

ΤΕΙ ΚΡΗΤΗΣ

ΤΜΗΜΑ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΘΕΜΕΛΙΩΔΟΥΣ
ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΓΕΩΛΟΓΙΚΟΥ
ΥΠΕΔΑΦΟΥΣ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΩΝ
ΧΑΝΙΩΝ.

Αγγελική Τσούκα

Κατερίνα Θεοδωράκη

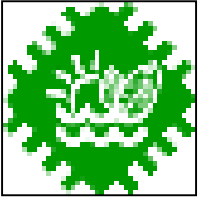
Επιτροπή εποπτείας

Ηλίας Παπαδόπουλος

Παντελής Σουπιός

Γιώργος Χλούπης

Δεκέμβριος 2007



Technological Institute of Crete
Department of Natural Resources and Environment
Laboratory of Geophysics and Seismology

Pre-Graduate Thesis

**Evaluation of Fundamental Frequency of
Geological Formations. Application to the
City of Chania.**

Aggeliki Tsouka

Katerina Theodoraki

Examination comitee

Ilias Papadopoulos

Pantelis Soupis

George hloupis

December 2007

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1ο : ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1 Εισαγωγή	4
1.2 Εδαφικός θόρυβος.....	5
1.2.1 Ορισμός	5
1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο	6
1.2.2.1 Ιστορικές περιόδους.....	6
1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου	10
1.2.2.3 Φύση του εδαφικού θορύβου	12
1.3 Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στο Διεθνή Χώρο.....	13
1.4. Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο.....	16
1.4.1 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο	16

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο : ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

2.1 Εισαγωγή.....	20
2.2 Τεχνική του Φασματικού λόγου της Οριζόντιας προς την Κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR)	21
2.2.1 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τους Nogoshi – Igarashi (1971)	21
2.2.2 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τον Nakamura (1989).....	25
2.2.3 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τον Nakamura (1996, 2000).....	29
2.3 Γενικές αρχές για τη συλλογή και την επεξεργασία δεδομένων.....	39
2.3.1 Συλλογή δεδομένων.....	39
2.3.2 Επεξεργασία δεδομένων.....	46
2.4 Αριθμητικές Μέθοδοι	50
2.4.1 Αριθμητική προσομοίωση με Αναλυτικές Σχέσεις	50
2.4.2 Αριθμητική προσομοίωση με Μονοδιάστατη ανάλυση	52
2.4.3 Αριθμητική προσομοίωση καταγραφών εδαφικού θορύβου.....	56
2.4.3.1 Μοντελοποίηση των πηγών του εδαφικού θορύβου.....	57
2.4.3.2 Μονοδιάστατη Δομή (1D): Τεχνική του Hisada.....	59

2.4.3.3 Δυσδιάστατη Δομή (2D): Μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Finite Difference)	61
2.4.3.4 Παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου	64

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο: ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΩΝ ΧΑΝΙΩΝ.

3.1 Γεωλογία της πόλης των Χανίων	66
3.2 Διεξαγωγή μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη των Χανίων	67
3.3 Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου	69
3.4 Αποτελέσματα μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη των Χανίων	71

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	73
---------------------------	-----------

1.1 Εισαγωγή

Κατά τη διάρκεια των τελευταίων είκοσι ετών, διάφοροι καταστρεπτικοί σεισμοί (π.χ. Μεξικό 1985, Loma Prieta 1989, Kobe 1995, Κοζάνη 1995, Izmit 1999, Αθήνα 1999, Ελ Σαλβαδόρ 2001, Βόρεια Αλγερία 2003, Πακιστάν 2005) προκάλεσαν τον τραυματισμό αλλά και το θάνατο πολλών ανθρώπων, και είχαν σημαντικές κοινωνικοοικονομικές επιπτώσεις στους λαούς που τους υπέστησαν. Η μέχρι τώρα εμπειρία δείχνει ότι η επιφανειακή γεωλογία μπορεί να καθορίσει σημαντικά την ισχυρή σεισμική κίνηση σε μία θέση επιδρώντας στα πλάτη της, το συχνοτικό περιεχόμενο και τη διάρκεια της. Το αποτέλεσμα αυτής της επίδρασης οδηγεί κατά κανόνα σε σημαντική αύξηση (και σπανιότερα μείωση) του σεισμικού κινδύνου για το κτηριακό δυναμικό της θέσης, καθώς η κατανομή των βλαβών επηρεάζεται σε μεγάλο βαθμό από τις επικρατούσες τοπικές εδαφικές συνθήκες (site effect).

Υπάρχουν διάφορες τεχνικές προσδιορισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση όπως οι: α) γεωτεχνικές μέθοδοι ή μέθοδοι της κλασικής γεωφυσικής διασκόπησης, (π.χ. σεισμική ανάκλαση και διάθλαση, γεωτεχνικές γεωτρήσεις σε συνδυασμό με εργαστηριακές δοκιμές) ακολουθούμενες από αριθμητική προσομοίωση, β) ενόργανες μέθοδοι που βασίζονται στην ανάλυση καταγραφών σεισμών στην υπό εξέταση θέση σε σύγκριση με μια θέση αναφοράς, δίνοντας με αυτό τον τρόπο ένα μέτρο της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, γ) μέθοδοι που βασίζονται σε καταγραφές εδαφικού θορύβου οι οποίες μπορούν να δώσουν πληροφορίες τόσο για τη θεμελιώδη συχνότητα όσο και για τους εδαφικούς σχηματισμούς της θέσης (π.χ. μία μεγάλη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει ένα βραχώδες πέτρωμα, ενώ μία μικρή θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα υποδεικνύει πιο χαλαρές και μεγάλου πάχους αποθέσεις).

Μέσα σε πυκνοκατοικημένες περιοχές ο προσδιορισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών με τη χρησιμοποίηση των κλασικών γεωφυσικών μεθόδων είναι συχνά δύσκολος. Η χρησιμοποίηση της εκρηκτικής ύλης ή του φορτηγού δόνησης (Thumper, Vibroseis κ.λπ.) σε αστική περιοχή, απαιτεί ειδικές άδειες, που κατά κανόνα δεν χορηγούνται από τις τοπικές αρχές, και το κόστος τους είναι αρκετά μεγάλο. Εξάλλου, το επίπεδο του αστικού θορύβου κάνει δύσκολη την εφαρμογή τέτοιων τεχνικών. Η μέθοδος της ανάλυσης σεισμικών καταγραφών σε μια εύλογη χρονική περίοδο μπορεί να είναι δύσκολο να πραγματοποιηθεί, ειδικά στις περιοχές

χαμηλής σεισμικότητας αλλά και επίσης λόγω του αυξημένου εδαφικού θορύβου. Αντιθέτως, οι μέθοδοι που στηρίζονται στον εδαφικό θόρυβο είναι εύκολο να εφαρμοστούν μέσα σε πολεοδομικά συγκροτήματα λόγω της ευκολίας εφαρμογής τους ανεξαρτήτως γενικά χρόνου και χώρου, των περιορισμένων απαιτήσεών τους σε προσωπικό αλλά και σε εξοπλισμό, της μη δημιουργίας περιβαλλοντικών προβλημάτων, ενώ και το κόστος για την πραγματοποίησή τους είναι πολύ χαμηλό.

Λόγω αυτών των πλεονεκτημάτων, οι μέθοδοι που στηρίζονται στον εδαφικό θόρυβο χρησιμοποιούνται ευρύτατα σε μικροζωνικές μελέτες. Οι βασικές τεχνικές που χρησιμοποιούνται για την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου είναι: α) Τεχνική των απόλυτων φασμάτων (Μέθοδος Kanai), β) Τεχνική του τυπικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratios with respect to a Reference Site, SSR), γ) Τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio ή HVSR ή Μέθοδος Nakamura), δ) τεχνικές αντιστροφής για τον προσδιορισμό μοντέλων ταχύτητας χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυοδεκτών (array technique) και στην συνέχεια χρησιμοποίηση αριθμητικών μεθόδων για τη θεωρητική εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Οι τρεις πρώτες τεχνικές έχουν το κοινό χαρακτηριστικό ότι παρέχουν άμεσα πληροφορίες για την εκτίμηση της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας της υπό μελέτη τοποθεσίας, καθώς και μία σχετική εκτίμηση του πλάτους της εδαφικής ενίσχυσης. Η τέταρτη τεχνική είναι μία γεωφυσική μέθοδος, η οποία εκτός από τον υπολογισμό των προηγούμενων ποσοτήτων, οδηγεί και σε έμμεσες πληροφορίες σχετικές με την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση.

1.1 Introduction

During the last twenty years, several destructive earthquakes (e.g. Mexico City 1985, Loma Prieta 1989, Kobe 1995, Kozani 1995, Izmit 1999, Athens 1999, El Salvador 2001, North Algeria 2003, Pakistan 2005) had caused the injuries and death of hundreds of people, and had several social and economical influences. So far, experience has shown that surface geology can determine strong seismic motion, affecting the amplitude, frequency content and duration of the motion. The result of this influence leads (in general) to important rising of seismic risk for the buildings in place, since the vulnerability of buildings is strongly affected by the local site effects.

There are several techniques of defining the effect of local geological conditions to ground motion, such as: i) geotechnical methods, or conventional geophysical methods (seismic tomographies, geotechnical boreholes combined with lab tests), followed by numerical emulation, ii) Instrumental methods based on the analysis of earthquakes at a specific point, having a site reference, iii) Methods based on the analysis of ground noise, which can provide information for the fundamental frequency of the area, together with information about the formation of geological conditions. (eg. High fundamental frequency indicates rock formations, while low fundamental frequency indicated less stiff and big thickness of deposits).

In urban areas, classification of local conditions using conventional methods is often difficult, if not impossible. Using explosives or Vibroseis in urban area requires special permissions, and the cost of making such measurements can be extremely high. Besides, urban noise can be very high, affecting the measurements. Using analysis of earthquakes can take a very long time, especially in areas with modest seismicity. On the contrary, methods based on ground noise are easy to applied in urban areas at any time, due to less requirements to personnel, compact equipments, and cost effective.

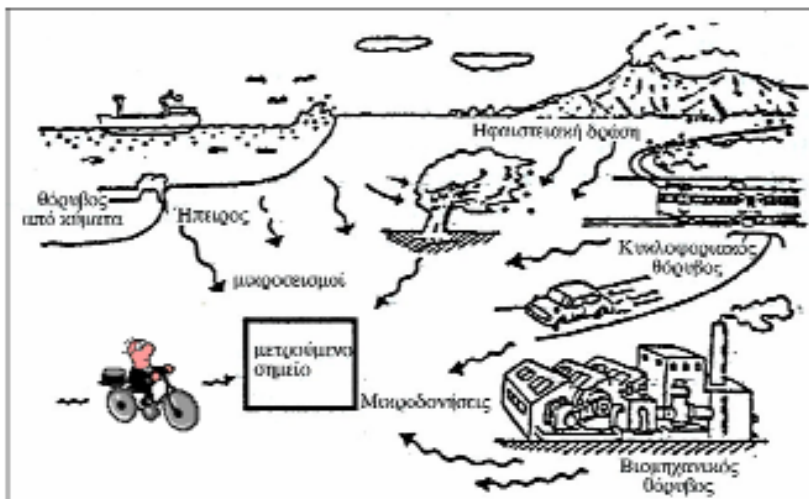
Due to all the above, methods based on ground noise are used widely in microzonation. Basic techniques used for the analysis of ground noise are: i) Absolute Spectra technique (Kanai), ii) Standard Spectral Ratios with respect to reference Site (SSR), iii) Horizontal to Vertical Spectral ratio (Nakamura), iv) Special Array techniques, using numerical methods for the theoretical evaluation of the influence of local ground effects. The three first techniques have the common factor that they can

provide directly information about the fundamental frequency of the site, and a relative evaluation about the amplitude of ground motion. Fourth technique is geophysical method, which apart from defining the aforementioned parameters, can lead to indirect information about the influence of local site effects to ground motion.

1.2 Εδαφικός θόρυβος

1.2.1 Ορισμός

Ο εδαφικός θόρυβος ή μικροθόρυβος (microtremor ή ambient noise) δεν είναι τίποτα άλλο από τις συνεχείς ταλαντώσεις του εδάφους που οφείλονται σε φυσικούς (περιβαλλοντικούς) ή ανθρωπογενείς παράγοντες, όπως είναι ο άνεμος, τα παλιρροϊκά κύματα, οι μετεωρολογικές συνθήκες, τα βιομηχανικά μηχανήματα, τα αυτοκίνητα και τα τρένα, η βάδιση ατόμων (σχήμα 1.1). Το πλάτος του εδαφικού θορύβου είναι σε γενικές γραμμές, με μερικές εξαιρέσεις, πολύ μικρό, της τάξης του 10⁻⁵ - 10⁻³cm και η καταγραφή του γίνεται με σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας. Όπως κάθε σεισμική καταγραφή έτσι και ο εδαφικός θόρυβος αποτελεί σήμα που περιέχει πληροφορίες που σχετίζονται με: α) την πηγή γένεσης του, β) τον δρόμο διάδοσης από την πηγή έως τη θέση καταγραφής του και, γ) την εδαφική δομή στη θέση καταγραφής.



Σχήμα 1.1. Σχήμα που περιγράφει τις πηγές του εδαφικού θορύβου (τροποποιημένο από Τσελέντη, 1997).

1.2.2 Θεωρητικό υπόβαθρο

Η ανάλυση που ακολουθεί στηρίζεται σε μεγάλο μέρος στα αποτελέσματα του προγράμματος «**SESAME**» (Site EffectS assessment using **A**mbient **E**xcitations, European Commission - Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-

00026): “Nature of Noise Wavefield”, (<http://SESAME-FP5.obs.ujf-grenoble.fr>: D13.08, 2003).

1.2.2.1 Ιστορικές περιόδους

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 ("microseisms") και της ατμοσφαιρικής πίεσης (Gutenberg, 1958).

Τα τρία κυρίαρχα χρονικά διαστήματα στην μελέτη του εδαφικού θορύβου είναι:

1η 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 τεχνογνωσίας. Εντούτοις, 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 Banerji (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 θαλασσίων κυμάτων τα οποία συντηρούνται από τα μουσωνικά ρεύματα. Ο Gutenberg (1911) έκανε μία πλήρη περιγραφή της προέλευσης καθώς και της φύσης του θορύβου. Οι εργασίες των Bernard (1941a-b) και Longuet-Higgins (1950) υπολόγισαν ότι η περίοδος των μικροσεισμών είναι ίση με το μισό της περιόδου των ωκεάνιων κυμάτων. Το 1958, ο Gutenberg (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.

2η Περίοδος : από το 1950 μέχρι το 1970

Κατά τη διάρκεια της εικοσαετίας 1950-1970, η επέκταση της σεισμολογίας και η ανάπτυξη του εξοπλισμού (σεισμόμετρα, καταγραφικά) επέτρεψε να πραγματοποιηθούν σημαντικές πρόοδοι στην κατανόηση του εδαφικού θορύβου. Διάφοροι

ερευνητές ερεύνησαν την προέλευση και τη φύση του εδαφικού θορύβου και πολλές τεχνικές που χρησιμοποιούν το θόρυβο αναπτύχθηκαν κατά τη περίοδο αυτή. 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). Αυτή η τεχνική βασίζεται στην διασπορά των επιφανειακών κυμάτων, μέσω της οποίας μπορεί να υπολογιστεί η με το βάθος κατανομή της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων μέσα στο έδαφος. Υπάρχουν δύο μεθοδολογίες ανάλυσης της παραπάνω τεχνικής: η φασματική ανάλυση Συχνότητας-Κυμάριθμου (FK) (Caron et al. 1967, Caron 1969, Lacoss et al. 1969) και η χωρική ανάλυση του συντελεστή αυτοσυσχέτισης (SPAC) (Aki 1957, 1965).

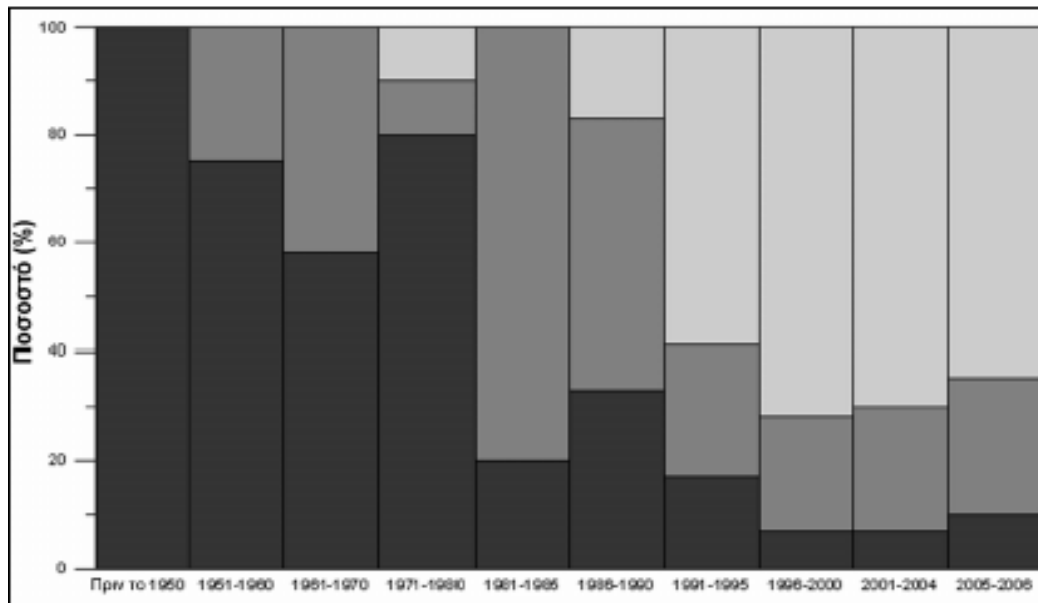
Άλλες τεχνικές που έχουν χρησιμοποιηθεί στην έρευνα του κυματικού πεδίου (wavefield) του εδαφικού θορύβου είναι η μελέτη της κίνησης υλικού σημείου (particle motion) (Toksöz 1964), ή τεχνικές γεωτρήσεων που συνδέονται, μερικές φορές, με την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (Douze 1964, Gupta 1965, Douze 1967).

3η Περίοδος : από το 1970 μέχρι σήμερα

Από τη δεκαετία του '80 μέχρι τώρα, ο αριθμός των δημοσιεύσεων σχετικά με τον εδαφικό θόρυβο αυξάνεται ανά έτος. Δεδομένου ότι δεν είναι εύκολη η πρόσβαση σε όλες τις δημοσιεύσεις (ειδικά στην ιαπωνική βιβλιογραφία), υπολογίζεται ότι ο αριθμός δημοσιεύσεων του εδαφικού θορύβου u949 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 μελέτες. 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 (SSR) 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 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 3 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 εγκαρσίων 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), Shapiro et al. (2005), χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου από σταθμούς που απέχουν από περίπου 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 την μεθοδολογία των προηγούμενων ερευνητών σε θόρυβο σεισμικών καταγραφών της Σελήνης εξήγαγαν συμπεράσματα για τη δομή του εσωτερικού της. Τέλος, η χρήση εδαφικού θορύβου για εφαρμογές της μηχανικής, είναι επίσης διαδεδομένη σε κάποιους ερευνητικούς χώρους και απολαμβάνει ένα ανανεωμένο ενδιαφέρον στη σεισμική μηχανική, ειδικά μετά την εργασία του Trifunac (1970) η οποία αφορά μικροδονήσεις σε κτήρια. Περισσότερες πληροφορίες για αυτή την τελευταία εφαρμογή μπορεί να βρεθεί στον Dunand (2005). Αναφέρουμε αντιπροσωπευτικά ότι οι Dunand et al. (2004) και οι Michel and Guéguen (2006), χρησιμοποίησαν καταγραφές εδαφικού θορύβου ως έναν εναλλακτικό τρόπο προσδιορισμού της τρωτότητας κτηρίων και γεφυρών.

Στο σχήμα 1.2 φαίνεται σχηματικά η εξέλιξη των δημοσιεύσεων που σχετίζονται με τον εδαφικό θόρυβο. Το συμπέρασμα που υ960 προκύπτει από το σχήμα 1.2 είναι ότι ενώ αυξάνονται οι μελέτες που σχετίζονται με τις μεθόδους εφαρμογής του εδαφικού θορύβου ως εργαλείο, οι έρευνες που αφιερώνονται στην κατανόηση της φύσης του εδαφικού θορύβου είναι πολύ λιγότερες.



Σχήμα 1.2. Σχήμα που απεικονίζει την εξέλιξη του αριθμού των δημοσιεύσεων (σε ποσοστό) με θέμα τη φύση του εδαφικού θορύβου (γκρι σκούρο), και τις μεθόδους που βασίζονται στον εδαφικό θόρυβο, δηλαδή αναλύσεις καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δίκτυο δεκτών (γκρι) και H/V (γκρι ανοιχτό), για τις χρονικές περιόδους (α) πριν από το 1950, (β) μεταξύ 1951 και 1960, (γ) μεταξύ 1961 και 1970, (δ) μεταξύ 1971 και 1980, (ε) μεταξύ 1981 και 1985, (ζ) μεταξύ 1986 και 1990, (η) μεταξύ 1991 και 1995, (θ) μεταξύ 1996 και 2000, (ι) μεταξύ 2001 και 2004 (κ) μεταξύ 2005 και 2006 (τροποποιημένο από Bonnefoy-Claudet, 2004).

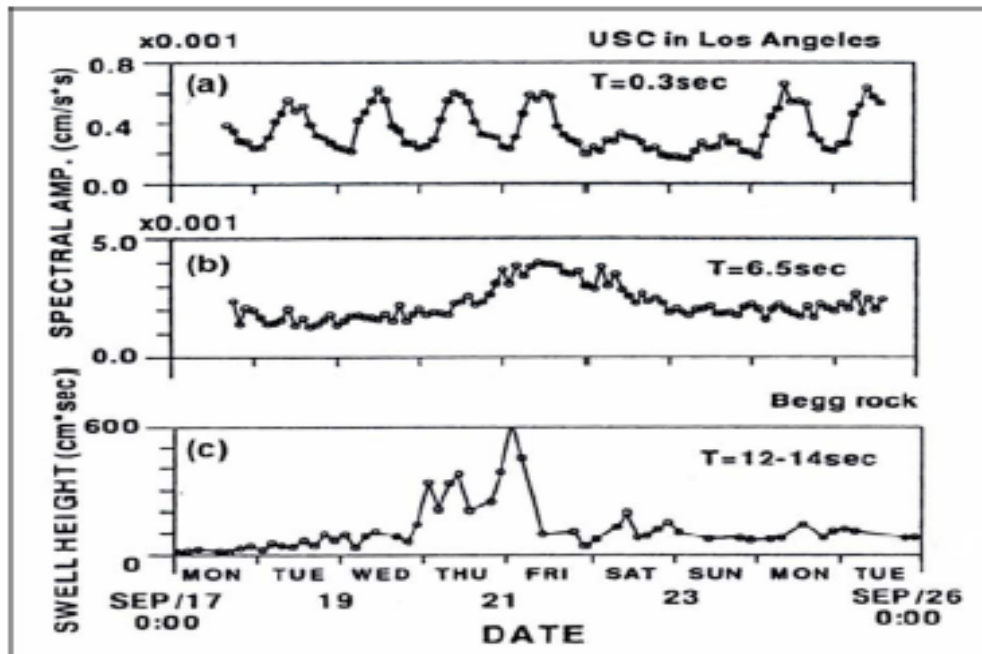
1.2.2.2 Πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου

Ο εδαφικός θόρυβος είναι οι δονήσεις του εδάφους που προκαλούνται από διάφορες πηγές στο περιβάλλον. Έχουν πραγματοποιηθεί πολλές μελέτες (Gutenberg 1958, Kanai & Tanaka 1961, Frantti et al. 1962, Frantti 1963, Haubrich et al. 1963, Asten 1978, Asten & Henstridge 1984, Akamatsu et al. 1992, Yamanaka et al. 1993, Friedrich et al. 1998, Satoh et al. 2001 μεταξύ άλλων) με θέμα τη συστηματική κατάταξη του συχνοτικού περιεχομένου του εδαφικού θορύβου ανάλογα με την πηγή που τον προκαλεί.

Σύμφωνα με τα αποτελέσματα των παραπάνω ερευνών το όριο διάκρισης μεταξύ "μικροσεισμών" (microseisms) φυσικής προέλευσης και του εδαφικού θορύβου ανθρωπογενούς προέλευσης είναι περίπου 1 Hz. Ανάλογα με αυτήν την προέλευση

(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 (1.3) (Yamanaka et al., 1993). Η χρονική μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (σχήμα 1.3 πάνω) και 6.5s (σχήμα 1.3 μεσαίο) συγκρίνεται με τη μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων (σχήμα 1.3 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 1.3 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 1.3, είναι σε συμφωνία με τη μεταβολή του ύψους των κυμάτων, κάτω μέρος σχήματος 1.3. 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 1.3. Μεταβολή του φασματικού πλάτους για περιόδους 0.3s (πάνω σχήμα) και 6.5s (μεσαίο σχήμα) στο πανεπιστήμιο της Ν. Καλιφόρνιας στο Λος Άντζελες. Το κάτω σχήμα αναπαριστά την μεταβολή του ύψους των ωκεάνιων κυμάτων για διάστημα περιόδων 12 – 14 s, όπως καταγράφηκαν στον ωκεάνιο σταθμό Begg Rock, Καλιφόρνια (από Yamanaoka et al., 1993).

Η σύνθεση των αποτελεσμάτων των παραπάνω 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" (microseisms) φυσικής προέλευσης και ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου (περίπου 1Hz) δεν είναι απόλυτο όριο. Σύμφωνα με τον Seo (1997), ανάλογα με τη γεωλογία 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 την διάρκεια της ημέρας και νύχτας, τότε αυτές αντιστοιχούν σε καταγραφές ανθρωπογενούς εδαφικού θορύβου και όχι σε καταγραφές "μικροσεισμών".

1.2.2.3 Φύση του εδαφικού θορύβου

Το σημαντικότερο στοιχείο που καθορίζει την ερμηνεία και την αποτελεσματικότητα των εφαρμογών 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 θορύβου το οποίο υποστηρίζουν οι ερευνητές 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 (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.

1.3 Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στο Διεθνή Χώρο

Παρά την έλλειψη της θεωρητικής συμφωνίας για την φύση του εδαφικού θορύβου, καταγραφές εδαφικού θορύβου χρησιμοποιούνται ευρέως σε μικροζωνικές μελέτες καθώς και σε γεωφυσικές διασκοπήσεις. Στην παράγραφο αυτή παρουσιάζονται τα αποτελέσματα μελετών που αποδεικνύουν τις πειραματικές εφαρμογές του φασματικού λόγου (HVSR) εδαφικού θορύβου στο διεθνή χώρο (μία πλήρης ανασκόπηση μπορεί να βρεθεί στους Bard 1999 και Mucciarelli and Gallipoli, 2001).

