

ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ



**ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ**

ΑΝΘΥΜΙΔΗΣ ΜΑΡΙΟΣ

Γεωλόγος

**Συμβολή στη Μελέτη της Γεωφυσικής
Δομής και της Απόκρισης των
Επιφανειακών Στρωμάτων της Γης με
τη Χρήση Δεδομένων Δικτύων
Μικροθορύβου και Σεισμικών
Καταγραφών**

ΔΙΑΤΡΙΒΗ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

**ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ ΣΠΟΥΔΩΝ
ΤΜΗΜΑΤΟΣ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ
ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ**

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ 2008

ΤΡΙΜΕΛΗΣ ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΚΑΙ ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΠΑΠΑΖΑΧΟΣ Κων/νος, Αναπληρωτής Καθηγητής *Α.Π.Θ.* (Επιβλέπων Διατριβής)

ΘΕΟΔΟΥΛΙΔΗΣ Νίκος, Διευθυντής Ερευνών *Ι.Τ.Σ.Α.Κ.* (Μέλος)

ΣΑΒΒΑΪΔΗΣ Αλέξανδρος, Εντεταλμένος Ερευνητής *Ι.Τ.Σ.Α.Κ.* (Μέλος)

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Πρόλογος.....	5
---------------	---

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο - Εισαγωγή

1.1 Εισαγωγή.....	9
1.2 Εδαφικός Θόρυβος.....	11
1.2.1 Πηγές εδαφικού θορύβου.....	12
1.2.2 Φύση του Εδαφικού Θορύβου.....	13
1.3 Εφαρμογές του Εδαφικού Θορύβου.....	14
1.4 Περιοχή Μελέτης.....	16
1.4.1 Γεωλογικά Δεδομένα.....	18
1.4.2 Γεωτεχνικά Δεδομένα.....	24

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο - Μέθοδος HVSR

2.1 Εισαγωγή - Θεωρητικές Έννοιες.....	29
2.2 Όργανα Μέτρησης Εδαφικού Θορύβου με τη Χρήση Μονού Σταθμού.....	37
2.3 Επεξεργασία των Δεδομένων με τη Μέθοδο HVSR.....	40
2.4 Ημερήσιες και Εποχιακές Μεταβολές του Εδαφικού Θορύβου.....	48
2.5 Μετρήσεις Εδαφικού Θορύβου με τη Χρήση Μονού Σταθμού.....	55
2.6 Αποτελέσματα της Μεθόδου HVSR.....	57

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο - Τεχνική των Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων

3.1 Εισαγωγή.....	67
3.2 Όργανα Μέτρησης Εδαφικού Θορύβου με την Τεχνική των Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων.....	74
3.3 Οργάνωση των Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων και Συλλογή Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου.....	77
3.4 Επεξεργασία των Δεδομένων.....	82
3.5 Δομή Ταχυτήτων - Αποτελέσματα.....	88

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο - Ανάλυση Σεισμικών Καταγραφών

4.1 Εισαγωγή.....	97
4.2 Όργανα Καταγραφής Σεισμών.....	99
4.3 Δεδομένα από Σεισμικές Καταγραφές	100
4.4 Επεξεργασία των Σεισμικών Δεδομένων.....	105
4.5 Αποτελέσματα.....	107

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο - Αριθμητική Προσομοίωση Εδαφικού Θορύβου

5.1 Εισαγωγή - Συνθετικές Καταγραφές Εδαφικού Θορύβου.....	113
5.2 Μοντέλα Δομής.....	116
5.3 Αποτελέσματα της Μονοδιάστατης (1D) Αριθμητικής Προσομοίωσης του Εδαφικού Θορύβου.....	120

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6^ο - Χαρακτηρισμός Τοπικών Εδαφικών Συνθηκών

6.1 Αντισεισμικός Κανονισμός <i>NEHRP</i> (2000).....	127
6.2 Συσχέτιση με Εδαφικό Θόρυβο.....	130

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7^ο - Συμπεράσματα και Συζήτηση

7.1 Συμπεράσματα.....	137
7.2 Συζήτηση.....	142

Βιβλιογραφία - Αναφορές.....

Παράρτημα Α - Καμπύλες *HVSR*.....

Παράρτημα Β - Μοντέλα Κατανομής Ταχυτήτων.....

Παράρτημα Γ - Δεδομένα Γεωτρήσεων.....

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης με τίτλο «Συμβολή στη μελέτη της γεωφυσικής δομής και της απόκρισης των επιφανειακών στρωμάτων της Γης με τη χρήση δεδομένων δικτύων μικροθορύβου και σεισμικών καταγραφών» πραγματοποιήθηκε στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Προγράμματος Σπουδών του Τομέα Γεωφυσικής του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης. Αντικείμενο της διατριβής είναι η μελέτη της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων και η εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση με τη χρήση μεθόδων που στηρίζονται στη μέτρηση και ανάλυση δεδομένων εδαφικού θορύβου (ή μικροθορύβου) και σεισμικών καταγραφών. Για το σκοπό αυτό, πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού και με ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων στην ευρύτερη περιοχή που καλύπτει η πόλη των Γρεβενών (Βορειοδυτική Ελλάδα), καθώς και εγκατάσταση προσωρινού τοπικού δικτύου σεισμομέτρων σε επιλεγμένες θέσεις με στόχο την καταγραφή σεισμικών γεγονότων.

Η δομή της διατριβής μπορεί να χωριστεί σε τέσσερις γενικές θεματικές ενότητες που είναι αντίστοιχα: η εφαρμογή μεθόδων εδαφικού θορύβου, η ανάλυση σεισμικών καταγραφών, η μονοδιάστατη (1D) αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου και ο χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις προτεινόμενες διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP* (2000).

Το **πρώτο κεφάλαιο** της διατριβής είναι εισαγωγικό και αναφέρεται στο θεωρητικό υπόβαθρο του εδαφικού θορύβου, τις πηγές προέλευσης και τη φύση (κυματικό περιεχόμενο) του. Επίσης, γίνεται αναφορά στις διάφορες εφαρμογές του εδαφικού θορύβου σύμφωνα με παραδείγματα από τη διεθνή βιβλιογραφία. Στο τέλος του κεφαλαίου περιγράφεται η περιοχή μελέτης, καθώς και τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα.

Στο **δεύτερο κεφάλαιο** αναπτύσσεται η μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή *HVSR*) και η εφαρμογή της στην περιοχή μελέτης για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Αρχικά δίνονται κάποια στοιχεία για τη θεωρητική ερμηνεία της μεθόδου *HVSR*, ενώ στη συνέχεια

περιγράφονται τα όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου που χρησιμοποιήθηκαν, η επεξεργασία των δεδομένων, ο έλεγχος των ημερήσιων και εποχιακών μεταβολών του εδαφικού θορύβου, το πλέγμα μετρήσεων με τη χρήση μονού σταθμού καθώς και τα τελικά αποτελέσματα της μεθόδου όπου παρουσιάζονται χάρτες στους οποίους διακρίνονται ζώνες στην περιοχή μελέτης με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης στη σεισμική εδαφική κίνηση.

Στο **τρίτο κεφάλαιο** περιγράφεται η εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array Technique) σε τέσσερις επιλεγμένες θέσεις στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών για τη μελέτη της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών. Γίνεται αναφορά στον τρόπο μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση κυκλικών διατάξεων σταθμών καταγραφής καθώς και σε όλα τα στάδια επεξεργασίας των δεδομένων αναλυτικά. Η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου περιλαμβάνει την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης με τη μέθοδο συχνότητας - κυματάριθμου (frequency - wavenumber ή $f-k$) και την αντιστροφή της σύμφωνα με κατάλληλο αλγόριθμο γειτνίασης (neighborhood algorithm). Τα αποτελέσματα εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για κάθε θέση, που αφορούν στην εκτίμηση της κατανομής ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος, παρουσιάζονται στο τέλος του κεφαλαίου.

Το **τέταρτο κεφάλαιο** διαπραγματεύεται με την ανάλυση σεισμικών καταγραφών οι οποίες συλλέχθηκαν με εγκατάσταση προσωρινού τοπικού δικτύου σεισμομέτρων στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών και σε γύρω περιοχές. Παρουσιάζεται ο κατάλογος σεισμών, ο αντίστοιχος χάρτης επικέντρων και η επεξεργασία των σεισμικών καταγραφών με τη μέθοδο της συνάρτησης δέκτη (Receiver Function ή RF) και με τη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratio ή SSR). Η ανάλυση σεισμικών καταγραφών παρέχει την πραγματική ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης και τα αποτελέσματα της συγκρίθηκαν με τα αποτελέσματα της μεθόδου $HVSR$ εδαφικού θορύβου για τις ίδιες θέσεις.

Το **πέμπτο κεφάλαιο** αφορά στην αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με την παραγωγή συνθετικών καταγραφών. Περιγράφεται η διαδικασία παραγωγής συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη χρήση κατάλληλων λογισμικών προγραμμάτων, καθώς και τα θεωρητικά μοντέλα δομής που χρησιμοποιήθηκαν για την αριθμητική προσομοίωση τα οποία προέρχονται από τα δεδομένα γεωτρήσεων, τα αποτελέσματα της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων

και ενός γενικού μοντέλου δομής με βάση τα διαθέσιμα γεωτεχνικά και γεωλογικά δεδομένα. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η σύγκριση των συνθετικών καμπύλων *HVSR* με τις πειραματικές όπως προέκυψαν από την ανάλυση συνθετικών και πειραματικών καταγραφών εδαφικού θορύβου αντίστοιχα, με τη μέθοδο *HVSR*. Η αριθμητική προσομοίωση πραγματοποιήθηκε για την εκτίμηση του υπεδάφιου μοντέλου δομής και την ερμηνεία των αποτελεσμάτων των μεθόδων εδαφικού θορύβου.

Στο **έκτο κεφάλαιο** γίνεται χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις προτεινόμενες διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP* (2000). Ο άμεσος χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών ήταν εφικτός σε περιορισμένες θέσεις στην περιοχή μελέτης και συγκεκριμένα στις θέσεις των γεωτρήσεων όπου υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (Standard Penetration Test ή SPT) και στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Η χωρική επέκταση του χαρακτηρισμού σε όλη την περιοχή μελέτης έγινε με συσχέτιση των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την ποσότητα $\bar{N}$ που αντιπροσωπεύει τον μέσο αριθμό κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως για τα πρώτα 30m του υπεδάφους. Με αυτό τον τρόπο δημιουργήθηκαν προκαταρκτικοί χάρτες χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών για το πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την προκαταρκτική εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου.

Στο **έβδομο κεφάλαιο** γίνεται σύνοψη των όσων πραγματοποιήθηκαν στην παρούσα διατριβή και διατυπώνονται τα βασικά συμπεράσματα.

Η παρούσα διατριβή ειδίκευσης ενισχύθηκε οικονομικά από το Ευρωπαϊκό ερευνητικό πρόγραμμα με ακρωνύμιο *SyNaRMa* (Information System of Natural Risk Management in the Mediterranean).

Ολοκληρώνοντας την διατριβή μου θα ήθελα να εκφράσω τις ευχαριστίες μου σε πλήθος ανθρώπων που με βοήθησαν ουσιαστικά. Πρώτα από όλους θέλω να ευχαριστήσω την οικογένεια μου, τους γονείς μου Μιχάλη και Ασπασία και την αδερφή μου Ελισάβετ, για την πολύχρονη ηθική, ψυχολογική, οικονομική τους υποστήριξη, τη συμπαράστασή τους σε όλες τις επιλογές μου όλα αυτά τα χρόνια και για την ποιότητα ζωής που μου προσέφεραν. Χωρίς αυτούς δεν θα είχα τη δυνατότητα να σπουδάσω αλλά και να συνεχίσω τις σπουδές μου σε μεταπτυχιακό κύκλο.

Ένα μεγάλο ευχαριστώ θέλω να εκφράσω στα μέλη της τριμελούς συμβουλευτικής και εξεταστικής επιτροπής μου. Στον επιβλέποντα της διατριβής κ. Κωνσταντίνο Παπαζάχο, αναπληρωτή καθηγητή του Τμήματος Γεωλογίας του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για την ανάθεση του θέματος, την παρακολούθηση της πορείας μου, τις εύστοχες παρατηρήσεις του σε όλη τη διάρκεια της διατριβής μου, τις σημαντικές επιστημονικές συμβουλές του και την καθοδήγηση του ακόμα και στα προπτυχιακά μου χρόνια. Για τα εναπομείναντα μέλη της επιτροπής μου, τον κ. Θεοδοουλίδη Νίκο, διευθυντή ερευνών του Ινστιτούτου Τεχνικής Σεισμολογίας και Αντισεισμικών Κατασκευών (Ι.Τ.Σ.Α.Κ.) και τον κ. Σαββαΐδη Αλέξανδρο, εντεταλμένο ερευνητή του ίδιου ινστιτούτου, οι οποίοι ήταν και οι κύριοι συνεργάτες μου στην παρούσα διατριβή, νομίζω ότι ένα απλό ευχαριστώ δεν αρκεί για να τους εκφράσω την ευγνωμοσύνη μου. Τους ευχαριστώ για τις ιδανικές συνθήκες εργασίας που μου προσέφεραν με όλη τη σημασία των λέξεων, την εμπιστοσύνη που έδειξαν στο πρόσωπό μου χωρίς να έχουμε συνεργαστεί στο παρελθόν, την οικονομική ενίσχυση, την ευκαιρία που μου δόθηκε να συνεργαστώ με ερευνητές ξένων πανεπιστημίων τόσο σε εργασίες υπαίθρου όσο και σε θεωρητικό επίπεδο αποκομίζοντας σημαντικές επιστημονικές εμπειρίες, αλλά πάνω από όλα τους ευχαριστώ που πάντα είχαν το χρόνο να ασχοληθούν μαζί μου με θετική και φιλική διάθεση, δίνοντάς μου την αίσθηση ότι απευθύνομαι σε πραγματικούς μου φίλους.

Επίσης, θα ήθελα να ευχαριστήσω όλα τα μέλη του τομέα Γεωφυσικής, μεταπτυχιακούς φοιτητές, υποψήφιους διδάκτορες και μόνιμο προσωπικό. Ιδιαίτερα όμως θέλω να ευχαριστήσω το «τέταρτο» μέλος της επιτροπής μου, τη δρ. Αρετή Πάνου η βοήθεια της οποίας ήταν καταλυτική και ουσιαστική σε όλη τη διάρκεια της διατριβής μου. Την ευχαριστώ γιατί πάντα είχε τη διάθεση να συζητήσει μαζί μου τις οποιεσδήποτε επιστημονικές απορίες μου, αλλά και να βοηθήσει με τις γνώσεις της στη λύση τους. Ιδιαίτερες ευχαριστίες αξίζουν επίσης στη «φουρνιά» μου στο μεταπτυχιακό κύκλο σπουδών, την Καραμήτρου Αλεξάνδρα, το Μίλεα Χρήστο, Μπάλλα Δημήτρη, Ρήγα Μιχάλη και Σιμιρδάνη Κλεάνθη για τις απίστευτες στιγμές εντός και εκτός πανεπιστημίου που περάσαμε μαζί.

Τις τελευταίες ευχαριστίες θέλω να τις δώσω σε όλους όσους ήταν πάντα δίπλα μου όλα αυτά τα χρόνια σε καλές και κακές στιγμές...

Ανθυμίδης Μάριος,
Νοέμβριος 2008

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

Εισαγωγή

“...The phenomenon of microtremors has long been known to mankind, but it is only quite recently that the microtremor survey method has established itself. It is basically a passive seismic method, whereby ‘listening’ to nature’s ‘voice’ gives information enabling us to estimate the subsurface structure under an array of geophones ...”

Suto Koya (2002)

1.1 Εισαγωγή

Απαραίτητη προϋπόθεση για την αντιμετώπιση του σεισμικού κινδύνου σε μία περιοχή είναι η γνώση της γεωφυσικής δομής και της απόκρισης των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων. Με τον όρο γεωφυσική δομή, εννοούμε την κατανομή των τιμών διάφορων φυσικών παραμέτρων με το βάθος, όπως είναι οι ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων, η πυκνότητα, οι ελαστικές σταθερές, κτλ. Με βάση τη γεωφυσική δομή εξάγονται σημαντικές πληροφορίες που αφορούν τους γεωλογικούς σχηματισμούς του υπεδάφους όπως για παράδειγμα το βάθος του υποβάθρου και η δυσκαμψία (rigidity) των σχηματισμών, η οποία αποτελεί ένα μέτρο της «σκληρότητας» των πετρωμάτων. Όλες οι πληροφορίες που εξάγονται από τη μελέτη της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών στρωμάτων μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική εδαφική κίνηση (site effects).

Η σεισμική εδαφική κίνηση σε μία περιοχή εξαρτάται από, τις ιδιότητες της σεισμικής εστίας (μέγεθος, μηχανισμός γένεσης, τρόπος ακτινοβολίας της σεισμικής ενέργειας, κτλ), την υπεδάφια δομή μέσα από την οποία διαδίδονται τα σεισμικά κύματα (δρόμος διαδρομής, γεωμετρική διασπορά και ανελαστική απόσβεση των

σεισμικών κυμάτων, κτλ) και από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες (τοπικές γεωλογικές και τεκτονικές συνθήκες).

Οι τοπικές εδαφικές συνθήκες επηρεάζουν σε σημαντικό βαθμό τα χαρακτηριστικά της σεισμικής κίνησης. Το πλάτος, η συχνότητα και η διάρκεια των κατακόρυφων και οριζόντιων εδαφικών κινήσεων που οφείλονται στα σεισμικά κύματα τα οποία φτάνουν σε μία θέση, μπορούν να μεταβληθούν ανάλογα με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες που επικρατούν. Οι βλάβες που προκαλούνται στις τεχνητές κατασκευές σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης, εξαρτώνται τόσο από τα χαρακτηριστικά της σεισμικής εδαφικής κίνησης όσο και από παραμέτρους που αφορούν την τεχνητή κατασκευή. Επομένως, η εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική εδαφική κίνηση σε αστικά περιβάλλοντα, ειδικά τα πυκνοκατοικημένα, είναι απαραίτητη για τη μείωση του σεισμικού κινδύνου και των καταστροφικών επιπτώσεων ενός σεισμικού γεγονότος.

Οι μέθοδοι προσδιορισμού της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική εδαφική κίνηση, μπορούν να ομαδοποιηθούν σε τρεις κύριες κατηγορίες. Η πρώτη κατηγορία περιλαμβάνει μεθόδους αριθμητικής προσομοίωσης της εδαφικής κίνησης με χρήση γεωτεχνικών και γεωφυσικών δεδομένων. Τα γεωτεχνικά δεδομένα (γεωτρήσεις, εργαστηριακές δοκιμές σε δείγματα υλικών) και η εφαρμογή κλασσικών μεθόδων γεωφυσικής διασκόπησης (π.χ. σεισμική ανάκλαση και διάθλαση) παρέχουν αξιόπιστα αποτελέσματα για τις απαιτούμενες παραμέτρους των θεωρητικών μοντέλων δομής στην αριθμητική προσομοίωση (πάχος των ιζηματογενών στρωμάτων, ταχύτητες των επιμήκων και εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, κτλ), αλλά εμφανίζονται περιορισμοί στην εφαρμογή τους σε αστικές περιοχές, λόγω μεγάλου κόστους και περιβαλλοντικών διαταραχών.

Η δεύτερη κατηγορία περιλαμβάνει μεθόδους με τις οποίες πραγματοποιείται άμεση εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών από την ανάλυση σεισμικών καταγραφών. Με την κατάλληλη επιλογή σταθμών καταγραφής σε μία περιοχή, υπολογίζεται η πειραματική *συνάρτηση μεταφοράς (transfer function)*, δηλαδή η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε μία θέση σε σχέση με μία άλλη που θεωρείται ανεπηρέαστη από την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών (θέση αναφοράς σε σκληρό πέτρωμα). Ένα μειονέκτημα αυτών των μεθόδων είναι ότι δεν μπορούν να εφαρμοστούν σε περιοχές με χαμηλή ή μέτρια σεισμικότητα εξαιτίας του μεγάλου χρόνου που απαιτείται για τη συλλογή σημαντικού αριθμού σεισμικών καταγραφών με ικανοποιητικό λόγο σήματος προς θόρυβο.

Τέλος, η τρίτη κατηγορία μεθόδων στηρίζεται στην ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου και προσφέρει ένα εναλλακτικό, πρακτικό και χαμηλού κόστους εργαλείο για εφαρμογές σε αστικά περιβάλλοντα. Οι καταγραφές εδαφικού θορύβου χρησιμοποιούνται με τέσσερις κυρίως μεθοδολογίες για τον υπολογισμό της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε μία θέση (Bard, 1999), οι οποίες είναι: α) Μέθοδος των απόλυτων φασμάτων (Μέθοδος Kanai), β) Μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή *HVSR*), γ) Μέθοδος των κλασσικών φασματικών λόγων (Standard Spectral Ratio ή *SSR*) και δ) Τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array technique). Η ιδιαιτερότητα της τελευταίας τεχνικής είναι ότι αποτελεί μία γεωφυσική μέθοδο διασκόπησης, το αποτέλεσμα της οποίας είναι η μονοδιάστατη δομή ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων. Σε αντίθεση, οι τρεις πρώτες μεθοδολογίες παρέχουν πληροφορίες για την ιδιοσυχνότητα των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων καθώς και για την ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης υπό ορισμένες συνθήκες.

Η εφαρμογή μεθόδων εδαφικού θορύβου για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική εδαφική κίνηση χρησιμοποιείται όλο και περισσότερο από τους ερευνητές τις τελευταίες δεκαετίες, γιατί παρουσιάζουν πολλά και σημαντικά πλεονεκτήματα. Μερικά από αυτά είναι: το χαμηλό κόστος, οι μικρές απαιτήσεις σε εξοπλισμό και προσωπικό, η εφαρμογή σε οποιοδήποτε μέρος και χρόνο, η ευκολία και η ταχύτητα της επεξεργασίας των δεδομένων, τα αξιόπιστα αποτελέσματα και το γεγονός ότι αυτές δεν προκαλούν περιβαλλοντικές διαταραχές.

1.2 Εδαφικός Θόρυβος

Η επιφάνεια της Γης βρίσκεται πάντοτε σε κίνηση σε διάφορες συχνότητες ακόμα και χωρίς σεισμική διέγερση. Αυτές οι σταθερές ταλαντώσεις της επιφάνειας της Γης ονομάζονται εδαφικός θόρυβος (ambient noise). Το πλάτος κίνησης του εδαφικού θορύβου είναι γενικά πολύ μικρό, εκτός από κάποιες σπάνιες περιπτώσεις, της τάξης των 10^{-4} με 10^{-2} mm, δηλαδή πολύ μακριά από την ανθρώπινη αντίληψη. Η καταγραφή του εδαφικού θορύβου γίνεται από σεισμόμετρα υψηλής ευαισθησίας και οι πηγές προέλευσής του είναι είτε φυσικές είτε ανθρωπογενείς, όπως είναι για παράδειγμα οι παλίρροιες, τα θαλάσσια κύματα, ο άνεμος, οι αλλαγές στην

ατμοσφαιρική πίεση, οι αυτοκινητόδρομοι, οι βιομηχανικές εγκαταστάσεις και η κίνηση των ανθρώπων.

Όπως κάθε σεισμική καταγραφή, έτσι και ο εδαφικός θόρυβος παρέχει πληροφορίες που σχετίζονται με την πηγή προέλευσης του, τον δρόμο διάδοσης από την πηγή έως τη θέση καταγραφής του και τις τοπικές εδαφικές συνθήκες στη θέση καταγραφής του.

1.2.1 Πηγές Εδαφικού Θορύβου

Όπως έχει αναφερθεί προηγουμένως, ο εδαφικός θόρυβος είναι οι συνεχόμενες ταλαντώσεις του εδάφους από πηγές που σχετίζονται με φυσικούς (περιβαλλοντικούς) παράγοντες, καθώς και με την ανθρώπινη δραστηριότητα. Πολλοί ερευνητές ([Gutenberg 1958](#), [Kanai & Tanaka 1961](#), [Frantti et al. 1962](#), [Frantti 1963](#), [Toksoz & Lacoss 1968](#), [Peterson 1983](#), [Horike 1985](#), [Akamatsu et al. 1992](#), [Yamanaka et al. 1993](#), [Friedrich et al. 1998](#), [Satoh et al. 2001](#), [Bromirski & Duennebier 2002](#), [Okada 2003](#), [Dolenc & Dreger 2005](#)) προσπάθησαν να συσχετίσουν τα διαφορετικά είδη πηγών με το συχνотικό περιεχόμενο του εδαφικού θορύβου. Ανάλογα με την πηγή προέλευσης του (φυσική ή ανθρωπογενής) η συμπεριφορά του εδαφικού θορύβου είναι διαφορετική, τόσο στο πεδίο του χρόνου, όσο και στο πεδίο των συχνοτήτων.

Σύμφωνα με τους παραπάνω ερευνητές, ο εδαφικός θόρυβος χωρίζεται σε «μικροσεισμούς» (microseisms), αν προέρχεται από φυσικές πηγές, και σε «μικροδονήσεις» (microtremors), αν οι πηγές προέλευσης του είναι ανθρωπογενείς. Τα πλάτη των μικροσεισμών παρουσιάζουν διακυμάνσεις που συνδέονται με φυσικά φαινόμενα, ενώ τα πλάτη των μικροδονήσεων παρουσιάζουν ημερήσιες και εβδομαδιαίες διακυμάνσεις. Το όριο διάκρισης μεταξύ των μικροσεισμών και μικροδονήσεων στο πεδίο των συχνοτήτων τοποθετείται γύρω στο 1Hz.

Συνοψίζοντας όλα τα αποτελέσματα που αφορούν τις πηγές προέλευσης του εδαφικού θορύβου μπορούμε να καταλήξουμε στα παρακάτω ([Bonnefoy-Claudet et al. 2006b](#)):

- Ο εδαφικός θόρυβος με συχνότητες μικρότερες των 0.5Hz προέρχεται από τη δράση των ωκεανών και από μεγάλης κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα.

- Ο εδαφικός θόρυβος με συχνότητες κοντά στο 1Hz οφείλεται στην επίδραση του ανέμου και σε τοπικής κλίμακας μετεωρολογικά φαινόμενα.
- Σε συχνότητες μεγαλύτερες του 1Hz ο εδαφικός θόρυβος οφείλεται στις ανθρώπινες δραστηριότητες.

Το όριο του 1Hz μεταξύ των μικροσεισμών και των μικροδονήσεων δεν είναι απόλυτο και σύμφωνα με τον [Seo \(1997\)](#) ανάλογα με τη γεωλογία της κάθε περιοχής αυτό το όριο μπορεί να μετακινηθεί σε χαμηλότερες συχνότητες. Επίσης, ο ίδιος ερευνητής πρότεινε ένα απλό τρόπο διάκρισης μεταξύ μικροσεισμών και μικροδονήσεων από συνεχόμενες καταγραφές εδαφικού θορύβου. Όταν παρατηρούνται σημαντικές μεταβολές στο πλάτος των καταγραφών κατά ένα παράγοντα μεταξύ του 3 και του 4 κατά τη διάρκεια της μέρας και της νύχτας, τότε οι συγκεκριμένες καταγραφές αντιστοιχούν σε μικροδονήσεις και όχι σε μικροσεισμούς.

1.2.2 Φύση του Εδαφικού Θορύβου

Η κατανόηση της φύσης (κυματικού περιεχόμενου) του εδαφικού θορύβου είναι απαραίτητη προϋπόθεση για τον καθορισμό των δυνατοτήτων των μεθόδων που στηρίζονται στη μέτρηση και ανάλυση εδαφικού θορύβου (μέθοδος *HVSR*, τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων) και κατ' επέκταση στη συνεισφορά τους στην εκτίμηση του σεισμικού κινδύνου, ειδικά σε αστικά περιβάλλοντα ([Bonnefoy-Claudet et al. 2006b](#)).

Μία ολοκληρωμένη μελέτη της φύσης του εδαφικού θορύβου αποτελεί ο διαχωρισμός του σε κύματα χώρου (P, SV, SH) και επιφανειακά κύματα (Rayleigh και Love), καθώς και ο υπολογισμός της ποσοτικής αναλογίας κάθε είδους κύματος. Συγκεκριμένα, τα θέματα που πρέπει να απαντηθούν σχετικά με τη σύνθεση του κυματικού πεδίου στον εδαφικό θόρυβο αφορούν τη σχετική αναλογία των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων, τη σχετική αναλογία των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh και Love και για τα κύματα Rayleigh, ποια είναι η σχετική αναλογία των θεμελιωδών και ανώτερων αρμονικών όρων.

Όσο αφορά το ποσοστό συμμετοχής των σεισμικών κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων στη σύνθεση του εδαφικού θορύβου, τα θεμελιώδη κύματα Rayleigh είναι κυρίαρχα στις χαμηλές συχνότητες (< 1Hz), ενώ στις υψηλές συχνότητες το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται από σύνθεση

κυμάτων χώρου και επιφανειακών κυμάτων (Douze 1964, Douze 1967, Toksoz & Lacoss 1968, Li et al. 1984, Horike 1985, Yamanaka et al. 1994).

Το ποσοστό συμμετοχής των κυμάτων Love, στα επιφανειακά κύματα που συνθέτουν το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου, φαίνεται ότι είναι υψηλό, τουλάχιστον για συχνότητες μεγαλύτερες του 1Hz (Ohmachi & Umezono 1998, Chouet et al. 1998, Arai & Tokimatsu 1998, Arai & Tokimatsu 2000, Yamamoto 2000, Cornou et al. 2003a, Cornou et al. 2003b, Okada 2003, Kohler 2006).

Η κατανομή της ενέργειας στους διάφορους αρμονικούς όρους των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι πολύ δύσκολο να υπολογιστεί εξαιτίας των ετερογενειών της υπεδάφιας δομής. Σύμφωνα με τον Stephenson (2003), αν το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται μόνο από θεμελιώδη αρμονικά κύματα Rayleigh, τότε οι καμπύλες *HVSR* θα παρουσίαζαν ένα μοναδικό μέγιστο που θα το ακολουθούσε μία απότομη πτώση των τιμών της καμπύλης (peak/trough structure). Η εμφάνιση περισσότερων τοπικών μέγιστων (σε μεγαλύτερες συχνότητες) στην καμπύλη *HVSR* μπορεί να θεωρηθεί ότι οφείλεται σε ανώτερους αρμονικούς όρους των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Bodin et al. 2001, Asten & Dhu 2002) ή σε μακρινές πηγές εδαφικού θορύβου που μπορούν να εξηγηθούν από τους ανώτερους αρμονικούς όρους των κυμάτων χώρου (Bonnetfoy-Claudet et al. 2006a). Σύμφωνα με τον Tokimatsu (1997) ο οποίος ανέλυσε συνθετικές καταγραφές εδαφικού θορύβου για τρία διαφορετικά μοντέλα υπεδάφιας δομής, κατέληξε στο συμπέρασμα ότι ανώτεροι αρμονικοί όροι των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh υπάρχουν στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου και ότι η κατανομή ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στην υπεδάφια δομή παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στη διέγερση ανώτερων αρμονικών όρων.

Από όλα τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι χρειάζεται περισσότερη διερεύνηση για την καλύτερη προσέγγιση της σύνθεσης του κυματικού πεδίου του εδαφικού θορύβου και το θέμα παραμένει ανοικτό σε μελλοντικές έρευνες.

1.3 Εφαρμογές του Εδαφικού Θορύβου

Αν και οι απόψεις για το θεωρητικό υπόβαθρο σχετικά με τη φύση του εδαφικού θορύβου δεν έχουν βρει ακόμα κοινή αποδοχή από την επιστημονική κοινότητα, ο εδαφικός θόρυβος χρησιμοποιείται ευρέως για εφαρμογές που σχετίζονται με μικροζωνικές μελέτες, καθώς και με γεωφυσικές διασκοπήσεις. Σε

αυτή την παράγραφο γίνεται μια σύντομη αναφορά στους τρόπους με τους οποίους μπορεί να χρησιμοποιηθεί ο εδαφικός θόρυβος.

Η σύγκριση των τιμών της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών που υπολογίζεται με τη μέθοδο *HVSR* από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου και από τα διαγράμματα της *συνάρτησης μεταφοράς* (*transfer function*) που προκύπτουν από την ανάλυση σεισμικών καταγραφών, οδήγησε πολλούς ερευνητές (Chavez-Garcia et al. 1990, Field et al. 1990, Duval et al. 1994, Teves-Costa et al. 1996, Bour et al. 1998, Riepl et al. 1998, Bindi et al. 2000, Semblat et al. 2000, Duval et al. 2001, Nguyen et al. 2004 μεταξύ άλλων) στο συμπέρασμα ότι οι λόγοι *HVSR* καταγραφών εδαφικού θορύβου παρέχουν αξιόπιστες εκτιμήσεις της παραμέτρου f_0 . Αντίθετα, το πλάτος ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης που προκύπτει από τη μέθοδο *HVSR*, δεν μπορεί να συσχετιστεί απόλυτα με τα αποτελέσματα της ανάλυσης σεισμικών καταγραφών, αν και κάποιοι ερευνητές (Lermo & Chavez-Garcia 1994, Seekins et al. 1996, Mucciarelli 1998, Chavez-Garcia et al. 1999, Zaslavsky et al. 2000, Horike et al. 2001, Rodriguez & Midorikawa 2002) κατέληξαν σε καλή συμφωνία. Παρόμοια αποτελέσματα προκύπτουν και από την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με την παραγωγή συνθετικών καταγραφών, θεωρώντας τυχαία κατανεμημένες πηγές εδαφικού θορύβου κοντά στην επιφάνεια. Οι λόγοι *HVSR* των συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου παρέχουν την τιμή f_0 της θέσης, αλλά δεν συμβαίνει το ίδιο για το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης (Field & Jacob 1993, Lachet & Bard 1994, Lermo & Chavez-Garcia 1994a, Dravinski et al. 1996, Wakamatsu & Yasui 1996, Al Yuncha & Luzon 2000, Fah et al. 2001, Maresca et al. 2003, Bonnefoy-Claudet 2004, Cornou et al. 2004, Guillier et al. 2006, Bonnefoy-Claudet et al. 2006a). Από όλα τα παραπάνω προκύπτει ότι η ανάλυση εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* μπορεί να χρησιμοποιηθεί για μικροζωνικές μελέτες, κυρίως για την οριοθέτηση περιοχών με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης στη σεισμική εδαφική κίνηση.

Οι τιμές των παραμέτρων f_0 και A_0 που προκύπτουν από την ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR*, όπως ακόμα και ο δείκτης τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών ($Kg=A_0^2/f_0$, Nakamura 1996, 2000), μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τη συσχέτιση με την κατανομή των βλαβών στις τεχνητές κατασκευές από ένα σεισμικό γεγονός (Toshinawa et al. 1997, Mucciarelli & Monachesi 1998, Guegen et al. 1998, Mucciarelli & Monachesi 1999, Trifunac &

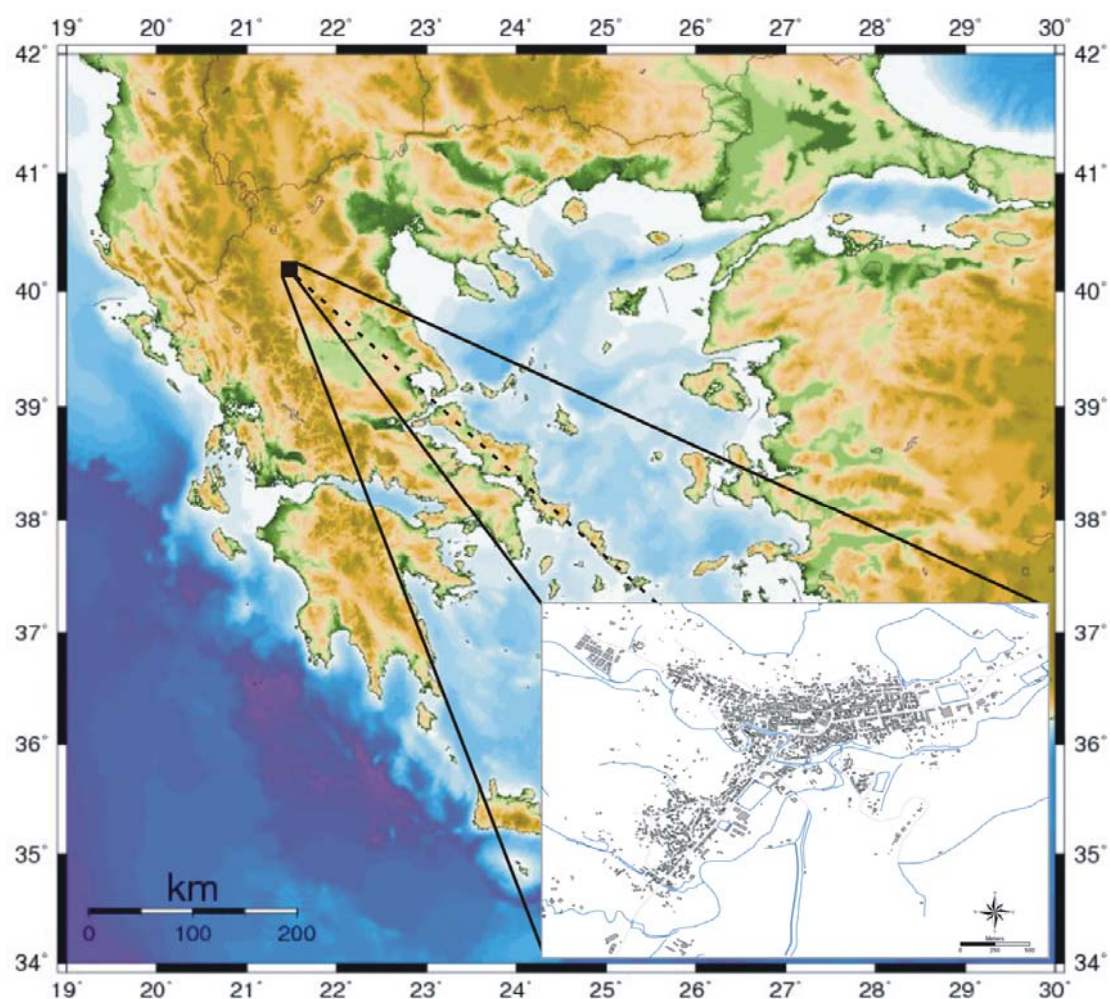
Todorovska 2000, Ansal et al. 2001, Gosar et al. 2001, Mucciarelli et al. 2001, D'Amico et al. 2002, Panou et al. 2005, Theodulidis et al. 2007).

Μία ακόμα εφαρμογή του εδαφικού θορύβου είναι ο καθορισμός του πάχους των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών από τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα που υπολογίζεται από τις καμπύλες *HVSR* (Morales et al. 1991, Duval et al. 1995, Field 1996, Jimenez et al. 2000, Delgado et al. 2000a, Delgado et al. 2000b, Alfaro et al. 2001, Navarro et al. 2001, Duval et al. 2001a, Delgado et al. 2002, Parolai et al. 2002, Garcia-Jerez et al. 2006). Όμως, για τη συγκεκριμένη εφαρμογή, είναι απαραίτητη η κατά προσέγγιση γνώση της μέσης ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στα επιφανειακά ιζηματογενή στρώματα της υπεδάφιας δομής, μέσω κάποιας ανεξάρτητης μεθόδου.

Η μέτρηση εδαφικού θορύβου με χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (*Array technique*) και η κατάλληλη επεξεργασία των δεδομένων, οδηγεί στην εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στα επιφανειακά ιζηματογενή στρώματα (Scherbaum et al. 2002, Wathelet 2005, Maresca et al. 2006). Επίσης, η εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων στο υπέδαφος μπορεί να γίνει με χρήση της υβριδικής μεθόδου (Tokimatsu et al. 1998, Fah et al. 2001, Arai et al. 2004) η οποία χρησιμοποιεί την καμπύλη *HVSR* εδαφικού θορύβου, αλλά και με συνδυασμένη αντιστροφή δεδομένων της μεθόδου *HVSR* και της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Garcia-Jerez et al. 2007). Στο μεγαλύτερο ποσοστό των περιπτώσεων η εκτίμηση της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων από την ανάλυση του εδαφικού θορύβου είναι σε καλή συμφωνία με τα γεωτεχνικά και γεωλογικά δεδομένα.

1.4 Περιοχή Μελέτης

Η περιοχή μελέτης εντοπίζεται στη Βόρειο-Δυτική Ελλάδα (Σχήμα 1) και στο χώρο που καταλαμβάνει το πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών. Η συγκεκριμένη περιοχή χαρακτηρίζεται από μέτρια σεισμικότητα με την ιδιαιτερότητα ότι παρατηρούνται σεισμικά γεγονότα μεγάλου μεγέθους αλλά με μεγάλη περίοδο επανάληψης (Papazachos, 1990). Το πιο πρόσφατο καταστρεπτικό γεγονός έγινε στις 13/05/1995 (M=6.6) και προκάλεσε σημαντικές ζημιές στην ευρύτερη περιοχή Κοζάνης - Γρεβενών, χωρίς όμως τραυματισμούς ή απώλειες σε ανθρώπινες ζωές.



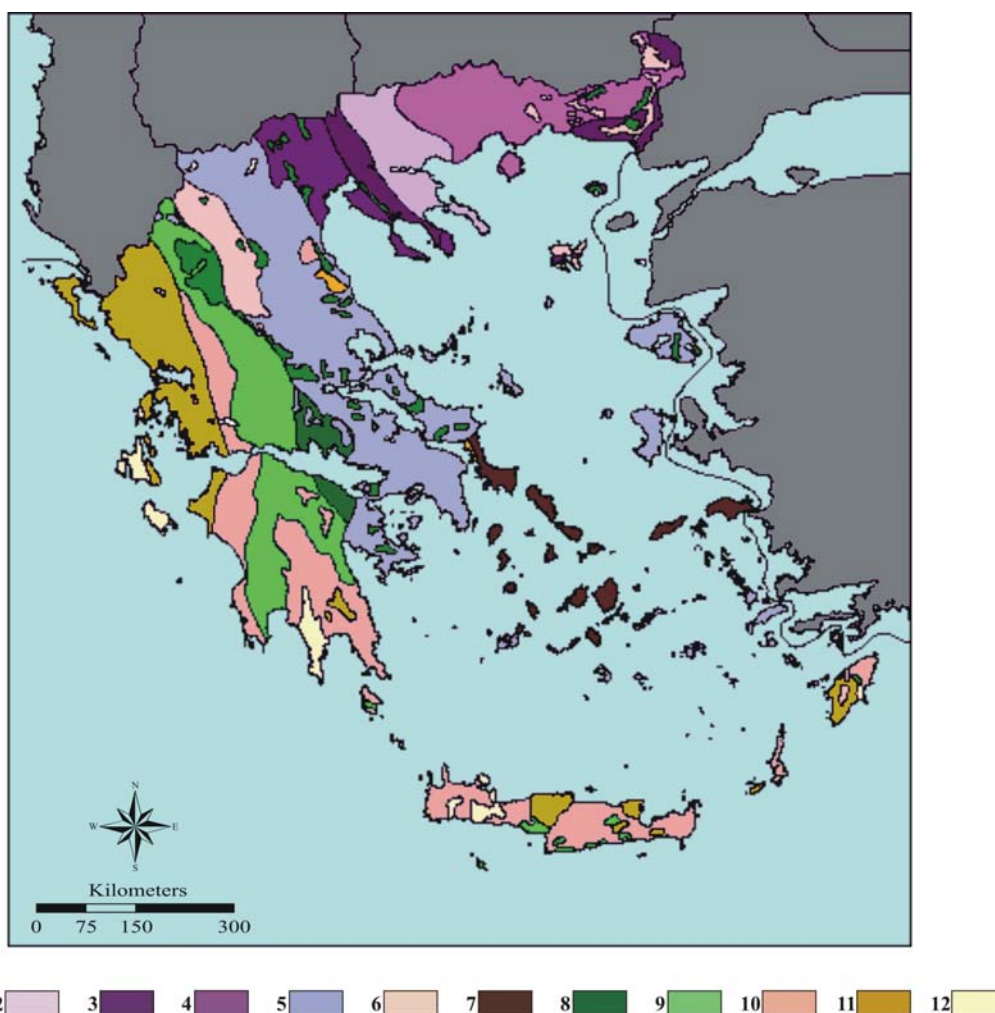
Σχήμα 1: Γεωμορφολογικός χάρτης της Ελλάδος και των γύρω περιοχών. Η περιοχή μελέτης περικλείεται με το μαύρο πολύγωνο.

Η εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική εδαφική κίνηση για την πόλη των Γρεβενών, πραγματοποιήθηκε με εφαρμογή μεθόδων εδαφικού θορύβου (μέθοδος *HVSR* και τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων) αλλά και με την ανάλυση σεισμικών καταγραφών, οι οποίες συλλέχθηκαν από προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων σε επιλεγμένες θέσεις. Επίσης, ακολούθησε αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με παραγωγή συνθετικών καταγραφών, που είχε σαν στόχο την καλύτερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων και τη συμβολή στην εκτίμηση του υπεδάφιου μοντέλου δομής. Τέλος, συνδυάζοντας όλα τα παραπάνω με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα, προέκυψε ένας προκαταρκτικός χάρτης κατηγοριοποίησης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού [NEHRP \(2000\)](#).

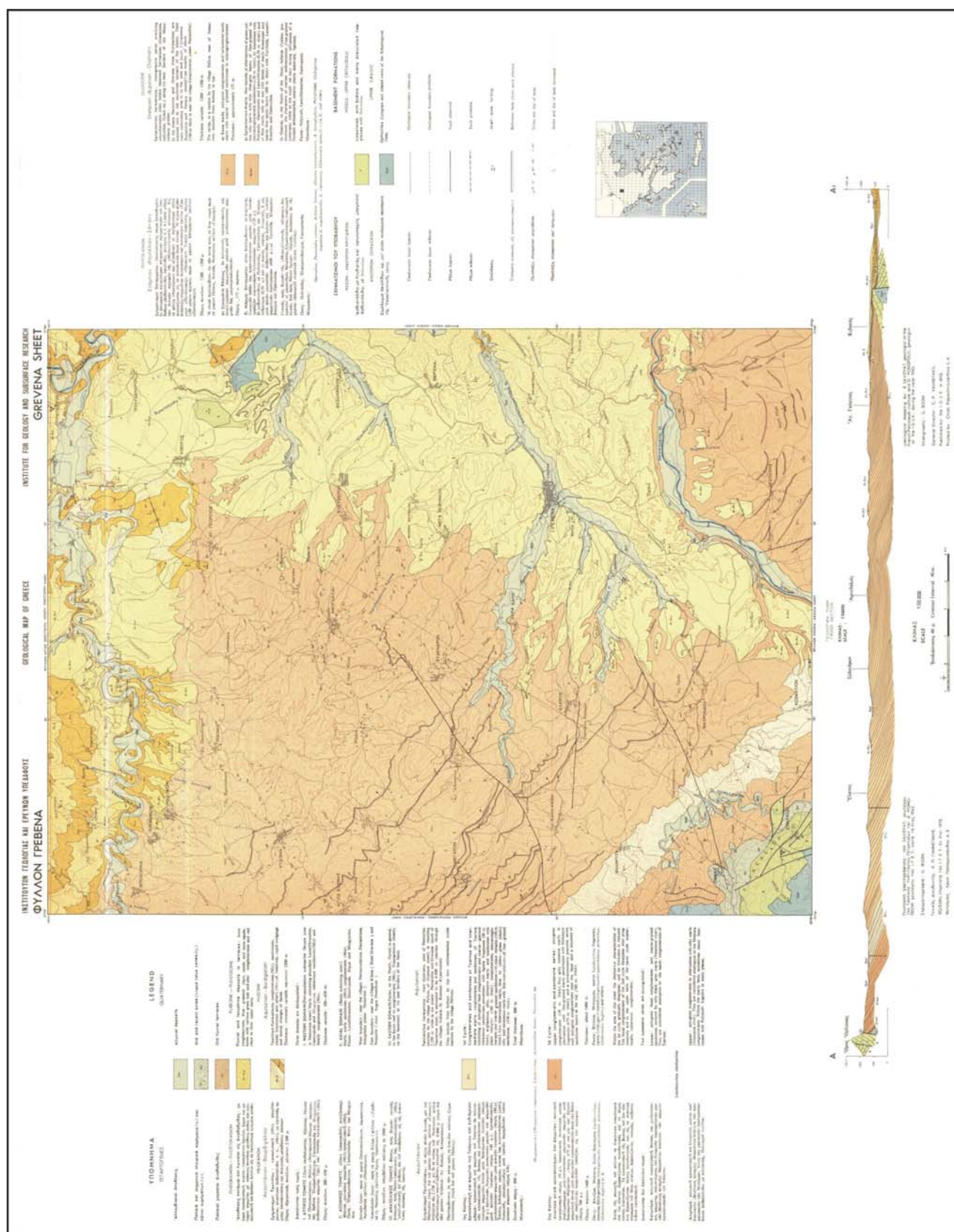
Στις παρακάτω παραγράφους περιγράφονται όλα τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης.

1.4.1 Γεωλογικά Δεδομένα

Σύμφωνα με τη γεωλογική διαίρεση του ελληνικού χώρου σε Γεωτεκτονικές Ζώνες (Μουντράκης, 1985), η περιοχή μελέτης ανήκει στην Υποπελαγονική Ζώνη (Σχήμα 2) ενώ η γεωλογική δομή της ευρύτερης περιοχής δίνεται από το γεωλογικό χάρτη του Ι.Γ.Μ.Ε. (Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών, 1972), κλίμακας 1:50000 (Σχήμα 3).



Σχήμα 2: Γεωτεκτονικές ζώνες της Ελλάδας (Μουντράκης, 1985). 1: Μάζα της Ροδόπης, 2: Σερβομακεδονική Μάζα, 3: Περιοδοπική Ζώνη, 4: Ζώνη Αζιού, 5: Πελαγονική Ζώνη, 6: Υποπελαγονική Ζώνη, 7: Αττικοκυκλαδική Μάζα, 8: Ζώνη Παρνασσού-Γκιώνας, 9: Ζώνη Πίνδου, 10: Ζώνη Γαβρόβου-Τριπόλεως, 11: Ιόνιος Ζώνη, 12: Ζώνη Παζών.



Σχήμα 3: Γεωλογικός χάρτης της ευρύτερης περιοχής μελέτης και αντιπροσωπευτική γεωλογική τομή AA₁ (Ι.Γ.Μ.Ε. 1972, Φύλλο Γρεβενά).

Τα πετρώματα της Υποπελαγονικής Ζώνης αποτελούν το γεωλογικό υπόβαθρο, έχουν Μεσοζωική ηλικία και καλύπτονται από μεγάλου πάχους ιζήματα (σε ορισμένες θέσεις το πάχος των ιζημάτων υπολογίζεται ότι πλησιάζει τα 5.000m) που ανήκουν στην ονομαζόμενη Μεσοελληνική Αύλακα. Τα ιζήματα αποτέθηκαν κατά τη διάρκεια Ολιγόκαινου - Μειόκαινου και είναι μολассικού τύπου, δηλαδή η απόθεση τους έγινε σε συνεχώς μεταβαλλόμενα περιβάλλοντα ιζηματογένεσης, με αποτέλεσμα η δομή τους να χαρακτηρίζεται από εναλλαγές ιζημάτων βαθειάς και ρηχής θάλασσας, με παρεμβολές λιμναίων και ποταμοχειμάρων φάσεων. Δεν εμφανίζονται πτυχωμένα, αφού δε δέχτηκαν τη δράση των αλπικών ορογενετικών κινήσεων, αλλά είναι κεκλιμένα και επηρεασμένα κυρίως από κανονικά ρήγματα, εξαιτίας των μετέπειτα εφελκυστικών τεκτονικών διεργασιών. Τα ιζήματα της Μεσοελληνικής Αύλακας καλύπτονται από Πλείο - Πλειστοκαινικές ποτάμιες και λιμναίες αποθέσεις, αλλά και από πρόσφατες Τεταρτογενείς χερσαίες αποθέσεις μικρού πάχους. Πάνω σε αυτά τα τελευταία πρόσφατα ιζήματα είναι χτισμένη η πόλη των Γρεβενών και η απόκριση τους στην σεισμική εδαφική κίνηση επηρεάζει το δομημένο περιβάλλον της πόλης.

Αναλυτικά όλοι οι γεωλογικοί σχηματισμοί που εμφανίζονται στην ευρύτερη περιοχή από το νεώτερο προς τον παλαιότερο, είναι σύμφωνα με το γεωλογικό χάρτη οι παρακάτω:

Τεταρτογενές:

Οι πιο πρόσφατοι σχηματισμοί του Τεταρτογενούς αποτελούνται από αλλουβιακές αποθέσεις, παλιά και σύγχρονα πλευρικά κορήματα, κώνους κορημάτων, καθώς και αποθέσεις σε παλιές χερσαίες αναβαθμίδες. Η εμφάνιση των παραπάνω σχηματισμών παρατηρείται κατά μήκος της κοίτης των πρόσφατων ποταμών και το πάχος τους είναι σε γενικές γραμμές μικρό.

Πλειόκαινο - Πλειστόκαινο:

Πρόκειται για ποτάμιες και λιμναίες αποθέσεις σε αναβαθμίδες οι οποίες αποτελούνται από χαλαρά κροκαλοπαγή, κυανούς - υποπράσινους αργίλους, άμμους και χαλαρούς ψαμμίτες με κόκκους ποικίλου μεγέθους, όπως επίσης και κόκκινους αργίλους στα ανώτερα τμήματα.

Πετρώματα της Μεσοελληνικής Αύλακας

Μειόκαινο:

Σχηματισμοί Τσοτιλίου: Οι ιζηματογενείς σειρά αποτελείται από Κροκαλοπαγή, Ψαμμίτες, Μάργες και κλαστικούς Ασβεστόλιθους με σχετικώς ταχείες αποσφηνώσεις και πλευρικές μεταβάσεις των φάσεων. Το πάχος είναι εξαιρετικά ποικίλλο με μία μέγιστη τιμή γύρω στα 2200m.

Σχηματισμοί Πενταλόφου (1^{ος} Κύκλος): Ο πρώτος και στρωματογραφικά κατώτερος ορίζοντας ιζημάτων αποτελείται από Κροκαλοπαγή, Ψαμμίτες και ενδιάμεσες Μάργες. Οι ψαμμίτες είναι χονδρόκοκκη και μαρμαρυγιούχοι, μερικές φορές με θράυσματα λιγνιτών (50m πάχους) και ενδιαστρώσεις αργιλικών - ιλυομιγών συνεκτικών Μαργών και Ψαμμιτών με φυτικά λείψανα (πάχους 140m). Επίσης, οι ενδιάμεσες Μάργες είναι κυανές έως κιτρινοπράσινες, ιλυομιγείς, μαρμαρυγιούχοι με λεπτές παρεμβολές λεπτόκοκκου ψαμμίτη (πάχους 430m). Το συνολικό πάχος του πρώτου κύκλου ιζημάτων είναι περίπου 800m.

Σχηματισμοί Πενταλόφου (2^{ος} Κύκλος): Το ανώτερο τμήμα των ιζημάτων του 2^{ου} κύκλου αποτελείται από πολυγενή Κροκαλοπαγή (10m πάχος), τεφροκύανες συνεκτικές Μάργες σε εναλλαγές με λεπτόκοκκους μαργαϊκούς Ψαμμίτες με θράυσματα μαλακίων (675m πάχος) και μία κατ'έξοχην ψαμμιτική σειρά με πολυγενή κροκαλοπαγή στη βάση και μία επαλληλία ψαμμιτικών τραπεζών στη κορυφή (700m πάχος). Το συνολικό πάχος των ιζημάτων του δεύτερου κύκλου είναι περίπου 1400m.

Ολιγόκαινο:

Σχηματισμοί Επταχωρίου (Στρώματα Βάσεως): Επικλυσιογενής σειρά που επικάθεται σε ασυμφωνία πάνω σε παλαιότερους πτυχομένους σχηματισμούς του υποβάθρου (Ασβεστόλιθοι, Οφειόλιθοι, Φλύσχης, κτλ) κατά μήκος των δυτικών παρυφών της Μέσοελληνικής Αύλακας. Πρόκειται για πολυγενή κροκαλοπαγή και ποικιλόχρωμες ψαμμιτικές Μάργες με χονδρόκοκκους Ψαμμίτες έως μικροκροκαλοπαγή. Το πάχος των ιζημάτων είναι περίπου 175m.

Σχηματισμοί Επταχωρίου (Μάργες Επταχωρίου): Περιλαμβάνουν α) εναλλαγές πρασινοκίτρινων ιλυομιγών Μαργών με λεπτές κυανότεφρες τράπεζες λεπτόκοκκων

Ψαμμιτών (με πάχος περίπου 120m), β) Ασβεστόλιθους με Πολύποδες, Γαστερόποδα και Ελασματοβράγχια (0.50m) και γ) κυανές Μάργες, ιλυομιγείς ή μη, με φακούς μαργαϊκών Ασβεστολίθων και αραιών λεπτών ψαμμιτικών διαστρώσεων (600m) με *Turritella*, Ελασματοβράγχια και *Operculina*. Το συνολικό πάχος είναι ποικίλλο με τιμές που κυμαίνονται μεταξύ 1000 και 1300m.

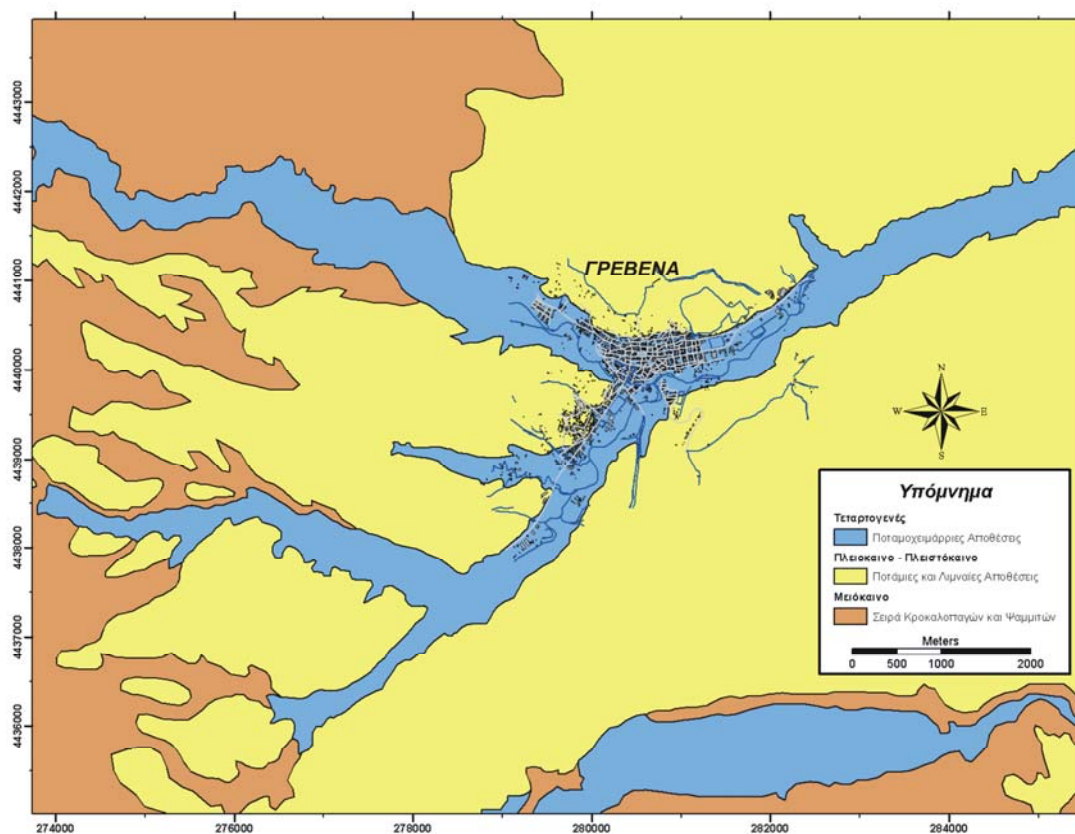
Σχηματισμοί Υποβάθρου της Υποπελαγονικής Ζώνης

Μέσο - Ανώτερο Κρητιδικό:

Ασβεστόλιθοι με Ρουδιστές και Λατυποπαγείς Μαργαϊκοί Ασβεστόλιθοι.

Ανώτερο Ιουρασικό:

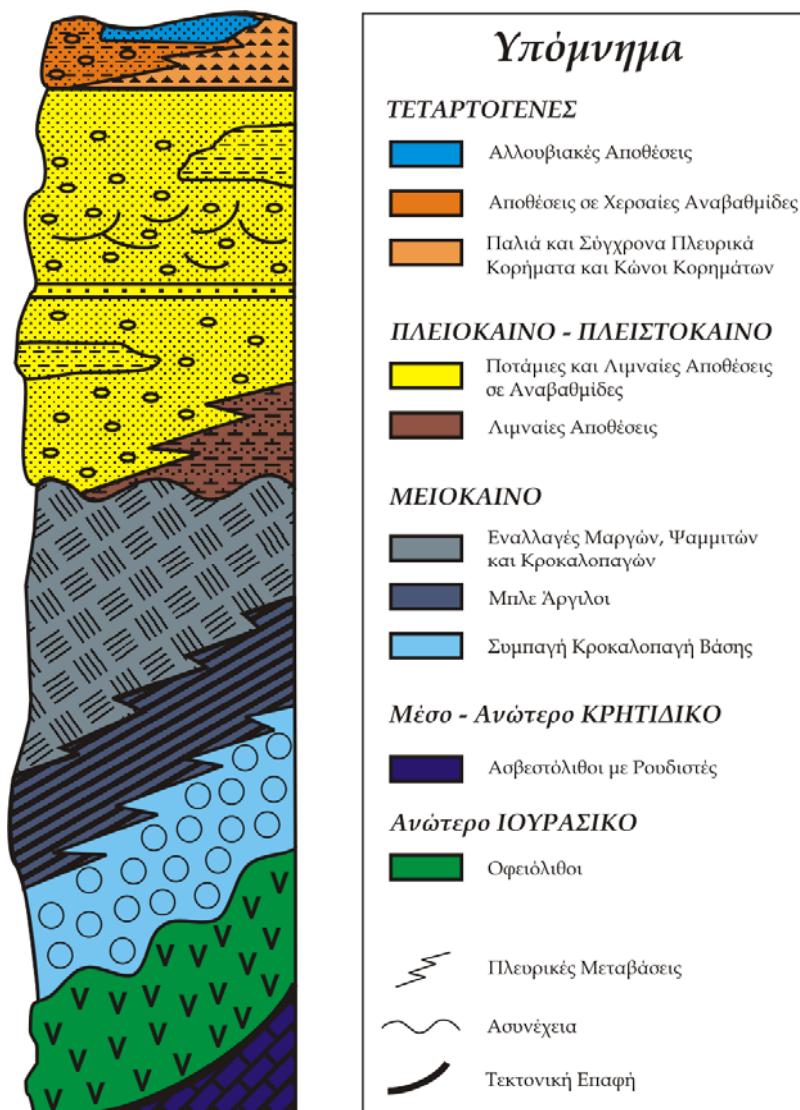
Σύμπλεγμα Οφειολίθων με συσχετιζόμενα ιζήματα βαθιάς θάλασσας και πετρώματα.



Σχήμα 4: Γεωλογικό σκαρίφημα για την περιοχή μελέτης όπου διακρίνονται οι διάφοροι γεωλογικοί σχηματισμοί που απαρτίζουν την υπεδάφια δομή.

Εστιάζοντας στην υπό μελέτη περιοχή (Σχήμα 4), παρατηρούμε ότι η πόλη των Γρεβενών είναι χτισμένη πάνω στα πρόσφατα Τεταρτογενή ιζήματα τα οποία

αποτέθηκαν κατά μήκος του Γρεβενίτικου ποταμού. Οι υποκείμενοι Πλείο-Πλειστοκαινικοί σχηματισμοί καλύπτουν της παρυφές της πόλης και κυρίως το βόρειο και νοτιοδυτικό τμήμα της το οποίο έχει και το μεγαλύτερο υψόμετρο (περίπου 570m). Το γεωλογικό υπόβαθρο ανήκει στα πετρώματα της Μεσοελληνικής αύλακας (Σχηματισμοί Πενταλόφου - 2^{ος} κύκλος), εμφανίζεται Νότια, Δυτικά και Βορειοδυτικά της πόλης σε αποστάσεις της τάξης των 5Km ενώ στρωματογραφικά αναμένεται να εμφανίζεται σε κατώτερους ορίζοντες. Επομένως, πρόκειται για μία τυπική ιζηματογενή λεκάνη, όπου τα πετρώματα του γεωλογικού υποβάθρου καλύπτονται από δύο ιζηματογενή στρώματα πρόσφατης γεωλογικά ηλικίας, η επίδραση των οποίων στην απόκριση της σεισμικής εδαφικής κίνησης είναι αυτή που επηρεάζει την κατανομή των βλαβών στην πόλη των Γρεβενών.



Σχήμα 5: Συνοπτική στρωματογραφική στήλη της ευρύτερης λεκάνης των Γρεβενών (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996).

Όλοι οι γεωλογικοί σχηματισμοί που συνθέτουν τη δομή της ευρύτερης περιοχής παρουσιάζονται στη συνοπτική στρωματογραφική στήλη της λεκάνης των Γρεβενών (Μουντράκης και συνεργάτες, 1996) στο Σχήμα 5. Το πάχος του κάθε σχηματισμού ποικίλει από θέση σε θέση επομένως είναι δυνατό να μην εμφανίζονται κάποια στρώματα της σειράς σε διάφορες περιοχές.

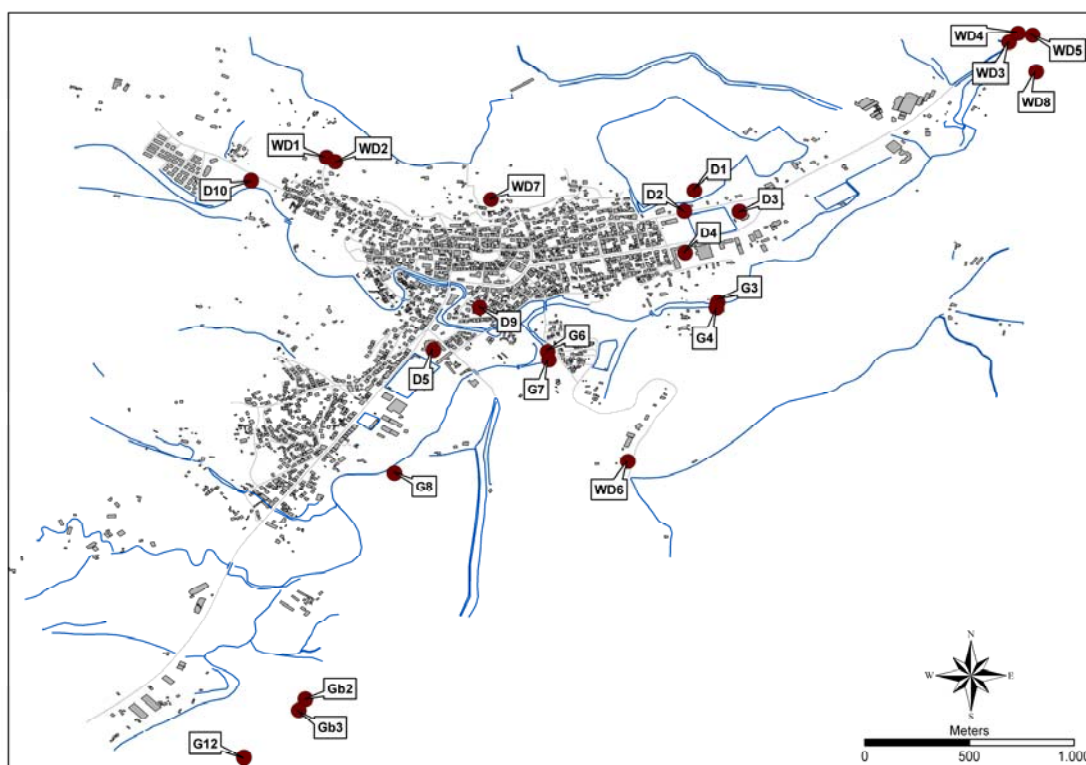
1.4.2 Γεωτεχνικά Δεδομένα

Κλασσικές γεωφυσικές μέθοδοι όπως είναι για παράδειγμα οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης, ανάκλασης ή διάθλασης, ηλεκτρικές τομογραφίες και βυθοσκοπήσεις ή ηλεκτρομαγνητικές διασκοπήσεις δυστυχώς, δεν έχουν εφαρμοστεί παλαιότερα στην ευρύτερη περιοχή της πόλης των Γρεβενών. Επομένως, δεν υπήρχαν διαθέσιμες γεωφυσικές παράμετροι, όπως είναι για παράδειγμα η κατανομή με το βάθος της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων και η γεωηλεκτρική αντίσταση του υπεδάφους, οι οποίες παρέχουν σημαντικές πληροφορίες για τη δομή.

Παρόλα αυτά, υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα από γεωτεχνικές μελέτες που αφορούν γεωτρήσεις μικρού βάθους (από 15m έως 30m) για κατασκευή κτιρίων και δρόμων, καθώς και γεωτρήσεις μεγάλου σχετικά βάθους (από 100m έως 170m) για παροχή νερού. Τα δεδομένα των γεωτρήσεων αποτελούν, η λιθολογία του υπεδάφους από πυρήνες (γεωλογικά καρότα) και κατάταξη των υλικών σύμφωνα με το Αμερικάνικο ενοποιημένο σύστημα κατάξης εδαφών (American Unified Soil Classification System - AUSCS), η στάθμη του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα και γεωτεχνικές παράμετροι όπως η πρότυπη δοκιμή διεισδύσεως (Standard Penetration Test - SPT), η αντοχή σε μονοαξονική θλίψη (Unconfined Compression Test) και η τριαξονική δοκιμή θλίψης (Undrained Triaxial Compression Test, U-U) σε δείγματα υλικού. Τα γεωτεχνικά δεδομένα των υδρογεωτρήσεων περιορίζονται στη λιθολογία του υπεδάφους, όπως αναγνωρίζεται από τα επιστρεφόμενα τρίμματα των πετρωμάτων τα οποία ανέρχονται στην επιφάνεια από την κυκλοφορία του νερού στα κοπτικά μέρη του γεωτρήσανου, και τη στάθμη του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα.

Ο συνολικός αριθμός των γεωτρήσεων που συλλέχθηκαν στα πλαίσια της διατριβής είναι 23 και οι θέσεις τους βρίσκονται μέσα στην πόλη των Γρεβενών αλλά και στις γύρω περιοχές (Σχήμα 6). Γεωτρήσεις με πρόθεμα D, στο Σχήμα 6, αντιστοιχούν σε γεωτρήσεις για κατασκευή κτιρίων, με πρόθεμα G και Gb σε γεωτρήσεις για κατασκευή δρόμων (περιφερειακή Γρεβενών), ενώ το πρόθεμα WD

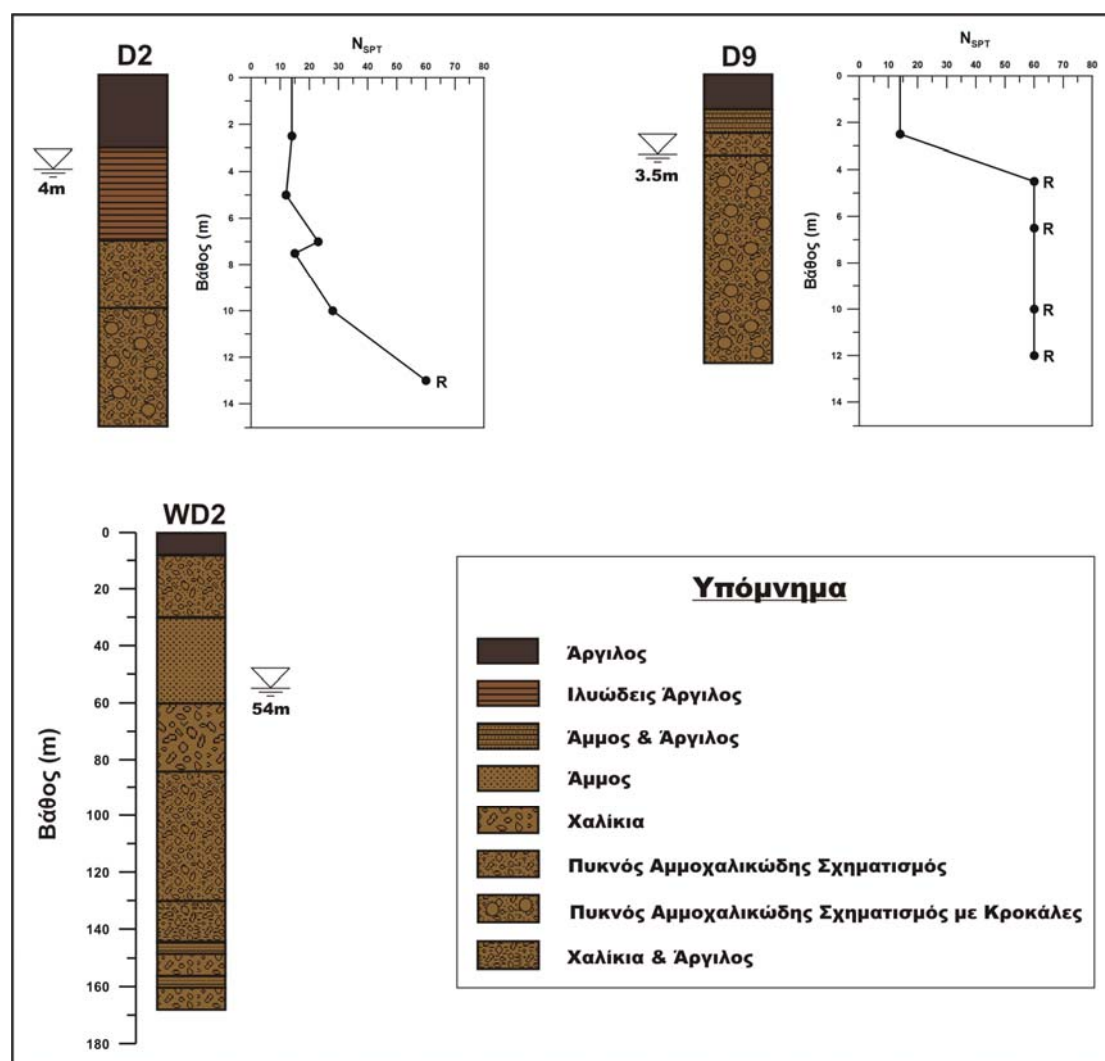
αναφέρεται σε υδρογεωτρήσεις. Στο Σχήμα 7 παρουσιάζονται μερικά τυπικά παραδείγματα πληροφοριών που παρέχονται από τις γεωτρήσεις και στα οποία αποτυπώνονται η σύνθεση του υπεδάφους και το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα, καθώς και δεδομένα από την πρότυπη δοκιμή διεισδύσεως, όπου φυσικά αυτά ήταν διαθέσιμα.



Σχήμα 6: Θέσεις γεωτρήσεων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Με πρόθεμα D, G και Gb αναφέρονται γεωτρήσεις μικρού βάθους (< 30m) για κατασκευή κτιρίων και δρόμων αντίστοιχα, ενώ με WD αναφέρονται θέσεις υδρογεωτρήσεων σχετικά μεγάλου βάθους διάτρησης (> 120m).

Η υπεδάφια δομή που εξάγεται από τα διαθέσιμα γεωτεχνικά και γεωλογικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, βρίσκεται σε πολύ καλή συμφωνία. Τα επιφανειακά Τεταρτογενή ιζήματα αποτελούνται από αργίλους και ιλύες σκούρου καφέ χρώματος με συμμετοχή χονδρόκοκκων υλικών όπως άμμοι, χαλίκια και κροκάλες. Τα αμέσως υποκείμενα Πλείο - Πλειστοκαινικά ιζήματα αποτελούνται από πυκνό μίγμα αμμοχάλικων με λεπτόκοκκο συνδετικό υλικό και συχνή παρεμβολή κροκάλων καλού βαθμού αποστρογγύλωσης και οφειολιθικής - ασβεστολιθικής σύστασης. Το πετρώματα του υποβάθρου πιθανόν ανήκουν στους σχηματισμούς της Μεσοελληνικής αύλακας (συνεκτικά κροκαλοπαγή βάσης και ψαμμίτες). Γεωλογικοί σχηματισμοί που έχουν τα κατάλληλα χαρακτηριστικά για να αποτελούν το

υπόβαθρο, εντοπίζονται μόνο σε τρεις θέσεις γεωτρήσεων (D5, G3 και G4 στο Σχήμα 6) σε βάθη που κυμαίνονται μεταξύ των 12.5m και 15m αλλά απουσιάζουν από τη στρωματογραφική ακολουθία των υδρογεωτρήσεων για την οποία υπάρχουν πληροφορίες σε βάθη έως και τα 170m. Επομένως, με βάση τα διαθέσιμα γεωτεχνικά δεδομένα είναι υπό αμφισβήτηση αν η παρουσία των συνεκτικών αυτών πετρωμάτων σε μικρά βάθη οφείλεται στη δράση ρηγμάτων ή πρόκειται απλώς για κάποιους ολισθόλιθους ή ενδιαστρώσεις οι οποίες παρεμβάλλονται τοπικά σε κάποιους ορίζοντες της στρωματογραφικής σειράς των ιζημάτων.



Σχήμα 7: Τυπικό παράδειγμα γεωτεχνικών δεδομένων από γεωτρήσεις. Διακρίνεται η υπεδάφια δομή, το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα καθώς και δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (SPT) στις θέσεις όπου αυτά είναι διαθέσιμα.

Ακόμα ένα στοιχείο που προκύπτει σύμφωνα με τα γεωτεχνικά δεδομένα, είναι ότι η γεωλογική δομή φαίνεται να παρουσιάζει μία σταδιακή διαβάθμιση των υλικών

από λεπτόκοκκα στα ανώτερα ιζηματογενή στρώματα σε χονδρόκοκκα στα κατώτερα. Συνέπεια αυτής της δομής είναι ότι τα όρια των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών δεν είναι πάντα σαφή. Επομένως, η αντίθεση στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων (ή η αντίθεση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες) μπορεί να ποικίλλει από περιοχή σε περιοχή εξαρτώμενη από το ποσοστό συμμετοχής των λεπτόκοκκων και χονδρόκοκκων υλικών στη σύσταση των επιφανειακών και των αμέσως υποκείμενων ιζηματογενών σχηματισμών αντίστοιχα. Η αντίθεση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες των στρωμάτων της υπεδάφιας δομής παίζει πολύ σημαντικό ρόλο στην εφαρμογή των μεθόδων εδαφικού θορύβου. Αν η παραπάνω αντίθεση είναι μικρή, τότε τα αποτελέσματα των μεθόδων εδαφικού θορύβου δεν είναι σαφή, αφού δεν είναι εφικτή η ανίχνευση της επίδρασης των διάφορων στρωμάτων στην εδαφική κίνηση αλλά ούτε και η εκτίμηση της κατανομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων. Η εξήγηση είναι ότι σε μία τέτοια δομή δεν είναι δυνατή η δημιουργία επιφανειακών κυμάτων ή ότι το ποσοστό ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων στο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου είναι πολύ μικρό. Οι μέθοδοι εδαφικού θορύβου στηρίζονται στη βασική υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα. Επομένως, όταν η βασική υπόθεση δεν ισχύει τότε τα αποτελέσματα των μεθόδων εδαφικού θορύβου δεν είναι ικανοποιητικά.

Συνοψίζοντας, παρουσιάζεται ένα πιθανό μοντέλο δομής για την περιοχή μελέτης, συνδυάζοντας τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα. Το επιφανειακότερο ιζηματογενές στρώμα, αργιλικής κυρίως σύστασης, παρουσιάζει σταθερό σχετικά πάχος σε όλη την έκταση που καλύπτει το πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών και κυμαίνεται μεταξύ 3 και 12m. Το αμέσως υποκείμενο ιζηματογενές στρώμα αποτελείται από πυκνό αμμοχαλικώδη σχηματισμό και μέτρια έως ισχυρά συγκολλημένα κροκαλοπαγή. Το πάχος του συγκεκριμένου σχηματισμού φαίνεται να παρουσιάζει αξιοσημείωτη μεταβολή με τιμές που κυμαίνονται από λίγα έως πάνω από 150m. Τα δύο ιζηματογενή στρώματα επικάθονται σε συμπαγής σχηματισμούς, κυρίως συνεκτικά κροκαλοπαγή και ψαμμίτες, του υποβάθρου. Η ανώτερη επιφάνεια του υποβάθρου (δηλαδή τα όρια επαφής του με τα υπερκείμενα ιζήματα) είναι πολύ πιθανό να παρουσιάζει μεγάλη ανομοιομορφία, που οφείλεται στη δράση ρηγμάτων.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

Μέθοδος HVSR

“...As it is well known, occurrence of earthquake damage depends upon strength, period and duration of seismic motions. And these parameters are strongly influenced by seismic response characteristics of surface ground and structures...”

Nakamura Y. (2000)

2.1 Εισαγωγή - Θεωρητικές Έννοιες

Η μέθοδος του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή *HVSR* ή *H/V*) εδαφικού θορύβου από ένα σταθμό καταγραφής αρχικά προτάθηκε από τους [Nogoshi και Igarashi \(1971\)](#), αλλά στη συνέχεια έγινε ευρέως γνωστή στην επιστημονική κοινότητα από την εργασία του [Nakamura \(1989\)](#). Οι παραπάνω ερευνητές χρησιμοποίησαν τη μεθοδολογία για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση, αλλά έδωσαν διαφορετικές ερμηνείες ως προς το θεωρητικό υπόβαθρό της.

Η ερμηνεία των [Nogoshi και Igarashi \(1971\)](#) βασίζεται στην υπόθεση ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα. Έχοντας αυτή τη βάση πολλοί ερευνητές (μεταξύ άλλων [Field και Jacob 1993](#), [Lachet και Bard 1994](#), [Ansary et. al 1995](#), [Horike 1996](#), [Tokimatsu et. al 1996](#), [Konno και Ohmachi 1998](#)) συμφωνούν συνοπτικά στα παρακάτω:

- Ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα συσχετίζεται με την ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh, εξαιτίας του γεγονότος ότι αυτά δεσπόζουν στην κατακόρυφη συνιστώσα του εδαφικού θορύβου.

- Η ελλειπτικότητα των κυμάτων Rayleigh εξαρτάται από τη συχνότητα και εμφανίζει ένα απότομο μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα για περιοχές όπου υπάρχει αρκετά μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων του υπεδάφους. Αυτό το μέγιστο σχετίζεται με το μηδενισμό της κατακόρυφης συνιστώσας που αντιστοιχεί στην αντιστροφή της περιστροφικής κίνησης των υλικών σημείων του μέσου διάδοσης του θεμελιώδους κύματος Rayleigh, από αριστερόστροφη στις χαμηλές συχνότητες σε δεξιόστροφες στις ενδιάμεσες συχνότητες.
- Τα μέγιστα πλάτη που προκύπτουν από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR σε καταγραφές εδαφικού θορύβου και από τα επιφανειακά κύματα Rayleigh ταυτίζονται όταν η τιμή του λόγου εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και των βαθύτερων στρωμάτων είναι μεταξύ του 2.5 και 3.

Τα παραπάνω ισχύουν για κάθε μονοδιάστατη δομή ταχυτήτων του υπεδάφους και όχι μόνο σε απλές δομές (όπως είναι ένα στρώμα υπερκείμενο σε ημιχώρο). Επίσης όταν ο λόγος εμπέδησης των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων της υπεδάφιας δομής είναι κοντά στο 3, τότε υπάρχει εξαιρετική συμφωνία μεταξύ των τιμών της συχνότητας που προκύπτει από τη θέση του εμφανιζόμενου μέγιστου στην καμπύλη HVSR (εξαιτίας του μηδενισμού της κατακόρυφης συνιστώσας των θεμελιώδων κυμάτων Rayleigh) και της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (S-wave fundamental resonance frequency).

Από την άλλη μεριά η ερμηνεία της μεθόδου HVSR σύμφωνα με τον [Nakamura \(1989\)](#) στηρίχθηκε στην υπόθεση ότι η επίδραση των επιφανειακών κυμάτων στον εδαφικό θόρυβο μπορεί να «παραληφτεί» και ότι οι οριζόντιες κινήσεις στην επιφάνεια του εδάφους οφείλονται στις πολλαπλές ανακλάσεις των SH εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων μέσα στα επιφανειακά ιζηματογενή στρώματα, ενώ οι κατακόρυφες κινήσεις στην πολλαπλές ανακλάσεις των επιμήκων (P) κυμάτων. Επομένως, τα αποτελέσματα της μεθόδου έχουν άμεση σχέση με τη *συνάρτηση μεταφοράς* (*transfer function*) των εγκαρσίων κυμάτων και μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον υπολογισμό τόσο της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών όσο και για τον παράγοντα ενίσχυσης της σεισμικής εδαφικής κίνησης. Όμως, η παραπάνω ερμηνεία βασιζόταν σε τρεις βασικές υποθέσεις οι οποίες αμφισβητήθηκαν και δέχτηκε κριτική από διάφορους

ερευνητές (για παράδειγμα βλέπε [Kudo, 1995](#)). Για αυτό το λόγο ο [Nakamura \(1996, 2000\)](#) προχώρησε σε νέες δημοσιεύσεις όπου προσπάθησε να διευκρινίσει περισσότερο τη μέθοδο *HVSR* την οποία και μετονόμασε σε *QTS (Quasi Transfer Spectra)*. Σύμφωνα με τον ίδιο, αν θεωρήσουμε μία τυπική ιζηματογενή λεκάνη (Σχήμα 8) όπου το κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου αποτελείται από κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα, τότε το φάσμα της οριζόντιας και της κατακόρυφης συνιστώσας της εδαφικής κίνησης στην επιφάνεια της ιζηματογενούς λεκάνης θα δίνεται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

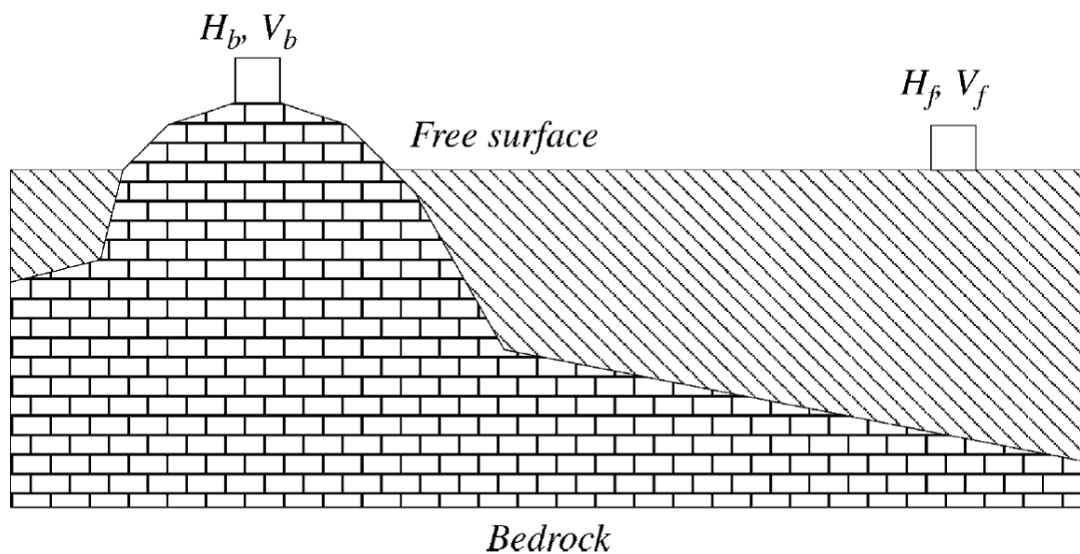
$$H_f = A_h \cdot H_b + H_s \quad (1)$$

$$V_f = A_v \cdot V_b + V_s \quad (2)$$

όπου A_h , A_v : Παράγοντες ενίσχυσης της οριζόντιας και κατακόρυφης εδαφικής κίνησης από κατακόρυφα προσπίπτοντα κύματα χώρου (Σχήμα 9).

H_b , V_b : Φάσμα της οριζόντιας και κατακόρυφης εδαφικής κίνησης στην επιφάνεια του υποβάθρου της λεκάνης.

H_s , V_s : Φάσμα της οριζόντιας και κατακόρυφης διεύθυνσης των κυμάτων Rayleigh.



Σχήμα 8: Τυπική γεωλογική δομή μίας ιζηματογενούς λεκάνης. Με H_f , V_f συμβολίζονται τα φάσματα της οριζόντιας και κατακόρυφης συνιστώσας της εδαφικής κίνησης στην επιφάνεια του ιζηματογενούς στρώματος αντίστοιχα, ενώ με H_b , V_b τα αντίστοιχα φάσματα στο υπόβαθρο ([Nakamura, 2000](#) τροποποιημένο).

Η ποσότητα QTS δίνεται από τη σχέση:

$$QTS = \frac{H_f}{V_f} = \frac{A_h \cdot H_b + H_s}{A_v \cdot V_b + V_s} = \frac{H_b}{V_b} \cdot \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (3)$$

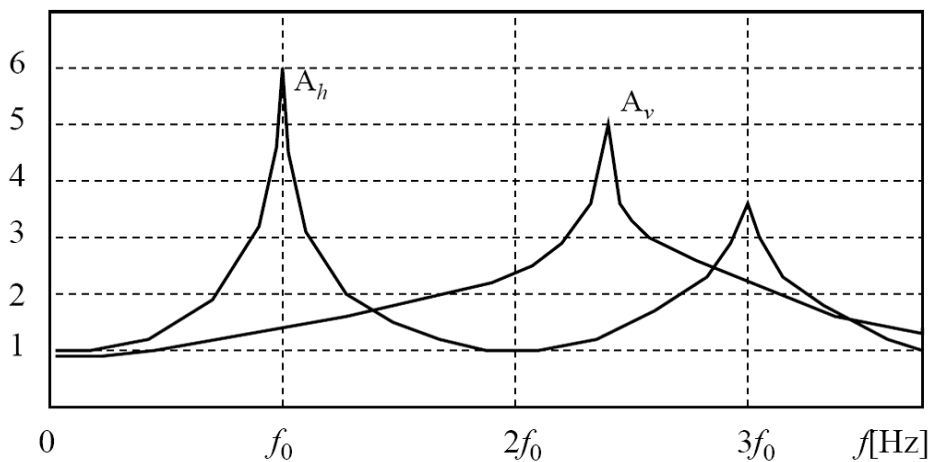
Στην παραπάνω σχέση συνήθως θεωρούμε ότι ισχύει $H_b/V_b \approx 1$, δηλαδή ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής κίνησης είναι σχεδόν ίσος με τη μονάδα στο σκληρό υπόβαθρο για μεγάλο εύρος συχνοτήτων (Nakamura, 1989), οπότε η ποσότητα QTS γίνεται:

$$QTS = \frac{\left[A_h + \frac{H_s}{H_b} \right]}{\left[A_v + \frac{V_s}{V_b} \right]} \quad (4)$$

Αφού οι λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b σχετίζονται άμεσα με την ενέργεια των κυμάτων Rayleigh προκύπτουν τα παρακάτω:

- i. $QTS = A_h / A_v$, αν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh.
- ii. $QTS = H_s / V_s$, αν το ποσοστό των κυμάτων Rayleigh είναι υψηλό.
- iii. $QTS = A_h$, αν το $V_b \gg V_s$ και $H_b \gg H_s$

Amplification factors [adimensional]



Σχήμα 9: Σχηματική αναπαράσταση των παραγόντων ενίσχυσης των οριζόντιων (A_h) και των κατακόρυφων (A_v) κινήσεων. Η συχνότητα είναι σε μονάδες θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας, f_0 (Carniel et al., 2006).

Αν δεν υπάρχει καμία επίδραση των κυμάτων Rayleigh (περίπτωση **i.**) τότε οι όροι H_s , V_s στη Σχέση (4) γίνονται μηδέν, οπότε η ποσότητα QTS ίση με το λόγο A_h/A_v . Σύμφωνα με το Σχήμα 9, η καμπύλη του λόγου A_h/A_v θα παρουσιάζει τοπικό μέγιστο στην περιοχή της f_0 , κοίλο μέρος περίπου στην περιοχή της $2f_0$ και ακόμα ένα μικρότερο τοπικό μέγιστο στην περιοχή της $3f_0$. Το δεύτερο τοπικό μέγιστο (περιοχή $3f_0$) θα είναι μικρότερο γιατί η τιμή του A_h είναι μικρότερη, ενώ η τιμή του A_v μεγαλύτερη με τελικό αποτέλεσμα η τιμή του λόγου A_h/A_v να είναι μικρότερη. Το κοίλο μέρος της καμπύλης περίπου στην περιοχή της $2f_0$ οφείλεται στη μεγαλύτερη τιμή του A_v σε σχέση με το A_h . Άρα η συνολική μορφή της καμπύλης του λόγου A_h/A_v θα παρουσιάζει το μεγαλύτερο τοπικό μέγιστο στη θέση της f_0 .

Όταν το ποσοστό των κυμάτων Rayleigh στον εδαφικό θόρυβο είναι υψηλό (περίπτωση **ii.**) τότε $H_s \gg H_b$ και $V_s \gg V_b$. Επομένως, μπορούμε να θεωρήσουμε ότι $H_s/H_b \approx H_s$ και $V_s/V_b \approx V_s$ καθώς και τους παράγοντες ενίσχυσης A_h και A_v αμελητέους. Οπότε από τη Σχέση (4) προκύπτει ότι $QTS \approx H_s/V_s$ και όπως αναφέρθηκε η καμπύλη του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη κίνηση που οφείλεται στα κύματα Rayleigh εμφανίζει ένα απότομο μέγιστο κοντά στη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) για περιοχές όπου υπάρχει αρκετά μεγάλη διαφορά εμπέδησης μεταξύ των επιφανειακών και βαθύτερων στρωμάτων του υπεδάφους.

Όταν η εδαφική κίνηση στο υπόβαθρο είναι αρκετά μεγαλύτερη από την εδαφική κίνηση που οφείλεται στα κύματα Rayleigh (περίπτωση **iii.**) τότε οι φασματικοί λόγοι H_s/H_b και V_s/V_b γίνονται σχεδόν μηδέν (ή πολύ μικρότεροι της μονάδας) αφού οι παρονομαστές των κλασμάτων είναι πολύ μεγαλύτεροι από τους αριθμητές. Επίσης ο παράγοντας ενίσχυσης A_v είναι περίπου ίσος με τη μονάδα για την περιοχή της f_0 . Επομένως, η ποσότητα QTS μπορεί να θεωρηθεί σχεδόν ίση με το A_h ή με άλλα λόγια η ποσότητα QTS αποτελεί χαμηλότερη προσεγγιστική τιμή (lower approximation) του A_h (Carniel et al., 2006), τουλάχιστον στην περιοχή της f_0 . Δηλαδή και σε αυτή την περίπτωση η καμπύλη QTS θα παρουσιάζει μέγιστο στη θέση της f_0 .

Τελικά, τα συμπεράσματα στα οποία κατέληξε ο Nakamura (1996, 2000) ήταν ότι η μέθοδος QTS :

- παρέχει τη **θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα** των επιφανειακών στρωμάτων.

- επιτρέπει την εκτίμηση του *παράγοντα ενίσχυσης* της σεισμικής εδαφικής κίνησης στη θέση παρατήρησης, ανεξαρτήτως του τύπου των κυμάτων που αποτελούν την εδαφική κίνηση.
- μπορεί να προσδιορίσει το *βάθος του υποβάθρου* σύμφωνα με τη σχέση:

$$h = C_s / 4f_0 \quad (5)$$

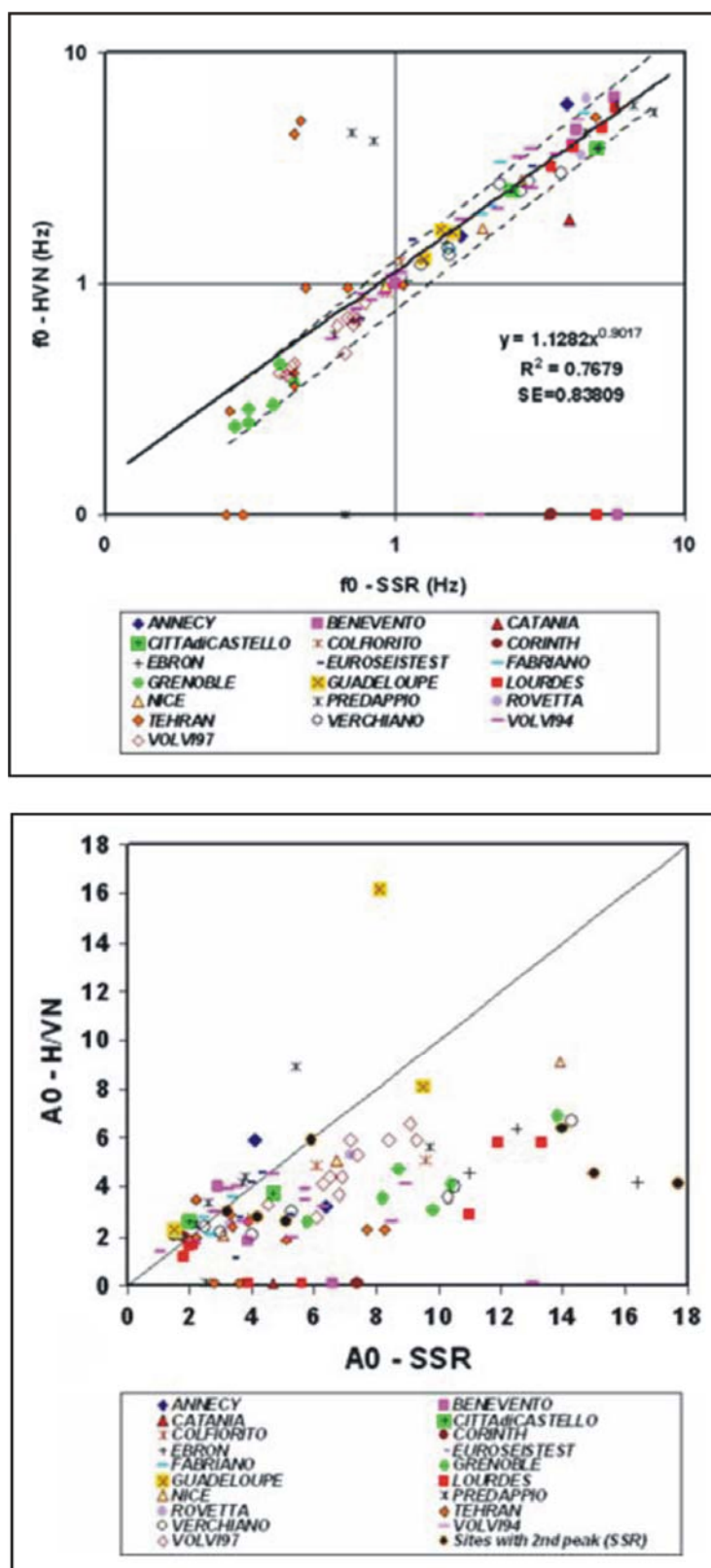
όπου C_s είναι η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων και f_0 η θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων.

