di stazioni.



Fig.3.15 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo.

L'evento importante qui riportato si riferisce al terremoto avvenuto il 16 marzo a Merano, Alto Adige, $M_L = 3.3(3.4)$. Si può notare come i Bollettini di OGS non riportino le piccole scosse avvenute successivamente, data l'assenza di un servizio di monitoraggio specifico per la Provincia Autonoma di Bolzano (*Fig.2.5*).



Fig.3.16 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini OGS-CRS a sinistra, al database ISIDe a destra.

Valori ottenuti secondo la rappresentazione grafica della Gutenberg-Richter:

Be	ollettini OGS-CRS (Fig.3.16):	<u>ISIDe (Fig.3.16)</u> :	
-	b-value: 1.12 +/- 0.06;	- b-value: 0.948 +/- 0.05	;
-	a-value: 4.14;	- a-value: 3.55;	
-	a-value (annual): 3.45;	- a-value (annual): 2.85;	
-	magnitudo di completezza: 1.6.	- magnitudo di complete	zza: 1.2.

Ciò che appare subito evidente è che la magnitudo di completezza dei Bollettini è maggiore rispetto a quello calcolata da ISIDe. È stato riconosciuto che per questa Zona i dati OGS sono meno completi di ISIDe a causa di una diversa distribuzione delle stazioni sismografiche ed al minor numero di eventi registrati; a quanto appena affermato si aggiunge presumibilmente anche un effetto sistematico sulla magnitudo, valutata in modo dissimile.

Per il confronto della distribuzione nello spazio del *b-value* e della magnitudo di completezza, come quanto dichiarato a pag. 42, sono stati applicati i diversi input in modo da ottenere dei risultati il più completi possibile.



Fig.3.17 - Mappa b-value: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

L'elaborazione con dati OGS campiona il valore di *b* solo in alcune porzioni di territorio, stante il limitato numero di eventi identificati, con valori piuttosto dissimili nelle due aree rappresentate (nucleo in blu, e nucleo in toni di rosso); un aumento del *b-value* da NO verso SE si nota anche in ISIDe, pur non coprendo quest'ultima le medesime porzioni di territorio (*Fig.3.17*).



Fig.3.18 - Mappa Mc: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

Allo stesso modo, la magnitudo di completezza non assume un valore significativo (*Fig.3.18*).



Fig.3.19 - Mappa b-value: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

La differenza del *b-value* per i Bollettini diminuisce rispetto a quanto calcolato nel precedente Input; si evidenziano comunque due nuclei distinti (in blu un valore di circa 1.1; in rosso circa 1.6); una migliore distribuzione si osserva per la mappa relativa ad ISIDe.



Fig.3.20 - Mappa Mc: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

Se prima vi era un'incertezza nell'attribuire un valore al *b-value*, scompare sia per i Bollettini che per ISIDe per quanto riguarda la Mc, dove la distribuzione appare sempre più omogenea (*Fig.3.20*).



Fig.3.21 - Mappa b-value: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

ISIDe mostra una distribuzione più omogenea e con una variazione più graduale di *b* rispetto ai Bollettini che invece individuano due aree in cui il *b-value* passa da un valore di circa 1.1 ad un valore di circa 1.8 (*Fig.3.21*).



Fig.3.22 - Mappa Mc: Bollettini a sinistra, ISIDe a destra.

Considerando che il valore della magnitudo di completezza può presentare un errore di 0.2 (*Fig.3.22*), i risultati ottenuti da entrambi i cataloghi sono molto simili ai valori calcolati attraverso la Gutenber-Richter (*Fig.3.16*).

3.2.2.Zona 2



Fig.3.23 - Carta geomorfologica Zona 2.

La zona presa in esame (*Fig.3.23*) comprende ad Ovest la fascia montuosa settentrionale della Regione Veneto e ad Est il Friuli-Venezia Giulia. Nella porzione del Veneto considerata si ritrovano le Dolomiti a NO, mentre a SO la zona prealpina con l'Altopiano di Asiago e del Monte Grappa.

Per quanto riguarda il Friuli-Venezia Giulia, da Nord a Sud si ritrovano le Alpi e Prealpi Carniche, le colline moreniche del Tagliamento, di Udine e di Cividale ed infine una zona pianeggiante che giunge fino al Mar Adriatico.

Il numero totale degli eventi rilevati e registrati nei Bollettini OGS-CRS (*Fig.3.24*) hanno rilevato 1316 eventi secondo una profondità che varia da 0.6 a 39.2 km, considerando fenomeni sismici di magnitudo di valore compreso tra 0.1 e 4.4.