Η σύγκριση μεταξύ της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας που υπολογίζεται από το φασματικό λόγο (HVSR) μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τη συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) σεισμικών καταγραφών ή εκρήξεων έκανε τους ερευνητές (μεταξύ άλλων, Chávez-García et al. 1990, Yamanaka et al. 1993, Duval et al. 1994, Field and Jacob 1995, Field et al. 1990, Chávez-García and Cuenca 1996, Teves-Costa et al. 1996, Lachet et al. 1996, Bour et al. 1998, Riepl et al., 1998, Bindi et al. 2000, Moya et al. 2000, Ojeda A., and Escallon, J. 2000, Semblat et al. 2000, LeBrun et al. 2001, Cid et al. 2001, Duval et al. 2001-b, Satoh et al. 2001, Teves-Costa et al. 2001, Nguyen et al. 2004, Tuladhar et al. 2004) αφενός να καταλήξουν στο συμπέρασμα ότι οι φασματικοί λόγοι καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου παρέχουν αξιόπιστες εκτιμήσεις των θεμελιωδών συχνοτήτων των εδαφικών αποθέσεων. Αφ' ετέρου η σύγκριση μεταξύ της ενίσχυσης που λαμβάνεται από το φασματικό λόγο (HVSR) μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τη συνάρτηση μεταφοράς καταγραφών σεισμού καταλήγει σε λιγότερο συνεπή αποτελέσματα.

Μερικοί ερευνητές βρήκαν καλή συσχέτιση μεταξύ των δύο εκτιμήσεων (Lermo και Chávez-García, 1994b, Seekins et al. 1996, Mucciarelli 1998, Chávez-García et al. 1999, Zaslavsky et al. 2000, Horike et al., 2001, Rodriguez και Midorikawa, 2002) ενώ άλλοι θεωρούν μία τέτοια σύγκριση μη ικανοποιητική (Rovelli et al. 1991, Gutierrez και Singh 1992, Zaré et al. 1999, Satoh et al. 2001, Maresca et al. 2003).

Πολλοί ερευνητές επίσης (Morales et al. 1991, Yamanaka et al. 1994, Duval et al. 1995, Suzuki et al. 1995, Gaull et al. 1995, Field 1996, Schenková and Zahradník 1996, Fäh et al. 1997, Ibs-von Seht and Wohlenberg 1999, Jiménez et al. 2000, Delgado et al. 2000-a, Delgado et al. 2000-b, Bodin et al. 2001, Alfaro et al. 2001, Navarro et al. 2001, Duval et al. 2001-a, Giampiccolo et al. 2001, Delgado et al. 2002, Kerh and Chu 2002, Parolai et al. 2002, Woolery and Street 2002, García-Jerez et al. 2006) έδειξαν ότι το πάχος των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών μπορεί να καθοριστεί από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα που υπολογίζεται από το φασματικό λόγο καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου. Βέβαια στην προκειμένη περίπτωση θα πρέπει να είναι γνωστή κατά προσέγγιση η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων των ιζηματογενών αποθέσεων μέσω κάποιας ανεξάρτητης μεθόδου.

Αρκετές εργασίες προσπάθησαν να συσχετίσουν την κατανομή βλαβών από ένα σεισμό με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το πλάτος του φασματικού λόγου καταγραφών (HVSR) εδαφικού θορύβου (Ohmachi et al. 1991, Toshinawa et al. 1997, Mucciarelli and Monachesi 1998, Guégen et al. 1998, Mucciarelli and Monachesi 1999, Trifunac and Todorovska 2000, Ansal et al. 2001, Gosar et al. 2001, Duval et al. 2001-a, Mucciarelli et al. 2001, D'Amico et al. 2002, Gallipoli et al. 2003, Nguyen et al. 2004, Teves-Costa et al. 2004). Η συσχέτιση σε ορισμένες περιπτώσεις είναι αρκετά ικανοποιητική, ενώ σε άλλες δεν προέκυψε συσχέτιση.

Αριθμητική προσομοίωση καταγραφών εδαφικού θορύβου έχει πραγματοποιηθεί από αρκετούς ερευνητές όπως οι Field and Jacob 1993, Lachet and Bard 1994, Lermo and Chavez- Garcia 1994a, Dravinski et al. 1996, Wakamatsu and Yasui 1996, Coutel and Mora 1998, Tokeshi and Sugimura 1998, Al Yuncha and Luzon 2000, Fäh et al. 2001, Maresca et al. 2003, Rodriguez and Midorikawa 2003, Uebayashi 2003, Bonnefoy-Claudet et al. 2004, Cornou et al. 2004, Cornou 2005, Roten et al. 2006, Guillier et al. 2006, Bonnefoy-Claudet et al. 2006-a. Ενώ όλοι συμφωνούν ότι μέσω του φασματικού λόγου (HVSR) μετρήσεων εδαφικού

θορύβου υπολογίζεται η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα της θέσης, δεν υπάρχει συμφωνία ως προς το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης.

Οι μονοδιάστατες προσομοιώσεις των Field and Jacob (1993), Lachet and Bard (1994), Lermo and Chavez-Garcia (1994), Wakamatsu and Yasui (1996), και Tokeshi and Sugimura (1998), έδειξαν πως ο συνθετικός εδαφικός θόρυβος, υπολογισμένος χρησιμοποιώντας τυχαία κατανεμημένες πηγές κοντά στην επιφάνεια, οδηγεί σε φασματικούς λόγους HVSR οι οποίοι παρουσιάζουν έντονη κορυφή γύρω από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των κυμάτων S, όταν το επιφανειακό στρώμα εμφανίζει έντονη αντίθεση εμπέδησης με τους υποκείμενους σκληρότερους σχηματισμούς. Εν τούτοις, ακόμα βρίσκονται σε εξέλιξη αρκετές αναλύσεις σχετικά με την εφαρμοσιμότητα αυτής της τεχνικής στην εκτίμηση της ενίσχυσης της σεισμικής κίνησης λόγω των τοπικών εδαφικών συνθηκών (Bard 1999, Bour et al. 1998, Mucciarelli 1998, Al Yuncha and Luzon 2000, Maresca et al. 2003, Rodriguez and Midorikawa 2003). Αν το σχήμα των καμπύλων HVSR εξαρτάται κυρίως από την θεμελιώδη συχνότητα των κυμάτων S μέσα στα ιζήματα (Nakamura 1989, 2000), τότε τόσο η συχνότητα που αντιστοιχεί στο μέγιστο της καμπύλης HVSR όσο και το πλάτος της μπορεί να σχετίζονται άμεσα με τη συνάρτηση μεταφοράς του εδάφους (σε όρους θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας και παράγοντα ενίσχυσης). Από την άλλη, αν το σχήμα των καμπύλων HVSR εξαρτάται κυρίως από την πόλωση των κυμάτων Rayleigh (Lachet and Bard 1994, Kudo 1995, Bard 1999, Konno and Ohmachi 1998, Fäh et al. 2001, Bonnefoy-Claudet et al. 2006-b), τότε μπορεί να υπάρχει μόνο μία έμμεση συσχέτιση μεταξύ του μέγιστου πλάτους του λόγου HVSR και της ενίσχυσης λόγω τοπικών εδαφικών συνθηκών.

Επίσης, σημαντική έρευνα πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος με τον τίτλο «**SESAME**» (**S**ite **E**ffect**S** assessment using **A**Mbient **E**xcitations, European Commission - Research Directorate-General, Contract No: EVG1-CT-2000-00026) το οποίο είχε ως στόχο την ανάπτυξη πρότυπης μεθοδολογίας συλλογής και επεξεργασίας μετρήσεων εδαφικού θορύβου.

1.4. Ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο

1.4.1 Προηγούμενη ερευνητική δραστηριότητα που σχετίζεται με τον Εδαφικό Θόρυβο στον Ελληνικό Χώρο

Στον Ελληνικό Χώρο η εφαρμογή των μεθόδων ανάλυσης μετρήσεων εδαφικού θορύβου ξεκίνησε από την δεκαετία του 1970. Οι Drakopoulos et al. (1978) ήταν από τους πρώτους που πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στον ελληνικό χώρο και συγκεκριμένα στην ευρύτερη περιοχή Κορίνθου-Λουτρακίου. Από την επεξεργασία των μετρήσεων κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι εδαφικές συνθήκες ήταν καθοριστικός παράγοντας για τις βλάβες που προκάλεσε ο σεισμός του 1928 στην πόλη της Κορίνθου. Οι Λεβεντάκης και συνεργ. (1986) πραγματοποίησαν μικροζωνική μελέτη στην πόλη της Καλαμάτας μετά τον ισχυρό σεισμό της 13ης Σεπτεμβρίου του 1986. Πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου χώρισαν την πόλη σε τρεις κατηγορίες εδαφών βασιζόμενοι στην δεσπόζουσα ιδιοπερίοδο. Οι Bouckovalas και Krikeli (1991) πραγματοποίησαν στην πόλη της Καλαμάτας σύγκριση μεταξύ των θεμελιωδών ιδιοπεριόδων όπως υπολογίστηκαν από μετρήσεις εδαφικού θορύβου (Λεβεντάκης και συνεργ., 1986) με τις αντίστοιχες θεωρητικές, οι οποίες υπολογίστηκαν από το φάσμα απόκρισης της επιτάχυνσης. Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξαν μέσω της σύγκρισης ήταν ότι από τα φάσματα του εδαφικού θορύβου μπορούμε να υπολογίσουμε την ομαλή μεταβολή της εδαφικής δυσκαμψίας με το βάθος όταν το σεισμικό υπόβαθρο συμπίπτει με το βάθος του υποβάθρου. Ο Hatzidimitriou (1993) υπολόγισε τους παράγοντες ενίσχυσης με δεδομένα από σεισμικά κύματα ουράς για τους σεισμολογικούς σταθμούς του τηλεμετρικού δικτύου του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Α.Π.Θ. και κατέληξε στο συμπέρασμα ότι οι σταθμοί του δικτύου χαρακτηρίζονται από καθόλου ή πολύ μικρή σχετική ενίσχυση και η συμπεριφορά τους είναι σταθερή για όλες τις συχνότητες. Οι Athanasopoulos et al. (2000) μελέτησαν τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh σε διάφορες θέσεις στην Ελλάδα.

Η Νικολήνταγα (2001) παρουσίασε μία μελέτη των τεχνικών ανάλυσης του εδαφικού θορύβου και πραγματοποίησε μικροζωνική μελέτη στην περιοχή της πόλης της Μυτιλήνης της νήσου Λέσβου. Πιο συγκεκριμένα, πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην συγκεκριμένη περιοχή προσδιόρισε τις κυρίες παραμέτρους της σεισμικής απόκρισης, δηλαδή τη συχνότητα συντονισμού της εδαφικής στήλης, τη μορφή της συνάρτησης μεταφοράς και τον παράγοντα ενίσχυσης, εφαρμόζοντας αρχικά την τεχνική του λόγου της οριζόντιας προς

κατακόρυφη φασματική συνιστώσα (HVSR), και στη συνέχεια, τη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (SSR). Τέλος, η σύγκριση των αποτελεσμάτων της με αυτά που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR σε δεδομένα ισχυρής σεισμικής κίνησης που καταγράφηκαν από το τοπικό δίκτυο επιταχυνσιογράφων ήταν ικανοποιητική.

Οι Diagourtas et al. (2001) παρουσίασαν μία συγκριτική μελέτη πάνω στις μεθόδους ανάλυσης των μετρήσεων εδαφικού θορύβου, HVSR και SSR. Συγκεκριμένα, συγκρίνοντας τις παραπάνω τεχνικές και χρησιμοποιώντας δεδομένα από καταγραφές που πραγματοποιήθηκαν στα πλαίσια μιας πιλοτικής μικροζωνικής μελέτης στο γνωστό γεωλογικά χώρο της πόλης του Ηρακλείου Κρήτης συμπέραναν ότι και οι δύο τεχνικές είναι σε θέση να εκτιμήσουν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα, σημειώνοντας τα μειονεκτήματα αλλά και τα πλεονεκτήματα της κάθε μιας. Επίσης κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι και οι δύο τεχνικές μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε μικροζωνικές μελέτες.

Οι Αποστολίδης και συνεργ. (2001) προσδιόρισαν την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων με την μέθοδο του εδαφικού θορύβου στο EUROSEISTEST χρησιμοποιώντας ειδικό δίκτυο δεκτών (array technique). Στην παραπάνω εργασία χρησιμοποιήθηκε για πρώτη φορά η μέθοδος του Χωρικού Συντελεστή Αυτοσυσχέτισης (Χ.Σ.Α). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου με τα αποτελέσματα παλαιότερων γεωφυσικών διασκοπήσεων που είχαν πραγματοποιηθεί στην περιοχή, οδήγησε τους παραπάνω ερευνητές στο γενικότερο συμπέρασμα ότι η ανάλυση εδαφικού θορύβου σε κυκλική διάταξη μπορεί να αποτελέσει μία εναλλακτική μέθοδο για τον προσδιορισμό εδαφικού προσομοιώματος.

Οι Scherbaum et al. (2002) παρουσίασαν μια εργασία πάνω στην εκτίμηση της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων με την μέτρηση εδαφικού θορύβου από ειδικό δίκτυο δεκτών (array technique) σε επιλεγμένα σημεία της Ελλάδας (Λευκάδα, Θεσσαλονίκη και Λεκάνη Μυγδονίας). Η ικανοποιητική ταύτιση των αποτελεσμάτων της μεθόδου με τα αποτελέσματα γεωτεχνικών εργασιών για τις διάφορες θέσεις ήταν το σημαντικότερο συμπέρασμα αυτής. Και αυτοί οι ερευνητές πρότειναν την μέθοδο του εδαφικού θορύβου ως μια εναλλακτική τεχνική γεωφυσικής διασκόπησης και ιδιαίτερα εκτίμησης της θέσης και του βάθους του βραχώδους υποβάθρου.

Οι Moisiidi et al. (2004) πραγματοποίησαν μελέτη με στόχο την εκτίμηση της σεισμικής απόκρισης του εδάφους στον αρχαιολογικό χώρο Άπτερα του Νομού Χανίων χρησιμοποιώντας

μετρήσεις εδαφικού θορύβου. Η πολύπλοκη υπεδάφια δομή της συγκεκριμένης περιοχής, η οποία αποτυπώνεται στους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων επαληθεύεται από γεωηλεκτρικές τομογραφίες. Οι Hlouris et al. (2004a, b) ανέπτυξαν αλγόριθμους επεξεργασίας των καταγραφών εδαφικού θορύβου προκειμένου να επιτευχθούν καλύτερα και αξιόπιστα αποτελέσματα από τους αντίστοιχους φασματικούς λόγους (HVSR). Οι Vallianatos et al. (2004) υπολόγισαν τη χωρική κατανομή της θεμελιώδης ιδιοσυχνότητας της πόλης των Χανίων πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου.

Οι Savvaidis et al. (2004) πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην Λεκάνη της Μυγδονίας. Από τους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων υπολόγισαν την θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης της κάθε θέσης καθώς και τους χάρτες χωρικής μεταβολής τους σε όλη την λεκάνη. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων τους με τα γεωλογικά και γεωτεχνικά στοιχεία της περιοχής ήταν ικανοποιητική. Στη συνέχεια αντιστρέφοντας τους φασματικούς λόγους (HVSR) και χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα των Scherbaum et al. (2002) ως δεδομένα αναφοράς εκτίμησαν την ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων στην Λεκάνη της Μυγδονίας.

Οι Theodulidis and Panou (2004), Theodulidis et al. (2004) εκπόνησαν μελέτη μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη της Καλαμάτας. Η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης, που υπολογίστηκαν από τους φασματικούς λόγους (HVSR) των μετρήσεων, συγκρίθηκαν με τα μακροσεισμικά αποτελέσματα του σεισμού της 13 Σεπτεμβρίου 1986. Η συσχέτιση μεταξύ των βλαβών που προκλήθηκαν από το σεισμό και των θεμελιωδών ιδιοσυχνοτήτων είναι ικανοποιητική. Οι Oliveto et al. (2004) συσχέτισαν τους φασματικούς λόγους (HVSR) καταγραφών εδαφικού θορύβου ελεύθερου πεδίου με τη δομή της Λεκάνης Τυρνάβου (Κεντρική Ελλάδα).

Οι Raptakis et al. (2005) συνδυάζοντας καταγραφές εδαφικού θορύβου (Savvaidis et al. 2004), με άλλα γεωφυσικά και γεωλογικά δεδομένα στην Λεκάνη της Μυγδονίας, κατέληξαν σε χάρτη των δεσποζουσών συχνοτήτων για την περιοχή, κάποια στοιχεία για τη γεωμετρία της λεκάνης στα περιθώρια της και την με το βάθος κατανομή των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε κάποια σημεία. Οι Savvaidis et al. (2006) πραγματοποιώντας μετρήσεις εδαφικού θορύβου ειδικού δικτύου δεκτών (array technique) τεκμηρίωσαν της τοπικές εδαφικές συνθήκες σε συγκεκριμένους σταθμούς επιταχυνσιογράφων του εθνικού δικτύου. Οι Papadopoulos et al. (2006) υπολόγισαν τη γεωλογική

δομή της πόλης των Χανίων χρησιμοποιώντας καταγραφές εδαφικού θορύβου (καταγραφές ελεύθερου πεδίου και καταγραφές από ειδικό δίκτυο δεκτών) και δεδομένα από γεωηλεκτρικές τομογραφίες, σεισμική διάθλαση και γεωτεχνικές γεωτρήσεις

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2ο : ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΠΙΔΡΑΣΗΣ ΤΩΝ ΤΟΠΙΚΩΝ ΕΔΑΦΙΚΩΝ ΣΥΝΘΗΚΩΝ ΣΤΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΚΙΝΗΣΗ

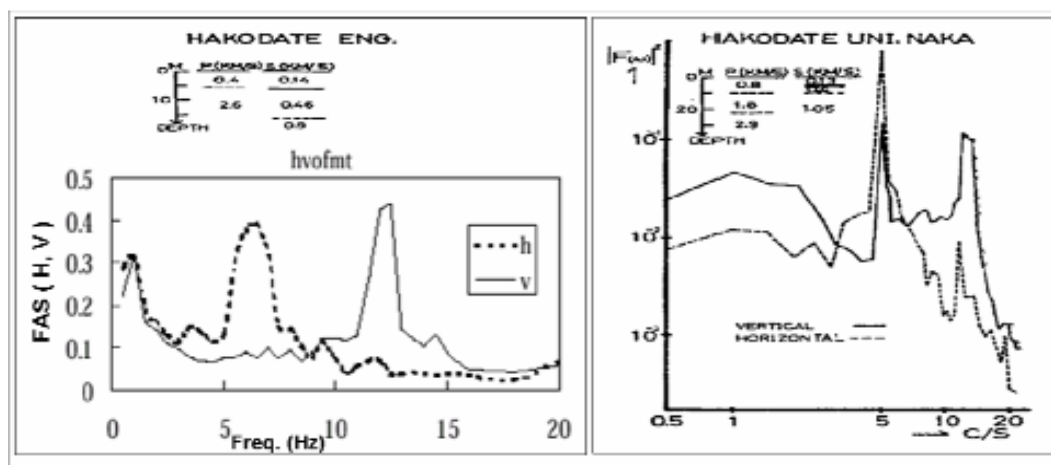
2.1 Εισαγωγή

Οι καταστροφές που έχουν προκληθεί από μεγάλους σεισμούς στο παρελθόν (MexicoCity 1985, Northridge 1994, Izmit 1999) ανέδειξαν την άμεση σχέση της επιφανειακής γεωλογίας με τη σεισμική κίνηση. Η πιο αξιόπιστη προσέγγιση εκτίμησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι η άμεση και ταυτόχρονη παρατήρηση της εδαφικής κίνησης κατά την διάρκεια ενός σεισμού σε διάφορες θέσεις. Επειδή όμως μια τέτοια μελέτη δεν είναι πάντοτε εφικτή, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι (πειραματικές και αριθμητικές) για την εκτίμηση της απόκρισης των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών μιας περιοχής σε περίπτωση σεισμού. Μία από τις μεθόδους εκτίμησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών είναι η τεχνική του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (Horizontal-to- Vertical Spectral Ratio ή HVSR). Η τεχνική HVSR είναι ευρέως γνωστή ως «τεχνική του Nakamura», αν και προτάθηκε αρχικά από τους Nogoshi και Igarashi το 1971 και διαδόθηκε στην διεθνή επιστημονική κοινότητα μετά από δημοσίευση του Nakamura (1989). Παρακάτω αναφέρονται αναλυτικά η πειραματική μέθοδος HVSR καθώς και οι αριθμητικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα εργασία για την εκτίμηση ιδιοτήτων των τοπικών εδαφικών συνθηκών καθώς και της επίδρασης αυτών στη σεισμική κίνηση. Όλες οι μέθοδοι αναλύονται για την περίπτωση μίας απλής δομής, ένα ιζηματογενές στρώμα πάνω από ημιχώρο.

2.2 Τεχνική του Φασματικού λόγου της Οριζόντιας προς την Κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR)

2.2.1 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τους Nogoshi – Igarashi (1971)

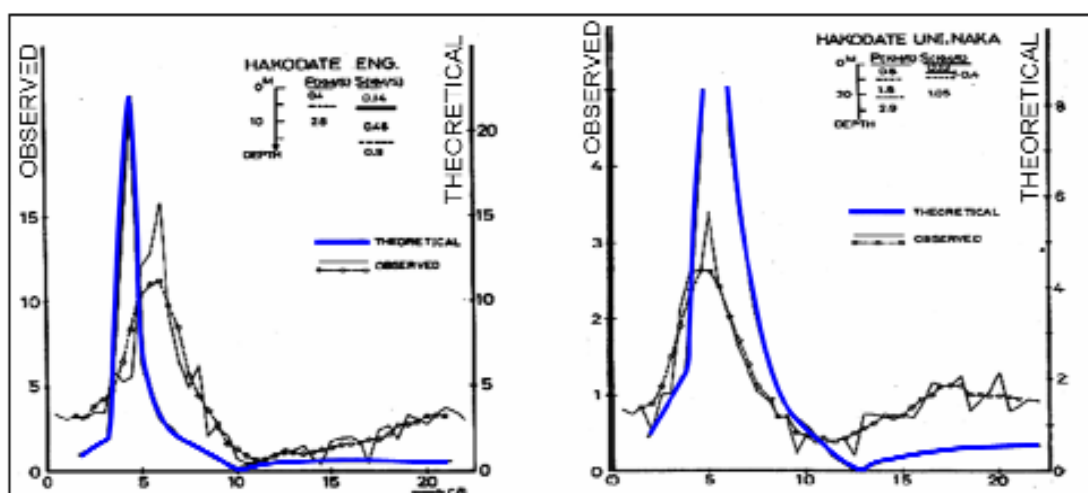
Πρώτοι οι Nogoshi και Igarashi (1971), όπως αναφέραμε προηγουμένα, εφάρμοσαν την ιδέα της χρησιμοποίησης καταγραφών ενός μόνο σταθμού για τον υπολογισμό του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) καταγραφών εδαφικού θορύβου, έχοντας ως στόχο την ποιοτική εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Δηλαδή με βάση τη μορφή του φασματικού λόγου (εάν εμφανίζονται κορυφές και αν ναι σε ποιες συχνότητες) να γίνει σε πρώτη προσέγγιση χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών, όχι όμως πέρα από την απλή κατάταξη σε χαλαρό ή σκληρό έδαφος. Στην μελέτη τους ερεύνησαν το θεωρητικό υπόβαθρο της τεχνικής HVSR και πραγματοποίησαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου σε διαφορετικές περιοχές.



Σχήμα 2.1. Φάσμα *Fourier* (αριστερά) και φασματική συνάρτηση πυκνότητας (δεξιά) της οριζόντιας (διακεκομμένη γραμμή) και της κατακόρυφης συνιστώσας (συνεχής γραμμή), καταγραφών εδαφικού θορύβου σε δύο διαφορετικές θέσεις στην πόλη Hakodate της Ιαπωνίας. Στο πάνω μέρος και των δύο σχημάτων δίδονται πληροφορίες για το γεωτεχνικό μοντέλο (μεταβολή των ταχυτήτων των επιμηκών P και των εγκαρσίων S κυμάτων με το βάθος) των δύο θέσεων (Nogoshi και Igarashi, 1971, από Nakamura, 2000).

Στο σχήμα 2.1 φαίνονται δύο παραδείγματα καταγραφών εδαφικού θορύβου σε διαφορετικές θέσεις στην πόλη Hakodate της Ιαπωνίας. Παρατηρώντας το δεξιό μέρος του σχήματος 2.1 (θέση Hakodate UNI.NAKA) οι Nogoshi και Igarashi (1971) συμπέραναν ότι το σχήμα των φασματικών συναρτήσεων πυκνότητας της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας είναι παρόμοιο. Αντίθετα στη θέση Hakodate ENG. (αριστερό μέρος του σχήματος 2.1) το φάσμα της οριζόντιας συνιστώσας διαφέρει αισθητά από το φάσμα της κατακόρυφης.

Στη συνέχεια οι Nogoshi και Igarashi (1971) συγκρίνανε στις ίδιες θέσεις της πόλης Hakodate της Ιαπωνίας, τους φασματικούς λόγους της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSr) καταγραφών εδαφικού θορύβου με τους αντίστοιχους φασματικούς λόγους των κυμάτων Rayleigh. Ένα παράδειγμα αυτών των συγκρίσεων παρουσιάζεται στο σχήμα 2.2. Ο θεωρητικός φασματικός λόγος των κυμάτων Rayleigh παριστάνεται στο σχήμα 2.2 με μπλε γραμμή ενώ ο πειραματικός με μαύρη. Ο φασματικός λόγος των καταγραφών εδαφικού θορύβου παριστάνεται στο σχήμα 2.2 με μαύρη διακεκομμένη γραμμή.

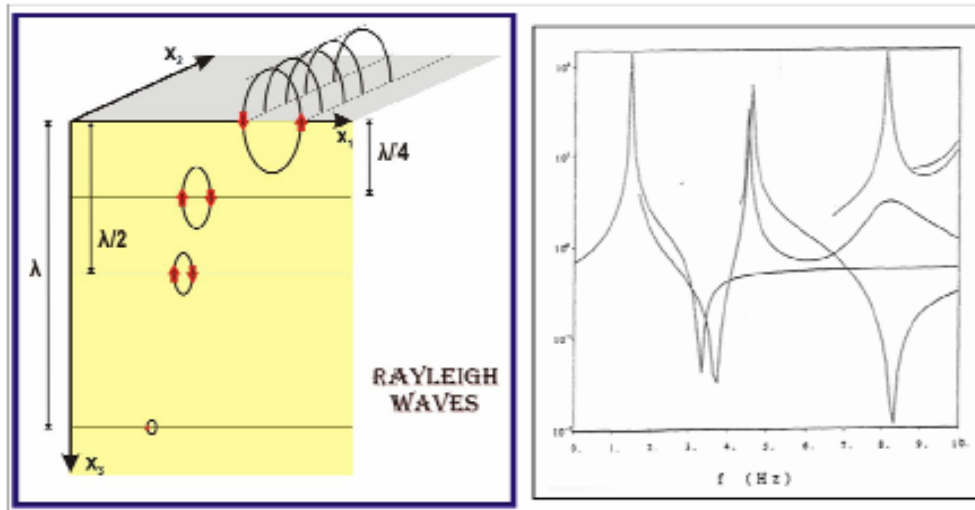


Σχήμα 2.2. Πειραματικός (μαύρη γραμμή) και θεωρητικός (μπλε γραμμή) φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των κυμάτων Rayleigh στις ίδιες θέσεις της πόλης Hakodate της Ιαπωνίας με το σχήμα 2.1 και σύγκριση με τον φασματικό λόγο της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα

καταγραφών εδαφικού θορύβου στις ίδιες θέσεις (μαύρη διακεκομμένη γραμμή). Στο πάνω μέρος και των δύο σχημάτων δίδονται πληροφορίες για το γεωτεχνικό μοντέλο (μεταβολή των ταχυτήτων των επιμηκών P και των εγκαρσίων S κυμάτων με το βάθος) των δύο θέσεων (Nogoshi και Igarashi, 1971. Από Nakamura, 2000).

Τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξαν οι Nogoshi and Igarashi (1971) μέσω των παραπάνω συγκρίσεων είναι τα εξής:

- Ο εδαφικός θόρυβος συνίσταται κυρίως από επιφανειακά κύματα, τα οποία συνεισφέρουν περισσότερο στην κατακόρυφη συνιστώσα.
- Ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) του εδαφικού θορύβου σχετίζεται με την ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh, επειδή αυτά δεσπόζουν στην κατακόρυφη συνιστώσα.
- Η ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh εξαρτάται από τη συχνότητα και παρουσιάζει ένα απότομο μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη συχνότητα της θέσης, για περιοχές που χαρακτηρίζονται από αρκετά μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων. Το μέγιστο αυτό σχετίζεται με τον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας που αντιστοιχεί στην "περιστροφή" (reversal of the rotation sense) του θεμελιώδους κύματος Rayleigh, από αριστερόστροφα στις χαμηλές συχνότητες προς δεξιόστροφα, στις ενδιάμεσες, όπως φαίνεται στο σχήμα 2.3.
- Οι κορυφές των φασματικών λόγων της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (HVSR) του εδαφικού θορύβου και των κυμάτων Rayleigh ταυτίζονται όταν η τιμή του λόγου εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων (υποβάθρου) είναι μεταξύ 2.5 και 3.



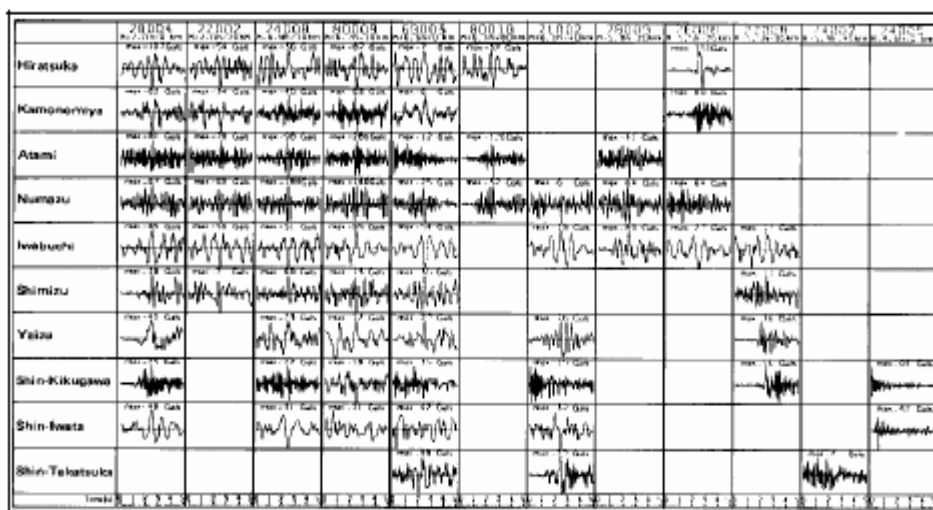
Σχήμα 2.3. Αριστερά: Μεταβολή του κυματικού πλάτους με το βάθος κατά τη διάδοση κυμάτων Rayleigh (Σκορδύλης, 2007). Δεξιά: Παράδειγμα των καμπυλών ελλειπτικότητας των κυμάτων Rayleigh σε στρωματοποιημένο ημιχώρο που απεικονίζει τον φασματικό λόγο HVSR (σε λογαριθμική κλίμακα) σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Οι κορυφές που τείνουν στο άπειρο αντιστοιχούν στον μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας, ενώ τα κατώτερα σημεία των καμπυλών αντιστοιχούν στον μηδενισμό της οριζόντιας συνιστώσας (Bard, 1999).

2.2.2 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τον Nakamura (1989)

Ο Nakamura το 1989 παρουσίασε την τεχνική HVSR ως μία απλή και αποτελεσματική μεθοδολογία για τον προσδιορισμό των δυναμικών χαρακτηριστικών (θεμελιώδης ιδιοσυχνότητας, παράγοντας ενίσχυσης) των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών. Συσχετίζοντας τα αποτελέσματα από δεδομένα γεωτρήσεων και από καταγραφές ισχυρής εδαφικής κίνησης σε διάφορες γεωλογικές δομές, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου μπορεί να

χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

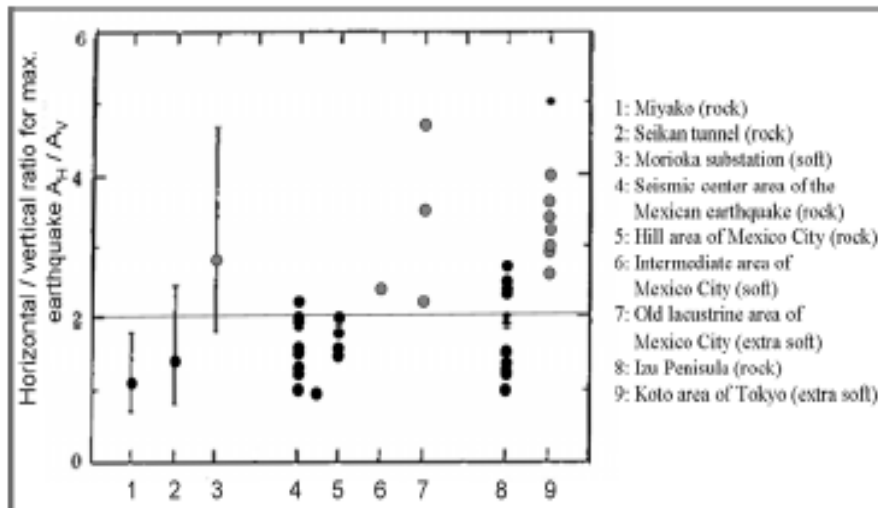
Ο Nakamura παρατήρησε ότι οι καταγραφές σε διαφορετικούς σταθμούς ακόμα και για τον ίδιο σεισμό είναι διαφορετικές εξαιτίας των ιδιαίτερων γεωλογικών χαρακτηριστικών κάθε περιοχής. Στο σχήμα 2.4 φαίνεται η διαφορά στις καταγραφές ισχυρής εδαφικής κίνησης που οφείλεται τόσο στους διαφορετικούς σεισμούς όσο και στις διαφορετικές τοποθεσίες των σταθμών καταγραφής. Επίσης υπολογίζοντας το μέγιστο πλάτος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα ενός σεισμού σε διάφορους σταθμούς καταγραφής (σχήμα 2.5), κατέληξε στο συμπέρασμα ότι αυτός είναι σχεδόν ίσος με τη μονάδα σε βραχώδεις τοποθεσίες.



Σχήμα 2.4. Καταγραφές ισχυρής εδαφικής κίνησης σε διαφορετικές περιοχές (Nakamura, 1989).

Ο Nakamura 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 επιμηκών 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. Ο ίδιος θεώρησε ότι ο

βαθμός επίδρασης των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο μπορεί να υπολογιστεί από το λόγο της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου στους επιφανειακούς σχηματισμούς, SVS, προς την κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου στο βραχώδες υπόβαθρο, SVB. Σύμφωνα με την ανάλυση του ερευνητή αυτού η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι περίπου μηδέν, όταν ο παραπάνω λόγος (των δύο κατακόρυφων συνιστωσών) είναι μονάδα.



Σχήμα 2.5. Μέγιστες τιμές του πλάτους του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (A_H/A_V) ενός σεισμού σε διάφορους σταθμούς καταγραφής. Δίπλα στην τοποθεσία του κάθε σταθμού δίνεται και ο τύπος του εδάφους της θέσης όπου ήταν εγκατεστημένος ο επιταχυνσιογράφος (τροποποιημένο από Nakamura, 1989). Τα μέγιστα πλάτη των σταθμών που είναι εγκατεστημένοι πάνω σε βραχώδεις τοποθεσίες φαίνονται με μαύρους κύκλους ενώ αυτών που είναι εγκατεστημένοι πάνω σε χαλαρούς σχηματισμούς φαίνονται με γκρι κύκλους. Η οριζόντια μαύρη συνεχής γραμμή αντιστοιχεί σε λόγο ίση με 2.

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

$$S_T = \frac{S_{HS}}{S_{HB}} \quad (2.1)$$

όπου SHS και SHB 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 τη σχέση:

$$E_s = \frac{S_{VS}}{SVB} \quad (2.2)$$

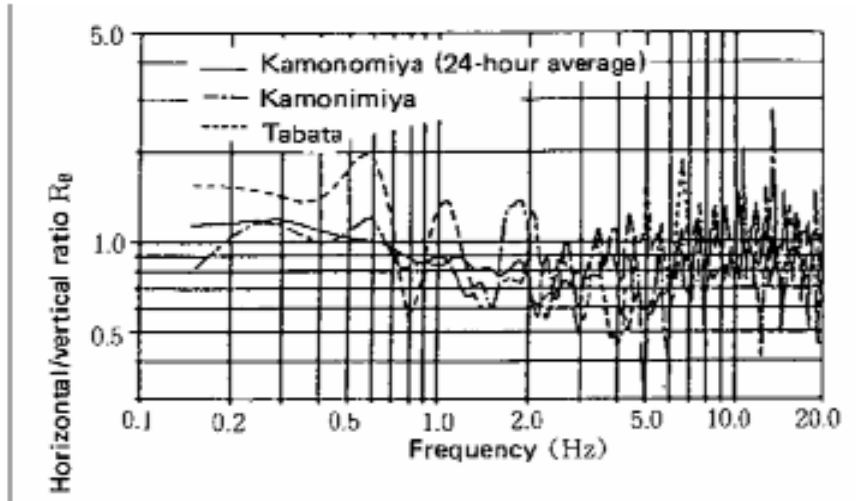
όπου SVS και SVB είναι αντίστοιχα το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου στην επιφάνεια και το φάσμα της κατακόρυφης συνιστώσας του εδαφικού θορύβου που προσπίπτει από το βραχώδες υπόβαθρο στα επιφανειακά στρώματα.

Υποθέτοντας ότι η επίδραση των κυμάτων Rayleigh είναι ίδια για τις οριζόντιες και την κατακόρυφη συνιστώσα, θεώρησε ότι ο λόγος ST/ES αποτελεί μία αξιόπιστη συνάρτηση μεταφοράς, την STT:

$$S_{TT} = \frac{S_T}{E_S} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{VB}}} = \frac{\frac{S_{HS}}{S_{HB}}}{\frac{S_{VS}}{S_{HB}}} = \frac{R_S}{R_B} \quad (2.3)$$

Οι ποσότητες RS και RB 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 (RB) τον οποίο και σύγκρινε με τον αντίστοιχο σεισμικών καταγραφών (σχήμα 2.6). Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξε ο Nakamura, και το οποίο αποτελεί την βασικότερη πειραματική θεμελίωση της μεθόδου, ήταν ότι, ο λόγος RB γίνεται περίπου ίσος με τη μονάδα για ένα σχετικά μεγάλο εύρος συχνοτήτων στο σκληρό υπόβαθρο.



Σχήμα 2.6. Φασματικοί λόγοι της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (Kamonomiya, Tabata) και σεισμικών καταγραφών (Kamonomiya) στο βραχώδες υπόβαθρο (Nakamura, 1989).

Επομένως, αν στη σχέση (2.3) θεωρήσουμε ότι $RB=1$ τότε:

$$S_{TT} = R_S = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \quad (2.4)$$

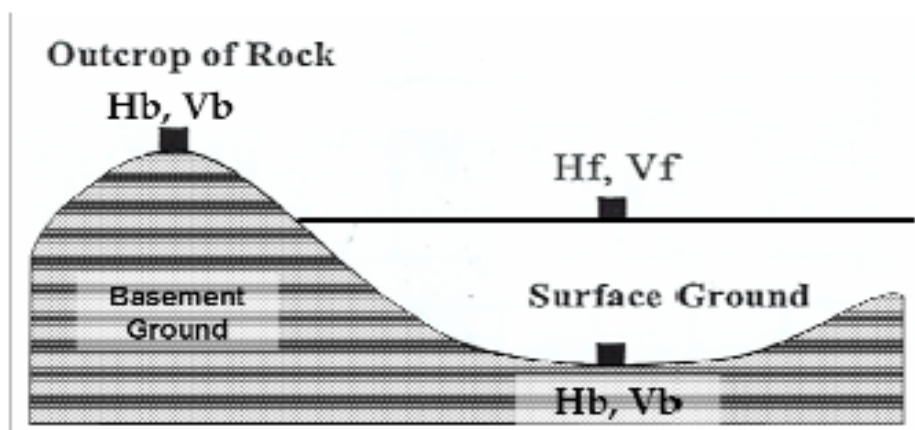
Το συμπέρασμα στο οποίο κατέληξε ο Nakamura, με βάση τα παραπάνω, είναι ότι η συνάρτηση μεταφοράς (transfer function) των επιφανειακών στρωμάτων μπορεί να εκτιμηθεί από τον φασματικό λόγο της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου στην θέση παρατήρησης στην επιφάνεια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

2.2.3 Ερμηνεία της τεχνικής HVSR κατά τον Nakamura (1996, 2000)

Το μειονέκτημα της ανάλυσης του Nakamura (1989) ήταν πως βασιζόταν σε υποθέσεις σχετικά με τη φύση του εδαφικού θορύβου (π.χ. όσον αφορά τη συνεισφορά των κυμάτων Rayleigh

στον εδαφικό θόρυβο), οι οποίες δεν είχαν αντίστοιχη επιστημονική τεκμηρίωση. Έτσι, ο Nakamura (1996, 2000) προχώρησε σε επόμενη, πιο λεπτομερειακή ανάλυση της τεχνικής HVSR, ξεκινώντας από 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 εγκαρσίων κυμάτων μέσα στα ιζήματα, τότε τόσο η δεσπόζουσα συχνότητα όσο και ο συντελεστής ενίσχυσης συνδέονται απευθείας με την συνάρτηση μεταφοράς. Για αυτό το λόγο μετονόμασε την τεχνική HVSR σε τεχνική QTS (Quasi- Transfer Spectrum), όπως και θα αναφέρεται από εδώ και εξής.

Ο Nakamura ανέλυσε την τεχνική QTS για την περίπτωση μίας τυπικής γεωλογικής δομής ιζηματογενούς λεκάνης (σχήμα 2.7).



Σχήμα 2.7. 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, αντίστοιχα (τροποποιημένο από Nakamura, 1996).

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

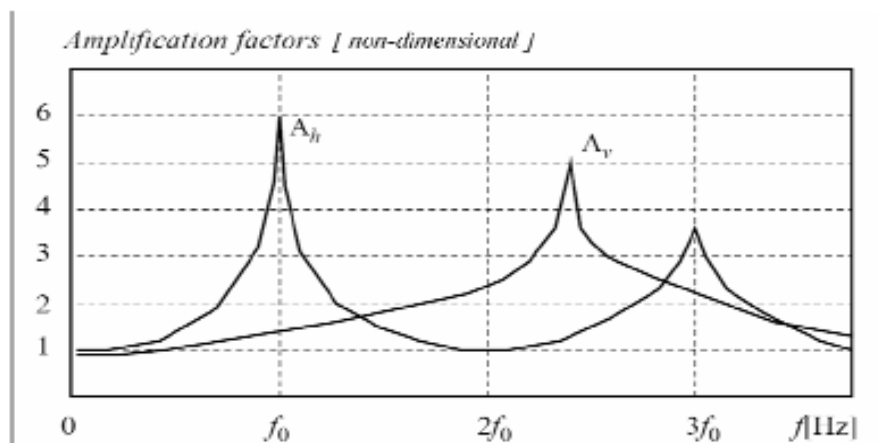
επιφανειακό στρώμα της ιζηματογενούς κοιλάδας (H_f , V_f) δίδονται από τις σχέσεις:

$$H_f = A_h \cdot H_B + H_S \quad (2.5)$$

$$V_f = A_v \cdot V_b + V_S \quad (2.6)$$

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 2.8).



Σχήμα 2.8. 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. Από Carniel et al., 2006).

Στη συνέχεια εφαρμόζοντας τη σχέση (2.4), υπολόγισε το φασματικό λόγο της οριζόντιας ως προς την κατακόρυφη συνιστώσα στην επιφάνεια του ιζηματογενούς στρώματος:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_f \cdot H_b + H_s}{A_v \cdot V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (2.7)$$

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

$$QTS = \frac{A_h + \frac{H_s}{H_b}}{A_v + \frac{V_s}{V_b}} \quad (2.8)$$

Ο Nakamura θεώρησε ότι οι λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b σχετίζονται άμεσα με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh και σύμφωνα με τη θεώρηση αυτή στην σχέση (2.8) ισχύουν τα παρακάτω:

- 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 την συχνότητα F_0 του A_h .

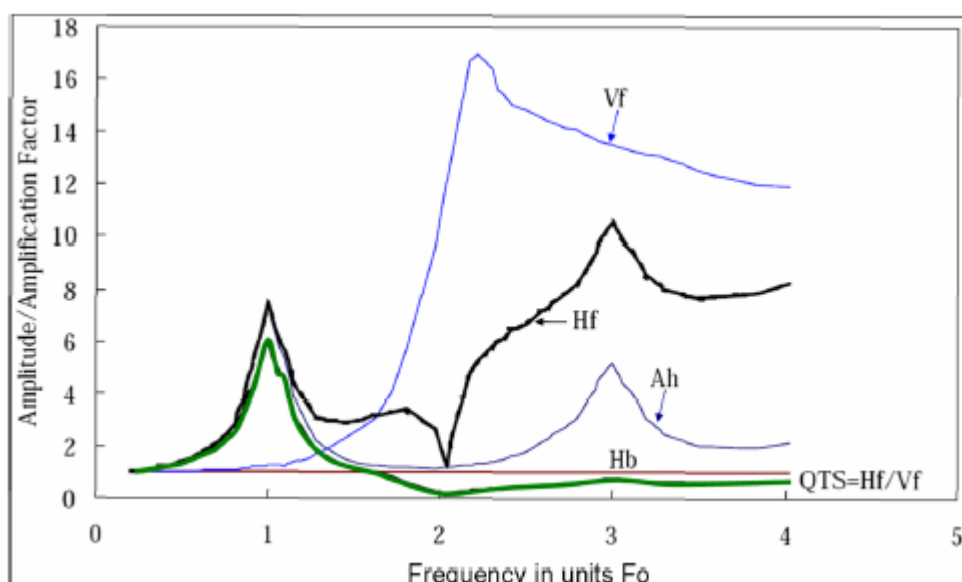
Στην περιοχή της F_0 , ισχύει ότι $A_v = 1$.

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 στην 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 την 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.

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 2.9). 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 (μεγάλη) 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 $QTS < 1$ σε ένα στενό εύρος συχνοτήτων εξαιτίας της επίδρασης της κατακόρυφης κίνησης.



Σχήμα 2.9. 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) (τροποποιημένο από Nakamura, 2000).

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:

$$F_o = \frac{C_s}{4h} \quad (2.9)$$

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

$$A_o = \frac{1}{\frac{\rho_s C_s}{\rho_b C_b} + 0.5\pi\zeta} \quad (2.10)$$

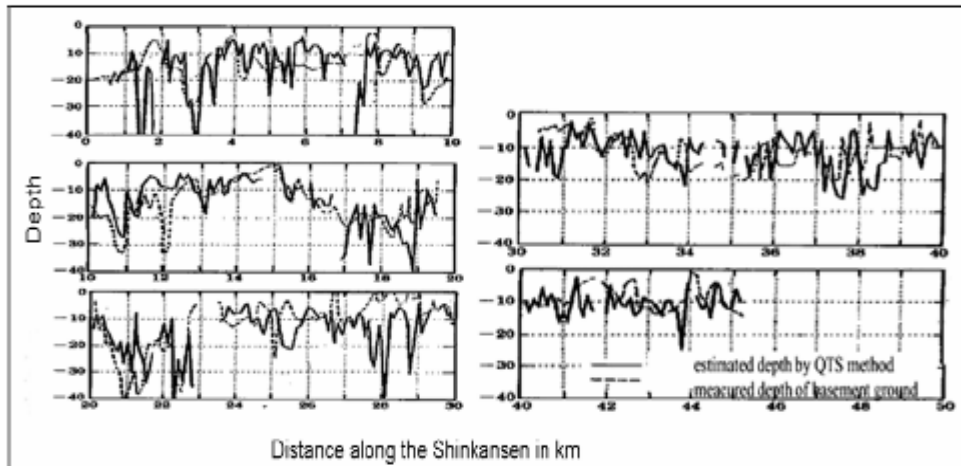
όπου C_b η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο υπόβαθρο, ρ_s και ρ_b οι πυκνότητες του επιφανειακού στρώματος και του υποβάθρου αντίστοιχα και ζ είναι ο παράγοντας απόσβεσης του επιφανειακού στρώματος. Θεωρώντας ότι δεν υπάρχει απόσβεση (δηλαδή το $\zeta=0$) και ότι οι πυκνότητες του υποβάθρου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

$$A_o = \frac{C_b}{C_s} \quad (2.11)$$

όπου C_b η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο υπόβαθρο. Από τις σχέσεις (2.9) και (2.11) προκύπτει ότι το βάθος h του υποβάθρου είναι:

$$h = \frac{C_b}{4A_o F_o} \quad (2.12)$$

Στο σχήμα 2.10 φαίνεται το βάθος του υποβάθρου που εκτιμήθηκε από το 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.



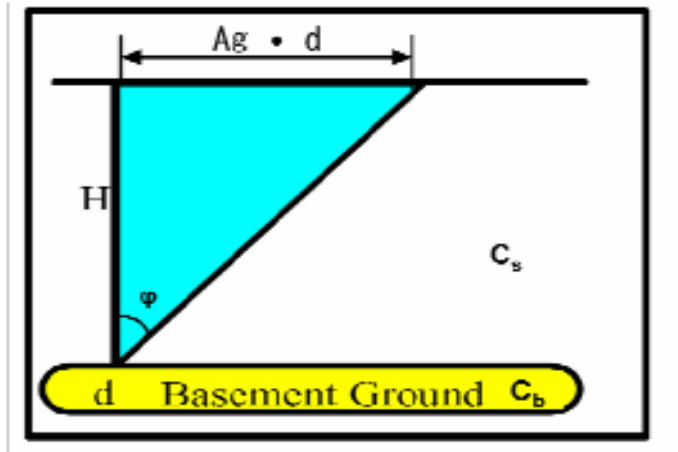
Σχήμα 2.10. Σύγκριση του βάθους που υπολογίστηκε από μετρήσεις εδαφικού θορύβου με το βάθος που μετρήθηκε από γεωτρήσεις κατά μήκος μιας γραμμής του εναέριου σιδηροδρόμου Shinkansen (Nakamura, 2000).

Στη συνέχεια 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, (vulnerability index K -values for surface ground). Ο Nakamura χρησιμοποίησε για τον υπολογισμό του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους 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 συμβαίνει κατολίσθηση ή κατάρρευση των θεμελίων των κατασκευών.

Στο σχήμα 2.11 φαίνεται η εγκάρσια παραμόρφωση των επιφανειακών σχηματισμών, γ , η οποία μπορεί να υπολογιστεί από την σχέση:

$$\gamma = \varepsilon\phi\phi = \frac{A_g \cdot d}{H} \quad (2.13)$$

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



Σχήμα 2.11. Εγκάρσια παραμόρφωση, γ , των επιφανειακών σχηματισμών (Nakamura, 2000).

Θεωρώντας τις ταχύτητες διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στο υπόβαθρο και το επιφανειακό στρώμα αντίστοιχα C_b και C_s , η ιδιοσυχνότητα του επιφανειακού στρώματος f_g είναι (σχέση 2.12):

$$f_g = \frac{C_b}{4 \cdot A_g \cdot H} \quad (2.14)$$

Η επιτάχυνση (a_b) στο υπόβαθρο μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$\alpha_b = (2\pi f_g)^2 d \quad (2.15)$$

Συνεπώς η εγκάρσια παραμόρφωση των επιφανειακών σχηματισμών, γ , είναι:

$$\gamma = \frac{A_g \alpha_b}{(2\pi f_g)^2} 4A_g \frac{f_g}{C_b} = \frac{A_g^2}{f_g} \frac{a_b}{\pi^2 C_b} \Rightarrow \gamma = C \cdot K_g \cdot a_b \quad (2.16)$$

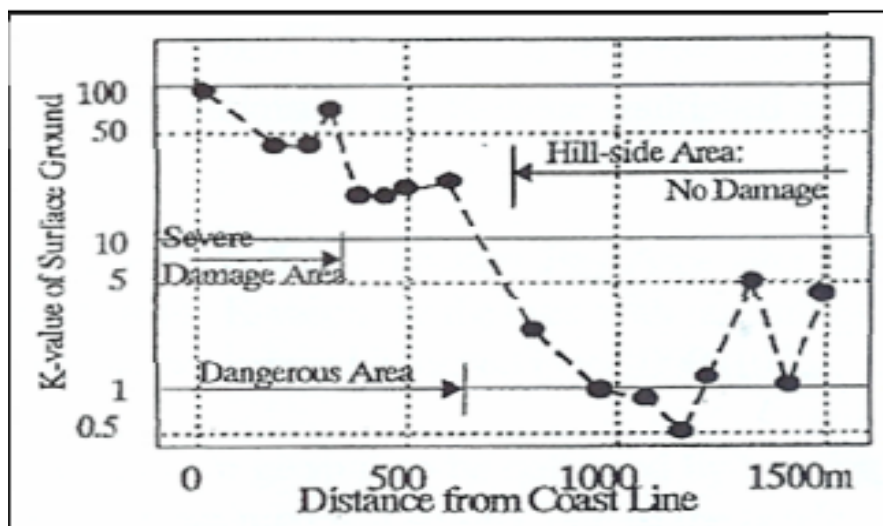
Η τιμή του C αναμένεται να είναι σχεδόν σταθερή για κάθε περιοχή μελέτης, εφόσον το μέγεθος C_b αντιστοιχεί στην ταχύτητα εγκάρσιου κύματος σε βραχώδες υπόβαθρο. Σύμφωνα με τον Nakamura, η ενεργός εγκάρσια παραμόρφωση, γ_e , του εδάφους υπολογίζεται μέσω της σχέσης:

$$\gamma_e = K_g \cdot a_{b\max} \quad (2.17)$$

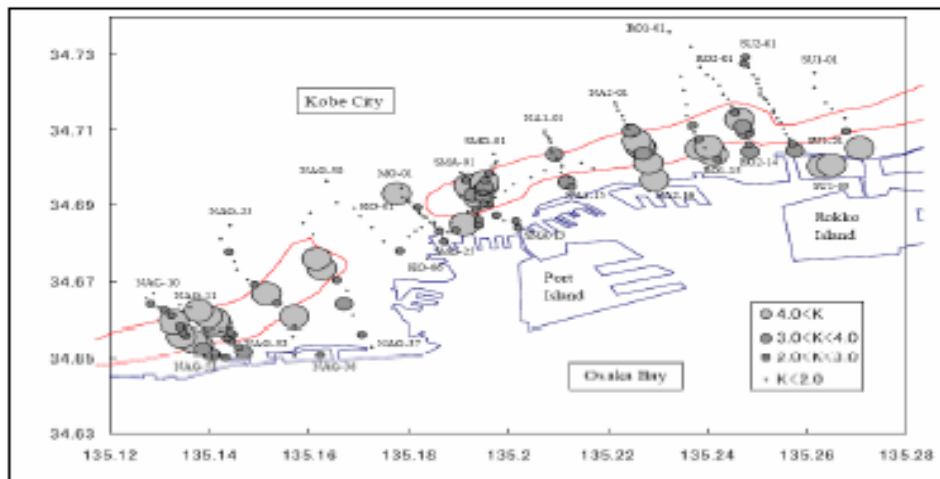
όπου a_{bmax} είναι η μέγιστη επιτάχυνση στο υπόβαθρο. Ο δείκτης τρωτότητας K_g του εδάφους είναι, ουσιαστικά, ένας παράγοντας αναλογίας που παρέχει την απευθείας εκτίμηση της εγκάρσιας παραμόρφωσης του εδάφους.