Όσον αφορά τις μεθόδους που βασίζονται σε μετρήσεις εδαφικού θορύβου (όπως είναι η μέθοδος *HVSR* και η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων) είναι γεγονός ότι η θεωρητική τους βάση και η σημαντικότητά τους στην εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών δε βρίσκει σε συμφωνία την επιστημονική κοινότητα μέχρι σήμερα. Βασικός παράγοντας για αυτό είναι ότι ειδικά η μέθοδος *HVSR* αναπτύχθηκε κυρίως εμπειρικά. Είναι επομένως πολύ πιθανό, συχνά, να μη χρησιμοποιείται σωστά και να οδηγεί σε λάθος αποτελέσματα. Στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος [SESAME](#) (Site EffectS assessment using [AMbient Excitations](#), 2001 - 2004) έγινε προσπάθεια να διερευνηθεί σε βάθος η αξιοπιστία των μεθόδων εδαφικού θορύβου, ώστε να εκτιμηθεί ξεκάθαρα και όσο το δυνατόν πληρέστερα η θεωρητική τους βάση, η πραγματική τους αξία και επαναληψιμότητά τους (robustness) σε σχέση με την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, με στόχο να προκύψουν πρακτικές οδηγίες/υποδείξεις για τις συνηθισμένες εφαρμογές τους ([Bard et al., 2004](#)).

Τα βασικά συμπεράσματα του ερευνητικού προγράμματος που αφορούν τη μέθοδο *HVSR* είναι ότι μπορεί να δώσει αξιόπιστες τιμές για τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) η οποία αντιστοιχεί στο εμφανιζόμενο μέγιστο της καμπύλης *HVSR*, αλλά αντίθετα δε μπορεί να δώσει αξιόπιστη πληροφορία σχετικά το πλάτος ενίσχυσης (A_0) του εμφανιζόμενου μέγιστου. Η τιμή A_0 μπορεί να θεωρηθεί σαν ενδεικτική της διαφοράς εμπέδησης των στρωμάτων της υπεδάφιας δομής στην θέση της μέτρησης. Γενικά μεγάλες τιμές του A_0 συσχετίζονται με έντονες μεταβολές στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων μεταξύ των επιφανειακών στρωμάτων και του «βραχώδους» υποβάθρου (ημιχώρου).

Στο Σχήμα 10 παρουσιάζεται σύγκριση των αποτελεμάτων μεταξύ της μεθόδου HVSR από δεδομένα εδαφικού θορύβου και της μεθόδου SSR (Standard Spectral Ratio) από δεδομένα σεισμικών καταγραφών χρησιμοποιώντας μία θέση αναφοράς. Τα αποτελέσματα αφορούν όλες τις θέσεις στις οποίες πραγματοποιήθηκε έρευνα στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος SESAME ([Haghshenas et al., 2008](#)). Στο πάνω διάγραμμα του Σχήματος 10 γίνεται σύγκριση των τιμών f_0 οι οποίες προέκυψαν από την εφαρμογή και των δύο μεθόδων. Παρατηρείται γενικά μία πολύ καλή συσχέτιση των τιμών της f_0 . Στο κάτω διάγραμμα του Σχήματος 10 γίνεται η αντίστοιχη σύγκριση των τιμών του εμφανιζόμενου μέγιστου πλάτους A_0 (το οποίο αντιστοιχεί στην τιμή της f_0). Η σύγκριση δείχνει ότι δεν είναι αξιόπιστη η ενίσχυση A_0 , που προκύπτει από τη μέθοδο HVSR ως η πραγματική ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης. Φαίνεται ότι υπάρχει μία γενική τάση το εμφανιζόμενο μέγιστο της καμπύλης HVSR να «υποεκτιμά» την πραγματική ενίσχυση. Ενδεχομένως, η τιμή του A_0 μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα πιθανό κατώτερο όριο της πραγματικής ενίσχυσης της σεισμικής εδαφικής κίνησης.

Στα παρακάτω κεφάλαια αναλύεται η εφαρμογή της μεθόδου HVSR στην ευρύτερη περιοχή της πόλης των Γρεβενών, ξεκινώντας από τα όργανα καταγραφής εδαφικού θορύβου, ενώ στη συνέχεια περιγράφεται η επεξεργασία των δεδομένων, ο έλεγχος των ημερήσιων και εποχιακών μεταβολών του εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης, οι θέσεις των μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού και στο τέλος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου HVSR.



Σχήμα 10: Σύγκριση της θεμελιώδους ιδιοσυχρότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) η οποία προκύπτει από ανάλυση καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR και από ανάλυση σεισμικών καταγραφών με τη μέθοδο SSR χρησιμοποιώντας μία θέση αναφοράς (πάνω διάγραμμα). Η ίδια σύγκριση πραγματοποιείται και για τον αντίστοιχο παράγοντα ενίσχυσης, A_0 (κάτω διάγραμμα). Παρατηρείται καλή συσχέτιση για την f_0 , αλλά ο παράγοντας A_0 του εδαφικού θορύβου φαίνεται ότι «υποεκτιμά» την πραγματική ενίσχυση της σεισμικής κίνησης σε μία περιοχή (Haghshenas et al., 2008 τροποποιημένο).

2.2 Όργανα Καταγραφής Εδαφικού Θορύβου με τη Χρήση Μονού Σταθμού

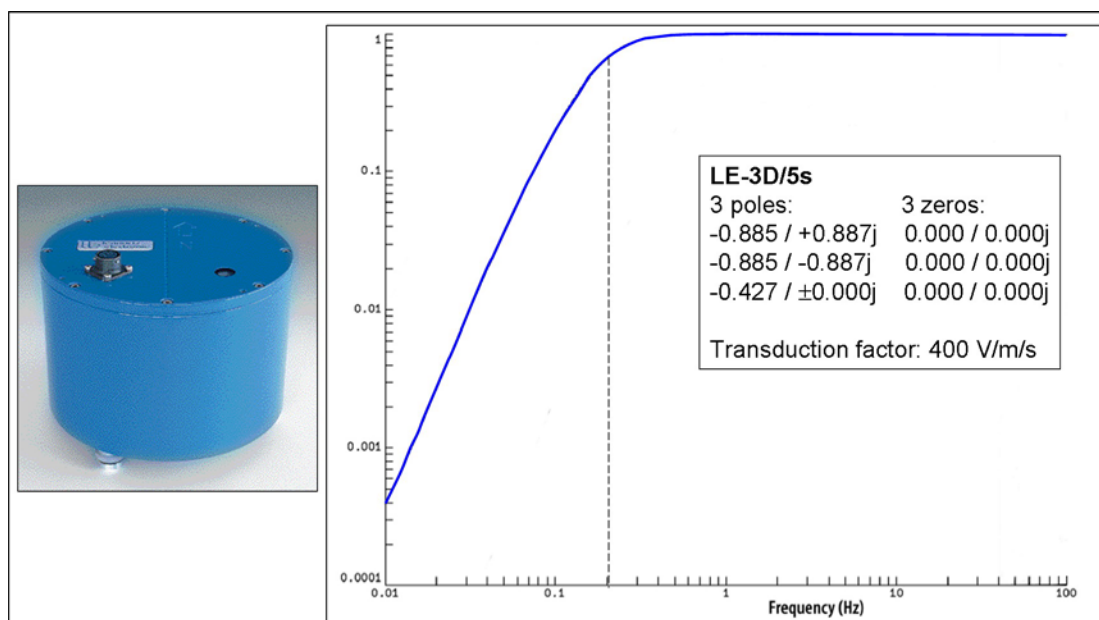
Η συλλογή των δεδομένων εδαφικού θορύβου για όλες τις πειραματικές μετρήσεις μονού σταθμού έγινε με τη χρήση του καταγραφέα CityShark I σε σύνδεση με τον αισθητήρα (σεισμόμετρο) Lennartz Le3D/5s.



Σχήμα 11: Φωτογραφία του οργάνου CityShark I (αριστερό μέρος) όπου διακρίνεται η οθόνη και τα πλήκτρα εισαγωγής παραμέτρων (δεξί μέρος).

Ο καταγραφέας CityShark I ([Chatelain et al., 2000](#)) είναι ένα νέο όργανο το οποίο κατασκευάστηκε ειδικά για μετρήσεις εδαφικού θορύβου, από το Γαλλικό Ινστιτούτο Έρευνας και Τεχνολογίας (French Institute for Research and Development - IRD) και την γαλλική εταιρεία κατασκευής γεωφυσικών οργάνων LEAS (Σχήμα 11). Η αποθήκευση των δεδομένων γίνεται σε κάρτα (Flash Card) σε δυαδική μορφή (Binary Format), ενώ το όργανο μπορεί να συνδέεται με σεισμόμετρο οποιουδήποτε τύπου. Διαθέτει μία μικρή οθόνη υγρών κρυστάλλων (L.C.D.) τεσσάρων γραμμών πάνω στην οποία αναγράφονται πληροφορίες όπως είναι ο εσωτερικός χρόνος του οργάνου, παράμετροι της καταγραφής, χρόνος που απομένει για την ολοκλήρωση μίας καταγραφής, κ.α. Ο χρήστης μπορεί να ρυθμίσει τις επιλογές που θέλει στην καταγραφή μέσω πλήκτρων που είναι τοποθετημένα πάνω στο όργανο. Είναι ελαφρύ

και εύχρηστο, κατάλληλα σχεδιασμένο με σκληρό εξωτερικό περίβλημα έτσι ώστε η μετακίνηση του να γίνεται γρήγορα και με ασφάλεια από εξωτερικά χτυπήματα. Τα παραπάνω χαρακτηριστικά το κάνουν ιδανικό για συχνά επαναλαμβανόμενες μετρήσεις σε θέσεις ελεύθερου πεδίου. Οι συμβατικοί καταγραφείς (όπως είναι για παράδειγμα ο Ref Tek 72A) είναι σχεδιασμένοι για μακροχρόνια εγκατάσταση (ημέρες ως μήνες) σε αντίθεση με το CityShark I το οποίο είναι προορισμένο κυρίως για καταγραφές μικρής διάρκειας. Επιπλέον, παρέχει τη δυνατότητα να καταγράφει αυτόματα εδαφικό θόρυβο ανά τακτά χρονικά διαστήματα. Τέλος, ένα πολύ σημαντικό χαρακτηριστικό του οργάνου είναι ότι διαθέτει εσωτερικό ηλεκτρικό στοιχείο (μπαταρία) με αυτονομία 30 ωρών για καταγραφή με παθητικό αισθητήρα.



Σχήμα 12: Σεισμόμετρο Lennartz Le3D/5s (αριστερό μέρος) και καμπύλη απόκρισης (δεξί μέρος) του οργάνου με τα στοιχεία της συνάρτησης απόκρισης (από <http://www.lennartz-electronic.de>).

Το σεισμόμετρο που χρησιμοποιήθηκε σε συνδυασμό με το CityShark I είναι το ταχυτητόμετρο Lennartz Le3D/5s (Σχήμα 12, αριστερό τμήμα). Πρόκειται για σεισμόμετρο τριών συνιστωσών, ιδιοπεριόδου 5 δευτερολέπτων, πολύ μεγάλης ευαισθησίας και ενδιαμέσου φάσματος. Η απόσβεση του έχει τιμή 0.707 (κρίσιμη απόσβεση) και η ευαισθησία του είναι 400 V/m/sec. Η απόκριση του στην εδαφική ταχύτητα είναι σχεδόν επίπεδη μεταξύ των συχνοτήτων 0.2 έως 100 Hz (Σχήμα 12, δεξί τμήμα). Η επίπεδη μορφή της καμπύλης απόκρισης σημαίνει ότι σε αυτό το διάστημα συχνοτήτων η καταγραφή της εδαφικής ταχύτητας μπορεί να γίνει

αξιόπιστα από το όργανο (ανεξάρτητη από τη συχνότητα της εδαφικής κίνησης). Επίσης περιλαμβάνει βοηθητικά εργαλεία όπως αλφάδι, για την τοποθέτηση του οργάνου σε οριζόντια θέση, και ένα χαραγμένο βέλος στην επιφάνεια του για τον προσανατολισμό του με το γεωγραφικό βορρά. Πριν από οποιαδήποτε μέτρηση πρέπει να βεβαιωθούμε ότι το όργανο βρίσκεται τοποθετημένο σε οριζόντια θέση και το βέλος προσανατολισμένο στον γεωγραφικό βορρά, ώστε οι καταγραφές που θα πάρουμε να μη χρειάζονται καμία διόρθωση.

Η συνδεσμολογία των οργάνων CityShark I και Lennartz Le3D/5s παρουσιάζεται στο Σχήμα 13.

Τέλος, είναι σημαντικό να αναφερθεί ότι ο συγκεκριμένος συνδυασμός ψηφιοποιητή - σεισμομέτρου έχει ελεγχθεί ότι δίνει επαναλήψιμες καταγραφές εδαφικού θορύβου και είναι ικανός να αναπαράγει φασματικούς λόγους HVSR γνωστών γεωλογικών δομών όπως π.χ. βραχώδους υποβάθρου (Πάνου, 2007).



Σχήμα 13: Συνδεσμολογία του καταγραφέα CityShark I και του σεισμομέτρου Lennartz Le3D/5s. Το σεισμόμετρο πρέπει να είναι τοποθετημένο σε οριζόντια θέση και προσανατολισμένο στον γεωγραφικό βορρά.

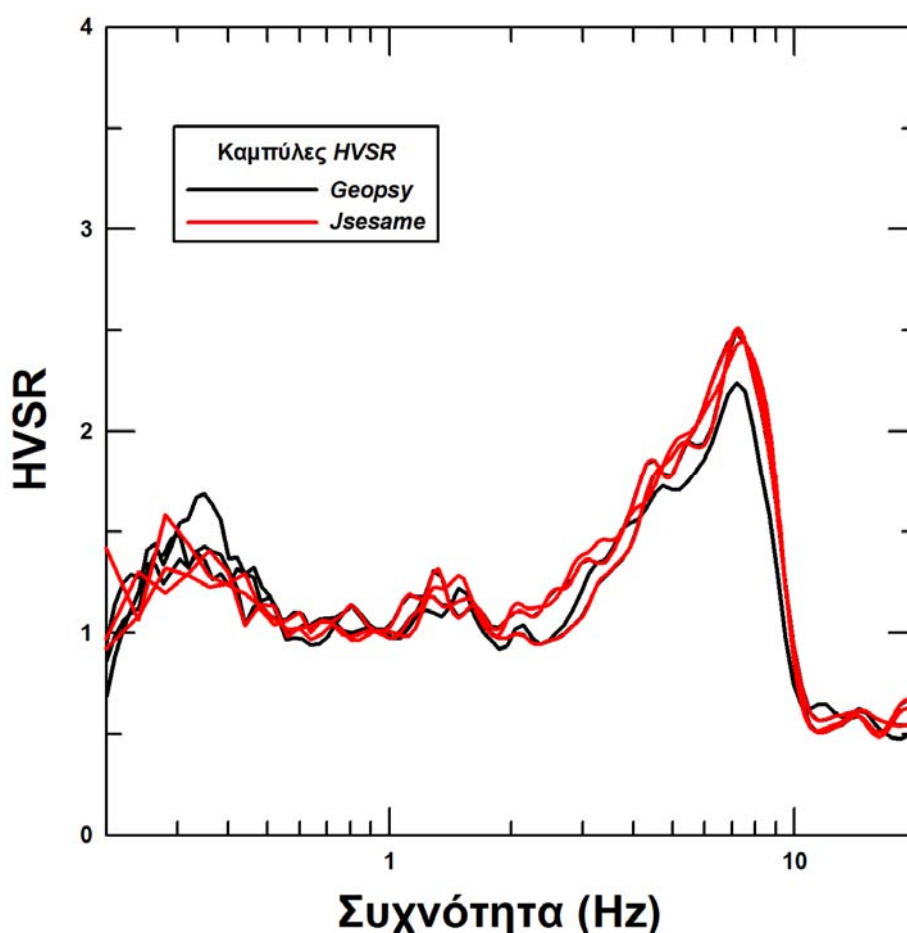
2.3 Επεξεργασία των Δεδομένων με τη Μέθοδο HVSR

Στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος [SESAME \(2004\)](#) αναπτύχθηκαν δύο νέα λογισμικά προγράμματα με στόχο να καθιερωθούν ως πρότυπη διαδικασία επεξεργασίας καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη χρήση της μεθόδου *HVSR*. Πρόκειται για το λογισμικό *J-Sesame* ([Atakan et al., 2004a](#)) και το πακέτο λογισμικών προγραμμάτων *sesarray* ([Wathelet, 2005](#)) στο οποίο περιλαμβάνονται επιμέρους λογισμικά (υποπρογράμματα) για διαφορετικές χρήσεις. Η εγκατάστασή τους (installation) μπορεί να γίνει σε οποιοδήποτε λειτουργικό σύστημα ηλεκτρονικού υπολογιστή (Windows, Unix, Linux, Macintosh). Ο αλγόριθμος ανάλυσης των δεδομένων με τη μέθοδο *HVSR* είναι παρόμοιος και για τα δύο λογισμικά παρέχοντας τις ίδιες δυνατότητες στο χρήστη που αφορούν τις επιλογές σε παραμέτρους επεξεργασίας.

Για την ανάλυση όλων των καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* επιλέχθηκε το λογισμικό πακέτο *sesarray* και συγκεκριμένα χρησιμοποιήθηκε το υποπρόγραμμα *Geopsy* (**G**eophysical signal database for noise array processing) για τρεις κυρίως λόγους. Ο πρώτος είναι ότι εκτός από τη δυνατότητα επεξεργασίας δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* το λογισμικό πακέτο *sesarray* επιτρέπει ολοκληρωμένη επεξεργασία και με την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (array technique). Το λογισμικό *J-Sesame* σχεδιάστηκε μόνο για την επεξεργασία με τη μέθοδο *HVSR*. Ο δεύτερος λόγος είναι ότι η εισαγωγή των δεδομένων εδαφικού θορύβου στο υποπρόγραμμα *Geopsy* μπορεί να γίνει άμεσα χωρίς να χρειάζονται κάποια μετατροπή. Αυτό σημαίνει ότι η δομή (format) των αρχείων που μεταφέρονται στον H/Y από τον καταγραφέα Cityshark I, είναι άμεσα αναγνωρίσιμη από το πρόγραμμα. Αντίθετα κατα την εισαγωγή δεδομένων στο λογισμικό *J-Sesame* προηγείται μετατροπή τους σε αρχεία με κατάληψη *.saf* μέσω κατάλληλου κώδικα σε γλώσσα προγραμματισμού FORTRAN με όνομα *cts2saf* ([Atakan et al., 2004b](#)), οπότε απαιτείται ένα ακόμη βήμα στα επεξεργασίας. Τέλος, ο τρίτος λόγος είναι ότι το λογισμικό πακέτο *sesarray* παρέχει μεγαλύτερη ευκολία και ευελιξία στο χρήστη στη διαχείριση των αρχείων εξόδου (output), τόσο σε γραφικό, όσο και σε υπολογιστικό επίπεδο.

Παρόλα τα πλεονεκτήματα του υποπρογράμματος *Geopsy* και γενικότερα του λογισμικού πακέτου *sesarray*, η σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ των δύο διαθέσιμων λογισμικών ήταν απαραίτητη. Για αυτό το λόγο χρησιμοποιήθηκαν τρεις

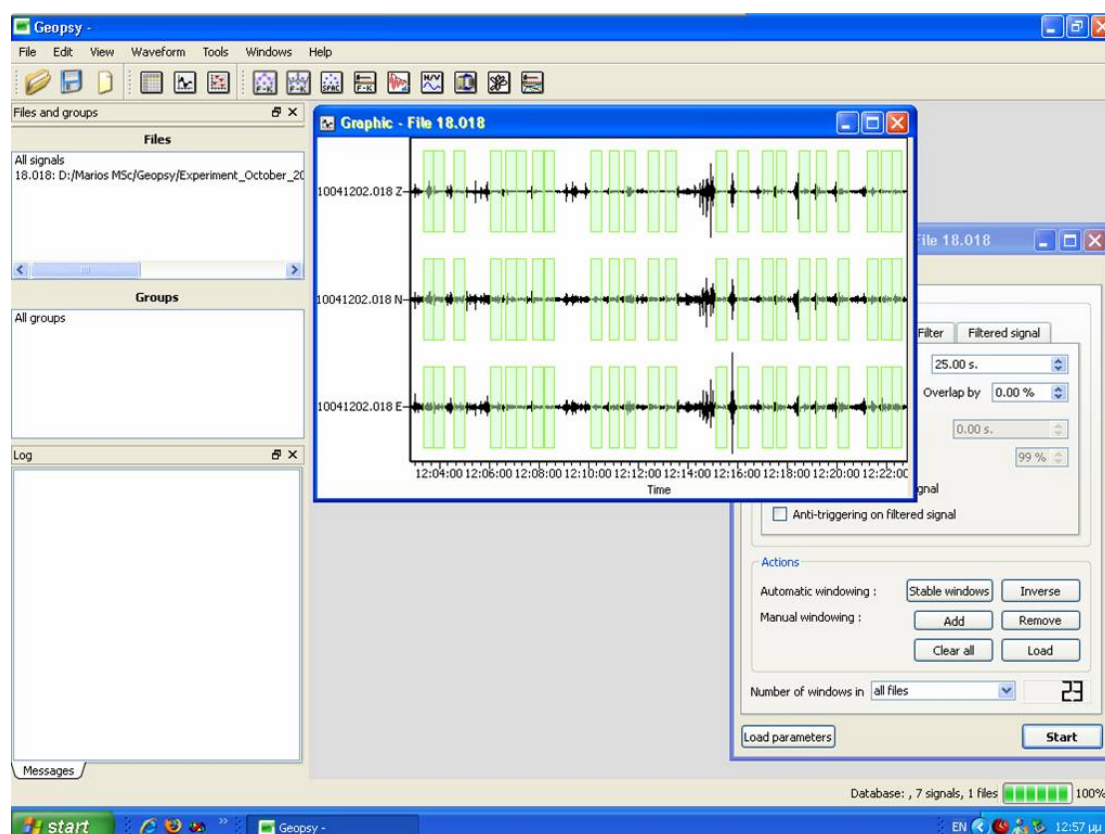
εικοσάλεπτες καταγραφές εδαφικού θορύβου οι οποίες συλλέχθηκαν διαφορετικές ώρες και μέρες αλλά στην ίδια θέση, ώστε να γίνει συγχρόνως και έλεγχος της επαναληψιμότητας των αποτελεσμάτων για την ίδια γεωλογική δομή. Η ανάλυση των καταγραφών εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε με τη χρήση ίδιων παραμέτρων επεξεργασίας (παρακάτω αναφέρονται αναλυτικά όλα τα στάδια επεξεργασίας δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR*), ενώ οι φασματικοί λόγοι που προέκυψαν παρουσιάζονται στο *Σχήμα 14*. Οι μαύρες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τα αποτελέσματα του υποπρογράμματος *Geopsy* ενώ οι κόκκινες του λογισμικού *J-Sesame*. Η πρώτη παρατήρηση είναι ότι τα δύο λογισμικά δίνουν καμπύλες *HVSR* που βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία μεταξύ τους. Η δεύτερη είναι ότι τα αποτελέσματα είναι επαναλήψιμα για την ίδια υπεδάφια δομή αφού, όπως αναφέρθηκε, τα δεδομένα εδαφικού θορύβου προέρχονται από την ίδια θέση.



Σχήμα 14: Σύγκριση καμπύλων *HVSR* οι οποίες προέκυψαν από την επεξεργασία τριών καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη χρήση των προγραμμάτων *Geopsy* (μαύρες καμπύλες) και *J-Sesame* (κόκκινες καμπύλες). Οι καταγραφές συλλέχθηκαν διαφορετικές μέρες και ώρες αλλά στην ίδια θέση. Παρατηρούμε ότι τα δύο προγράμματα παρέχουν παρόμοια αποτελέσματα και επιπλέον είναι επαναλήψιμα για την ίδια γεωλογικά δομή, αφού οι μετρήσεις προέρχονται από την ίδια θέση.

Η επεξεργασία των καταγραφών εδαφικού θορύβου μπορεί να χωριστεί γενικά σε τρία στάδια. Στην επιλογή των παραθύρων, στον υπολογισμό των φασμάτων πλάτους και στον υπολογισμό των φασματικών λόγων. Παρακάτω αναφέρονται αναλυτικά τα στάδια επεξεργασίας, τα οποία είναι κοινά για κάθε μέτρηση εδαφικού θορύβου που συλλέχθηκε με τη χρήση μονού σταθμού και η ανάλυσή του έγινε με το υποπρόγραμμα *Geopsy* του λογισμικού πακέτου *sesarray*.

- Έπειτα από την εισαγωγή των δεδομένων εδαφικού θορύβου στο πρόγραμμα ακολουθεί αφαίρεση της μέσης στάθμης (DC offset removal) του σεισμομέτρου και εμφάνιση της ψηφιακής καταγραφής των τριών συνιστωσών στην οθόνη του Η/Υ (Σχήμα 15). Το πρώτο στάδιο επεξεργασίας αποτελεί η επιλογή των παραθύρων, δηλαδή τμημάτων της ψηφιακής καταγραφής με σκοπό την απομάκρυνση ανεπιθύμητων ανθρωπογενών πηγών θορύβου κοντινού πεδίου. Για παράδειγμα η διέλευση οχημάτων κοντά στον αισθητήρα κατά τη διάρκεια της μέτρησης προκαλεί μικρής διάρκειας αλλά μεγάλου πλάτους τοπικά μέγιστα.

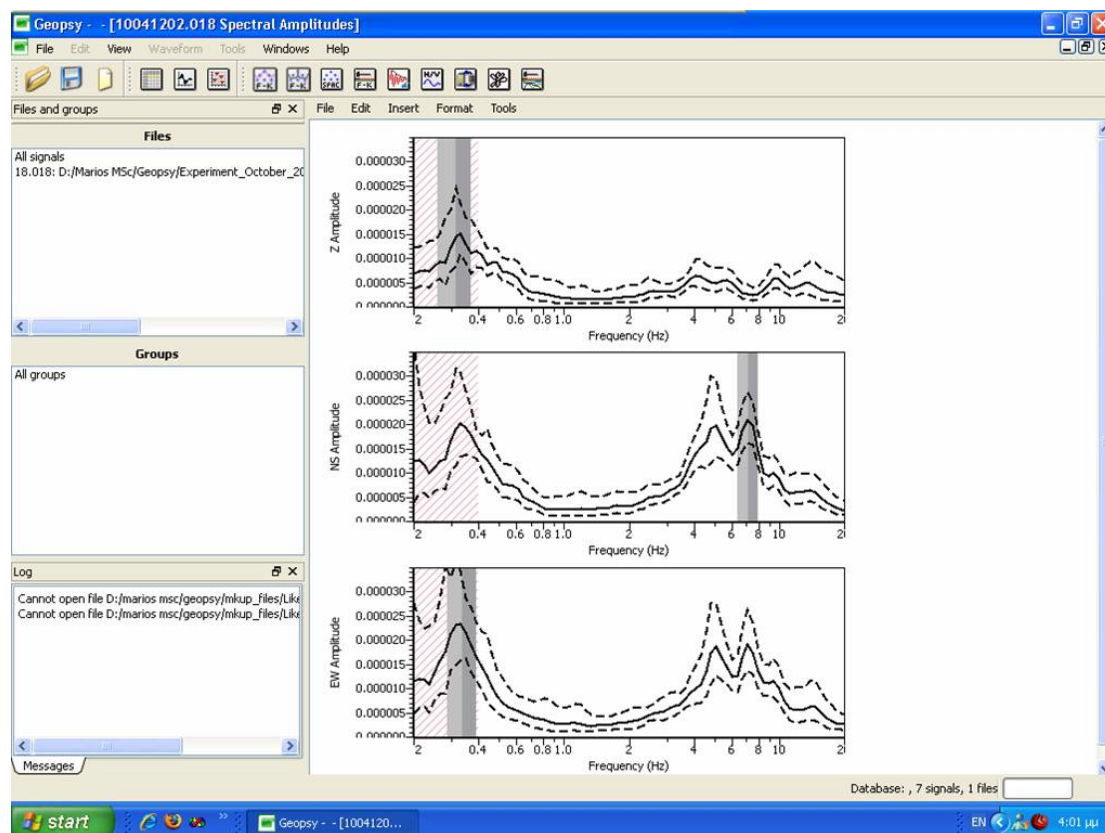


Σχήμα 15: Επιφάνεια εργασίας του προγράμματος *Geopsy* όπου διακρίνονται οι ψηφιακές καταγραφές εδαφικού θορύβου και για τις τρεις συνιστώσες με τα παράθυρα που επιλέχθηκαν αυτόματα από το πρόγραμμα (ορθογώνια με ανοικτό πράσινο χρώμα), καθώς και το παραθυρικό μενού στο οποίο ρυθμίζονται οι παράμετροι της επεξεργασίας (στο δεξί μέρος του σχήματος).

Το μήκος κάθε μεμονωμένου παραθύρου ορίστηκε στα 25 δευτερόλεπτα, χωρίς αλληλοεπικάλυψη μεταξύ δύο διαδοχικών και ο ελάχιστος αριθμός τους ορίστηκε να είναι τουλάχιστον δέκα. Ο ελάχιστος αριθμός παραθύρων εξαρτάται από τη συχνότητα στην οποία εμφανίζεται ένα τοπικό μέγιστο στην καμπύλη *HVSR*. Στις περιπτώσεις που τα τοπικά μέγιστα εμφανίζονταν σε συχνότητες κάτω του 1Hz, τότε ο ελάχιστος αριθμός παραθύρων οριζόταν στα 20. Ο αριθμός των παραθύρων είναι μία σημαντική παράμετρος γιατί εξασφαλίζει την αξιοπιστία του φασματικού λόγου (όπως θα εξηγηθεί παρακάτω). Κάθε επιλεγμένο παράθυρο είναι κοινό και για τις τρεις συνιστώσες. Η επιλογή των παραθύρων μπορεί να γίνει αυτόματα με ειδικό αλγόριθμο “antitriggering” του προγράμματος ή χειροκίνητα (manually) από τον χρήστη. Όλες οι ρυθμίσεις των παραμέτρων που αφορούν στην επιλογή των παραθύρων αλλά και τη φασματική ανάλυση που ακολουθεί γίνονται από κατάλληλο παραθυρικό μενού (pop-up window), που εμφανίζει το πρόγραμμα σε αυτό το στάδιο.

- Στο δεύτερο στάδιο επεξεργασίας πραγματοποιείται υπολογισμός των φασμάτων πλάτους για κάθε συνιστώσα. Η μέθοδος που χρησιμοποιείται για τη φασματική ανάλυση είναι η FFT (Fast Fourier Transform). Το εύρος συχνοτήτων για το οποίο πραγματοποιήθηκε ο υπολογισμός των φασμάτων πλάτους ορίστηκε μεταξύ 0.2 έως 20Hz. Η συγκεκριμένη επιλογή στηρίζεται στο γεγονός ότι η περιοχή συχνοτήτων που μας ενδιαφέρει για την εκτίμηση της απόκρισης των επιφανειακών γεωλογικών σχηματισμών δεν υπερβαίνει τα 20Hz καθώς επίσης και ότι η απόκριση του σεισμομέτρου στην εδαφική ταχύτητα είναι επίπεδη μεταξύ 0.2 και 50Hz. Το φάσμα Fourier μαζί με +/- την τυπική απόκλιση υπολογίζεται για κάθε ένα επιλεγμένο παράθυρο του προηγούμενου σταδίου και η τελική φασματική καμπύλη αποτελεί τον αριθμητικό μέσο όρο αυτών. Για την επιλογή κάθε παραθύρου από την ψηφιακή καταγραφή επιλέχθηκε η εφαρμογή συνιμητονικού φίλτρου απόληξης (cosine taper) το οποίο ορίστηκε σε ποσοστό 5%. Η εξομάλυνση (Smoothing) των φασμάτων πλάτους πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τη μεθοδολογία που προτάθηκε από τους [Konno & Ohmachi \(1998\)](#) επιλέγοντας παράγοντα εξομάλυνσης $\beta = 0.40$ (40%). Τα αποτελέσματα της φασματικής ανάλυσης και για τις τρεις συνιστώσες μπορούν να αποθηκευτούν σε ένα ηλεκτρονικό αρχείο με κατάληξη *.spec*. Επίσης οι γραφικές παραστάσεις των φασματικών πλατών για κάθε συνιστώσα σε συνάρτηση με τη συχνότητα μαζί με

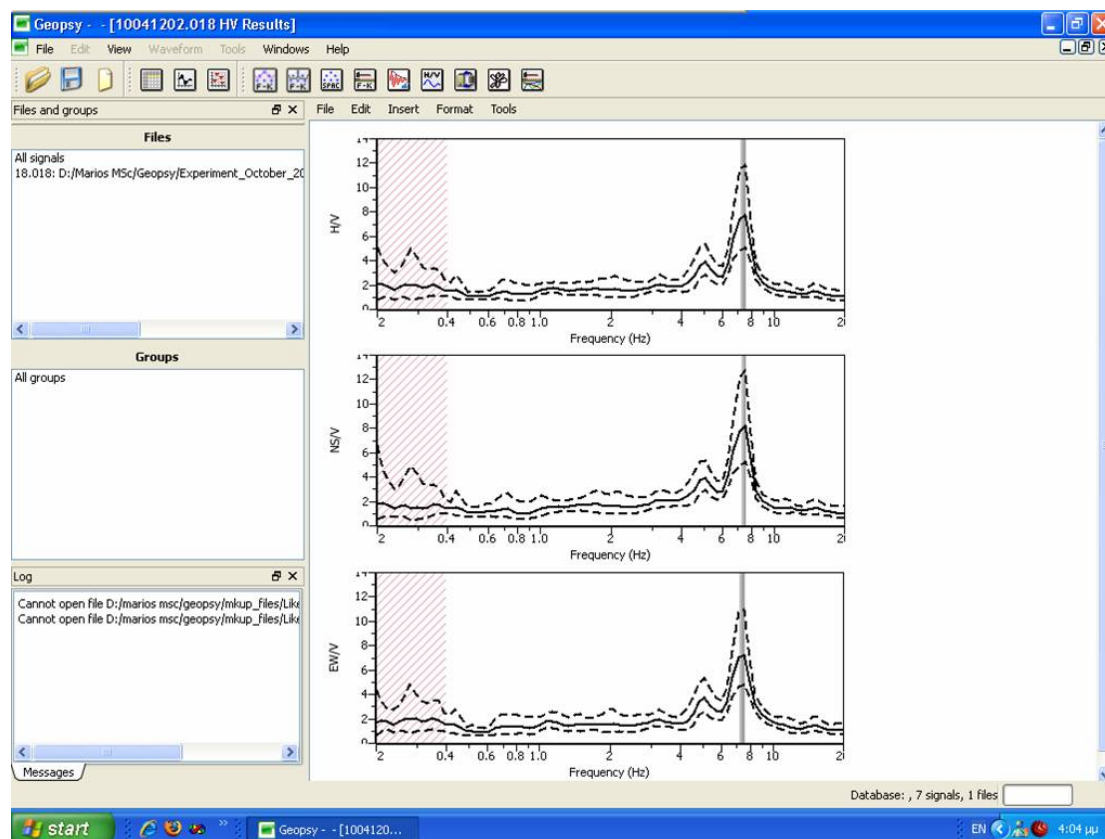
+/- τις τυπικές αποκλίσεις τους εμφανίζονται στην οθόνη του H/Y (Σχήμα 16) και μπορούν να αποθηκευτούν ως διάφορα αρχεία εικόνας (π.χ. σε .jpeg ή .png, κτλ).



Σχήμα 16: Φάσματα πλάτους (συνεχόμενη γραμμή) μαζί με τις +/- τυπικές αποκλίσεις (διακεκομμένες γραμμές) της ψηφιακής καταγραφής εδαφικού θορύβου με τη χρήση του προγράμματος Geopsy.

- Το τρίτο και τελευταίο στάδιο επεξεργασίας αποτελεί ο υπολογισμός των φασματικών λόγων. Τρεις φασματικοί λόγοι υπολογίζονται σε αυτό το στάδιο και αφορούν τις δύο οριζόντιες συνιστώσες προς την κατακόρυφη (NS/V και EW/V) καθώς και του γεωμετρικού μέσου όρου αυτών προς την κατακόρυφη (H/V). Και σε αυτή την περίπτωση οι υπολογισμοί πραγματοποιούνται για κάθε ένα επιλεγμένο παράθυρο του πρώτου σταδίου επεξεργασίας. Οι τελικές μορφές των καμπύλων αποτελούν τον αριθμητικό μέσο όρο όλων των καμπύλων που προκύπτουν από την ανάλυση σε κάθε ένα μεμονωμένο παράθυρο της χρονοσειράς. Οι γραφικές παραστάσεις των φασματικών λόγων μαζί με +/- τις τυπικές αποκλίσεις τους εμφανίζονται στην οθόνη του H/Y (Σχήμα 17). Τα αποτελέσματα της ανάλυσης των φασματικών λόγων μπορούν να αποθηκευτούν σε ένα ηλεκτρονικό αρχείο, αυτή τη φορά με κατάληξη .hν, ενώ οι γραφικές

παραστάσεις των φασματικών λόγων μπορούν να αποθηκευτούν ως διάφορα αρχεία εικόνας (π.χ. σε *.jpeg* ή *.png*, κτλ).



Σχήμα 17: Φασματικοί λόγοι (συνεχόμενη γραμμή) μαζί με τις $\pm$ τυπικές αποκλίσεις (διακεκομμένες γραμμές) της καταγραφής εδαφικού θορύβου με τη χρήση του προγράμματος Geopsy.

Αξίζει να σημειωθεί ότι οι καμπύλες *HVSR* δεν έχουν πάντα απλή μορφή. Η ιδανική περίπτωση είναι να εμφανίζεται ένα μοναδικό μέγιστο το οποίο ξεχωρίζει εύκολα από την υπόλοιπη καμπύλη. Υπάρχουν αρκετές περιπτώσεις στις οποίες δεν συμβαίνει κάτι τέτοιο. Για παράδειγμα μπορεί να εμφανίζονται δύο ή και πολλαπλά μέγιστα, μέγιστα που εμφανίζονται σε ένα μεγάλο εύρος και όχι σε μία συχνότητα, μέγιστα που σχετίζονται με βιομηχανικό θόρυβο και δεν δίνουν πληροφορίες για την δομή (η συσχέτιση αυτή δεν είναι πάντα εύκολα αναγνωρίσιμη) και τέλος, καμπύλες οι οποίες παρουσιάζουν μία σταθερή τιμή γύρω στη μονάδα σε όλο το εύρος των συχνοτήτων. Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η ερμηνεία των καμπύλων δεν είναι, τις περισσότερες φορές τουλάχιστον, εύκολη υπόθεση. Για αυτό το λόγο πρόσθετες πληροφορίες για μία περιοχή μελέτης όπως είναι γεωλογικά και

γεωτεχνικά δεδομένα, γεωφυσικές διασκοπήσεις, κτλ, βοηθούν σε μεγάλο βαθμό στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων της μεθόδου HVSR.

Σημαντική βοήθεια προς αυτή την κατεύθυνση προσφέρουν οι οδηγίες του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος [SESAME \(2004\)](#) για την ερμηνεία των αποτελεσμάτων της μεθόδου HVSR. Οι παραπάνω οδηγίες αναφέρονται σε περιπτώσεις όπου η μέθοδος HVSR εφαρμόζεται μόνη της σε μία περιοχή για τον υπολογισμό της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και για αυτό το λόγο βασίζονται σε κάποια αυστηρά μαθηματικά κριτήρια (Πίνακας I) που έχουν σαν στόχο την ελαχιστοποίηση της υποκειμενικότητας. Τα κριτήρια αφορούν την αξιοπιστία της καμπύλης HVSR καθώς και τη «σαφήνεια» και «μοναδικότητα» του εμφανιζόμενου μέγιστου (ή των εμφανιζόμενων μέγιστων) της καμπύλης.

Πίνακας I: Κριτήρια που αφορούν την αξιοπιστία της καμπύλης HVSR και τη «σαφήνεια» του εμφανιζόμενου μέγιστου ([SESAME, 2004](#)).

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

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

Η σταθερότητα της καμπύλης HVSR συνεπάγεται την αξιοπιστία του φασματικού λόγου, δηλαδή η καμπύλη HVSR που παρατηρείται με τις επιλεγόμενες καταγραφές εδαφικού θορύβου πρέπει να είναι αντιπροσωπευτική των καμπύλων

HVSR οι οποίες μπορούν να προκύψουν με άλλες καταγραφές εδαφικού θορύβου και/ή με άλλη επιλογή παραθύρων στις χρονοσειρές. Για την ύπαρξη τέτοιας αξιοπιστίας πρέπει να ικανοποιούνται και τα τρία προτεινόμενα κριτήρια του Πίνακα I. Αν η επιλογή των παραμέτρων επεξεργασίας δεν οδηγεί σε ικανοποιητικά αποτελέσματα (δεν πληρούνται κάποια ή όλα από τα κριτήρια αξιοπιστίας της καμπύλης), τότε τα δεδομένα πρέπει να επαναεπεξεργαστούν είτε χρησιμοποιώντας άλλες παραμέτρους επεξεργασίας είτε επαναλαμβάνοντας τη μέτρηση ελεύθερου πεδίου. Πριν από την εξαγωγή οποιονδήποτε πληροφοριών και ερμηνείας αποτελεσμάτων από την καμπύλη *HVSR* πρέπει να εξασφαλιστεί η ικανοποίηση των κριτηρίων αξιοπιστίας της, ώστε να πραγματοποιηθεί ο επόμενος έλεγχος που αφορά το εμφανιζόμενο μέγιστο.

Η «σαφήνεια» του εμφανιζόμενου μέγιστου σχετίζεται με διάφορα χαρακτηριστικά, όπως είναι η τιμή του πλάτους σε σχέση με τις τιμές των πλατών σε άλλες περιοχές συχνοτήτων της υπόλοιπης καμπύλης και η τιμή της τυπικής απόκλισης, τόσο του πλάτους, όσο και της αντίστοιχης συχνότητας. Για να θεωρηθεί ένα μέγιστο καθαρό πρέπει να ικανοποιούνται τουλάχιστον 5 από τα 6 κριτήρια του Πίνακα I. Η «μοναδικότητα» του εμφανιζόμενου μέγιστου συσχετίζεται με το γεγονός ότι σε καμία άλλη περιοχή συχνοτήτων δεν εμφανίζεται και άλλο «καθαρό» μέγιστο που να ικανοποιεί τα ίδια κριτήρια.

Όταν η καμπύλη *HVSR* και το εμφανιζόμενο μέγιστο ικανοποιούν τα κριτήρια του Πίνακα I τότε η τιμή της f_0 που προκύπτει μπορεί να θεωρηθεί ως μία αξιόπιστη εκτίμηση της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας. Επίσης αν το πλάτος του εμφανιζόμενου μέγιστου (A_0) είναι μεγαλύτερο από 4-5, τότε είναι σχεδόν βέβαιο ότι υπάρχει σε κάποιο βάθος ασυνέχεια στους σχηματισμούς του υπεδάφους με μεγάλη αντίθεση στις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων.

Αν και η ερμηνεία του «ενός μέγιστου» που πληρεί τα κριτήρια είναι εύκολη, υπάρχουν πολλές περιπτώσεις στις οποίες η ερμηνεία των αποτελεσμάτων είναι δύσκολη και πρέπει να γίνει με ιδιαίτερη προσοχή χρησιμοποιώντας συμπληρωματικά δεδομένα (γεωλογικά, γεωτεχνικά, γεωφυσικά, κτλ). Αξίζει να σημειωθεί ότι ακόμα και όταν κάποια από τα κριτήρια δεν ικανοποιούνται (που πάντα πρέπει να αφορούν το εμφανιζόμενο μέγιστο και όχι την αξιοπιστία της καμπύλης), η ερμηνεία μπορεί να γίνει τονίζοντας όμως την αβεβαιότητα που υπάρχει. Για όλες τις περιπτώσεις στις οποίες παρουσιάζεται δυσκολία στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων, υπάρχουν χρήσιμες προτάσεις και οδηγίες στο παραδοτέο του

ερευνητικού προγράμματος [SESAME \(Guidelines for the Implementation of the H/V Spectral Ratio Technique on Ambient Vibrations: Measurements, Processing and Interpretation, D23.12, 2004\)](#).

Όλες οι καμπύλες και τα αντίστοιχα εμφανιζόμενα μέγιστα που προέκυψαν από την επεξεργασία μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* και παρουσιάζονται στην παρούσα διατριβή, ελέγχθηκαν για την αξιοπιστία τους και τη «σαφήνεια» τους σύμφωνα με τα κριτήρια του *Πίνακα I*. Συγκεκριμένα, το 100% των μετρήσεων πληρούσε τα τρία κριτήρια αξιοπιστίας της καμπύλης *HVSR*, ενώ από τις 42 καμπύλες στις οποίες εμφανιζόταν τοπικό μέγιστο (ή τοπικά μέγιστα) το 72.6% πληρούσε τα πέντε από τα έξι κριτήρια «σαφήνειας» και το υπόλοιπο 26.4% τα τέσσερα από τα έξι κριτήρια.

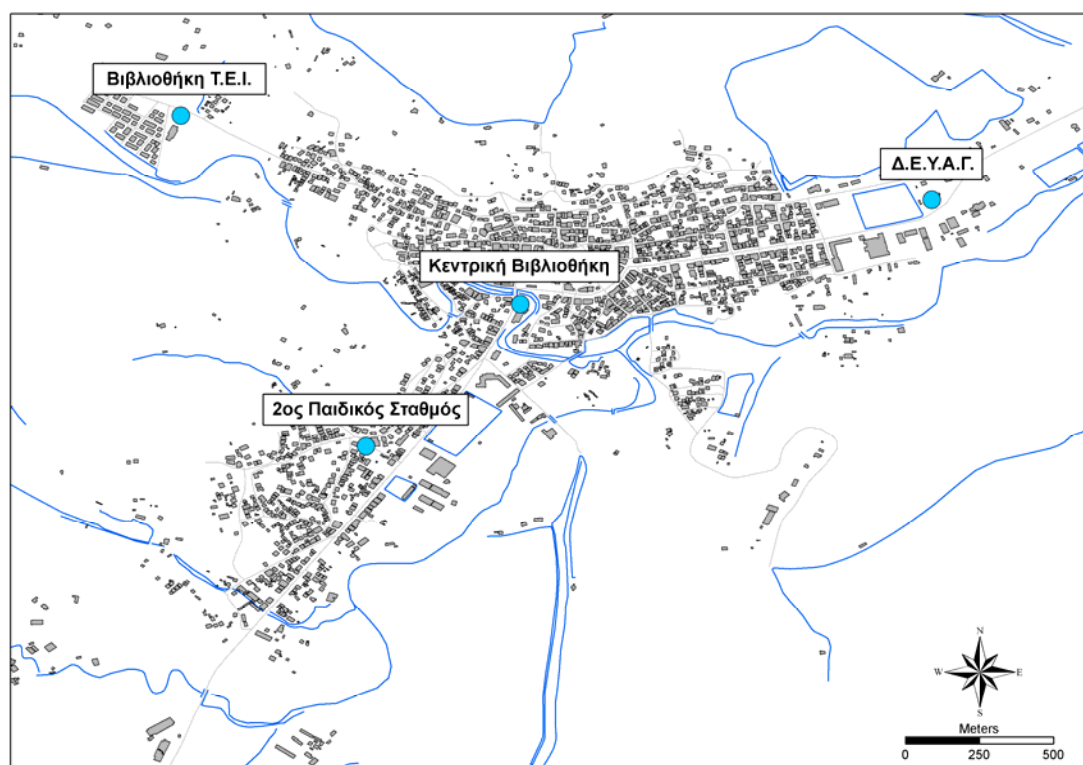
2.4 Ημερήσιες και Εποχιακές Μεταβολές του Εδαφικού Θορύβου

Έχει παρατηρηθεί ότι ο εδαφικός θόρυβος μπορεί να παρουσιάζει ημερήσια και (σπανιότερα) εποχιακή μεταβολή η οποία επηρεάζει τα αποτελέσματα της ανάλυσης *HVSR*.

Σύμφωνα με τη [Fyen \(1990\)](#) η τυπική απόκλιση του επιπέδου του εδαφικού θορύβου (noise level) για διάρκεια ενός έτους (δηλαδή για διαφορετικές εποχές) μπορεί να θεωρηθεί σχετικά σταθερή, τουλάχιστον για συχνότητες μεταξύ 0.5 και 50 Hz, με μία τυπική τιμή γύρω στα 3-5 dB. Παρατηρείται όμως μία συστηματική ημερήσια μεταβολή στο επίπεδο του εδαφικού θορύβου, ειδικά στις εργάσιμες μέρες. Μία τυπική διαφορά μεταξύ θορύβου κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύκτας είναι 5 dB για συχνότητες από 2 έως 50 Hz, ενώ για συχνότητες μικρότερες από 1.5-2 Hz οι διαφορές είναι γενικά ασήμαντες. Επίσης όταν εμφανίζονται μέγιστα στο φάσμα του εδαφικού θορύβου σε συγκεκριμένες συχνότητες (π.χ. στα 7 Hz) τα οποία συνδέονται με βιομηχανική δραστηριότητα, η αντίστοιχη ημερήσια μεταβολή μπορεί σε κάποιες ακραίες περιπτώσεις να υπερβεί τα 10 dB.

Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι οι ημερήσιες μεταβολές του εδαφικού θορύβου οφείλονται σε μεγάλο ποσοστό στον ανθρωπογενή θόρυβο, δηλαδή σε πηγές εδαφικού θορύβου με συχνότητες > 1 Hz και οι οποίες ονομάζονται «μικροδονήσεις» (microtremors). Κατά συνέπεια, σε αστικά περιβάλλοντα οι ημερήσιες μεταβολές του εδαφικού θορύβου θα είναι σημαντικές εξαιτίας της

έντονης ανθρώπινης δραστηριότητας κυρίως τις πρωινές ώρες. Αποτέλεσμα είναι ότι για κάποιες ώρες της ημέρας προστίθεται στο περιεχόμενο του εδαφικού θορύβου ανεπιθύμητο σήμα σε διάφορες συχνότητες το οποίο «αλλοιώνει» τις πληροφορίες που μπορούμε να πάρουμε από αυτόν. Σε αυτή την περίπτωση η ανάλυση με τη μέθοδο *HVSR* δεν θα είναι αντιπροσωπευτική της υπεδάφιας δομής, ενώ η ερμηνεία των αποτελεσμάτων θα οδηγήσει σε λάθος εκτίμηση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη θέση καταγραφής εδαφικού θορύβου. Είναι επομένως σημαντικό πριν την εφαρμογή μεθόδων που στηρίζονται στη μέτρηση εδαφικού θορύβου μέσα σε αστικά περιβάλλοντα, να προηγείται έλεγχος των ημερήσιων μεταβολών του. Σκοπός του παραπάνω ελέγχου είναι ο εντοπισμός χρονικών διαστημάτων κατά τη διάρκεια της ημέρας, μέσα στα οποία προκαλείται «διαταραχή» του εδαφικού θορύβου και η μέτρησή του πρέπει να αποφεύγεται. Ένας ανάλογος έλεγχος πρέπει να πραγματοποιείται και για τις εποχιακές μεταβολές του εδαφικού θορύβου, ώστε να εκτιμηθεί η σταθερότητα των αποτελεσμάτων της μεθόδου *HVSR* με την αλλαγή των εποχών του έτους. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων μεταξύ μετρήσεων εδαφικού θορύβου που συλλέχθηκαν σε διαφορετικές εποχές αλλά στην ίδια θέση φανερώνει το πόσο επηρεάζουν τον εδαφικό θόρυβο οι αλλαγές των εποχών.



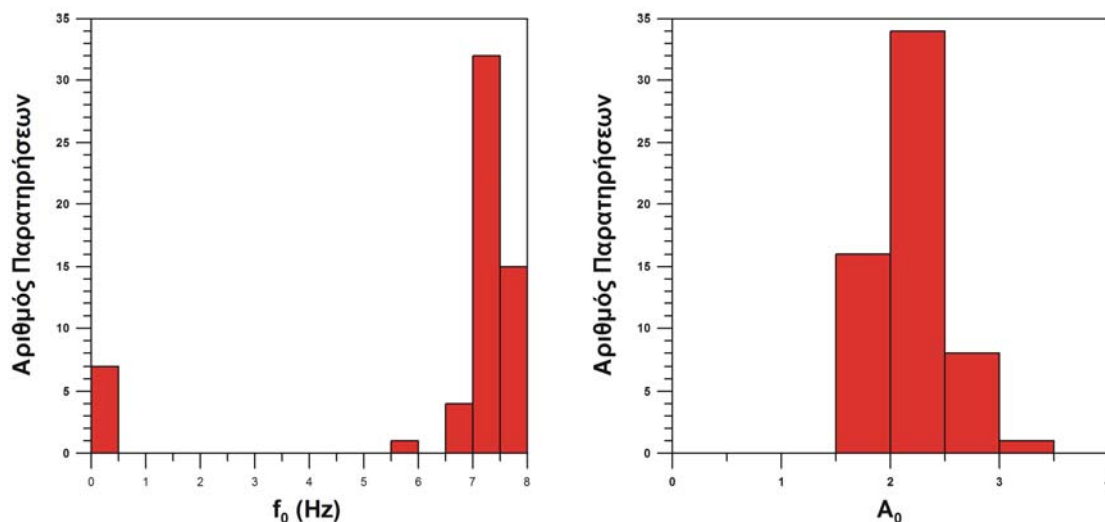
Σχήμα 18: Θέσεις μόνιμης εγκατάστασης οργάνων καταγραφής εδαφικού θορύβου στην πόλη των Γρεβενών, για τον έλεγχο των ημερήσιων μεταβολών του.

Για τους παραπάνω λόγους πριν από τη λήψη μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού στην περιοχή μελέτης, προηγήθηκε έλεγχος των ημερήσιων μεταβολών του σε επιλεγμένες θέσεις μέσα στην πόλη των Γρεβενών. Η επιλογή των θέσεων έγινε με βασικό κριτήριο την όσο το δυνατόν καλύτερη χωρική κάλυψη της πόλης και λαμβάνοντας υπόψη τον περιορισμό για τοποθέτηση των οργάνων καταγραφής κυρίως σε δημόσια κτίρια. Συγκεκριμένα η τοποθέτηση των οργάνων έγινε στο κτίριο της Δημοτικής Επιχείρησης Ύδρευσης και Αρδρευσης Γρεβενών (Δ.Ε.Υ.Α.Γ.), στην κεντρική βιβλιοθήκη (Πνευματικό κέντρο), στην βιβλιοθήκη του Τεχνολογικού Εκπαιδευτικού Ιδρύματος (Τ.Ε.Ι.) και στο 2^ο παιδικό σταθμό (Σχήμα 18).

Η καταγραφή εδαφικού θορύβου, για κάθε θέση, είχε διάρκεια 20 λεπτά με συχνότητα δειγματοληψίας 100 Hz και περίοδο επανάληψης μία ώρα. Η όλη διαδικασία καταγραφής εδαφικού θορύβου ήταν συνεχόμενη για διάρκεια μεγαλύτερη των δύο ημερών και πραγματοποιήθηκε στις αρχές του Σεπτεμβρίου 2006.

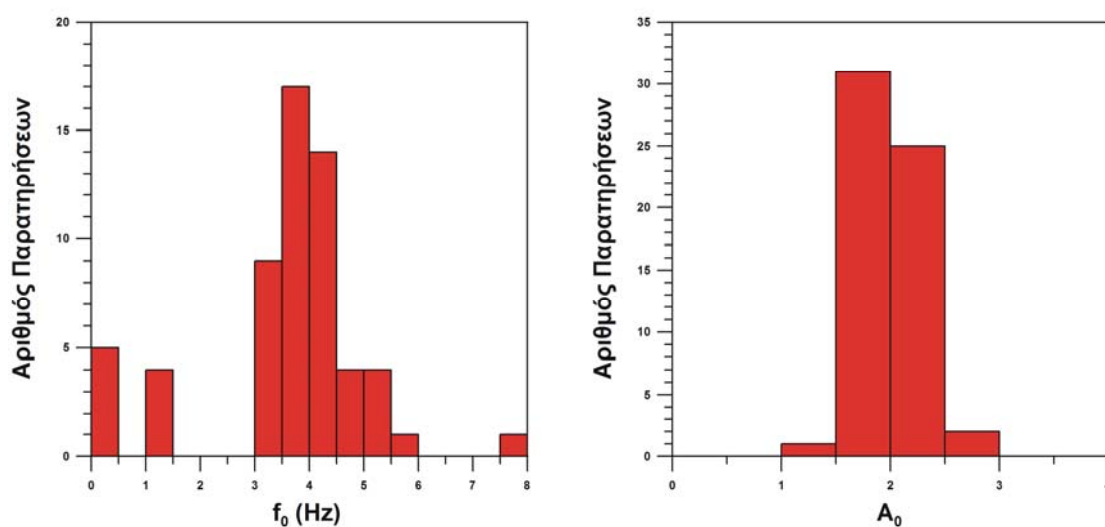
Συνολικά συγκεντρώθηκαν 59 χρονοσειρές (αρχεία) εδαφικού θορύβου για κάθε θέση οι οποίες αναλύθηκαν με τη μέθοδο HVSR. Από την επεξεργασία των δεδομένων προέκυψαν 59 καμπύλες H/V από τις οποίες αναγνωρίστηκαν τα αντίστοιχα ζεύγη της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) και του πλάτους A_0 . Για την ομαδοποίηση των τιμών της f_0 και του A_0 για κάθε θέση, κατασκευάστηκαν ιστογράμματα (Σχήματα 19-22) τα οποία μας δίνουν τη δυνατότητα αναγνώρισης των τιμών όπου έχουμε τη μέγιστη συγκέντρωση των παρατηρήσεων, καθώς και της διασποράς τους. Επίσης, κάθε τιμή της f_0 και του A_0 αναφέρεται σε ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα στο οποίο έγινε η καταγραφή, οπότε με αντιστοίχιση των τιμών στους κατάλληλους χρόνους μπορούν να κατασκευαστούν διαγράμματα τα οποία παρουσιάζουν τη χρονική μεταβολή των παραμέτρων για κάθε θέση (Σχήματα 23-26). Από τη χρονική μεταβολή των τιμών της f_0 και του A_0 παρατηρούμε ότι εμφανίζουν γενικά μία σταθερή τάση (τιμή) σε συνάρτηση με το χρόνο, η οποία «διαταράσσεται» για κάποιες ώρες. Οι διαταραχές συμπίπτουν σε γενικές γραμμές με τις εργάσιμες ώρες της ημέρας (8:00πμ - 04:00μμ) και σε αυτό το διάστημα πρέπει να αποφεύγεται η μέτρηση εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης.

Δ.Ε.Υ.Α.Γ.



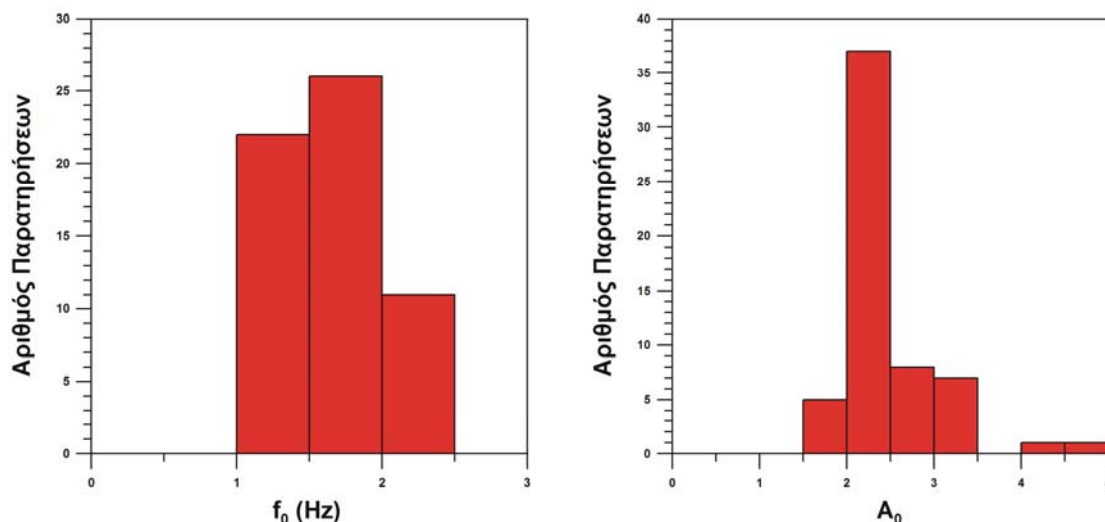
Σχήμα 19: Ιστογράμματα της f_0 και του A_0 για τη θέση της Δ.Ε.Υ.Α.Γ. Οι περισσότερες παρατηρήσεις εμφανίζονται στο διάστημα 7 με 7.5 Hz για την f_0 και στο διάστημα 2 με 2.5 για την A_0 .

Κεντρική Βιβλιοθήκη



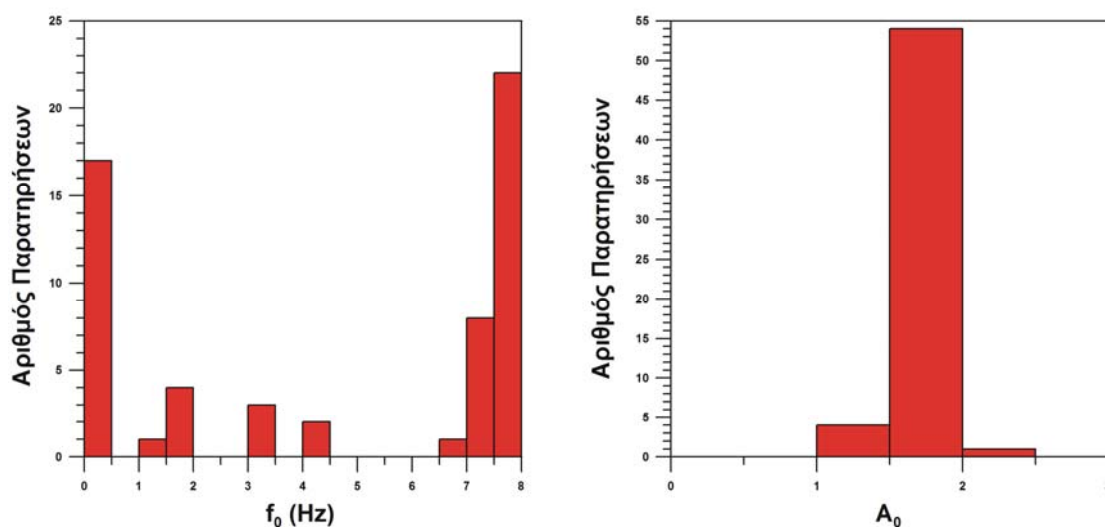
Σχήμα 20: Ιστογράμματα της f_0 και του A_0 για τη θέση της Κεντρικής Βιβλιοθήκης Γρεβενών. Οι περισσότερες παρατηρήσεις εμφανίζονται στο διάστημα 3.5 με 4 Hz για την f_0 και στο διάστημα 1.5 με 2 για την A_0 .

Βιβλιοθήκη Τ.Ε.Ι.

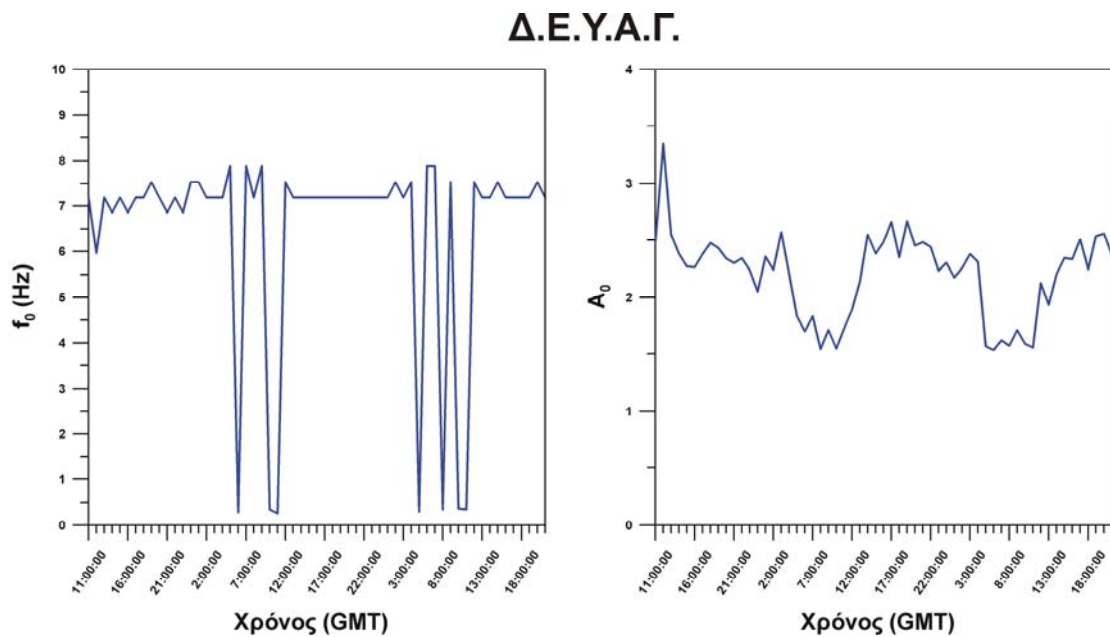


Σχήμα 21: Ιστογράμματα της f_0 και του A_0 για τη θέση της Βιβλιοθήκης των Τ.Ε.Ι. Γρεβενών. Οι περισσότερες παρατηρήσεις εμφανίζονται στο διάστημα 1.5 με 2 Hz για την f_0 και στο διάστημα 2 με 2.5 για την A_0 .

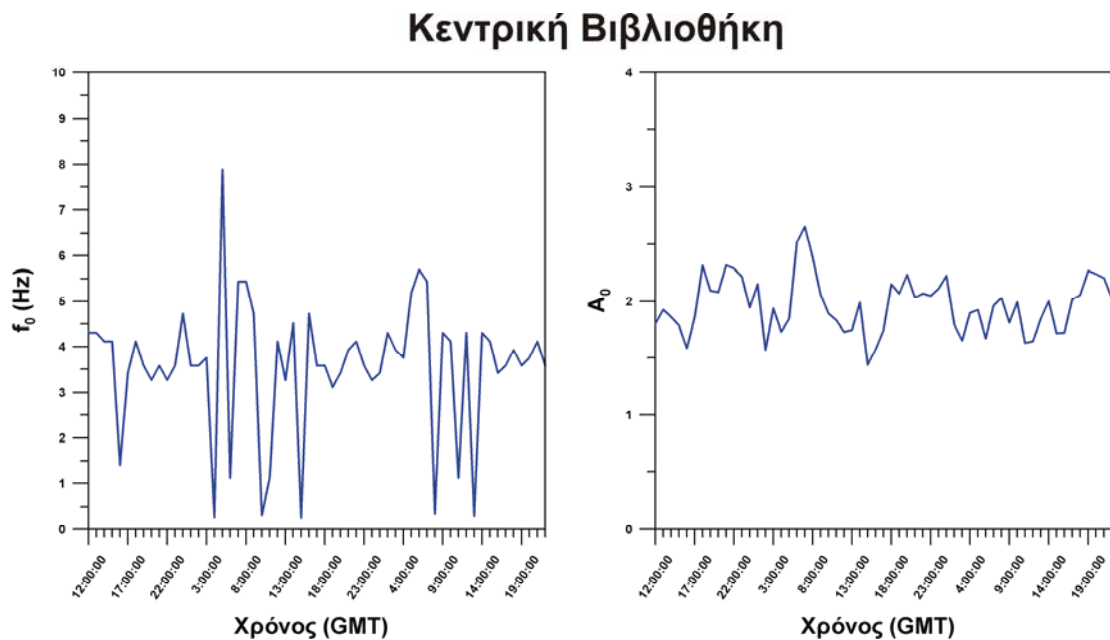
2ος Παιδικός Σταθμός



Σχήμα 22: Ιστογράμματα της f_0 και του A_0 για τη θέση του 2^{ου} παιδικού σταθμού Γρεβενών. Οι περισσότερες παρατηρήσεις εμφανίζονται στο διάστημα 7.5 με 8 Hz για την f_0 και στο διάστημα 1.5 με 2 για την A_0 .

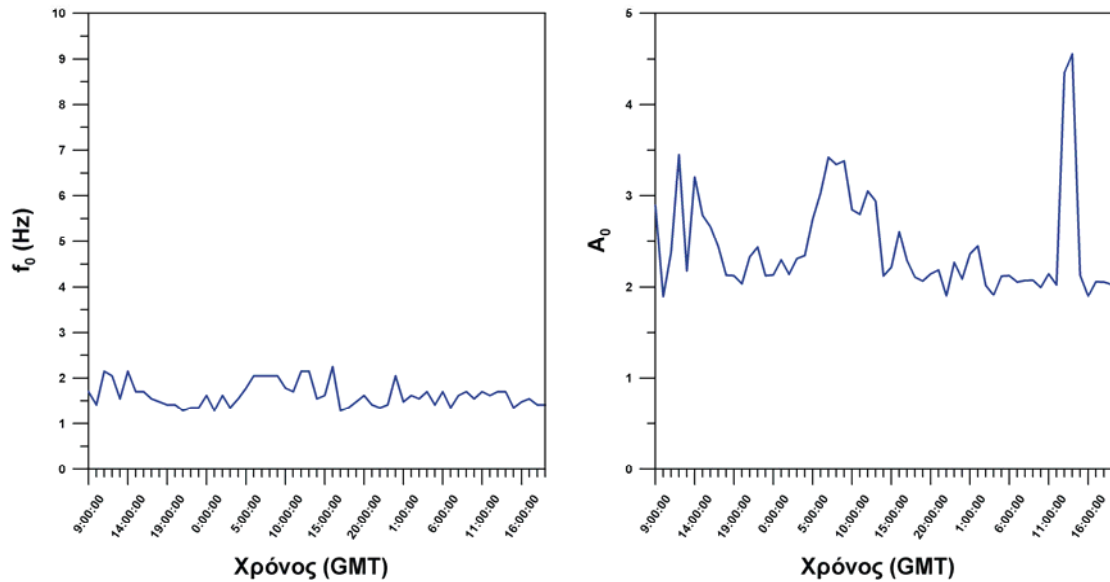


Σχήμα 23: Χρονική μεταβολή της f_0 (αριστερά) και του A_0 (δεξιά) για τη θέση της Δ.Ε.Υ.Α.Γ.



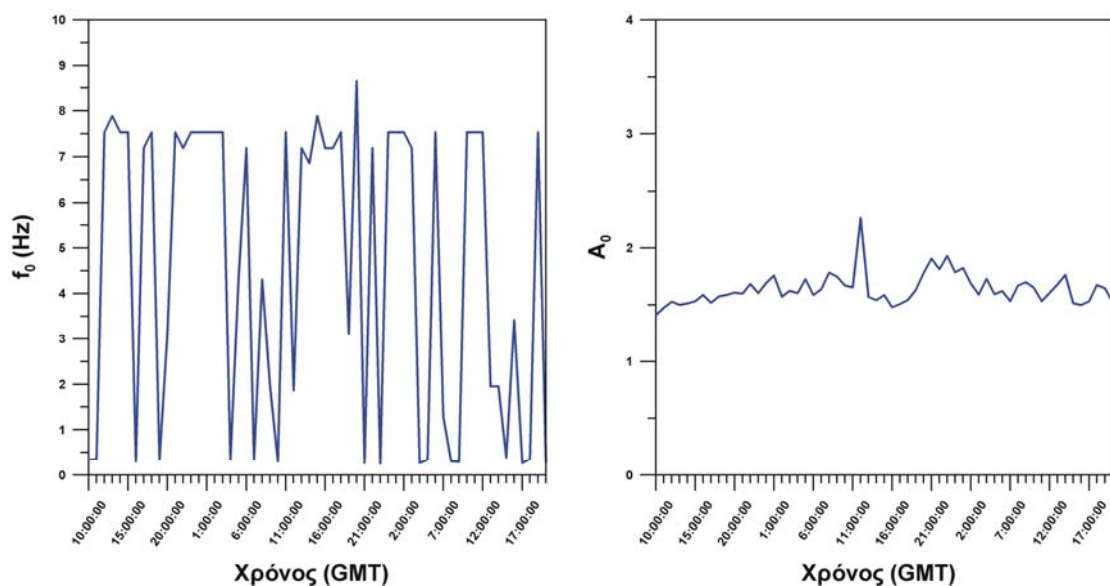
Σχήμα 24: Χρονική μεταβολή της f_0 (αριστερά) και του A_0 (δεξιά) για τη θέση της Κεντρικής Βιβλιοθήκης Γρεβενών.

Βιβλιοθήκη Τ.Ε.Ι.



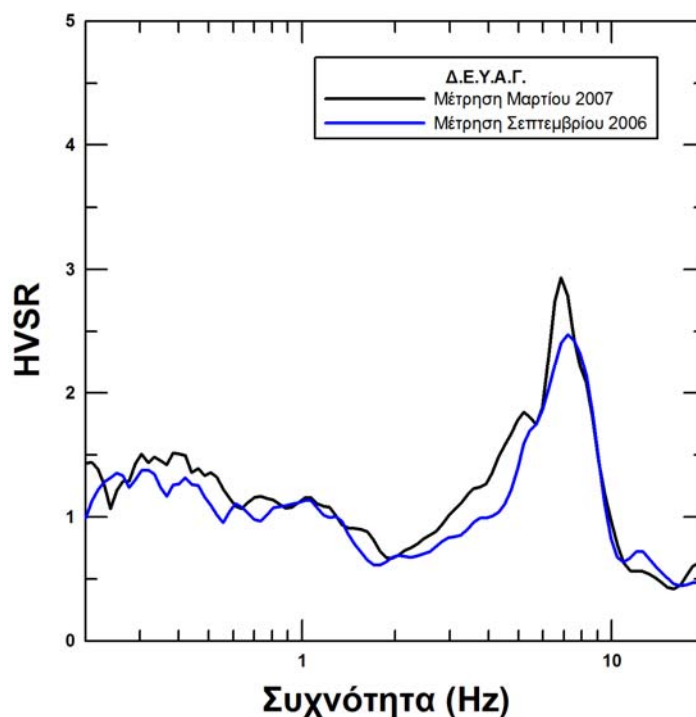
Σχήμα 25: Χρονική μεταβολή της f_0 (αριστερά) και του A_0 (δεξιά) για τη θέση της Βιβλιοθήκης των Τ.Ε.Ι. Γρεβενών.

2ος Παιδικός Σταθμός



Σχήμα 26: Χρονική μεταβολή της f_0 (αριστερά) και του A_0 (δεξιά) για τη θέση του 2^{ου} παιδικού σταθμού Γρεβενών.

Ο έλεγχος των εποχιακών μεταβολών πραγματοποιήθηκε στο κτίριο της Δ.Ε.Υ.Α.Γ. με μία επαναληπτική μέτρηση σε ώρες μη διαταραχής του εδαφικού θορύβου, σύμφωνα με τα αποτελέσματα του ελέγχου των ημερήσιων μεταβολών του που πραγματοποιήθηκε καλοκαίρι (αρχές Σεπτεμβρίου 2006). Η μέτρηση έλαβε χώρα στη 1 Μαρτίου 2007. Η σύγκριση των καμπύλων *HVSR* μεταξύ της μέτρησης που έλαβε χώρα στο τέλος του καλοκαιριού και της επαναληπτικής μέτρησης στο τέλος του χειμώνα παρουσιάζεται στο Σχήμα 27. Παρατηρούμε ότι τα αποτελέσματα είναι παρόμοια, επομένως οι εποχιακές μεταβολές δεν επηρεάζουν το περιεχόμενο του εδαφικού θορύβου και κατ' επέκταση τα αποτελέσματα της ανάλυσης *HVSR*, στην περιοχή μελέτης.

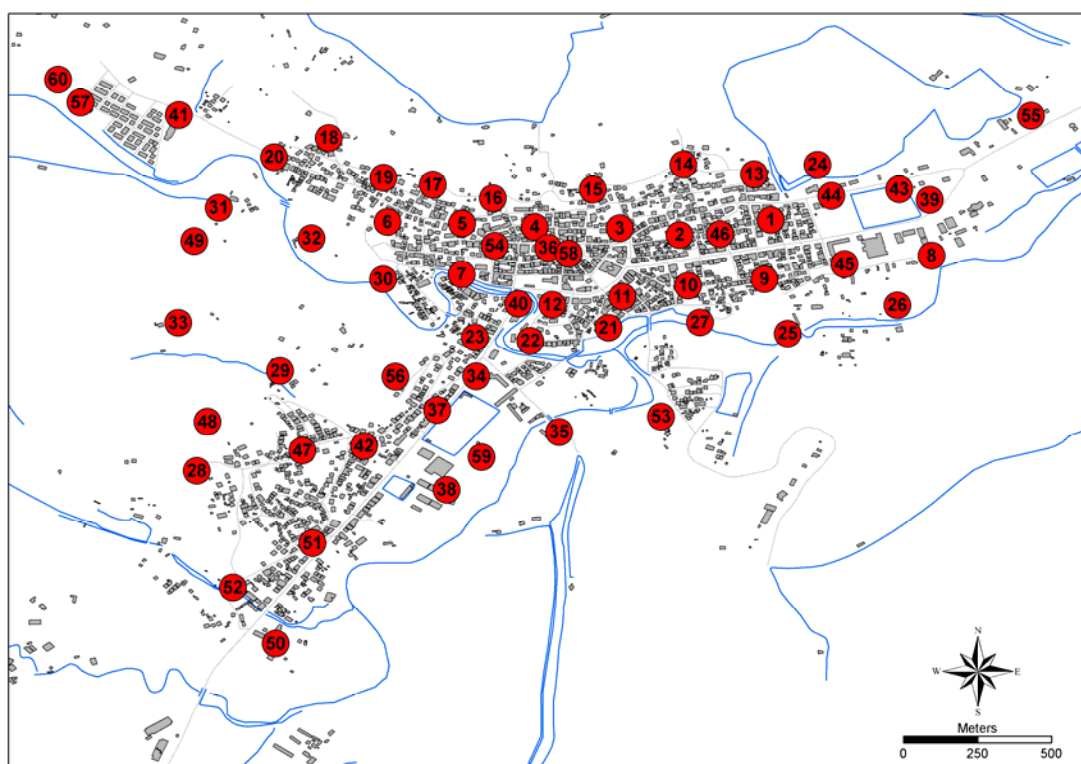


Σχήμα 27: Σύγκριση καμπύλων *HVSR* από δεδομένα εδαφικού θορύβου τα οποία συλλέχθηκαν το καλοκαίρι του 2006 (μπλε καμπύλη) και το χειμώνα του 2007 (μαύρη καμπύλη) στη θέση της Δ.Ε.Υ.Α.Γ. για τον έλεγχο των εποχιακών μεταβολών του. Παρατηρείται πολύ καλή συσχέτιση μεταξύ των δύο καμπύλων *HVSR*, γεγονός που σημαίνει ότι οι εποχιακές μεταβολές δεν επηρεάζουν τα αποτελέσματα της ανάλυσης.

2.5 Μετρήσεις Εδαφικού Θορύβου με τη Χρήση Μονού Σταθμού

Μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού πραγματοποιήθηκαν σε όλο το πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών, καθώς και σε γύρω περιοχές που καλύπτονται από το σχέδιο επέκτασης της πόλης. Έγινε προσπάθεια να διατηρηθεί όσο το δυνατόν ομοιόμορφος κάρναβος μετρήσεων με

απόσταση μεταξύ των σημείων μέτρησης περίπου 200m (Σχήμα 28). Η διατήρηση ίσων αποστάσεων ήταν αρκετά δύσκολη για διάφορους λόγους, όπως είναι για παράδειγμα η ρημοτομία της πόλης, τοπογραφικές ανωμαλίες, περιοχές στις οποίες δεν υπήρχε πρόσβαση, κτλ. Το σύνολο των μετρήσεων ήταν 60 και η λήψη τους έγινε σε ώρες μη διαταραχής του εδαφικού θορύβου, σύμφωνα με τον έλεγχο των ημερήσιων μεταβολών που προηγήθηκε. Ένα σύστημα GPS παρείχε τις γεωγραφικές συντεταγμένες για κάθε σημείο μέτρησης. Η διάρκεια καταγραφής εδαφικού θορύβου για κάθε θέση ήταν 20 λεπτά με συχνότητα δειγματοληψίας 100Hz. Οι μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν τον Οκτώβριο του 2006, ενώ συμπληρωματικές μετρήσεις πραγματοποιήθηκαν το Μάρτιο του 2007.



Σχήμα 28: Θέσεις μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού στην περιοχή μελέτης. Η αρίθμηση αντιστοιχεί στον κωδικό κάθε θέσης μέτρησης.

Η λήψη όλων των μετρήσεων πραγματοποιήθηκε σύμφωνα με τις οδηγίες του Ευρωπαϊκού ερευνητικού προγράμματος [SESAME \(2004\)](#) που αφορούν τις πειραματικές συνθήκες στο ελεύθερο πεδίο. Οι οδηγίες περιλαμβάνουν συστάσεις για πλήθος παραμέτρων που μπορούν να επηρεάσουν τη σταθερότητα και την αναπαραγωγή (reproducibility) των καμπύλων HVSR. Ενδεικτικά αυτές είναι π.χ. παράμετροι που έχουν να κάνουν με την καταγραφή εδαφικού θορύβου, αποστάσεις

των μετρήσεων, σύζευξη αισθητήρα - εδάφους (φυσική ή τεχνητή) και τοποθέτηση του στο ελεύθερο πεδίο, κοντινές δομές (δέντρα, κτίρια, κτλ), μετεωρολογικές συνθήκες, κτλ.

2.6 Αποτελέσματα τις Μεθόδου HVSR

Από την εφαρμογή της μεθόδου *HVSR* στην πόλη των Γρεβενών προέκυψαν για κάθε θέση μέτρησης πληροφορίες για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση.

Συγκρίνοντας τους φασματικούς λόγους των δύο οριζόντιων συνιστωσών προς την κατακόρυφη (NS/V και EW/V) ως προς την μορφή τους αλλά και ως προς τα αποτελέσματα των παραμέτρων f_0 και A_0 για τις ίδιες θέσεις, έγινε προσπάθεια ώστε να προκύψουν κάποια συμπεράσματα για την ενδεχόμενη ύπαρξη δισδιάστατων (2D) υπεδάφιας δομών στην περιοχή μελέτης.

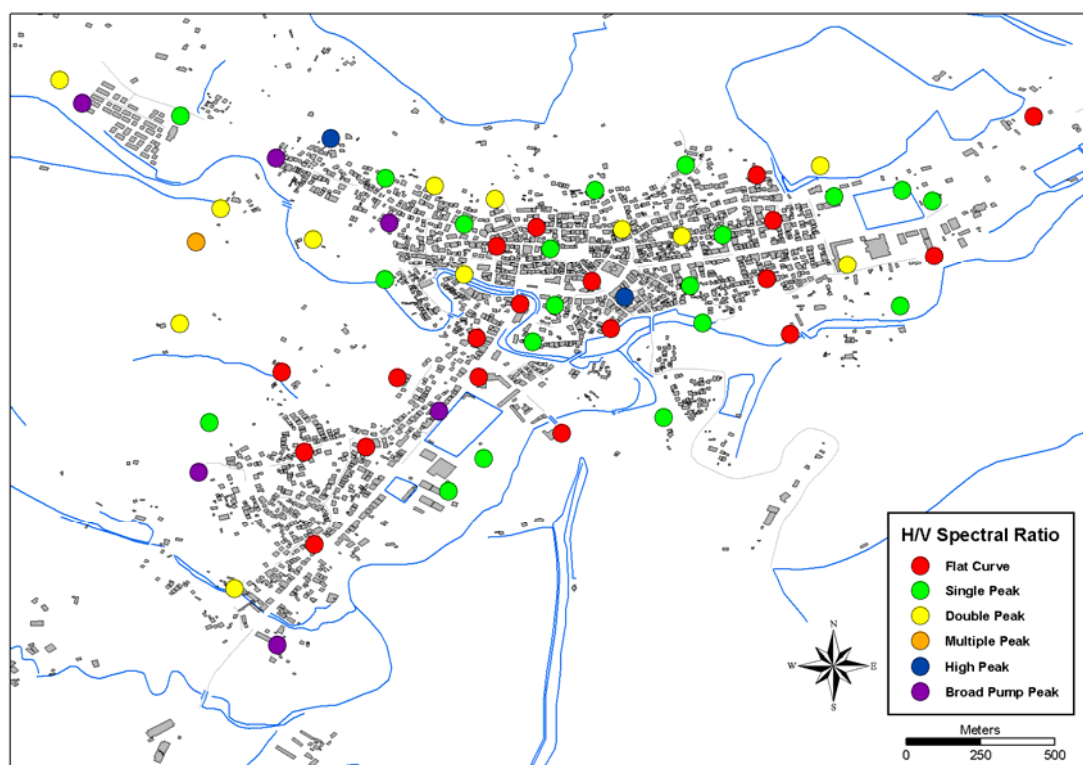
Η ύπαρξη δισδιάστατων δομών στο υπέδαφος επηρεάζει σε διαφορετικό βαθμό τις δύο οριζόντιες διευθύνσεις στο σημείο μέτρησης, συνεπώς μπορεί να προκαλέσει διαφορετικές μορφές καμπύλων *HVSR*. Όσο πιο «έντονα» δισδιάστατη (2D) είναι η υπεδάφια δομή τόσο περισσότερο θα διαφέρουν και οι μορφές των καμπύλων των φασματικών λόγων για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες. Επομένως, ένα τέτοιο απλό, εύκολο και γρήγορο στην παρατήρηση ποιοτικό κριτήριο μπορεί να βοηθήσει σε μία οπτική εκτίμηση των δισδιάστατων δομών, καθώς και στην απόκτηση μίας γενικής και χρήσιμης εικόνας των ετερογενειών της υπεδάφιας δομής.

Οι μορφές των καμπύλων NS/V, EW/V αλλά και H/V χωρίστηκαν σε έξι κατηγορίες. Η κατηγοριοποίηση έγινε σε *επίπεδες καμπύλες* (Flat Curves), *καμπύλες μονού μέγιστου* (Single Peak Curves), *καμπύλες διπλού μέγιστου* (Double Peak Curves), *καμπύλες πολλαπλού μέγιστου* (Multiple Peak Curves), *καμπύλες υψηλών μέγιστων* (High Peak Curves) και *καμπύλες μέγιστων ευρέος φάσματος* (Broad Pump Peak Curves). Τα εμφανιζόμενα μέγιστα για τις παραπάνω κατηγορίες είναι αντίστοιχα κανένα, ένα, δύο, περισσότερα από δύο, ένα με μεγάλο πλάτος A_0 (> 5) και σε μεγάλο εύρος συχνοτήτων (δηλαδή μέγιστο χωρίς «κορυφή», αλλά με τη μορφή «πλατφόρμας»).

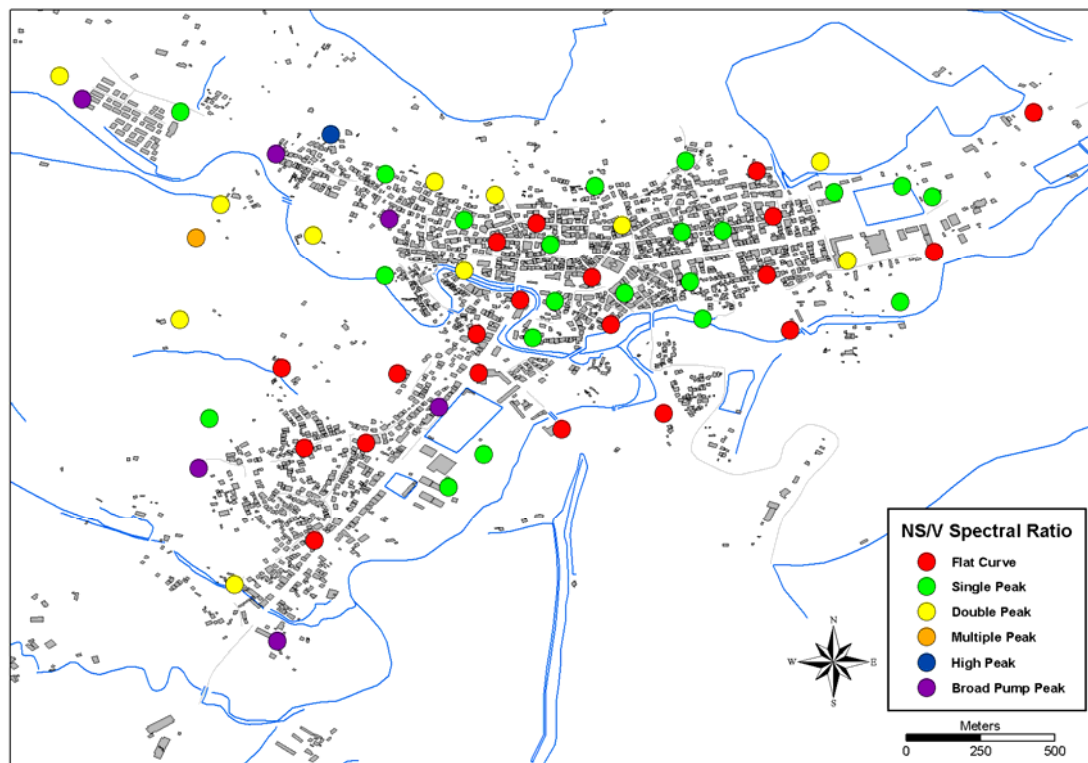
Στα *Σχήματα 29-31* παρουσιάζονται οι θέσεις μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού στην περιοχή μελέτης, όπου για κάθε κατηγορία καμπύλης έχει δοθεί διαφορετικό χρώμα. Το *Σχήμα 29* αναφέρεται στην κατηγοριοποίηση των

καμπύλων H/V, ενώ τα Σχήματα 30 και 31 στις καμπύλες NS/V και EW/V αντίστοιχα. Από τη σύγκριση των Σχημάτων 30 και 31 προκύπτει ότι οι διαφοροποιήσεις των φασματικών λόγων των δύο οριζόντιων διευθύνσεων δεν είναι σημαντικές και συμβαίνουν μόνο σε τοπικό επίπεδο, κυρίως στα άκρα της λεκάνης των Γρεβενών. Γενικά, η γεωλογική δομή στα άκρα των ιζηματογενών λεκανών παρουσιάζει έντονες πλευρικές αλλαγές, με σχετικά μεγάλες κλίσεις μεταξύ των επαφών των γεωλογικών στρωμάτων του υπεδάφους.

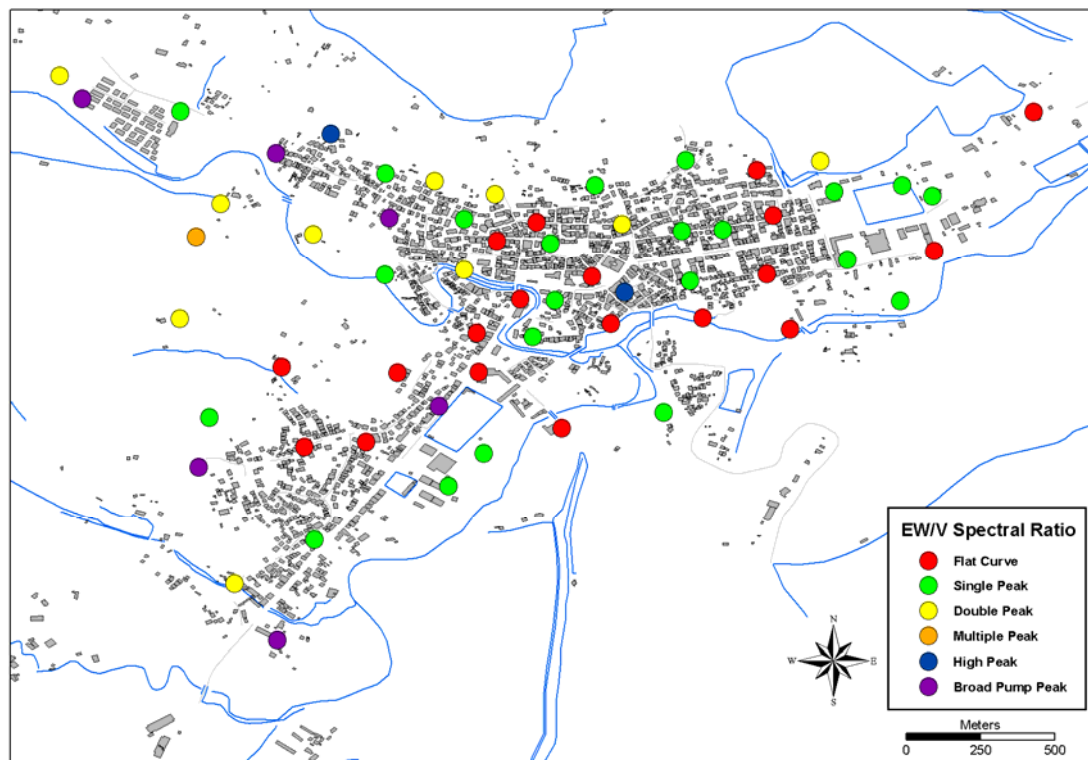
Όταν οι φασματικοί λόγοι $HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$ έχουν διαφορετικές μορφές καμπύλων, τότε υπάρχει άμεση συνέπεια στις τιμές των παραμέτρων f_0 και A_0 που εξάγονται από αυτές. Αν για παράδειγμα υποθέσουμε ότι οι καμπύλες των φασματικών λόγων δεν διαφέρουν, τότε σε ένα διάγραμμα που έχει σαν άξονες τις τιμές της f_0 που προκύπτουν από τον φασματικό λόγο $HVSR_{(NS/V)}$ και τις τιμές της f_0 που προκύπτουν από τον φασματικό λόγο $HVSR_{(EW/V)}$ αντίστοιχα, θα πρέπει η πλειονότητα των σημείων να βρίσκεται στη διχοτόμο. Όταν οι καμπύλες $HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$ διαφέρουν τα σημεία του διαγράμματος θα παρουσιάζουν διασπορά, η οποία όσο μεγαλύτερη είναι τόσο περισσότερο διαφέρουν και οι αντίστοιχες καμπύλες $HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$.



Σχήμα 29: Κατηγοριοποίηση των καμπύλων H/V ως προς τη μορφή τους, στις θέσεις των μετρήσεων εδαφικού θορύβου.

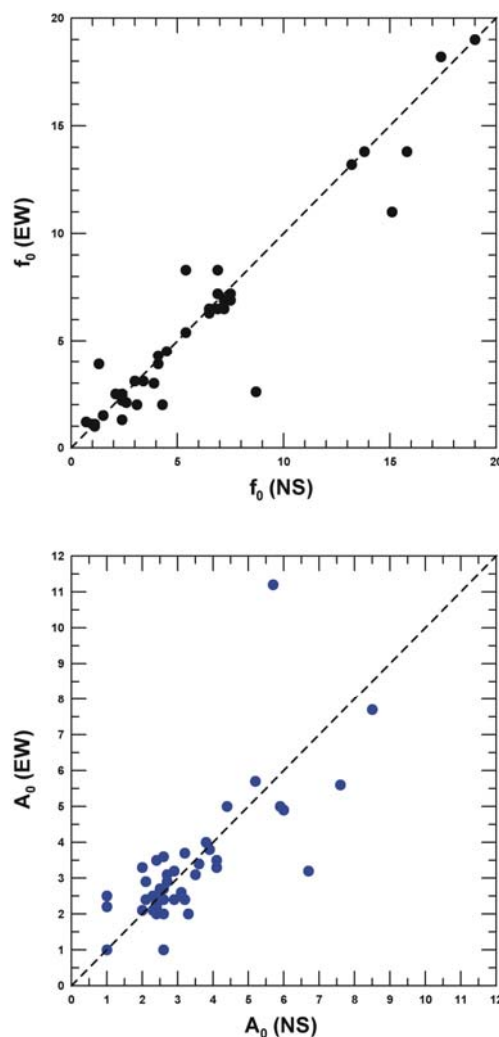


Σχήμα 30: Κατηγοριοποίηση των καμπύλων NS/V ως προς τη μορφή τους, στις θέσεις των μετρήσεων εδαφικού θορύβου.



Σχήμα 31: Κατηγοριοποίηση των καμπύλων EW/V ως προς τη μορφή τους, στις θέσεις των μετρήσεων εδαφικού θορύβου.

Δύο τέτοια διαγράμματα για τις τιμές f_0 και A_0 αντίστοιχα παρουσιάζονται στο Σχήμα 32 και προκύπτουν από τους φασματικούς λόγους $HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$ για κάθε σημείο μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού στην περιοχή μελέτης. Και σε αυτή την περίπτωση παρατηρούμε γενικά καλή συσχέτιση των τιμών f_0 και A_0 για τις δύο οριζόντιες συνιστώσες, γεγονός που υποδεικνύει μικρή επιρροή δισδιάστατων υπεδάφιων δομών στα αποτελέσματα.



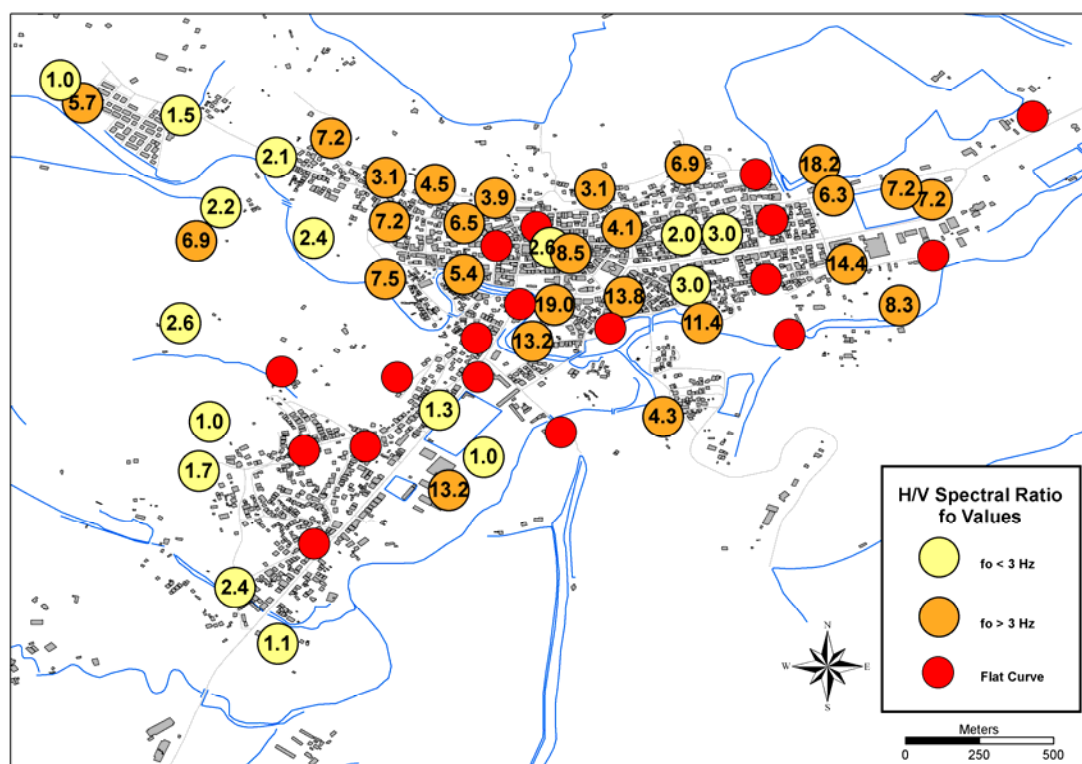
Σχήμα 32: Σύγκριση των τιμών της f_0 που προκύπτουν από τους φασματικούς λόγους $HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$ (αριστερά) και αντίστοιχη σύγκριση των τιμών του A_0 (δεξιά). Η διακεκομμένη γραμμή αντιπροσωπεύει τη διχοτόμο. Παρατηρούμε ότι η διασπορά των τιμών και στις δύο περιπτώσεις δεν είναι μεγάλη, οπότε μπορούμε να θεωρήσουμε ότι τα αποτελέσματα της ανάλυσης HVSR στην περιοχή μελέτης γενικά δεν επηρεάζονται έντονα από δισδιάστατες υπεδάφιες δομές.