Dal database ISIDe (*Fig.3.24*) sono stati estratti 514 eventi secondo una profondità che varia da 0.3 a 24.6 km, considerando terremoti di magnitudo di valore compreso tra 0.2 e 4.5.



Fig.3.24 - Distribuzione degli eventi sismici estratti dai Bollettini OGS-CRS in alto, dal database ISIDe in basso.

Il numero totale di eventi differisce di 802 terremoti ed il valore della magnitudo di completezza calcolata relativamente ai Bollettini è minore rispetto a quella calcolata dai dati estratti da ISIDe come risulta dalla (*Fig.3.26*) in cui è mostrata la relazione Gutenberg-Richter.



Fig.3.25 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo.

Dalla *Fig.3.25* risulta un cambio di pendenza della curva cumulativa sia per i dati OGS (evidente a partire dal 2011) che per i dati di ISIDe (improvviso aumento di pendenza a partire dal 2009).



Fig.3.26 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini OGS-CRS a sinistra, al database ISIDe a destra.

Valori ottenuti secondo la rappresentazione grafica della Gutenberg-Richter:

Domential OOS-CKS ($rig.3$	ollettini	OGS-CRS	(Fig. 3.20)):
-----------------------------	-----------	---------	-------------	----

- b-value: 0.616 +/- 0.02;
- a value: 3.62;
- a value (annual): 2.92;

b-value: 0.767 +/- 0.04; a-value:3.55;

<u>ISIDe</u> (*Fig.3.26*):

- a-value (annual):2.85;
- magnitudo di completezza: 1.1. magnitudo di completezza:1.3. _

Osservando la Fig.3.26 si nota che per il grafico relativo ai Bollettini l'intersezione della retta con il numero degli eventi è molto approssimativa. In tal caso sarà utile cercare una conferma con la mappa della distribuzione dei valori del *b-value* (*Fig.3.31*).

Per il confronto della distribuzione nello spazio del b-value e della magnitudo di completezza anche in questo caso sono stati applicati gli Input 1-2-3.

Input 1



Fig.3.27 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Nonostante si sia utilizzato un raggio di campionamento piccolo, si è ottenuta una mappa di OGS relativamente completa, al contrario di ISIDe, e con un valore di b omogeneo nello spazio (Fig.3.27). Questo è indice del fatto che nella Zona 2 la rete sismica dell'OGS ha registrato un numero di eventi maggiore.



Fig.3.28 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Vi è invece una maggiore incertezza per quanto riguarda il valore della magnitudo di completezza per entrambi i cataloghi (*Fig.3.28*).





Fig.3.29 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Ancora una volta, i Bollettini di OGS-CRS mostrano una distribuzione del b-value omogenea e maggiormente estesa nella mappa rispetto ad ISIDe (*Fig.3.29*).



Fig.3.30 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS sinistra, ISIDe a destra.

Bisogna notare come la magnitudo di completezza mostrata dalla mappa relativa ad ISIDe (*Fig.3.30*) mostra un'area piuttosto estesa con intensità pari a 2, valore molto più alto di quello determinato attraverso la Gutenberg-Richter (Mc=1.3).



Fig.3.31 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Le mappe (*Fig.3.31*) mostrano un *b-value* leggermente più elevato rispetto a quello ricavato dalla relazione frequenza-magnitudo e confrontandole, i Bollettini presentano una migliore descrizione dell'andamento del *b-value* nello spazio.



Fig.3.32 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Nonostante la mappa relativa ad ISIDe sia piuttosto completa, non è attendibile (*Fig.3.32*); mostra una variazione della magnitudo di completezza con valori che vanno da 1.4 a 2.

I Bollettini invece, come hanno dimostrato fin dall'inizio, presentano dei valori molto simili con quelli ottenuti dalla relazione frequenza-magnitudo, bisogna sempre tener presente che la Mc può assumere un valore di correzione pari a 0.2. La buona risoluzione della rete è da ricollegare ad un numero di eventi significativamente maggiore che permette interpolazioni locali molto più omogenee. Tuttavia questa caratteristica non viene evidenziata dal grafico rappresentante la relazione G-R (Fig.3.26) che per problemi di interpolazione con la *maximum likelihood* si attesta su bassi valori del *b-value* (*b*: 0.616 +/- 0.02) e analogamente a bassi valori di *a-value* (annuale).

3.2.3.Zona 3



Fig.3.33 - Carta geomorfologica Zona 3.

