

G. BRESSAN

INDAGINE SISMOLOGICA DEGLI ABITATI DI CAVAZZO CARNICO E TRASAGHIS (FRIULI)

A SEISMOLOGICAL INVESTIGATION OF CAVAZZO CARNICO AND TRASAGHIS (FRIULI)

Riassunto breve — Con l'analisi di mappe di isosiste di eventi sismici, con area epicentrale localizzata all'interno del Friuli-Venezia Giulia, condotta secondo la teoria formulata da SHEBALIN N.V. (1973), vengono evidenziate le principali strutture tettoniche sismogenetiche. La parte successiva, dedicata alla microzonazione, si articola nella presentazione di alcuni spettri di risposta del terreno ottenuti dalla registrazione di microsismi, al fine di definire compiutamente la risposta sismica locale di alcuni siti ubicati a Cavazzo Carnico e Trasaghis.

Parole chiave: Tettonica, Sismologia, Microzonazione, Microsismi.

Abstract — *The first part of the study is dedicated to recognize active faults in the Friuli-Venezia Giulia region, particularly near Cavazzo Carnico and Trasaghis, according to SHEBALIN's theory (1973). Successively microtremor spectra are proposed in predicting resonance frequencies of the surface layers at some sites of Cavazzo Carnico and Trasaghis.*

Key words: *Tectonics, Seismology, Microseismic Zoning, Microtremors.*

1. Introduzione

La zonazione sismica di una data regione consiste nel determinare e delimitare aree con diversa sismicità o diverso pericolo sismico nella prospettiva di pianificare l'uso del territorio in maniera tale da ricondurre ad un valore prefissato il rischio.

Oltre ai parametri che possono definire su basi precise la sismicità di un'area (il terremoto massimo possibile con il periodo di ritorno, la "scuotibilità", ecc.) parti-



Fig. 1 - Ubicazione dell'area studiata (in retino punteggiato).
- The Cavazzo - Trasaghis area (dotted).

colare importanza riveste l'elaborazione di carte sismotettoniche con le quali, una volta nota l'età delle dislocazioni tettoniche, si può estendere nel tempo la sismicità dell'area stessa.

Si è accertato che la caduta tensionale che si verifica entro la faglia al momento dell'evento sismico risulta proporzionale alla rigidità delle rocce interessate e al valore del rigetto manifestatosi. Secondo alcuni studiosi l'energia rilasciata durante un forte terremoto è proporzionale non solo alla lunghezza della faglia, ma anche al quadrato del valore del rigetto. Appare chiaro che, essendo la magnitudo correlata all'energia, essa lo sarà anche alle dimensioni della faglia "attiva", intendendo con questo termine tutte le dislocazioni tettoniche che sono state interessate da movimenti a partire dal Pliocene ("Neotettonica") nonché quelle faglie alle quali è stato possibile associare un terremoto storico, argomento, questo, che costituisce la prima parte dello studio svolto. Mediante alcune relazioni empiriche si associa poi a ciascuna faglia attiva, noti

lunghezza e rigetto, la magnitudo massima che può generare e, una volta acquisite le leggi di attenuazione, si estende la magnitudo così ottenuta all'area interessata.

E' noto che, a seconda delle condizioni geologiche e delle particolarità morfologiche sia superficiali che sepolte rilevabili localmente, si può avere incremento o attenuazione dell'energia sismica in maniera tale che edifici simili e ubicati l'uno in prossimità dell'altro possono esibire comportamenti estremamente diversi tra loro durante un terremoto. Quando si analizza su piccola scala la risposta di una determinata area ad un particolare terremoto si parla di microzonazione, tema affrontato in questo studio con particolare riferimento all'impiego di spettri di risposta del terreno ottenuti con la registrazione dei microsismi, metodo che è stato adottato per la definizione della risposta sismica locale di alcuni siti ubicati a Cavazzo Carnico e Trasaghis.

I temi trattati nella presente ricerca sono parte integrante del mio studio di tesi di laurea "Elementi morfogenetici ed analisi del comportamento sismotettonico dell'area di Cavazzo Carnico e Trasaghis", inedito, i cui relatori, prof. Marcello Riuscetti e prof. Franco Vaia, desidero ringraziare sentitamente per i preziosi suggerimenti e la cortese disponibilità accordatimi.

2. Analisi della morfologia di mappe di isosiste

Il criterio di studio impiegato per poter associare terremoti storici alle faglie attive e valutare l'attenuazione dell'energia proveniente dagli eventi sismici stessi si ispira alla teoria formulata da SHEBALIN N.V. (1973).

Secondo SHEBALIN N.V. le isosiste di un terremoto superficiale non sono circolari in quanto l'ipocentro non può essere considerato puntiforme e la loro distribuzione è influenzata dai meccanismi focali e dalle strutture regionali. In accordo con tale teoria esistono, infatti, isosiste di grado massimo e minimo che non si assomigliano per uno stesso terremoto. La distribuzione e l'allungamento delle isosiste di grado massimo sono determinati dai meccanismi focali mentre l'allungamento delle isosiste di grado minore è influenzato dall'andamento delle strutture regionali.

In genere l'isosista di grado massimo può essere assimilata a un'ellisse e la direzione del suo asse maggiore viene considerata come la direzione della probabile superficie di rottura. Secondo il modello elaborato denominato "modello periferico", le vibrazioni macrosismiche distruttive, con periodi predominanti compresi tra 0.1 s e

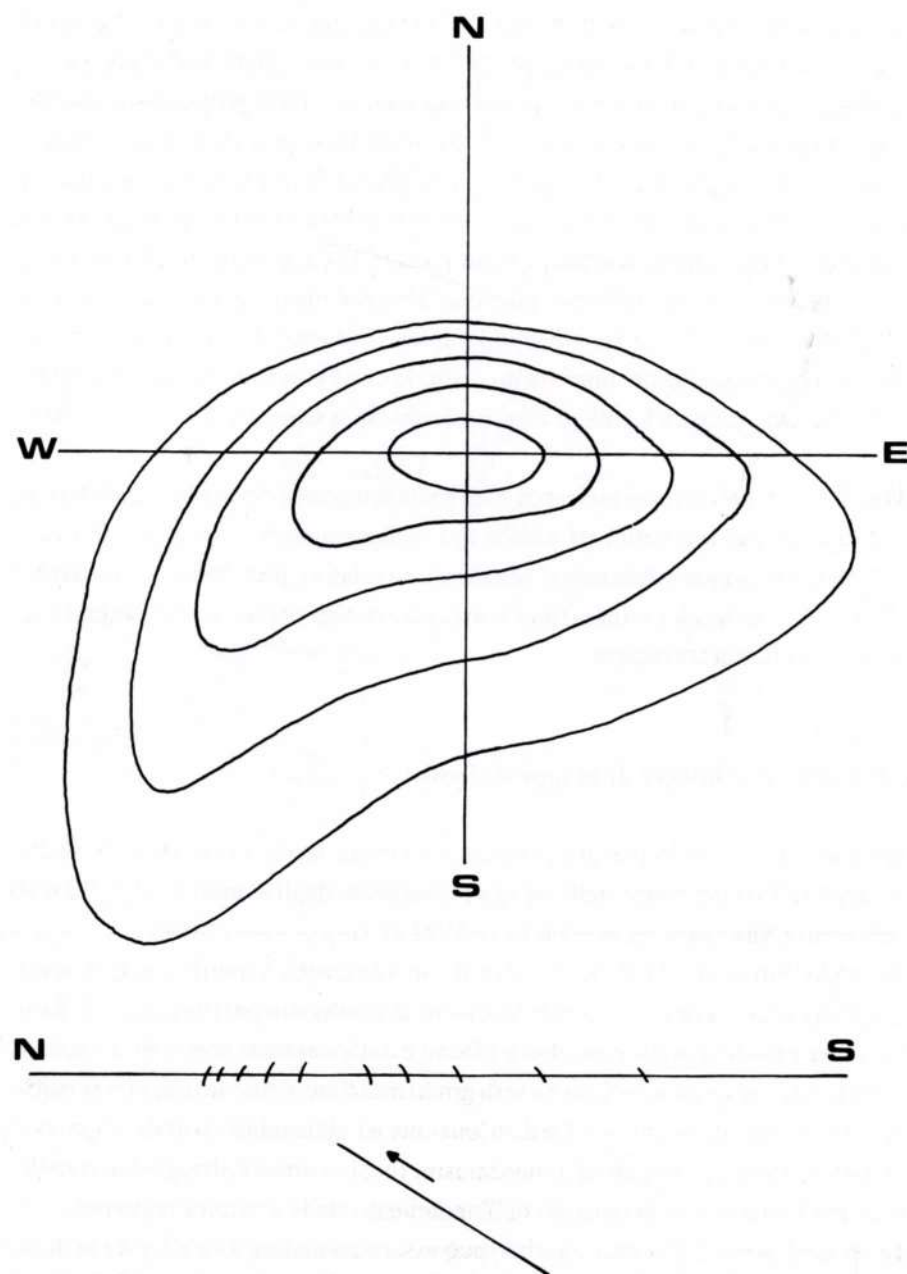


Fig. 2 - Isosiste teoriche e relativa sezione N-S.
- Theoretical isoseismal map and N-S section.