Από την εφαρμογή της μεθόδου HVSR προέκυψε για κάθε σημείο μέτρησης η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης (A_0). Από αυτές τις δύο τιμές

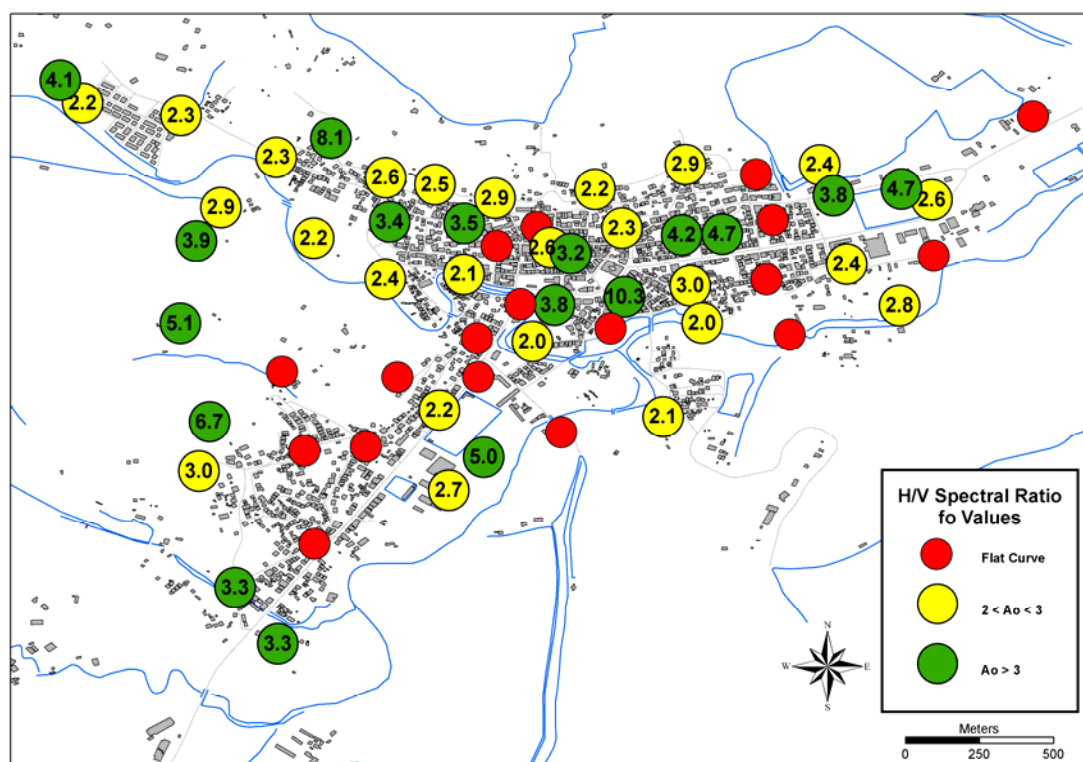
μπορεί εύκολα να υπολογιστεί ο δείκτης τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών, K_g (Nakamura, 2000) σύμφωνα με τη σχέση:

$$K_g = \frac{A_0^2}{f_0} \quad (6)$$

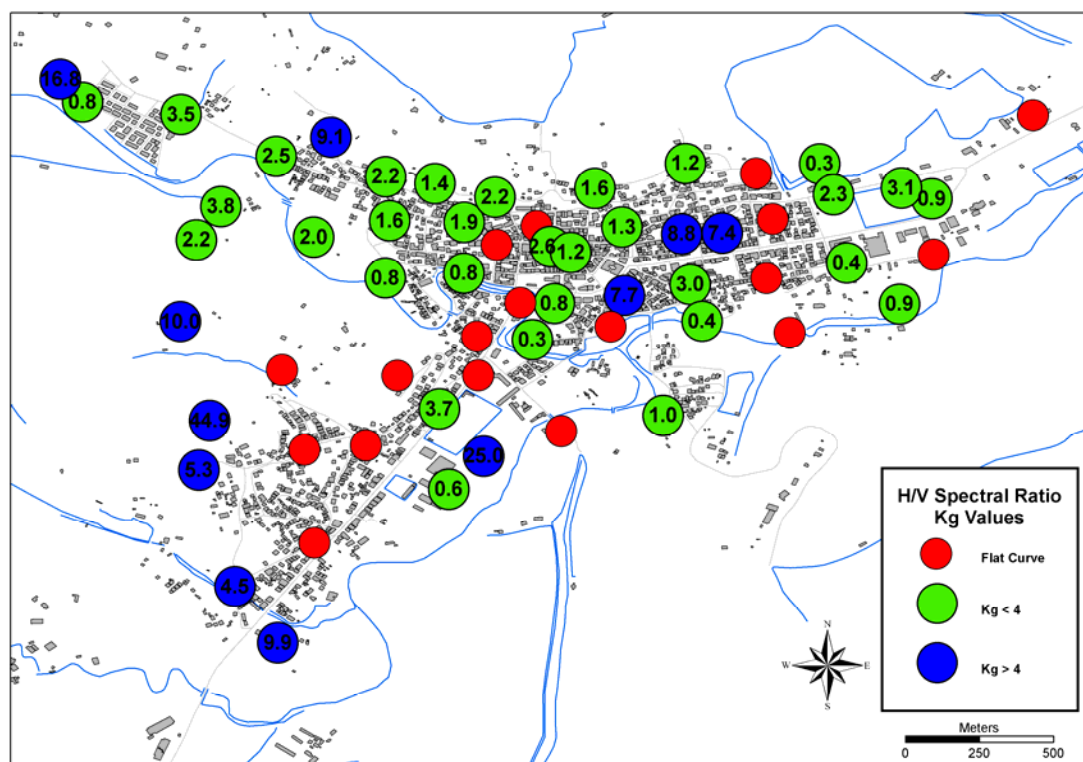
Ο δείκτης τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών, K_g , αποτελεί ένα μέτρο των αναμενόμενων βλαβών στις κατασκευές από ένα σεισμικό γεγονός. Η συσχέτιση του δείκτη K_g με τις σεισμικές βλάβες είναι εμπειρική και φαίνεται ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του K_g σε μία περιοχή, τόσο μεγαλύτερες είναι και οι αναμενόμενες βλάβες. Συγκεκριμένα ο Nakamura κατέληξε στο συμπέρασμα ότι η τιμή του δείκτη τρωτότητας K_g του εδάφους συσχετίζεται με τις τοπικές εδαφικές συνθήκες, με τη ζώνη των βλαβών καθώς και με φαινόμενα ρευστοποίησης, ανάλογα και με τους ιζηματογενείς σχηματισμούς της περιοχής έρευνας. Για τιμές του δείκτη πάνω από 10 οι αναμενόμενες βλάβες θα είναι σημαντικές ενώ για τιμές πάνω από 20 υπάρχει πιθανότητα να εμφανιστούν φαινόμενα ρευστοποίησης.



Σχήμα 33: Τιμές της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR.



Σχήμα 34: Τιμές του παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR.

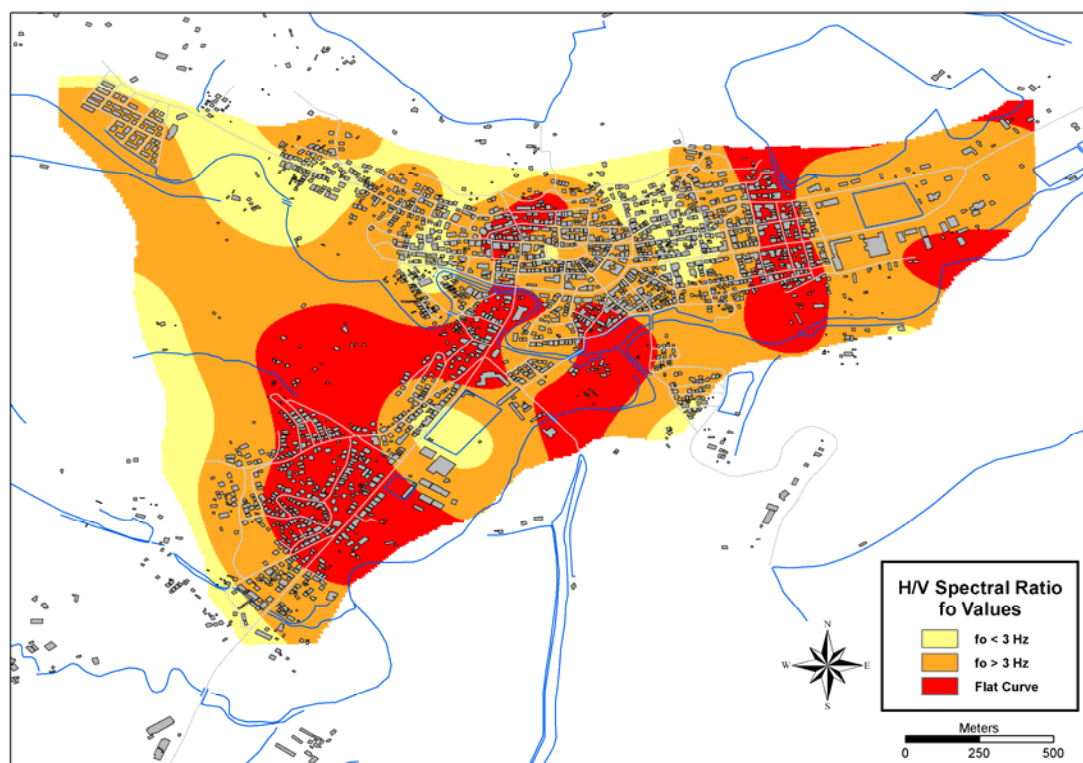


Σχήμα 35: Τιμές του δείκτη πρωτότητας εδαφικών σχηματισμών (K_g) στην περιοχή μελέτης, όπως προέκυψαν από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο HVSR.

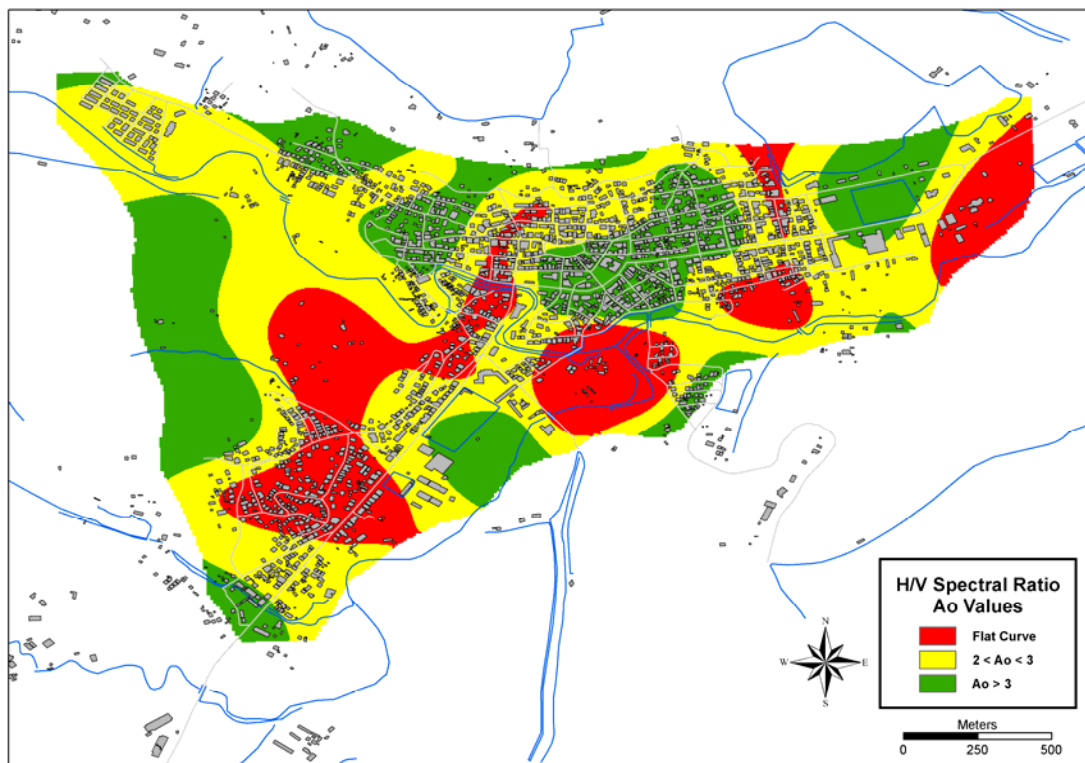
Στα Σχήματα 33-35 παρουσιάζονται οι τιμές των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g αντίστοιχα, για κάθε θέση μέτρησης εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης.

Κάθε μέτρηση εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού δίνει πληροφορίες για τη σεισμική απόκριση της εδαφικής στήλης στο σημείο που γίνεται η μέτρηση. Με τη συλλογή ικανοποιητικού αριθμού μετρήσεων εδαφικού θορύβου σε μία περιοχή έχουμε μία εικόνα για τη δισδιάστατη χωρική μεταβολή της f_0 , του A_0 και του δείκτη K_g . Όσο πιο πυκνό είναι το δίκτυο των μετρήσεων τόσο μεγαλύτερη ακρίβεια μπορεί να επιτευχθεί στην απεικόνιση αυτής της χωρικής μεταβολής. Σε περιοχές που δεν υπάρχουν μετρήσεις, η ερμηνεία πρέπει να γίνεται με ιδιαίτερη προσοχή. Στα Σχήματα 36-38, παρουσιάζεται η χωρική μεταβολή των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g στην περιοχή μελέτης όπως προέκυψε από τη συσχέτιση των αποτελεσμάτων σε κάθε θέση μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού.

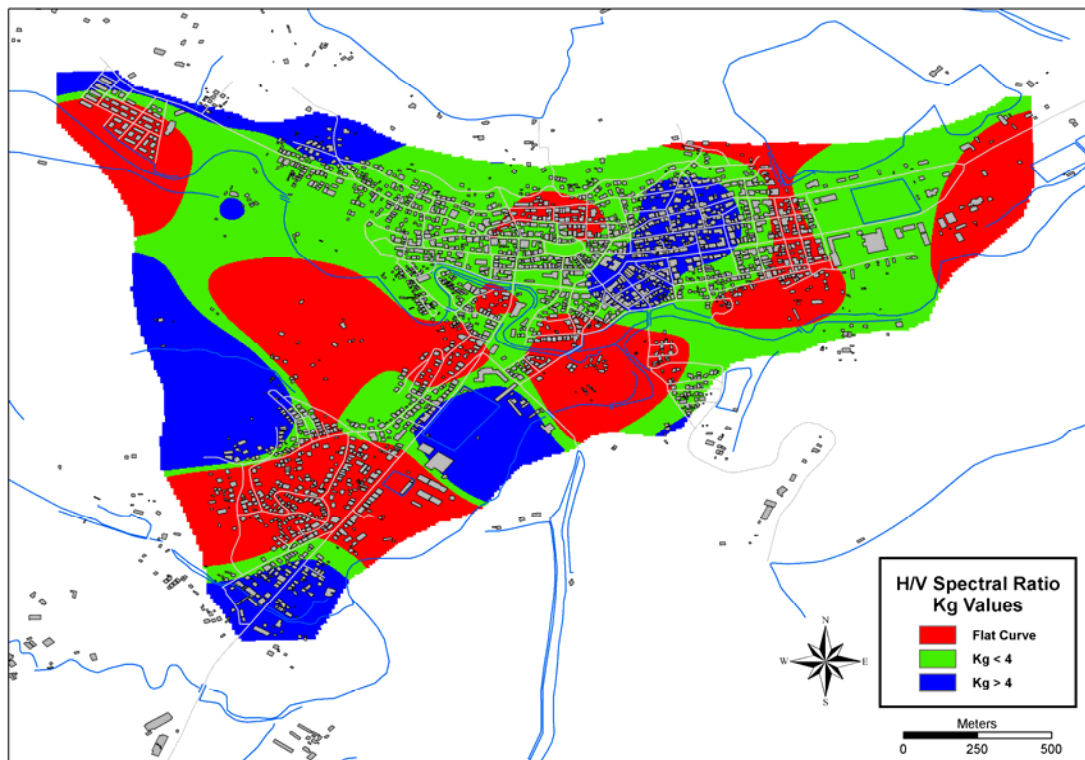
Όπως προκύπτει από τα Σχήματα 36 έως 38 οι τιμές των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g ομαδοποιήθηκαν σε τρεις κατηγορίες, που ορίζουν περιοχές ή ζώνες με κοινά γεωτεχνικά/γεωφυσικά χαρακτηριστικά.



Σχήμα 36: Χωρική μεταβολή της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών στην περιοχή μελέτης, από συσχέτιση των αποτελεσμάτων του Σχήματος 33.



Σχήμα 37: Χωρική μεταβολή του παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης στην περιοχή μελέτης, από συσχέτιση των αποτελεσμάτων του Σχήματος 34.



Σχήμα 38: Χωρική μεταβολή του δείκτη τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών (K_g) στην περιοχή μελέτης, από συσχέτιση των αποτελεσμάτων του Σχήματος 35.

Διακρίνεται μία ζώνη όπου η καμπύλη *HVSR* παρουσιάζεται επίπεδη ή σχεδόν επίπεδη (Flat Curve) χωρίς κανένα αξιοσημείωτο μέγιστο στην περιοχή συχνοτήτων από 0.2 έως 20 Hz. Η πιο πιθανή ερμηνεία είναι ότι πρόκειται για περιοχές με μικρή αντίθεση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες των ιζηματογενών στρωμάτων που αποτελούν την υπεδάφια δομή. Η παρουσία βράχου σε μικρά βάθη θεωρείται λιγότερο πιθανή σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα. Σε αυτές τις συνθήκες η μέθοδος *HVSR* παρουσιάζει αδυναμία στην αναγνώριση της f_0 και κατ' επέκταση του παράγοντα ενίσχυσης A_0 . Η ύπαρξη επίπεδης καμπύλης *HVSR* δεν σημαίνει απαραίτητα ότι δεν υπάρχει ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης, κάτι το οποίο μπορεί με ασφάλεια να υιοθετηθεί μόνο σε περιοχές όπου το βραχώδες υπόβαθρο εκτείνεται έως την επιφάνεια.

Μία δεύτερη ζώνη που μπορεί να διακριθεί, παρουσιάζει τιμές της $f_0 > 3$ Hz, ενδιάμεσες τιμές για τον παράγοντα ενίσχυσης A_0 (μεταξύ 2 και 3) και τιμές < 4 για τον δείκτη τρωτότητας K_g . Σε αυτές τις περιοχές η μέθοδος *HVSR* φαίνεται ότι μπορεί να αναγνωρίσει την επίδραση του πρόσφατου επιφανειακού Τεταρτογενούς ιζηματογενούς στρώματος.

Τέλος, η τρίτη ζώνη που διακρίνεται παρουσιάζει το μεγαλύτερο ενδιαφέρον. Σύμφωνα με τις τιμές της $f_0 (< 3\text{Hz})$ φαίνεται ότι επηρεάζεται από ένα βαθύτερο ορίζοντα και όχι από την επαφή των δύο επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων, ενώ οι σχετικά υψηλές τιμές του $A_0 (> 3)$ και $K_g (> 4)$ φανερώνουν περιοχές περισσότερο ευάλωτες σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

Τεχνική Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων

“...Like all surface wave method, the obtained geometry is purely one-dimensional and is averaged across the array, implying that the technique is not suitable when strong lateral variations are present...”

Wathelet M. (2005)

3.1 Εισαγωγή

Η ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array Technique) αποτελεί ένα πολύ χρήσιμο και ελκυστικό εργαλείο για την εκτίμηση της μονοδιάστατης δομής ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων (S-waves) σε μία περιοχή ([Aki 1957](#), [Asten 1978](#)). Η γνώση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων με το βάθος είναι βασικής σημασίας για τη σεισμική μηχανική αλλά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και γενικότερα στο χαρακτηρισμό των τοπικών εδαφικών συνθηκών, καθώς επίσης και στη δημιουργία μοντέλων αριθμητικής προσομοίωσης της εδαφικής σεισμικής κίνησης.

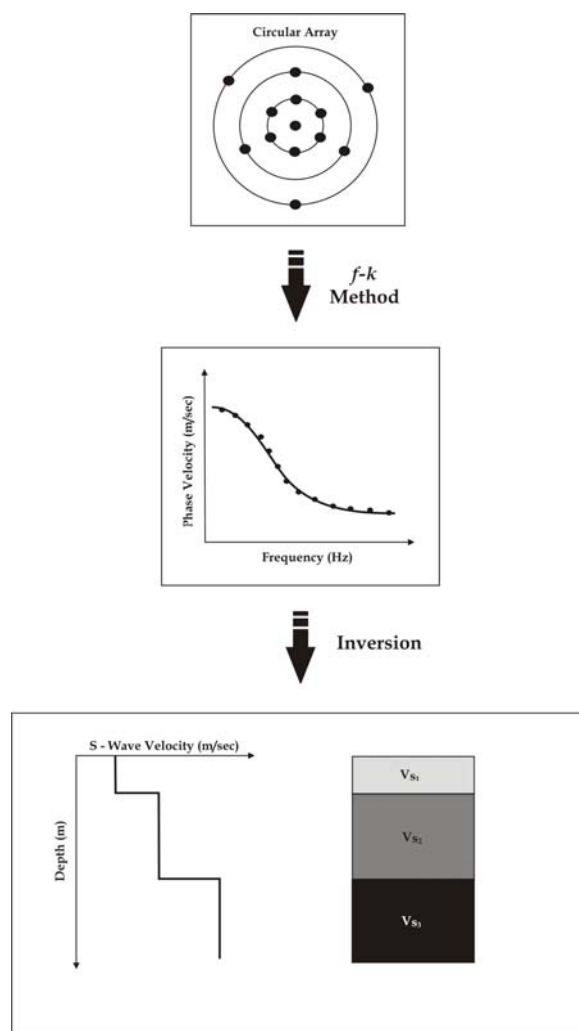
Σε σχέση με τις κλασσικές «ενεργητικές» γεωφυσικές μεθόδους προσδιορισμού παραμέτρων της υπεδάφιας δομής, οι μέθοδοι που βασίζονται σε μετρήσεις εδαφικού θορύβου έχουν αρκετά πλεονεκτήματα ([Satoh et al. 2001](#)), όπως: μπορούν να εφαρμοστούν εύκολα σε αστικές περιοχές, δεν απαιτούνται τεχνητές σεισμικές πηγές και επιτρέπουν την εξαγωγή πληροφοριών σε μεγαλύτερα βάθη (από δεκάδες μέτρα σε εκατοντάδες, ανάλογα με τη διάμετρο των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων και το συχνοτικό περιεχόμενο του εδαφικού θορύβου). Επιπλέον, το κόστος εφαρμογής των μεθόδων εδαφικού θορύβου για τη μελέτη μεγάλου πάχους ιζηματογενών λεκανών είναι εξαιρετικά χαμηλότερο, συγκριτικά με τη χρήση γεωτρήσεων.

Οι βασικές υποθέσεις που αφορούν την εφαρμογή της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων είναι ότι ο εδαφικός θόρυβος αποτελείται κυρίως από επιφανειακά κύματα και η υπεδάφια δομή παρουσιάζει οριζόντια διαστρωμάτωση (Tokimatsu, 1997). Σε μία τέτοια μονοδιάστατη ετερογενή δομή, τα επιφανειακά κύματα παρουσιάζουν το φαινόμενο της σκέδασης (dispersion), όπου η φαινόμενη ταχύτητά τους (apparent velocity) μεταβάλλεται με τη συχνότητα. Τα χαρακτηριστικά σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων εξαρτώνται κυρίως από τις ταχύτητες των κυμάτων χώρου (επιμήκων και εγκαρσίων), την πυκνότητα και το πάχος κάθε στρώματος της υπεδάφιας δομής (Murphy & Shah 1988, Aki & Richards 2002). Τα επιφανειακά κύματα Rayleigh και Love συνυπάρχουν στις οριζόντιες συνιστώσες της εδαφικής κίνησης, ενώ οι κατακόρυφες συνιστώσες επηρεάζονται μόνο από τα κύματα Rayleigh. Συνήθως η ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου γίνεται με τη χρήση ή μόνο των κατακόρυφων συνιστωσών ή των δύο οριζόντιων. Στην πρώτη περίπτωση οι πληροφορίες που εξάγονται αφορούν τη σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, ενώ στη δεύτερη περίπτωση των επιφανειακών κυμάτων Love, αφού όμως προηγηθεί ο διαχωρισμός των δύο ειδών κυμάτων από τις καταγραφές.

Η ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου με την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων χωρίζεται γενικά σε δύο στάδια. Την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (διάγραμμα της ταχύτητας φάσης με τη συχνότητα) και την εφαρμογή μεθόδων αντιστροφής στην παραπάνω καμπύλη για την εκτίμηση της μονοδιάστατης δομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων του υπεδάφους (Σχήμα 39).

Τρεις μέθοδοι χρησιμοποιούνται κυρίως για την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης από δεδομένα εδαφικού θορύβου. Η μέθοδος *συχνότητας-κυματάριθμου* (frequency-wavenumber method ή *f-k*, Lacoss et al. 1969, Kvaerna & Ringdahl 1986), η μέθοδος *υψηλής ανάλυσης συχνότητας-κυματάριθμου* (high resolution frequency-wavenumber method, Capon 1969, Asten & Henstridge 1984) και η μέθοδος *χωρικής αυτοσυσχέτισης* (spatial autocorrelation method ή *SPAC*, Aki 1957, Ohori et al. 2002, Roberts & Asten 2004). Λαμβάνοντας υπόψη και τη δομή ταχυτήτων που προκύπτει από την εξαγόμενη καμπύλη σκέδασης με τις παραπάνω τρεις μεθοδολογίες, τα αποτελέσματά τους είναι σχεδόν ισοδύναμα με κανένα ιδιαίτερο πλεονέκτημα για κάποια από αυτές (Wathelet et al. 2007). Στην παρούσα διατριβή η επεξεργασία όλων των καταγραφών εδαφικού θορύβου για την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιήθηκε με χρήση της μεθόδου *συχνότητας-κυματάριθμου* (*f-k*).

Η μέθοδος $f-k$ επιτρέπει τον προσδιορισμό σχετικά ισχυρών (υψηλής ενέργειας) ελαστικών κυμάτων τα οποία περιέχονται στο πολύπλοκο κυματικό πεδίο του εδαφικού θορύβου (Okada, 2003). Η μέθοδος δεν μπορεί να αναγνωρίσει τη φύση αυτών των κυμάτων (δηλαδή εάν πρόκειται για κύματα χώρου ή επιφανειακά), την ύπαρξη θεμελιώδων (fundamental) ή ανώτερων αρμονικών όρων (higher modes), αλλά ούτε τη σκέδαση κάποιων φάσεων. Γίνεται φανερό ότι η χρήση της μεθόδου για προσδιορισμό μόνο των επιφανειακών κυμάτων που περιέχονται σε μία καταγραφή δεν είναι δυνατή. Τα αποτελέσματα της μεθόδου $f-k$ αποτελούν την καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων γιατί θεωρούμε ότι η παρουσία τους στις καταγραφές εδαφικού θορύβου είναι κυρίαρχη.



Σχήμα 39: Απλοποιημένη διαδικασία ανάλυσης δεδομένων εδαφικού θορύβου με εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Okada 2003, τροποποιημένο). Η συλλογή των δεδομένων γίνεται με κατάλληλα δίκτυα σταθμών καταγραφής (πάνω μέρος του σχήματος) από τα οποία προκύπτει η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (μεσαίο μέρος του σχήματος). Η αντιστροφή της καμπύλης σκέδασης οδηγεί στην εκτίμηση της μονοδιάστατης δομής ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων της υπεδάφιας δομής (κάτω μέρος του σχήματος).

Η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο $f-k$ γίνεται με την παραδοχή ότι οι πηγές εδαφικού θορύβου βρίσκονται σε μακρινή απόσταση από τους σταθμούς καταγραφής, οπότε το εισερχόμενο κυματικό πεδίο στη θέση του δικτύου αποτελείται από επίπεδα κύματα (plane waves). Αν θεωρήσουμε ένα κύμα με συχνότητα f , το οποίο διαδίδεται μέσα σε ομογενές μέσο με τυχαία ταχύτητα και διεύθυνση (ή ισοδύναμα με κυματάρια k_x και k_y κατά μήκος των οριζόντιων αξόνων X και Y αντίστοιχα), τότε οι χρόνοι άφιξης μπορούν να υπολογιστούν σε κάθε θέση σταθμού καταγραφής. Οι χρόνοι άφιξης του κύματος σε κάθε σταθμό μετατοπίζονται (shifted) σύμφωνα με τα αντίστοιχα χρονικά υπόλοιπα, δηλαδή την καθυστέρηση του χρόνου άφιξης του κύματος σε σχέση με το χρόνο άφιξης σε ένα σταθμό αναφοράς (συνήθως σαν σταθμός αναφοράς επιλέγεται το κέντρο βάρους του σχήματος του δικτύου). Όλα τα μετατοπισμένα σήματα προστίθενται και χωρίζονται σε μικρά τμήματα, τα χρονικά παράθυρα. Για κάθε χρονικό παράθυρο υπολογίζεται το φάσμα *συχνότητας-κυματάρια* ($f-k$ spectrum) καθώς και το διασταυρωτό φάσμα *συχνότητας-κυματάρια* ($f-k$ cross spectrum), οπότε τα δεδομένα «μεταφέρονται» από την περιοχή των χρόνων σε περιοχή *συχνότητας-κυματάρια* (αναλυτικότερα βλέπε [Okada 2003](#), [Ohrnberger et al. 2004](#)). Η τιμή του διασταυρωτού φάσματος *συχνότητας-κυματάρια* ($f-k$ cross spectrum) ονομάζεται απόδοση του δικτύου (array output) και προβάλλεται στο επίπεδο κυματάρια (k_x , k_y) ξεχωριστά για κάθε συχνότητα. Αν το εισερχόμενο κυματικό πεδίο αποτελείται από κύματα με ορισμένη διεύθυνση και ταχύτητα τότε η συμβολή τους αθροιστικά έχει σαν αποτέλεσμα την υψηλότερη απόδοση του δικτύου. Η θέση του μέγιστου της απόδοσης του δικτύου στο επίπεδο κυματάρια (k_x , k_y), για μία συγκεκριμένη συχνότητα, παρέχει την εκτίμηση της ταχύτητας και του αζιμουθίου των διαδιδόμενων κυμάτων με τη μέγιστη ενέργεια που διέρχονται από τη θέση του δικτύου.

Η εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων με εφαρμογή της μεθόδου $f-k$ μπορεί να γίνει αξιόπιστα μέσα σε ορισμένα όρια συχνοτήτων, τα οποία εξαρτώνται από τη γεωμετρία και το μέγεθος του δικτύου, αλλά και από τα χαρακτηριστικά του κυματικού πεδίου (κυρίως τα φασματικά πλάτη) που μπορούν να μεταβληθούν εξαιτίας της επίδρασης της υπεδάφιας δομής (π.χ. απόσβεση της ενέργειας των κυμάτων σε ορισμένες συχνότητες, όπου η υπεδάφια δομή δρα σαν φίλτρο). Σύμφωνα με τους [Woods & Lintz \(1973\)](#) η ικανότητα ενός δικτύου να εξαγάγει την καμπύλη σκέδασης σε επιθυμητά όρια συχνοτήτων δεν εξαρτάται μόνο από τη

διάμετρό του αλλά και από τη χωρική κατανομή των σταθμών καταγραφής, καθώς και από τη συσχέτιση των κυμάτων που πρόκειται να αναλυθούν. Οι ίδιοι ερευνητές πρότειναν η εκτίμηση της παραπάνω ικανότητας ενός δικτύου να γίνεται με χρήση της συνάρτησης θεωρητικής απόκρισης του δικτύου (Theoretical array response function ή Array transfer function).

Η συνάρτηση θεωρητικής απόκρισης του δικτύου στο επίπεδο κυματάριθμων (k_x, k_y) δίνεται σύμφωνα με τους Woods & Lintz (1973) και Asten & Henstridge (1984) από τη σχέση:

$$R_{th}(k_x, k_y) = \frac{1}{n^2} \left| \sum_{i=1}^n e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \quad (7)$$

όπου n είναι ο αριθμός σταθμών καταγραφής του δικτύου και (x_i, y_i) οι συντεταγμένες τους.

Για ένα μοναδικό επίπεδο κύμα $S(f) = A(f)e^{j(x_i k_x^{(1)} + y_i k_y^{(1)} - 2\pi f t + \phi)}$ το οποίο διαδίδεται στη θέση του δικτύου με κυματάριθμο $(k_x^{(1)}, k_y^{(1)})$, καταγράφεται στο σταθμό i και έχει φάση ϕ , η απόδοση του δικτύου είναι:

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n S_i(f) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 = n^2 A^2(f) R_{th}(k_x - k_x^{(1)}, k - k_y^{(1)}) \quad (8)$$

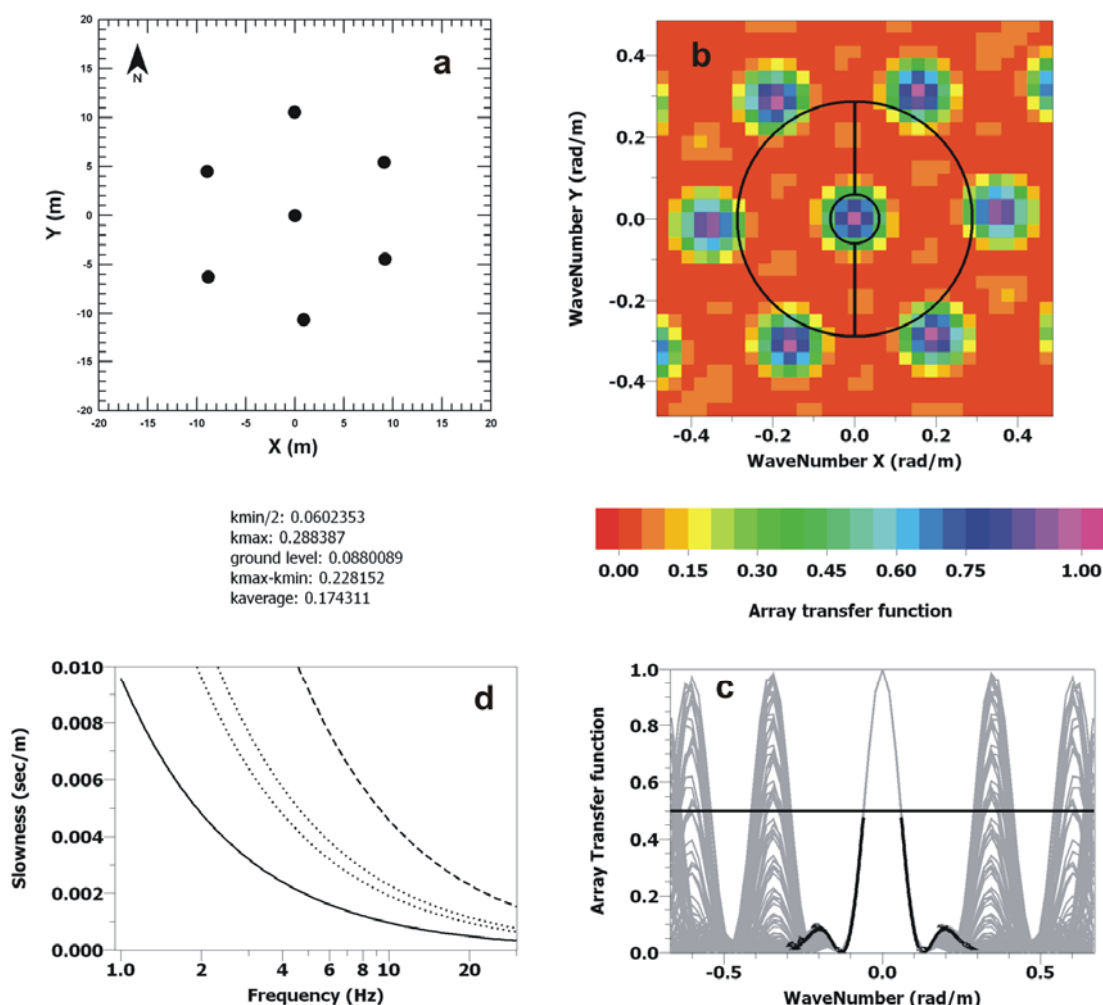
όπου $A(f)$ είναι το φάσμα πλάτους. Όπως φαίνεται και από τη Σχέση (2), η απόδοση του δικτύου είναι ίση με τη θεωρητική απόκριση (Σχέση (7)) μετατοπισμένη σύμφωνα με το διάνυσμα $(k_x^{(1)}, k_y^{(1)})$ και πολλαπλασιασμένη με το τετράγωνο του φασματικού πλάτους.

Για πολλαπλά επίπεδα κύματα που διαδίδονται στη θέση του δικτύου, $S^{(l)}$ έως $S^{(m)}$, η απόδοση του δικτύου είναι:

$$R(k_x, k_y, f) = \left| \sum_{i=1}^n \left(\sum_{l=1}^m S_i^{(l)}(f) \right) e^{-j(k_x x_i + k_y y_i)} \right|^2 \leq n^2 \sum_{l=1}^m R^{(l)}(k_x, k_y, f) \quad (9)$$

όπου $R^{(l)}$ είναι η απόδοση του δικτύου για ένα μοναδικό επίπεδο κύμα όπως ορίστηκε στη Σχέση (8) και $S_i^{(l)}$ το κύμα l το οποίο καταγράφηκε στο σταθμό i . Σε αυτή την περίπτωση η απόδοση του δικτύου είναι πάντα μικρότερη από το άθροισμα των μετατοπισμένων θεωρητικών αποκρίσεων και δεν μπορεί να ερμηνευτεί απλά σαν το άθροισμα των μεμονωμένων μετατοπισμένων θεωρητικών αποκρίσεων του δικτύου.

Ένα παράδειγμα υπολογισμού της ποσότητας R_{th} στο επίπεδο κυματάριθμων (k_x, k_y) παρουσιάζεται στο Σχήμα 40b για τη γεωμετρία του δικτύου του Σχήματος 40a. Τομές του διαγράμματος της θεωρητικής απόκρισης παρουσιάζονται στο Σχήμα 40c για διάφορα αζιμούθια, με γκρι καμπύλες.



Σχήμα 40: Παράδειγμα υπολογισμού θεωρητικής απόκρισης (b) για κυκλική γεωμετρία δικτύου (a). Οι μαύροι κύκλοι στο b αντιστοιχούν σε τιμές κυματάριθμων $k_{min}/2$ (εσωτερικός κύκλος) και k_{max} (εξωτερικός κύκλος). Τομές στο διάγραμμα κυματάριθμων παρουσιάζονται για διάφορα αζιμούθια (γκρι καμπύλες) στο c. Η μαύρη καμπύλη αντιπροσωπεύει τη διεύθυνση της μαύρης γραμμής στο b. Στο d παρουσιάζονται 4 εκθετικές καμπύλες για σταθερές τιμές κυματάριθμων $k_{min}/2$ (συνεχόμενη μαύρη καμπύλη), k_{min} , $k_{max}/2$ (στικτές καμπύλες) και k_{max} (διακεκομμένη καμπύλη) οι οποίες ορίζουν την περιοχή αξιοπιστίας της καμπύλης σκέδασης που προκύπτει από τη γεωμετρία του συγκεκριμένου δικτύου.

Από τη Σχέση (7) προκύπτει ότι η θεωρητική απόκριση του δικτύου πάντα θα εμφανίζει ένα κεντρικό μέγιστο με τιμή ίση με ένα (k_x και $k_y = 0$) και δευτερεύοντα μέγιστα τα οποία οφείλονται σε φαινόμενα δίπλωσης (aliasing) με τιμές μικρότερες ή ίσες της μονάδας (Σχήμα 40c). Όσο πιο στενό είναι το κεντρικό μέγιστο, τόσο πιο ικανή είναι η διάταξη του δικτύου να αναγνωρίσει ελαστικά κύματα τα οποία διαδίδονται σε πολύ κοντινούς κυματάριθμους (Asten & Henstridge, 1984).

Τα όρια αξιοπιστίας της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και τα όρια δίπλωσης των δεδομένων προκύπτουν άμεσα από τις τιμές της θεωρητικής απόκρισης του δικτύου στο διάγραμμα κυματάριθμων (βλέπε Σχήματα 40b και 40c). Το κατώτερο όριο ανάλυσης ($k_{min}/2$) προκύπτει από το εύρος του κεντρικού μέγιστου, το οποίο μετράται στην τιμή 0.5, ενώ το όριο δίπλωσης (k_{max}) είναι η χαμηλότερη τιμή του κυματάριθμου (μεγαλύτερη όμως από $k_{min}/2$) που παρατηρείται από την τέμνουσα της τιμής της θεωρητικής απόκρισης με την οριζόντια γραμμή στο 0.5 λαμβάνοντας υπόψη όλες τις διευθύνσεις (Woods and Lintz, 1973). Τα όρια κυματάριθμων που προκύπτουν από τον υπολογισμό της θεωρητικής απόκρισης μίας συγκεκριμένης διάταξης ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, αποτελούν καλές εκτιμήσεις των αξιόπιστων ορίων συχνότητας της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (Wathelet et al. 2007).

Η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων που εξάγεται από την επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο $f-k$, χρησιμοποιείται για την εκτίμηση του μονοδιάστατου μοντέλου δομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων, μέσω διαφόρων μεθόδων αντιστροφής. Η μέθοδος αντιστροφής της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, στηρίζεται στον αλγόριθμο γειτνίασης (neighborhood algorithm), με έμφαση στη βελτιστοποίηση του υπολογιστικού χρόνου και παρέχοντας τη δυνατότητα εισαγωγής εκ των προτέρων (a priori) πληροφοριών που αφορούν παραμέτρους της υπεδάφιας δομής (Wathelet et al. 2004, Wathelet 2005).

Ο αλγόριθμος γειτνίασης (neighborhood algorithm) είναι μία στοχαστική μέθοδος άμεσης αναζήτησης (direct-search) για την εύρεση μοντέλων δομής με αποδεκτή προσαρμογή των δεδομένων μέσα σε ένα πολυδιάστατο (multi-dimensional) χώρο παραμέτρων (Sambridge, 1999). Για την αντιστροφή δεδομένων επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιούνται τέσσερις παράμετροι, οι οποίες είναι οι ταχύτητες των κυμάτων χώρου (επιμήκων και εγκαρσίων), η πυκνότητα και τα πάχη κάθε στρώματος της δομής. Τα όρια μέσα στα οποία θα κυμαίνονται οι τιμές των

παραπάνω παραμέτρων ορίζονται πριν την αντιστροφή. Η πιο καλή χρήση των εκ των προτέρων πληροφοριών για την υπεδάφια δομή είναι η επιλογή ενός απλού μοντέλου αρχικά (ένα στρώμα πάνω σε ημιχώρο) και σταδιακά η πρόσθεση νέων στρωμάτων, αν τα πειραματικά δεδομένα δεν ταιριάζουν απόλυτα με τα θεωρητικά (Scherbaum et al. 2003). Ο αλγόριθμος επιλέγει τυχαία με ομοιόμορφη πιθανότητα τις τιμές των παραμέτρων, σύμφωνα με τα όρια που ορίστηκαν και για κάθε ένα μοντέλο υπολογίζεται η θεωρητική καμπύλη σκέδασης (ευθύ πρόβλημα). Εξαιτίας των σφαλμάτων στα πειραματικά δεδομένα και της μη γραμμικότητας του προβλήματος, η αντιστροφή της καμπύλης σκέδασης δεν είναι μοναδική. Για ικανοποιητική διερεύνηση του χώρου των παραμέτρων, ο αριθμός των υπολογιζόμενων μοντέλων δομής και των αντίστοιχων καμπύλων σκέδασης μπορεί να είναι πολύ μεγάλος (από μερικές χιλιάδες έως δεκάδες χιλιάδες). Η σύγκριση των θεωρητικών καμπύλων με την πειραματική καμπύλη σκέδασης γίνεται με υπολογισμό του σφάλματος σύμφωνα με τη σχέση:

$$misfit = \sqrt{\sum_{i=0}^{n_F} \frac{(x_{di} - x_{ci})^2}{\sigma_i^2 n_F}} \quad (10)$$

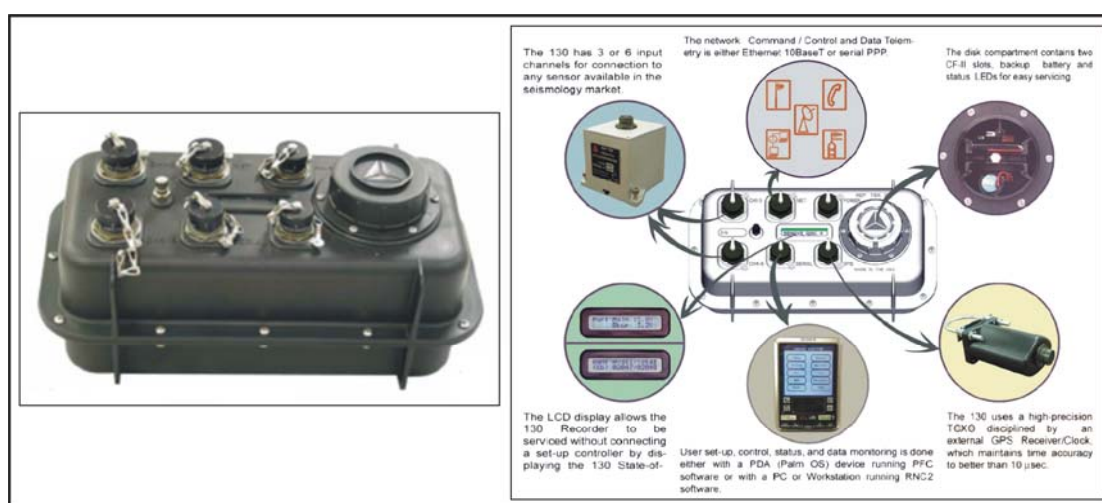
όπου x_{di} είναι η ταχύτητα από την πειραματική καμπύλη σκέδασης στη συχνότητα f_i , x_{ci} είναι η ταχύτητα της θεωρητικής καμπύλης σκέδασης στη συχνότητα f_i , σ_i είναι η αβεβαιότητα των σημείων της πειραματικής καμπύλης για κάθε συχνότητα f_i και n_F είναι ο αριθμός των σημείων που αποτελείται η πειραματική καμπύλη. Αν δεν δοθούν τιμές για το σ_i , τότε αυτό αντικαθίσταται με την τιμή x_{di} στη Σχέση (10). Η τιμή της Σχέσης (10) αποτελεί ένα μέτρο του πόσο απέχει το κάθε θεωρητικό μοντέλο δομής από το πραγματικό.

Η πρωτοτυπία του αλγόριθμου γειτνίασης βρίσκεται στο γεγονός ότι χρησιμοποιεί τις προηγούμενες παραμέτρους για να οδηγηθεί στην αναζήτηση βελτιωμένων μοντέλων δομής. Με άλλα λόγια, αφού η Σχέση (10) έχει υπολογιστεί για προηγούμενα θεωρητικά μοντέλα δομής, τα οποία είχαν καθορισμένες παραμέτρους, ο αλγόριθμος παρέχει ένα απλό τρόπο ώστε να ερμηνεύσει μία ανομοιογενή κατανομή σημείων (με χρήση της γεωμετρίας Voronoi στο χώρο του μοντέλου, δηλαδή στις τιμές των παραμέτρων) για να βρει και να επιλέξει τα πιο κατάλληλα διαστήματα τιμών παραμετρικής διερεύνησης του χώρου των

παραμέτρων. Με τον τρόπο αυτό ο αλγόριθμος πραγματοποιεί μία «έξυπνη» διερεύνηση του χώρου των πιθανών μοντέλων, μειώνοντας τον υπολογιστικό χρόνο.

3.2 Όργανα Καταγραφής Εδαφικού Θορύβου με την Τεχνική των Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων

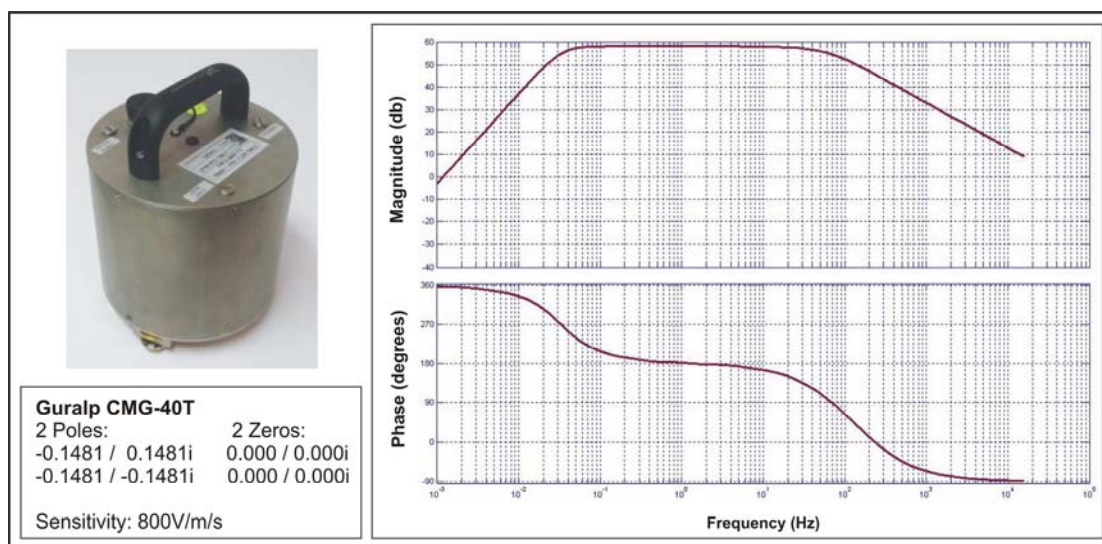
Για τη καταγραφή εδαφικού θορύβου με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων χρησιμοποιήθηκε ο ψηφιοποιητής (καταγραφικός) Ref Tek 130-01 και το σεισμόμετρο Güralp CMG-40T. Ο συνδυασμός των δύο οργάνων αποτελεί ένα σταθμό καταγραφής.



Σχήμα 41: Ψηφιοποιητής Ref Tek 130-01, ο οποίος χρησιμοποιήθηκε για τη λήψη των μετρήσεων (αριστερό μέρος) και διάφορες δυνατότητες του οργάνου (δεξί μέρος). Περισσότερες πληροφορίες μπορούν να βρεθούν στην ηλεκτρονική διεύθυνση <http://www.reftek.com>.

Ο καταγραφέας Ref Tek 130-01 (Σχήμα 41, αριστερό μέρος) είναι ένα πρακτικό, ελαφρύ, συμπαγές και αδιάβροχο όργανο. Όχι μόνο η κατασκευή του είναι κατάλληλη για χρήση στο ελεύθερο πεδίο, αλλά έχουν αναπτυχθεί ειδικά λογισμικά εργαλεία για το συγκεκριμένο όργανο που του επιτρέπουν να χρησιμοποιείται σαν σταθμός βάσης και σαν κινητή μονάδα μετρήσεων. Παρέχει εύκολη πρόσβαση σε όλες τις χρηστικές δυνατότητες του από το πάνω μέρος του οργάνου. Τα δεδομένα μπορούν να αποθηκευτούν σε flash card/s με χωρητικότητα έως και 4 Gigabyte και μπορούν να διαβαστούν από οποιοδήποτε H/Y χρησιμοποιώντας card reader. Το Ref Tek 130-01 έχει 3 ή 6 κανάλια εισαγωγής δεδομένων για σύνδεση με οποιοδήποτε αισθητήρα που χρησιμοποιείται από τη σεισμολογική κοινότητα. Επομένως μπορεί να συνδεθεί με δύο τριών συνιστωσών σεισμόμετρα συγχρόνως. Για την εύρεση της

γεωγραφικής θέσης του οργάνου και του απόλυτου χρόνου υπάρχει ένα εξωτερικό υψηλής ακρίβειας GPS δέκτης/ρολόι το οποίο διατηρεί ακρίβεια χρόνου μεγαλύτερη από 10μsec. Οι επιλογές του χρήστη για τη λειτουργία του οργάνου, ο έλεγχος, η κατάσταση και η παρακολούθηση των δεδομένων μπορούν να γίνουν με ένα υπολογιστή παλάμης (Palm Top) ή φορητό υπολογιστή (Lap Top) με τη χρήση κατάλληλου λογισμικού προγράμματος (PFC software). Το όργανο επιτρέπει την σύνδεση με το διαδίκτυο για μεταφορά δεδομένων. Τέλος, υπάρχει μία μικρή οθόνη υγρών κρυστάλλων (LCD) δύο γραμμών, στην οποία αναγράφονται πληροφορίες σχετικά με την χρησιμοποιούμενη μνήμη της κάρτας (και για την εσωτερική μνήμη του οργάνου - RAM), την ημερομηνία, την ώρα, την εξωτερική θερμοκρασία, την κατάσταση του GPS, τις συντεταγμένες της θέσης του οργάνου, την κατάσταση της κυρίως εξωτερικής μπαταρίας και της εσωτερικής (backup), καθώς και την πορεία της συλλογής των δεδομένων. Έτσι, ο χρήστης είναι σε θέση να ελέγξει την κατάσταση της μονάδας κατά τη διάρκεια του πειράματος σε οποιοδήποτε χρόνο, χωρίς να χρειάζεται να συνδέσει εξωτερικές συσκευές. Όλες οι παραπάνω ιδιότητες του οργάνου που περιγράφηκαν, παρουσιάζονται συνοπτικά στο Σχήμα 41 (δεξί μέρος).



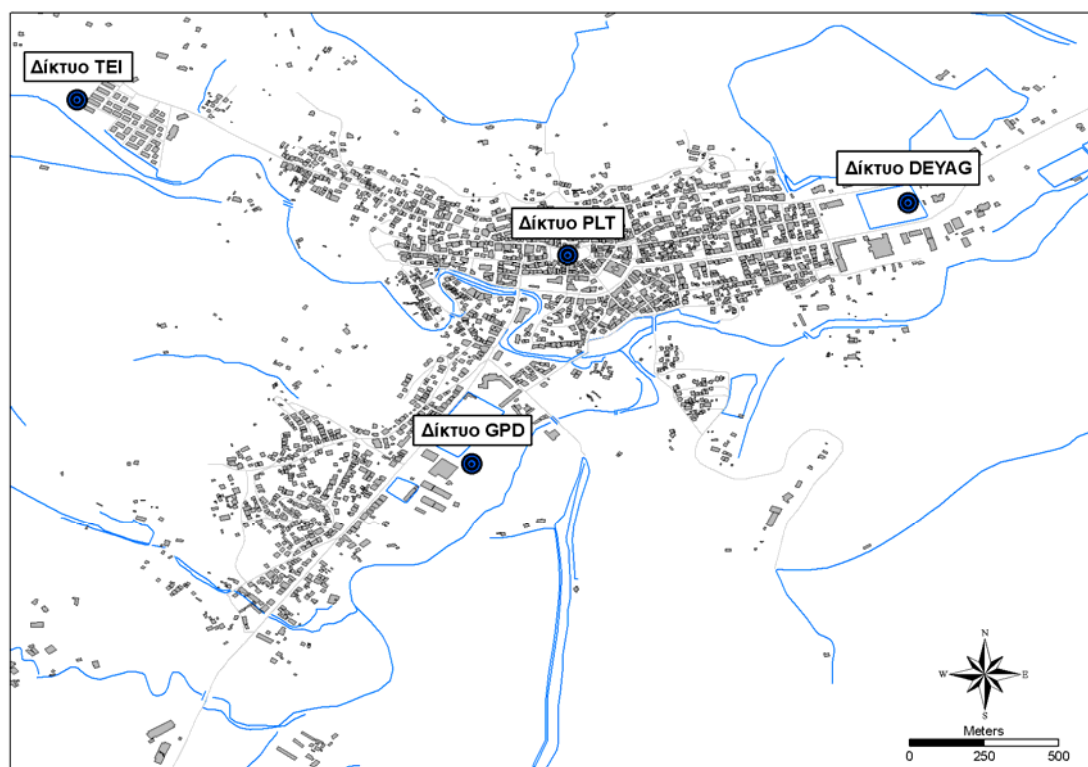
Σχήμα 42: Σεισμόμετρο Güralp CMG 40T (αριστερό μέρος) και καμπύλη απόκρισης του οργάνου (δεξί πάνω μέρος) μαζί το διάγραμμα φάσης - συχνότητας (δεξί κάτω μέρος). Περισσότερες πληροφορίες μπορούν να βρεθούν στην ηλεκτρονική διεύθυνση <http://www.guralp.com/products/40T/>.

Ο αισθητήρας Güralp CMG 40T που χρησιμοποιήθηκε σε σύνδεση με το Ref Tek 130-01 είναι ένα τριών συνιστωσών, υψηλής ευαισθησίας, ευρέως φάσματος

(broadband) ταχυτητόμετρο (Σχήμα 42, αριστερό μέρος). Η τυπική ευαισθησία του οργάνου είναι 800V/m/sec και η καμπύλη απόκρισης του είναι επίπεδη μεταξύ των 50Hz και οποιοδήποτε επιθυμητής τιμής από 0.1Hz (10sec), 0.05Hz (20sec) και 0.033Hz (30sec). Ένα παράδειγμα επίπεδης απόκρισης του οργάνου στο διάστημα 0.1-100Hz παρουσιάζεται στο Σχήμα 42 (δεξιό άνω μέρος). Το όργανο κατασκευάζεται από αδιάβροχη ατσάλενια θήκη για προστασία από καιρικά φαινόμενα. Όπως και το σεισμόμετρο Lennartz Le3D/5s, που χρησιμοποιήθηκε για τις μετρήσεις μονού σταθμού, περιλαμβάνει βοηθητικά εξαρτήματα (εργαλεία) όπως αλφάδι και χαραγμένο βέλος με το σύμβολο του γεωγραφικού βορρά.

3.3 Οργάνωση των Ειδικών Δικτύων Σεισμομέτρων και Συλλογή Δεδομένων Εδαφικού Θορύβου

Μετρήσεις εδαφικού θορύβου με τη χρήση ειδικών δικτύων σεισμομέτρων πραγματοποιήθηκαν σε τέσσερις επιλεγμένες θέσεις μέσα στην πόλη των Γρεβενών (Σχήμα 43) το Μάρτιο του 2007.



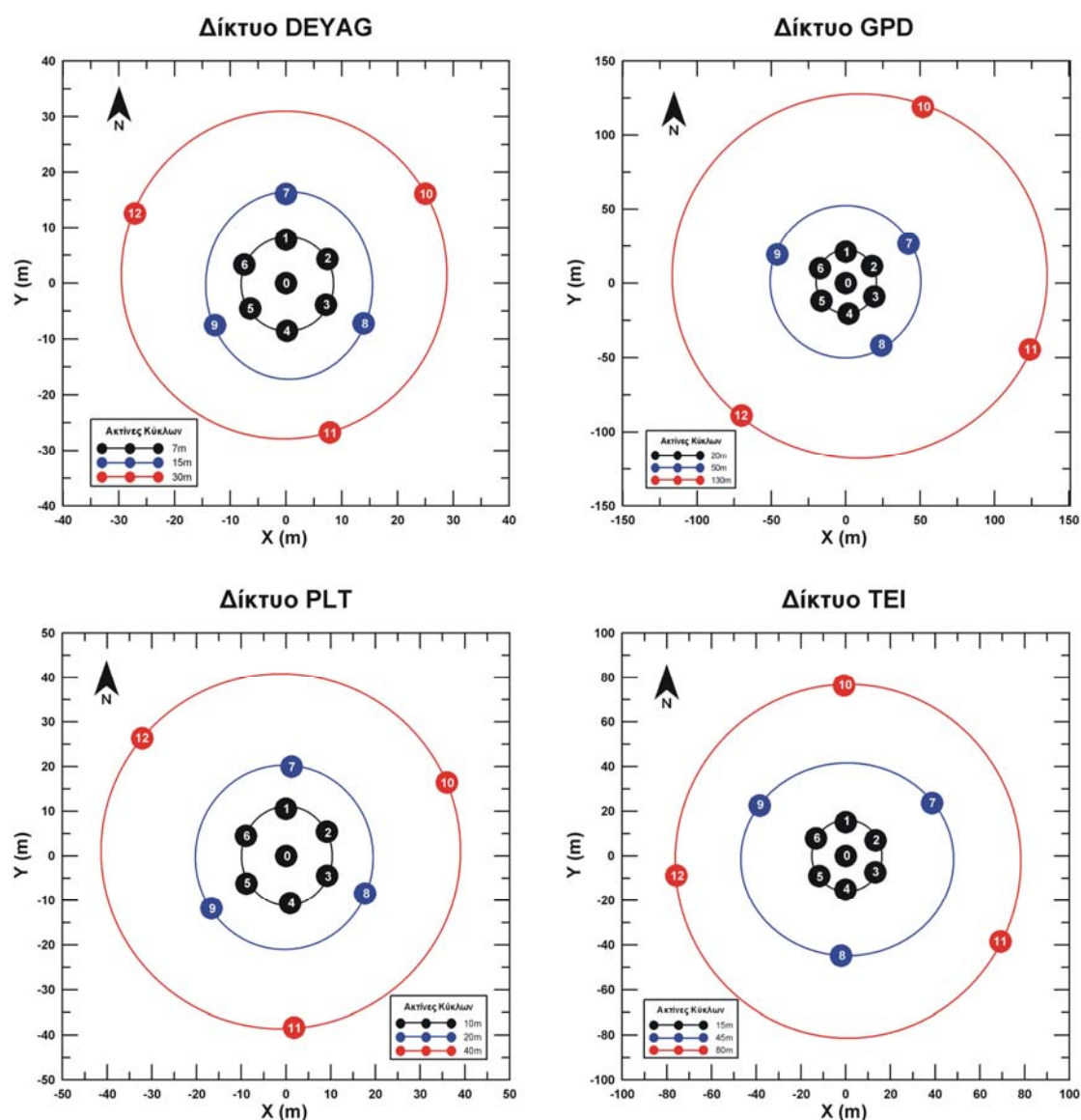
Σχήμα 43: Θέσεις στις οποίες εφαρμόστηκε η τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

Τα πλεονεκτήματα των επιλεγμένων θέσεων ήταν η ικανοποιητική απόσταση μεταξύ τους, καλύπτοντας όσο το δυνατόν καλύτερα την έκταση της πόλης, και ότι βρίσκονται σε περιοχές με διαφορετική απόκριση στη σεισμική εδαφική κίνηση, σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μεθόδου *HVSR* που προηγήθηκε. Επιπλέον, η εφαρμογή της τεχνικής σε θέσεις όπου τα αποτελέσματα της μεθόδου *HVSR* παρουσίαζαν απότομες μεταβολές ή δεν ήταν ξεκάθαρα, βοήθησε ώστε να αποκτηθεί μία πιο σαφή εικόνα για την υπεδάφια γεωφυσική δομή. Ένα ακόμα πλεονέκτημα των επιλεγμένων θέσεων ήταν οι κατάλληλες συνθήκες ελεύθερου πεδίου για την εγκατάσταση και τον έλεγχο των οργάνων καταγραφής εδαφικού θορύβου αφού έγινε προσπάθεια ώστε να γίνουν οι μετρήσεις όσο το δυνατόν μακριά από κτίρια καθώς και έντονες τοπογραφικές ανωμαλίες. Τέλος, σε κάποιες θέσεις υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα γεωτρήσεων, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση των αποτελεσμάτων της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων με την πραγματική υπεδάφια δομή.

Η οργάνωση των δικτύων σε κάθε θέση πραγματοποιήθηκε με τοποθέτηση σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου σε κυκλικές διατάξεις (*Σχήμα 44*). Η γεωμετρία των διατάξεων κάθε δικτύου αποτελείται από τρεις νοητούς ομόκεντρους κύκλους (μαύρες, μπλε και κόκκινες καμπύλες στο *Σχήμα 44*), με ένα σταθμό καταγραφής στο κέντρο, έξι στην περιφέρεια του πρώτου (εσωτερικού) κύκλου (μαύροι κύκλοι στο *Σχήμα 44*), τρεις στην περιφέρεια του δεύτερου κύκλου (μπλε κύκλοι στο *Σχήμα 44*) και επίσης τρεις στην περιφέρεια του τρίτου (εξωτερικού) κύκλου (κόκκινοι κύκλοι στο *Σχήμα 44*). Επομένως, για κάθε ανάπτυξη δικτύου χρησιμοποιήθηκαν συνολικά 13 θέσεις για τοποθέτηση σταθμών καταγραφής. Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι διαθέσιμοι σταθμοί καταγραφής ήταν εφτά, το δίκτυο αρχικά σχηματιζόταν με τοποθέτηση σταθμών στην περιφέρεια του πρώτου κύκλου και στο κέντρο, ενώ στη συνέχεια κρατώντας τον κεντρικό σταθμό σταθερό, γινόταν μετακίνηση τριών σταθμών του πρώτου κύκλου σε κατάλληλες θέσεις του δεύτερου και των υπόλοιπων τριών σταθμών του πρώτου κύκλου στον τρίτο αντίστοιχα.

Η κατανομή των σταθμών ήταν περίπου ίση σε κάθε περιφέρεια κύκλου, δηλαδή οι γωνίες μεταξύ δύο διαδοχικών σταθμών ως προς το κέντρο του δικτύου ήταν περίπου ίσες, με τιμή 60° για τον πρώτο κύκλο και 120° για το δεύτερο και τρίτο. Οι αποκλίσεις από τις παραπάνω τιμές οφείλονται στις συνθήκες ελεύθερου πεδίου που επικρατούν σε μία θέση. Στις περισσότερες περιπτώσεις δεν είναι δυνατή η τήρηση ίσων γωνιών μεταξύ των σταθμών ή ακόμα και αποστάσεων ως προς τον

κεντρικό, με επακόλουθο να μη σχηματίζονται «πραγματικοί» κύκλοι. Οι γωνίες μεταξύ δύο διαδοχικών σταθμών πάνω στην ίδια περιφέρεια αλλά και οι αποστάσεις τους από το κέντρο του δικτύου (κεντρικό σταθμό) υπολογίστηκαν με χρήση θεοδόλιχου ακριβείας. Στη συνέχεια με απλές τριγωνομετρικές σχέσεις έγινε η μετατροπή τους σε συντεταγμένες ως προς ένα καρτεσιανό σύστημα αναφοράς, του οποίου η αρχή (σημείο με συντεταγμένες (0,0)) συμπίπτει με το κέντρο του δικτύου. Η προβολή των θέσεων των σταθμών στο παραπάνω καρτεσιανό επίπεδο αναφοράς παρουσιάζεται στο Σχήμα 44 για κάθε θέση.



Σχήμα 44: Θέσεις σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου (χρωματισμένες κουκίδες) για κάθε ειδικό δίκτυο που εφαρμόστηκε στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών. Με μαύρες, μπλε και κόκκινες καμπύλες παρουσιάζονται οι νοητοί κύκλοι που σχηματίζουν οι θέσεις των σταθμών για τον πρώτο, δεύτερο και τρίτο κύκλο του κάθε δικτύου, αντίστοιχα.

Μία σημαντική παρατήρηση, όπως φαίνεται και από το Σχήμα 44, είναι ότι οι θέσεις των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του δεύτερου και τρίτου κύκλου επιλέγονται με τέτοιο τρόπο ώστε να έχουν διαφορετικά αζιμούθια. Επίσης, κάθε σταθμός του δεύτερου και τρίτου κύκλου έχει με τουλάχιστον ένα σταθμό του πρώτου κύκλου κοινό αζιμούθιο. Επομένως, η συγκεκριμένη διάταξη του δικτύου επιτρέπει τη συλλογή πληροφοριών του εισερχόμενου κυματικού πεδίου εδαφικού θορύβου από μεγάλο εύρος διευθύνσεων και από ικανοποιητικό αριθμό σταθμών για κάθε διεύθυνση.

Η επιλογή του μήκους της ακτίνας (ή της διαμέτρου) κάθε κύκλου σε ένα ειδικό δίκτυο σεισμομέτρων εξαρτάται από τα αναμενόμενα χαρακτηριστικά της υπεδάφιας δομής στη θέση εγκατάστασης του δικτύου (δηλαδή περίπου σε ποιο βάθος αναμένεται η εμφάνιση του βραχώδους υποβάθρου ή γενικότερα σημαντικών αλλαγών στις ελαστικές ιδιότητες των στρωμάτων της υπεδάφιας δομής), το επιθυμητό βάθος διασκόπησης (μέγιστο βάθος για το οποίο μπορούμε να πάρουμε πληροφορίες για την υπεδάφια δομή από την γεωφυσική μέθοδο που εφαρμόζεται), την τιμή της ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) αλλά και από τις συνθήκες ελεύθερου πεδίου. Όσο μεγαλύτερο είναι το βάθος του υποβάθρου σε μία περιοχή, τόσο μεγαλύτερο γίνεται και το επιθυμητό βάθος διασκόπησης (ή διεύθυνσης), το οποίο επιτυγχάνεται με αύξηση του μήκους των ακτίνων (ή των διαμέτρων) των κύκλων του δικτύου. Μία εμπειρική σχέση που αφορά το βάθος διασκόπησης είναι ότι η τιμή του είναι περίπου τρεις φορές μικρότερη από το μήκος της διαμέτρου του μεγαλύτερου (εξωτερικού) κύκλου του δικτύου (πρακτικά του μήκους της μέγιστης απόστασης δύο σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου του δικτύου). Η τιμή της f_0 μας ενδιαφέρει γιατί γενικά παρατηρείται δυσκολία στην εξαγωγή του μέρους της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων κάτω από την τιμή της ιδιοσυχνότητας σε μία περιοχή, ακόμα και με ειδικά δίκτυα σεισμομέτρων μεγάλης διαμέτρου, εξαιτίας της έλλειψης συνοχής (coherence) των διαδιδόμενων κυμάτων (Wathelet et al. 2007).

Σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, στόχος της εφαρμογής της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων είναι ο εντοπισμός του βάθους στο οποίο πραγματοποιείται η επαφή των πολύ πρόσφατων και σχετικά μικρού πάχους Τεταρτογενών αποθέσεων με τα αμέσως υποκείμενα Πλειο - Πλειστοκαινικά ιζήματα, καθώς και η εκτίμηση των ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε κάθε στρώμα. Η επαφή των δύο επιφανειακών

στρωμάτων αναμένεται σε βάθη από 5 έως 15m, επομένως η ελάχιστη τιμή των διαμέτρων του εξωτερικού (τρίτου) κύκλου κάθε δικτύου ορίστηκε στα 60m. Η εμφάνιση του βραχώδους υποβάθρου αναμένεται σε βάθη της τάξης των 100m ή μεγαλύτερων, οπότε για τον εντοπισμό του απαιτείται ανάπτυξη δικτύων με μήκος διαμέτρων μεγαλύτερο των 200m. Δυστυχώς η ανάπτυξη δικτύου με τόσο μεγάλη διάμετρο στο αστικό περιβάλλον της περιοχής μελέτης ήταν εφικτή μόνο σε μία θέση (Γήπεδο στο Σχήμα 43). Στον Πίνακα II δίνονται πληροφορίες για όλες τις θέσεις ανάπτυξης των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, οι οποίες αφορούν τις μέγιστες και ελάχιστες αποστάσεις μεταξύ των σταθμών καταγραφής, την τιμή της ιδιοσυχνότητας ταλάντωσης των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) και το εμπειρικά υπολογιζόμενο βάθος διασκόπησης.

Πίνακας II: Ελάχιστες και μέγιστες αποστάσεις μεταξύ των σταθμών καταγραφής εδαφικού θορύβου, τιμή της ιδιοσυχνότητας των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0) και το εκτιμώμενο βάθος διασκόπησης για κάθε θέση ανάπτυξης ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

Όνομα Δικτύου	Ελάχιστη απόσταση μεταξύ σταθμών καταγραφής (m)	Μέγιστη απόσταση μεταξύ σταθμών καταγραφής (m)	f_0 (Hz)	Εκτιμώμενο βάθος διασκόπησης (m)
DEYAG	7	60	7.2	20
GPD	20	260	1	85
PLT	10	80	2.5	25
TEI	15	160	1	55

Η μέτρηση εδαφικού θορύβου με τον τρόπο ανάπτυξης των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων που περιγράφηκε, χωρίστηκε σε δύο στάδια για κάθε θέση. Στο πρώτο στάδιο η καταγραφή εδαφικού θορύβου είχε συνολική διάρκεια 30 λεπτά και πραγματοποιήθηκε ταυτοχρόνως από τους σταθμούς του πρώτου κύκλου μαζί με τον κεντρικό (σταθμοί με αριθμούς 0-6 στο Σχήμα 44). Στο δεύτερο στάδιο, αφού προηγήθηκε η μετακίνηση των σταθμών από τον πρώτο κύκλο στις κατάλληλες θέσεις του δεύτερου και τρίτου κύκλου, η καταγραφή εδαφικού θορύβου έγινε από τους σταθμούς 7-12 (Σχήμα 44) μαζί με τον κεντρικό για συνολική διάρκεια μίας ώρας. Η συχνότητα δειγματοληψίας και για τα δύο στάδια ορίστηκε στα 125Hz. Με

την παραπάνω διαδικασία μέτρησης εδαφικού θορύβου, δημιουργήθηκαν για κάθε θέση δύο βάσεις δεδομένων, που αντιστοιχούν σε δύο ομάδες σταθμών: του πρώτου κύκλου και του συνδυασμού του δεύτερου και τρίτου κύκλου. Οι πληροφορίες που εξάγουμε από τα δεδομένα των δύο ομάδων αντιστοιχούν σε διαφορετικές περιοχές της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Ο μικρός ακτίνας (πρώτος) κύκλος του δικτύου δίνει πληροφορίες για υψηλές συχνότητες της καμπύλης σκέδασης, ενώ ο συνδυασμός των δύο επόμενων εξωτερικών κύκλων του δικτύου δίνει πληροφορίες για χαμηλότερες συχνότητες. Επομένως, η ανάπτυξη κύκλων διαφορετικών διαμέτρων σε ένα δίκτυο είναι απαραίτητη, γιατί κάθε κυκλική διάταξη ανάλογα με τη θέση των σταθμών καταγραφής στο χώρο μπορεί να εξάγει διαφορετικό τμήμα της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, τα όρια του οποίου υπολογίζονται από τη θεωρητική απόκριση της διάταξης (Σχέση (7)).

3.4 Επεξεργασία των Δεδομένων

Η επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου με την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων πραγματοποιήθηκε με χρήση του πακέτου λογισμικών προγραμμάτων *sesarray* (Wathelet, 2005). Το συγκεκριμένο πακέτο περιλαμβάνει επιμέρους υποπρογράμματα, τα οποία χρησιμοποιούνται σε διαφορετικά στάδια επεξεργασίας των δεδομένων και ονομαστικά είναι τα *built_array*, *dinver*, *figue*, *fk2disp*, *geopsy* και *spac2disp*. Το υποπρόγραμμα *spac2disp* αφορά την ανάλυση των δεδομένων με τη μέθοδο χωρικής αυτοσυσχέτισης (*spatial autocorrelation method* ή *SPAC*) και για αυτό το λόγο δε χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.

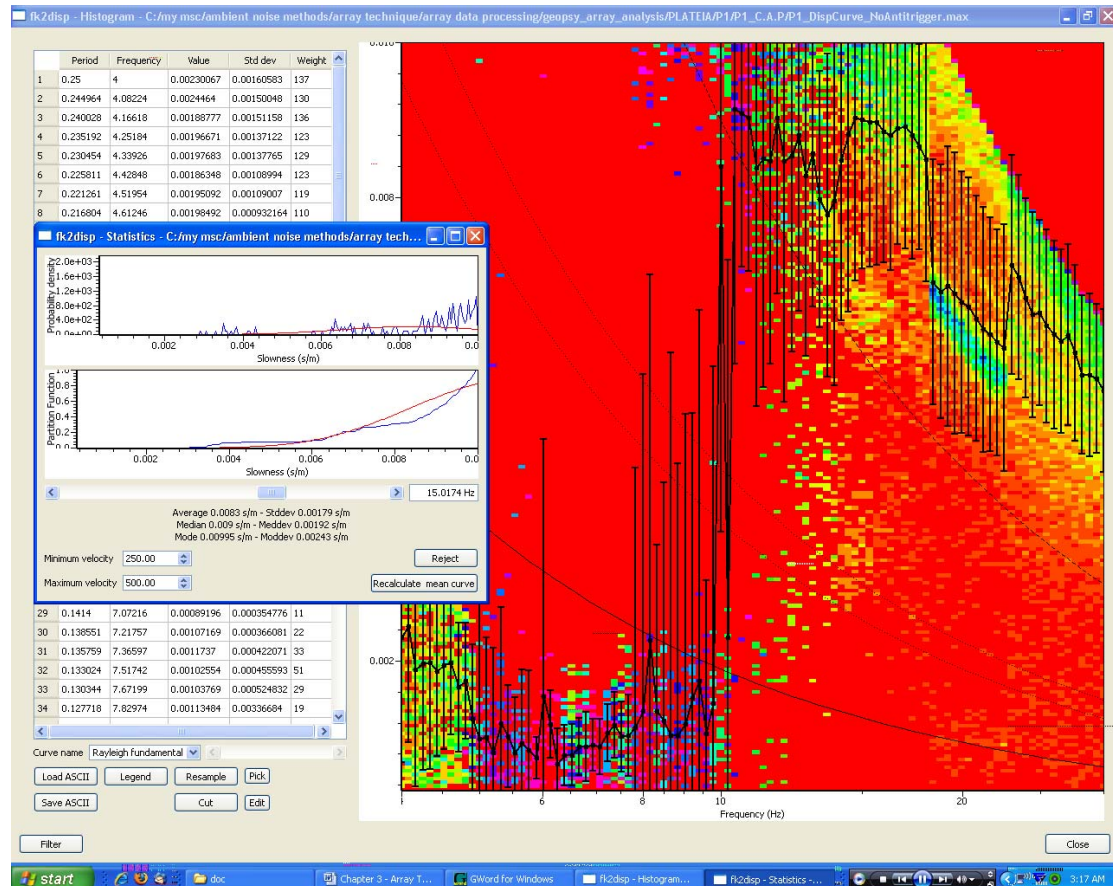
Σε κάθε θέση εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων τα δεδομένα χωρίζονται σε δύο ομάδες που αντιστοιχούν σε διαφορετικούς κύκλους της διάταξης και έχουν διαφορετικό συνολικό χρόνο καταγραφής. Η ανάλυση κάθε ομάδας δεδομένων παρέχει διαφορετικά τμήματα της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων, αλλά τα στάδια και οι παράμετροι επεξεργασίας είναι κοινές και για τις δύο ομάδες. Παρακάτω περιγράφεται αναλυτικά η πορεία επεξεργασίας των δεδομένων εδαφικού θορύβου που ακολουθήθηκε στην παρούσα διατριβή και είναι κοινή για οποιαδήποτε ομάδα σταθμών καταγραφής οριστεί σε ένα δίκτυο. Για κάθε στάδιο επεξεργασίας αναφέρεται αρχικά το όνομα κάθε υποπρογράμματος του λογισμικού πακέτου *sesarray* που χρησιμοποιήθηκε.

- (*Geopsy*) - Πριν από οποιοδήποτε στάδιο επεξεργασίας με τη μέθοδο $f-k$ είναι απαραίτητη η δημιουργία κατάλληλης βάσης δεδομένων από καταγραφές εδαφικού θορύβου οι οποίες θα χρησιμοποιηθούν για την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Στη βάση δεδομένων απομονώνονται οι κατακόρυφες συνιστώσες εδαφικού θορύβου σε ομάδες, επομένως η εξαγόμενη καμπύλη σκέδασης συσχετίζεται με τα επιφανειακά κύματα Rayleigh. Κάποιες επιπλέον πληροφορίες που περιλαμβάνονται στη βάση δεδομένων εκτός των κυματομορφών είναι η ημερομηνία, ο χρόνος έναρξης και η συνολική διάρκεια κάθε καταγραφής, η συχνότητα δειγματοληψίας, και οι συντεταγμένες του σταθμού από τον οποίο έγινε η καταγραφή.
- (*build_array*) - Για κάθε δίκτυο ορίζεται ένα καρτεσιανό σύστημα αναφοράς, η αρχή του οποίου (σημείο με συντεταγμένες (0,0)) είναι η θέση του κεντρικού σταθμού καταγραφής. Επομένως κάθε σταθμός καταγραφής του δικτύου, ανάλογα με τη θέση του στο χώρο, έχει ορισμένες συντεταγμένες με βάση το παραπάνω καρτεσιανό σύστημα. Η θεωρητική απόκριση του δικτύου (theoretical array response) υπολογίζεται από τις καρτεσιανές συντεταγμένες (x_i , y_i) κάθε σταθμού και χρήση της Σχέσης (7). Από την κατανομή των τιμών της θεωρητικής απόκρισης στο επίπεδο (k_x , k_y), προκύπτουν δύο τιμές κυματάριθμων $k_{min}/2$ και k_{max} οι οποίες είναι χαρακτηριστικές για κάθε διάταξη δικτύου που χρησιμοποιείται. Επιφανειακά κύματα που διαδίδονται με τιμές κυματάριθμων μικρότερες του $k_{min}/2$ δεν μπορούν να δώσουν αξιόπιστες πληροφορίες για την καμπύλη σκέδασης, ενώ για τιμές μεγαλύτερες του k_{max} εμφανίζονται φαινόμενα δίπλωσης (aliasing) στα αποτελέσματα της επεξεργασίας. Σε ένα διάγραμμα μεταξύ της βραδύτητας (slowness, ποσότητα αντίστροφη της ταχύτητας) των επιφανειακών κυμάτων και της συχνότητας, προβάλλονται οι εκθετικές γραφικές παραστάσεις των καμπύλων για σταθερές τιμές κυματάριθμων $k_{min}/2$, k_{min} , $k_{max}/2$ και k_{max} αντίστοιχα, οριοθετώντας περιοχές του διαγράμματος για τις οποίες η καμπύλη σκέδασης είναι αξιόπιστη (Σχήμα 40d).
- (*Geopsy*) - Ακολουθεί η εφαρμογή της μεθόδου $f-k$ στη βάση δεδομένων εδαφικού θορύβου για την εξαγωγή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων. Οι καταγραφές χωρίζονται σε μικρά χρονικά παράθυρα, για τα οποία υπολογίζεται η απόδοση του δικτύου (array output) για κάθε συχνότητα σε ένα

συγκεκριμένο διάστημα τιμών. Το εύρος του διαστήματος τιμών των συχνοτήτων εκτιμάται από την αξιόπιστη περιοχή του διαγράμματος βραδύτητας-συχνότητας σύμφωνα με τα αποτελέσματα του υπολογισμού της θεωρητικής απόκρισης του δικτύου (προηγούμενο στάδιο). Για κάθε ένα χρονικό παράθυρο, η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων σε μία συχνότητα προκύπτει από τη θέση του μέγιστου της απόδοσης του δικτύου στο επίπεδο (k_x, k_y) και η αναζήτησή της ορίστηκε να γίνεται για τιμές κυματάριθμων κάτω του 1.5 rad/m και για όρια ταχυτήτων μεταξύ 150 και 2000 m/sec. Επομένως, σύμφωνα με τα παραπάνω, για μία συγκεκριμένη τιμή της συχνότητας προκύπτουν διάφορες εκτιμήσεις της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων, το πλήθος των οποίων είναι ίσο με το πλήθος των χρονικών παραθύρων που χωρίστηκαν οι καταγραφές εδαφικού θορύβου. Η ομαδοποίηση των τιμών της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται με την κατασκευή ενός ιστογράμματος για κάθε συχνότητα όπως προτάθηκε από τους [Ohrnberger et al. \(2004\)](#). Σε κάθε ιστόγραμμα εφαρμόζεται η στατιστική συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας (probability density function), η γραφική παράσταση της οποίας έχει συνήθως καμπανοειδή μορφή. Η τελική τιμή της ταχύτητας που επιλέγεται για κάθε συχνότητα αποτελεί την κεντρική τιμή (median value) της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας, με σύγχρονο υπολογισμό της τυπικής απόκλισης. Όλα τα αποτελέσματα της ανάλυσης $f-k$ αποθηκεύονται σε ηλεκτρονικό αρχείο με κατάληξη *.max*.

- (*fk2disp*) - Σε αυτό το στάδιο επεξεργασίας τα αποτελέσματα της ανάλυσης $f-k$ παρουσιάζονται με γραφικό τρόπο στο χρήστη (*Σχήμα 45*). Η μέση καμπύλη σκέδασης που υπολογίζεται από τη μέθοδο $f-k$ μπορεί να αποκλίνει από την πειραματική για πολλούς λόγους. Για παράδειγμα, η επιλογή της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων από τα ιστογράμματα για κάθε συχνότητα γίνεται λαμβάνοντας υπόψη όλες τις υπολογιζόμενες τιμές ταχυτήτων. Όμως, κάποιες από αυτές τις τιμές βρίσκονται έξω από τα όρια αξιοπιστίας, σύμφωνα με τη θεωρητική απόκριση του δικτύου, ή/και παρουσιάζουν πολύ μικρή τιμή πυκνότητας πιθανότητας. Στο *Σχήμα 45* δίνεται ένα παράδειγμα αποτελεσμάτων της ανάλυσης $f-k$ για τη γεωμετρία του δικτύου του *Σχήματος 40α*. Η μαύρη καμπύλη με κύκλους και οι αντίστοιχες στήλες (που αντιπροσωπεύουν την τυπική απόκλιση) αποτελεί τη μέση καμπύλη σκέδασης που υπολογίστηκε με τη μέθοδο $f-k$. Οι τέσσερις εκθετικές καμπύλες προέκυψαν από τη θεωρητική απόκριση του

δικτύου. Η συνεχόμενη μαύρη καμπύλη αντιστοιχεί σε σταθερή τιμή κυματάριθμου ίση με $k_{min}/2$, ενώ η διακεκομμένη καμπύλη αντιστοιχεί σε τιμή k_{max} . Οι καμπύλες $k_{min}/2$ και k_{max} ορίζουν την περιοχή αξιοπιστίας της καμπύλης σκέδασης στο διάγραμμα.



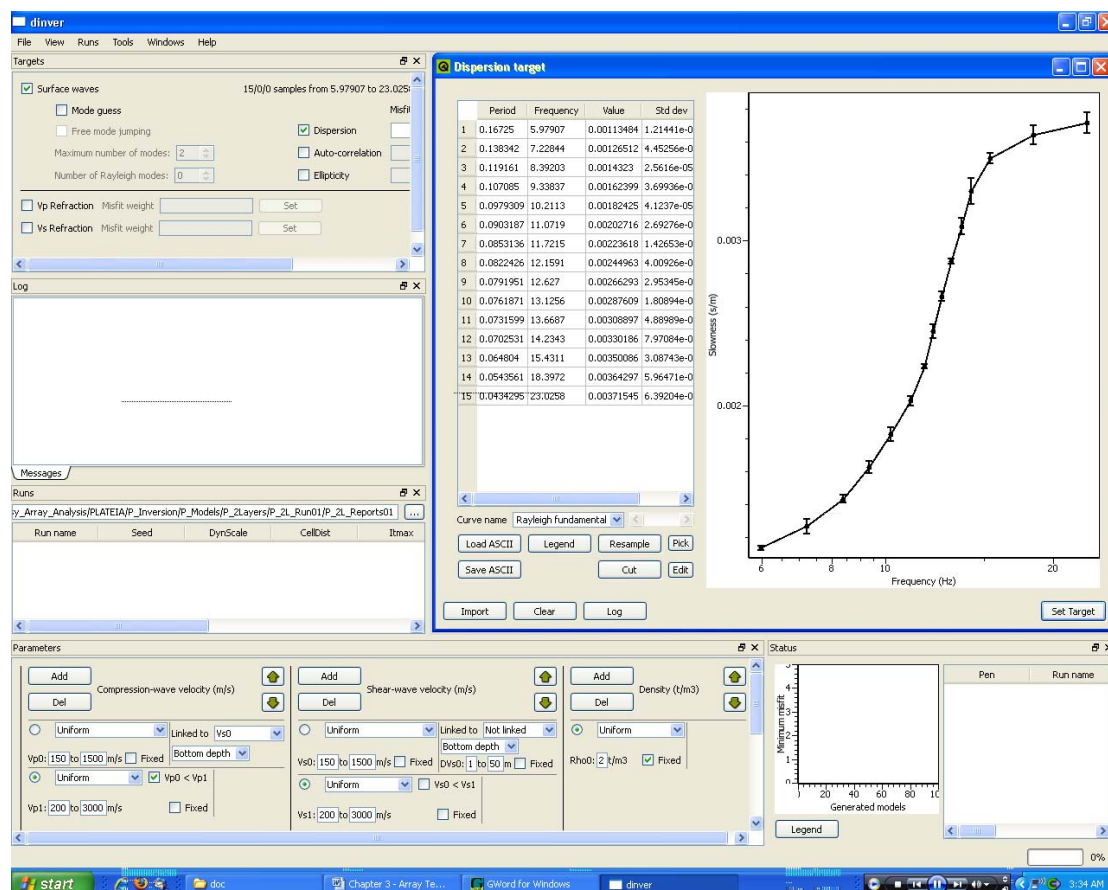
Σχήμα 45: Επιφάνεια εργασίας του υποπρογράμματος *fk2disp* του λογισμικού πακέτου *sesarray* και παράδειγμα αποτελεσμάτων ανάλυσης δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *f-k* για τη γεωμετρία του δικτύου του Σχήματος 40α. Σε ξεχωριστό παράθυρο εμφανίζεται η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας όπου δίνεται η δυνατότητα στο χρήστη να αφαιρέσει ανεπιθύμητες τιμές της ταχύτητας για κάθε συχνότητα. Οι εκθετικές καμπύλες ορίζουν τα όρια αξιοπιστίας της καμπύλης σκέδασης σύμφωνα με τα αποτελέσματα του υπολογισμού της θεωρητικής απόκρισης του δικτύου.

Παρατηρούμε ότι το πάνω δεξί τμήμα της μέσης καμπύλης σκέδασης «οδηγείται» από τιμές ταχυτήτων οι οποίες βρίσκονται σε μη αξιόπιστη περιοχή του διαγράμματος (πάνω από την καμπύλη k_{max}) και επηρεάζονται από τη δίπλωση των δεδομένων. Αντίστοιχα, το κάτω αριστερό τμήμα της μέσης καμπύλης σκέδασης βρίσκεται κάτω από την καμπύλη $k_{min}/2$ σε επίσης μη αξιόπιστη περιοχή του διαγράμματος και δεν μπορεί να χρησιμοποιηθεί στο επόμενο στάδιο επεξεργασίας της αντιστροφής. Η μη αξιοπιστία του συγκεκριμένου τμήματος της

καμπύλης σκέδασης οφείλεται στη μικρή διακριτική ικανότητα (resolution problem) της γεωμετρίας του δικτύου στο να αναγνωρίσει επιφανειακά κύματα χαμηλών ταχυτήτων που διαδίδονται σε χαμηλές συχνότητες. Το λογισμικό επιτρέπει την αφαίρεση ανεπιθύμητων τιμών ταχυτήτων από τα ιστογράμματα κάθε συχνότητας σε μία προσπάθεια διαχωρισμού του σήματος (επιθυμητής πληροφορίας), έτσι ώστε η μέση καμπύλη σκέδασης να μετατοπίζεται μέσα στα επιθυμητά όρια αξιοπιστίας, οπότε και αποκτά την τελική της μορφή. Η αφαίρεση των ανεπιθύμητων ταχυτήτων πραγματοποιείται από κατάλληλο μενού του υποπρογράμματος *fk2disp* (παράθυρο στο αριστερό μέρος του Σχήματος 45), μέσω του ελέγχου της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας. Η συνάρτηση «προσαρμόζεται» σε ρεαλιστικό εύρος ταχυτήτων, με αποτέλεσμα η τιμή της διαμέσου να μετατοπίζεται στην πιο κατάλληλη τιμή ταχύτητας. Ο σκοπός του συγκεκριμένου στάδιου επεξεργασίας είναι η διαμόρφωση της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων που προκύπτει από την ανάλυση $f-k$, για τη χρήση της στο τελικό στάδιο της αντιστροφής.

(*dinver*) - Το τελικό στάδιο επεξεργασίας αποτελεί η αντιστροφή της καμπύλης σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων για την εκτίμηση του μονοδιάστατου μοντέλου δομής ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης $f-k$ για κάθε ομάδα δεδομένων εδαφικού θορύβου του δικτύου συνδυάζονται σε αυτό το στάδιο για την κατασκευή της συνολικής καμπύλης σκέδασης. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, από κάθε ομάδα του δικτύου προκύπτει ένα τμήμα της καμπύλης σκέδασης σε εύρος συχνοτήτων που εξαρτάται από τη διάταξη (γεωμετρία δικτύου) των σταθμών καταγραφής. Η ένωση των επιμέρους τμημάτων αποτελεί τη συνολική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων στην οποία πραγματοποιείται εξομάλυνση (smoothing) με επανεπιλογή (resample) κάποιων σημείων της. Η εξομάλυνση της καμπύλης σκέδασης είναι απαραίτητη πριν την αντιστροφή της για δύο κυρίως λόγους. Ο πρώτος είναι ότι διευκολύνονται οι μαθηματικοί υπολογισμοί κατά τη διαδικασία της αντιστροφής και ο δεύτερος ότι δε μπορεί να προκύψει θεωρητικό μοντέλο δομής από μία καμπύλη σκέδασης η οποία παρουσιάζει έντονες μεταβολές. Ένα παράδειγμα εξομαλυμένης καμπύλης σκέδασης διακρίνεται στο Σχήμα 46 μέσα σε ξεχωριστό παράθυρο στην επιφάνεια εργασίας του υποπρογράμματος *dinver*. Πριν την εφαρμογή του αλγόριθμου αντιστροφής στην (εξομαλυμένη) καμπύλη σκέδασης

ορίζονται τα όρια τιμών των παραμέτρων της υπεδάφιας δομής από κατάλληλα μενού του υποπρογράμματος *dinver* (κάτω μέρος του Σχήματος 46), τα οποία αφορούν στις ταχύτητες των εγκαρσίων (V_s) και επιμήκων (V_p) σεισμικών κυμάτων, την πυκνότητα, τον αριθμό και το πάχος κάθε στρώματος. Με την παραπάνω διαδικασία ορίζεται ο *χώρος παραμέτρων* (parameter space) της υπεδάφιας δομής.



Σχήμα 46: Επιφάνεια εργασίας του υποπρογράμματος *dinver* του λογισμικού πακέτου *sesarray*. Διακρίνεται η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων που θα χρησιμοποιηθεί για την αντιστροφή των δεδομένων και τα κατάλληλα μενού (κάτω μέρος του Σχήματος) με τα οποία εισάγονται πληροφορίες της υπεδάφιας δομής πριν την εφαρμογή του αλγόριθμου αντιστροφής.

Το αρχικό μοντέλο δομής (αρχικός χώρος παραμέτρων) που ορίστηκε πριν την αντιστροφή για κάθε θέση εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, αποτελούσαν από ένα στρώμα το οποίο επικάθεται πάνω σε ημιχώρο, ενώ οι τιμές των παραμέτρων δομής είχαν ευρεία κατανομή (π.χ. η ταχύτητα V_s για το επιφανειακό στρώμα μπορούσε να πάρει τιμές μεταξύ 50 και 2000m/sec, ενώ το πάχος του από 1 έως 50m). Η έναρξη του

αλγόριθμοι αντιστροφής με τη δημιουργία θεωρητικών μοντέλων δομής, γίνεται με τυχαία επιλογή τιμών (random seed) από το σύνολο του χώρου των παραμέτρων που έχει οριστεί από το χρήστη. Για κάθε θεωρητικό μοντέλο δομής υπολογίζεται η θεωρητική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων (ευθύ πρόβλημα) καθώς και το αντίστοιχο σφάλμα με βάση τη Σχέση (10). Η διαδικασία της αντιστροφής σταματά όταν η τιμή της Σχέσης (10) δε μπορεί να μειωθεί περισσότερο. Γίνεται φανερό ότι για κάθε χώρο παραμέτρων ο αλγόριθμος αντιστροφής παράγει μεγάλο πλήθος θεωρητικών μοντέλων δομής και θεωρητικών καμπύλων σκέδασης. Στις περιπτώσεις που τα αποτελέσματα δεν ήταν ικανοποιητικά (κακή συσχέτιση της πειραματικής καμπύλης σκέδασης με τις αντίστοιχες θεωρητικές καμπύλες), ο χώρος παραμέτρων διαμορφωνόταν κατάλληλα με επιλογή διαφορετικών ορίων στις παραμέτρους δομής και εφαρμοζόταν εκ νέου ο αλγόριθμος αντιστροφής. Για κάθε θέση εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, ο αλγόριθμος αντιστροφής εφαρμόστηκε για διάφορους χώρους παραμέτρων ώστε να προκύψουν θεωρητικά μοντέλα δομής τα οποία παράγουν θεωρητικές καμπύλες σκέδασης με την καλύτερη δυνατή συσχέτιση με την πειραματική. Τα αποτελέσματα αντιστροφής της καμπύλης σκέδασης, δηλαδή τα επιλεγόμενα μονοδιάστατα μοντέλα κατανομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων που αντιπροσωπεύουν όσο το δυνατόν καλύτερα την πραγματική υπεδάφια δομή, παρουσιάζονται αναλυτικά στο επόμενο υποκεφάλαιο 3.5 για όλες τις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

3.5 Δομή Ταχυτήτων - Αποτελέσματα

Τα αποτελέσματα εφαρμογής της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για κάθε θέση στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στα Σχήματα 47-50. Όλα τα σχήματα αυτού του υποκεφαλαίου δημιουργήθηκαν μέσω του προγράμματος *figure* του λογισμικού πακέτου *sesarray*.

Ο αλγόριθμος αντιστροφής παράγει μεγάλο πλήθος θεωρητικών καμπύλων σκέδασης, η κάθε μία από τις οποίες αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο θεωρητικό μοντέλο δομής. Κάθε θεωρητική καμπύλη σκέδασης συγκρίνεται με την πειραματική με χρήση της Σχέσης (10). Όσο μικρότερη είναι η τιμή της παραπάνω σχέσης, τόσο καλύτερα το αντίστοιχο μοντέλο δομής της θεωρητικής καμπύλης σκέδασης

αντιπροσωπεύει την πραγματική υπεδάφια δομή. Αξίζει να σημειωθεί ότι μικρές τιμές της τυπικής απόκλισης σε κάθε σημείο της πειραματικής καμπύλης σκέδασης οδηγούν στον υπολογισμό σχετικά μεγάλων τιμών της *Σχέσης (10)* για όλα τα θεωρητικά μοντέλα δομής (ένα παράδειγμα φαίνεται στο κάτω μέρος του *Σχήματος 49* όπου η τιμή της *Σχέσης (10)* είναι μεγαλύτερη της μονάδας, ακόμα και για θεωρητικές καμπύλες σκέδασης που παρουσιάζουν πολύ καλή συσχέτιση με την πειραματική). Αυτό συμβαίνει γιατί σε αυτή την περίπτωση ο παρονομαστής της *Σχέσης (10)* γίνεται πολύ μικρός. Από όλα τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η ερμηνεία των αποτελεσμάτων της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων πρέπει να γίνει με βάση το θεωρητικό μοντέλο δομής για το οποίο υπολογίζεται η μικρότερη τιμή της *Σχέσης (10)* σε σχέση με το σύνολο όλων των θεωρητικών μοντέλων, αλλά και η αντίστοιχη θεωρητική καμπύλη σκέδασής του να μην παρουσιάζει συστηματική απόκλιση (σε κάποιες συχνότητες) ως προς την πειραματική λαμβάνοντας υπόψη και την τυπική απόκλιση των πειραματικών δεδομένων.

