

ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΓΕΝΙΚΟ ΤΜΗΜΑ



ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΩΝ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΕΣ ΕΠΙΣΤΗΜΕΣ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟΥ ΔΙΠΛΩΜΑΤΟΣ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ
ΚΑΤΕΥΘΥΝΣΗ : «ΜΗΧΑΝΙΚΗ ΚΑΙ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΑ ΥΛΙΚΩΝ ΚΑΙ ΚΑΤΑΣΚΕΥΩΝ»

ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΦΡΑΓΜΑΤΟΣ ΜΕ ΤΗ
ΧΡΗΣΗ ΦΑΣΜΑΤΙΚΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗ ΑΓΓΕΛΙΚΗ

Επιβλέπων : Καθηγητής **Κωνσταντίνος Προβιδάκης**

ΧΑΝΙΑ , 2013

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή έχει σαν στόχο την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας κατασκευών μεγάλης κλίμακας με τη χρήση της τεχνικής της πειραματικής φασματικής απόκρισης και την εύρεση των δυναμικών χαρακτηριστικών των κατασκευών αυτών μέσω πειραματικής προσέγγισης (συχνότητα, ταχύτητα, επιτάχυνση). Η πρώτη αξιοποίηση της φασματικής ανάλυσης έγινε στις αρχές της δεκαετίας του '40 στην πολεμική αεροπορική βιομηχανία όπου μετρήθηκαν τα δυναμικά χαρακτηριστικά και οι ιδιομορφές ενός πολεμικού αεροσκάφους με σκοπό να προβλεφθούν και κατά συνέπεια να αποφευχθούν οι ανεπιθύμητες ταλαντώσεις. Η δεκαετία του '60 ήταν η εποχή όπου επεκτάθηκε ουσιαστικά η πειραματική φασματική ανάλυση λόγω της ανάπτυξης της τεχνολογίας των ηλεκτρονικών υπολογιστών και των υπολογιστικών μαθηματικών μεθόδων (πχ. Εφαρμογές μετασχηματισμού Fourier). Σήμερα η πειραματική φασματική ανάλυση αντιπροσωπεύει ένα σημαντικό διεπιστημονικό τομέα που συνδυάζει γνώσεις εφαρμοσμένης μηχανικής, δυναμικής των κατασκευών και εφαρμοσμένων μαθηματικών με πολλές και σημαντικές εφαρμογές.

Η παρούσα διατριβή πραγματοποιήθηκε στο πλαίσιο του μεταπτυχιακού διπλώματος ειδίκευσης με κατεύθυνση στη «Μηχανική και Τεχνολογία Υλικών και Κατασκευών» του Γενικού Τμήματος του Πολυτεχνείου Κρήτης και αποσκοπεί στην ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας του φράγματος Ποταμών Ρεθύμνου καθώς και στην εκτίμηση των δυναμικών χαρακτηριστικών του. Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την συσκευή TROMINO της εταιρίας MICROMED. Οι μετρήσεις ελήφθησαν τον Ιούλιο του 2011 και τον Ιούνιο του 2012.

Με την ολοκλήρωση της διπλωματικής μου εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα Καθηγητή κ. Κωνσταντίνο Προβιδάκη για την καθοδήγηση και την πολύτιμη βοήθεια που μου παρείχε με τις γνώσεις και τις συμβουλές του, τον υποψήφιο διδάκτορα κ. Βαγγέλη Λιαράκο για την βοήθεια του στην λήψη των μετρήσεων, καθώς και την Λέκτορα κα. Μαρία Σταυρουλάκη και τον Αναπληρωτή Καθηγητή κ. Ιωάννη Τσομπανάκη για την υποστήριξη τους και για τη συμμετοχή τους στην εξεταστική επιτροπή.

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Στόχος της παρούσας διατριβής είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας κατασκευών μεγάλης κλίμακας με εφαρμογή στο φράγμα Ποταμών του Ν. Ρεθύμνης. Οι μετρήσεις βασίστηκαν στις αρχές της φασματικής ανάλυσης κατασκευών σε λειτουργία. Η επεξεργασία των μετρήσεων έγινε σε δύο φάσεις, αρχικά με την χρήση λογισμού υπολογίστηκαν οι ιδιοσυχνότητες του φράγματος και των εκατέρωθεν πρανών, ενώ στη συνέχεια έγινε η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με χρήση του λογισμικού MATLAB.

Για την ανάλυση της σεισμικής επικινδυνότητας του εν λόγω φράγματος χρησιμοποιήθηκαν καταγραφές από τον σεισμό της 28^{ης} Φεβρουαρίου του 2011, μεγέθους 5,2 Μ με επίκεντρο 48 χλμ νοτιοανατολικά του Ηρακλείου και 33 km νοτιοδυτικά της Ιεράπετρας, και από τον σεισμό της 6^{ης} Απριλίου του 2009, μεγέθους 6,3 Μ που έγινε στην L'Aquila της Ιταλίας, με επίκεντρο 95 χλμ. Ανατολικά της Ρώμης.

ABSTRACT

The purpose of this thesis is the spectrogram evaluation of seismic risk in Potamon, Rethymnon, Crete dam. The data acquired from the soil were analyzed by using Nakamura method while the evaluation of seismic risk utilizing MATLAB software.

For the seismic hazard analysis we used an accelerogram from the earthquake of 28/02/2011, with epicenter located at 48 km South East of Heraklion, magnitude 5.2 and the earthquake of 6/4/2009, with an epicenter located at 95 km East of Rome in L'Aquila, magnitude 6.3.

From the values of Local Risk we conclude that the soil in the left slope filters better the specific earthquakes that the slope at the right side, thus, has less seismic risk. Evaluating the outputs from the soil measurements the estimated fundamental frequencies for the slope are in the range 5.47 to 7.00 Hz while for the dam structure in the range 2.47 to 2.59 Hz.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	iii
ΠΕΡΙΛΗΨΗ.....	iv
ABSTRACT.....	v
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ.....	8
1.1 Ιστορική αναδρομή	9
1.2 Πηγές προέλευση του εδαφικού θορύβου	12
1.3 Φύση εδαφικού θορύβου	14
1.4 Διαχωρισμός του εδάφους με βάση τα χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου	15
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΡΑΓΜΑΤΟΣ ΠΟΤΑΜΩΝ.....	18
2.1 Τεχνικά χαρακτηριστικά φράγματος	19
2.2 Γεωλογία περιοχής	21
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΛΑΦΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ.....	23
3.1 Βασικές αρχές της μεθόδου Nakamura.....	25
3.2 Μέθοδος QTS (Quasi-Transfer Spectrum)	28
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΕΥΡΩΠΑΙΚΟ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ SESAME	37
4.1 Βασικές οδηγίες για την συλλογή δεδομένων	38
4.2 Επεξεργασία δεδομένων	44
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΑ ΠΕΔΙΑ ΧΡΟΝΟΥ ΚΑΙ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ ...	45
5.1 Μετασχηματισμός Fourier	46
5.2 Γραμμικοί Μετασχηματισμοί Χρόνου-Συχνότητας.....	47
5.3 Τετραγωνικοί Μετασχηματισμοί Χρόνου-Συχνότητας	51
5.4 Το Φασματογράφημα (Spectrogram)	54
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΦΑΣΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ	57
6.1 Ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας	58
6.2 Στιγμαία Επικινδυνότητα.....	58
6.3 Τοπική επικινδυνότητα	60
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	61
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	64
8.1 Λογισμικό Grilla	65
8.2 Λογισμικό Matlab	67
8.3 Καταγραφές average_l2l3 – σεισμική διέγερση seismos 1	70
8.4 Κξαταγραφές average_l2l3 - σεισμική διέγερση central Italy.....	73
8.5 καταγραφές average_r2r3r4 - σεισμική διέγερση seismos 1	77
8.6 καταγραφές average_r2r3r4 - σεισμική διέγερση central Italy.....	80
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ-ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	84
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	90

IIAPATHMA I GRILLA SOFTWARE	94
IIAPATHMA II GRILLA ANALYSIS REPORT	101
IIAPATHMA III CODE FOR CONVOLVING SPECTOGRAM	126

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1: ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η μελέτη πολλών ισχυρών σεισμών έδειξε τη σημαντική επίδραση που έχουν στις βλάβες των κατασκευών οι ειδικές συνθήκες της απόκρισης του εδάφους στη σεισμική κίνηση. Επομένως η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (site effects) στη σεισμική κίνηση είναι υπεύθυνη για τις μεγάλες καταστροφές που μπορεί να προκληθούν από ισχυρούς σεισμούς σε μία περιοχή. Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι περισσότερες πόλεις είναι χτισμένες πάνω σε γεωλογικά πρόσφατους ιζηματογενείς σχηματισμούς οι οποίοι έχουν τη «δυναμική» να ενισχύσουν την εδαφική σεισμική κίνηση, η ανάγκη για τον υπολογισμό της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών γίνεται ακόμη μεγαλύτερη αν όχι επιτακτική.

Η επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση μπορεί να υπολογιστεί τόσο από καταγραφές σεισμών ή τεχνητών εκρήξεων όσο και από θεωρητικές προσομοιώσεις απόκρισης, αν είναι γνωστές κατάλληλες παράμετροι της υπεδάφιας δομής από γεωτεχνικές μελέτες. Οι παραπάνω μεθοδολογίες έχουν το μειονέκτημα του μεγάλου χρόνου που απαιτείται για τη διεξαγωγή των πειραμάτων στο ελεύθερο πεδίο, του υψηλού κόστους και της δυσκολίας εφαρμογής σε κατοικημένες περιοχές.

Ο εδαφικός θόρυβος είναι ταλαντώσεις του εδάφους με πολύ μικρό πλάτος (της τάξης των 10^{-4} έως 10^{-2} mm) οι οποίες προέρχονται είτε από φυσικές πηγές όπως τα θαλάσσια κύματα, οι παλίρροιες, ο άνεμος, οι αλλαγές στην ατμοσφαιρική πίεση, είτε από ανθρωπογενείς πηγές όπως είναι οι βιομηχανικές εγκαταστάσεις, αυτοκινητόδρομοι, κτλ. Οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου μπορούν να πραγματοποιηθούν εύκολα μέσα σε κατοικημένες περιοχές, είναι γρήγορες, με χαμηλό κόστος και με μικρές απαιτήσεις σε προσωπικό και εξοπλισμό.

Όπως κάθε σεισμική καταγραφή έτσι και ο εδαφικός θόρυβος αποτελεί σήμα που περιέχει πληροφορίες που σχετίζονται με: α) την πηγή γένεσης του, β) τον τρόπο διάδοσης από την πηγή έως τη θέση καταγραφής του και γ) την εδαφική δομή στη θέση καταγραφής.

1.1 Ιστορική αναδρομή

Ο εδαφικός θόρυβος έχει παρατηρηθεί από την αρχή του δέκατου ένατου αιώνα. Το 1872 ο Bertelli (Gutenberg, 1958) εγκατέστησε ένα εκκρεμές και παρατήρησε, κατά τη διάρκεια πολλών ετών, ότι μερικές φορές το εκκρεμές κινούνταν συνεχώς για ώρες ή

ημέρες. Μέσω αυτής της παρατήρησης διατύπωσε τον συσχετισμό μεταξύ των μικροσεισμών (microtremors) και της ατμοσφαιρικής πίεσης (Gutenberg, 1958). Η μελέτη του εδαφικού θορύβου χωρίζεται σε τρεις κύριες χρονικές περιόδους.

➤ 1^η Περίοδος μέχρι το 1950

Μέχρι τα μέσα του εικοστού αιώνα, οι μελέτες ήταν περισσότερο ποιοτικές παρά ποσοτικές, η πρόοδος στη γνώση περιοριζόταν από την έλλειψη κατάλληλης τεχνογνωσίας. Μερικοί ερευνητές διέκριναν κάποια θεμελιώδη χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου, όπως τη σχέση μεταξύ των ωκεάνιων κυμάτων, των μετεωρολογικών συνθηκών και της προέλευσης του εδαφικού θορύβου. Ο Gutenberg (1911) έκανε μία πλήρη περιγραφή της προέλευσης καθώς και της φύσης του θορύβου. Ο Banerji (1924, 1925) παρατήρησε μικροσεισμούς σε συσχέτιση με τον Ινδικό μουσώνα στη Νοτιοανατολική Ασία και τους απέδωσε σε κύματα Rayleigh, που εγείρονται στον πυθμένα της θάλασσας από τον συρμό των θαλάσσιων κυμάτων τα οποία συντηρούνται από τα μουσωνικά ρεύματα. Οι Bernard (1941a-b) και Longuet-Higgins (1950) υπολόγισαν ότι η περίοδος των μικροσεισμών είναι ίση με το μισό της περιόδου των ωκεάνιων κυμάτων. Ο Gutenberg (1958) απαριθμεί περίπου 600 εργασίες που σχετίζονται με τους μικροσεισμούς. Δυστυχώς, το σημαντικότερο μέρος αυτών των αναφορών δημοσιεύθηκαν σε τοπικά επιστημονικά περιοδικά και συνεπώς η πρόσβαση σε κάποιο αντίγραφο τους είναι δύσκολη.

➤ 2^η Περίοδος 1950 έως 1970

Κατά τη περίοδο 1950-1970, η ανάπτυξη της σεισμολογίας και του εξοπλισμού (σεισμόμετρα, καταγραφικά) επέτρεψε να πραγματοποιηθούν σημαντικές πρόοδοι στην κατανόηση του εδαφικού θορύβου. Ερευνήθηκε περαιτέρω η προέλευση και η φύση του εδαφικού θορύβου και αναπτύχθηκαν διάφορες τεχνικές που χρησιμοποιούν το θόρυβο. Η πιο σημαντική τεχνική (array technique) βασίζεται στην καταγραφή εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (μέτρηση των χρόνων της διάδοσης του σήματος ανάμεσα σε αρκετούς αισθητήρες), χρησιμοποιεί τη διασπορά των επιφανειακών κυμάτων, μέσω της οποίας μπορεί να υπολογιστεί η με το βάθος κατανομή της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στο έδαφος. Υπάρχουν δύο μεθοδολογίες ανάλυσης της παραπάνω τεχνικής: η φασματική ανάλυση συχνότητας κυματάριθμου

(FK) (Capon et al. 1967, Capon 1969, Lacoss et al. 1969) και η χωρική ανάλυση του συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC) (Aki 1957, 1965). Άλλες τεχνικές που έχουν χρησιμοποιηθεί στην έρευνα του κυματικού πεδίου (wavefield) του εδαφικού θορύβου είναι η μελέτη της κίνησης υλικού σημείου (particle motion) (Toksöz 1964), ή τεχνικές γεωτρήσεων που συνδέονται, μερικές φορές, με την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (Douze 1964, Gupta 1965, Douze 1967).

➤ 3^η Περίοδος 1970 έως σήμερα

Από τη δεκαετία του '70 μέχρι τώρα, ο αριθμός των δημοσιεύσεων σχετικά με τον εδαφικό θόρυβο αυξάνεται διαρκώς. Δεδομένου ότι δεν είναι εύκολη η πρόσβαση σε όλες τις δημοσιεύσεις (ειδικά στην ιαπωνική βιβλιογραφία), υπολογίζεται ότι ο αριθμός δημοσιεύσεων του εδαφικού θορύβου είναι περισσότερες από 500. Μερικές από αυτές ασχολούνται με τη φύση του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου αλλά η συντριπτική πλειοψηφία (περίπου 95%) εξετάζει τις δυνατότητες χρησιμοποίησης του εδαφικού θορύβου ή/και τις άμεσες εφαρμογές του σε συγκεκριμένες περιπτώσεις.

Η σημαντικότερη εφαρμογή του εδαφικού θορύβου είναι στις μικροζωνικές μελέτες των πόλεων και υπάρχουν δύο σημαντικές τεχνικές που εφαρμόζονται σε αυτές. Η πρώτη είναι η μέθοδος υπολογισμού του φασματικού λόγου με έναν σταθμό αναφοράς (Standard Spectral Ratios) η οποία χρησιμοποιεί καταγραφές εδαφικού θορύβου σε δύο δέκτες. Η δεύτερη είναι η μέθοδος υπολογισμού του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (H/V Spectral Ratio ή Μέθοδος Nakamura) η οποία χρησιμοποιεί καταγραφές εδαφικού θορύβου σε έναν δέκτη.

Ακόμη αναπτύχθηκε περισσότερο και η τεχνική που βασίζεται στην καταγραφή εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (array technique). Αυτή είχε ήδη εμφανιστεί στη δεκαετία του 1950, αλλά αναπτύχθηκε περαιτέρω από τότε εξαιτίας της τεχνολογικής προόδου που σχετίζεται με τον εξοπλισμό (σεισμόμετρα τριών συνιστωσών, ψηφιακά δεδομένα υψηλής διακριτικής ικανότητας), την αύξηση στην υπολογιστική ισχύ των υπολογιστών, καθώς επίσης και τις αυξημένες δυνατότητες επεξεργασίας.

Άλλη τεχνική που αναπτύχθηκε στο τέλος του 1990 είναι η υβριδική μέθοδος, η οποία χρησιμοποιώντας την καμπύλη H/V μπορεί να εκτιμήσει την κατά βάθος κατανομή των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στο έδαφος (Tokimatsu et al. 1998, Fäh et al. 2001, Arai et al. 2004, Wathelet et al. 2005). Πρόσφατα οι Shapiro and Campillo (2004) και οι Shapiro et al. (2005), χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού

θορύβου από σταθμούς που απέχουν περίπου από εκατό μέχρι και περισσότερα από δύο χιλιάδες χιλιόμετρα, απέδειξαν ότι μπορούν να εξαχθούν συνεπείς πληροφορίες για τη δομή του εσωτερικού της Γης. Οι Larose et al. (2005) χρησιμοποιώντας τη μεθοδολογία των προηγούμενων ερευνητών σε θόρυβο σεισμικών καταγραφών της Σελήνης εξήγαγαν συμπεράσματα για τη δομή του εσωτερικού της.

Η χρήση εδαφικού θορύβου για εφαρμογές της μηχανικής, είναι επίσης διαδεδομένη σε κάποιους ερευνητικούς χώρους, ειδικά μετά την εργασία του Trifunac (1970) η οποία αφορά μικροδονήσεις σε κτίρια. Περισσότερες πληροφορίες για αυτή την εφαρμογή αναφέρονται από τον Dunand (2005). Επίσης, οι Dunand et al. (2004) και οι Michel and Guéguen (2006), χρησιμοποίησαν καταγραφές εδαφικού θορύβου ως έναν εναλλακτικό τρόπο προσδιορισμού της τρωτότητας κτιρίων και γεφυρών.

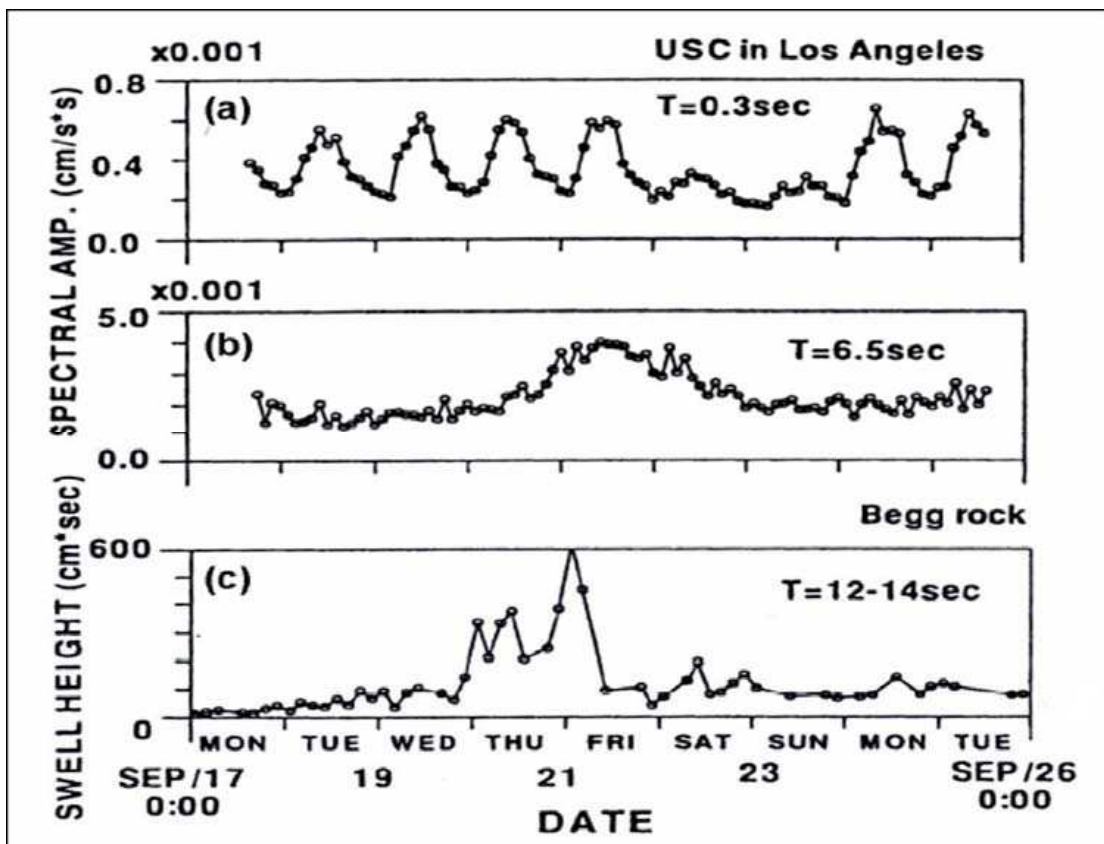
1.2 Πηγές προέλευση του εδαφικού θορύβου

Οι δονήσεις που προκαλούνται από διάφορες πηγές στο περιβάλλον καλούνται εδαφικός θόρυβος. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές μελέτες σύμφωνα με τις οποίες το όριο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" φυσικής προέλευσης και του εδαφικού θορύβου ανθρωπογενούς προέλευσης είναι περίπου 1 Hz. Ανάλογα με την προέλευση του (φυσική ή τεχνητή) η συμπεριφορά του εδαφικού θορύβου είναι διαφορετική (στο πεδίο του χρόνου και των συχνοτήτων). Τα πλάτη του ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου έχουν ημερήσιες και εβδομαδιαίες διακυμάνσεις, ενώ ο φυσικός εδαφικός θόρυβος παρουσιάζει διακυμάνσεις που συνδέονται με φυσικά φαινόμενα.

Ένα παράδειγμα της φασματικής συμπεριφοράς του εδαφικού θορύβου σε συνάρτηση με το χρόνο παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.1 (Yamanaka et al., 1993). Η χρονική μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (Σχήμα 1.1 πάνω) και 6.5s (Σχήμα 1.1 μεσαίο) συγκρίνεται με τη μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων (Σχήμα 1.1 κάτω) στο ίδιο χρονικό διάστημα, που παρατηρείται σε έναν ωκεάνιο σταθμό (Begg Rock) τοποθετημένο περίπου 100 km από την ακτή του Λος Άντζελες. Από την παρατήρηση του πάνω μέρους του Σχήματος 1.1 φαίνεται ότι ο εδαφικός θόρυβος σε μια περίοδο 0.3s προκαλείται από τις ανθρώπινες δραστηριότητες. Η μεταβολή του πλάτους του φάσματος σε περίοδο 6.5s, όπως φαίνεται στο μεσαίο μέρος του Σχήματος 1.1, είναι σε συμφωνία με τη μεταβολή του ύψους των κυμάτων, κάτω μέρος Σχήματος 1.1. Αυτή η ομοιότητα στα χρονικά μεταβαλλόμενα

χαρακτηριστικά δείχνει ότι οι μεγάλης περιόδου "μικροσεισμοί" στη λεκάνη του Λος Άντζελες συσχετίζονται με τις ωκεάνιες διαταραχές. Αυτά τα αποτελέσματα υπογραμμίζουν τη διαφορετική συμπεριφορά των φασμάτων του εδαφικού θορύβου ανάλογα με την πηγή προέλευσης του, με σαφείς φυσικές διαφορές μεταξύ των χαμηλών και των υψηλών συχνοτήτων.

Σχήμα 1.1: Μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (πάνω σχήμα) και 6.5s (μεσαίο σχήμα) στο πανεπιστήμιο της Ν. Καλιφόρνιας στο Λος Άντζελες. Αναπαριστάται η μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων για διάστημα περιόδων 12



– 14 s, όπως καταγράφηκαν στον ωκεάνιο σταθμό Begg Rock, Καλιφόρνια (Yamanaka et al., 1993).

Η σύνθεση των αποτελεσμάτων των διαφόρων ερευνητών σχετικά με τις πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου μπορούν να συνοψισθούν στα ακόλουθα:

- συχνότητα < 0.5 Hz : λόγω ωκεάνιων κυμάτων και μετεωρολογικών συνθηκών μεγάλης κλίμακας,
- συχνότητα ~ 1 Hz : λόγω του ανέμου και τοπικών μετεωρολογικών συνθηκών,
- συχνότητα > 1 Hz : λόγω των ανθρώπινων δραστηριοτήτων.

Το όριο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου (περίπου 1Hz) δεν είναι απόλυτο όριο. Σύμφωνα με τον Seo (1997), ανάλογα με τη γεωλογία της περιοχής το όριο μεταξύ μικροσεισμών φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου μπορεί να μετατοπιστεί σε χαμηλότερη συχνότητα. Σε βαθιά λεκάνη, θα μπορούσε να υπάρξει αρκετή ενέργεια για να διεγείρει τον ανθρωπογενή εδαφικό θόρυβο σε συχνότητες χαμηλότερες από 1 Hz. Ο Seo (1997) πρότεινε έναν απλό τρόπο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου μέσω συνεχών καταγραφών. Όταν παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο πλάτος των καταγραφών κατά ένα παράγοντα μεταξύ 3 και 4 κατά τη διάρκεια της ημέρας και νύχτας, τότε αυτές αντιστοιχούν σε καταγραφές ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου και όχι σε καταγραφές "μικροσεισμών".

1.3 Φύση εδαφικού θορύβου

Το σημαντικότερο στοιχείο που καθορίζει την αποτελεσματικότητα των μεθόδων ανάλυσης του εδαφικού θορύβου έγκειται στο είδος των κυμάτων που τον αποτελούν. Η Bonnefoy-Claudet (2004) πραγματοποίησε μία εκτεταμένη βιβλιογραφική έρευνα λαμβάνοντας υπόψη τις μέχρι τότε εργασίες με θέμα την φύση του εδαφικού θορύβου και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτές μπορούν να χωριστούν σε τρεις κατηγορίες. Η κατηγοριοποίηση έγινε χρησιμοποιώντας ως βάση το περιεχόμενο του κυματικού πεδίου του εδαφικού και οι κατηγορίες είναι οι εξής:

- Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση κυμάτων χώρου με επιφανειακά κύματα (Toksöz and Lacoss 1968, Douze 1964 & 1967, Yamanaka et al. 1994, Li et al. 1984, Horike 1985).
- Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση κυμάτων Rayleigh με κύματα Love (Ohmachi και Umezono 1998, Chouet et al. 1998, Okada 2003, Yamamoto 2000, Arai and Tokimatsu 1998 & 2000, Cornou 2002, Cornou et al. 2003a, 2003b, Bonnefoy- Claudet 2006-b).

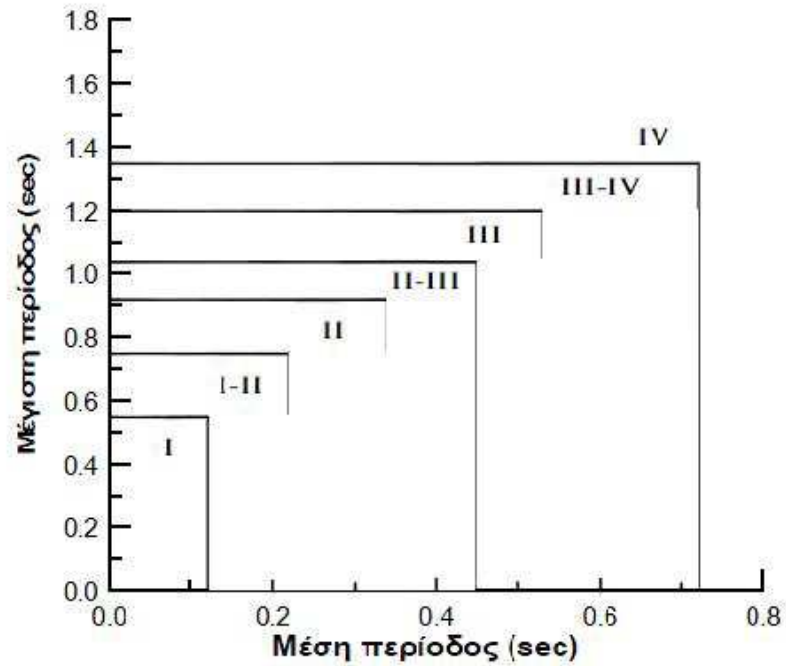
- Το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι μία σύνθεση του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Rayleigh και των παραγώγων αρμονικών του (Tokimatsu 1997, Bodin et al. 2001, Stephenson 2003).

Σύμφωνα με την Bonnefoy-Claudet (2004), όπως φαίνεται και από την παραπάνω κατηγοριοποίηση, δεν υπάρχει καμία συμφωνία μεταξύ των ερευνητών σχετικά με το περιεχόμενο του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου. Ιδιαίτερα, δεν υπάρχει σαφής προσδιορισμός του σχετικού ποσοστού του θεμελιώδους αρμονικού των κυμάτων Rayleigh στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου. Αυτές οι διαφωνίες μπορούν να οφείλονται στο γεγονός ότι οι μελέτες έχουν πραγματοποιηθεί σε διαφορετικές περιοχές με άλλα εδαφολογικά χαρακτηριστικά ή/ και ιδιότητες πηγών παρά σε ζητήματα ερμηνείας των ερευνητών. Τα τελικά συμπεράσματα της Bonnefoy-Claudet (2004) είναι ότι στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου α) το ποσοστό των κυμάτων Love είναι υψηλό και β) υπάρχουν υψηλότεροι αρμονικοί των κυμάτων Rayleigh.

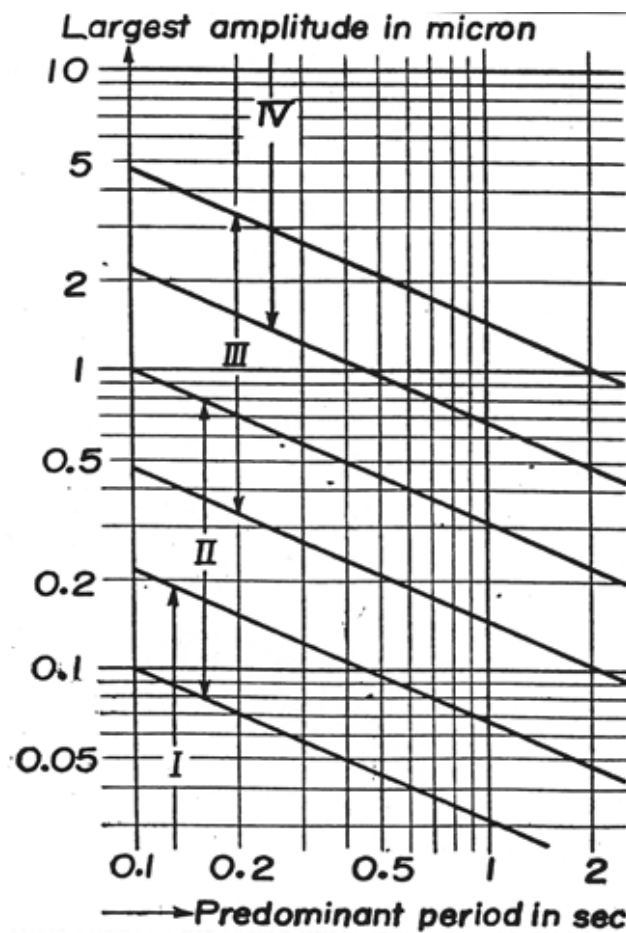
1.4 Διαχωρισμός του εδάφους με βάση τα χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου

Τα χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου (πλάτος, περίοδος) χρησιμοποιήθηκαν στην Ιαπωνία για την κατηγοριοποίηση των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών σε τέσσερις κατηγορίες του Ιαπωνικού Αντισεισμικού Κανονισμού. Οι κατηγορίες είναι οι εξής:

- I.** Εδάφη βραχώδη, σκληρό αμμοχάλικο, κλπ, που χαρακτηρίζονται ως τριτογενείς ή παλιότεροι σχηματισμοί για αρκετά μεγάλη έκταση στην περιοχή του έργου.
- II.** Σχηματισμοί από αμμοχάλικο, σκληρή αμμοαργίλλο, κλπ, που χαρακτηρίζονται ως διλλούβιες αποθέσεις ή αλλούβια με χαλίκια, πάχους 5 ή περισσότερων μέτρων.
- III.** Αλλουβιακές αποθέσεις 5 ή περισσότερων μέτρων πάχους, που ξεχωρίζουν από τα εδάφη τύπου λόγω του χαλαρού σχηματισμού τους.
- IV.** Αλλούβιες αποθέσεις πάχους 30 και πλέον μέτρων (μαλακές ποτάμιες αποθέσεις, λάσπη, επιφανειακό χώμα).



Σχήμα 1.2: Διαγράμματα της μέγιστης περιόδου σε συνάρτηση με τη μέση περίοδο που παρατηρείται σε εδαφικούς σχηματισμούς



Σχήμα 1.3: Διαγράμματα του μέγιστου πλάτους (σε μικρά) του εδαφικού θορύβου σε συνάρτηση με την επικρατούσα περίοδο (σε sec).

Ο Kanai (1957) έχει προτείνει δύο μεθόδους για τον διαχωρισμό των εδαφών σε κατηγορίες. Σύμφωνα με την πρώτη μέθοδο χρησιμοποιείται η μέγιστη περίοδος και η μέση περίοδος για έναν πρακτικό διαχωρισμό του εδάφους σε τέσσερις κατηγορίες όπως ορίζονται στον Ιαπωνικό αντισεισμικό κανονισμό (Σχήμα 1.2).

Η μέθοδος αυτή, όμως, οδηγεί σε μη αξιόπιστα αποτελέσματα στις παρακάτω περιπτώσεις:

- I.** όταν υπάρχει ένας πολύ χαλαρός σχηματισμός μεγάλου πάχους με πολλές στρώσεις και η επίδραση του επάνω στρώματος είναι ιδιαίτερα έντονη οπότε η επικρατούσα περίοδος είναι μικρή,
- II.** σε καθαρό βράχο, μητρικό πέτρωμα και αμμώδεις λόφους που οι καμπύλες συχνότητας-περιόδου έχουν μεγάλο εύρος, οπότε μπορεί κανείς να καταλήξει λανθασμένα ότι είναι έδαφος κατηγορίας IV αντί I.

Για τους λόγους αυτούς ο Kanai (1957) προτείνει τη δεύτερη μέθοδο, σύμφωνα με την οποία πρέπει να λαμβάνεται υπόψη και το πλάτος του εδαφικού θορύβου για την κατάταξη των εδαφών, έστω και αν αυτό μεταβάλλεται με το χρόνο ή τις συνθήκες των τεχνητών διαταραχών (Σχήμα 1.3).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2: ΠΕΡΙΓΡΑΦΗ ΦΡΑΓΜΑΤΟΣ ΠΟΤΑΜΩΝ

Το φράγμα Ποταμών Αμαρίου Ρεθύμνης κατασκευάστηκε επί του χειμάρρου Πρασιανού και βρίσκεται οριζοντιογραφικά σε απόσταση 12,5 km NNA της πόλης του Ρεθύμνου. Τα νερά περνάνε μέσω του πύργου υδροληψίας και διοχετεύονται στη σήραγγα των Πρασών μέσω αγωγού και από εκεί καταλήγουν στον κάμπο του Ρεθύμνου, υδρεύοντας και αρδεύοντας περιοχές του Δήμου Αρκαδίου και του Δήμου Ρεθύμνου.



Εικόνα 2.1: Δορυφορική φωτογραφία φράγματος από ύψος 3,6 km (πηγή Google earth).

2.1 Τεχνικά χαρακτηριστικά φράγματος

Το φράγμα είναι χωμάτινο (με αργιλικό πυρήνα), έχει ύψος 55 m (πλάτος στέψης 10 m) και μήκος στέψης 265 m. Τα επιμέρους έργα του φράγματος είναι τα έργα εκτροπής, υδροληψίας και εκκένωσης, ο υπερχειλιστής πλημμυρών, το φράγμα εκτροπής, ο αγωγός μεταφοράς των νερών του χειμάρρου Κοκκινόριζας για την ενίσχυση του ταμιευτήρα και ο αγωγός μεταφοράς του νερού.



Εικόνα 2.2: Φωτογραφία φράγματος ποταμών κατά την κατασκευή του.

Έντονο είναι το ενδιαφέρον μεγάλων εταιρειών για τη δημιουργία υδροηλεκτρικού σταθμού παραγωγής ενέργειας στην περιοχή του φράγματος που προωθεί ο ΟΑΔΥΚ. Πρόκειται για ένα έργο από τα μεγαλύτερα στο είδος του, με δυναμική 50 MW, που θα καλύπτει τα 2/3 του νομού Ρεθύμνου. Στον Πίνακα 2.1 παρατίθενται τα τεχνικά χαρακτηριστικά του Φράγματος.

Πίνακας 2.1: Χαρακτηριστικά φράγματος Ποταμών

Χαρακτηριστικά Φράγματος	
Τύπος	Χωμάτινο
Ύψος	55 m
Πλάτος στέψης	10 m
Πλάτος βάσης	350 m
Μήκος στέψης	265 m
Όγκος αναχώματος	1.800.000 m ³
Ανώτατη στάθμη αποθήκευσης	+203 m
Λεκάνη απορροής	60 km ²
Όγκος ταμιευτήρα	22.500.000 m ³
Ωφέλιμος όγκος	17.500.000 m ³
Ύψος νερού	44 m

Ύψος πύργου υδροληψίας	25 m
Διατομή πύργου υδροληψίας	4.50 x 4.50 m
Μήκος σήραγγας εκτροπής	385 m
Διάμετρος σήραγγας εκτροπής	4.50 m
Μήκος σήραγγας αποστράγγισης	119.30 m
Διάμετρος σήραγγας αποστράγγισης	2.50 m
Κουρτίνα τσιμεντενέσεων	27.000 m
Υπερχειλιστής	
Μήκος υπερχειλιστή	340 m
Παροχή υπερχειλιστή	1.325 m ³ /sec
Κύρια έργα	
Κεντρικός αγωγός-δίκτυα διανομής νερού	16 km
Παροχή κεντρικού αγωγού	4.500 km/hour
Σήραγγα Πράσων	3.340 m
Διάμετρος σήραγγας Πρασών	4.50 m
Αρδευόμενη έκταση	24.000 στρεμ.
Ολοκλήρωση έργου	2008

2.2 Γεωλογία περιοχής

Η περιοχή χαρακτηρίζεται από ένα ιδιαίτερα ποικιλόμορφο ανάγλυφο, το οποίο οφείλεται στις γεωμορφολογικές συνθήκες που επικράτησαν στην περιοχή. Εμφανίζονται κατά τόπους άστρωτοι έως και παχυστρωματώδεις πλακώδεις ασβεστόλιθοι, οι οποίοι κυρίως είναι μικρο-μέσο κρυσταλλικοί. Λεπτές κερατολιθικές παρεμβολές υπό μορφή στρώσεων είναι μεμονωμένες (*sensu stricto* Plattenkalk).

Πάνω από τους πλακώδεις ασβεστόλιθους εμφανίζεται η ενότητα των φυλλιτών-χαλαζιτών. Η ενότητα αυτή είναι παραμορφωμένη και μπορεί να διακριθεί σε δύο τμήματα: ένα κατώτερο αποτελούμενο από δολομίτες, ασβεστολίθους, αργιλικούς,

γραφιτικούς, μαρμαρυγιακούς, χλωριτικούς και χαλαζιτικούς σχιστολίθους και σε ένα ανώτερο αποτελούμενο από ερυθρούς φυλλίτες και χαλαζίτες. Η επώθηση της επί των Plattenkalk εμφανίζει ζώνες κατάκλασης. Στα επιφανειακά της τμήματα εμφανίζει ισχυρή αποσάθρωση, δημιουργώντας εδαφικό κάλυμμα που κατά τόπους εμφανίζει πάχος περί το 1 m.

Η ενότητα της Τρίπολης εμφανίζεται στην περιοχή σε μικρή έκταση. Υπέρκειται του καλύμματος των Φυλλιτών – Χαλαζιτών και συνίσταται από ανακρυσταλλωμένους δολομιτιωμένους ασβεστολίθους και δολομίτες, μέσο έως παχυ-στρωματώδεις. Κατά θέσεις, είναι έντονα τεκτονισμένοι ενώ έχουν χρώμα ανοιχτότερο. Νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις επικάθονται ασύμφωνα επί της ενότητας φυλλιτών – χαλαζιτών και κατά τόπους της ενότητας των Plattenkalk. Συνίστανται από ασβεστολιθικές και μαργαϊκές κροκάλες, καθώς επίσης και από αποστρογγυλωμένα χαλίκια συνθέτοντας τις εμφανιζόμενες αναβαθμίδες.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3: ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΔΑΦΙΚΗΣ ΑΠΟΚΡΙΣΗΣ

Υπάρχουν τρεις βασικές μέθοδοι υπολογισμού της εδαφικής απόκρισης οι οποίες βασίζονται τόσο σε μακροσεισμικές όσο και σε μικροσεισμικές παρατηρήσεις: η μέθοδος των μακροσεισμικών παρατηρήσεων, θεωρητικές ή αριθμητικές μέθοδοι και η μέθοδος των φασματικών λόγων.

Στην πρώτη μέθοδο η ένταση, I (Intensity), κάποιου σεισμού σε μια πόλη ή περιοχή είναι ανάλογη του μεγέθους, M (Magnitude), του σεισμού, ελαττώνεται με την απόσταση από την εστία και εξαρτάται από τον τρόπο απόσβεσης (attenuation) των σεισμικών κυμάτων στο μέσο διάδοσης. Γνωρίζοντας τον μηχανισμό γένεσης κάποιου σεισμού, την ενέργεια που εκλύεται από την εστία και το αντίστοιχο μοντέλο για τον τρόπο διάδοσης και απόσβεσης της ακτινοβολίας (κυκλικό, ελλειπτικό σχήμα, γεωμετρική διασπορά, κλπ), είναι δυνατό να υπολογισθεί η διαφορά της αναμενόμενης από το θεωρητικό μοντέλο έντασης από την παρατηρηθείσα ένταση σε κάποια θέση (Papazachos, 1992, Savvaidis et al., 1997).

Κατ' αυτόν τον τρόπο, περιοχές που συστηματικά εμφανίζουν θετικά υπόλοιπα έντασης από παρατηρήσεις διαφόρων σεισμικών δονήσεων, μπορούν να χαρακτηρισθούν ως πλέον επιρρεπείς για να υποστούν μεγαλύτερες βλάβες από θέσεις που εμφανίζουν αρνητικά υπόλοιπα, σε περίπτωση που μελλοντικοί σεισμοί θα πλήξουν τις εν λόγω περιοχές.

Οι αριθμητικές μέθοδοι διακρίνονται στις παρακάτω κατηγορίες:

- Μέθοδοι ανάπτυξης της κυματικής συνάρτησης
- Μέθοδος των πεπερασμένων στοιχείων
- Μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών
- Μέθοδος του διακριτού κυματαρίθμου
- Μέθοδος του οριακού ολοκληρώματος
- Μέθοδος των οριακών στοιχείων διακριτών κυματαριθμών
- Μέθοδος ακτίνων και δεσμών
- Υβριδική μέθοδος

Οι παραπάνω κατηγορίες αριθμητικών μεθόδων παρουσιάζουν πλεονεκτήματα αλλά έχουν και τα μειονεκτήματά τους, σύμφωνα με τους Aki and Irikura (1991). Οι μέθοδοι εκείνες που παρουσιάζουν και αντιστοιχούν σε περισσότερο ρεαλιστικά ομοιώματα είναι λιγότερο ακριβείς αλλά συγκλίνουν ταχύτερα, ενώ εκείνες που διαθέτουν υψηλή ακρίβεια είναι περισσότερο χρονοβόρες. Οι περισσότερες από τις

μεθόδους αυτές βελτιώνονται μέχρι σήμερα γιατί καθεμία συνήθως εφαρμόζεται και εξειδικεύεται για την επίλυση ορισμένης κατηγορίας προβλημάτων.

Σημαντική είναι η ευελιξία και προσαρμοστικότητα τους (σε συνδυασμό με το χαμηλό τους υπολογιστικό κόστος σε συμβατικούς υπολογιστές), αφού επιτρέπουν τη διεξαγωγή παραμετρικών μελετών και την εκτίμηση της αβεβαιότητας της απόκρισης μίας δεδομένης θέσης, αν ληφθεί υπόψη η αβεβαιότητα στις γεωμετρικές και μηχανικές παραμέτρους. Είναι γεγονός ότι τις δύο τελευταίες δεκαετίες οι μέθοδοι αυτές οδήγησαν σε σημαντική πρόοδο στην κατανόηση της επίδρασης των τοπικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

Μία από τις πλέον δημοφιλείς τεχνικές για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών συνθηκών σε περιοχές μέσης ή υψηλής σεισμικότητας είναι η χρήση φασματικών λόγων των σεισμικών καταγραφών. Αυτή η μέθοδος συνίσταται στην καταγραφή σεισμών από διάφορους σεισμολογικούς σταθμούς, ενώ ένας από αυτούς είναι εγκατεστημένος σε μητρικό πέτρωμα και χρησιμεύει ως σταθμός αναφοράς. Στη συνέχεια υπολογίζονται οι λόγοι των φασμάτων των καταγραφών των εγκαρσίων (S) κυμάτων στους διάφορους σταθμούς ως προς εκείνα των καταγραφών στο σταθμό αναφοράς. Οι πρώτες μικροζωνικές μελέτες με τη βοήθεια των φασματικών λόγων έγιναν από τους Bostrom and Sherif (1970) στην British Columbia (Καναδάς) και τους Borchardt et al. (1972) στην Καλιφόρνια. Με την μέθοδο αυτή μπορεί να γίνει ποσοτική εκτίμηση του συντελεστή ή λόγου ενίσχυσης των πλατών της εδαφικής κίνησης στις διάφορες κατηγορίες εδάφους και για διάφορες συχνότητες.

Ο Nakamura (1989) πρότεινε τη χρησιμοποίηση του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών του εδαφικού θορύβου (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή HVSR) για τον υπολογισμό της συχνότητας συντονισμού των επιφανειακών εδαφικών στρωμάτων σε μία θέση. Η μέθοδος αυτή αργότερα εφαρμόστηκε με επιτυχία και σε καταγραφές σεισμών (Lermo and Chavez-Garcia, 1993). Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος του Nakamura.

3.1 Βασικές αρχές της μεθόδου Nakamura

Η βασική παράμετρος της μεθόδου Nakamura, δηλαδή ο λόγος HVSR συνήθως παρουσιάζει ένα μέγιστο όπου αντιστοιχεί στην θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) των εδαφικών σχηματισμών στο σημείο μέτρησης. Κατά τη διάρκεια του Ευρωπαϊκού

ερευνητικού προγράμματος SESAME (Site EffectS assessment using AMbient Excitations, 2004) ύστερα από πολλές συγκρίσεις φασματικών λόγων εδαφικού θορύβου με φασματικούς λόγους από σεισμικές καταγραφές καθώς και με φασματικούς λόγους οι οποίοι προήλθαν από αριθμητική προσομοίωση καταγραφών, προέκυψε το συμπέρασμα ότι η μέθοδος HVSR με δεδομένα εδαφικού θορύβου μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα για την τιμή της f_0 , αλλά και για ένα πιθανόν κατώτερο όριο για την ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης, A_0 .

Η μέθοδος HVSR από καταγραφές εδαφικού θορύβου βασίζεται στην ύπαρξη ενός επιφανειακού στρώματος το οποίο βρίσκεται πάνω σε σκληρότερο στρώμα ή ημιχώρο με διαφορετικές μηχανικές και φυσικές ιδιότητες. Επομένως, όταν το σημείο μέτρησης βρίσκεται πάνω σε σκληρό πέτρωμα (βράχο) ή όταν δεν υπάρχει διαφοροποίηση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες μεταξύ των υλικών στην επιφάνεια και σε κάποιο βάθος, τότε ο φασματικός λόγος HVSR είναι σχεδόν επίπεδος χωρίς την εμφάνιση μέγιστων τιμών (peaks).

Ο Nakamura (1989) παρατήρησε ότι οι καταγραφές σε διαφορετικούς σταθμούς ακόμα και για τον ίδιο σεισμό είναι διαφορετικές εξαιτίας των ιδιαίτερων γεωλογικών χαρακτηριστικών κάθε περιοχής. Επίσης, υπολογίζοντας το μέγιστο πλάτος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα ενός σεισμού σε διάφορους σταθμούς καταγραφής κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτός είναι σχεδόν ίσος με τη μονάδα σε βραχώδεις τοποθεσίες.

Πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου για περισσότερο από 30 συνεχόμενες ώρες σε δύο περιοχές μελέτησε τα χαρακτηριστικά του εδαφικού θορύβου. Στην εργασία του θεώρησε ότι οι οριζόντιες συνιστώσες του εδαφικού θορύβου ενισχύονται από τις πολλαπλές ανακλάσεις των εγκαρσίων κυμάτων, ενώ η κατακόρυφη ενισχύεται από τις πολλαπλές ανακλάσεις των διαμήκων κυμάτων. Επίσης θεώρησε ότι η κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου διατηρεί τα χαρακτηριστικά της πηγής μέχρι τα επιφανειακά στρώματα και ότι μόνο στα ανώτερα ιζηματογενή στρώματα επηρεάζεται από τα κύματα Rayleigh που διαδίδονται σε αυτά.

Νέα παρατήρηση με βάση τα ανώτερα είναι ότι ο βαθμός επίδρασης των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο μπορεί να υπολογιστεί από τον λόγο της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου στους επιφανειακούς σχηματισμούς, S_{VS} , προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου στο βραχώδες υπόβαθρο, S_{VB} . Σύμφωνα με την ανάλυση του επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι περίπου μηδέν όταν ο παραπάνω λόγος (των δύο κατακόρυφων συνιστωσών) είναι μονάδα.

Ο Nakamura ξεκίνησε την παρουσίαση της τεχνικής HVSR εκφράζοντας αρχικά τη συνάρτηση μεταφοράς S_T των επιφανειακών στρωμάτων ως εξής:

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (3.1)$$

όπου S_{HS} και S_{HB} είναι αντίστοιχα το φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας του εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια και το φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας του εδαφικού θορύβου που προσπίπτει από το βραχώδες υπόβαθρο στα επιφανειακά στρώματα. Στη συνέχεια, εξέφρασε την επίδραση των κυμάτων Rayleigh με βάση τη σχέση:

$$E_S = \frac{S_{VS}}{S_{VB}} \quad (3.2)$$

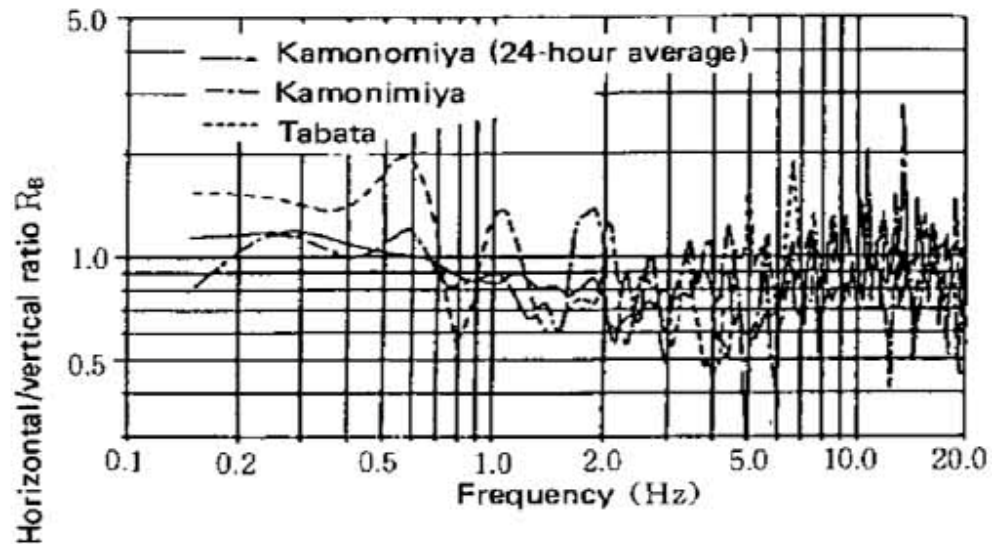
όπου S_{VS} και S_{VB} είναι, αντίστοιχα, το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια και το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου που προσπίπτει από το βραχώδες υπόβαθρο στα επιφανειακά στρώματα.

Υποθέτοντας ότι η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι ίδια για τις οριζόντιες και την κατακόρυφη συνιστώσα, θεώρησε ότι ο λόγος S_T/E_S αποτελεί μία αξιόπιστη συνάρτηση μεταφοράς, την S_{TT} :

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{VB}}} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{HB}}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (3.3)$$

Στην οποία οι ποσότητες R_S και R_B είναι οι φασματικοί λόγοι της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου στο επιφανειακό στρώμα και στο υπόβαθρο, αντίστοιχα.

Στη συνέχεια, υπολόγισε το φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου σε βραχώδες υπόβαθρο (R_B) τον οποίο και σύγκρινε με τον αντίστοιχο σεισμικών καταγραφών (Σχήμα 3.1). Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξε ο Nakamura, και το οποίο αποτελεί την βασικότερη πειραματική θεμελίωση της μεθόδου, ήταν ότι ο λόγος R_B γίνεται περίπου ίσος με τη μονάδα για ένα σχετικά μεγάλο εύρος συχνοτήτων στο βραχώδες υπόβαθρο.



Σχήμα 3.1: Φασματικοί λόγοι της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (Kamonimiya, Tabata) και σεισμικών καταγραφών (Kamonimiya) στο βραχώδες υπόβαθρο (Nakamura, 1989).

Επομένως, αν στη σχέση (3.3) θεωρήσουμε ότι $RB=1$ τότε:

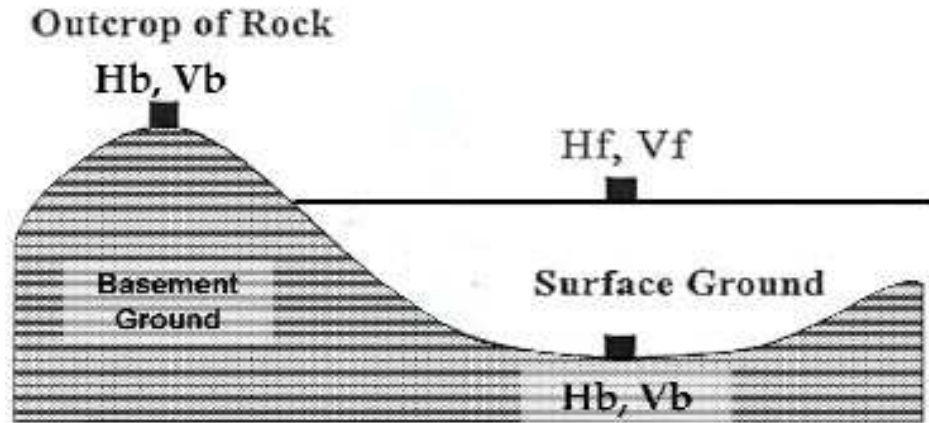
$$S_{TT} = R_s = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (3.4)$$

Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξε ο Nakamura, με βάση τα παραπάνω, είναι ότι η συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) των επιφανειακών στρωμάτων μπορεί να εκτιμηθεί από τον φασματικό λόγο της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου στη θέση παρατήρησης στην επιφάνεια (τεχνική HVSR).

3.2 Μέθοδος QTS (Quasi-Transfer Spectrum)

Το μειονέκτημα της ανάλυσης του Nakamura (1989) ήταν πως βασιζόταν σε υποθέσεις σχετικά με τη φύση του εδαφικού θορύβου (π.χ. όσον αφορά στη συνεισφορά των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο), οι οποίες δεν είχαν αντίστοιχη επιστημονική τεκμηρίωση. Κατά συνέπεια, ο Nakamura (1996, 2000) προχώρησε σε επόμενη, πιο λεπτομερειακή ανάλυση της τεχνικής HVSR, βασιζόμενος σε διαφορετικές υποθέσεις. Αν το σχήμα των καμπύλων του φασματικού λόγου της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου εξαρτάται από τις ανακλάσεις των εγκάρσιων κυμάτων μέσα στα ιζήματα, τότε τόσο η δεσπόζουσα συχνότητα όσο και ο συντελεστής ενίσχυσης συνδέονται απευθείας με τη συνάρτηση μεταφοράς. Για

αυτό το λόγο μετονόμασε την τεχνική HVSR σε τεχνική QTS (Quasi-Transfer Spectrum).



Σχήμα 3.2: Τυπική γεωλογική δομή μιας ιζηματογενούς κοιλάδας. Με H_f , H_b συμβολίζεται το φάσμα της οριζόντιας εδαφικής κίνησης και με V_f , V_b συμβολίζεται το φάσμα της κατακόρυφης κίνησης. Οι δείκτες f , b συμβολίζουν κίνηση στην επιφάνεια του ιζηματογενούς στρώματος και του υποβάθρου.

Ο Nakamura ανάλυσε την τεχνική QTS για την περίπτωση μίας τυπικής γεωλογικής δομής ιζηματογενούς λεκάνης που φαίνεται στο Σχήμα 3.2). Θεώρησε ότι το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου συνίσταται από κύματα χώρου και από επιφανειακά κύματα. Σ' αυτή την περίπτωση το φάσμα της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας της εδαφικής κίνησης που καταγράφονται στο επιφανειακό στρώμα της ιζηματογενούς κοιλάδας (H_f, V_f) δίδονται από τις σχέσεις:

$$H_f = A_h * H_b + H_s \quad (3.5)$$

$$V_f = A_v * V_b + V_s \quad (3.6)$$

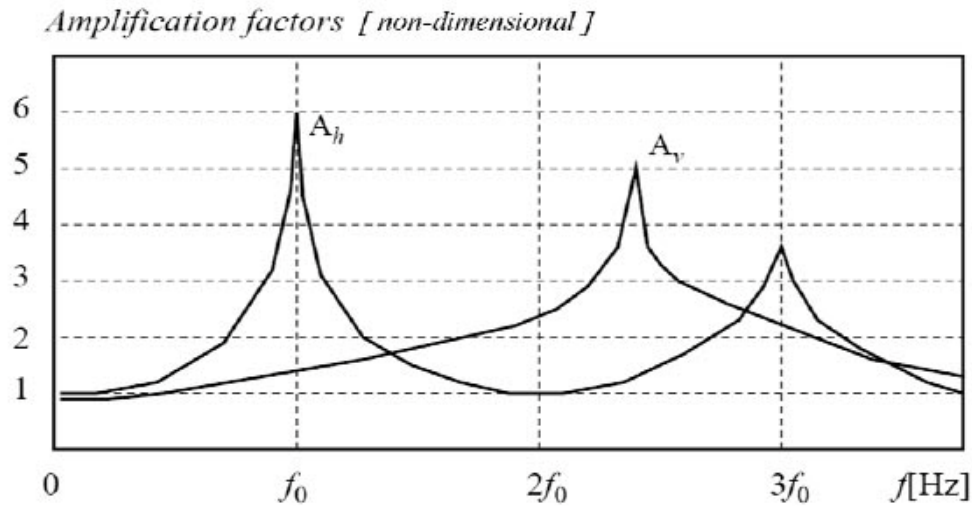
όπου:

H_b και V_b : Οριζόντια και κατακόρυφη εδαφική κίνηση στο βραχώδες υπόβαθρο κάτω από την λεκάνη.

H_s και V_s : Φάσμα της οριζόντιας και της κατακόρυφης κίνησης των επιφανειακών κυμάτων.

H_f και V_f : Οριζόντια και κατακόρυφη εδαφική κίνηση στην επιφάνεια του ιζηματογενούς στρώματος.

A_h και A_v : Παράγοντες ενίσχυσης των οριζόντιων και των κατακόρυφων κινήσεων κατακόρυφα προσπιπτόντων κυμάτων χώρου (σχήμα 3.3).



Σχήμα 3.3: Σχηματική αναπαράσταση των παραγόντων ενίσχυσης των οριζόντιων (A_h) και των κατακόρυφων (A_v) κινήσεων. Η συχνότητα είναι σε μονάδες θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) (Nakamura., 2000. Carniel et al., 2006).

Εφαρμόζοντας τη συνάρτηση μεταφοράς S_{TT} υπολόγισε το φασματικό λόγο της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην επιφάνεια του ιζηματογενούς στρώματος:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_f \cdot H_b + H_s}{A_v \cdot V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \quad (3.7)$$

Στην παραπάνω εξίσωση ισχύει $H_b / V_b = 1$, οπότε:

$$QTS = \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \quad (3.8)$$

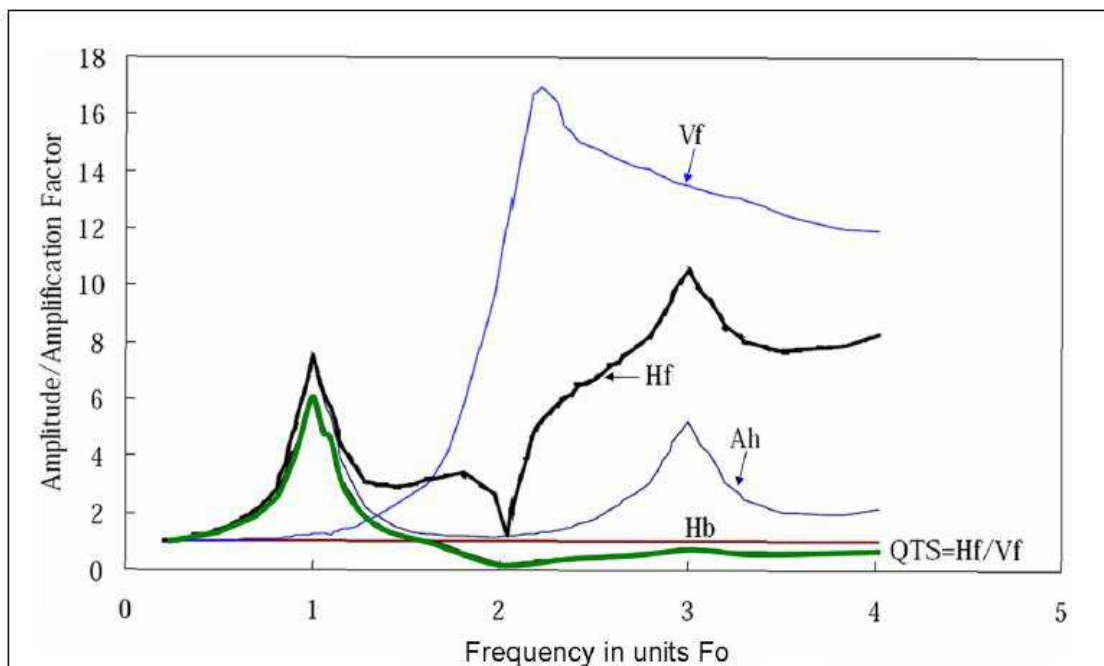
Ο Nakamura θεώρησε ότι οι λόγοι H_s / H_b και V_s / H_b σχετίζονται άμεσα με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh και σύμφωνα με τη θεώρηση αυτή στην παραπάνω σχέση ισχύουν τα ακόλουθα:

- 1) Εάν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh, τότε : $QTS = A_h / A_v$.
- 2) Εάν το ποσοστό των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο είναι υψηλό τότε:
 - Ισχύει ότι $QTS = H_s / V_s$.
 - Η χαμηλότερη τιμή της συχνότητας του φασματικού λόγου H_s / V_s γίνεται σχεδόν ίση με τη συχνότητα F_0 του A_h .

- Στην περιοχή της F_0 , ισχύει ότι $A_v=1$.
- Η ποσότητα QTS φαίνεται να έχει μια σταθερή κορυφή στην περιοχή της συχνότητας F_0 . Ακόμα και εάν η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι μεγάλη, η συνιστώσα V_s γίνεται μικρή κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα λόγω των πολλαπλών ανακλάσεων των οριζόντιων κινήσεων, με αποτέλεσμα μια κορυφή στον φασματικό λόγο H_s/V_s .

3) Εάν η οριζόντια και η κατακόρυφη εδαφική κίνηση στο βραχώδες υπόβαθρο (H_b , V_b) είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες των επιφανειακών κυμάτων (H_s , V_s) τότε $QTS=A_h$.

Από τα παραπάνω ο Nakamura κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η τεχνική QTS παρέχει τη θεμελιώδη συχνότητα (first order proper frequency) λόγω των πολλαπλών ανακλάσεων των κυμάτων SH στα επιφανειακά στρώματα και οδηγεί στην εκτίμηση του παράγοντα ενίσχυσης της θέσης παρατήρησης, ανεξαρτήτως του βαθμού επίδρασης των κυμάτων Rayleigh.



Σχήμα 3.4: Σχηματική σύγκριση του παράγοντα ενίσχυσης της οριζόντιας κίνησης (A_h , μπλε γραμμή), του φάσματος της οριζόντιας συνιστώσας (H_f , μαύρη γραμμή), του φάσματος της κατακόρυφης συνιστώσας (V_f , μπλε ανοιχτή γραμμή) και του φασματικού λόγου QTS ($QTS=H_f/V_f$, πράσινη γραμμή). Η συχνότητα είναι σε μονάδες θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (F_0).

Στη συνέχεια, ο Nakamura συνέκρινε σχηματικά την οριζόντια συνιστώσα (H_f), την κατακόρυφη συνιστώσα (V_f), τον φασματικό λόγο H_f / H_b (τεχνική SSR) και τον φασματικό λόγο H_f / V_f (τεχνική QTS ή H/V ή HVSR) (Σχήμα 3.4). Παρατήρησε ότι η ποσότητα QTS είναι μικρότερη από τη θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς, ενώ ο φασματικός λόγος H_f / H_b είναι μεγαλύτερος επειδή η H_f περιλαμβάνει την επίδραση των κυμάτων Rayleigh. Στην περίπτωση που η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι έντονη τότε θα ισχύει $QTS < 1$ για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Αντίθετα, εάν η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι μικρή, τότε σε συχνότητες αρκετά μεγαλύτερες από την F_0 αναμένεται να ισχύει $QTS < 1$ σε ένα στενό εύρος συχνοτήτων, εξαιτίας της επίδρασης της κατακόρυφης κίνησης.

Επίσης, ο Nakamura προσδιόρισε το βάθος του υποβάθρου h , χρησιμοποιώντας την τεχνική QTS. Η συχνότητα F_0 που σχετίζεται με την QTS υπολογίζεται από τη σχέση:

$$F_0 = \frac{C_s}{4h} \quad (3.9)$$

όπου C_s η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα. Το πλάτος ενίσχυσης που αντιστοιχεί στη θεμελιώδη συχνότητα δίνεται από την σχέση:

$$A_0 = \frac{1}{\frac{p_s C_s}{p_b C_b} 4h + 0.5\pi\zeta} \quad (3.10)$$

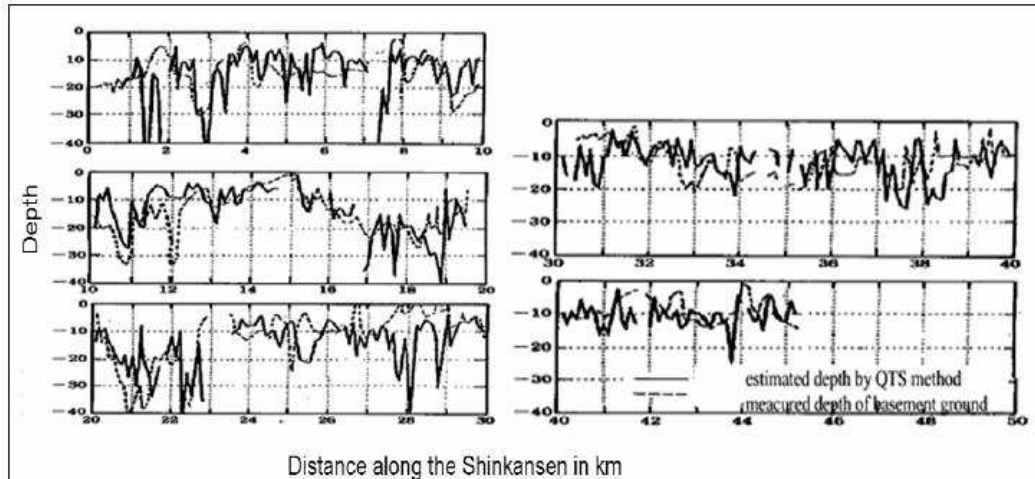
όπου C_b η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο υπόβαθρο p_s , και p_b , οι πυκνότητες του επιφανειακού στρώματος και του υποβάθρου, αντίστοιχα, και ζ είναι ο παράγοντας απόσβεσης του επιφανειακού στρώματος. Θεωρώντας ότι δεν υπάρχει απόσβεση (δηλαδή $\zeta=0$) και ότι οι πυκνότητες του υποβάθρου και του επιφανειακού στρώματος είναι ίσες, το πλάτος ενίσχυσης που αντιστοιχεί στη θεμελιώδη συχνότητα γίνεται:

$$A_0 = \frac{C_b}{C_s} \quad (3.11)$$

όπου C_b η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο υπόβαθρο. Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει ότι το βάθος h του υποβάθρου είναι:

$$h = \frac{C_b}{4A_0F_0} \quad (3.12)$$

Στο Σχήμα 3.5 φαίνεται το βάθος του υποβάθρου που εκτιμήθηκε από τον Nakamura χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου κατά μήκος μιας γραμμής του εναέριου σιδηροδρόμου (Shinkansen). Οι τιμές που υπολογίσθηκαν συγκρίνονται ικανοποιητικά με το βάθος του υποβάθρου που μετρήθηκε από γεωτρήσεις.



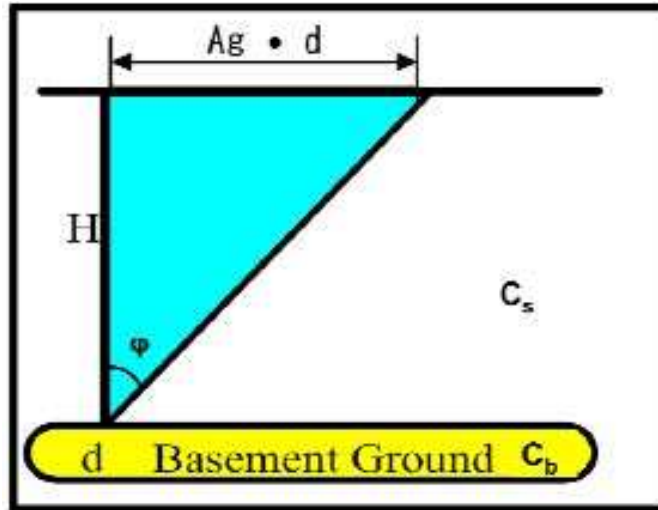
Σχήμα 3.5: Σύγκριση του βάθους που υπολογίστηκε από μετρήσεις εδαφικού θορύβου με το βάθος που μετρήθηκε από γεωτρήσεις κατά μήκος μιας γραμμής του εναέριου σιδηροδρόμου Shinkansen (Nakamura, 2000).

Ακολουθώντας ο Nakamura για την καλύτερη εκτίμηση των βλαβών που μπορεί να προκληθούν από ένα σεισμό πρότεινε τον υπολογισμό του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα του Ishihara (1982) σχετικά με τη σχέση μεταξύ της εγκάρσιας παραμόρφωσης γ και των βλαβών των κατασκευών. Σύμφωνα με τον Ishihara (1982) το έδαφος μεταπίπτει σε πλαστική (plastic) κατάσταση όταν η εγκάρσια παραμόρφωση, γ , παίρνει τιμή περίπου ίση με 10^{-3} . Όταν η εγκάρσια παραμόρφωση γ παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 10^{-2} τότε προκύπτει εδαφική αστοχία.

Στο Σχήμα 3.6 φαίνεται η εγκάρσια παραμόρφωση των επιφανειακών σχηματισμών η οποία μπορεί να υπολογιστεί από την σχέση:

$$\gamma = \varepsilon \phi \phi = \frac{A_g \cdot d}{H} \quad (3.13)$$

Όπου, A_g : ο παράγοντας ενίσχυσης του επιφανειακού στρώματος, H : το πάχος του επιφανειακού στρώματος, d : η σεισμική μετατόπιση του υποβάθρου.



Σχήμα 3.6: Εγκάρσια παραμόρφωση γ των επιφανειακών σχηματισμών (Nakamura, 2000).

Θεωρώντας τις ταχύτητες διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο υπόβαθρο και το επιφανειακό στρώμα αντίστοιχα C_b και C_s , η ιδιοσυχνότητα του επιφανειακού στρώματος f_g ισούται ,με:

$$f_g = \frac{C_b}{4A_g H} \quad (3.14)$$

Η επιτάχυνση (α_b) στο υπόβαθρο μπορεί να γραφτεί ως εξής: $\alpha_b = (2\pi f_g)^2 d$ συνεπώς η εγκάρσια παραμόρφωση των επιφανειακών σχηματισμών γ είναι:

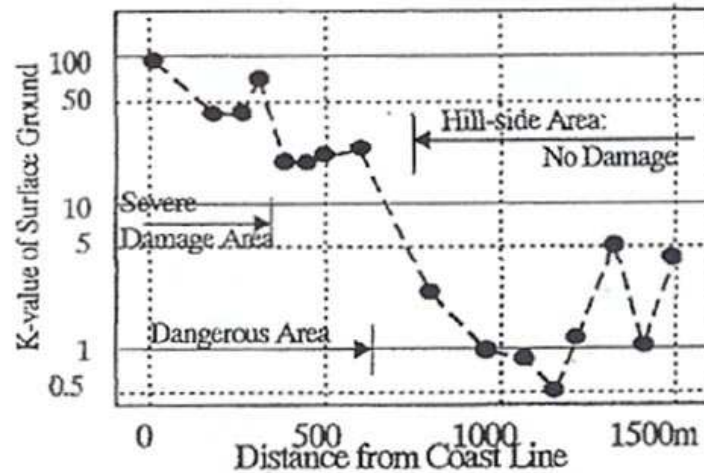
$$\gamma = \frac{A_g \alpha_b}{(2\pi f_g)^2} 4A_g \frac{f_g}{C_b} = \frac{A_g^2}{f_g} \cdot \frac{\alpha_b}{\pi^2 C_b} \Rightarrow \gamma = C \cdot K_g \cdot \alpha_b \quad (3.15)$$

όπου: $C = \frac{1}{\pi^2 C_b}$ και $K_g = \frac{A_g^2}{f_g}$.

Η τιμή του C αναμένεται να είναι σχεδόν σταθερή για κάθε περιοχή μελέτης, εφόσον το μέγεθος C_b αντιστοιχεί στην ταχύτητα διάδοσης εγκάρσιων κυμάτων σε βραχώδες υπόβαθρο. Σύμφωνα με τον Nakamura, η ενεργός εγκάρσια παραμόρφωση γ_e του εδάφους υπολογίζεται μέσω της σχέσης:

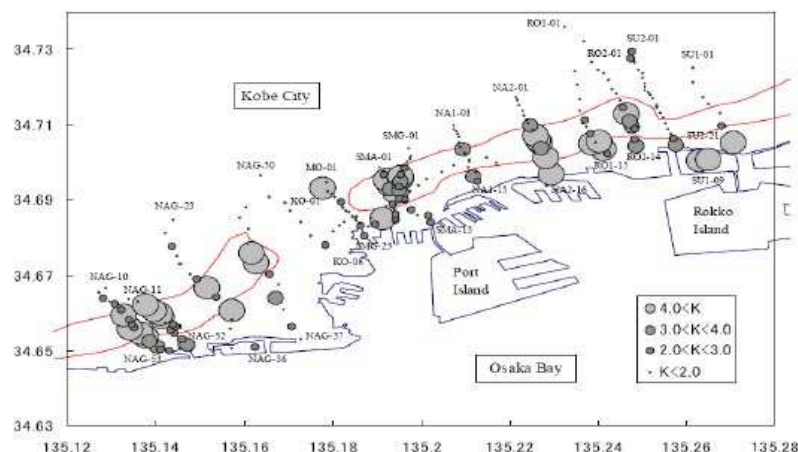
$$\gamma_e = K_g \alpha_{bmax} \quad (3.16)$$

όπου, α_{bmax} είναι η μέγιστη επιτάχυνση στο υπόβαθρο. Ο δείκτης τρωτότητας K_g του εδάφους είναι ουσιαστικά ένας παράγοντας αναλογίας που παρέχει την απευθείας εκτίμηση της εγκάρσιας παραμόρφωσης του εδάφους.



Σχήμα 3.7: Συσχέτιση των τιμών του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους στην περιοχή της Μαρίνας του Σαν Φρανσίσκο σε σχέση με τις καταστροφές που παρατηρήθηκαν από το σεισμό της Loma Prieta το 1989 (Nakamura, 1996).

Ο Nakamura παρατήρησε πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των τιμών του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους και των βλαβών που προκλήθηκαν από σεισμούς (Σχήματα 3.7 και 3.9). Στο Σχήμα 3.7 δίνεται η συσχέτιση των τιμών του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους κατά μήκος μίας τομής στην περιοχή της Μαρίνας του Σαν Φρανσίσκο με τις βλάβες που προκλήθηκαν από το σεισμό της Loma Prieta το 1989 (Nakamura, 1996). Σύμφωνα με το σχήμα, οι περιοχές στις οποίες η τιμή του K_g ήταν μεγαλύτερη από 20 παραμορφώθηκαν ή ρευστοποιήθηκαν, ενώ στις περιοχές που δεν υπήρχαν ζημιές οι τιμές του K_g ήταν πολύ μικρότερες.

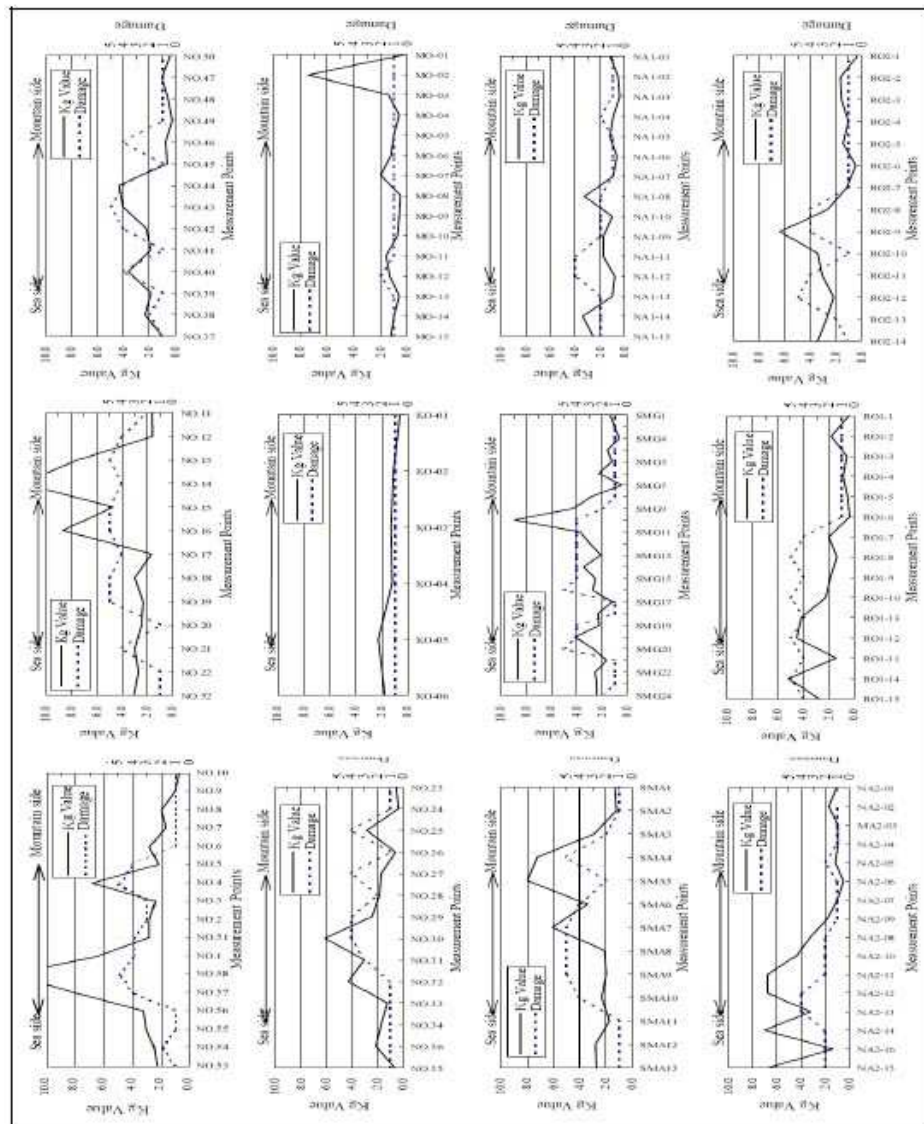


Σχήμα 3.8: Κατανομή του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους στην πόλη του Kobe (Nakamura et al., 2000).

Στο Σχήμα 3.8 φαίνεται η κατανομή του δείκτη τρωτότητας στην πόλη του Kobe (Nakamura et al., 2000). Στο Σχήμα 3.9 παρουσιάζεται η σύγκριση των τιμών δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους με το ποσοστό των βλαβών που παρατηρήθηκαν στις

κατασκευές από τον σεισμό του Kobe το 1995 (Nakamura et al., 2000). Σε όλες τις γραφικές παραστάσεις του Σχήματος 3.9 οι τιμές του K_g και του ποσοστού των βλαβών, με ελάχιστες εξαιρέσεις μεταβάλλονται με παρόμοιο τρόπο.

Με βάση τα παραπάνω ο Nakamura (1996, 2000, et al. 2000) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η τιμή του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους περιγράφει τις τοπικές εδαφικές συνθήκες και συσχετίζεται με τη ζώνη των βλαβών όπως επίσης και με τα φαινόμενα ρευστοποίησης. Συνεπώς, θεώρησε ότι ο δείκτης τρωτότητας K_g του εδάφους μπορεί να χρησιμοποιηθεί ως μία αξιόπιστη εκτίμηση της τρωτότητας όλων των τύπων των εδαφών.



Σχήμα 3.9. Σύγκριση μεταξύ του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους και των βλαβών που προκλήθηκαν από τον σεισμό του Kobe το 1995. Το ποσοστά των βλαβών είναι: 1: καμία βλάβη, 2: 0-12.5% βλάβες, 3: 12.5-25% βλάβες, 4: 25-50% βλάβες, 5: 50-100% βλάβες (Nakamura et al., 2000).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4: ΕΥΡΩΠΑΙΚΟ ΕΡΕΥΝΗΤΙΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ SESAME

Ανεξάρτητα από το θεωρητικό υπόβαθρο της τεχνικής HVSR, οι μετρήσεις του εδαφικού θορύβου παρέχουν μια πολύ ενδιαφέρουσα προσέγγιση της εκτίμησης των εδαφικών επιδράσεων, λόγω του χαμηλού κόστους, της ταχύτητας με την οποία εκτελούνται οι εργασίες πεδίου καθώς και της ευκολίας ανάλυσης των δεδομένων. Παρότι η τεχνική HVSR χρησιμοποιείται πλέον ευρέως σε όλο τον κόσμο, δεν έχει βρεθεί μία γενική συμφωνία για τα συστήματα συλλογής των καταγραφών και τις τεχνικές επεξεργασίας τους. Πολύ λίγες μελέτες έχουν αξιολογήσει την επίδραση, μερικών μόνο, πειραματικών παραμέτρων που θα μπορούσαν να έχουν επιπτώσεις στις μετρήσεις εδαφικού θορύβου (μεταξύ άλλων από τους Mucciarelli 1998, Parolai et al. 2001).

Θέλοντας να καλύψει αυτό το κενό, το ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα «**SESAME**» (Site EffectS assessment using **AM**ambient **E**xcitations, European Commission – Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026) είχε ως στόχο την ανάπτυξη πρότυπης μεθοδολογίας συλλογής και επεξεργασίας μετρήσεων εδαφικού θορύβου. Η μεθοδολογία που περιγράφεται στις επόμενες ενότητες βασίζεται στα αποτελέσματα του προγράμματος SESAME: “Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, Processing and Interpretation”, (<http://SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>: D23.12, 2004).

4.1 Βασικές οδηγίες για την συλλογή δεδομένων

Για την αξιολόγηση των πειραματικών παραμέτρων όσον αφορά την ακρίβεια και την αξιοπιστία του λόγου H/V δημιουργήθηκαν τρεις βασικές κατηγορίες ταξινόμησης των παραμέτρων:

1. Παράμετροι που σχετίζονται με τα όργανα και με την καταγραφή.
2. Παράμετροι που σχετίζονται με τη θέση που πραγματοποιούνται οι μετρήσεις.
3. Παράμετροι που σχετίζονται με τη μεταβλητότητα των εξωτερικών συνθηκών.

Για τη μελέτη των παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν 12 ψηφιοποιητές, 18 αισθητήρες και πραγματοποιήθηκαν 593 μετρήσεις στα πλαίσια του SESAME. Η επίδραση των διάφορων πειραματικών παραμέτρων εξετάστηκε με βάση τις καμπύλες HVSR για διάφορες συχνότητες. Για κάθε παράμετρο, οι φασματικοί λόγοι HVSR

συγκρίθηκαν με μια "κατάσταση αναφοράς" (reference) με την εφαρμογή κατάλληλης στατιστικής μεθόδου ("Student-t test").

➤ Όργανα μέτρησης

1. Ο τύπος του ψηφιοποιητή υψηλής ανάλυσης δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα.
2. Θα πρέπει να αποφεύγεται η χρήση επιταχυνσιόμετρων. Τα επιταχυνσιόμετρα δεν είναι αρκετά ευαίσθητα για συχνότητες χαμηλότερες από 1 Hz και δίνουν πολύ ασταθή αποτελέσματα.
3. Δεν συνιστάται να πραγματοποιούνται μετρήσεις εδαφικού θορύβου χρησιμοποιώντας σεισμόμετρα με φυσική ιδιοπερίοδο υψηλότερη από 20 sec, επειδή απαιτούν μεγάλο χρόνο σταθεροποίησης χωρίς να δίνουν καλύτερα αποτελέσματα.
4. Δεν συνιστάται να χρησιμοποιούνται σεισμόμετρα των οποίων η φυσική συχνότητα είναι μεγαλύτερη από τη χαμηλότερη συχνότητα ενδιαφέροντος.

➤ Διάρκεια καταγραφής

1. Για να είναι μία μέτρηση αξιόπιστη θα πρέπει να ισχύει η σχέση $f_0 > \frac{10}{l_w}$, όπου f_0 είναι η θεμελιώδης συχνότητα της θέσης και l_w είναι το μήκος του παραθύρου. Αυτή η συνθήκη προτείνεται έτσι ώστε στη συχνότητα ενδιαφέροντος να υπάρχουν τουλάχιστον 10 σημαντικοί κύκλοι (n_c) σε κάθε παράθυρο (Πίνακας 4.1).

Πίνακας 4.1: Προτεινόμενες παράμετροι καταγραφής

f_0 [Hz]	Minimum value for l_w [s]	Minimum number of significant cycles (n_c)	Minimum number of windows	Minimum useful signal duration [s]	Recommended minimum record duration [min]
0.2	50	200	10	1000	30'
0.5	20	200	10	400	20'
1	10	200	10	200	10'
2	5	200	10	100	5'
5	5	200	10	40	3'
10	5	200	10	20	2'

2. Συνιστάται ο συνολικός αριθμός σημαντικών κύκλων $n_c = l_w \cdot n_w \cdot f_0$ να είναι μεγαλύτερος από 200 (π.χ. για μια κορυφή που βρίσκεται στη συχνότητα 1 Hz να υπάρχουν τουλάχιστον 20 παράθυρα 10s το κάθε ένα, ή για μια κορυφή στη συχνότητα

0.5 Hz να υπάρχουν ή 10 παράθυρα 40s κάθε ένα, ή 20 παράθυρα 20s κάθε ένα αλλά όχι 40 παράθυρα 10s κάθε ένα). Στον Πίνακα 4.1 δίνονται πληροφορίες για διάφορες συχνότητες.

3. Για να είναι μία κορυφή αξιόπιστη ("clear peak") θα πρέπει το πλάτος του φασματικού λόγου HVSR (A_0) που αντιστοιχεί στη θεμελιώδη συχνότητα (f_0) της θέσης να έχει τιμή μεγαλύτερη του 2.

➤ Παράμετροι καταγραφής

1. Το σεισμόμετρο θα πρέπει να είναι καλά οριζοντιομένο.
2. Το επίπεδο ενίσχυσης του σήματος να είναι καθορισμένο στη μέγιστη τιμή.
3. Η συχνότητα δειγματοληψίας των 50 Hz είναι αρκετή, αφού η μέγιστη συχνότητα που παρουσιάζει ενδιαφέρον για τους μηχανικούς δεν είναι μεγαλύτερη από 25 Hz, αν και μεγαλύτερες συχνότητες δειγματοληψίας δεν επηρεάζουν τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR.
4. Το μήκος του καλωδίου που συνδέει τον ψηφιοποιητή με τον αισθητήρα να μην είναι μεγαλύτερο από 100 m.

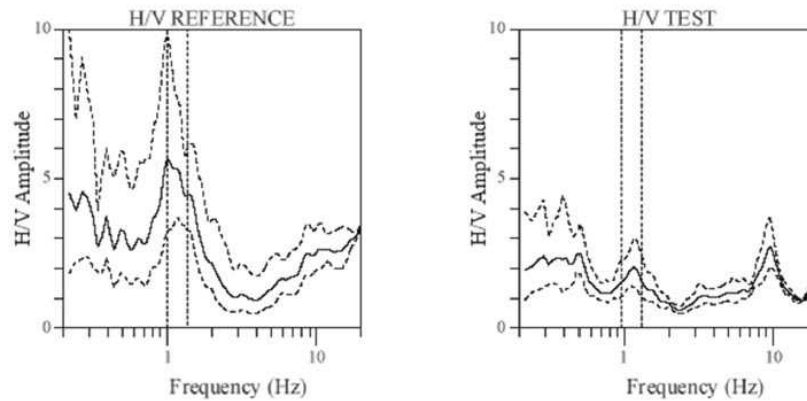
➤ Απόσταση μεταξύ των μετρήσεων

1. Στις μικροζωνικές μελέτες συνιστάται να υιοθετείται αρχικά ένα μεγάλο διάστημα δειγματοληψίας (π.χ. πλέγμα 500 m) και σε περίπτωση απότομης χωρικής μεταβολής των αποτελεσμάτων να αυξάνεται η πυκνότητα του πλέγματος (π.χ. κάτω από 250 m).
2. Για τον υπολογισμό της θεμελιώδους συχνότητας f_0 μιας θέσης συνιστάται να πραγματοποιούνται τουλάχιστον τρεις μετρήσεις για να αποφευχθούν τυχαία σφάλματα.

➤ Κοντινές δομές

1. Πρέπει να αποφεύγεται να πραγματοποιούνται μετρήσεις κοντά σε κτίρια, δέντρα, κ.λ.π. σε περίπτωση πνοής ανέμου (ταχύτητας > 5 m/s). Η κίνηση των δομών αυτών μπορεί να επηρεάσει έντονα τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR με την εισαγωγή χαμηλών συχνοτήτων στις καμπύλες.

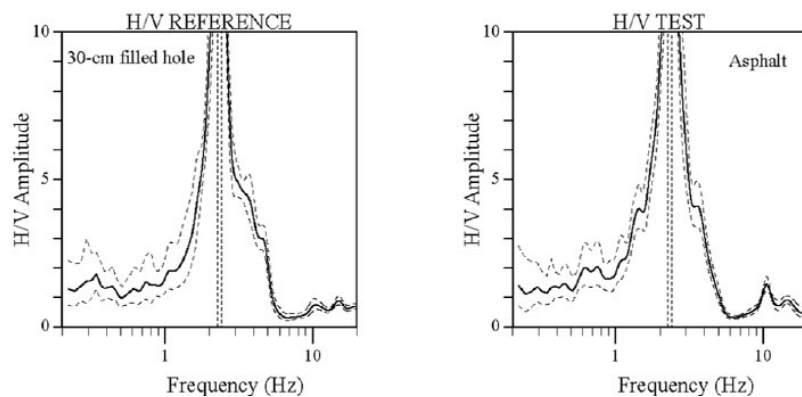
2. Πρέπει να αποφεύγεται να πραγματοποιούνται μετρήσεις επάνω από υπόγειες δομές όπως σταθμοί αυτοκινήτων, σωλήνες, καπάκια υπονόμων, κ.λ.π., διότι αυτές οι δομές μπορεί να αλλοιώσουν αισθητά το πλάτος της κατακόρυφης συνιστώσας (Σχήμα 4.1).



Σχήμα 4.1: Σύγκριση των καμπυλών HVSR σε θέση η οποία βρίσκεται 30 m μακριά από την υπόγεια δομή (αριστερά) και πάνω από υπόγεια δομή (δεξιά). Παρατηρούμε ότι είναι εμφανής η διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων (SESAME: Deliverable D08.02, 2003).

➤ Σύζευξη εδάφους – σεισμομέτρου

1. Τοποθέτηση του σεισμομέτρου σε άμεση επαφή με το έδαφος όποτε είναι δυνατόν.
2. Η τοποθέτηση του σεισμομέτρου σε άσφαλο ή σε οπλισμένο σκυρόδεμα δεν έχει επιπτώσεις στα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR (Σχήμα 4.2) σε συχνότητες από 0.2 έως 20 Hz, επειδή δεν παρατηρείται καμία τεχνητή κορυφή.
3. Το σεισμόμετρο θα πρέπει να αποφεύγεται να τοποθετείται σε "μαλακά εδάφη" (λάσπη, οργωμένο χώμα, ψηλή χλόη, κ.λ.π.), ή πάνω σε χώμα μουσκεμένο από βροχή.



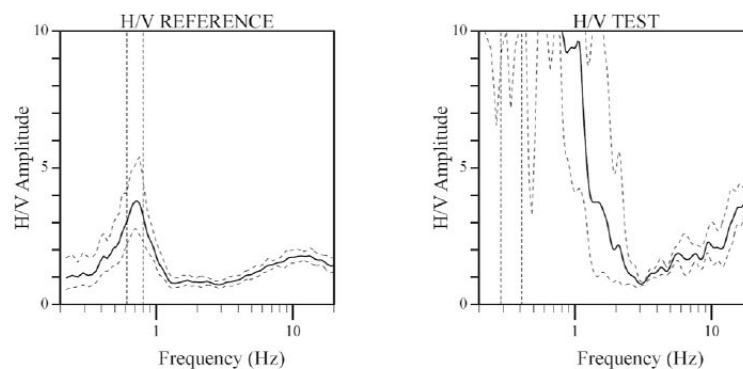
Σχήμα 4.2: Σύγκριση των καμπυλών HVSR που λήφθηκαν με τα σεισμόμετρα τοποθετημένα σε άσφαλο (δεξιά) και χωρίς άσφαλο (αριστερά) στην ίδια τοποθεσία. Παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει σημαντική διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων (SESAME: Deliverable D23.12, 2004).

➤ Σύζευξη εδάφους – σεισμομέτρου με τεχνητό τρόπο

1. Πρέπει να αποφεύγονται οι πλάκες από "μαλακά" υλικά όπως το λάστιχο αφρού, το χαρτόνι, κ.λ.π.
2. Σε απότομες κλίσεις που δεν επιτρέπουν τη σωστή οριζοντίωση του σεισμομέτρου, αυτό πρέπει να τοποθετείται σε έναν σωρό άμμου ή σε ένα κιβώτιο γεμάτο άμμο οριζοντιωμένη.
3. Σε χιόνι ή τον πάγο, το σεισμόμετρο πρέπει να εγκατασταθεί πάνω σε μία μεταλλική ή ξύλινη πλάκα ή σε ένα κιβώτιο γεμάτο άμμο, έτσι ώστε να αποφεύγεται η κλίση του λόγω υγραποίησης του χιονιού ή του πάγου.

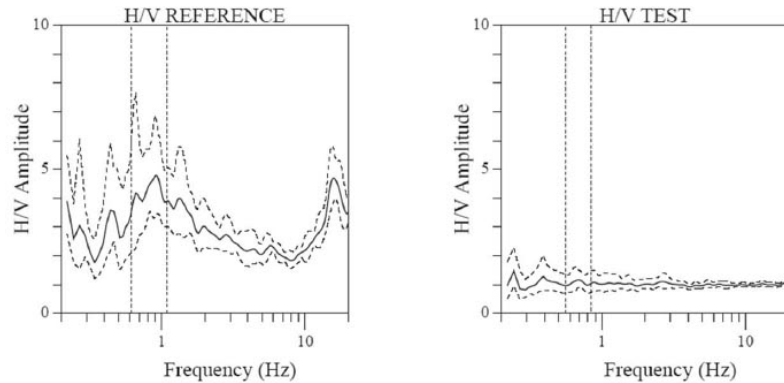
➤ Μετεωρολογικές συνθήκες

1. Αέρας: Το σεισμόμετρο πρέπει να προστατεύεται από τον άνεμο. Ακόμη και ένας ασθενής άνεμος (ταχύτητας $> 5 \text{ m/s}$) μπορεί να επηρεάσει έντονα τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR, με την εισαγωγή μεγάλων διαταραχών στις χαμηλές συχνότητες (κάτω από Hz) που δεν συσχετίζονται με τις εδαφικές συνθήκες της περιοχής (Σχήμα 4.3).
2. Βροχή: Οι μετρήσεις κατά τη διάρκεια δυνατής βροχής πρέπει να αποφεύγονται (Σχήμα 4.4). Η ελαφριά βροχή δεν έχει καμία σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR, αρκεί το σεισμόμετρο να είναι καλυμμένο.
3. Θερμοκρασία: Θα πρέπει να τηρούνται οι οδηγίες του κατασκευαστή των οργάνων.
4. Μετεωρολογικές διαταραχές: Πρέπει να αποφεύγεται η πραγματοποίηση μετρήσεων όταν η βαρομετρική πίεση είναι χαμηλή.



Σχήμα 4.3: Σύγκριση των καμπυλών HVSR από μετρήσεις που λήφθηκαν όταν πνέει ο άνεμος (δεξιά) και χωρίς άνεμο (αριστερά) στην ίδια τοποθεσία. Είναι εμφανής η

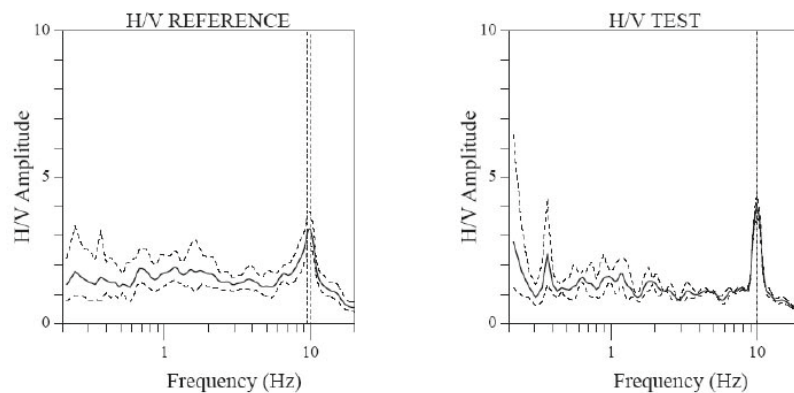
διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων στις χαμηλές συχνότητες (SESAME: Deliverable D23.12, 2004).



Σχήμα 4.4: Σύγκριση των καμπυλών HVSR από μετρήσεις που λήφθηκαν με δυνατή (δεξιά) και χωρίς βροχή (αριστερά) στην ίδια τοποθεσία. Είναι εμφανής η διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων (SESAME: Deliverable D08.02, 2003).

➤ Διαταραχές

1. Δεν έχει σημειωθεί καμία επιρροή από καλώδια υψηλής τάσης.
2. Πρέπει να αποφεύγονται οι μετρήσεις κοντά σε βιομηχανικές μηχανές, αντλίες, γεννήτριες, κ.λ.π. (μονοχρωματικές πηγές).
3. Όλες οι παροδικές διαταραχές μικρής διάρκειας (ανθρώπινα βήματα, αυτοκινούμενα δίκυκλα, αυτοκίνητα κ.λ.π.) μπορούν να επηρεάσουν τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR (σχήμα 4.5). Τα παράθυρα του παροδικού θορύβου πρέπει να αφαιρούνται από το σήμα πριν από τον υπολογισμό των φασματικών λόγων HVSR. Στην περίπτωση παροδικών διαταραχών ο χρήστης πρέπει να αυξήσει τη διάρκεια της καταγραφής (ή να την επαναλάβει) προκειμένου να υπάρχουν αρκετά παράθυρα "ήσυχου" σήματος στην καταγραφή, τα οποία και θα χρησιμοποιηθούν στην ανάλυση HVSR.



Σχήμα 4.5: Σύγκριση των καμπυλών HVSR από μετρήσεις που λήφθηκαν με ανθρώπους να περπατάνε σε διάφορες αποστάσεις από το σεισμόμετρο (δεξιά) και χωρίς ανθρώπους (αριστερά) στην ίδια τοποθεσία (SESAME: Deliverable D08.02, 2003).

4.2 Επεξεργασία δεδομένων

Στα πλαίσια του ευρωπαϊκού προγράμματος SESAME αναπτύχθηκαν δύο νέα λογισμικά επεξεργασίας (J-SESAME, SES-ARRAY: Atakan et al. 2004a,b, Koller et al. 2004, Wathelet et al. 2005), έχοντας στόχο να καθιερωθούν ως πρότυπη διαδικασία στην επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου. Η διαφορά μεταξύ των λογισμικών J-SESAME και SES-ARRAY είναι ότι μέσω του SES-ARRAY μπορεί να γίνει και επεξεργασία καταγραφών εδαφικού θορύβου από δίκτυο δεκτών (array technique). Τα κριτήρια που πρέπει να πληρούνται για να είναι αξιόπιστη η επεξεργασία των δεδομένων φαίνονται στον Πίνακα 4.2.

Πίνακας 4.2: Κριτήρια για την αξιοπιστία των αποτελεσμάτων

Criteria for a reliable H/V curve i) $f_0 > 10 / l_w$ and ii) $n_c(f_0) > 200$ and iii) $\sigma_A(f) < 2$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 > 0.5\text{Hz}$ or $\sigma_A(f) < 3$ for $0.5f_0 < f < 2f_0$ if $f_0 < 0.5\text{Hz}$	• l_w = window length • n_w = number of windows selected for the average H/V curve • $n_c = l_w \cdot n_w$, f_0 = number of significant cycles • f = current frequency • f_{sensor} = sensor cut-off frequency • f_0 = H/V peak frequency • σ_f = standard deviation of H/V peak frequency ($f_0 \pm \sigma_f$) • $\varepsilon(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ • A_0 = H/V peak amplitude at frequency f_0 • $A_{H/V}(f)$ = H/V curve amplitude at frequency f • f' = frequency between $f_0/4$ and f_0 for which $A_{H/V}(f') < A_0/2$ • f'' = frequency between f_0 and $4f_0$ for which $A_{H/V}(f'') < A_0/2$ • $\sigma_A(f)$ = "standard deviation" of $A_{H/V}(f)$, $\sigma_A(f)$ is the factor by which the mean $A_{H/V}(f)$ curve should be multiplied or divided • $\sigma_{\log H/V}(f)$ = standard deviation of the $\log A_{H/V}(f)$ curve, $\sigma_{\log H/V}(f)$ is an absolute value which should be added to or subtracted from the mean $\log A_{H/V}(f)$ curve • $\theta(f_0)$ = threshold value for the stability condition $\sigma_A(f) < \theta(f_0)$ • $V_{s,av}$ = average S-wave velocity of the total deposits • $V_{s,surf}$ = S-wave velocity of the surface layer • h = depth to bedrock • $h_{\min}$ = lower-bound estimate of h
Criteria for a clear H/V peak (at least 5 out of 6 criteria fulfilled) i) $\exists f \in [f_0/4, f_0] \mid A_{H/V}(f) < A_0/2$ ii) $\exists f' \in [f_0, 4f_0] \mid A_{H/V}(f') < A_0/2$ iii) $A_0 > 2$ iv) $f_{\text{peak}}[A_{H/V}(f) \pm \sigma_A(f)] = f_0 \pm 5\%$ v) $\sigma_f < \varepsilon(f_0)$ vi) $\sigma_A(f_0) < \theta(f_0)$	

Threshold Values for σ_f and $\sigma_A(f_0)$					
Frequency range [Hz]	< 0.2	0.2 – 0.5	0.5 – 1.0	1.0 – 2.0	> 2.0
$\varepsilon(f_0)$ [Hz]	$0.25 f_0$	$0.20 f_0$	$0.15 f_0$	$0.10 f_0$	$0.05 f_0$
$\theta(f_0)$ for $\sigma_A(f_0)$	3.0	2.5	2.0	1.78	1.58
$\log \theta(f_0)$ for $\sigma_{\log H/V}(f_0)$	0.48	0.40	0.30	0.25	0.20

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5: ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΙ ΣΤΑ ΠΕΔΙΑ ΧΡΟΝΟΥ ΚΑΙ ΣΥΧΝΟΤΗΤΩΝ

Η ανάλυση χρόνου-συχνότητας είναι ευρέως διαδεδομένη για τη μελέτη μη στάσιμων σημάτων, με εφαρμογές σε τομείς όπως η σεισμολογία, η απεικόνιση και αναγνώριση στόχου ραντάρ, βιοϊατρική κτλ. Τα σχετικά δισδιάστατα γραφήματα χρόνου-συχνότητας είναι πολύ χρήσιμα και επεξηγηματικά καθώς μας παρέχουν τη χρονική μεταβλητότητα των συχνοτικών συνιστωσών ενός σήματος, η οποία δεν μπορεί να προκύψει από τις παραδοσιακές μεθόδους υπολογισμού του φάσματος. Η απεικόνιση χρόνου-συχνότητας (time-frequency representation) ενός σήματος ουσιαστικά μεταφέρει ένα μονοδιάστατο χρονικό σήμα σε μια δισδιάστατη συνάρτηση χρόνου και συχνότητας. Οι περισσότερες απεικονίσεις χρόνου-συχνότητας είναι χρονικά μεταβαλλόμενες απεικονίσεις του φάσματος του κύματος.

Στο παρόν κεφάλαιο γίνεται μια σύντομη περιγραφή του μετασχηματισμού Fourier καθώς και των πεδίων χρόνου και συχνότητας, όπως αυτά ορίζονται μέσα από τον μετασχηματισμό Fourier. Επίσης, γίνεται και μια περιγραφή των γραμμικών μετασχηματισμών, επικεντρωμένη στο μετασχηματισμό Fourier μικρής διάρκειας (Short Time Fourier Transform, STFT). Περιγράφονται βασικές ιδιότητες του STFT, και συναρτήσεις χρονικών παραθύρων (window function) που αποτελεί το πρωταρχικό συστατικό του μετασχηματισμού.

5.1 Μετασχηματισμός Fourier

Η παλαιότερη μέθοδος για την ανάλυση ενός σήματος είναι ο μετασχηματισμός Fourier. Ο μετασχηματισμός Fourier ενός σήματος $s(t)$ ορίζεται ως εξής:

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) \exp(-j\omega t) dt \quad (5.1)$$

όπου $\omega = 2\pi f$ είναι η γωνιακή συχνότητα. Η αρχική συνάρτηση του σήματος μπορεί να ανασχηματιστεί ως εξής:

$$s(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) \exp(j\omega t) d\omega \quad (5.2)$$

Η παραπάνω σχέση είναι γνωστή ως ο αντίστροφος μετασχηματισμός Fourier.

Ο μετασχηματισμός Fourier, καθώς και ο αντίστροφος μετασχηματισμός, δημιουργούν μια άμεση σχέση μεταξύ του πεδίου του χρόνου και του πεδίου της

συχνότητας ($s(t) \leftrightarrow S(\omega)$). Αυτά τα δύο πεδία αποτελούν δυο εναλλακτικούς τρόπους να ερμηνευτεί ένα σήμα. Παρόλο που ο μετασχηματισμός επιτρέπει τη μετάβαση από το ένα πεδίο στο άλλο, δεν επιτρέπει τον συνδυασμό και των δύο πεδίων. Πιο συγκεκριμένα, πληροφορίες για τις χρονικές συνιστώσες δεν είναι διαθέσιμες όταν το σήμα μας περιγράφεται στο πεδίο των συχνοτήτων.

Η βασική θεώρηση του μετασχηματισμού Fourier είναι ότι κάθε αυθαίρετο σήμα (για παράδειγμα του χρόνου) μπορεί πάντα να αναλυθεί σε μια ομάδα ημιτονοειδών καμπύλων διαφορετικών συχνοτήτων. Ο μετασχηματισμός Fourier παράγεται από τη διαδικασία προβολής του σήματος σε μια ομάδα βασικών συναρτήσεων, καθεμία από τις οποίες είναι μια ημιτονοειδής καμπύλη με μοναδική συχνότητα. Οι προκύπτουσες τιμές προβολής διαμορφώνουν τον μετασχηματισμό Fourier (ή το φάσμα συχνότητας) του αρχικού σήματος. Η τιμή του σε μια συγκεκριμένη συχνότητα είναι ένα μέτρο της ομοιότητας του σήματος με την ημιτονοειδή βάση σε εκείνη την συχνότητα. Επομένως, οι φασματικές ιδιότητες του σήματος μπορούν να διατυπωθούν μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Σε πολλές εφαρμογές της μηχανικής, αυτό έχει αποδειχθεί εξαιρετικά χρήσιμο στο χαρακτηρισμό, την ερμηνεία, και τον προσδιορισμό των σημάτων.

Ενώ ο μετασχηματισμός Fourier είναι μια πολύ χρήσιμη διαδικασία για τα στάσιμα σήματα, πολλά σήματα που αντιμετωπίζονται στις πραγματικές καταστάσεις έχουν συχνοτικό περιεχόμενο που αλλάζει κατά τη διάρκεια του χρόνου. Σε αυτήν την περίπτωση, είναι καλύτερο να μην χρησιμοποιούνται οι απλές ημιτονοειδείς συναρτήσεις ως συναρτήσεις βάσης και να χαρακτηρίζεται ένα σήμα από το φάσμα συχνότητάς του. Τέτοιες μετατροπές χρόνου-συχνότητας αναπτύχθηκαν με σκοπό το χαρακτηρισμό της χρονομεταβλητότητας του συχνοτικού περιεχομένου ενός σήματος.

5.2 Γραμμικοί Μετασχηματισμοί Χρόνου-Συχνότητας

Οι γραμμικοί μετασχηματισμοί ικανοποιούν την αρχή της γραμμικότητας η οποία βασίζεται στην αρχή ότι εάν το υπό ανάλυση σήμα είναι γραμμικός συνδυασμός επιμέρους σημάτων, τότε και ο μετασχηματισμός του θα ισούται με τον συνδυασμό των μετασχηματισμών των επιμέρους σημάτων:

$$s(t) = a s_1(t) + b s_2(t) \rightarrow T_s(t,f) = a T_{s_1}(t,f) + b T_{s_2}(t,f) \quad (5.3)$$

Μια αρχή που διέπει το μετασχηματισμό Fourier είναι η αρχή Αβεβαιότητας ή όπως είναι περισσότερο διαδεδομένη η ανισότητα του Heisenberg. Σύμφωνα με αυτή την αρχή, η χρονική διάρκεια Δ_t ενός σήματος $s(t)$ και το εύρος συχνότητας Δ_ω του μετασχηματισμού Fourier $S(\omega)$ σχετίζονται με την παρακάτω ανισότητα:

$$\Delta_t \Delta_\omega \geq \frac{1}{2} \quad (5.4)$$

Οι ορισμοί για τα παραπάνω μεγέθη, των μέσων όρων χρόνου/συχνότητας περιλαμβάνονται στον παρακάτω Πίνακα 5.1

Πίνακας 5.1: Ορισμοί θεμελιωδών μεγεθών

Χρονική Διάρκεια Σήματος	$\Delta_t = \left[\frac{\int_{-\infty}^{\infty} (t - \mu_t)^2 s(t) ^2 dt}{\int_{-\infty}^{\infty} s(t) ^2 dt} \right]^{\frac{1}{2}}$
Εύρος Ζώνης Φάσματος	$\Delta_\omega = \left[\frac{\int_{-\infty}^{\infty} (\omega - \mu_\omega)^2 S(\omega) ^2 d\omega}{\int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) ^2 d\omega} \right]^{\frac{1}{2}}$
Μέσος Όρος Χρόνου	$\Delta_t = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} t s(t) ^2 dt}{\int_{-\infty}^{\infty} s(t) ^2 dt}$
Μέσος Όρος Συχνότητας	$\Delta_\omega = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \omega S(\omega) ^2 d\omega}{\int_{-\infty}^{\infty} S(\omega) ^2 d\omega}$

Ουσιαστικά, η ερμηνεία της αρχής της αβεβαιότητας δηλώνει ότι η ανάλυση στο πεδίο του χρόνου (time resolution) και η ανάλυση στο πεδίο της συχνότητας (frequency resolution) δεν μπορούν να είναι αυθαίρετα μικρές (Rioul, 1991). Συγκεκριμένα, η αύξηση της μίας οδηγεί σε μείωση της δεύτερης και αντίστροφα.

Μετασχηματισμός Fourier Μικρής Διάρκειας (STFT)

Ένας από τους παλαιότερους μετασχηματισμούς χρόνου-συχνότητας ενός χρονικά εξαρτώμενου σήματος είναι ο μετασχηματισμός Short-Time Fourier STFT. Βασίζεται στον μετασχηματισμό Fourier, όμως χρησιμοποιεί την έννοια του χρονικού παραθύρου (Chen, 2002). Το χρονικό παράθυρο, καθώς μετακινείται στο πεδίο του χρόνου, αποδίδει καλύτερα τη χρονομεταβλητότητα ενός μη στάσιμου κύματος, δίνοντας ως αποτέλεσμα μια δισδιάστατη απεικόνιση χρόνου-συχνότητας, το πλάτος της οποίας ονομάζεται «φασματογράφημα» (spectrogram) του σήματος $s(t)$ και χαρακτηρίζει, με μια ορισμένη ακρίβεια ανάλυσης, τη μεταβολή του φασματικού περιεχόμενου του σήματος συναρτήσει του χρόνου. Ο μετασχηματισμός STFT ενός σήματος $s(t)$ ορίζεται ως εξής:

$$\text{STFT}(t, \omega) = \int s(t') w(t'-t) \exp(-j\omega t') dt' \quad (5.5)$$

όπου $w(t'-t)$ είναι το χρονικό παράθυρο.

Ο μετασχηματισμός STFT μπορεί να ερμηνευτεί ως η προβολή του σήματος σε ένα σύνολο συναρτήσεων βάσης της μορφής $w^*(t'-t) \exp(j\omega t')$ με παραμέτρους t' και ω . Οι συναρτήσεις αυτές έχουν πεπερασμένη χρονική διάρκεια, με αποτέλεσμα να έχουν την ικανότητα να περιγράψουν τη χρονική μεταβολή του φάσματος ενός σήματος. Ο ορισμός του μετασχηματισμού STFT στο πεδίο των συχνοτήτων δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$\text{STFT}(t, \omega) = \frac{1}{2\pi} \exp(-j\omega t) \int S(\omega') W(\omega - \omega') \exp(j\omega' t) d\omega' \quad (5.6)$$

όπου $W(\omega' - \omega)$ είναι ο μετασχηματισμός Fourier του χρονικού παραθύρου.

Στον πρώτο ορισμό το χρονικό παράθυρο μετακινείται στο πεδίο του χρόνου, ενώ στο δεύτερο ορισμό στο πεδίο των συχνοτήτων. Πολλές συναρτήσεις χρησιμοποιούνται για συναρτήσεις του χρονικού παραθύρου, όπως για παράδειγμα οι συναρτήσεις Hamming, Hanning, Kaiser-Bessel και Gaussian. Αξίζει να σημειωθεί ότι το αποτέλεσμα που δίνει ο STFT ενός σήματος εξαρτάται από την επιλογή της συνάρτησης χρονικού παραθύρου. Επίσης, ο STFT διατηρεί τις φασματικές

μετατοπίσεις μέσα στο σήμα, καθώς και τις χρονικές μετατοπίσεις υπό τις εξής προϋποθέσεις:

$$s'(t) = s(t)e^{j2\pi f_0 t} \Rightarrow \text{STFT}_{s'}(t, f) = \text{STFT}_s(t, f - f_0) \quad (5.7)$$

$$s'(t) = s(t - t_0) \Rightarrow \text{STFT}_{s'}(t, f) = \text{STFT}_s(t - t_0, f)e^{-j2\pi f t_0} \quad (5.8)$$

Ο μετασχηματισμός STFT έχει δύο πολύ σημαντικά πλεονεκτήματα. Οι μαθηματικές ιδιότητες του είναι ουσιαστικά ίδιες με αυτές του απλού μετασχηματισμού Fourier, ενώ απλοποιούν αρκετά την πολυπλοκότητα των υπολογισμών. Είναι εμφανές από τον ορισμό του ότι ο υπολογισμός του STFT ανάγεται στον υπολογισμό πολλαπλών μετασχηματισμών Fourier. Φυσικά, όσο το πλάτος του χρονικού παραθύρου μειώνεται, συνεπάγεται αύξηση της πολυπλοκότητας των υπολογισμών. Επίσης, δεν υπάρχουν οι ανεπιθύμητοι έτεροι όροι (cross terms), σε αντίθεση με τους διγραμμικούς μετασχηματισμούς (πχ. η κατανομή Wigner-Ville).

Ένα μειονέκτημα του μετασχηματισμού STFT είναι η αδυναμία ταυτόχρονης επίτευξης ικανοποιητικής ανάλυσης τόσο στο πεδίο του χρόνου όσο και στο πεδίο της συχνότητας. Πρόκειται για χαρακτηριστική ιδιότητα του μετασχηματισμού Fourier, η οποία μεταβιβάζεται στο μετασχηματισμό STFT. Με βάση την αρχή της αβεβαιότητας γνωρίζουμε ότι οι αναλύσεις χρόνου (Δt) και συχνότητας ($\Delta \omega$) είναι αντιστρόφως ανάλογα μεγέθη, που έχουν σταθερές τιμές ίσες με το πλάτος του χρονικού παραθύρου και το εύρος ζώνης του φάσματος, αντίστοιχα.

Επιπροσθέτως, λόγω της χρήσης του χρονικού παραθύρου σταθερού πλάτους, κάθε συνιστώσα του υπό εξέταση σήματος με χρονική διάρκεια μικρότερη από αυτή της συνάρτησης παραθύρου, απαλείφεται μετά από την εφαρμογή του μετασχηματισμού STFT. Παρά τα προαναφερθέντα μειονεκτήματα του μετασχηματισμού STFT, υπάρχει μια πληθώρα εφαρμογών του σε πολλούς τομείς όπως στην ανάλυση χρονικά μεταβαλλόμενων σημάτων, στον υπολογισμό φάσματος, στην ανίχνευση σημάτων και υπολογισμό των παραμέτρων τους, φιλτράρισμα χρονικά μεταβαλλόμενων σημάτων, στην αφαίρεση μη γραμμικού θορύβου, στη συμπίεση εύρους ζώνης ακουστικών σημάτων, κ.α.

5.3 Τετραγωνικοί Μετασχηματισμοί Χρόνου-Συχνότητας

Το φάσμα ισχύος ενός σήματος $s(t)$ ισούται με το τετράγωνο της απόλυτης τιμής του μετασχηματισμού Fourier του υπό εξέταση σήματος. Επίσης, μπορεί να εκφραστεί ως ο μετασχηματισμός Fourier της σχέσης αυτοσυσχέτισης του σήματος $s(t)$.

$$|S(\omega)|^2 = \int R(t') e^{-j\omega t'} dt' \quad (5.9)$$

όπου η συνάρτηση αυτοσυσχέτισης δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$R(t') = \int s(t) s^*(t - t') dt \quad (5.10)$$

Το φάσμα ισχύος ουσιαστικά δείχνει την κατανομή της ενέργειας του σήματος στο πεδίο των συχνοτήτων. Ο μετασχηματισμός $S(\omega)$ ενός σήματος είναι γραμμική σχέση του αρχικού σήματος $s(t)$, ενώ το φάσμα ισχύος είναι τετραγωνική. Σύμφωνα με τα προαναφερθέντα, οι μετασχηματισμοί χρόνου-συχνότητας οι οποίοι βασίζονται σε ανάλυση σύμφωνα με το φάσμα ισχύος ονομάζονται τετραγωνικοί ή διγραμμικοί (Quadratic ή Bilinear Time-Frequency Transforms). Απαραίτητη προϋπόθεση για εφαρμογή τετραγωνικών μετασχηματισμών χρόνου-συχνότητας είναι ο ορισμός ενός κατάλληλου –εξαρτώμενου από το χρόνο– φάσματος ισχύος. Οι επιθυμητές ιδιότητες των τετραγωνικών μετασχηματισμών φαίνονται στον Πίνακα 5.2.

Οι ιδιότητες ορίων (marginal properties) συσχετίζουν τα χρονικά και συχνοτικά ολοκληρώματα των τετραγωνικών μετασχηματισμών με τις ενεργειακές πυκνότητες $|s(t)|^2$ και $|S(f)|^2$, αντίστοιχα, αλλά δεν εγγυώνται την ερμηνεία του μετασχηματισμού ως μια πυκνότητα ενέργειας χρόνου-συχνότητας σε κάθε σημείο στο επίπεδο χρόνου-συχνότητας. Αυτό προκύπτει από την αρχή της αβεβαιότητας, η οποία δεν επιτρέπει την έννοια ύπαρξης ενέργειας σε συγκεκριμένο χρόνο και συχνότητα (Claasen, 1984).

Πολλοί τετραγωνικοί μετασχηματισμοί χρησιμοποιούν την ενέργεια του σήματος, αν και δεν πληρούν τις σχετικές ιδιότητες ορίων. Δύο αντιπροσωπευτικά παραδείγματα είναι ο μετασχηματισμός φασματογραφήματος (spectrogram) και βαθμογραφήματος (scalogram), που ορίζονται ως τα τετράγωνα των γραμμικών μετασχηματισμών STFT και CWT, αντίστοιχα, ως εξής:

$$\text{SPEC}_s(t, f) = |\text{STFT}_s(t, f)|^2 \quad (5.11)$$

$$\text{SCAL}_s(t, f) = |\text{CWT}_s(t, f)|^2 \quad (5.12)$$

Εκτός από την ενεργειακή ερμηνεία των τετραγωνικών μετασχηματισμών, υπάρχει ένας ορισμός σε σχέση με τις συναρτήσεις συνέλιξης (Cohen 1985, Hlawatsch 1991). Ένας τετραγωνικός μετασχηματισμός συνδυάζει τη χρονική συνέλιξη και την φασματική συνέλιξη, οι οποίες ορίζονται ως τετραγωνικές απεικονίσεις του σήματος

$$T_s(\tau, 0) = r_s(\tau) = \int_t s(t + \tau) s^*(t) dt \quad (5.13)$$

$$T_s(0, \nu) = R_s(\nu) = \int_f S(f + \nu) S^*(f) df \quad (5.14)$$

Η αρχή της διγραμμικότητας

Σε αντίθεση με την αρχή της γραμμικότητας που προαναφέρθηκε παραπάνω, για τους τετραγωνικούς μετασχηματισμούς ισχύει:

$$\begin{aligned} s(t) = c_1 s_1(t) + c_2 s_2(t) \Rightarrow T_s(t, f) &= |c_1|^2 T_{s_1}(t, f) + |c_2|^2 T_{s_2}(t, f) + \\ &+ c_1 c_2^* T_{s_1 s_2}(t, f) + c_2 c_1^* T_{s_2 s_1}(t, f) \end{aligned} \quad (5.15)$$

όπου $T_s(t, f)$ είναι ο ‘αυτό-μετασχηματισμός’ (auto) του σήματος $s(t)$, ενώ $T_{s_1 s_2}(t, f)$ είναι ο ‘έτερο-μετασχηματισμός’ (cross) των σημάτων $s_1(t)$ και $s_2(t)$. Γενικεύοντας την παραπάνω αρχή για ένα σήμα που αποτελείται από N επιμέρους σήματα

$$s(t) = \sum_{k=1}^N c_k s_k(t), \text{ προκύπτει ότι:}$$

- Για κάθε επιμέρους σήμα $c_k s_k(t)$ αντιστοιχεί ένας αυτοσυνελκτικός όρος (σημαντικός όρος) $|c_k|^2 T_{s_k}(t, f)$.

- Για κάθε ζευγάρι επιμέρους σημάτων $c_k s_k(t)$ και $c_l s_l(t)$ όπου $k \neq l$, αντιστοιχεί ένας έτερος όρος (παρασιτικός όρος) $c_k c_l^* T_{s_k s_l}(t, f) + c_l c_k^* T_{s_l s_k}(t, f)$.

Οπότε, για ένα σήμα το οποίο αποτελείται από N επιμέρους σήματα, ο τετραγωνικός μετασχηματισμός που θα εφαρμοστεί σε αυτό θα δημιουργήσει N σημαντικούς όρους και $N(N-1)/2$ ετέρους όρους. Είναι πλέον ολοφάνερο ότι ο αριθμός των ετέρων όρων αυξάνεται τετραγωνικά με την αύξηση των επιμέρους σημάτων οπότε η ανάλυση χρόνου-συχνότητας γίνεται πολύ δύσκολη. Εάν, φυσικά, δύο συνιστώσες του σήματος απέχουν αρκετά στο επίπεδο του χρόνου-συχνότητας, τότε η απεικόνιση των ετέρων όρων θα είναι ουσιαστικά το μηδέν.

Συγκεκριμένα, σχετικά με τους ετέρους όρους του μετασχηματισμού φασματογραφήματος και βαθμογραφήματος είναι ταλαντωτικής φύσεως δομές που όμως περιορίζονται στις περιοχές –στο πεδίο χρόνου-συχνότητας– όπου επικαλύπτονται οι αντίστοιχοι σημαντικοί όροι, υπάρχει δυσκολία να υπάρχουν ασθενείς έτεροι όροι και ταυτόχρονα καλή ανάλυση χρόνου-συχνότητας. Ο μετασχηματισμός Wigner-Ville έχει πολύ καλά αποτελέσματα στην ανάλυση χρόνου-συχνότητας, με πολύ ισχυρούς ετέρους όρους.

Πίνακας 5.2 Επιθυμητές ιδιότητες τετραγωνικών μετασχηματισμών

1 – Πραγματική τιμή	$T_s^*(t, f) = T_s(t, f)$
2 – Μετατόπιση χρόνου	$s'(t) = s(t - t_0) \Rightarrow X_{s'}(t, f) = X_s(t - t_0, f)$
3 – Μετατόπιση συχνότητας	$s'(t) = s(t)e^{j2\pi f_0 t} \Rightarrow X_{s'}(t, f) = X_s(t, f - f_0)$
4 – Time Marginal	$\int_f T_s(t, f) df = s(t) ^2$

5 – Frequency Marginal	$\int_t T_s(t, f) dt = S(f) ^2$
6 – Time moments	$\int_t \int_f t^n T_s(t, f) dt df = \int_t t^n x(t) ^2 dt$
7 – Frequency moments	$\int_t \int_f f^n T_s(t, f) dt df = \int_f f^n X(f) ^2 df$
8 – Κλιμάκωση χρόνου-συχνότητας	$s'(t) = \sqrt{ a } s(at) \Rightarrow T_{s'}(t, f) = T_s(at, \frac{f}{a}), a \neq 0$
9 – Στιγμαία συχνότητα	$\frac{\int_f f T_s(t, f) df}{\int_f T_s(t, f) df} = f_s(t) = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{dt} \arg\{x(t)\}$
10 – Group delay	$\frac{\int_t t T_s(t, f) dt}{\int_t T_s(t, f) dt} = t_s(f) = \frac{1}{2\pi} \frac{d}{df} \arg\{X(f)\}$
11 – Finite time support	$s(t)=0, t \notin [t_1, t_2] \Rightarrow T_s(t, f)=0, t \notin [t_1, t_2]$
12 – Finite frequency support	$S(f)=0, f \notin [f_1, f_2] \Rightarrow T_s(t, f)=0, f \notin [f_1, f_2]$
13 – Φόρμουλα Moyal's (μοναδικότητα)	$(T_{s_1, r_1}, T_{s_2, r_2}) = (s_1, s_2)(r_1, r_2)^*$
14 – Συνέλιξη	$s'(t) = \int_{t'} h(t-t') x(t') dt' \Rightarrow T_{s'}(t, f) = \int_{t'} T_h(t-t', f) T_s(t', f) dt'$
15 – Γινόμενο	$s'(t) = h(t) s(t) \Rightarrow T_{s'}(t, f) = \int_{f'} T_h(t, f-f') T_s(t, f') df'$
16 – Μετασχηματισμός Fourier	$s'(t) = \sqrt{ c } s(ct), c \neq 0 \Rightarrow T_{s'}(t, f) = T_s(\frac{-f}{c}, ct)$
17 – Συνέλιξη chirp	$s'(t) = \sqrt{ c } s(t) e^{j2\pi \frac{c}{2} t^2} \Rightarrow T_{s'}(t, f) = T_s(t - \frac{f}{c}, f)$
18 – Γινόμενο chirp	$s'(t) = s(t) e^{j2\pi \frac{c}{2} t^2} \Rightarrow T_{s'}(t, f) = T_s(t, f - ct)$

5.4 Το Φασματογράφημα (Spectrogram)

Εάν εξετάσουμε το τετράγωνο της απόλυτης τιμής του STFT, λαμβάνουμε μια φασματική πυκνότητα ενέργειας του -τοπικά φιλτραρισμένου με τη «συνάρτηση παραθύρου»- σήματος $s(t) w^*(t-t')$:

$$\text{SPEC}_s(t, f) = \left| \int s(t') w(t-t') \exp(-j\alpha t') dt' \right|^2 \quad (5.16)$$

Αυτό καθορίζει το φασματογράφημα, η κατανομή του οποίου αποτελείται από πραγματικές και μη αρνητικές τιμές. Εφόσον το παράθυρο w του STFT έχει μοναδιαία ενέργεια, η ενέργεια του φασματογραφήματος ισούται με την ενέργεια του σήματος:

$$s'(t) = s(t) e^{j2\pi f_0 t} \Rightarrow X_{s'}(t, f) = X_s(t, f - f_0) \quad (5.17)$$

Κατά συνέπεια, μπορούμε να ερμηνεύσουμε το φασματογράφημα ως το μέτρο της ενέργειας του σήματος που περιλαμβάνεται στην περιοχή χρόνου-συχνότητας που έχει ως κέντρο το σημείο (t, f) και του οποίου η μορφή είναι ανεξάρτητη από την θέση.

Ιδιότητες

Μια άμεση συνέπεια του καθορισμού του φασματογραφήματος είναι ότι διατηρεί τις μετατοπίσεις χρόνου και συχνότητας:

$$s'(t) = s(t - t_0) \Rightarrow X_{s'}(t, f) = X_s(t - t_0, f) \quad (5.18)$$

$$s'(t) = s(t) e^{j2\pi f_0 t} \Rightarrow X_{s'}(t, f) = X_s(t, f - f_0) \quad (5.19)$$

Κατά συνέπεια, το φασματογράφημα αποτελεί μετασχηματισμό της κατηγορίας των τετραγωνικών μετασχηματισμών χρόνου-συχνότητας η οποία ονομάζεται κατηγορία Cohen και περιγράφεται αναλυτικά κατωτέρω. Επειδή το φασματογράφημα είναι το τετράγωνο του STFT, είναι προφανές ότι η ανάλυση χρόνου - συχνότητας περιορίζεται όπως ακριβώς ισχύει για τον STFT. Συγκεκριμένα, η ανάλυση στο πεδίο του χρόνου είναι αντιστρόφως ανάλογη με την ανάλυση στο πεδίο των συχνοτήτων. Αυτό είναι το κύριο μειονέκτημα αυτού του μετασχηματισμού.

Καθώς είναι διγραμμικός μετασχηματισμός, το φασματογράφημα του αθροίσματος δύο σημάτων δεν είναι το άθροισμα των φασματογραφημάτων των δύο σημάτων (αρχή της διγραμμικότητας). Κατά συνέπεια, όπως κάθε τετραγωνικός μετασχηματισμός, το φασματογράφημα παρουσιάζει ετέρους όρους. Εντούτοις, αυτοί οι όροι είναι περιορισμένοι σε εκείνες τις περιοχές του πεδίου χρόνου-συχνότητας όπου οι αυτοσυνελκτικοί όροι του φασματογραφήματος επικαλύπτονται (Hlawatsch, 1991). Κατά συνέπεια, εάν οι συνιστώσες του σήματος είναι αρκετά απόμακρες έτσι

ώστε τα φασματογραφήματά τους δεν επικαλύπτονται σημαντικά, τότε ο έτερος όρος τείνει στο μηδέν. Αυτή η ιδιότητα, που είναι ένα πρακτικό πλεονέκτημα του φασματογραφήματος, είναι στην πραγματικότητα συνέπεια της χαμηλής ανάλυσης του φασματογραφήματος.

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6: ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ
ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ ΜΕ ΦΑΣΜΑΤΟΓΡΑΦΙΚΗ
ΑΝΑΛΥΣΗ**

Το φασματογράφημα (spectrogram) μας δείχνει τη μεταβολή της συχνότητας της καταγραφής συναρτήσει του χρόνου. Το μέγεθος κάθε συχνότητας αναπαρίσταται σε χρωματική κλίμακα. Το φασματογράφημα υπολογίζεται διαιρώντας το σήμα σε επικαλυπτόμενα τμήματα, καθένα εκ των οποίων μετατρέπεται στο πεδίο των συχνοτήτων με χρήση του μετασχηματισμού Fourier. Έτσι βρίσκεται η αντιπροσωπευτική συχνότητα σε κάθε χρονική στιγμή. Η παραπάνω διαδικασία ονομάζεται βραχυπρόθεσμος μετασχηματισμός Fourier (Short-Term Fourier Transform).

Η βασική ιδέα της φασματικής ανάλυσης των δεδομένων είναι η ευκρινέστερη αποτύπωση των συχνοτήτων στις οποίες το σήμα γίνεται μέγιστο. Οι συχνότητες αυτές ενδέχεται να είναι συχνότητες συντονισμού των επιφανειακών στρωμάτων. Ένα ακόμη πλεονέκτημα της ανάλυσης είναι ότι τα Rayleigh, τα διαμήκη P και τα εγκάρσια S κύματα θα περάσουν στους αισθητήρες κατευθείαν μετά την προκληθείσα δόνηση με αποτέλεσμα το περιεχόμενο των συχνοτήτων τους να εξαφανίζεται από το φασματογράφημα. Επομένως στο φασματογράφημα θα φαίνονται μόνο οι συχνότητες των εναπομείναντων P και S κυμάτων.

6.1 Ανάλυση σεισμικής επικινδυνότητας

Ο στόχος της επεξεργασίας των δεδομένων είναι η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας (time-frequency hazard analysis) και πραγματοποιείται με την ανάλυση της απόκρισης της περιοχής συναρτήσει των συχνοτήτων και του χρόνου.

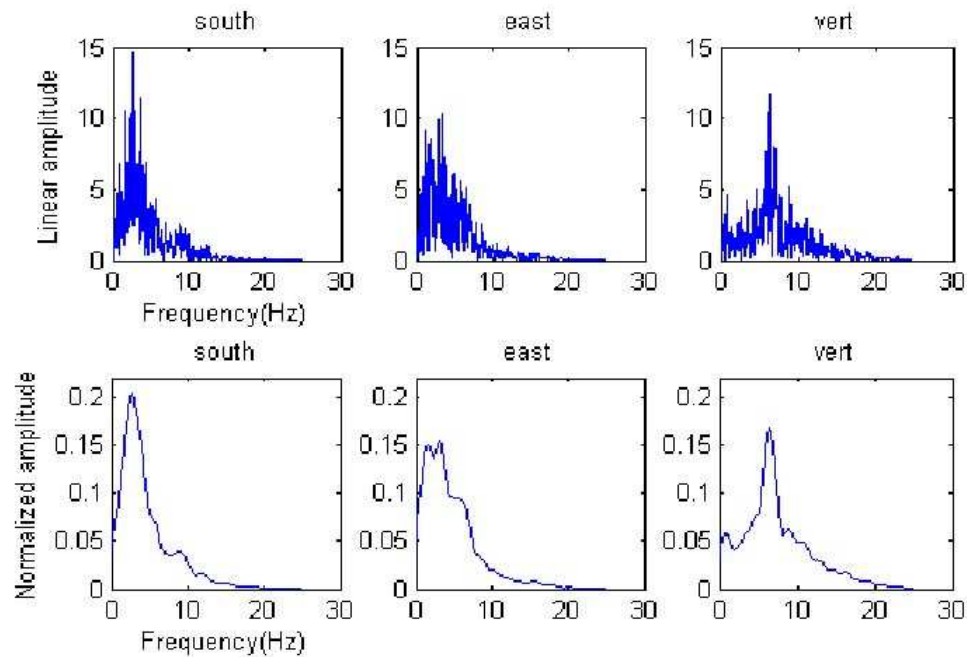
6.2 Στιγμαία Επικινδυνότητα

Η σεισμική ευαισθησία μιας περιοχής είναι το συνδυασμένο αποτέλεσμα της απόκρισης του εδάφους και της απόκρισης της κατασκευής συναρτήσει του σεισμικού ερεθίσματος. Το φάσμα ευαισθησίας (**sensitivity spectrum**) δείχνει το περιεχόμενο συχνοτήτων ενός πεδίου σε μια συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Υπολογίζεται από τη συνέλιξη του φάσματος της μετρηθείσας απόκρισης του εδάφους, του σεισμού και της απόκρισης της κατασκευής.

$$\bar{S} = \bar{E} \cdot \bar{R} \cdot \bar{B} \quad (6.1)$$

Όπου, S = φάσμα ευαισθησίας, E = φασματική απόκριση σεισμού, R = φασματική απόκριση εδάφους, B = φασματική απόκριση κατασκευής

Όλα τα φάσματα κανονικοποιούνται έτσι ώστε το ολοκλήρωμα όλων των όρων των συχνοτήτων να γίνεται ένα. Το φάσμα της απόκρισης του εδάφους κανονικοποιείται έτσι ώστε το ολοκλήρωμά των συχνοτήτων του κατά το ερέθισμα να είναι μονάδα και μετά να εξασθενεί. Με το τρόπο αυτό λαμβάνεται μια γενική μέτρηση της απόκρισης του πεδίου, ανεξάρτητα από την ένταση του εξωτερικού ερεθίσματος.

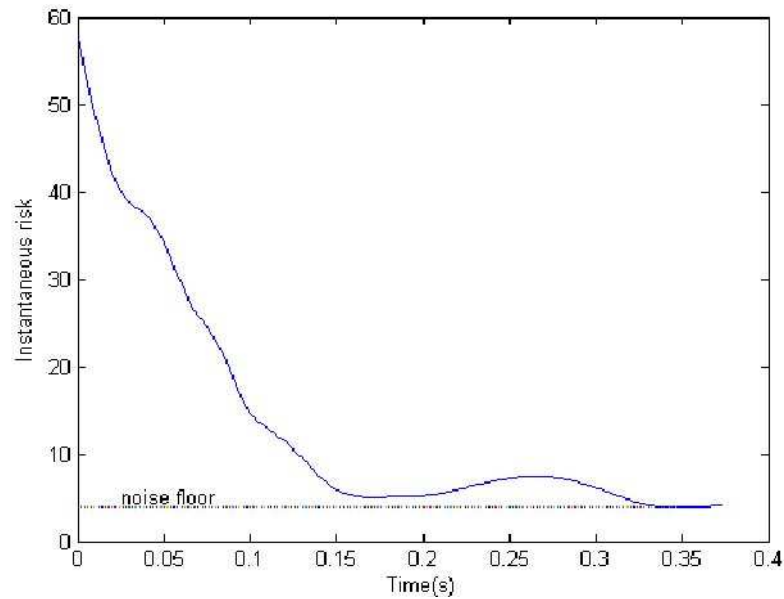


Σχήμα 6.1: Φάσματα καταγραφών. Άνω: αρχικός μετασχηματισμός Fourier. Κάτω: Κανονικοποιημένα φάσματα.

Η τιμή της στιγμιαίας επικινδυνότητας (Instantaneous Risk) υπολογίζεται από το ολοκλήρωμα του φάσματος ευαισθησίας κατά τον άξονα των συχνοτήτων, δηλαδή το άθροισμα των πλατών των συχνοτήτων για συγκεκριμένο χρονικό διάστημα καταγραφής t , το οποίο μεταβάλλεται χρονικά κατά την εξασθένηση της κίνησης.

$$I = \int A(f)df \quad (6.2)$$

Όσο η καμπύλη της στιγμιαίας επικινδυνότητας καθυστερεί να γίνει επίπεδη τόσο μεγαλύτερος είναι ο κίνδυνος ότι ο σεισμός θα είναι ικανός να μεταφέρει ενέργεια στην ταλάντωση της κατασκευής.



Σχήμα 6.2: καμπύλη *Instantaneous Risk*

6.3 Τοπική επικινδυνότητα

Κατά το σεισμό η κίνηση στο υπέδαφος συνεχίζει να μεταφέρει ενέργεια στα επιφανειακά στρώματα για ένα χρονικό διάστημα. Η εξασθένιση θα είναι ο παράγοντας που θα καθορίσει το μέγεθος της συσσώρευσης ενέργειας. Συνεπώς, η χρονοϊστορία της στιγμιαίας επικινδυνότητας δίνει μια ακριβή μέτρηση της σεισμικής ευαισθησίας του πεδίου και το εμβαδόν που εμπεριέχεται στην εξασθενούσα καμπύλη της στιγμιαίας επικινδυνότητας δίνει το μέτρο του τοπικού κινδύνου. Οπότε ο τοπικός κίνδυνος L (Local Risk) ορίζεται ως εξής:

$$L = \iint A(f) df dt \quad (6.3)$$

δηλαδή ως το διπλό ολοκλήρωμα του πλάτους των συχνοτήτων συναρτήσει του χρόνου ή διαφορετικά, του όγκου που εμπεριέχεται κάτω από το φάσμα της απόκρισης του πεδίου κατά τη συνέλιξη του με τα φάσματα του σεισμού και της απόκρισης της κατασκευής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7: ΣΥΛΛΟΓΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Η συλλογή των δεδομένων πραγματοποιήθηκε με την συσκευή TROMINO. Η συσκευή αυτή είναι ένα πιεζοηλεκτρικό επιταχυνσιόμετρο. Η βασική θεωρία που βρίσκεται πίσω από τον πιεζοηλεκτρισμό βασίζεται στο ηλεκτρικό δίπολο. Στο μοριακό επίπεδο, η δομή ενός πιεζοηλεκτρικού υλικού είναι τυπικά, ένας ιοντικός κρυσταλλικός δεσμός. Στην κατάσταση ισορροπίας, τα δίπολα που σχηματίζονται από τα θετικά και τα αρνητικά ιόντα αλληλοεξουδετερώνονται λόγω της συμμετρίας της κρυσταλλικής δομής και έτσι δεν παρατηρείται κάποιο ηλεκτρικό πεδίο.

Κάτω από πίεση, ο κρύσταλλος παραμορφώνεται, η συμμετρία χάνεται και η συνολική διπολική ροπή δεν είναι πια μηδενική. Αυτή η διπολική ροπή είναι υπεύθυνη για τη δημιουργία του ηλεκτρικού πεδίου κατά μήκος του κρυστάλλου. Με αυτό τον τρόπο, τα υλικά δημιουργούν ένα ηλεκτρικό φορτίο που είναι ανάλογο στην μηχανική πίεση που υπόκεινται.

Αν εφαρμοστεί μια εναλλασσόμενη δύναμη στους κρυστάλλους, στους ακροδέκτες της συσκευής μέτρησης θα εμφανιστεί εναλλασσόμενη τάση. Το πιεζοηλεκτρικό φαινόμενο γίνεται αντιληπτό ως μια γραμμική ηλεκτρομηχανική αλληλεπίδραση που παρουσιάζεται στο εσωτερικό ορισμένων κρυστάλλων, οι οποίοι δεν έχουν κάποιο κέντρο συμμετρίας.

 TECHNICAL SPECIFICATIONS			
Manufacturer:	Micromed S.P.A. via Giotto 2 - 31020 - Mogliano Veneto (TV) - Italia tel. +39-041-5937000 fax +39-041-5937011 e-mail: info@tromino.it micromed@micromed-it.com	Noise	< 0.5 μ V r.m.s. @128Hz sampling
Device:	TROMINO[®] portable ultra-light seismic noise acquisition system	Input impedance	10 ⁹ Ω
Classification:	CISPR 11 - EN 55011 (Industrial, scientific and medical (ISM) radio-frequency equipment - Radio disturbance characteristics - Limits and methods of measurement), Group 1 Class B.	Frequency range	DC - 360 Hz
Conformity to standards:	EN 55011, IEC 61000-4-2, IEC 61000-4-4, IEC 61000-4-3.	Sampling rate	16384 Hz per channel
Power supply	2 x 1.5 V _{DC} AA, alkaline battery	Oversampling rate	32x, 64x, 128x
Internal voltage	+3.3 V, +3.6 V for the analog section	A/D resolution	24 bit equivalent
Power consumption	75 mW (GPS inactive), 450 mW (GPS active)	Max analog input	51.2 mV (781 nV/digit)
Battery duration	80 h continuous, GPS inactive	Display	graphic, 128 x 64 pixels, back-lighted
Number of channels	3 + 1 analog	Keyboard	soft-touch, 4 keys
Amplifiers	all channels with differential inputs	Clock	internal, permanent with date and alarm, can be visualized also during the acquisition
		GPS	12 channels with time-marker (precision 1 μ s)
		Level	spirit, horizontal high precision, sensitivity 5° arc (0.083°)
		Connections	type B, USB port
		Data recording	internal memory, standard 512 Mb, optional up to 2 Gb
		Dimension and weight	10 x 14 x 7.7 (height) cm 1.1 kg aluminum case
		Ground coupling	spikes or rheological cushion

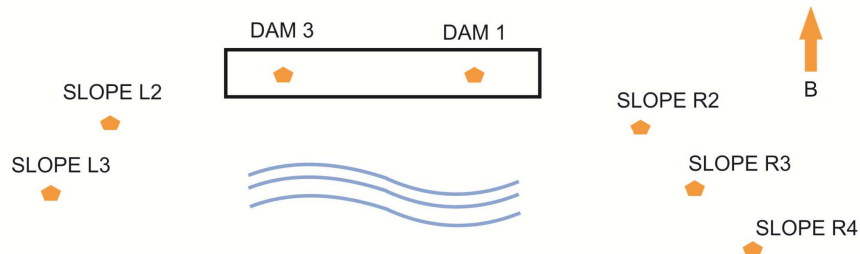
Εικόνα 7.1: Τεχνικά χαρακτηριστικά συσκευής TROMINO

Συνολικά πραγματοποιήθηκαν 9 καταγραφές πάνω στο φράγμα, 7 στο έδαφος δεξιά του φράγματος, 4 στο έδαφος αριστερά του φράγματος και 3 στα κατάντι του φράγματος. Η διάρκεια των καταγραφών ήταν 20 λεπτά και η δειγματοληψία έγινε στα 128 Hz. Από τις συνολικά 23 καταγραφές θεωρήθηκαν αξιόπιστες μόνο οι επτά!



Εικόνα 7.2: Συσκευή TROMINO

Για την ορθή συλλογή των μετρήσεων αρχικά καθαρίστηκε η περιοχή του εδάφους όπου θα λαμβανότανε η μέτρηση, στην συνέχεια τοποθετήθηκαν κατάλληλες ακίδες στη βάση της συσκευής. Έγινε οριζοντοποίηση του οργάνου και τοποθετήθηκε έτσι ώστε ο άξονας x του αισθητήρα να έχει πάντα κατεύθυνση προς τον βορρά.



Εικόνα 7.3: Διάταξη αξιόπιστων καταγραφών

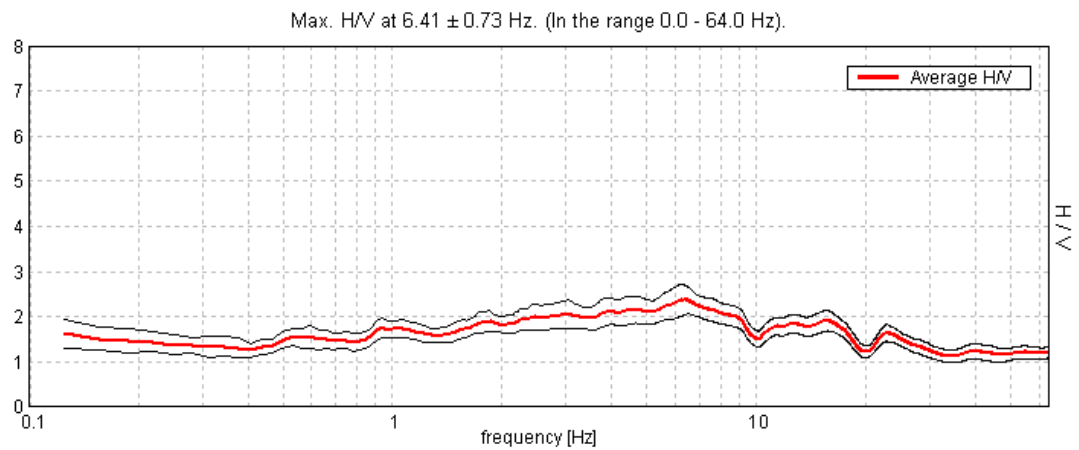
Η ανάλυση των μετρήσεων έγινε με το λογισμικό Grilla. Το Grilla είναι το λογισμικό με το οποίο επιτυγχάνεται η οργάνωση και η ανάλυση των καταγραφών που έχουν πραγματοποιηθεί με την συσκευή TROMINO (βλ. παραρτήματα).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 8: ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

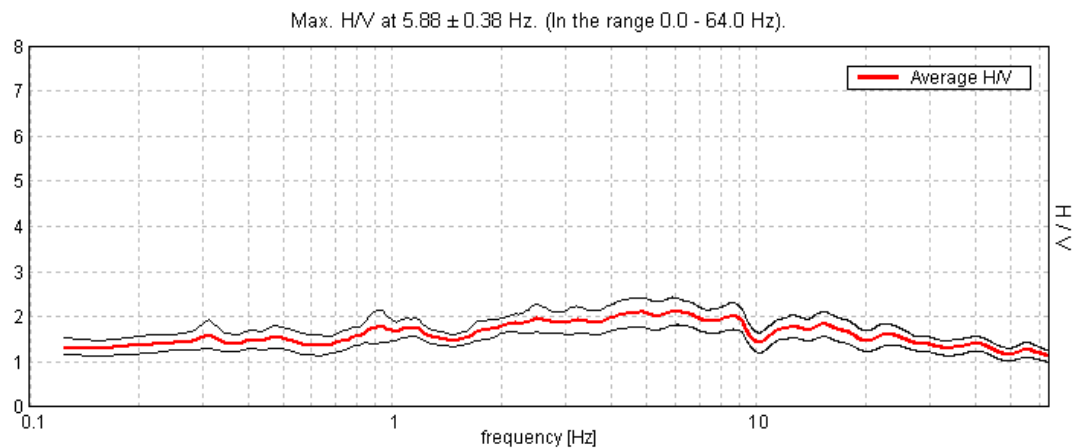
Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε σε δύο φάσεις, αρχικά με την χρήση του λογισμού Grilla υπολογίστηκαν οι ιδιοσυχνότητες του φράγματος και των εκατέρωθεν πρανών, ενώ στη συνέχεια έγινε η εκτίμηση της σεισμικής επικινδυνότητας με την χρήση του προγράμματος MATLAB.

8.1 Λογισμικό Grilla

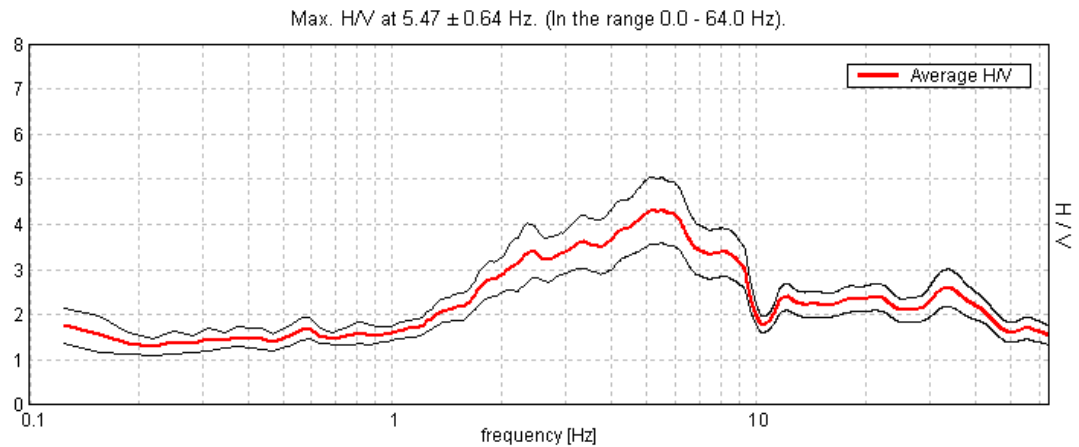
Με την χρήση του λογισμικού Grilla υπολογίστηκαν τα φάσματα του λόγου H/V-συχνότητας σύμφωνα με τη μέθοδο του Nakamura.



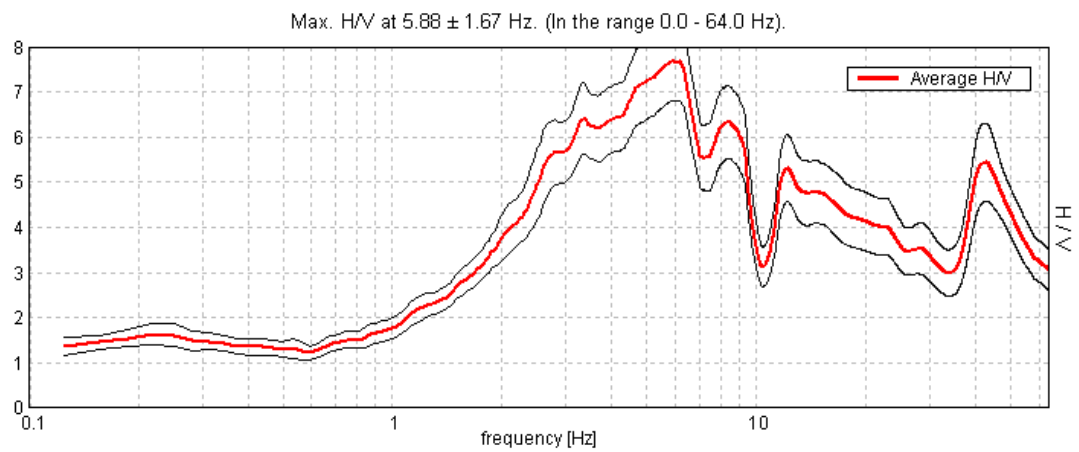
Σχήμα 8.1: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE L2



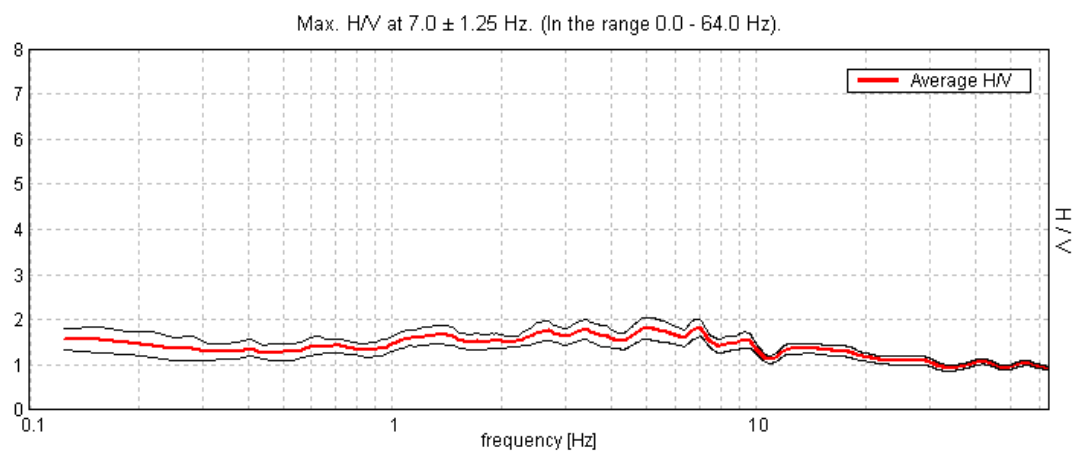
Σχήμα 8.2: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE L3



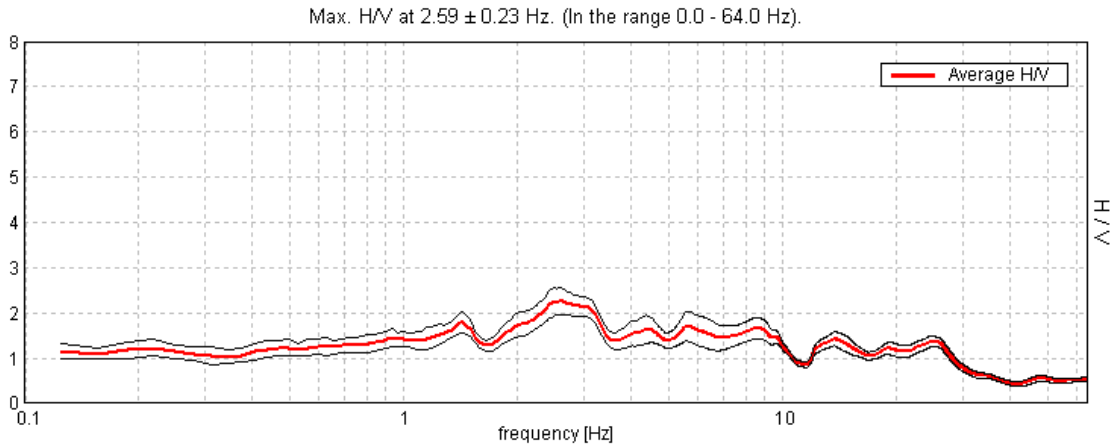
Σχήμα 8.3: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE R2



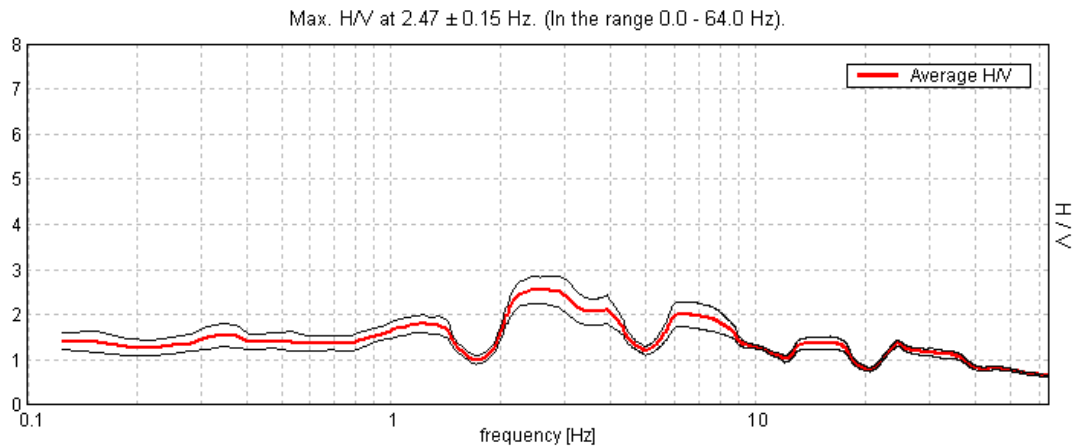
Σχήμα 8.4: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE R3



Σχήμα 8.5: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE R4



Σχήμα 8.6: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση DAM 1



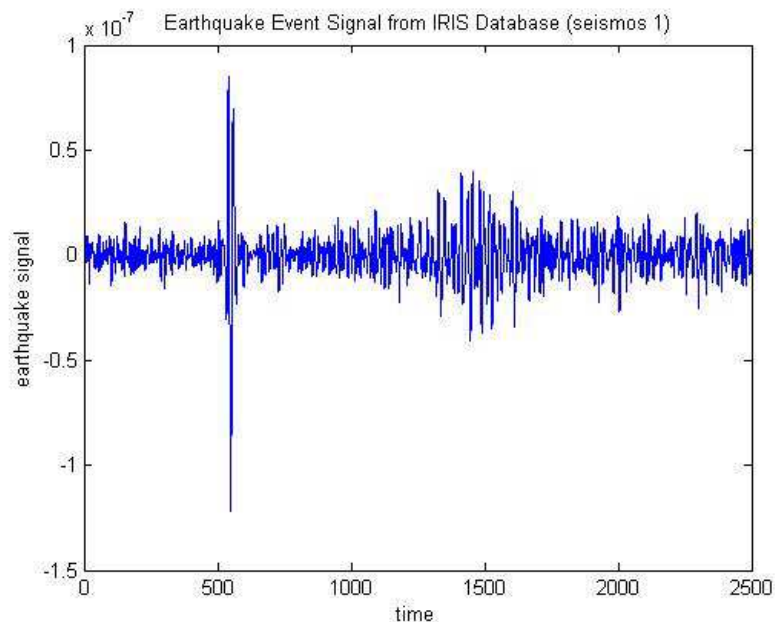
Σχήμα 8.7: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση DAM 3

8.2 Λογισμικό Matlab

Με χρήση του λογισμικού Matlab έγινε ο υπολογισμός του Instantaneous Risk και του Local Risk. Αρχικά σαν σεισμικό σήμα (seismos 1) χρησιμοποιήθηκε ο σεισμός της 28^{ης} Φεβρουαρίου του 2011, μεγέθους 5,2 R με επίκεντρο 48 km νοτιοανατολικά του Ηρακλείου και 33 km νοτιοδυτικά της Ιεράπετρας.



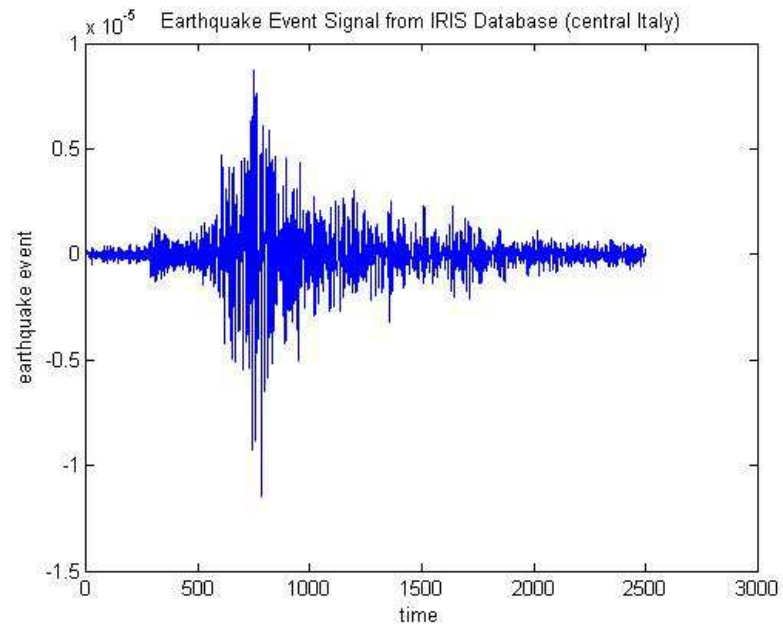
Εικόνα 8.1: Φράγμα Ποταμών και σεισμικό επίκεντρο.



Σχήμα 8.8: Καταγραφή από σεισμό Ιεράπετρας-seismos 1 (IRIS database).

Στη συνέχεια ξανα έγινε η ανάλυση χρησιμοποιώντας σαν σεισμικό σήμα (central Italy) τον καταστρεπτικό σεισμό, μεγέθους 6,3 R που έγινε στην L'Aquila της Ιταλίας την 6^η Απριλίου του 2009, με επίκεντρο 95 χλμ. Ανατολικά της Ρώμης. Πολλά κτίρια κατέρρευσαν με αποτέλεσμα τουλάχιστον 289 νεκρούς και 1500 τραυματίες. Υπολογίζεται ότι ζημιές υπέστησαν περισσότερα από 10.000 κτίρια στην πόλη, γεγονός που οδήγησε γύρω στους 70.000 κατοίκους να εγκαταλείψουν τις οικίες τους σε αναζήτηση ασφαλούς στέγης, ενώ θύματα και μεγάλες καταστροφές υπήρξαν και σε πολλούς γειτονικούς οικισμούς. Από τους 70.000 κατοίκους που εγκατέλειψαν τα

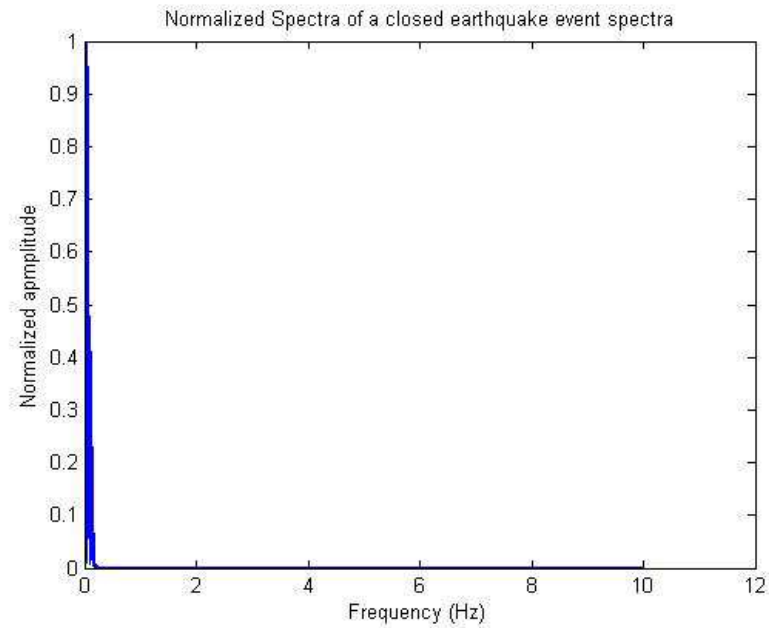
σπίτια τους τη μέρα του σεισμού, τουλάχιστον 29.000 παρέμεναν άστεγοι τέσσερις μέρες μετά.