Ο Nakamura παρατήρησε πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των τιμών του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους και των βλαβών που προκλήθηκαν από σεισμούς (σχήματα 2.12 και 2.14). Στο σχήμα 2.12 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. Στο σχήμα 2.13 φαίνεται η κατανομή του δείκτη τρωτότητας στην πόλη του Kobe (Nakamura et al., 2000). Στο σχήμα 2.14 φαίνεται 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 2.14 οι τιμές του K_g και του ποσοστού των βλαβών με ελάχιστες εξαιρέσεις μεταβάλλονται με παρόμοιο τρόπο.

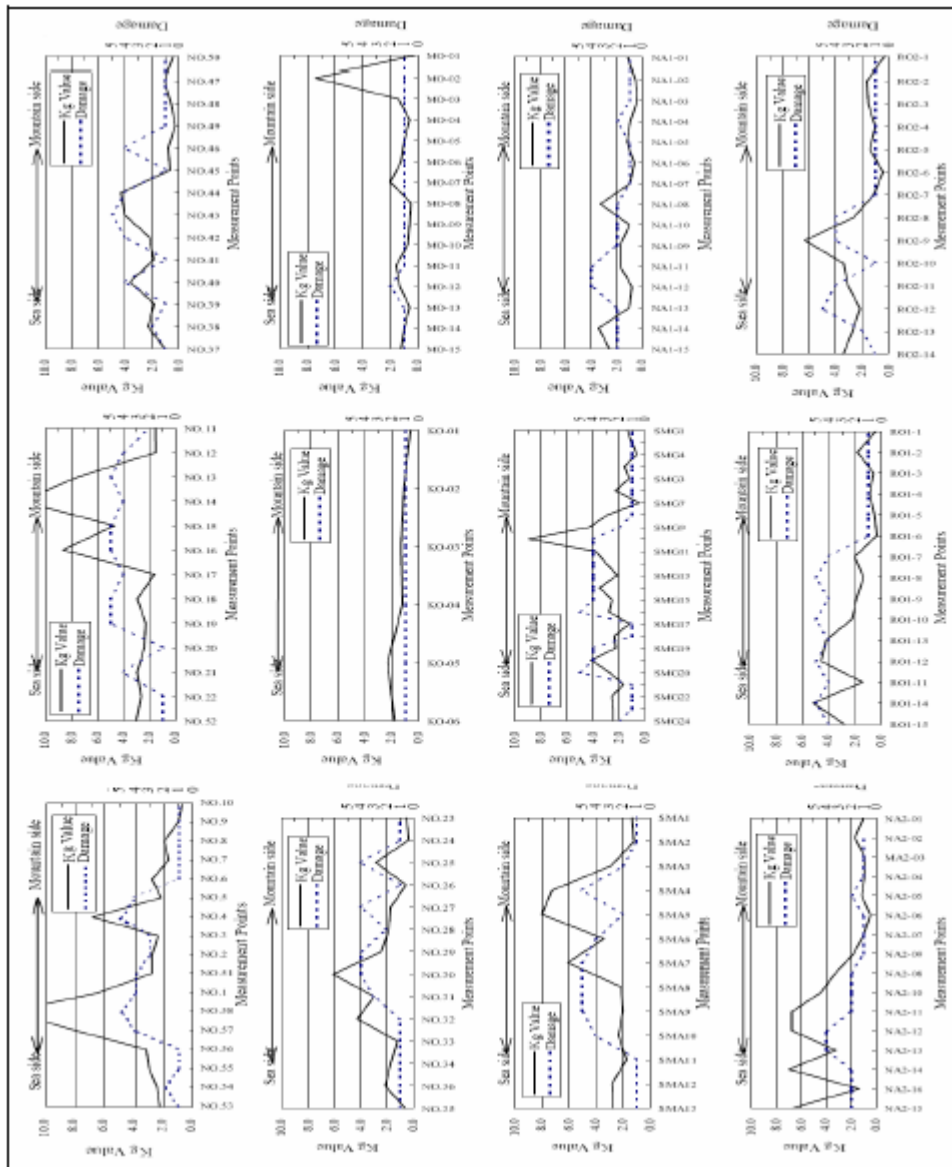


Σχήμα 2.12. Συσχέτιση των τιμών του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους στην περιοχή της Μαρίνας του Σαν Φρανσίσκο σε σχέση με τις καταστροφές που παρατηρήθηκαν από το σεισμό της Loma Prieta το 1989 (Nakamura, 1996).



Σχήμα 2.13. Κατανομή του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους στην πόλη του Kobe (Nakamura et al., 2000).

Με βάση τα παραπάνω ο Nakamura (1996, 2000, et al. 2000) κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η τιμή του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους αντανακλά 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 2.14. Σύγκριση μεταξύ του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους και των βλαβών που προκλήθηκαν από τον σεισμό του Κοβε 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).

2.3 Γενικές αρχές για τη συλλογή και την επεξεργασία δεδομένων

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 στο πεδίο καθώς και της ευκολίας ανάλυσης των δεδομένων. Παρότι η τεχνική HVSR χρησιμοποιείται πλέον ευρέως ανά 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 Mucciarelli 1998, Parolai et al. 2001).

Θέλοντας να καλύψει αυτό το κενό, το ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα «**SESAME**» (**S**ite **E**ffect**S** assessment using **A**mbient **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 ανάλυση που ακολουθεί στηρίζεται 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).

2.3.1 Συλλογή δεδομένων

Οι πειραματικές παράμετροι που μελετήθηκαν στα πλαίσια του προγράμματος SESAME ταξινομούνται σε τρεις βασικές κατηγορίες:

I. Παράμετροι που σχετίζονται με τα όργανα και με την καταγραφή,

II. Παράμετροι που σχετίζονται με την θέση που πραγματοποιούνται οι μετρήσεις,

III. Παράμετροι που σχετίζονται με τη μεταβλητότητα των εξωτερικών συνθηκών.

Για τη μελέτη των παραμέτρων χρησιμοποιήθηκαν 12 ψηφιοποιητές, 18 αισθητήρες, και πραγματοποιήθηκαν 593 μετρήσεις. Η επίδραση των διάφορων πειραματικών παραμέτρων εξετάστηκε με βάση τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR στη συχνότητα και το πλάτος. Για κάθε παράμετρο, οι φασματικοί λόγοι

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

Οι βασικές οδηγίες-συμπεράσματα για την συλλογή των δεδομένων στις οποίες κατέληξε το πρόγραμμα SESAME (Guillier et al. 2002, Cara et al. 2003, Atakan et al. 2004b, Duval et al. 2004-a, b, Koller et al. 2004), είναι:

Όργανα

Ο τύπος του ψηφιοποιητή υψηλής ανάλυσης δεν επηρεάζει τα αποτελέσματα.

Θα πρέπει να αποφεύγεται η χρήση επιταχυνσιόμετρων. Τα επιταχυνσιόμετρα δεν είναι αρκετά ευαίσθητα για συχνότητες χαμηλότερες από 1 Hz και δίνουν πολύ ασταθή αποτελέσματα.

Δεν συνιστάται οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου να εκτελούνται χρησιμοποιώντας σεισμόμετρα με φυσική ιδιοπερίοδο υψηλότερη από 20sec, επειδή απαιτούν μεγάλο χρόνο σταθεροποίησης χωρίς να δίνουν καλύτερα αποτελέσματα.

Δεν συνιστάται να χρησιμοποιούνται σεισμόμετρα των οποίων η φυσική συχνότητα είναι μεγαλύτερη από τη χαμηλότερη συχνότητα ενδιαφέροντος.

Διάρκεια Καταγραφής

Για να είναι μία μέτρηση αξιόπιστη θα πρέπει να ισχύει η σχέση

$$f_0 \gg \frac{10}{l_w}$$

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 (nc) σε κάθε παράθυρο (πίνακας 1).

Πίνακας 2-1. Προτεινόμενες παράμετροι καταγραφής (SESAME: Deliverable D23.12, 2004).

f_0 (Hz)	Ελάχιστη τιμή του	Ελάχιστος αριθμός σημαντικών	Ελάχιστος αριθμός	Ελάχιστο χρήσιμο	Ελάχιστος προτεινόμενος
	l_w [sec]	κύκλων (nc)	παραθύρων(nw)	σήμα(sec)	χρόνος καταγραφής(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

Συνιστάται ο συνολικός αριθμός σημαντικών κύκλων $n_c = I_w \cdot n_w \cdot f_0$ 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 1 δίνονται πληροφορίες για διάφορες συχνότητες.

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

Παράμετροι καταγραφής

Το σεισμόμετρο θα πρέπει να είναι καλά οριζοντιωμένο.

Το επίπεδο ενίσχυσης του σήματος να είναι καθορισμένο στη μέγιστη, χωρίς κορεσμό, τιμή.

Η συχνότητα δειγματοληψίας των 50Hz είναι αρκετή, αφού η μέγιστη συχνότητα που παρουσιάζει ενδιαφέρον για τους μηχανικούς δεν είναι μεγαλύτερη από 25Hz, αν και μεγαλύτερες συχνότητες δειγματοληψίας δεν επηρεάζουν τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR.

Το μήκος του καλωδίου που συνδέει τον ψηφιοποιητή με τον αισθητήρα να μην είναι μεγαλύτερο από 100m.

Απόσταση μεταξύ των μετρήσεων

Στις μικροζωνικές μελέτες συνιστάται να υιοθετείται αρχικά ένα μεγάλο διάστημα δειγματοληψίας (π.χ. πλέγμα 500m) και σε περίπτωση απότομης χωρικής μεταβολής των αποτελεσμάτων να αυξάνεται η πυκνότητα του πλέγματος (π.χ. κάτω από 250m).

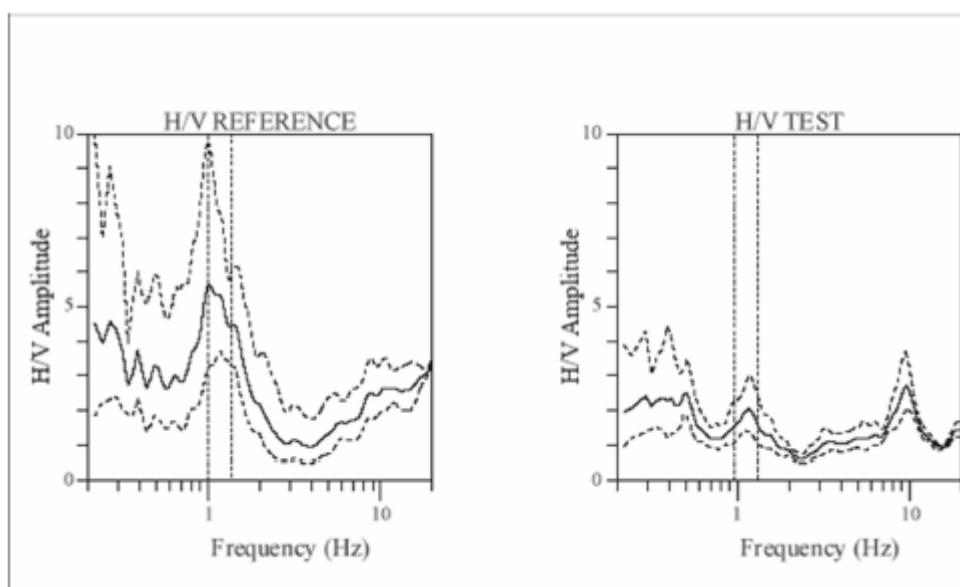
Για τον υπολογισμό της θεμελιώδους συχνότητας f_0 μιας θέσης συνιστάται να πραγματοποιούνται τουλάχιστον τρεις μετρήσεις για να αποφευχθούν τυχαία σφάλματα.

Κοντινές δομές

Πρέπει να αποφεύγεται να πραγματοποιούνται μετρήσεις κοντά σε δομές όπως 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.

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 2.15).



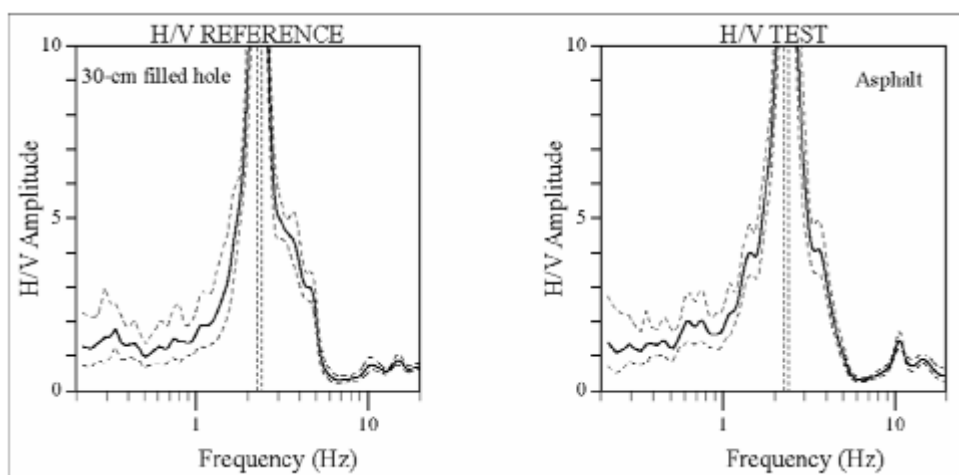
Σχήμα 2.15. Σύγκριση των καμπυλών HVSR σε θέση η οποία βρίσκεται 30m μακριά από την υπόγεια δομή (αριστερά) και πάνω από υπόγεια δομή (δεξιά). Παρατηρούμε ότι είναι εμφανής η διαφορά μεταξύ των φασματικών λόγων (SESAME: Deliverable D08.02, 2003).

Σύζευξη εδάφους – σεισμομέτρου

Τοποθέτηση του σεισμομέτρου σε άμεση επαφή με το έδαφος όποτε είναι δυνατόν.

Η τοποθέτηση του σεισμομέτρου σε άσφαλτο ή σε οπλισμένο σκυρόδεμα δεν έχει επιπτώσεις στα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR (σχήμα 2.16) σε συχνότητες από 0.2 έως 20 Hz, από την άποψη πως δεν παρατηρείται καμία τεχνητή κορυφή.

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

Σύζευξη εδάφους – σεισμόμέτρου με τεχνητό τρόπο

Πρέπει να αποφεύγονται οι πλάκες από "μαλακά" υλικά όπως το λάστιχο αφρού, το χαρτόνι, κ.λ.π.

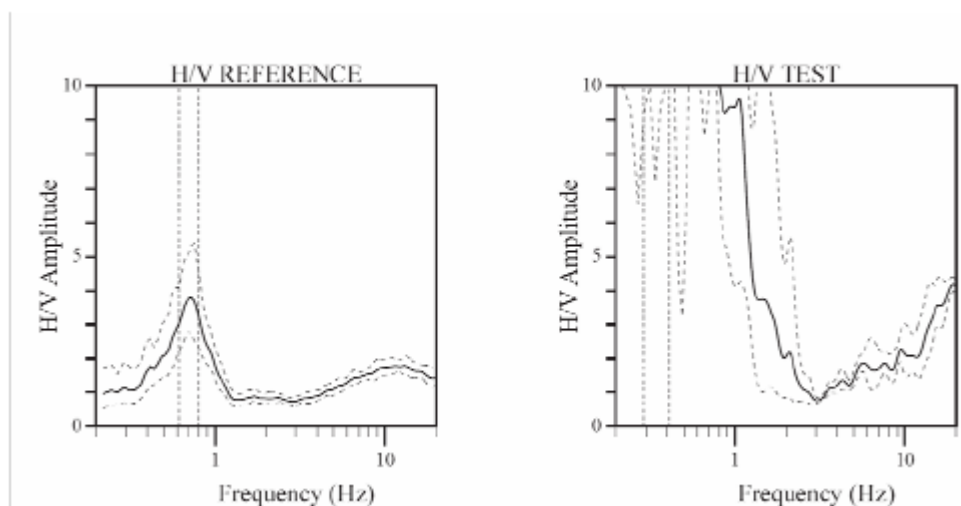
Σε απότομες κλίσεις που δεν επιτρέπουν τη σωστή οριζοντίωση του σεισμόμέτρου, αυτό πρέπει να τοποθετείται σε έναν σωρό άμμου ή σε ένα κιβώτιο γεμάτο άμμο οριζοντιωμένη.

Στο 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 υγροποίησης του χιονιού ή του πάγου.

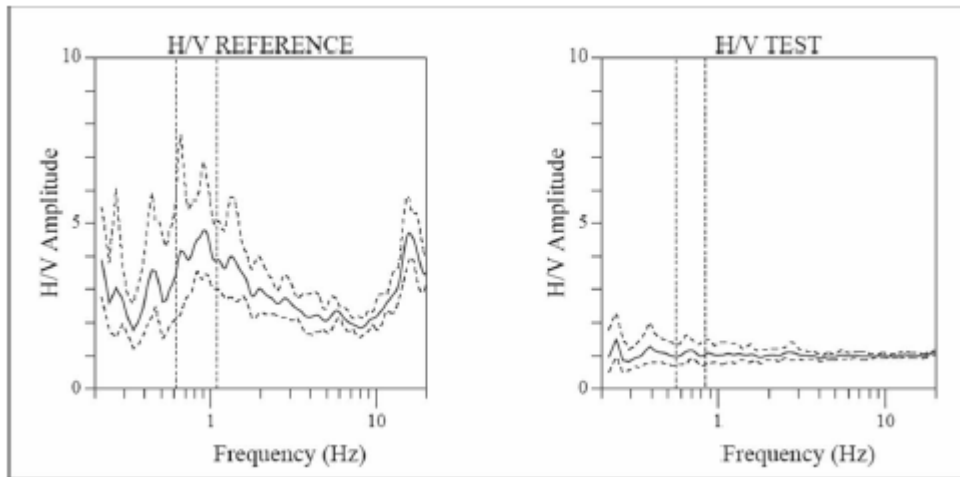
Μετεωρολογικές συνθήκες

Αέρας: Το σεισμόμετρο πρέπει να προστατεύεται από τον άνεμο. Ακόμη και ένας ασθενής άνεμος (ταχύτητας > 5 m/s) μπορεί να επηρεάσει έντονα τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR, με την εισαγωγή μεγάλων διαταραχών στις χαμηλές συχνότητες (κάτω από 1 Hz) που δεν συσχετίζονται με τις εδαφικές συνθήκες της περιοχής (σχήμα 2.17).

Βροχή: Οι μετρήσεις κατά τη διάρκεια δυνατής βροχής πρέπει να αποφεύγονται (σχήμα 2.18). Η ελαφριά βροχή δεν έχει καμία σημαντική επίδραση στα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR, αρκεί το σεισμόμετρο να είναι καλυμμένο.



Σχήμα 2.17. 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 2.18. 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)

Θερμοκρασία: Θα πρέπει να τηρούνται οι οδηγίες του κατασκευαστή των οργάνων.

Μετεωρολογικές διαταραχές: Πρέπει να αποφεύγεται η πραγματοποίηση μετρήσεων όταν η βαρομετρική πίεση είναι χαμηλή.

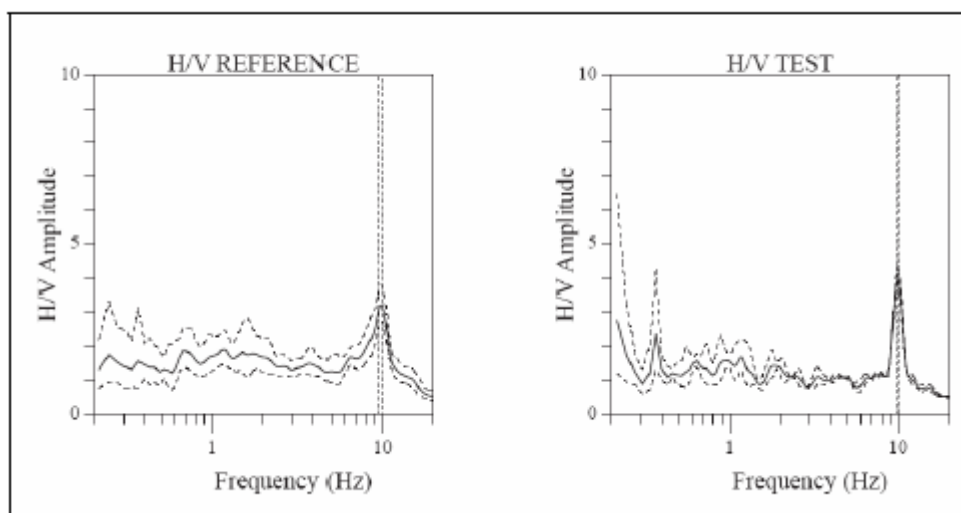
Διαταραχές

Δεν έχει σημειωθεί καμία επιρροή από καλώδια υψηλής τάσης.

Πρέπει να αποφεύγονται οι μετρήσεις κοντά σε βιομηχανικές μηχανές, αντλίες, γεννήτριες, κ.λ.π. (μονοχρωματικές πηγές).

Όλες οι παροδικές διαταραχές μικρής διάρκειας (ανθρώπινα βήματα, αυτοκινούμενα δίκυκλα, αυτοκίνητα κ.λ.π.) μπορούν να επηρεάσουν τα αποτελέσματα των καμπυλών HVSR (σχήμα 2.19). 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 2.19. 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).

2.3.2 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. Τα λογισμικά (J-SESAME, SES-ARRAY) μπορούν να εγκατασταθούν σε οποιοδήποτε λειτουργικό σύστημα (Windows, Unix, Linux, Mac). 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).

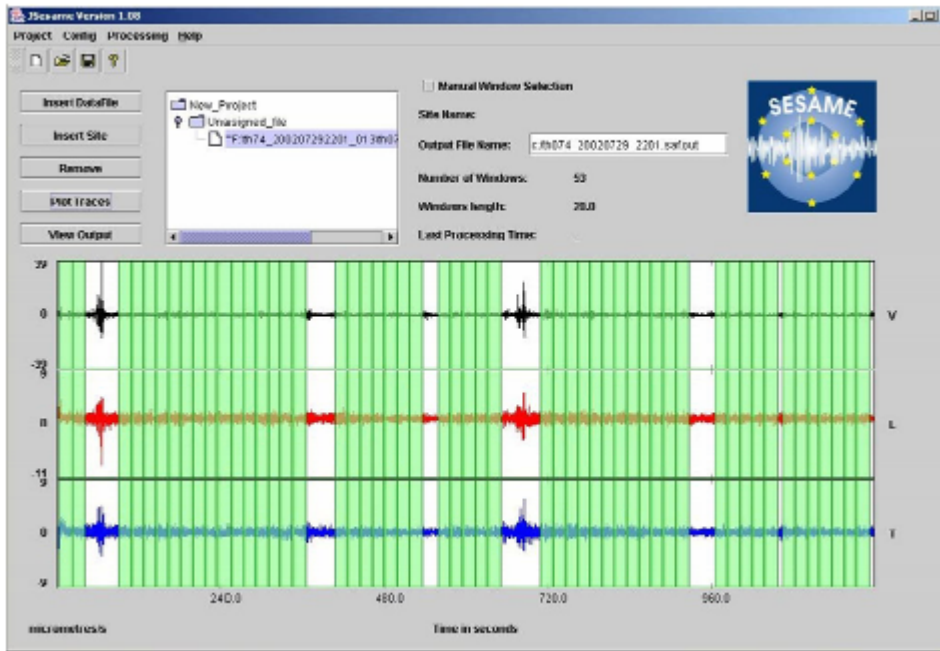
Εκτός από τη επιλογή "ήσυχων" παραθύρων καταγραφών εδαφικού θορύβου άμεσα από την οθόνη με παρέμβαση του χρήστη (manual window selection module), που υπάρχει και στα δύο λογισμικά, έχει εισαχθεί και μια αυτόματη επιλογή "ήσυχων"

παραθύρων (automatic window selection module). Ο στόχος της αυτόματης επιλογής παραθύρων είναι να κρατηθούν τα πιο "ήσυχια" παράθυρα σήματος του εδαφικού θορύβου μέσω ενός αλγόριθμου "antitrigger", και να αποφευχθούν τα παροδικά φαινόμενα ("θορυβώδη" παράθυρα) τα οποία συνδέονται συχνά με συγκεκριμένες πηγές (ανθρώπινα βήματα, κυκλοφορία). Η διαδικασία που χρησιμοποιείται για την ανίχνευση των "θορυβωδών" παραθύρων είναι βασισμένη σε μια σύγκριση μεταξύ του βραχυπρόθεσμου μέσου όρου "STA" (Short Time Average), δηλαδή, το μέσο επίπεδο του πλάτους του σήματος κατά τη διάρκεια μιας μικρής χρονικής περιόδου (οι τυπικές τιμές αυτής της περιόδου είναι περίπου 0.5 έως 2.0s), και του μακροπρόθεσμου μέσου όρου "LTA" (Long Time Average), δηλαδή, το μέσο επίπεδο του πλάτους του σήματος κατά τη διάρκεια μιας πολύ μακρύτερης χρονικής περιόδου (τυπικά αρκετές δεκάδες δευτερολέπτων). Όταν ο λόγος STA/LTA υπερβαίνει ένα προκαθορισμένο κατώτατο όριο (με τυπικές τιμές μεταξύ 0.5 και 2), το παράθυρο χαρακτηρίζεται "θορυβώδες" και δεν επιλέγεται για την μετέπειτα επεξεργασία.