La Zona 3 è incentrata sul Lago di Garda, trova dunque ad Ovest la Lombardia, ad Est il Veneto e a Nord una minima parte del Trentino (*Fig.3.33*).

L'area considerata presenta da Nord a Sud un paesaggio montuoso costituito dalle Prealpi in cui si intagliano da Ovest verso Est la Val Camonica lungo cui scorre il fiume Oglio, immissario del Lago d'Iseo, le Valli Giudicarie, percorse dal fiume Chiese che sfocia nel Lago d'Idro e dal fiume Sarca affluente del Lago di Garda; infine la Valle dell'Adige attraversata appunto dal fiume Adige.

I tre Laghi sopracitati sono di origine glaciale e segnano il confine con la sottostante Pianura Padana.



Fig.3.34 - Distribuzione degli eventi sismici estratti dai Bollettini OGS-CRS in alto, dal database ISIDe in basso.

I Bollettini OGS-CRS (*Fig.3.34*) hanno registrato 422 eventi complessivi secondo una profondità che varia da 0 a 39.3 km, considerando eventi di magnitudo di valore compreso tra 0.2 e 4.4.

ISIDe (*Fig.3.34*) conta 324 terremoti secondo una profondità che varia da 1 a 34.6 km, considerando eventi di magnitudo di valore compreso tra 0.9 e 4.3.



Fig.3.35 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo.

Dalla *Fig.3.35* risulta un cambio di pendenza della curva cumulativa sia per i dati OGS (molto evidente a partire dal 2011) che per i dati di ISIDe (variazione più graduale a partire dal 2010).

Il 29 ottobre 2011, infatti, la popolazione del Trentino meridionale e del Veneto occidentale è stata svegliata da un terremoto avvenuto alle 6:13 ora locale, nella zona di Ala-Avio. Alla scossa principale di M_L =4.4 è seguita una sequenza di terremoti con altri eventi percepiti localmente. L'attività sismica è andata poi calando anche se si registrano tutt'ora eventi di piccola magnitudo.

Una più accentuata pendenza della curva per quanto riguarda i Bollettini è sempre probabilmente legata all'installazione di nuove stazioni sismografiche e la loro entrata in funzione a pieno regime in un secondo momento (*vd.Tab.1*).



Fig.3.36 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini OGS-CRS a sinistra, al database ISIDe a destra.

I valori ottenuti secondo la rappresentazione grafica della Gutenberg-Richter suggeriscono che l'interpolazione sui dati di ISIDe sono meno affidabili rispetto ai dati OGS:

Bollettini OGS-CRS (Fig.3.36):		<u>ISIDe (Fig.3.36)</u> :		
- b-value:0.975 +/-	- 0.07;	-	b-value: 0.808 +/- 0.05;	
- a-value:4.29;		-	a-value:3.63;	
- a-value (annual):	3.59;	-	a-value (annual):2.94;	
- magnitudo di cor	npletezza:2.1.	-	magnitudo di completezza: 1.6;	

I valori della magnitudo di completezza differiscono di molto tra loro (2.1 per OGS, 1.6 per ISIDe), come anche i numeri di eventi attesi secondo G-R: logN(M>0)=3.59 significa 3890 eventi/anno con M>0, rispetto gli 870 attesi con a=2.94, sono quasi 5 volte tanti.

Per il confronto della distribuzione nello spazio del *b-value* e della magnitudo di completezza si procede come precedentemente è stato effettuato per le Zone 1-2.

Input 1



Fig.3.37 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

La copertura dei cataloghi per entrambe le mappe è simile; i *b-values* locali sono mediamente inferiori con ISIDe (*Fig.3.37*).



Fig.3.38 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Anche per quanto riguarda la magnitudo di completezza, ISIDe mostra valori mediamente inferiori rispetto a OGS (*Fig.3.38*).





Fig.3.39 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistrra, ISIDe a destra.

Le mappe presentano dei risultati molto simili (*Fig.3.39*); inizia ad intravedersi un *b-value* distribuito in modo omogeneo.



Fig.3.40 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Anche la magnitudo di completezza sta assumendo valori sempre più omogenei (*Fig.3.40*) e fedeli con quanto calcolato con la G-R (*Fig.3.36*).





Fig.3.41 - Mappa b-value: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Entrambe le mappe (*Fig.3.41*) sono fedeli ai valori determinati dalla reazione Gutenberg-Richter.



Fig.3.42 - Mappa Mc: Bollettini OGS-CRS a sinistra, ISIDe a destra.

Anche la magnitudo di completezza, sempre considerando un errore di 0.2, è molto simile ai valori calcolati inizialmente (*Fig.3.42*).