Τα διαγράμματα κατανομής της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων με το βάθος φανερώνουν αλλαγές στις ελαστικές ιδιότητες του μέσου διάδοσης. Λαμβάνοντας υπόψη τη γεωλογία μίας περιοχής, οι απότομες αλλαγές συνδέονται άμεσα με την ύπαρξη στρωμάτων διαφορετικής γεωλογικής σύστασης (λιθολογίας) στο υπέδαφος. Τα βάθη στα οποία εμφανίζονται οι απότομες αλλαγές ταχυτήτων αντιστοιχούν στα βάθη επαφής των στρωμάτων της υπεδάφιας δομής. Επομένως, η γεωλογική ερμηνεία των παραπάνω διαγραμμάτων παρέχει σημαντικές πληροφορίες όπως είναι ο αριθμός και τα πάχη των στρωμάτων που αποτελούν τη δομή καθώς και την τιμή της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων μέσα σε κάθε ένα από αυτά.

Στο πάνω μέρος των *Σχημάτων 47-50* παρουσιάζεται η κατανομή ταχυτήτων των επιμήκων (V_p , αριστερό πάνω μέρος) και εγκαρσίων (V_s , δεξί πάνω μέρος) σεισμικών κυμάτων για όλα τα θεωρητικά μοντέλα δομής, ενώ στο κάτω μέρος προβάλλονται οι αντίστοιχες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης μαζί με την πειραματική (μαύρη καμπύλη με στήλες της τυπικής απόκλισης) σε διάγραμμα βραδύτητας - συχνότητας. Το κάθε χρώμα των θεωρητικών καμπύλων (βραδύτητας και σκέδασης) αντιπροσωπεύει διαφορετικές τιμές της *Σχέσης (10)*. Η κατανομή ταχυτήτων υπολογίστηκε μέχρι τα 30 πρώτα μέτρα της δομής, ανεξάρτητα αν το βάθος διασκόπησης κάποιων δικτύων ήταν μεγαλύτερο. Όπως αναφέρθηκε και στο υποκεφάλαιο 3.3, στόχος ήταν ο εντοπισμός της επαφής των επιφανειακών

ιζηματογενών στρωμάτων στην περιοχή μελέτης η οποία λαμβάνει χώρα σε βάθη μικρότερα των 30m. Από τα Σχήματα 47-50 παρατηρούμε ότι για κάθε θέση υπάρχει πολύ καλή συσχέτιση των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης με τις πειραματικές και ότι τα αντίστοιχα μοντέλα δομής αναγνωρίζουν επαφές των επιφανειακών στρωμάτων σε βάθη που συμφωνούν με τα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα της περιοχής.

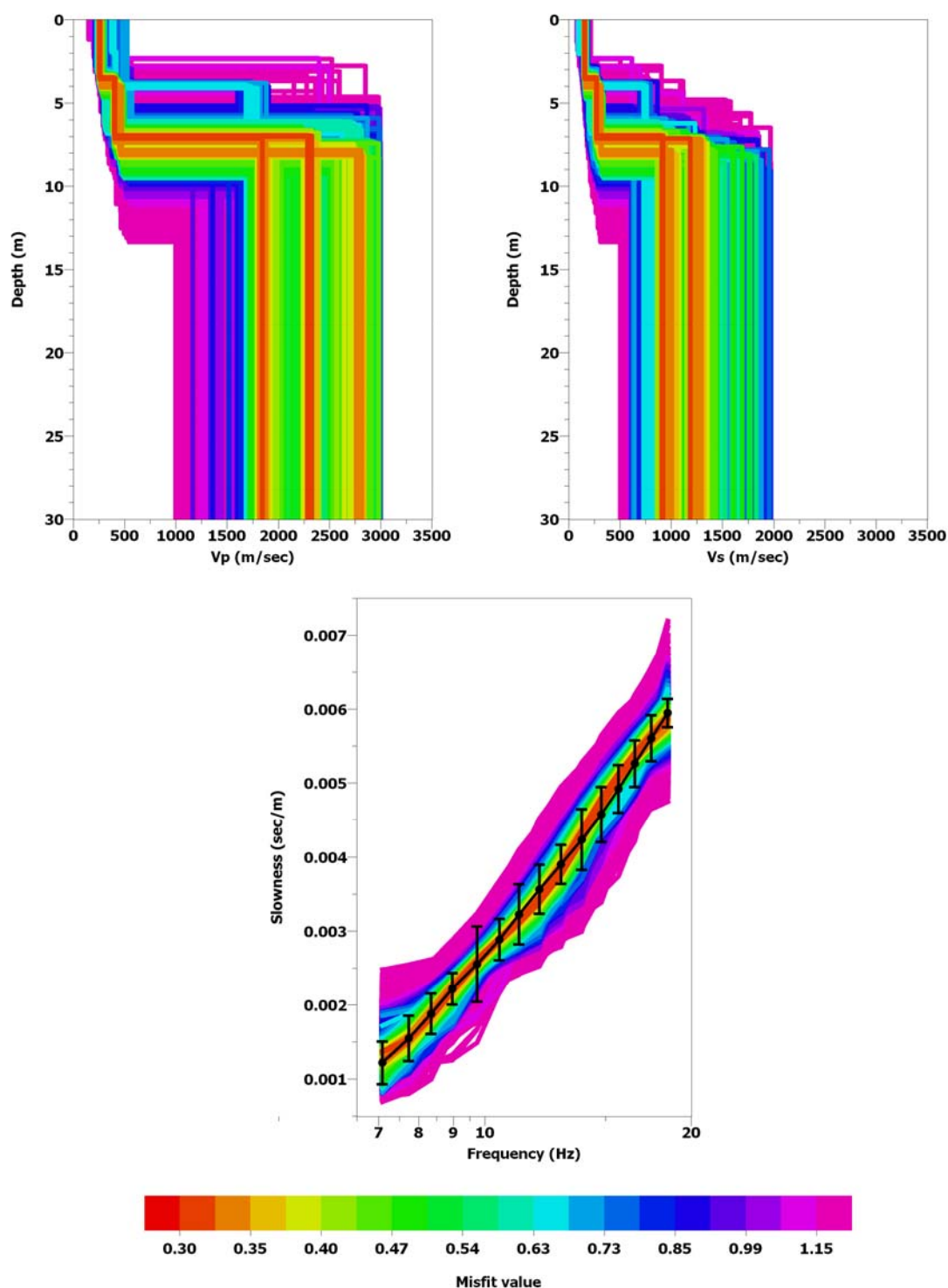
Αναλυτικά, για τη θέση του δικτύου DEYAG (Σχήμα 47), αναγνωρίζονται δύο επιφανειακά στρώματα με ταχύτητες εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων 164 m/sec και 272 m/sec με πάχη 3.5m και για τα δύο στρώματα αντίστοιχα. Η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων για τον ημιχώρο είναι 1184 m/sec. Για τη θέση του δικτύου GPD (Σχήμα 48) η ταχύτητα του πρώτου στρώματος είναι 531 m/sec με πάχος 12m και η τιμή της ταχύτητας για τον ημιχώρο είναι 1743 m/sec. Για τη θέση του δικτύου PLT (Σχήμα 49) οι τιμές για τη ταχύτητα και το πάχος του επιφανειακού στρώματος είναι 272 m/sec και 11m αντίστοιχα ενώ η ταχύτητα του ημιχώρου είναι 1158 m/sec. Τέλος, για τη θέση του δικτύου TEI (Σχήμα 50) το πρώτο στρώμα έχει τιμή ταχύτητας 272 m/sec με 10m πάχος και ταχύτητα ημιχώρου 1267 m/sec. Τα παραπάνω αποτελέσματα μαζί με τις ταχύτητες των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (V_p) παρουσιάζονται συγκεντρωτικά στον Πίνακα III.

Πίνακας III: Αποτελέσματα της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων για κάθε θέση εφαρμογής στην περιοχή μελέτης.

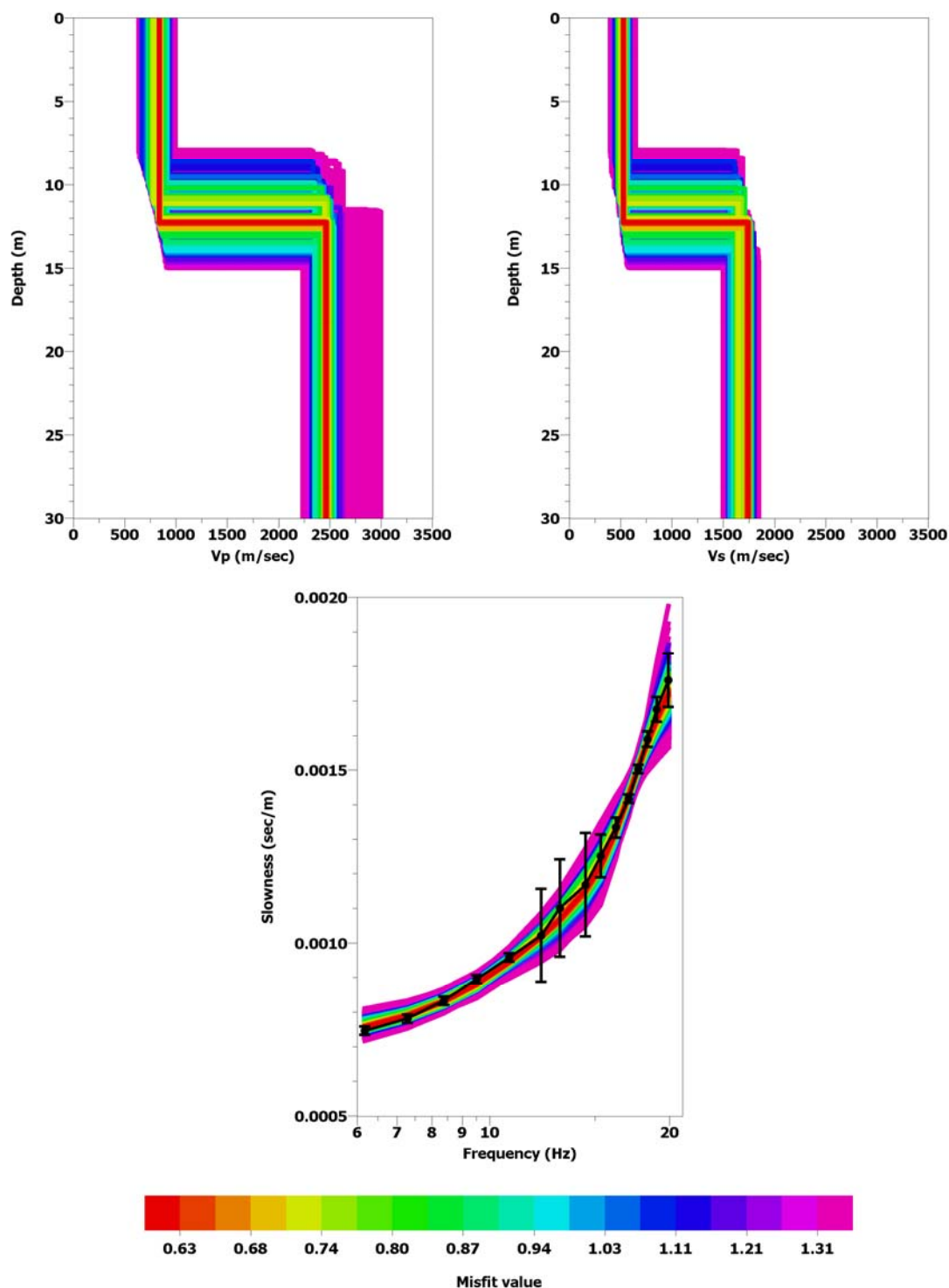
Όνομα Δικτύου	Επιφανειακά Στρώματα						Ημιχώρος	
	H1			H2			V_{pH} (m/sec)	V_{sH} (m/sec)
	V_{p1} (m/sec)	V_{s1} (m/sec)	Πάχος (m)	V_{p2} (m/sec)	V_{s2} (m/sec)	Πάχος (m/sec)		
DEYAG	259	164	3.5	409	272	3.5	2302	1184
GPD	831	531	12	-	-	-	2465	1743
PLT	912	272	11	-	-	-	1825	1158
TEI	967	272	10	-	-	-	1811	1267

Σύμφωνα με τον Πίνακα III οι τιμές ταχυτήτων των επιμήκων σεισμικών κυμάτων (V_p) για το επιφανειακό Τεταρτογενές στρώμα αργιλικής κυρίως σύστασης, κυμαίνονται γενικά μεταξύ 250 και 1000m/sec περίπου, ενώ οι τιμές ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s) μεταξύ 150 και 550m/sec. Επιπλέον, το πάχος του αργιλικού στρώματος υπολογίζεται από 7 έως 12 μέτρα με πολύ καλή συμφωνία σε όλες τις θέσεις δικτύων. Οι τιμές των σεισμικών κυμάτων V_p και V_s για τις υποκείμενες Πλείο - Πλειστοκαινικές αμμοχαλικώδεις αποθέσεις κυμαίνονται μεταξύ 1800-2500m/sec και 1100-1800m/sec αντίστοιχα. Οι τιμές ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων για τον ημιχώρο εμφανίζονται σχετικά αυξημένες, λαμβάνοντας υπόψη τη γεωλογική δομή του σχηματισμού. Η υπερεκτίμηση των ταχυτήτων στον ημιχώρο και η μεγάλη διασπορά τιμών που παρατηρείται σε κάποιες θέσεις (βλέπε Σχήματα 47 και 49), οφείλεται κατά κύριο λόγο στην έλλειψη πληροφοριών για χαμηλές συχνότητες (< 4Hz περίπου) από την πειραματική καμπύλη σκέδασης.

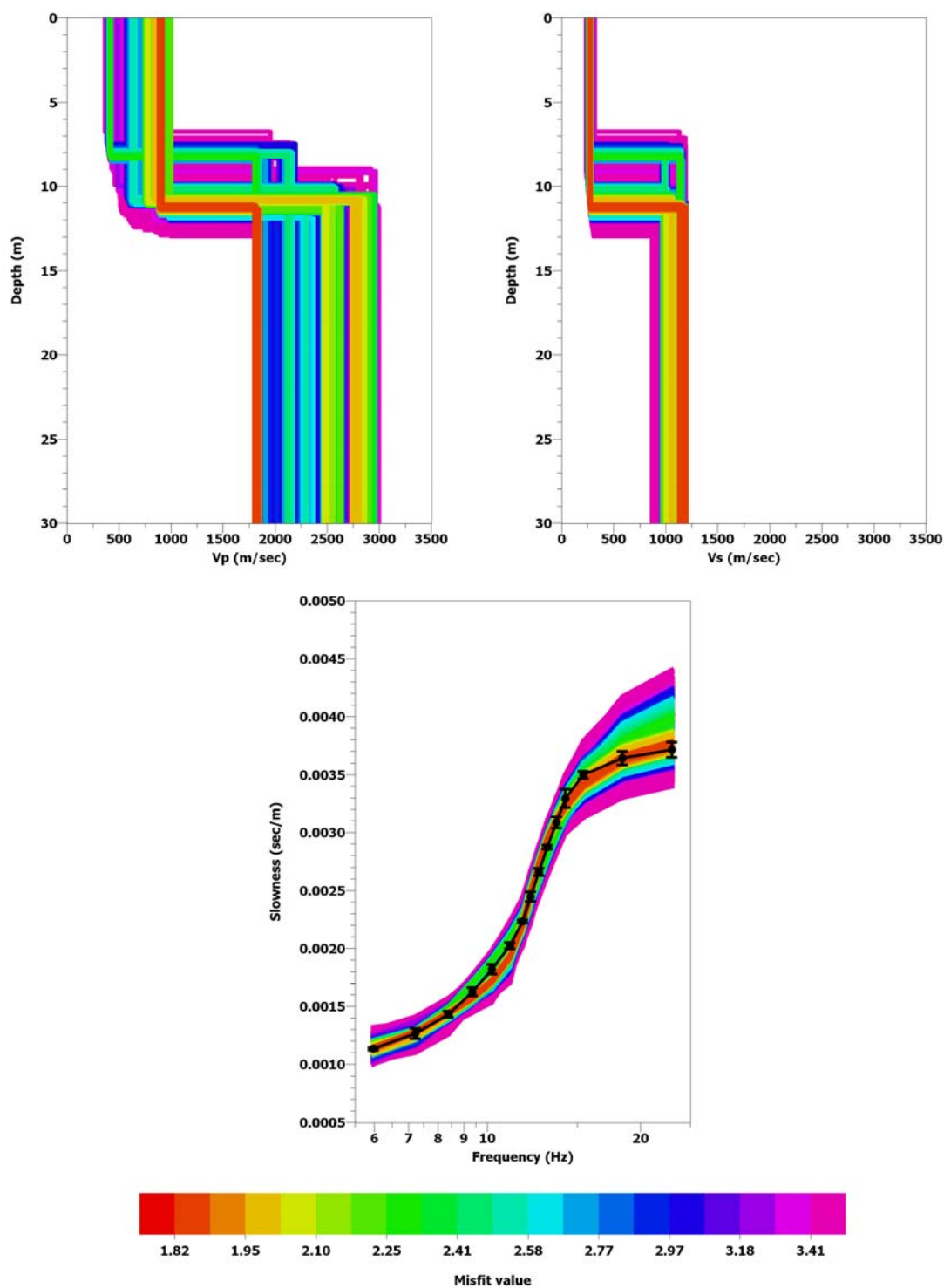
Σημειώνεται ότι τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στα Σχήματα 47-50 αποτελούν τα επιλεγόμενα μοντέλα κατανομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων τα οποία αντιστοιχούν σε ένα συγκεκριμένο χώρο παραμέτρων που χρησιμοποιήθηκε από τον αλγόριθμο αντιστροφής και παράγουν την πιο κοντινή θεωρητική καμπύλη σκέδασης με την πειραματική, καθώς και χαμηλή τιμή της Σχέσης (10) σε σχέση με τα υπόλοιπα θεωρητικά μοντέλα.



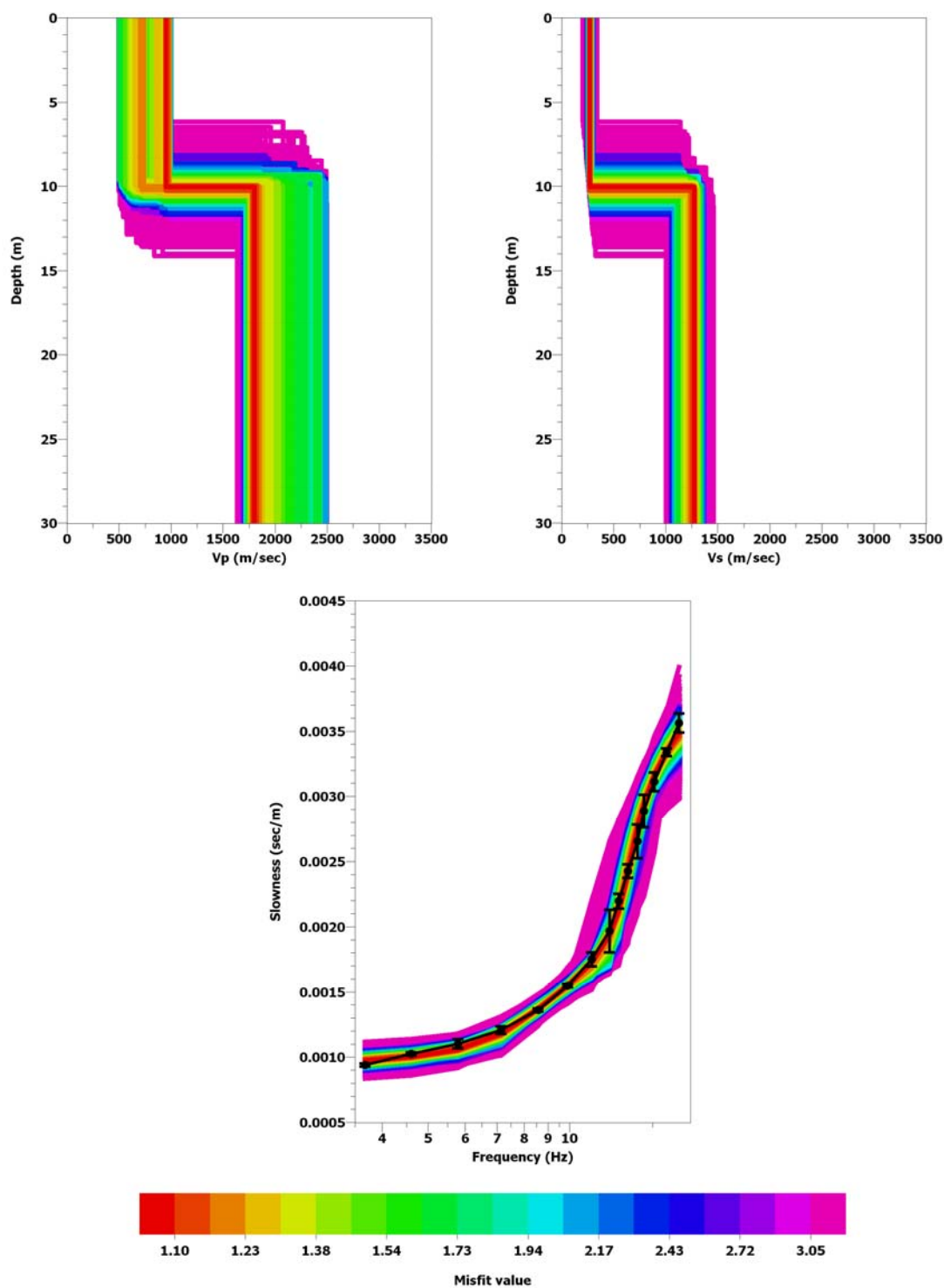
Σχήμα 47: Δομή ταχυτήτων για τη θέση του δικτύου DEYAG όπως προέκυψε από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Στο πάνω αριστερό διάγραμμα παρουσιάζεται η κατανομή της ταχύτητας των επιμήκων (V_p) κυμάτων με το βάθος για κάθε παραγόμενο θεωρητικό μοντέλο του αλγόριθμου αντιστροφής, ενώ στο πάνω δεξιό διάγραμμα παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή των εγκάρσιων (V_s) κυμάτων. Η μαύρη καμπύλη του κάτω διαγράμματος μαζί με την τυπική απόκλιση αποτελεί την πειραματική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και οι έγχρωμες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης για τα αντίστοιχα θεωρητικά μοντέλα δομής.



Σχήμα 48: Δομή ταχυτήτων για τη θέση του δικτύου GPD όπως προέκυψε από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Στο πάνω αριστερό διάγραμμα παρουσιάζεται η κατανομή της ταχύτητας των επιμήκων (V_p) κυμάτων με το βάθος για κάθε παραγόμενο θεωρητικό μοντέλο του αλγόριθμου αντιστροφής, ενώ στο πάνω δεξιό διάγραμμα παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή των εγκάρσιων (V_s) κυμάτων. Η μαύρη καμπύλη του κάτω διαγράμματος μαζί με την τυπική απόκλιση αποτελεί την πειραματική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και οι έγχρωμες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης για τα αντίστοιχα θεωρητικά μοντέλα δομής.



Σχήμα 49: Δομή ταχυτήτων για τη θέση του δικτύου PLT όπως προέκυψε από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Στο πάνω αριστερό διάγραμμα παρουσιάζεται η κατανομή της ταχύτητας των επιμήκων (V_p) κυμάτων με το βάθος για κάθε παραγόμενο θεωρητικό μοντέλο του αλγόριθμου αντιστροφής, ενώ στο πάνω δεξιό διάγραμμα παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή των εγκάρσιων (V_s) κυμάτων. Η μαύρη καμπύλη του κάτω διαγράμματος μαζί με την τυπική απόκλιση αποτελεί την πειραματική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και οι έγχρωμες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης για τα αντίστοιχα θεωρητικά μοντέλα δομής.



Σχήμα 50: Δομή ταχυτήτων για τη θέση του δικτύου TEI όπως προέκυψε από την ανάλυση μετρήσεων εδαφικού θορύβου με την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Στο πάνω αριστερό διάγραμμα παρουσιάζεται η κατανομή της ταχύτητας των επιμήκων (V_p) κυμάτων με το βάθος για κάθε παραγόμενο θεωρητικό μοντέλο του αλγόριθμου αντιστροφής, ενώ στο πάνω δεξί διάγραμμα παρουσιάζεται η αντίστοιχη κατανομή των εγκάρσιων (V_s) κυμάτων. Η μαύρη καμπύλη του κάτω διαγράμματος μαζί με την τυπική απόκλιση αποτελεί την πειραματική καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων και οι έγχρωμες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις θεωρητικές καμπύλες σκέδασης για τα αντίστοιχα θεωρητικά μοντέλα δομής.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

Ανάλυση Σεισμικών Καταγραφών

4.1 Εισαγωγή

Οι μέθοδοι που στηρίζονται σε μετρήσεις εδαφικού θορύβου (όπως είναι η μέθοδος *HVSR* και η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων) παρέχουν χρήσιμες πληροφορίες που αφορούν τα δυναμικά χαρακτηριστικά των τοπικών εδαφικών σχηματισμών και την απόκρισή τους σε περίπτωση σεισμικής διέγερσης. Παρόλα αυτά, η πιο αξιόπιστη προσέγγιση εκτίμησης της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση σε μία περιοχή, είναι η ταυτόχρονη καταγραφή της εδαφικής κίνησης σε διάφορες θέσεις (σκληρό πέτρωμα, αποθέσεις) κατά τη διάρκεια ενός σεισμού. Επομένως, η ανάλυση σεισμικών καταγραφών μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον έλεγχο της εγκυρότητας των μεθόδων εδαφικού θορύβου (άμεσα για τη μέθοδο *HVSR* και έμεσα για την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων), καθώς και για τον υπολογισμό της πραγματικής ενίσχυσης της εδαφικής σεισμικής κίνησης. Για αυτόν ακριβώς το λόγο εγκαταστάθηκε προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης με στόχο την καταγραφή σεισμικών γεγονότων που θα ενισχύσουν τα αποτελέσματα των μεθόδων εδαφικού θορύβου αλλά και θα δώσουν μία πιο σαφή εικόνα για τη σεισμική συμπεριφορά της υπεδάφιας δομής.

Η ανάλυση των σεισμικών καταγραφών βασίστηκε στη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (Standard Spectral Ratio ή *SSR*) ή μέθοδος σταθμού αναφοράς και στη μέθοδο της συνάρτησης δέκτη (Receiver Function ή *RF*).

Σύμφωνα με τη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (*SSR*), η οποία αρχικά προτάθηκε και εφαρμόστηκε από τον [Borcherdt \(1970\)](#), γίνεται χρήση των σεισμικών καταγραφών οι οποίες παρατηρήθηκαν συγχρόνως σε μία θέση αναφοράς πάνω σε σκληρό πέτρωμα και σε μία κοντινή θέση πάνω σε πρόσφατες ιζηματογενείς αποθέσεις. Ο φασματικός λόγος της οριζόντιας συνιστώσας στη θέση των ιζημάτων, προς την αντίστοιχη συνιστώσα στη θέση του σταθμού αναφοράς παρέχει την ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στη θέση των ιζημάτων, δηλαδή, την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Βασικές προϋποθέσεις για να ισχύει το παραπάνω είναι ο σταθμός αναφοράς να είναι απαλλαγμένος ή σχεδόν απαλλαγμένος από τοπικές εδαφικές συνθήκες, δηλαδή η καμπύλη της συνάρτησης μεταφοράς να είναι επίπεδη με πλάτος περίπου ίσο με ένα και η απόσταση πηγής και σταθμών να είναι πολύ μεγαλύτερη από την απόσταση των σταθμών μεταξύ τους ([Borcherdt 1970](#), [Steidl et al. 1996](#)). Έτσι, οι διαφορές στις καταγραφές μεταξύ των δύο θέσεων οφείλονται μόνο στην επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών και όχι στα χαρακτηριστικά της πηγής (τύπος της διάρρηξης, αζιμουθιακή ακτινοβολία της σεισμικής ενέργειας, κτλ) ή του δρόμου διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από την πηγή στις θέσεις των σταθμών. Δυσκολίες στην εφαρμογή της μεθόδου *SSR* εμφανίζονται στην επιλογή της κατάλληλης θέσης αναφοράς (με αμελητέα επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών), η οποία μπορεί να μην είναι διαθέσιμη σε ορισμένες περιπτώσεις. Επιπλέον, μπορεί να παρατηρηθεί σημαντική ενίσχυση της εδαφικής κίνησης ακόμα και σε θέσεις βράχου, οι οποίες αρχικά θεωρήθηκαν ως θέσεις «μηδενικής ενίσχυσης» ([Gagnepain-Beyneix et al., 1995](#)). Τέλος, αναλυτικές μελέτες της μεθόδου έδειξαν ότι χρειάζονται αρκετές καταγραφές (από περίπου 80 σεισμούς), για τις οποίες ο λόγος σήματος προς θόρυβο είναι μεγαλύτερος από μία προκαθορισμένη τιμή, ώστε να προκύψουν ικανοποιητικά αποτελέσματα ([Field και Jacob, 1995](#)). Οι παραπάνω συνθήκες είναι δύσκολο να βρεθούν σε περιοχές με χαμηλή σεισμικότητα ή/και σε αστικά περιβάλλοντα.

Η μέθοδος *RF* αναπτύχθηκε αρχικά από τον [Langston \(1979\)](#) για τον προσδιορισμό του μοντέλου δομής ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων στο φλοιό και στον άνω μανδύα, χρησιμοποιώντας αφίξεις επιμήκων κυμάτων (P-waves) από μακρινούς (teleseismic) σεισμούς. Σε αντίθεση με τη μέθοδο *SSR*, η μέθοδος *RF* δεν

εξαρτάται από θέση αναφοράς αλλά χρησιμοποιεί το φασματικό λόγο των εγκαρσίων κυμάτων (S-waves) μίας σεισμικής καταγραφής της οριζόντιας συνιστώσας προς την κατακόρυφη, από τον ίδιο σταθμό (Lermo et al., 1993). Επίσης, θεωρείται ότι η κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής κίνησης σε μία θέση παραμένει ανεπηρέαστη (ή σχεδόν ανεπηρέαστη) από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες και έτσι μπορεί να χρησιμοποιηθεί σαν μέτρο της εισερχόμενης σεισμικής κίνησης, δηλαδή της κίνησης που ακόμα δεν έχει δεχτεί την επίδραση των τοπικών συνθηκών (Field και Jacob 1995, Lachet et al. 1996). Επομένως, η μέθοδος *RF* είναι ανάλογη με τη μέθοδο *HVSR* εδαφικού θορύβου με τη διαφορά ότι σε αυτή την περίπτωση το σήμα προέρχεται από σεισμούς.

Στα επόμενα υποκεφάλαια γίνεται αναφορά στα όργανα καταγραφής σεισμών, στο προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων στην πόλη των Γρεβενών, στη συλλογή και στην επεξεργασία των δεδομένων με τις δύο μεθοδολογίες (*RF* και *SSR*), ενώ στο τέλος παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της ανάλυσης.

4.2. Όργανα Καταγραφής Σεισμών

Το όργανο που χρησιμοποιήθηκε για την καταγραφή σεισμών σε επιλεγμένες θέσεις στην περιοχή μελέτης ήταν το Güralp CMG-6TD (Σχήμα 51). Πρόκειται για ολοκληρωμένο σύστημα ψηφιοποιητή και σεισμομέτρου το οποίο περιλαμβάνεται σε μία ανθεκτική, πολύ ελαφριά και αδιάβροχη θήκη κατασκευασμένη από αλουμίνιο, ιδανική για γρήγορη εγκατάσταση ακόμη και σε δύσκολες συνθήκες.

Το σεισμόμετρο είναι ταχυτητόμετρο, υψηλής ευαισθησίας, ευρέως φάσματος και τριών συνιστωσών. Η καμπύλη απόκρισής του στην εδαφική ταχύτητα μπορεί να είναι επίπεδη μεταξύ των 100Hz και οποιασδήποτε επιθυμητής τιμής από 1Hz (1sec), 0.1Hz (10sec), 0.05Hz (20sec) και 0.033Hz (30sec). Η επαναφορά της μάζας του σεισμομέτρου στη θέση ισορροπίας (mass centering) ύστερα από μετακίνηση του οργάνου πραγματοποιείται αυτόματα σε μικρό χρονικό διάστημα. Ο ψηφιοποιητής είναι ανάλυσης 24-bit, με πολλές δυνατότητες διαμόρφωσης των αρχείων εξόδου (output). Η μεταφορά των δεδομένων μπορεί να γίνει εύκολα και γρήγορα με τη χρήση καλωδίου FireWire ή Ethernet όταν υπάρχει η δυνατότητα σύνδεσης του οργάνου με το διαδίκτυο (Internet). Η χωρητικότητα δεδομένων του οργάνου μπορεί να φτάσει έως 16 Gigabyte, με δυνατότητα χρήσης και εξωτερικής μνήμης έως 8 Gigabyte. Το όλο σύστημα συνδέεται με σύστημα GPS για τον υπολογισμό του

απόλυτου χρόνου. Επίσης το όργανο έχει τη δυνατότητα ασύρματης επικοινωνίας (Wi-Fi) με οποιονδήποτε υπολογιστή διαθέτει το κατάλληλο λογισμικό ελέγχου και διαχείρισης (λογισμικό *SCREAM!*). Τέλος, πολύ σημαντικό στοιχείο είναι η μικρή κατανάλωση ρεύματος του όλου συστήματος ($< 0.9\text{Watt}$ όταν η συχνότητα δειγματοληψίας είναι 100Hz).

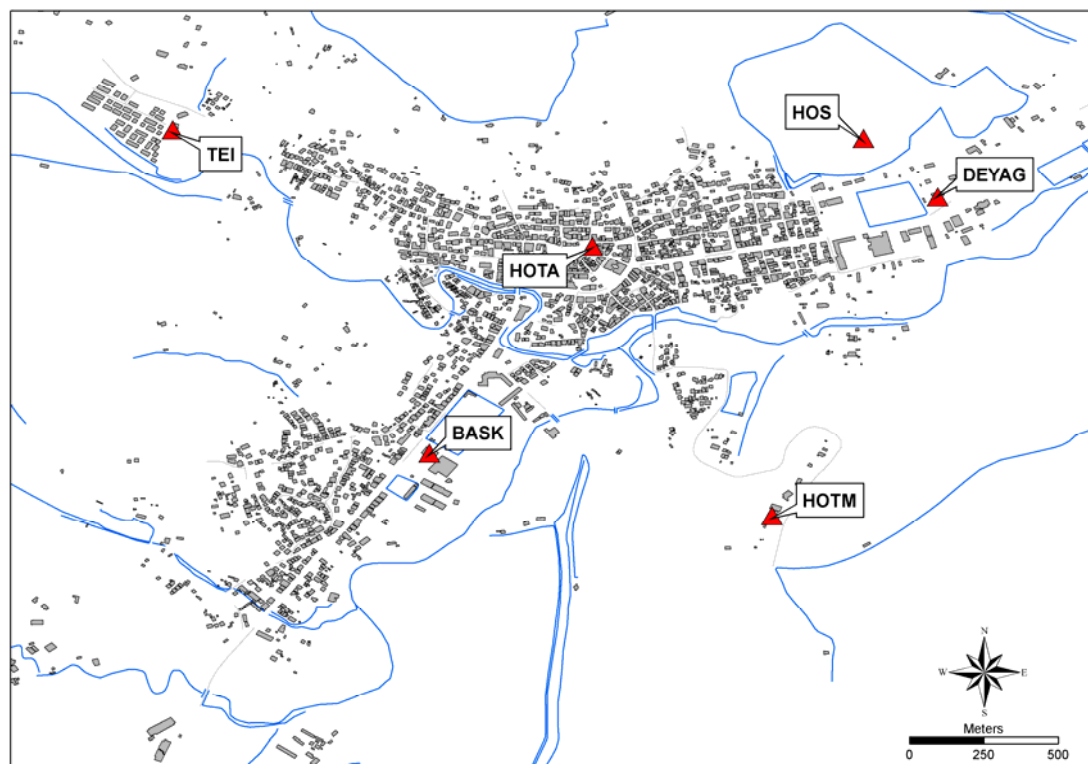


Σχήμα 51: Φωτογραφία του οργάνου *Guralp CMG-6TD* όπου εκτός από το σεισμόμετρο διακρίνεται η κεραία του GPS (με καφέ καλώδιο) και η συσκευή (*breakout box*) που επιτρέπει τη σύνδεση με εξωτερική μπαταρία (γκρι καλώδιο στο αριστερό μέρος της εικόνας), καθώς και με H/Y υπολογιστή (μπλε καλώδιο). Περισσότερες πληροφορίες μπορούν να βρεθούν στην ηλεκτρονική διεύθυνση www.guralp.com/products/6TD.

4.3 Δεδομένα από Σεισμικές Καταγραφές

Η καταγραφή σεισμικών γεγονότων πραγματοποιήθηκε από προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων το οποίο εγκαταστάθηκε σε έξι επιλεγμένες θέσεις μέσα στην πόλη των Γρεβενών, αλλά και σε γύρω περιοχές (Σχήμα 52). Συγκεκριμένα η τοποθέτηση των οργάνων καταγραφής έγινε στο κτίριο του Γενικού Νοσοκομείου Γρεβενών, στο ξενοδοχείο «Μηλιώνης», στο κτίριο της Δημοτικής Επιχείρησης Ύδρευσης και Άρδευσης Γρεβενών (Δ.Ε.Υ.Α.Γ.), στο ξενοδοχείο «Αίγλη», στο

γήπεδο καλαθοσφαίρισης Γρεβενών και στο κτίριο του Τεχνολογικού και Εκπαιδευτικού Ιδρύματος (Τ.Ε.Ι.) Γρεβενών όπου δόθηκαν οι κωδικές ονομασίες HOS, HOTM, DEYAG, HOTA, BASK και TEI αντίστοιχα, (Σχήμα 52).



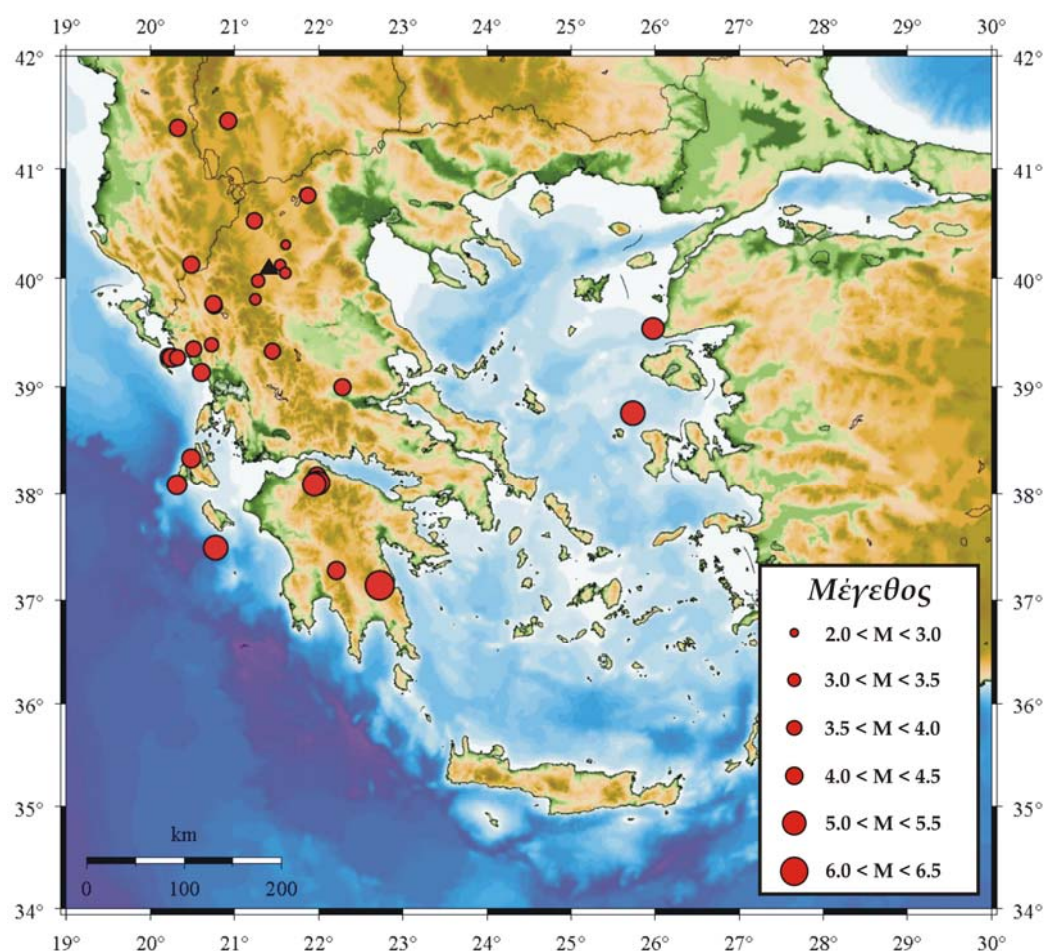
Σχήμα 52: Θέσεις σταθμών καταγραφής σεισμών του προσωρινού τοπικού δικτύου στην περιοχή μελέτης.

Η επιλογή των θέσεων για την τοποθέτηση σταθμών καταγραφής στην ευρύτερη περιοχή της πόλης των Γρεβενών έγινε λαμβάνοντας υπόψη ορισμένα κριτήρια.

Το πρώτο κριτήριο ήταν η κάλυψη όλων των «μικροζωνών» στην περιοχή μελέτης σύμφωνα με τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου *HVSR* εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού (βλέπε Σχήματα 36-38 στις σελίδες 63-64 του 2^{ου} Κεφαλαίου). Έγινε προσπάθεια ώστε να τοποθετηθεί τουλάχιστον ένας σταθμός καταγραφής σε κάθε περιοχή (ζώνη) που παρουσιάζει κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης στη σεισμική εδαφική κίνηση.

Το δεύτερο κριτήριο ήταν η ύπαρξη αποτελεσμάτων της μεθόδου *HVSR* και της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων από μετρήσεις εδαφικού θορύβου σε κοντινές θέσεις από τους σταθμούς καταγραφής, ώστε να δημιουργηθεί η δυνατότητα διασταυρωτού ελέγχου (cross checking).

Τέλος, το τρίτο κριτήριο ήταν ότι η τοποθέτηση τουλάχιστον ενός σταθμού έπρεπε να γίνει σε θέση αναφοράς (reference site), οι καταγραφές του οποίου θα χρησιμοποιηθούν για την εφαρμογή της μεθόδου *SSR*. Όπως αναφέρθηκε η θέση αναφοράς θεωρείται ότι είναι απαλλαγμένη από την επίδραση των τοπικών εδαφικών συνθηκών. Σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης η παραπάνω συνθήκη δεν ικανοποιείται, αφού δεν παρατηρείται παρουσία βράχου στην επιφάνεια ή σε πολύ μικρό βάθος. Επομένως η επιλογή της καταλληλότερης θέσης έγινε με βάση την φασματική καμπύλη *RF* και αναζητήθηκε σε περιοχές με μεγαλύτερο υψόμετρο που δεν καλύπτονται από πολύ πρόσφατα Τεταρτογενή ιζήματα αλλά μόνο από τα Πλειο-Πλειστοκαινικά. Το μεγάλο υψόμετρο (σε σχέση με την τοπογραφία όλης της λεκάνης) έχει το νόημα ότι με τη δράση της διάβρωσης απομακρύνονται επιφανειακά ιζηματογενή υλικά και επομένως αυτές οι θέσεις θα έχουν μικρότερο πάχος ιζημάτων, δηλαδή πιθανά μικρότερη επίδραση τοπικών εδαφικών συνθηκών.



Σχήμα 53: Επίκεντρα σεισμών στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου για τους οποίους υπάρχουν πλήρη στοιχεία των εστιακών παραμέτρων τους (Πίνακας IV). Με μαύρο τρίγωνο σημειώνεται η περιοχή μελέτης.

Η καταγραφή σε όλες τις θέσεις των σταθμών ήταν συνεχόμενη επί εικοσιτετραώρου βάσεως με συχνότητα δειγματοληψίας 100Hz, ενώ η συνολική διάρκεια ήταν 3 μήνες από τις 7 Νοεμβρίου του 2007 έως τις 7 Φεβρουαρίου του 2008. Συνολικά αναγνωρίστηκαν 53 σεισμικές καταγραφές από σεισμούς τοπικής κλίμακας κοντά στην περιοχή μελέτης αλλά και στην ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, καθώς και από μακρινούς σεισμούς με μεγάλη επικεντρική απόσταση. Όλα τα παραπάνω σεισμικά γεγονότα μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών, γιατί η απόσταση και το είδος της πηγής επηρεάζουν ελάχιστα τα αποτελέσματα (Lozano et al., 2008).

Για τους σεισμούς πολύ τοπικής κλίμακας αλλά και για τους μακρινούς δεν υπολογίστηκαν εστιακές παράμετροι (χρόνος γένεσης, συντεταγμένες επικέντρου, εστιακό βάθος, μέγεθος) αλλά μόνο οι χρόνοι άφιξης στους σταθμούς καταγραφής. Αντίθετα, για τους ισχυρούς σεισμούς αλλά και για ορισμένους ασθενής που έγιναν μέσα στο διάστημα καταγραφής, δίνονται πλήρη στοιχεία τα οποία προέρχονται από τα δεδομένα του Σεισμολογικού Σταθμού Θεσ/νίκης του Εργαστηρίου Γεωφυσικής του Αριστοτελείου πανεπιστημίου Θεσ/νίκης. Οι διαθέσιμες πληροφορίες για όλους τους σεισμούς που καταγράφηκαν από το προσωρινό τοπικό δίκτυο στην περιοχή μελέτης παρουσιάζονται στον Πίνακα IV. Στο Σχήμα 53 δίνεται ο χάρτης επικέντρων των σεισμών για την ευρύτερη περιοχή του Αιγαίου, σύμφωνα με τον Πίνακα IV.

Πίνακας IV: Στοιχεία σεισμών που καταγράφηκαν από προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων σε επιλεγμένες θέσεις στην ευρύτερη περιοχή της πόλης των Γρεβενών κατά τη διάρκεια από 7 Νοεμβρίου 2007 έως 7 Φεβρουαρίου 2008.

A/A	Χρόνος Γένεσης (yyymmdd_hhmmss)	Γεωγραφικό Πλάτος (ϕ°)	Γεωγραφικό Μήκος (λ°)	Εστιακό Βάθος (Km)	Μέγεθος	Απόσταση (Km)
1	20071107_211958	-	-	-	-	-
2	20071107_213154	-	-	-	-	-
3	20071107_215426	40.1220 N	21.5410 E	$\pm$ 2.1	2.6	10.5
4	20071109_014305	38.7570 N	25.7357 E	22.7	5.5	399
5	20071109_111655	-	-	-	-	-
6	20071114_020130	41.4258 N	20.9230 E	$\pm$ 1.9	3.8	155
7	20071115_153109	-	-	-	-	-
8	20071117_225645	39.2772 N	20.2158 E	$\pm$ 2.5	3.9	137
9	20071119_011100	-	-	-	-	-
10	20071122_082406	39.7497 N	20.7585 E	$\pm$ 2.5	3.5	68
11	20071123_010616	41.3655 N	20.3248 E	2.6	3.8	170
12	20071125_064407	40.5252 N	21.2367 E	13.2	3.7	51.5

Πίνακας IV: (Συνέχεια)

A/A	Χρόνος Γένεσης (yymmdd_hhmmss)	Γεωγραφικό Πλάτος (φ ⁰)	Γεωγραφικό Μήκος (λ ⁰)	Εστιακό Βάθος (Km)	Μέγεθος	Απόσταση (Km)
13	20071128_021425	39.3470 N	20.5128 E	⁺ / 1.6	3.6	113
14	20071128_075549	39.7670 N	20.7497 E	3	3.8	68
15	20071129_191145	-	-	-	-	> 500
16	20071130_183331	-	-	-	-	-
17	20071201_071535	-	-	-	-	> 500
18	20071201_234835	39.2668 N	20.2547 E	⁺ / 2	4.3	135.5
19	20071202_121854	-	-	-	-	-
20	20071203_002035	37.2790 N	22.2095 E	⁺ / 1.7	4.0	319
21	20071203_135145	38.3327 N	20.4832 E	0.9	4.3	211
22	20071209_031649	-	-	-	-	-
23	20071209_074802	-	-	-	-	> 500
24	20071211_023410	39.3867 N	20.7257 E	1.5	3.1	98
25	20071219_094307	-	-	-	-	> 500
26	20071220_095302	-	-	-	-	> 500
27	20071222_014118	39.8127 N	21.2470 E	⁺ / 2.9	2.6	34
28	20071226_221741	-	-	-	-	> 500
29	20071226_234712	39.5657 N	33.3027 E	26.9	-	> 500
30	20071227_022926	39.2662 N	20.3225 E	1.2	3.7	131
31	20071228_162130	40.0502 N	21.6038 E	1.2	2.6	15.5
32	20071228_211400	39.5388 N	25.9763 E	7.2	-	394
33	20071230_064239	37.4935 N	20.7765 E	10.5	5.4	293
34	20080101_102855	-	-	-	-	-
35	20080102_045443	40.1262 N	20.4873 E	0.1	3.8	80
36	20080106_051420	39.1390 N	22.7260 E	82.1	6.5	350
37	20080108_030548	39.1330 N	20.6235 E	⁺ / 4.0	3.3	126
38	20080109_003121	-	-	-	-	-
39	20080109_025159	40.3087 N	21.6052 E	⁺ / 2.2	2.2	29
40	20080109_083548	-	-	-	-	-
41	20080113_014305	-	-	-	-	-
42	20080114_004314	40.7547 N	21.8698 E	9.3	3.7	83
43	20080116_003310	-	-	-	-	-
44	20080118_225735	39.3275 N	21.4472 E	5.6	3.7	84
45	20080126_022940	38.0828 N	20.3165 E	3.9	4.5	242
46	20080126_225239	38.9963 N	22.2805 E	12.7	3.8	141.5
47	20080131_214230	39.9780 N	21.2772 E	⁺ / 2.8	3.0	17.5
48	20080203_000405	38.1685 N	21.9780 E	⁺ / 1.8	4.1	218
49	20080204_202547	38.1015 N	21.9853 E	0.5	5.5	225
50	20080204_204014	38.1210 N	21.9457 E	11.5	4.0	223
51	20080204_221614	38.0882 N	21.9490 E	4.5	5.2	226
52	20080206_154641	-	-	-	-	-
53	20080208_161112	39.1308 N	20.6070 E	⁺ / 2.0	4.1	127

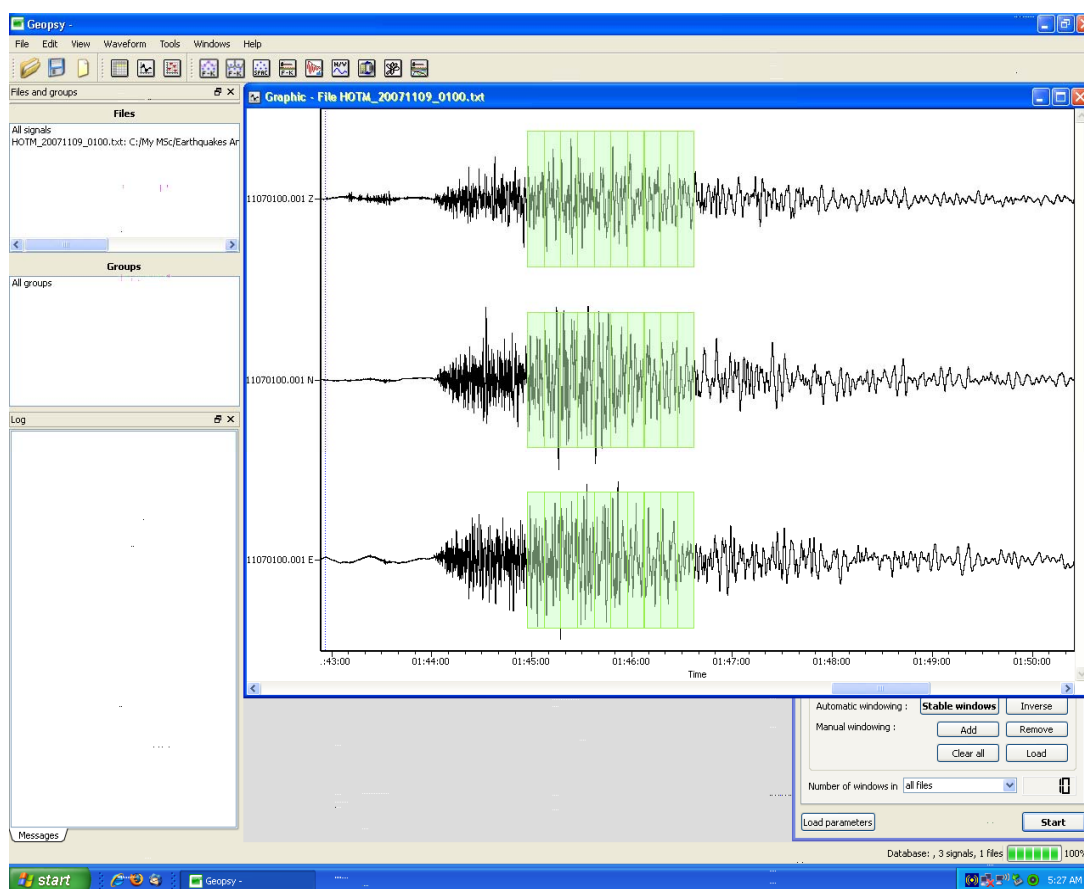
4.4 Επεξεργασία των Σεισμικών Δεδομένων

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων πραγματοποιήθηκε με δύο μεθοδολογίες: τη μέθοδο *RF* (Receiver Function) και τη μέθοδο *SSR* (Standard Spectral Ratio). Το λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε για την επεξεργασία είναι το *Geopsy* του πακέτου *sesarray* (Wathelet, 2005) με το οποίο πραγματοποιήθηκε και η ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου.

Σύμφωνα με τη μέθοδο *RF*, υπολογίζεται ο φασματικός λόγος της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα των εγκαρσίων κυμάτων (S-waves) μίας σεισμικής καταγραφής σε ένα σταθμό. Πρόκειται δηλαδή για μέθοδο παρόμοια με τη μέθοδο *HVSR*, με τη διαφορά ότι τα δεδομένα δεν είναι εδαφικός θόρυβος. Η όλη διαδικασία ανάλυσης και επεξεργασίας σεισμικών καταγραφών είναι ακριβώς η ίδια με αυτή των καταγραφών εδαφικού θορύβου και περιγράφεται αναλυτικά στο υποκεφάλαιο 2.3. Η μοναδική διαφορά εντοπίζεται στα επιλεγόμενα παράθυρα του σήματος. Η διάρκεια της σεισμικής καταγραφής μεταβάλλεται μεταξύ των διάφορων σεισμών, οπότε το μήκος (το χρονικό διάστημα) των παραθύρων μεταβαλλόταν ανάλογα από 5 δευτερόλεπτα στους μικρού μεγέθους τοπικούς σεισμούς, έως 25 δευτερόλεπτα στις καταγραφές μεγάλης διάρκειας (> 6min) των ισχυρών και μακρινών σεισμών. Ένα παράδειγμα σεισμικής καταγραφής και επιλογής παραθύρων με το λογισμικό πρόγραμμα *Geopsy* παρουσιάζεται στο Σχήμα 54.

Η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με τη μέθοδο *SSR* απαιτεί κάποιες τροποποιήσεις στα αρχεία εισόδου του προγράμματος *Geopsy*. Η μέθοδος *SSR* χρησιμοποιεί τους φασματικούς λόγους των οριζόντιων συνιστωσών από μία σεισμική καταγραφή σε διαφορετικούς σταθμούς και όχι στον ίδιο. Αρκούν επομένως δύο συνιστώσες για την επεξεργασία με τη μέθοδο *SSR*. Το πρόβλημα που εμφανίζεται είναι ότι για να υπολογιστούν φασματικοί λόγοι στο πρόγραμμα *Geopsy* πρέπει στα αρχεία εισόδου να περιέχονται δεδομένα για τρεις συνιστώσες και όχι για δύο. Οπότε, η τροποποίηση που πραγματοποιείται στα αρχεία εισόδου του προγράμματος είναι η «επανάληψη» της μίας συνιστώσας (οποιασδήποτε) η οποία θεωρείται από το πρόγραμμα ως η τρίτη συνιστώσα. Η υπόλοιπη διαδικασία επεξεργασίας των δεδομένων (επιλογή παραθύρων του σήματος, παράμετροι φασματικής ανάλυσης, κτλ) είναι όμοια με αυτή της μεθόδου *RF*. Για κάθε ένα ζεύγος σταθμού αναφοράς - σταθμού θέσης υπολογίστηκαν δύο φασματικοί λόγοι, ένας για τις αντίστοιχες συνιστώσες Βορρά - Νότου (NS) και ένας για τις αντίστοιχες

συνιστώσες Ανατολής - Δύσης (EW). Η σύγκριση των παραπάνω φασματικών λόγων οδηγεί σε συμπεράσματα που αφορούν στην ύπαρξη δισδιάστατων (ή/και τρισδιάστατων) υπεδάφινων δομών, οι οποίες επηρεάζουν διαφορετικά τη σεισμική απόκριση της θέσης στις δύο διευθύνσεις. Σημειώνεται ότι για κάθε σεισμική καταγραφή, δηλαδή για κάθε σεισμό, υπολογίστηκε ο φασματικός λόγος του σήματος προς το θόρυβο. Η επιλογή θορύβου έγινε από το τμήμα της καταγραφής πριν την είσοδο των επιμήκων κυμάτων (P-waves). Όταν ο φασματικός λόγος του σήματος προς τον θόρυβο είναι μεγαλύτερος ή ίσος του τρία, τότε η καταγραφή θεωρείται ότι μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα αν η επεξεργασία γίνει με τη μέθοδο SSR.



Σχήμα 54: Παράδειγμα σεισμικής καταγραφής και επιλογής παραθύρων για την επεξεργασία με τη μέθοδο RF με τη χρήση του λογισμικού Geopsy του πακέτου sesarray. Το σύνολο των παραθύρων είναι 10 και το μήκος τους είναι 10sec, ενώ η επιλογή τους έγινε ξεκινώντας από τη θέση εισόδου των εγκαρσίων κυμάτων της σεισμικής καταγραφής.

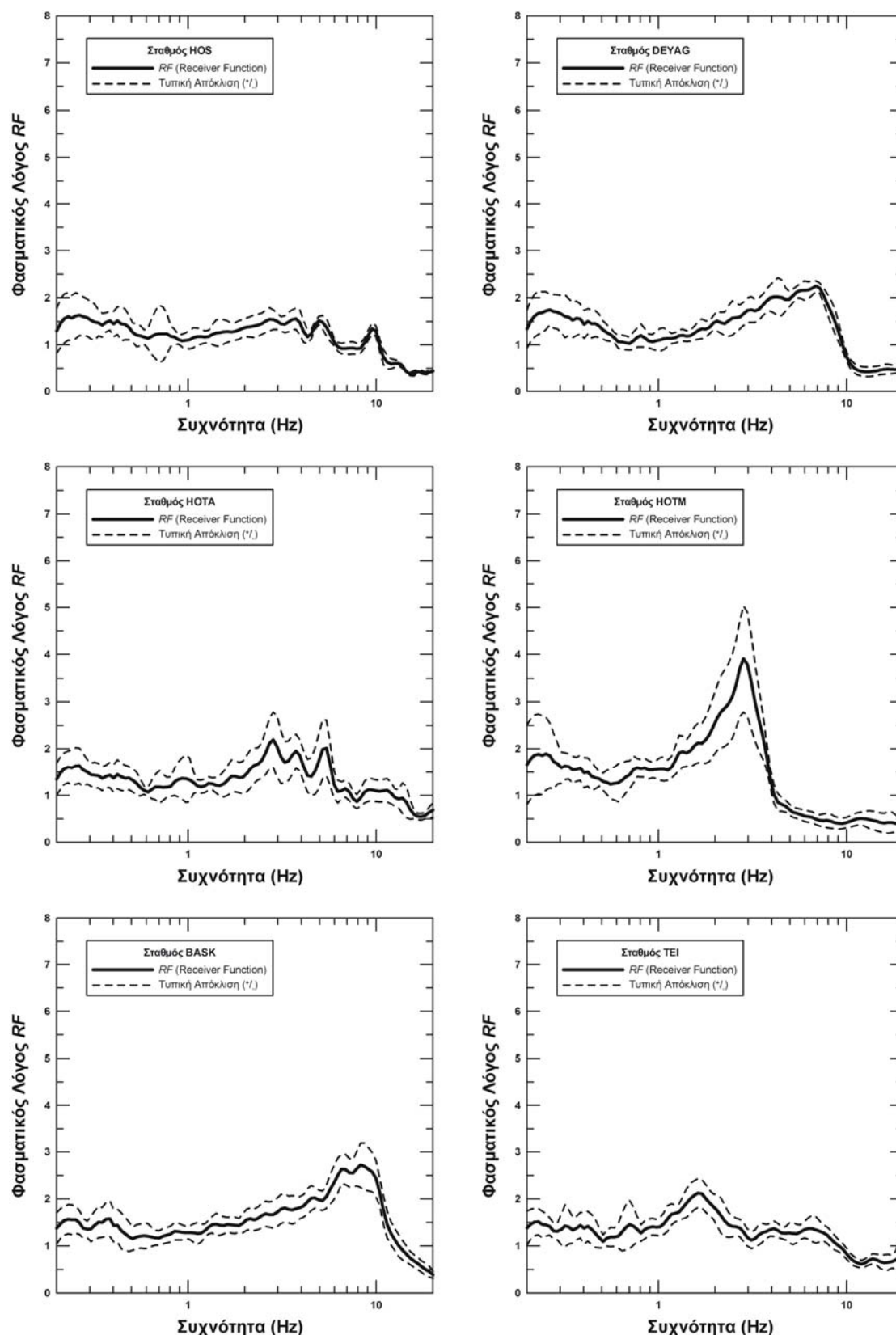
Η επεξεργασία σεισμικών δεδομένων με τη μέθοδο SSR για κάθε ζεύγος σταθμού αναφοράς - σταθμού θέσης, έγινε με χρήση καταγραφών οι οποίες συλλέχθηκαν από δύο σεισμόμετρα με διαφορετική απόκριση στην εδαφική κίνηση. Επομένως, ήταν απαραίτητη η μετατροπή των μονάδων πλάτους των καταγραφών

από μονάδες σεισμομέτρου (counts) σε μία κοινή βάση (π.χ. σε cm/sec^2), ώστε τα αποτελέσματα της μεθόδου *SSR* να αντιπροσωπεύουν την απόκριση της υπεδάφιας δομής στη σεισμική κίνηση. Η παραπάνω μετατροπή δε χρειάζεται για την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με τη μέθοδο *RF*, γιατί σε αυτή την περίπτωση η καταγραφή γίνεται από το ίδιο σεισμόμετρο.

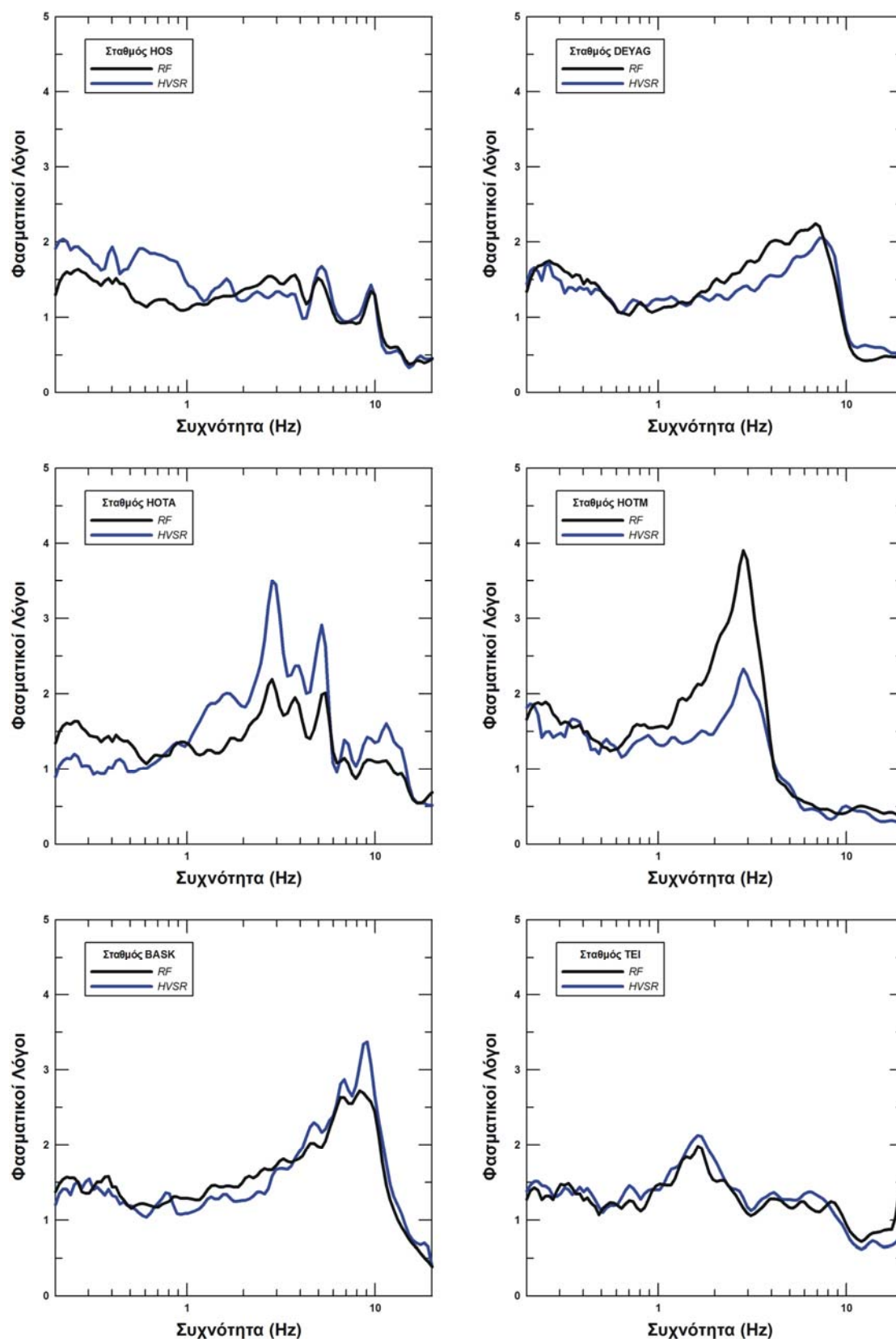
4.5 Αποτελέσματα

Τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των διαθέσιμων σεισμικών δεδομένων με τη μέθοδο *RF* για την περιοχή μελέτης, παρουσιάζονται στο *Σχήμα 55*. Για κάθε θέση σταθμού υπολογίστηκαν 53 φασματικοί λόγοι από ισάριθμες σεισμικές καταγραφές. Οι φασματικές καμπύλες (μαζί με την αντίστοιχη τυπική απόκλιση) που παρουσιάζονται στο *Σχήμα 55*, αντιπροσωπεύουν τον αριθμητικό μέσο όρο αυτών. Η μοναδική θέση σταθμού στην οποία δεν παρατηρείται ενίσχυση της εδαφικής κίνησης είναι η θέση HOS (βλέπε και *Σχήμα 52* για τις θέσεις των σταθμών). Η φασματική καμπύλη εμφανίζεται σχεδόν επίπεδη (δηλαδή σταθερή *συνάρτηση μεταφοράς*), με τιμή που κυμαίνεται μεταξύ 1 και 1.5, οπότε ο συγκεκριμένος σταθμός χρησιμοποιήθηκε σαν σταθμός αναφοράς για τη μέθοδο *SSR*. Στις υπόλοιπες θέσεις σταθμών οι φασματικές καμπύλες *RF* παρουσιάζουν ένα καθαρό μέγιστο, το οποίο προσδιορίζει ενίσχυση της εδαφικής κίνησης σε κάποια συχνότητα. Εξαιρέση αποτελεί ο σταθμός HOTA, όπου εμφανίζονται δύο τοπικά μέγιστα σε συχνότητες περίπου στα 3 και 5Hz με πλάτη 2.5 και 2 αντίστοιχα. Αναλυτικά, στη θέση DEYAG η ενίσχυση της σεισμικής εδαφικής κίνησης εντοπίζεται περίπου στα 7 Hz με πλάτος 2.5, στη θέση HOTM στα 3Hz με πλάτος 4, στη θέση BASK στα 9Hz με πλάτος περίπου ίσο με 3 και στη θέση TEI στο 1.5Hz με πλάτος λίγο μεγαλύτερο του 2.

Αξίζει να σημειωθεί ότι τα αποτελέσματα της μεθόδου *RF* συμφωνούν εξαιρετικά με τη διαίρεση της περιοχής σε μικροζώνες, η οποία πραγματοποιήθηκε με δεδομένα εδαφικού θορύβου (*Σχήματα 36-37* στη σελίδα 63-64 του 2^{ου} Κεφαλαίου). Οι τιμές της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας και του αντίστοιχου πλάτους ενίσχυσης σε κάθε θέση, είναι μέσα στα όρια τιμών που «προβλέπονται» από κάθε μικροζώνη. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου *RF* από σεισμικές καταγραφές με τη μέθοδο *HVSR* εδαφικού θορύβου παρουσιάζεται στο *Σχήμα 56*. Παρατηρούμε ότι οι φασματικές καμπύλες *RF* και *HVSR* βρίσκονται σε εξαιρετική συμφωνία, με όμοια μορφή σε όλες τις θέσεις.



Σχήμα 55: Αποτελέσματα της μεθόδου RF για όλους τους σταθμούς καταγραφής στην περιοχή μελέτης. Οι φασματικές καμπύλες που παρουσιάζονται για κάθε θέση αντιπροσωπεύουν τον αριθμητικό μέσο όρο των καμπύλων που προέκυψαν από την ανάλυση όλων των σεισμικών καταγραφών.

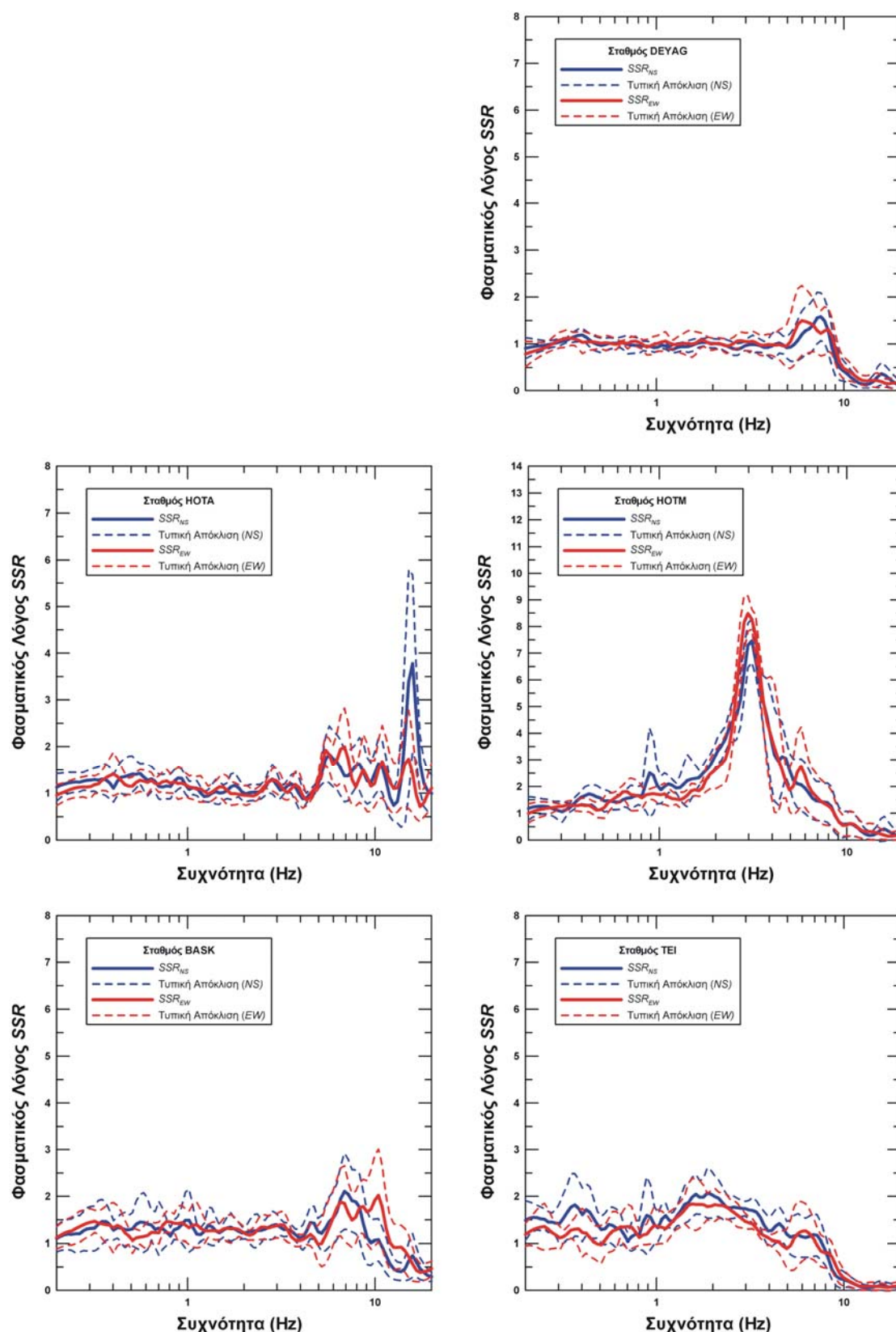


Σχήμα 56: Σύγκριση των φασματικών καμπύλων RF (μαύρη καμπύλη) του Σχήματος 55 και HVSR (μπλε καμπύλη) εδαφικού θορύβου για τις όλες τις θέσεις των σταθμών καταγραφής στην περιοχή μελέτης.

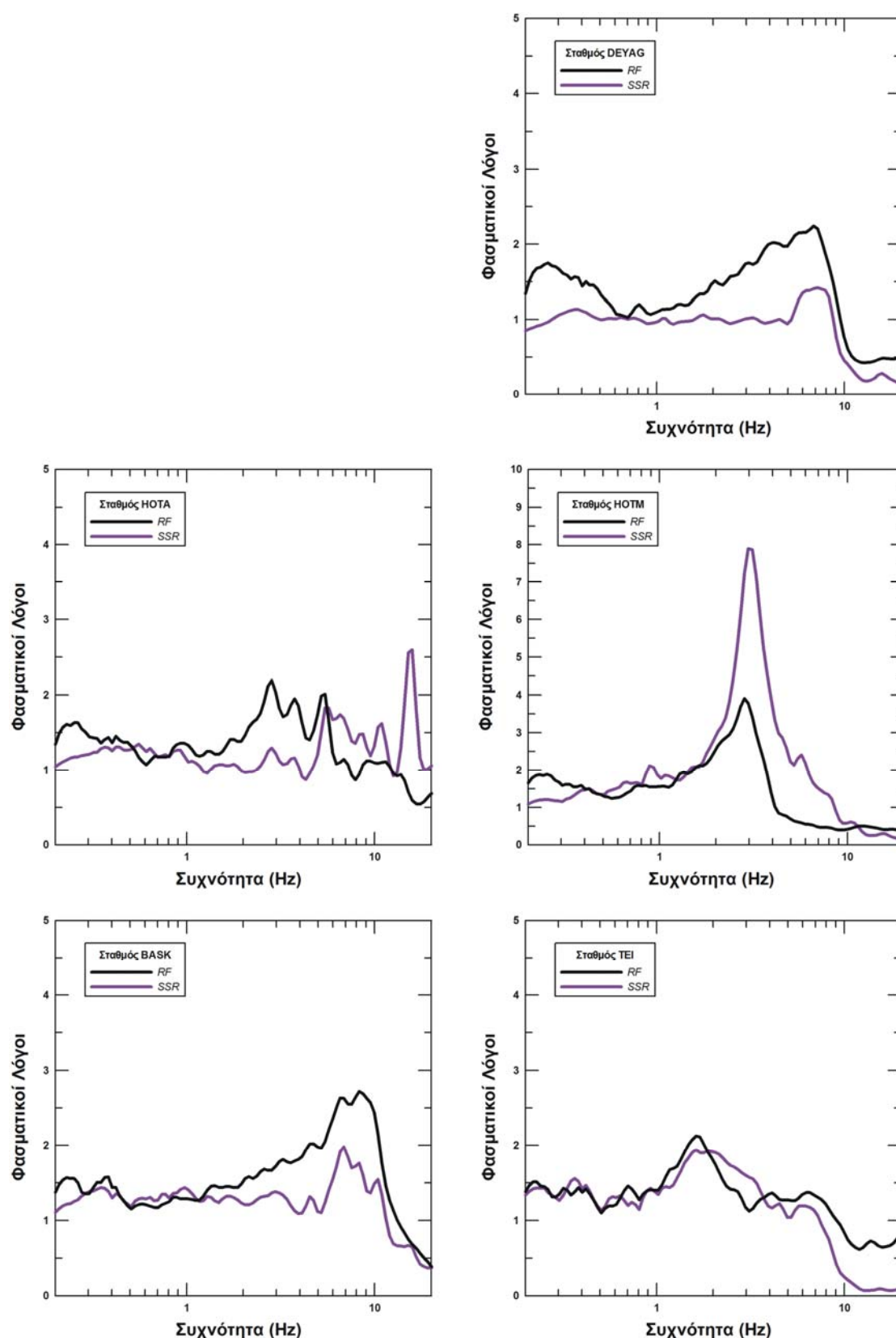
Οι μόνες διαφορές που εντοπίζονται αφορούν τα πλάτη των φασματικών λόγων στις θέσεις HOTA και HOTM. Στη θέση HOTA τα πλάτη των δύο εμφανιζόμενων τοπικών μέγιστων στην καμπύλη *HVSR* είναι περίπου 3.5 (στα 3Hz) και 3 (στα 5Hz), ενώ οι αντίστοιχες τιμές των πλατών στην καμπύλη *RF* είναι περίπου 2.3 και 2. Στη θέση HOTM το πλάτος της καμπύλης *HVSR* είναι μικρότερο της καμπύλης *RF* και είναι περίπου 2.5 και 4 (στα 3Hz) αντίστοιχα. Στις υπόλοιπες θέσεις η διαφορά του πλάτους στα εμφανιζόμενα τοπικά μέγιστα δεν υπερβαίνει το 0.5.

Τα αποτελέσματα της μεθόδου *SSR* παρουσιάζονται στο Σχήμα 57. Και σε αυτή την περίπτωση οι φασματικές καμπύλες που παρουσιάζονται αντιπροσωπεύουν τον αριθμητικό μέσο όρο όλων των καμπύλων που προέκυψαν από την ανάλυση όλων των διαθέσιμων σεισμικών καταγραφών. Με μπλε χρώμα αντιστοιχούν οι καμπύλες των φασματικών λόγων της συνιστώσας NS, ενώ με κόκκινο της συνιστώσας EW. Παρατηρούμε πολύ καλή συμφωνία μεταξύ των φασματικών λόγων των δύο οριζόντιων συνιστωσών, επομένως υπάρχει μία πρώτη ένδειξη ότι τα αποτελέσματα δεν επηρεάζονται από δισδιάστατες (ή τρισδιάστατες) υπεδάφειες δομές.

Στο Σχήμα 58 παρουσιάζεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων των μεθόδων *RF* και *SSR*. Οι καμπύλες *SSR* αποτελούν τον αριθμητικό μέσο όρο των καμπύλων του Σχήματος 57 για τις δύο συνιστώσες, σε κάθε θέση. Σε όλες τις θέσεις οι φασματικές καμπύλες συμφωνούν ως προς τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0), αλλά όχι ως προς το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης (A_0). Συγκεκριμένα, στη θέση DEYAG η f_0 έχει τιμή κοντά στα 7Hz με A_0 περίπου 2.5 και 1.5 για την καμπύλη *RF* και *SSR* αντίστοιχα. Ενδιαφέρον παρουσιάζει η περίπτωση της θέσης HOTA όπου το διπλό μέγιστο στην καμπύλη *RF* σε συχνότητες περίπου στα 3 και 5.5Hz, γίνεται μονό στην καμπύλη *SSR* με σύμπτωση στο δεύτερο εμφανιζόμενο μέγιστο (5.5Hz). Τα πλάτη ενίσχυσης και στις δύο καμπύλες έχουν τιμή περίπου ίση με 2. Το τοπικό μέγιστο στις υψηλές συχνότητες (17Hz) που εμφανίζεται στην καμπύλη *SSR* είναι πολύ πιθανό να οφείλεται στη θέση εγκατάστασης του οργάνου καταγραφής και όχι στην απόκριση της υπεδάφειας δομής. Στη θέση HOTM η φασματική καμπύλη *SSR* εμφανίζει διπλάσιο πλάτος ενίσχυσης (κοντά στο 8) σε σχέση με την καμπύλη *RF* (κοντά στο 4), ενώ η τιμή της f_0 είναι ίδια και στις δύο καμπύλες (3Hz). Στη θέση BASK η τιμή της f_0 είναι περίπου 9Hz και 7Hz με A_0 3 και 2 για τις καμπύλες *RF* και *SSR* αντίστοιχα. Σε αυτή τη θέση το A_0 είναι μεγαλύτερο για την καμπύλη *RF* σε σχέση με την καμπύλη *SSR*. Τέλος, στη θέση TEI οι φασματικές καμπύλες έχουν παρόμοια μορφή με τιμές f_0 και A_0 στα 2Hz και 2 αντίστοιχα.



Σχήμα 57: Αποτελέσματα της μεθόδου SSR για όλους τους σταθμούς καταγραφής στην περιοχή μελέτης. Σαν σταθμός αναφοράς θεωρήθηκε ο HOS σύμφωνα με τα αποτελέσματα της μεθόδου RF. Οι μπλε καμπύλες αναφέρονται στους φασματικούς λόγους της συνιστώσας NS, ενώ οι κόκκινες στην EW και αποτελούν τον αριθμητικό μέσο όρο όλων των καμπύλων SSR που προέκυψαν από την επεξεργασία των διαθέσιμων σεισμικών καταγραφών.



Σχήμα 58: Σύγκριση των φασματικών καμπύλων RF (μαύρη καμπύλη) του Σχήματος 55 και SSR (μωβ καμπύλη) για τις όλες τις θέσεις των σταθμών καταγραφής στην περιοχή μελέτης, εκτός από τη θέση του σταθμού HOS ο οποίος είναι σταθμός αναφοράς για τη μέθοδο SSR. Οι καμπύλες SSR αντιπροσωπεύουν τον αριθμητικό μέσο όρο των καμπύλων NS και EW του Σχήματος 57.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

Αριθμητική Προσομοίωση Εδαφικού Θορύβου

5.1 Εισαγωγή – Συνθετικές Καταγραφές Εδαφικού Θορύβου

Η αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με την παραγωγή θεωρητικών (ή συνθετικών) καταγραφών μπορεί να συμβάλλει στην εκτίμηση της υπεδάφιας δομής σε μία περιοχή και κατ' επέκταση στην καλύτερη ερμηνεία των αποτελεσμάτων που προκύπτουν από την εφαρμογή μεθόδων που βασίζονται στη μέτρηση και ανάλυση εδαφικού θορύβου (όπως είναι η μέθοδος *HVSR* και η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων).

Όταν τα γεωφυσικά ή/και τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά των γεωλογικών σχηματισμών της υπεδάφιας δομής σε μία περιοχή είναι γνωστά, τότε είναι εφικτή η εκτίμηση της απόκρισης των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών στην εδαφική κίνηση με τη δημιουργία συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου. Κάθε συνθετική καταγραφή που υπολογίζεται στη θέση ενός δέκτη αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο μοντέλο υπεδάφιας δομής, καθώς και σε ένα συγκεκριμένο σύνολο πηγών εδαφικού θορύβου. Η ανάλυση των συνθετικών καταγραφών με τη μέθοδο *HVSR* παρέχει τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) και το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης για τη θεωρητική δομή που χρησιμοποιήθηκε, ανεξάρτητα

από τις θέσεις και το είδος των πηγών εδαφικού θορύβου. Όσο περισσότερο η θεωρητική δομή προσεγγίζει την πραγματική υπεδάφια δομή, τόσο περισσότερο η συνθετική καμπύλη *HVSR* θα συμπίπτει με την πειραματική. Επομένως, η σύγκριση μεταξύ των συνθετικών και πειραματικών καμπύλων *HVSR* μπορεί να οδηγήσει στην καλύτερη τεκμηρίωση της υπεδάφιας γεωφυσικής δομής.

Για τη δημιουργία συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου, θεωρούμε ότι η εδαφική κίνηση είναι ένας συνδυασμός τριών παραγόντων: της πηγής, της υπεδάφιας δομής μέσα στην οποία διαδίδονται τα κύματα και του σεισμομέτρου ([Stein & Wyssession, 2003](#)). Επομένως μία καταγραφή, $u_{(t)}$, μπορεί να απεικονισθεί σαν συνέλιξη των χρονοσειρών που αντιπροσωπεύει ο κάθε παράγοντας:

$$u_{(t)} = S_{(t)} * G_{(t)} * I_{(t)} \quad (11)$$

όπου $S_{(t)}$ είναι η συνάρτηση της πηγής, $G_{(t)}$ αντιπροσωπεύει την επίδραση της υπεδάφιας δομής και $I_{(t)}$ περιγράφει την απόκριση του σεισμομέτρου. Συνήθως ο παράγοντας $G_{(t)}$ αναλύεται με τους όρους των συναρτήσεων Green. Η συνάρτηση Green περιγράφει το σήμα που θα έφτανε στη θέση ενός σεισμομέτρου αν η χρονική συνάρτηση πηγής ήταν τύπου δέλτα (delta function). Συνεπώς η διαδικασία δημιουργίας συνθετικής καταγραφής βασίζεται στην προσομοίωση αυτών των παραγόντων, ξεκινώντας από την συνάρτηση της πηγής και υπολογίζοντας την απόκριση των επιφανειακών εδαφικών σχηματισμών μέσω των συναρτήσεων Green. Η απόκριση του σεισμομέτρου είναι γνωστή από τον κατασκευαστή του οργάνου.

Στην παρούσα διατριβή η μοντελοποίηση των πηγών εδαφικού θορύβου έγινε με τη χρήση του κώδικα RANSOURCE ([Moczo & Kristek, 2002](#)) ενώ οι συναρτήσεις Green υπολογίστηκαν από τον κώδικα που προτάθηκε από τον [Hisada \(1994, 1995\)](#).

Ο αλγόριθμος που εφαρμόζεται στο πρόγραμμα RANSOURCE δημιουργεί τυχαίες σημειακές πηγές εδαφικού θορύβου, κανονικής χωρικής και χρονικής κατανομής μέσα σε ένα συγκεκριμένο όγκο. Η χωρική κατανομή των πηγών ελέγχεται από την καθορισμένη ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο γειτονικών σημειακών πηγών καθώς και από την ελάχιστη και την μέγιστη απόσταση μεταξύ μίας πηγής και ενός δέκτη. Η χρονική κατανομή των πηγών ελέγχεται από την καθορισμένη ελάχιστη και μέγιστη τιμή των σημειακών πηγών που ενεργούν την ίδια στιγμή. Κάθε πηγή που δημιουργείται από το πρόγραμμα έχει διάφορα

χαρακτηριστικά όπως τη θέση της στο χώρο (x, y, z), τη διεύθυνση και το πλάτος του διανύσματος της δύναμης που δρα και τη χρονική συνάρτηση της πηγής. Η χρονική συνάρτηση της πηγής είναι είτε σήμα τύπου δέλτα (delta-like) είτε ψευδο-μονοχρωματικού (pseudo-monochromatic) τύπου, με τυχαία επιλογή της διάρκειας και της δεσπόζουσας περιόδου.

Η μέθοδος του Hisada εφαρμόζεται για τον υπολογισμό των συναρτήσεων Green σε ετερογενή ιξωδοελαστική (viscoelastic) δομή, αποτελούμενη από οριζόντια στρώματα, τα οποία επικάθονται πάνω σε ημιχώρο (υπόβαθρο) με πηγές και δέκτες σε κοντινά βάθη. Η ελεύθερη επιφάνεια της δομής θεωρείται επίπεδη, χωρίς τοπογραφικές ανωμαλίες. Οι φυσικές ιδιότητες της δομής θεωρούνται ότι μεταβάλλονται μόνο με το βάθος, επομένως η προσομοίωση είναι μονοδιάστατη (1D). Οι συναρτήσεις Green και κατ' επέκταση οι συνθετικές καταγραφές, υπολογίζονται για κάθε ζεύγος πηγής και δέκτη. Άρα, η ολική εδαφική κίνηση (ολική συνθετική καταγραφή) στη θέση ενός δέκτη προκύπτει από την άθροιση των συνθετικών καταγραφών που παράγονται από όλες τις πηγές.

Το σύνολο των πηγών εδαφικού θορύβου που χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών, ήταν κοινό για κάθε επιλεγμένη θέση αριθμητικής προσομοίωσης. Οι πηγές εδαφικού θορύβου περικλείονται μέσα στον χώρο που καταλαμβάνει παραλληλεπίπεδο σχήμα με διαστάσεις $1\text{km} \times 1\text{km}$ και βάθος 10m . Η μία μεγάλη βάση του παραπάνω σχήματος θεωρείται η ελεύθερη επιφάνεια (το βάθος έχει τιμή ίση με το μηδέν), στο κέντρο της οποίας τοποθετήθηκε ο δέκτης. Η ελάχιστη απόσταση μεταξύ των πηγών ορίστηκε στα 5m , ενώ η ελάχιστη και μέγιστη απόσταση πηγών και δέκτη ορίστηκε στα 5m και 1km αντίστοιχα. Ο συνολικός αριθμός των πηγών σύμφωνα με τις συγκεκριμένες παραμέτρους χωρικής κατανομής ήταν 549, με συμμετοχή σε ίδιο ποσοστό (50%) πηγών τύπου δέλτα και ψευδο-μονοχρωματικού τύπου. Ο ελάχιστος και μέγιστος αριθμός πηγών που ενεργούν την ίδια χρονική στιγμή ήταν ένας και πέντε αντίστοιχα, με συνολική διάρκεια δράσης 50sec . Επομένως, η εφαρμογή του κώδικα του Hisada στο παραπάνω μοντέλο πηγών, παράγει για κάθε δέκτη (ολική) συνθετική καταγραφή εδαφικού θορύβου διάρκειας 50sec . Η αύξηση της διάρκειας καταγραφής επιτυγχάνεται με συνέλιξη των χρονικών συναρτήσεων κάθε πηγής εδαφικού θορύβου. Η συνέλιξη εφαρμόστηκε 5 φορές, με αποτέλεσμα η (ολική) συνθετική καταγραφή σε κάθε δέκτη να πενταπλασιάζεται και να γίνεται περίπου 4min .

Αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε σε όσες θέσεις γεωτρήσεων υπήρχε κοντινή μέτρηση εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού και στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Σχήμα 43 στη σελίδα 75 του 3^{ου} Κεφαλαίου). Συγκεκριμένα, οι θέσεις γεωτρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν ήταν οι D1, D2, D3, D4, D5, D9, D10, G4, G6, G7, G8 του Σχήματος 6 (σελίδα 25, Κεφάλαιο 1^ο). Η γεώτρηση G3, αν και βρίσκεται πολύ κοντά στη γεώτρηση G4, δε χρησιμοποιήθηκε γιατί σύμφωνα με τα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως εμφανίζεται ένας μαλακότερος σχηματισμός στη στρωματογραφία του υπεδάφους. Σε τέτοιες δομές, η κατανομή ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων δεν είναι κανονική (δεν αυξάνεται με το βάθος) και ο κώδικας του Hisada δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της απόκρισης στην εδαφική κίνηση. Επιπλέον, σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά, γεωτεχνικά και γεωφυσικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, χρησιμοποιήθηκε ένα γενικό μοντέλο δομής, βάση του οποίου υπολογίστηκαν συνθετικές καταγραφές εδαφικού θορύβου.

Όλα τα μοντέλα δομής που χρησιμοποιήθηκαν για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου για κάθε επιλεγμένη θέση δέκτη στην περιοχή μελέτης, περιγράφονται αναλυτικά στο επόμενο υποκεφάλαιο 5.2, ενώ η σύγκριση των συνθετικών και πειραματικών καμπύλων *HVSR* παρουσιάζεται στο υποκεφάλαιο 5.3.

5.2 Μοντέλα δομής

Για τον υπολογισμό συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου στις επιλεγμένες θέσεις, είναι απαραίτητος ο ορισμός του θεωρητικού μοντέλου δομής για το οποίο θα υπολογιστούν οι συναρτήσεις Green. Κάθε θεωρητικό μοντέλο δομής ορίζεται από τον αριθμό και τα πάχη (σε m) των στρωμάτων που αποτελείται, καθώς και από παραμέτρους όπως είναι η πυκνότητα (σε gr/m^3), οι ταχύτητες των σεισμικών επιμήκων και εγκαρσίων κυμάτων (σε m/sec) και οι παράγοντες ποιότητας (Quality factors, Q_p και Q_s) για κάθε στρώμα και για τον ημιχώρο (υπόβαθρο).

Οι παράγοντες ποιότητας, Q_p και Q_s ορίζονται σύμφωνα με το γεωλογικό σχηματισμό και τις ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων. Για τα επιφανειακότερα Τεταρτογενή ιζήματα αργιλικής κυρίως σύστασης, οι τιμές των παραμέτρων Q_p και Q_s συνήθως κυμαίνονται μεταξύ 20-50 και 10-15 αντίστοιχα. Για τον αμέσως υποκείμενο Πλειο-Πλειστοκαινικό αμμοχαλικώδη σχηματισμό οι τιμές της

παραμέτρου Q_p κυμαίνονται μεταξύ 60-90 και για την Q_s μεταξύ 30-50. Για τους σχηματισμούς του υποβάθρου η τιμή Q_p ορίστηκε ίση με 300 και το Q_s ίσο με 100.

Οι διαθέσιμες γεωτεχνικές πληροφορίες για την περιοχή μελέτης αφορούν το είδος των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους, την πυκνότητα του κάθε στρώματος και δεδομένα από την πρότυπη δοκιμή διεισδύσεως (S.P.T.). Ο αριθμός των κρούσεων (N_{SPT}) της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως σε συνάρτηση με το βάθος, χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V_s) σύμφωνα με τις σχέσεις που προτάθηκαν από τον [Καλτεζιώτη και συνεργάτες \(1992\)](#) και [Athanasopoulos \(1992\)](#) για τα ελληνικά εδάφη.

Οι σχέσεις συσχέτισης μεταξύ V_s - N_{SPT} σύμφωνα με τον [Καλτεζιώτη και συνεργάτες \(1992\)](#) για συνεκτικά και μη συνεκτικά εδάφη είναι αντίστοιχα:

$$V_s = 76.55 \cdot N_{SPT}^{0.445} \quad (r = 0.89, nb = 182) \quad (12)$$

$$V_s = 49.1 \cdot N_{SPT}^{0.502} \quad (r = 0.74, nb = 86) \quad (13)$$

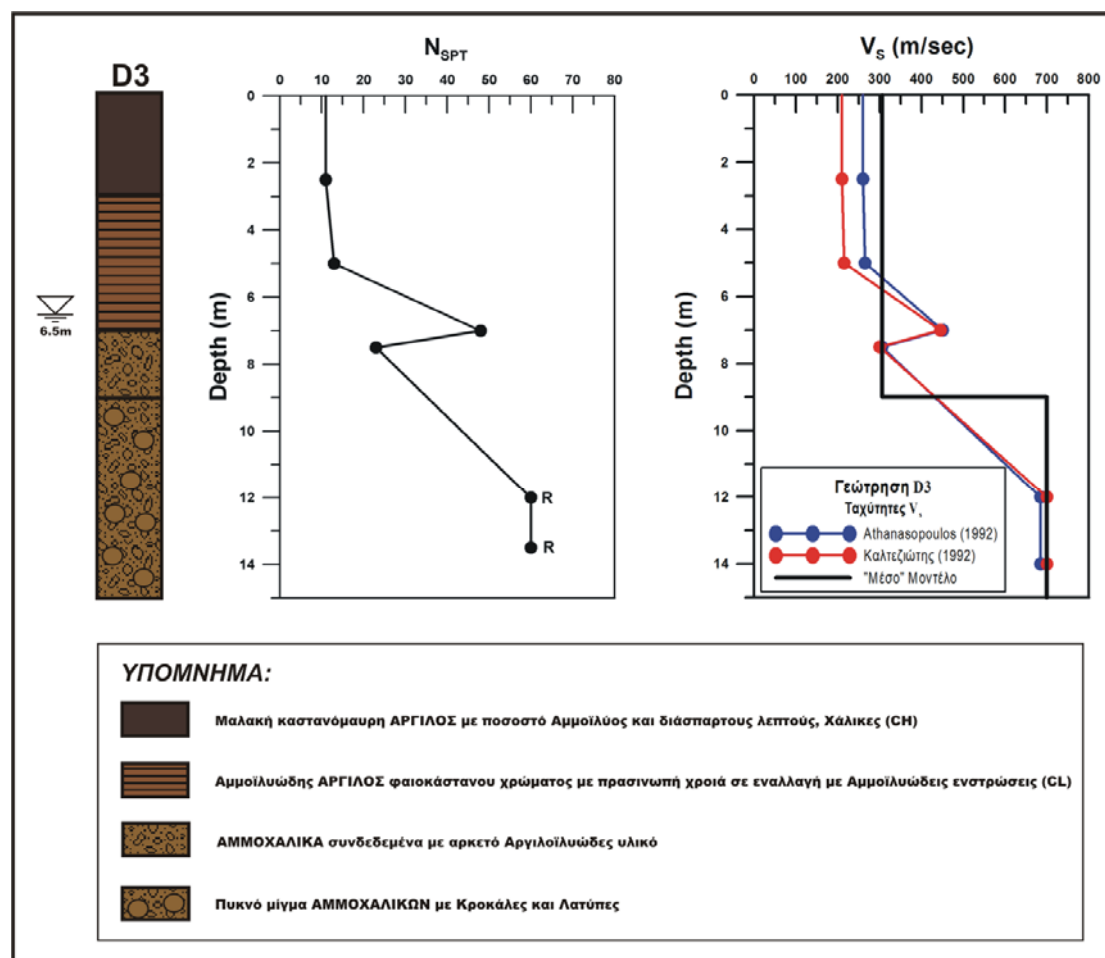
όπου r είναι ο συντελεστής συσχέτισης, nb είναι ο αριθμός των μετρήσεων που χρησιμοποιήθηκαν, ενώ οι μονάδες του V_s είναι σε m/sec.