Στα πλαίσια του προγράμματος SESAME και μέσω του λογισμικού J-SESAME, πραγματοποιήθηκε έλεγχος της επίδρασης των παραμέτρων επεξεργασίας (processing parameters) που μπορεί να αλλοιώσουν υπολογιστικά τους φασματικούς λόγους HVSR. Οι παράμετροι οι οποίες τελικά επιλέχθηκαν να χρησιμοποιούνται ως προκαθορισμένες (default processing parameters) είναι αυτές που δίνουν συνήθως τα βέλτιστα αποτελέσματα. Οι φασματικοί λόγοι HVSR που παρουσιάζονται στην διατριβή έχουν υπολογιστεί u967 χρησιμοποιώντας τις προκαθορισμένες παραμέτρους επεξεργασίας.

Ο τρόπος υπολογισμού των φασματικών λόγων HVSR περιγράφεται ως ακολούθως:

1. Αφαίρεση της μέσης στάθμης (DC-offset removal) και επιλογή των "ήσυχων" (N) παραθύρων χρησιμοποιώντας το κριτήριο STA/LTA (σχήμα 2.20).
2. Εφαρμογή διπλού συνημιτονικού φίλτρου απόληξης (cosine tapering 5%).



Σχήμα 2.20. Τα επιλεγμένα "ήσυχα" παράθυρα καταγραφής εδαφικού θορύβου στο λογισμικό JSESAME φαίνονται με πράσινο χρώμα.

3. Υπολογισμός των φασμάτων της κάθε συνιστώσας EW, NS, V για κάθε παράθυρο N_i . Στο πάνω μέρος του σχήματος 2.21 φαίνεται με κόκκινο χρώμα ένα παράθυρο N_i , για το οποίο έχουν υπολογιστεί τα φάσματα των τριών συνιστωσών τα οποία φαίνονται στο κάτω αριστερά μέρος του σχήματος 2.21.

4. Εξομάλυνση των φασμάτων της κάθε συνιστώσας (για κάθε παράθυρο N_i) με την τεχνική των Konno και Ohmachi (1998). Η συγκεκριμένη τεχνική εξομάλυνσης προτιμάται επειδή το εύρος του παραθύρου μπορεί να προσαρμοστεί στη συχνότητα ενδιαφέροντος, δηλαδή το παράθυρο εξομάλυνσης μπορεί να έχει σταθερό εύρος σε μία λογαριθμική κλίμακα συχνοτήτων.

5. Υπολογισμός του γεωμετρικού μέσου των οριζόντιων συνιστωσών από τη σχέση

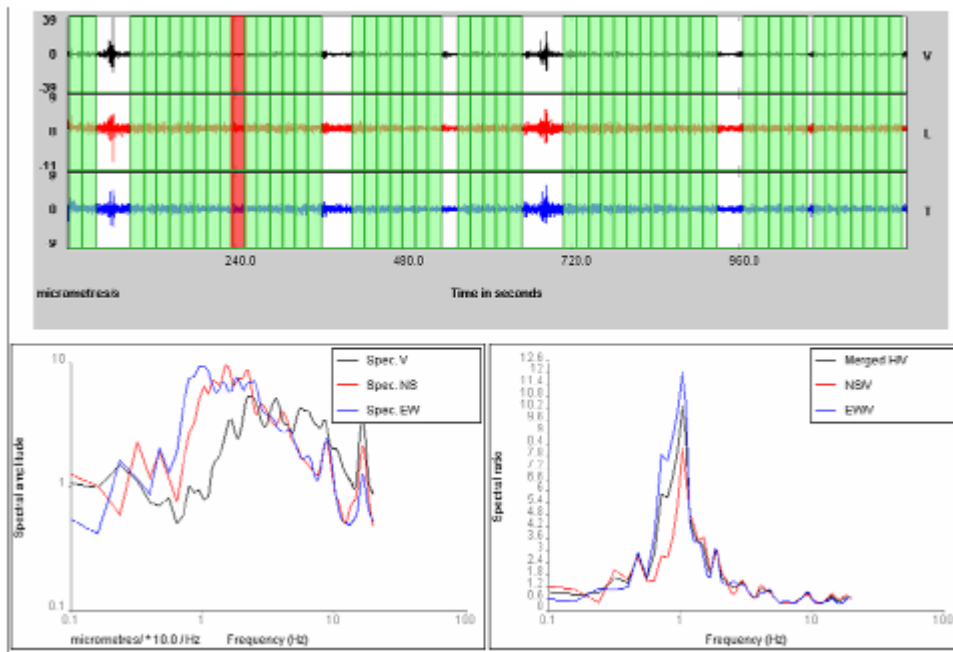
$$H(N_i) = \sqrt{EW(N_i) \cdot NS(N_i)}$$

για κάθε παράθυρο N_i .

6. Υπολογισμός σε κάθε παράθυρο N_i του φασματικού λόγου:

$$HSVR(N_i) = \frac{H(N_i)}{V(N_i)}$$

(σχήμα 2.21 κάτω δεξιά).



Σχήμα 2.21. Αποτελέσματα για ένα παράθυρο: Φάσματα των συνιστωσών (V, NS, EW) και φασματικοί λόγοι (H/V, NS/V, EW/V) για το παράθυρο που φαίνεται με κόκκινο χρώμα στο πάνω μέρος του σχήματος.

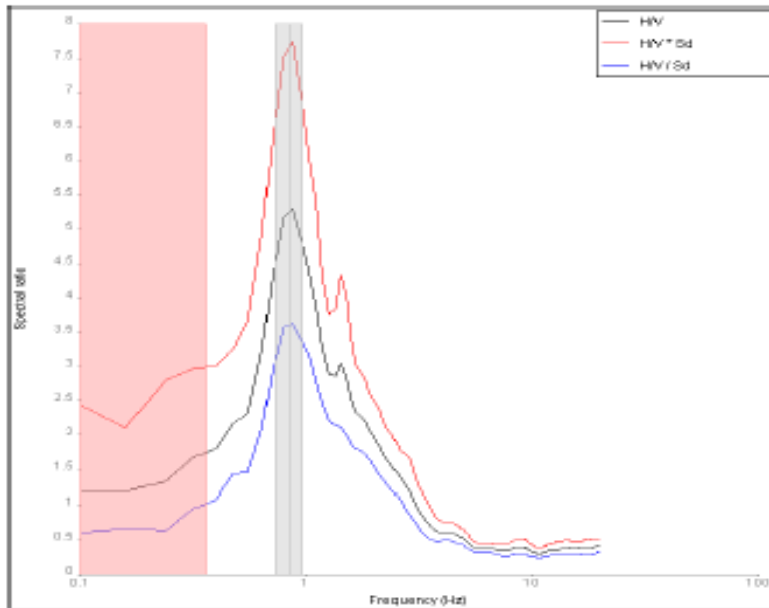
7. Υπολογισμός του φασματικού λόγου HVSR της καταγραφής:

$$HSVR = 10 \frac{\sum Kg_{10} \left(\frac{H(i)}{V(i)} \right)}{N}$$

όπου N είναι το πλήθος των παραθύρων (σχήμα 2.22).

8. Προσδιορισμός της θεμελιώδους συχνότητας (fo). Στο σχήμα 2.22 φαίνεται η θεμελιώδης συχνότητα με γκρι κατακόρυφη γραμμή καθώς και η τυπική της απόκλιση (γκρίζα σκιασμένη ζώνη).

9. Οπτικός προσδιορισμός από τον χρήστη του πλάτους του φασματικού λόγου HVSR (Ao) που αντιστοιχεί στην θεμελιώδη συχνότητα (fo).



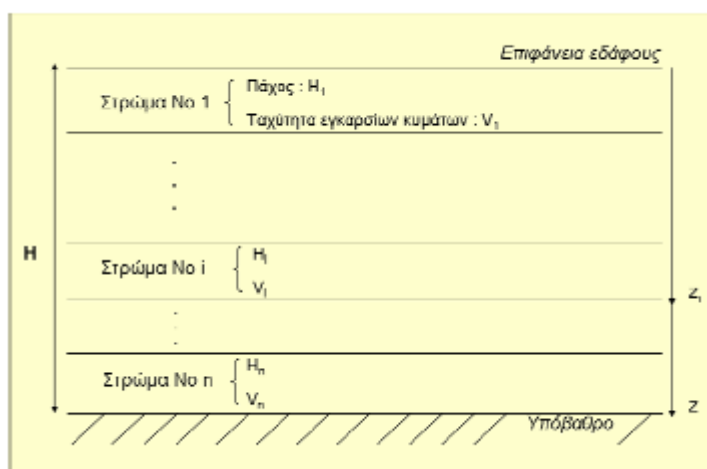
Σχήμα 2.22. Ο μέσος φασματικός λόγος HVSR δίνεται με μαύρο χρώμα, ενώ με μπλε και κόκκινη γραμμή παριστάνονται οι λόγοι που απέχουν μία τυπική απόκλιση. Η γκριζα ζώνη αναπαριστά τη θεμελιώδη συχνότητα, f_0 , ± 1 μέση τυπική απόκλιση. Η ροζ περιοχή δείχνει το εύρος συχνοτήτων μέσα στο οποίο τα αποτελέσματα δεν θεωρούνται στατιστικά σημαντικά λόγω του μήκους του παραθύρου.

2.4 Αριθμητικές Μέθοδοι

Όταν τα γεωφυσικά και γεωτεχνικά χαρακτηριστικά των εδαφικών σχηματισμών μίας περιοχής είναι γνωστά, τότε η απόκριση των τοπικών εδαφικών συνθηκών μπορεί να υπολογιστεί με τη χρήση κατάλληλων μοντέλων και μαθηματικών υπολογισμών. Στις επόμενες παραγράφους θα αναφέρουμε περιληπτικά ορισμένες από τις θεωρητικές μεθόδους αριθμητικής προσομοίωσης.

2.4.1 Αριθμητική προσομοίωση με Αναλυτικές Σχέσεις

Μια σημαντική παράμετρος η οποία προσδιορίζει τα χαρακτηριστικά των αναμενόμενων, σε κάποια θέση, εδαφικών κινήσεων είναι η θεμελιώδης περίοδος, T_0 , της εδαφικής στήλης που χαρακτηρίζει τους υπερκείμενους του υποβάθρου σχηματισμούς. Στην περίπτωση οριζόντιας στρωματογραφίας που υπέρκειται ημιχώρου (σχήμα 2.23), η θεμελιώδης περίοδος T_0 υπολογίζεται εάν είναι γνωστό το πάχος και η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων του κάθε στρώματος.



Σχήμα 2.23. Οριζόντια στρωματογραφία n εδαφικών αποθέσεων επάνω από βραχώδες υπόβαθρο, που χρησιμοποιείται στον υπολογισμό της θεμελιώδους περιόδου T_0 .

Τις τελευταίες δεκαετίες έχουν αναπτυχθεί απλές αριθμητικές μέθοδοι υπολογισμού της θεμελιώδους περιόδου T_0 . Η πιο απλή σχέση υπολογισμού της θεμελιώδους περιόδου T_0 είναι αυτή του Kanai (1962) :

$$T_0 = 4 \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_i} \quad (2.18)$$

όπου H_i είναι το πάχος του στρώματος i και V_i η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στο στρώμα αυτό.

Μία άλλη μέθοδος υπολογισμού της θεμελιώδους περιόδου T_0 προτάθηκε από τους Dobry et al. (1976). Σε αυτήν την μέθοδο συνυπολογίζεται η επίδραση του κάθε στρώματος στα

υπερκείμενα αυτού μέσω της ακολουθίας X_i που ορίζεται από τη σχέση :

$$X_{i-1} = X_i + \frac{(z_i + z_{i-1})^2 H_i}{V_i^2}, X_n = 0 \quad (2.19)$$

όπου z_i είναι το βάθος της κάτω επιφάνειας του στρώματος i , H_i είναι το πάχος του στρώματος i και V_i η ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων στο στρώμα i . Η θεμελιώδης περίοδος T_o υπολογίζεται από τη σχέση :

$$T_o = 2\pi \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i + X_{i-1})^2 H_i}{4 \sum_{i=1}^n \frac{(z_i + z_{i-1})^2 H_i}{V_i^2}}} \quad (2.20)$$

Τέλος, μία από τις πιο πρόσφατες μεθόδους υπολογισμού της θεμελιώδους περιόδου T_o δόθηκε από τον Hadjian (2002) και η οποία αποτελεί επέκταση της μεθόδου του Madera (1970). Ο Madera (1970) αρχικά υπολόγισε τη θεμελιώδη ιδιοπερίοδο των δύο πρώτων στρωμάτων θεωρώντας το 3ο στρώμα ως υπόβαθρο. Στη συνέχεια αντικατέστησε τα δύο πρώτα στρώματα με ένα ισοδύναμο στρώμα πάχους ίσου με το άθροισμα των παχών των δύο πρώτων και θεμελιώδη περίοδο που υπολογίστηκε στο προηγούμενο βήμα. Συνδύασε το ισοδύναμο αυτό στρώμα με το τρίτο στρώμα υποθέτοντας το τέταρτο στρώμα σαν υπόβαθρο και υπολόγισε τη θεμελιώδη περίοδο του συστήματος 1-2-3. Με τη εφαρμογή αυτής της διαδικασίας διαδοχικά και στα υπόλοιπα στρώματα, υπολόγισε τη θεμελιώδη περίοδο T_o των n στρωμάτων.

Η σχέση του Hadjian (2002) με την οποία υπολογίζεται η θεμελιώδης περίοδος T_o είναι :

$$T_o = T_{o(1n)} \cdot \sum_{i=1}^n \sqrt{\frac{\pi^2}{8} \left[1 + \left(\frac{T_{oi}}{T_{o(1i)}} \right)^2 \cdot \left(1 + 2 \frac{H_{1i}}{H_i} \right) \right]} \quad (2.21)$$

όπου $T_{o(1n)}$ είναι η θεμελιώδης περίοδος που υπολογίζεται από την αντικατάσταση των n στρωμάτων με ένα ισοδύναμο στρώμα πάχους H , το οποίο είναι ίσο με το άθροισμα των παχών των n στρωμάτων, και V_n ταχύτητα διάδοσης των εγκαρσίων κυμάτων. Στη σχέση (2.26) το H_i είναι το πάχος του στρώματος i , το T_{oi} είναι η θεμελιώδης περίοδος του στρώματος i , το H_{1i} είναι το βάθος της κάτω επιφάνειας του στρώματος i και το $T_{o(1i)}$ είναι η θεμελιώδης περίοδος που υπολογίζεται μέσω του τύπου

$$T_{0(1f)} = 4 \cdot \frac{H_{1f}}{V_f}$$

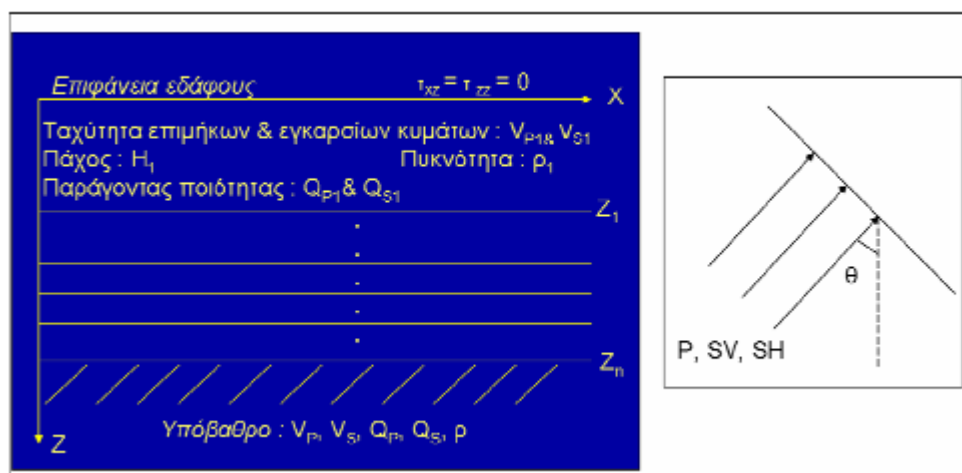
όπου V_i η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων στο στρώμα i .

2.4.2 Αριθμητική προσομοίωση με Μονοδιάστατη ανάλυση

Η απλούστερη μέθοδος προσομοίωσης της σεισμικής απόκρισης σε μία διάσταση, (1D), βασίζεται στη θεωρία των πολλαπλών ανακλάσεων των κυμάτων σε οριζόντια στρωματογραφία εδαφικών αποθέσεων (Kennett and Kerry, 1979). Για την εφαρμογή αυτής της μεθόδου οι Kennett και Kerry, (1979) θεώρησαν οριζόντιο εδαφικό προσομοίωμα (σχήμα 2.24, αριστερά) το οποίο διεγείρεται από το κυματικό πεδίο. Θεώρησαν ότι το κυματικό πεδίο μπορεί να αναλυθεί σε επίπεδα μέτωπα κυμάτων που προσπίπτουν υπό γωνία (σχήμα 2.24, δεξιά). Η μετάθεση στο σημείο με συντεταγμένες x, z δίνεται από την σχέση:

$$u(x, z) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \bar{u}(k, z) \exp(ikx) dk \quad (2.22)$$

όπου k είναι ο κυματάριθος.



Σχήμα 2.24. Αριστερά: Οριζόντια στρωματογραφία εδαφικών αποθέσεων επάνω σε υπόβαθρο (τροποποιημένο από Kennett and Kerry, 1979). Δεξιά: Επίπεδο μέτωπο κυμάτων (τροποποιημένο από Bard, 1997).

Στη συνέχεια αντιμετωπίσαν το πρόβλημα της προσομοίωσης της σεισμικής απόκρισης με όρους του διάνυσματος τάσης-μετάθεσης. Το διάνυσμα τάσης-μετάθεσης \mathbf{B} του οποίου στοιχεία είναι η οριζόντια συνιστώσα u και κατακόρυφη συνιστώσα w της μετάθεσης καθώς και οι συνιστώσες τάσης τ_{xz} , τ_{zz} , δίνεται από την σχέση :

$$\mathbf{B} = [u, w, \tau_{xz}, \tau_{zz}]^T \quad (2.23)$$

και είναι συνεχές σε όλες τις οριζόντιες διεπιφάνειες. Θεωρώντας ένα επίπεδο κύμα, τα πεδία τάσης-μετάθεσης για αυτό το κύμα στην κορυφή και στη βάση μίας σειράς στρωμάτων συνδέονται από τη σχέση

$$\bar{\mathbf{B}}(k, z_1) = \bar{\mathbf{P}}(k, z_1, z_n) \cdot \bar{\mathbf{B}}(k, z_n) \quad (2.24)$$

όπου \mathbf{P} είναι ένας πίνακας που ονομάζεται πίνακας διάδοσης (propagation matrix). Αυτός ο πίνακας περιγράφει όλα τα χαρακτηριστικά της διάδοσης του κύματος μέσα στη σειρά των στρωμάτων. Αυτός ο πίνακας διάδοσης μπορεί να αναλυθεί στις συνεισφορές του κάθε στρώματος.

Για τοπικά ομογενή μέσα, στα όρια των στρωμάτων, τα διανύσματα τάσης-μετάθεσης $\bar{\mathbf{B}}(k, z_1)$ και $\bar{\mathbf{B}}(k, z_n)$ μπορούν να εκφραστούν μέσω των ανερχομένων (upgoing) και κατερχομένων (downgoing) κυμάτων P και S . Έτσι για παράδειγμα :

$$\bar{\mathbf{B}}(k, z_1) = \mathbf{T}_o(k) \cdot \mathbf{V}(k, z_1) \quad (2.25)$$

Οι στήλες του \mathbf{T}_o είναι τα ιδιοδιανύσματα διάδοσης για το ομογενές μέσο που περιέχει τα στρώματα ενώ το \mathbf{V} είναι το διάνυσμα του οποίου οι συνιστώσες είναι τα πλάτη των ανερχομένων και κατερχομένων κυμάτων $P(\phi^{U,D})$ και $S(\psi^{U,D})$

$$\mathbf{V} = [\phi^U, \psi^U, \phi^D, \psi^D] = [\mathbf{V}^U, \mathbf{V}^D]^T \quad (2.26)$$

Με βάση τα παραπάνω η σχέση (2.28) γίνεται :

$$\mathbf{T}_o(k) \cdot \mathbf{V}(k, z_1) = \mathbf{P}(k, z_1, z_n) \cdot \mathbf{T}_n(k) \cdot \mathbf{V}(k, z_n) \quad (2.27)$$

Θέτοντας $\mathbf{Q} = \mathbf{T}_o^{-1}(k) \cdot \mathbf{P}(k, z_1, z_n) \cdot \mathbf{T}_n(k)$ τότε έχουμε μια σχέση ανάμεσα στα ανερχόμενα και κατερχόμενα κύματα η οποία είναι :

$$\begin{pmatrix} \mathbf{V}^U(k, z_1) \\ \mathbf{V}^D(k, z_1) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Q_{11} & Q_{12} \\ Q_{21} & Q_{22} \end{pmatrix} \cdot \begin{pmatrix} \mathbf{V}^U(k, z_n) \\ \mathbf{V}^D(k, z_n) \end{pmatrix} \quad (2.28)$$

Οι Kennett και Kerry (1979) θεωρώντας ένα κατερχόμενο κύμα που προσπίπτει στο $z=z_1$ και ότι

δεν υπάρχει ανερχόμενο κύμα σε βάθος $z > z_1$, απέδειξαν ότι τα στοιχεία του πίνακα Q συνδέεται με τους πίνακες διάδοσης (T) και ανάκλασης (R) μέσω των σχέσεων :

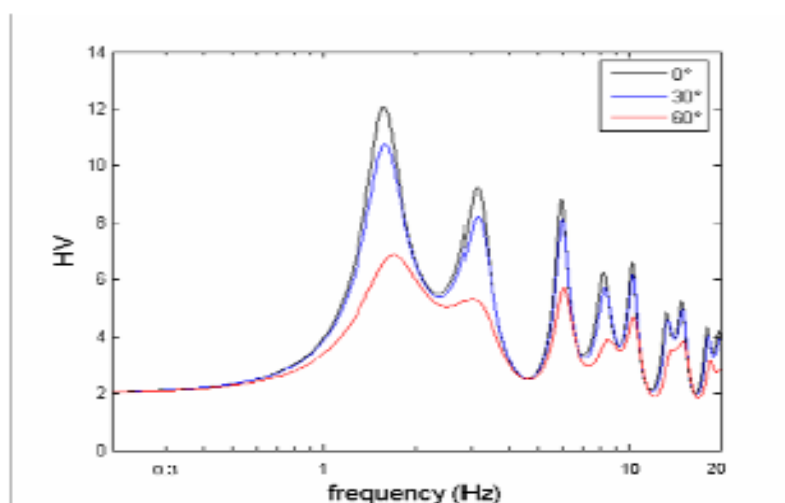
$$\begin{aligned} T_D &= Q_{22}^{-1} \\ R_D &= Q_{12} Q_{22}^{-1} \end{aligned} \quad (2.29)$$

Στη περίπτωση που ένα ανερχόμενο κύμα προσπίπτει στην επιφάνεια $z = z_1$ ισχύουν οι παρακάτω σχέσεις :

$$\begin{aligned} T_U &= Q_{11} - Q_{12} Q_{22}^{-1} Q_{21} \\ R_U &= Q_{22}^{-1} Q_{21} \end{aligned} \quad (2.30)$$

Με βάση τα παραπάνω, οι Kennett and Kerry (1979) απέδειξαν ότι είναι δυνατόν να υπολογιστεί η συνολική απόκριση ενός ελαστικού ημιχώρου με όρους ιδιοτήτων ανάκλασης και διάδοσης του στρωματωμένου μέσου.

Στο σχήμα 2.25 φαίνεται η θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς ενός ομογενούς εδαφικού στρώματος που βρίσκεται πάνω από βραχώδες υπόβαθρο, το οποίο υπόκειται σε επίπεδο κύμα SH που προσπίπτει υπό διάφορες γωνίες.



Σχήμα 2.25. Θεωρητική συνάρτηση μεταφοράς της εγκάρσιας συνιστώσας για προσπίπτον κύμα SH, για γωνίες πρόσπτωσης 0° , 30° , 60° .

Η παρατηρούμενη ενίσχυση αντιστοιχεί στο φαινόμενο του συντονισμού που προκύπτει από μερική παγίδευση του κύματος μέσα στο εδαφικό στρώμα. Οι συχνότητες συντονισμού του συστήματος εμφανίζονται για βάθη που είναι περίπτά πολλαπλάσια της ποσότητας $\lambda/4$ (όπου λ το μήκος κύματος), ενώ η ενίσχυση εξαρτάται από την γωνία πρόσπτωσης αλλά και από την αντίθεση των ταχυτήτων και των πυκνοτήτων στις διεπιφάνειες των εδαφικών στρώσεων. Όταν η πρόσπτωση των κυμάτων είναι κατακόρυφη, τότε η συνάρτηση μεταφοράς έχει τη μέγιστη τιμή, όπως φαίνεται και στο σχήμα 2.24. Οι παράμετροι που απαιτούνται για αυτή την ανάλυση, είναι οι ταχύτητες διάδοσης των κυμάτων (V_p και V_s), ο παράγοντας ποιότητας (Q_p και Q_s), η πυκνότητα (ρ) και το πάχος (H) των εδαφικών στρώσεων του εδαφικού προσομοιώματος.

2.4.3 Αριθμητική προσομοίωση καταγραφών εδαφικού θορύβου

Είναι γνωστό ότι οι κυριότεροι παράγοντες από τους οποίους εξαρτάται μία καταγραφή είναι η συνάρτηση της πηγής, $S(t)$, και η απόκριση του μέσου διάδοσης (Green Function), $G(t)$, η οποία περιέχει πληροφορίες για το δρόμο διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μεταξύ της πηγής και της τοποθεσίας καταγραφής. Δηλαδή το σήμα, $u(t)$, το οποίο καταγράφει ένα σεισμόμετρο ορίζεται ως η συνέλιξη των συναρτήσεων :

$$u(t) = S(t) * G(t) * I(t) \quad (2.31)$$

όπου $S(t)$ είναι η συνάρτηση της πηγής, $G(t)$ είναι η απόκριση του μέσου διάδοσης και $I(t)$ είναι η συνάρτηση απόκρισης του οργάνου.

Η ανάπτυξη αριθμητικών μεθόδων για την προσομοίωση των παραπάνω παραγόντων με στόχο την παραγωγή συνθετικών καταγραφών ξεκίνησε αρκετά χρόνια πριν. Τα τελευταία χρόνια έχουν γίνει πολλές προσπάθειες να δημιουργηθούν συνθετικές καταγραφές εδαφικού θορύβου (Lacher and Bard 1994, Dravinski et al. 1996, Coutel and Mora 1998, Fäh et al. 2001, Uebayashi

2003, Bonnefoy-Claudet et al. 2004, Cornou et al. 2004, Cornou 2005, Guillier et al. 2006, Bonnefoy-Claudet et al. 2006-b). Ακολουθώντας την εξίσωση (2.33), στην παρούσα εργασία η παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου πραγματοποιείται στα ακόλουθα στάδια:

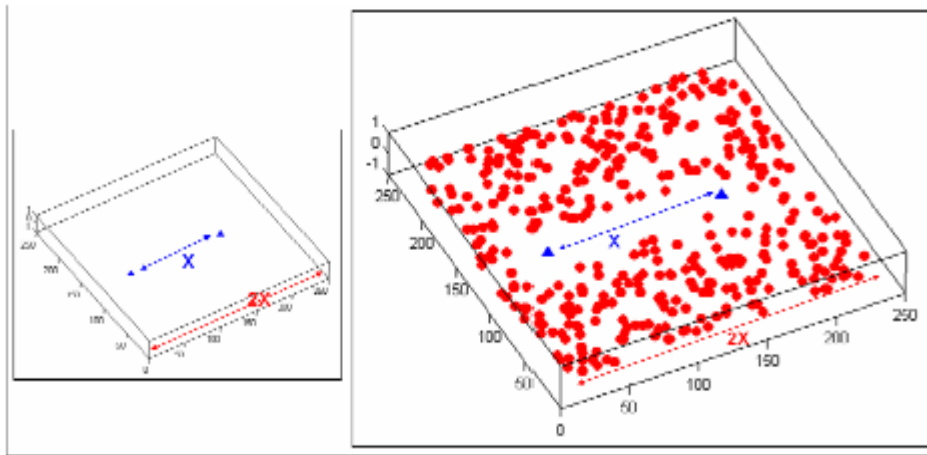
αλγόριθμο 2002) και θορύβου (π
αλγόριθμο 2002) και θορύβου (π
αλγόριθμο 2002) και θορύβου (π

Στη συνέχεια ακολουθεί λεπτομερής ανάλυση των προαναφερθέντων σταδίων.

2.4.3.1 Μοντελοποίηση των πηγών του εδαφικού θορύβου

Η μοντελοποίηση των πηγών του εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε χρησιμοποιώντας τον κώδικα "RANSOURCE" που αναπτύχθηκε στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος SESAME (Moczko and Kristek, 2002). Ο αλγόριθμος που δημιουργεί τις επιφανειακές πηγές του εδαφικού θορύβου υποθέτει κανονική τυχαία χωρική κατανομή των πιθανών σημειακών πηγών μέσα σε ένα συγκεκριμένο όγκο. Η χωρική κατανομή ελέγχεται από την ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο κοντινών σημειακών πηγών, την ελάχιστη απόσταση μεταξύ μιας σημειακής πηγής και ενός δέκτη και τη μέγιστη απόσταση μεταξύ μιας σημειακής πηγής και ενός δέκτη. Η χρονική κατανομή των σημειακών πηγών ελέγχεται από τον ελάχιστο και μέγιστο αριθμό σημειακών πηγών που μπορούν να ενεργούν συγχρόνως.

Στο σχήμα 2.25 δίνεται ένα παράδειγμα των παραπάνω. Αρχικά ο χρήστης επιλέγει τον αριθμό των δεκτών που θέλει να χρησιμοποιήσει καθώς και τη μεταξύ τους απόσταση (X). Στη συνέχεια καθορίζει έναν όγκο, οι διαστάσεις του οποίου κατά τις διευθύνσεις X και Y θα είναι περίπου δύο φορές την απόσταση μεταξύ των δεκτών ($2X$) και τη θέση των δεκτών μέσα σε αυτόν (σχήμα 2.26, αριστερά). Μέσα σε αυτόν τον όγκο θα μοντελοποιηθούν οι σημειακές πηγές του εδαφικού θορύβου με βάση τις παραμέτρους της χωρικής και χρονικής κατανομής που ορίζονται από τον χρήστη (σχήμα 2.26, δεξιά).



Σχήμα 2.26. Αριστερά: Θέση των δεκτών μέσα σε προκαθορισμένο όγκο. Η απόσταση μεταξύ των δεκτών είναι X και οι διαστάσεις του όγκου είναι $2X$. Δεξιά: Χωρική κατανομή των σημειακών πηγών του εδαφικού θορύβου (κύκλοι) και των δεκτών (τρίγωνα) μέσα στον προκαθορισμένο όγκο.

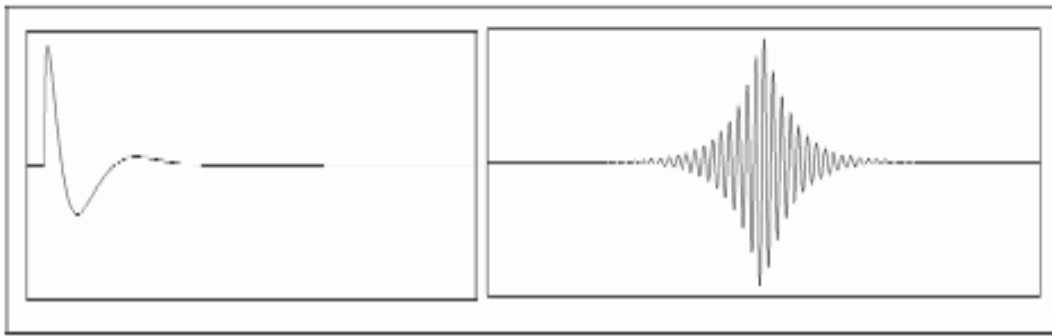
Συνεπώς, οι πηγές του εδαφικού θορύβου που δημιουργούνται είναι κυρίως επιφανειακές σημειακές δυνάμεις των οποίων τα χαρακτηριστικά είναι τα ακόλουθα:

- Η θέση τους στο χώρο (x, y, z).
- Η κατεύθυνση και το μέτρο της δύναμης.
- Ο χρόνος δράσης της δύναμης.
- Η συνάρτηση της πηγής.

Η συνάρτηση των πηγών μπορεί να είναι:

α) σήμα τύπου Dirac (σχήμα 2.27, αριστερά) που προσομοιάζει παροδικές πηγές (όπως η διέλευση ενός αυτοκινήτου, τα βήματα ενός ανθρώπου κλπ).

β) ψευδομονοχρωματικού τύπου σήμα (σχήμα 2.27, δεξιά) που προσομοιάζει πηγές με ένα δεδομένο συχνοτικό περιεχόμενο (π.χ. βιομηχανικές μηχανές).



Σχήμα 2.27. Παράδειγμα της συνάρτησης των πηγών του εδαφικού θορύβου με σήμα τύπου *Dirac* (αριστερά) και αυτών που έχουν ψευδομονοχρωματικού τύπου σήμα (δεξιά).

2.4.3.2 Μονοδιάστατη Δομή (1D): Τεχνική του Hisada

Η απόκριση του μέσου διάδοσης από τα κύματα που εκπέμπονται από τις σημειακές πηγές του εδαφικού θορύβου υπολογίζεται με τη χρησιμοποίηση του κώδικα που προτάθηκε από τον Hisada (1994, 1995). Γενικεύοντας τη μέθοδο των συντελεστών ανάκλασης (Reflection) και διάδοσης (Transmission), R/T, των Lucio και Apsel (1983), ο Hisada (1994) καθόρισε μια αναλυτική λύση υπολογισμού των μετατοπίσεων των δυναμικών συναρτήσεων Green σε μία μονοδιάστατη (1D) με οριζόντια στρώματα, ετερογενή ιζωδοελαστική δομή. Στη συνέχεια ο Hisada (1995) επέκτεινε τη μεθοδολογία του υπολογίζοντας αναλυτικές ασυμπτωτικές λύσεις συμπεριλαμβανομένων των ανακλώμενων / διαθλώμενων κυμάτων από τα όρια του πλέγματος.

Με αυτόν τον τρόπο μπορεί να υπολογιστεί σε κάθε σημείο του χώρου η στιγμιαία κίνηση του εδάφους, η οποία προκαλείται από μια συγκεκριμένη δύναμη που καθορίζεται μέσα στις τρεις διαστάσεις x , y , z . Η πρωτοτυπία της μεθόδου Hisada (1994, 1995) βρίσκεται στο ότι μπορεί να θεωρήσει δέκτες και πηγές σε ίδια (μικρά) βάθη. Σε αυτή την περίπτωση, η ολοκλήρωση των

συναρτήσεων Green, των οποίων η μεταβλητή ολοκλήρωσης είναι ο οριζόντιος κυματάριθμος, δεν συγκλίνει εύκολα. Όσο περισσότερο το βάθος του δέκτη προσεγγίζει αυτό της πηγής, τόσο περισσότερο η συνάρτηση Green ταλαντώνεται με αυξανόμενο πλάτος.

Σύμφωνα με την αρχή του Huygens, ένα σφαιρικό κύμα μπορεί να αναλυθεί σε κυλινδρικά κύματα με τη βοήθεια των ολοκληρωμάτων Sommerfeld (Aki και Richards, 1980):

$$\frac{1}{R} \exp(i \frac{\omega}{c} R) = \int_0^{\infty} \left[\frac{k}{v} \exp(-v|z-h|) J_0(kr) \right] dk \quad (2.32)$$

Όπου

$$R = \sqrt{r^2 + (z-h)^2}, v^2 = k^2 - \left(\frac{\omega}{c}\right)^2$$

(για την ποσότητα v ισχύει ότι το πραγματικό της μέρος είναι θετικό, δηλαδή $\text{Re}(v) \geq 0$), h και z τα βάθη της πηγής και του δέκτη αντίστοιχα, r η οριζόντια

απόσταση μεταξύ της πηγής και του δέκτη, c η ταχύτητα του μέσου, ω η κυκλική συχνότητα, J_0 η συνάρτηση Bessel μηδενικής τάξεως και k ο οριζόντιος κυματάριθμος. Στην περίπτωση που η πηγή και ο δέκτης είναι στο ίδιο βάθος, η εξίσωση (2.34) γίνεται:

$$\frac{1}{r} \exp\left(i \frac{\omega}{c} r\right) = \int_0^{\infty} \left[\frac{k}{v} J_0(kr) \right] dk \quad (2.33)$$

Η λύση της εξίσωσης (2.33) είναι δυσκολότερη από αυτή της εξίσωσης (2.32). Για τη λύση της εξίσωσης (2.32), ο Hisada (1994, 1995) προτείνει τη χρησιμοποίηση μιας προσεγγιστικής λύσης βασισμένη στο ακόλουθο χαρακτηριστικό: όταν ο κυματάριθμος αυξάνει, η ολοκληρωτέα συνάρτηση της εξίσωσης των δυναμικών συναρτήσεων Green συγκλίνει προς αυτήν των στατικών συναρτήσεων Green. Θεωρώντας $\omega=0$, η στατική λύση εκφράζεται ως :

$$\frac{1}{R} = \int_0^{\infty} \left[\exp(-k|z-h|) J_0(kr) \right] dk \quad (2.34)$$

Όταν το k αυξάνει, η ολοκληρωτέα συνάρτηση της εξίσωσης (2.32) πλησιάζει αυτήν της εξίσωσης (2.34). Αφαιρώντας την εξίσωση (2.34) από την εξίσωση (2.32), προκύπτει ότι:

$$\frac{1}{R} \exp(i \frac{\omega}{c} R) = \int_0^{\infty} \left[\frac{k}{v} \exp(-v|z-h|) J_0(kr) - \exp(-k|z-h|) J_0(kr) \right] dk + \left(\frac{1}{R} \right) \quad (2.35)$$

Η ολοκληρωτέα συνάρτηση της εξίσωσης (2.36) συγκλίνει γρήγορα με τον κυματάριθμο, και ειδικότερα όταν $z=h$ η εξίσωση (2.36) γίνεται:

$$\frac{1}{r} \exp(i \frac{\omega}{c} r) = \int_0^{\infty} \left[\left(\frac{k}{v} - 1 \right) J_0(kr) \right] dk + \left(\frac{1}{r} \right) \quad (2.36)$$

Όταν το k αυξάνει, η ποσότητα $\left(\frac{k}{v} - 1 \right)$ της εξίσωσης (2.38) τείνει στο μηδέν. Με τον τρόπο αυτό ο Hisada (1994, 1995) μείωσε σημαντικά τα διαστήματα ολοκλήρωσης και κατ' επέκταση τον χρόνο υπολογισμού των συναρτήσεων Green.

2.4.3.3 Δυσδιάστατη Δομή (2D): Μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών (Finite Difference)

Στην αριθμητική προσομοίωση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων σε ανομοιογενές μέσο χρησιμοποιείται η μέθοδος των πεπερασμένων διαφορών. Η αρχή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών έγκειται στην αντικατάσταση των μερικών παραγώγων της ελαστοδυναμικής εξίσωσης της κίνησης από σύστημα αλγεβρικών εξισώσεων πεπερασμένων διαφορών με τρόπο ώστε να επιτυγχάνεται μία άμεση και επαναλήψιμη διαδικασία.

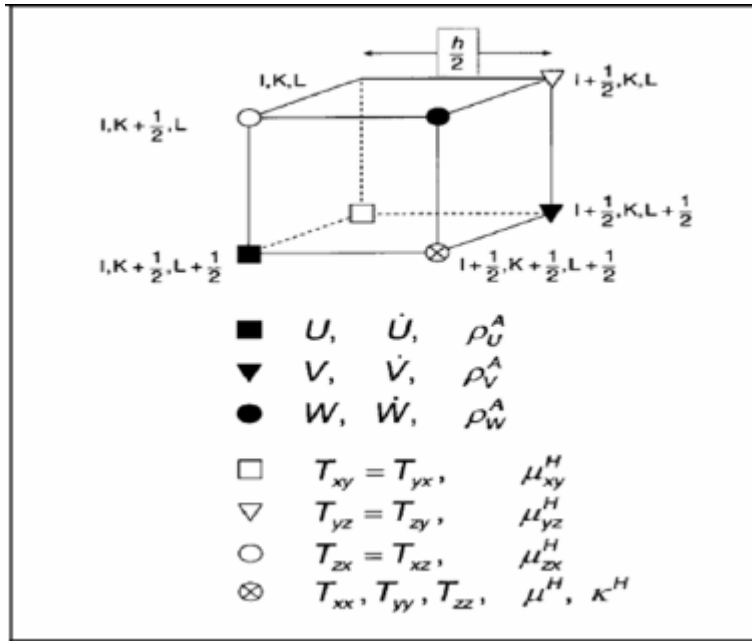
Για την προσομοίωση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και της σεισμικής εδαφικής κίνησης σε μία τρισδιάστατη ετερογενή ιξωδοελαστική δομή με επίπεδη ελεύθερη επιφάνεια με τη χρήση πεπερασμένων διαφορών αναπτύχθηκε στα πλαίσια του ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος SESAME το πρόγραμμα "FDSIM" (Moczo et al. 2002). Ο υπολογιστικός αλγόριθμος βασίζεται σε ένα ετερογενές μοντέλο πεπερασμένων διαφορών, το

οποίο λύνει, σε ένα ετερογενές ιξωδοελαστικό μέσο με ασυνέχειες στο υλικό, τις εξισώσεις της κίνησης:

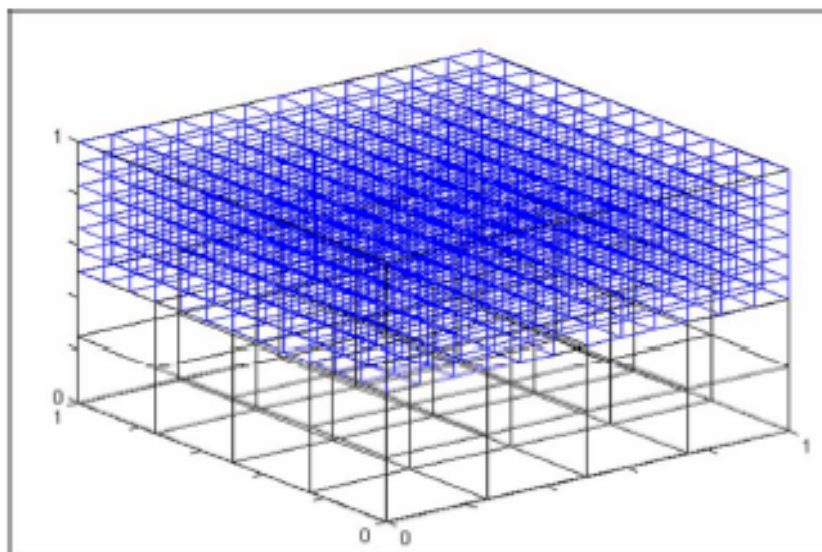
$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} + f_i \quad i,j=1,2,3 \quad (2.37)$$

όπου u_i είναι το διάνυσμα μετατόπισης ενός υλικού σημείου σε κάθε χρονική στιγμή, t , κατά τη διάδοση της διαταραχής στο μέσο, τ_{ij} είναι το διάνυσμα τάσης, ρ είναι η πυκνότητα του μέσου και f_i είναι οι δυνάμεις χώρου. Αυτό το μοντέλο είναι ακριβές μέχρι και την 4η τάξη στον χώρο και τη 2η τάξη στον χρόνο.

Το μοντέλο μετατόπισης - ταχύτητας - τάσης, κατασκευάζεται πάνω σε ένα κλιμακωτό πλέγμα (staggered grid) πεπερασμένων διαφορών. Σε κάθε κόμβο του πλέγματος καθορίζονται ξεχωριστά οι μηχανικές ιδιότητες του μέσου, έτσι ώστε με αυτόν τον τρόπο να ορίζονται οι ετερογενείς του μέσου (σχήμα 2.28). Η περιοχή των υπολογισμών αναπαρίσταται από τον όγκο ενός παραλληλεπίπεδου με την άνω έδρα να προσομοιώνει μία επίπεδη ελεύθερη επιφάνεια και τις άλλες να προσομοιώνουν είτε μη ανακλαστικές επιφάνειες είτε επίπεδα συμμετρίας. Είναι δυνατόν οι διάφορες έδρες της περιοχής των υπολογισμών να προσομοιώνονται από διαφορετικούς τύπους μη ανακλαστικών επιφανειών. Ένα ασυνεχές χωρικό πλέγμα χρησιμοποιείται για να καλύψει την περιοχή των υπολογισμών (σχήμα 2.29). Το άνω μέρος του πλέγματος είναι τρεις φορές πυκνότερο από το κάτω μέρος. Κάθε ένα από τα δύο μέρη είναι ένα ομοιόμορφο ορθογώνιο πλέγμα. Η ρεολογία του μέσου αντιστοιχεί σε αυτή του γενικευμένου σώματος Maxwell. Έτσι είναι δυνατόν να ληφθούν υπόψη τόσο χωρικά μεταβαλλόμενοι συντελεστές ποιότητας Q για τα επιμήκη και τα εγκάρσια κύματα, όσο και u_{956} μία αυθαίρετη μεταβολή του συντελεστή ποιότητας, Q , σε συνάρτηση με τη συχνότητα.



Σχήμα 2.28. Στοιχείο κλιμακωτού πλέγματος πεπερασμένων διαφορών (staggered grid) με τις θέσεις των μεταβλητών του κυματικού πεδίου (μετάθεση ή/και συνιστώσες σημειακής ταχύτητας, U, V, W και συνιστώσες τανυστή τάσης, T) μαζί με τις μηχανικές ιδιότητες του μέσου (πυκνότητα ρ , μέτρο δυσκαμψίας μ , μέτρο κυβικής ελαστικότητας κ) (Moczko et al., 2002).



Σχήμα 2.29. Παράδειγμα του χωρικού πλέγματος που χρησιμοποιείται για να καλύψει την περιοχή των υπολογισμών.

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου των πεπερασμένων διαφορών, η σχέση μεταξύ του βήματος της χωρικής διακριτοποίησης (Δx) και του μικρότερου μήκους κύματος (λ_{\min}) ορίζεται από τον Moczo (1989) ως :

$$\Delta x = \frac{\lambda_{\min}}{10} \Rightarrow \Delta x = \frac{V_{\min}}{10f_{\max}} \quad (2.38)$$

προκειμένου οι πραγματικές ταχύτητες ομάδας και φάσης να συγκλίνουν με αυτές που προκύπτουν από το πλέγμα των πεπερασμένων διαφορών. Επίσης, η χρονική διακριτοποίηση (Δt) ορίζεται από την συνθήκη σταθερότητας (Moczo, 1989):

$$\Delta t < \frac{\Delta x}{c\sqrt{2}} \quad (\text{συνθήκη σταθερότητας}) \quad (2.39)$$

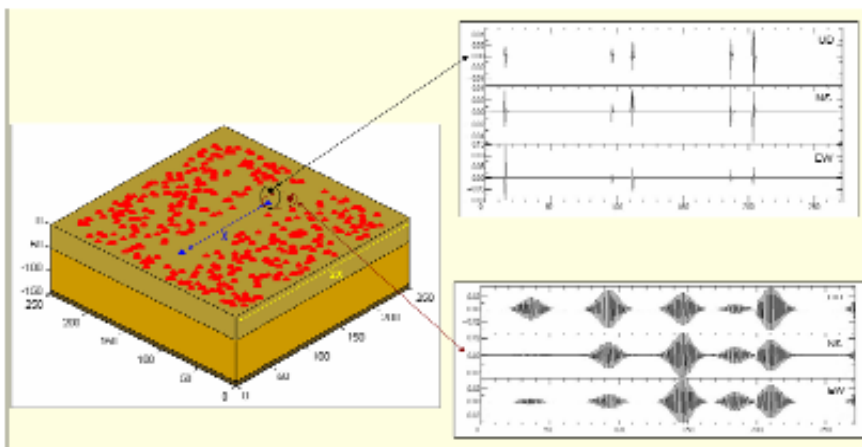
όπου c η ταχύτητα φάσης. Δηλαδή, το βήμα του χρόνου, Δt , δεν μπορεί να είναι μεγαλύτερο από το χρόνο που απαιτείται για τη διάδοση διαταραχής σε διάστημα ίσο με Δx .

Με τον τρόπο αυτό, οι δύο παραπάνω εξισώσεις ορίζουν την απόσταση μεταξύ των κόμβων του άνω πλέγματος. Συνεπώς, όσο πιο πυκνός είναι ο κάρναβος του εδαφικού προσομοιώματος τόσο η συχνότητα για την οποία ο υπολογισμός είναι αξιόπιστος είναι μεγαλύτερη αλλά ταυτόχρονα αυξάνει ο χρόνος εκτέλεσης των υπολογισμών. Για το λόγο αυτό στην δυσδιάστατη προσομοίωση που πραγματοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε Η/Υ που διέθετε τέσσερις επεξεργαστές, έτσι ώστε το μεγαλύτερο μέρος των υπολογισμών να γίνεται παράλληλα. Επίσης εφαρμόστηκε βελτιστοποίηση της κύριας μνήμης (combined memory optimization CDMO) με σκοπό να ελαττωθούν σημαντικά οι απαιτήσεις στην κύρια μνήμη του Η/Υ.

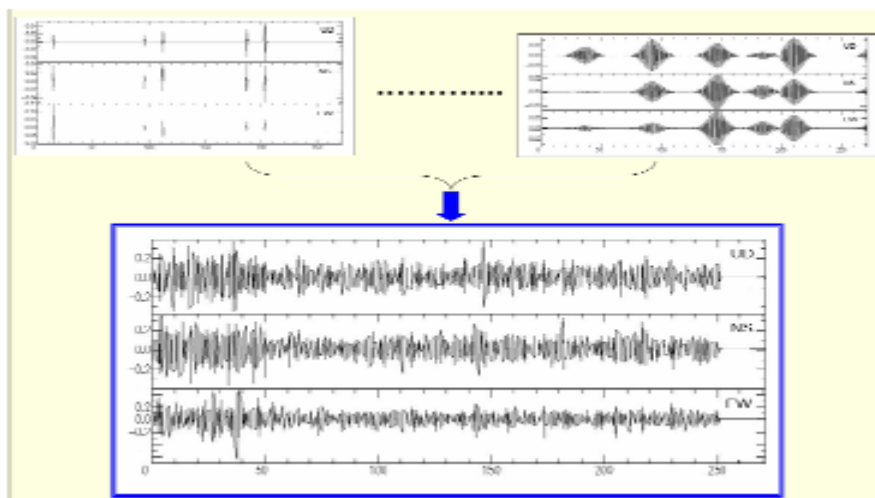
2.4.3.4 Παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου

Για κάθε ζεύγος πηγής - δέκτη, η μετατόπιση του εδάφους (συνθετική καταγραφή), που προκαλείται από την πηγή και καταγράφεται στη θέση του δέκτη, λαμβάνεται από την συνέλιξη των συναρτήσεων Green του μέσου (που υπολογίζεται για αυτό το ζεύγος πηγής-δέκτη) με τη συνάρτηση της πηγής (συνάρτηση που χαρακτηρίζεται από το μέτρο και την κατεύθυνση της δύναμης, το χρόνο δράσης και τη χρονική συνάρτηση της πηγής). Ένα παράδειγμα των παραπάνω δίνεται στο σχήμα 2.30 όπου έχουμε μια μονοδιάστατη στρωματωμένη δομή που αποτελείται από δύο στρώματα πάνω από ημιχώρο. Στην επιφάνεια της δομής έχουν τοποθετηθεί οι πηγές του εδαφικού θορύβου (κόκκινοι κύκλοι) και

οι δέκτες (μπλε τρίγωνα). Η πηγή με σήμα τύπου Dirac (μαύρος κύκλος στο σχήμα 2.30) παράγει στο δέκτη τη συνθετική καταγραφή που φαίνεται στο δεξιό πάνω μέρος του σχήματος 2.30. Η πηγή με ψευδομονοχρωματικού τύπου σήμα (κόκκινη έλλειψη στο σχήμα 2.30) παράγει στον ίδιο δέκτη τη συνθετική καταγραφή που φαίνεται στο δεξιό κάτω μέρος του σχήματος 2.30. Σε κάθε δέκτη η συνθετική καταγραφή του εδαφικού θορύβου λαμβάνεται έπειτα από άθροιση των συνθετικών καταγραφών που δημιουργήθηκαν από κάθε πηγή στο συγκεκριμένο δέκτη (σχήμα 2.31).



Σχήμα 2.30. Παράδειγμα του τρόπου υπολογισμού των συνθετικών καταγραφών σε κάθε δέκτη από κάθε μια πηγή.



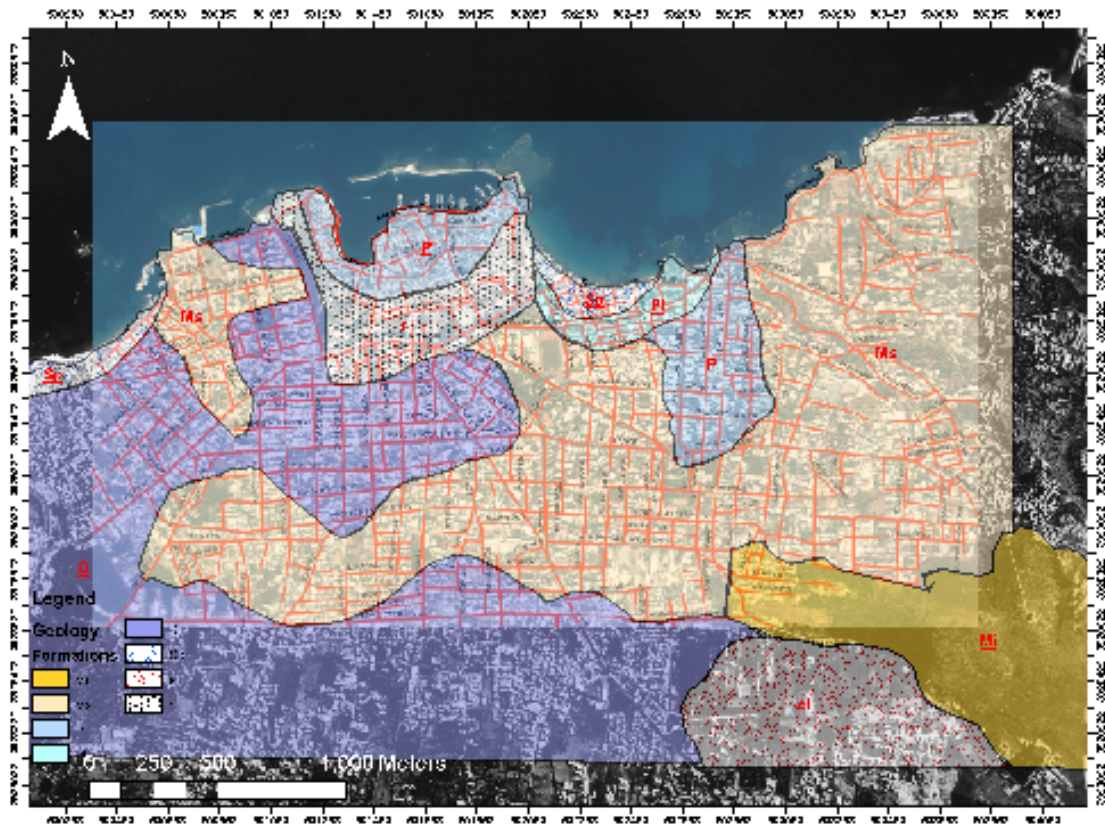
Σχήμα 2.31. Συνθετική καταγραφή εδαφικού θορύβου.