In conclusione, dall'analisi di confronto tra l'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia e l'Istituto Nazionale di Oceanografia e Geofisica Sperimentale è emerso che le analisi riferite alle diverse zone con diversi criteri di selezione spaziale hanno messo in evidenza diverse anomalie come ad esempio la magnitudo di completezza inversamente proporzionale al numero di eventi registrati; inoltre si sono osservate instabilità negli andamenti evidenziati con diversi raggi di ricerca; vi sono stati effetti sistematici sul *b-value*, ma anche sulla completezza dei due dataset.

Si proseguirà dunque con il dataset OGS in quanto numericamente più rappresentato per la maggior parte del territorio, per analizzare se tali effetti possono essere legati ad instabilità nel fitting, dovute a problemi di completezza del dataset.

3.3. Analisi di sensibilità delle operazioni di calcolo per l'Area generale

È stato precedentemente affermato che è fondamentale conoscere la magnitudo di completezza per evitare di considerare dati che possano condurre a conclusioni errate (*Mignan A., Woessner J., 2012*).

Nel filtro iniziale è stata sostituita la magnitudo minima rilevata e registrata nei Bollettini OGS-CRS con la magnitudo di completezza ottenuta dalla precedente analisi.



Fig.3.43.a) - *Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS originali.*



Fig.3.43.b) - *Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS filtrati.*

Per l'Area generale è stato applicato il seguente filtro:

Magnitudo minima registrata = Mc = 1.6.

Il numero di eventi diminuisce di circa 1000 terremoti (*Fig.3.43.a;b*), e la zona dove appaiono inizialmente le maggiori differenze si trova nel Friuli. Questo indica che in quella regione sono stati rilevati numerosi fenomeni di magnitudo minore di 1.6.



Fig.3.44 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo per i Bollettini originali a sinistra, per i Bollettini filtrati a destra.

L'andamento della curva relativa ai Bollettini filtrati (*Fig.3.44*) è notevolmente più lineare, infatti i terremoti di bassa intensità sono i più frequenti secondo la legge frequenza-magnitudo, rappresentano la maggior parte delle scosse di assestamento. Non considerando i terremoti con una magnitudo minore o uguale alla Mc=1.6 significa non rappresentare quasi la metà dei terremoti responsabili delle irregolarità della curva, ma soprattutto non vengono considerati gli effetti dovuti all'installazione di nuove stazioni sismografiche (Tab.1), che come si è affermato rilevano eventi di piccola entità (M_L≤1.0).



Fig.3.45 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini originali a sinistra, ai Bollettini filtrati a destra.

Si noti come il fitting non rispetta le magnitudo più elevate (*Fig.3.45*), risultando controllato dai valori di magnitudo più rappresentati (nell'intervallo 1.8-2.8 circa); la flessione nel numero di eventi non cumulati (rappresentati dai piccoli triangoli) per valori di magnitudo attorno a M=1.3 e la dispersione per M>3 sono probabili indizi di una mancata omogeneità nei criteri di individuazione dei terremoti e determinazione della magnitudo (*Peruzza, pers. comm.*).

I valori ottenuti dalla Gutenberg-Richter si assomigliano molto: <u>Bollettini originali:</u> <u>Bollettini filtrati:</u>

-	b-value: 0.799 +/- 0.02;	- b-value: 0.803	+/-0.02;
-	a-value: 4.32;	- a-value:4.33;	
-	a-value (annual): 3.62;	- a-value (annual):3.63;
-	magnitudo di completezza: 1.6.	- magnitudo di	completezza:

Vengono di seguito mostrate le mappe rappresentanti la distribuzione del *b-value* e della magnitudo di completezza ottenute dai Bollettini filtrati confrontate con le mappe precedentemente ricavate.

1.6

- OR: raggio costante: 50 km.
- Spaziatura griglia: 0.02°~2km.
- Minimo n° di eventi con M>M_C: 50.
- Valore di correzione Mc: 0.2.



Fig.3.46 - Mappa b-value:Bollettini originali in alto, Bollettini filtrati in basso.

La differenza più evidente si individua nella Zona 2 dove, relativamente ai Bollettini filtrati, viene attribuito un valore del *b-value* pari a 1.1 (*Fig.3.46.*), più o meno uguale a quello calcolato per la Zona1.





Fig.3.47 - Mappa Mc:Bollettini originali in alto, Bollettini filtrati in basso.

Per la distribuzione della magnitudo di completezza (*Fig.3.47.a;b*), laddove è stato applicato il filtro risulta una Mc della Zona 2 più elevata della Zona 1.