Σύμφωνα με τον [Athanasopoulos \(1992\)](#) η συσχέτιση V_s - N_{SPT} είναι διαφορετική για εδάφη που δεν αποτελούνται από χαλικώδεις σχηματισμούς (non-gravelly soils) και για εδάφη με χαλικώδεις σχηματισμούς (gravelly soils) και δίνεται αντίστοιχα από τις σχέσεις:

$$V_s = 121.7 \cdot N_{SPT}^{0.33} \quad (r = 0.77) \quad (14)$$

$$V_s = 85.3 \cdot N_{SPT}^{0.42} \quad (r = 0.68) \quad (15)$$

Οι Σχέσεις (14) και (15) είναι μεγαλύτερες από αυτές που υπολογίζονται από τις (12) και (13) σε ποσοστό 8.2% κατά μέσο όρο ([Athanasopoulos, 1992](#)). Στο Σχήμα 59 παρουσιάζεται ένα τυπικό παράδειγμα δεδομένων από γεώτρηση, όπου διακρίνεται η υπεδάφια δομή, ο υδροφόρος ορίζοντας, τα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως, η μετατροπή τους σύμφωνα με τις Σχέσεις (12) - (15) και το μέσο μοντέλο ταχυτήτων που χρησιμοποιήθηκε για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου.



Σχήμα 59: Παράδειγμα γεωτεχνικών δεδομένων από γεώτρηση στην περιοχή μελέτης. Στη στρωματογραφική στήλη (αριστερό μέρος) διακρίνονται οι γεωλογικοί σχηματισμοί του υπεδάφους, καθώς και το βάθος του υδροφόρου ορίζοντα. Επίσης παρουσιάζονται τα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (κεντρικό μέρος του Σχήματος) και η μετατροπή τους σε ταχύτητες εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (δεξί μέρος) σύμφωνα με τις Σχέσεις (12) - (13) (κόκκινη καμπύλη) και (14) - (15) (μπλε καμπύλη). Η μαύρη καμπύλη στο διάγραμμα κατανομής ταχυτήτων αντιπροσωπεύει το μέσο μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου.

Ο υπολογισμός της κατανομής της ταχύτητας των επιμήκων σεισμικών κυμάτων σε όλες τις θέσεις των γεωτρήσεων, πραγματοποιήθηκε με τη χρήση της εμπειρικής σχέσης $V_s \approx 0.6 \cdot V_p$ που συνδέει την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με αυτή των επιμήκων.

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων μπορούν να χρησιμοποιηθούν άμεσα για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου. Τα μοντέλα δομής για κάθε θέση εφαρμογής της τεχνικής παρουσιάζονται στους Πίνακες V-VIII. Σε όλα τα θεωρητικά μοντέλα ο σχηματισμός του υποβάθρου (ημιχώρου) αντιπροσωπεύεται από τα Πλειο-Πλειστοκαινικά ιζήματα της περιοχής.

Πίνακας V: Παράμετροι του θεωρητικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου στη θέση του δικτύου DEYAG.

Στρώματα	Πάχος (m)	Ποκνότητα (gr/m ³)	V_p (m/sec)	V_s (m/sec)	Q_p	Q_s
H1	3.5	1850	259	164	30	10
H2	3.5	1900	395	272	45	15
Ημιχώρος	-	2100	2300	1184	80	30

Πίνακας VI: Παράμετροι του θεωρητικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου στη θέση του δικτύου GPD.

Στρώματα	Πάχος (m)	Ποκνότητα (gr/m ³)	V_p (m/sec)	V_s (m/sec)	Q_p	Q_s
H1	12	1900	831	531	50	20
Ημιχώρος	-	2100	2465	1743	100	50

Πίνακας VII: Παράμετροι του θεωρητικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου στη θέση του δικτύου PLT.

Στρώματα	Πάχος (m)	Ποκνότητα (gr/m ³)	V_p (m/sec)	V_s (m/sec)	Q_p	Q_s
H1	11	1900	900	272	50	15
Ημιχώρος	-	2000	1825	1171	60	20

Πίνακας VIII: Παράμετροι του θεωρητικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου στη θέση του δικτύου TEI.

Στρώματα	Πάχος (m)	Ποκνότητα (gr/m ³)	V_p (m/sec)	V_s (m/sec)	Q_p	Q_s
H1	10	1900	967	272	50	15
Ημιχώρος	-	2000	1801	1267	60	20

Στον Πίνακα IX παρουσιάζονται τα χαρακτηριστικά του γενικού μοντέλου δομής το οποίο χρησιμοποιήθηκε για την παραγωγή συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου μέσω της αριθμητικής προσομοίωσης. Οι τιμές ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων για τα στρώματα H1 και H2 ορίστηκαν σύμφωνα με τα αποτελέσματα της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, ενώ οι τιμές των υπόλοιπων παραμέτρων με βάση τα γεωτεχνικά δεδομένα. Στοιχεία για τις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες του υποβάθρου δεν ήταν διαθέσιμα για την περιοχή μελέτης. Η επιλογή των τιμών τους (τρίτη γραμμή του Πίνακα IX) έγινε λαμβάνοντας υπόψη τη μεγάλη αναμενόμενη αντίθεση του υποβάθρου με τους υπερκείμενους σχηματισμούς.

Η χρήση του γενικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου έχει το πλεονέκτημα ότι περιλαμβάνει ένα βαθύτερο στρώμα το οποίο δεν μπορεί να εντοπιστεί από τις γεωτρήσεις ή την τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Επομένως, οι συνθετικές καμπύλες *HVSR* που προκύπτουν από το γενικό μοντέλο περιέχουν πληροφορίες που βρίσκονται πιο κοντά στην πραγματική δομή, ενισχύοντας την ερμηνεία των πειραματικών καμπύλων.

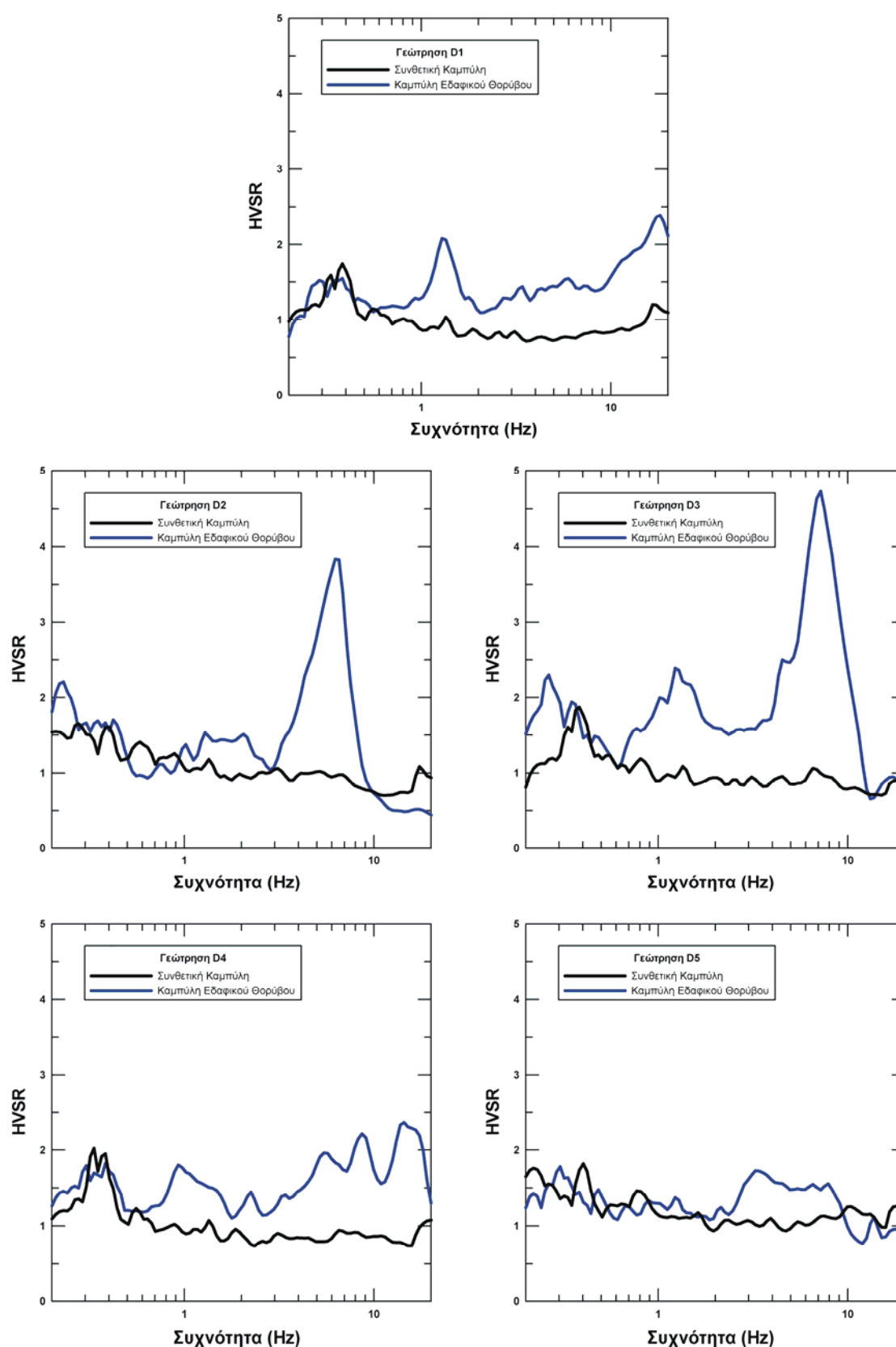
Πίνακας IX: Παράμετροι του γενικού μοντέλου δομής για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου την περιοχή μελέτης.

<i>Στρώματα</i>	<i>Πάχος (m)</i>	<i>Ποκνότητα (gr/m³)</i>	<i>V_p (m/sec)</i>	<i>V_s (m/sec)</i>	<i>Q_p</i>	<i>Q_s</i>
H1	8 -10	1900	385	250	30	10
H2	150	2000	1845	1200	90	30
Ημιχώρος	-	2500	5385	3500	300	100

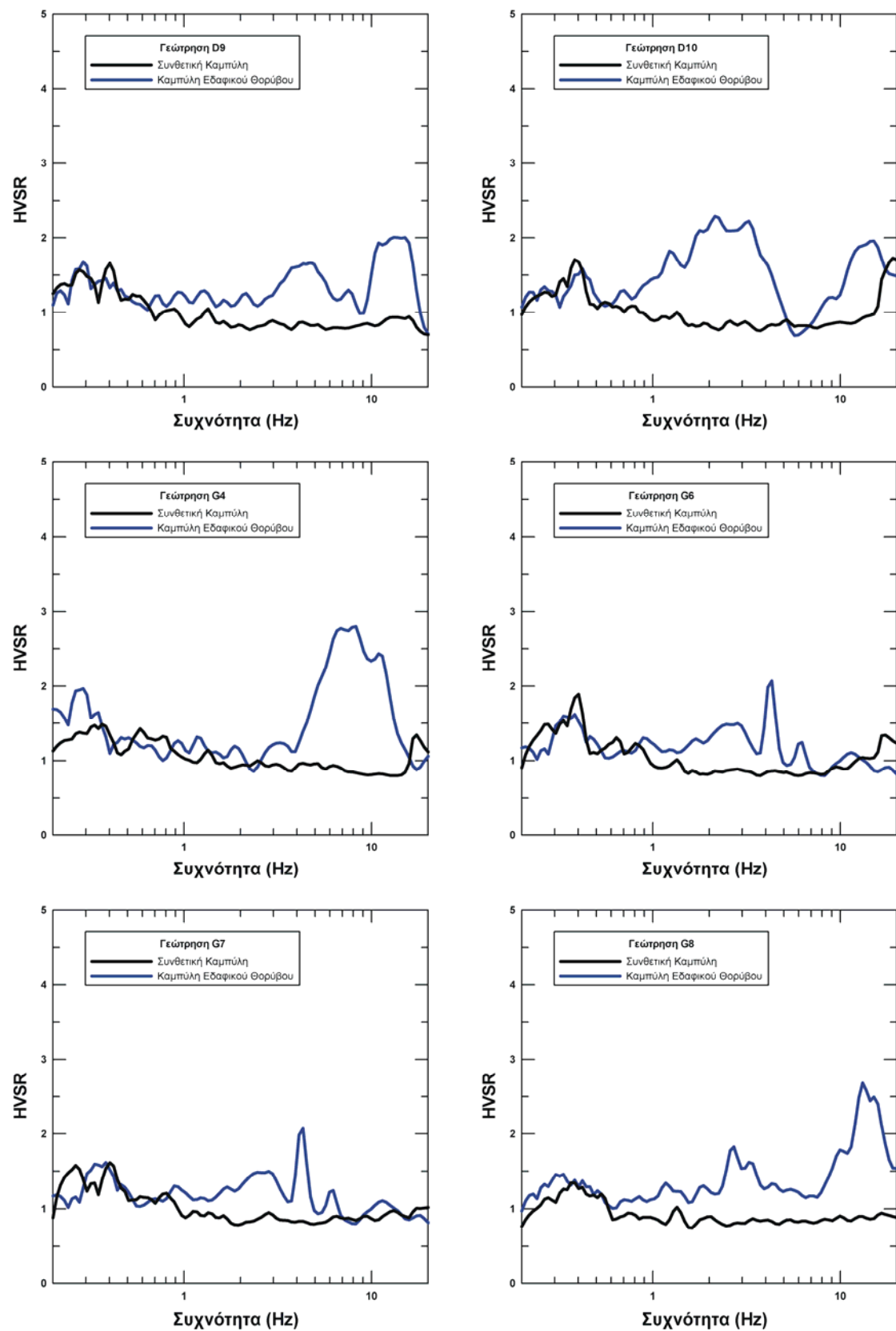
5.3 Αποτελέσματα της Μονοδιάστατης (1D) Αριθμητικής Προσομοίωσης του Εδαφικού Θορύβου

Οι συνθετικές καταγραφές που προέκυψαν από τη μονοδιάστατη αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου αναλύθηκαν με τη μέθοδο *HVSR*, για όλες τις επιλεγμένες θέσεις δεκτών στην περιοχή μελέτης.

Στο Σχήμα 60 παρουσιάζεται η σύγκριση των συνθετικών καμπύλων *HVSR* (μαύρο χρώμα) με τις πειραματικές (μπλε χρώμα), για όλες τις θέσεις γεωτρήσεων στις οποίες υπήρχε κοντινή μέτρηση εδαφικού θορύβου με χρήση μονού σταθμού.



Σχήμα 60: Συνθετικές (μαύρο χρώμα) και πειραματικές (μπλε χρώμα) καμπύλες HVSR όπως προέκυψαν από την ανάλυση συνθετικών και πειραματικών καταγραφών εδαφικού θορύβου αντίστοιχα, σε θέσεις γεωτρήσεων στην περιοχή μελέτης.



Σχήμα 60: (Συνέχεια).

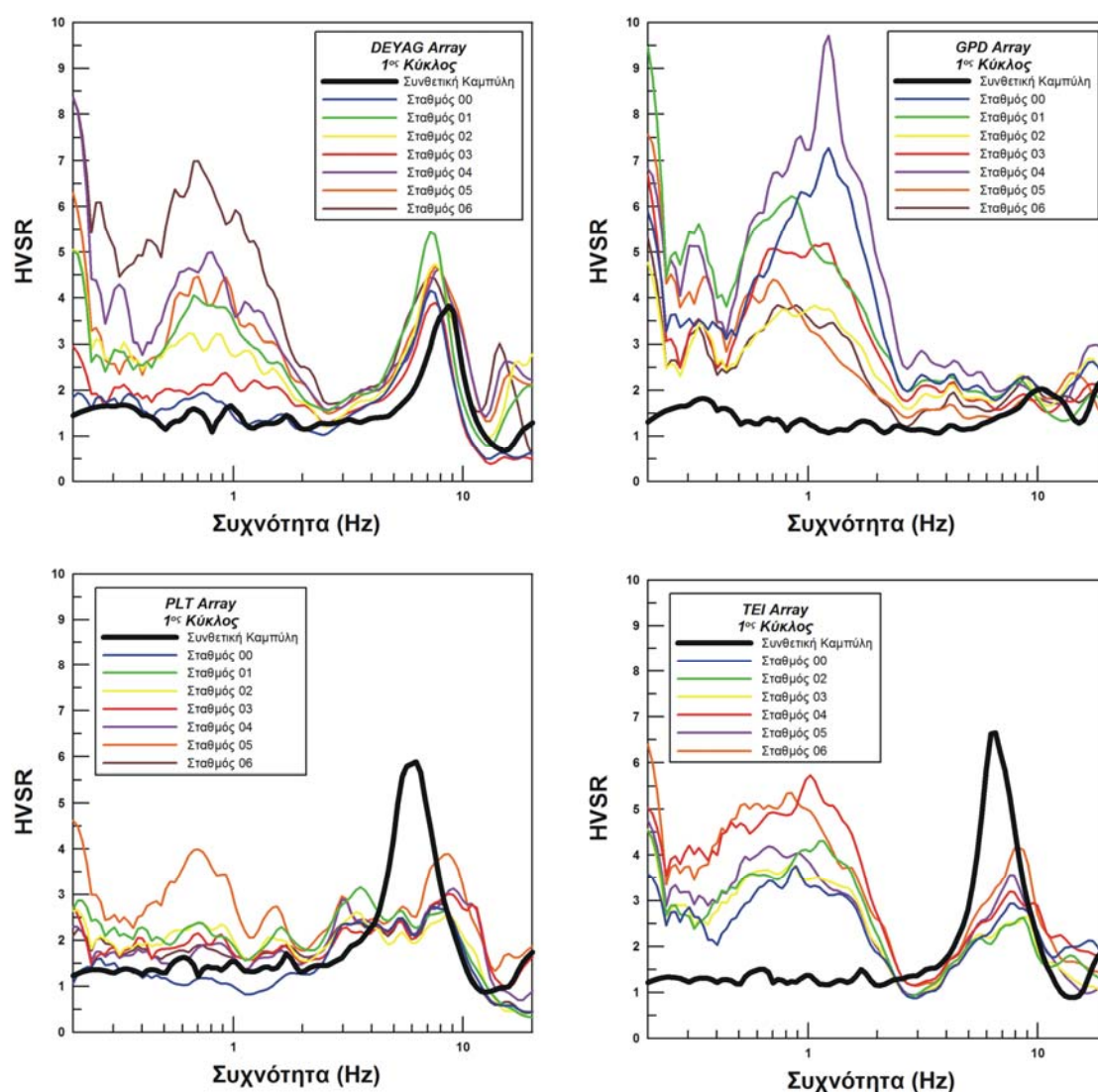
Παρατηρούμε ότι όλες οι συνθετικές καμπύλες *HVSR* εμφανίζονται σχεδόν επίπεδες, με τιμή που κυμαίνεται γύρω από τη μονάδα σε όλο το φάσμα συχνοτήτων στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση. Αντίθετα, οι περισσότερες πειραματικές καμπύλες *HVSR* εμφανίζουν αξιοσημείωτα μέγιστα τα οποία οφείλονται στα χαρακτηριστικά της υπεδάφιας γεωλογικής δομής.

Η αδυναμία σύμπτωσης των συνθετικών καμπύλων *HVSR* με τις πειραματικές στις θέσεις των γεωτρήσεων, οφείλεται στο θεωρητικό μοντέλο δομής που χρησιμοποιήθηκε για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου. Η μορφή της καμπύλης *HVSR* επηρεάζεται από την αντίθεση των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων των γεωλογικών σχηματισμών της υπεδάφιας δομής. Όσο μεγαλύτερη είναι η παραπάνω αντίθεση στα υπεδάφια γεωλογικά στρώματα, τόσο μεγαλύτερα σε πλάτος είναι τα εμφανιζόμενα μέγιστα, ενώ όταν η αντίθεση είναι μικρή, τότε η καμπύλη *HVSR* δεν εμφανίζει κανένα τοπικό μέγιστο και έχει σταθερή τιμή για μεγάλο εύρος συχνοτήτων. Κύριο ρόλο στο χαρακτηρισμό μικρής ή μεγάλης αντίθεσης μεταξύ των στρωμάτων της υπεδάφιας δομής παίζει η διαφορά τους στις τιμές των ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s) μέσα σε αυτά.

Σύμφωνα με τα παραπάνω, τα θεωρητικά μοντέλα δομής που προκύπτουν από τα γεωτεχνικά δεδομένα, αποτελούνται από στρώματα στα οποία η αντίθεση των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων τους δεν είναι μεγάλη. Συγκεκριμένα, η δομή ταχυτήτων των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από τη μετατροπή των κρούσεων (N_{SPT}) της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως με χρήση των Σχέσεων (12) - (15), δημιουργεί θεωρητικά μοντέλα με μικρή αντίθεση ταχύτητας. Αποτέλεσμα είναι ότι η ανάλυση των συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR* δεν παράγει καμπύλες που να εμφανίζουν τοπικά μέγιστα.

Αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε επίσης στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Οι συνθετικές καμπύλες *HVSR* για κάθε θέση δικτύου παρουσιάζονται στο Σχήμα 61 με μαύρη καμπύλη. Οι πολύχρωμες καμπύλες αντιπροσωπεύουν τις πειραματικές καμπύλες *HVSR* για κάθε σταθμό του πρώτου κύκλου του δικτύου (σταθμοί 01-06), καθώς και του κεντρικού (σταθμός 00). Τα θεωρητικά μοντέλα δομής που χρησιμοποιήθηκαν για την αριθμητική προσομοίωση, παρουσιάζονται στους Πίνακες V-VIII. Από το Σχήμα 61 παρατηρείται πολύ καλή συμφωνία των συνθετικών καμπύλων με τις πειραματικές για τα μέγιστα που εμφανίζονται σε συχνότητες μεγαλύτερες από 2Hz περίπου. Επομένως, το μοντέλο ταχυτήτων των σεισμικών κυμάτων που προκύπτει

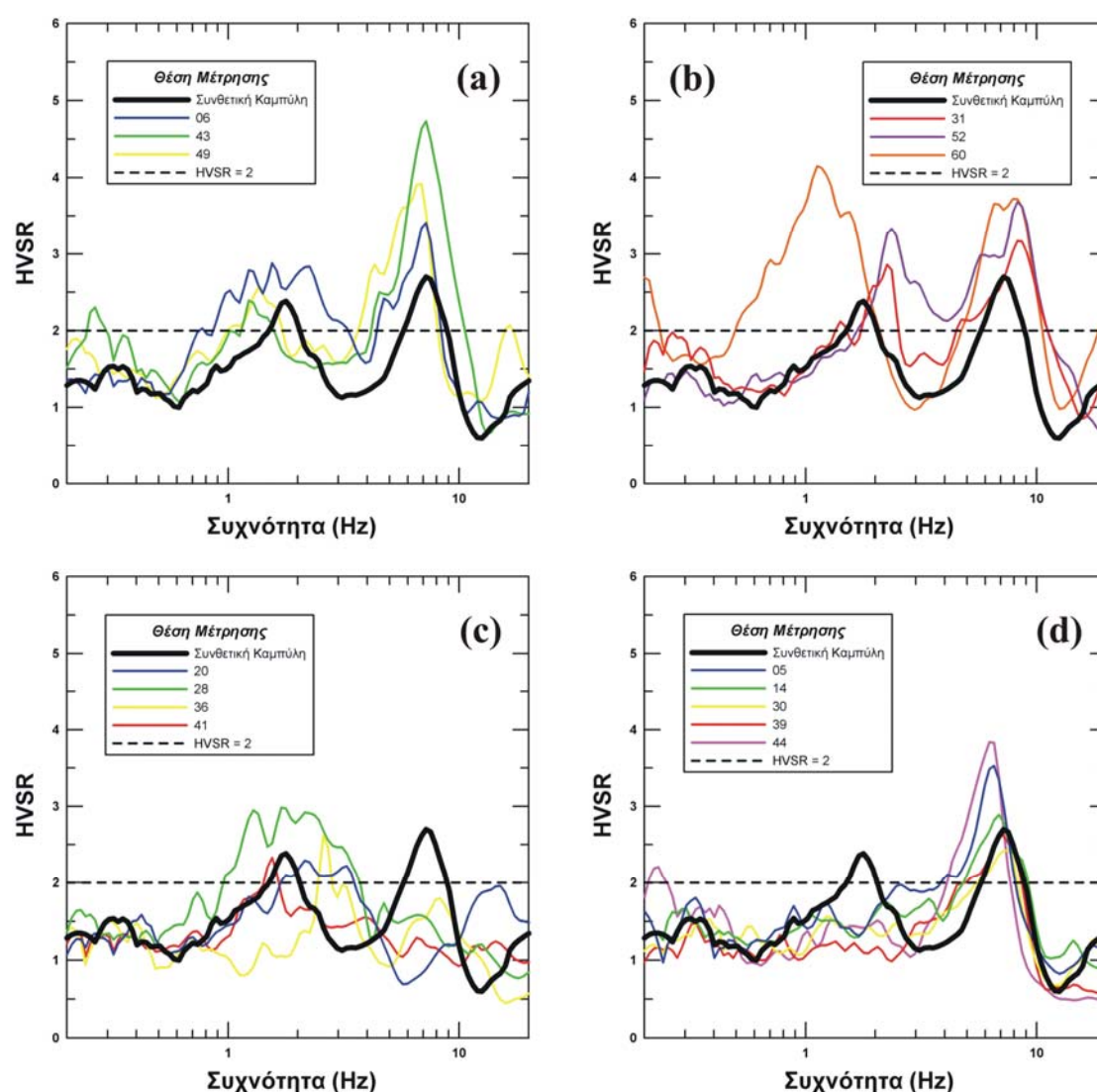
από την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων είναι πιο αντιπροσωπευτικό για την υπεδάφια δομή, δηλαδή προσεγγίζει καλύτερα την πραγματικότητα.



Σχήμα 61: Συνθετικές (μαύρο χρώμα) και πειραματικές (πολύχρωμες) καμπύλες *HVSR* όπως προέκυψαν από την ανάλυση συνθετικών και πειραματικών καταγραφών εδαφικού θορύβου αντίστοιχα, στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

Μία ενδιαφέρουσα παρατήρηση είναι ότι εκτός από τη θέση του δικτύου PLT, οι πειραματικές καμπύλες *HVSR* των υπόλοιπων θέσεων εμφανίζουν μέγιστο σε συχνότητα περίπου στο 1Hz το οποίο δεν παρατηρείται στις συνθετικές καμπύλες. Σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, το συγκεκριμένο μέγιστο οφείλεται μάλλον στους σχηματισμούς του υποβάθρου το οποίο αναμένεται σε βάθη μεγαλύτερα των 100m. Ο λόγος που δεν εμφανίζεται στις συνθετικές καμπύλες είναι ότι το υπόβαθρο δεν συμπεριλήφθηκε

στο θεωρητικό μοντέλο δομής, αφού το βάθος διασκόπησης για την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων δεν υπερβαίνει σε καμία θέση τα 85m. Η παραπάνω υπόθεση ενισχύεται και από τα αποτελέσματα της αριθμητικής προσομοίωσης με βάση το γενικό μοντέλο δομής, όπως θα αναφερθεί αμέσως παρακάτω. Επομένως, ενώ η επίδραση του επιφανειακού στρώματος στις καμπύλες *HVSR* φαίνεται ότι αναγνωρίζεται από τα αποτελέσματα της αριθμητικής προσομοίωσης, δεν συμβαίνει το ίδιο για το βαθύτερο γεωλογικό ορίζοντα.



Σχήμα 62: Συνθετικές (μαύρο χρώμα) και πειραματικές (πολύχρωμες) καμπύλες *HVSR* όπως προέκυψαν από την ανάλυση συνθετικών και πειραματικών καταγραφών εδαφικού θορύβου αντίστοιχα, με βάση το γενικό μοντέλο δομής για την περιοχή μελέτης.

Στα Σχήματα 62a-62d παρουσιάζεται η συνθετική καμπύλη *HVSR* (με μαύρο χρώμα) που προκύπτει με βάση το γενικό μοντέλο δομής του Πίνακα IX. Η συνθετική καμπύλη εμφανίζει δύο μέγιστα, το πρώτο περίπου στα 2Hz που σχετίζεται με τον

βαθύτερο γεωλογικό ορίζοντα και το δεύτερο περίπου στα 7.5Hz που σχετίζεται με την επαφή των δύο επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων. Στα Σχήματα 62a και 62b παρουσιάζονται κάποια παραδείγματα πειραματικών καμπύλων *HVSR* στα οποία παρατηρείται καλή συμφωνία με τη συνθετική καμπύλη και για τα δύο μέγιστα. Από την άλλη μεριά, στο Σχήμα 62c παρουσιάζονται παραδείγματα πειραματικών καμπύλων στα οποία παρατηρείται συμφωνία μόνο με το πρώτο μέγιστο στις χαμηλές συχνότητες ($\approx 2\text{Hz}$), ενώ στο Σχήμα 62d μόνο με το δεύτερο στις υψηλότερες συχνότητες ($\approx 7.5\text{Hz}$).

Από το Σχήμα 62 προκύπτει ότι η μη εμφάνιση του χαμηλόσυχνου μέγιστου στις πειραματικές καμπύλες *HVSR* οφείλεται πιθανότατα στην μετατόπιση του γεωλογικού υποβάθρου σε βαθύτερους ορίζοντες ($> 150\text{m}$). Σε αυτή την περίπτωση η απόκριση της θέσης στην σεισμική εδαφική κίνηση επηρεάζεται μόνο από την επαφή των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων. Επίσης, όταν η αντίθεση στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες μεταξύ των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων είναι μικρή, τότε δεν εμφανίζεται το μέγιστο στις υψηλότερες συχνότητες.

Αξίζει να σημειωθεί ότι ανθετικές καμπύλες *HVSR* υπολογίστηκαν για 20 διαφορετικούς συνδυασμούς των παραμέτρων του γενικού μοντέλου δομής. Οι διαφορετικοί συνδυασμοί αφορούν τρεις παραμέτρους της δομής και είναι το πάχος του στρώματος H2 και οι ταχύτητες V_s και V_p του ημιχώρου. Οι τιμές του πάχους H2 που χρησιμοποιήθηκαν για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου ήταν μεταξύ 100-200m, ενώ η ταχύτητα V_s και V_p μεταξύ 2500-5000m/sec και 3846-7692m/sec αντίστοιχα. Στον Πίνακα IX παρουσιάζεται το μοντέλο που ικανοποιεί περισσότερο τα πειραματικά δεδομένα.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

Χαρακτηρισμός Τοπικών Εδαφικών Συνθηκών

6.1 Αντισεισμικός Κανονισμός *NEHRP* (2000)

Ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην ευρύτερη περιοχή που καλύπτει η πόλη των Γρεβενών έγινε με βάση τις προτεινόμενες διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP* (*Natural Earthquake Hazards Reduction Program, Recommended Provisions For Seismic Regulations For New Buildings And Other Structures, 2000*). Σύμφωνα με τον κώδικα *NEHRP* (2000) μία περιοχή μπορεί να χαρακτηριστεί με βάση τις κατηγορίες (κλάσεις) που αναφέρονται στον *Πίνακα Χ*.

Στην κατηγορία *E* του *Πίνακα Χ* ανήκει επίσης οποιαδήποτε υπεδάφια δομή που αποτελείται από στρώμα μαλακής αργίλου με πάχος μεγαλύτερο των 3m, το οποίο καθορίζεται σαν έδαφος με δείκτη πλαστικότητας (Plasticity Index), $PI > 20$, σχετική υγρασία (moisture content), $w \geq 40\%$ και αντοχή διάτμησης (undrained shear strength), $s_u < 25$ kPa.

Στην κατηγορία *F* ανήκουν εδάφη για τα οποία απαιτείται ειδική αξιολόγηση. Τέσσερις κυρίως τύποι εδαφών περιλαμβάνονται στην κατηγορία *F*. Τον πρώτο τύπο αποτελούν εδάφη ευπαθή σε ρηγμάτωση ή υποχώρηση σε περίπτωση σεισμικού φορτίου όπως είναι εδάφη ικανά να παρουσιάσουν φαινόμενα ρευστοποίησης,

υψηλής ευαισθησίας άργιλοι και χαλαρά εδάφη με μικρό βαθμό διαγένεσης και συμπαγοποίησης. Στο δεύτερο τύπο εδαφών ανήκουν στρώματα τύρφης και/ή αργίλων με υψηλή περιεκτικότητα σε οργανικές ουσίες με πάχη μεγαλύτερα των 3m. Στον τρίτο τύπο ανήκουν πολύ υψηλής πλαστικότητας άργιλοι ($PI > 75$) με πάχη μεγαλύτερα των 8m. Τέλος, στον τέταρτο τύπο ανήκουν μαλακές και μέτριας σκληρότητας άργιλοι μεγάλου πάχους ($> 36m$).

Πίνακας X: Χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του κώδικα [NEHRP \(2000\)](#).

Κατηγορίες	Περιγραφή	$\overline{v_s}$ (m/sec)	$\overline{N}$ or $\overline{N}_{ch}$	$\overline{s_u}$ (kPa)
A	“Σκληρός Βράχος”	> 1500	-	-
B	“Βράχος”	$760 < v_s \leq 1500$	-	-
C	Πολύ συνεκτικό έδαφος και “Μαλακός Βράχος”	$360 < v_s \leq 760$	> 50	> 100
D	Συνεκτικό έδαφος	$180 \leq v_s \leq 360$	15 to 50	50 to 100
E	Μαλακό έδαφος	< 180	< 15	< 50
F	Εδάφη που απαιτούν ειδική αξιολόγηση	-	-	-

$\overline{v_s}$ = Μέση ταχύτητα εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων για τα πρώτα 30m του υπεδάφους.

$\overline{N}$ = Μέσος αριθμός κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (SPT) για τα πρώτα 30m του υπεδάφους.

$\overline{N}_{ch}$ = Μέσος αριθμός κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (SPT) για τα πρώτα 30m μη συνεκτικών εδαφών.

$\overline{s_u}$ = Μέση διατμητική αντοχή σε τριαξονική θλίψη για τα πρώτα 30m του υπεδάφους.

Σύμφωνα με τις οδηγίες του κώδικα [NEHRP \(2000\)](#) για το είδος των σχηματισμών που ανήκουν σε κάθε κατηγορία και τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, μπορούν να αποκλειστούν οι κατηγορίες *E* και *F*, όπως επίσης και οι κατηγορίες «βράχους» *A* και *B*. Επομένως θεωρούμε ότι οι κατηγορίες *C* και *D* είναι κυρίαρχες και πιο πιθανές να απεικονίζουν μία ρεαλιστική κατάσταση των συνθηκών του εδάφους.

Για τον χαρακτηρισμό των τοπικών εδαφικών συνθηκών κατά τις διατάξεις του κώδικα [NEHRP \(2000\)](#) μπορούν να χρησιμοποιηθούν τέσσερις τεχνικές εκτίμησης οι οποίες ονομαστικά είναι η μέθοδος v_s , η μέθοδος N , και για μη συνεκτικά εδάφη η μέθοδος N_{ch} και η μέθοδος s_u . Ανάλογα με τη μέθοδο που χρησιμοποιείται, ο

χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών βασίζεται στον υπολογισμό μίας κατάλληλης παραμέτρου για τα πρώτα 30m της υπεδάφιας δομής. Αυτή η παράμετρος για τη μέθοδο v_s είναι η μέση ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων, για τη μέθοδο N και N_{ch} είναι η μέση τιμή των κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως (Standard Penetration test ή SPT), όπως μετρήθηκε απευθείας στη θέση της γεώτρησης χωρίς διορθώσεις και για τη μέθοδο s_u είναι η μέση τιμή της αντοχής σε διάτμηση υπό τριαξονική θλίψη. Κάθε κατηγορία του Πίνακα X καθορίζεται από ένα συγκεκριμένο εύρος τιμών των παραπάνω παραμέτρων.

Επαρκείς πληροφορίες για το χαρακτηρισμό των τοπικών εδαφικών συνθηκών ήταν διαθέσιμες σε όσες θέσεις γεωτρήσεων πραγματοποιήθηκε η πρότυπη δοκιμή διεισδύσεως (Σχήμα 6 στη σελίδα 26 του 1^{ου} Κεφαλαίου) και σε θέσεις στις οποίες εφαρμόστηκε η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Σχήμα 43 στη σελίδα 75 του 3^{ου} Κεφαλαίου). Τα δεδομένα γεωτρήσεων επιτρέπουν τη χρήση της μεθόδου N , ενώ η δομή ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων που προκύπτει από την εφαρμογή της τεχνικής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων επιτρέπει τη χρήση της μεθόδου v_s . Οι μέθοδοι N_{ch} και s_u δεν χρησιμοποιήθηκαν, γιατί σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωτεχνικά δεδομένα η υπεδάφια δομή αποτελείται από συνεκτικά εδάφη.

Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η μέθοδος v_s στηρίζεται στον υπολογισμό της μέσης ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων για τα πρώτα 30m της υπεδάφιας δομής. Αν η υπεδάφια δομή αποτελείται από i ($=1, \dots, n$) διαφορετικά στρώματα μέχρι τα πρώτα 30m και d_i , v_{si} είναι τα πάχη σε μέτρα και η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων σε m/sec για κάθε στρώμα αντίστοιχα, τότε η ποσότητα $\overline{v_s}$ δίνεται από τη σχέση:

$$\overline{v_s} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{v_{si}}} \quad (17)$$

όπου $\sum_{i=1}^n d_i$ είναι ίσο με 30m.

Η μέθοδος N βασίζεται στον υπολογισμό του μέσου αριθμού των κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως για τα πρώτα 30m του υπεδάφους. Και σε αυτή την περίπτωση αν θεωρήσουμε ότι η υπεδάφια δομή αποτελείται από n διαφορετικά στρώματα με πάχη d_i , $i=1, 2, \dots, n$ και N_i είναι ο αριθμός των κρούσεων της

πρότυπης δοκιμής διείσδυσης ([ASTM D1586-84](#)) όπως μετρήθηκε απευθείας στη θέση της γεώτρησης χωρίς διορθώσεις, τότε η ποσότητα $\bar{N}$ δίνεται από τη σχέση:

$$\bar{N} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i}{\sum_{i=1}^n \frac{d_i}{N_i}} \quad (18)$$

όπου $\sum_{i=1}^n d_i$ είναι ίσο με 30m.

Για τη μέθοδο N ένα θέμα προς συζήτηση είναι το εύρος των τιμών N_i . Γεωτεχνικά δεδομένα από γεωτρήσεις περιλαμβάνουν μετρήσεις της πρότυπης δοκιμής διείσδυσης στις οποίες η διείσδυση του δειγματολήπτη Terzaghi ήταν ανολοκλήρωτη (< 45cm). Οι τιμές των N_i σε αυτές τις περιπτώσεις υπολογίστηκαν με γραμμική επέκταση του αριθμού των κρούσεων, λαμβάνοντας υπόψη την διείσδυση που επιτυγχάνεται από 50 κρούσεις.

Τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την εφαρμογή της Σχέσης (17) και (18) για κάθε θέση γεώτρησης και για κάθε θέση εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων παρουσιάζονται στις τρεις πρώτες στήλες του Πίνακα XI. Ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών έγινε συνολικά σε 19 θέσεις (15 θέσεις γεωτρήσεων και 4 θέσεις ειδικών δικτύων σεισμομέτρων). Για τις θέσεις των γεωτρήσεων WD1-7 (Σχήμα 6) ο χαρακτηρισμός δεν ήταν δυνατός γιατί δεν υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως. Επίσης, σύμφωνα με τον κώδικα [NEHRP \(2000\)](#), όταν δεν υπάρχουν επαρκή δεδομένα για τον καθορισμό της υπεδάφιας δομής, τότε ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών πρέπει να γίνεται με επιλογή της κατηγορίας με τα «μαλακότερα» εδάφη (π.χ. κατηγορία C αντί για τη B). Το παραπάνω αναφέρεται κυρίως στα αποτελέσματα της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων όταν δεν χρησιμοποιούνται σε συνδυασμό με δεδομένα γεωτρήσεων.

6.2 Συσχέτιση με Εδαφικό Θόρυβο

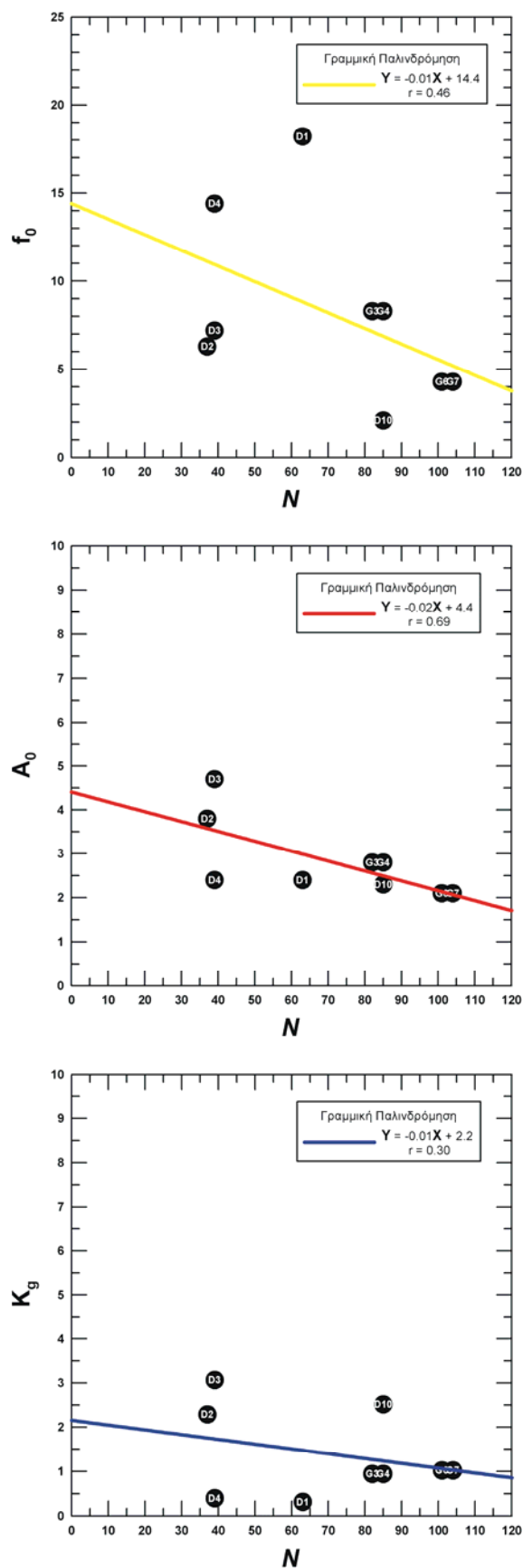
Ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών ήταν δυνατός για μικρό αριθμό θέσεων, με αποτέλεσμα η μελέτη της χωρικής μεταβολής στην περιοχή έρευνας να μην ήταν εφικτή. Για αυτό το λόγο έγινε προσπάθεια συσχέτισης του $\bar{N}$

της Σχέσης (18) με τα αποτελέσματα της ανάλυσης μετρήσεων εδαφικού θορύβου με τη μεθόδου *HVSR*. Υπενθυμίζεται ότι τα αποτελέσματα της μεθόδου *HVSR* σε μία θέση μέτρησης αφορούν την ιδιοσυχνότητα των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών (f_0), τον παράγοντα ενίσχυσης της εδαφικής κίνησης (A_0) και τον δείκτη τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών ($K_g = A_0^2/f_0$). Οι μετρήσεις εδαφικού θορύβου καλύπτουν σχεδόν όλη την περιοχή μελέτης, οπότε η συσχέτιση των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g με την ποσότητα $\bar{N}$ επιτρέπει την επέκταση του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε ολόκληρη την πόλη των Γρεβενών.

Πίνακας XI: Χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών κατά *NEHRP (2000)* στις θέσεις των γεωτρήσεων με εφαρμογή της μεθόδου v_s και της μεθόδου N . Επίσης δίνονται τα αποτελέσματα της μεθόδου *HVSR* (τιμές f_0 , A_0 και K_g) για όσες θέσεις υπήρχε κοντινή μέτρηση εδαφικού θορύβου.

Γεωτρήσεις και Δίκτυα	$\bar{v}_s$	$\bar{N}$	Χαρακτηρισμός Εδαφικών Συνθηκών	f_0 (Hz)	<i>HVSR</i> A_0	K_g
D1	-	63	C	18.2	2.4	0.3
D2	-	37	D	6.3	3.8	2.3
D3	-	39	D	7.2	4.7	3.1
D4	-	39	D	14.4	2.4	0.4
D5	-	69	C	-	1	-
D9	-	87	C	-	1	-
D10	-	85	C	2.1	2.3	2.5
G3	-	82	C	8.3	2.8	0.9
G4	-	85	C	8.3	2.8	0.9
G6	-	101	C	4.3	2.1	1.0
G7	-	104	C	4.3	2.1	1.0
G8	-	22	D	18.2	2.4	0.3
G12	-	68	C	-	-	-
Gb2	-	86	C	-	-	-
Gb3	-	68	C	-	-	-
DEYAG Array	559	-	C	7.2	4.2	2.5
PLT Array	911	-	C*	9.0	3.0	1.0
GPD Array	528	-	C	1.5	7.5	37.5
TEI Array	571	-	C	1.0	3.8	14.4

* Σύμφωνα με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης, επιλέχθηκε ο χαρακτηρισμός της θέσης ως κατηγορία C και όχι B.



Σχήμα 63: Συσχέτιση μεταξύ του $\bar{N}$ και της f_0 (πάνω διάγραμμα), του A_0 (μεσαίο διάγραμμα) και του K_g (κάτω διάγραμμα) αντίστοιχα. Η εξίσωση της γραμμικής παλινδρόμησης μαζί με τον αντίστοιχο συντελεστή συσχέτισης, r , παρουσιάζεται για κάθε διάγραμμα.

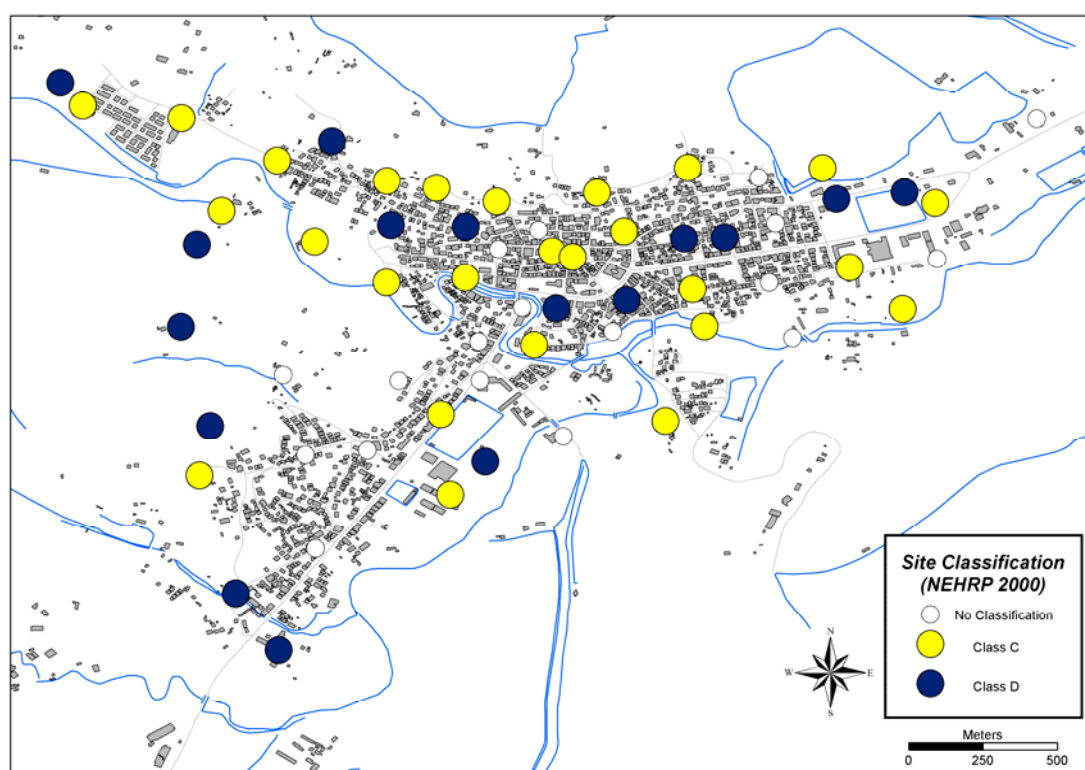
Στην πέμπτη, έκτη και έβδομη στήλη του *Πίνακα XI* παρουσιάζονται οι τιμές των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g αντίστοιχα, για όσες θέσεις γεωτρήσεων υπήρχε κοντινή μέτρηση εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού. Στις θέσεις των γεωτρήσεων D5 και D9 (*Πίνακας XI*) οι παύλες στις τιμές της f_0 και του K_g υποδηλώνουν ότι η καμπύλη *HVSR* είχε επίπεδη μορφή με σταθερή τιμή ($A_0 \approx 1$) σε όλο το εύρος συχνοτήτων στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση και δεν χρησιμοποιήθηκαν για τη συσχέτιση. Επίσης, στις θέσεις των γεωτρήσεων G12, Gb και Gb3 δεν πραγματοποιήθηκε μέτρηση εδαφικού θορύβου. Με βάση τον *Πίνακα XI* προέκυψαν τρία διαγράμματα μεταξύ του $\bar{N}$ και των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g αντίστοιχα (*Σχήμα 63*). Και στις τρεις περιπτώσεις η σχέση μεταξύ των ποσοτήτων υπολογίστηκε με εφαρμογή της μεθόδου γραμμικής παλινδρόμησης (ή ελαχίστων τετραγώνων).

Από το *Σχήμα 63* παρατηρούμε ότι η παράμετρος f_0 παρουσιάζει μεγαλύτερη διασπορά με το $\bar{N}$ (πάνω διάγραμμα), σε σχέση με τις παραμέτρους A_0 και K_g οι οποίες δείχνουν μία πιο γραμμική τάση (μεσαίο και κάτω διάγραμμα αντίστοιχα). Επομένως η συσχέτιση της f_0 με το $\bar{N}$ δεν χρησιμοποιήθηκε για την επέκταση του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην περιοχή μελέτης. Η συσχέτιση που επιλέχθηκε για αυτό το σκοπό ήταν μεταξύ του $\bar{N}$ και του A_0 . Η επιλογή της συσχέτισης $\bar{N} - A_0$ έγινε με την υπόθεση ότι η ενίσχυση της εδαφικής κίνησης είναι τόσο μεγαλύτερη όσο πιο χαλαροί είναι οι σχηματισμοί που αποτελούν τα επιφανειακά στρώματα του υπεδάφους, γεγονός που αντικατοπτρίζεται άμεσα από τις τιμές του $\bar{N}$. Επομένως, η παραπάνω συσχέτιση αναμένεται να παρέχει μία πιο ρεαλιστική εικόνα σε σχέση με τους άλλους δύο παράγοντες της μεθόδου *HVSR*. Επιπλέον ο συντελεστής συσχέτισης, r , της γραμμικής παλινδρόμησης έχει μεγαλύτερη τιμή στη συσχέτιση $\bar{N} - A_0$ (0.69) από ότι στη $\bar{N} - K_g$ (0.30) που σημαίνει ότι η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων προσαρμόστηκε καλύτερα στα δεδομένα.

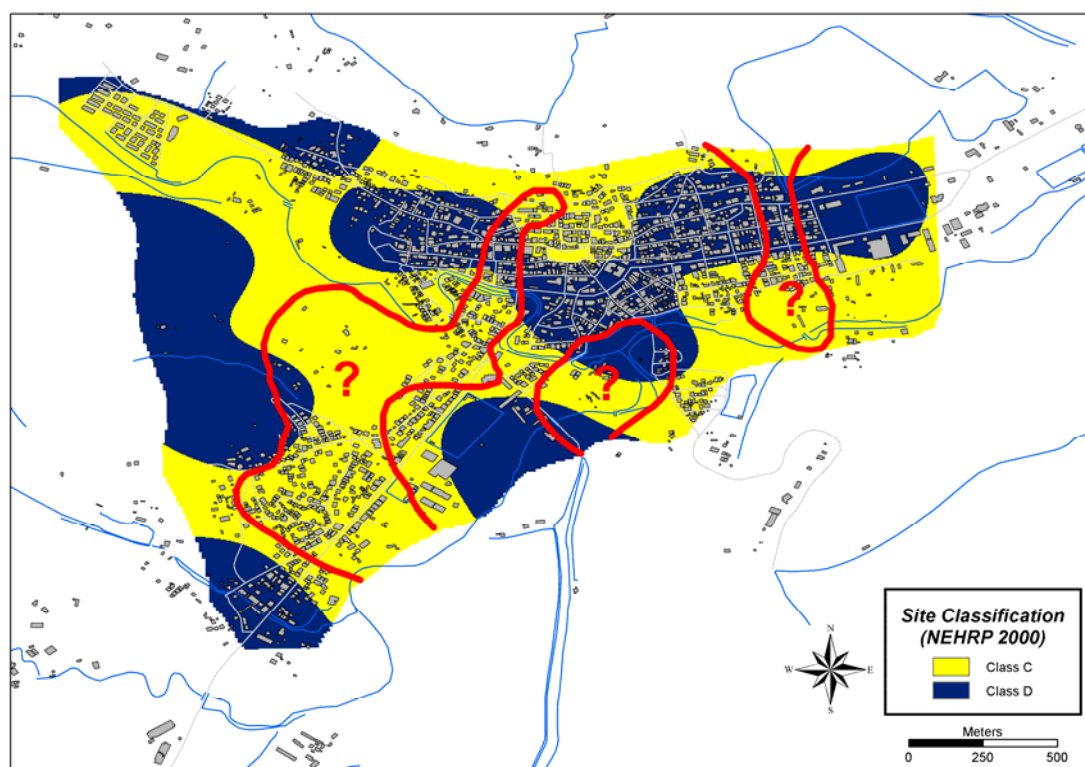
Η εξίσωση γραμμικής παλινδρόμησης που προέκυψε από τη συσχέτιση του $\bar{N}$ με τον παράγοντα ενίσχυσης A_0 της μεθόδου *HVSR*, χρησιμοποιήθηκε για τη μετατροπή του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών (*Πίνακας X*), ώστε κάθε κατηγορία να καθοριστεί σύμφωνα με τις τιμές του A_0 . Λαμβάνοντας υπόψη ότι οι κατηγορίες *A*, *B*, *E* και *F* έχουν εξαιρεθεί για την περιοχή μελέτης, ο υπολογισμός της τιμής του A_0 για τιμή του $\bar{N}$ ίση με 50 καθορίζει ένα όριο τιμής για δύο

κατηγορίες, *C* και *D*. Σύμφωνα με την εξίσωση της γραμμικής παλινδρόμησης προκύπτει ότι περιοχές με $A_0 \geq 3.3$ (η τιμή του $\bar{N}$ είναι περίπου 50 για αυτή την τιμή) μπορούν να ενταχθούν στην κατηγορία *D* ενώ περιοχές με $A_0 < 3.3$ στην κατηγορία *C*. Σημειώνεται ότι θέσεις στις οποίες η καμπύλη *HVSR* είναι επίπεδη δεν κατηγοριοποιήθηκαν. Ο λόγος είναι ότι σε αυτές τις θέσεις η μέθοδος *HVSR* δεν μπορεί να «εντοπίσει» την ενίσχυση της εδαφικής κίνησης ενδεχομένως εξαιτίας της μικρής αντίθεσης στις φυσικές και μηχανικές ιδιότητες των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους.

Στο Σχήμα 64 παρουσιάζεται ο χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών κατά *NEHRP (2000)* για κάθε σημείο μέτρησης εδαφικού θορύβου που εμφανιζόταν κάποιο μέγιστο στην καμπύλη *HVSR*. Στο Σχήμα 65 δίνεται ο χάρτης με την χωρική κατανομή του χαρακτηρισμού τοπικών εδαφικών συνθηκών σε όλη την πόλη των Γρεβενών. Με κόκκινες γραμμές περικλείονται περιοχές όπου οι καμπύλες *HVSR* είναι επίπεδες, οπότε ο χαρακτηρισμός δεν ήταν εφικτός με τη μέθοδο *HVSR* και χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή και παραπέρα διερεύνηση.



Σχήμα 64: Χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του κώδικα *NEHRP (2000)* στις θέσεις μέτρησης εδαφικού θορύβου. Στις θέσεις για τις οποίες η καμπύλη *HVSR* έχει επίπεδη μορφή, δεν ήταν εφικτός ο χαρακτηρισμός.



Σχήμα 65: Χωρική μεταβολή του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τα αποτελέσματα του Σχήματος 64. Με κόκκινες γραμμές περικλείονται περιοχές όπου δεν μπορεί να γίνει ο χαρακτηρισμός με βεβαιότητα.

Από τη διαδικασία χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών που εφαρμόστηκε στην παρούσα διατριβή, δημιουργούνται δύο κύρια ερωτήματα. Το πρώτο είναι αν υπάρχει όντως αξιόπιστη σχέση μεταξύ των αποτελεσμάτων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως και των παραμέτρων της μεθόδου *HVSR*. Το δεύτερο είναι αν τα αποτελέσματα του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών αντιπροσωπεύουν την υπεδάφια δομή και έχουν πρακτική σημασία σε περίπτωση μελλοντικών σεισμών.

Σχετικά με το πρώτο ερώτημα είναι αναμενόμενο να υπάρχει συσχέτιση μεταξύ των δύο μεθοδολογιών. Και οι δύο εξαρτώνται από τις γεωφυσικές ιδιότητες της υπεδάφιας δομής και από την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων. Είναι απαραίτητο να υπάρχουν περισσότερα δεδομένα που να περιέχουν μετρήσεις εδαφικού θορύβου σε θέσεις γεωτρήσεων με δεδομένα SPT και σε διάφορες γεωλογικές δομές με στόχο να προκύψει συσχέτιση με τις μικρότερες αβεβαιότητες.

Σχετικά με το δεύτερο ερώτημα, το κύριο πρόβλημα είναι η έλλειψη ικανού αριθμού γεωτεχνικών δεδομένων. Η γνώση της υπεδάφιας δομής είναι συγκεντρωμένη σε κάποια τμήματα της περιοχής μελέτης και κάποιες γεωτρήσεις

είναι έξω από την περιοχή ενδιαφέροντος. Επιπλέον, η τεχνική των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων αν και παρέχει επαρκείς πληροφορίες για το χαρακτηρισμό των τοπικών εδαφικών συνθηκών, δεν μπορεί να εφαρμοστεί σε όλη την περιοχή μελέτης λόγω των περιορισμών που επιβάλλουν οι συνθήκες ελεύθερου πεδίου. Επομένως, η συσχέτιση με μετρήσεις εδαφικού θορύβου μονού σταθμού φαίνεται να είναι «μονόδρομος», τουλάχιστον σε περιπτώσεις σαν την παρούσα, ανεξάρτητα από τη αμφισβήτηση της αποτελεσματικότητας της όλης διαδικασίας. Δυστυχώς μια ολοκληρωμένη απάντηση θα προκύψει από μελλοντικούς ισχυρούς σεισμούς ή από την εφαρμογή πρόσθετων γεωτεχνικών και γεωφυσικών μελετών.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

Συμπεράσματα - Συζήτηση

7.1 Συμπεράσματα

Στην παρούσα διατριβή ειδίκευσης έγινε προσπάθεια μελέτης της γεωφυσικής δομής των επιφανειακών γεωλογικών στρωμάτων και της επίδρασης των τοπικών συνθηκών στην εδαφική κίνηση στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών (Βορειοδυτική Ελλάδα), με τη χρήση καταγραφών εδαφικού θορύβου και σεισμών. Η ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο του φασματικού λόγου της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα (Horizontal to Vertical Spectral Ratio ή *HVSR*) και με την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array technique).

Με τη μέθοδο *HVSR* μελετήθηκε η απόκριση των τοπικών εδαφικών συνθηκών στη σεισμική κίνηση. Πριν την εφαρμογή της μεθόδου πραγματοποιήθηκε έλεγχος των ημερήσιων και εποχιακών μεταβολών του εδαφικού θορύβου με συνεχή 48ωρη καταγραφή του σε επιλεγμένες θέσεις στην περιοχή μελέτης. Τα δεδομένα εδαφικού θορύβου συλλέχθηκαν με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής σε ένα σχετικά ομοιόμορφο πλέγμα μετρήσεων. Από την ανάλυση των δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο *HVSR*, προέκυψε για κάθε θέση μέτρησης η θεμελιώδης ιδιοσυχνότητα (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών, το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης (A_0) του λόγου *HVSR* και ο δείκτης τρωτότητας εδαφικών σχηματισμών ($K_g=A_0^2/f_0$).

Συνδυάζοντας τα αποτελέσματα των μεμονωμένων μετρήσεων, προέκυψαν χάρτες χωρικής κατανομής των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g για την περιοχή μελέτης.

Η τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων εφαρμόστηκε σε τέσσερις θέσεις εντός του πολεοδομικού συγκροτήματος των Γρεβενών, για την εκτίμηση της κατανομής ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Για τη μέτρηση εδαφικού θορύβου σε μία θέση χρησιμοποιήθηκαν συνολικά 13 όργανα (ή σταθμοί) καταγραφής, τοποθετημένα σε κατάλληλα σημεία ώστε να σχηματίζουν ομόκεντρες κυκλικές διατάξεις με ακτίνες λίγων έως δεκάδων μέτρων. Η καμπύλη σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων προέκυψε από την επεξεργασία των δεδομένων εδαφικού θορύβου με τη μέθοδο συχνότητας - κυματάριθμου (frequency - wavenumber ή $f-k$). Η κατανομή ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων προέκυψε από την αντιστροφή της καμπύλης σκέδασης με κατάλληλο αλγόριθμο γειτνίασης (neighborhood algorithm). Οι απότομες μεταβολές των διαγραμμάτων κατανομής της ταχύτητας με το βάθος επιτρέπουν την αναγνώριση των διαφορετικών στρωμάτων από τα οποία αποτελείται η υπεδάφια δομή.

Εκτός από την εφαρμογή μεθόδων εδαφικού θορύβου, εγκαταστάθηκε προσωρινό τοπικό δίκτυο σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, από τις 7 Νοεμβρίου 2007 έως 7 Φεβρουαρίου 2008, για την καταγραφή σεισμικών γεγονότων. Οι σταθμοί καταγραφής τοποθετήθηκαν μέσα στο πολεοδομικό συγκρότημα της πόλης, αλλά και σε γύρω περιοχές ώστε να χρησιμοποιηθούν σαν σταθμοί αναφοράς. Η ανάλυση των σεισμικών καταγραφών πραγματοποιήθηκε με εφαρμογή της μεθόδου συνάρτησης δέκτη (receiver function ή RF) καθώς και με τη μέθοδο του κλασσικού φασματικού λόγου (standard spectral ratio ή SSR) ή μέθοδο σταθμού αναφοράς. Τα αποτελέσματα των μεθόδων RF και SSR είναι συγκρίσιμα με τη μέθοδο $HVSR$ εδαφικού θορύβου, δηλαδή παρέχουν την ιδιοσυχνότητα f_0 των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών και την A_0 της εδαφικής κίνησης. Η σημαντική διαφορά τους είναι ότι τα αποτελέσματα που προκύπτουν από την ανάλυση σεισμικών καταγραφών σε μία θέση, παρέχουν την πραγματική ενίσχυση της εδαφικής κίνησης στην περίπτωση σεισμικής διέγερσης και ότι χρησιμοποιούνται σαν μέθοδοι αναφοράς για την τιμή της f_0 . Επομένως, ο έλεγχος αξιοπιστίας των αποτελεσμάτων της μεθόδου $HVSR$ έγινε με σύγκριση των καμπύλων $HVSR$ με τις καμπύλες RF και SSR στις αντίστοιχες θέσεις.

Η εκτίμηση του υπεδάφιου μοντέλου δομής και η ερμηνεία των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή των μεθόδων εδαφικού θορύβου, ενισχύθηκαν από

τη μονοδιάστατη (1D) αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με την παραγωγή συνθετικών (ή θεωρητικών) καταγραφών. Η αριθμητική προσομοίωση ήταν εφικτή σε θέσεις γεωτρήσεων με διαθέσιμα δεδομένα της πρότυπης δοκιμής διείσδυσης (Standard Penetration Test ή SPT), καθώς και στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων, δηλαδή σε θέσεις όπου υπήρχαν απαραίτητες πληροφορίες για τη δημιουργία ενός θεωρητικού μοντέλου δομής. Επιπλέον, με βάση τη γενικότερη γεωλογική γνώση και τα διαθέσιμα γεωτεχνικά δεδομένα για την ευρύτερη περιοχή μελέτης, δημιουργήθηκε ένα γενικό μοντέλο δομής το οποίο περιλαμβάνει και το γεωλογικό υπόβαθρο, τοποθετημένο σε σχετικά μεγάλο βάθος ($> 100\text{m}$). Κάθε συνθετική καταγραφή εδαφικού θορύβου που παράχθηκε σε μία θέση αντιστοιχεί σε ένα συγκεκριμένο θεωρητικό μοντέλο υπεδάφιας δομής. Η ανάλυση των συνθετικών καταγραφών εδαφικού θορύβου πραγματοποιήθηκε με τη μέθοδο *HVSR* και η σύγκριση των συνθετικών καμπύλων *HVSR* με τις πειραματικές, μπορεί να φανερώσει πόσο απέχει το θεωρητικό μοντέλο δομής από το πραγματικό.

Τέλος, πραγματοποιήθηκε χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP (2000)* στις θέσεις των γεωτρήσεων όπου υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα SPT και στις θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Για τη χωρική επέκταση του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε όλη την περιοχή μελέτης έγινε προσπάθεια συσχέτισης των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g εδαφικού θορύβου με την ποσότητα $\bar{N}$ που αντιπροσωπεύει τον μέσο αριθμό κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως για τα πρώτα 30m του υπεδάφους.

Παρακάτω συνοψίζονται τα βασικά συμπεράσματα στα οποία κατέληξε η παρούσα διατριβή ειδίκευσης:

- Παρατηρήθηκε ημερήσια μεταβολή των καμπύλων *HVSR* εδαφικού θορύβου που αφορά τη μορφή του φασματικού λόγου και κατ' επέκταση τις τιμές των παραμέτρων f_0 και A_0 . Οι διαταραχές των φασματικών λόγων συμπίπτουν γενικά με τις εργάσιμες ώρες της ημέρας (8:00-16:00) και σε αυτό το διάστημα πρέπει να αποφεύγεται η μέτρηση εδαφικού θορύβου.
- Δεν παρατηρήθηκε εποχιακή μεταβολή των καμπύλων *HVSR* εδαφικού θορύβου στην περιοχή μελέτης.

- Η εφαρμογή της μεθόδου *HVSR* σε καταγραφές εδαφικού θορύβου οδήγησε στη ζωνοποίηση περιοχών με κοινά χαρακτηριστικά απόκρισης στη σεισμική εδαφική κίνηση στο πολεοδομικό συγκρότημα των Γρεβενών. Τα χαρακτηριστικά απόκρισης περιγράφονται με τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0), το αντίστοιχο πλάτος ενίσχυσης (A_0) και το δείκτη τρωτότητας ($K_g=A_0^2/f_0$) των εδαφικών σχηματισμών.
- Οι φασματικοί λόγοι των δύο οριζόντιων συνιστωσών προς την κατακόρυφη ($HVSR_{(NS/V)}$ και $HVSR_{(EW/V)}$), έδωσαν παρόμοια αποτελέσματα ως προς τις τιμές της f_0 και του A_0 . Οι διαφοροποιήσεις στους φασματικούς λόγους εντοπίζονται κυρίως στα άκρα της λεκάνης και σε ορισμένες περιπτώσεις σε τοπικό επίπεδο. Επομένως, είναι μία ένδειξη ότι η υπεδάφια γεωλογική δομή δεν παρουσιάζει έντονες πλευρικές ετερογένειες, τουλάχιστον στο μεγαλύτερο μέρος του πολεοδομικού συγκροτήματος των Γρεβενών.
- Η κατανομή ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος, η οποία προέκυψε από την εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων (Array technique), είναι συγκρίσιμη με τα διαθέσιμα γεωλογικά και γεωτεχνικά δεδομένα. Σε όλες τις θέσεις αναγνωρίζονται δύο στρώματα, ένα επιφανειακό με ταχύτητες εγκαρσίων κυμάτων που κυμαίνονται μεταξύ 250-350m/sec και ένα υποκείμενο με ταχύτητες μεταξύ 1250-1500m/sec. Η επαφή των δύο στρωμάτων βρίσκεται κατά μέσο όρο στα 10m.
- Τα αποτελέσματα της ανάλυσης των σεισμικών καταγραφών με τις μεθόδους *RF* και *SSR* παρουσιάζουν πολύ καλή συμφωνία, τόσο ως προς τη f_0 , αλλά και ως προς το A_0 .
- Οι μέθοδοι *RF* και *SSR* παρέχουν παρόμοια αποτελέσματα με τη μέθοδο *HVSR* εδαφικού θορύβου όσο αφορά τη θεμελιώδη ιδιοσυχνότητα (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών. Για το πλάτος ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης δεν παρατηρείται ομοιότητα.
- Η σύγκριση των συνθετικών καμπύλων *HVSR* που προκύπτουν από τη μονοδιάστατη (1D) αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου με τις

- πειραματικές καμπύλες, δείχνει καλή συμφωνία όταν το θεωρητικό μοντέλο δομής που χρησιμοποιείται προέρχεται από την τεχνική ειδικών δικτύων σεισμομέτρων. Η συμφωνία και σε αυτή την περίπτωση αφορά τη f_0 και όχι το A_0 .
- Όταν το θεωρητικό μοντέλο δομής για την αριθμητική προσομοίωση εδαφικού θορύβου προέρχεται από δεδομένα γεωτρήσεων, τότε οι συνθετικές και πειραματικές καμπύλες *HVSR* δε συμφωνούν σε καμία θέση. Συγκεκριμένα, οι συνθετικές καμπύλες *HVSR* εμφανίζονται σχεδόν επίπεδες σε όλο το φάσμα συχνοτήτων στο οποίο πραγματοποιήθηκε η ανάλυση, με τιμές που κυμαίνονται γύρω από τη μονάδα. Πιθανή εξήγηση για τις επίπεδες συνθετικές καμπύλες *HVSR* είναι η μικρή διαφορά στις ταχύτητες των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων μεταξύ των στρωμάτων της θεωρητικής υπεδάφιας δομής, οι οποίες προκύπτουν από τη μετατροπή των κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διείσδυσης.
 - Η συνθετική καμπύλη *HVSR* που προκύπτει από το γενικό θεωρητικό μοντέλο δομής εμφανίζει δύο τοπικά μέγιστα, ένα σε χαμηλές συχνότητες ($\approx 1.5\text{Hz}$) και ένα σε υψηλότερες ($\approx 7\text{Hz}$). Το πρώτο τοπικό μέγιστο σχετίζεται με τον βαθύτερο στρωματογραφικό ορίζοντα (γεωλογικό υποβάθρο) του θεωρητικού μοντέλου δομής, ενώ το δεύτερο με την επαφή των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων. Επομένως, οι πειραματικές καμπύλες *HVSR* που εμφανίζουν μέγιστα πλάτη ενίσχυσης σε χαμηλές συχνότητες ($< 2\text{Hz}$), είναι πολύ πιθανό να επηρεάζονται από το βάθος του γεωλογικού υποβάθρου και να δίνουν πληροφορίες για την απόκριση του συνολικού «πακέτου» ιζημάτων στην περιοχή μελέτης. Στην περίπτωση που οι πειραματικές καμπύλες *HVSR* εμφανίζουν τοπικό μέγιστο σε υψηλές συχνότητες ($> 7\text{Hz}$), οι πληροφορίες που εξάγονται αφορούν την απόκριση του επιφανειακότερου Τεταρτογενούς στρώματος. Οι επίπεδες πειραματικές καμπύλες *HVSR* οφείλονται σε μικρές διαφορές των φυσικών και μηχανικών ιδιοτήτων των επιφανειακών ιζηματογενών στρωμάτων της υπεδάφιας δομής, σε συνδυασμό με τη μετατόπιση του υποβάθρου σε ακόμα μεγαλύτερα βάθη.
 - Ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP (2000)*, έγινε με βάση τη συσχέτιση των παραμέτρων f_0 , A_0 και K_g με την ποσότητα $\bar{N}$ που αντιπροσωπεύει τον μέσο

αριθμό κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως για τα πρώτα 30m του υπεδάφους. Η χωρική επέκταση του χαρακτηρισμού τοπικών εδαφικών συνθηκών στην περιοχή μελέτης έγινε με βάση τη συσχέτιση $A_0 - \bar{N}$. Η επιλογή της παραμέτρου A_0 έγινε με βάση το συντελεστή συσχέτισης ($r = 0.69$) της εξίσωσης γραμμικής παλινδρόμησης, ο οποίος παρουσίαζε μεγαλύτερη τιμή σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές για τις συσχετίσεις $f_0 - \bar{N}$ και $K_g - \bar{N}$. Από τη συσχέτιση προέκυψε ότι όσο υψηλότερη είναι τιμή του $\bar{N}$, τόσο μικρότερη είναι η τιμή του A_0 . Συνεπώς, όσο σκληρότεροι είναι οι γεωλογικοί σχηματισμοί του υπεδάφους (μεγάλες τιμές του $\bar{N}$), τόσο μικρότερη θα είναι η αντίστοιχη ενίσχυση της εδαφικής κίνησης.

- Σύμφωνα με την εξίσωση της γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ των παραμέτρων $A_0 - \bar{N}$, προκύπτει ότι περιοχές με $A_0 \geq 3.3$ μπορούν να ενταχθούν στην κατηγορία D του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP (2000)*, ενώ περιοχές με $A_0 < 3.3$ στην κατηγορία C . Στις θέσεις όπου η καμπύλη *HVSR* ήταν επίπεδη, ο χαρακτηρισμός των τοπικών εδαφικών συνθηκών δεν ήταν εφικτός.

7.2 Συζήτηση

Τα συμπεράσματα της παρούσας διατριβής βασίστηκαν στα αποτελέσματα εφαρμογής τριών διαφορετικών μεθοδολογιών οι οποίες ήταν: Μέθοδοι μέτρησης και επεξεργασίας δεδομένων εδαφικού θορύβου, μέθοδοι αριθμητικής προσομοίωσης καταγραφών εδαφικού θορύβου και μέθοδοι ανάλυσης σεισμικών καταγραφών. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων των παραπάνω μεθοδολογιών οδηγεί σε καλή συμφωνία μεταξύ τους για την περιοχή μελέτης. Αν λάβουμε υπόψη και τα θετικά αποτελέσματα εφαρμογής των μεθόδων διεθνώς, μπορούμε να καταλήξουμε στο συμπέρασμα ότι η μελέτη της γεωφυσικής δομής του υπεδάφους σε μία περιοχή γίνεται με σημαντική αξιοπιστία. Παρόλα αυτά, είναι πάντα απαραίτητη η επαλήθευσή των αποτελεσμάτων με γεωτεχνικά και γεωλογικά δεδομένα τα οποία παρέχουν πληροφορίες για την πραγματική υπεδάφια δομή. Συνοψίζοντας, μπορούμε να πούμε ότι για την αποδοχή οποιουδήποτε γεωφυσικού μοντέλου δομής, το οποίο εξάγεται από την εφαρμογή γεωφυσικών μεθόδων, θα πρέπει αυτό να ερμηνεύει ικανοποιητικά τις πειραματικές μετρήσεις και παρατηρήσεις.

Δυστυχώς, τα διαθέσιμα γεωτεχνικά δεδομένα για την περιοχή μελέτης ήταν περιορισμένα σε αριθμό και κάλυπταν μικρή έκταση της πόλης. Πολλές από τις γεωτεχνικές πληροφορίες αφορούσαν θέσεις εκτός της περιοχής ενδιαφέροντος, αλλά σε κοντινή απόσταση από αυτή. Επομένως, έγινε η υπόθεση ότι οι γεωλογικές συνθήκες ήταν παρόμοιες με αυτές τις θέσεις και στην περιοχή μελέτης, γεγονός που μπορεί να μην ισχύει πλήρως σε όλες τις περιπτώσεις. Επιπλέον, τα γεωλογικά δεδομένα προέρχονται από γεωλογική χαρτογράφηση μεγάλης κλίμακας η οποία δεν συμπεριλαμβάνει τοπικούς γεωλογικούς σχηματισμούς μικρής έκτασης. Αποτέλεσμα είναι να χάνονται πληροφορίες για τις τοπικές γεωλογικές διαφοροποιήσεις της υπεδάφιας δομής, που μπορεί να παίζουν ουσιαστικό ρόλο στην απόκριση της σεισμικής εδαφικής κίνησης και κατ' επέκταση στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων εφαρμογής γεωφυσικών μεθόδων.

Η έλλειψη ικανού αριθμού γεωτεχνικών δεδομένων έχει άμεσο αντίκτυπο στην ερμηνεία των αποτελεσμάτων όλων των μεθοδολογιών και κυρίως στο χαρακτηρισμό των τοπικών εδαφικών συνθηκών σύμφωνα με τις διατάξεις του αντισεισμικού κανονισμού *NEHRP (2000)*. Όπως έχει ήδη αναφερθεί, η χωρική επέκταση του χαρακτηρισμού των τοπικών εδαφικών συνθηκών στην περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε με συσχέτιση του παράγοντα ενίσχυσης (A_0) της εδαφικής κίνησης από ανάλυση δεδομένων εδαφικού θορύβου με την ποσότητα $\bar{N}$ που αντιπροσωπεύει τον μέσο αριθμό κρούσεων της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως για τα πρώτα 30m του υπεδάφους. Η ποσότητα $\bar{N}$ υπολογίστηκε για το σύνολο των έντεκα διαθέσιμων γεωτρήσεων στην περιοχή μελέτης στις θέσεις των οποίων υπήρχε κοντινή μέτρηση εδαφικού θορύβου. Επομένως, το στατιστικό δείγμα για τη συσχέτιση $A_0 - \bar{N}$ ήταν μικρό. Επιπλέον, αφού οι επίπεδες καμπύλες *HVSR* δεν χρησιμοποιήθηκαν, το στατιστικό δείγμα έγινε ακόμη μικρότερο. Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι ο χαρακτηρισμός τοπικών εδαφικών συνθηκών με βάση τον παράγοντα A_0 εδαφικού θορύβου είναι μόνο προκαταρκτικός, από την άποψη ότι στηρίζεται σε μία συσχέτιση με μικρό δείγμα δεδομένων. Παρόλα αυτά, έχει ιδιαίτερο ενδιαφέρον το αν η συσχέτιση $A_0 - \bar{N}$ μπορεί να δώσει ρεαλιστικά αποτελέσματα σε μία περιοχή, γιατί θα μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε παρόμοιες περιπτώσεις στις οποίες δεν υπάρχουν επαρκή γεωτεχνικά δεδομένα. Η επαλήθευση ή όχι του προκαταρκτικού χάρτη χαρακτηρισμού τοπικών εδαφικών συνθηκών για την

περιοχή μελέτης, θα είναι δυνατή σε περίπτωση μελλοντικής σεισμικής δόνησης με βάση τη συσχέτιση με τις σεισμικές βλάβες.

BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ - ΑΝΑΦΟΡΕΣ

AKAMATSU J., FUJITA M. & NISHIMURA K., “Vibrational Characteristics of Microseisms and their Applicability to Microzoning”, *Journal of Physics and Earth (Vol. 40)*, 137-150p, 1992.

AKI Keiiti, “Space and Time Spectra of Stationary Stochastic Waves, with Special Reference to Microtremors”, *Bulletin of Earthquake Research Institute (Vol.35)*, 415-456p, 1957.

AKI Keiiti & RICHARDS G. Paul, “Quantitative Seismology”, Second edition, *University Science Press*, 700p, 2002.

AL YUNCHA Zakaria & LUZON Francisco, “On the Horizontal to Vertical Spectral Ratio in Sedimentary Basins”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.90)*, 1101-1106p, 2000.

ALFARO A., PUJADES L. G., GOULA X., SUSAGNA T., NAVARRO M., SANCHEZ J. & CANAS A., “Preliminary Map of Soil’s Predominant Periods in Barcelona Using Microtremors”, *Pure and Applied Geophysics (158)*, 2499-2541p, 2001.

ANSAL M. Atilla, IYISAN Recep & GULLU Hamza, “Microtremor Measurements for the Microzonation of Dinar”, *Pure and Applied Geophysics (158)*, 2525-2541p, 2001.

ANSARY M.A., FUSE M., YAMAZAKI F. & KATAYAMA T., “Use of Microtremors for the Estimation of Ground Vibration Characteristics”, *3rd International Conference on Recent Advances in Geotechnical Engineering and Soil Dynamics (Saint-Louis, USA)*, 571-574p, 1995.

ARAI Hiroshi & TOKIMATSU Kohji, “Effects of Rayleigh and Love Waves on Microtremor H/V Spectra”, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering (Aucklet, New Zealand)*, Paper No. 2232, 2000.

- ARAI Hiroshi & TOKIMATSU Kohji, “Evaluation of Local Site Effects Based on Microtremor H/V Spectra”, *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (Yokohama, Japan)*, 673-680p, 1998.
- ARAI Hiroshi & TOKIMATSU Kohji, “S-Wave Velocity Profiling by Inversion of Microtremor H/V Spectrum”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 94)*, 53-63p, 2004.
- ASTEN W. Michael, “Geological Control on the Three-Component Spectra of Rayleigh-Wave Microseism”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.68)*, 1623-1636p, 1978.
- ASTEN W. Michael & HENSTRIDGE D. John, “Array Estimators and Use of Microseisms for Reconnaissance of Sedimentary Basins”, *Geophysics (49)*, 1828-1837p, 1984.
- ASTEN W. Michael & DHU T., “Enhanced Interpretation of Microtremor Spectral Ratios Using Multimode Rayleigh-Wave Particle-Motion Computations”, *Proceedings of Total Risk Management in the Privatised Era, Australian Earthquake Engineering Society Conference (Adelaide, Australia)*, 2002.
- ATAKAN Kuvvet, BARD Pierre-Yves, KIND Fortunat, MORENO Bladimir, ROQUETTE Pedro, TENTO Alberto & the SESAME-Team, “J-SESAME: A Standardized Software Solution for the H/V Spectral Ratio Technique”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 2270, 2004a.
- ATAKAN Kuvvet, DUVAL Anne-Marie, THEODULIDIS Nikos, GUILLIER Bertrand, CHATELAIN Jean-Luc, BARD Pierre-Yves & the SESAME-Team, “The H/V Spectral Ratio Technique: Experimental Conditions, Data Processing and Empirical Reliability Assessment”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 2268, 2004b.

- ATHANASOPOULOS A. George, “Empirical Correlations V_{so} - N_{SPT} for Soils of Greece: A Comparative Study of Reliability”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering VII*, 19-26p, 1995.
- BARD Pierre-Yves, “Microtremor Measurement: A Tool for Site Effect Estimation?”, *The Effects of Surface Geology on Seismic Motion*, 1251-1279p, 1999.
- BARD Pierre-Yves & SESAME Participants, “The SESAME Project: An Overview and Main Results”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 2207, 2004.
- BINDI D., PAROLAI S., SPALLAROSSA D. & CATTENEO M., “Site Effects by H/V Ratio: Comparison of Two Different Procedures”, *Journal of Earthquake Engineering (4)*, 97-113p, 2000.
- BODIN Paul, SMITH Kevin, HORTON Steve & HWANG Howard, “Microtremor Observations of Deep Sediment Resonance in Metropolitan Memphis, Tennessee”, *Engineering Geology (62)*, 159-168p, 2001.
- BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, OHRNBERGER Matthias, WATHELET Marc, BARD Pierre-Yves, FAH Donat, MOCZO Peter & COTTON Fabrice, “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)*, Paper No. 1120, 2004.
- BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, CORNOU Cecile, BARD Pierre-Yves, COTTON Fabrice, MOCZO Peter, KRISTEK Josef & FAH Donat, “H/V Ratio: A Tool for Site Effect Evaluation. Results from 1D Noise Simulations”, *Geophysical Journal International*, 11p, 2006a.
- BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, COTTON Fabrice & BARD Pierre-Yves, “The Nature of Noise Wavefield and its Applications for Site Effects Studies. A Literature Review”, *Earth-Science Reviews (79)*, 205-227p, 2006b.

- BORCHERDT D. Roger, “Effects of Local Geology on Ground Motion Near San Francisco Bay”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.60)*, 29-61p, 1970.
- BOUR M., FOUISSAC D., DOMINIQUE P. & MARTIN C., “On the Use of Microtremor Recordings in Seismic Microzonation”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (17)*, 465-474p, 1998.
- BROMIRSKI P. D. & DUENNEBIER F. K., “The Near-Coastal Microseism Spectrum: Spatial and Temporal Wave Climate Relationships”, *Journal of Geophysical Research (107)*, 2002.
- CAPON Jack, “High Resolution Frequency-Wavenumber Spectrum Analysis”, *Proceedings of the IEEE (Vol.57)*, 1408-1418p, 1969.
- CARNIEL Roberto, BARAZAA Fausto & PASCOLO Paolo, “Improvement of Nakamura Technique by Singular Spectrum Analysis”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (26)*, 55-63p, 2006.
- CHATELAIN Jean-Luc, GUEGUEN Philippe, GUILLIER Bertrand, FRECHET Julien, BONDOUX Francis, SARRAULT Jacques, SULPICE Pascal & NEUVILLE Jean-Marc, “CityShark: A User - Friendly Instrument Dedicated to Ambient Noise (Microtremor) Recording for Site and Building Response Studies”, *Seismological Research Letters (Vol.71)*, 698-703p, 2000.
- CHAVEZ-GARCIA F. J., PEDOTI G., HATZFELD D. & BARD P.-Y., “An Experimental Study near Thessaloniki (Northern Greece)”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 80)*, 784-800p, 1990.
- CHAVEZ-GARCIA F. J., STEPHENSON W. R. & RODRIGUEZ M., “Lateral Propagation Effects Observed at Parkway, New Zealand: A Case History to Compare 1D versus 2D Site Effects”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 89)*, 718-732p, 1999.
- CHOUET B., De LUCA G., MILANA G., DAWSON P., MARTINI M. & SCARPA R., “Shallow Velocity of Stromboli Volcano, Italy, Derived from

- Small-Aperture Array Measurements of Strombolian Tremor”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 88), 653-665p, 1998.
- CORNOU C., BARD P.-Y. & DIETRICH M., “Contribution of Dense Array Analysis to Identification and Quantification of Basin-Edge Induced Waves. Part I: Methodology”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 93), 2604-2623p, 2003a.
- CORNOU C., BARD P.-Y. & DIETRICH M., “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* (Vol. 93), 2624-2648p, 2003b.
- CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, FAH Donat, BARD Pierre-Yves, MOCZO Peter, OHRNBERGER Matthias & WATHELET Marc, “Simulation of Seismic Ambient Noise: II. H/V and Array Techniques for Real Sites”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 1130, 2004.
- D’AMICO V., ALBARELLO D. & MUCCIARELLI M., “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), 475-483p, 2002.
- DELGADO J., LOPEZ CASADO C., GINER J., ESTEVEZ A., CUENCA A. & MOLINA S., “Microtremors as a Geophysical Exploration Tool: Application and Limitations”, *Pure and Applied Geophysics* (158), 2525-2541p, 2000a.
- DELGADO J., LOPEZ CASADO C., GINER J., ESTEVEZ A., CUENCA A. & MOLINA S., “Structure of the Padul-Niguelas Basin (S Spain) from H/V ratios of Ambient Noise: Application of the Method to Study Peat and Coarse Sediments”, *Pure and Applied Geophysics* (159), 2733-2749p, 2002.
- DELGADO J., LOPEZ CASADO C., ESTEVEZ A., GINER J., CUENCA A. & MOLINA S., “Mapping Soft Soils in the Segura River Valley (SE Spain): A

- Case Study of Microtremors as a exploration Tool”, *Journal of Applied Geophysics* (45), 19-32p, 2000b.
- DOLENC D. & DREGER D., “Microseisms Observations in the Santa Clara Valley, California”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 95), 1137-1149p, 2005.
- DOUZE E. J., “Rayleigh Waves in Short-Period Seismic Noise”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 54), 1197-1212p, 1964.
- DOUZE E. J., “Short-Period Seismic Noise”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 57), 55-81p, 1967.
- DRAVINSKI M., DING G. & WEN K.-L., “Analysis of Spectral Ratios for Estimating Ground Motion in Deep Basins”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 86), 646-654p, 1996.
- DUVAL A.-M., BARD P.-Y., LeBRUN B., LACAVE-LACHER C., RIEPL J. & HATZFELD D., “H/V Technique for Site Response Analysis. Synthesis of Data from Various Surveys”, *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata* (42), 267-281p, 2001b.
- DUVAL A.-M., BARD P.-Y., MENEROUD J.-P. & VIDAL S., “Mapping Site Effects with Microtremors”, *Proceedings of 5th International Conference on Seismic Zonation (Nice, France)*, 1522-1529p, 1994.
- DUVAL A.-M., BARD P.-Y., MENEROUD J.-P. & VIDAL S., “Usefulness of Microtremor Measurements for Site Effects”, *Proceedings of the 10th European Conference (Vienna, Austria)*, 521-528p, 1995.
- DUVAL A.-M., VIDAL S., MENEROUD J.-P., SINGER A., DeSANTIS F., RAMOS C., ROMERO G., RODRIGUEZ R., PERNIA A., REYES N. & GRIMAN C., “Site Effect Determination with Microtremors”, *Pure and Applied Geophysics* (158), 2513-2523p, 2001a.
- FAH Donat, KIND Fortunat & GIARDINI Domenico, “A Theoretical Investigation of Average H/V Ratios”, *Geophys. J. Int.* (145), 535-549p, 2001.

- FIELD H. Edward, "Spectral Amplification in a Sediment-Filled Valley Exhibiting Clear Basin-Edge Induced Waves", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 86), 991-1005p, 1996.
- FIELD H. Edward & JACOB H. Klaus, "A Comparison and Test of Various Site-Response Estimation Techniques, Including Three That Are Not Reference-Site Dependent", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.85), 1127-1143p, 1995.
- FIELD H. Edward & JACOB H. Klaus, "The Theoretical Response of Sedimentary Layers to Ambient Seismic Noise", *Geophysical Research Letters* (Vol.20), 2925-2928p, 1993.
- FIELD H. Edward, HOUGH S. E. & JACOB H. Klaus, "Using Microtremors to Access Potential Earthquake Response: A Case Study in Flushing Meadows, New York City", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.80), 1456-1480p, 1990.
- FRANTTI G., "The Nature of High-Frequency Earth Noise Spectra", *Geophysics* (Vol. 28), 547-562p, 1963.
- FRANTTI G., WILLIS D. E. & WILSON J. T., "The Spectrum of Seismic Noise", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.52), 113-121p, 1962.
- FRIEDRICH A., KRUGER F. & KLINGE K., "Ocean-Generated Microseismic Noise Located with the Grafenberg Array", *Journal of Seismology*, 47-64p, 1998.
- FYEN J., "Diurnal and Seasonal Variations in the Microseismic Noise Level Observed at the NORESS Array", *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 252-268p, 1990.
- GAGNEPAIN-BEYNEIX J., LEPINE J.C., NERCESSIAN A. & HIRN A., "Experimental Study of Site Effects in the Fort-de-France Area (Martinique Island)", *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.85), 478-495p, 1995.

- GARCIA-JEREZ A., NAVARRO M., ALCALA F. J., LUZON F., PEREZ-RUIZ J. A., ENOMOTO T., VIDAL F. & OCANA E., "Characterization of the Sedimentary Cover of the Zafarraya Basin, Southern Spain, by Means of Ambient Noise", *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 96)*, 957-967p, 2006.
- GARCIA-JEREZ A., LUZON F., NAVARRO M. & PEREZ-RUIZ A., "Shallow Velocity Structure Using Joint Inversion of Array and H/V Spectral Ratio of Ambient Noise: The Case of Mula Town (SE of Spain)", *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (27)*, 907-919p, 2007.
- GOSAR A., STOPAR R., CAR M. & MUCCIARELLI M., "The Earthquake on 12 April 1998 in the Krn Mountains (Slovenia): Ground-Motion Amplification Study Using Microtremors and Modelling Based on Geophysical Data", *Journal of Applied Geophysics (47)*, 153-167p, 2001.
- GUEGUEN P., CHATELAIN J.-L., GUILLIER B., YEPES H. & EGRED J., "Site Effect and Damage Distribution in Pujili (Ecuador) after the 28th March 1996 Earthquake, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (17)*, 329-334p, 1998.
- GUTENBERG B., "Microseisms", *Advanced Geophysics (5)*, 53-92p, 1958.
- GUILLIER Bertrand, CORNOU Cecile, KRISTEK Josef, MOCZO Peter, BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, BARD Pierre-Yves & FAH Donat, "Simulation of Seismic Ambient Vibrations: Does the H/V Provides Quantitative Information in 2D-3D Structures?", *Proceedings of the 3rd ESG Symposium*, Paper No. 185, 2006.
- HISADA Yoshiaki, "An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths", *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.84)*, 1456-1472p, 1994.
- HISADA Yoshiaki, "An Efficient Method for Computing Green's Functions for a Layered Half-Space with Sources and Receivers at Close Depths (Part 2)", *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.85)*, 1080-1093p, 1995.

- HORIKE M., “Geophysical Exploration Using Microtremor Measurements”, *Proceedings of the 10th World Conference on Earthquake Engineering (Acapulco, Mexico)*, Paper No. 2033, 1996.
- HORIKE M., “Inversion of Phase Velocity of Long-Period Microtremors to the S-Wave Velocity Structure Down to the Basement in Urbanized Areas”, *Journal of Physics of the Earth (33)*, 59-96p, 1985.
- HORIKE M., ZHAO B. & KAWASE H., “Comparison of Site Response Characteristics Inferred from Microtremor and Earthquake Shear Waves”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.91)*, 1526-1536p, 2001.
- Ι.Γ.Μ.Ε., “Φύλλο Γρεβενά”, Γεωλογικός Χάρτης, Κλίμακα 1:50000, *Ινστιτούτο Γεωλογικών και Μεταλλευτικών Ερευνών*, 1978.
- JIMENEZ M. J., GARCIA-FERNANDEZ M., ZONNO G. & CELLA F., “Mapping Soil Effects in Barcelona, Spain, Through an Integrated GIS Environment”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (19)*, 289-301p, 2000.
- KANAI K. & TANAKA T., “On Microtremors, VIII”, *Bulletin of the Earthquake Research Institute (39)*, 97-114p, 1961.
- ΚΑΛΤΕΖΙΩΤΗΣ Ν., ΣΑΜΠΑΤΑΚΑΚΗΣ Ν., ΒΑΣΙΛΕΙΟΥ Ι., “Εκτίμηση των Δυναμικών Χαρακτηριστικών των Εδαφών στον Ελληνικό Χώρο”, *Πρακτικά του 2^{ου} Πανελληνίου Συνεδρίου Γεωτεχνικής Μηχανικής (Τόμος 2)*, 239-246p, 1992.
- KONNO Katsuaki & OHMACHI Tatsuo, “Ground Motion Characteristics Estimated from Spectral Ratio Between Horizontal and Vertical Components of Microtremor”, *Bulletin of Seismological Society of America (Vol.88)*, 228-241p, 1998.
- KUDO Kazuyoshi, “Practical Estimates of Site Response: State of Art Report”, *Society of 5th International Conference on Seismic Zonation*, 1878-1907p, 1995.

- KVAERNA T. & RINGDAHL F., “Stability of Various f-k Estimation Techniques”, *Semiannual Technical Summary (1 October 1985 - 31 March 1986)*, *NORSAR Scientific Report, 1-86/87 (Kjeller, Norway)*, 29-40p, 1986.
- LACHET Corinne & BARD Pierre-Yves, “Numerical and Theoretical Investigations on the Possibilities and Limitations of Nakamura’s Technique”, *Journal of Physics of the Earth*, 377-397p, 1994.
- LACHET Corinne, HATZFELD Denis, BARD Pierre-Yves, THEODULIDIS Nikos, PAPAIOANNOU Christos & SAVVAIDIS Alexandros, “Site Effects and Microzonation in the City of Thessaloniki (Greece): Comparison of Different Approaches”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.86)*, 1692-1703p, 1996.
- LACOSS R. T., KELLY E. J. & TOKSOZ M. N., “Estimation of Seismic Noise Structure Using Arrays, *Geophysics (34)*, 21-38p, 1969.
- LANGSTON C. A., “Structure Under Mount Rainier, Washington, Inferred From Teleseismic Body Waves”, *J. Geophys. Res. (84)*, 4749-4762p, 1979.
- LERMO Javier & CHAVEZ-GARCIA J. Francisco, “Are Microtremor Useful in Site Response Evaluation?”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 84)*, 1350-1364p, 1994a.
- LERMO Javier & CHAVEZ-GARCIA J. Francisco, “Site Effect Evaluation at Mexico City: Dominant Period and Relative Amplification from Strong Motion and Microtremor Records”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (13)*, 413-423p, 1994b.
- LERMO Javier & CHAVEZ-GARCIA J. Francisco, “Site Effect Evaluation Using Spectral Ratios With Only One Station”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.83)*, 1574-1594p, 1993.
- LI T. M., FERGUSON J. F., HERRIN E. & DURHAM H. B., “High-Frequency Seismic Noise at Lajitas, Texas”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 74)*, 2015-2033p, 1984.

- LOZANO Lucia, HERRAIZ Miguel & SINGH Shri Krishna, “Site Effect Study in Central Mexico Using H/V and SSR Techniques: Independence of Seismic Site Effects on Source Characteristics”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (Article in Press)*, 13p, 2008.
- MARESCA R., CASTELLANO M., DeMATTEIS R., SACCOROTTI G. & VACCARIELLO P., “Local Site Effects in the Town of Benevento (Italy) from Noise Measurements”, *Pure and Applied Geophysics (160)*, 1745-1764p, 2003.
- MARESCA Rosalba, GALLUZZO Danilo & DEL PEZZO Edoardo, “H/V Spectral Ratios and Array Techniques Applied to Ambient Noise Recorded in the Colfiorito Basin, Central Italy”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 96)*, 490-505p, 2006.
- MOCZO Peter & KRISTEK Josef, “FD Code to Generate Noise Synthetic”, *SESAME European research program, Deliverable D02.09*, 31p, 2002.
- MORALES J., VIDAL F., PENA A., ALGUACIL G. & IBANEZ J. M., “Microtremor Study in the Sediment-Filled Basin of Zafarraya, Granada (Southern Spain)”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 81)*, 687-693p, 1991.
- MOYNTPAKHΣ Δημοσθένης, “Γεωλογία της Ελλάδας”, *University Studio Press*, 207p, 1985.
- MUCCIARELLI M., “Reliability and Applicability of Nakamura’s Technique Using Microtremors: An Experimental Approach”, *Journal of Earthquake Engineering (2)*, 625-638p, 1998.
- MUCCIARELLI M. & GALLIPOLI M. R., “A Critical Review of 10 years of Microtremor HVSr Technique”, *Bolletino Di Geofisica Teorica Ed Applicata*, 255-266p, 2001.
- MUCCIARELLI M. & MONACHESI G., “The Bovec (Slovenia) Earthquake, April 1998: Preliminary Quantitative Association Among Damage, Ground Motion

- Amplification and Building Frequencies”, *Journal of Earthquake Engineering* (3), 317-327p, 1999.
- MUCCIARELLI M. & MONACHESI G., “A Quick Survey of Local Amplifications and their Correlation with Damage Distribution Observed During the Umbro-Marchesan (Italy) Earthquake of September 26, 1997”, *Journal of Earthquake Engineering* (2), 325-337p, 1998.
- MURPHY R. J. & SHAH K. H., “An Analysis of the Effects of Site Geology on the Characteristics of Near-Field Rayleigh Waves”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.78), 64-82p, 1988.
- NAKAMURA Yutaka, “A Method for Dynamic Characteristics Estimation of Subsurface using Microtremor on the Ground Surface”, *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*, (Vol. 30), 25-33p, 1989.
- NAKAMURA Yutaka, “Real-Time information systems for hazards mitigation”, *Proceedings of the 11th World Conference on Earthquake Engineering* (Acapulco, Mexico), 1996.
- NAKAMURA Yutaka, “Clear Identification of Fundamental Idea of Nakamura’s Technique and its Applications”, *Proceedings of the 12th World Conference on Earthquake Engineering* (Auckland, New Zealand), 8p, 2000.
- NAVARRO M., ENOMOTO T., SANCHEZ F. J., MATSUDA I., IWATATE T., POSADAS A. M., LUZON F. & SEO K., “Surface Soil Effects Study Using Short-Period Microtremors Observations in Almeria City, Southern Spain”, *Pure and Applied Geophysics* (158), 2481-2497p, 2001.
- NEHRP, “Recommended Provisions for New Buildings and Other Structures”, *FEMA 368*, 374p, 2000.
- NGUYEN F., VAN ROMPAEY G., TEERLYNCK H., VAN CAMP M., JONGMANS D. & CAMELBEECK T., “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”, *Journal of Earthquake Engineering* (8), 41-56p, 2004.