3 ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΕΔΑΦΙΚΟΥ ΘΟΡΥΒΟΥ ΣΤΗΝ ΠΟΛΗ ΤΩΝ ΧΑΝΙΩΝ

3.1 Γεωλογία της Πόλης των Χανίων.

Στην πόλη των Χανίων πραγματοποιήθηκε γεωλογική χαρτογράφηση με σκοπό τον προσδιορισμό των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών. Με βάση την χαρτογράφηση αυτή προέκυψε ο χάρτης του σχήματος 3.1, όπου αναγνωρίστηκαν οι ακόλουθοι σχηματισμοί:

- Η Βόρεια περιοχή της πόλης καλύπτεται από ανθρωπογενείς προσχώσεις (r) και θαλάσσιες προσχώσεις (Sp).
- Νότιο-Ανατολικά της πόλης συναντάται συμπαγής μαργαϊκός ασβεστόλιθος (Mi).
- Νότια της πόλης και δυτικά συναντώνται τεταρτοτεγενείς σχηματισμοί (Q).
- Στο μεγαλύτερο υπόλοιπο μέρος της πόλης, οι επιφανειακοί σχηματισμοί αποτελούνται από μάργες (Ms) και μαργαϊκό Ασβεστόλιθο.
- Υπάρχουν περιοχές με πλειοκαινικές (P) και πλειστοκαινικές αποθέσεις (Pl).



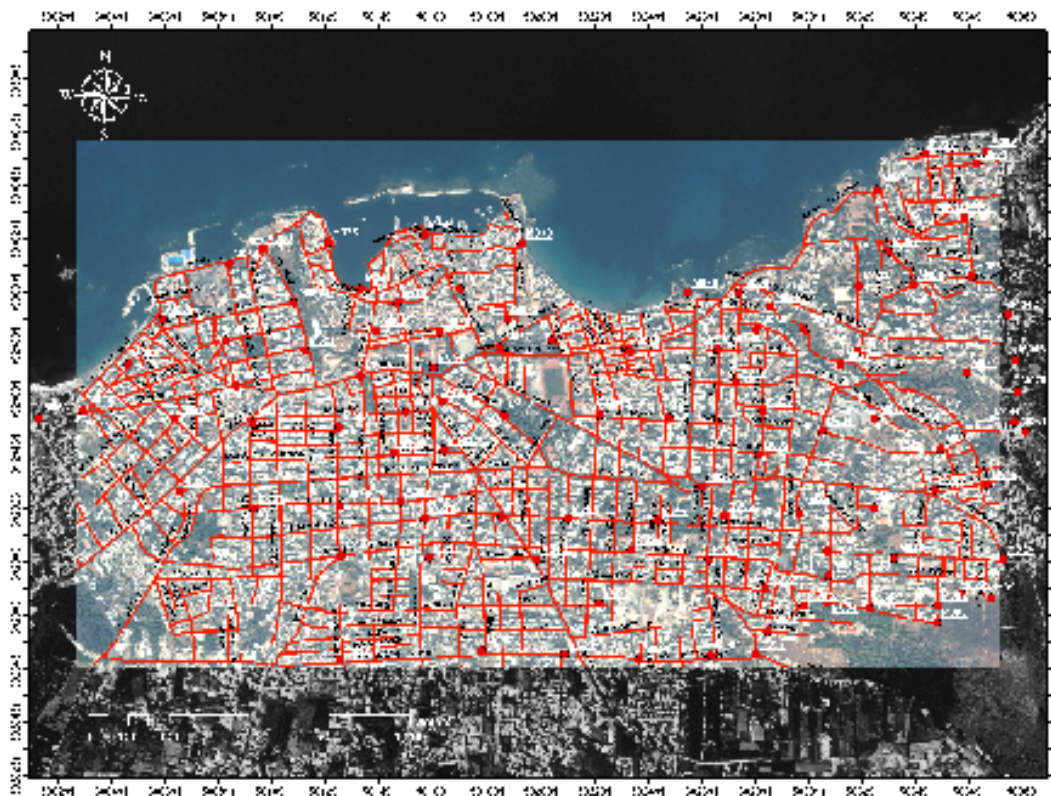
Σχήμα 3.1 Αποτελέσματα επιφανειακής γεωλογικής χαρτογράφησης.

3.2 Διεξαγωγή μετρήσεων Εδαφικού Θορύβου στην Πόλη των Χανίων.

Στα πλαίσια της παρούσας πτυχιακής πραγματοποιήθηκαν πάνω από 100 μετρήσεις εδαφικού θορύβου στην Πόλη των Χανίων, Οι μετρήσεις έγιναν σε επιλεγμένα σημεία ώστε να είναι όσο το δυνατόν ομοιόμορφη η χωρική κατανομή τους, με σκοπό τον προσδιορισμό της θεμελιώδους συχνότητας των ιζηματογενών σχηματισμών πάνω από το υπόβαθρο (γεωλογικό, σεισμικό). Οι θέσεις των μετρήσεων παρουσιάζονται στο σχήμα 3.2. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν στο διάστημα Φεβρουάριος 2005 – Μάιος 2005 από τον κ. Ηλία Παπαδόπουλο και αποτελούν μεγάλο κομμάτι της Διδακτορικής Διατριβής του.

Το σύστημα λήψης μετρήσεων που χρησιμοποιήθηκε ήταν: Καταγραφικό City Shark της εταιρείας LGIT με αισθητήρα Lennartz -3D 5 sec, σύστημα που θεωρείται το καταλληλότερο για τη λήψη δεδομένων εδαφικού θορύβου. Η επεξεργασία των μετρήσεων

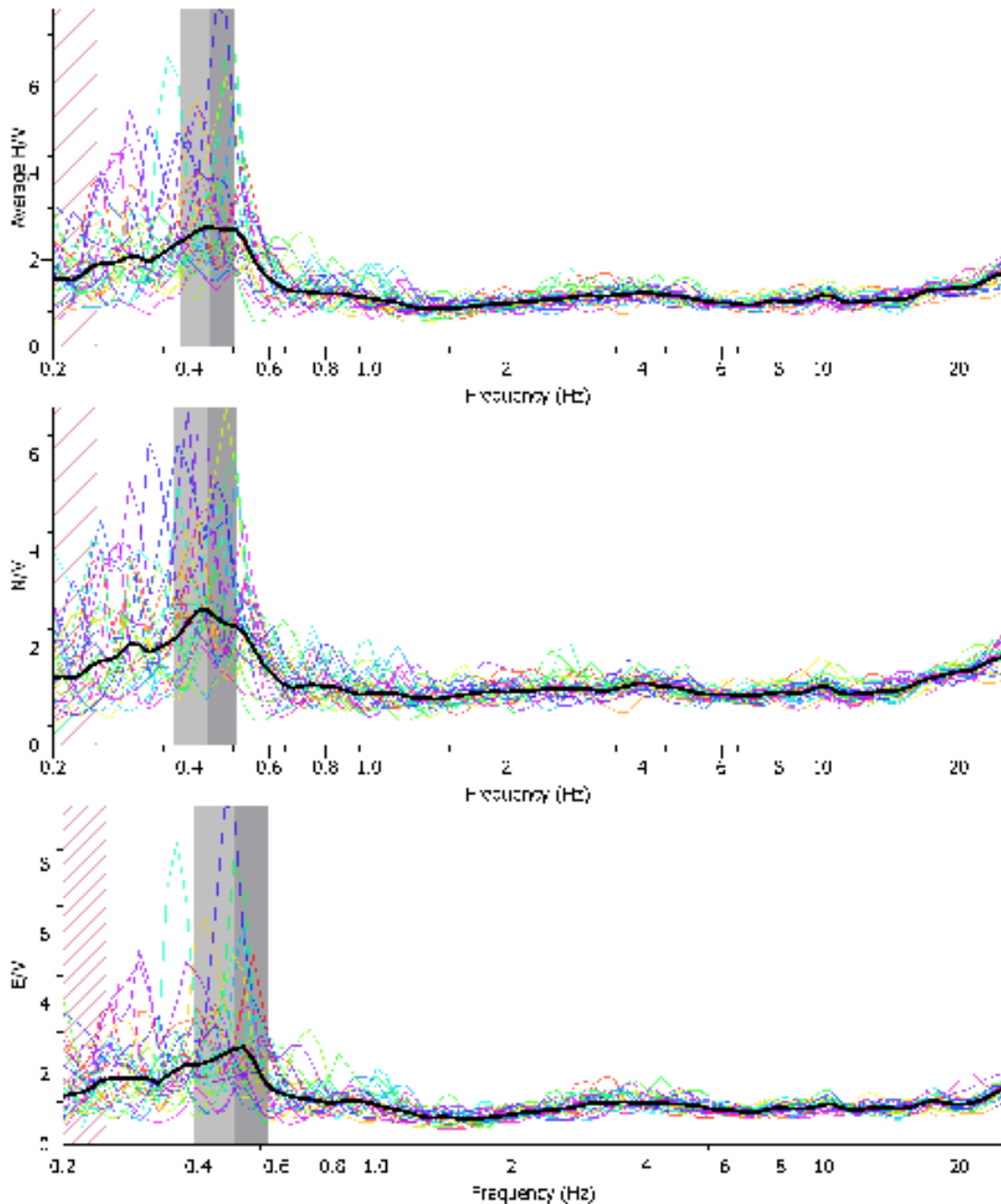
έγινε με το λογισμικό Geopsy (<http://geopsy.org>), λογισμικό που έχει δημιουργηθεί ειδικά για της επεξεργασία σεισμικού σήματος. Τα τελικά αποτελέσματα παρουσιάζονται μέσω των λογισμικών Geopsy, ArcGis.



Σχήμα 3.2 Χάρτης της πόλης των Χανίων. Με κόκκινους κύκλους απεικονίζονται οι θέσεις των μετρήσεων.

3.3 Επεξεργασία δεδομένων εδαφικού θορύβου.

Στα δεδομένα εδαφικού θορύβου έγινε ομοιόμορφη επεξεργασία μέσω του λογισμικού Geopsy. Εφαρμόστηκε φίλτρο αποκοπής συχνοτήτων μεταξύ 0.2 και 20 Hz, περιοχή ενδιαφέροντος της σεισμικής απόκρισης με χρήση Butterworth Band pass filter πρώτης τάξης. Στη συνέχεια αφαιρέθηκε η μέση στάθμη από όλες της μετρήσεις. Το λογισμικό δίνει τη δυνατότητα στο χρήστη να επιλέξει τα χρονικά παράθυρα καταγραφής ανάλογα με το ελάχιστο της συχνότητας που επιθυμεί να έχει εντός των ορίων εμπιστοσύνης. Επιλέχθηκαν χρονικά παράθυρα 40 δευτερολέπτων, με προσπάθεια να αποφευχθούν χρονικές περιοχές όπου ο ανθρωπογενής θόρυβος έδινε απότομες καταγραφές σε μια ή παραπάνω συνιστώσες (spikes). Τα χρονικά



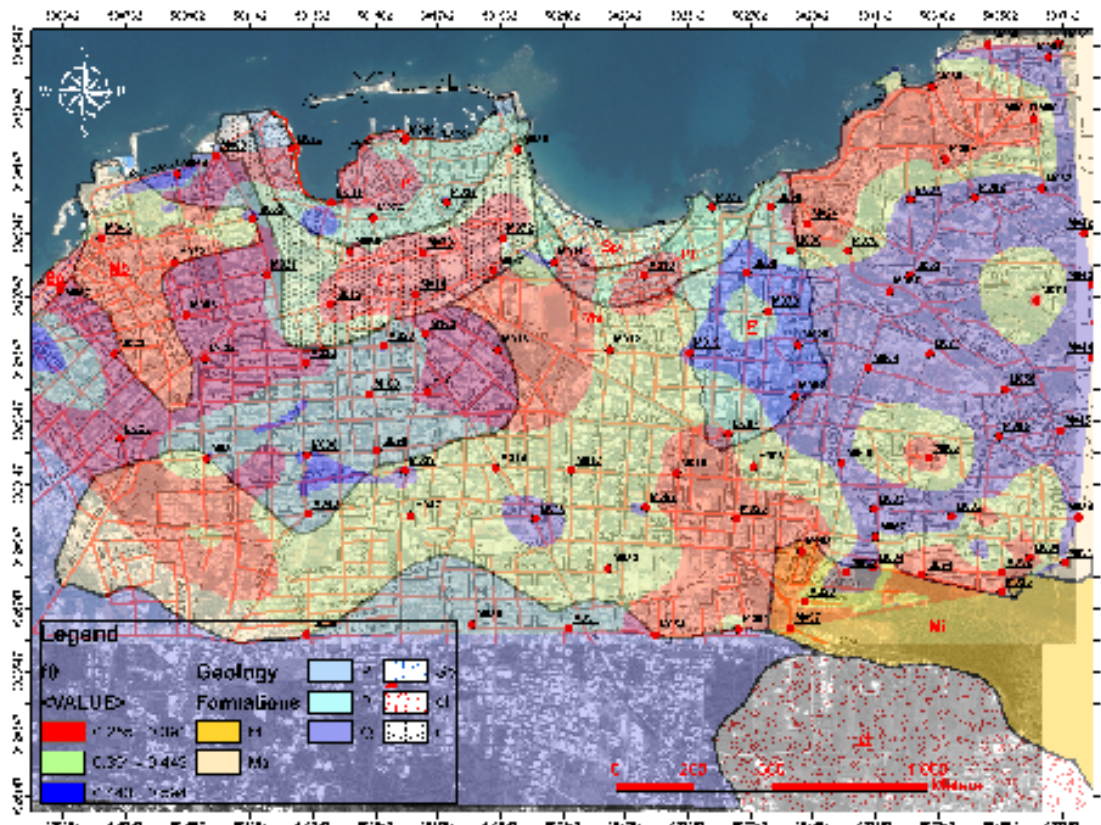
Σχήμα 3.3 Παράδειγμα επεξεργασίας μετρήσεων εδαφικό θορύβου. Στον οριζόντιο άξονα βρίσκεται η συχνότητα, ενώ στον κατακόρυφο το πλάτος του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα. a) Συνισταμένη οριζόντια προς κατακόρυφη, b) Βορράς-Νότος προς κατακόρυφη, c) Ανατολή-Δύση προς κατακόρυφη

παράθυρα στη συνέχεια αθροίζονται, και εφαρμόζεται αλγόριθμος εξομάλυνσης Konno-Ohmachi (Konno-Ohmachi, 1984) με συντελεστή εξομάλυνσης 40, καθώς και «στρογγύλεμα» των ορίων συχνοτήτων (tapering) με συντελεστή 0.5. Το τελικό αποτέλεσμα

της επεξεργασίας αποτελείται από γράφημα πλάτους-συχνότητας για το λόγο οριζόντιας-κατακόρυφων συνιστωσών, καθώς και για τους λόγους των οριζοντίων συνιστωσών προς την κατακόρυφη ξεχωριστά (N/V,E/V). Τυπικό παράδειγμα δίνεται στο σχήμα 3.3. Τα αποτελέσματα όλων των καταγραφών δίνονται στο Παράρτημα.

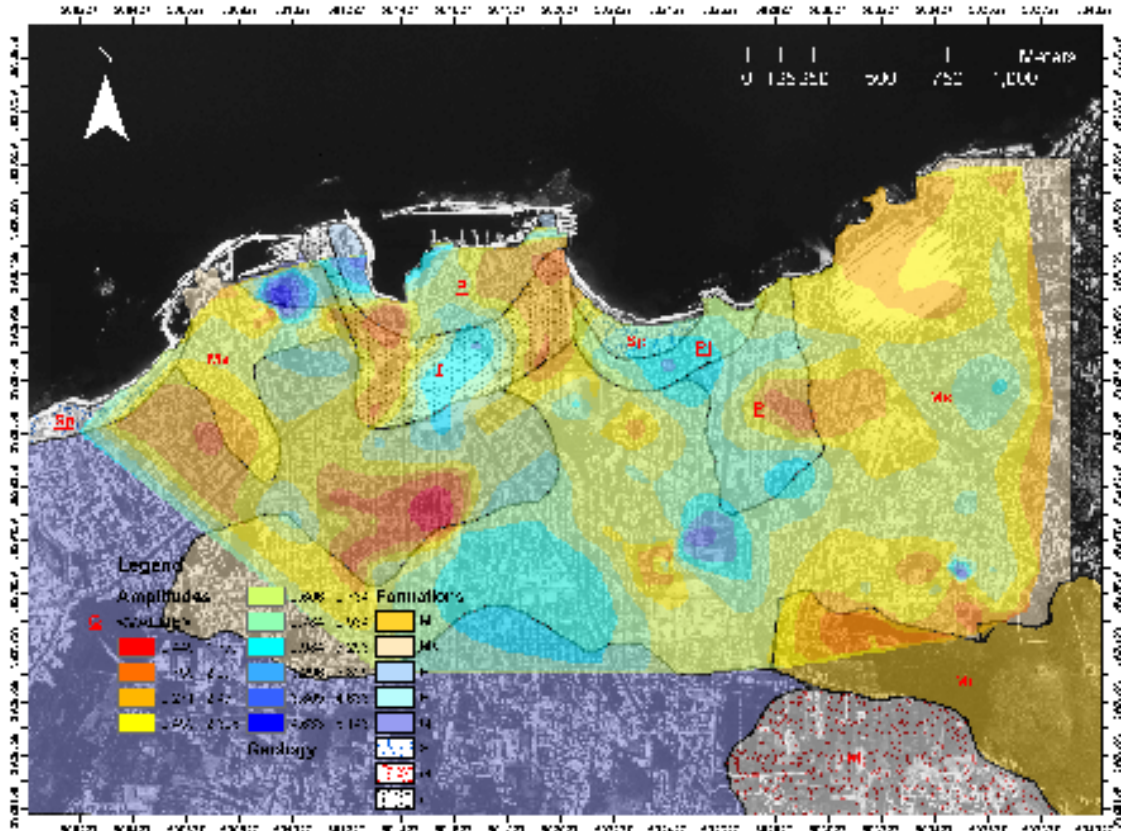
3.4 Αποτελέσματα μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη των Χανίων

Στο σχήμα 3.4 απεικονίζεται το τελικό αποτέλεσμα των μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην Πόλη των Χανίων, καθώς και οι θέσεις των μετρήσεων. Τα αποτελέσματα που αντιστοιχούν σε σημειακές θέσεις έχουν υποστεί παρεμβολή με τη μέθοδο εγγύτερου γείτονα (nearest neighborhood interpolation), ώστε να παραχθεί χάρτης χωρικής κατανομής της συχνότητας, μέσω του λογισμικού ArcGis.



Σχήμα 3.4 Χάρτης κατανομής συχνότητων ενίσχυσης για την πόλη των Χανίων από μετρήσεις εδαφικού θορύβου.

Στο Σχήμα 3.5 απεικονίζεται το πλάτος του λόγου οριζόντιας προς κατακόρυφης συνιστώσας, το οποίο έχει προκύψει από όμοια επεξεργασία με τον χάρτη κατανομής συχνότητων ενίσχυσης.



Σχήμα 3.5 Χάρτης κατανομής πλάτους οριζόντιας προς κατακόρυφη συνιστώσα.

3.5 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την επεξεργασία των μετρήσεων, και τον παραγόμενο χάρτη εδαφικής απόκρισης, και σε συνάρτηση και με τη γεωλογία της περιοχής, προκύπτουν τα εξής αποτελέσματα:

- Η περιοχή της Χαλέπας (βορειο-ανατολικά), που καλύπτεται από μάργες και μαργαϊκό ασβεστόλιθο, παρουσιάζει κοντά στην ακτή συχνότητα 0.4 Hz Προχωρώντας προς τα νότια, η συχνότητα αυξάνεται, καθώς αυξάνεται και το υψόμετρο. Στις πιο νότιες περιοχές, καθώς και τις πιο ανατολικές, η συχνότητα εμφανίζεται με μεγαλύτερες τιμές, καθώς κινούμαστε σε μεγαλύτερα υψόμετρα και εμφανίζεται ο ασβεστόλιθος.
- Στην περιοχή της Παλιάς Πόλης, όπου υπάρχουν ανθρωπογενής προσχώσεις και Πλειοκαινικές αποθέσεις, η συχνότητας εμφανίζεται να έχει τιμές 0.2-0.4 Hz.
- Στην περιοχή των Παχιανών, νοτιοδυτικά της πόλης, η συχνότητα εμφανίζει τιμές 0.4-0.6 Hz.

- Στην περιοχή της ΑΒΕΑ βοριοδυτικά της πόλης, η συχνότητα έχει τιμή 0.2-0.4 Hz.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- Akamatsu J., Fujita M., and Nishimura K., 1992. Vibrational characteristics of microseisms and their applicability to microzoning, *J. Phys. Earth*, 40, 137-150.
- Aki K., 1957. Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, *Bull. Earthquake. Res. Inst. Tokyo*, 35, 415-457.
- Aki K., 1965. A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the earth's crust, *Geophysics*, 30-4, 665-666.
- Aki K., and Richards P. G., 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, Vol. 1, W. H. Freeman.
- Al Yuncha Z., and Luzon F., 2000. On the Horizontal to Vertical Spectral ratio in Sedimentary Basins, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 90, 1101-1106.
- Alfaro A., Pujades L. G., Goula X., Susagna T., Navarro M., Sanchez J., and Canas A., 2001. Preliminary map of soil's predominant periods in Barcelona using Microtremors, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2499-2511.
- Ansal A. M., Iyisan R., and Gullu H., 2001. Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2525-2541.
- Αποστολίδης Π., Ρουμελιώτη Ζ., Ραππάκης Α., Πιπιλάκης Κ., 2001. Προσδιορισμός ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων με τη Μέθοδο του Μικροθορύβου στο Euroseistest, Πρακτικά, 9ο Διεθνές Συνέδριο Ε.Γ.Ε., Αθήνα.
- 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.
- 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., 2004. S-wave velocity profiling by inversion of microtremor H/V spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America* 94 (1), 53-63.
- Asten M. W., 1978. Geological control of the three-component spectra of rayleigh-wave microseisms, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68-6, 1623-1636.
- Asten M. W., and Henstridge J. D., 1984. Arrays estimators and the use of microseisms for reconnaissance of sedimentary basins, *Geophysics*, 49-11, 1828-1837.
- Atakan K., Duval A.-M., Theodulidis N., Bard P.-Y., and the SESAME team, 2004-a. On the reliability of the H/V spectral ratio technique, *Proceedings of the 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering & 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Berkeley CA, January 2004, Volume 2*, pp. 1-8.
- Atakan K., Duval A.-M., Theodulidis N., Guillier B., Chatelain J.-L, Bard P.-Y., and SESAME-Team, 2004-b. The H/V spectral ratio technique: experimental conditions, data processing and empirical reliability assessment, *Proceedings of the 13th World*

Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper # 2268.

Athanasopoulos G., Pelekis P., and Anagnostopoulos G., 2000. Effect of soil stiffness in the attenuation of Rayleigh-wave motions from field measurements, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 4, 277-288.

Banerji S. K., 1924. Microseisms associated with the incidence of the south-west monsoon, *Nature*, 114-2868, 576.

Banerji S. K., 1925. Microseisms and the Indian monsoon, *Nature*, 116-2928, 866.

Bard P.-Y., 1997. Local effects on strong ground motion: basic physical phenomena and estimation methods for microzoning studies. Proc. Advanced Study Course on Seismic Risk "SERINA", September 21-27, Thessaloniki, Greece.

Bard P.-Y., 1999. Microtremor Measurements: A tool for site effect estimation?, In *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, ed. Irikura, Kudo, Okada and Sasatani, Balkema, Rotterdam, 1999, pp. 1251-1279.

Bernard P., 1941-a. Etude sur l'agitation microséismique, Presses Universitaires de France.

Bernard P., 1941-b. Etude sur l'agitation microséismique and ses variations, *Annales de l'Institut de Physique du Globe de Paris*, 19, 1-77.

Bindi D., Parolai S., Spallarossa D., Cattaneo M., 2000. Site effects by H/V ratio: Comparison of two different procedures, *J. Earthq. Eng.*, 4, 97-113.

Bodin P., Smith K., Horton S., and Hwang H., 2001. Microtremor observations of deep sediment resonance in metropolitan Memphis, Tennessee, *Engineering Geology*, 62, 159-168.

Bonnefoy-Claudet S., 2004. Nature du bruit de fond sismique: Implications pour les études des effets de site, Ph.D., University Joseph Fourier, France, 241 pp (in French with English abstract).

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>).

Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Kristek J., Ohrnberger M., Wathelet M., Bard P.-Y., Fäh D., Moczo P., Cotton F., 2004. Simulation of seismic ambient noise: I H/V and array techniques on canonical models, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, Canada, August 2004, Paper # 1120.

Bonnefoy-Claudet, S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J. and Fäh D., 2006-a. H/V ratio: a tool for site effects evaluation. Results from 1D noise simulations, *Geophysical Journal International*, doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x.

Bonnefoy-Claudet S., Cotton F. and Bard P.-Y., 2006-b. The nature of seismic noise wavefield and its implications for site effects studies. A literature review, *Earth-Science Reviews*, 79, 205-227.

Bouckovalas G., and Krikeli I., 1991. Effect of local soil stratigraphy on microtremor measurements, Proceedings in Second Int. Conf. on Rec. Adv. In Geotech. Earthq. Eng. And Soil Dyn., St Louis, MO, March 1991, 2, 1245-1251.

Bour M., Fouissac D., Dominique P., and Martin C., 1998. On the use of microtremor recordings in seismic microzonation, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 17, 465-474.

Cara F., Di Giulio G., and Rovelli A., 2003. A Study on Seismic Noise Variations at Colfiorito, Central Italy: Implications for the Use of H/V Spectral Ratios. *Geoph. Res. Lett.*, vol. 30. NO. 18, 1972, doi:10.1029/2003GL017807.

Carniel R., Barazza F., Pascolo P., 2006. Improvement of Nakamura technique by singular spectrum analysis, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 26, 55–63

Capon J., Greenfield R. J., and Kolker R. J., 1967. Multidimensional maximum-likelihood processing of a large-aperture seismic array, *IEEE.*, 55 192-211.

Capon J., 1969. High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis, *IEEE.*, 57 1408-1419.

Chávez-García, F. J., and Cuenca J., 1996. Site effects in Mexico City urban zone. A complementary study, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 15, 141-146.

Chávez-García F. J., Pedoti G., Hatzfeld D., and Bard P.-Y., 1990. An experimental study near Thessaloniki (Northern Greece), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 80, 4, 784–800.

Chávez-García F. J., Stephenson W. R., and Rodriguez M., 1999. Lateral propagation effects observed at Parkway, New Zealand: a case history to compare 1D versus 2D site effects, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 89, 3, 718–732.

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.

Cid J., Susagna T., Goula X., Chavarria L., Figueras S., Fleta J., Casas A., and Roca A., 2001. Seismic zonation of Barcelona based on numerical simulation of site effects, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2559-2577.

Cornou C., 2002. Traitement d'antenne et imagerie sismique dans l'agglomération grenobloise (Alpes françaises): implications pour les effets de site, Ph.D., Université Joseph Fourier, France, 260 pp (in french with English abstract).

Cornou C., 2005. Simulation for real sites, SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, Deliverable D17.10, 62pp, <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.

Cornou C., Bard P.-Y., and Dietrich M., 2003-a. Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part I: methodology, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (6), 2604–2623.

Cornou C., Bard P.-Y., and Dietrich M., 2003-b. Contribution of dense array analysis to identification and quantification of basin-edge induced waves. Part II: application to Grenoble basin (French Alps), *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93 (6), 2624–2648.

Cornou C., Kristek J., Bonnefoy-Claudet S., Fäh D., Bard P.-Y., Moczo P., and Ohrnberger M., Wathelet M., 2004. Simulation of seismic ambient vibrations: II. H/V and array techniques for real sites, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering*, Vancouver, Canada, August 2004, Paper # 1130.

Coutel F., and Mora P., 1998. Simulation-Based Comparison of Four Site-Response Estimation Techniques, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 30–42.

D'Amico V., Albarello D., and Mucciarelli M., 2002. Validation through HVSR measurements of a method for the quick detection of site amplification effects from intensity data: an application to a seismic area in Northern Italy, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 22, 475-483.

Delgado J., Lopez Casado C., Giner J., Estevez A., Cuenca A., and Molina S., 2000-a. Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Application and Limitations, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2525-2541.

Delgado J., Lopez Casado C., Estevez A., Giner J., Cuenca A., and Molina, S. 2000-b. Mapping soft soils in the Segura river valley (SE Spain) a case study of microtremors as a exploration tool, *J. Appl. Geophys.*, 45, 19-32.

Delgado J., Lopez Casado C., Giner J., Estevez A., Cuenca A., and Molina S., 2002. Structure of the Padul-Nigüelas Basin (S Spain) from H/V ratios of Ambient Noise: Application of the method to study peat and coarse sediments, *Pure Appl. Geophys.*, 159, 2733-2749.

Diagourtas D., Tzanis A., and Makropoulos K. 2001. Comparative study of Microtremors analysis methods, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2463-2479.

Douze E. J., 1964. Rayleigh waves in short-period seismic noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54, 4, 1197-1212.

Douze E. J., 1967. Short-period seismic noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 57, 1, 55-81.

Dobry R., Owels I., Urzua A., 1976. Simplified procedures for estimating the fundamental period for estimating the fundamental period of a soil profile, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol.66, No.4, 1293- 1321.

Drakopoulos J., Leventakis G., and Rousopoulos A. 1978. A Microzonation in the seismic area of Corinth-Loutraki, *Annali di Geofisica*, XXXI, 51-95.

Dravinski M., Ding G., and Wen K.-L., 1996. Analysis of spectral ratios for estimating ground motion in deep basins, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 86, 3, 646–654.

Duval A.-M., Bard P.-Y., Mèneroud J.-P., and Vidal S., 1994. Mapping site effects with microtremors, *Proc. of 5th Intern. Confer. on Seismic Zonation*, October 1995, (Nice, France) vol. 2, pp. 1522-1529.

Duval A.-M., Bard P.-Y., Meneroud J.-P., and Vidal, S. 1995. Usefulness of microtremor measurements for site effects, *Proc. of 10th European Confer, Proc. of Earthquake Engineering*, Vienna, Austria, pp. 521-528.

Duval A.-M., Vidal, S., Meneroud J.-P., Singer A., DeSantis F., Ramos C., Romero G., Rodriguez R., Pernia A., Reyes N., and Griman C., 2001-a. Caracas, Venezuela, Site effect determination with Microtremors, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2513-2523.

Duval A.-M., Bard P.-Y., LeBrun B., Lacave-Lacher C., Riepl J., and Hatzfeld D., 2001-b. H/V technique for site response analysis. Synthesis of data from various surveys, *Boll. Goef. Teor. Appl.*, 42, 267-281.

Duval A.-M., Chatelain J.-L., Guillier B., and the SESAME WP02 team, 2004-a. Influence of experimental conditions on H/V determination using ambient vibrations (noise), Proceedings of the 11th International Conference on Soil Dynamics and Earthquake Engineering & 3rd International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering, Berkeley CA, January 2004, Volume 2, pp. 149-156

Duval A.-M., Chatelain J.-L., Guillier B., and SESAME Project WP02 Team, 2004-b. Influence of experimental conditions on H/V determination, using ambient vibrations (noise), Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper # 306.

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.

Dunand F., 2005. Pertinence du bruit de fond sismique pour la caractérisation dynamique et l'aide au diagnostique sismique des structures de génie civile. Ph.D. thesis University Joseph Fourier, Grenoble, France. (In French with English abstract).

Fäh D., Ruttener E., Noack Th., and Kruspan P. 1997. Microzonation of the city of Basel, *J. of Seismology*, 1, 87102.

Fäh D., Kind F., and Giardini D., 2001. A theoretical investigation of average H/V ratios, *Geophys. J. Int.*, 145, 535-549.

Field, E., 1996. Spectral amplification in a sediment-filled valley exhibiting clear basin-edge-induced waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 991–1005.

Field E., and Jacob K., 1993. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 20-24, 2925–2928.

Field E., and Jacob K., 1995. A comparison of Various Site-Response Estimation Techniques, Including three that are not Reference-Site Dependent, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 85, 1127–1143.

Field E., Hough S. E., Jacob K., 1990. Using microtremors to access potential earthquake response: A case study in Flushing Meadows, New York city, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80, 1456–1480.

Frantti G., 1963. The nature of high-frequency earth noise spectra, *Geophysics*, 28-4, 547-562.

Frantti G., Willis D. E., and Wilson J. T., 1962. The spectrum of seismic noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 52-1, 113-121.

Friedrich A., Krüger F., and Klinge K., 1998. Ocean-generated microseismic noise located with the Gräfenberg array, *Journal of Seismology*, 2-1, 47-64.

Gallipoli M. R., Mucciarelli M., Albarello D., Lapenna V., Sciattarella M., and Calvano G., 2003. Hints about site amplification effects comparing macroseismic hazard estimate with microtremor measurements: the Agri valley (Italy) example, *J. Earthq. Eng.*, 7, 51-72.

García-Jerez A., Luzón F., Navarro M., and Pérez-Ruiz A., 2006. Characterization of the Sedimentary Cover of the Zafarraya Basin, Southern Spain, by Means of Ambient Noise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 96, 3, pp. 957–967

- Gaull B. A., Kagami H., and Taniguchi H., 1995. The Microzonation of Perth, Western Australia, Using Microtremor Spectral ratios, *J. Earthq. Eng.*, 11, 173-191.
- Giampiccolo E., Gresta S., Mucciarelli M., De Guidi G., Gallipoli M., R., 2001. Information on subsoil structure in the city of Catania (Eastern Sicily) from microtremors measurements, *Annali di Geofisica*, 44, 1, 1– 11.
- Gosar A., Stopar R., Car M., and Mucciarelli M., 2001. The earthquake on 12 April 1998 in the Krn mountains (Slovenia) ground-motion amplification study using microtremors and modelling based on geophysical data, *J. of Appl. Geophys.*, 47, 153 – 167.
- Guillier B., Atakan K., Duval A.-M., Ohrnberger M., Azzara R., Cara F., Havskov J., Alguacil G., Teves-Costa P., Theodulidis N. and the SESAME Project WP02-Team, 2002. Influence of instrumentation on H/V spectra of ambient noise. European Seismological Commission, September 2002, Genova, Italy.
- Guillier B., Cornou C., Kristek J., Moczo P., Bonnefoy-Claudet S., Bard P.-Y., and Fäh D., 2006. Simulation of seismic ambient vibrations: Does the H/V provides quantitative information in 2D-3D structures?, *Proc. of the 3ESG Symposium*, Paper Number 185.
- Gupta I. N., 1965. Standing-wave phenomena in short-period seismic noise, *Geophysics*, 30-6, 1179-1186.
- Gutenberg, B., 1911. Die seismische bodenunruhe. Ph.D. thesis University of Gottigen, Germany. (In German).
- Gutenberg B., 1958. Microseisms, *Advan. Geophys.*, 5, 53-92.
- Gutierrez C., and Singh S. K., 1992. A site effect study in Acapulco, Guerrero, Mexico: Comparison of results from strong-motion and microtremor data, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 82, 642–659.
- Hadjian A. H, 2002. Fundamental period and mode shape of layered soil profiles, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 22, 885-891.
- Hatzidimitriou P. M., 1993. Relative site amplification factors using the coda waves from local earthquakes recorded by the seismological network of the Geophysical Laboratory of the University of Thessaloniki, *Proceedings of 2nd Congress Hellenic Geophysical Union*, Florina May 1993, Greece.
- Haubrich R. A., Munk W. H., and Snodgrass F. E., 1963. Comparative spectra of microseisms and swell, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 53, 1, 27-37.
- Hisada Y., 1994. An efficient method for computing Green's functions for a layered halfspace with sources and receivers at close depths. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, 5, 1456-1472.
- Hisada Y., 1995. An efficient method for computing Green's functions for a layered halfspace with sources and receivers at close depths (Part 2). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 85, 4, 1080-1093.
- Hloupis G., Vallianatos F., and Stonham J., 2004. A wavelet representation of HVSR technique, *Proceedings of the 10th International Congress of the Geological Society of Greece*, Thessaloniki, April 2004.
- Hloupis G., Moisiidi M., Vallianatos F., Makris J.P., Stonham J. and Triantis D., 2004.

Application of clean algorithm in incomplete microtremors measurements, Proceedings of the 10th International Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, April 2004.

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.

Horike M., Zhao B., and Kawase H., 2001. Comparison of site response characteristics inferred from microtremor and earthquake shear waves, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 1526–1536.

Ibs-von Seht M., and Wohlenberg J., 1999. Ambient noise Measurements used to map thickness of soft sediments, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 89, 250–259.

Ishihara K., 1982. Evaluation of soil properties for use in earthquake response analysis, Proceedings of International Symposium on Numerical Model in Geomechanics, 237-259.

Jimenez M. J., Garcia-Fernetes M., Zonno G., and Cella F., 2000. Mapping soil effects in Barcelona, Spain, through an integrated GIS environment, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 19, 289-301.

Kanai, K. 1962. On the spectrum of strong earthquake motions, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, 40, 71-90.

Kanai K., and Tanaka T., 1961. On microtremors. VIII, *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 39, 97-114.

Kenneth B., and Kerry N., 1979. Seismic waves in a stratified half space, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 57, 557-583.

Kerh T., and Chu D., 2002. Neural networks approach and microtremor measurements in estimating peak ground acceleration due to strong motion, *Adv. Eng. Software*, 33, 733-742.

Koller M., Chatelain J-L., Guillier B., Duval A-M., Atakan K., Lacave C., Bard P-Y., and the SESAME participants 2004. Practical user guidelines and software for the implementation of the H/V ratio technique: measuring conditions, processing method and results interpretation, Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper #3132.

Konno K., and Ohmachi T., 1998. Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, no. 1, 228–241.

Kudo K., 1995. Practical estimates of site response, State-of-the-Art report, Proceedings of the Fifth International Conference on Seismic Zonation, Nice, October 1995.

Lacoss R. T., Kelly E. J., and Nafi T. M., 1969. Estimation of seismic noise structure using arrays, *Geophysics*, 34-1, 21-38.

Lachet C., and Bard P.-Y., 1994. Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura's Technique, *J. Phys. Earth.*, 42, 377–397.

Lachet C., Hatzfeld D., Bard P.-Y., Theodoulidis N., Papaioannou Ch., and Savvaidis A. 1996. Site Effects and Microzonation in the city of Thessaloniki (Greece) Comparison of Different Approaches, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 1692–1703.

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.

LeBrun B., Hatzfeld D., and Bard P.-Y., 2001. Site effect study in urban area: Experimental results in Grenoble (France), *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2543-2557.

Lermo J., and Chavez-Garcia F. J., 1994-a. Are Microtremor Useful in Site Response Evaluation?, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 84, 1350-1364.

Lermo J., and Chavez-Garcia F. J., 1994-b. Site effect evaluation at Mexico City: Dominant period and relative amplification from strong motion and microtremor records, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 13, 413-423.

Λεβεντάκης Γ.-Α., Παπαϊωάννου Χ., Κυριακίδης Ε. Γ., Παπαδημητρίου Ε., Πεφτισέλης Κ., Παπαζάχος Β., 1986. Εκπόνηση μετρήσεων μικροδονήσεων: επεξεργασία, ανάλυση στοιχείων και συμπεράσματα, Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας (ΟΑΣΠ), 1986.

Li T. M. C., Ferguson J. F., Herrin E., and Durham H. B., 1984. High-frequency seismic noise at Lajitas, Texas, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74, 5, 2015-2033.

Longuet-Higgins M. S., 1950. A theory of the origin of microseisms, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A243-a, 1-35.

Luco, J. E. and Apsel R. J., 1983. On the Green's functions for a layered half-space, part 1, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 909-929.

Madera G.A., 1970. Fundamental period and amplification of peak acceleration in layered systems. Research Report R 70-37, June. Cambridge, MA: MIT Press; 1970.

Maresca R., Castellano M., DeMatteis R., Saccorotti G., and Vaccariello P., 2003 Local Site Effects in the town of Benevento (Italy) from Noise Measurements, *Pure Appl. Geophys.*, 160, 1745–1764.

Michel C., and Guéguen Ph., 2006. Seismic vulnerability assessment using ambient vibrations: Method and validation

Milana G., Barba S., Del Pezzo E., and Zambonelli E. 1996. Site Response from Ambient Noise Measurements: New Perspectives from an Array Study in Central Italy, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 320–328.

Moczo P., 1989. Finite-difference technique for SH-waves in 2-D media using irregular grids application to the seismic response problem, *Geophys. J. Int.*, 9, 321-329.

Moczo P. and Kristek J., 2002. FD code to generate noise synthetics, SESAME EVG1-CT-2000-00026 project, Deliverable D02.09, 31 p, <http://SESAME-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.

Moczo P., Kristek J., Vavrycuk V., Archuleta R. and Halada L., 2002. 3D heterogeneous staggered-grid finite difference modeling of seismic motion with volume harmonic and arithmetic averaging of elastic moduli and densities, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, Issue 8, 3042-3066.

Moisidi M., Vallianatos F., Makris J., Soupios P., Nikolintaga M.I. 2004. Estimation of seismic response of historical and monumental sites using microtremors: A case study in the ancient Aptera (Chania) Greece,

Proceedings of the 10th International Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, April 2004.

Morales J., Vidal F., Pena A., Alguacil G., and Ibanez J. M., 1991. Microtremor study in the sediment-filled basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 81, 2, 687–693.

Moya A., Schmidt V., Segura C., Boschini I., Atakan K., 2000. Empirical evaluation of site effects in the metropolitan area of San Jose, Costa Rica, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 20, 177-185.

Mucciarelli M., 1998. Reliability and Applicability of Nakamura's technique using Microtremors: An experimental approach, *J. Earthq. Eng.*, 2, 625-638.

Mucciarelli M., and Monachesi G., 1998. A quick survey of local amplifications and their correlation with damage distribution observed during the Umbro-Marchesan (Italy) earthquake of September 26, 1997, *J. Earthq. Eng.*, 2, 325-337.

Mucciarelli M., and Monachesi G., 1999. The Bovec (Slovenia) earthquake, April 1998: Preliminary quantitative association among damage, ground motion amplification and building frequencies, *J. Earthq. Eng.*, 3, 317-327.

Mucciarelli M., and Gallipoli M. R., 2001. A critical review of 10 years of microtremor HVSR technique, *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 3-4, 255-266.

Mucciarelli M., Contri P., Monachesi G., Calvano G., Gallipoli M. R., 2001. An empirical method to assess the seismic vulnerability of existing buildings using the HVSR technique, *Pure and Appl. Geophys.*, 158, 2635-2647.

Nakamura Y., 1989. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using ambient noise on the ground surface, *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30, 25-33.

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.

Navarro M., Enomoto T., Sanchez F. J., Matsuda I., Iwatate T., Posadas A. M., Luzon F., and Seo K., 2001. Surface soil effects study using short-period Microtremors observations in Almeria City, Southern Spain, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2481-2497.

Navarro M., Enomoto T., Sanchez F. J., Matsuda I., Iwatate T., Posadas A. M., Luzon F., and Seo K., 2001. Surface soil effects study using short-period Microtremor observations in Almeria City, Southern Spain, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2481-2497.

Nguyen F., Van Rompaey G., Teerlynck H., Van Camp M., Jongmans D., and Camelbeeck T., 2004. Use of microtremor measurement for assessing site effects in Northern Belgium –interpretation of the observed intensity during the MS = 5.0 June 11 1938 earthquake, *J. Earthq. Eng.*, 8, 41-56.

Nogoshi M., and Igarashi T., 1971. On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2), *J. Seismol. Soc. Japan*, 24, 26-40.

Νικολήνταγα, Ε., 2001. Τεχνικές ανάλυσης του εδαφικού θορύβιου και συμβολή της μεθόδου στην εκτίμηση του σεισμικού κατά την εκπόνηση μικροζωνικών μελετών : Εφαρμογή στην πόλη της Μυτιλήνης, *Διατριβή ειδίκευσης*, Τμήμα Γεωλογίας – Εθνικό και Καποδιστριακό Πανεπιστήμιο Αθηνών.

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.

Ohmachi T., Nakamura Y., and Toshinawa T., 1991. Ground motion characteristics in the San Francisco bay area detected by microtremor measurements, *2th International Conf. on Recent Advances in Geotechnical Earth. Eng. and Soil Dynamics*, March 1991.

Ojeda A., and Escallon J. 2000. Comparison between different techniques for evaluation of predominant periods using strong ground motions records and microtremors in Pereira Colombia, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 20, 137-143.

Okada, H., 2003. The microtremor survey method. *Geophysical Monograph Series*, Society of Exploration Geophysicists 12.

Oliveto A., Mucciarelli M., and Caputo R., 2004. HVSR prospecting in multi-layered environments: An example from the Tyrnavos Basin (Greece) *Journal of Seismology*, 8, 395–406.

Papadopoulos I., Savvaidis A., Theodoulidis N., Papazahos C., Vallianatos F., 2006. Shallow geological structure properties using HVSR and comparison with other geophysical information, *Proc. 1ECEES Conference*, Abstract Number 1531.

Papastamatiou, D. J., 1978. The 1978 Chalkidiki earthquakes in N. Greece, a preliminary field report and discussion, *Dames & Moore Technical note*.

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.

Parolai S., Bormann P., and Milkereit C., 2002. New Relationships between Vs, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92, 6, 2521–2527.

Raptakis D.G., Manakou M.V., Chávez-García F. J., Makra K.A., Ptilakis K.D., 2005. 3D configuration of Mygdonian basin and preliminary estimate of its site response, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* 25, 871–887.

Riepl J., Bard P.-Y., Hatzfeld D., Papaioannou Ch., and Nechtschein S., 1998. Detailed evaluation of site-response estimation methods across and along the sedimentary valley of Volvi (EURO-SEISTEST), *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 88, 488–502.

Rodriguez V. H. S., and Midorikawa S., 2002. Applicability of the H/V spectral ratio of microtremors in assessing site effects on seismic motion, *Earthq. Eng. and Structural Dynamics*, 31, 261-279.

Rodriguez H.S., and Midorikawa S., 2003. Comparison of spectral ratio techniques for estimation of site effects using microtremor data and earthquake motions recorded at the surface and in boreholes, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, 32, 1691–1714.

Roten D., Fäh D., Cornou C., and Giardini D., 2006. Two-dimensional resonances in Alpine valleys identified from ambient vibration wavefields. *Geophysical Journal International* 165, 889–905.

- Rovelli A., Singh S. K., Malagnini L., and Amato A., 1991. Feasibility of the Use of Microtremors in Estimating Site Response during Earthquakes: Some test cases in Italy, *Earthq. Spectr.*, 7, 551–561.
- Shapiro N. M., Campillo M., Stehly L., and Ritzwoller M. H., 2005. High-Resolution Surface- Wave Tomography from Ambient Seismic Noise, *Science*, 37.
- Savvaidis A., Theodulidis N., Panou A. A., Kemetzentzidou D., Papazachos C. B., Hatzidimitriou P., and Bard P.-Y., 2004. Geophysical Information from ambient noise data: The case of Mygdonian basin, 10th International Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, April 2004.
- Savvaidis A., Cadet H., Guéguen Ph., Panou A. A., Michel C., Theodulidis N., Kalogeras I., 2006. Accelerograph stations site characterization using ambient noise: Selected stations in Greece, *Proc. of the 3ESG Symposium*, Paper Number 064.
- Satoh T., Kawase H., and Matsushima S., 2001. Differences between site characteristics obtained from microtremors, S-waves, P-waves, and codas, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 91, 313–334.
- Schenkova Z., and Zahradník J., 1996. Interpretation of the microtremor spectra at the Zafarraya basin, southern Spain, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 15, 69-73.
- Scherbaum F., Ohrnberger M., Savvaidis A., Panou A. A., and Theodulidis N., 2002. Determination of shallow shear wave velocity profiles using ambient vibrations at selected sites in Greece, *Assembly of the American Geophysical Union (A.G.U.)*.
- Seekins L., Wennerberg L., Margheriti L., and Liu H.-P., 1996. Site Amplification at Five Locations in Sac Francisco, California: A Comparison of S-waves, Codas, and Microtremors, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 86, 627–635.
- Seo K., 1997. Comparison of measured microtremors with damage distribution. In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention.
- Semblat J.-F., Duval A.-M., and Dangla P., 2000. Numerical analysis of seismic wave amplification in Nice (France) and comparisons with experiments, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 19, 347-362. SESAME Project, 2001-2004, Site EffectS assessment using AMbient Excitations, <http://sesame-fp5.obs.ujf-grenoble.fr>.
- Σκορδύλης Μ., 2007. Σημειώσεις του μαθήματος «Μηχανικές ταλαντώσεις και Ελαστικά κύματα».
- Stephenson W.R., 2003. Factors bounding prograde Rayleigh-wave particle motion in a softsoil layer, *Pacific Conference on Earthquake Engineering*.
- Suzuki T., Adachi Y., and Tanaka M., 1995. Application of microtremor measurements to the estimation of earthquake ground motions in Kushiro city during the Kushiro-Oki earthquake of 15 January 1993, *Earthq. Eng. Struct. Dyn.*, 24, 595-613.
- Teves-Costa P., Matias L., and Bard P.-Y. 1996. Seismic behaviour estimation of thin alluvium layers using microtremor recordings, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 15, 201-209.
- Teves-Costa P., Almeida I. M., Silva P. L., 2001. Microzonation of Lisbon: 1-D theoretical approach, *Pure Appl. Geophys.*, 158, 2579-2596.
- Teves-Costa, P., Senos L., and Oliveira C.S., 2004. Correlation between damage distribution and soil behaviour estimated with ambient vibrations.

Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper # 1004.

Theodulidis N., and Panou A., 2004. "Ambient noise measurements survey in the city of Kalamata (Greece)", sub-Report in the SESAME-WP04 Deliverable 20.04, 2004.

Theodulidis N., Cultrera G., Tento A., Faeh D., Atakan K., Bard P.-Y., Panou A., and the SESAME-Team, 2004. Empirical evaluation of the horizontal-to-vertical spectral ratio technique: results from the SESAME project. Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering, Vancouver, August 2004, Paper # 2323.

Tokeshi J. C. and Sugimura Y., 1998. On the estimation of the natural period of the ground using simulated microtremors. Proceeding of the Second International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion. Yokohama, Japan. 2 651-664.

Tokimatsu K., 1997. Geotechnical site characterization using surface waves. Proceedings of the First International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering. 3 1333-1368.

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.

Toksöz M. N., 1964. Microseisms and an attempted application to exploration, Geophysics, 29-2, 154-177.

Toksöz M. N., and Lacoss R. T., 1968. Microseisms: mode structure and sources, Science, 159, 872-873.

Toshinawa J., Taber J., and Berril J., 1997. Distribution of ground-motion intensity from questionnaire survey, earthquake recordings, and microtremor measurements – A case study in Christchurch, New Zealand, during the 1994 Arthurs Pass earthquake, Bull. Seismol. Soc. Am., 87, 356–369.

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.

Trifunac M. D., and Todorovska M. I., 2000. Long period microseisms and earthquake damage: Northridge, CA, earthquake of 17 January 1994, Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 19, 253-267.

Τσελέντης Α. 1997. Σύγχρονη Σεισμολογία, Εκδόσεις Παπασωτηρίου, Αθήνα 1997.

Tuladhar R., Yamazaki F., Warnitchai P., and Saita J., 2004. Seismic microzonation of the greater Bangkok area using microtremor observations, Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 33, 2, 211–225.

Uebayashi, H., 2003. Extrapolation of irregular subsurface structures using the horizontal-to-vertical spectral ratio of long-period microtremors, Bulletin of the Seismological Society of America 93 (2), 570–582.

Vallianatos F., Makris J., Mucciarelli M., Bastelli G., and Dall’Olio E., 2004. Microtremor measurements and its application to seismic microzoning of Chania Venecian City, Crete (Greece), 10th International Congress of the Geological Society of Greece, Thessaloniki, April 2004.

Wakamatsu K., and Yasui Y., 1996. Possibility of estimation for amplification characteristics of soil deposits based on ratio of horizontal to vertical spectra of microtremors. Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering. Acapulco, Mexico.

- 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.
- Woolery E. W., and Street R., 2002. 3D near-surface soil response from H/V ambient-noise ratios, *Soil Dyn. Earthq. Eng.*, 22, 865-876.
- 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.
- 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.
- Yamamoto H., 2000. Estimation of shallow S-wave velocity structures from phase velocities of Love- and Rayleigh-waves in microtremors. *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering*. Auckland, New Zealand.
- Zaré M., Bard P-Y., Ghafory-Ashtiany M., 1999. Site characterizations for the Iranian strong motion network, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, 101-123.
- Zaslavsky Y., Shapira A., Arzi A., 2000. Amplification effects from earthquakes and ambient noise in the Dead Sea rift (Israel), *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 20, 187- 207.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ

Στο παράρτημα που ακολουθεί παρατίθενται τα τελικά αποτελέσματα της επεξεργασίας των μετρήσεων εδαφικού θορύβου στην πόλη των Χανίων.