3.3.1.Zona 1



Fig.3.48.a) - Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS originali.



Fig.3.48.b) - Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS filtrati.

Il filtro applicato è il seguente (*Fig.3.48.b*):

- M minima registrata = Mc Zona1= 1.6.



Fig.3.49 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo per i Bollettini originali a sinistra, per i Bollettini filtrati a destra.

Il grafico che mette in relazione il tempo con il Numero Cumulativo degli eventi è molto simile (*Fig.3.49*), ciò che varia di poco è il numero totale dei fenomeni sismici.



Fig.3.50 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini originali a sinistra, ai Bollettini filtrati a destra.

Il fitting mostrato dal grafico relativo alla relazione Gutenberg-Richter si mostra esaustivo (Fig.3.50) ed i valori calcolati sono i seguenti:

Bol	lettini	ori	gin	ali:

- b-value: 1.13 +/- 0.07; _
- a-value: 4.15;
- a-vaue (annual): 3.46;
- magnitudo di completezza: 1.6. _
- Bollettini filtrati:
- b-value: 1.12 +/- 0.06;
- a-value: 4.15;
- a-value (annual): 3.46;
- magnitudo di completezza: 1.6 -

I parametri per le operazioni di calcolo utilizzati per tutte e tre le Zone sono unicamente quelli appartenenti all' Input3, poiché precedentemente ha determinato i migliori risultati.



Fig.3.51 - Mappa b-value: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.



Fig.3.52 - Mappa Mc: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.
Le mappe ottenute (Fig. 3.51; 3.52) sono identiche. Per quanto riguarda il b-value, aumenta da NO a SE, mentre la Mc assume un valore superiore alla soglia di filtraggio (Mc=1.8), aumenta rapidamente al confine occidentale e lungo il piccolo allineamento NS di coordinate: latitudine 46.1°-46.3°N, longitudine 10.5°-10.6°E (Adamello).

3.3.2.Zona 2



ZMAP 25-Nov-2013 Fig.3.53 - Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS originali in alto, ai Bollettini OGS-CRS filtrati in basso.

z<39.2 km

Il filtro applicato è il seguente (*Fig.4.53*):

- M minima registrata =Mc Zona 2=1.1.



Fig.3.54 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo per i Bollettini originali a sinistra, per i Bollettini filtrati a destra.

I Bollettini filtrati presentano una curva dall'andamento più regolare (*Fig.3.54*) e registrano circa 300 terremoti in meno. È curioso notare ciò che accade in seguito al grande evento segnato con una stella: nella figura relativa ai Bollettini originali è evidente un rapido aumento di fenomeni nell'arco di poco tempo, al contrario per i Bollettini filtrati questa brusca variazione non viene segnalata.

Ciò significa che avendo filtrato il catalogo si sono esclusi eventi sismici la cui origine è dimostrata. Sarebbe un errore non considerarli.



Fig.3.55 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini originali a sinistra,ai Bollettini filtrati a destra.

Dalla rappresentazione della relazione G-R appare un cattivo fitting complessivo (*Fig.3.55*). Risultano i seguenti valori:

Bollettini originali:

- b-value: 0.616 +/- 0.02;
- a-value:3.62;
- a-value (annual):2.92;
- magnitudo di completezza:1.1



Bollettini filtrati:

- b-value: 0.616 +/- 0.02;
- a-value:3.62;
- a-value (annual): 2.92;
- magnitudo di completezza: 1.1.



Fig.3.56 - Mappa b-value: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.

Le mappe (*Fig.3.56*) sono molto simili, ma non pienamente concordanti con quanto calcolato attraverso la G-R (*Fig.3.55*). Nel grafico infatti appariva un *b*-*value*= 0.616, mentre dalle mappe risulta un aumento di valore in direzione Est.



Fig.3.57 - Mappa Mc: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.

La magnitudo di completezza relativa ai Bollettini filtrati appare aumentare il suo valore in direzione Ovest, mentre per i Bollettini originali, da Est ad Ovest si osserva prima una diminuzione, poi un aumento dei valori Mc. (*Fig.3.56; 3.57*).

3.3.3.Zona 3



Fig.3.58 - Distribuzione degli eventi sismici appartenenti ai Bollettini OGS-CRS originali in alto, filtrati in basso.

Il filtro utilizzato è il seguente (Fig.3.58):

- M minima registrata = Mc Zona 3= 2.1.

Si può notare confrontando le immagini relative alla Zona 3 che anche in questo caso sono stati esclusi numerosi eventi, più di 200 eventi.