- NOGOSHI M. & IGARASHI T., “On the Amplitude Characteristics of Microtremor (Part 2) (in Japanese with English Abstract)”, *Journal of Seismological Society of Japan (Vol. 24)*, 24-40p, 1971.
- OHMACHI T. & UMEZONO T., “Rate of Rayleigh Waves in Microtremors”, *Proceedings of the 2nd International Symposium on the Effects of Surface Geology on Seismic Motion (Yokohama, Japan)*, 587-592p, 1998.
- OHORI M., NOBATA A. & WAKAMATSU K., “A Comparison of ESAC and FK Methods of Estimating Phase Velocity Using Arbitrarily Shaped Microtremor Arrays”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.92)*, 2323-2332p, 2002.
- OHRNBERGER Matthias, BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, CORNOU Cecile, GUILLIER Bertrand, KIND Fortunat, KOEHLER Andreas, SCHISSELE-REBEL Estelle, SAVVAIDIS Alexandros & WATHELET Marc, “User Manual for Software Package CAP - a Continuous Array Processing Toolkit for Ambient Vibration Array Analysis”, 2004.
- OHRNBERGER Matthias, SCHISSELE Estelle, CORNOU Cecile, BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, WATHELET Marc, SAVVAIDIS Alexandros, SCHERBAUM Frank & JONGMANS Denis, “Frequency Wavenumber and Spatial Autocorrelation Methods For Dispersion Curve Determination From Ambient Vibration Recordings”, *Proceedings of the 13th World Conference on Earthquake Engineering (Vancouver, Canada)*, Paper No. 0946, 2004.
- OKADA Hiroshi, “The Microtremor Survey Method”, *Society of Exploration Geophysics (SEG)*, 135p, 2003.
- PANOU Areti, THEODULIDIS Nikos, HATZIDIMITRIOU Panagiotis, STYLIANIDIS K. & PAPAACHOS Costas, “Ambient Noise Horizontal-to-Vertical Spectral Ratio in Site Effects Estimation and Correlation with Seismic Damage Distribution in Urban Environment: The Case of the City of Thessaloniki (Northern Greece)”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (25)*, 261-274p, 2005.

- ΠΑΝΟΥ Αρετή, “Ανάλυση μετρήσεων μικροθορύβου και συσχέτιση με μακροσεισμικά αποτελέσματα της περιοχής της Θεσσαλονίκης”, *Διδακτορική Διατριβή*, Αριστοτέλειο Πανεπιστήμιο Θεσσαλονίκης, 200p, 2007.
- PAPAZACHOS C. Basilis, “Seismicity of the Aegean and Surrounding Area”, *Tectonophysics (178)*, 287-308p, 1990.
- PAROLAI S., BORMANN P. & MILKEREIT C., “New Relationships Between Vs, Thickness of Sediments, and Resonance Frequency Calculated by the H/V Ratio of Seismic Noise for the Cologne Area (Germany)”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 92)*, 2521-2527p, 2002.
- PETERSON J., “Observations and Modeling of Seismic Background Noise”, *US Geological Survey, Open File Report (Vol. 93)*, 42p, 1983.
- RIEPL J., BARD P.-Y., HATZFELD D., PAPAIOANNOU C. & NECHTSCHIEIN S., “Detailed Evaluation of Site-Response Estimation Methods Across and along the Sedimentary Valley of Volvi (EURO-SEISTEST)”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol. 88)*, 488-502p, 1998.
- RODRIGUEZ V. & MIDORIKAWA S., “Applicability of the H/V Spectral Ratio of Microtremors in Assessing Site Effects on Seismic Motion”, *Earthquake Engineering and Structural Dynamics (31)*, 261-279p, 2002.
- ROBERTS C. J. & ASTEN W. Michael, “Resolving a Velocity Inversion at the Geotechnical Scale Using the Microtremor (Passive Seismic) Survey Method”, *Exploration Geophysics (35)*, 14-18p, 2004.
- SAMBRIDGE M., “Geophysical Inversion with a Neighborhood Algorithm I. Searching a Parameter Space”, *Geophysical Journal International (103)*, 4839-4878p, 1999.
- SATOH T., KAWASE H. & MATSUSHIMA S. I., “Differences Between Site Characteristics Obtained From Microtremors, S-Waves, P-Waves, and Coda”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.91)*, 313-334p, 2001.

- SCHERBAUM F., OHRNBERGER M., SAVVAIDIS A., PANOU A. & THEODULIDIS N., “Determination of Shallow Shear Wave Velocity Profiles Using Ambient Vibrations at Selected Sites in Greece”, *Assembly of the American Geophysical Union (A.G.U.)*, 2002.
- SCHERBAUM F., HINZEN K.-G. & OHRNBERGER M., “Determination of Shallow Shear Wave Velocity Profiles in the Cologne/Germany Area Using Ambient Vibrations”, *Geophysical Journal International* (152), 597-612p, 2003.
- SEEKINS L., WENNERBERG L., MARGHERITI L. & LIU H.-P., “Site Amplification at Five Locations in Sac Francisco, California: A Comparison of S-waves, Cudas, and Microtremors”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.86)*, 627-635p, 1996.
- SEO K., “Comparison of Measured Microtremors with Damage Distribution”, *In JICA, Research and Development Project on Earthquake Disaster Prevention*, 1997.
- SEMBLAT J.-F., DUVAL A.-M. & DANGLA P., “Numerical Analysis of Seismic Wave Amplification in Nice (France) and Comparisons with Experiments”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* (19), 347-362p, 2000.
- SESAME European research project, “Guidelines for the implementation of the H/V spectral ratio technique on ambient vibrations: Measurements, Processing and Interpretation”, *Deliverable D23.12*, 62p, 2004.
- STEPHENSON W. R., “Factors Bounding Prograde Rayleigh-Wave Particle Motion in a Soft-Soil Layer”, *Pacific Conference on Earthquake Engineering*, 2003.
- STEIDL H. Jamison, TUMARKIN G. Alexei & ARCHULETA J. Ralph, “What is a Reference Site?”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.86)*, 1733-1748p, 1996.
- STEIN Seth & WYSESSION Michael, “An Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure”, *Blackwell Publishing*, 498p, 2003.

- TEVES-COSTA P., MATIAS L. & BARD P.-Y., “Seismic Behaviour Estimation of Thin Alluvium Layers Using Microtremor Recordings”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* (15), 201-209p, 1996.
- THEODULIDIS Nikos, CULTRERA Giovanna, De RUBEIS Valerio, CARA Fabrizio, PANOU Areti, PAGANI Marco & TEVES-COSTA Paula, “Correlation Between Damage Distribution and Ambient Noise H/V Spectral Ratio: The SESAME Project Results”, *Bulletin of Earthquake Engineering* (6), 109-140p, 2008.
- TOKIMATSU Kohji, “Geotechnical site characterization using surface waves”, *Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368p, 1997.
- TOKIMATSU K., WAKAI S. & ARAI H., “Three-Dimensional Soil Stratification Using Surface Waves in Microtremors”, *Proceedings of the 1st International Conference on Earthquake Geotechnical Engineering*, 1333-1368p, 1998.
- TOKIMATSU Kohji, ARAI H. & ASAKA Y., “Three-Dimensional Soil Profiling in Kobe Area Using Microtremors”, *10th World Conference of Earthquake Engineering (Acapulco, Mexico)*, Paper No. 1764, 1996.
- TOKSOZ M. N. & LACOSS R. T., “Microseisms: Mode Structure and Sources”, *Science* (159), 872-873p, 1968.
- TOSHINAWA J., TABER J. & BERRIL J., “Distribution of Ground-Motion Intensity from Questionnaire Survey, Earthquake Recordings, and Microtremor Measurements - A Case Study in Christchurch, New Zealand, During the 1994 Arthus Pass Earthquake”, *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol.87), 356-369p, 1997.
- TRIFUNAC M. D. & TODOROVSKA M. I., “Long Period Microseisms and Earthquake Damage: Northridge, CA, Earthquake of 17 January 1994”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering* (19), 253-267p, 2000.
- WAKAMATSU K. & YASUI Y., “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)*, 1996.
- WATHELET Marc, JONGMANS Dennis & OHRNBERGER Matthias, “Surface-Wave Inversion Using a Direct Search Algorithm and its Application to Ambient Vibration Measurements”, *Near Surface Geophysics (2)*, 211-221p, 2004.
- WATHELET Marc, “Array Recordings of Ambient Vibrations: Surface-Wave Inversion”, *PhD Thesis*, University of Liège (Belgium), 177p, 2005.
- WATHELET Marc, JONGMANS Dennis, OHRNBERGER Matthias & BONNEFOY-CLAUDET Sylvette, “Array Performances for Ambient Vibrations on a Shallow Structure and Consequences Over V_s Inversion”, *Journal of Seismology (12)*, 1-19p, 2007.
- WOODS W. John & LINTZ R. Paul, “Plane Waves at Small Arrays”, *Geophysics (38)*, 1023-1041p, 1973.
- YAMANAKA H., DRAVINSKI M. & KAGAMI H., “Continuous Measurements of Microtremor on Sediments and Basement in Los Angeles, California”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.63)*, 1227-1253p, 1993.
- YAMANAKA H., TAKEMURA M., ISHIDA H. & NIWA M., “Characteristics of Long-Period Microtremors and their Applicability in Exploration of Deep Sediments”, *Bulletin of the Seismological Society of America (Vol.84)*, 1831-1841p, 1994.
- YAMAMOTO H., “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)*, 2000.
- ZASLAVSKY Y., SHAPIRA A. & ARZI A., “Amplification Effects from Earthquakes and Ambient Noise in the Dead Sea Rift (Israel)”, *Soil Dynamics and Earthquake Engineering (20)*, 187-207p, 2000.

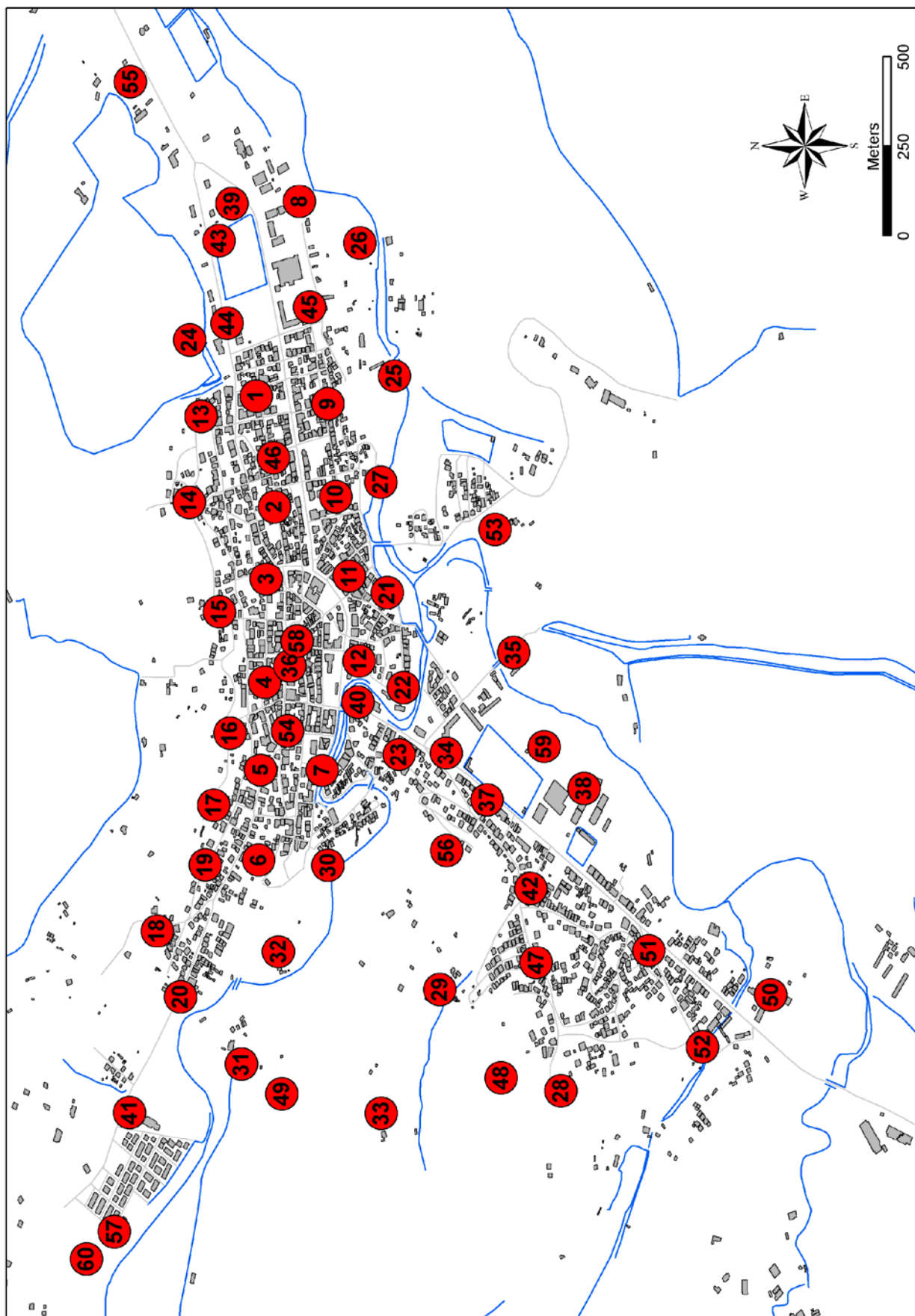
Παράρτημα A

Καμπύλες HVSR

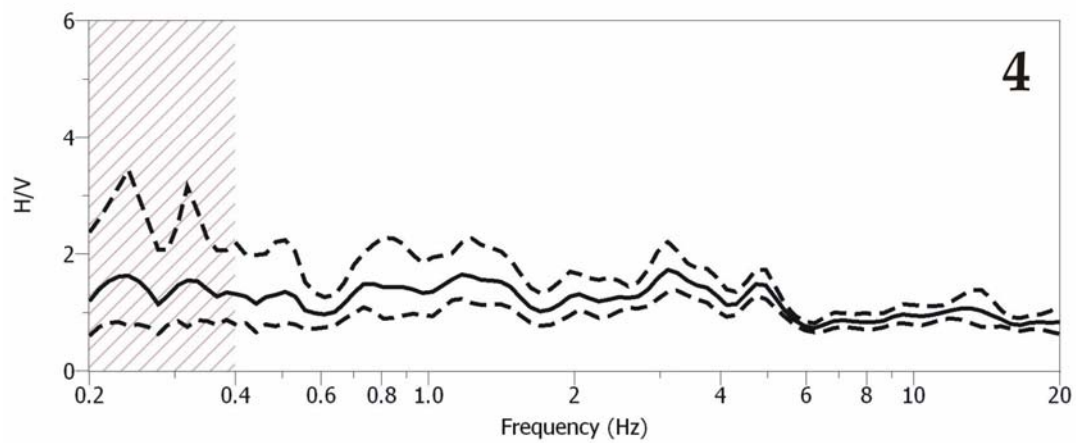
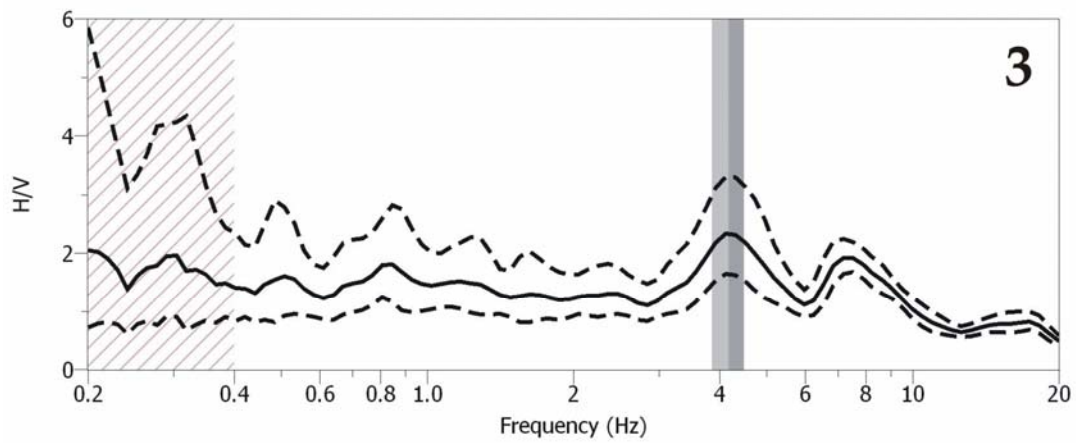
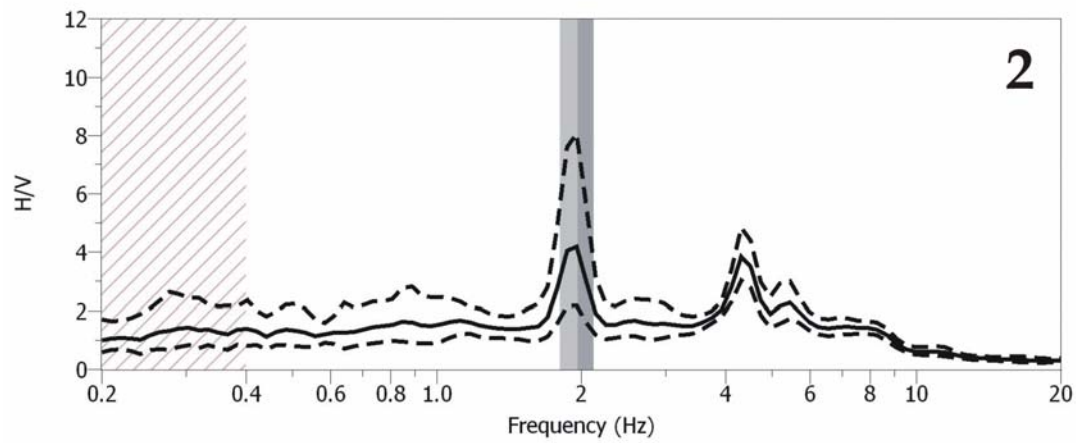
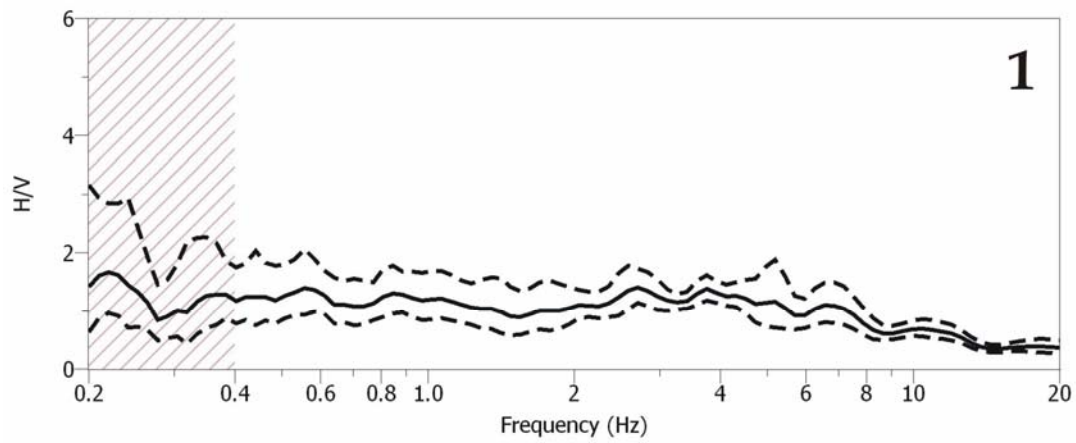
Στο Παράρτημα A παρουσιάζονται όλες οι καμπύλες HVSR για κάθε θέση μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού καταγραφής στην περιοχή μελέτης.

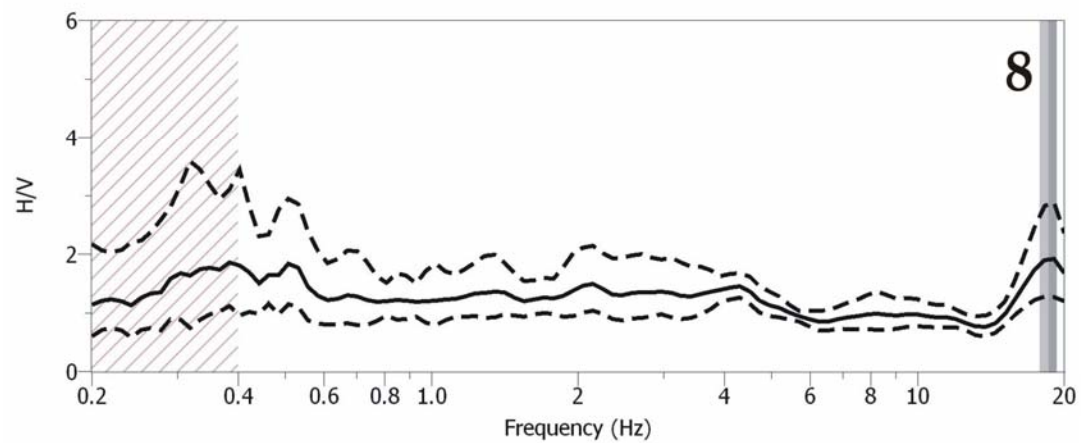
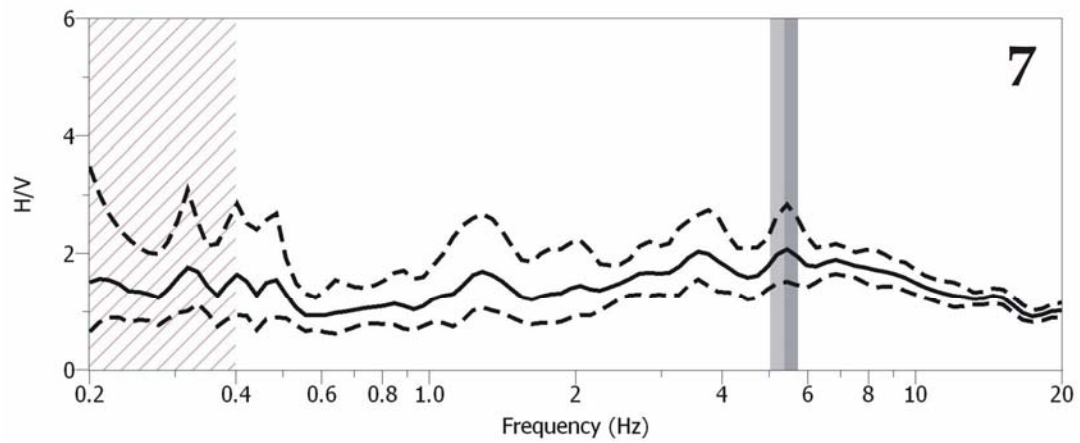
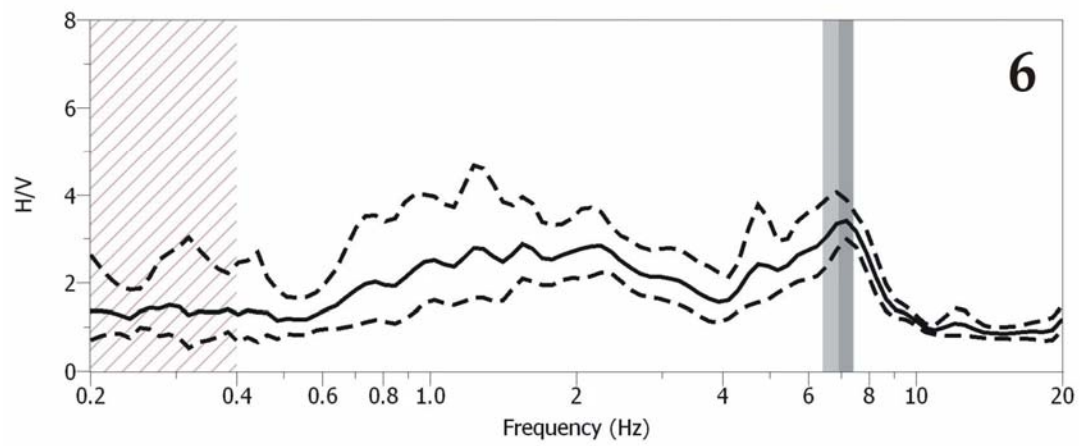
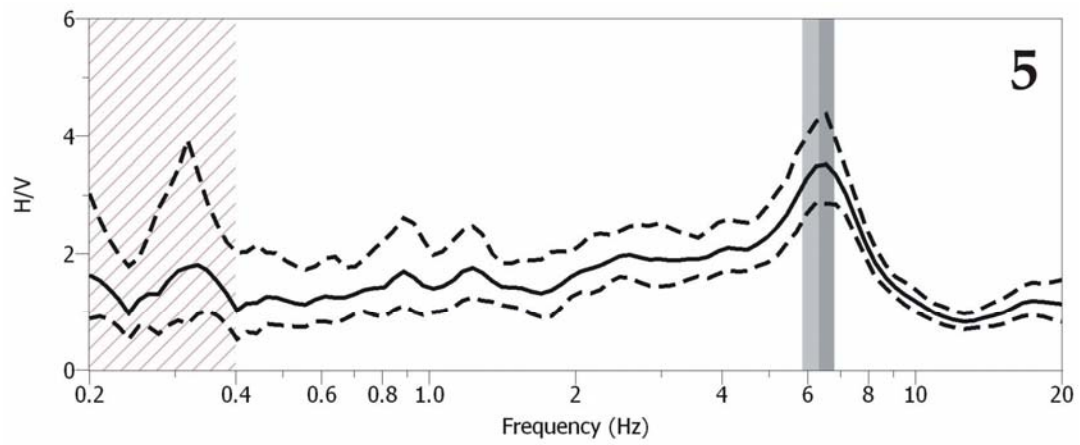
Στο Σχήμα A1 παρουσιάζεται ο χάρτης του πολεοδομικού συγκροτήματος των Γρεβενών ενώ με κόκκινους κύκλους διακρίνεται κάθε θέση μέτρησης εδαφικού θορύβου. Πάνω σε κάθε κύκλο διαγράφεται ένας κωδικός αριθμός (αριθμός του σημείου μέτρησης). Το σύνολο των μετρήσεων εδαφικού θορύβου ήταν 60.

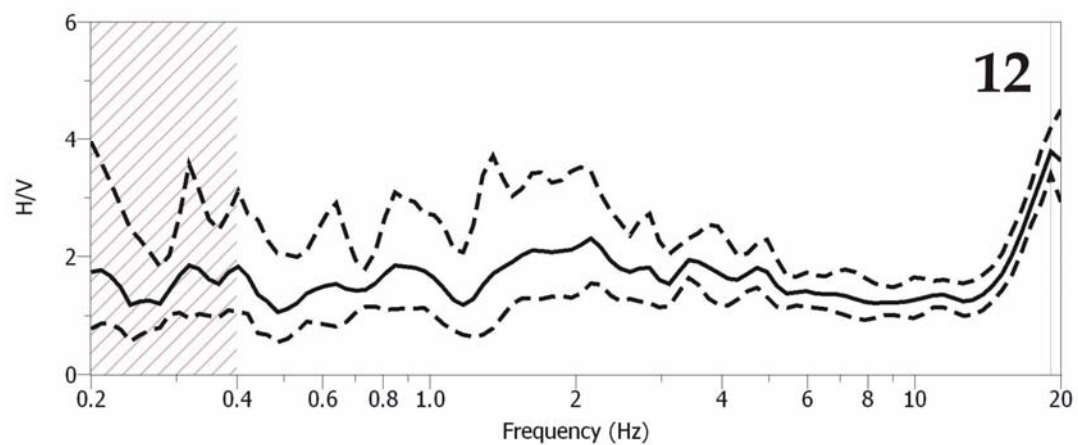
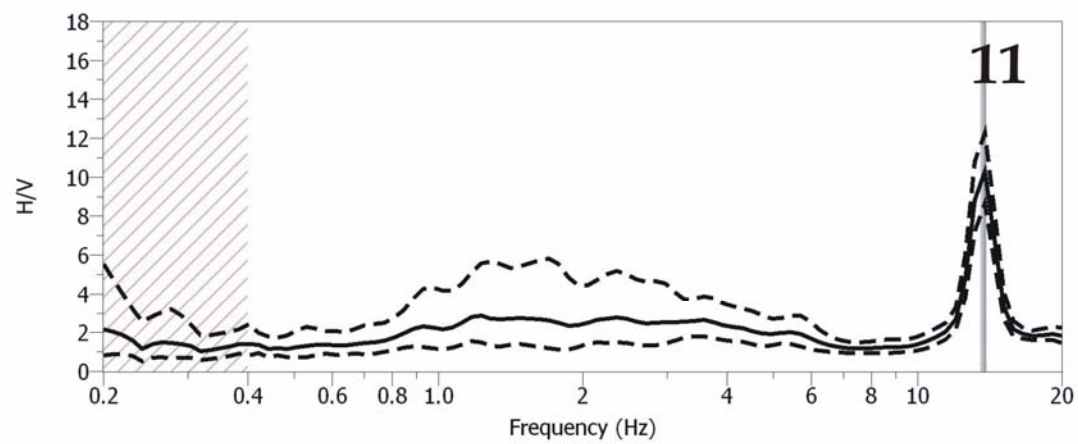
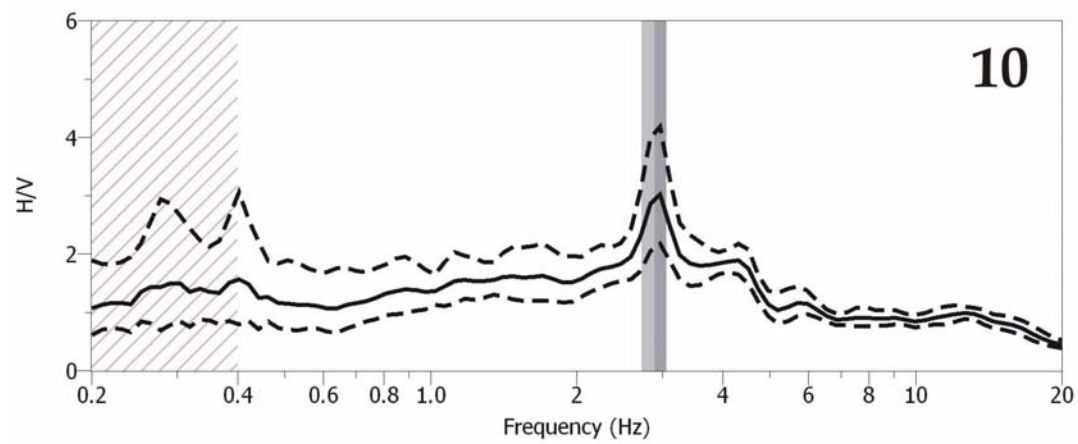
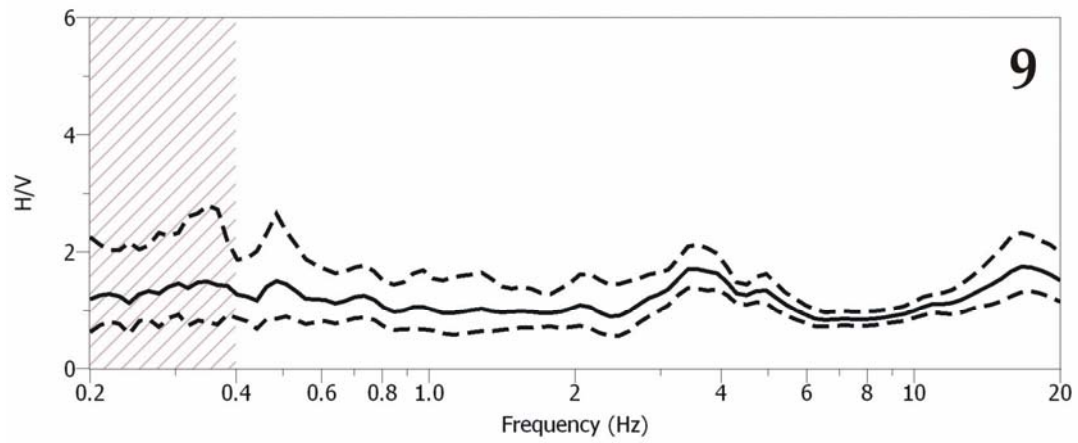
Στα Σχήματα που ακολουθούν παρουσιάζονται οι φασματικοί λόγοι της οριζόντιας προς την κατακόρυφη συνιστώσα καταγραφών εδαφικού θορύβου (καμπύλες HVSR) για όλες τις θέσεις μέτρησης του Σχήματος A1. Σε κάθε Σχήμα αναγράφεται ο κωδικός αριθμός ώστε να γίνεται άμεση αντιστοίχιση της καμπύλης HVSR με τη θέση στην οποία πραγματοποιήθηκε η μέτρηση εδαφικού θορύβου. Σε κάθε καμπύλη HVSR ο φασματικός λόγος παρουσιάζεται με μαύρη συνεχόμενη καμπύλη ενώ με διακεκομμένη η $\pm$ τυπική απόκλιση. Η θέση της θεμελιώδους ιδιοσυχνότητας (f_0) των επιφανειακών ιζηματογενών σχηματισμών προσδιορίζεται με σκιασμένες στήλες οι οποίες αντιπροσωπεύουν συγχρόνως και την $\pm$ τυπική απόκλιση της f_0 . Στις καμπύλες HVSR όπου δεν διακρίνονται οι στήλες της τυπικής απόκλισης της f_0 , χαρακτηρίζονται ως επίπεδες (Flat Curves) δηλαδή καμπύλες στις οποίες δεν εμφανίζεται κανένα τοπικό μέγιστο με πλάτος μεγαλύτερο του 2 στην περιοχή συχνοτήτων από 0.2 έως 20Hz. Επιπλέον, ο γραμμοσκιασμένος χώρος στις αρχικές συχνότητες κάθε διαγράμματος αντιπροσωπεύει την περιοχή όπου η καμπύλη δεν είναι αξιόπιστη, οπότε οποιοδήποτε μέγιστο εμφανίζεται δεν πρέπει να λαμβάνεται υπόψη.

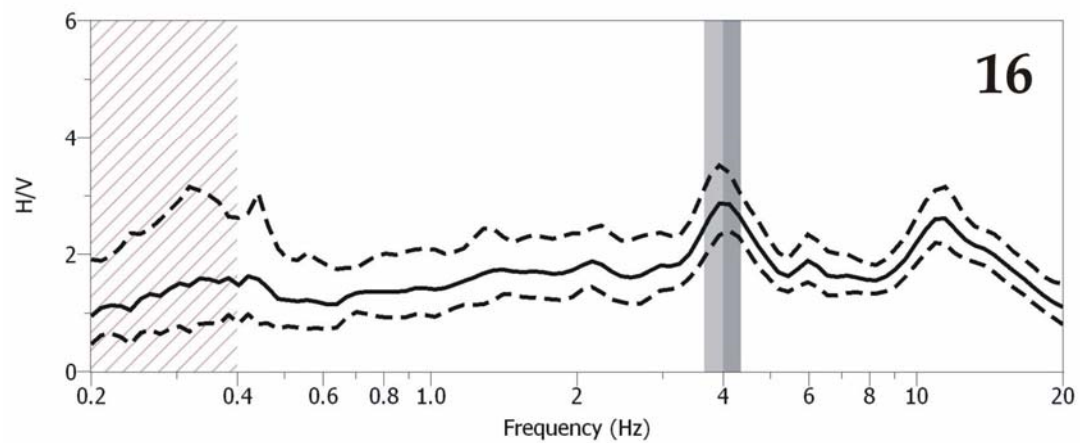
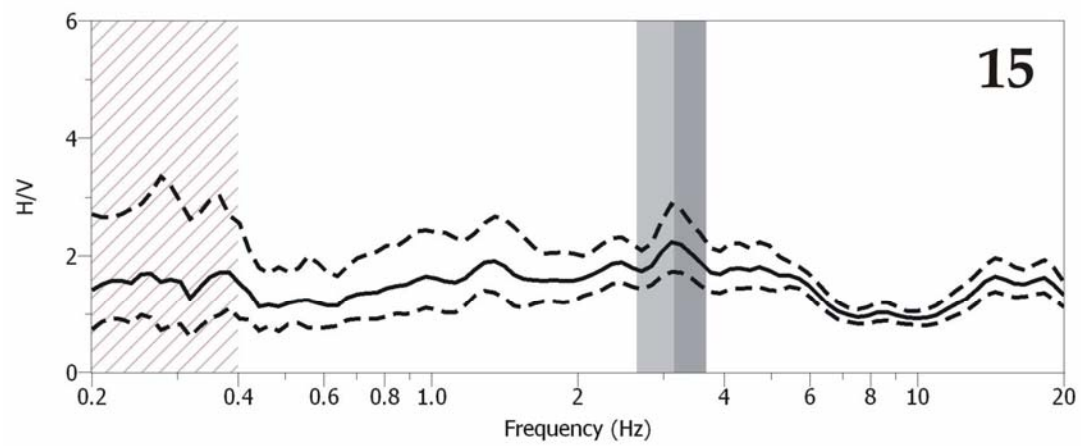
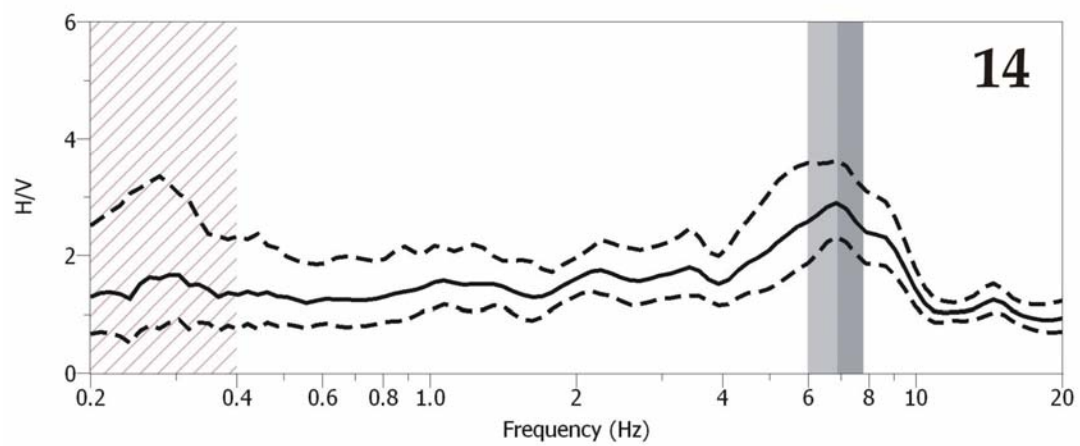
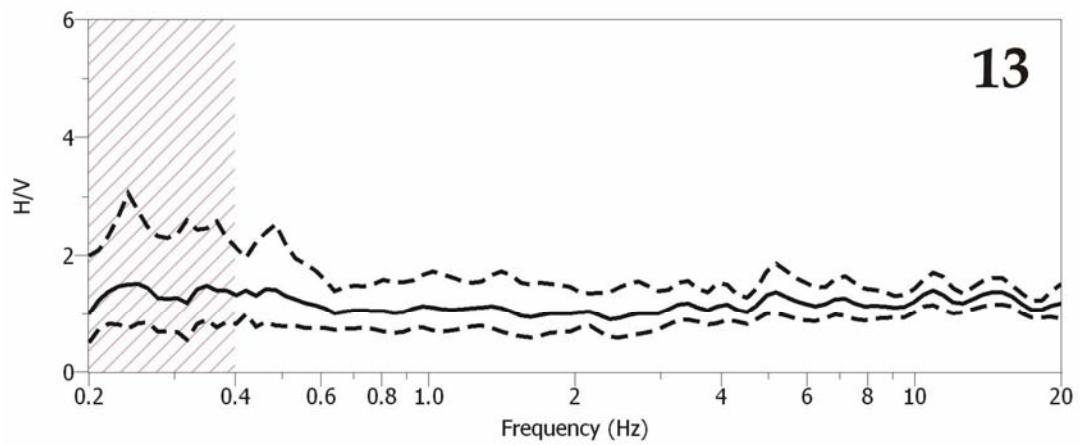


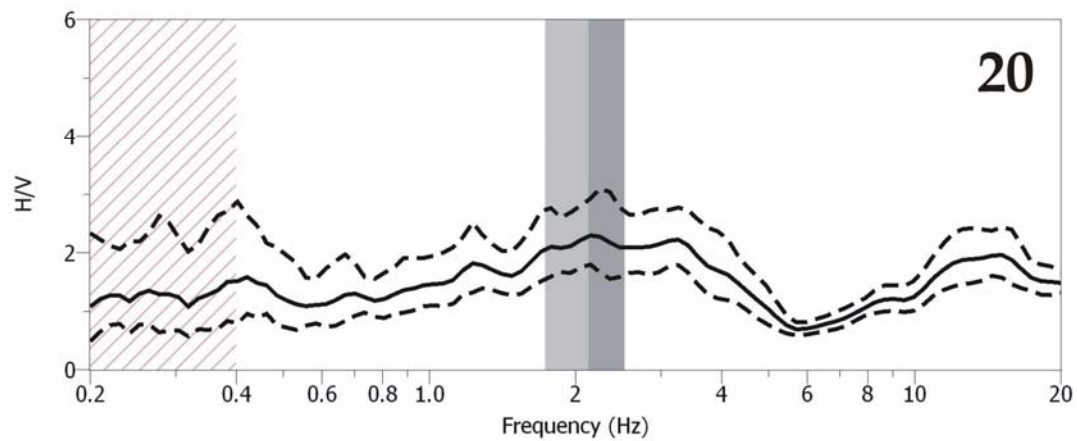
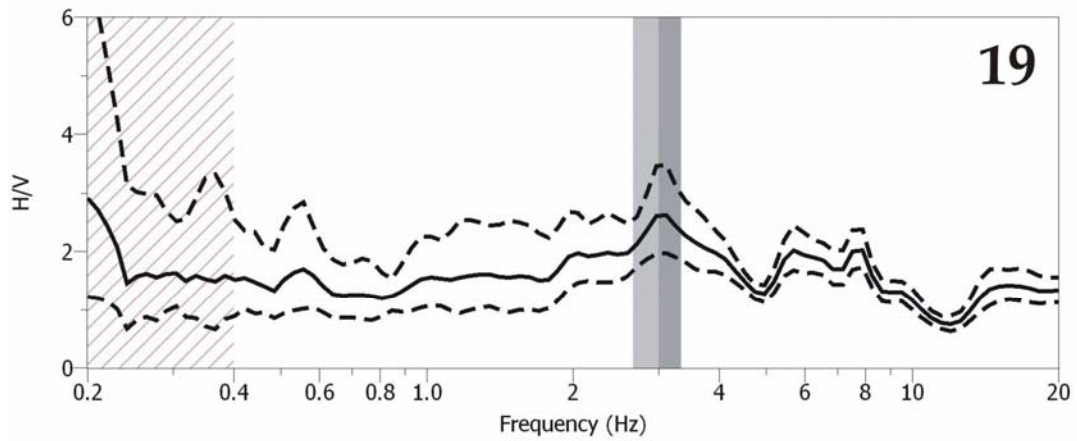
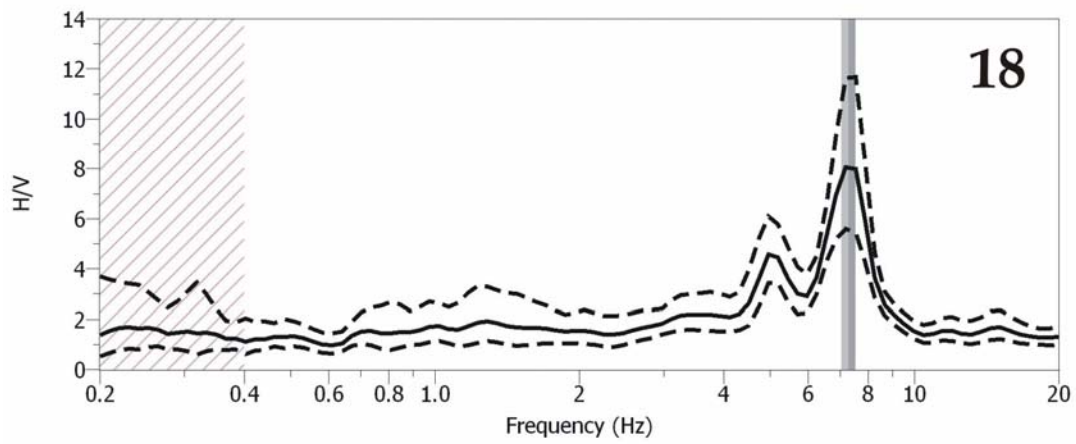
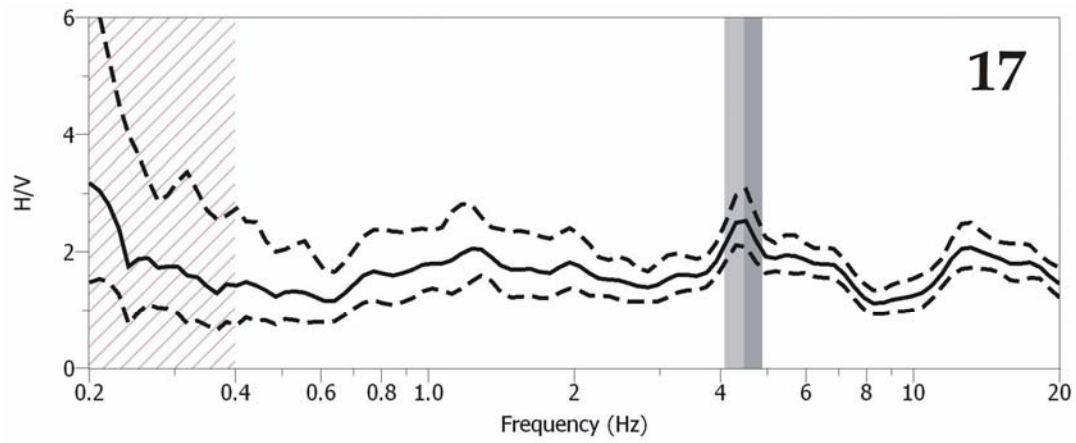
Σχήμα Α1: Θέσεις μέτρησης εδαφικού θορύβου με τη χρήση μονού σταθμού στην περιοχή μελέτης.

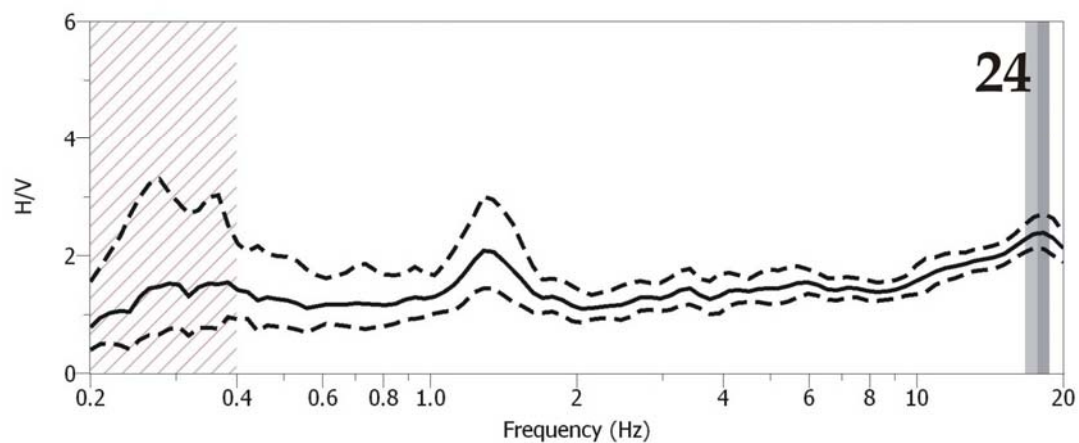
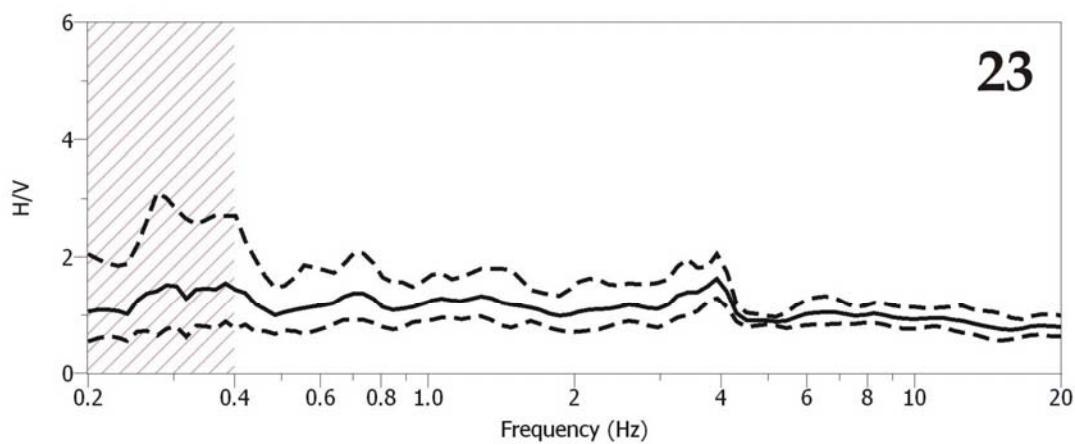
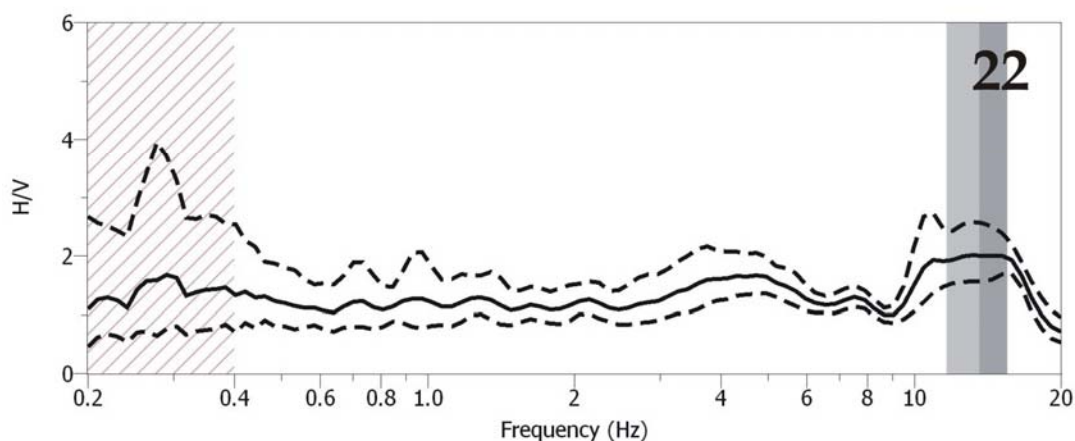
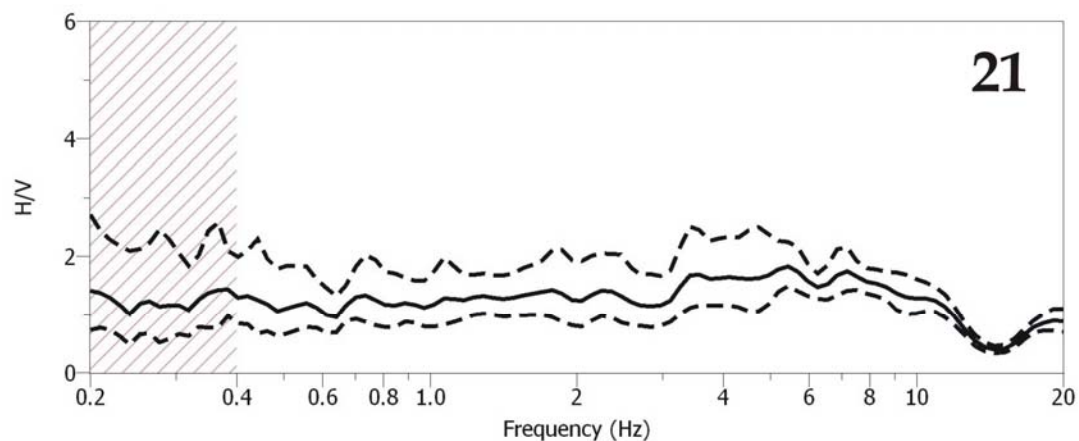


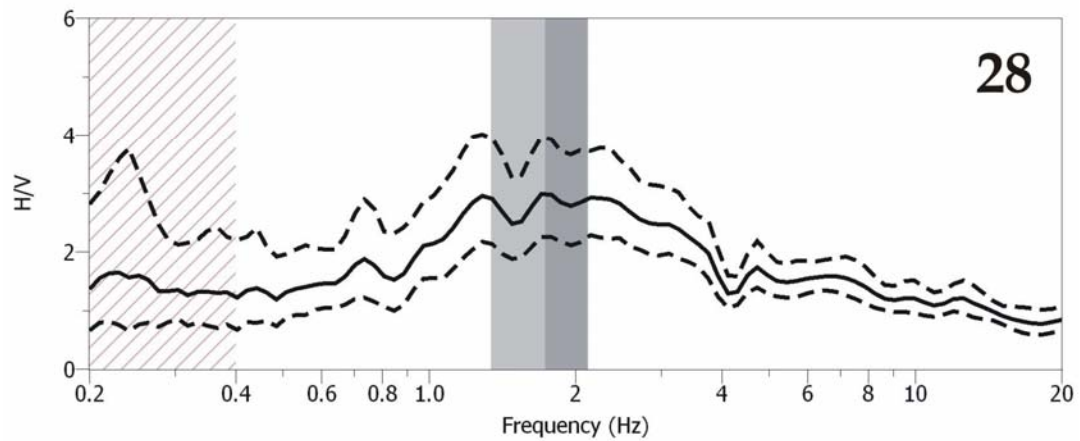
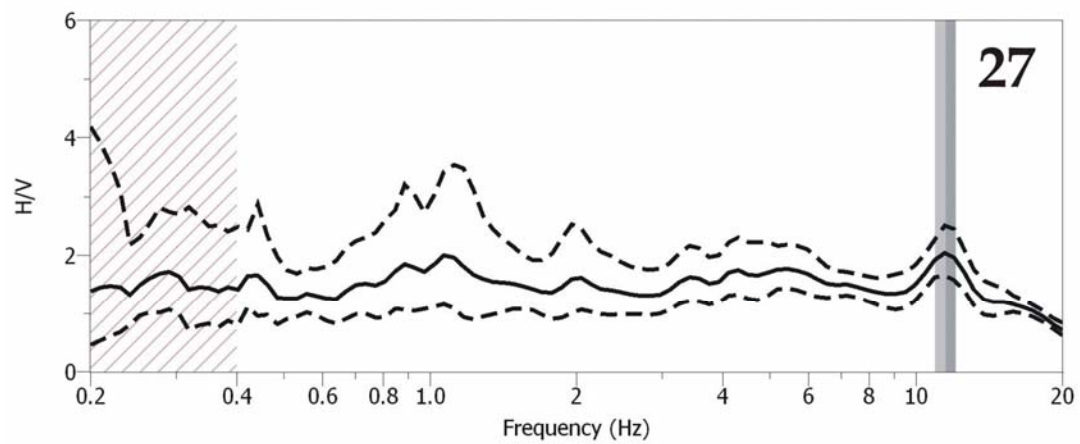
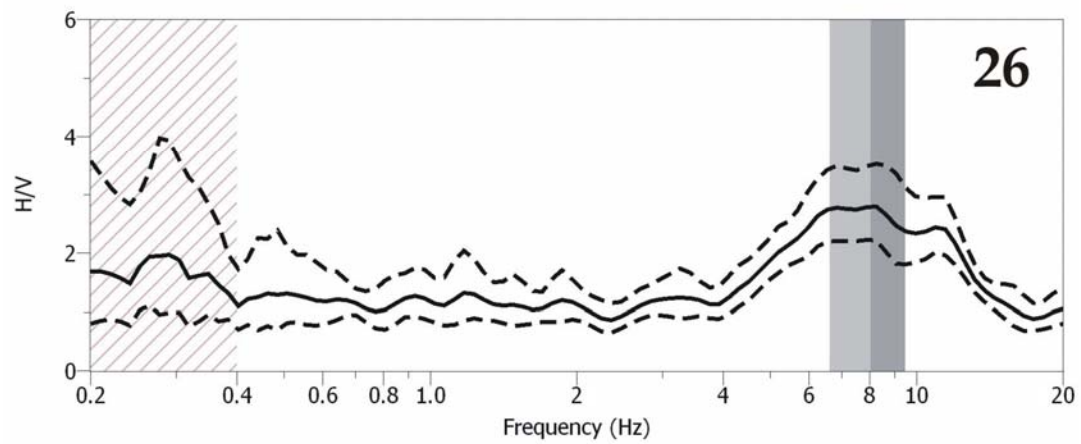
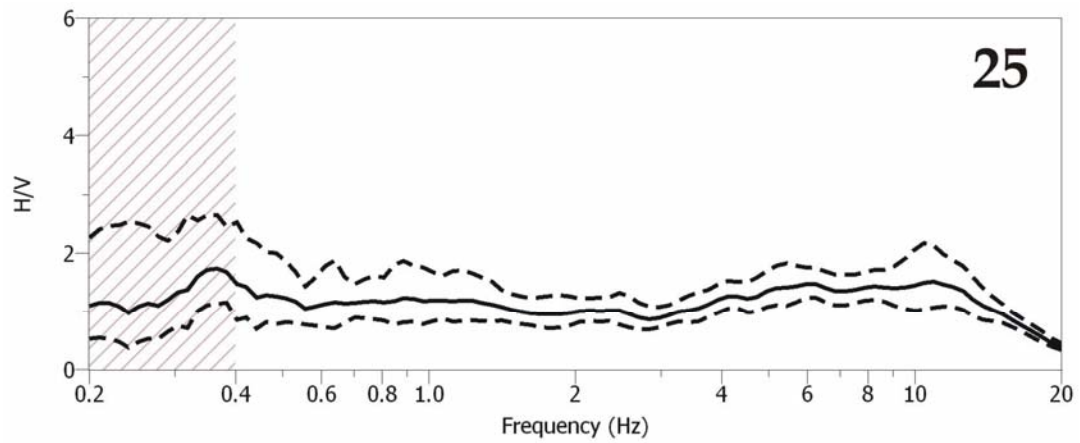


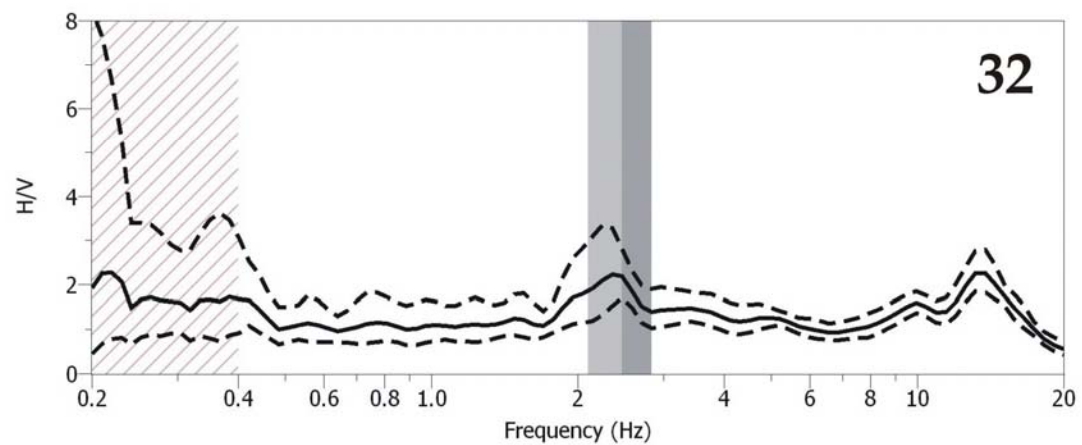
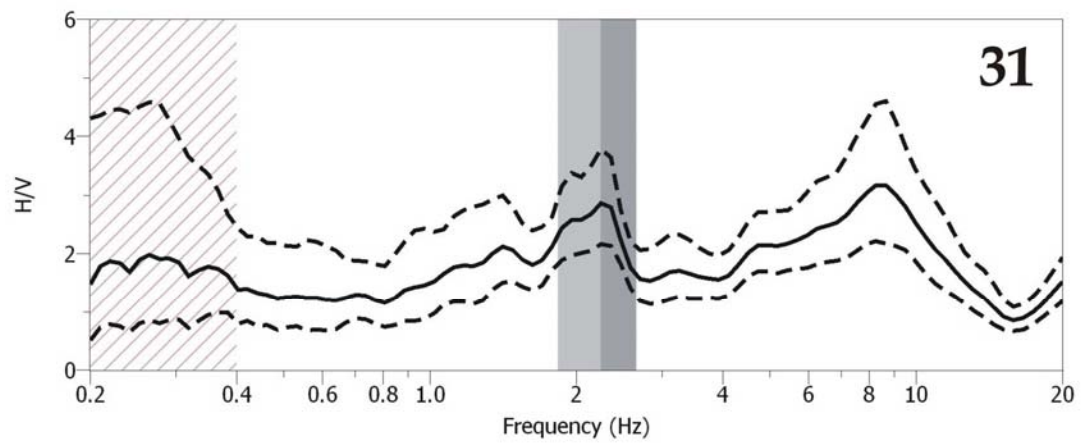
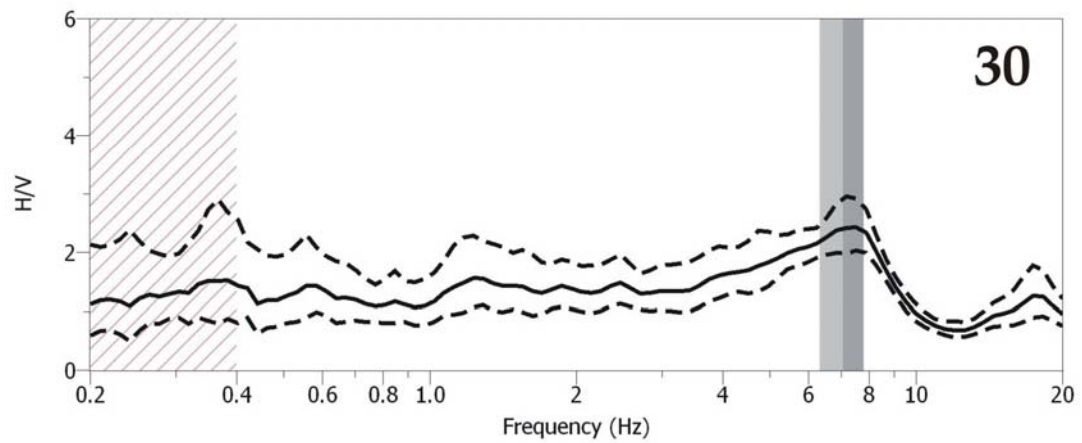
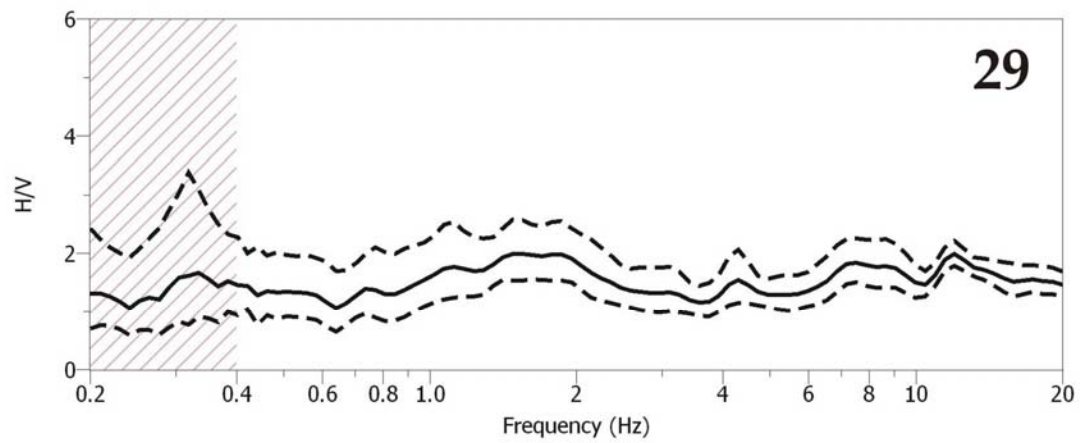


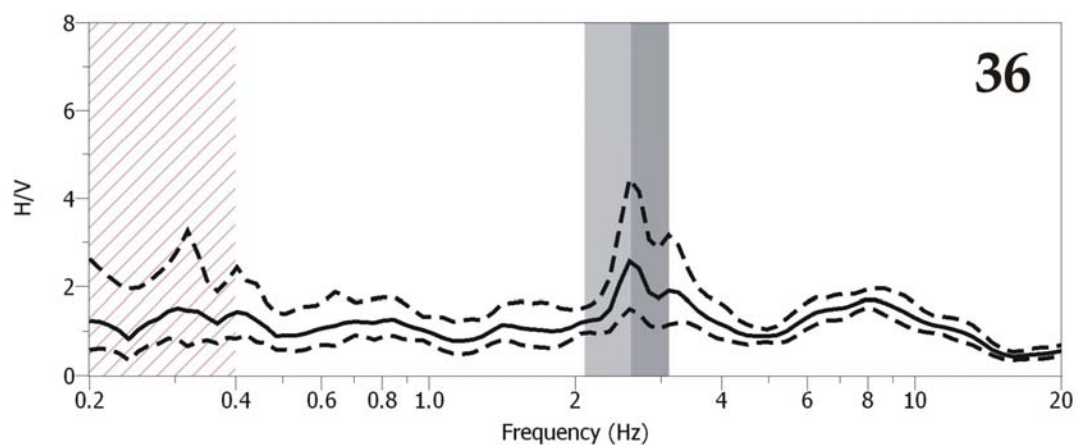
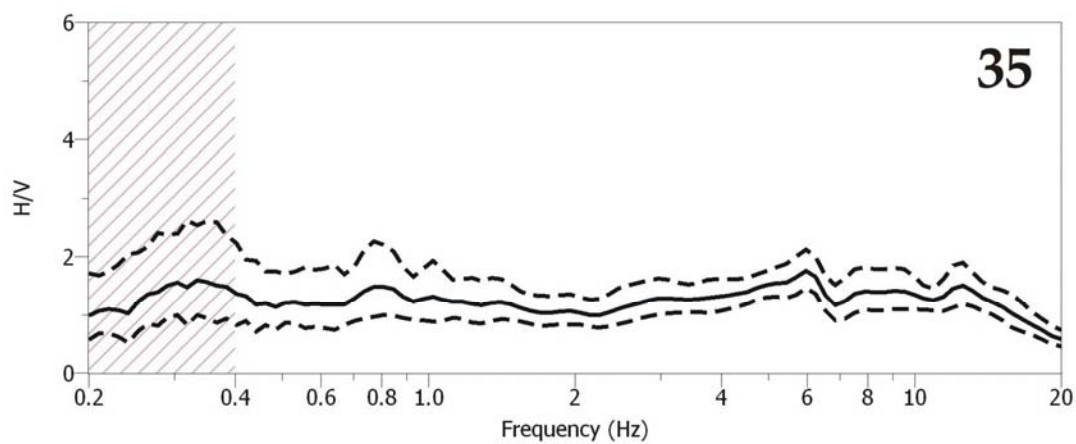
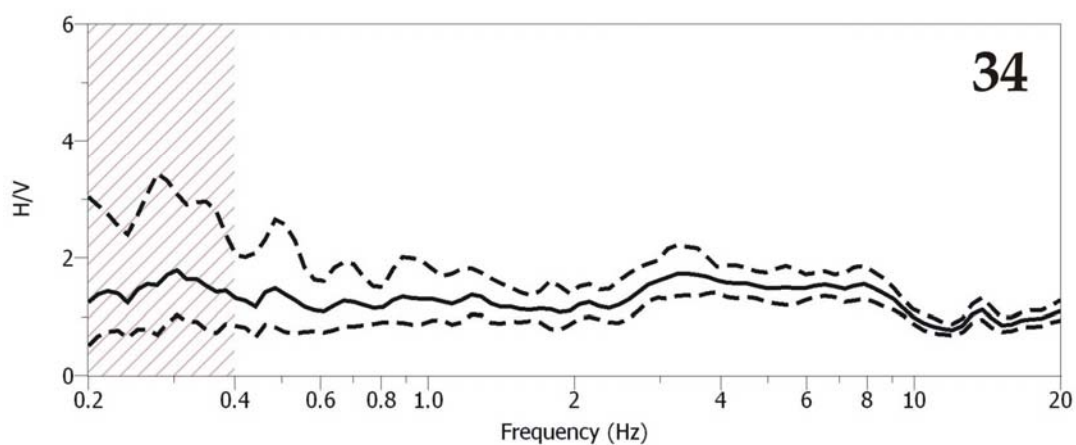
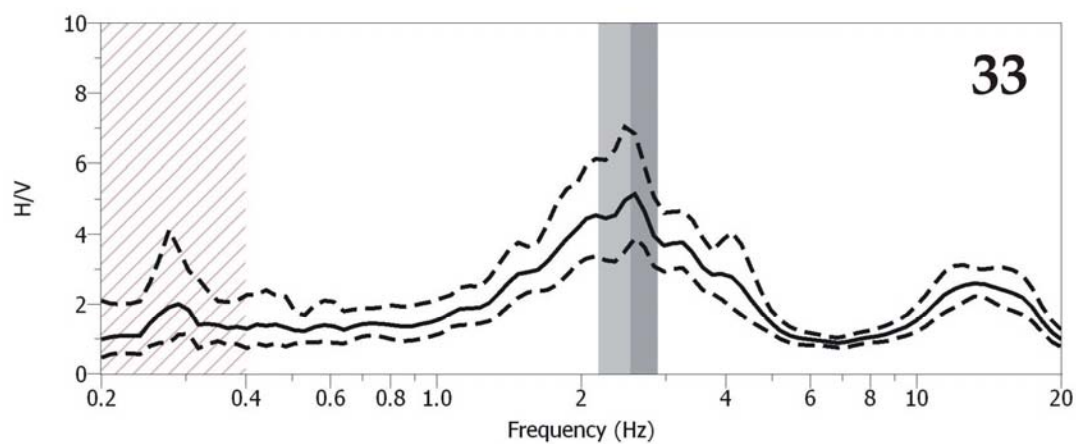


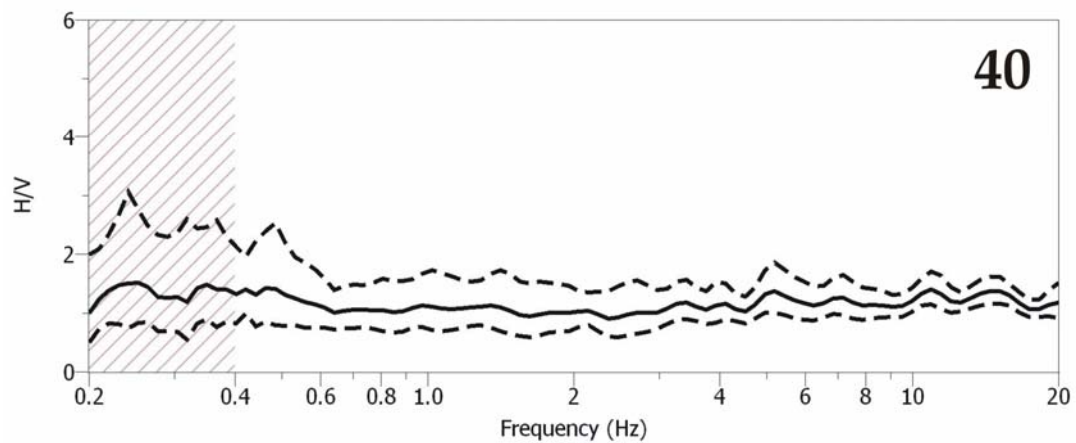
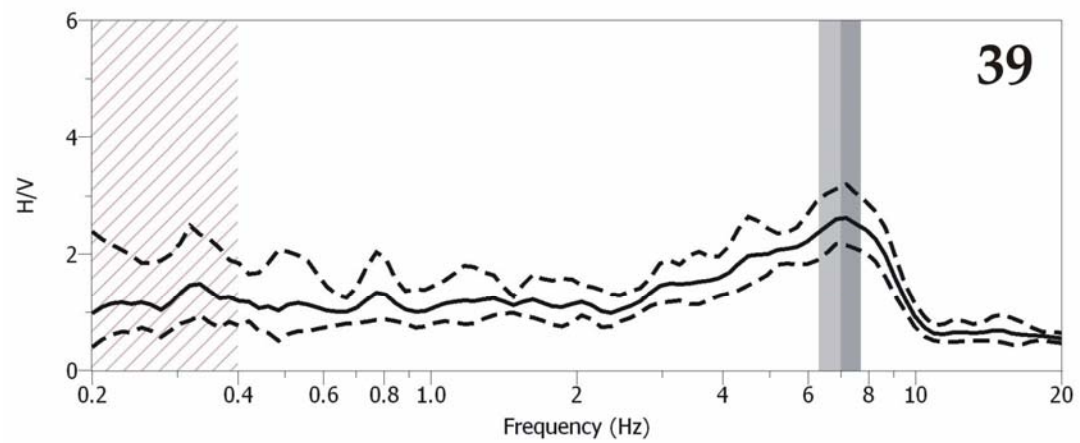
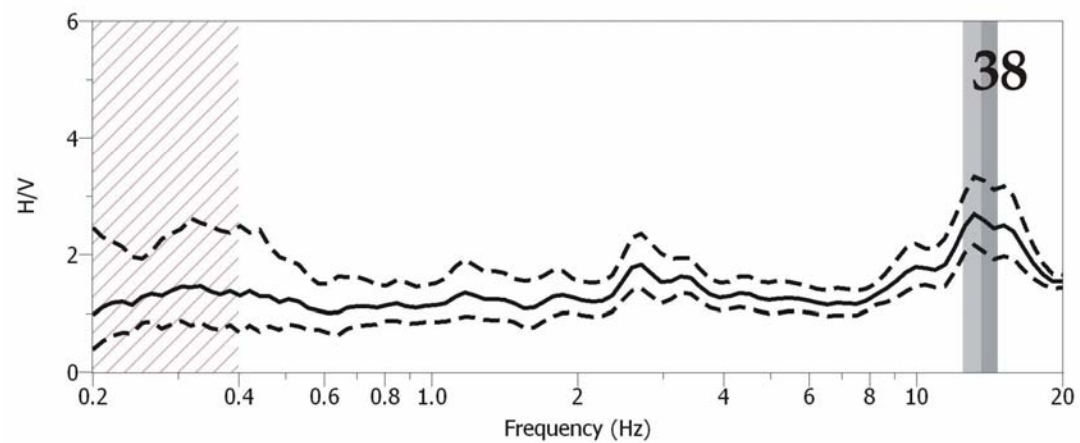
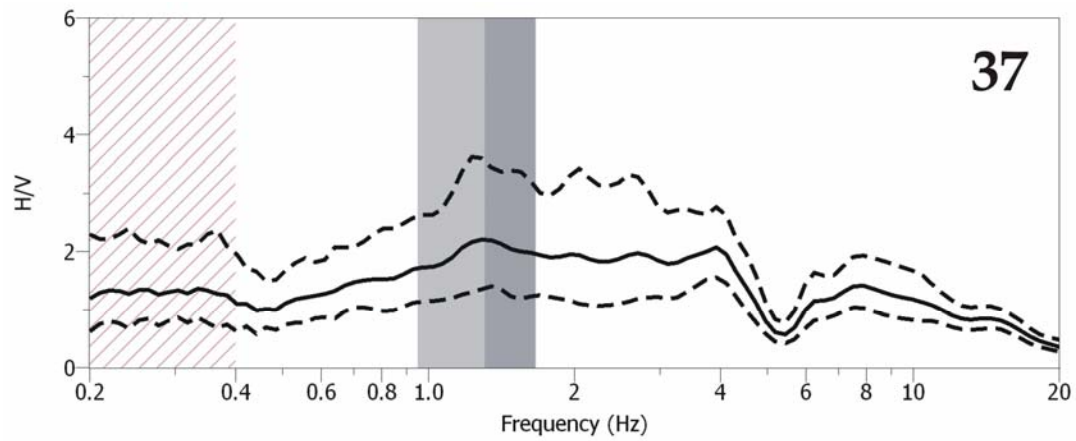


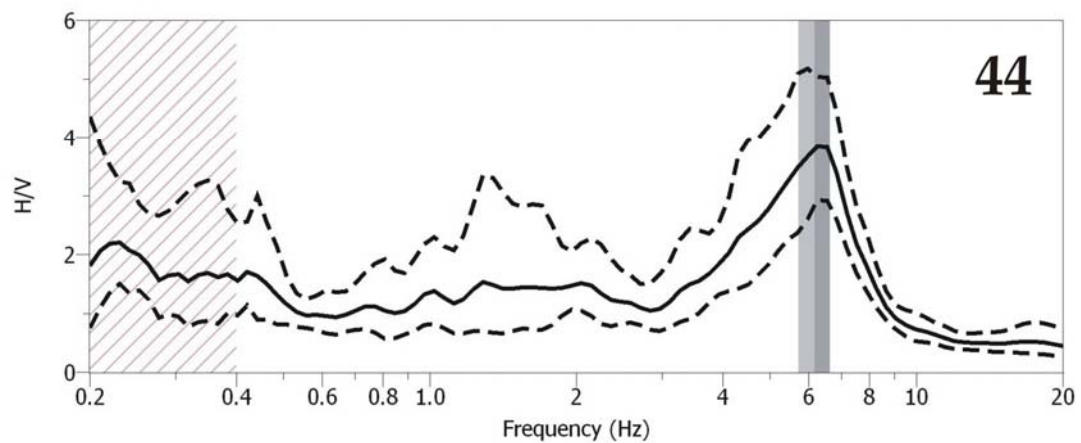
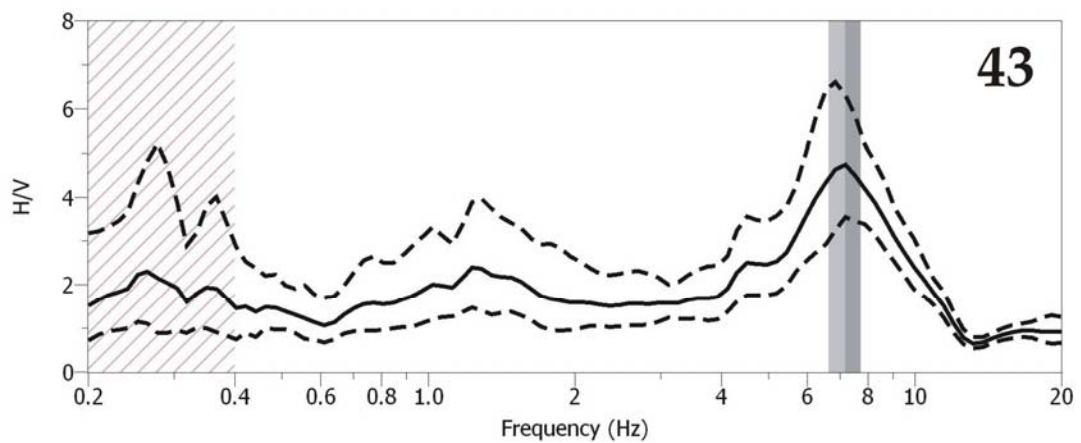
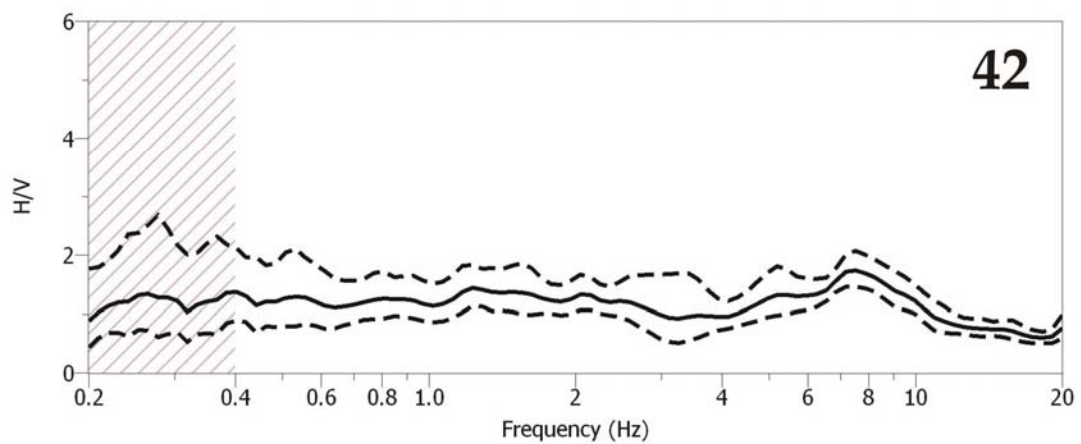
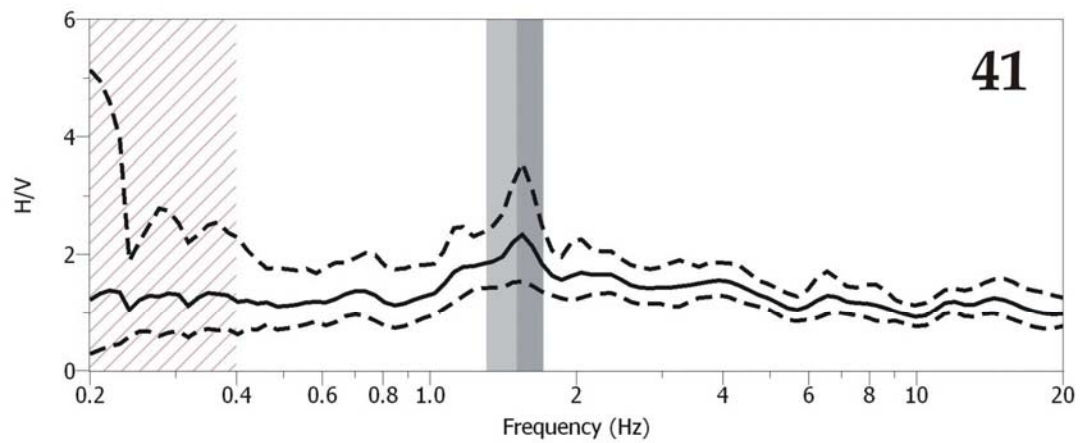


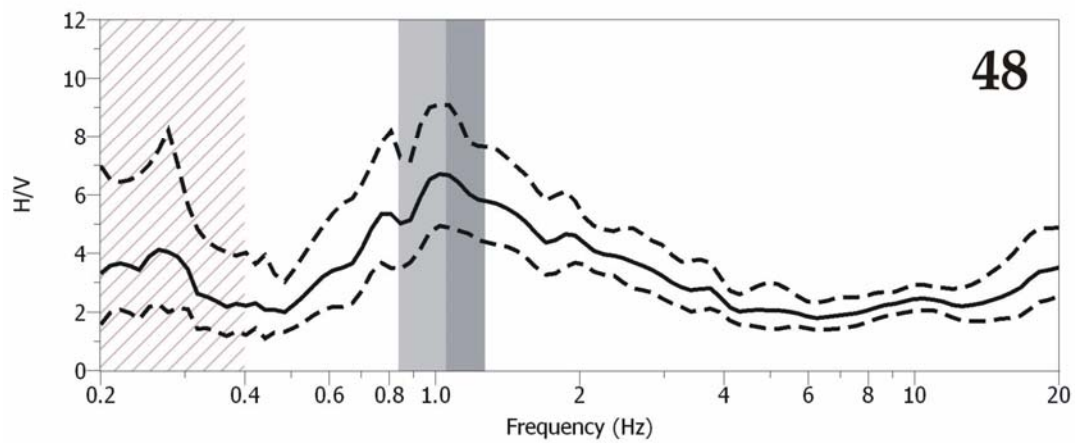
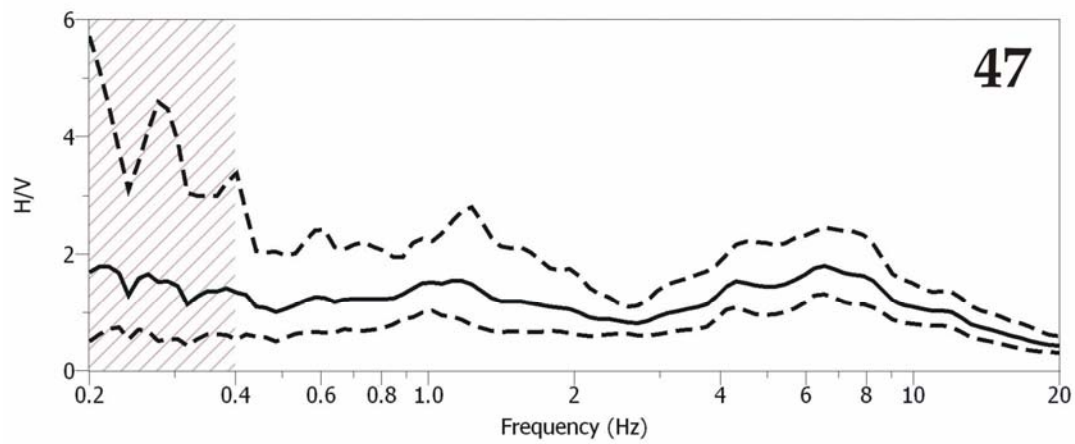
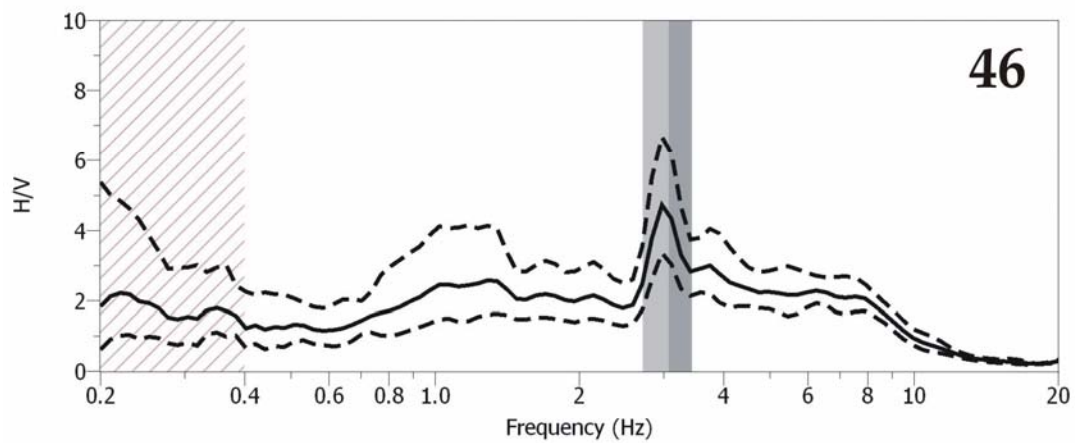
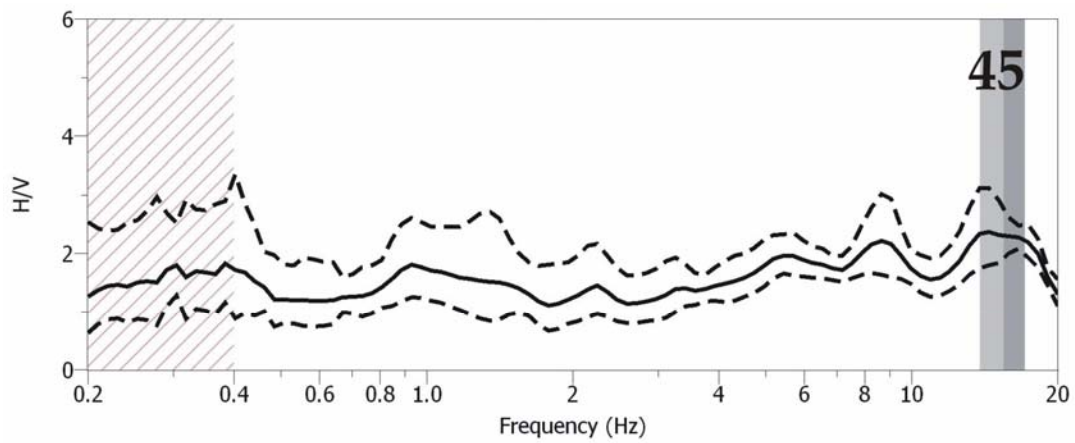


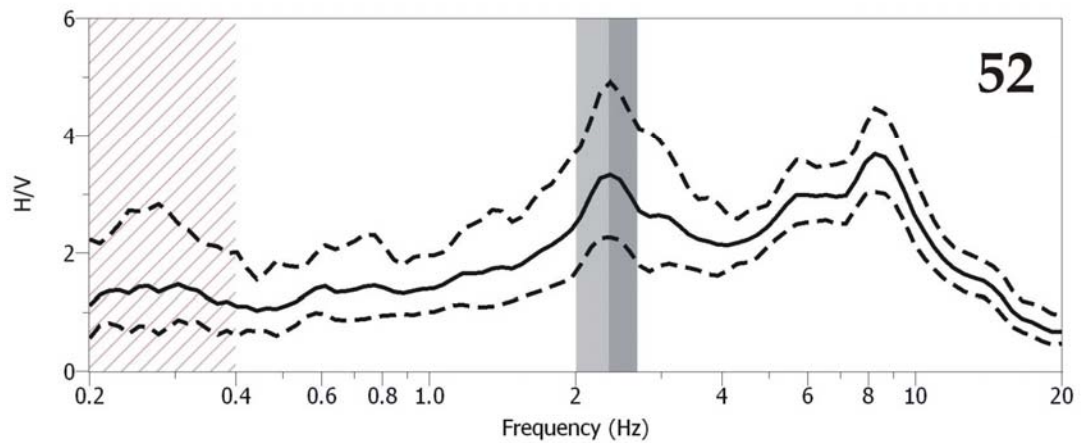
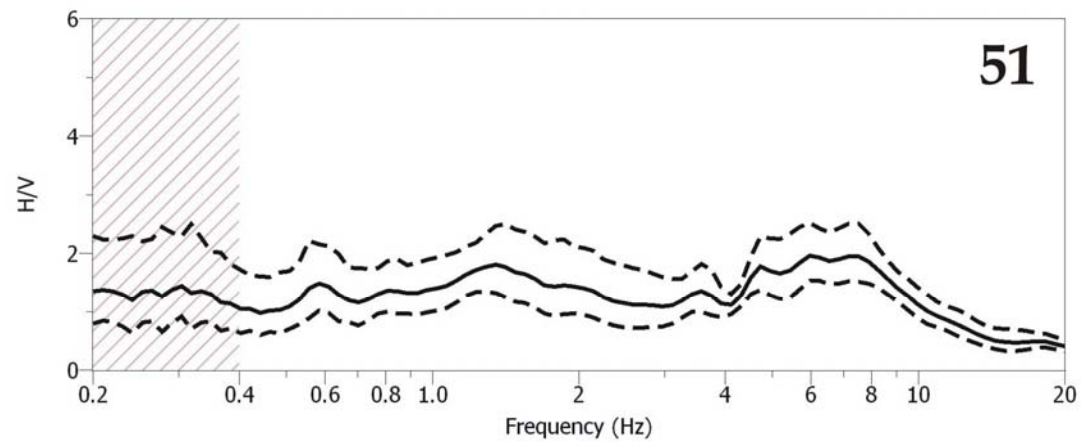
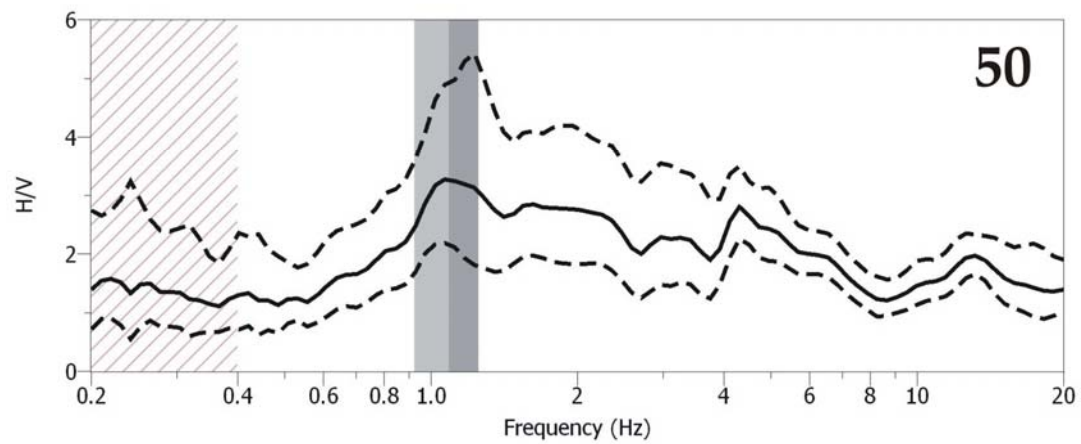
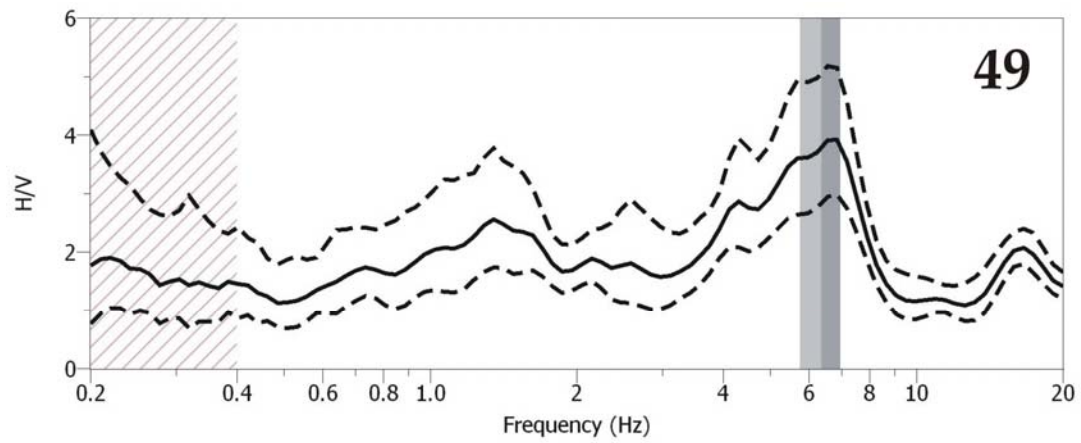


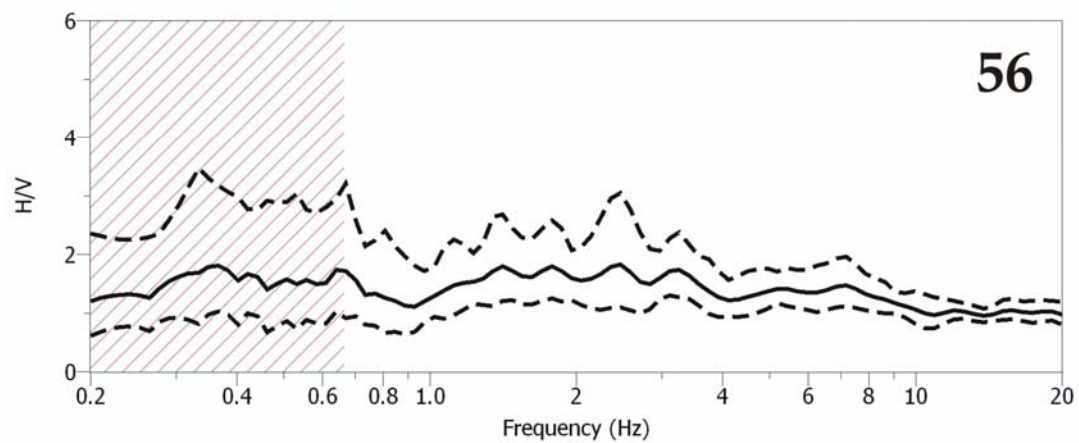
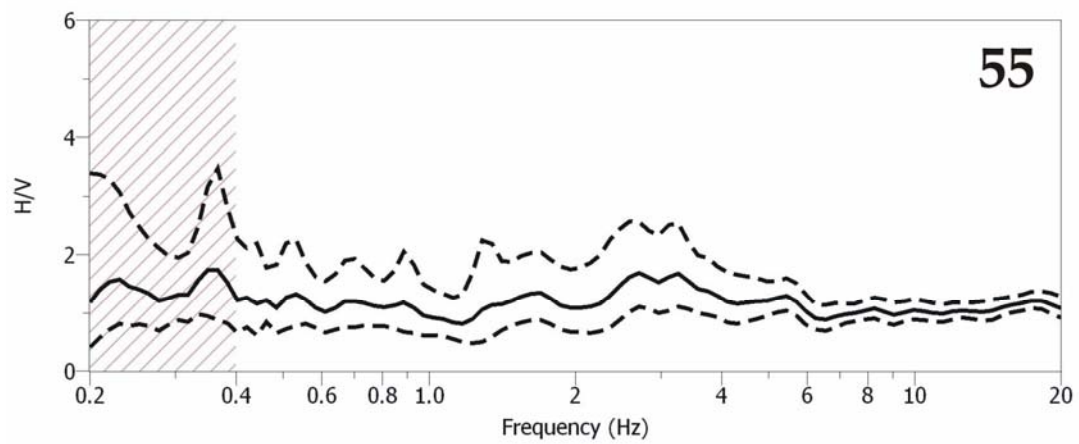
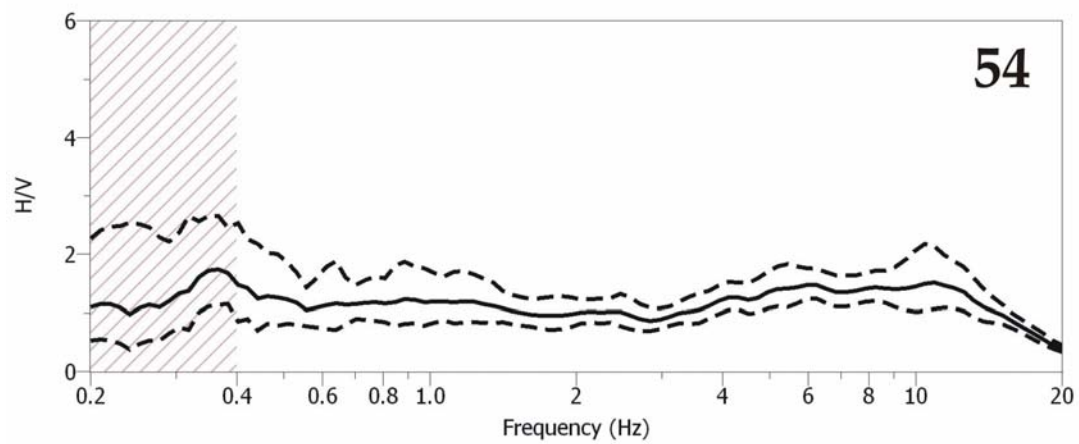
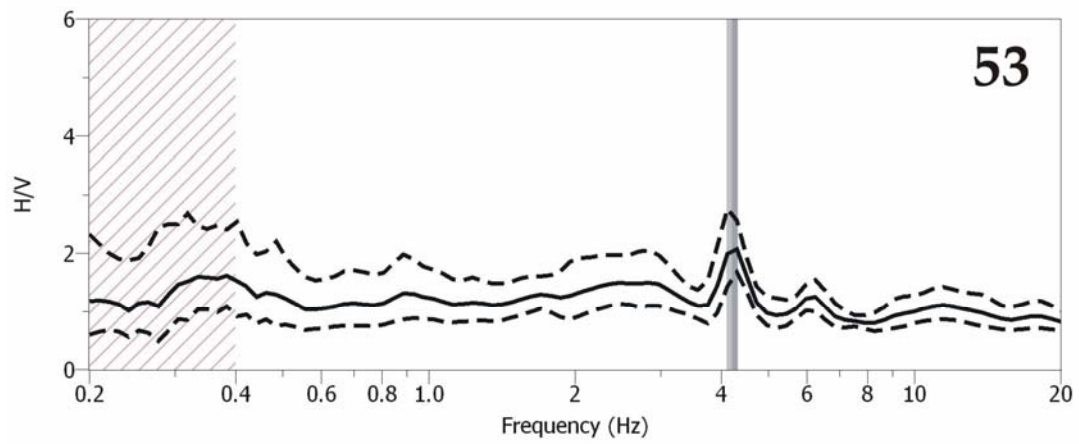


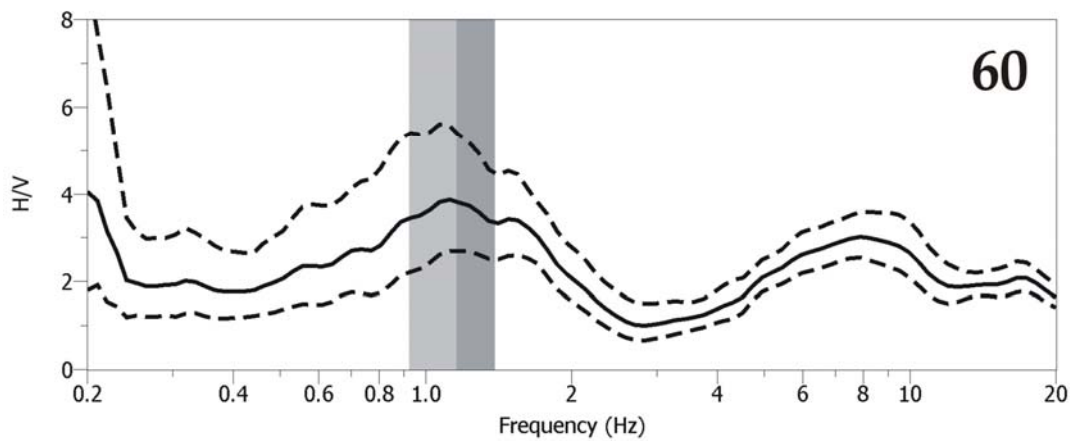
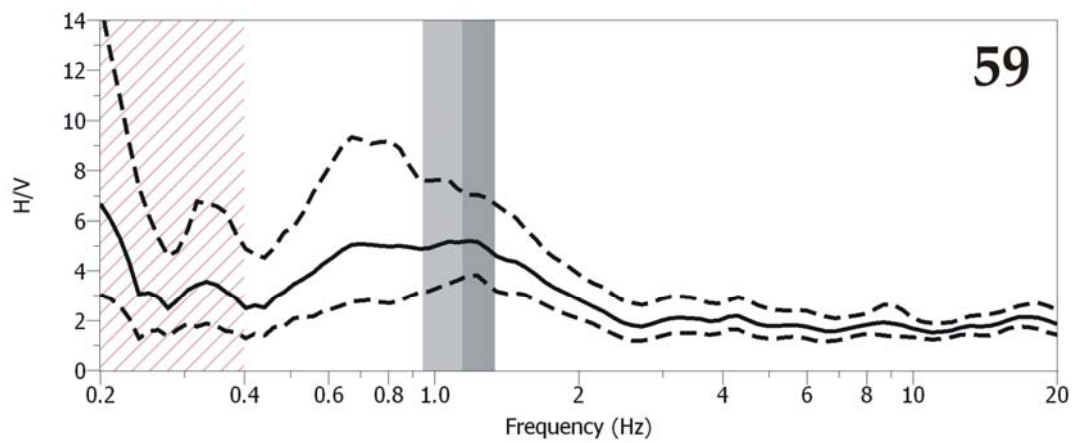
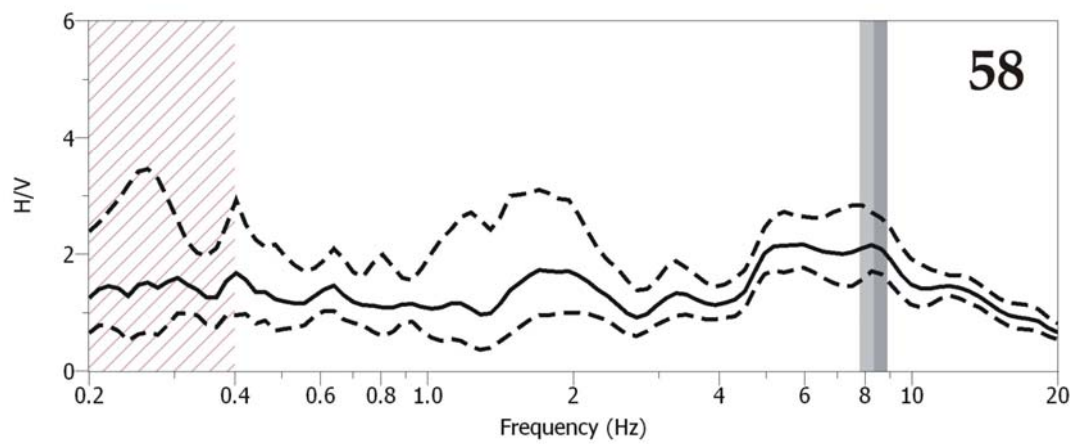
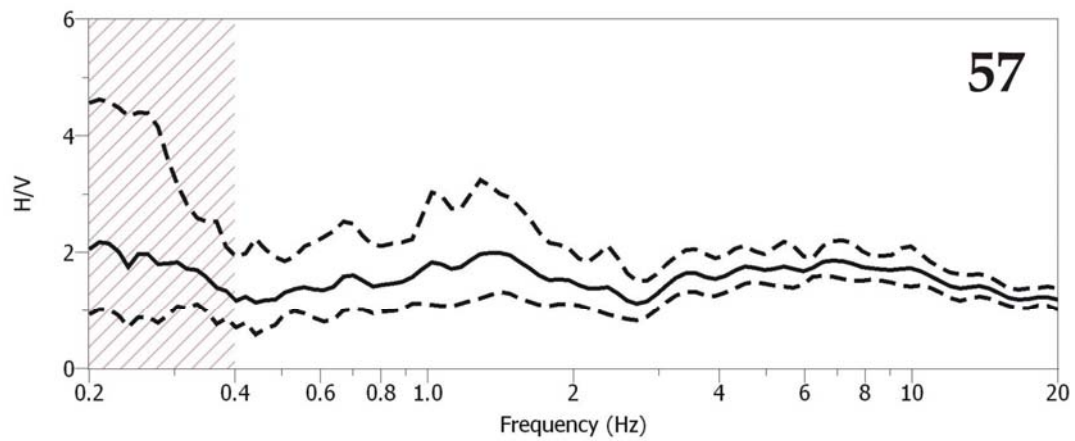












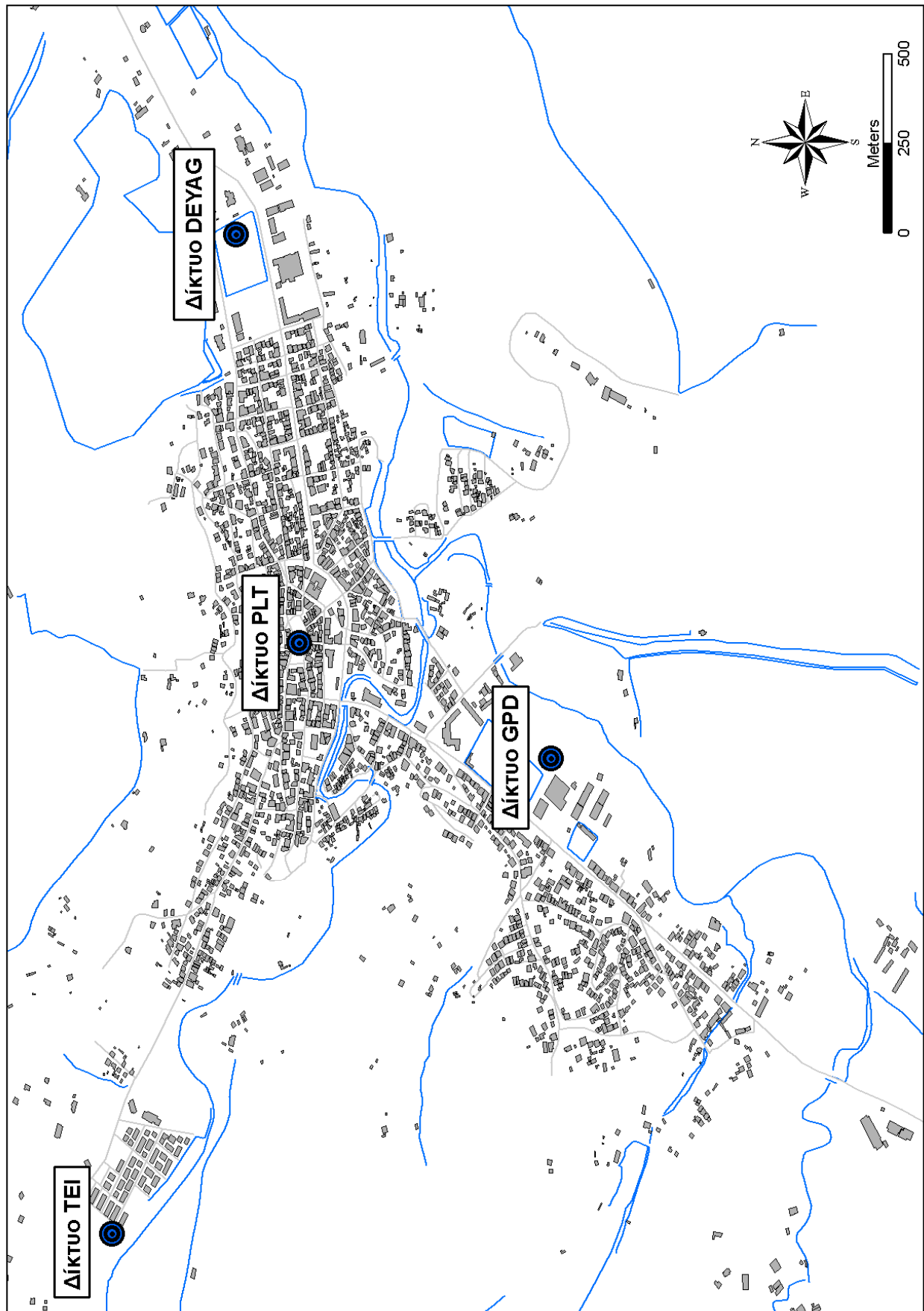
Παράρτημα *B*

Μοντέλα Κατανομής Ταχυτήτων

Στο Παράρτημα *B* παρουσιάζονται όλα τα μοντέλα κατανομής ταχυτήτων και οι αντίστοιχες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης των επιφανειακών κυμάτων για κάθε θέση εφαρμογής των ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης (Σχήμα *B1*).