2.0 s, sono prodotte da un insieme di sorgenti distribuite lungo la superficie di rottura o vicino a essa, causate da irregolarità nel movimento lungo una superficie di rottura dall'andamento complesso o da faglie secondarie. Dato che le isosiste di un terremoto si possono immaginare come l'intersezione dei fronti d'onda dell'energia che si propaga con la superficie, si può considerare l'ipocentro come costituito da una sorgente che si muove lungo il piano di rottura emettendo segnali. Alla fronte i treni d'onda tendono a sovrapporsi l'uno all'altro per cui le isosiste saranno più vicine e l'intensità sarà

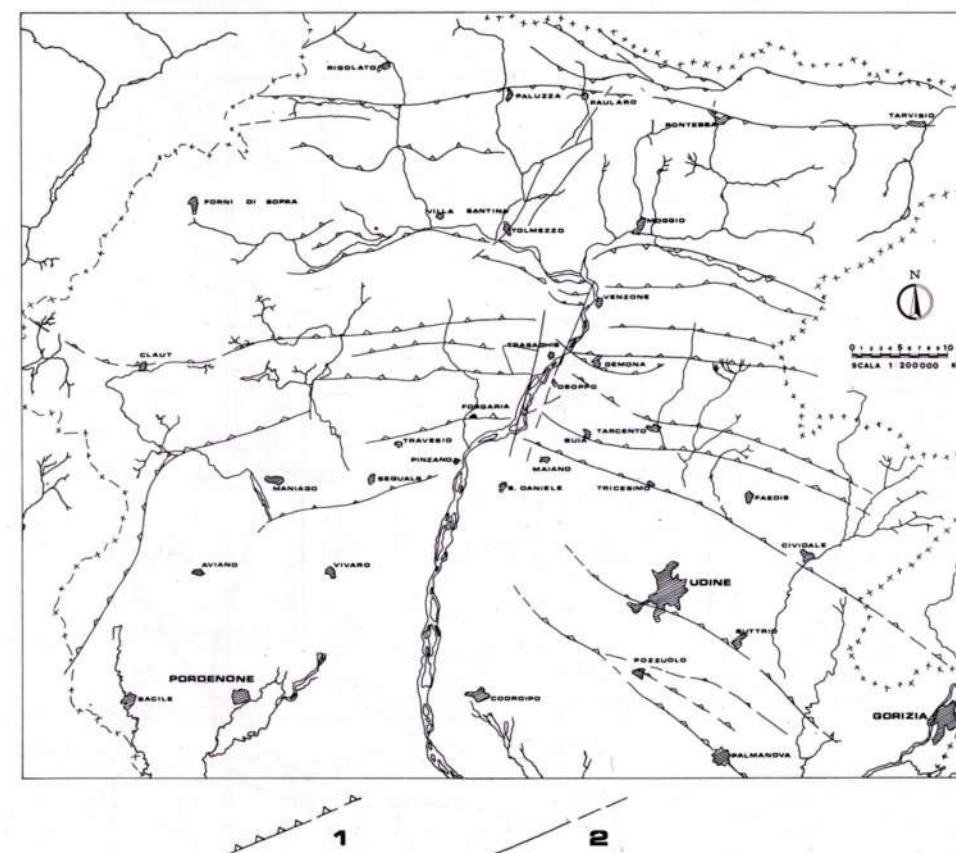


Fig. 3 - Schema tettonico regionale (da AMATO A. et alii, 1976, modificata) in cui:
1 = sovrascorrimenti affioranti o sepolti; 2 = faglie affioranti o sepolte.
- Tectonic map of the Friuli-Venezia Giulia region (by AMATO A. and others, 1976, modified): 1 = real or covered overthrusts; 2 = real or covered faults.

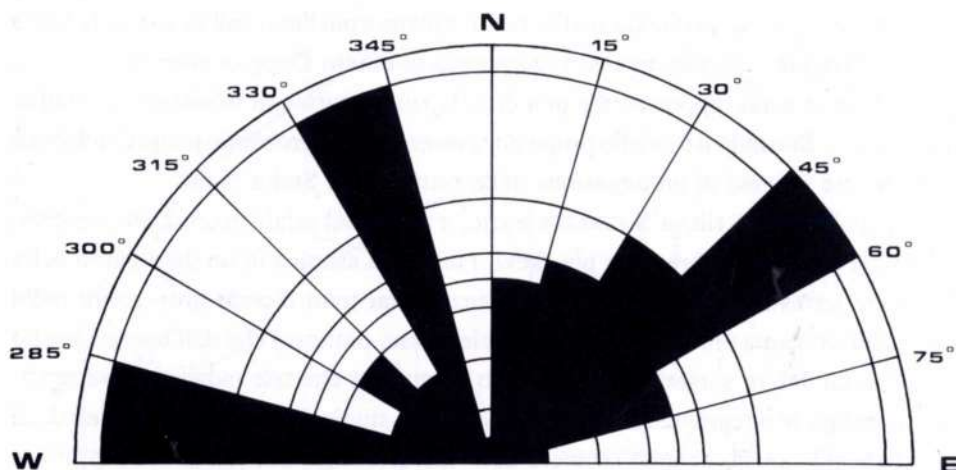


Fig. 5 - Diagramma azimutale di frequenza delle direzioni di allungamento di isosiste di grado massimo.

- Frequencies of the extension directions of highest intensity isoseismal lines (azimuthal graph).

Forgaria. Un altro elemento tettonico importante è la faglia inversa a direzione ENE-WSW presente nella zona di Sequals. La bassa attenuazione notata per le zone di Moggio e Pontebba può essere messa in relazione con due elementi tettonici a carattere regionale: la "Linea Pontebba-Fella-Sava" e la "Linea della Val Resia"; nell'estremo settore orientale si assiste altresì a una notevole complicazione tettonica per la presenza di faglie a direzione N-S e di sovrascorrimenti paralleli alle due linee menzionate sopra.

La bassa attenuazione dell'energia nella zona compresa tra Tolmezzo e Paularo può essere messa in relazione con le "Dislocazioni del But-Chiarsò", sistema di faglie subverticali a carattere trascorrente che dislocano i sovrascorrimenti e che sembrano, dall'analisi di isosiste di più terremoti con epicentro nella zona, incanalare l'energia secondo una direzione all'incirca NNE-SSW. Va inoltre messo in rilievo che la direzione probabile di un movimento di rottura per terremoti con epicentro nell'area in questione è secondo NNE. Ancora bassa attenuazione si nota nella zona compresa tra Val dell'Arzino e Val del Tagliamento e tra Tolmezzo e Osoppo ove l'assetto tettonico è estremamente complesso (fig. 6). Va comunque rilevato che, oltre agli elementi tettonici sopra enunciati, anche fattori locali come depositi alluvionali poco