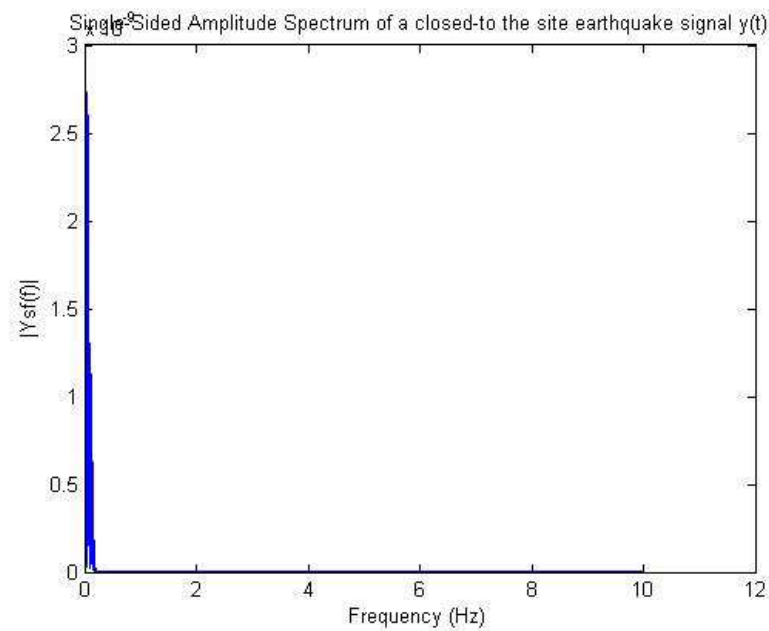
Σχήμα 8.9: Καταγραφή από σεισμό Ιταλίας-central Italy,(IRIS database).

Πραγματοποιήθηκαν δύο αναλύσεις, μία από την αριστερή πλευρά του φράγματος και μια από τη δεξιά. Για την καλύτερη επεξεργασία των αποτελεσμάτων χρησιμοποιήθηκε ο μέσος όρος του φάσματος των συχνοτήτων των καταγραφών κάθε πλευράς (averager12l3 για την αριστερή πλευρά και averager2r3r4 για την δεξιά) καθώς και αυτών πάνω στο φράγμα (averagedam). Στη συνέχεια έγινε η φασματική ανάλυση για τον υπολογισμό του Instantaneous Risk και του Local Risk κάθε πλευράς.

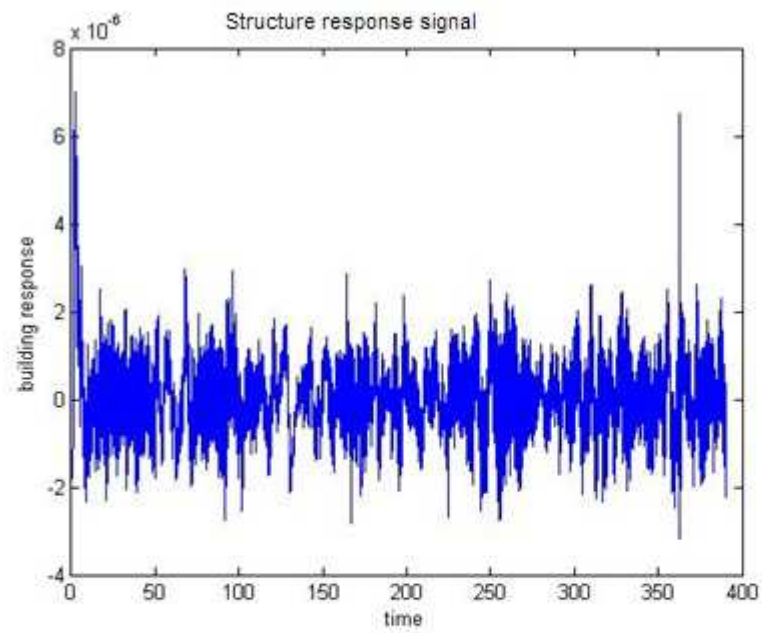
8.3 Καταγραφές average_I2I3 – σεισμική διέγερση seismos 1



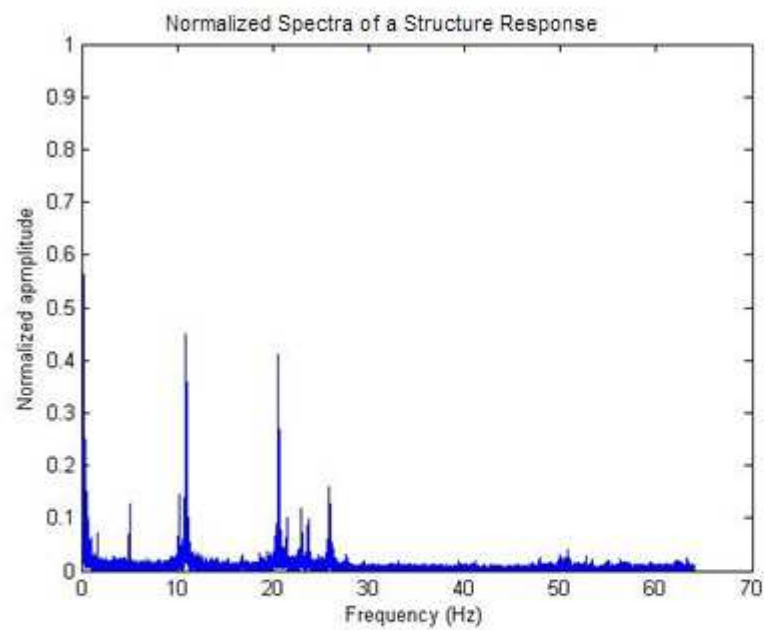
Εικόνα 8.11: *Normalized Spectra of a closed earthquake event spectra*



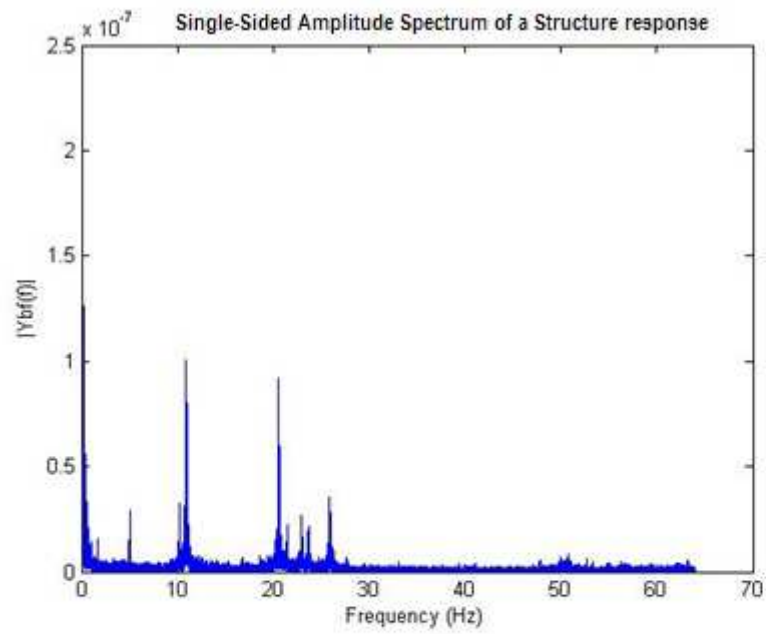
Εικόνα 8.12: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a closed-to the site earthquake signal $y(t)$*



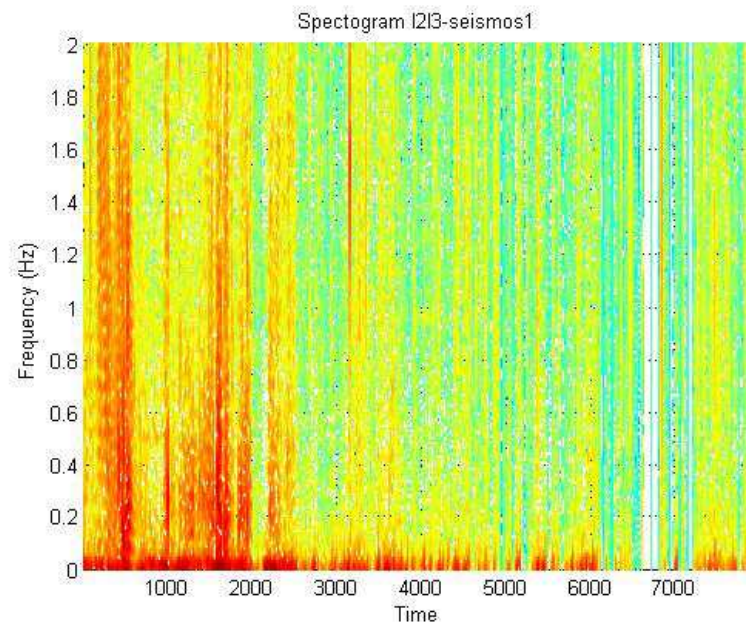
Εικόνα 8.13: *Structure response signal*



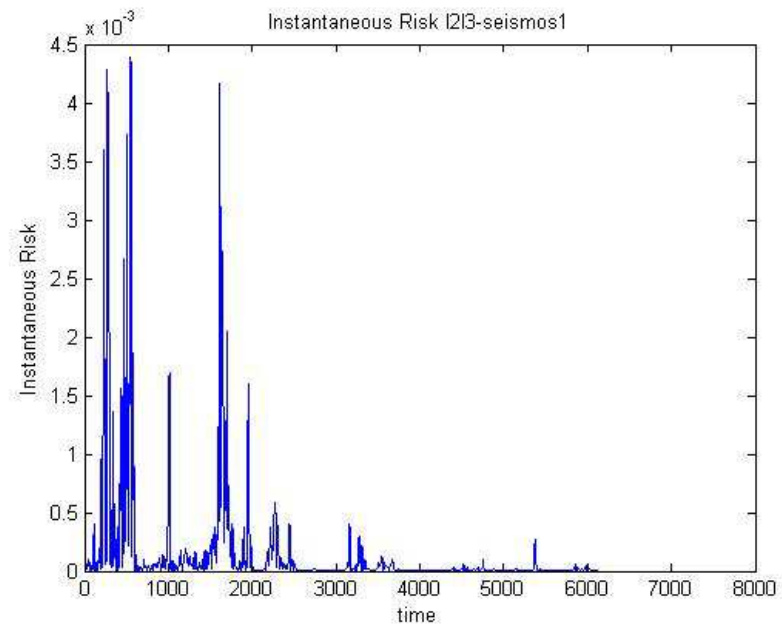
Εικόνα 8.14: *Normalized Spectra of a Structure response*



Εικόνα 8.15: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a Structure response*

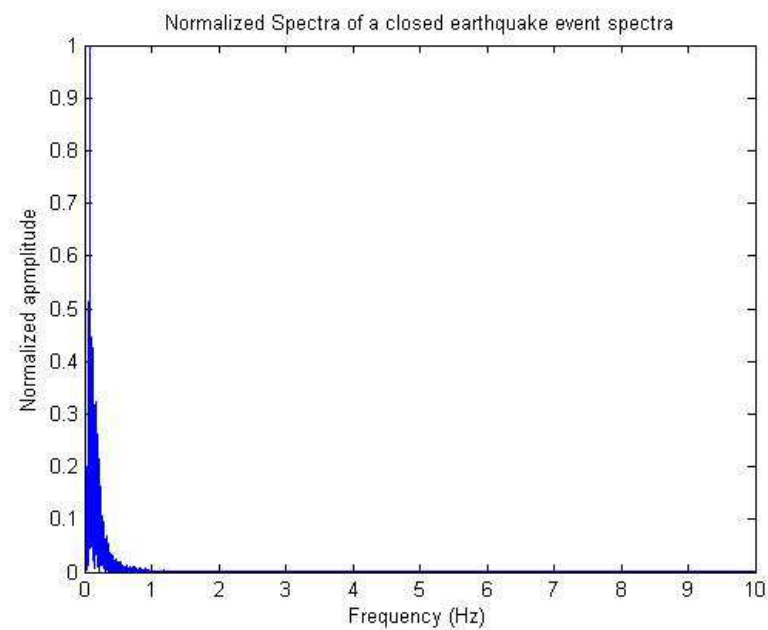


Εικόνα 8.16: *Spectrogram average l2l3-seismos1*

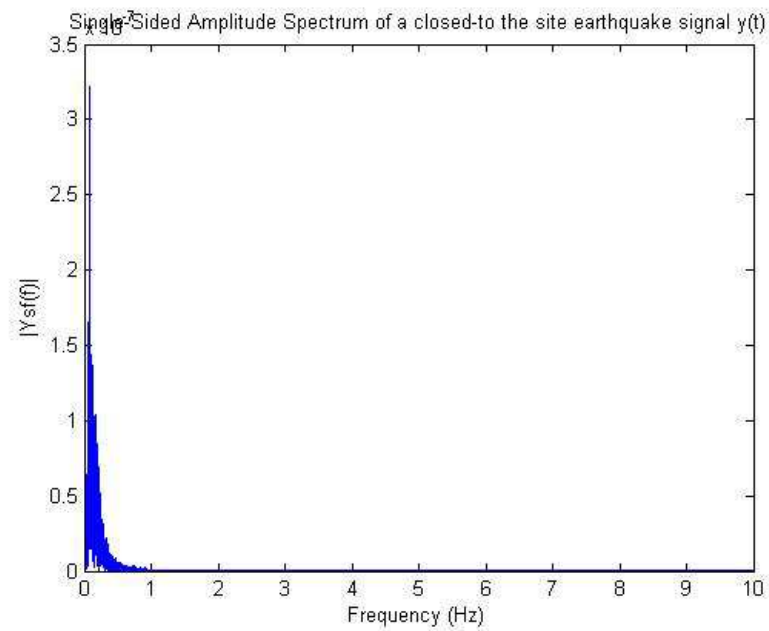


Εικόνα 8.17: *Instantaneous Risk average_I2I3-seismos1*

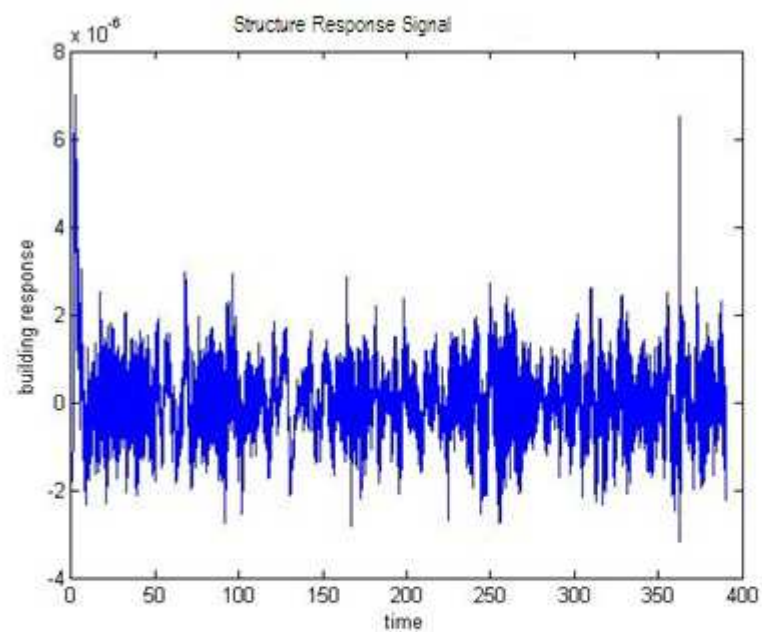
8.4 Καταγραφές average_I2I3 - σεισμική διέγερση central Italy



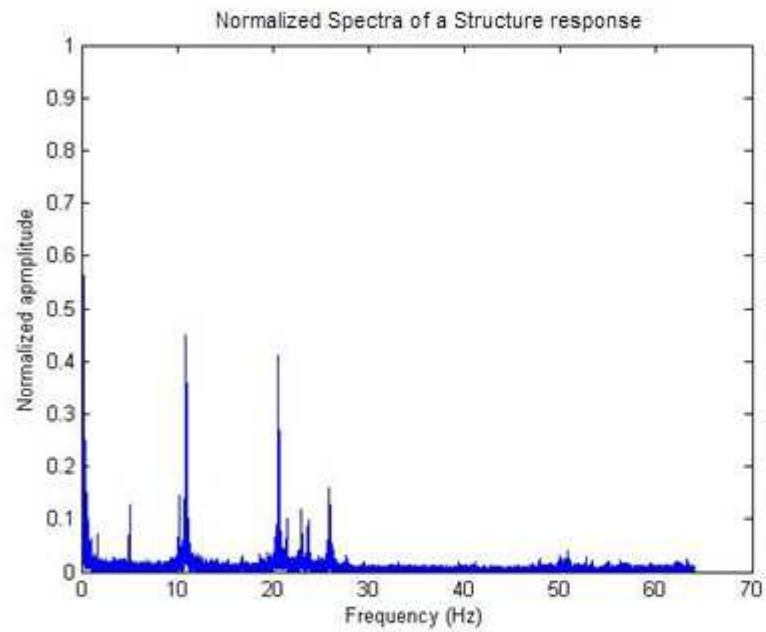
Εικόνα 7.18: *Normalized Spectra of a closed earthquake event spectra*



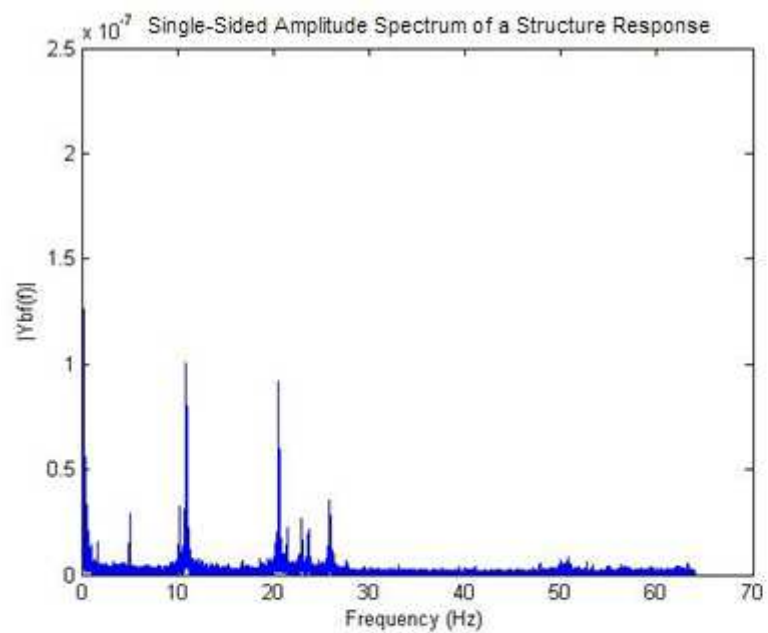
Εικόνα 8.19: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a closed-to the site earthquake signal $y(t)$*



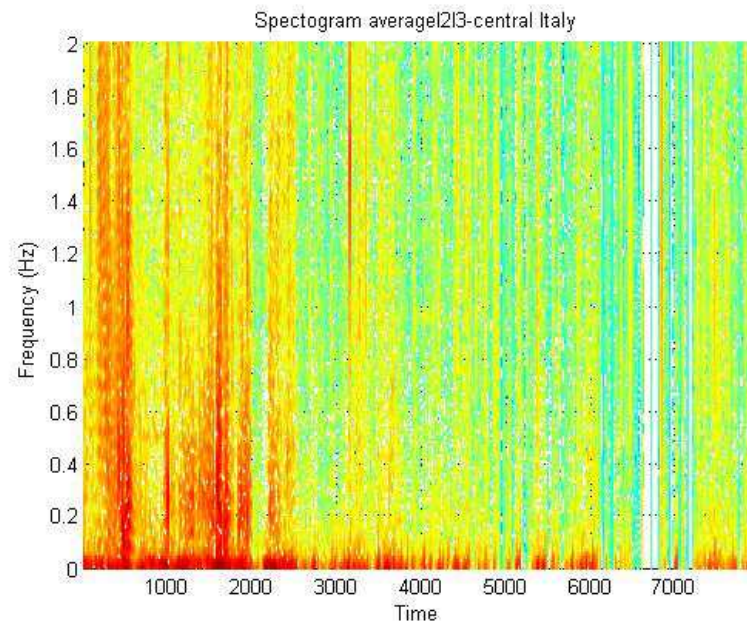
Εικόνα 8.20: *Structure response signal*



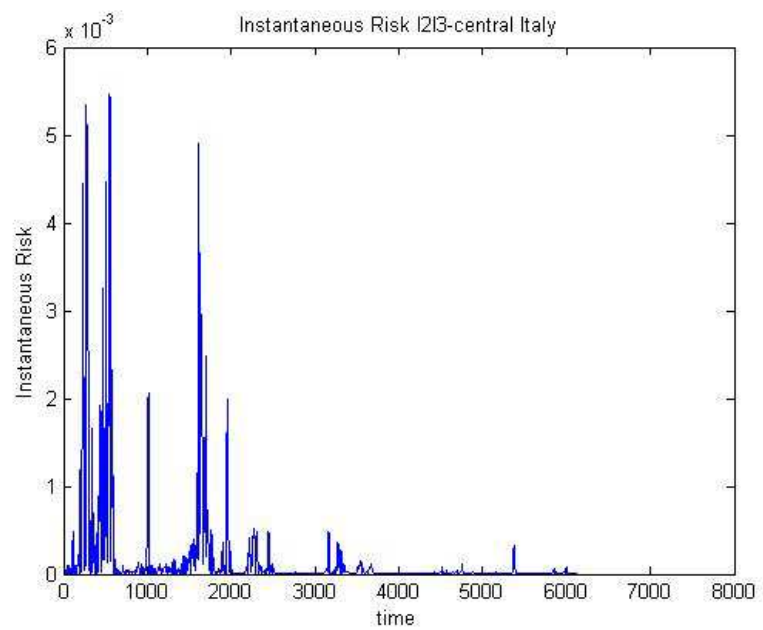
Εικόνα 8.21: *Normalized Spectra of a Structure response*



Εικόνα 8.22: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a Structure response*

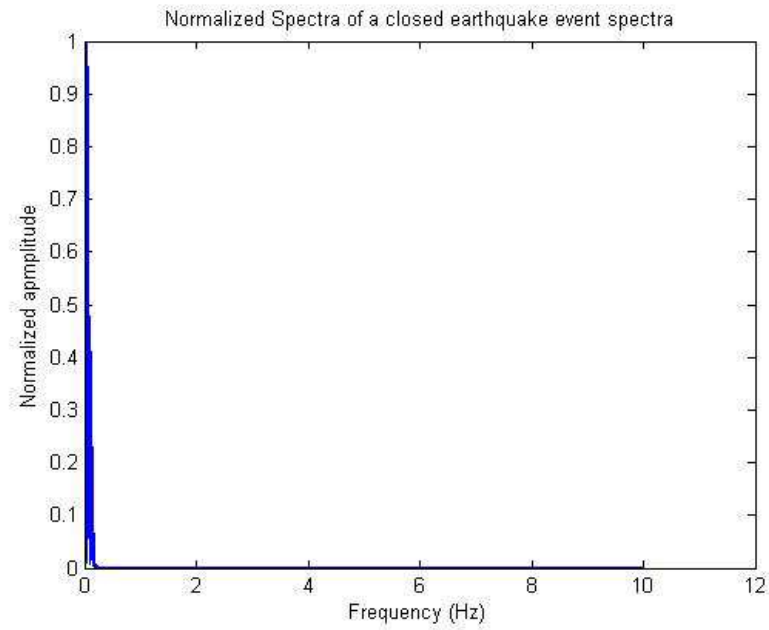


Εικόνα 8.23: *Spectrogram average l2l3-central Italy*

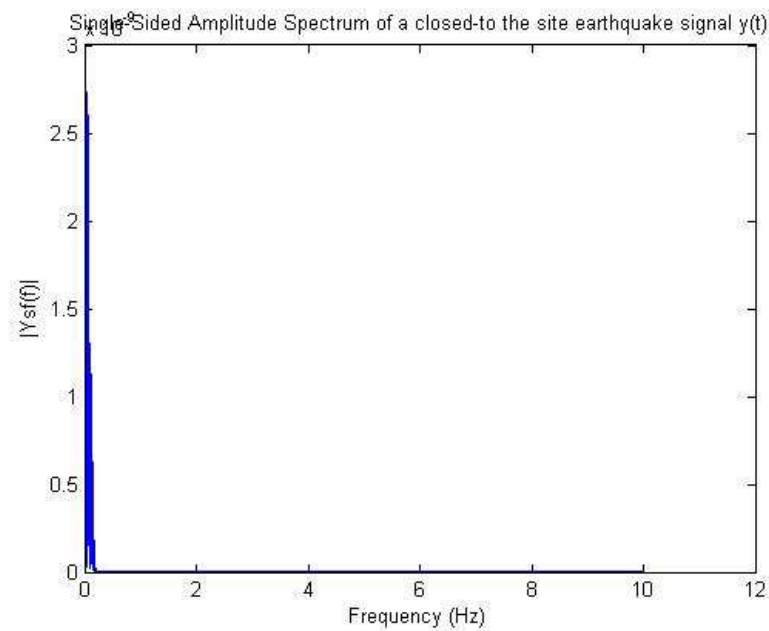


Εικόνα 8.24: *Instantaneous Risk average_l2l3- central Italy*

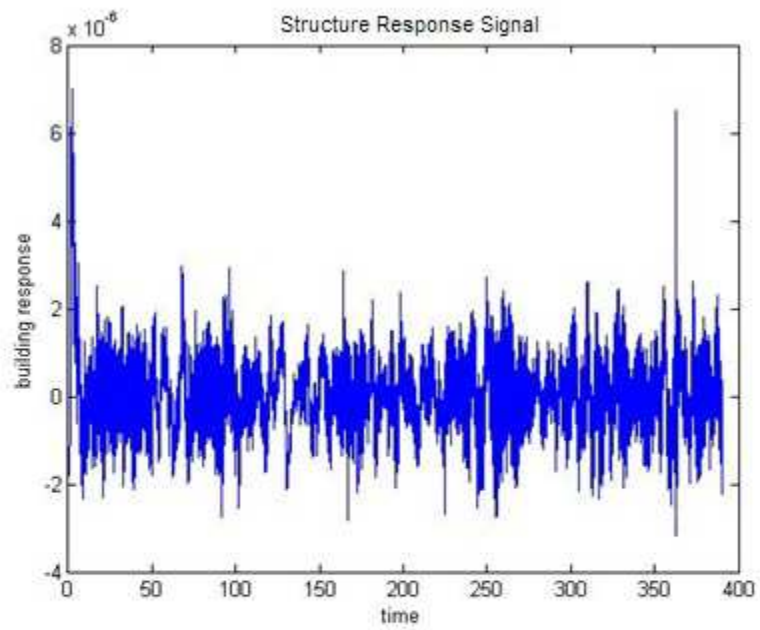
8.5 καταγραφές average_r2r3r4 - σεισμική διέργεση seismos 1



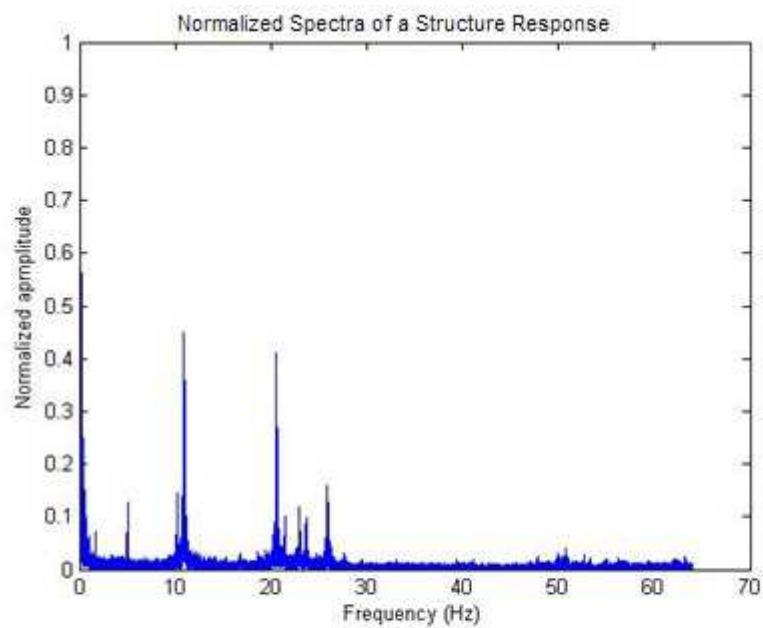
Εικόνα 8.25: *Normalized Spectra of a closed earthquake event spectra*



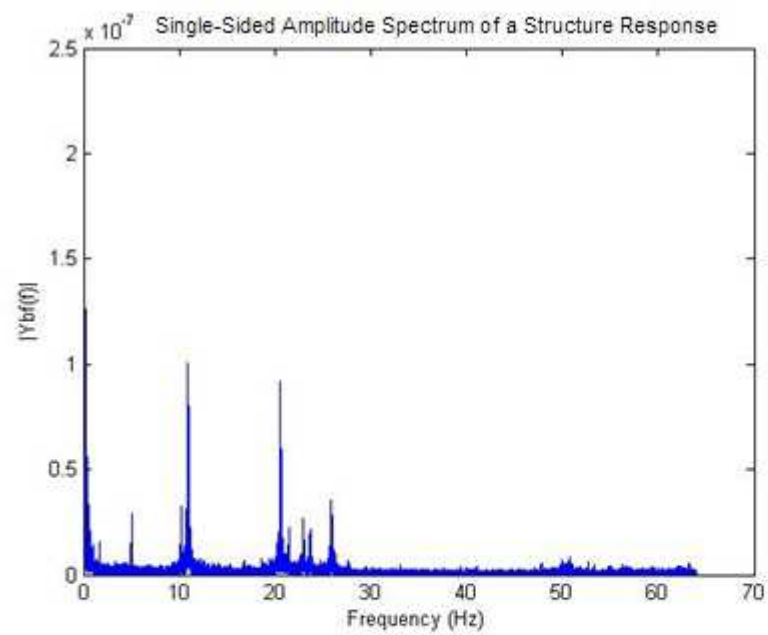
Εικόνα 8.26: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a closed-to the site earthquake signal $y(t)$*



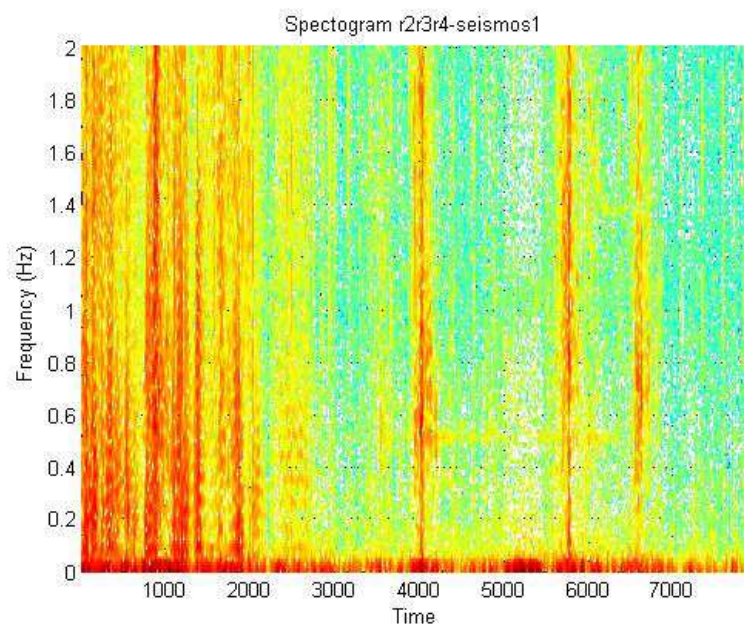
Εικόνα 8.27: *Structure response signal*



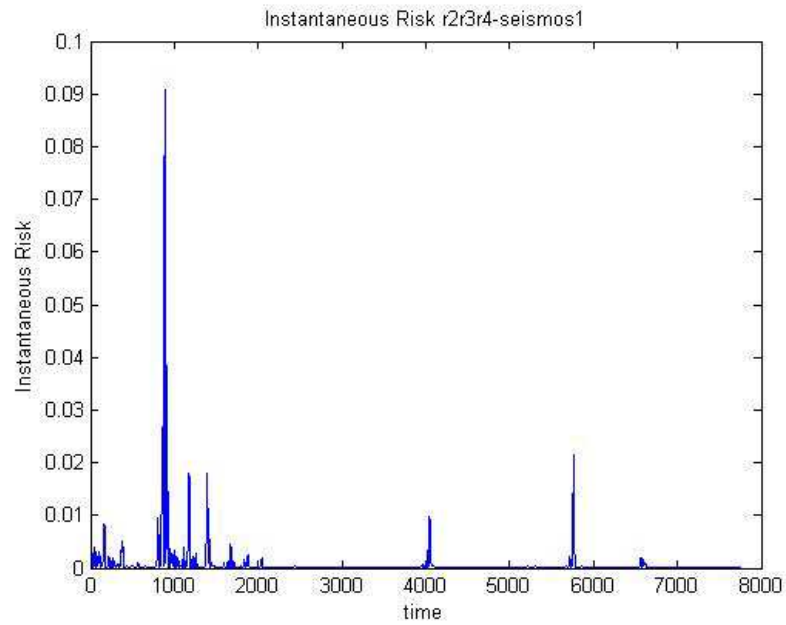
Εικόνα 8.28: *Normalized Spectra of a Structure response*



Εικόνα 8.29: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a Structure response*

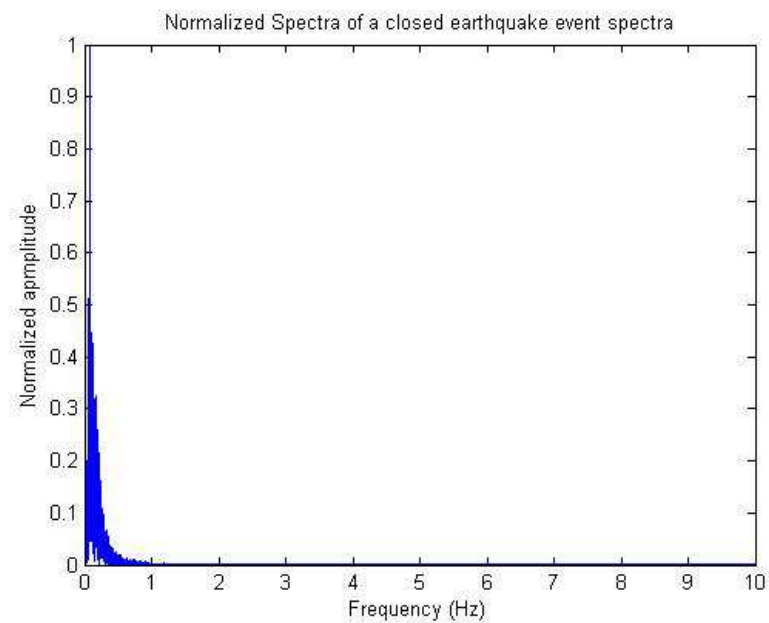


Εικόνα 8.30: *Spectrogram average r2r3r4-seismos1*

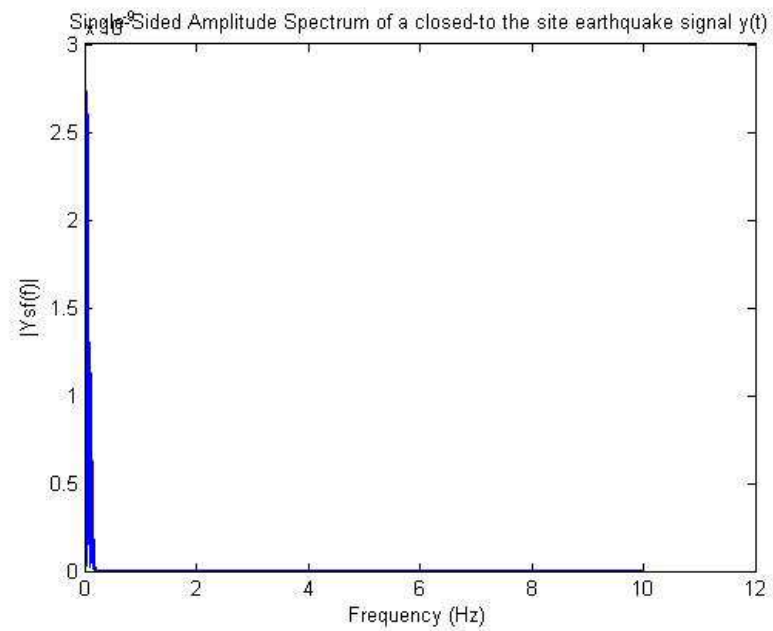


Εικόνα 8.31: *Instantaneous Risk average_r2r3r4-seismos1*

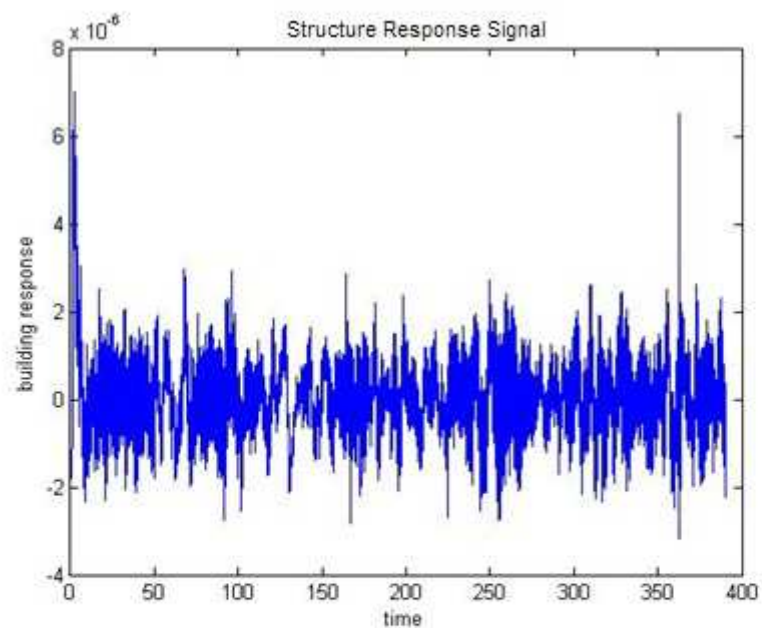
8.6 καταγραφές average_r2r3r4 - σεισμική διέγερση central Italy



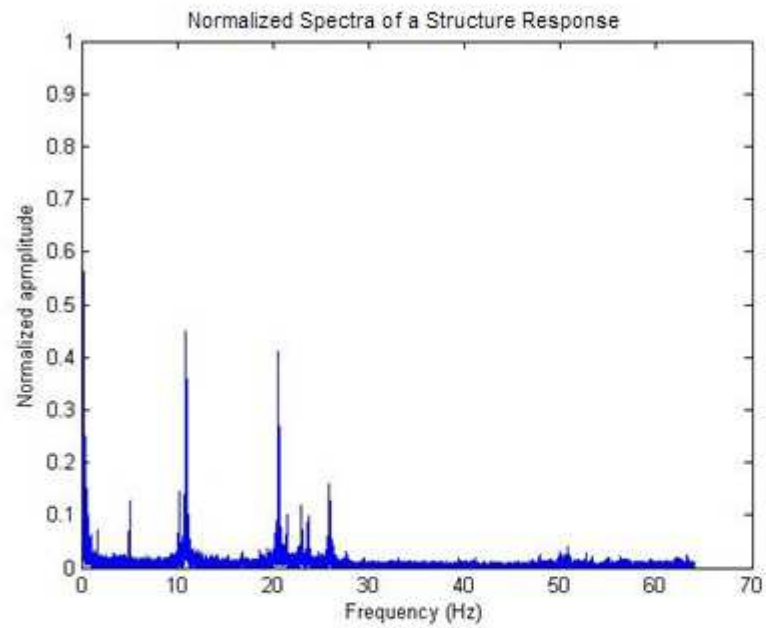
Εικόνα 8.32: *Normalized Spectra of a closed earthquake event spectra*



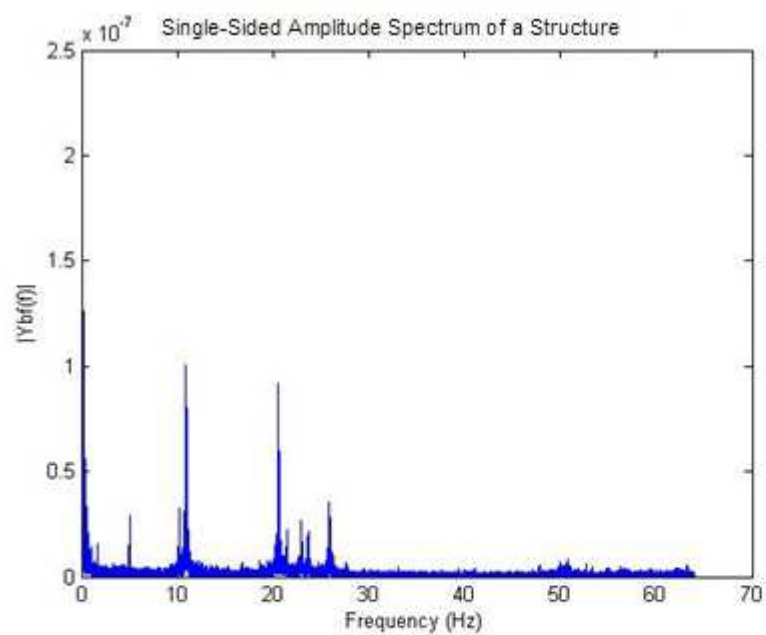
Εικόνα 8.33: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a closed-to the site earthquake signal $y(t)$*



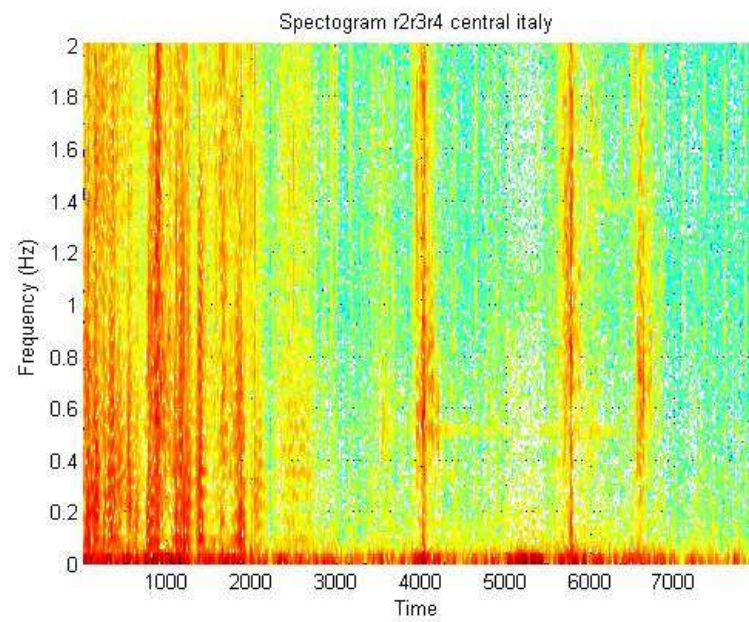
Εικόνα 8.34: *Structure response signal*



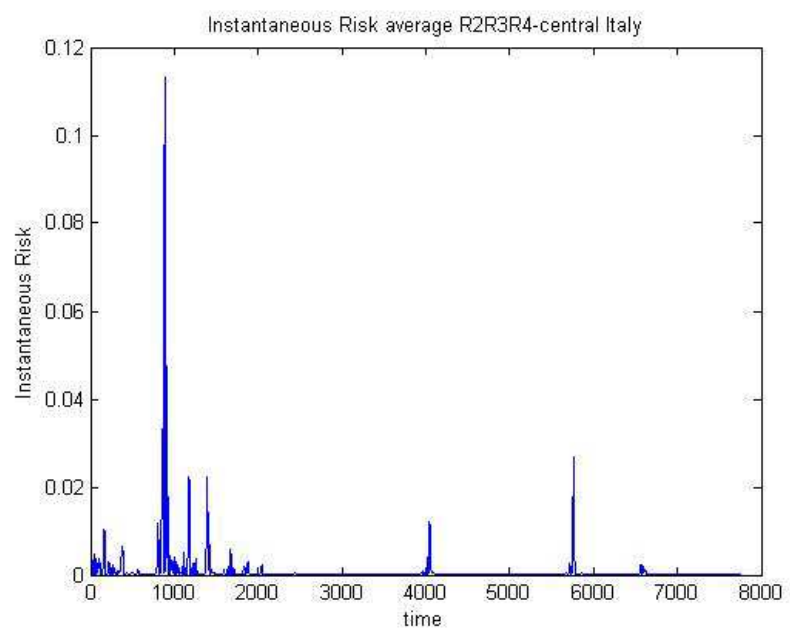
Εικόνα 8.35: *Normalized Spectra of a Structure response*



Εικόνα 8.36: *Single-Sided Amplitude Spectrum of a Structure response*



Εικόνα 8.37: *Spectrogram average r2r3r4-central Italy*

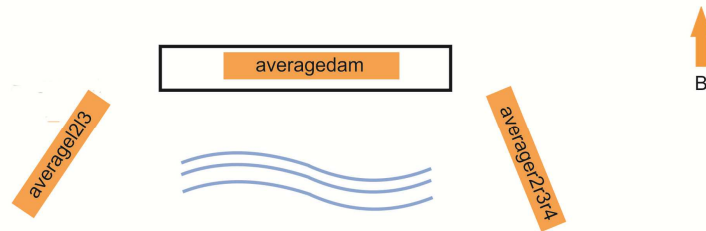


Εικόνα 8.38: *Instantaneous Risk average_r2r3r4-central Italy*

**ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ-
ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ-
ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ**

Η ιδιομορφική ανάλυση που πραγματοποιήθηκε στο φράγμα Ποταμών του Ν. Ρεθύμνου περιλαμβάνει συνολικά 23 καταγραφές από τις οποίες χρησιμοποιήθηκαν δύο στο αριστερό πρηνές (slope L2, slope L3), δύο πάνω στο φράγμα (dam1, dam3) και τρεις στο δεξιό πρηνές (slope R2, slope R3, slope R4).

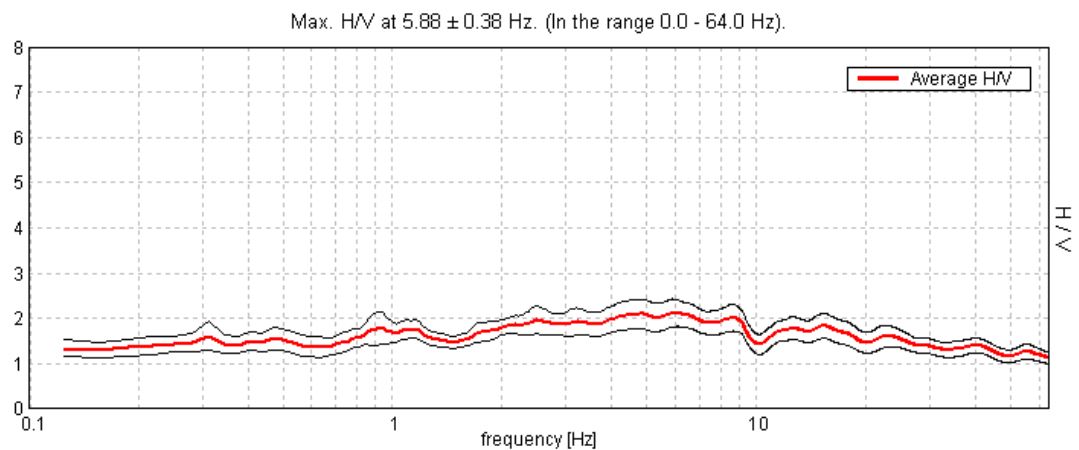
Έγινε ομαδοποίηση των καταγραφών, συγκεκριμένα οι slope L2, slope L3 αποτελούν την averagedl2l3, οι dam1, dam3 την averagedam και οι slope R2, slope R3, slope R4 την averager2r3r4.



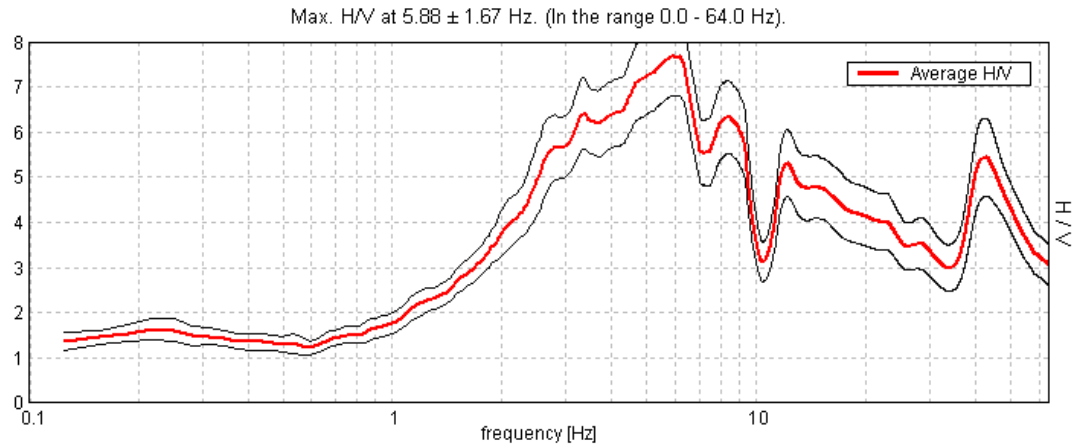
Εικόνα 9.1: Διάταξη καταγραφών μετά την ομαδοποίηση.

Η συσκευή TROMINO αποτελεί έναν αρκετά εύκολο και αξιόπιστο τρόπο για τη λήψη των καταγραφών. Δεν έχει λειτουργικά έξοδα (το μόνο κόστος είναι αυτό της αγοράς της) και μπορεί να χρησιμοποιηθεί ανεξάρτητα των καιρικών συνθηκών. Το βασικό μειονέκτημα της είναι η δυσκολία να τοποθετηθεί σωστά σε κακοτράχαλο έδαφος με αποτέλεσμα την εξαγωγή αναξιόπιστων καταγραφών.

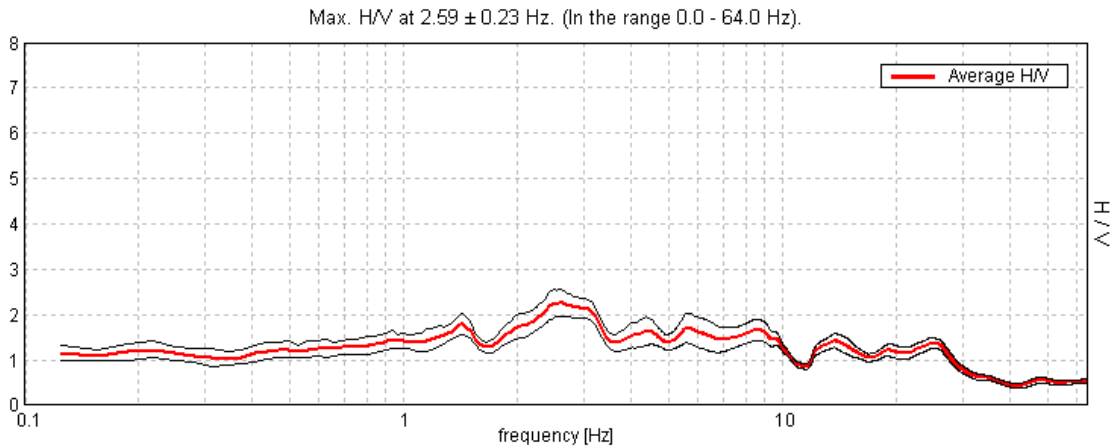
Τα φάσματα του λόγου H/V–συχνότητας υπολογίστηκαν με την χρήση του λογισμικού Grilla σύμφωνα με τις αρχές της μεθόδου του Nakamura και τις οδηγίες του ευρωπαϊκού προγράμματος SESAME.



Εικόνα 9.2: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση SLOPE L3



Εικόνα 9.3: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση *SLOPE R3*



Εικόνα 9.4: Φάσμα λόγου H/V – συχνότητας στην θέση *DAM 1*

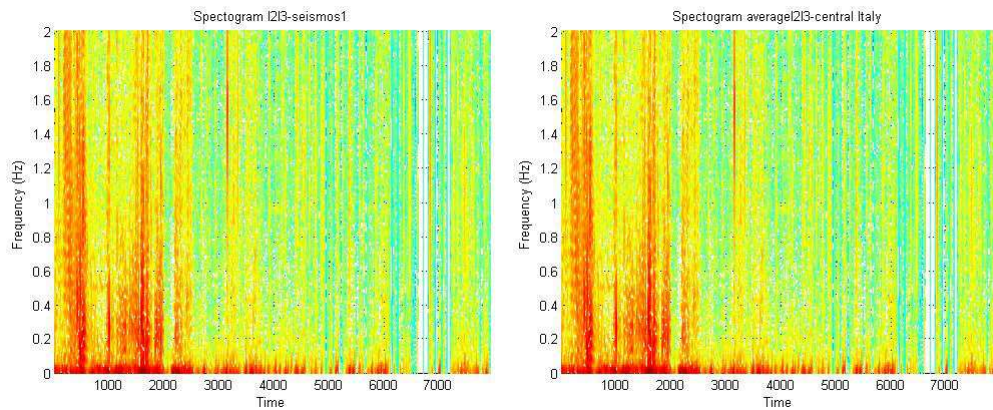
Οι σημαντικότερες ιδιοσυχνότητες των πρανών του φράγματος βρίσκονται στο εύρος 5,47 με 7,00 Hz (εικόνες 9.2, 9.3), ενώ του φράγματος στο εύρος 2,47 με 2,59 Hz (εικόνα 9.4).

Με χρήση του λογισμικού Matlab έγινε ο υπολογισμός του Instantaneous Risk και του Local Risk. Αρχικά σαν σεισμικό σήμα (seismos 1) χρησιμοποιήθηκε ο σεισμός της 28^{ης} Φεβρουαρίου του 2011, μεγέθους 5,2 R με επίκεντρο 48 km νοτιοανατολικά του Ηρακλείου και 33 km νοτιοδυτικά της Ιεράπετρας.

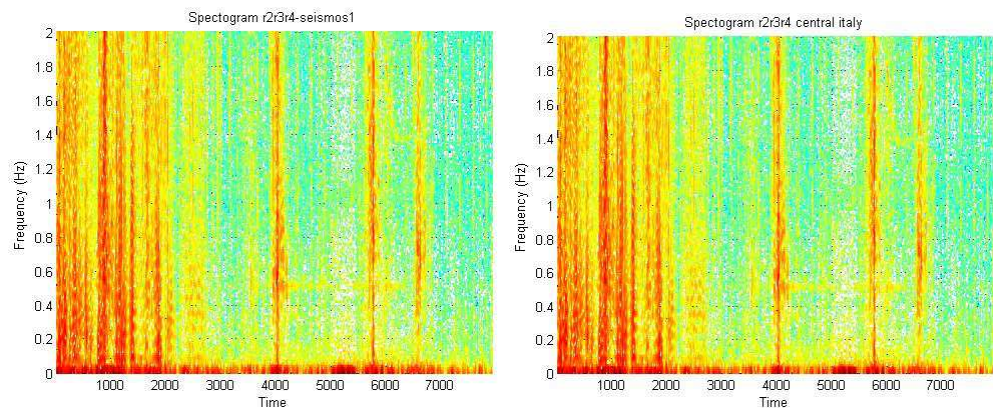
Από τα φασματογραφήματα βλέπουμε την μεταβολή της συχνότητας της καταγραφής συναρτήσει του χρόνου. Το κάθε χρώμα μας δείχνει το μέγεθος της συχνότητας. Τα μεγαλύτερα πλάτη των συχνοτήτων εμφανίζονται χρονικά στο 100 με

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ-ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

500, 1000 και 1400 με 1600. Παρατηρούμε ότι η αλλαγή του σεισμικού ερεθίσματος δεν επηρεάζει την συμπεριφορά των φασματογραφημάτων (εικόνες 9.5, 9.6).



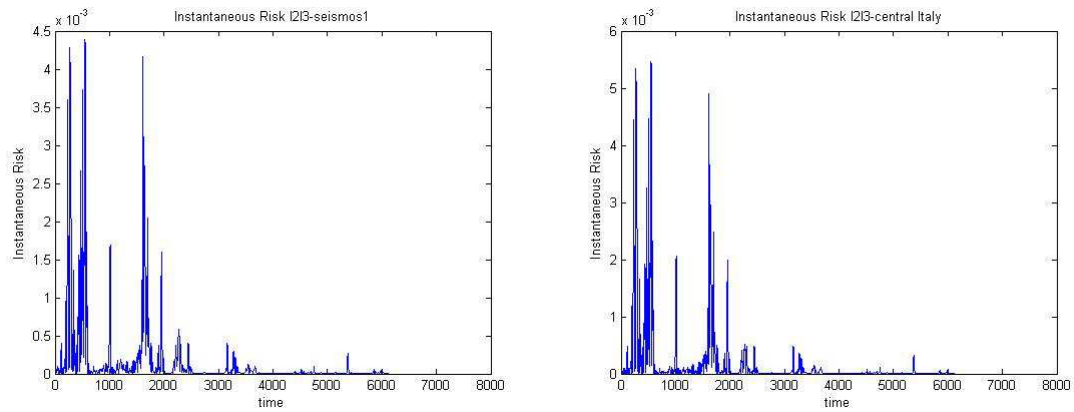
Εικόνα 9.5: *Spectrogram average l2l3-seismos1 (αριστερά), Spectrogram average l2l3-central Italy (δεξιά).*



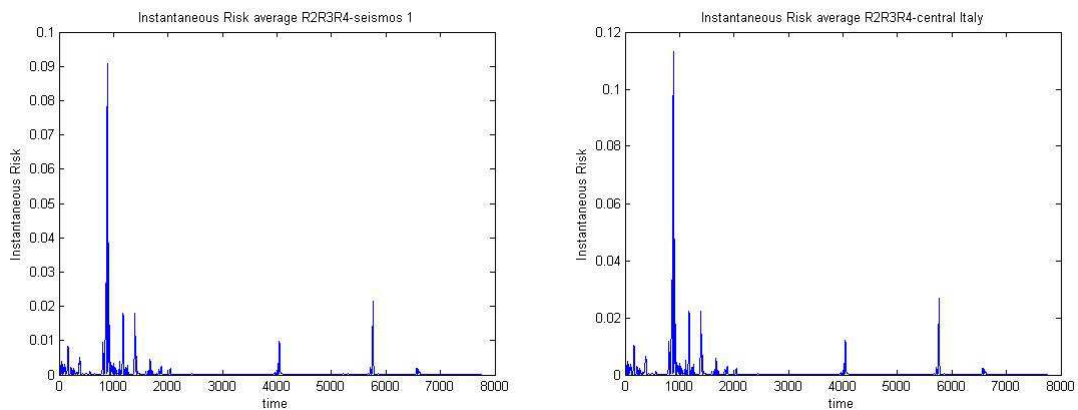
Εικόνα 9.6: *Spectrogram average r2r3r4-seismos1 (αριστερά), Spectrogram average r2r3r4-central Italy (δεξιά).*

Το σεισμικό ερέθισμα δεν επηρεάζει κατά πολύ την συμπεριφορά ούτε της στιγμιαίας επικινδυνότητας (Instantaneous Risk). Στην αριστερή πλευρά (εικόνα 9.7) οι μέγιστες τιμές του εμφανίζονται σε χρόνο 250, 600, 1000, 1600 και 2000 ενώ στη δεξιά (εικόνα 9.8) σε χρόνο 900, 1200, 1400, 4000 και 6000.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 9. ΑΝΑΛΥΣΗ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ-ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΠΙΚΙΝΔΥΝΟΤΗΤΑΣ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ



Εικόνα 9.7: *Instantaneous Risk average_l2l3-seismos1 (αριστερά), Instantaneous Risk average_l2l3-central Italy (δεξιά).*



Εικόνα 9.8: *Instantaneous Risk average_r2r3r4-seismos1 (αριστερά), Instantaneous Risk average_r2r3r4-central Italy (δεξιά).*

Οι τιμές που Τοπικού κινδύνου (Local Risk) που προέκυψαν από την παραπάνω ανάλυση είναι οι ακόλουθες:

Πίνακας 9.1: τιμές τοπικού κινδύνου

	LOCAL RISK
average l2l3 seismos 1	980.2
average l2l3 central Italy	1105.6
average r2r3r4 seismos 1	5873.5
average r2r3r4 central Italy	7145.7

Τα αποτελέσματα της ανάλυσης μας δείχνουν ότι το έδαφος στο αριστερό πρανές φιλτράρει καλύτερα τους συγκεκριμένους σεισμούς από ότι το έδαφος στο δεξιά πρανές

επομένως έχει μικρότερη σεισμική επικινδυνότητα. Αυτό επιβεβαιώνεται και από τα χαλαρά εδάφη που βρίσκονται σε αυτή τη πλευρά. Νεογενείς και τεταρτογενείς αποθέσεις επικάθονται ασύμφωνα επί της ενότητας φυλλιτών – χαλαζιτών και κατά τόπους της ενότητας των Plattenkalk. Συνίστανται από ασβεστολιθικές και μαργαϊκές κροκάλες, καθώς επίσης και από αποστρογγυλωμένα χαλίκια συνθέτοντας τις εμφανιζόμενες αναβαθμίδες.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo*, 35, 415-457.
- Arai H., and Tokimatsu K., 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (1), 53-63.
- Arai H., and Tokimatsu K., 2000. Effects of rayleigh and love waves on microtremor H/V spectra, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand, paper 2232.
- Arai H., and Tokimatsu K., 1998. Evaluation of local site effects based on microtremor H/V spectra, *Proceedings of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan. 2 673-680.
- Banerji S. K., 1924. Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon, *Nature*, 114-2868, 576.
- Bernard P., 1941-a. Etude sur l'agitation microséismique, *Presses Universitaire de France*.
- Bernard P., 1941-b. Etude sur l'agitation microséismique and ses variations, *Annales de Nature*, 114-2868, 576. *l'Institut de Physique du Globe de Paris*, 19, 1-77.
- Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y. and Cotton F., 2004. Nature of noise wavefield, *SESAME report*, D13.08 (<http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>).
- Boashash B., *Time-Frequency Signal Analysis and Processing (TFSAP)*.
- Capon J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *IEEE.*, 57 1408- 1419.
- Capon J., Greenfield R. J., and Kolker R. J., 1967. Multidimensional maximum-likelihood processing of a large-aperture seismic array, *IEEE.*, 55 192-211.
- Chen V., Ling H., 2002. *Time-Frequency Transforms for Radar Imaging and Signal Analysis*, Artech House, Boston-London.
- Chouet B., De Luca, G., Milana, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., 1998. Shallow velocity of Stromboli volcano, Italy, derived from small-aperture array measurements of Strombolian tremor., *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 3, 653-666.
- Claasen., T.A.C.M. and Mecklenbrauker, W.F.G., 1984. On the Time-Frequency Discrimination of Energy Distributions – Can They Look Sharper than Heisenberg?, *IEEE Int. Conf. Acoustics., Speech, Sig.Proc.*, San Diego, 41.7.1-41.7.4.
- Claasen., T.A.C.M. and Mecklenbrauker, W.F.G., 1980. The Wigner Distribution – A Tool for Time-Frequency Signal Analysis – Part I: Continuous-time Signals”, *Philips J.Res.*, Vol.35, 217-250.
- Claasen, T.A.C.M. and Mecklenbrauker, W.F.G., 1980. The Wigner Distribution – A Tool for Time-Frequency Signal Analysis – Part III: Relations with Other Time-Frequency Signal Transformations”, *Philips J.Res.*, Vol.35, 372-389.
- Cohen L., Posch T.E., 1985. Generalized Ambiguity Functions, *IEEE Int. Conf. Acoustics., Speech, Sig.Proc.*, Tampa, 27.6.1-27.6.4.
- Douze E. J., 1967. Short-period seismic noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57, 1, 55-81.
- Douze E. J., 1964. Rayleigh waves in short-period seismic noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 4, 1197-1212.
- Dunand F., Ait Meziane Y., Guéguen Ph., Chatelain J.-L., Guillier B., Ben Salem B., Hadid M., Hellel M., Kiboua A., Laouami N., Machane D., Mezouer N., Nour A., Oubaiche El- H., Reamas A., 2004. Utilisation du Bruit de fond pour l'analyse des

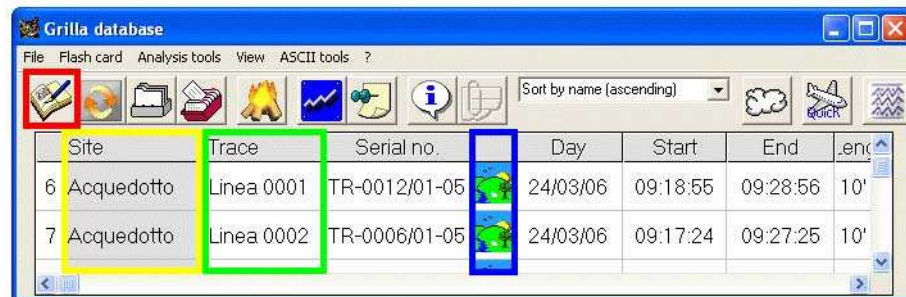
- dommages des batiments de boumerdes suite au seisme du 21 Mai 2003, Mémoires du Service Géologique de l'Algérie no 12.
- Fäh D., Kind F., and Giardini D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, 145, 535-549.
- Gutenberg B., 1958. Microseisms, *Advan. Geophys.*, 5, 53-92.
- Gupta I. N., 1965. Standing-wave phenomena in short-period seismic noise, *Geophysics*, 30-6, 1179-1186.
- Hlawatsch F., 1991. Duality and Classification of Bilinear Time-Frequency Signal Representations, *IEEE Trans. Sig.Proc.*, Vol.39, No 7, 1564-1574.
- Horike M., 1985. Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the Swavevelocity structure down to the basement in urbanized areas, *Journal of Physics of the Earth*, 33, 59-96.
- Hedberg J., 2005. Spectrogram Evaluation of Seismic Risk in Managua, Nicaragua Iris., Incorporated Research Institute for Seismology, <http://www.iris.edu/hq/>
- Ishihara K., 1982. Evaluation of soil properties for use in earthquake response analysis, *Proceedings of International Symposium on Numerical Model in Geomechanics*, 237-259.
- Kanai K., 1957. Semi empirical formula for the seismic characteristics of the ground. *Bull. Earthq. Res. Inst.* XXXV.
- Larose E., Khan A., Nakamura Y., and Campillo M., 2005. Lunar subsurface investigated from correlation of seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 32, doi:10.1029/2005GL023518.
- MATLAB (Matrix Laboratory)
- Mucciarelli M., 1998. Reliability and Applicability of Nakamura's technique using Microtremors: An experimental approach, *J. Earthq. Eng.*, 2, 625-638.
- Michel C., and Guéguen Ph., 2006. Seismic vulnerability assessment using ambient vibrations: Method and validation.
- Μπουλταδάκης Γ., 2009. Συγκριτική μελέτη των μετασχηματισμών χρόνου-συχνότητας για σήματα ραντάρ αντίστροφης συνθετικής απεικόνισης εναέριων στόχων, Αθήνα.
- Nakamura Y., 1996. Real-time information systems for hazards mitigation. *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering*. Acapulco, Mexico.
- Nakamura Y., 2000. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Nakamura Y., Sato, T., Nishinaga, M., 2000. Local site effect of Kobe based on microtremor measurement, *System and Data Research Co., Ltd.*, 3-25-3 Fujimidai, Kunitachi-shi, Tokyo, Japan.
- Ohmachi T., and Umezono T., 1998. Rate of rayleigh waves in microtremors, *Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, Yokohama, Japan. 2 587-592.
- Okada, H., 2003. The microtremor survey method. *Geophysical Monograph Series*, Society of Exploration Geophysicists 12.
- Papazachos, C. B. (1992). Anisotropic radiation modeling of macroseismic intensities for estimation of the attenuation structure of the upper crust in Greece. *Pure Appl. Geophys.*, 138, 445-469, 1992.
- Parolai S., Bormann P., and Milkereit C., 2001. Assessment of the natural frequency of the sedimentary cover in the cologne area (Germany) using noise measurements, *J. Earthq. Eng.*, 5, 541-564.
- Rioul O., Vetterli M., 1991. Wavelets and Signal Processing, *IEEE SP Magazine*, Vol.8, 14-38.

- Savvaidis, A., Papazachos C., and Hatzidimitriou, P. (1997). Site effect estimation based on the source and path modelling of macroseismic intensities in the area of Greece. *European Earthquake Engineering*, 1/1998: 18-28.
- Seo K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.
- SESAME Project, 2001-2004, Site EffectS assessment using AMbient Excitations, <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.
- Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L., and Ritzwoller M. H., 2005. High-Resolution Surface- Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science*, 37.
- Shapiro N. M., and Campillo M., 2004. Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophysical Research Letters*, 31-7.
- Tokimatsu K., Wakai S., and Arai H., 1998. Three-dimensional soil stratification using surface waves in microtremors, *Proceedings of the First Conference on Geotechnical Site Characterization*, 4, 537-542.
- Tokimatsu K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. *Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*. 3 1333- 1368.
- Toksöz M. N., and Lacoss R. T., 1968. Microseisms: mode structure and sources, *Science*, 159, 872-873.
- Toksöz M. N., 1964. Microseisms and an attempted application to exploration, *Geophysics*, 29-2, 154-177.
- Trifunac M.D., 1970. Wind and microtremor induced vibrations of a twenty-two story steel frame building. Report. Earthquake Engineering Research Laboratory, Pasadena, California, USA.
- Wathelet M., Jongmans D., and Ohrnberger M., 2005. Direct Inversion of Spatial Autocorrelation Curves with the Neighborhood Algorithm, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 5, 1787-1800.
- Yamamoto H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love- and Rayleigh-waves in microtremors. *Proceedings of the 12thWorld Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Yamanaka H., Takemura M., Ishida H., and Niwa M., 1994. Characteristics of Long-Period microtremors and their applicability in exploration of deep sediments, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1831-1841.
- Yamanaka H., Dravinski M., and Kagami H., 1993. Continuous measurements of microtremor on sediments and basement in Los Angeles, California, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 1227-1253.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ι GRILLA SOFTWARE

1. Download data from Tromino

1. ανοίγουμε το πρόγραμμα
2. συνδέουμε την συσκευή (tromino) με τον υπολογιστή με usb καλώδιο
3. πηγαίνουμε **file** → **Import new recording** εναλλακτικά πατάμε το 1^ο κουμπί (με το βιβλίο)

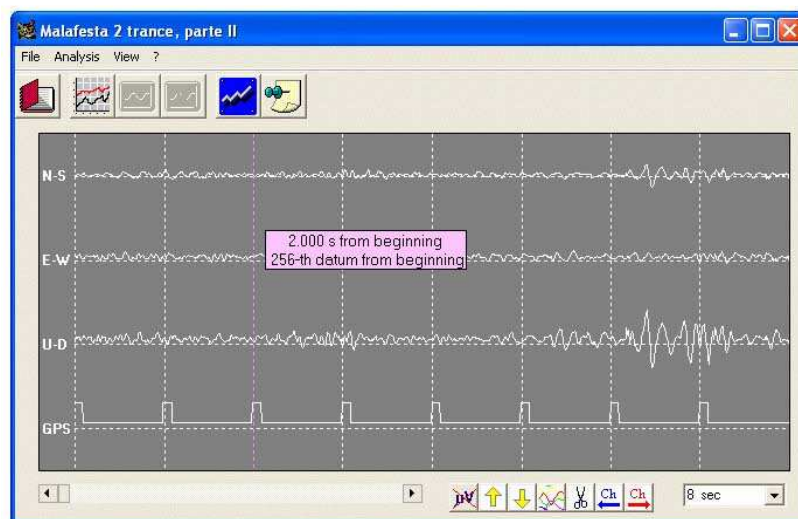


Εικόνα 1.1

4. στο καινούργιο παράθυρο επιλέγουμε τις καταγραφές που θέλουμε να περάσουμε στο πρόγραμμα και πατάμε **Import**
5. δημιουργούμε τον φάκελο όπου θα αποθηκευτούν οι καταγραφές

2. View trace

Κάνοντας διπλό κλικ με το ποντίκι στην καταγραφή που θέλουμε παίρνουμε το ίχνος της καταγραφής.



Εικόνα 2.1

1^η γραμμή: συνιστώσα της κίνησης κατά τον βόρειο-νότιο άξονα (N-S)

2^η γραμμή: συνιστώσα της κίνησης κατά τον ανατολικό-δυτικό άξονα (E-W)

3^η γραμμή: συνιστώσα της κίνησης κατά την κατακόρυφο (U-D)

4^η γραμμή: The [time-marker](#) (when present) is a box function with the up-state lasting 1/10 of second

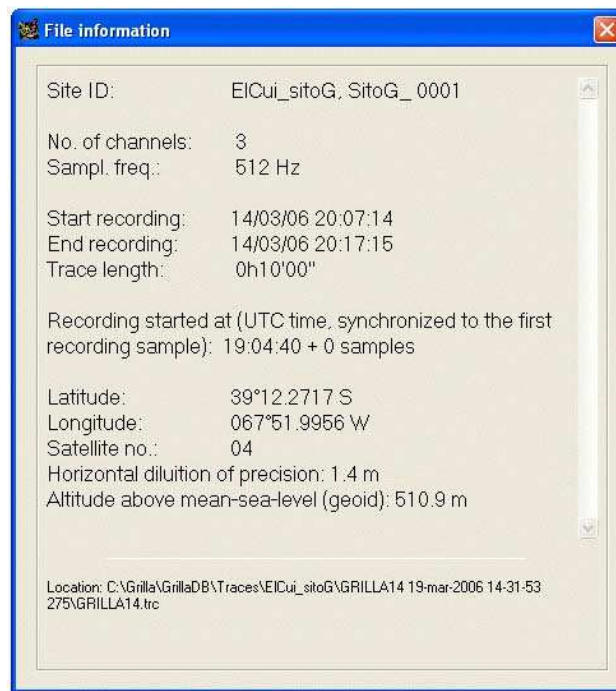
Στον x-άξονα είναι ο χρόνος και στο y το πλάτος [μV]

3. View trace properties

Για να δούμε τις ιδιότητες του ίχνους της καταγραφής επιλέγουμε από την εικόνα

2.1 File → View trace window

Εμφανίζεται το ακόλουθο παράθυρο:



Εικόνα 3.1

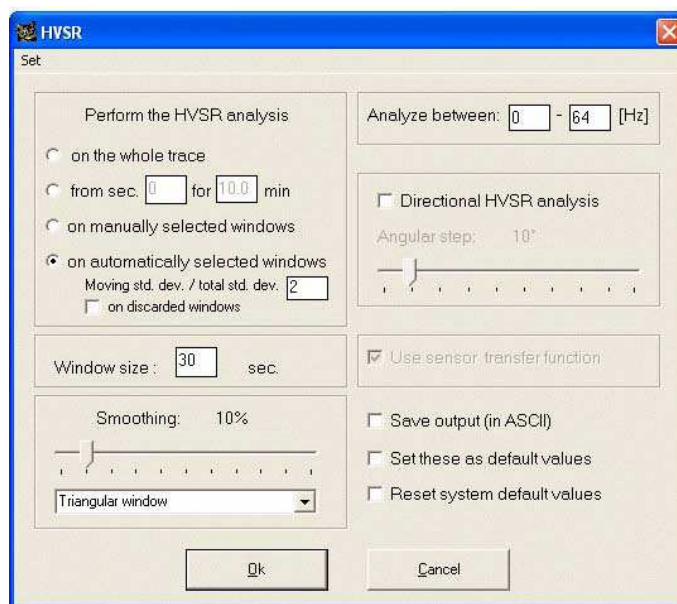
Site ID	Γενικές πληροφορίες που ορίστηκαν από τον χρήστη
No. of channels	Αριθμός καναλιών καταγραφής συνήθως 3 ένα για κάθε άξονα, 4 αν χρησιμοποιείται το time-marker
Sampl.freq.	Το sample frequency της καταγραφής
Start recording	Ημέρα και ώρα έναρξης της καταγραφής
End recording	Ημέρα και ώρα λήξης της καταγραφής
Trace length	Διάρκεια καταγραφής (ώρα/ λεπτά/ δευτερόλεπτα)
UTC time	Η ώρα στην αρχή της καταγραφής που ανακτάται από το GPS
Latitude (optional)	Γεωγραφικό πλάτος στην αρχής της καταγραφής από GPS
Longitude (optional)	Γεωγραφικό μήκος στην αρχής της καταγραφής από GPS
Satellite no. (optional)	Ο Αριθμός των δορυφόρων που συνδέθηκε το GPS

Location (optional) | Ο φάκελος που έχει αποθηκευμένες τις καταγραφές στον υπολογιστή

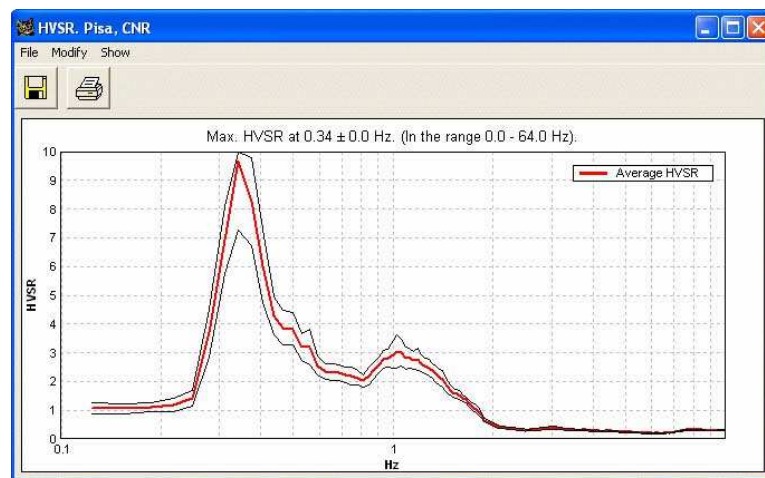
4. Single HVSR (Horizontal to Vertical Spectral Ratio)

Για να δούμε το λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη καταγραφή ανοίγουμε το trace window της καταγραφής (εικόνα 2.1) και επιλέγουμε [Analysis](#) → [HVSR](#)

Εμφανίζεται το παράθυρο όπου μπορούμε να ρυθμίσουμε τις παραμέτρους της ανάλυσης.

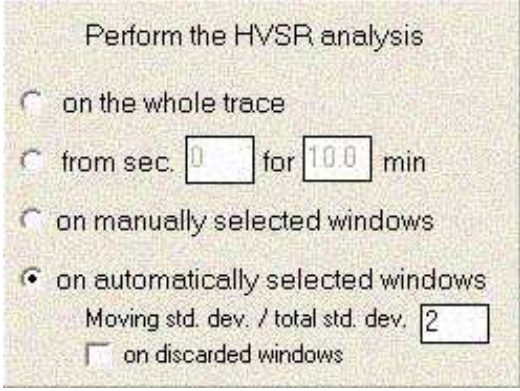
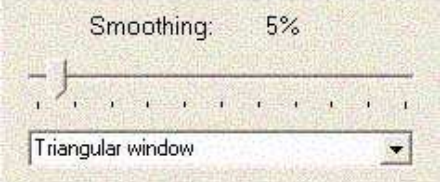
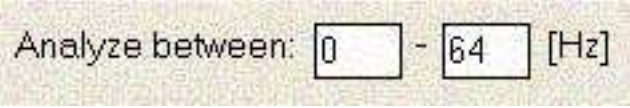
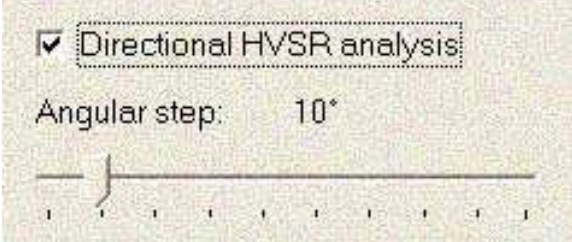
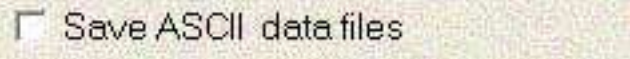
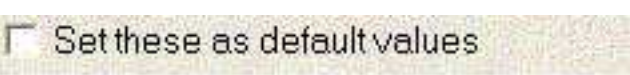
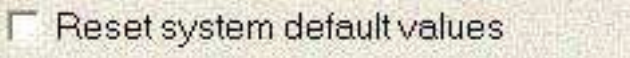


Εικόνα 4.1



Εικόνα 4.2

Είναι μία λογαριθμική καμπύλη του HVSR συναρτήσει της συχνότητας. Η κόκκινη γραμμή είναι το μέσο HVSR ενώ οι δύο μαύρες γραμμές δείχνουν το διάστημα εμπιστοσύνης του HVSR στο 95%.

	Μπορούμε να επιλέξουμε ένα συγκεκριμένο σημείο του ίχνους όπου θα εφαρμοστεί η HVSR ανάλυση. ➤ Σε όλο το ίχνος ➤ Στο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα ➤ Σε επιλεγμένα παράθυρα ➤ Αυτόματα
	Επιλογή μήκους παραθύρου σε δευτερόλεπτα
	Ρυθμίζεται η εξομάλυνση του σήματος
	Επιλέγεται σύμφωνα με την συχνότητα ένα τμήμα του γραφήματος. (η ανάλυση πραγματοποιείται σε όλη την καταγραφή)
	Ανάλογα με τους άξονες. Το 0 αντιστοιχεί στην βόρεια κατεύθυνση. Παίρνει τιμές από 0 έως 180 (από 180 έως 360 είναι συμμετρικά) σύμφωνα με την φορά των δεικτών του ρολογιού
	Είναι πάντα επιλεγμένο όταν χρησιμοποιείται η συσκευή tromino, διορθώνει το spectra
	Επιλέγεται η αποθήκευση των αρχείων ASCII
	Μπορούν να οριστούν αυτές οι αλλαγές και να ισχύουν για κάθε ανάλυση
	Επαναφορά στις αρχικές ρυθμίσεις

5. HVSR time history

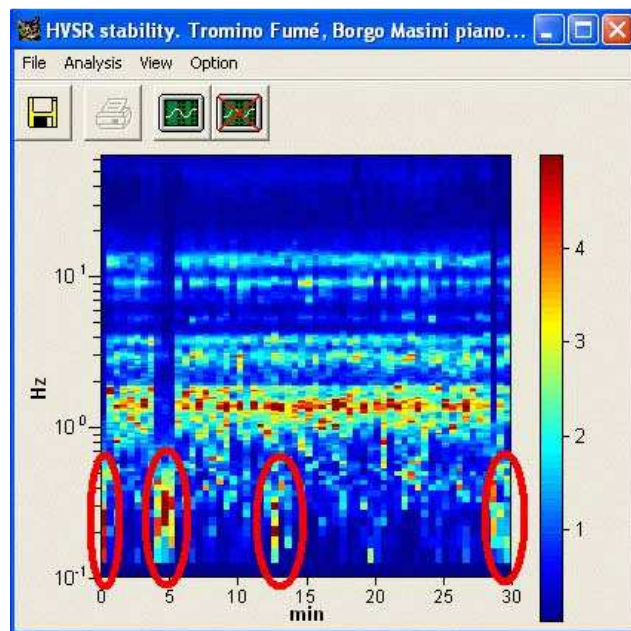
Από το γράφημα HVSR time history μπορούμε να δούμε αν υπάρχουν καταγραφές με «θόρυβο» και να τις αποκλείσουμε από την ανάλυση.

Αυτό μπορεί να γίνει με δύο τρόπους:

1. Από το frequency domain (εικόνες 5.1 και 5.2)
2. Από το time domain (εικόνα 5.3)

➤ Αφαίρεση θορύβου από το frequency domain

Είναι ο πιο εύκολος και αξιόπιστος τρόπος αφαίρεσης του θορύβου. Με το ποντίκι επιλέγουμε τα παράθυρα που θέλουμε να εξαιρεθούν.

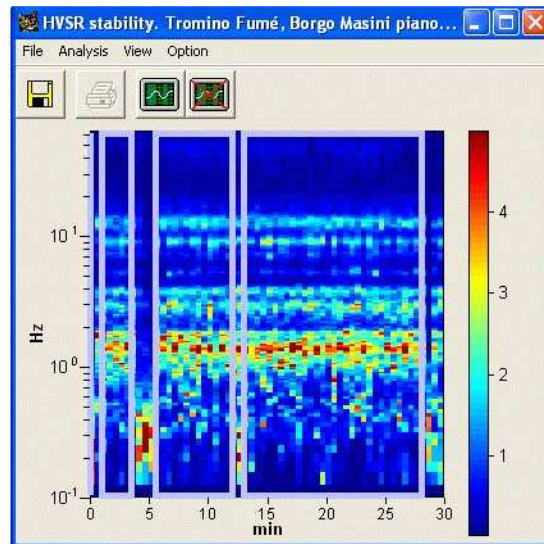


Εικόνα 5.1

Για να επιλέξουμε τα παράθυρα: [Analysis](#) → [Analyse the selected windows only](#)

Για να ακυρώσουμε τα επιλεγμένα παράθυρα: [Analysis](#) → [Cancel window selection](#)

Τα επιλεγμένα παράθυρα όπως φαίνονται στην εικόνα 5.2 έχουν ένα μπλε πλαίσιο γύρω τους. Η επιλογή των παραθύρων γίνεται με την σειρά, δηλαδή αν επιλέξουμε μια περιοχή μεταξύ 10 και 15 λεπτών μετά δεν μπορούμε να επιλέξουμε μια περιοχή μεταξύ 5 και 10 λεπτών αλλά μόνο μια μεγαλύτερη της προηγούμενης.

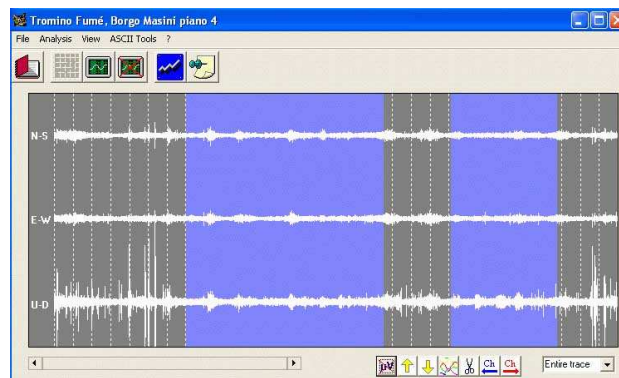


Εικόνα 5.2

➤ Αφαίρεση θορύβου από το time domain

Για να είναι δυνατή αυτή η επιλογή πρέπει να είναι ενεργοποιημένο το on the selected windows only από την εικόνα 4.1

Από το trace window (εικόνα 2.1) μπορούμε τώρα να επιλέξουμε με το ποντίκι τα παράθυρα που θέλουμε να εξαιρέσουμε. Τα επιλεγμένα παράθυρα υπογραμμίζονται με ένα μπλε πλαίσιο (εικόνα 5.3).



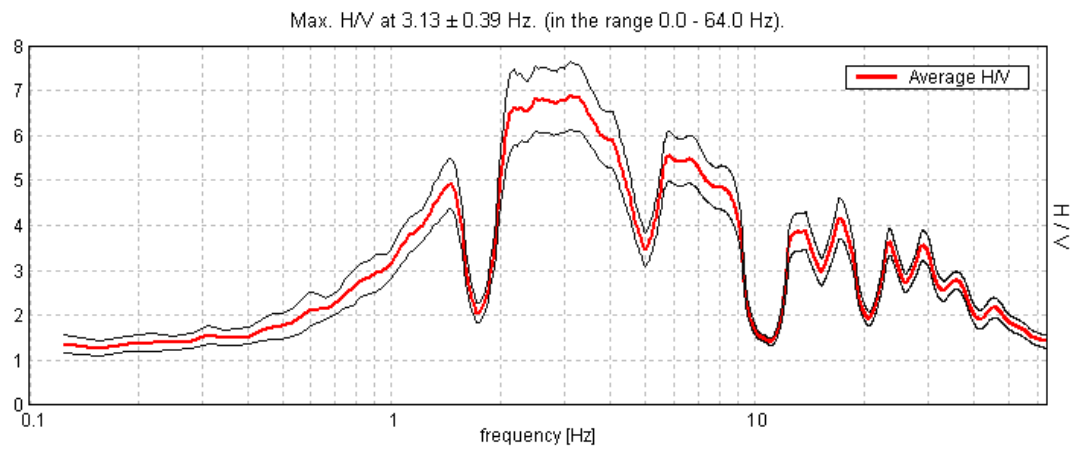
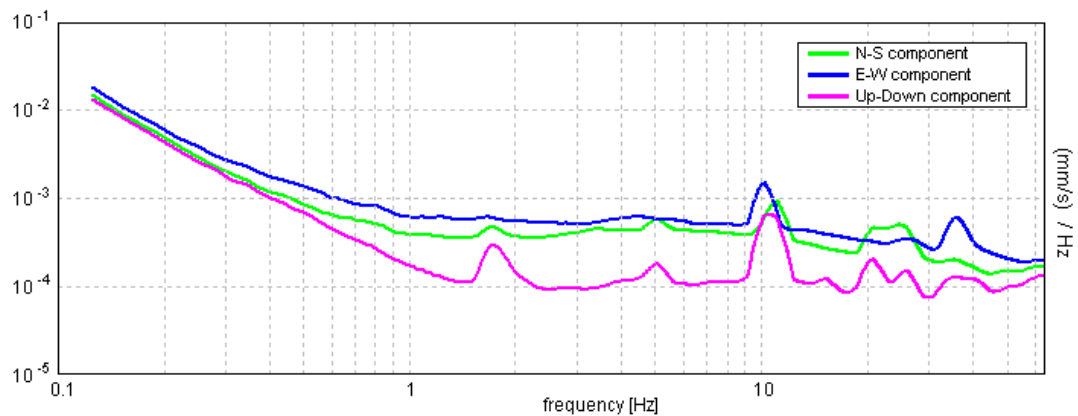
Εικόνα 5.3

Επιλέγουμε Analysis → Windows selection completed. Perform analysis

ΠΑΡΑΤΗΜΑ II GRILLA ANALYSIS REPORT

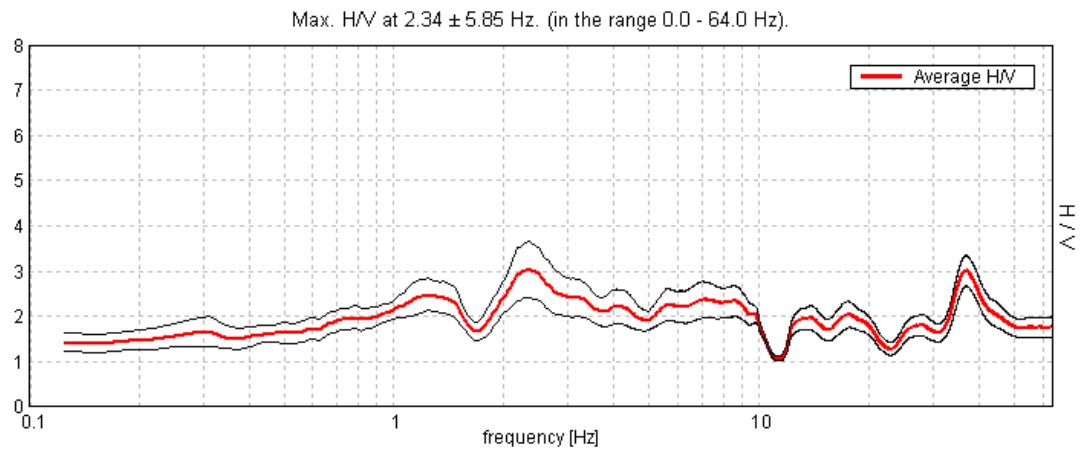
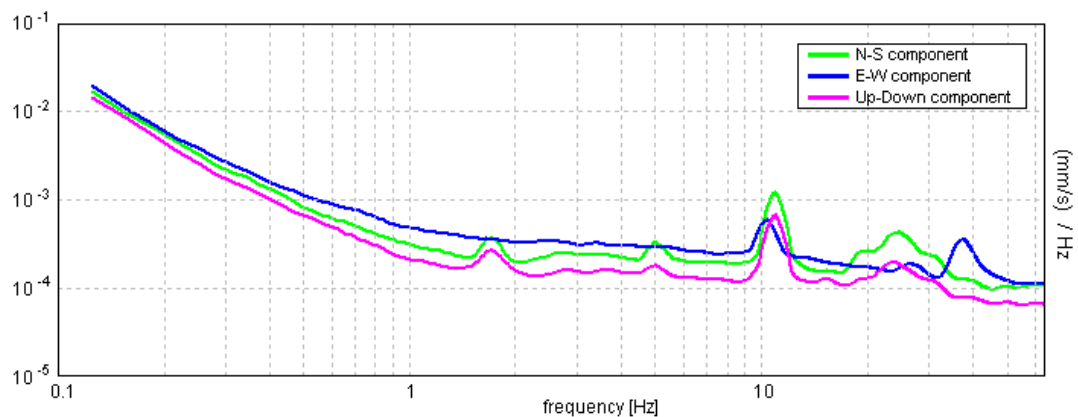
POTAMON, DAM1

Start recording: 05/08/10 12:03:36 End recording: 05/08/10 12:23:37
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0225 E, 35°17.0557 N (214.9 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 05
 Trace length: 0h20'00". Analysis performed on the entire trace.
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

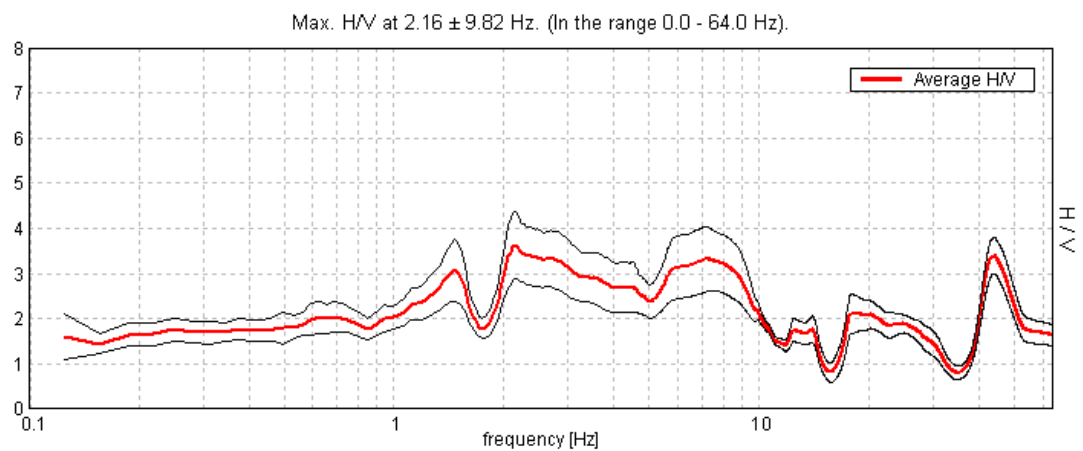
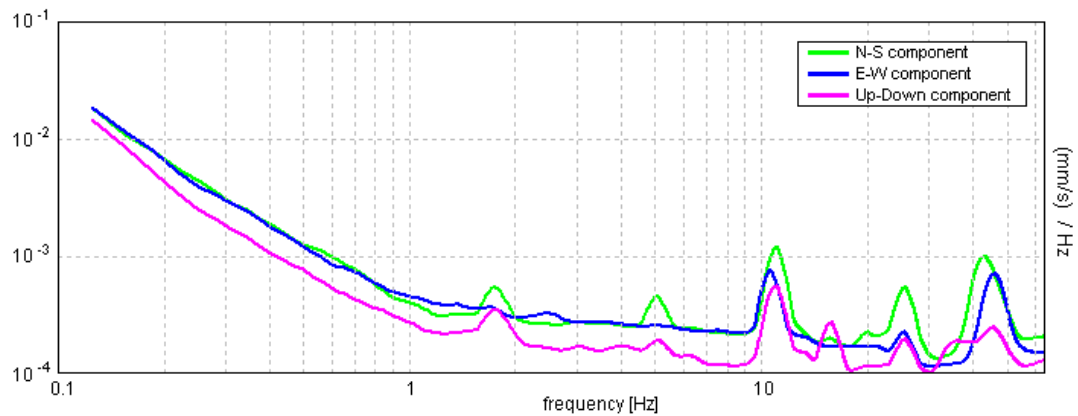
POTAMON, DAM2

Start recording: 05/08/10 12:29:44 End recording: 05/08/10 12:49:45
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0387 E, 35°17.0511 N (202.7 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 05
 Trace length: 0h20'00". Analysis performed on the entire trace.
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

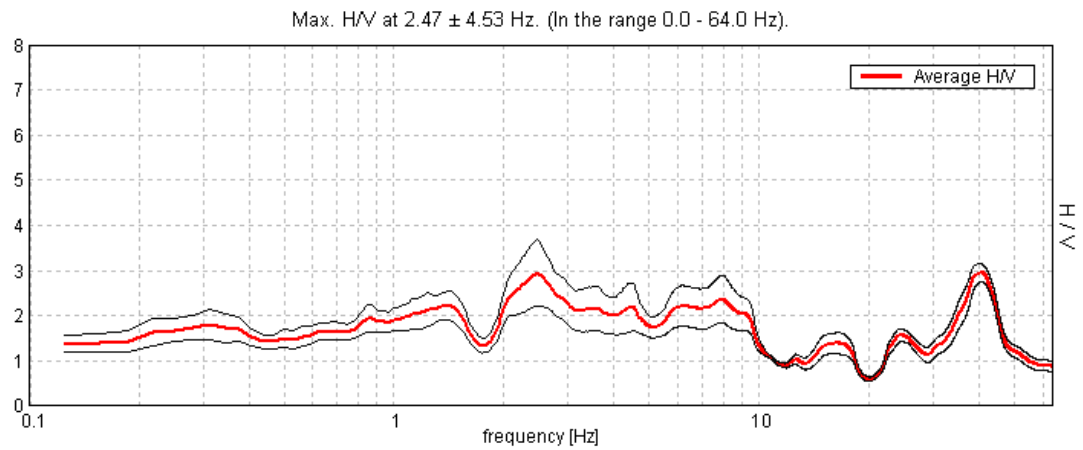
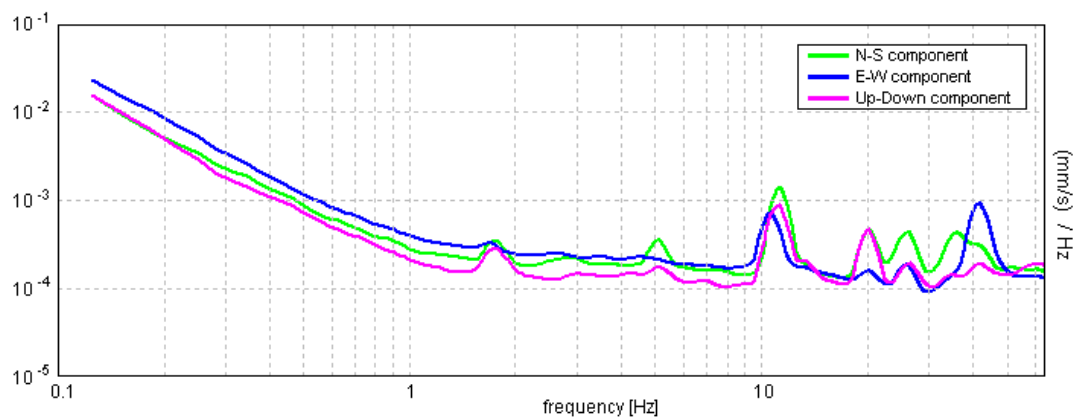
POTAMON, DAM3

Start recording: 05/08/10 12:52:44 End recording: 05/08/10 13:12:45
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0603 E, 35°17.0550 N (214.9 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 05
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 97% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

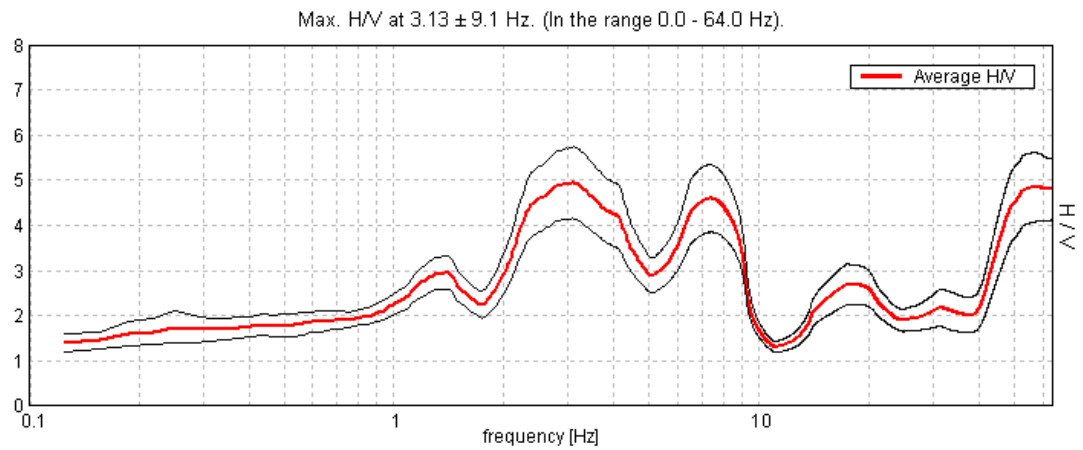
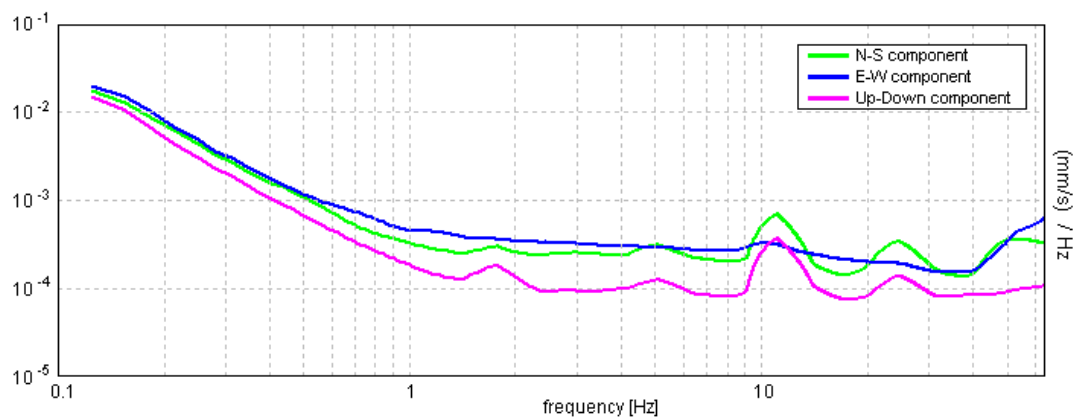
POTAMON, DAM4

Start recording: 05/08/10 13:15:15 End recording: 05/08/10 13:35:16
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0822 E, 35°17.0598 N (218.7 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 100% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

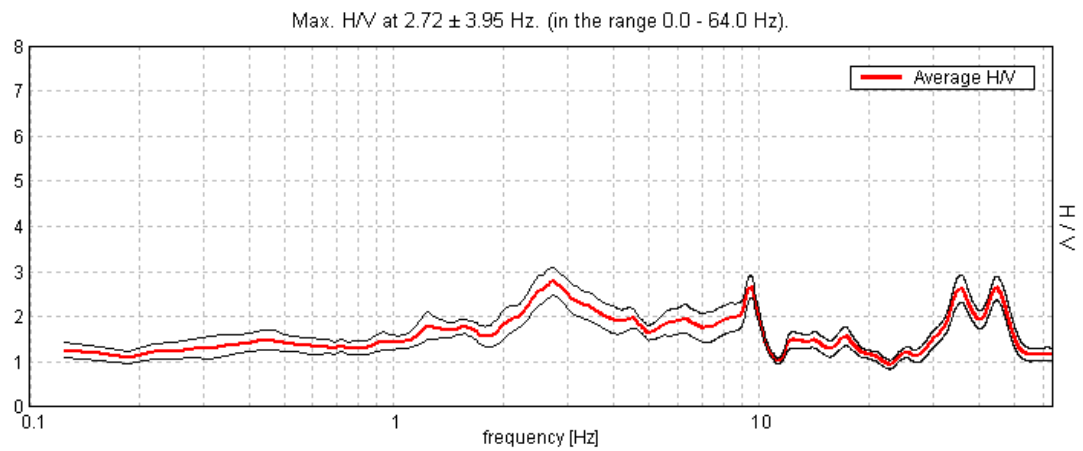
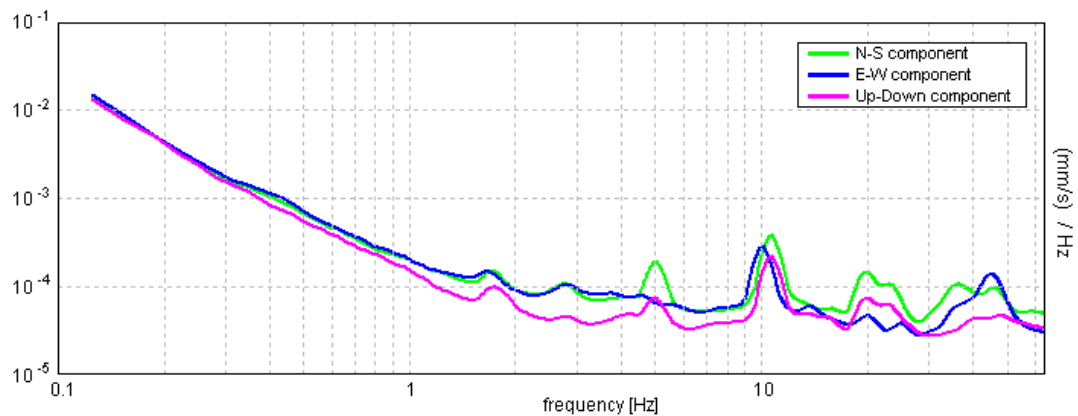
POTAMON, DAM5

Start recording: 05/08/10 13:41:14 End recording: 05/08/10 14:01:15
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.1011 E, 35°17.0560 N (214.8 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 05
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 100% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 21%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

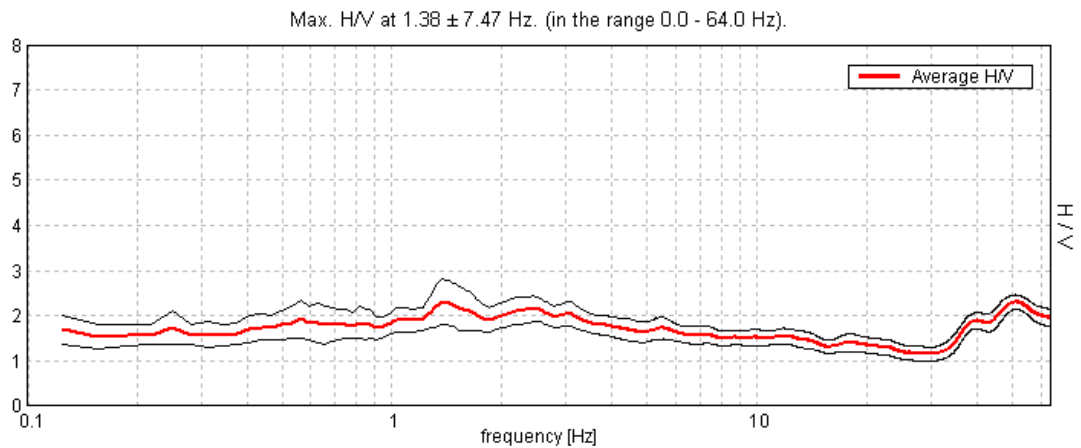
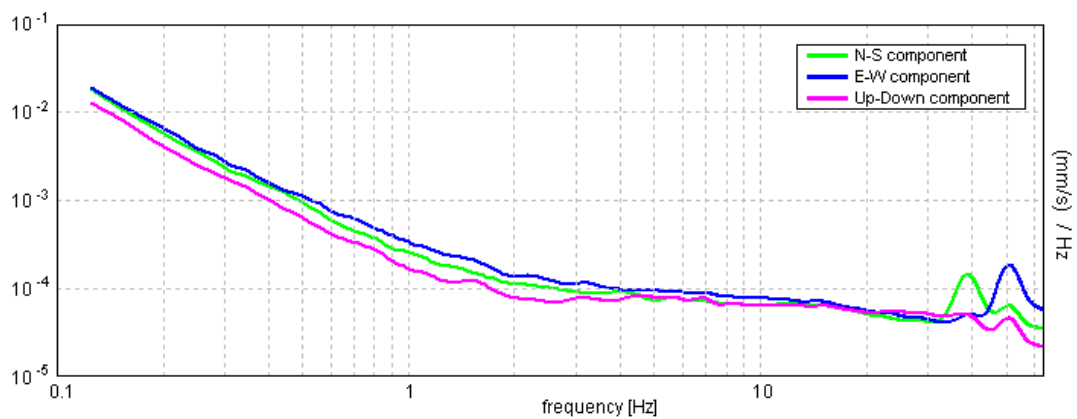
POTAMON, DAM6

Start recording: 05/08/10 14:07:15 End recording: 05/08/10 14:27:16
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.1381 E, 35°17.0561 N (201.9 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analysis performed on the entire trace.
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

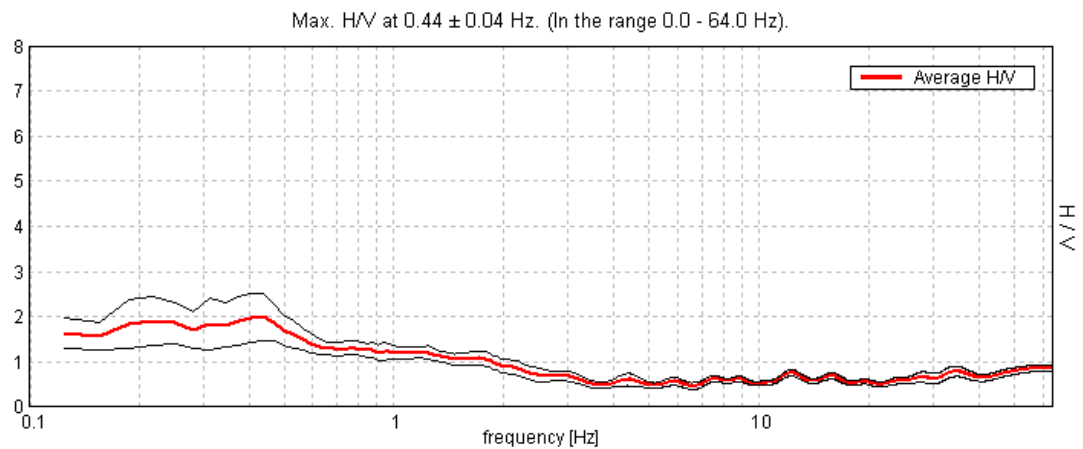
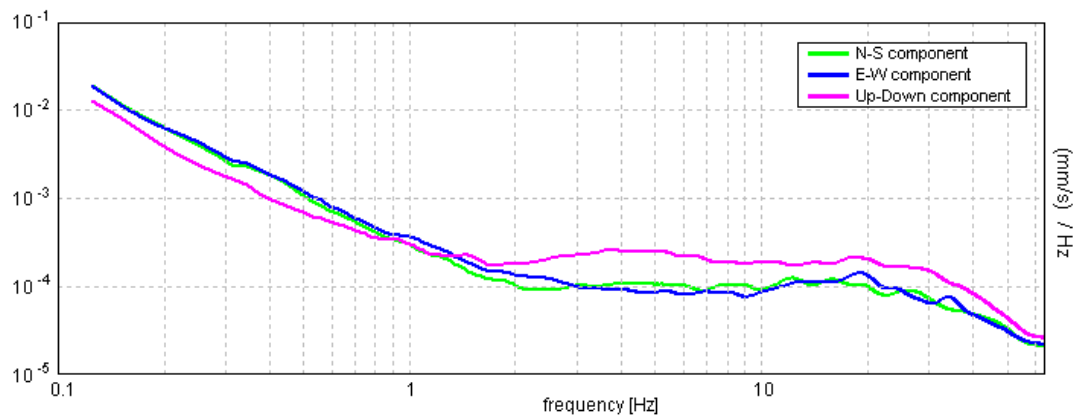
POTAMON, KATANTI1

Start recording: 05/08/10 17:43:55 End recording: 05/08/10 18:03:56
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0181 E, 35°17.1775 N (not available)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 03
 Trace length: 0h20'00". Analysis performed on the entire trace.
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

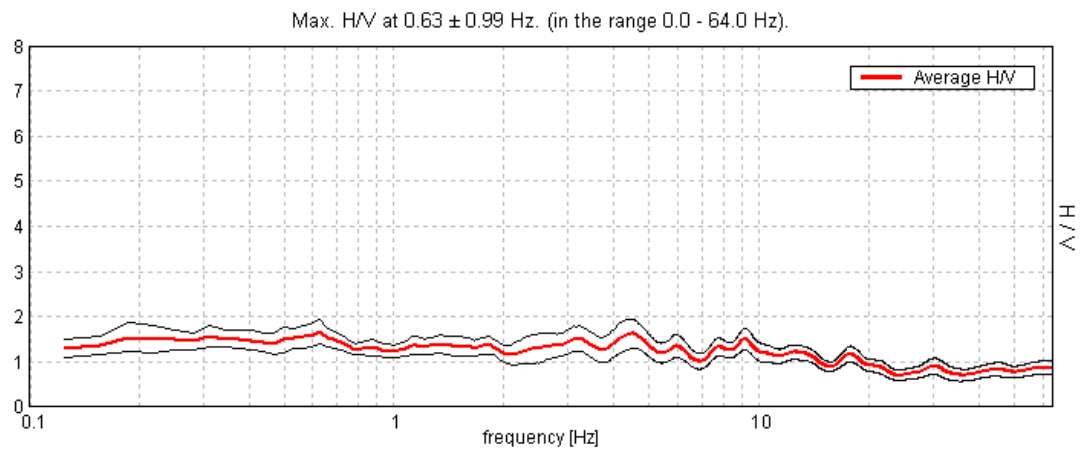
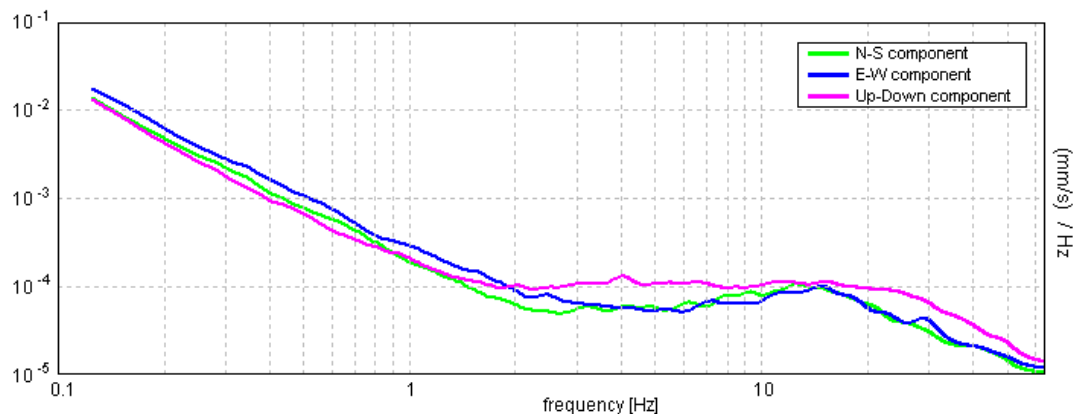
POTAMON, KATANTI2

Start recording: 05/08/10 18:09:45 End recording: 05/08/10 18:29:46
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0096 E, 35°17.2181 N (144.9 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 93% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

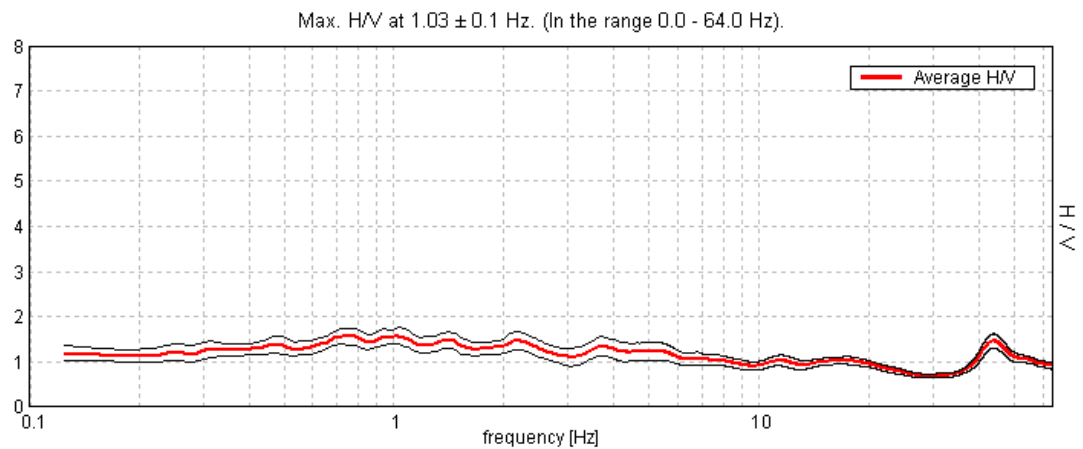
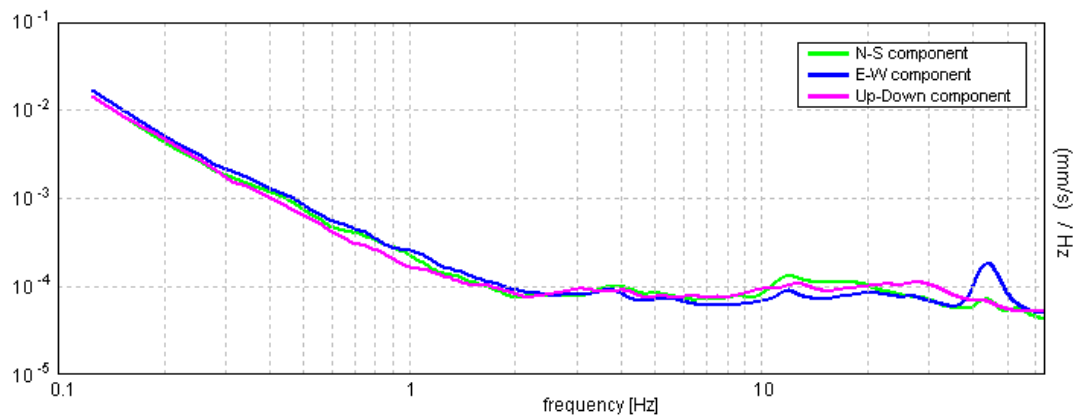
POTAMON, KATANTI3

Start recording: 05/08/10 18:32:15 End recording: 05/08/10 18:52:16
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.0054 E, 35°17.2167 N (174.9 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 92% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

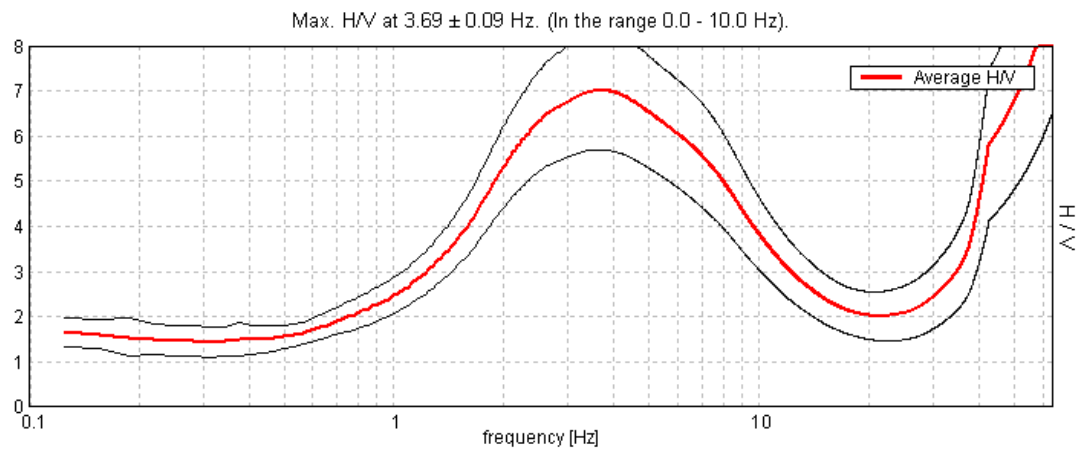
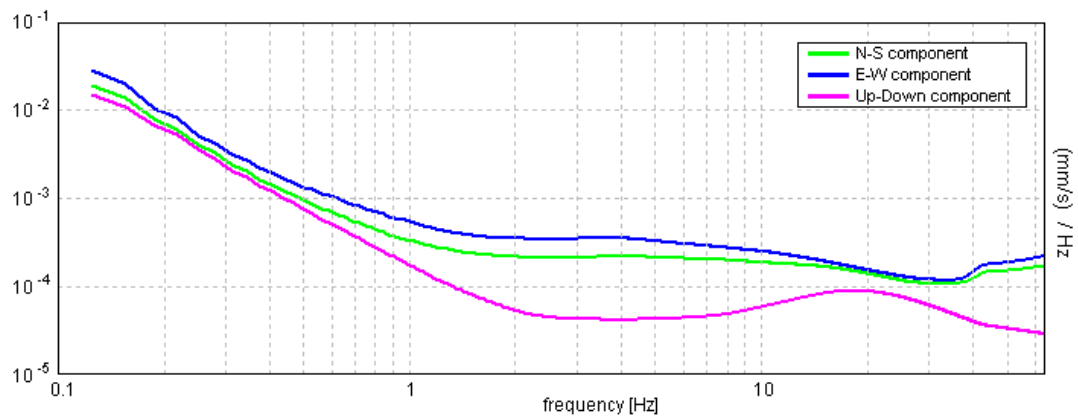
POTAMON, SLOPE_L1

Start recording: 05/08/10 16:23:33 End recording: 05/08/10 16:43:34
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°33.9401 E, 35°17.0154 N (184.6 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 98% trace (manual window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

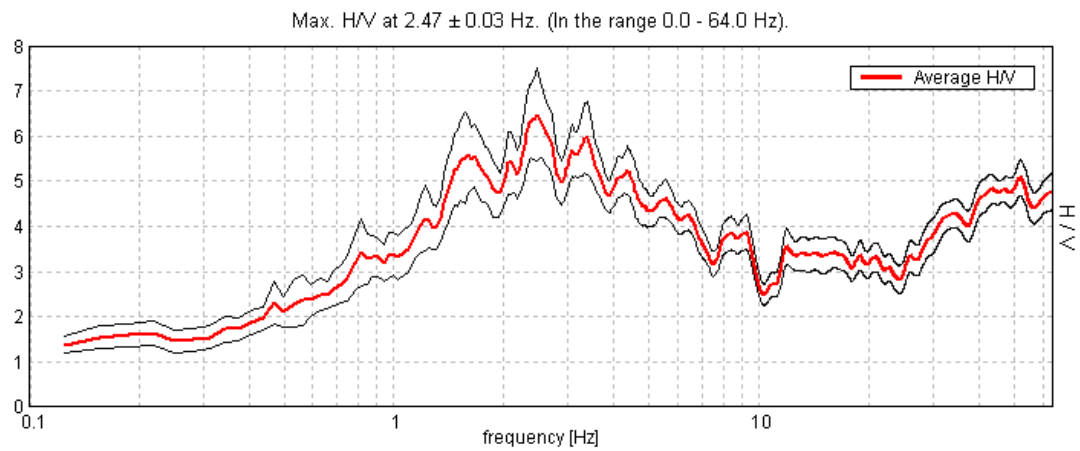
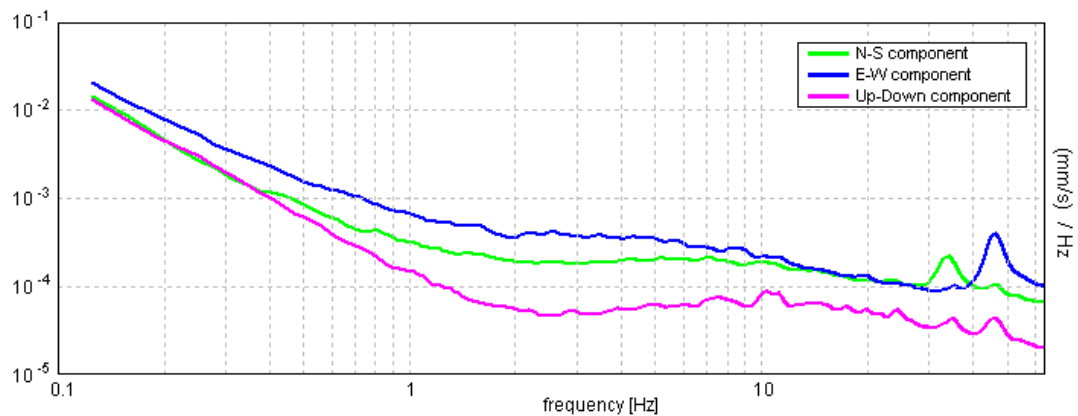
POTAMON, SLOPE_L2

Start recording: 05/08/10 16:56:44 End recording: 05/08/10 17:16:45
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°33.9180 E, 35°17.0036 N (191.1 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 43% trace (manual window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 50%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

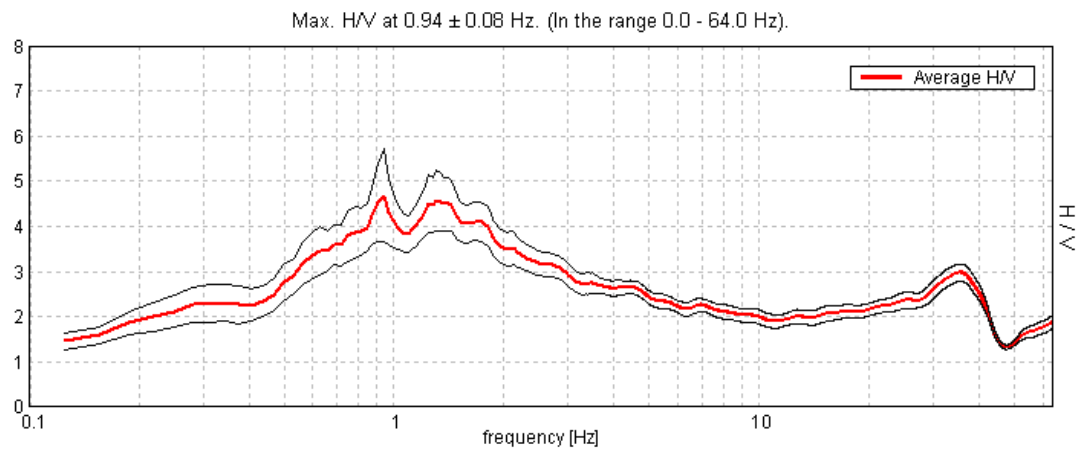
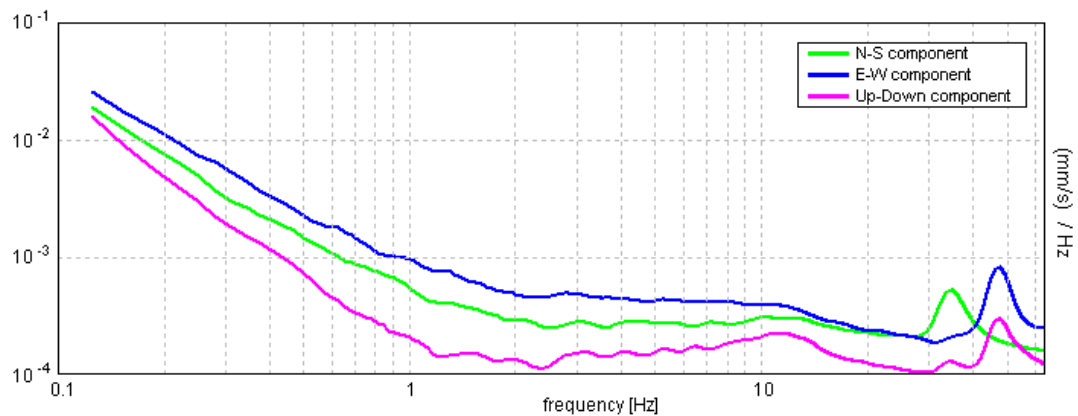
POTAMON, SLOPE_R1

Start recording: 05/08/10 14:38:09 End recording: 05/08/10 14:58:10
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.2023 E, 35°17.0522 N (191.3 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 92% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 5%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON, SLOPE_R2

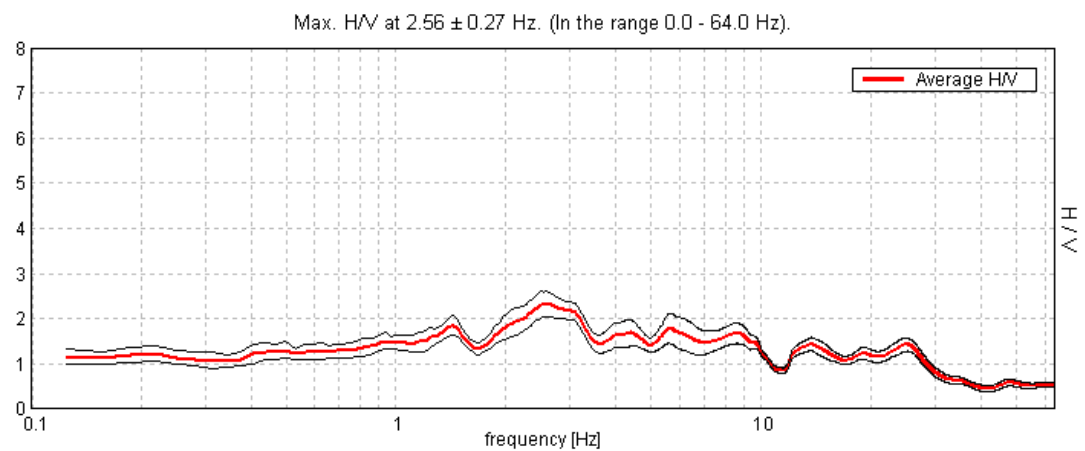
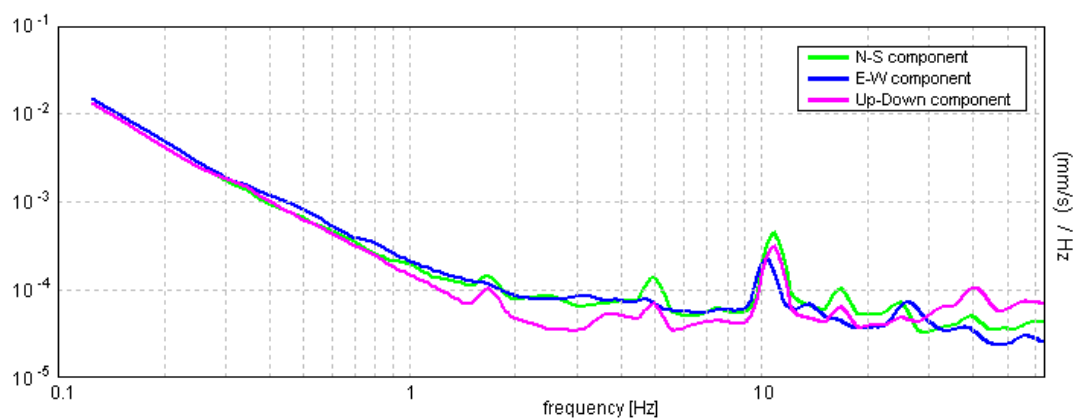
Start recording: 05/08/10 15:03:15 End recording: 05/08/10 15:23:16
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS location: 024°34.2103 E, 35°17.0297 N (188.0 m)
 UTC time (synchronized to the first recording sample): not available in this acquisition mode + 0 samples
 Satellite no.: 04
 Trace length: 0h20'00". Analyzed 80% trace (manual window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, DAM_1

Start recording: 23/06/12 13:56:33 End recording: 23/06/12 14:16:34
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

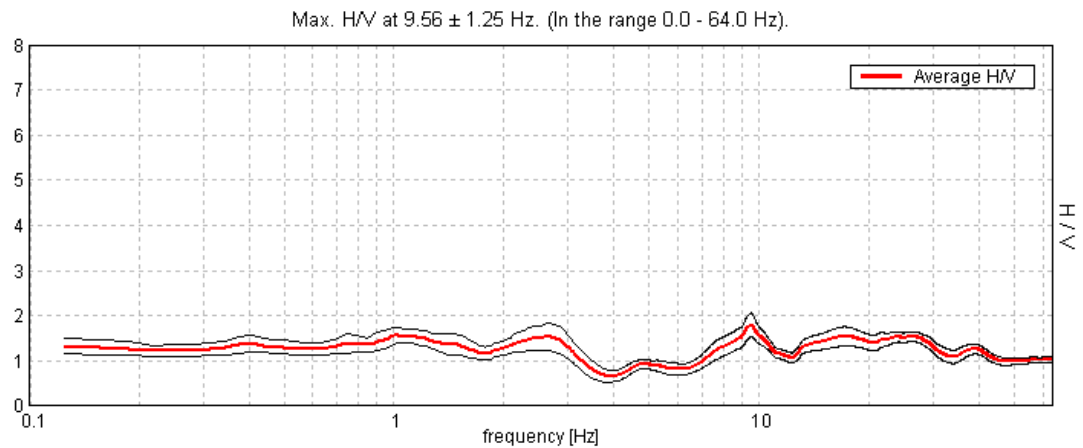
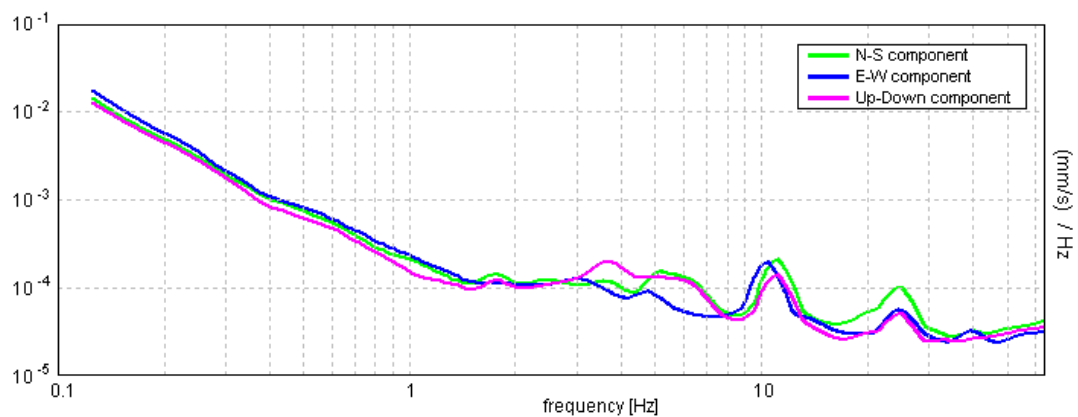
Trace length: 0h20'00". Analyzed 97% trace (manual window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, DAM_2

Start recording: 23/06/12 14:19:58 End recording: 23/06/12 14:39:59
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS data not available

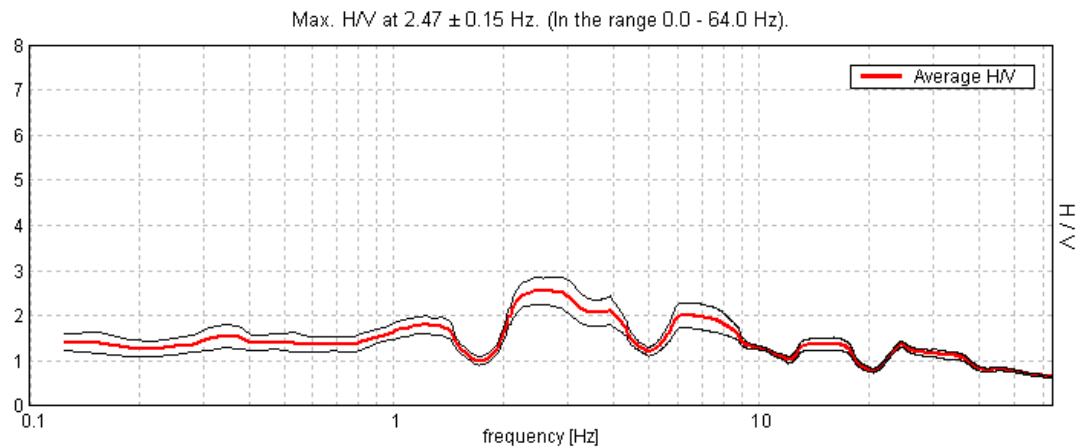
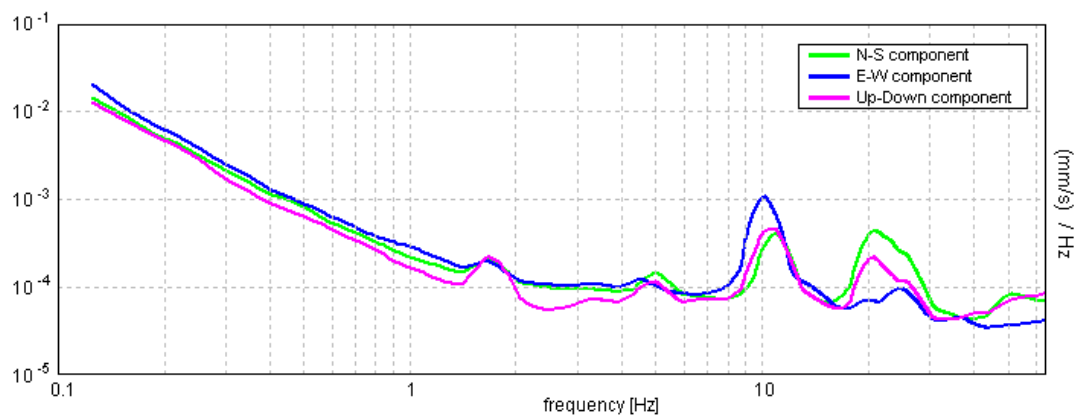
Trace length: 0h20'00". Analyzed 88% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 15%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, DAM_3

Start recording: 23/06/12 14:41:49 End recording: 23/06/12 15:01:50
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

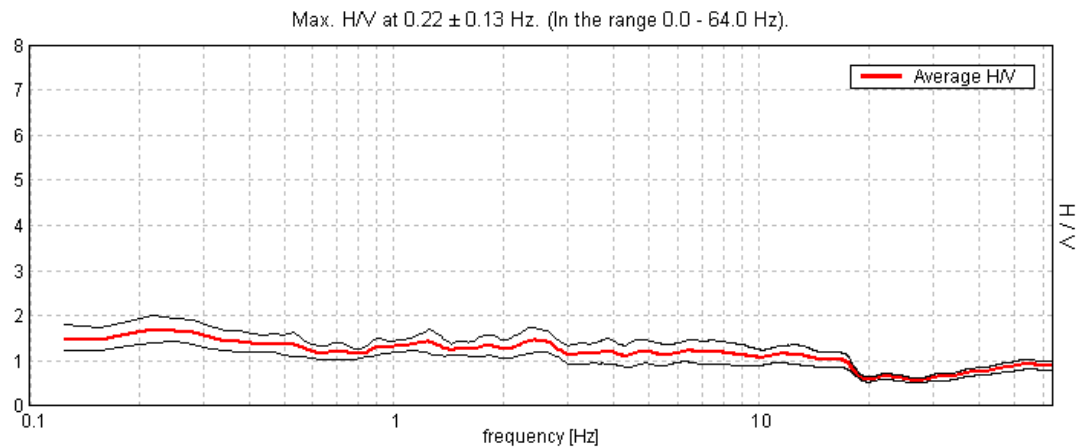
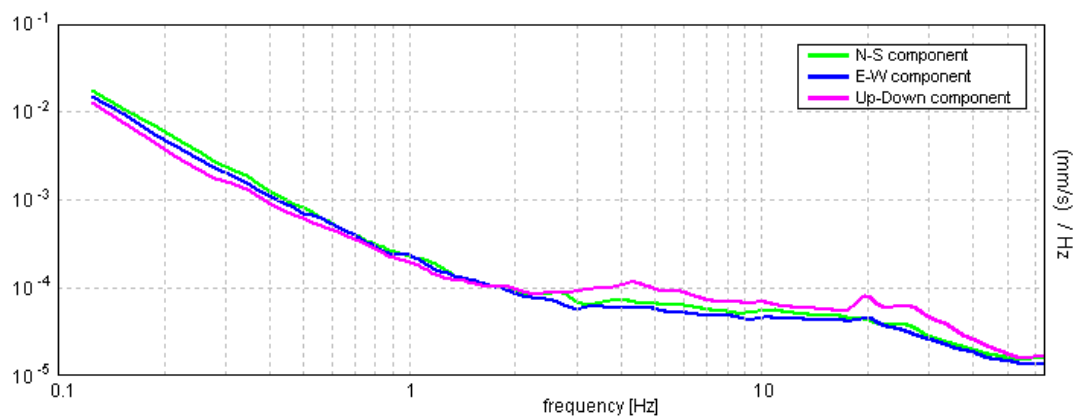
Trace length: 0h20'00". Analyzed 98% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 15%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_L1

Start recording: 23/06/12 15:06:18 End recording: 23/06/12 15:26:19
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

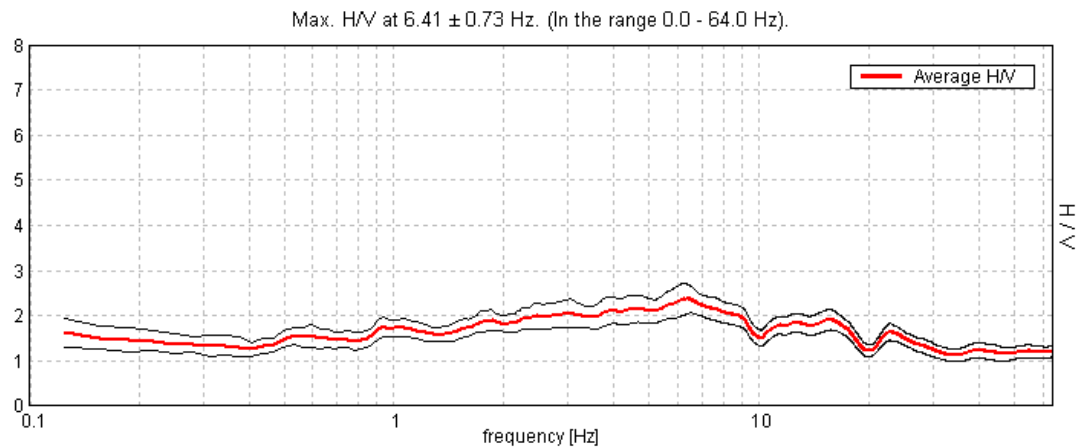
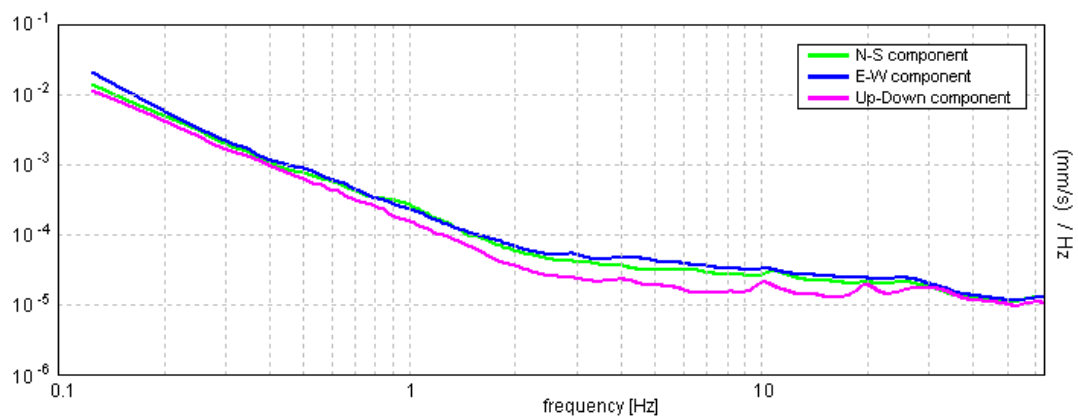
Trace length: 0h20'00". Analyzed 98% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_L2

Start recording: 23/06/12 15:27:35 End recording: 23/06/12 15:47:36
 Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
 GPS data not available

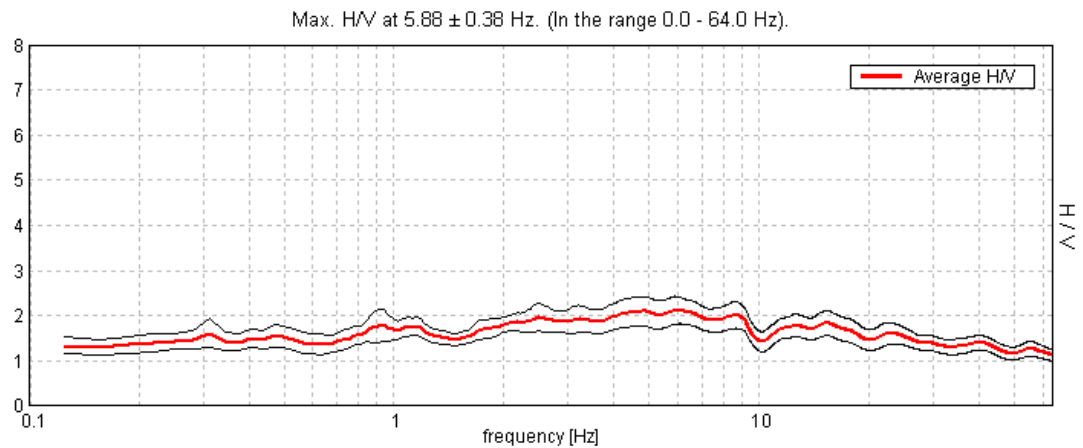
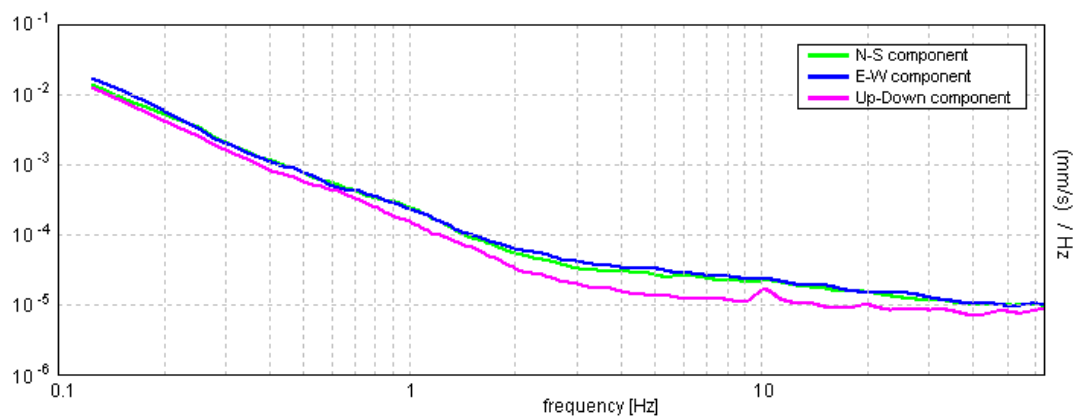
Trace length: 0h20'00". Analyzed 92% trace (automatic window selection)
 Sampling frequency: 128 Hz
 Window size: 20 s
 Smoothing window: Triangular window
 Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_L3

Start recording: 23/06/12 15:49:27 End recording: 23/06/12 16:09:28
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

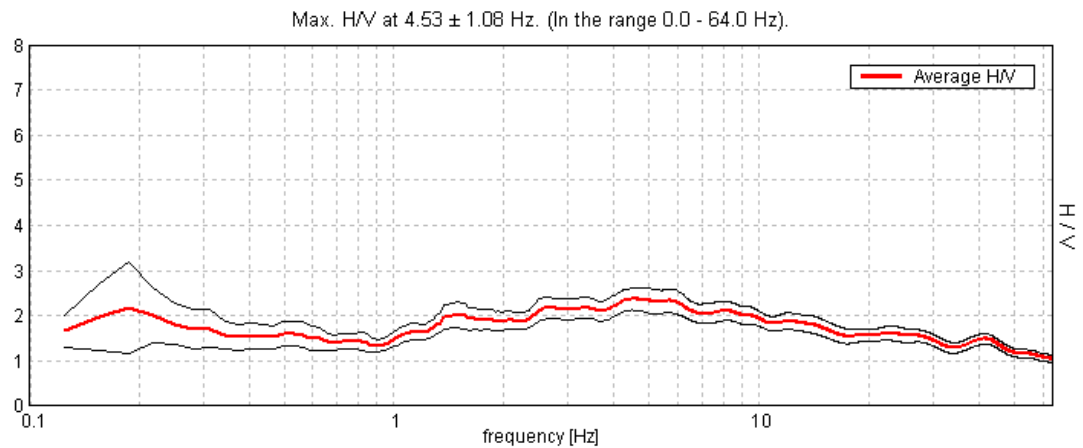
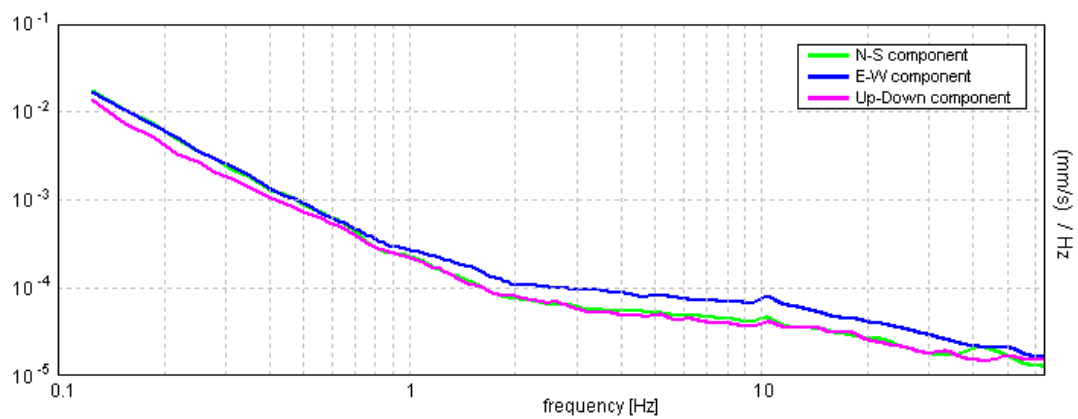
Trace length: 0h20'00". Analyzed 93% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_R1

Start recording: 23/06/12 11:56:22 End recording: 23/06/12 12:16:23
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

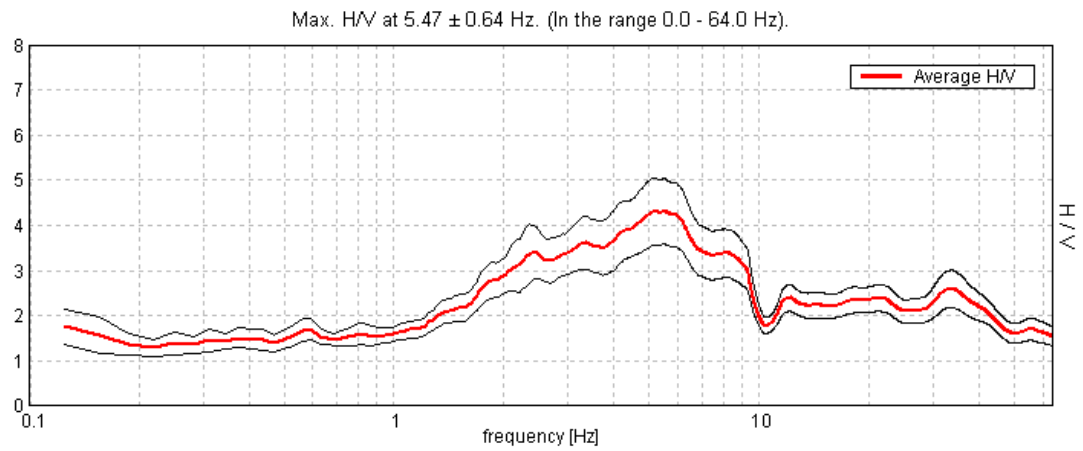
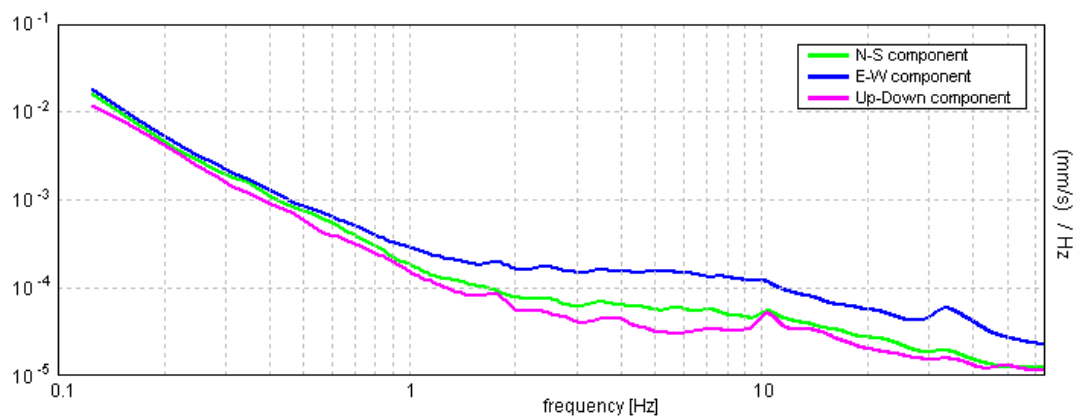
Trace length: 0h20'00". Analyzed 93% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_R2

Start recording: 23/06/12 12:22:38 End recording: 23/06/12 12:42:39
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

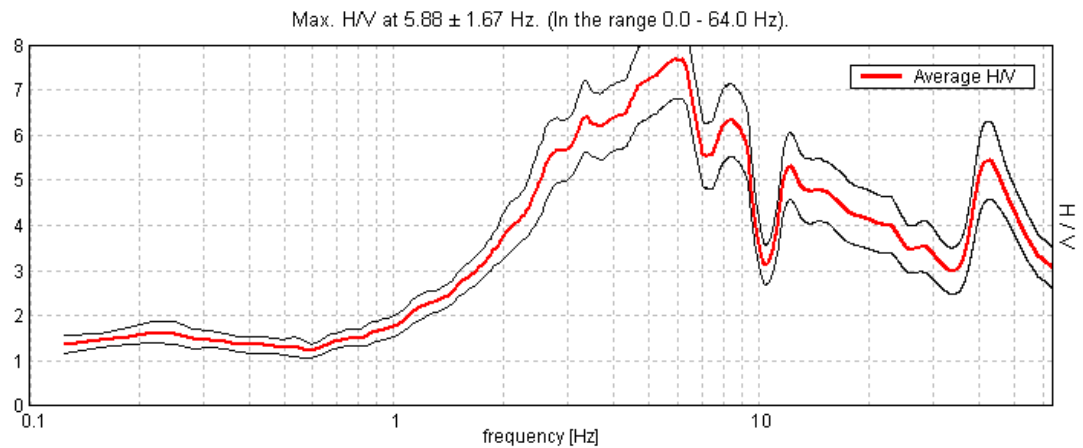
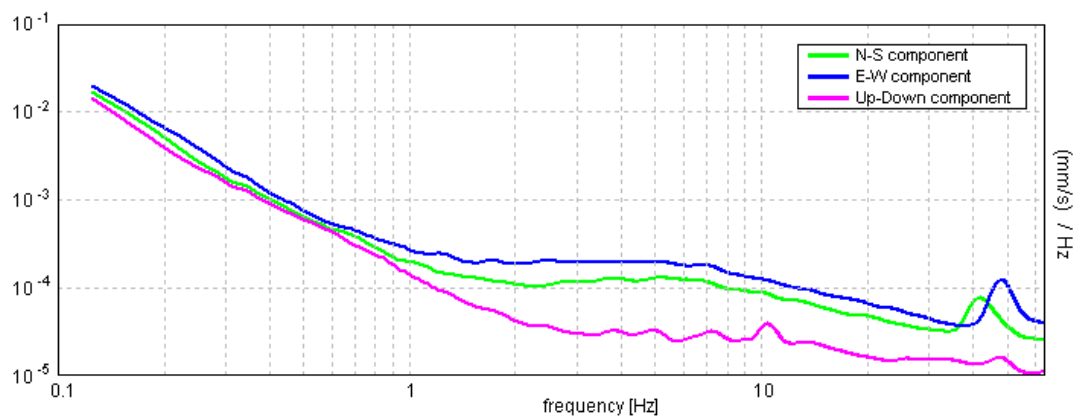
Trace length: 0h20'00". Analyzed 88% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_R3

Start recording: 23/06/12 12:46:19 End recording: 23/06/12 13:06:20
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

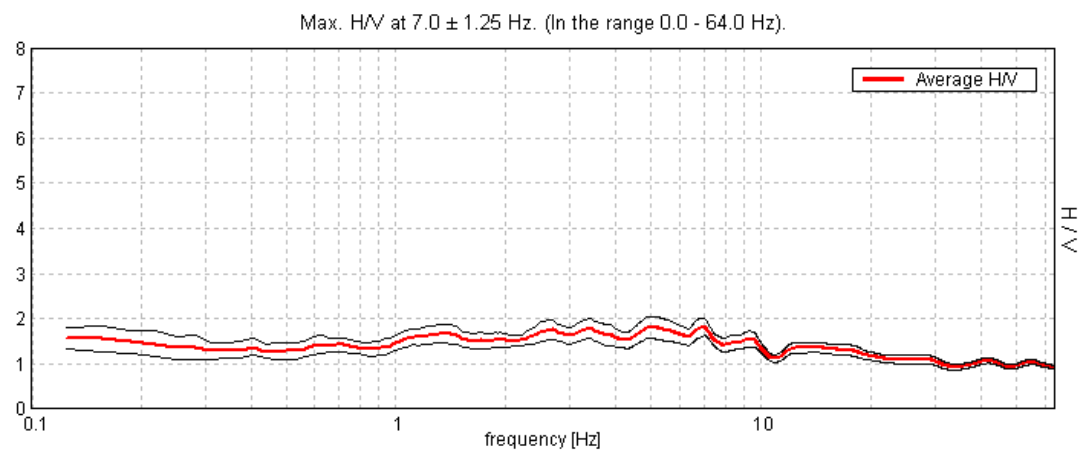
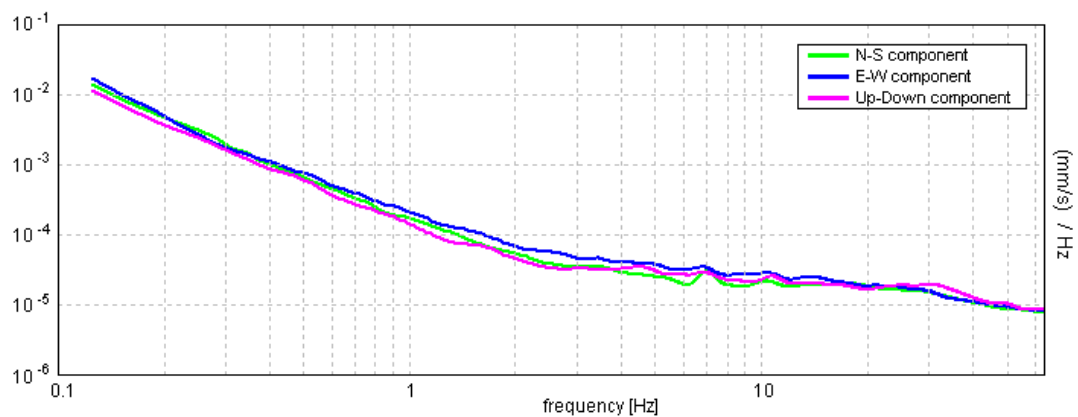
Trace length: 0h20'00". Analyzed 90% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_R4

Start recording: 23/06/12 13:10:57 End recording: 23/06/12 13:30:58
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

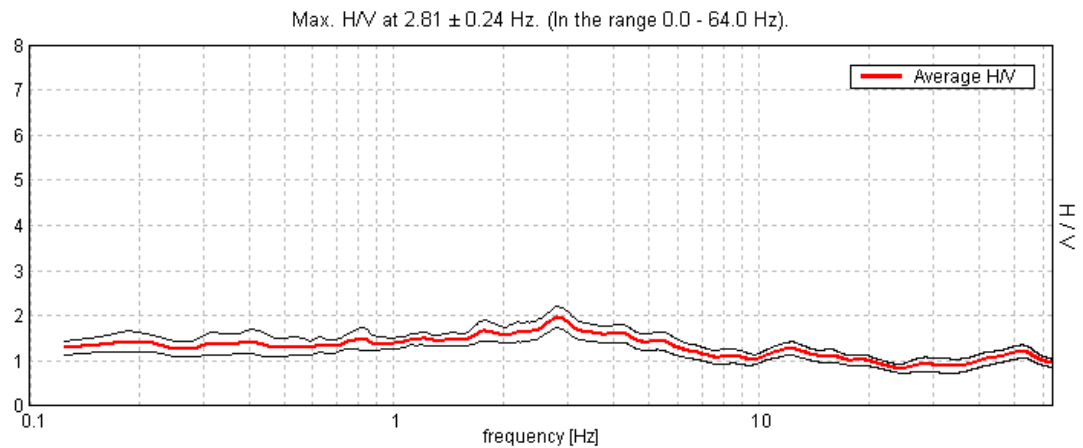
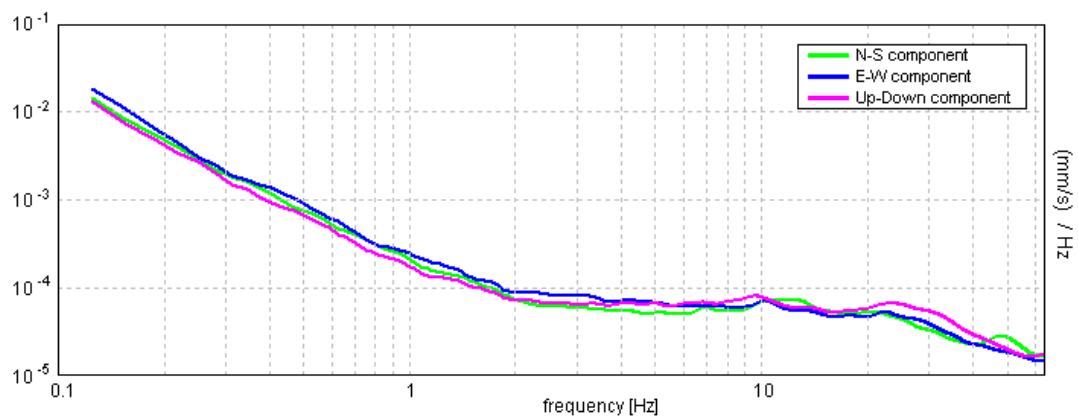
Trace length: 0h20'00". Analyzed 93% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

POTAMON2_2012, SLOPE_R5

Start recording: 23/06/12 13:32:43 End recording: 23/06/12 13:52:44
Channel labels: NORTH SOUTH; EAST WEST ; UP DOWN
GPS data not available

Trace length: 0h20'00". Analyzed 95% trace (automatic window selection)
Sampling frequency: 128 Hz
Window size: 20 s
Smoothing window: Triangular window
Smoothing: 10%

HORIZONTAL TO VERTICAL SPECTRAL RATIO**SINGLE COMPONENT SPECTRA**

**ΠΑΡΑΤΗΜΑ ΙΙΙ CODE FOR CONVOLVING
SPECTOGRAM**

```

%
% Reading Site Response (in soils) from TROMINO measurement
%
dataact10=load('average_l2l3.txt','-ascii');
L=length(dataact10(:,1));
time=0:1/128:(L-1)/128;
% T=dataact10(2,1)-dataact10(1,1);
Fs=128;
% L=length(dataact10(:,1));
y = dataact10(:,3)*1e-3;
plot(time,y)
figure
title('Site Response Signal from TROMINO in soils')
xlabel('time')
ylabel('Site Response')
%
% Reading an Earthquake event time-history from IRIS database
%
dataact20=load('central_Italy.txt','-ascii');
timee=dataact20(:,1);
T=dataact20(2,1)-dataact20(1,1);
Fs=1/T;
L=length(dataact20(:,1));
ye=dataact20(:,2)*1e-9;
plot(timee,ye)
figure
title('Earthquake event signal from IRIS database')
xlabel('time')
ylabel('Earthquake signal')

%
% Reading Building time-history response from TROMINO measurements
%
dataact30=load('average_dam.txt','-ascii');
L=length(dataact30(:,1));
time=0:1/128:(L-1)/128;
% T=dataact30(2,1)-dataact30(1,1);
Fs=128;
% L=length(dataact30(:,1));
ybb = dataact30(:,1)*1e-3;
plot(time,ybb)
figure
title('Building response signal')
xlabel('time')
ylabel('Building response')

```