Η εφαρμογή του αλγόριθμου αντιστροφής σε μία πειραματική καμπύλη σκέδασης επιφανειακών κυμάτων γίνεται για κάθε χώρο παραμέτρων (parameter space) που ορίζεται από τον χρήστη. Ο χώρος παραμέτρων αποτελείται από διαστήματα τιμών για πέντε παραμέτρους που χαρακτηρίζουν την υπεδάφια δομή και αφορούν στις ταχύτητες των επιμήκων (V_p) και εγκαρσίων (V_s) σεισμικών κυμάτων, στα πάχη και τον αριθμό κάθε στρώματος και στην πυκνότητα. Ανάλογα με τον χώρο παραμέτρων που ορίζεται, ο αλγόριθμος αντιστροφής παράγει πλήθος θεωρητικών μοντέλων δομής με τις αντίστοιχες θεωρητικές καμπύλες σκέδασης. Κάθε θεωρητική καμπύλη σκέδασης συγκρίνεται με την πειραματική με χρήση της Σχέσης (10). Αν τα αποτελέσματα δεν είναι ικανοποιητικά (κακή συσχέτιση των θεωρητικών καμπύλων σκέδασης με την πειραματική) τότε ορίζεται διαφορετικός χώρος παραμέτρων και εφαρμόζεται ξανά ο αλγόριθμος αντιστροφής. Επομένως, για κάθε πειραματική καμπύλη σκέδασης που προέκυψε από την εφαρμογή της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης, ο αλγόριθμος αντιστροφής εφαρμόστηκε για διάφορους χώρους παραμέτρων ώστε να προκύψουν επιθυμητά αποτελέσματα.

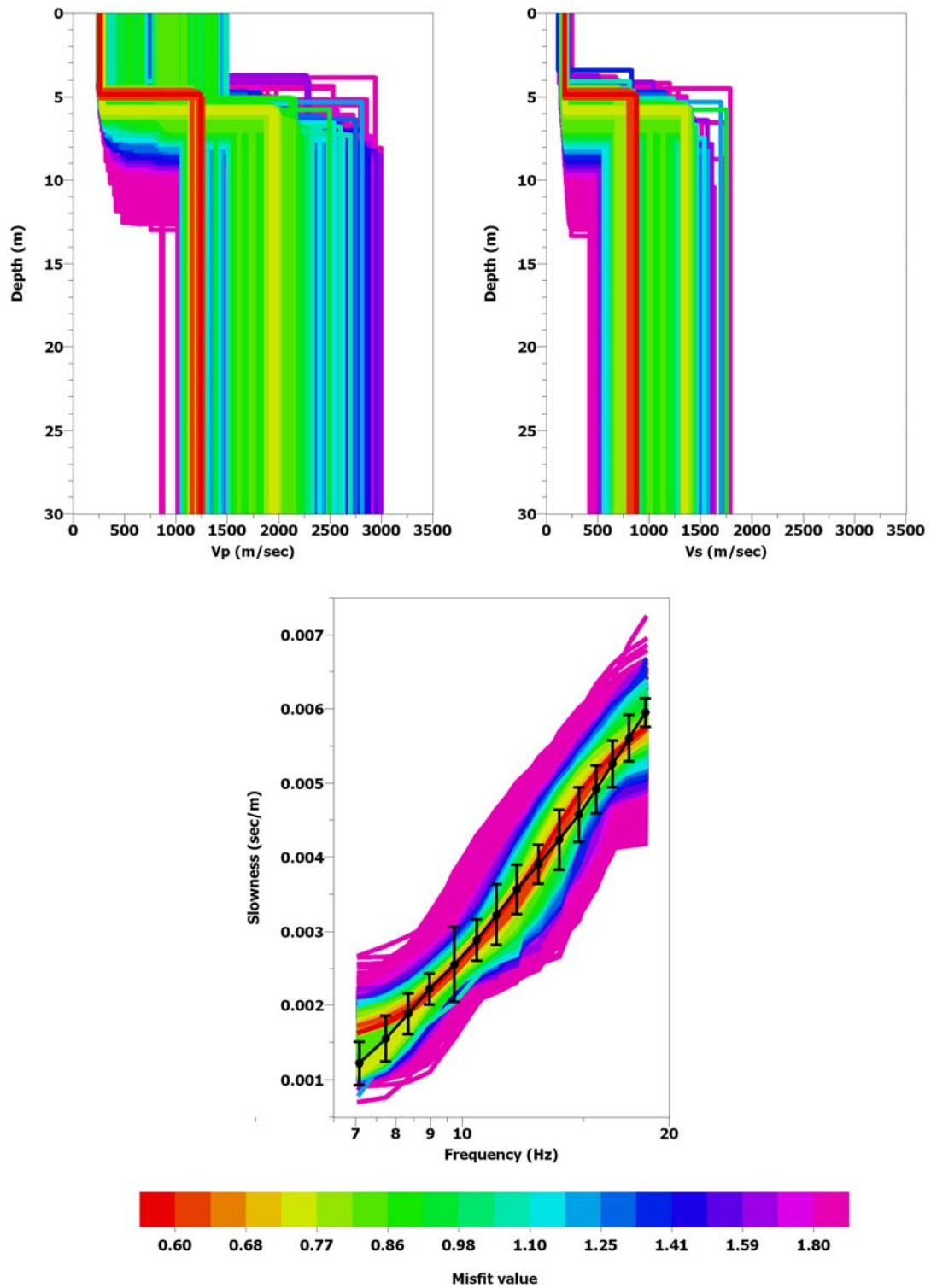
Παρακάτω παρουσιάζονται τα μοντέλα κατανομής ταχυτήτων που προέκυψαν από την εφαρμογή του αλγόριθμου αντιστροφής για όλους τους χώρους παραμέτρων σε κάθε θέση ειδικού δικτύου σεισμομέτρων (Σχήμα *B1*). Τα στοιχεία κάθε χώρου παραμέτρων παρουσιάζονται με μορφή πίνακα και με αγγλικούς όρους ώστε να υπάρχει αντιστοίχιση με το πρόγραμμα αντιστροφής *dinver* του λογισμικού πακέτου *sesarray* που χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή.



Σχήμα Β1: Θέσεις εφαρμογής της τεχνικής ειδικών δικτύων σεισμομέτρων στην περιοχή μελέτης.

Δίκτυο DEYAG

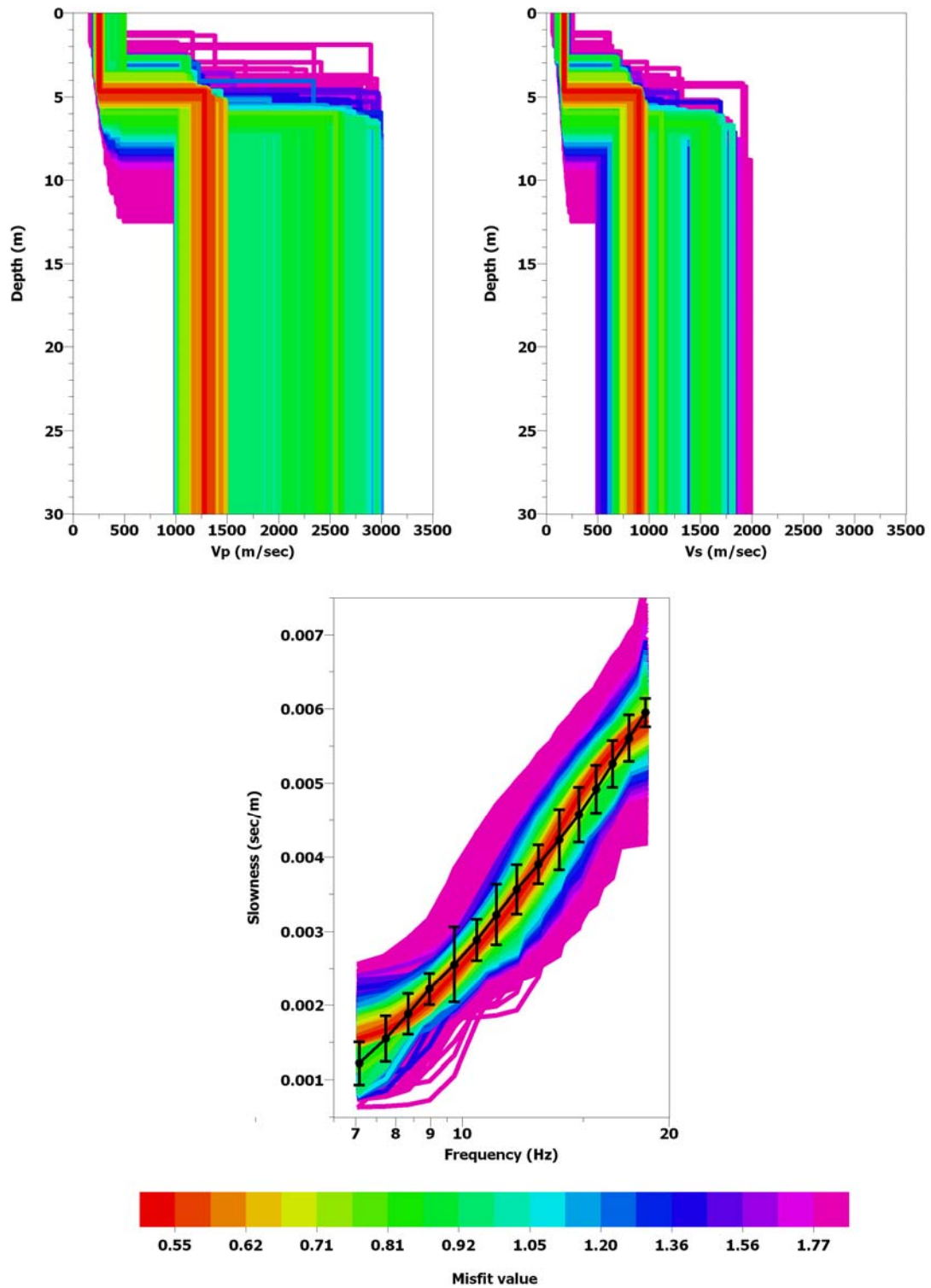
1^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



1^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 1500 m/sec	100 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 50 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	50 - 1000 m/sec	50 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

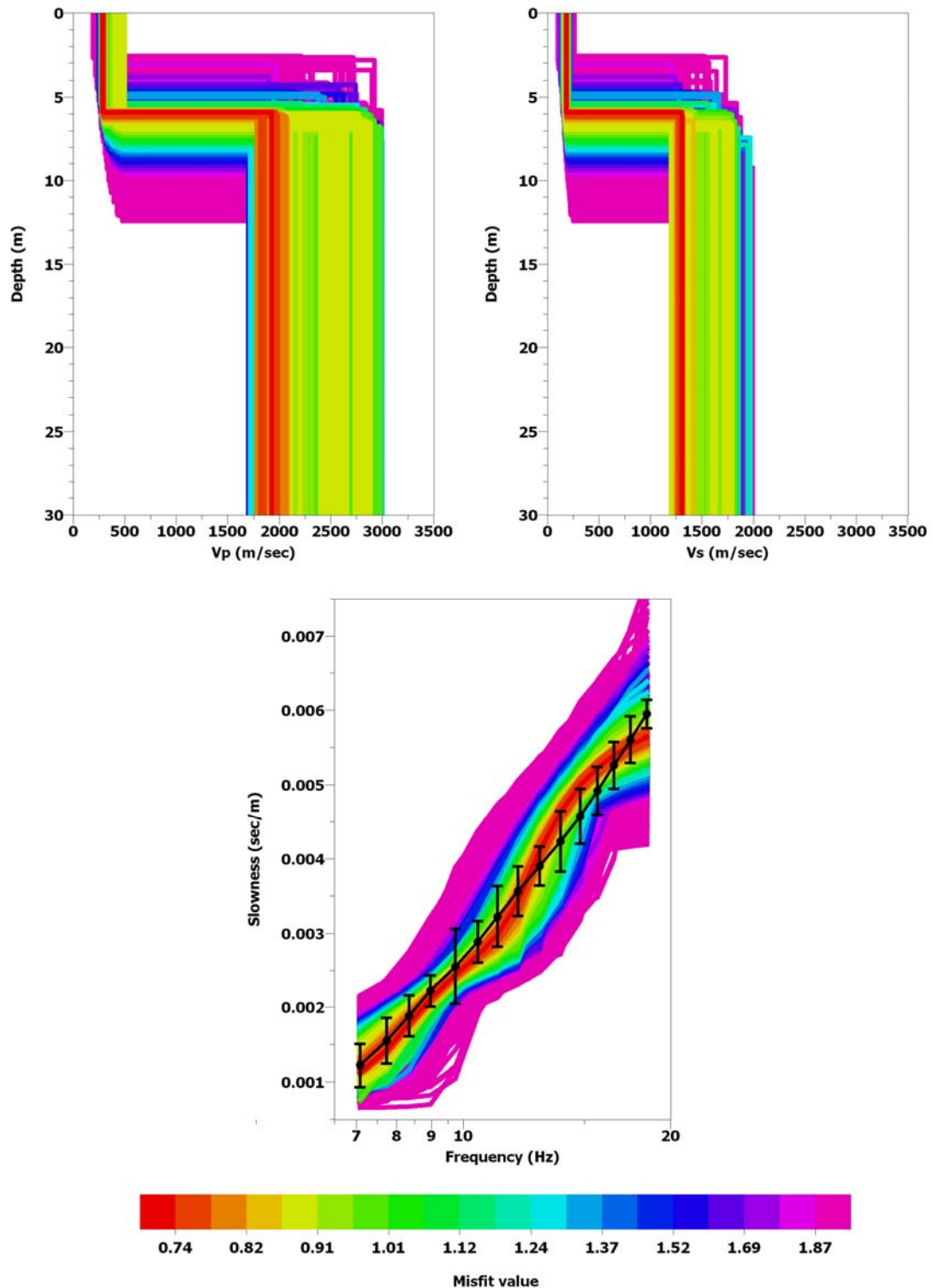
2^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



2^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 500 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	50 - 500 m/sec	500 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

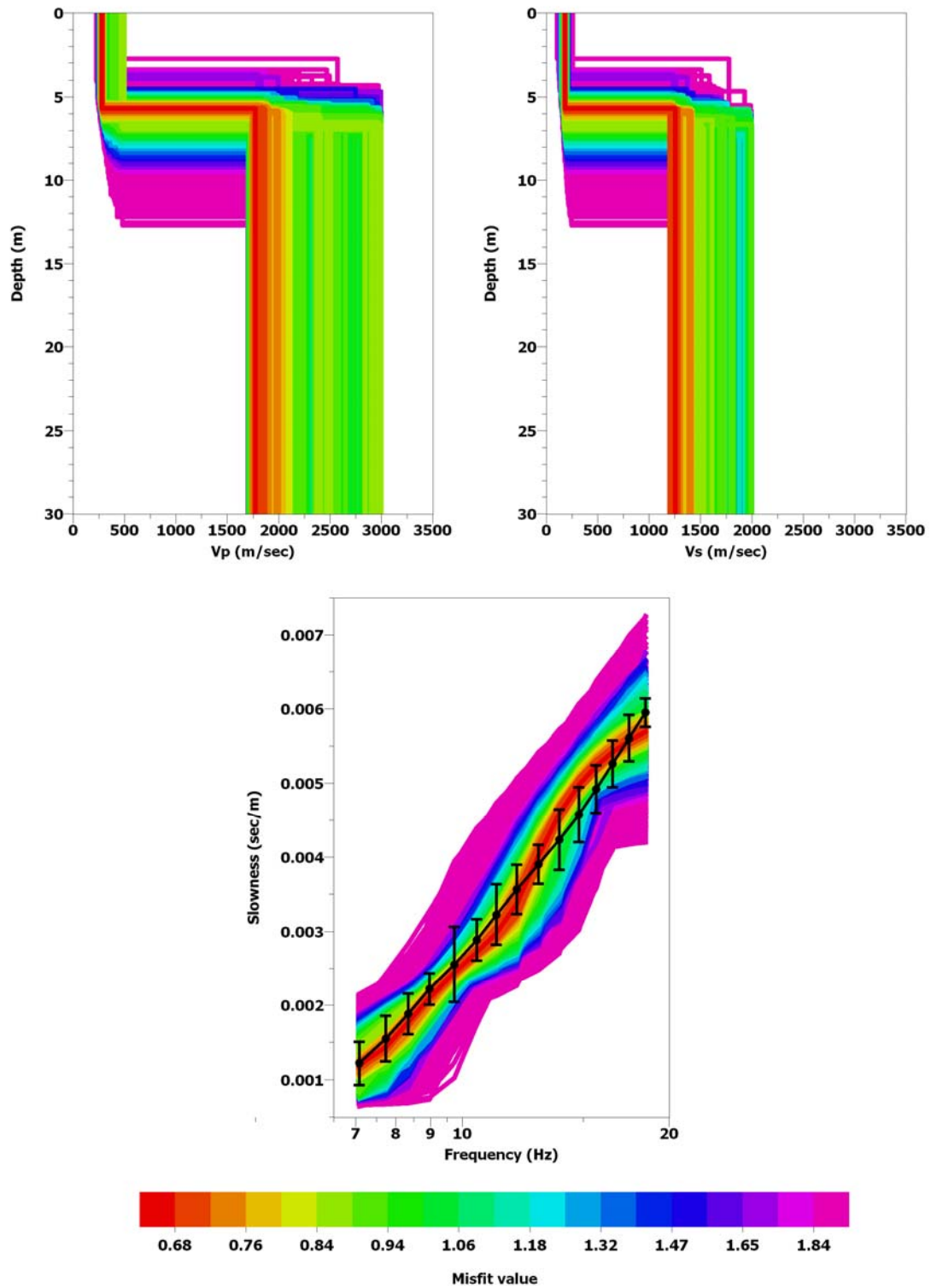
3η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



3^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 500 m/sec	1700 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	100 - 400 m/sec	1200 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

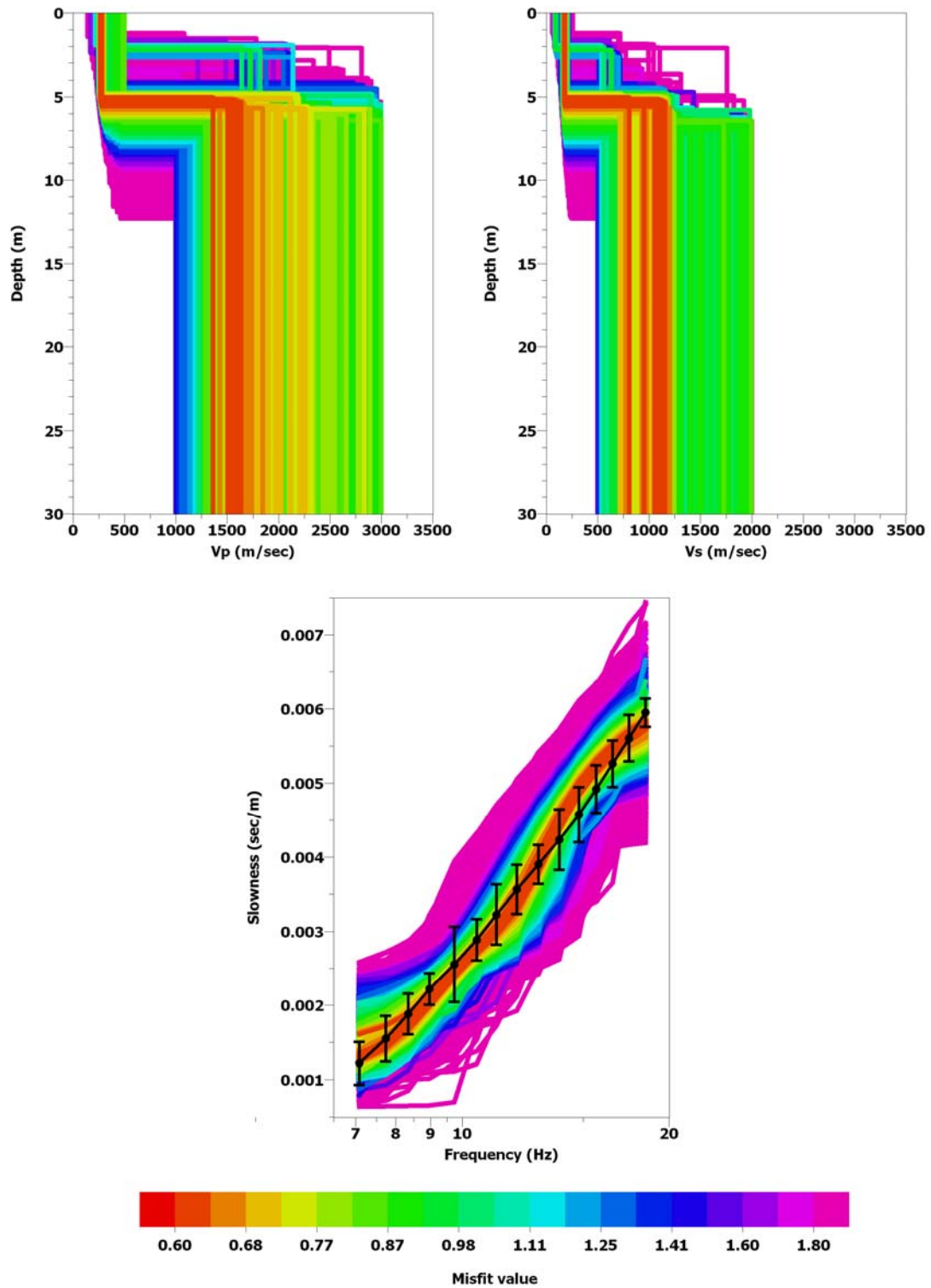
4^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



4^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 500 m/sec	1700 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	100 - 400 m/sec	1200 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

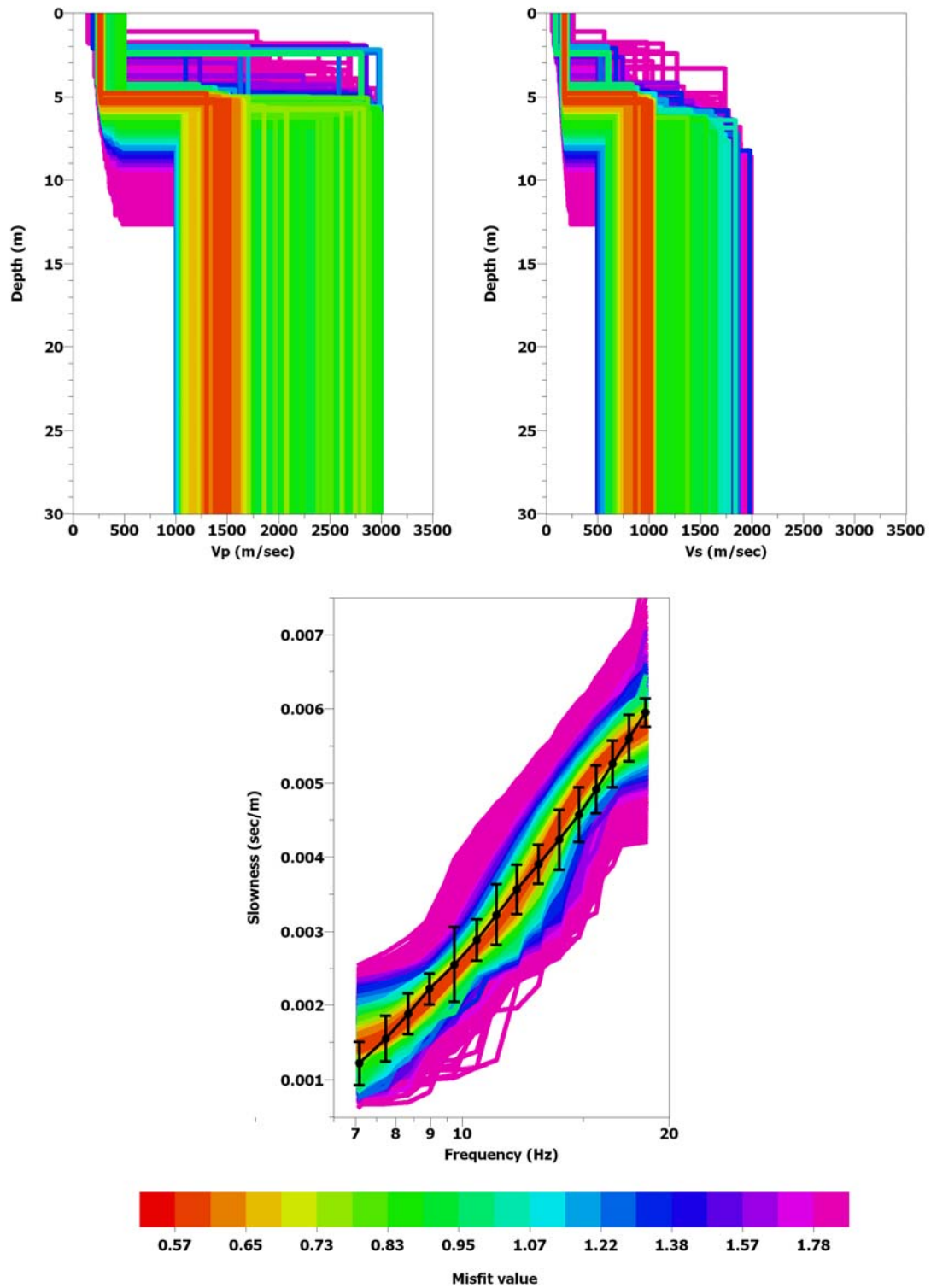
5η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



5^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 500 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	50 - 500 m/sec	500 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>		0.5 - 2.5 t/m ³

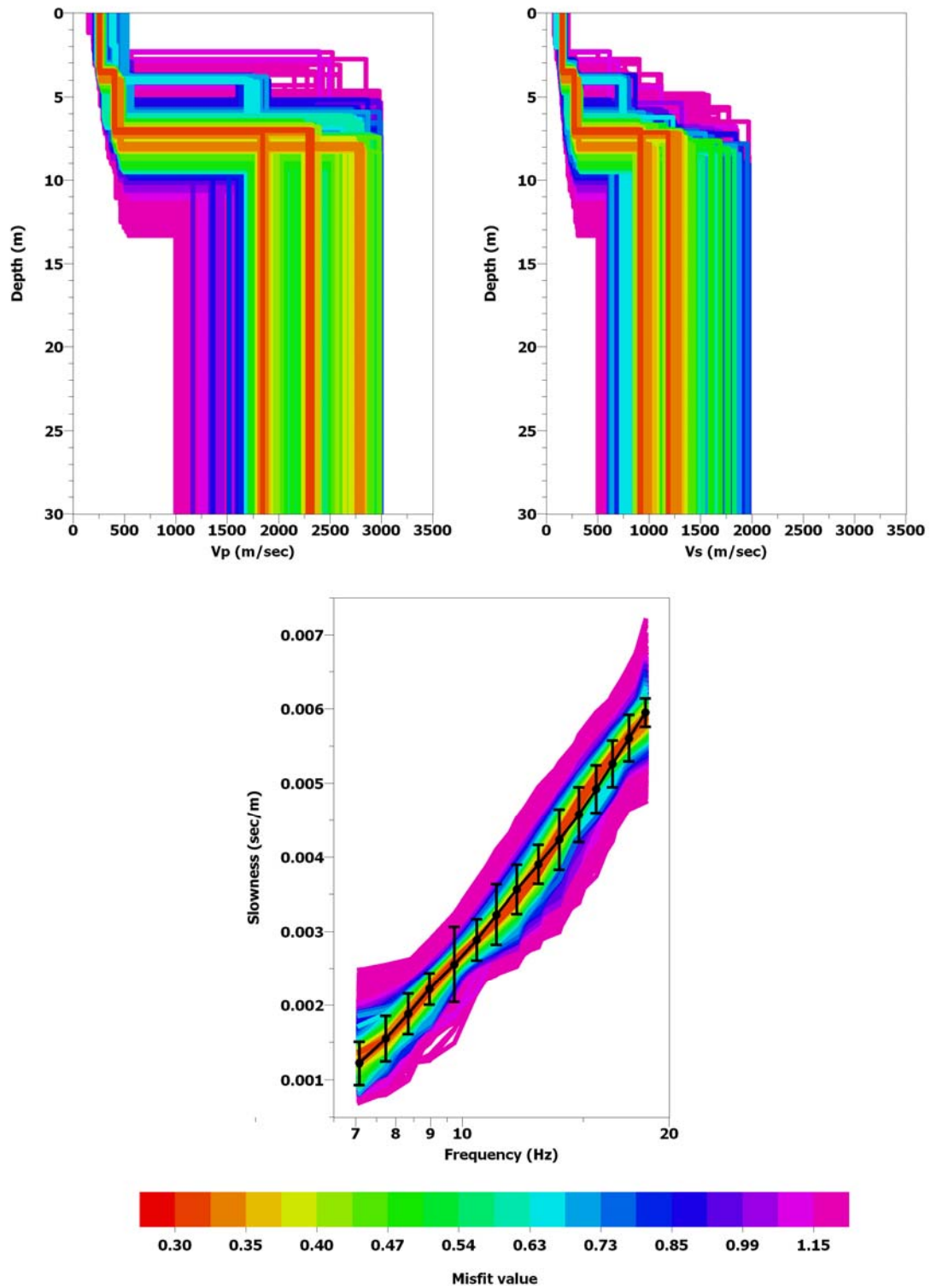
6η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



6^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 500 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	50 - 500 m/sec	500 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	$Rh_0 < Rh_1$
<i>Rho</i>	0.5 - 3 t/m ³	1 - 3.5 t/m ³

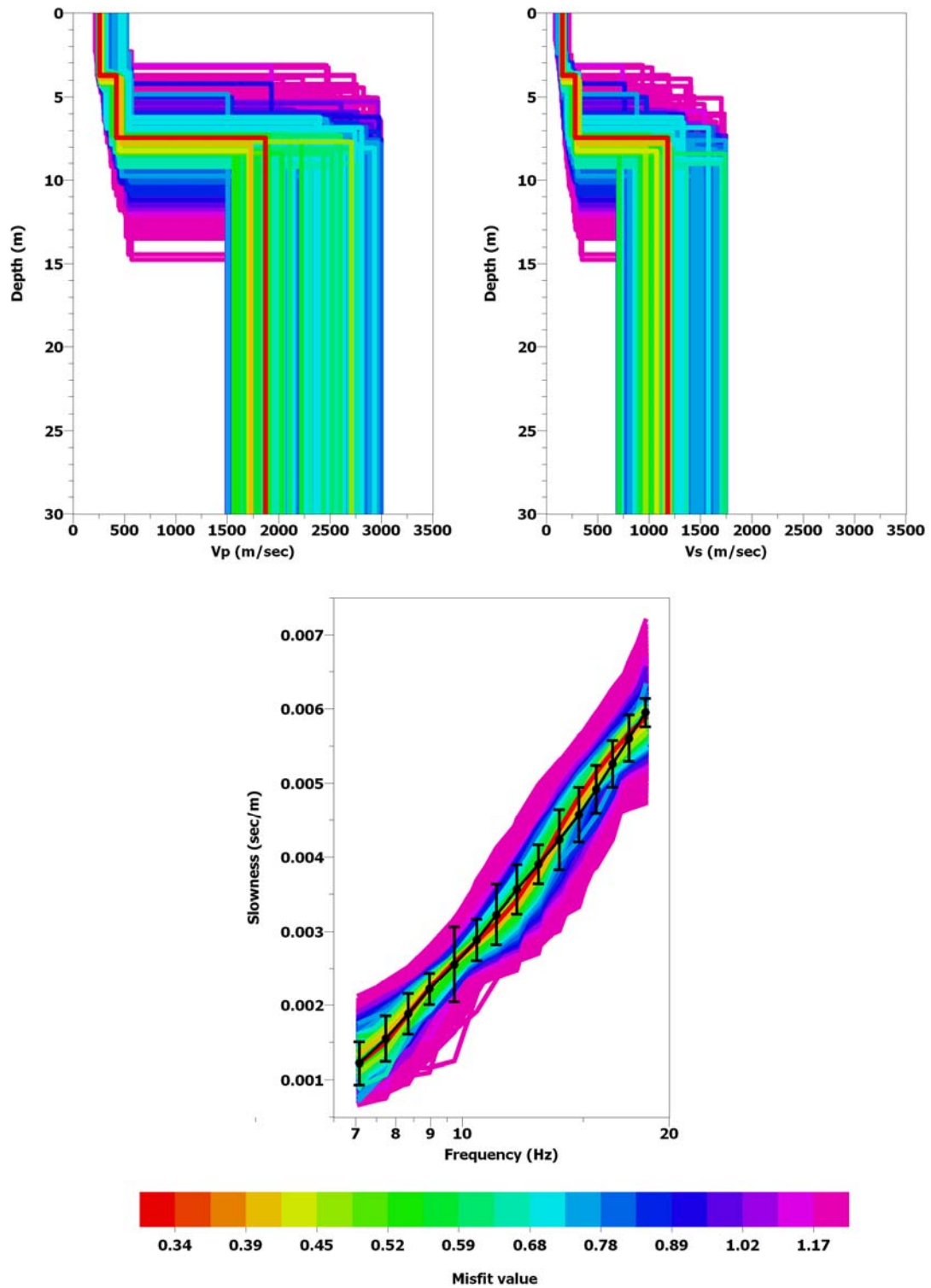
7η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



7^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>V_p Range</i>	-	1000 - 3000 m/sec
<i>V_{p1} Top</i>	100 - 500 m/sec	-
<i>V_{p1} Bottom</i>	100 - 600 m/sec	-
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>V_s Range</i>	-	50 - 2000 m/sec
<i>V_{s1} Top</i>	50 - 500 m/sec	-
<i>V_{s1} Bottom</i>	50 - 800 m/sec	-
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

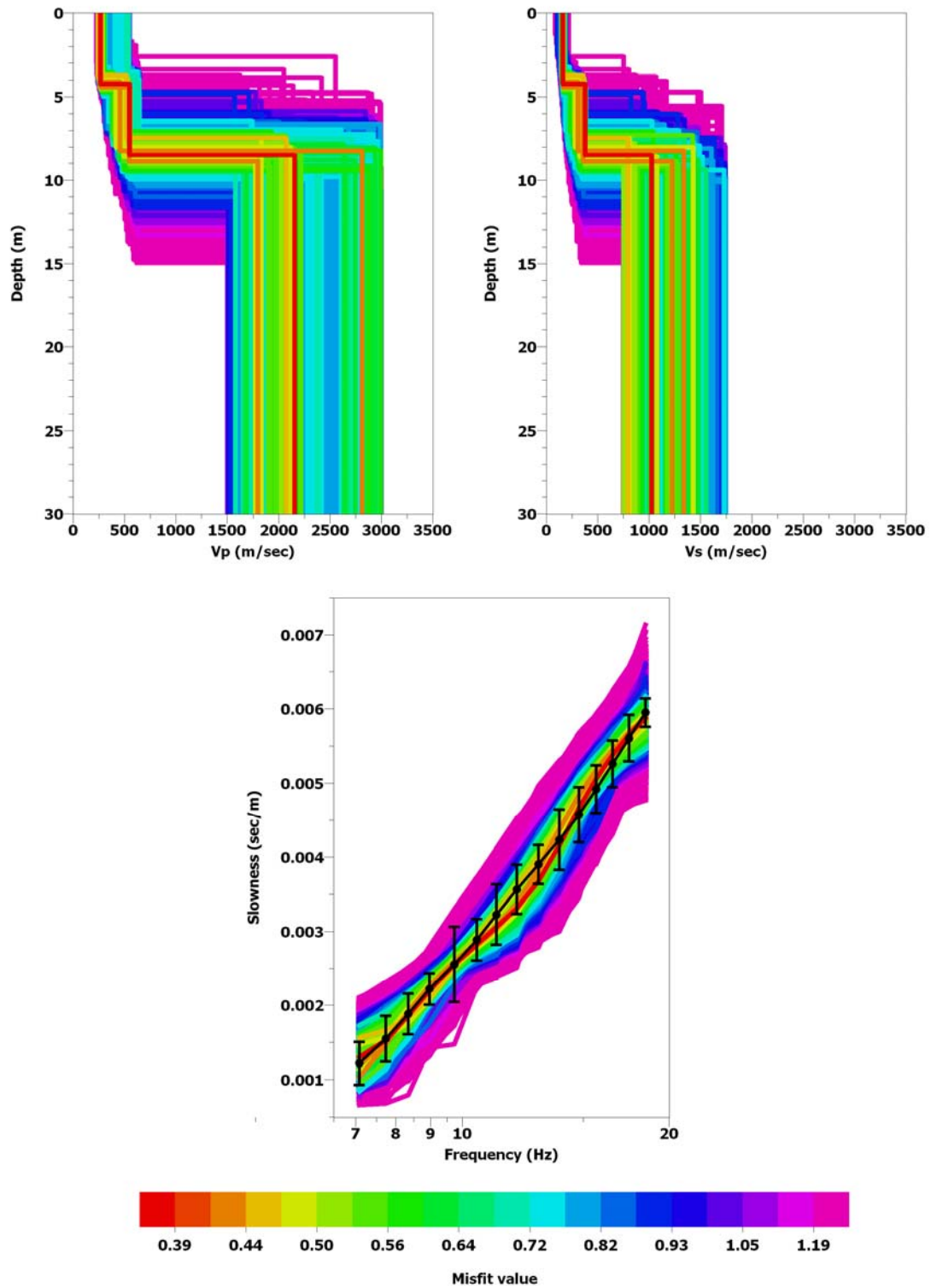
8η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



8^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	-	1500 - 3000 m/sec
<i>Vp₁ Top</i>	100 - 500 m/sec	-
<i>Vp₁ Bottom</i>	100 - 600 m/sec	-
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	-	750 - 1750 m/sec
<i>Vs₁ Top</i>	50 - 500 m/sec	-
<i>Vs₁ Bottom</i>	50 - 800 m/sec	-
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	$Rh_0 < Rh_1$
<i>Rho</i>	0.5 - 3.0 t/m ³	1.0 - 4.0 t/m ³

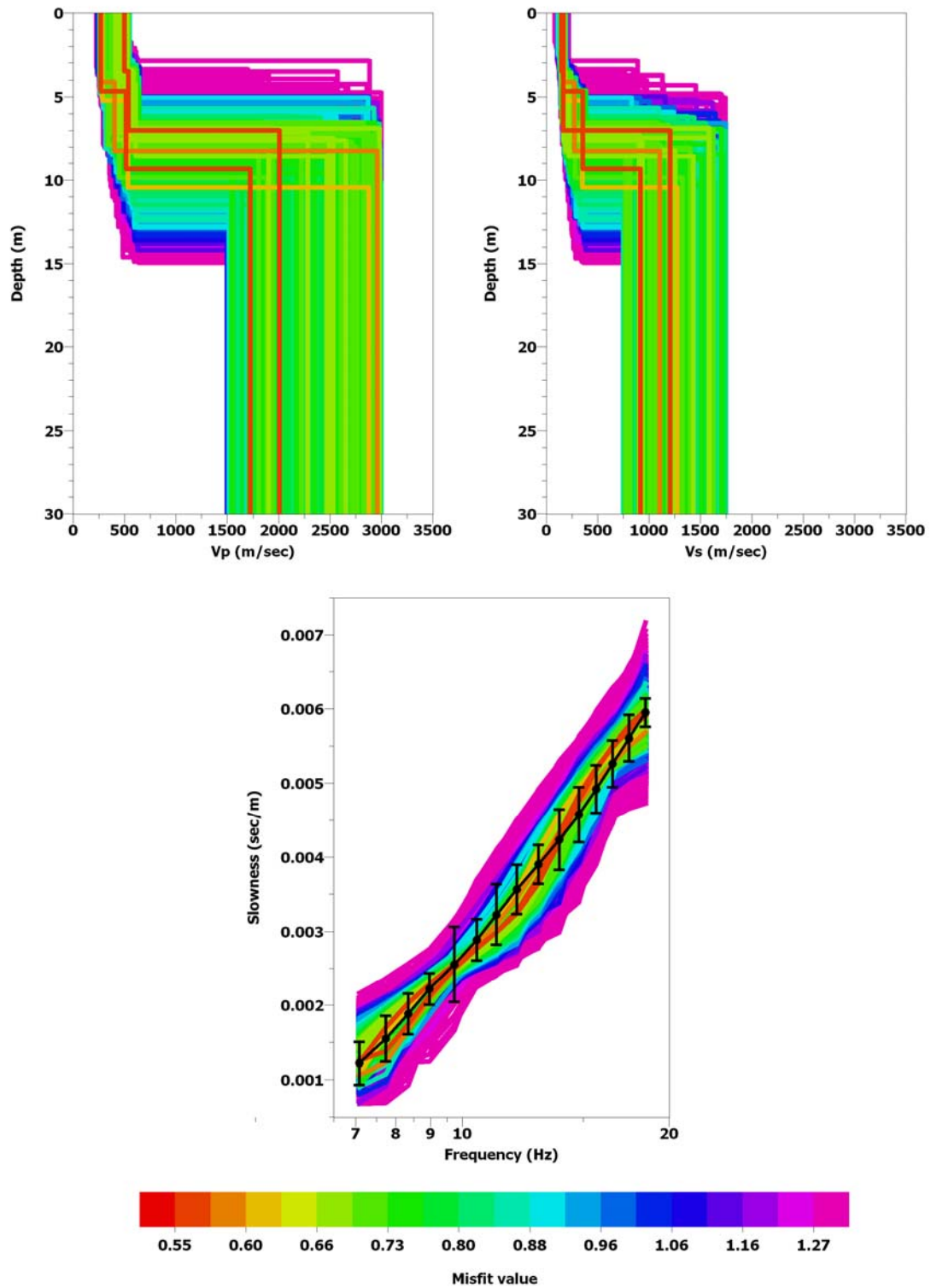
9η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



9^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>V_p Range</i>	-	1500 - 3000 m/sec
<i>V_{p1} Top</i>	100 - 500 m/sec	-
<i>V_{p1} Bottom</i>	100 - 700 m/sec	-
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>V_s Range</i>	-	750 - 1750 m/sec
<i>V_{s1} Top</i>	50 - 350 m/sec	-
<i>V_{s1} Bottom</i>	100 - 500 m/sec	-
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	$Rh_0 < Rh_1$
<i>Rho</i>	0.5 - 3.5 t/m ³	1.0 - 4.5 t/m ³

10^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής

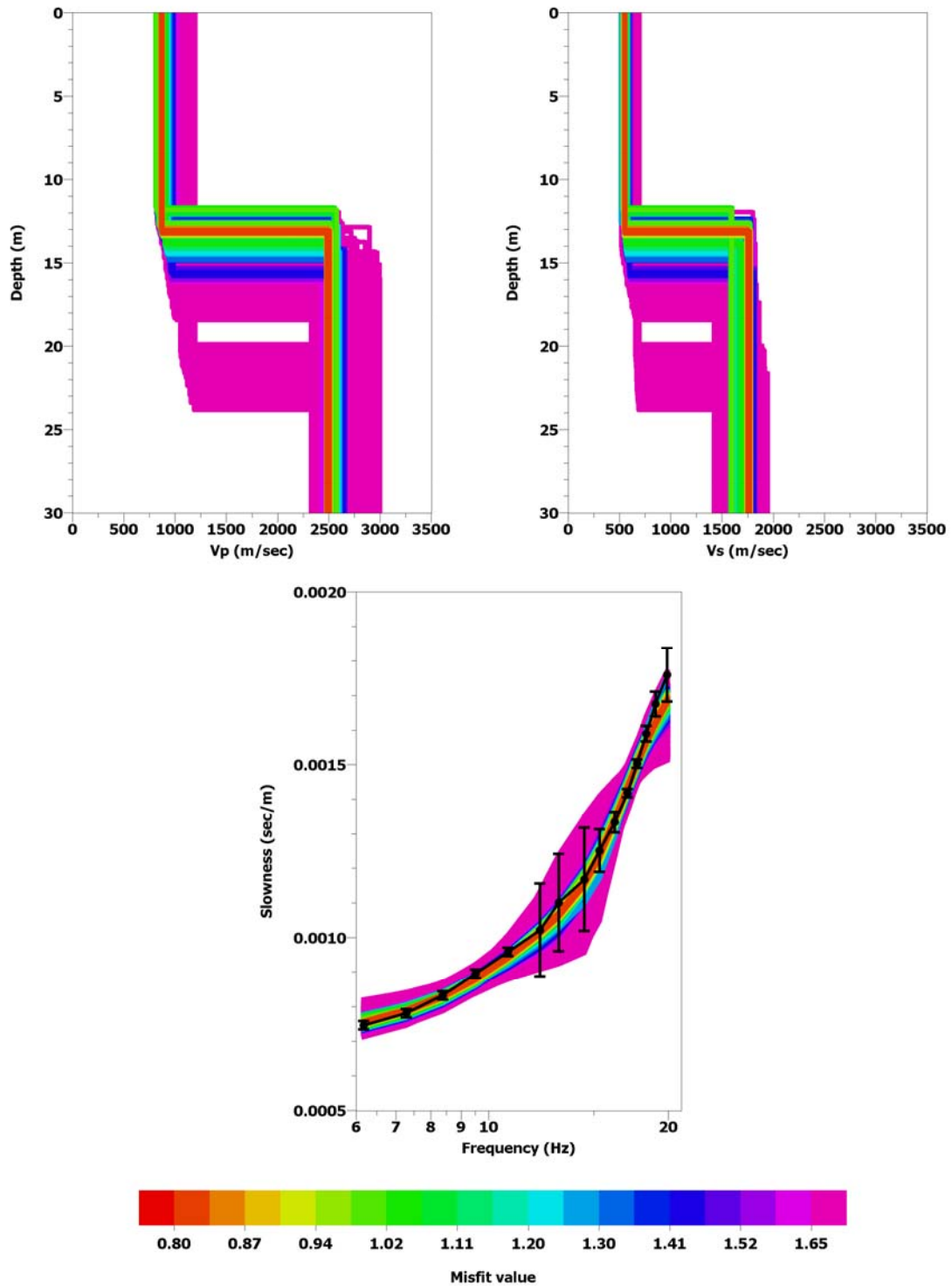


10^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	V _{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	V _{p0} < V _{p1}
<i>V_p Range</i>	-	1500 - 3000 m/sec
<i>V_{p1} Top</i>	100 - 500 m/sec	-
<i>V_{p1} Bottom</i>	100 - 700 m/sec	-
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	V _{s0} < V _{s1}
<i>V_s Range</i>	-	750 - 1750 m/sec
<i>V_{s1} Top</i>	50 - 350 m/sec	-
<i>V_{s1} Bottom</i>	100 - 500 m/sec	-
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Linear Increase	Uniform
<i>Number of Sub Layers</i>	2	-
<i>Linked to</i>	V _{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	Rh ₀ < Rh ₁
<i>Rho</i>	-	1.0 - 4.5 t/m ³
<i>Rh₀ Top</i>	0.5 - 3.5 t/m ³	-
<i>Rh₀ Bottom</i>	0.5 - 3.5 t/m ³	-

Δίκτυο GPD

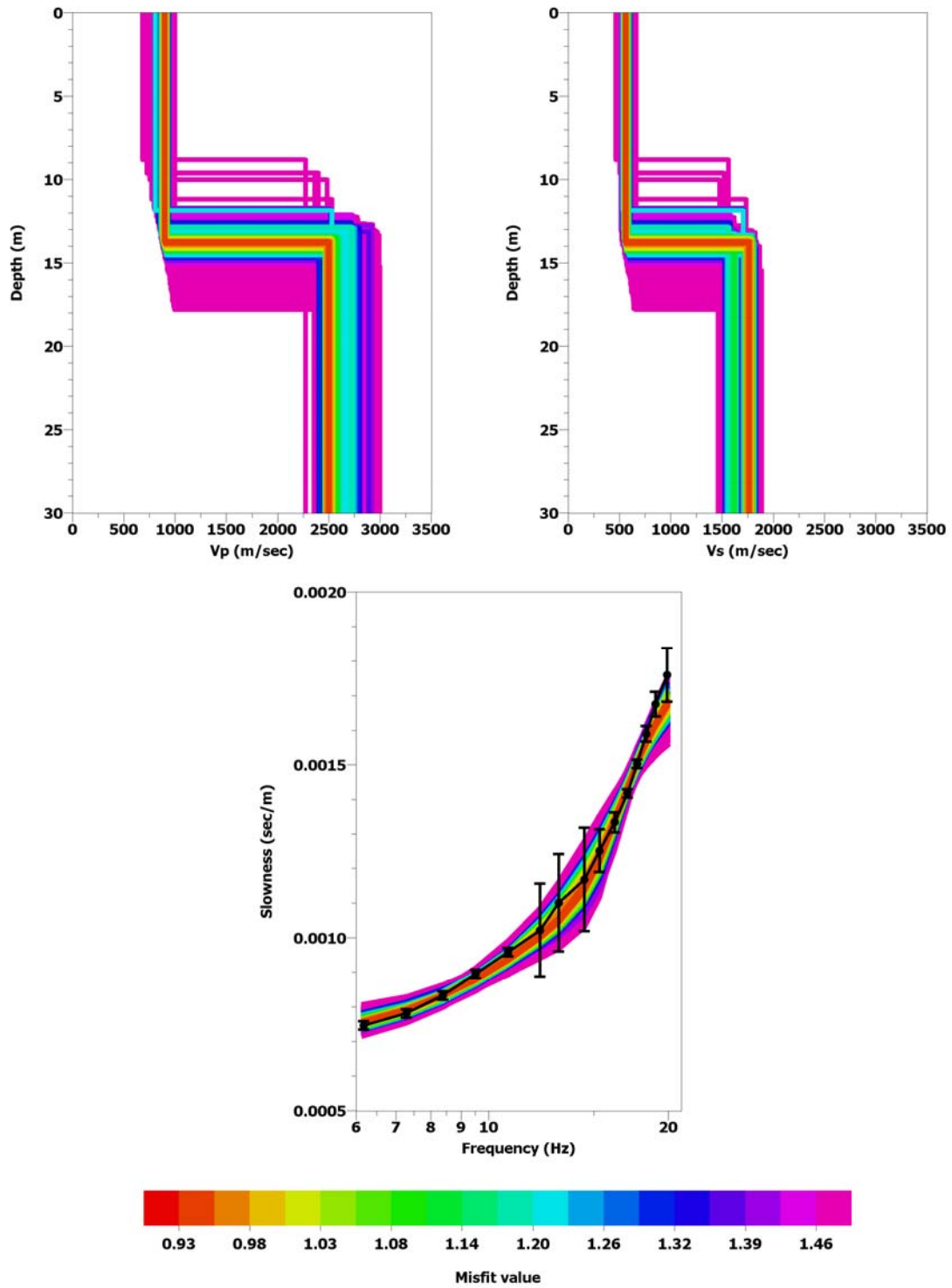
1^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



1^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	100 - 1500 m/sec	100 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 50 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	50 - 1000 m/sec	100 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

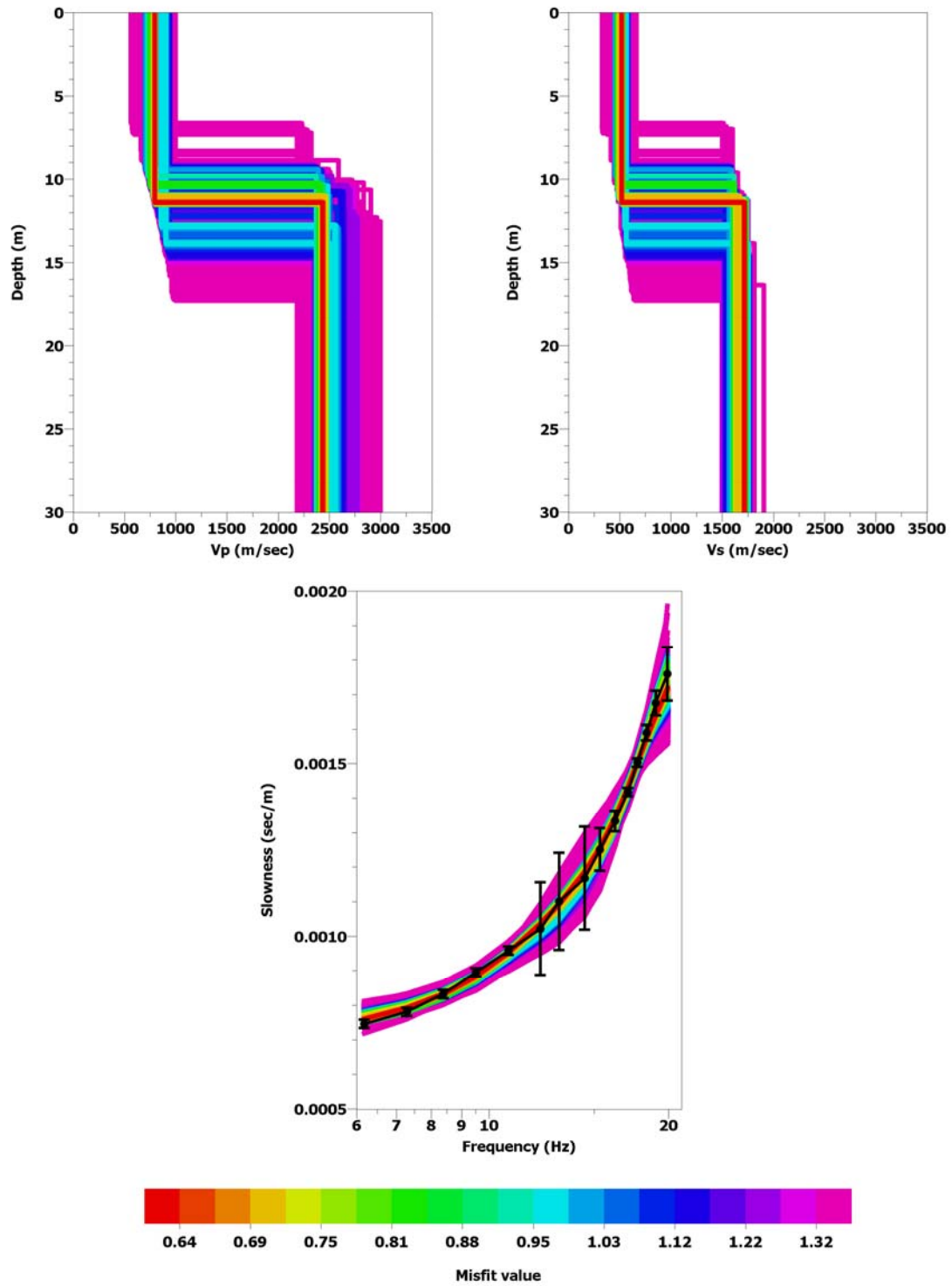
2η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



2^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	250 - 1000 m/sec	1500 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	250 - 750 m/sec	1000 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

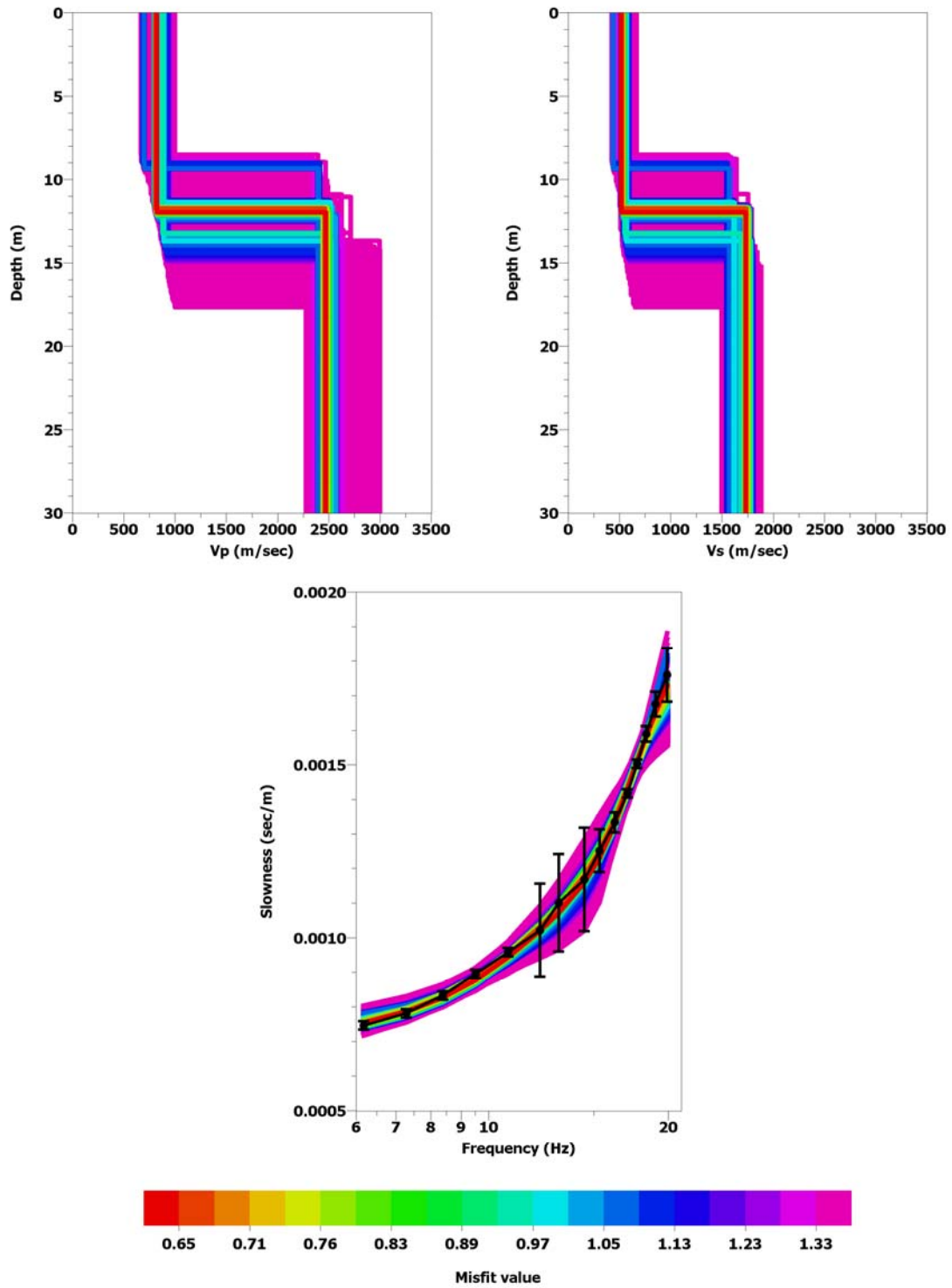
3η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



3^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	2000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	250 - 750 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

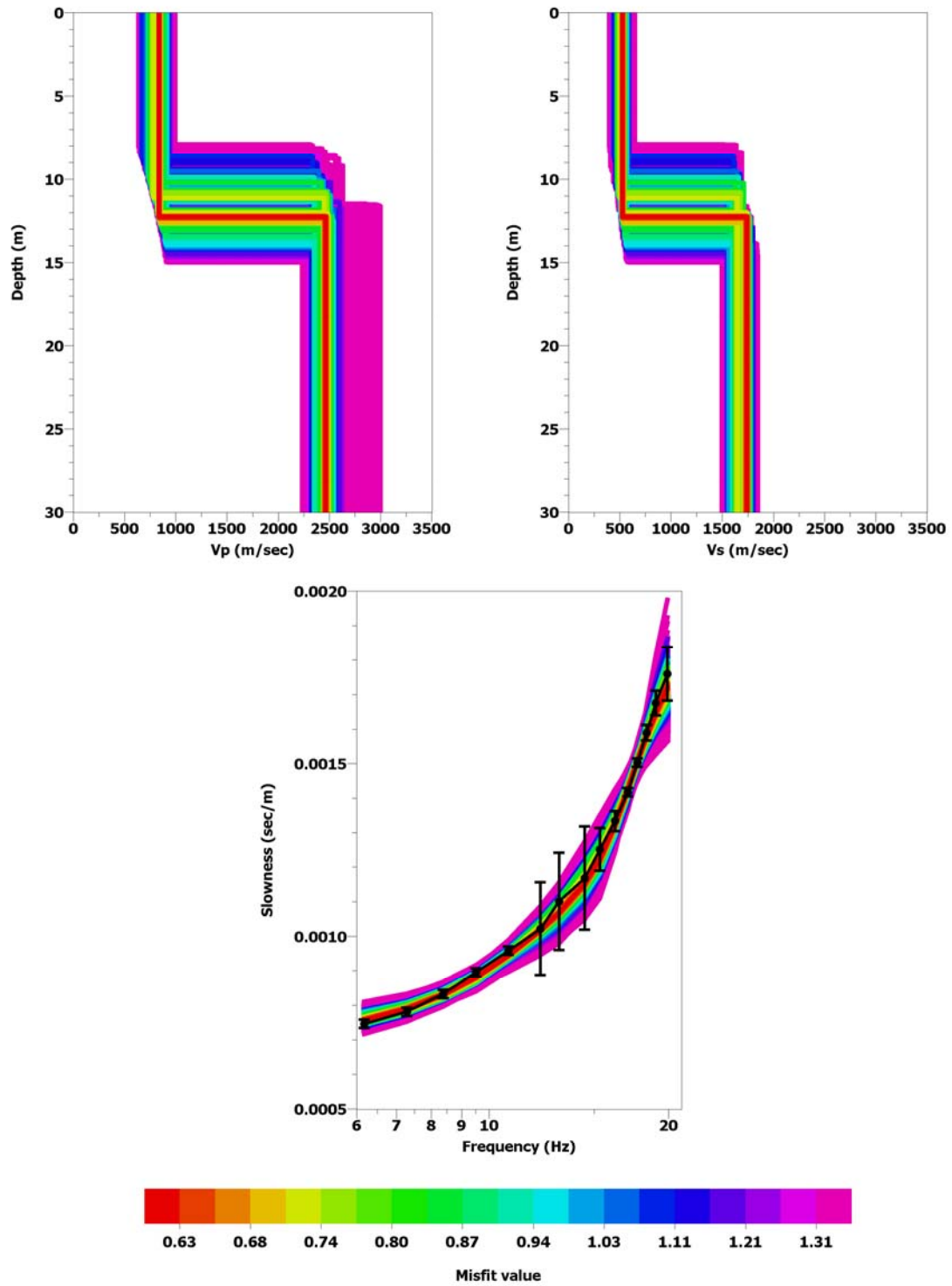
4η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



4^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	2000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	250 - 750 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>		2 - 4 t/m ³

5η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής

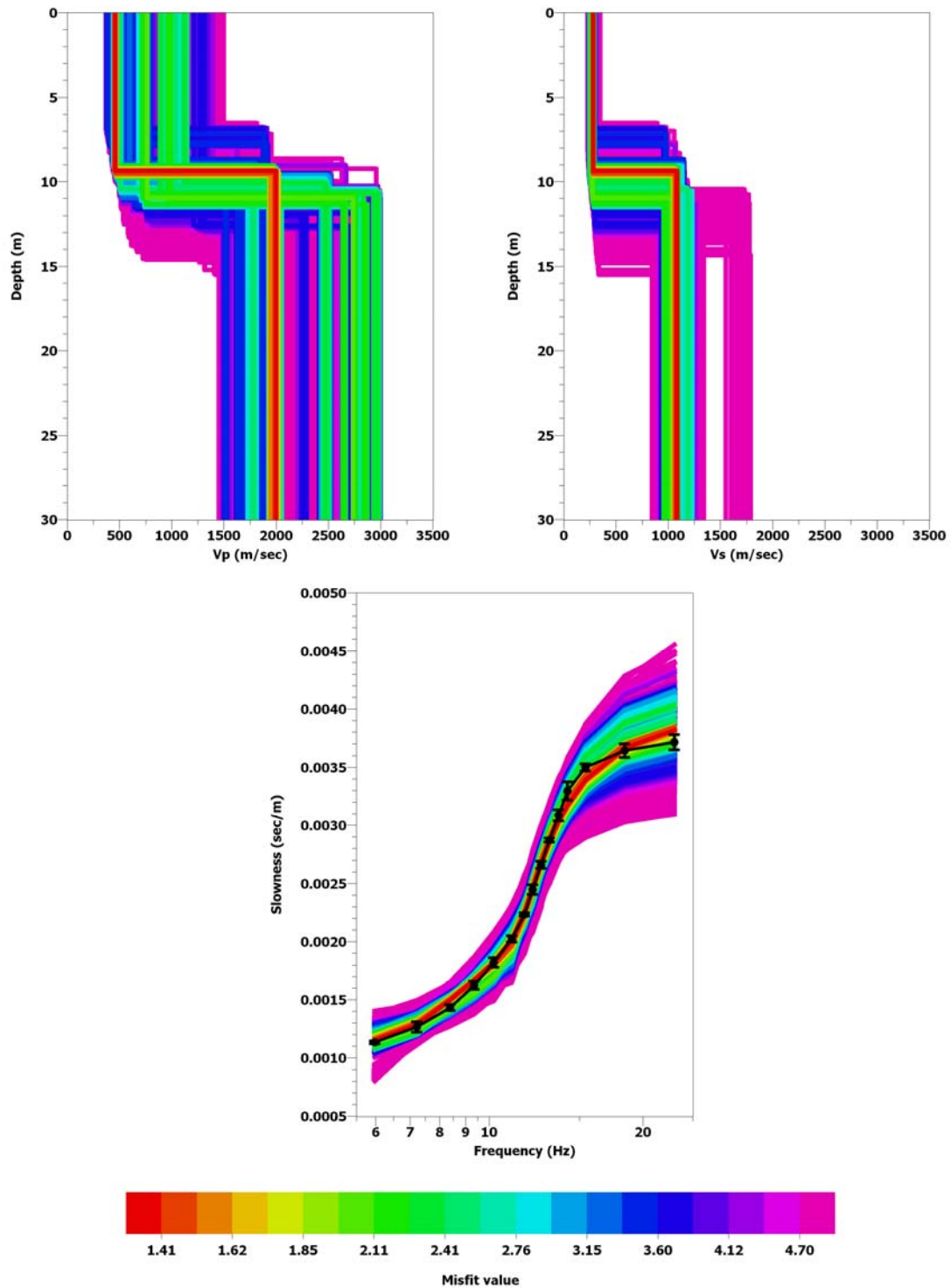


5^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	2000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 15 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	250 - 750 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>		2 - 4 t/m ³

Δίκτυο PLT

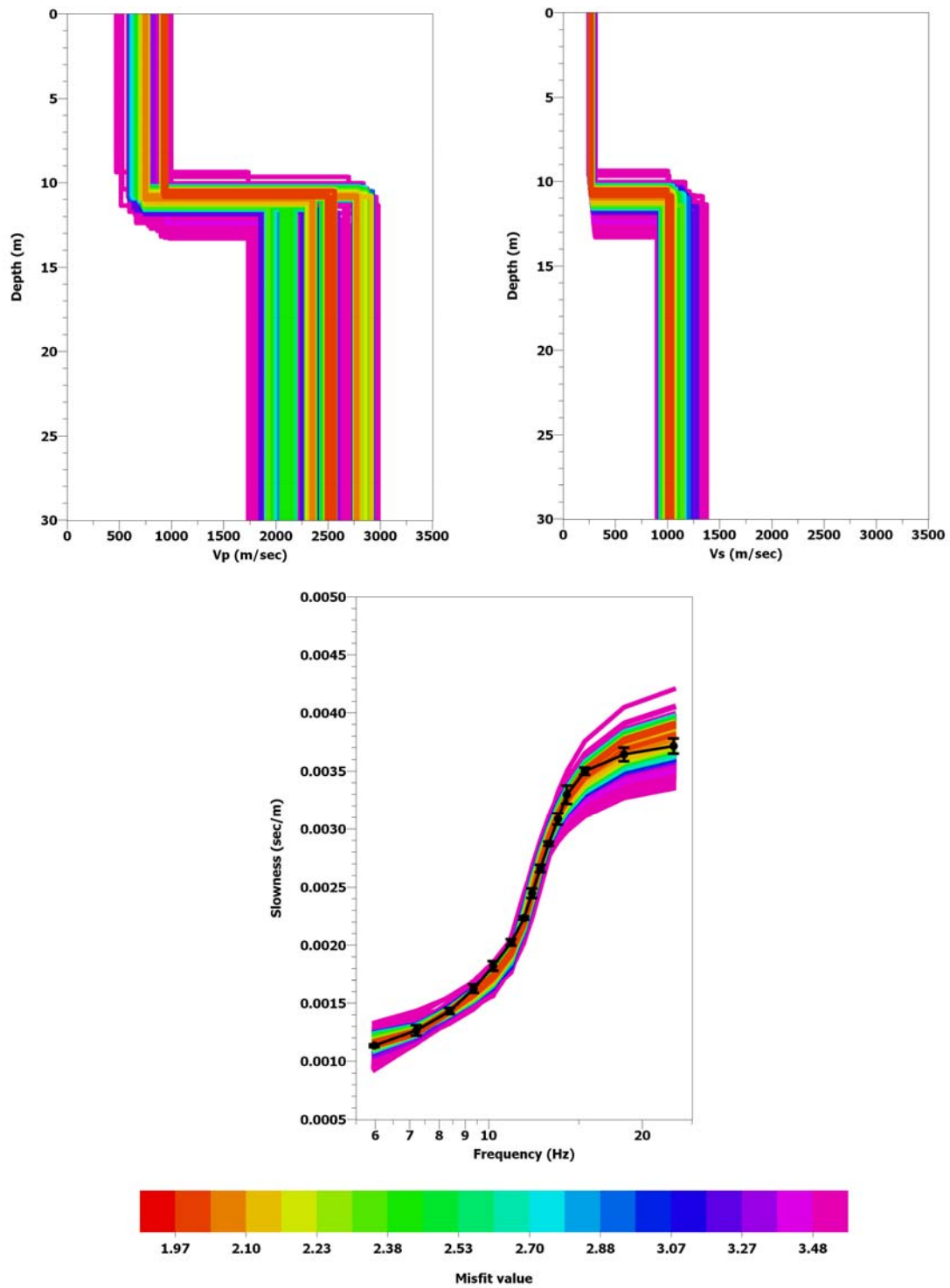
1^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



1^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	150 - 1500 m/sec	200 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 50 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	150 - 1000 m/sec	200 - 3000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

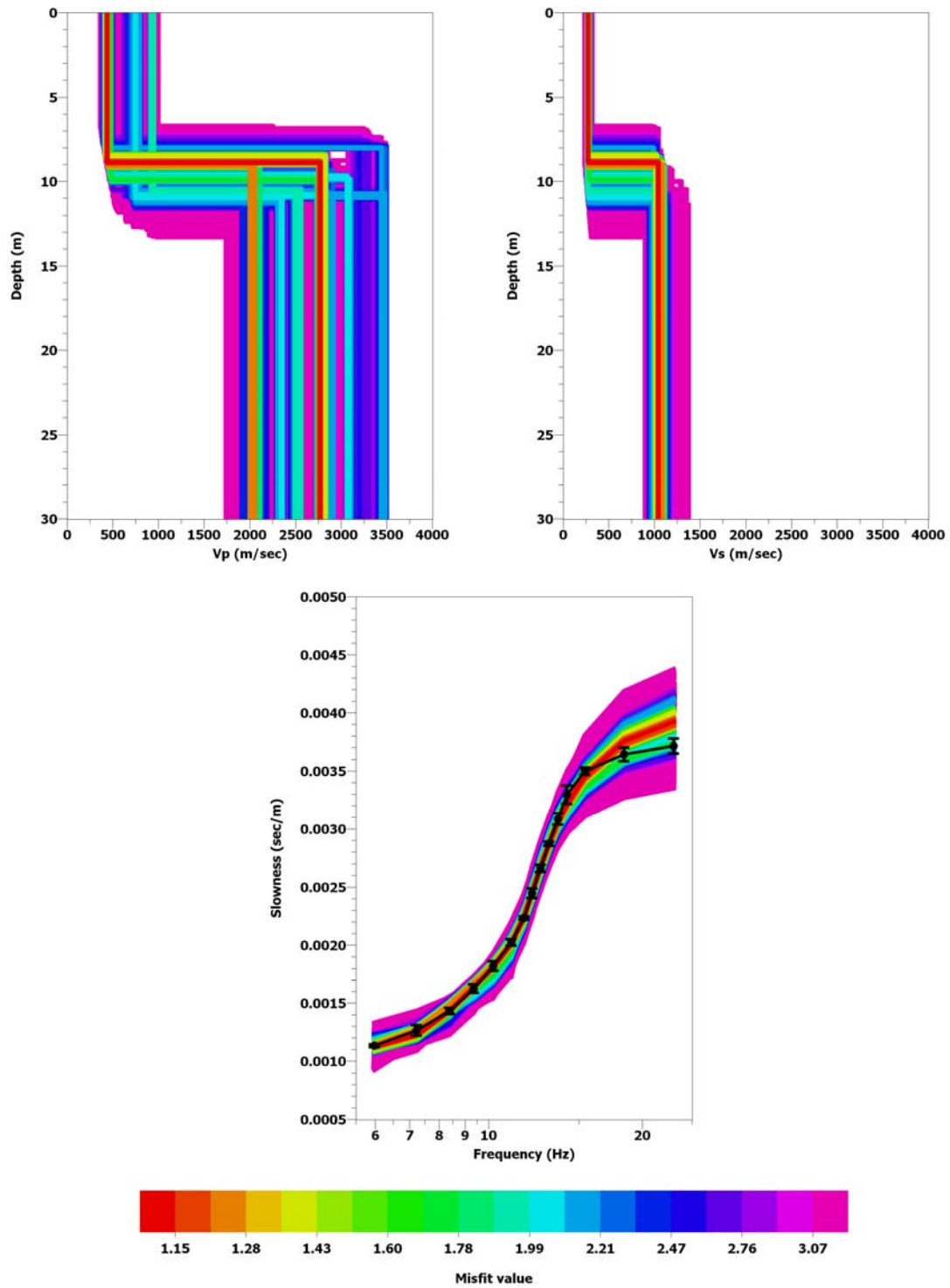
2^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



2^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	250 - 1000 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	150 - 1000 m/sec	500 - 2000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

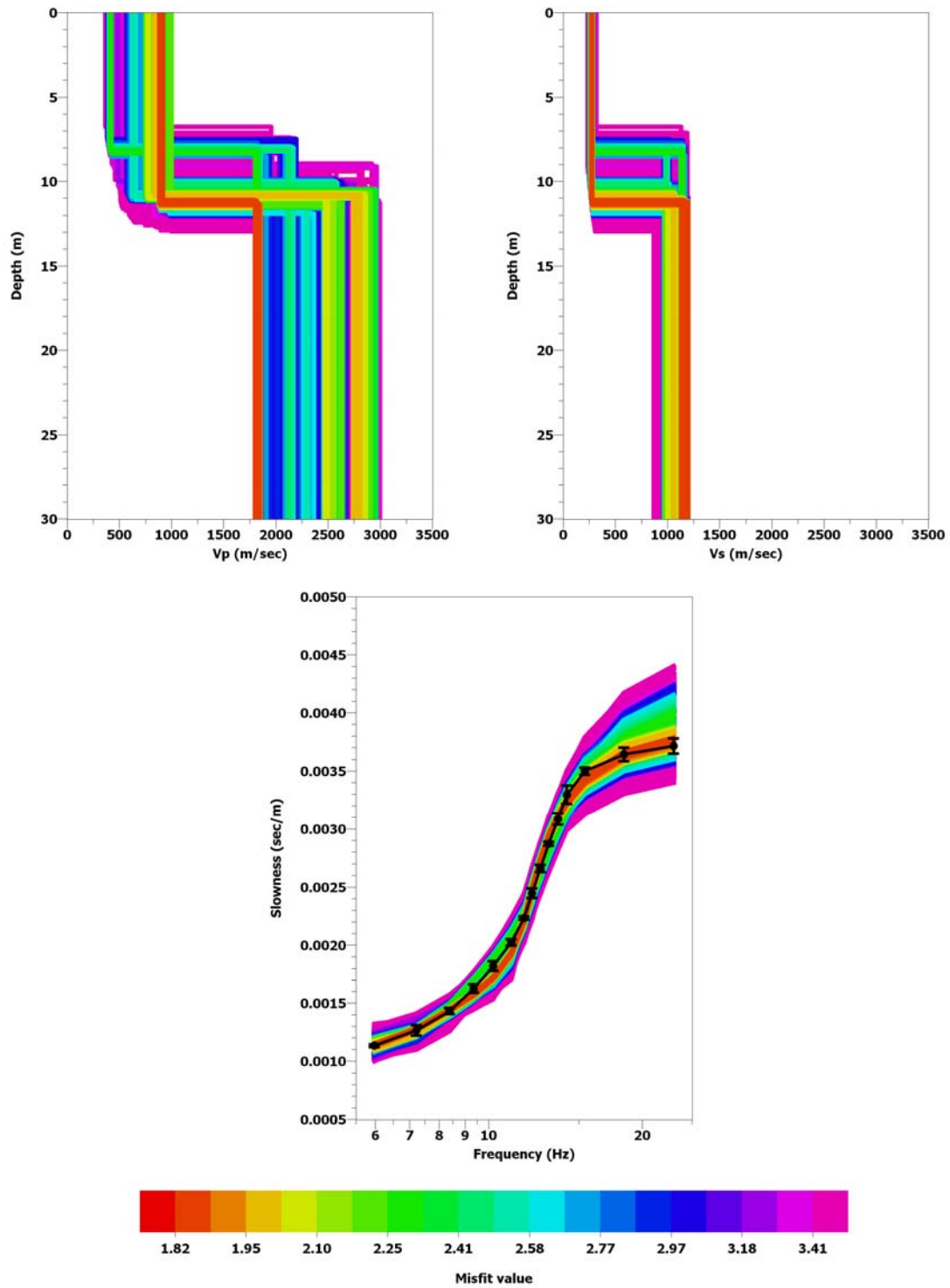
3η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



3^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V _{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	V _{p0} < V _{p1}
<i>Vp Range</i>	350 - 1000 m/sec	2000 - 3500 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	V _{s0} < V _{s1}
<i>Vs Range</i>	150 - 500 m/sec	500 - 1500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

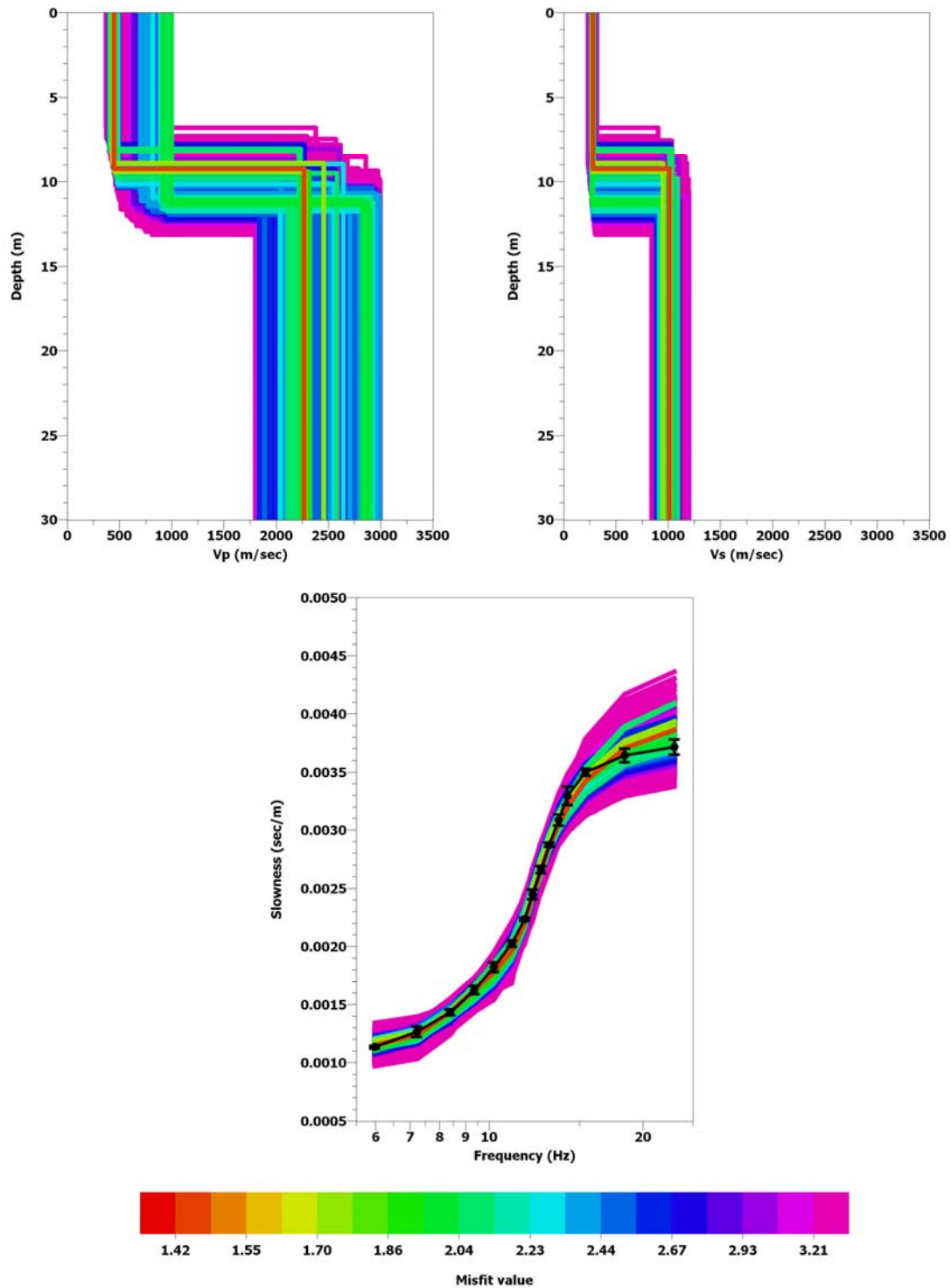
4^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



4^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	350 - 1000 m/sec	1800 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 500 m/sec	800 - 1200 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

5η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής

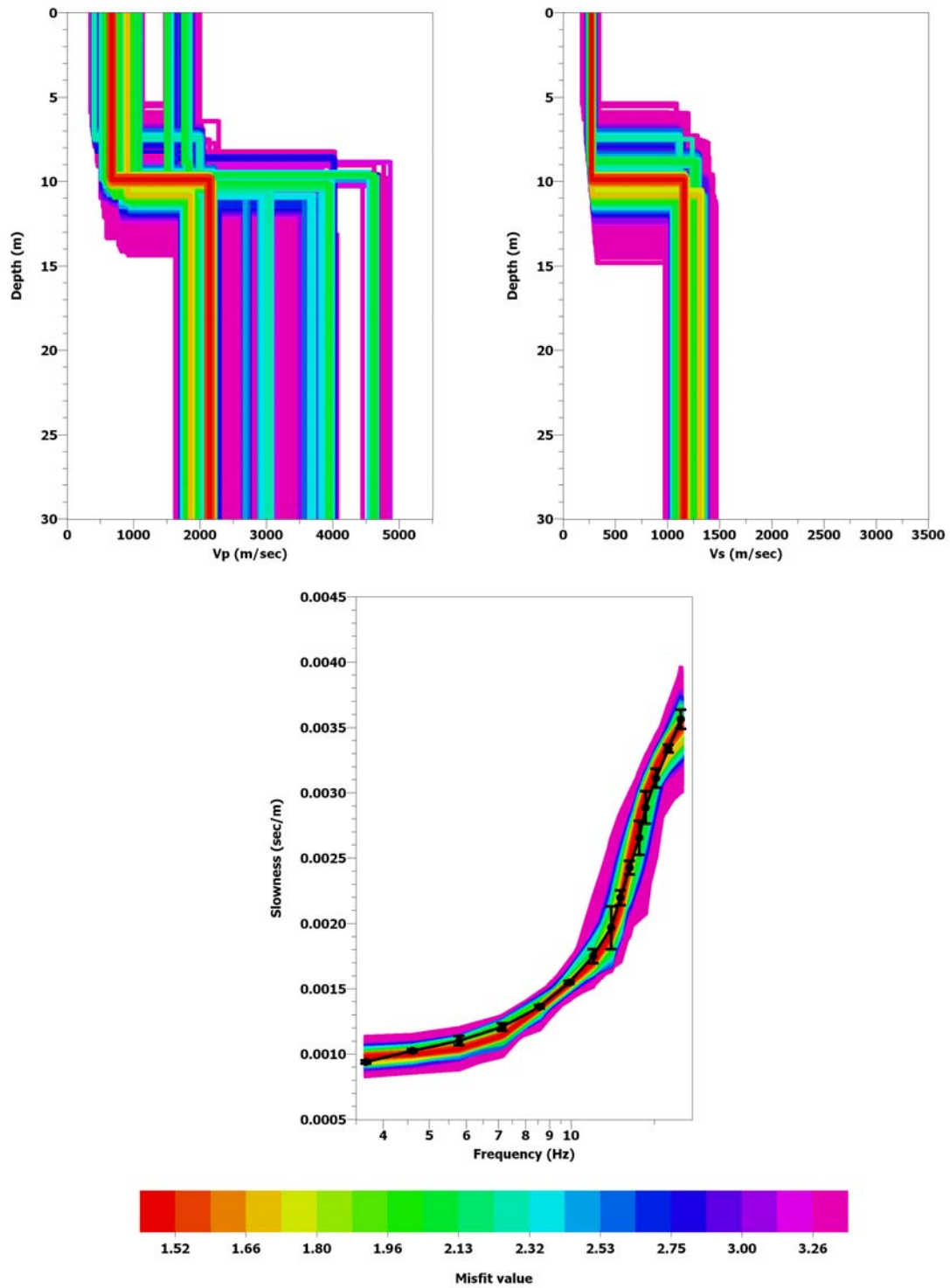


5^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	350 - 1000 m/sec	1800 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 500 m/sec	800 - 1200 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	$Rh_0 < Rh_1$
<i>Rho</i>	0.5 - 2.5 t/m ³	1 - 3 t/m ³

Δίκτυο ΤΕΙ

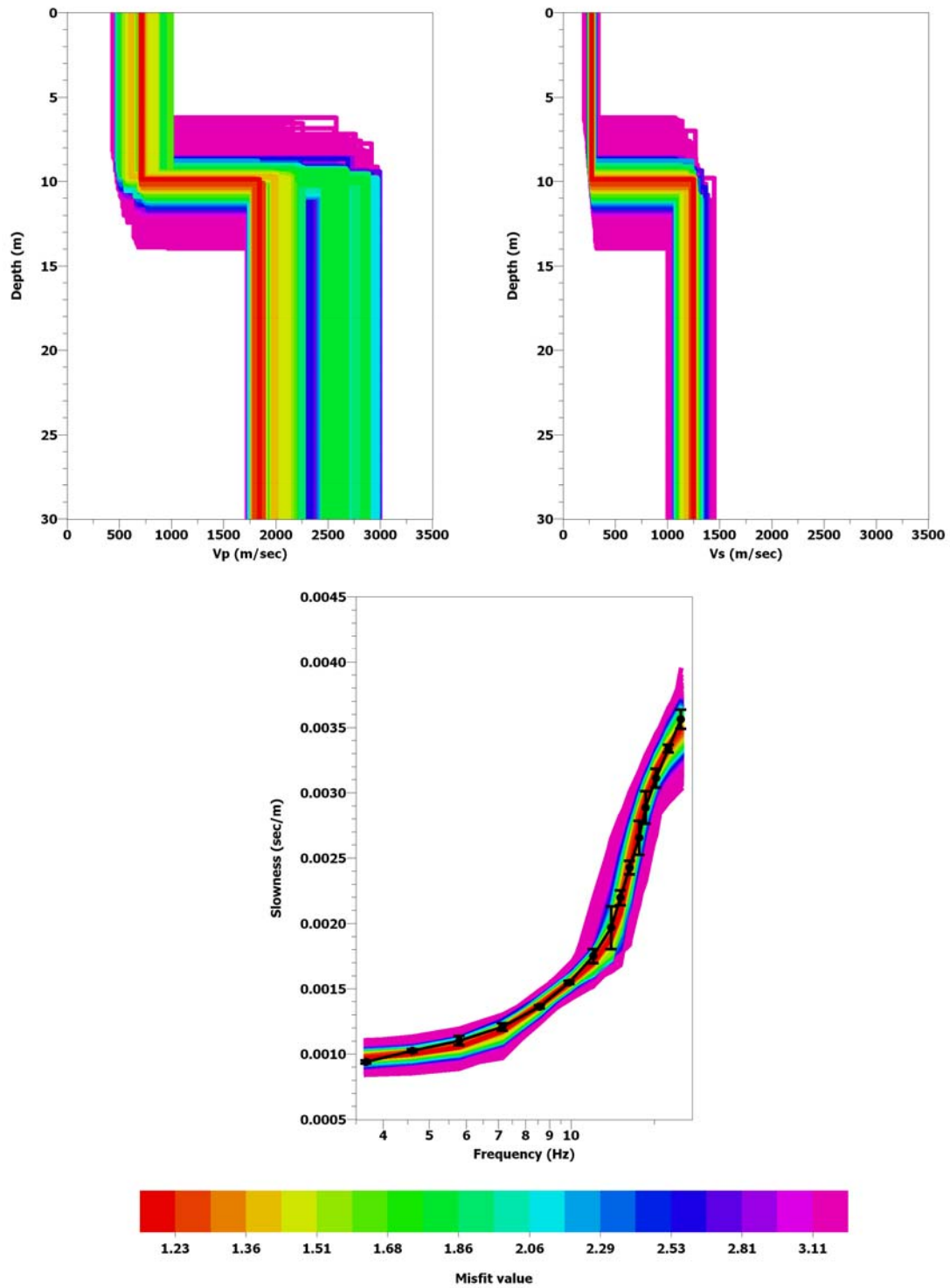
1^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