Fig.3.59 - Curva di relazione tra Numero Cumulativo dei terremoti e tempo per i Bollettini originali a sinistra, per i Bollettini filtrati a destra.

Ciò che appare è un andamento più regolare della curva relativa ai Bollettini filtrati e ciò è dovuto al fatto che eliminando tutti gli eventi al di sotto della Mc=2.1, equivale ad escludere gli effetti dovuti all'installazione di nuove stazioni sismografiche, che come già è stato detto riescono a rilevare terremoti di piccole intensità ($M_L \le 1.0$). A partire dalla fine del 2011 invece, quando partono sequenze di terremoti significative per l'area, le pendenze delle due curve sono molto simili.



Fig.3.60 - Relazione frequenza-magnitudo relativa ai Bollettini originali a sinistra,ai Bollettini filtrati a destra.

I valori ottenuti dalla rappresentazione della relazione Gutenberg-Richter, in cui il fitting produce un b-value prossimo al valore teorico (*Fig.3.60*), sono i seguenti:

Bollettini originali:

- b-value: 0.975 +/- 0.07;
- a-value:4.29;
- a-value (annual):3.59;
- magnitudo di completezza:2.1.

Input 3

Bollettini filtrati:

- b-value: 0.975 +/- 0.07;
- a-value:4.29;
- a-value (annual):3.59;
- magnitudo di completezza:2.1.



Fig.3.61 - Mappa b-value: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.



Fig.3.62 - Mappa b-value: Bollettini originali a sinistra, Bollettini filtrati a destra.

Le Mappe del *b-value* e della magnitudo di completezza nonostante graficamente appaiano molto diverse (per una scala di colori diversa utilizzata in legenda) sono in realtà molto simili.

In conclusione, al confronto delle singole Zone non sono emerse notevoli differenze, se non per il Numero degli eventi sismici considerati.

Ma se si confronta l'Area generale relativa ai Bollettini filtrati con la Zona 2 sempre filtrata inizialmente, si noteranno delle discrepanze. Infatti se si osserva sulla mappa della distribuzione del *b-value* dell'Area generale, in corrispondenza della Zona 2 esso assume un valore più elevato rispetto a quanto calcolato dall'analisi in dettaglio della medesima Zona.

Per questo motivo per una più corretta descrizione delle variazioni della sismicità in Italia Nord-orientale si considerano i Bollettini originali OGS-CRS.

4.CONCLUSIONI

Sono stati confrontati gli eventi sismici dell'Italia Nord-Orientale (Lat.45°-47°N, Long.9.5°-13.5°E) in un intervallo di tempo che intercorre tra il 1 gennaio 2008 e il 31 dicembre 2012 così come parametrizzati da due enti scientifici, OGS e INGV; dai Bollettini OGS-CRS e il database ISIDe è emerso che entrambe le istituzioni hanno registrato la medesima attività sismica, ottenendo complessivamente un numero di eventi sismici localizzati piuttosto differenti (2095 OGS, 1287 ISIDe); in corrispondenza della Zona 1, ossia nella Provincia di Bolzano, Trento ed una piccola porzione di Svizzera, INGV identifica più eventi rispetto ad OGS, mentre la situazione si inverte nell'area del Lago di Garda (Zona 3) e sopratutto nell'area di confine fra Veneto e Friuli-Venezia Giulia (Zona 2), dove OGS localizza rispettivamente 23% e 61% eventi in più dell'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Contrariamente alle aspettative, il maggior numero di eventi localizzati non si traduce in un valore più basso della magnitudo di completezza (*Fig.3.36*); questo effetto è particolarmente evidenti nella Zona 3, ed è presumibilmente dovuto ad una diversa metodologia nel calcolo della magnitudo fra le due fonti.

I valori del b-value ottenuti dalle interpolazioni della G-R in sottozone dell'area investigata sono ben aderenti ai dati osservati nelle Zone 1 e 3 (dove essi si attestano su valori prossimi all'unità), mentre nella Zona 2 vi è una significativa discrepanza fra osservato e predetto. Questo comporta una certa cautela nell'interpretare il valore del *b-value* piuttosto basso (*b-value*: 0.616 +/- 0.02) ottenuto per la Zona 2. Anche il confronto con il database ISIDe (*b-value*: 0.767 +/- 0.04) (*Fig.3.26*), avvalora comunque l'ipotesi che il *b-value* di questo settore sia minore di 1; seppur il numero di eventi sia decisamente minore, il fitting osservato nel grafico è in quel caso abbastanza soddisfacente.

L'analisi della variazione spaziale dei coefficienti della G-R e del valore di magnitudo di completezza conferma le indicazioni prima menzionate; *b-value* e magnitudo di completezza sono riportate in *Fig. 4.1* e *4.2*. Esse identificano le

zone in cui il monitoraggio strumentale può considerarsi migliore, e per contro le zone meno coperte dall'attuale configurazione di stazioni.



Fig.4.1 - Mappa della distribuzione nello spazio del b-value in Italia Nord-orientale: dati OGS.



Fig.4.2 - Mappa della distribuzione nello spazio della magnitudo di completezza in Italia Nord-orientale: dati OGS

Esperimenti di laboratorio e indagini su vasta scala hanno indicato una possibile correlazione fra lo stato di sforzo (stress) e il *b-value* (*D. Schorlemmer, S. Wiemer, M.Wyss, 2005*); si suggerisce infatti che ad elevati stress corrispondono bassi valori di b, e a bassi stress corrispondono elevati valori di b.

Se si accetta l'ipotesi che in Zona 2 il *b-value* minore di 1 sia un indicatore del maggior stress a cui è sottoposta l'area Veneto-Friulana, può risultare utile soffermarsi quindi sulla Zona 2, descrivendo brevemente gli elementi strutturali principali presenti in quell'area.

In corrispondenza del passaggio tra i rilievi prealpini e l'alta pianura venetofriulana, secondo i lavori più recenti, la sismicità è legata all'evoluzione del sistema di sovrascorrimenti sudvergenti che formano la porzione più esterna del fronte sudalpino orientale (*Fig.4.3*).



Fig.4.3 – Tratta da F. Galadini, M.E. Poli e A. Zanferrari; 2002: "Sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia Nord-orientale". Schema strutturale semplificato del Sudalpino orientale. Legenda: A: sovrascorrimento Asolo-Cornuda; AT: linea dell'Alto Tagliamento; AV: s. di Aviano; BV: s. Bassano-Valdobbiadene; BU: s. di Buia; C: s. di Caneva; DA: s. Dof- Auda; ID: l. di Idria; LB: l. di Belluno; MT: s. Montello-Conegliano; PA: s. di Palmanova; PE: s. periadriatico; PU: s. Pinedo-Uccea; PZ: s. di Pozzuolo; SQ: s. di Sequals; ST: s. Susans-Tricesimo; TH: s. di Thiene-Bassano; UD: s. di Udine; VR: s. della Val Resia; VV: s. della Val Venzonassa.

Dalla fine degli anni '90 infatti sono riprese le ricerche geomorfologiche e geologico-strutturali sul fronte pliocenico-quaternario nell'Italia NE e sul suo potenziale sismogenico (*Ferrarese et al., 1998; Aoudia et al., 2000; Avigliano et al., 2000; Benedetti et al., 2000; Galadini et al., 2001; Sauro e Zampieri, 2001*)

Lo schema strutturale del fronte pliocenico-quaternario aggiornato in *Fig.4.3* evidenzia la segmentazione del fronte stesso in un sistema di thrust arcuati, in massima parte ciechi e spesso caratterizzati da rampe oblique mediante le quali un thrust si accavalla lateralmente su un altro.

In *Fig. 4.4* è rappresentato lo schema dei segmenti ritenuti attivi, accompagnati dalla proiezione in superficie del piano di rottura rettangolare.



Fig.4.4 – Tratta da F. Galadini, M.E. Poli e A. Zanferrari; 2002: "Sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia Nord-orientale". Sorgenti sismogenetiche nel Sudalpino orientale fra Vicenza e il confine con la Slovenia. La numerazione fa riferimento a quanto riportato in Tab.2.

Seismogenic source	Rupt. length <mark>(</mark> km)	Downdip rupture width (km)	Rupt. area (km ²)	Min depth (km)	Max depth (km)	Rake	Slip rate (mm/yr)	Mag	Associated historical earthquake
Thiene-Bassano (1)	20	9.5	190	0	5.75	100°	-	6.43	1117 (Jan. 3) (?)
Asolo-Cornuda (2)	22	11	242	0	6.2	100°	<1	6.49	1695 (Feb. 25)
Montello- Conegliano (3)	30	15	450	0	8.5	100°	<1	6.69	-
Mt. Cansiglio- Mt. Cavallo (4)	15	10	150	0	7	120°	<1	6.28	1936 (Oct. 18)
Polcenigo-Maniago (5)	21	11	231	0	6.2	100°	<1	6.43	1873 (June 29)
Maniago-Ragogna (6)	27	11	297	0	6.2	90°	<1	6.62	-
Periadriatic thrust (Pielungo- Gran Monte) (7)	35	15	525	0	9	75°	-	6.77	1348 (Jan. 25)
Susans- Tricesimo (8)	25	13	325	0	6	75°	<1	6.57	1976 (May 6)
Trasaghis (9)	14	9	126	8.5	14	70°	-	6.22	1976 (Sept. 15)
Pozzuolo (10)	30	15	450	0	7.5	55°	<1	6.69	1511 (March 26)

Tab.2 – Caratteristiche sismogenetiche delle sorgenti di Fig.4.4.

La Zona 2, analizzata nei suoi dati strumentali per un breve periodo di osservazione, interessa grossomodo i segmenti indicati con i numeri dal 3 al 9;

essa è stata storicamente interessata da terremoti rilevanti (M>6) e anche le porzioni non attive in epoca storica sono ritenute potenzialmente in grado di rilasciare eventi simili.

Grazie ai valori ottenuti secondo la relazione Gutenberg-Richter riportati in Fig.3.26 è possibile tentare una stima di quale sia la frequenza media, e quindi la probabilità che eventi particolarmente energetici si verifichino in questa zona.

In *Fig 4.5* vengono rappresentate, in un grafico magnitudo/Numero annuo di eventi con magnitudo superiore alla soglia data, le due rette ottenute rispettivamente dai dati di OGS e di INGV per la Zona 2.



Fig.4.5 - Grafico magnitudo/Numero annuo di eventi. Rette ottenute dai dati di OGS e di INGV per la Zona 2.

In *Fig.4.6* invece le medesime G-R sono espresse in probabilità annuale di occorrenza.



Fig. 4.6 – Grafico relativo alla stima della probabilità annuale relativo ai dati OGS (retta nera), secondo i dati ISIDe (retta rossa).

Secondo i paramatri *a-value* annuale e *b-value* relativi ai Bollettini OGS-CRS e al database ISIDe sono stati calcolati i dati riportati in *Tab.3*.

	Bollettini OGS	ISIDe			
Magnitudo	Probabilità annuale	Probabilità annuale			
6.4	0.0954	0.0082			
6	0.1663	0.0174			
5.5	0.3364	0.0425			

Tab.3 – Probabilità annuali di eventi sismici energetici relativi ai Bollettini OGS e al database ISIDe.

Bibliografia

Castello B., Olivieri M. e Selvaggi G.; 2007: *Local and duration magnitude determination for the italian eathquake catalog.*

Dolce M., Martelli A., Ponza G.; 2010: *Moderni metodi di protezione dagli effetti del terremoto*.

Fowler C.M.R.; 1990: The Solid Earth; An Introduction to Global Geophysics.

Galandini F., Poli M. E. e Zanferrari A.; 2002: Sorgenti sismogenetiche nell'Italia nordorientale.

Gentili S., Sugan M., Peruzza L. e Schorlemmer D.; 2011: *Probabilistic completeness* assessment of the past 30 years of seismic monitoring in northeastern Italy.

Havskov J., Ottemöller L.; 2010: Routine Data Processing in Earthquake Seismology.

ISIDe; 2008-2012: Italian Seismological Instrumental and Parametric Data-base; <u>http://iside.rm.ingv.it/iside/standard/index.jsp.</u>

Michael A. J. e S. Wiemer S.; 2010: CORSSA: the Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.

Mignan A. e Woessner J.; 2012: Estimating the magnitude of completeness in earthquake catalogs, Community Online Resource for Statistical Seismicity Analysis.

OGS; 2008-2012: Bollettino della Rete Sismometrica del Friuli Venezia Giulia: <u>http://www.crs.inogs.it/bollettino/RSFVG/RSFVG.en.html</u>.

Rovida A., Camassi R., Gasperini P. e Stucchi M. (a cura di); 2011: CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani.

Schorlemmer D., Wiemer S. e Wyss M.; 2005: Variations in earthquake-size distribuzion across different stress regimes.

Stein S., Wysession M.; 2003: An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure.

Stucchi M., Meletti C., Montaldo V., Crowley H., Calvi G.M. e Boschi E.; 2011: Seismic Hazard Assessment (2003-2009) for the Italian Building Code.

Sugan M. e Peruzza L.; 2011: Distretti sismici del Veneto.

Wyss M., Wiemer S. e Zùñiga R.; 2001: ZMAP a tool for analyses of seismicity patterns; tipical applications and uses: a Cookbook.