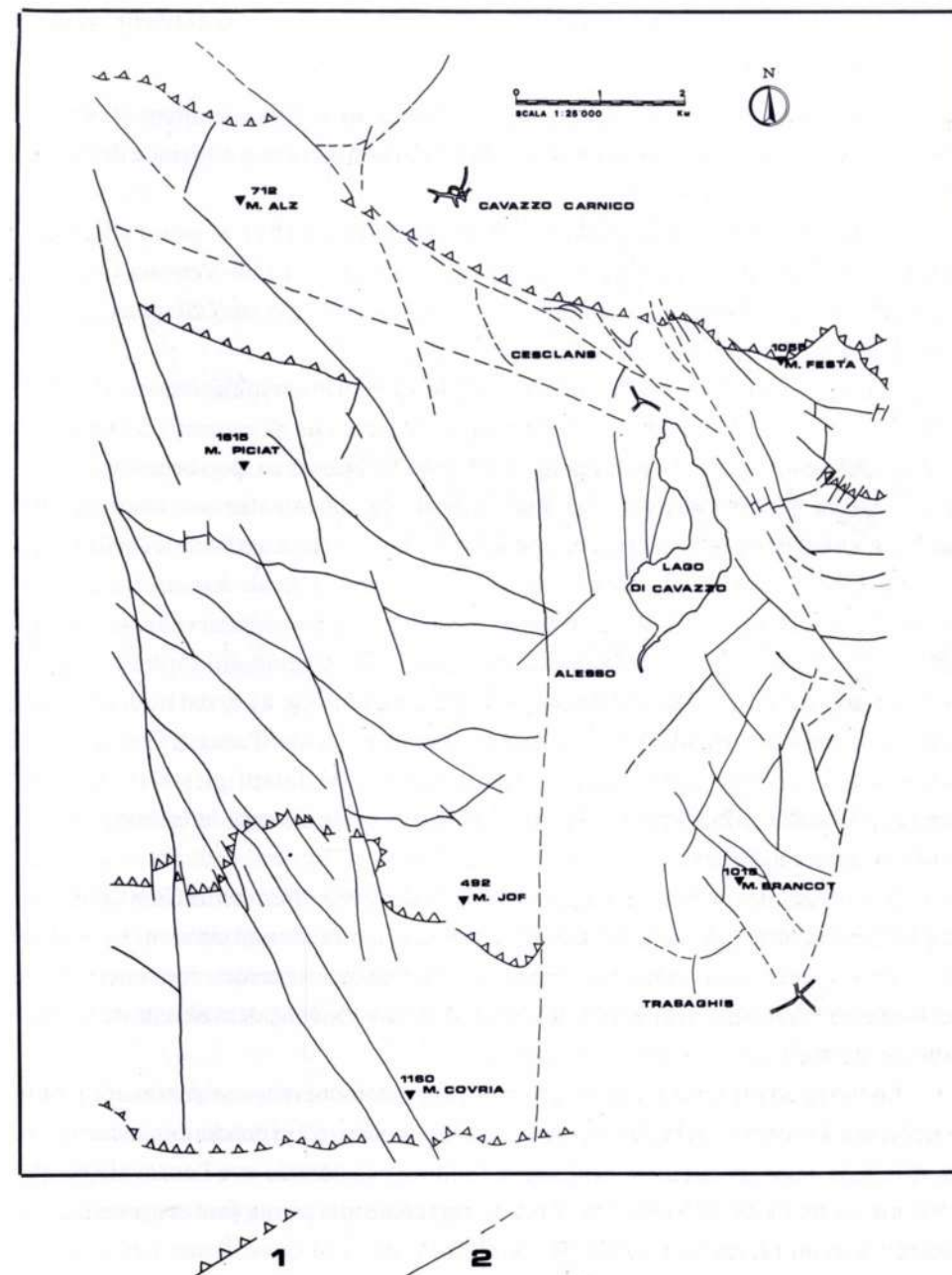


Fig. 6 - Schema tettonico dell'area di Cavazzo Carnico e Trasaghis in cui: 1 = sovrascorrimenti affioranti o sepolti; 2 = faglie affioranti, coperte o presunte.
- Tectonic map of Cavazzo Carnico - Trasaghis area: 1 = real or covered overthrusts; 2 = real, supposed or covered faults.

potenti (Gemona, Venzona, Tolmezzo) o ridottissimi e poco compatti (Cavazzo Carnico) possono aver influito in maniera determinante sulla propagazione dell'energia.

Utilizzando poi 84 mappe di isosiste di terremoti dal 1511 ai giorni nostri con epicentro localizzato all'interno o ai margini della regione Friuli-Venezia Giulia, è stato elaborato un diagramma azimutale di frequenza delle direzioni di allungamento delle isosiste di grado massimo (fig. 5).

Il diagramma mette in evidenza tre massimi per gli intervalli azimutali 45° - 60° , 270° - 285° e 330° - 345° . Il primo massimo, dal momento che gli epicentri dei terremoti in questione sono in gran parte ubicati nell'area di Tolmezzo, può essere messo in relazione con le "Dislocazioni del But-Chiarsò" la cui orientazione coincide con quella di allungamento delle isosiste considerate. Il secondo massimo è da mettersi in relazione con i principali sovrascorrimenti regionali i quali hanno quasi tutti orientazione all'incirca E-W. Il massimo corrispondente all'intervallo azimutale 330° - 345° è correlabile con le faglie a carattere trascorrente presenti soprattutto nella zona compresa tra la valle dell'Arzino e il Tagliamento (fig. 6) e, dal momento che gran parte degli epicentri dei terremoti in questione è ubicata nell'area di Claut e Forni di Sopra, anche con i sovrascorrimenti presenti in tale zona. Infatti queste strutture tettoniche qui mutano direzione orientandosi a Nord e determinando in tal modo un assetto molto complesso.

Restringendo il campo di indagine attorno alla zona di Cavazzo Carnico e Trasaghis, area investigata anche con analisi aerofotogrammetrica, si osserva (fig. 6) che in questo settore sono presenti i principali lineamenti tettonici con importanza regionale; si applicano in tal modo a queste dislocazioni le considerazioni testé formulate per le strutture sismogenetiche regionali.

Riassumendo brevemente le caratteristiche tettoniche di quest'area si nota che è interessata da sovrascorrimenti di importanza regionale, il cui condizionamento geomorfologico è particolarmente evidente nel settore occidentale ove l'accavallamento delle masse rocciose da Nord verso Sud, conseguente alla prima fase orogenetica, ha determinato un assetto strutturale ad "embrici".

Le faglie con orientazione Nord-Sud sono contemporanee ai sovrascorrimenti con movimenti successivi di ripresa, mentre le altre serie, fra cui la più importante è rappresentata dalle faglie trascorrenti orientate all'incirca NW-SE e NNW-SSE, sono successive in senso cronologico e quindi per la loro attività, con movimenti riconosciuti da BOSELLINI A. & SARTI M. (1978) nel Pliocene. In realtà questi movimenti

sono ricostruibili anche per il Neozoico in quanto ne esistono testimonianze certe rappresentate da discontinuità che interessano i depositi quaternari cementati dei dintorni di Cesclàns.

3. Microzonazione

3.1. Cenni introduttivi

Quando si passa dalla sismicità di una zona di dimensioni regionali a quella di un sito dell'ordine di un territorio comunale ci si addentra nel campo di indagine della microzonazione. Tale studio, pertanto, consente di scendere in dettaglio nel problema della risposta di una zona a una particolare sollecitazione sismica ed è giustificato dall'influenza che esercitano le condizioni geologiche locali (SEED H.B., UGAS C. & LYSMER J., 1976; MOHRAZ B., 1976) e le particolarità morfologiche sia superficiali che sepolte (DAVID L. & WEST L., 1973; BOUCHON M., 1973), che talvolta hanno un ruolo preponderante nel danneggiamento superficiale (POCESKI A., 1969; JACKSON P.S., 1971).

Durante un sisma l'amplificazione del moto del suolo, laddove tra bed-rock e strato superficiale vi sia una considerevole differenza di impedenza acustica (prodotto della velocità delle onde elastiche per la densità del mezzo) è dovuta a una multi-riflessione dal tetto al letto dello strato superficiale e somma in fase delle onde sismiche oscillanti con frequenze prossime a quelle del terreno (OKAMOTO S., 1973).

La situazione geologica locale di un particolare luogo pertanto modifica l'"input sismico", strettamente dipendente dai meccanismi focali, dalla magnitudo, dalla distanza ipocentrale, dal tipo di percorso seguito dalle onde, in maniera tale che l'ampiezza del moto del suolo aumenta in una certa banda di frequenza e diminuisce in un'altra.

La distribuzione dei danni in superficie è dovuta al fatto che le condizioni geologiche locali amplificano la sollecitazione tellurica in una gamma di frequenze che coincide con quella delle frequenze proprie di oscillazione delle strutture danneggiate e pertanto risulta critica per le strutture stesse; è quindi importante determinare con la maggior precisione possibile le frequenze proprie di vibrazione del terreno, anche in considerazione del fatto che la durata media del moto del suolo presenta delle differenze sensibili a seconda dei diversi tipi di terreno e delle diverse distanze ipo-

centrali (TRIFUNAC M.D. & BRADY A.G., 1975).

L'amplificazione o l'attenuazione della sollecitazione sismica, secondo la letteratura esistente, è funzione della velocità delle onde di taglio, della densità e della natura viscoelastica del terreno di fondazione, dello spessore dello strato superficiale, del suo contenuto d'acqua e della morfologia sia superficiale sia sepolta.

3.2. Microzonazione mediante l'analisi di spettri di microsismi

Il metodo impiegato per valutare la dipendenza degli effetti della amplificazione di alcuni siti dalla frequenza è l'analisi di spettri di microsismi (o tremori del suolo).

I microsismi sono oscillazioni del suolo di ampiezza compresa tra 0.1 e 5 μm , con frequenza variabile da 0.5-1 a 20 Hz e sono prodotti da sorgenti naturali come il vento, le onde oceaniche, reazioni geotermiche e piccolissimi terremoti e da sorgenti artificiali come il traffico, le fabbriche, le attività umane in genere.

Secondo KATZ L.J. (1976) le onde marine, il vento, il traffico generano onde di Rayleigh mentre i tremori appartenenti alle frequenze superiori a 1-3 Hz sono costituiti da onde di compressione generate da debolissimi terremoti e da dilatazioni termiche profonde. Dal momento che le onde di Rayleigh sono di piccola ampiezza e tendono ad estinguersi rapidamente in profondità, in assenza di disturbo dovuto ad attività umane i microsismi sono costituiti essenzialmente da onde di compressione che arrivano in superficie con un'incidenza quasi verticale.

Nel dominio delle frequenze lo spettro $S(\omega)$ di un sismogramma registrato è espresso dalla seguente relazione di convoluzione:

$$S(\omega) = G(\omega) * R(\omega) * T(\omega) * I(\omega)$$

dove $G(\omega)$ rappresenta la sorgente del moto, $R(\omega)$ l'effetto del tragitto, $T(\omega)$ le caratteristiche litologiche locali e $I(\omega)$ la risposta strumentale.

Come già espresso precedentemente, l'effetto usuale di un deposito superficiale a bassa velocità su onde sismiche incidenti è quello di amplificare il moto in una banda di frequenza che dipende dallo spessore e dalle proprietà elastiche del deposito stesso (frequenze proprie del terreno). Dato che i microsismi costituiscono il "rumore di fondo" terrestre e che lo spettro di questo rumore lo si può intendere piatto per una larga banda di frequenza, il terreno superficiale opera da "filtro" nei confronti di questo spettro piatto, lasciando passare le frequenze o le bande di frequenza uguali a

quelle proprie di vibrazione del terreno. In tale maniera si possono evidenziare frequenze o bande di frequenza "pericolose" per gli edifici da costruire nella zona.

La critica più severa che viene mossa a questa metodologia (SEED H.B. & IDRIS I.M., 1969; UDWADIA F.E. & TRIFUNAC M.D., 1973) è che il terreno, quando è sollecitato dai microsismi, assume un comportamento quasi elastico che è molto diverso da quello elasto-plastico e plastico causato da terremoti molto forti ($M > 6$).

D'altro canto però i risultati ottenuti da KANAI K. & TANAKA T. (1961), POCESKY A. (1969), KATZ L.J. (1978), rappresentano un valido sostegno dell'applicazione di questo criterio di studio che, tra l'altro, è vantaggioso dal punto di vista economico ed eseguibile in tempi brevi in zone ove manchino dati sulla risposta locale come registrazioni strong-motion e non si conoscono dettagliatamente le caratteristiche elastiche del terreno.

3.3. Proposta di microzonazione degli abitati di Cavazzo Carnico e Trasaghis

3.3.1. Analisi di sondaggi sismici

In fig. 7 e fig. 8 è riportata l'ubicazione delle stazioni di registrazione dei microsismi e dei sondaggi sismici a rifrazione eseguiti con un apparecchio BISON, modello 1580, a sei tracce, con energizzazione mediante mazza, per definire le caratteristiche geologiche degli strati superficiali.

Per l'interpretazione di questi sondaggi ci si è serviti di alcuni rilievi geofisici e di un sondaggio meccanico già esistenti.

I sondaggi C_1 , C_2 , C_3 , C_4 , C_5 e C_6 eseguiti a Cavazzo Carnico (fig. 7), hanno messo in evidenza la bassa velocità di propagazione delle onde P nello strato aerato, che oscilla tra 210 m/s e 260 m/s, con uno spessore variabile tra 1 metro e 4 metri circa.

Questo strato è costituito da materiale di riporto con ghiaia, ciottoli e sabbia grossolana alternati a limo argilloso con intercalazioni torbose. L'associazione predominante è costituita da ghiaia e sabbia con una percentuale di limo e argilla superiore al 25%.

Ad eccezione dello stendimento C_1 , in cui compaiono due strati, gli altri sondaggi mettono in evidenza tre strati. Dal sondaggio C_1 si evidenzia ad una profondità di 4 metri uno strato a velocità di circa 2100 m/s, interpretato come substrato roccioso,

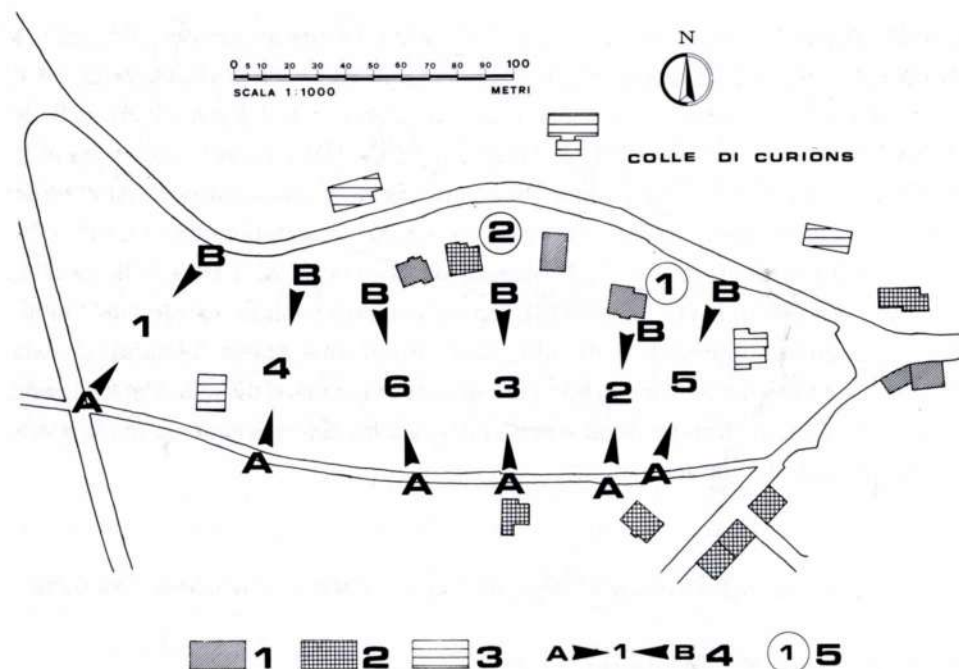


Fig. 7 - Ubicazione dei sondaggi sismici e distribuzione dei danni a Cavazzo Carnico: 1 = edifici demoliti o gravemente danneggiati; 2 = edifici mediamente danneggiati; 3 = edifici lievemente danneggiati o illesi; 4 = sondaggio sismico; 5 = stazione di registrazione di microsismi.

- *Seismic refraction bases location and damage distribution at Cavazzo Carnico: 1 = demolished or heavy damaged buildings; 2 = little damaged buildings; 3 = slightly damaged buildings; 4 = seismic refraction base; 5 = microtremor recording station.*

costituito da calcari marnosi, fratturati, intercalati a marne, che affiorano a pochi metri di distanza nel colle di Curions.

Dei tre livelli rilevati dagli altri sondaggi, il sub-aerato ha velocità variabile da 430 m/s a 630 m/s, con spessori compresi tra i 4 e gli 8 metri circa e dovrebbe essere costituito da ghiaia e rari ciottoli in abbondante matrice di limo e sabbia. Le variazioni della velocità in questo caso sono dovute alle variazioni percentuali delle singole classi granulometriche diversamente distribuite sia in orizzontale che in verticale.

Il terzo strato ha velocità compresa tra 1900 m/s e 2500 m/s, è presente a

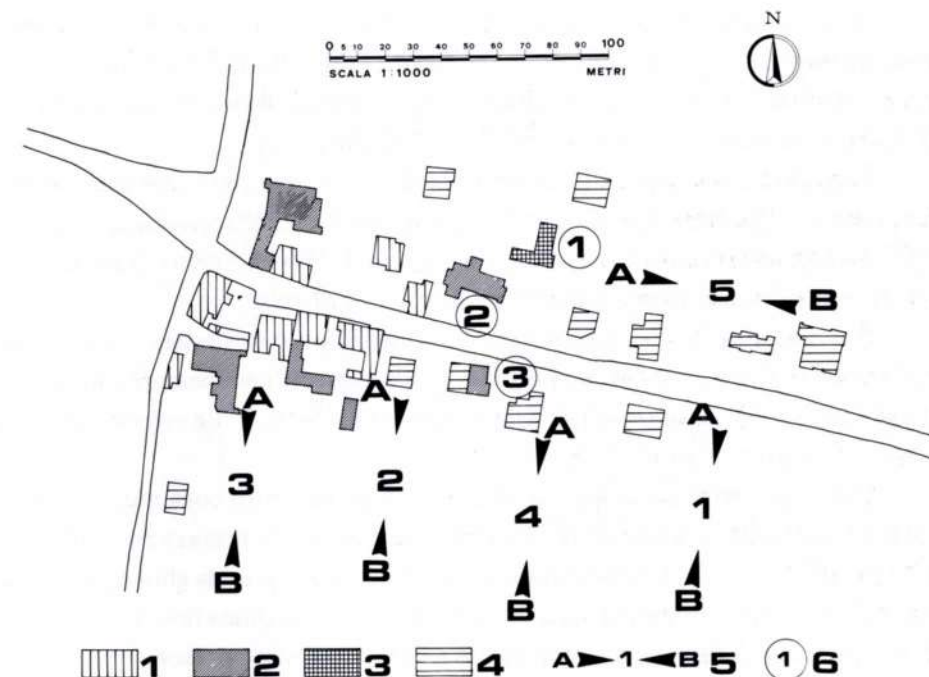


Fig. 8 - Ubicazione dei sondaggi sismici e distribuzione dei danni a Trasaghis: 1 = edifici crollati; 2 = edifici demoliti o gravemente danneggiati; 3 = edifici mediamente danneggiati; 4 = edifici lievemente danneggiati o illesi; 5 = sondaggio sismico; 6 = stazione di registrazione di microsismi.

- *Seismic refraction bases location and damage distribution at Trasaghis: 1 = collapsed buildings; 2 = demolished or heavy damaged buildings; 3 = little damaged buildings; 4 = slightly damaged buildings; 5 = seismic refraction base; 6 = microtremor recording station.*

profondità variabili dai 5 ai 10 metri circa ed è stato interpretato come substrato roccioso costituito da calcari marnosi, fratturati, intercalati a marne.

I sondaggi T₁, T₂, T₃, T₄ eseguiti a Trasaghis (fig. 8) hanno attraversato tre strati del sottosuolo.

Il sondaggio T₁ ha messo in evidenza un aerato con velocità di 420 m/s con spessore dai 5 (caposaldo B) ai 7 metri circa (caposaldo A). Lo strato sottostante presenta una velocità di 1300 m/s e spessore compreso tra 5.5 (estremo A) e 12.5 metri (estremo B); nell'ultimo strato la velocità è di 2600 m/s.

In corrispondenza del sondaggio T₂ l'aerato ha una velocità di 400 m/s e spessore variabile tra 1.5 (caposaldo A) e 3 metri (caposaldo B). Lo strato sottostante, a spessore variabile tra 7.5 (estremo B) e 8.5 metri (estremo A) evidenzia una velocità di 650 m/s; la velocità del terzo strato è di 2050 m/s.

L'aerato del sondaggio T₃ ha una velocità di 340 m/s circa, con uno spessore variabile tra 1.5 (estremo A) e 2.5 metri (estremo B). Lo strato sottostante, a velocità di 650 m/s ha uno spessore che varia tra i 5 (caposaldo B) e i 7.5 metri (caposaldo A). Il terzo strato, infine, rivela una velocità di circa 2000 m/s.

Nel sondaggio T₄ compare un aerato a velocità di 400 m/s e spessore compreso tra 1 (estremo A) e 3 metri (estremo B). Il secondo strato ha uno spessore variabile tra 9 (estremo B) e 10 metri (estremo A) con velocità di 690 m/s. La velocità del terzo strato è di 2250 m/s circa.

L'aerato, a parte la coltre superficiale di circa un metro costituita da terreno vegetale, dovrebbe essere costituito da ciottoli prevalenti con presenza anche di ghiaia nella parte inferiore. Il secondo strato sembra essere costituito da ghiaia grossolana con qualche intercalazione di ghiaia fine e il terzo strato da ghiaia fine con lenti limose. Le variazioni delle velocità e degli spessori dei singoli strati possono essere imputabili, dal momento che i sondaggi sono stati effettuati sulle alluvioni del Tagliamento, sia alla struttura lentiforme di tali materiali sia alle percentuali variabili dei componenti.

Il sondaggio T₅ mette in evidenza un aerato con velocità di 260 m/s e spessore di circa 2 metri. Lo strato sottostante, con spessore variabile da circa 7 (caposaldo A) a 9 metri (caposaldo B), ha velocità di circa 720 m/s e l'ultimo strato è caratterizzato da una velocità di 1750 m/s.

L'interpretazione per gli strati è analoga ai casi precedenti, fatta eccezione per l'aerato che dovrebbe essere costituito da ciottoli e limo proveniente dal sovrastante rilievo in cui affiorano arenarie oligoceniche.

3.3.2. Analisi degli spettri ottenuti e considerazioni conclusive

Per la registrazione dei microsismi è stata impiegata un'apparecchiatura composta da due geofoni a componente orizzontale e da uno a componente verticale di tipo MARK L4 con frequenza propria di 1 Hz e un fattore di smorzamento pari a 0.7 dello smorzamento critico.

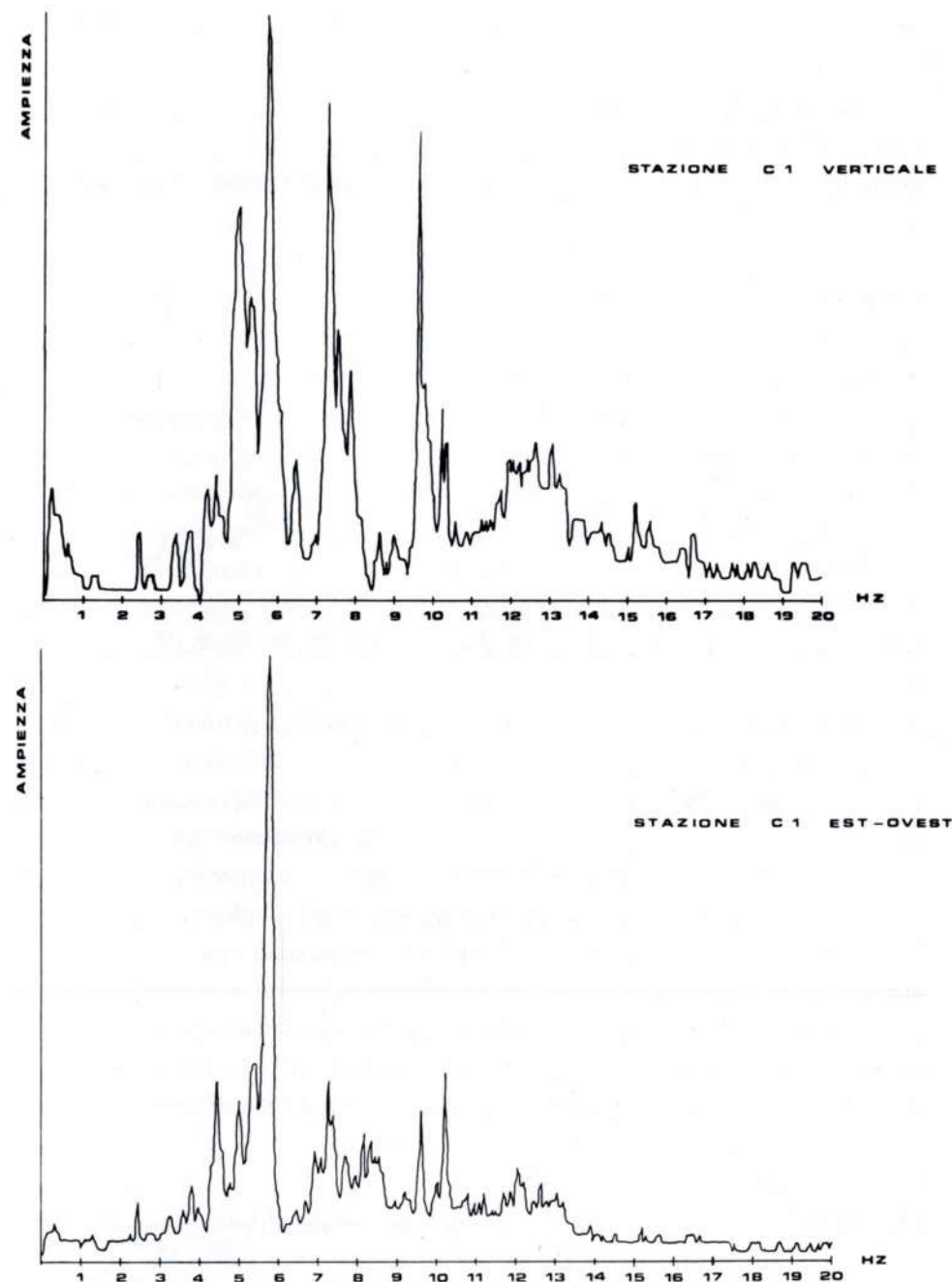


Fig. 9 - Spettri di velocità di microsismi, componenti verticale e E-W della stazione C₁.
- Spectra of velocity from microtremor measurements, vertical and E-W components of ground motion at site C₁.

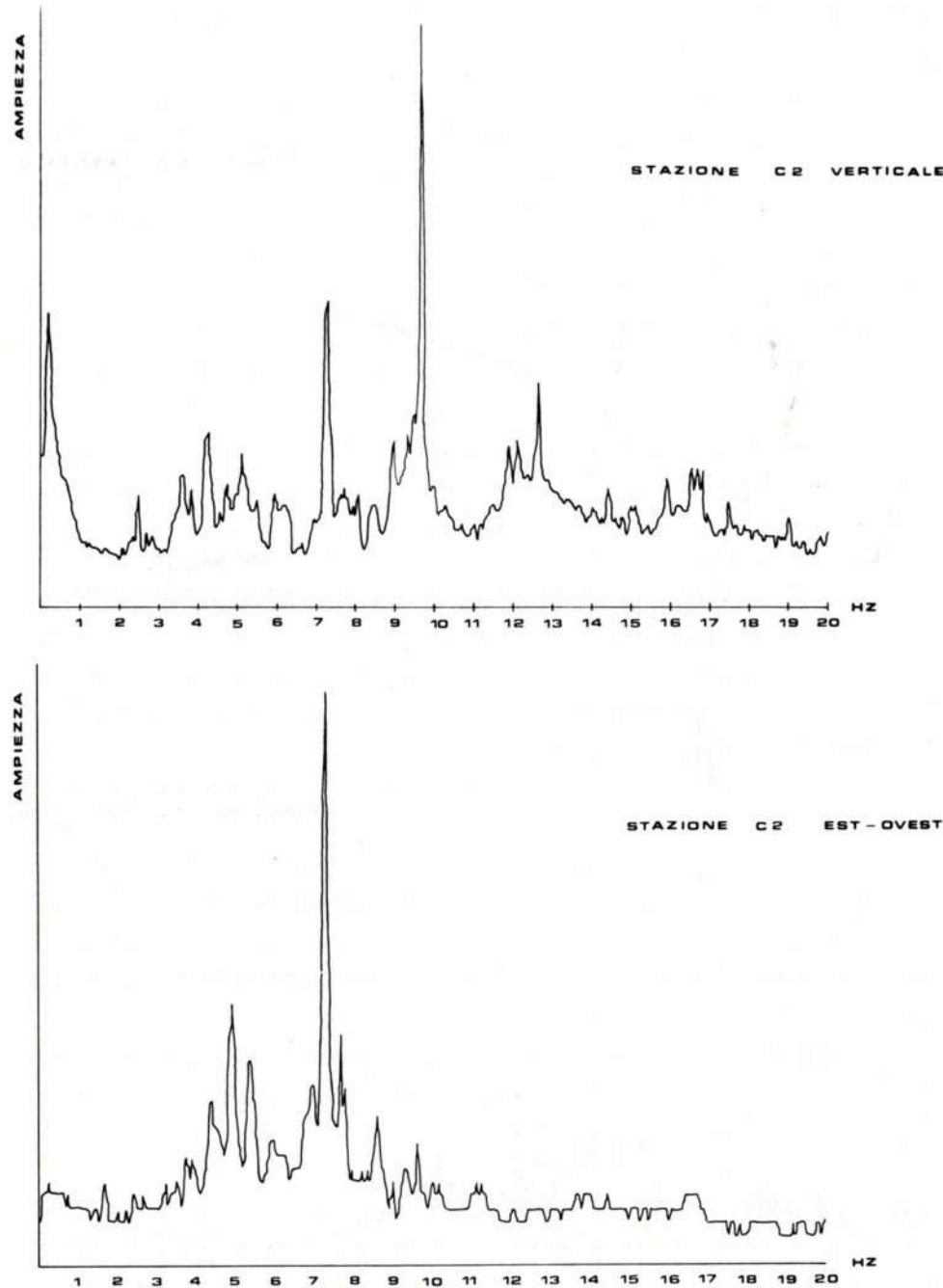


Fig. 10 - Spettri di velocità di microsismi, componenti verticale e E-W della stazione C₂.
- Spectra of velocity from microtremor measurements, vertical and E-W components of ground motion at site C₂.

Il segnale in uscita dal geofono, proporzionale alla velocità di spostamento del suolo, è amplificato e va a modulare la portante in un modulatore LENNARTZ del tipo 7031/T4. Successivamente il segnale viene registrato da un registratore a modulazione di frequenza modello UHER 4200 I C, con velocità di trascinamento del nastro magnetico di 9.5 m/s. Il sistema di registrazione è del tipo multiplex con 4 sottoportanti di cui 3 impiegate per i segnali sismici ed una utilizzata per un segnale orario HBG ricevuto via radio mediante il ricevitore LENNARTZ 8407 L C.

Si è avuto cura di porre i geofoni su superfici che presentassero buone caratteristiche di accoppiamento con il terreno, come ad esempio fondazioni continue in cemento, e le registrazioni sono state effettuate in ore notturne (per ridurre al minimo possibile i disturbi dovuti al traffico locale e alle normali attività umane vicine) con durate di un'ora e, in alcuni casi, di un'ora e mezza.

Il segnale registrato nel dominio temporale, opportunamente filtrato per evitare l'effetto di "aliasing", è stato trasformato nel dominio delle frequenze mediante un analizzatore spettrale SPECTRAL DYNAMICS SD 340, dotato di Fast Fourier Transform, fornendo il grafico ampiezza-frequenza. Si precisa che l'ampiezza di tutti gli spettri è espressa in unità arbitrarie e pertanto i grafici non sono confrontabili tra loro come valori assoluti.

Confrontando gli spettri ottenuti a Cavazzo Carnico si rileva che i massimi nei grafici delle componenti E-W (figg. 9 e 10) sono distribuiti principalmente nella banda compresa all'incirca tra 5 e 7.5 Hz mentre negli spettri della componente verticale (figg. 9 e 10) i massimi sono distribuiti all'incirca tra 5 e 10 Hz.

Come si nota i diagrammi sono caratterizzati da picchi che presentano una rilevante differenza in ampiezza rispetto all'andamento generale dei grafici, con una piccola varianza nella banda attorno a cui sono centrati.

OKAMOTO S. (1973) introduce la seguente formula per il calcolo in via approssimata della frequenza propria di oscillazione di un edificio:

$$f = \frac{1}{C \cdot N}$$

dove N è il numero dei piani e il coefficiente numerico C varia a seconda della tipologia edilizia; per edifici in muratura il coefficiente è assunto pari a 0.10.

Ritenendo valida questa formula per i manufatti esistenti in Cavazzo, si deve concludere che la maggior parte degli edifici sono soggetti a danni connessi con il fattore di amplificazione del moto del suolo che può raggiungere attorno alla frequenza di 10 Hz anche il valore 6.

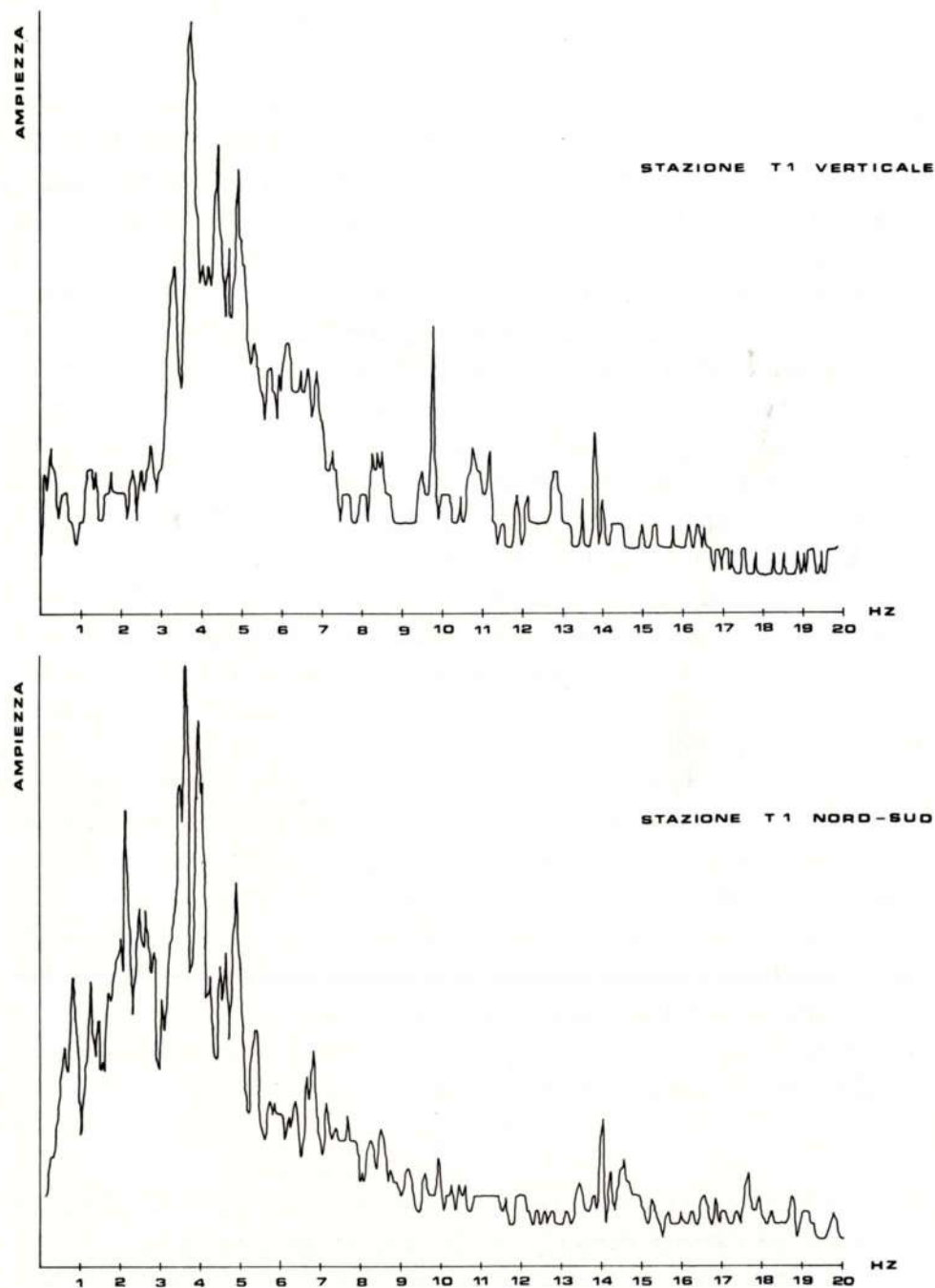


Fig. 11 - Spettri di velocità di microsismi, componenti verticale e N-S della stazione T₁.
 - Spectra of velocity from microtremor measurements, vertical and N-S components of ground motion at site T₁.

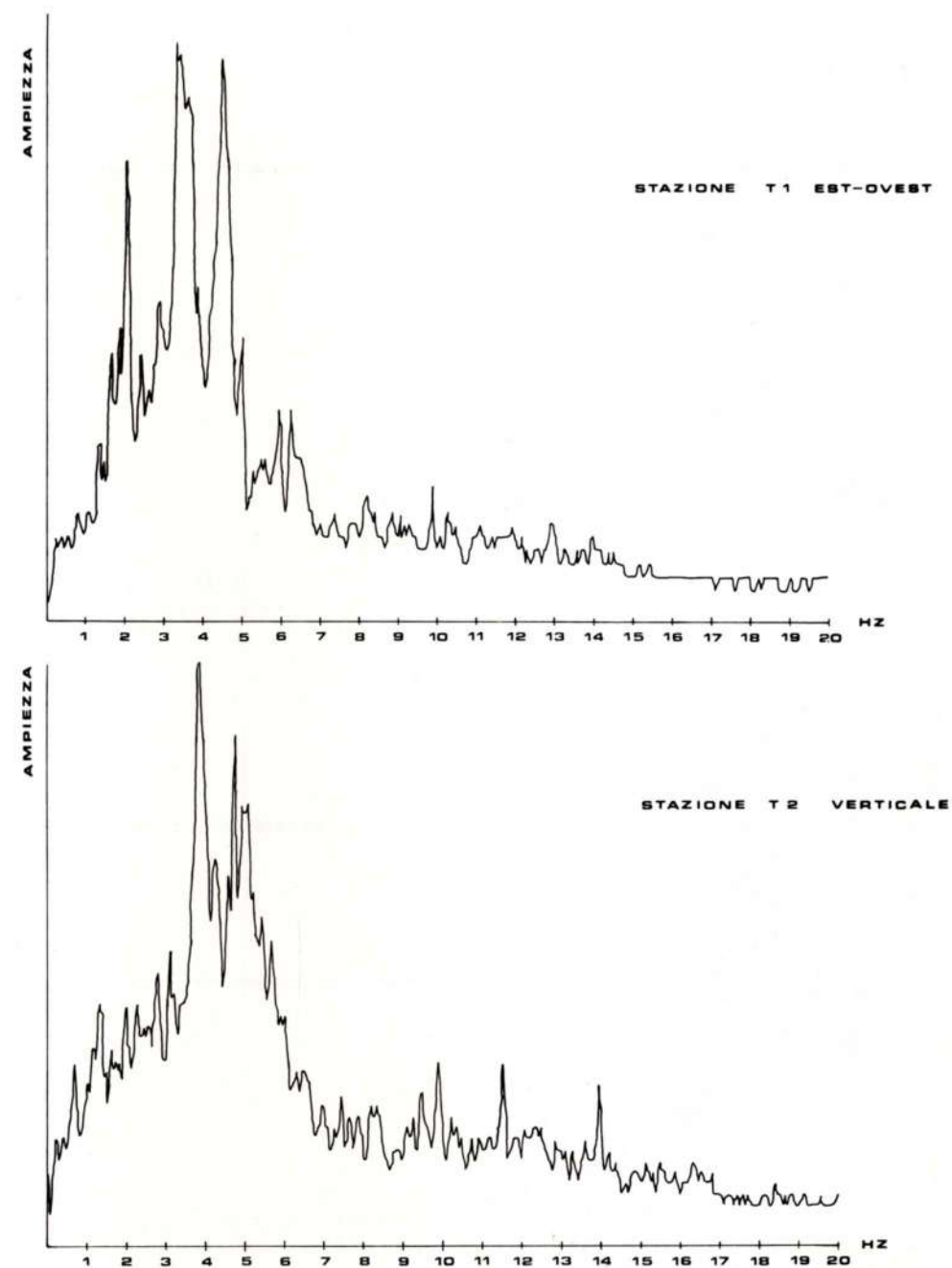


Fig. 12 - Spettri di velocità di microsismi, componente E-W della stazione T₁, componente verticale della stazione T₂.
 - Spectra of velocity from microtremor measurements, E-W component of ground motion at site T₁, vertical component of ground motion at site T₂.

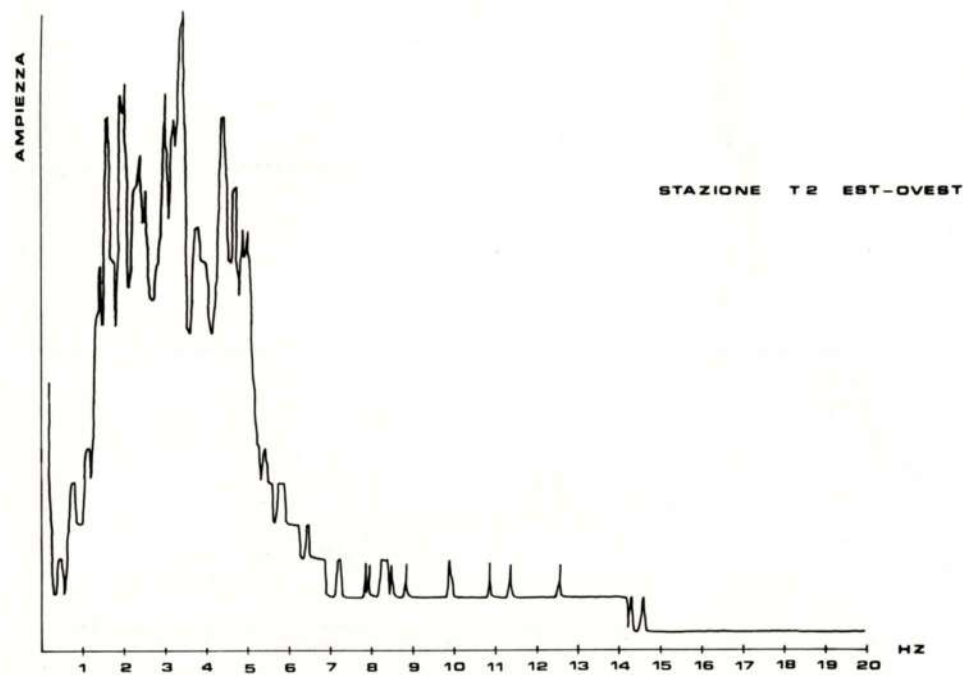
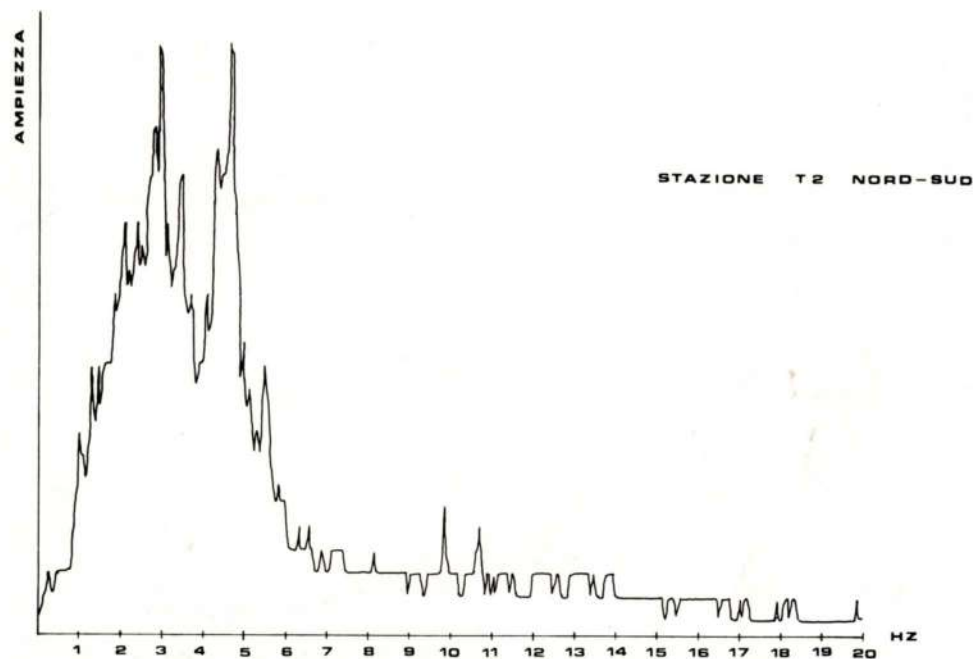


Fig. 13 - Spettri di velocità di microsismi, componenti N-S e E-W della stazione T₂.
- Spectra of velocity from microtremor measurements, N-S and E-W components of ground motion at site T₂.

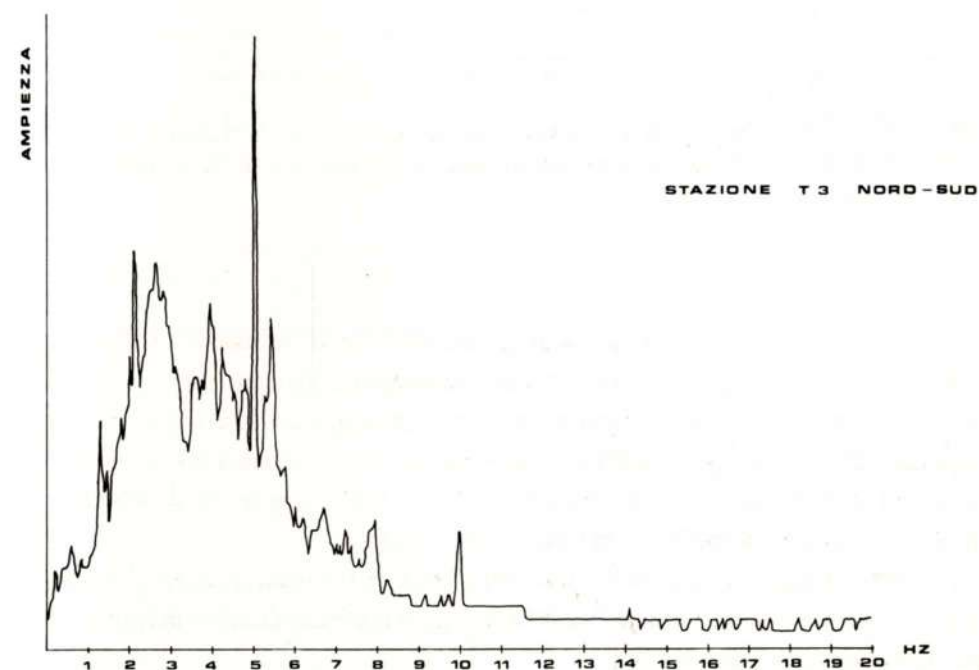
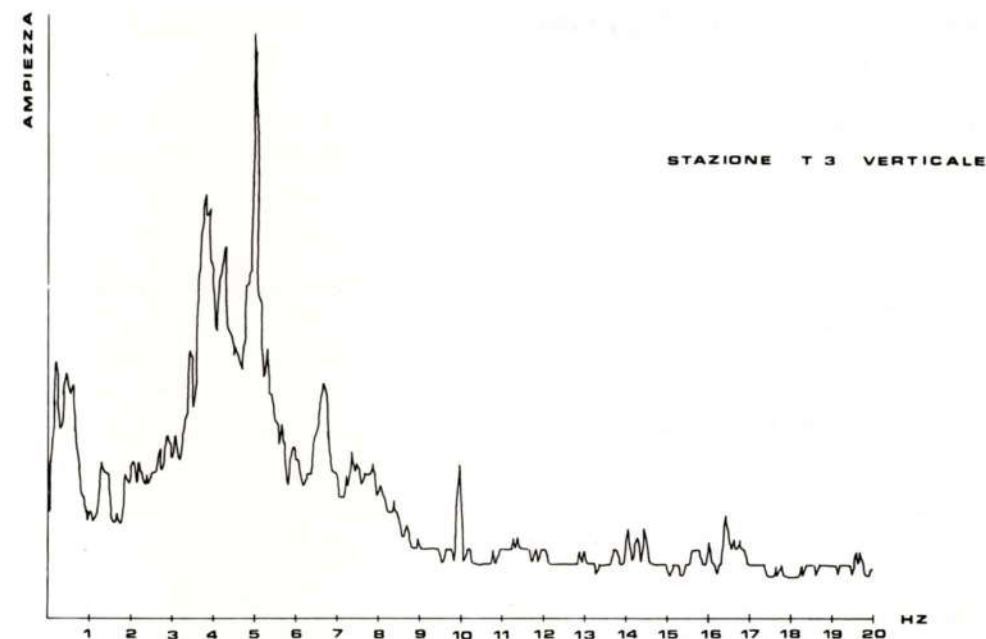


Fig. 14 - Spettri di velocità di microsismi, componenti verticale e N-S della stazione T₃.
- Spectra of velocity from microtremor measurements, vertical and N-S components of ground motion at site T₃.

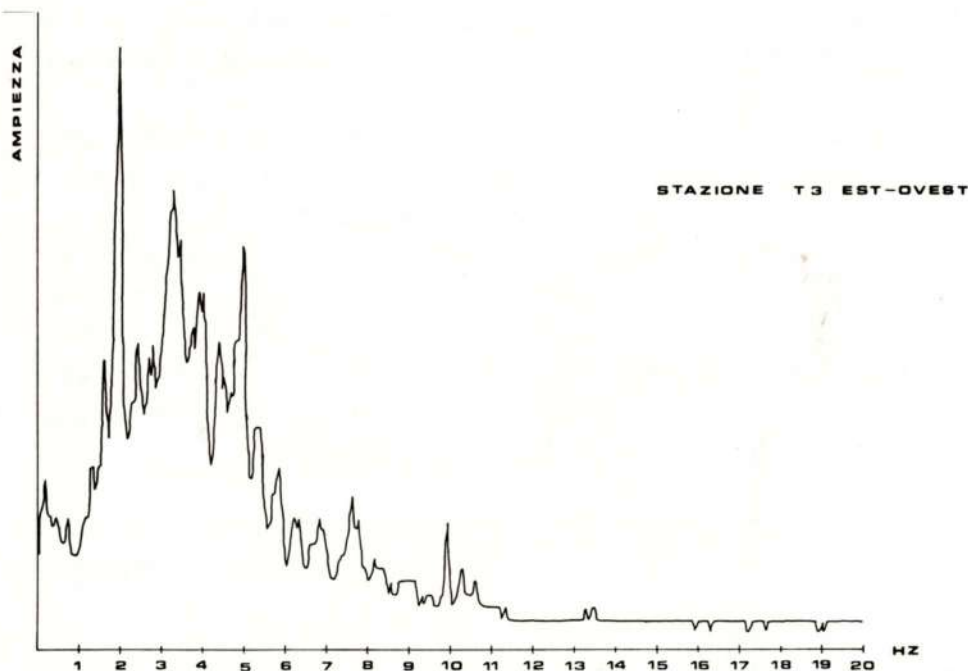


Fig. 15 - Spettro di velocità di microsismi, componente E-W della stazione T₃.
- Spectrum of velocity from microtremor measurements, E-W component of ground motion at site T₃.

Gli spettri ottenuti nei siti di Trasaghis manifestano un andamento diverso dai grafici esaminati più sopra. Negli spettri delle componenti orizzontali (figg. 11, 12, 13, 14 e 15) i picchi sono tutti distribuiti nella gamma compresa all'incirca tra 2 e 5 Hz, invece nei grafici delle componenti verticali (figg. 11, 12 e 14) i massimi sono situati all'incirca nella banda compresa tra 3.5 e 5 Hz. In tutti i diagrammi l'andamento generale evidenzia un rapido decadimento oltre i 5 Hz.

Applicando la formula di OKAMOTO S. si vede che i picchi spettrali sono centrati su frequenze che coincidono con le frequenze proprie di vibrazione di edifici in muratura dai due ai cinque piani.

Le diverse frequenze di risonanza riscontrate nei siti di Cavazzo Carnico e Trasaghis rispecchiano tanto la diversa composizione percentuale dei terreni quanto la differenza degli spessori degli strati superficiali poco consolidati. Infatti, in accordo

con quanto affermato da KATZ L.J. (1978), si nota come all'aumentare dello spessore degli strati superficiali le frequenze di picco caratteristiche si spostano verso valori sempre più bassi.

Dal momento che lo spettro di risposta di un particolare sito è uguale alla funzione energizzante (terremoto di progetto) convoluta con le caratteristiche del suolo è importante definire in maniera precisa il terremoto di progetto.

Infatti, a causa dell'elevato fattore di amplificazione anche a frequenze attorno ai 10 Hz, valore riscontrato in alcuni dei siti studiati, nel calcolare gli effetti locali devono essere tenuti in considerazione anche terremoti di magnitudo inferiore di due o tre gradi rispetto al terremoto di progetto del 6 maggio 1976 che abbiano, però, epicentro in prossimità del luogo, dato il loro relativamente elevato spostamento verso le alte frequenze (AKI K., 1967).

Manoscritto pervenuto il 28.II.1982.

SUMMARY — The isoseismal maps analyzed according to SHEBALIN's theory (1973) show a good correlation between energy's attenuation and active faults. Overthrusts directed E-W are the most responsible of higher seismicity in the Friuli-Venezia Giulia region and there is a considerable activity also of trascurrent faults directed NE-SW or NW-SE.

Microtremor spectra are proposed in the part concerning microseismic zoning to evaluate the local response of ground motion. The microtremor site analysis at Cavazzo Carnico and Trasaghis has allowed to identify the resonant frequencies of surface layers. The results are in agreement with those obtained by KATZ L.J. (1978).

Bibliografia

- AKI K., 1967 - Scaling law of seismic spectrum. *J. Geophys. Res.*, 72: 1217-1231.
AMATO A., BARNABA P.F., FINETTI I., GROPPI G., MARTINIS B. & MUZZIN A., 1976 - Geodynamic outline and seismicity of Friuli-Venezia Giulia region. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 19 (72).
BELLON R. & KATZ L.J., 1978 - Microtremor site - analysis study at Beatty, Nevada. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 68 (3).
BOSELLINI A. & SARTI M., 1978 - Geologia del gruppo M. Cuaro, M. Covria (Prealpi Carniche). *Giorn. Geol.*, 53.

- BOUCHON M., 1973 - Effect of topography on surface motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63 (3).
- BRADY G.A. & TRIFUNAC M.D., 1975 - A study on the duration of strong earthquake ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65 (3).
- DAVIS L. & WEST L., 1973 - Observed effects of topography on ground motion. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63 (1).
- GIORGETTI F., 1976 - Isoseismal map of the may 6, 1976 Friuli Earthquake. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 19 (72).
- IACCARINO E. & MOLIN D., 1978 - Atlante macrosismico dell'Italia Nordorientale dall'anno 0 all'aprile 1976. *C.N.E.N., RT/DISP/78/8*.
- IDRISS I.M. & SEED H.B., 1969 - Influence of soil conditions on ground motions during earthquakes. *Proc. ASCE*, 95, *SMI*.
- JACKSON P.S., 1971 - The focusing of earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 61 (3).
- KANAI K. & TANAKA T., 1961 - On microtremors. VIII. *Bull. Earth. Res. Inst.*, 39.
- KATZ L.J., 1976 - Microtremor analysis of local geological conditions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66 (1).
- LYSMER J., UGAS C. & SEED H.B., 1976 - Site-dependent spectra for earthquake-resistant design. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66 (1).
- MOHRAB B., 1976 - A study of earthquake response spectra for different geological conditions. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66 (3).
- OKAMOTO S., 1973 - Introduction to earthquake engineering. *University of Tokio Press*.
- POCESKI A., 1969 - The ground effects of the Skopje July 26, 1963 Earthquake. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 59 (1).
- SHEBALIN N.V., 1976 - Macroseismic data as information on source parameters of large earthquakes. *Phys. Earth. Planet. Interiors.*, 6.
- TRIFUNAC M.D. & UDWADIA F.E., 1973 - Comparison of earthquake and microtremor ground motions in El Centro. California. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63 (4).