1^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	300 - 2000 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 50 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	100 - 1200 m/sec	500 - 4000 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

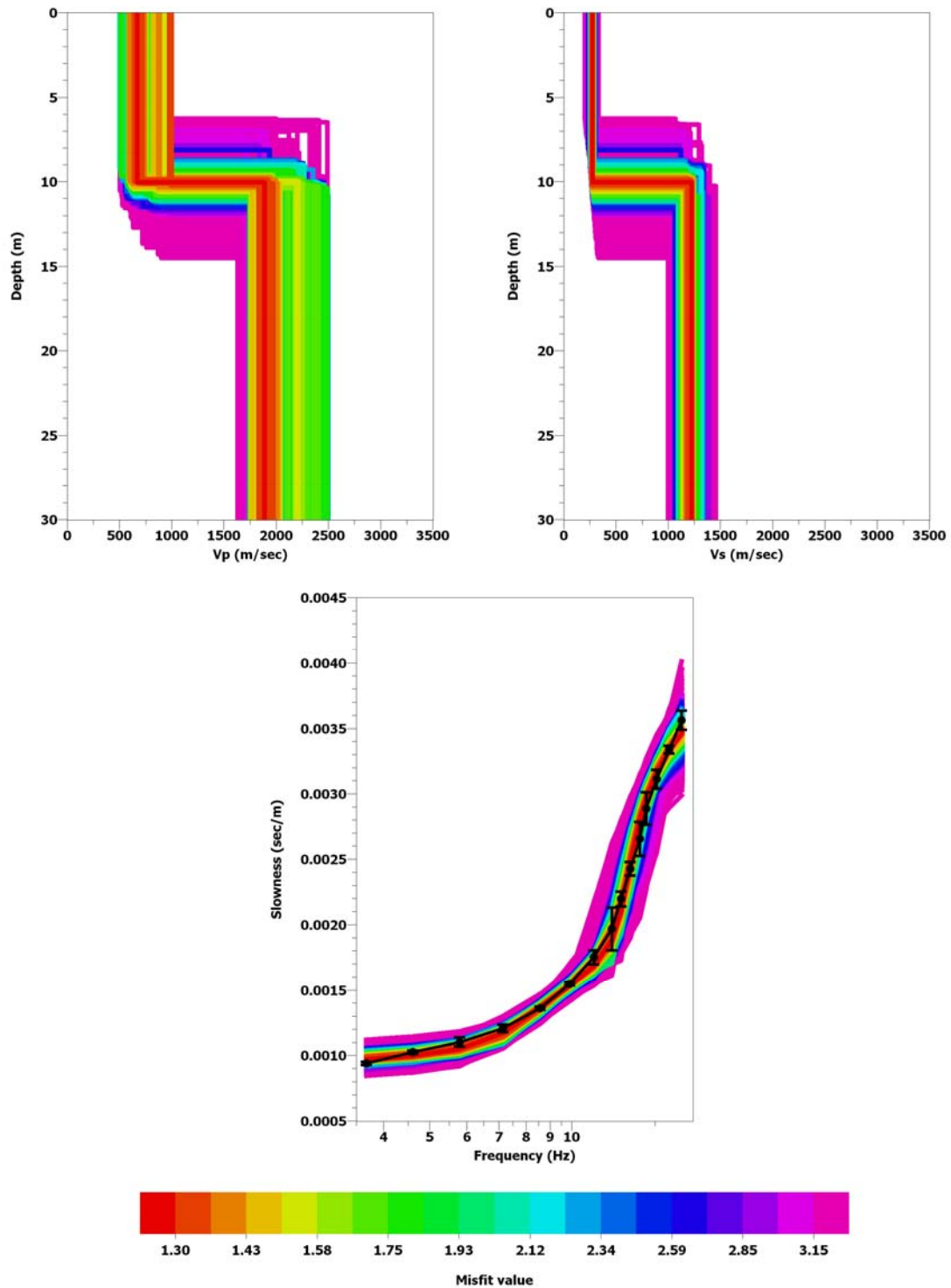
2^η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



2^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	400 - 1000 m/sec	1000 - 3000 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 500 m/sec	500 - 1500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

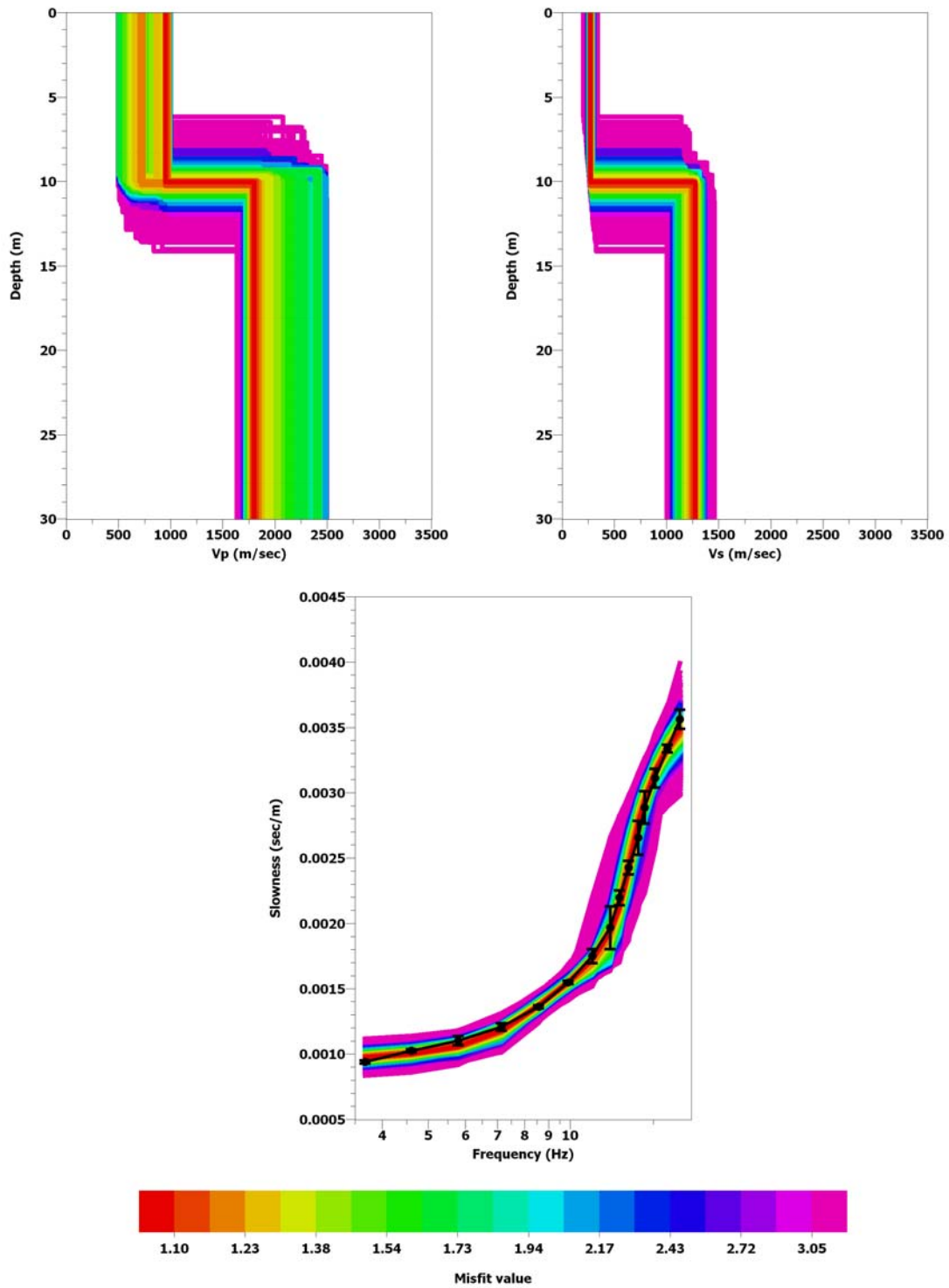
3η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



3^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 400 m/sec	1000 - 1500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>	2 t/m ³ (Fixed)	

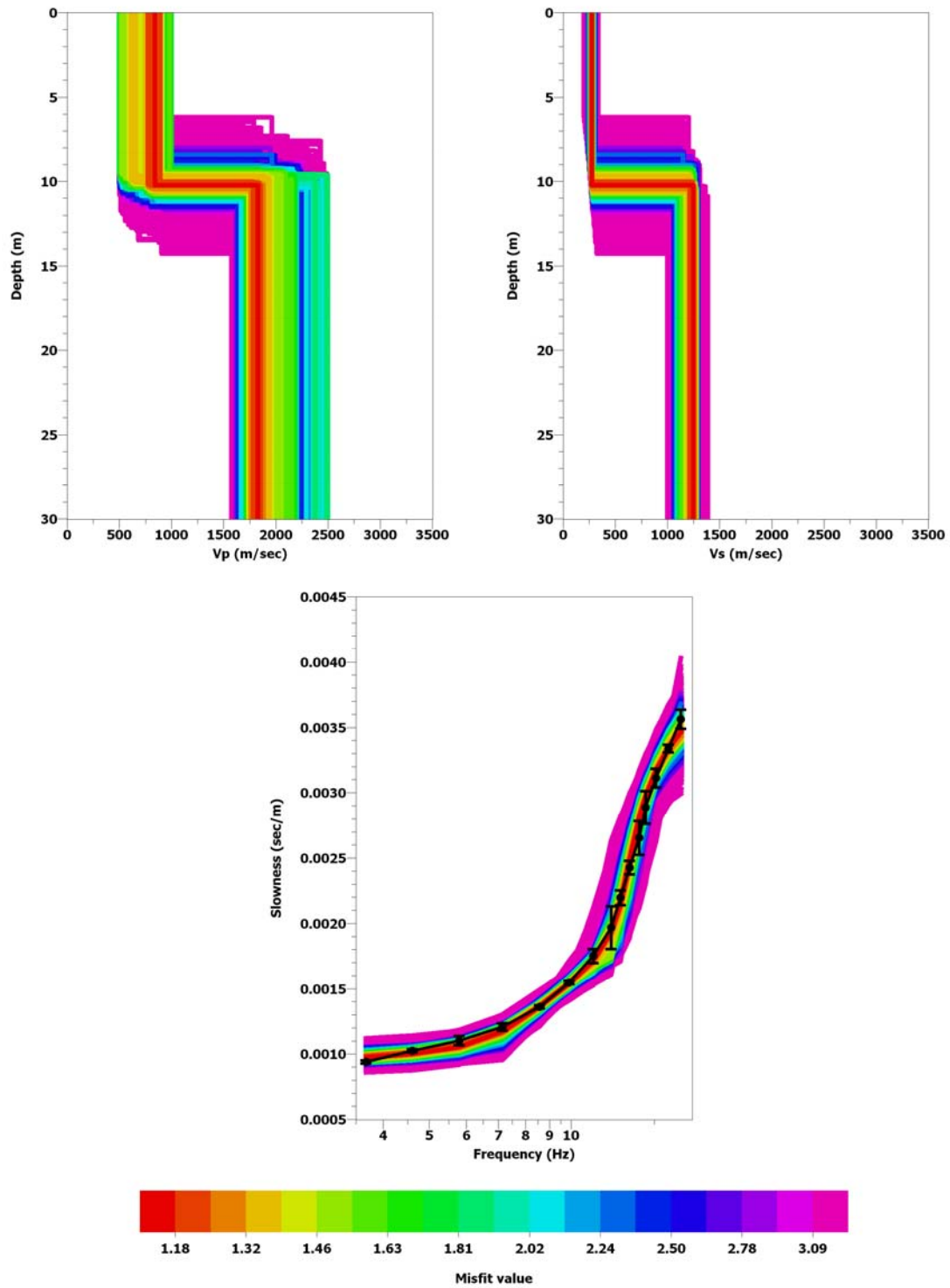
4η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



4^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 400 m/sec	1000 - 1500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	
<i>Layer Status</i>	Uniform	
<i>Rho</i>		0.5 - 2.5 t/m ³

5η Εφαρμογή του Αλγόριθμου Αντιστροφής



5^{ος} Χώρος Παραμέτρων

Compression Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	-	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{p0} < V_{p1}$
<i>Vp Range</i>	500 - 1000 m/sec	1500 - 2500 m/sec
Shear Waves		
<i>Layers</i>	1	Halfspace
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	Not Linked	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Depth Range</i>	1 - 20 m	-
<i>Velocity Status</i>	-	$V_{s0} < V_{s1}$
<i>Vs Range</i>	200 - 400 m/sec	1000 - 1500 m/sec
Density		
<i>Layers</i>	1	2
<i>Layer Status</i>	Uniform	Uniform
<i>Linked to</i>	V_{s0}	-
<i>Depth Status</i>	Bottom Depth	-
<i>Density Status</i>	-	$Rh_0 < Rh_1$
<i>Rho</i>	0.5 - 2.5 t/m ³	0.5 - 3 t/m ³

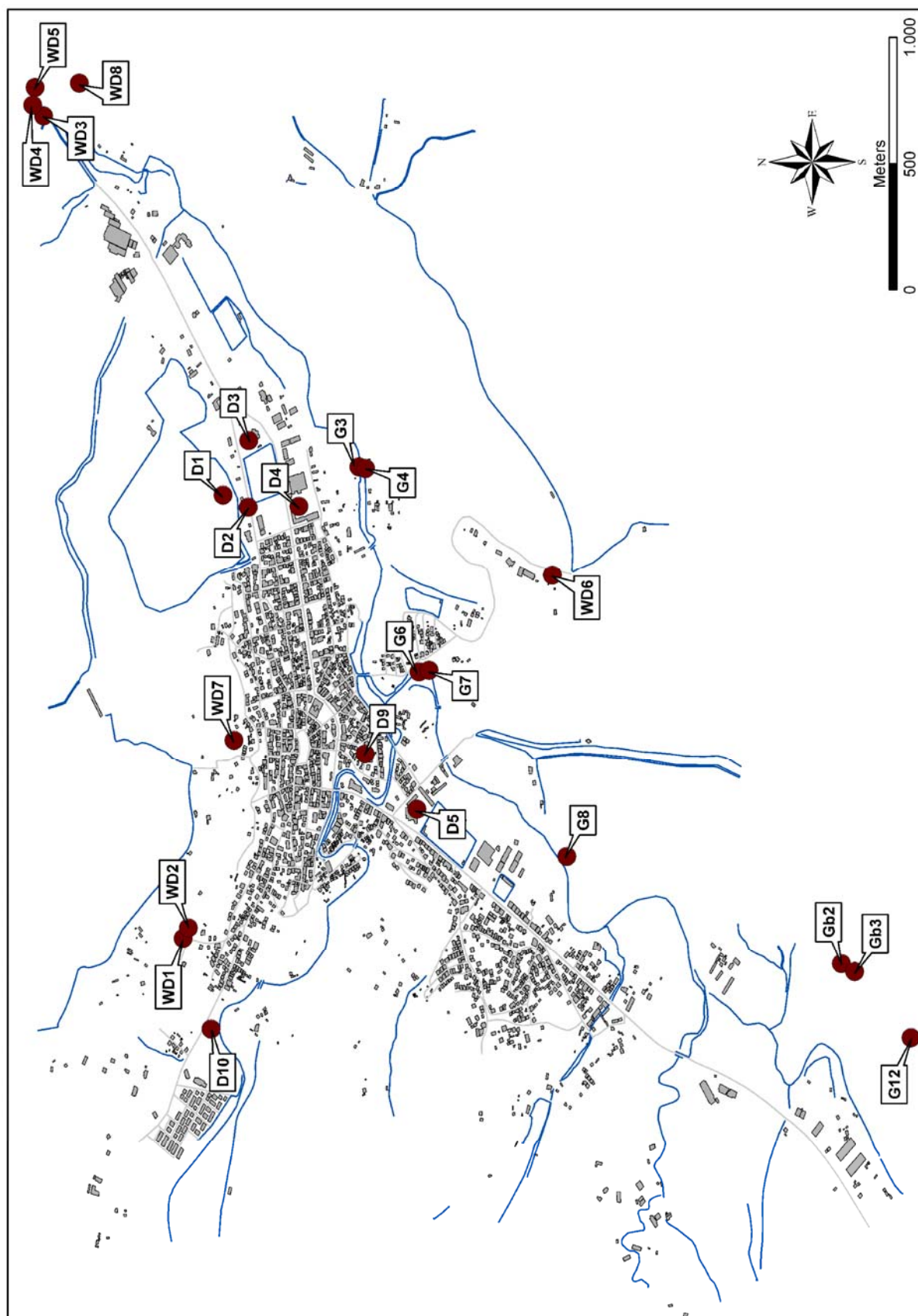
Παράρτημα Γ

Δεδομένα Γεωτρήσεων

Στο Παράρτημα Γ παρουσιάζονται όλα τα δεδομένα των γεωτρήσεων που συλλέχθηκαν στα πλαίσια της διατριβής για την περιοχή μελέτης (Σχήμα Γ1). Ο συνολικός αριθμός των γεωτρήσεων είναι 23 και οι θέσεις τους βρίσκονται μέσα στην πόλη των Γρεβενών αλλά και στις γύρω περιοχές.

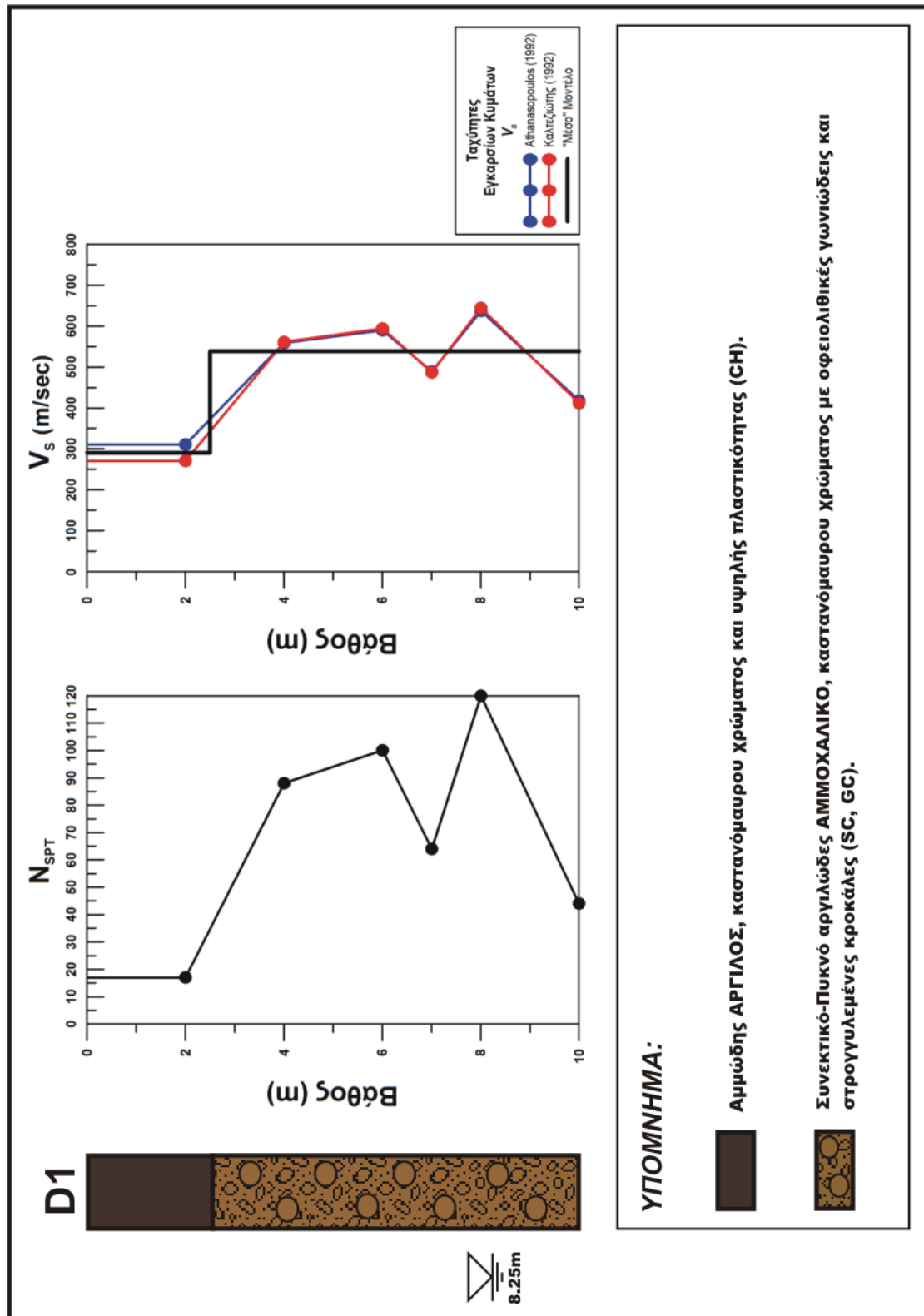
Τα δεδομένα προέρχονται από γεωτεχνικές μελέτες που αφορούν γεωτρήσεις μικρού βάθους (από 15m έως 30m) για κατασκευή κτιρίων και δρόμων, καθώς και από γεωτρήσεις μεγάλου σχετικά βάθους (από 100m έως 170m) για παροχή νερού. Γεωτρήσεις με πρόθεμα D, στο Σχήμα Γ1, αντιστοιχούν σε γεωτρήσεις για κατασκευή κτιρίων, με πρόθεμα G και Gb για κατασκευή δρόμων (περιφερειακή Γρεβενών), ενώ το πρόθεμα WD αναφέρεται σε υδρογεωτρήσεις. Τα δεδομένα των γεωτρήσεων αποτελούν η λιθολογία του υπεδάφους από πυρήνες (γεωλογικά καρότα), η στάθμη του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα και γεωτεχνικές παράμετροι όπως είναι για παράδειγμα η πρότυπη δοκιμή διεισδύσεως (Standard Penetration Test ή SPT). Τα γεωτεχνικά δεδομένα των υδρογεωτρήσεων περιορίζονται στη λιθολογία του υπεδάφους (χωρίς πυρήνες) και τη στάθμη του υπόγειου υδροφόρου ορίζοντα.

Σε γεωτρήσεις στις οποίες υπήρχαν διαθέσιμα δεδομένα SPT υπολογίστηκε η κατανομή ταχυτήτων των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος από τη μετατροπή του αριθμού των κρούσεων (N) της πρότυπης δοκιμής διεισδύσεως με βάση τις Σχέσεις (12) - (15), καθώς και το «μέσο» μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την αριθμητική προσομοίωση του εδαφικού θορύβου. Υπενθυμίζεται ότι μετρήσεις SPT στις οποίες η διείσδυση του δειγματολήπτη Terzaghi ήταν ανολοκλήρωτη ($< 45\text{cm}$), οι τιμές των N υπολογίστηκαν με γραμμική επέκταση του αριθμού των κρούσεων, λαμβάνοντας υπόψη την διείσδυση που επιτεύχθηκε από 50 κρούσεις.

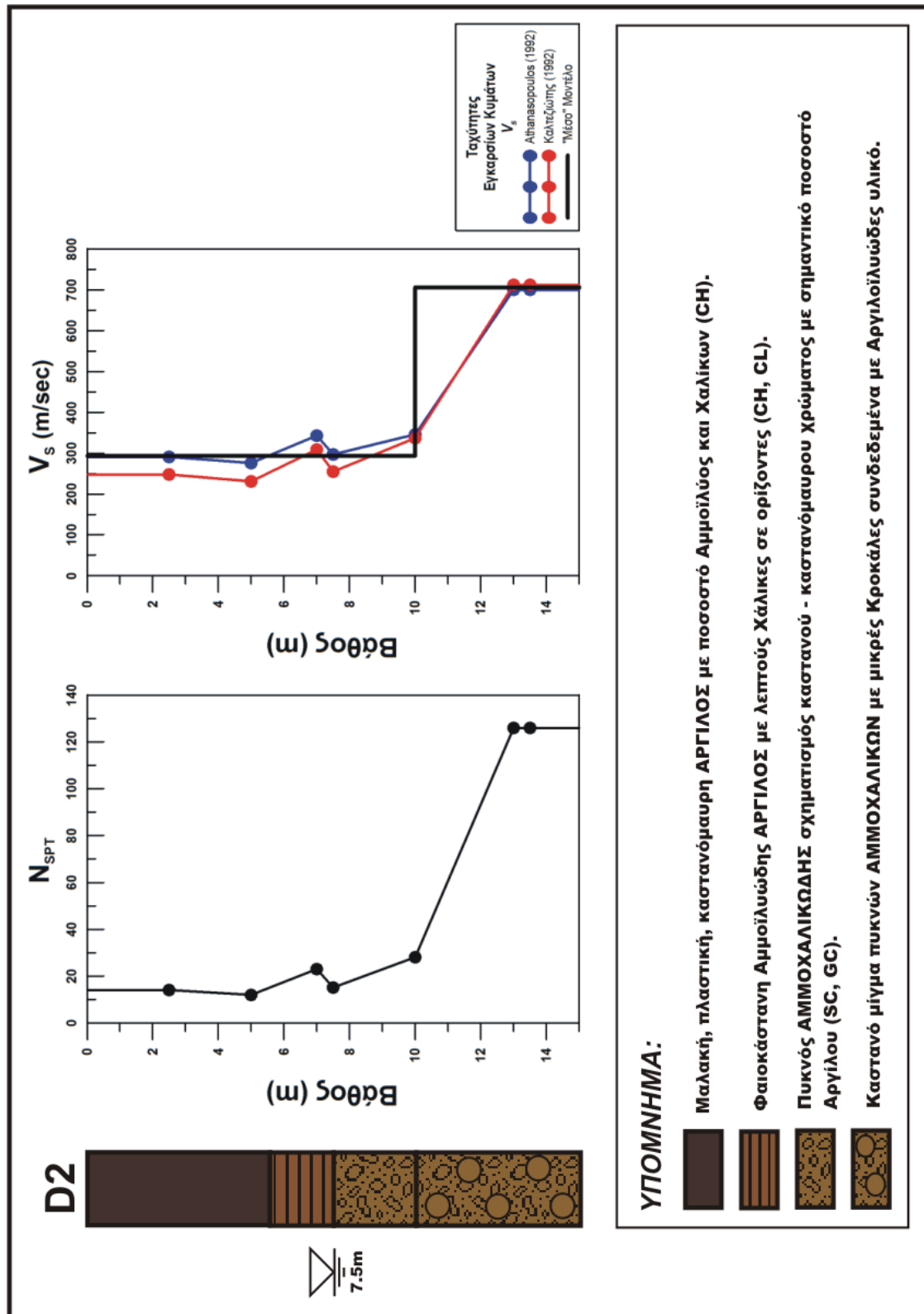


Σχήμα Γ1: Θέσεις γεωτρήσεων στην ευρύτερη περιοχή μελέτης. Με πρόθεμα D, G και Gb αναφέρονται γεωτρήσεις μικρού βάθους (< 30m) για κατασκευή κτιρίων και δρόμων αντίστοιχα, ενώ με WD αναφέρονται θέσεις υδρογεωτρήσεων σχετικά μεγάλου βάθους διάτρησης (> 120m).

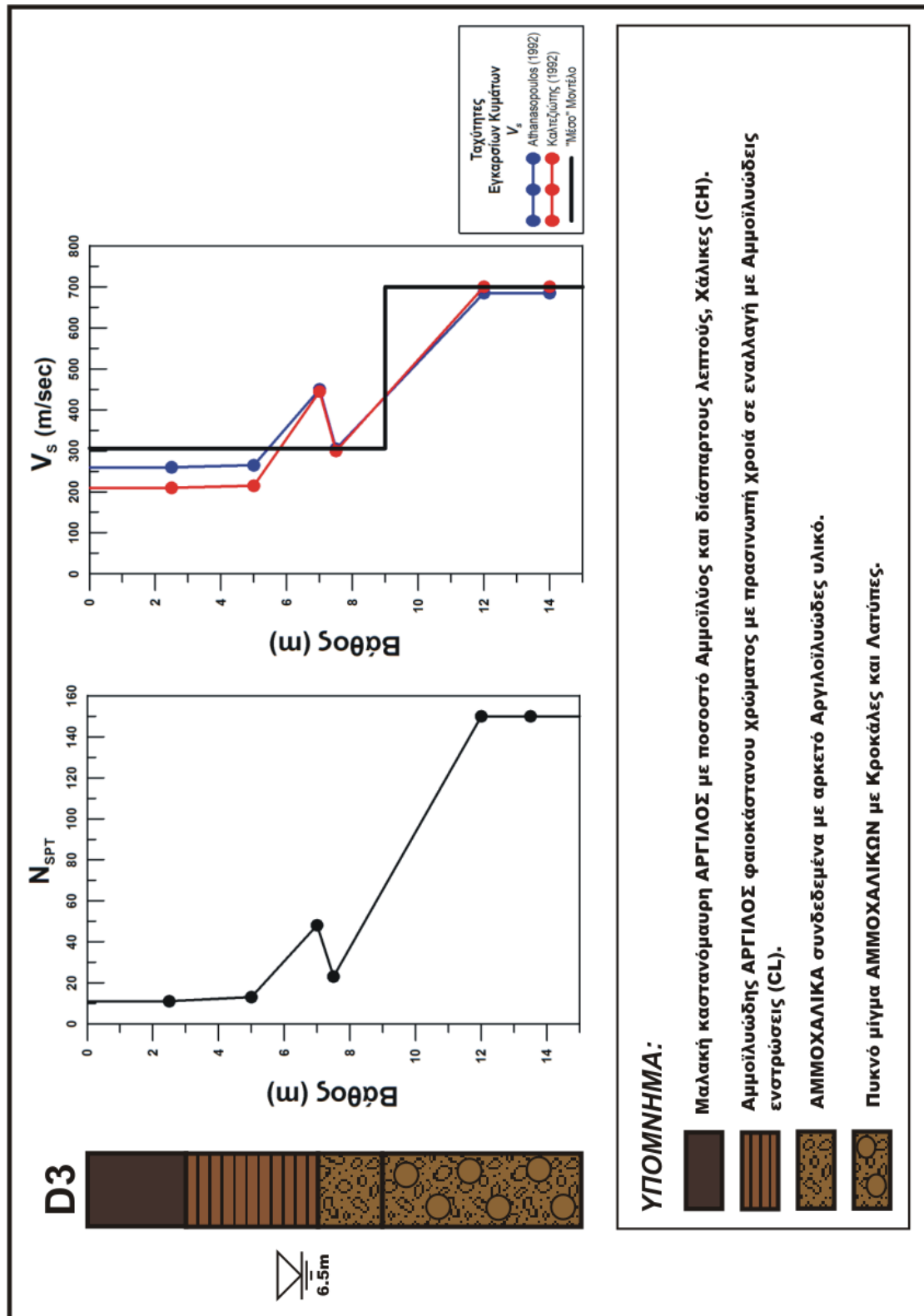
Γεώτρηση D1:



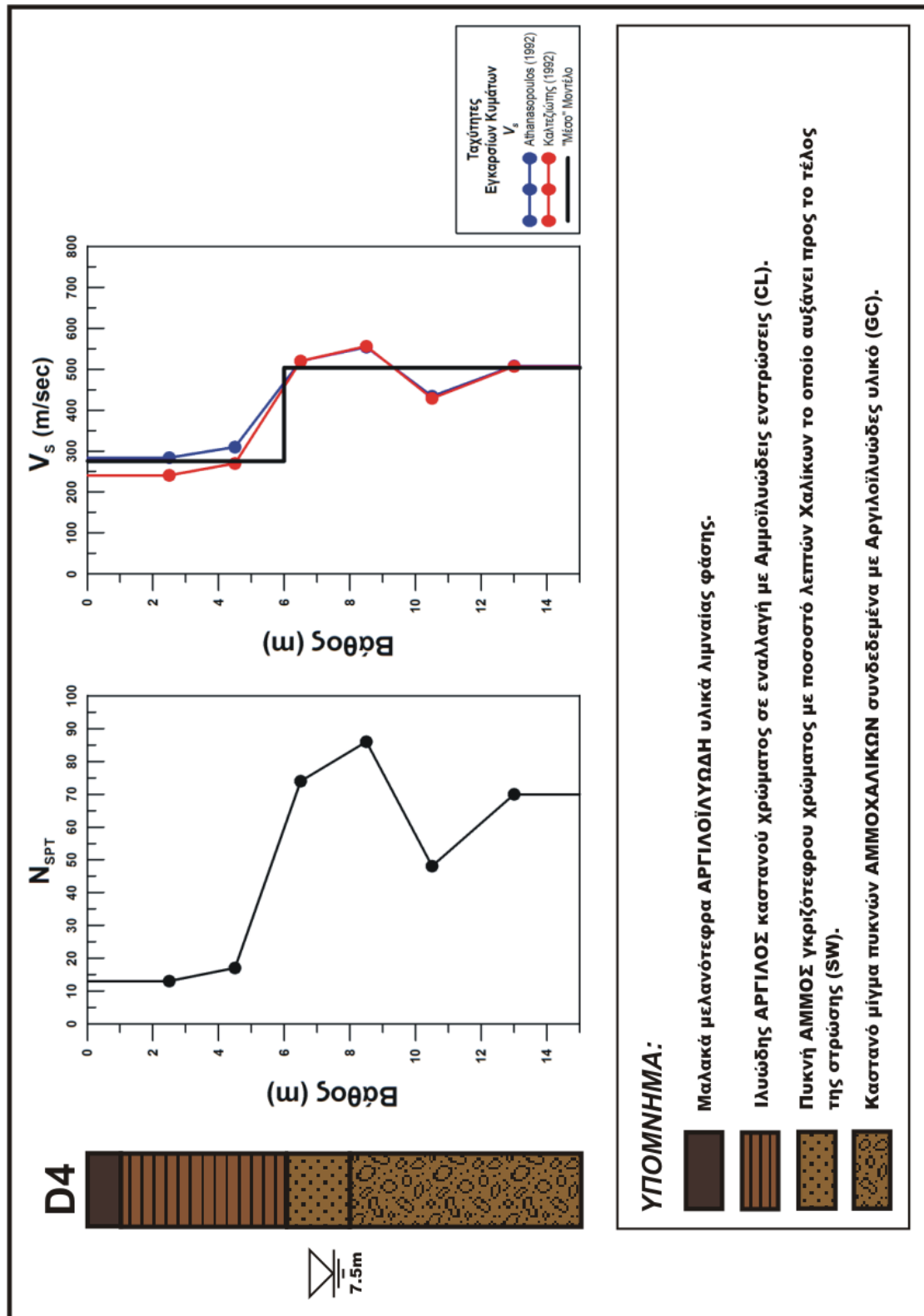
Γεώτρηση D2:



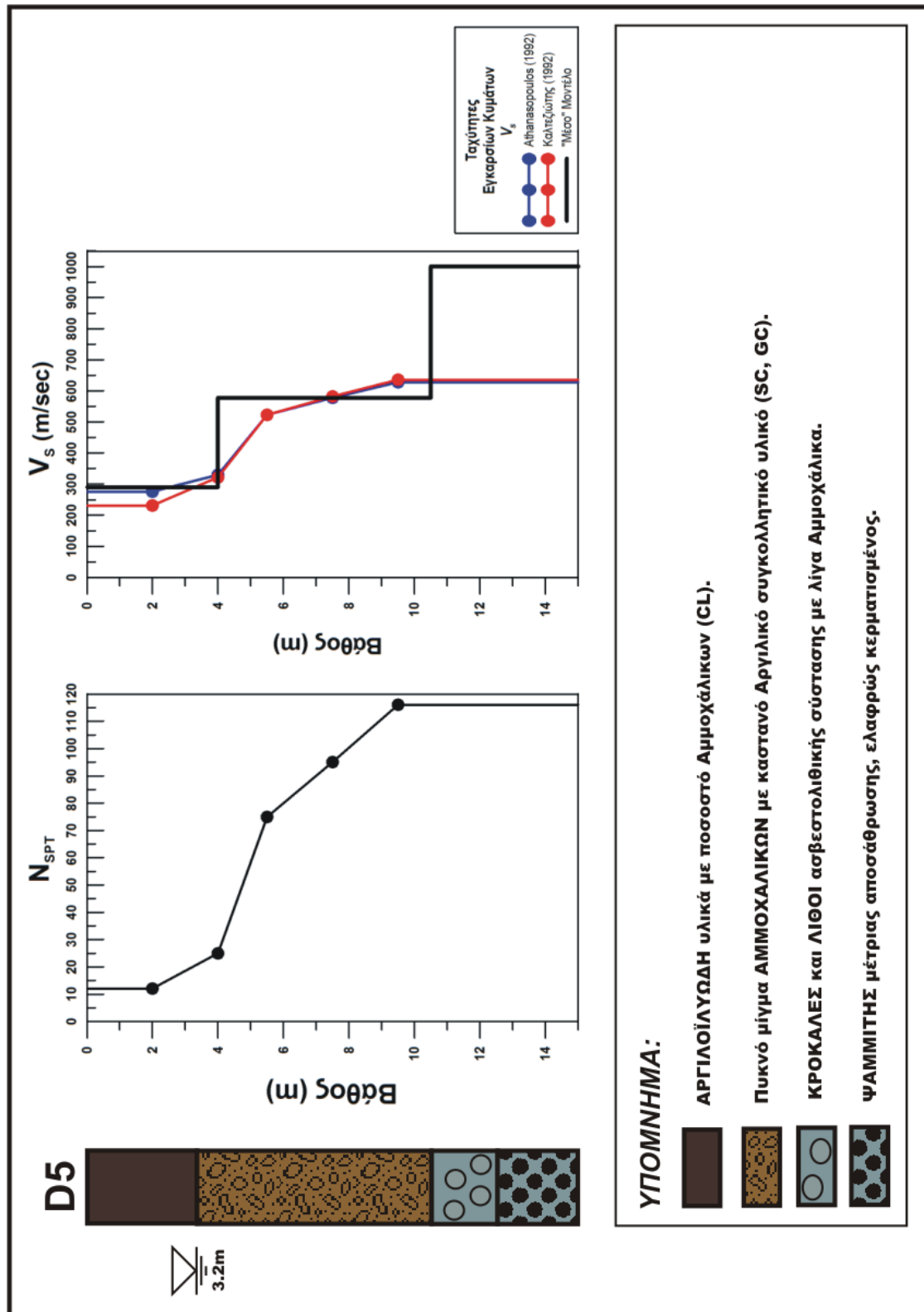
Γεώτρηση D3:



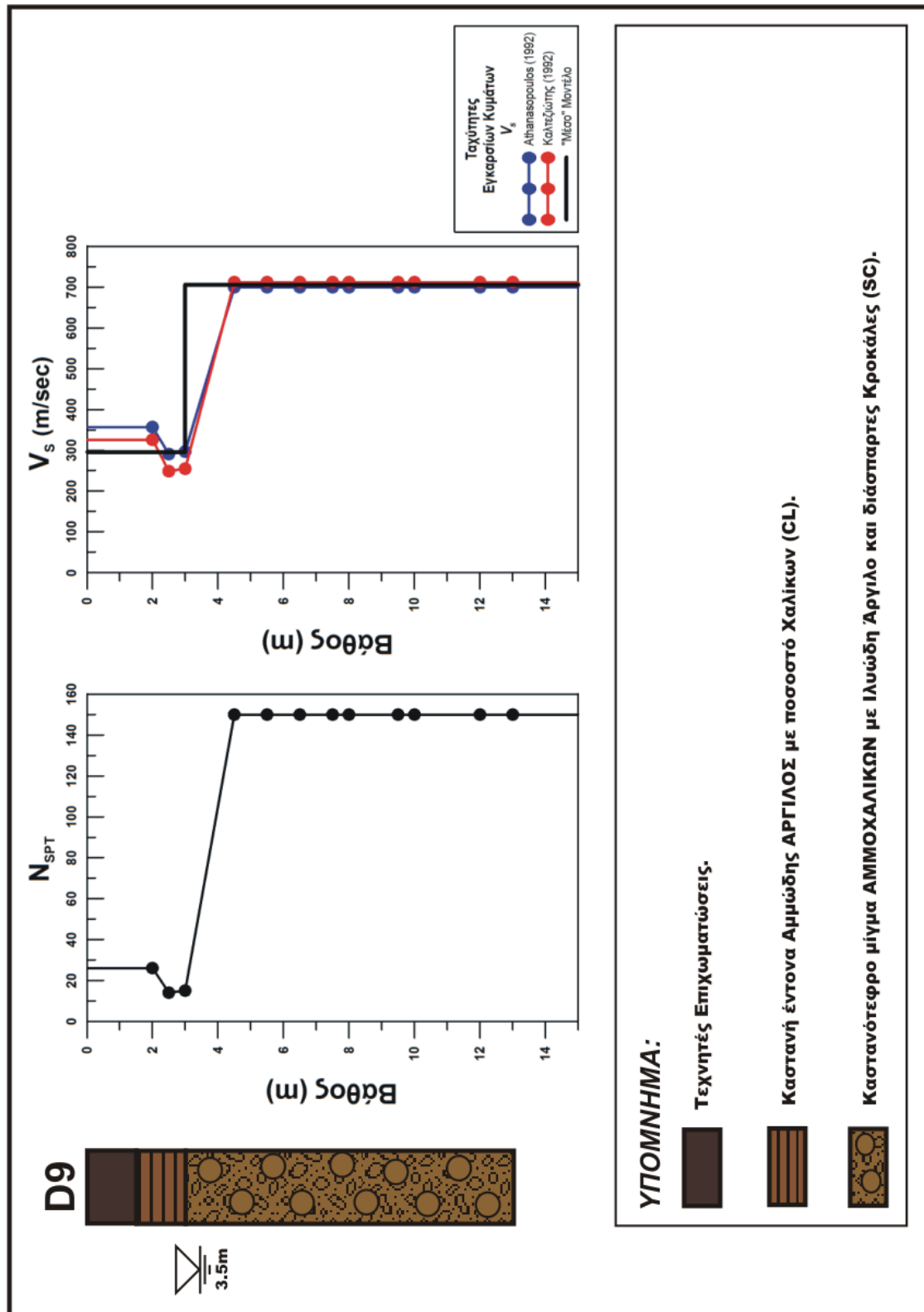
Γεώτρηση D4:



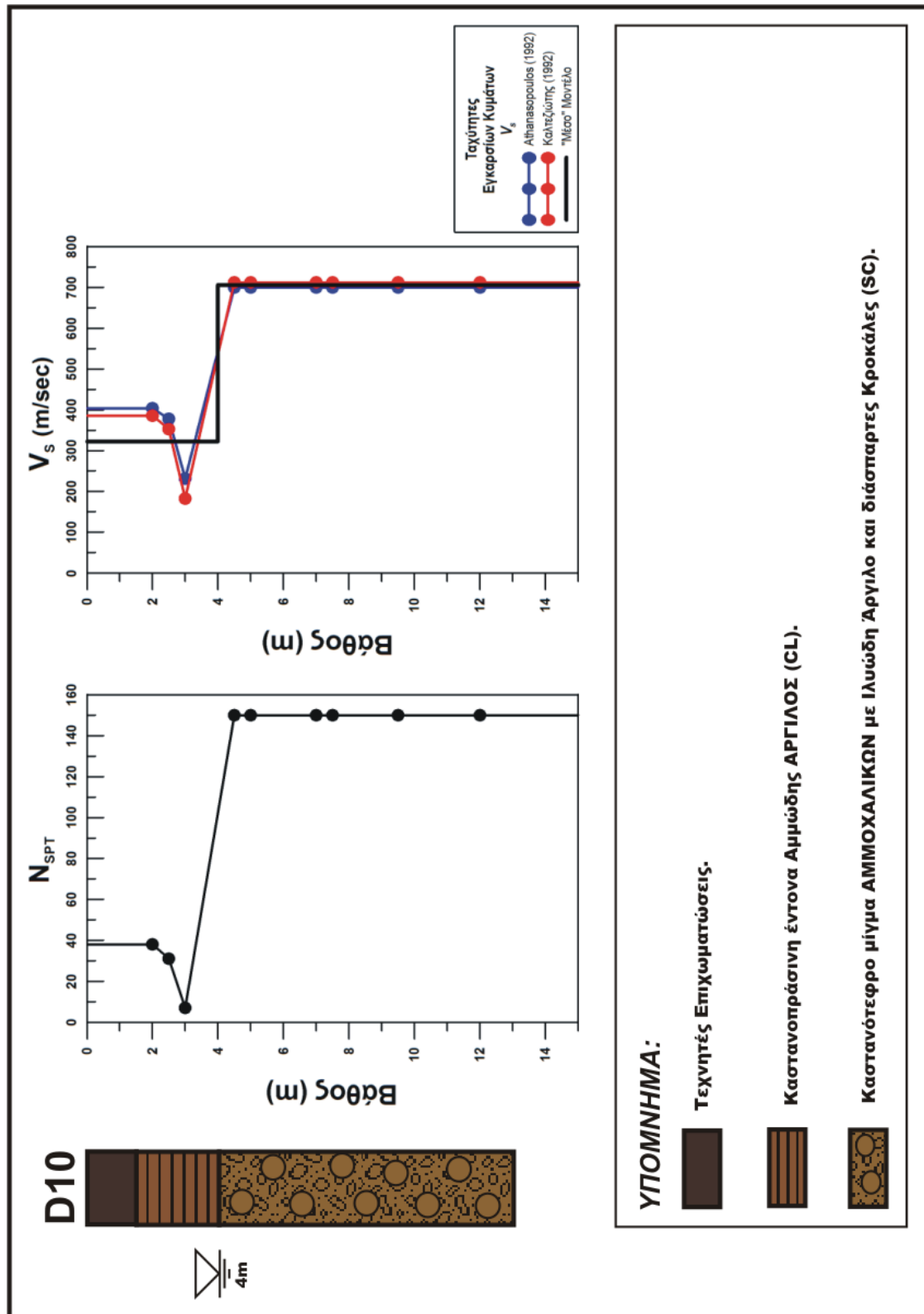
Γεώτρηση D5:



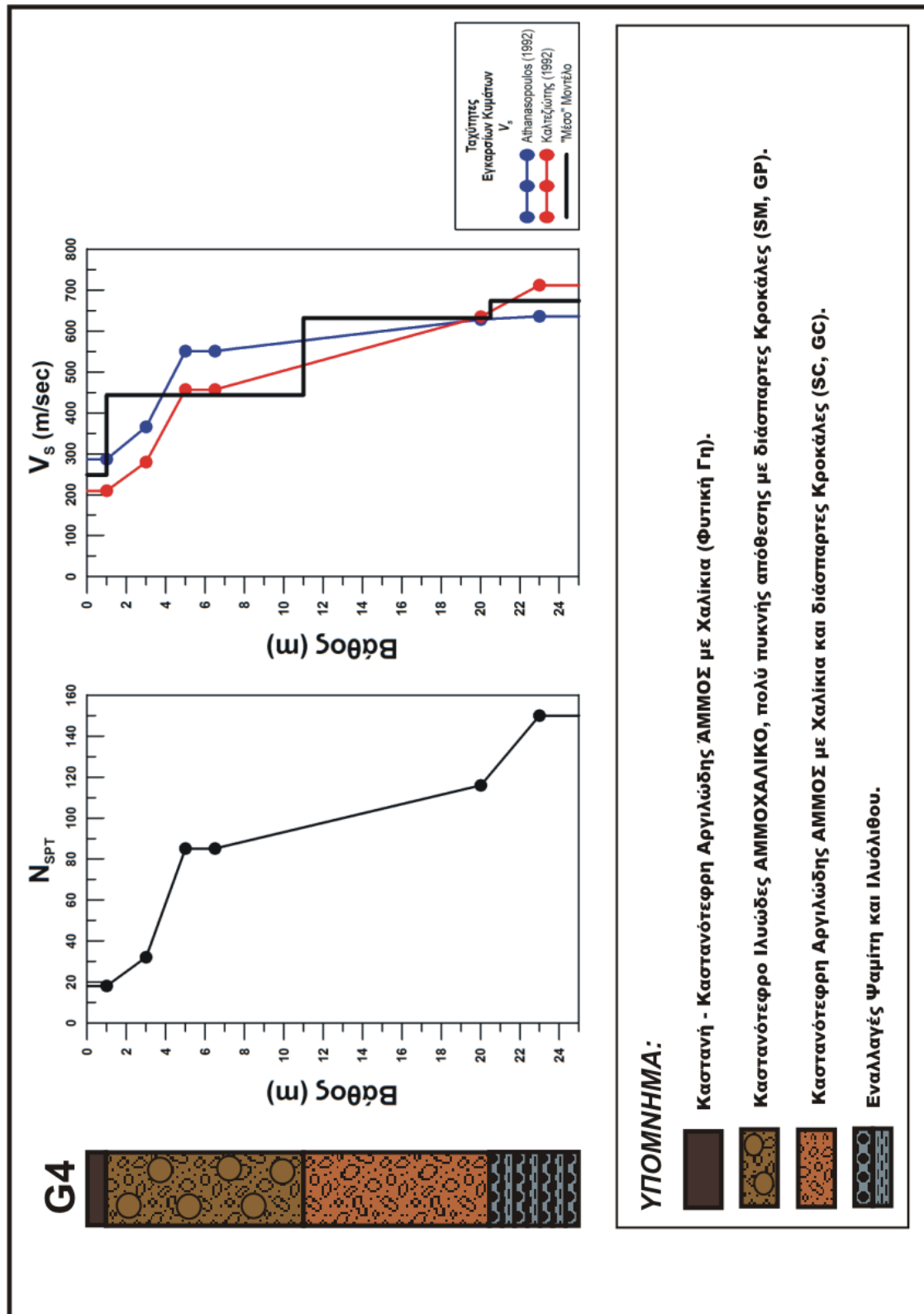
Γεώτρηση D9:



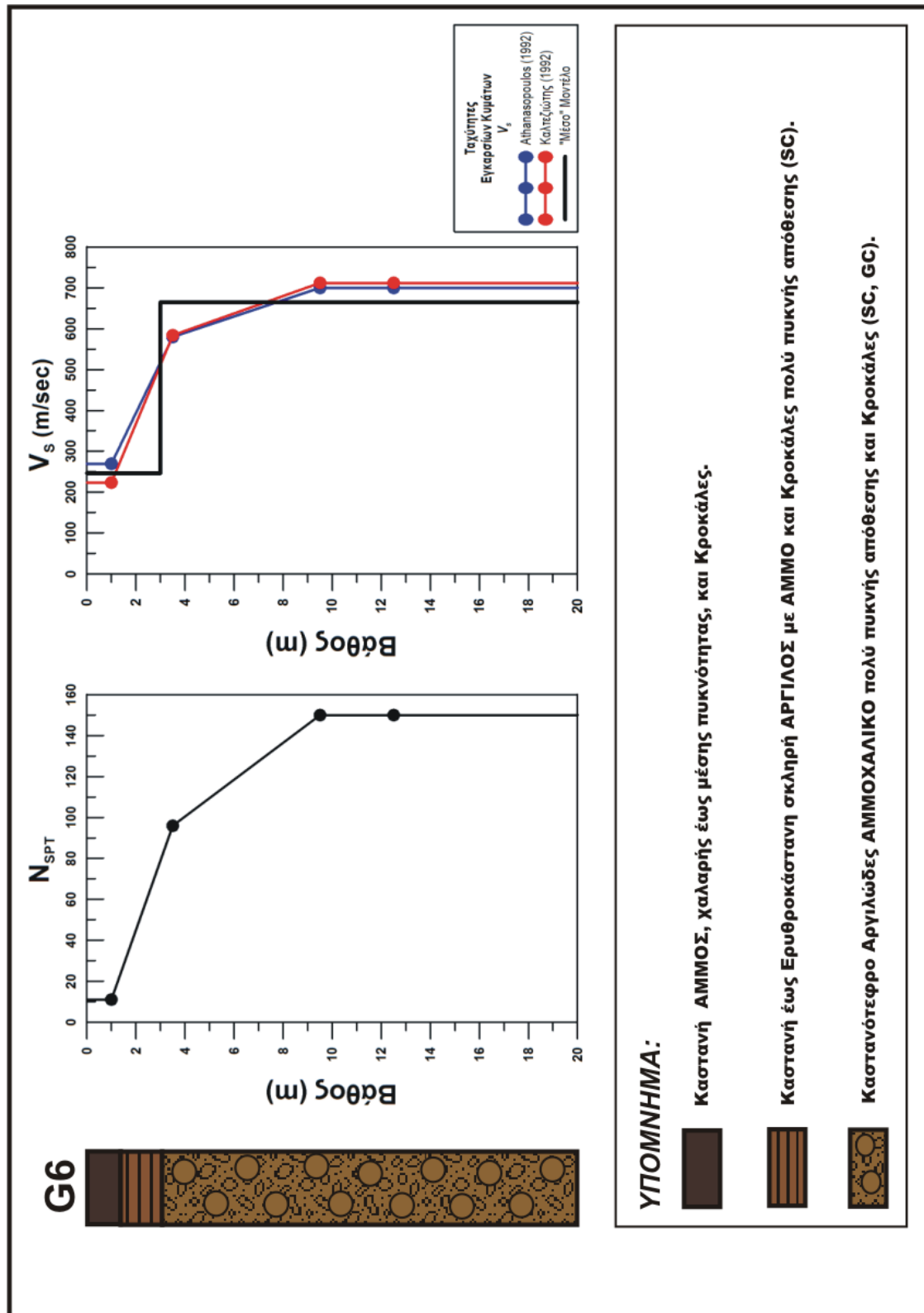
Γεώτρηση D10:



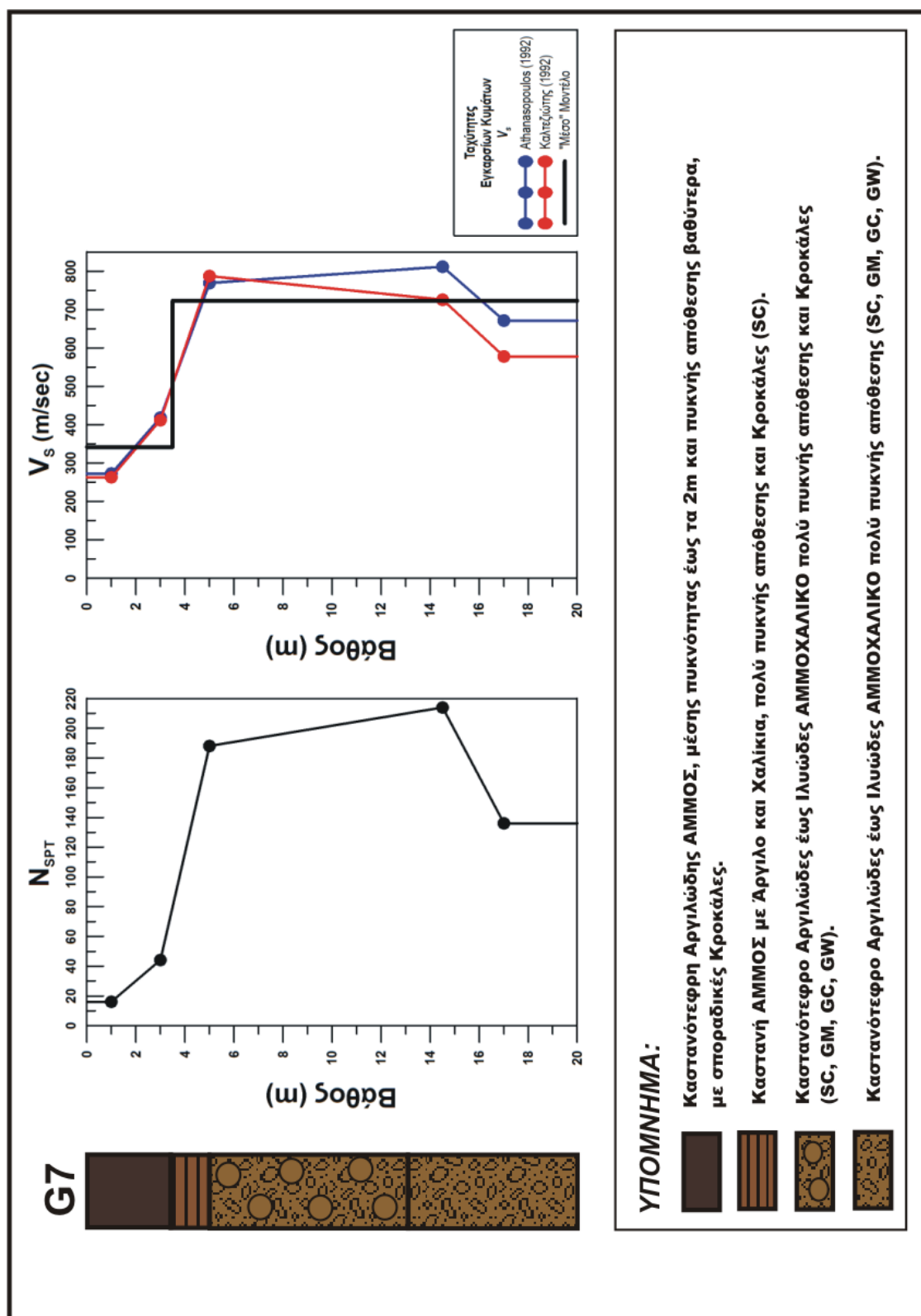
Γεώτρηση G4:



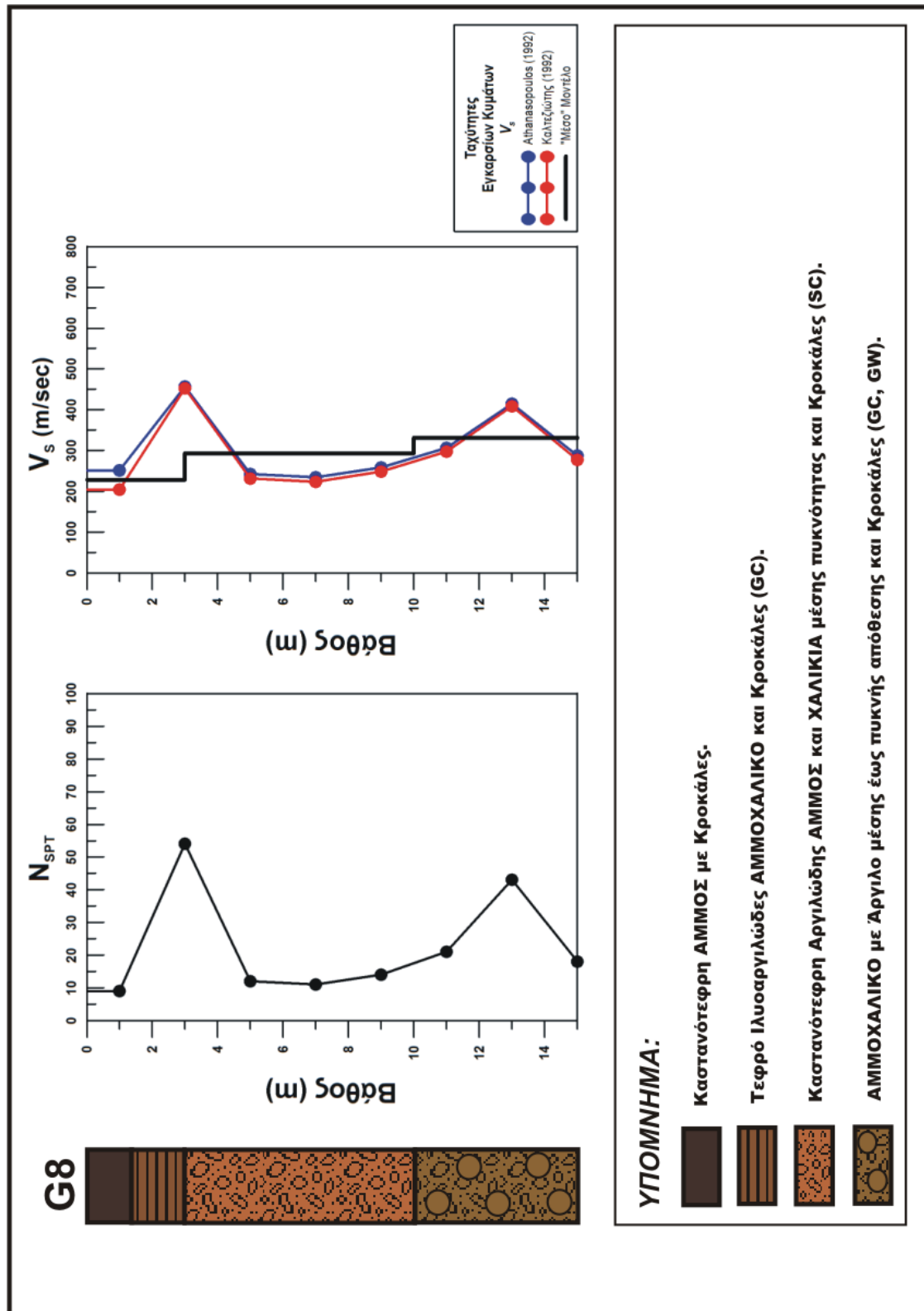
Γεώτρηση G6:



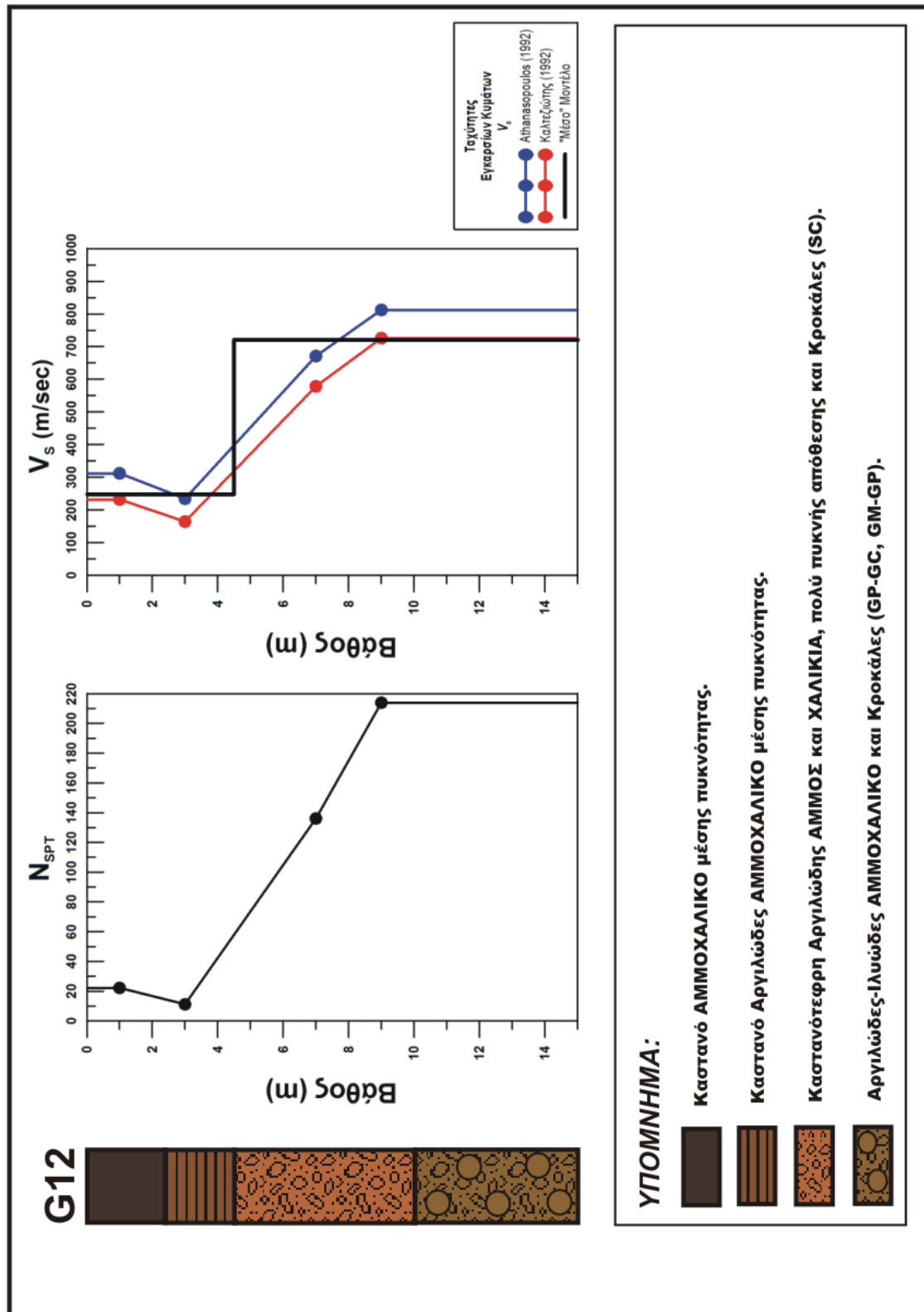
Γεώτρηση G7:



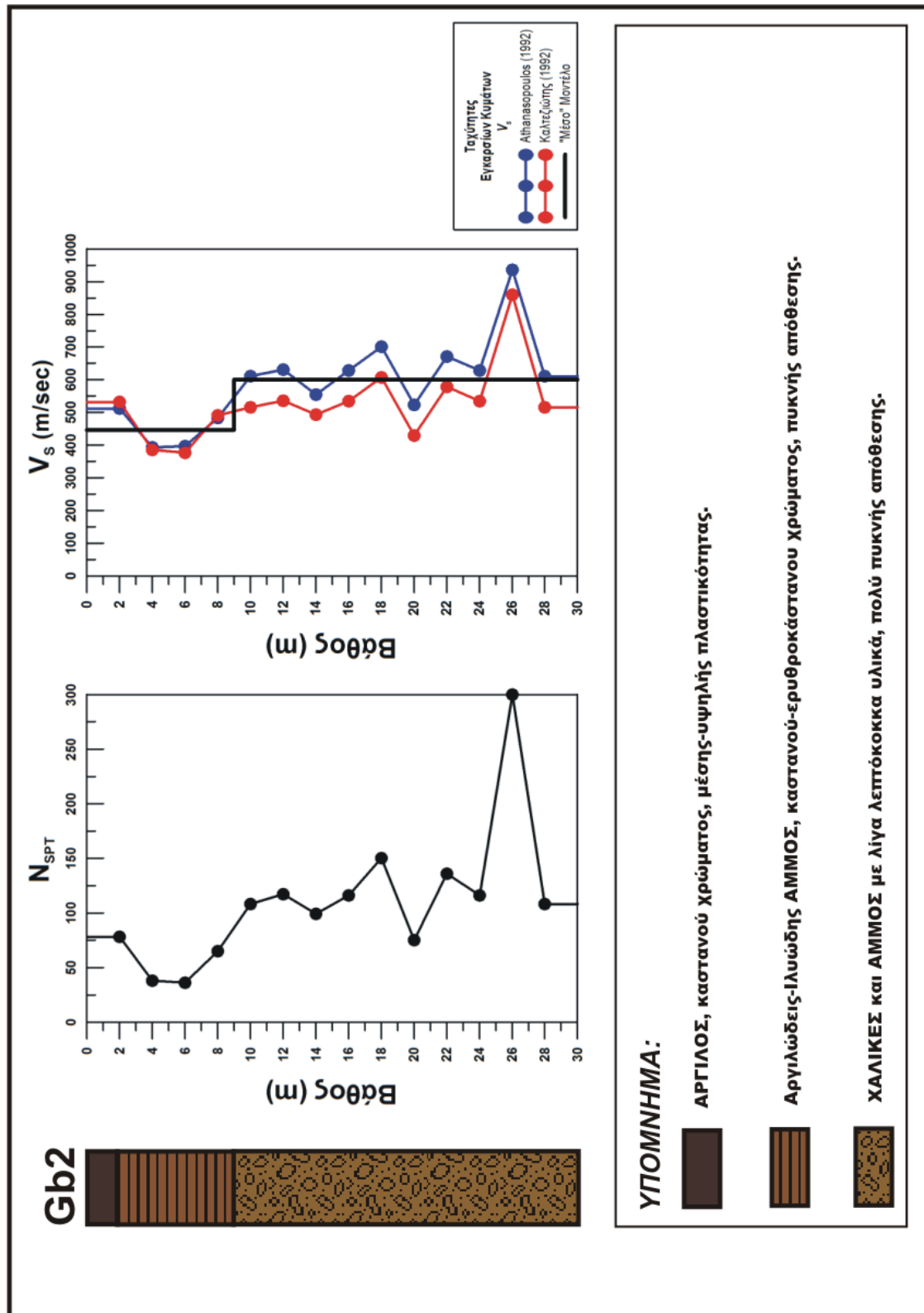
Γεώτρηση G8:



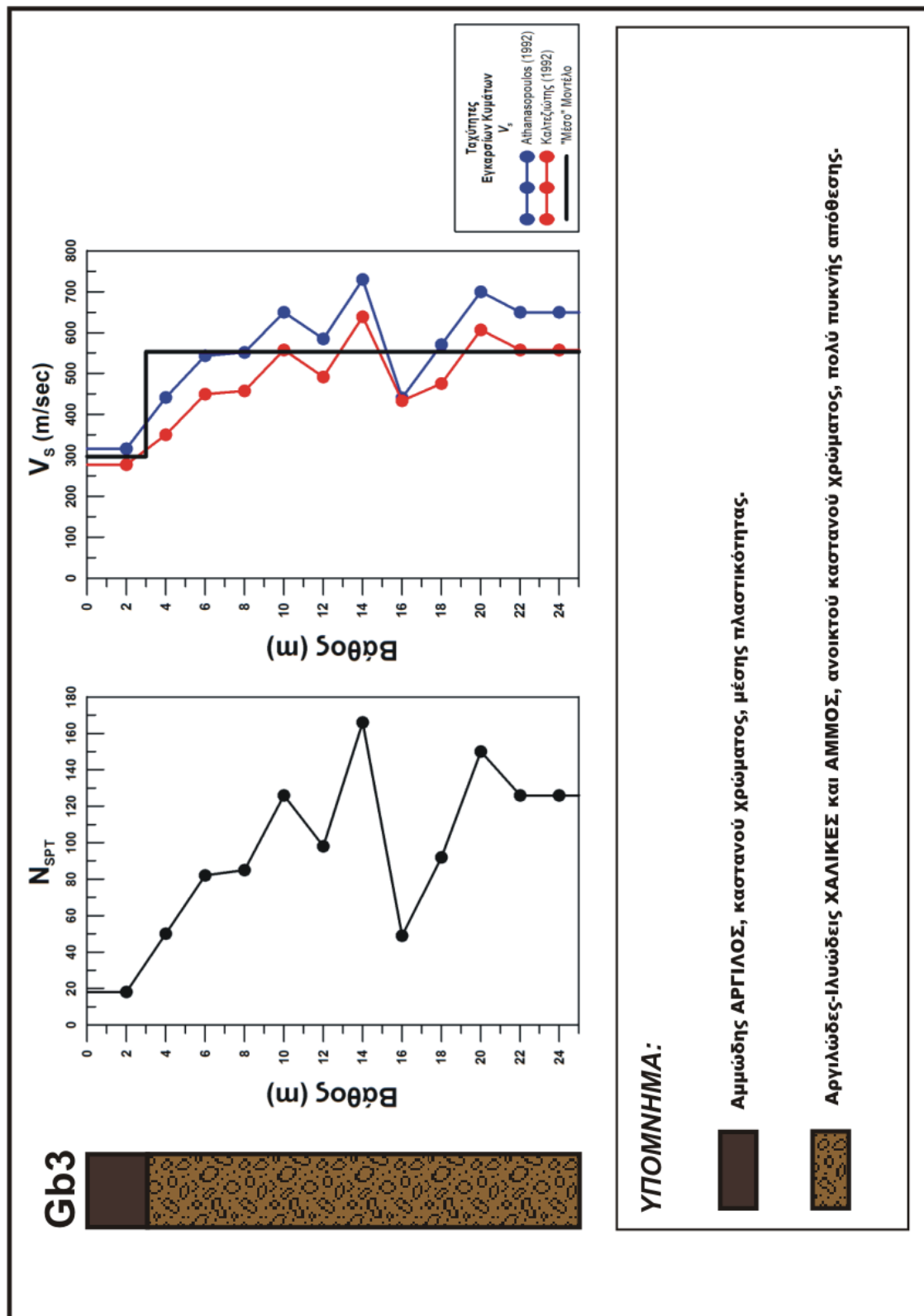
Γεώτρηση G12:



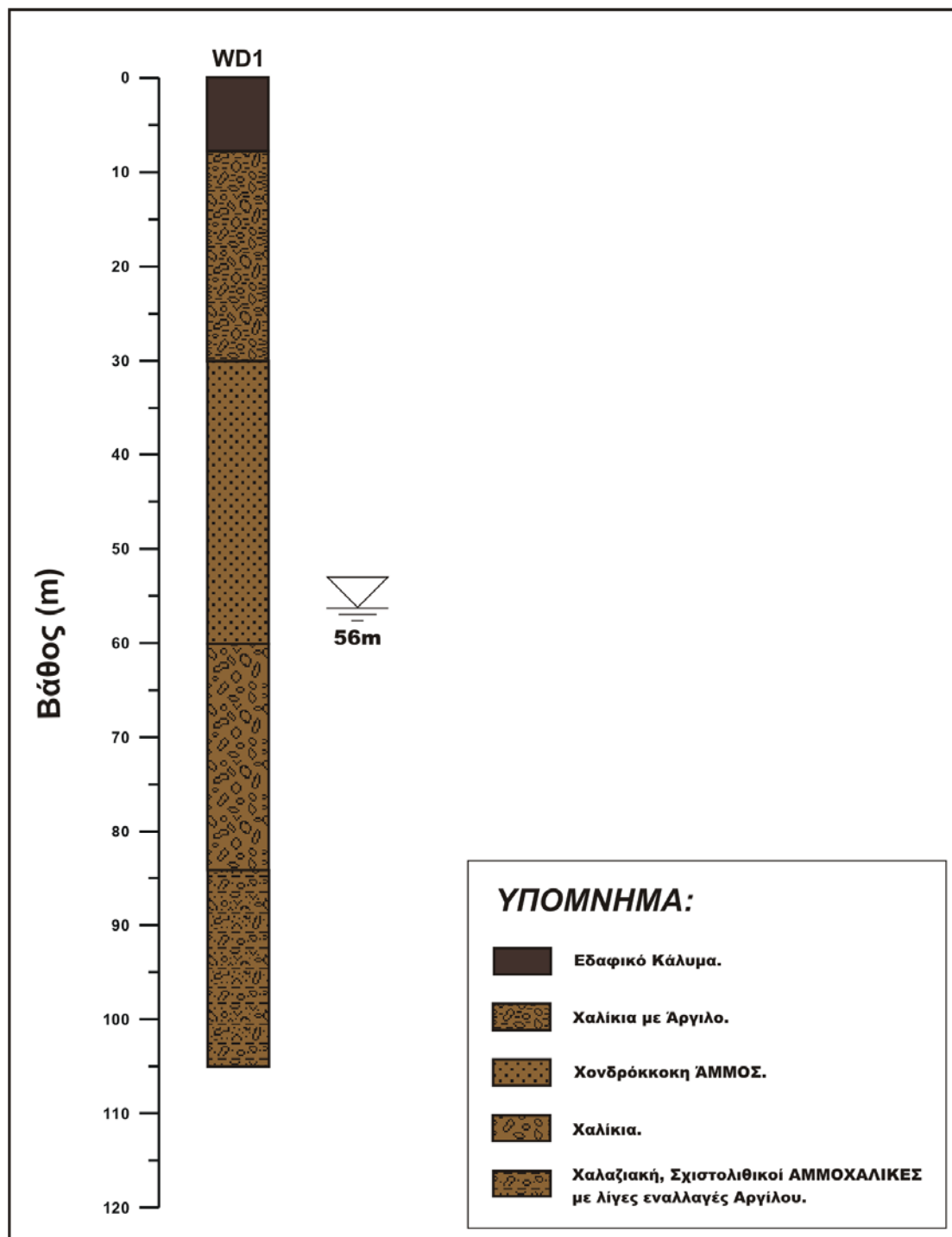
Γεώτρηση Gb2:



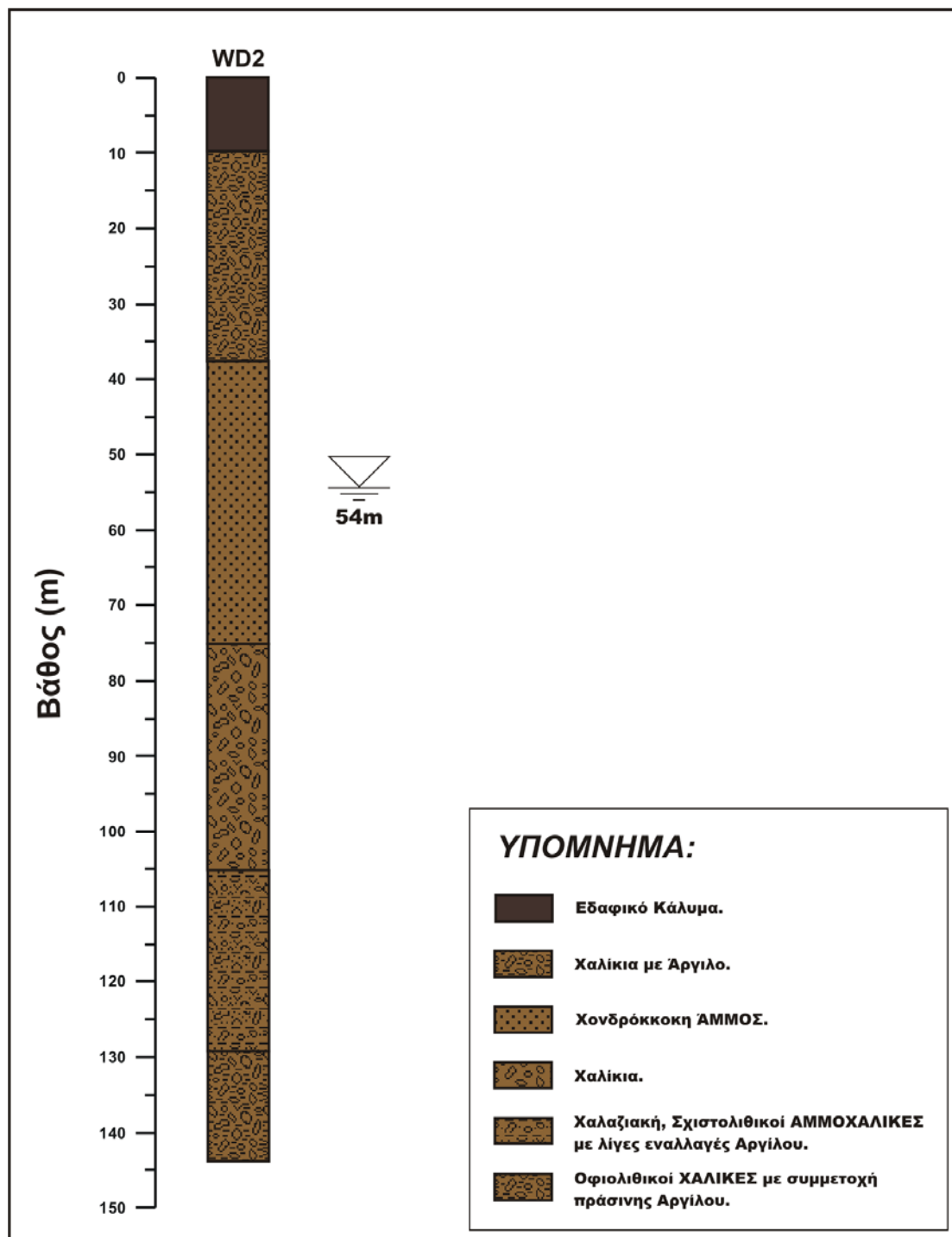
Γεώτρηση Gb3:



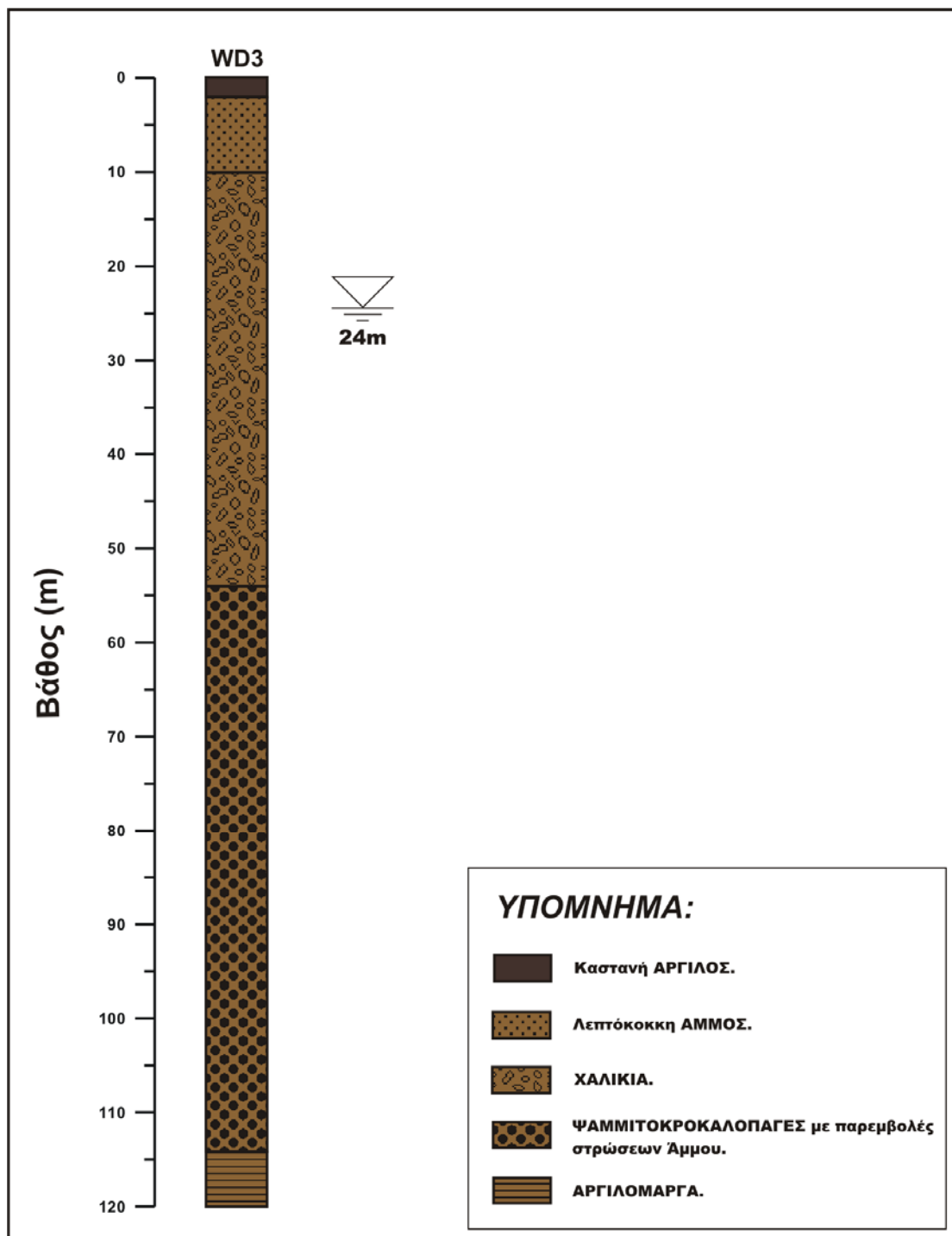
Υδρογεώτρηση WD1:



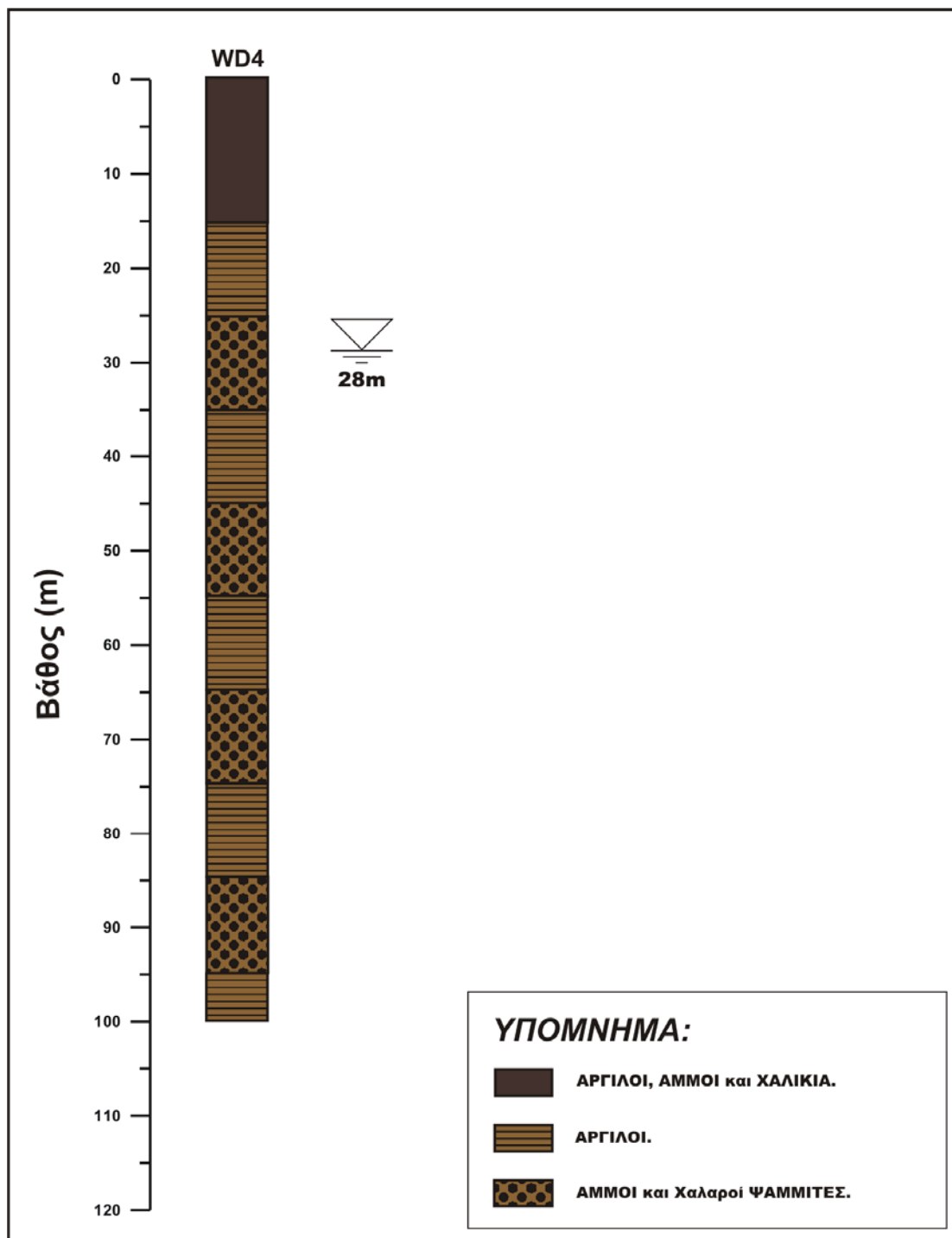
Υδρογεώτρηση WD2:



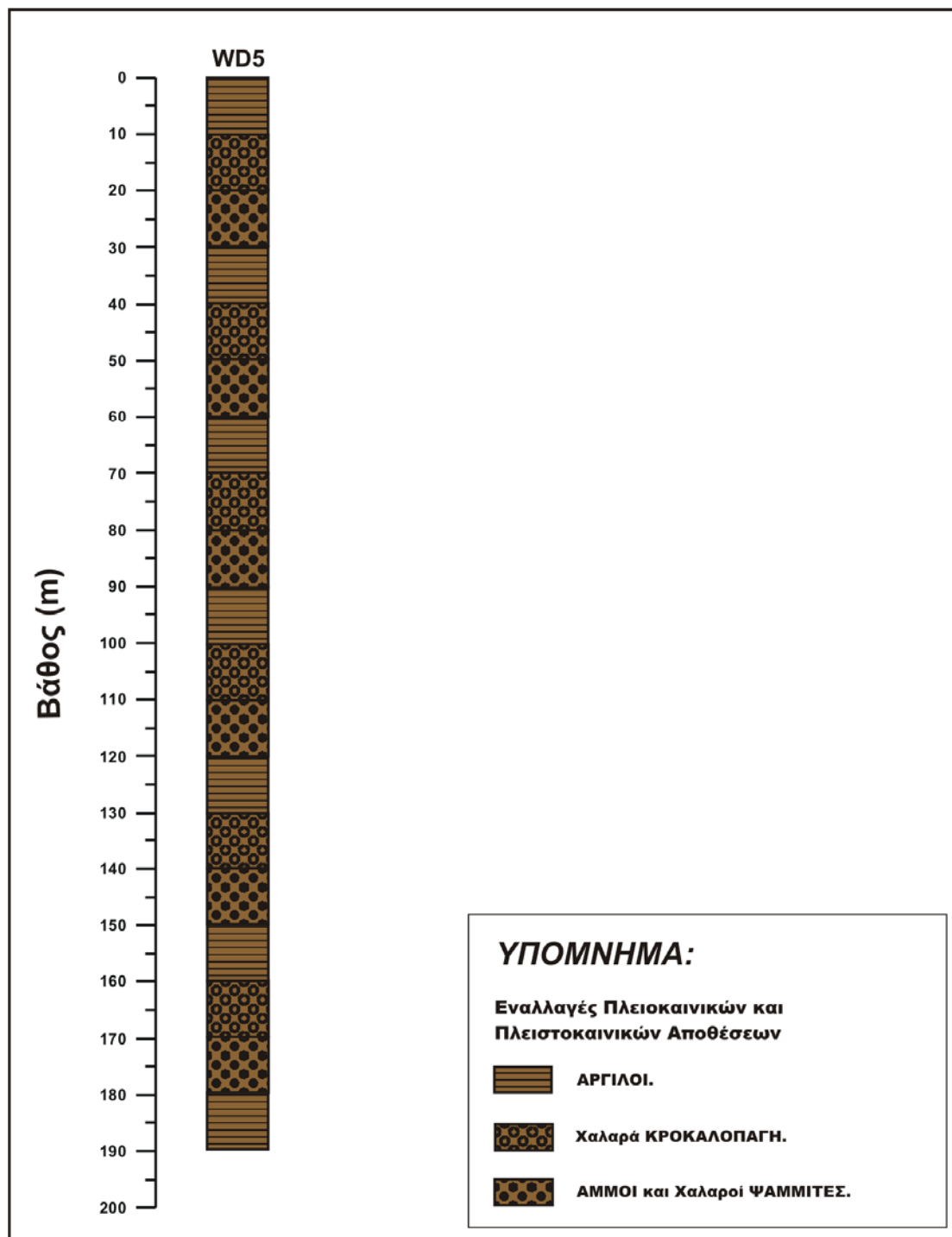
Υδρογεώτρηση WD3:



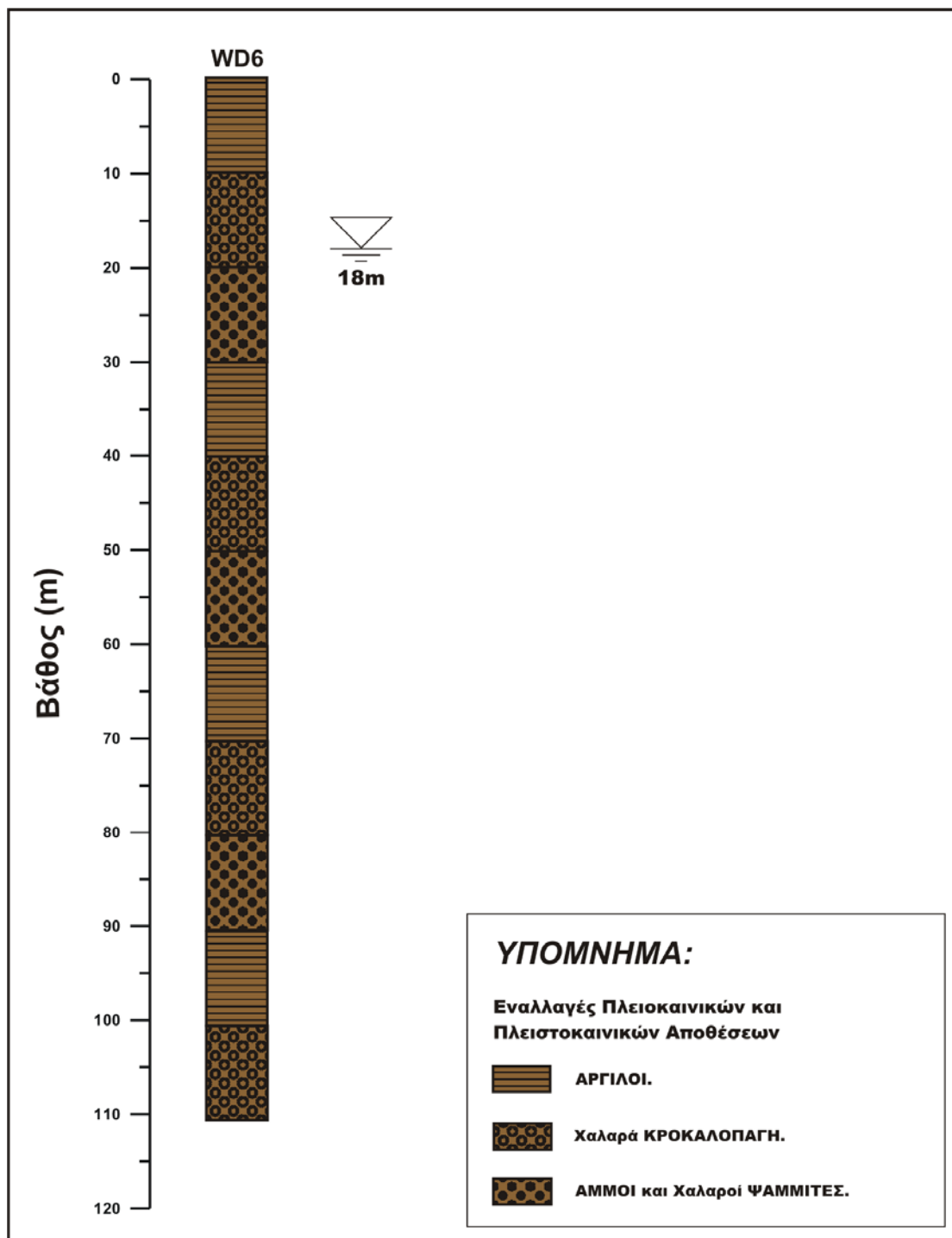
Υδρογεώτρηση WD4:



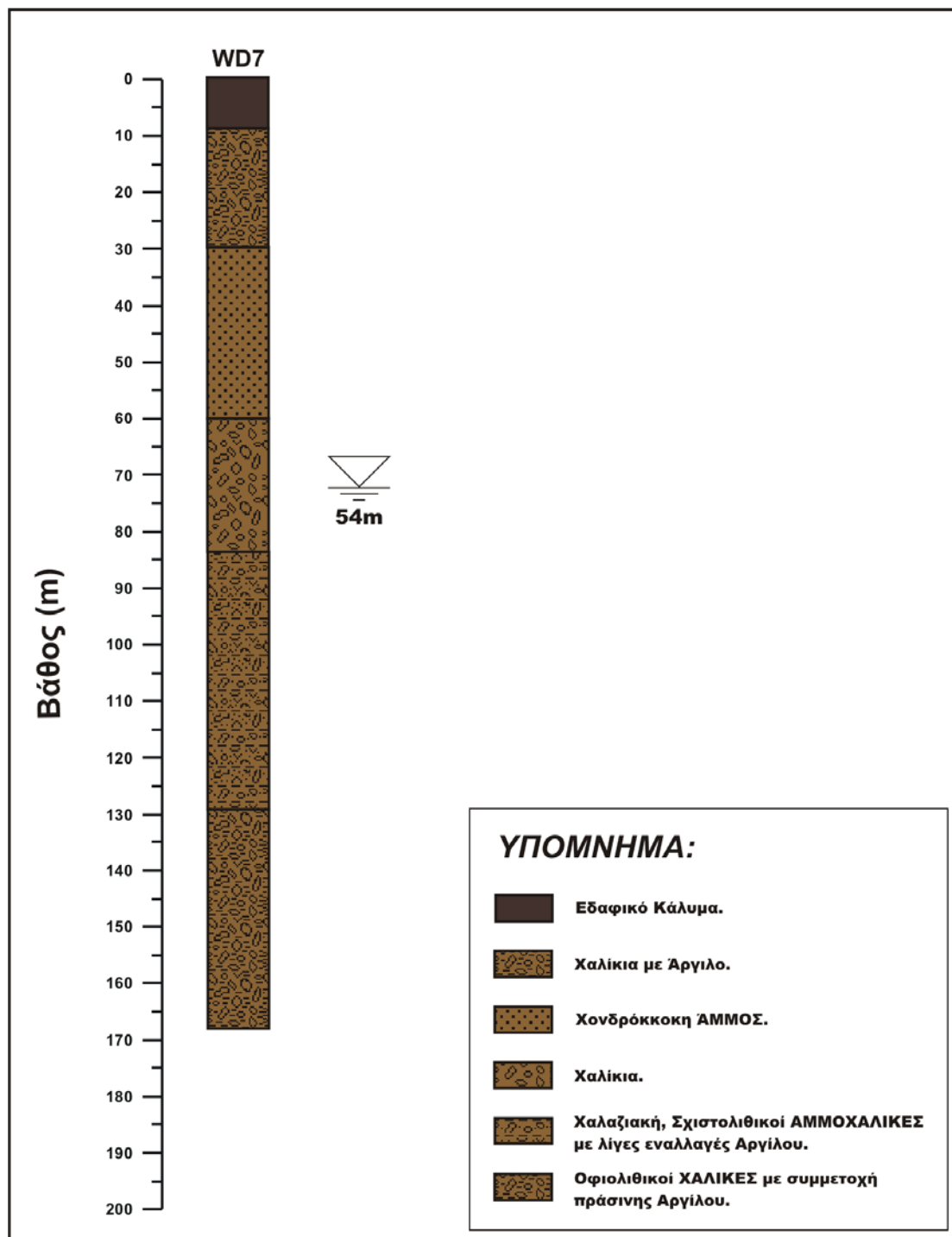
Υδρογεώτρηση WD5:



Υδρογεώτρηση WD6:



Υδρογεώτρηση WD7:



Υδρογεώτρηση WD8:

