



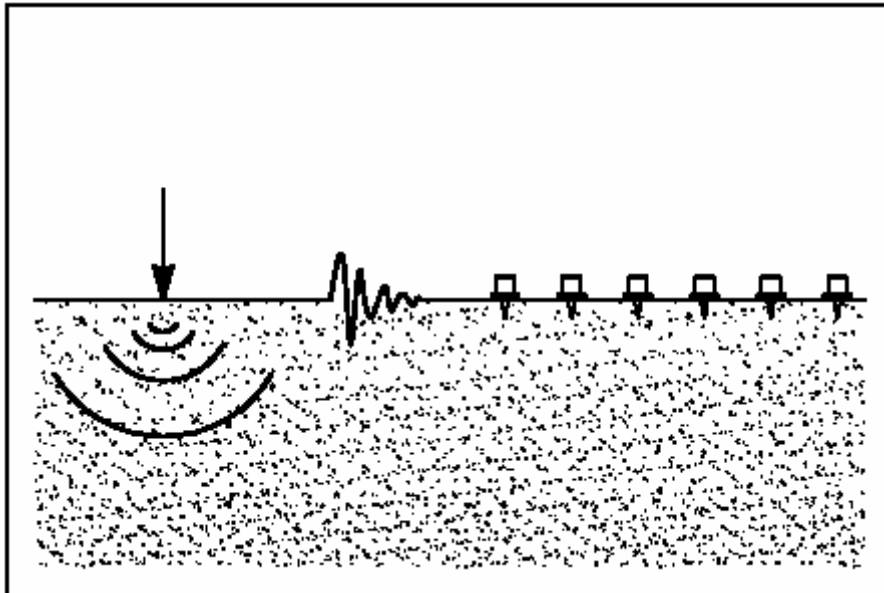
Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Κρήτης

Τμήμα Φυσικών Πόρων & Περιβάλλοντος

Τομέας Γεωπεριβάλλοντος

Διπλωματική Εργασία

Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης Μικροθόρυβου (Nasw) για τον υπολογισμό εδαφικών παραμέτρων στο νομό Basilicata (Ιταλία) και σύγκριση με αποτελέσματα της μεθόδου HVSR. Σύγκριση διατάξεων 1-D vs 2-D της μεθόδου Nasw στην πόλη Senigallia (Ιταλία).



Υπεύθυνος Καθηγητής

Δρ. Φίλιππος Βαλλιανάτος

Φοιτητής

Εμμανουήλ Βιτσαράς

Βοηθός Καθηγητής

Pr. Marco Mucciarelli



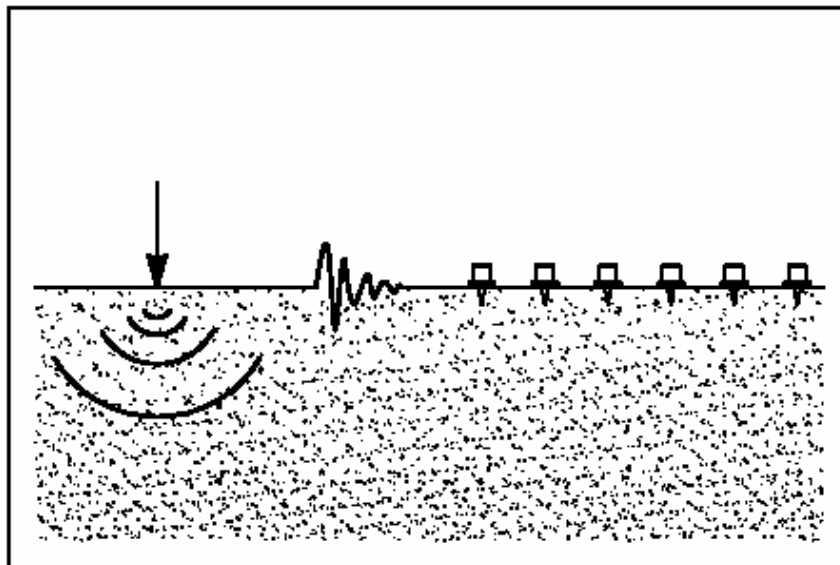
Τεχνολογικό Εκπαιδευτικό Ίδρυμα Κρήτης

Τμήμα Φυσικών Πόρων & Περιβάλλοντος

Τομέας Γεωπεριβάλλοντος

Διπλωματική Εργασία

Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης Μικροθόρυβου (Nasw) για τον υπολογισμό εδαφικών παραμέτρων στο νομό Basilicata (Ιταλία) και σύγκριση με αποτελέσματα της μεθόδου HVSR. Σύγκριση διατάξεων 1-D vs 2-D της μεθόδου Nasw στην πόλη Senigallia (Ιταλία).



Υπεύθυνος Καθηγητής

Δρ. Φίλιππος Βαλλιανάτος

Φοιτητής

Εμμανουήλ Βιτσαράς

Βοηθός Καθηγητής

Pr. Marco Mucciarelli

Εξεταστική Επιτροπή

Δρ. Παντελής Σουπιός

Δρ. Ιωάννης Μακρής

Στους γονείς μου

Ευχαριστίες

Είμαι πολύ ικανοποιημένος από το πλήθος ανθρώπων που με βοήθησαν για τη διεκπαιρέωση της παρούσας διπλωματικής εργασίας και θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθένα χωριστά.

Ευχαριστώ πρώτα απ' όλους τον υπεύθυνο καθηγητή της παρούσας εργασίας Δρ. Φίλιππο Βαλλιανάτο ο οποίος είχε την ιδέα του θέματος της, καθώς και δύο ακόμα καθηγητές της σχολής μου Δρ. Παντελή Σουπιό και Ηλία Παπαδόπουλο, που με βοήθησαν με τις γνώσεις και την εμπειρία τους.

Έπειτα ένα μεγάλο ευχαριστώ στον καθηγητή Σεισμολογίας Marco Mucciarelli και στην συνεργάτη του Maria Rosaria Gallipoli του Dipartimento di Strutture, Geotecnica, Geologia, applicata all'ingegneria (Universita degli Studi della Basilicata, Potenza, Italy) για τα σεισμικά δεδομένα προς επεξεργασία που μου παρείχαν, για τα λογισμικά που χρησιμοποιήσαμε στην επεξεργασία, για όλες τις γνώσεις που μου μετέφεραν πάνω στο θέμα της σεισμικής διάθλασης μικροθόρυβου και για την φιλοξενία τους στο εργαστήριο σεισμολογίας.

Τέλος θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή Γεωφυσικής Dario Albarello του Dipartimento di Scienze della Terra (Universita degli Studi di Siena, Italy) για την φιλοξενία του στο εργαστήριο γεωφυσικής, καθώς και τους Dr. Matteo Picozzi και Dr. Francesco Baliva για την βοήθεια τους και τις πολύτιμες γνώσεις που έλαβα πάνω στο θέμα των 2-D διατάξεων.

Με τη βοήθεια όλων των παραπάνω ανθρώπων, με τους οποίους συνεργάστηκα άψογα και τους ευχαριστώ θερμά γι' αυτό, όπως επίσης για την υπομονή και τον επαγγελματισμό τους, κατάφερα να διεκπεραιώσω την διατριβή της διπλωματικής μου εργασίας στα πλαίσια που επιθυμούσα. Ελπίζω το αποτέλεσμα να είναι ανάλογο της άψογης συνεργασίας μου μαζί τους. Ευχαριστώ!!!!

Περίληψη

Η παρούσα εργασία αφορά στην Τεχνική Διάθλασης Μικροθόρυβου (Refraction Microtremor Technique). Μέσω αυτής της τεχνικής δίνεται η δυνατότητα λήψης και επεξεργασίας δεδομένων (σημάτων) μικροθόρυβου, όπου απομονώνονται και μελετώνται, οι ταχύτητες των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh, οι οποίες κυριαρχούν σε μια καταγραφή μικροθόρυβου.

Μέσω της επεξεργασίας δημιουργούμε τη καμπύλη διασποράς που δημιουργούν οι ταχύτητες των Rayleigh κυμάτων σε σχέση με την συχνότητα. Όμως τα Rayleigh κύματα είναι ένας συνδυασμός διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων και λόγω αυτής της εξάρτησης από τα δευτερεύοντα σεισμικά (εγκάρσια ή S) κύματα μπορούμε μέσω της καμπύλης διασποράς να υπολογίσουμε τις ταχύτητες των S κυμάτων, με μια διαδικασία αντιστροφής (αλγόριθμο αντιστροφής).

Αυτό είναι πολύ σημαντικό. Έτσι εφόσον αποκτήσουμε αυτές τις πληροφορίες για τα S κύματα τα οποία είναι υπεύθυνα για τις περισσότερες σεισμικές καταστροφές μπορούμε να δημιουργήσουμε ένα μοντέλο σχέσης των S ταχυτήτων και του βάθους. Με αυτό τον τρόπο έχουμε τις πληροφορίες για τον υπολογισμό άλλων παραγόντων που χαρακτηρίζουν το έδαφος όπως για παράδειγμα τον συντελεστή ενίσχυσης σε σχέση με τη συχνότητα και τον κώδικα χαρακτηρισμού εδαφών V_{s30} .

Στο πρώτο σκέλος της εργασίας έγινε εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης μικροθόρυβου από 1-D διατάξεις και υπολογισμός των μοντέλων των S ταχυτήτων σε σχέση με το βάθος για οκτώ περιοχές του Νομού Basilicata (Ιταλία) με σκοπό τον προσδιορισμό του συντελεστή ενίσχυσης σε σχέση με τη συχνότητα και του κώδικα χαρακτηρισμού εδαφών V_{s30} . Έπειτα πραγματοποιήθηκε σύγκριση των αποτελεσμάτων του συντελεστή ενίσχυσης της τεχνικής Nasw (Refraction Microtremor Technique) με αποτελέσματα μιας άλλης τεχνικής μικροθόρυβου HVSR που έγιναν παλαιότερα στις ίδιες περιοχές.

Στο δεύτερο σκέλος της εργασίας έγινε σύγκριση 1-D και 2-D διατάξεων της μεθόδου σεισμικής διάθλασης μικροθόρυβου στην περιοχή της πόλης Senigallia (Ιταλία) με σκοπό την εξαγωγή αποτελεσμάτων για τα θετικά και αρνητικά στοιχεία της κάθε διάταξης, όπως και επιβεβαίωση της σημαντικότητας που έχει η σωστή διεύθυνση που πρέπει να δοθεί στις διατάξεις των γεωφώνων, σε μια περιοχή κατά την τοποθέτησή τους.

Abstract

The present work concerns in the Refraction Microtremor Technique. Via this technique is given the possibility of reception and elaboration data of microtremor signals, where they are isolated and studied, the velocities of surface Rayleigh waves, which dominate in a microtremor recording.

Via the elaboration, we create the dispersion curve that create the velocities of Rayleigh waves vs the frequency. However the Rayleigh waves it is also a combination of longitudinal and traverse waves and due to this dependence from secondary seismic (traverse or S) waves, we can, via the dispersion curves, calculate the velocities of S waves, with a process of inversion (algorithm of inversion).

This is very important. So long as we acquire these information on the S waves which are responsible for most seismic destructions, we can create a model which relates the S velocities and the depth. On that way, we have the information for the calculation of other factors that characterize the ground, as for example the amplification factor vs the frequency and the ground characterization code V_{s30} .

In the first part of work became application of seismic refraction microtremor method through 1-D arrays and models calculation of S velocities vs the depth, for eight regions of Basilicata Prefecture (Italy) aiming at the determination of the amplification factor vs the frequency and the ground characterization code V_{s30} . Then became comparison of amplification factor of Nasw technique (Refraction Microtremor Technique) with results of another microtremor technique HVSR that became once in the same regions.

In the second part of work became comparison of 1-D and 2-D arrays of seismic refraction microtremor method in the region of Senigallia city (Italy), aiming the exporting of results for the positive and negative elements of each type of array, as well as confirmation of importance that has the right direction that should be given in the geophone arrays, in a region during their placement.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

Περίληψη.....	i
Περιεχόμενα.....	ii
Εισαγωγή.....	σελ. 1
0.1 Τι είναι ο μικροθόρυβος (microtremors).....	σελ. 2
0.2 Είδος κύματος που χρησιμοποιείται στις έρευνες μικροθόρυβου.....	σελ. 3
0.3 Από τη διασπορά των επιφανειακών κυμάτων στην υπόγεια δομή.....	σελ. 4
Κεφάλαιο 1: Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης από Μικροθόρυβο (Refraction Microtremor Technique).....	σελ. 6
1.1 Εισαγωγή.....	σελ. 6
1.2 Κίνητρο.....	σελ. 6
1.3 Οι τεχνικές SASW και MASW.....	σελ. 7
1.4 Απλούστερη απόκτηση, πιο δυνατή ανάλυση.....	σελ. 8
1.5 Μέθοδος.....	σελ. 9
1.5.1 Χρήση του εξοπλισμού καταγραφής σεισμικής διάθλασης.....	σελ. 9
1.5.2 Φασματική ανάλυση ταχύτητας (p-f).....	σελ. 10

1.5.3	Επιλογή διασποράς (Dispersion Picking) της Rayleigh ταχύτητας φάσης.....σελ.	14
1.5.4	Modeling της Εγκάρσιας Ταχύτητας.....σελ.	16
Κεφάλαιο 2: Γεωτεχνικός χαρακτηρισμός εδαφών		
 με χρήση επιφανειακών κυμάτων.....σελ.		
2.1	Εισαγωγή.....σελ.	19
2.1.1	Επί τόπου εξέταση μέσω της ανίχνευσης επιφανειακών κυμάτων.....σελ.	20
2.1.2	Ερευνητικοί στόχοι.....σελ.	21
2.2	Δυναμικές ιδιότητες των εδαφών και η διάδοση των κυμάτων.....σελ.	23
2.2.1	Πειραματική συμπεριφορά των εδαφών.....σελ.	24
2.2.2	Κύματα.....σελ.	28
2.2.2.1	Κύματα σε γραμμικά ελαστικά μέσα.....σελ.	28
2.2.2.2	Κύματα σε γραμμικά κολλώδη ελαστικά μέσα.....σελ.	34
2.2.2.3	Κύματα και χαρακτηρισμός.....σελ.	36
2.3	Επιφανειακά κύματα και Εδαφικός χαρακτηρισμός.....σελ.	39
2.3.1	Περίληψη.....σελ.	39
2.3.2	Χαρακτηρισμός στρωματοποιημένων μέσων χρησιμοποιώντας Κύματα Rayleigh: βασικές έννοιες.....σελ.	40
2.3.3	Παραδοσιακή γεωτεχνική εξέταση χρησιμοποιώντας επιφανειακά κύματα.....σελ.	41

2.3.4	Παθητικές μέθοδοι.....σελ.	43
Κεφάλαιο 3: Κύματα Rayleigh.....σελ.		46
3.1	Περίληψη.....σελ.	46
3.2	Ομοιογενές ημιδιάστημα.....σελ.	48
3.2.1	Γραμμικό ελαστικό μέσο.....σελ.	48
3.2.2	Γραμμικό ιζώδες ελαστικό μέσο.....σελ.	56
3.3	Κάθετα ετερογενή μέσα.....σελ.	58
3.3.1	Γραμμικό ελαστικό μέσο.....σελ.	58
3.3.1.1	Μαθηματικές διατυπώσεις για στρωματοποιημένα μέσα.....σελ.	59
3.3.1.2	Φυσικές παρατηρήσεις.....σελ.	62
3.3.2	Γραμμικό ιζώδες ελαστικό μέσο.....σελ.	67
3.4	Διασπορά επιφανειακών κυμάτων.....σελ.	68
3.4.1	Ταχύτητα Φάσης.....σελ.	70
3.4.2	Ταχύτητα Ομάδας.....σελ.	71
3.5	Αριθμητικά παραδείγματα.....σελ.	72
3.5.1	Σχεδιάγραμμα κανονικής διασποράς.....σελ.	72
3.5.2	Σχεδιάγραμμα αντιστραμμένης διασποράς.....σελ.	78

Κεφάλαιο 4: Ερευνητικές Μέθοδοι για 2-D Διατάξειςσελ. 81	σελ. 81
4.1 Μέθοδος f-k (frequency-wavenumber spectral method).....σελ. 82	σελ. 82
4.1.1 Ανίχνευση των Rayleigh κυμάτων από την κάθετη συνιστώσα του μικροθόρυβου.....σελ. 82	σελ. 82
4.1.2 Απόκτηση δεδομένων και μέθοδοι ανάλυσης.....σελ. 83	σελ. 83
4.1.2.1 Διάταξη παρατήρησης του μικροθόρυβου.....σελ. 83	σελ. 83
4.2 Μέθοδος SPAC (spatial autocorrelation method).....σελ. 84	σελ. 84
4.2.1 Ανίχνευση των Rayleigh κυμάτων από την κάθετη συνιστώσα του μικροθόρυβου.....σελ. 84	σελ. 84
4.2.2 Απόκτηση δεδομένων και μέθοδοι ανάλυσης.....σελ. 86	σελ. 86
4.2.2.1 Διάταξη παρατήρησης του μικροθόρυβου.....σελ. 86	σελ. 86
4.2.3 Μέθοδος ESPAC ή ESAC.....σελ. 87	σελ. 87
 Κεφάλαιο 5: Εφαρμογές Επεξεργασίας και Ανάλυσηςσελ. 89	σελ. 89
5.1 Εργαλεία επεξεργασίας σήματος.....σελ. 89	σελ. 89
5.1.1 Ιδιαίτερος μετασχηματισμός Fourier.....σελ. 89	σελ. 89
5.1.1.1 Aliasing.....σελ. 92	σελ. 92
5.1.1.2 Διαρροή (Leakage).....σελ. 93	σελ. 93
5.1.1.3 Ανάλυση (Resolution).....σελ. 93	σελ. 93
5.1.2 Ιδιαίτερος μετασχηματισμός Fourier για 2D Διατάξεις.....σελ. 94	σελ. 94

5.1.2.1	Ιδιότητες και εφαρμογές.....σελ.	96
5.1.3	Μετατροπή στοιχείου (Radon Transform).....σελ.	97
5.1.3.1	Slant Stack (Στήλη Κλίσεων) ή Μετατροπή τ-ρ.....σελ.	99
5.1.3.2	Ιδιότητες και εφαρμογές.....σελ.	100
5.1.4	Το Θεώρημα Fourier Slice.....σελ.	101
5.2	Αντιστροφή (Inversion).....σελ.	102
5.3	Υπολογισμός Ενίσχυσης (Amplification).....σελ.	103
5.3.1	Εισαγωγή.....σελ.	103
5.3.2	Συνέπειες των μαλακών επιφανειακών στρωμάτων.....σελ.	104
5.3.3	Βασικές έννοιες της ενίσχυσης σε μαλακά εδάφη.....σελ.	104
5.3.4	Γεωλογία / Ενίσχυση.....σελ.	104
5.3.5	Υπολογισμός ενίσχυσης συναρτήσει της συχνότητας μέσω του λογισμικού EERA.....σελ.	106
5.4	Μέθοδος V_{S30} (Κώδικας Εδαφικού Χαρακτηρισμού).....σελ.	106
Κεφάλαιο 6: Σύγκριση μεταξύ 1-D και 2-D διατάξεων.....σελ.		108
6.1	Επεξήγηση 1 ^{ου} Προβλήματος.....σελ.	108
6.2	Επεξήγηση 2 ^{ου} Προβλήματος.....σελ.	110

Κεφάλαιο 7: Διαδικασία Επεξεργασίας και Ανάλυσης.....σελ. 117

7.1 Μετατροπή σεισμικών δεδομένων σε επεξεργάσιμη μορφή.....σελ. 117

7.2 Επεξεργασία σεισμικών δεδομένων με την τεχνική NASW.....σελ. 118

7.3 Ανάλυση αποτελεσμάτων της τεχνικής NASW.....σελ. 122

7.4 Αντιστροφή (Inversion).....σελ. 127

7.5 Υπολογισμός συντελεστή ενίσχυσης συναρτήσει της συχνότητας.....σελ. 132

7.6 Υπολογισμός του Κώδικα Εδαφικού Χαρακτηρισμού V_{S30}σελ. 133

Κεφάλαιο 8: Πειραματικά Αποτελέσματα.....σελ. 134

8.1 Εφαρμογή της μεθόδου NASW με διατάξεις 1-D σε έξι περιοχές του νομού Basilicata (Ιταλία) και σύγκριση των αποτελεσμάτων με αποτελέσματα μεθόδου HVSR.....σελ. 134

8.1.1 Διατάξεις Γεωφώνων.....σελ. 136

8.1.2 Διαγράμματα Διασποράς.....σελ. 141

8.1.3 Μοντέλα ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος.....σελ. 151

8.1.4 Συντελεστής Ενίσχυσης και Κώδικας V_{S30}σελ. 161

8.1.5 Σύγκριση αποτελεσμάτων μεταξύ NASW και HVSR.....σελ. 170

8.2 Σύγκριση 1-D με 2-D διάταξη στην περιοχή της πόλης Senigallia (Ιταλία).....σελ. 179

8.2.1 Σκοπός Πειράματος.....σελ.	180
8.2.2 Διατάξεις Γεωφώνων.....σελ.	181
8.2.3 Αποτελέσματα της 1-D διάταξης 1.....σελ.	182
8.2.4 Αποτελέσματα της 1-D διάταξης 2.....σελ.	185
8.2.5 Αποτελέσματα της 2-D διάταξης.....σελ.	188
Κεφάλαιο 9: Συμπεράσματα – Παρατηρήσεις.....σελ.	192
9.1 NASW vs HVSR.....σελ.	192
9.2 1-D vs 2-D.....σελ.	194
Βιβλιογραφία.....σελ.	196

Εισαγωγή

Μεταξύ των γεωφυσικών μεθόδων, υπάρχουν πολλές τεχνικές που χρησιμοποιούν το, “φυσικό πεδίο”, “φυσικό σήμα”, ή “φυσικά φαινόμενα”. Για παράδειγμα, σε αυτές συμπεριλαμβάνονται η βαρυτική ερευνητική μέθοδος, η μαγνητική ερευνητική μέθοδος, η αυτενεργή δυναμική (Spontaneous Potential) μέτρηση στις ηλεκτρικές μεθόδους, η μαγνητοτελλουρική μέθοδος στις ηλεκτρομαγνητικές μεθόδους και οι ραδιομετρικές μετρήσεις (Dobrin και Savit, 1988, SEGJ, 1989). Αυτές είναι γνωστές ως “μέθοδοι φυσικού πεδίου”. Αυτές οι ερευνητικές μέθοδοι ξεκίνησαν, ερευνήθηκαν και εφαρμόστηκαν ως τρόποι για την κατανόηση της γεωλογικής δομής από μετρήσεις των σχετικών φυσικών ιδιοτήτων. Τώρα χρησιμοποιούνται ως αναγνωριστικές μέθοδοι για την δέσμευση μιας λεπτομερής έρευνας όπως οι έρευνες σεισμικής ανάκλασης ή σεισμικής διάθλασης.

Ευρέως διαδεδομένες, ασθενής, ταλαντώσεις χαμηλού πλάτους οι οποίες μπορούν να καταγραφούν στην επιφάνεια της Γης, κοινώς ονομάζονται μικροθόρυβος (microtremors). Αυτός ο τύπος είναι μια κατηγορία “φυσικών σημάτων” ή “φυσικών φαινομένων”. Μέχρι πρόσφατα, δεν υπήρχε μια καθιερωμένη μέθοδος που να χρησιμοποιεί θετικά αυτά τα φυσικά φαινόμενα για τον προσδιορισμό της υπόγειας δομής.

Διάφορα ερευνητικά σχέδια κατά τη διάρκεια του εικοστού αιώνα κατέγραψαν τα είδη των κυμάτων που συνθέτουν το μικροθόρυβο (microtremors) και τη σχέση μεταξύ μικροθόρυβου και υπόγειας δομής. Μεταξύ αυτών ο Aki (1957) και Toksoz (1964) πρότειναν μια δυναμική εφαρμογή του μικροθόρυβου στην εκτίμηση της υπόγειας δομής.

Οι ερευνητές προόδευσαν στη δεκαετία του '70 καθώς επικεντρώθηκαν στην αναζήτηση των σεισμικών κυμάτων μέσω των καταγραφών που λάμβαναν από το θόρυβο, όπως μικροθόρυβος και παλμός (Caron, 1969). Η επιτυχία της έρευνας διευκολύνθηκε από τη σύγκλιση ανάπτυξης των ψηφιακών καταγραφικών συστημάτων που ενεργοποίησαν τη καταγραφή των σεισμικών δεδομένων από δίκτυα παρακολούθησης πολλαπλών διατάξεων και την επεξεργασία και ανάλυση αυτών των δεδομένων.

Η ανάπτυξη μιας καινούργιας εξερευνητικής μεθόδου, καθόρισε την “ερευνητική μέθοδο μικροθόρυβου” ή “microtremor survey method” (MSM) από Okada et al. (1990), για την απεικόνιση της υπόγειας δομής, χρησιμοποιώντας το φυσικό μικροθόρυβο που έχει προσδεύσει τα τελευταία δέκα χρόνια. Αυτή η ερευνητική μέθοδος, αν χρησιμοποιηθεί αποτελεσματικά, μπορεί να προμηθεύσει μια προκαταρκτική αποτίμηση πριν από μια λεπτομερή έρευνα για τη γεωλογική δομή. Εναλλακτικά, αυτό μπορεί να είναι ένα μέσο εκτεταμένων σπάνιων λεπτομερών δεδομένων από “σημειακά δεδομένα” σε “δεδομένα κατατομής”, ή από “δεδομένα κατατομής” σε “δεδομένα επιπέδου”.

Όσο η MSM χρησιμοποιεί τα σήματα που βρίσκονται σε αφθονία παντού στην επιφάνεια της Γης, η μέθοδος είναι απλή και η εφαρμογή δεν απαιτεί εντατικές περιβαλλοντικές

προφυλάξεις ασφαλείας. Ειδικότερα, δεν υπάρχουν εναλλακτικές εφαρμογές στην μέθοδο μικροθόρυβου μέσα σε περιοχές όπου οι συνηθισμένες σεισμικές μέθοδοι είναι δύσκολο ή αδύνατο να εκτελεστούν, όπως σε αστικές ή περιβαλλοντικά ευαίσθητες περιοχές.

Προς το παρόν, η μέθοδος για την απεικόνιση της υπόγειας δομής από την μελέτη του μικροθόρυβου είναι ισορροπημένη στην πρόοδο από την έρευνα και το στάδιο ανάπτυξης, στην εμπορική βιωσιμότητα.

0.1 Τι είναι ο μικροθόρυβος (microtremors)

Η επιφάνεια της Γης βρίσκεται πάντοτε σε κίνηση σε σεισμικές συχνότητες, ακόμα και χωρίς σεισμούς. Αυτές οι σταθερές ταλαντώσεις της Γήινης επιφάνειας ονομάζονται μικροσεισμοί ή μικροθόρυβος. Ο όρος μικροθόρυβος είναι περισσότερο κοινά χρησιμοποιημένος στο πεδίο της μηχανικής σεισμολογίας.

Το πλάτος αυτού του μικροθόρυβου είναι, με μερικές ακραίες εξαιρέσεις, γενικά πολύ μικρό. Οι μετατοπίσεις είναι στην τάξη των 10^{-4} μέχρι 10^{-2} mm, πολύ χαμηλότερα από τις ανθρώπινες αισθήσεις. Αν και είναι πολύ ασθενής, παρουσιάζουν μια πηγή θορύβου για τους ερευνητές της σεισμολογίας, εάν το κέρδος του ενισχυτή είναι αυξημένο έτσι ώστε να καταγραφούν τα σεισμικά σήματα από μια μακρινή πηγή, το πλάτος του μικροθόρυβου αναλογικά αυξάνει και το επιθυμητό σεισμικό σήμα χάνεται μέσα στον “θόρυβο” του μικροθόρυβου. Η απαλοιφή αυτού του υπόβαθρου θορύβου είναι τεχνικά εξαιρετικά δύσκολο ή απίθανο να επιτευχθεί. Συνεπώς οι σεισμολόγοι ερευνητές αποκαλούν το μικροθόρυβο “σεισμικό θόρυβο” ή, απλά, “θόρυβο”.

Μέχρι τα τέλη του 19^{ου} αιώνα, οι σεισμολόγοι μπορούσαν να χρησιμοποιούν τα σεισμόμετρα για να παρακολουθούν την κίνηση της Γήινης επιφάνειας. Μέχρι τότε, ο μικροθόρυβος ήταν ένας στόχος έντονου ενδιαφέροντος, όπως αποδείχτηκε από το μεγάλο αριθμό επιστημονικών εγγράφων που δημοσιεύτηκαν πάνω σε αυτό το θέμα. Πολλές από τις έρευνες ενδιαφέρονταν για την πηγή της δόνησης και τη μεταβολή του χαρακτήρα της δόνησης που εξαρτάται από το χρόνο και την θέση. Τώρα γνωρίζουμε ότι ο μικροθόρυβος προκαλείται από τις καθημερινές ανθρώπινες δραστηριότητες όπως η δράση των μηχανημάτων στα εργοστάσια, αυτοκίνητα, ανθρώπινα βήματα και φυσικά φαινόμενα όπως ροή του νερού στα ποτάμια, βροχή, άνεμος, μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης και κύματα των ωκεανών. Συνεπώς ο μικροθόρυβος δεν είναι ένα φυσικό φαινόμενο με το ακριβές νόημα, όσο οι ανθρώπινες δραστηριότητες συνθέτουν μερικές από τις πηγές τους. Όμως, ο μικροθόρυβος δεν θεωρείται πλέον ως ενοχλητικός θόρυβος, αλλά αντιθέτως ως ένα χρήσιμο “σήμα”. Με αυτή την έννοια, μερικές φορές αναφέρονται ως “ανεξέλεγκτο σήμα”.

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες και τα φυσικά φαινόμενα (όπως κλιματικές και ωκεάνιες συνθήκες) ποικίλουν με το χρόνο. Επομένως, η δράση του μικροθόρυβου ποικίλει με το χρόνο. Αυτή η μεταβολή είναι πολύ σύνθετη και ακανόνιστη και όχι επαναληπτική.

Όταν ο μικροθόρυβος παρατηρήθηκε ταυτοχρόνως σε μερικούς χωριστούς σταθμούς, σημειώθηκε ότι αυτές οι δονήσεις δεν είναι τελείως τυχαίες και μερικά συναφή κύματα ήταν συγκρατημένα στις καταγραφές. Με άλλα λόγια, ο μικροθόρυβος είναι μια συναρμολόγηση από κύματα που ταξιδεύουν σε διάφορες διευθύνσεις. Στην πράξη, οι Toksoz και Lacoss (1968), καθαρά απέδειξαν από τα δεδομένα των μεγάλου ανοίγματος σεισμικών διατάξεων (LASA) ότι ο μικροθόρυβος είναι μια συναρμολόγηση των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων.

0.2 Είδος κύματος που χρησιμοποιείται στις έρευνες μικροθόρυβου

Οι καταγραφές μικροθόρυβου δείχνουν καθαρά ότι ο μικροθόρυβος είναι πολύ μεταβλητός, ακανόνιστος, ένα φαινόμενο δόνησης, χρονικά και χωρικά. Ωστόσο, στην θεωρία ελαστικότητας, ο μικροθόρυβος είναι συναρμολόγηση των κυμάτων χώρου και των επιφανειακών κυμάτων (Toksoz και Lacoss, 1968). Αυτό το φαινόμενο δόνησης αποτελεί μια ομάδα ακλόνητων και σταθερών φασμάτων με πολύ μικρή μεταβολή, εντός του χρονικού και χωρικού μεγέθους μιας ώρας και 1-2 χμ ακτίνας, αντιστοίχως.

Με κατάλληλα όργανα, ο μικροθόρυβος παρατηρείται να είναι πανταχού παρών (ευρέως διαδεδομένος). Οι παρατηρούμενες ταλαντώσεις, στη μορφή ενός συνδυασμού από κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα, περιέχουν, γενικά,

- 1) πληροφορίες για σύνθετες πηγές
- 2) πληροφορίες για την πορεία διάδοσης, και
- 3) πληροφορίες για την υπόγεια δομή στο σταθμό παρατήρησης.

Η μέθοδος MSM μελετά ελαστικά κύματα που περιέχονται στο μικροθόρυβο. Συνεπώς η MSM είναι ένα είδος ερευνητικής μεθόδου ελαστικού κύματος σε ευρεία έννοια, π.χ., η μέθοδος MSM είναι μια σεισμική ερευνητική μέθοδος.

Ωστόσο, αντίθετα προς με τις συνηθισμένες σεισμικές μεθόδους σεισμικής ανάκλασης και διάθλασης οι οποίες χρησιμοποιούν τεχνητές πηγές και επεξεργάζονται κύματα που ελέγχονται στο πεδίο της φάσης, η μέθοδος MSM εκμεταλλεύεται μη ελεγχόμενο φυσικό φαινόμενο σαν πηγή, και επεξεργάζεται τις διάφορες απόψεις του φάσματος μικροθόρυβου (χρονικές και χωρικές ιδιότητες) σύμφωνα με τη θεωρία μιας στοχαστικής διαδικασίας.

Πολλές από τις πηγές του μικροθόρυβου μπορούν να αναγνωριστούν καθώς δρουν στην Γήινη επιφάνεια ή στον πυθμένα της θάλασσας. Επομένως τα επιφανειακά κύματα θεωρούνται να είναι το κύριο συστατικό του μικροθόρυβου, πέραν των κυμάτων χώρου. Η μέθοδος MSM χρησιμοποιεί αυτό τον κύριο τρόπο (mode) διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων.

0.3 Από τη διασπορά των επιφανειακών κυμάτων στην υπόγεια δομή

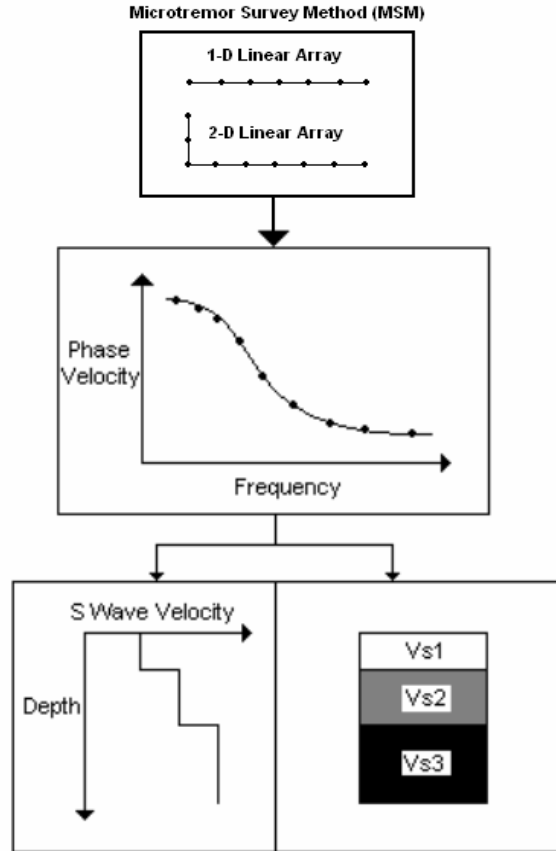
Όπως είναι γνωστό με τη διασπορά, η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων ποικίλει καθώς εξαρτάται από την συχνότητα (ή περίοδο). Επειδή η διασπορά είναι μια συνάρτηση της υπόγειας δομής, η υπόγεια δομή μπορεί, στην θεωρία, να εκτιμηθεί από τη διασπορά. Η μέθοδος MSM είναι βασικά μια μέθοδος που υπολογίζει αυτή τη διασπορά των επιφανειακών κυμάτων, που συμπεριλαμβάνονται εντός του μικροθόρυβου.

Προς το παρόν, το επίπεδο των θεωρητικών μας γνώσεων μπορεί να επιλύσει μόνο τα χαρακτηριστικά της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων για παράλληλα, ιστροπικά και ομοιογενή στρώματα. Επομένως οι υπόγειες δομές που εκτιμώνται από την μέθοδο MSM είναι περίπου παράλληλα, ιστροπικά και ομοιογενή στρώματα. Συμπερασματικά, η ακρίβεια της εκτιμημένης δομής που αποκτήθηκε από τη μέθοδο MSM είναι χαμηλότερη από αυτή των συνηθισμένων σεισμικών μεθόδων. Αυτός είναι ο λόγος που η μέθοδος MSM θεωρείται μια αναγνωριστική μέθοδος. Ωστόσο, η μέθοδος MSM αποδίδει τις φυσικές ιδιότητες της υπόγειας δομής από την εκμετάλλευση της ταχύτητας των S κυμάτων, η οποία είναι δύσκολο να μετρηθεί με τις συνηθισμένες μηχανικής κλίμακας σεισμικές μεθόδους. Η ανάλυση από την απόκριση στις σεισμικές μετακινήσεις, προσδιορίζει την ταχύτητα των S κυμάτων πιο σημαντικά από την ταχύτητα των P κυμάτων στον προσδιορισμό της υπόγειας δομής. Σε αυτή την εκτίμηση, η μέθοδος MSM είναι κατάλληλη για την εκτίμηση της υπόγειας δομής, όπως απαιτείται από το πεδίο της μηχανικής σεισμολογίας.

Η μέθοδος MSM διαχειρίζεται τα επιφανειακά κύματα και αυτό έχει σχέση με τη θεωρία των επιφανειακών κυμάτων, και περιγράφεται στις παρακάτω προτάσεις, για τον εντοπισμό χρησιμοποιήσιμων σημάτων.

Υπάρχουν μερικά προβλήματα που μένουν να λυθούν από τη μέθοδο MSM, για παράδειγμα:

- 1) Τυποποίηση του συστήματος παρακολούθησης συμπεριλαμβανομένης της διαδικασίας υπαίθρου και της χρήσης οργάνων.
- 2) Το πρόβλημα αντιστροφής, από τις καμπύλες διασποράς της ταχύτητας φάσης, στη δομή ταχύτητας.



Σχήμα 1.1 Βασική διαδικασία της ερευνητικής μεθόδου μικροθόρυβου

Ωστόσο, το βασικό σχέδιο της μεθόδου MSM για την εκτίμηση της υπόγειας δομής έχει λίγο πολύ ολοκληρωθεί. Αυτό το βασικό σχέδιο και η διαδικασία του παρουσιάζονται στο Σχήμα 1.1. Αποτελείται από τρία βήματα:

- 1) Παρατήρηση από σεισμομετρικό δίκτυο (διάταξη) διατεταγμένο στην επίγεια επιφάνεια.
- 2) Εκτίμηση της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων ως απόκριση της υπόγειας δομής κατευθείαν κάτω από την διάταξη.
- 3) Εκτίμηση της υπόγειας δομής προκαλώντας την διασπορά μέσα από την αντιστροφή.

Κεφάλαιο 1

Μέθοδος Σεισμικής Διάθλασης από Μικροθόρυβο (Refraction Microtremor Technique)

1.1 Εισαγωγή

Οι σύγχρονες τεχνικές που υπολογίζουν τις ταχύτητες των επιφανειακών εγκάρσιων (shear) κυμάτων για την εκτίμηση σεισμικών περιοχών είναι πάρα πολύ δαπανηρές, για χρήση στις περισσότερες κατοικημένες περιοχές. Απαιτούν μεγάλες πηγές για να είναι αποτελεσματικές στα θορυβώδη αστικά περιβάλλοντα ή τα ειδικευμένα όργανα καταγραφής απαιτούν εκτενείς διατάξεις. Αυτή η μέθοδος δείχνει ότι οι καταγραφές εδαφικού θορύβου (microtremor) μπορούν να εφαρμοστούν σε γραμμικές διατάξεις 200 μέτρων εξοπλισμού σεισμικής διάθλασης και μπορούν να υπολογίσουν την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων με ακρίβεια 20% και συχνά σε βάθη 100 μέτρων. Ο συνδυασμός του συνηθισμένου διαθέσιμου εξοπλισμού, απλή καταγραφή χωρίς πηγή, μια τεχνική επεξεργασίας δεδομένων μετασχηματισμού του πεδίου κυμάτων, και ένα αλληλεπιδρών εργαλείο μοντελοποίησης της διασποράς (dispersion) των Rayleigh κυμάτων εκμεταλλεύεται τις αποτελεσματικότερες πτυχές του θορύβου, της τεχνικής φασματικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (Spectral Analysis of Surface Wave technique - SASW) και της τεχνικής πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Wave technique - MASW). Ο μετασχηματισμός βραδύτητα-συχνότητα (slowness-frequency) του πεδίου κυμάτων είναι ιδιαίτερα αποτελεσματικός στο να επιτρέπει την ακριβή επιλογή των ταχυτήτων φάσης στις καμπύλες διασποράς (dispersion curves) των Rayleigh κυμάτων, παρά την παρουσία κυμάτων που διαδίδονται δια μέσου της γραμμικής διάταξης στις υψηλές φαινόμενες ταχύτητες, υψηλού mode Rayleigh κύματα, κύματα χώρου, κύματα αέρα και ασυνάρτητος θόρυβος.

1.2 Κίνητρο

Η περιεκτική προετοιμασία για το σεισμό απαιτεί μεθόδους έτσι ώστε να μπορεί να αξιολογηθεί γρήγορα η δυνατότητα μιας ασυνήθιστα ισχυρής δόνησης, σε ένα μεγάλο αριθμό περιοχών. Ο υπολογισμός των εγκάρσιων ταχυτήτων της επιφανειακής δομής μπορεί να είναι ένα σημαντικό συστατικό των περιοχών απόκρισης για την εκτίμηση πιθανής δόνησης (Borcherdt και Glassmoyer, 1992; Anderson et al, 1996). Τα δεδομένα και η ανάλυση που επιδεικνύονται

παρακάτω δείχνουν πως οι πολυκαναλικές διατάξεις (multichannel arrays) των ελαφρών και απλών 8-Hz κάθετων γεωφώνων σεισμικής διάθλασης, μπορούν να υπολογίσουν τις ταχύτητες των επιφανειακών κυμάτων σε βάθη 100 μέτρων με πολύ λίγη προσπάθεια στην περιοχή που έγιναν οι μετρήσεις.

Η τεχνική διάθλασης microtremor μπορεί να αναλύσει τη δομή ταχυτήτων σε βάθος 100 μέτρων. Βαθύτεροι περιορισμοί μπορούν να απαιτήσουν συμβατικότερες σεισμικές ερευνητικές μεθόδους και καταγραφές των microtremor από ευρύτερες διατάξεις πολυπλοκότερων οργάνων (Horike, 1985).

Η ανάγκη για γρήγορη και ανέξοδη αξιολόγηση του σεισμικού κινδύνου σε μεγάλο αριθμό περιοχών έχει οδηγήσει στην ανάπτυξη αρκετών γεωφυσικών εξεταστικών μεθόδων που δεν απαιτούν γεώτρηση. Η γνωστή φασματική ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (SASW) και οι τεχνικές διατάξεων microtremor, αμφότερες χρησιμοποιούν πληροφορίες από τις φάσεις των επιφανειακών κυμάτων για να ερμηνεύσουν τα προφίλ εγκάρσιας ταχύτητας ή ακαμψίας. Άλλες τεχνικές που προσπαθούν να χρησιμοποιήσουν τα P κύματα (Primary waves) ή τα S κύματα (Secondary waves), για παράδειγμα, όπως παρουσιάζεται στον Williams et al. (1994), δεν ήταν τόσο επιτυχής στη σύζευξη εδάφους-δόνησης ή των δεδομένων από τις γεωτρήσεις.

1.3 Οι τεχνικές SASW και MASW

Η τεχνική SASW χρησιμοποιεί μια ενεργό πηγή σεισμικής ενέργειας, που καταγράφεται επανειλημμένα από ένα ζευγάρι σεισμομέτρων 1-Hz με απόσταση διάταξης από 1 μέτρο έως 500 μέτρα (Nazarian και Desai, 1993). Τα σεισμομέτρα είναι κάθετοι αισθητήρες ταχύτητας, έτσι τα σχεδιαγράμματα εγκάρσιας ταχύτητας αναλύονται βάσει των ταχυτήτων φάσης των Rayleigh κυμάτων που ερμηνεύονται από τις καταγραφές. Οι ταχύτητες φάσης προέρχονται καθαρά από μια σύγκριση του πλάτους και των διαφορικών φασμάτων φάσης που υπολογίζονται από κάθε ζευγάρι σεισμομέτρων για κάθε ενεργοποίηση πηγής, μέσα από ένα μετασχηματισμό FFT (fast-Fourier-transform) (Gucunski και Woods, 1991).

Δεδομένου ότι τα αρχικά σειсмоγραφήματα δεν σώζονται και όλη η ερμηνεία γίνεται στην περιοχή συχνοτήτων, η μέθοδος SASW υποθέτει ότι πιο πολύ οι ενεργητικές αφίξεις που καταγράφονται είναι κύματα Rayleigh. Όπου ο θόρυβος υπερβαίνει την ισχύ της τεχνητής πηγής, που είναι σύνθηες στις αστικές περιοχές, ή όπου οι φάσεις των κυμάτων χώρου είναι πιο ενεργητικές από αυτές των Rayleigh κυμάτων, η τεχνική SASW δεν θα παραγάγει αξιόπιστα αποτελέσματα (Brown, 1998; Sutherland και Logan, 1998). Οι ταχύτητες των κυμάτων Rayleigh δεν μπορούν να χωριστούν από εκείνες των άλλων κυματικών τύπων στην περιοχή συχνοτήτων.

Η πολυκαναλική ανάλυση της τεχνικής των επιφανειακών κυμάτων (MASW) (Park et al., 1999) έχει αναπτυχθεί ως απάντηση στις ανεπάρκειες που έχει η τεχνική SASW παρουσία

θορύβου. Η ταυτόχρονη καταγραφή 12 ή περισσότερων δεκτών απόστασης από 1-2 μέτρα μέχρι 50-100 μέτρα από μια ωστική ή δονητική πηγή δίνει το στατιστικό πλεονασμό στις μετρήσεις των ταχυτήτων φάσης. Οι πολυκαναλικές επιδείξεις δεδομένων σε ένα σχήμα συχνοτήτων χρόνου-μεταβλητής επιτρέπουν επίσης τον προσδιορισμό και την απόρριψη των no fundamental mode κυμάτων Rayleigh και άλλου συναφή θορύβου από την ανάλυση.

Οι Miller et al. (2000) ήταν σε θέση να επιτύχουν άριστα αποτελέσματα με την τεχνική MASW στο θορυβώδες περιβάλλον μιας εν λειτουργία εγκατάστασης καθαρισμού πετρελαίου. Χρησιμοποιώντας μεγάλες και συσσωρευμένες μικρές πηγές, μπόρεσαν να αποκτήσουν καταγραφές που επικράτησαν από τα fundamental mode Rayleigh κύματα. Επιχείρησαν επίσης δύο διαστάσεων σχεδιάγραμμα (profile) για τις πλευρικές ανωμαλίες στην εγκάρσια ταχύτητα με την αντιστροφή (inversion) πολλών δεδομένων κατά μήκος ενός σχεδιαγράμματος. Ένα τέτοιο σχεδιάγραμμα αντιπροσωπεύει πολλή δαπανηρή προσπάθεια, που παρόμοια με αυτήν απαιτείται για την έρευνα ανάκλασης υψηλής ευκρίνειας, όπου πρέπει να χρησιμοποιηθεί μεγάλη πηγή και να ενεργοποιηθεί επανειλημμένα σε έναν μεγάλο αριθμό θέσεων.

1.4 Απλούστερη απόκτηση, πιο ισχυρή ανάλυση

Η μέθοδος διάθλασης microtremor συνδυάζει την αστική ωφελιμότητα και την ευκολία διάταξης των τεχνικών microtremor με τη λειτουργική απλότητα της τεχνικής SASW και την επιφανειακή ακρίβεια της τεχνικής MASW. Με την καταγραφή του αστικού microtremor σε μια γραμμική διάταξη ενός μεγάλου αριθμού από ελαφριά σεισμόμετρα, η μέθοδος επιτυγχάνει τη γρήγορη και εύκολη συλλογή δεδομένων χωρίς οποιαδήποτε ανάγκη για χρονοβόρα βαριά πηγή που απαιτείται για την εργασία SASW και MASW. Με τη διατήρηση όλων των αρχικών σειсмоγραφημάτων και με την εφαρμογή μιας τεχνικής για την ανάλυση ταχύτητας μέσω της περιοχής του χρόνου όπως γίνεται στην τεχνική MASW, η ανάλυση που περιγράφεται εδώ μπορεί να χωρίσει τα κύματα Rayleigh από τα κύματα χώρου, τα κύματα αέρα, και άλλο συναφή θόρυβο. Μετασχηματίζοντας τα αποτελέσματα της περιοχής του χρόνου και της ταχύτητας στην περιοχή συχνότητας επιτρέπει το συνδυασμό πολλών αφίξεων κατά τη διάρκεια ενός μεγάλου χρονικού διαστήματος και παράγει εύκολη αναγνώριση των διεσπαρμένων επιφανειακών κυμάτων.

1.5 Μέθοδος

Η τεχνική διάθλασης microtremor είναι βασισμένη σε δύο θεμελιώδεις ιδέες: (1) Ο συνηθισμένος εξοπλισμός καταγραφής σεισμικής διάθλασης, λειτουργεί με έναν τρόπο σχεδόν ίδιο με τις έρευνες διάθλασης του επιφανειακού κύματος P και μπορούν αποτελεσματικά να καταγράψουν τα κύματα επιφάνειας σε συχνότητες τόσο χαμηλές όσο 2 Hz. (2) Μια απλή, δυσδιάστατη μετατροπή βραδύτητα-συχνότητα (p - f) μιας καταγραφής microtremor μπορεί να χωρίσει τα κύματα Rayleigh από άλλες σεισμικές αφίξεις και επιτρέπει την αναγνώριση της αληθινής ταχύτητας φάσης ενάντια στις φαινόμενες ταχύτητες.

1.5.1 Χρήση του εξοπλισμού καταγραφής σεισμικής διάθλασης

Δύο ουσιαστικοί παράγοντες που επιτρέπουν στον εξοπλισμό εξερεύνησης να καταγράψει την διασπορά ταχυτήτων των επιφανειακών κυμάτων, με ελάχιστο προσπάθειας στο ύπαιθρο είναι (1) η χρήση ενός απλού αισθητήρα γεωφώνου σε κάθε κανάλι, παρά μια διάταξη ομάδας γεωφώνων και (2) η χρήση μιας γραμμικής διάταξης 12 ή περισσότερων καναλιών από αισθητήρες γεωφώνων.

Μια διάταξη ομάδας γεωφώνων αποτελείται από διάφορους αισθητήρες που συνδέονται μαζί με καλώδιο ηλεκτρικά, δημιουργώντας ένα ενιαίο κανάλι καταγραφέα. Οι έρευνες σεισμικής ανάκλασης στην πετρέλαιο-βιομηχανία χρησιμοποιούν ομάδες διατάξεων γεωφώνων για να ακυρώσουν τα κύματα επιφάνειας και όποια άλλη οριζόντια ενέργεια διάδοσης και δίνουν έμφαση στις κάθετες ανακλάσεις. Λόγω της διαδεδομένης χρήσης των ομάδων διάταξης, τα υπάρχοντα δεδομένα ανάκλασης μπορεί να μην παράγουν καλά αποτελέσματα σε σχέση με τις τεχνικές ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων. Νέα δεδομένα ίσως να πρέπει να ληφθούν. Εάν μόνο οι ομάδες διάταξης των γεωφώνων είναι διαθέσιμες για νέες καταγραφές, μπορούν να τεθούν σε μια ομάδα ή σε ένα "δοχείο", σε μια αποτελεσματική επιφανειακή τοποθεσία. Εναλλακτικά, οι σειρές θα μπορούσαν να επεκταθούν προς τα έξω κάθετα στην τάση της γραμμής διάθλασης, μετριάζοντας κατά συνέπεια την ενέργεια που διαδίδεται πέρα από τη γραμμή ενισχύοντας την καταγραφή των κυμάτων που ταξιδεύουν σύμφωνα με τη γραμμή.

Μια δοκιμή ομάδων έδειξε ότι οι συμπαγείς αισθητήρες σεισμικής διάθλασης αποδίδουν πολύ καλά ακόμα κι αν τίθενται σε 20° από την κατακόρυφο. Χωρίς να χρειάζεται ισοπέδωση, ο καθορισμός μιας γραμμής γεωφώνων 24-καναλιών μπορεί να απαιτήσει μια ώρα εργασίας ενός προσώπου. Τα γεωφώνων είναι συνήθως τοποθετημένα κάτω από χαλαρά υλικά επιφάνειας και θαμμένα κάτω από περίπου 10 εκατοστά χώματος ή τοποθετούνται στη βάση μιας φέτας που κόπηκε κάτω από την τύρφη και ανοίχτηκε με ένα φυτάρι. Είναι εύκολο να ανοιχτούν τρύπες σε ασφάλτινο πεζοδρόμιο ασφάλτου με μικρό μήκος 3/8-ίντσας για να τοποθετηθούν οι ακίδες των

γεωφώνων, εάν άστρωτες περιοχές δεν είναι διαθέσιμες. Αυτές οι μικρές τρύπες επισκευάζονται εύκολα με μια γρήγορα τοποθετήσιμη άσφαλτο επιδιορθώνοντας τη βλάβη.

Ένα άλλο σημαντικό συστατικό αυτής της πειραματικής εγκατάστασης ήταν η χρήση σχετικά ενός μεγάλου (8-20 μέτρα) διαστήματος μεταξύ κάθε γεωφώνου κατά μήκος της πολυκαναλικής διάταξης. Το διάστημα των καλωδίων που χρησιμοποιούνται για αυτές τις δοκιμές υπάρχει ήδη στην αγορά. Η χρήση των εκατοντάδων μέτρων του πολυκαναλικού σεισμικού καλωδίου καταγραφής μπορεί να καταστήσει την επέκταση αυτής της τεχνικής δύσκολη στις αστικές περιοχές, όπου το καλώδιο θα έπρεπε να προστατευθεί σε κάθε πέρασμα οχημάτων. Μια σειρά ανεξάρτητων, αυτόνομων οργάνων καταγραφής είναι ευκολότερη να επεκταθεί πέρα από ένα πλέγμα οδών. Με την προσεκτική εξέταση των χαρτών και κάποιου γνώστη της περιοχής, εντούτοις, τουλάχιστον 200 μέτρα μήκος απλών οικοδομικών τετραγώνων χωρίς διασταυρώσεις μπορούν να βρεθούν κοντά σχεδόν σε οποιαδήποτε επιθυμητή περιοχή.

Η συζήτηση εδώ είναι περιορισμένη στις καταγραφές απλών ευθειών γραμμών με τα γεωφώνια για να αξιολογήσουν τη χρησιμότητα της απλούστερης γεωμετρίας επέκτασης. Κατά συνέπεια, αυτές οι αναλύσεις περιέχουν την ενέργεια στις φαινόμενες ταχύτητες φάσης που είναι υψηλότερες από τις αληθινές ταχύτητες φάσης. Τα παραδείγματα εδώ καταδεικνύουν ότι το χαμηλότερο όριο των φαινόμενων ταχυτήτων φάσης σε αυτές τις αναλύσεις μπορεί να αναγνωριστεί ως αληθινή ταχύτητα φάσης. Με αυτήν την δυνατότητα, αυτό είναι δυνατόν να καταγράψει με ένα καλώδιο διάθλασης 200 μέτρων σχεδόν σε οποιαδήποτε τοποθεσία, ακόμη και στις πολύ βαριά αστικοποιημένες περιοχές.

Το πολύ μεγάλο πλεονέκτημα της τεχνικής διάθλασης *microtremor*, από σεισμική άποψη έρευνας, είναι τετραπλό: είναι πολύ γρήγορη και ανέξοδη, απαιτεί μόνο τον τυποποιημένο εξοπλισμό της σεισμικής διάθλασης που υπάρχει στους περισσότερους επιστήμονες και πανεπιστήμια, δεν απαιτεί καμία προκαλούμενη πηγή ενέργειας κυμάτων και λειτουργεί καλύτερα σε μια σεισμικά θορυβώδη αστική περιοχή. Αστική κυκλοφορία και άλλα οχήματα, και ενδεχομένως αντιδράσεις στον αέρα των δέντρων, των κτηρίων και άλλοι συναφή θόρυβοι παρέχουν τα κύματα επιφάνειας που αυτή η μέθοδος αναλύει.

1.5.2 Φασματική ανάλυση ταχύτητας (p-f)

Η βάση της φασματικής ανάλυσης ταχύτητας είναι ο μετασχηματισμός p-τ, ή *slant stack*, περιγραφόμενος από Thorson και Claerbout (1985). Αυτός ο μετασχηματισμός παίρνει ένα τμήμα καταγραφών πολλαπλών σειсмоγραφημάτων, με τα εύρη των σειсмоγραφημάτων σχετικά με την απόσταση και το χρόνο (x-t), και το μετατρέπει σε εύρη σχετικά με την παράμετρο ακτίνων p (το αντίστροφο της φαινόμενης ταχύτητας) και ένα χρονικό τ. Η μετατροπή p-τ είναι ένα απλό

γραμμικό ολοκλήρωμα πέρα από μια σεισμική καταγραφή $A(x,t)$ όπου x η απόσταση και t ο χρόνος

$$A(p,\tau) = \int_x A(x,t = \tau + px) dx \quad (1.1)$$

όπου η κλίση της γραμμής $p = dt/dx$ είναι το αντίστροφο της φαινόμενης ταχύτητας V_a στην κατεύθυνση x . Στην πράξη, το x ξεχωρίζει στα διαστήματα $n\Delta x$ σε ένα πεπερασμένο διάστημα Δx (εδώ συνήθως 8-20 μέτρα), έτσι $x = j\Delta x$ με έναν ακέραιο αριθμό j . Επιπλέον ο χρόνος ξεχωρίζει με $t = i\Delta t$ (με Δt συνήθως 0.001-0.01 δευτερόλεπτα), δίνοντας μια ιδιαίτερη μορφή της μετατροπής p - τ για αρνητικό και θετικό $p = p_0 + ldp$ και $\tau = kdt$ καλώντας το *slant stack*:

$$A(p = p_0 + ldp, \tau = kdt) = \sum_{j=0, n\Delta x-1} A(x = j\Delta x, t = i\Delta t = \tau + px) \quad (1.2)$$

αρχίζοντας με ένα $p_0 = -p_{\max}$. Η παράμετρος p_{\max} καθορίζει το αντίστροφο της ελάχιστης ταχύτητας που θα βρεθεί, συνήθως θέτουμε στα 200 m/s αλλά ερευνούμε στα 100 m/s ή λιγότερο για τις ιδιαίτερα μαλακές περιοχές. Η παράμετρος np έχει αποτελεσματικά τεθεί για να είναι 1 έως 2 φορές το $n\Delta x$. Εδώ το dp μπορεί να κυμανθεί από 0.0001-0.0005 sec/m και τίθεται να καλύψει το διάστημα από $-p_{\max}$ έως p_{\max} σε $2np$ βήματα βραδύτητας. Αυτό θα αναλύσει την ενέργεια διαδίδοντας και στις δύο κατευθύνσεις κατά μήκος της διάταξης δεκτών της διάθλασης. Τα εύρη κατά περιόδους $t = \tau + px$ πέφτουν μεταξύ των επιλεγέντων χρονικών σημείων και υπολογίζονται από τη γραμμική παρεμβολή.

Οι αποστάσεις που χρησιμοποιούνται στην ανάλυση διάθλασης *microtremor* είναι απλά αποστάσεις γεωφώνων από το ένα τέλος της διάταξης. Όπως περιγράφεται από τους Thorson και Claerbout (1985), τα ίχνη δεν είναι απαραίτητο να επιλέγονται σε αποστάσεις ομοιόμορφα. Οι χρόνοι παρεμπόδισης μετά από το μετασχηματισμό είναι απλά χρόνοι άφιξης από τη μια πλευρά της σειράς.

Οι μετασχηματισμένες p - τ καταγραφές για παράδειγμα μπορεί να περιέχουν 24 ή 48 ίχνη βραδύτητας, ένα ή περισσότερα ανά ίχνο *offset* στις αρχικές καταγραφές x - t . Κάθε ένα από αυτά τα ίχνη περιέχει το γραμμικό άθροισμα πέρα από μια καταγραφή σε όλους τους χρόνους παρεμπόδισης, σε μια ενιαία τιμή βραδύτητα (*slowness*) ή ταχύτητας (*velocity*). Το επόμενο βήμα παίρνει κάθε p - τ ίχνο στο $A(p,\tau)$ (η εξίσωση 2) και υπολογίζει το σύνθετο μετασχηματισμό Fourier $F_A(p,f)$ στο τ ή χρονική κατεύθυνση παρεμπόδισης:

$$F_A(p,f) = \int_{\tau} A(p,\tau) e^{-i2\pi f\tau} d\tau \quad (1.3)$$

για το οποίο ο ιδιαίτερος μετασχηματισμός Fourier με $f = mdf$ είναι:

$$F_A(p, f = mdf) = \sum_{k=0, n-1} A(p, \tau = kdt) e^{-i2\pi mdfkdt} \quad (1.4)$$

αν και στην πράξη ο γρήγορος μετασχηματισμός Fourier είναι από μαθηματική άποψη ισοδύναμος αλλά αποδοτικότερος. Σημειώστε ότι αυτό είναι μια μονοδιάστατη μετατροπή που δεν έχει επιπτώσεις στη βραδύτητα ή τον άξονα p . Η επίτευξη καλής ανάλυσης συχνότητας απαιτεί καταγραφές χρόνων πιο μακροχρόνιους από εκείνους που χρησιμοποιούνται χαρακτηριστικά στην εργασία της σεισμικής διάθλασης. Για παράδειγμα, ένα δείγμα χρόνου dt από 0,001 sec απαιτεί ένα μήκος καταγραφής nt τουλάχιστον 4000 δειγμάτων, ή 4 sec, για $df = 0,25$ Hz ανάλυσης συχνότητας.

Το φάσμα ισχύος $S_A(p, f)$ είναι το μέγεθος στο τετράγωνο του σύνθετου μετασχηματισμού Fourier:

$$S_A(p, f) = F^*_A(p, f) F_A(p, f) \quad (1.5)$$

όπου $*$ δείχνει τη σύνθετη κλίση. Αυτή η μέθοδος αθροίζει μαζί δύο μετατροπές p - τ μιας καταγραφής και στις δύο μπροστινές και αντίστροφες κατευθύνσεις σύμφωνα με τη γραμμή των δεκτών. Για να αθροίσει την ενέργεια από την μπροστινή και τις αντίστροφες κατευθύνσεις σε έναν άξονα βραδύτητας που αντιπροσωπεύει την απόλυτη αξία του p , $|p|$, ο άξονας βραδύτητα είναι διπλωμένος και αθροισμένος για $p = 0$ με

$$S_A(|p|, f) = [S_A(p, f)]_{p \geq 0} + [S_A(-p, f)]_{p < 0} \quad (1.6)$$

Αυτό ολοκληρώνει το μετασχηματισμό μιας καταγραφής από απόσταση-χρόνο (x - t) στο διάστημα βραδύτητα-συχνότητας (p - f). Η παράμετρος ακτίνων p για αυτές τις καταγραφές είναι το οριζόντιο συστατικό της βραδύτητας (αντίστροφη της ταχύτητας) κατά μήκος της διάταξης. Στην ανάλυση περισσότερων από μια καταγραφών από ένα μέτωπο ανάπτυξης διάθλασης microtremor, οι χαρακτηριστικές εικόνες καταγραφών p - f $S_{An}(|p|, f)$ προστίθενται point-by-point σε μια εικόνα της αθροισμένης ισχύος:

$$S_{total}(|p|, f) = \sum_n S_{An}(|p|, f) \quad (1.7)$$

Έτσι η ανάλυση βραδύτητα-συχνότητα έχει παράξει μια καταγραφή της συνολικής φασματικής ισχύος σε όλες τις καταγραφές από μια περιοχή, η οποία σχεδιάζει μέσα άξονες βραδύτητα-συχνότητα (p - f). Εάν το ένα προσδιορίζει τις τάσεις μέσα σε αυτούς τους άξονες όπου μια συναφή φάση έχει τη σημαντική ισχύ, έπειτα οι ακραίες τιμές της βραδύτητας-συχνότητας

μπορούν να σχεδιαστούν σε ένα χαρακτηριστικό διάγραμμα περιόδου-ταχύτητας για την ανάλυση διασποράς (dispersion analysis).

Ο μετασχηματισμός p - t είναι γραμμικός και αντιστρέψιμος και μπορεί στην πραγματικότητα να συμπληρωθεί ισοδυνάμως στο χωρικό και χρονικό πεδίο συχνοτήτων (Thorson και Claerbout, 1985). Ο μετασχηματισμός ενεργεί ως χαμηλής κατάστασης φίλτρο $1/\text{συχνότητα}$ στα πλάτη των δεδομένων. Ωστόσο, αυτό το φιλτράρισμα δεν διαστρεβλώνει ή προκαταλαμβάνει τις συχνότητες. Ο μετασχηματισμός στοιβάζει κατά μήκος των παράλληλων γραμμών του κάθε παρεμποδιζόμενου χρόνου, έτσι δεν υπάρχει επέκταση ή διαστρέβλωση συχνότητας όπως υπάρχει για την στήλη ταχυτήτων κατά μήκος των καμπύλων (Thorson και Claerbout, 1985). Ο μετασχηματισμός παράγει τεχνουργήματα, ωστόσο, απαλείφει την περιορισμένη απόσταση ή τα χωροταξικά μεγάλα σε πλάτος κύματα πάνω σε μια μεγάλη έκταση βραδύτητας. Όμως αυτό το τεχνουργήμα δεν εμποδίζει την αναγνώριση της διασποράς των επιφανειακών κυμάτων.

Οι McMechan και Yedlin (1981) ανέπτυξαν την τεχνική p - f και τη δοκίμασαν έναντι τεχνικών επιφανειακών κυμάτων και επιπτώσεις φάνηκαν πάνω σε σεισμικές καταγραφές πολυκαναλικής ελεγχόμενης πηγής. Ο Park et al. (1998) εφάρμοσε την τεχνική p - f σε καταγραφές ενεργής πηγής MASW. Όλες οι φάσεις στην καταγραφή παρουσιάζονται στην εικόνα αποτελεσμάτων p - f η οποία δείχνει την ισχύ του κάθε συνδυασμού της βραδύτητας (slowness) φάσης και συχνότητας. Διεσπαρμένες φάσεις δείχνουν την ευδιάκριτη καμπύλη των κανονικών $mode$ στα χαμηλής ταχύτητας επιφανειακά στρώματα: όπου ελαττώνεται από τις υψηλές ταχύτητες φάσης (μικρές βραδύτητες φάσης) με χαμηλές συχνότητες στις χαμηλές ταχύτητες φάσης (υψηλές βραδύτητες φάσης) με υψηλές συχνότητες. Ο Miller et al. (2000) εξετάζει p - f φάσματα καταγραφών MASW κατά μήκος ενός προφίλ για να προσδιορίσει πλευρικές μεταβολές σε καμπύλες διασποράς (dispersion curves) και συνεπώς σε εγκάρσιες ταχύτητες.

Η διακριτική κλίση των διεσπαρμένων κυμάτων είναι ένα πραγματικό πλεονέκτημα της p - f ανάλυσης. Άλλες αφίξεις που εμφανίζονται στις microtremor καταγραφές, όπως τα κύματα χώρου και τα κύματα αέρα, δεν μπορούν να έχουν τέτοια κλίση. Η p - f φασματική εικόνα μπορεί να δείξει που τέτοια κύματα έχουν σημαντική ενέργεια. Ακόμη εάν η περισσότερη από την ενέργεια σε μια σεισμική καταγραφή είναι μια φάση άλλη από αυτή των κυμάτων Rayleigh, η p - f ανάλυση θα διακρίνει αυτή την ενέργεια στο γράφημα βραδύτητα-συχνότητα μακριά από τις διεσπαρμένες καμπύλες. Καταγράφοντας πολλά κανάλια, διατηρώντας ολοκληρωμένα κατακόρυφα σειсмоγραφήματα και χρησιμοποιώντας το μετασχηματισμό p - f , αυτή η μέθοδος μπορεί επιτυχώς να αναλύσει διασπορές Rayleigh κυμάτων όπου η τεχνική SASW δεν μπορεί.

1.5.3 Επιλογή διασποράς (Dispersion Picking) της Rayleigh ταχύτητας φάσης

Αυτή η ανάλυση προσθέτει μόνο ένα υπολογισμό φασματικής αναλογίας ισχύος στην τεχνική McMechan και Yedlin (1981), για την φασματική κανονικοποίηση των καταγραφών θορύβου. Η μέση ισχύς σε όλες τις βραδύτητες (slowness) μπορεί να ρυθμίζει τα διαφορετικά μεγέθη από μια συχνότητα σε μια άλλη. Αυτή η μέθοδος παίρνει τη φασματική αναλογία $R(|p|,f)$ της ισχύος σε κάθε συνδυασμό βραδύτητας-συχνότητας ενάντια στη μέση ισχύ σε όλες τις βραδύτητες σε εκείνη την συχνότητα στις μεμονωμένες p-f εικόνες $S_A(|p|,f)$, ή σε μια αθροισμένη εικόνα $S_{total}(|p|,f)$. Κατά συνέπεια,

$$R(|p|,f) = S(|p|,f) / \sum_{l=0, n, p-1} S(|p| = l \cdot p, f) \quad (1.8)$$

όπου n είναι ο μισός από τον αρχικό αριθμό βημάτων βραδύτητας $2np$. Στις περισσότερες περιπτώσεις η προκύπτουσα εικόνα φασματικής αναλογίας δείχνει μέγιστα ευθυγραμμισμένα κατά μήκος μιας καμπύλης διασποράς (dispersion curve).

Η δυνατότητα να επιλεχθούν και να ερμηνευθούν οι καμπύλες διασποράς άμεσα από τις p-f εικόνες της φασματικής αναλογίας παραλληλίζει τους ελέγχους συνοχής στην τεχνική SASW (Nazarian και Stokoe, 1984) και το κριτήριο ισχύος στην τεχνική MASW (Park et al, 1999). Οι επιλεγμένες ταχύτητες φάσης στις συχνότητες όπου μια κλίση ή μια αιχμή βρίσκεται στη φασματική αναλογία εντοπίζουν καθαρά την καμπύλη διασποράς. Οι επιλογές δεν γίνονται στις συχνότητες χωρίς μια καθορισμένη αιχμή στην φασματική αναλογία, συχνά κάτω από 4 Hz και πάνω από 14 Hz, όπου ένα ευπροσδιόριστο επιφανειακό κύμα διασποράς δεν εμφανίζεται. Συχνά, η p-f εικόνα άμεσα δείχνει τη μέση ταχύτητα σε 30 μέτρα βάθος από την ταχύτητα φάσης μιας ισχυρής μέγιστης αναλογίας που εμφανίζεται στα 4 Hz για τις μαλακές περιοχές ή πλησιέστερα στα 8 Hz επί των σκληρότερων περιοχών.

Αποφεύγοντας τις υψηλές φαινομενικές ταχύτητες. Η χρήση των γραμμικών διατάξεων γεωφώνων σε αυτήν την τεχνική σημαίνει ότι ένας αναλυτής δεν μπορεί ακριβώς να επιλέξει την ταχύτητα φάσης της μεγαλύτερης φασματικής αναλογίας σε κάθε συχνότητα ως καμπύλη διασποράς, όπως κάνει η ανάλυση MASW αποτελεσματικά. Ένας αναλυτής πρέπει να προσπαθήσει να επιλέξει το χαμηλότερο όριο της χαμηλότερης ταχύτητας, αλλά της ακόμα λογικής, αναλογίας αιχμής. Δεδομένου ότι οι διατάξεις είναι γραμμικές και δεν καταγράφουν μια on-line προκαλούμενη πηγή, μερικοί θόρυβοι ενέργειας θα φθάσουν πλάγια και θα εμφανιστούν στις εικόνες βραδύτητας-συχνότητας ως αιχμές στις φαινομενικές ταχύτητες V_a υψηλότερες από τις πραγματικές in-line ταχύτητες φάσης v :

$$V_a = v/\cos(a) = 1/\rho \quad (1.9)$$

$$\text{or: } a = \cos^{-1}(v\rho) \quad (1.10)$$

όπου a είναι η γωνία διάδοσης στην κατεύθυνση της γραμμής διάταξης.

Η ιδιαίτερα μη γραμμική σχέση μεταξύ του a και του ρ λειτουργεί υπέρ της ερμηνείας της ακριβούς βραδύτητας (και της ταχύτητας) από την εμφάνιση του κύματος ενέργειας στις εικόνες $S(|\rho|,f)$ ή $R(|\rho|,f)$. Η ενέργεια μέσα στις εικόνες τακτοποιείται σύμφωνα με τη γραμμική βραδύτητα ρ . Ο πίνακας 1.1 επιδεικνύει πώς η ενέργεια φτάνοντας από διαφορετικό εύρος αζιμουθιακής γωνίας θα εμφανιστεί σε έναν γραμμικό άξονα βραδύτητας ρ .

Angular Coverage of Slowness Intervals		
Proportion of Inverse Velocity $v\rho$, %	Propagation Angle a , degrees	Coverage of 360° Energy, %
0-10%	90.0°-84.2°	6.3%
10-20%	84.2°-78.4°	6.4%
20-30%	78.4°-72.5°	6.6%
30-40%	72.5°-66.4°	6.8%
40-50%	66.4°-60.0°	7.1%
50-60%	60.0°-53.1°	7.6%
60-70%	53.1°-45.5°	8.4%
70-80%	45.5°-36.8°	9.7%
80-90%	36.8°-25.8°	12.2%
90-100%	25.8°-0°	28.7%
Total:		100.0%

Πίνακας 1.1

Κάθε εύρος της γωνίας διάδοσης a στην κεντρική στήλη του πίνακα 1.1 είναι το εύρος μέσα σε κάθε ένα από τα τέσσερα τεταρτημόρια του κύκλου. Αφίξεις από αζιμούθια α , $-\alpha$, $180^\circ-\alpha$, και $180^\circ+\alpha$, θα αθροιστούν όλα στο ίδιο ίχνος $|\rho|$ της εικόνας φασματικής ισχύος $S(|\rho|,f)$.

Υποθέτοντας ότι η οριζόντια ενέργεια διάδοσης φθάνει εξίσου από όλες τις κατευθύνσεις, ο πίνακας 2 δείχνει ότι 40,9% της ενέργειας θα είναι τα ίχνη βραδύτητας ρ που έχουν 80-100% της αληθινής βραδύτητας $1/v$. Με άλλα λόγια, 40,9% της ενέργειας θα εμφανιστεί σε μια φαινομενική ταχύτητα $V_a = 1/\rho$ που είναι λιγότερο από το $1/0,80 = 125\%$ της αληθινής ταχύτητας φάσης. Το υπόλοιπο της ενέργειας είναι αραιά χαμένο πέρα από τα χαμηλότερα εύρη βραδύτητας. Κατά συνέπεια, σε μια ιδιαίτερη συχνότητα f μέσα σε μια εικόνα $S(|\rho|,f)$ ή $R(|\rho|,f)$, αυτή η τεχνική προσπαθεί να επιλέξει την ταχύτητα φάσης στη μεγαλύτερη βραδύτητα $|\rho|$ (ή μικρότερη ταχύτητα) όπου η σημαντική ενέργεια εμφανίζεται. Η επιλογή γίνεται κατά μήκος ενός φακέλου χαμηλής ταχύτητας που οριοθετεί την ενέργεια που εμφανίζεται στην εικόνα $R(|\rho|,f)$.

Είναι δυνατό να επιλεχτεί αυτός ο φάκελος χαμηλής ταχύτητας με έναν τρόπο που βάζει τα όρια εμπιστοσύνης στις ταχύτητες φάσης, καθώς επίσης και στο σχεδιάγραμμα ταχύτητας.

Κάνοντας τρεις επιλογές σε κάθε συχνότητα επιτυγχάνεται αυτό, πρώτα σε μια χαμηλή ταχύτητα φάσης όπου η φασματική αναλογία αρχίζει ακριβώς να αναχωρεί από τις χαμηλές αναλογίες του ασυνάρτητου θορύβου, δεύτερον σε μια ταχύτητα της καλύτερης επιλογής όπου η αναλογία αυξάνεται απότομα ή έχει μόλις γίνει παράλληλη με τον οριζόντιο άξονα συχνοτήτων και τρίτον σε μια υψηλή ταχύτητα σε μια αιχμή φασματικής αναλογίας, η οποία μπορεί να κεντροθετηθεί σε μια φαινομενική ταχύτητα επάνω από την αληθινή ταχύτητα φάσης.

Επιλέγοντας μια καμπύλη διασποράς επιφανειακού κύματος κατά μήκος ενός φακέλου των χαμηλότερων ταχυτήτων φάσης που έχουν την υψηλή φασματική αναλογία σε κάθε συχνότητα έχει μια περαιτέρω επιθυμητή επίδραση. Από τα high mode κύματα Rayleigh έχουν ταχύτητες φάσης υψηλότερες από εκείνες του fundamental mode, η τεχνική διάθλασης microtremor παράγει κατά προτίμηση τις ταχύτητες του fundamental mode. Τα υψηλότερα modes μπορούν να εμφανιστούν ως χωριστές τάσεις διασποράς στις p-f εικόνες, εάν είναι σχεδόν τόσο ενεργητικές όσο και οι fundamental (θεμελιώδεις).

Το χωρικό aliasing θα συμβάλει στα τεχνουργήματα στις εικόνες βραδύτητας-συχνότητας φασματικής αναλογίας. Η κλίση των τεχνουργημάτων στις p-f εικόνες σε μια κατεύθυνση αντίθετη από της normal mode διασποράς. Η μετατροπή p-τ γίνεται στην περιοχή διαστήματος και χρόνου, εντούτοις, ακόμη και οι συχνότητες δίνουν κάποιες πληροφορίες. Τα σεισμικά κύματα δεν είναι συνεχώς αρμονικά, αλλά φθάνουν κατά ομάδες. Περαιτέρω, η ανάλυση διάθλασης microtremor δεν έχει μόνο δύο σειсмоγραφήματα, αλλά 12 ή περισσότερα.

1.5.4 Modeling της Εγκάρσιας Ταχύτητας

Η μέθοδος διάθλασης microtremor αμφίδρομα διαμορφώνει (modeling) τα normal modes επιλεγμένα δεδομένα διασποράς από τις p-f εικόνες με έναν κώδικα που προσαρμόστηκε από τον Saito (1979, 1988) και το 1992 από Yuehua Zeng. Αυτός ο κώδικας παράγει τα αποτελέσματα ίδια με εκείνους τους κώδικες του forward modeling (forward διαμόρφωση) που χρησιμοποιούνται από Iwata et al (1998), και από Xia et al (1999), μέσα στη διαδικασία αντιστροφής τους (inversion). Η διαμόρφωση επαναλαμβάνεται στην ταχύτητα φάσης σε κάθε περίοδο (ή συχνότητα), αναφέροντας όταν μια λύση δεν βρεθεί μέσα στις παραμέτρους επανάληψης, και μπορεί να διαμορφώσει τις αντιστροφές ταχύτητας με το βάθος.

Μια γραφική ικανότητα μοντέλου-ρύθμισης που εφαρμόζεται γύρω από τον κώδικα διαμόρφωσης επιτρέπει τη γρήγορη συναρμολόγηση των καμπύλων διασποράς ρυθμίζοντας το μοντέλο με ένα ποντίκι υπολογιστή. Αυτή η στρατηγική οδηγεί σε γρήγορο έλεγχο των χαρακτηριστικών γνωρισμάτων των μοντέλων που περιορίζονται από τις επιλεγμένες τιμές των καμπύλων διασποράς και ποιες αλλαγές βάθος-ταχύτητας μπορούν να υπάρξουν. Ένας αναλυτής μπορεί επίσης αμφίδρομα να υπολογίσει το μέγιστο βάθος του περιορισμού ταχύτητας

και εάν τα δεδομένα μπορούν να αποκλείσουν τις υψηλών ταχυτήτων μεταβάσεις ακριβώς κάτω από αυτό το βάθος. Επειδή η μέθοδος διάθλασης microtremor δεν στηρίζεται σε μια αντιστροφή των επιλεγμένων τιμών διασποράς για τη δομή της ταχύτητας, το forward modeling κομμάτι της τεχνικής είναι το πιο εξαρτημένο από την ικανότητα και την εμπειρία του αναλυτή.

Ένας τρόπος να ελαττωθεί η εξάρτηση της διαμόρφωσης (modeling) από τον αναλυτή είναι να υπολογιστούν τα όρια εμπιστοσύνης του σχεδιαγράμματος ταχύτητας με αποτέλεσμα από τη διαμόρφωση να αναπτύσσονται δύο μοντέλα που προσαρμόζουν τις επιλογές των τιμών διασποράς (dispersion picks) εξίσου καλά. Τα σχεδιαγράμματα εγκάρσιας ταχύτητας που καθορίζονται από τις επιλογές των τιμών διασποράς είναι ιδιαίτερα μη μοναδικά και ο αναλυτής πρέπει να προσπαθήσει να βρει τουλάχιστον δύο κανονικά διαφορετικά μοντέλα που να δίνουν την ίδια καμπύλη διασποράς.

Η διαλογική forward διαμόρφωση μιας καμπύλης διασποράς από έναν πεπειραμένο επαγγελματία μπορεί να παράγει περισσότερες πληροφορίες για τους περιορισμούς ταχύτητας σε μια περιοχή από αυτό που μπορεί μια αυτοματοποιημένη διαδικασία αντιστροφής, όπως αυτή Xia et al (1999). Η διαλογική διαμόρφωση μπορεί να αποφύγει τα τοπικά ελάχιστα στο στόχο της συνάρτησης του λάθους όπου συχνά υπάρχουν αποτέλεσμα στις λανθασμένες αντιστροφές ταχύτητας με το βάθος, λόγω του προβλήματος ισοδυναμίας που είναι έμφυτης περιεκτικής φύσης των ταχυτήτων των επιφανειακών κυμάτων. Οι αυτόματες αντιστροφές μπορούν να είναι πολύ αποτελεσματικές στην παρουσίαση πλευρικών παραλλαγών κατά μήκος ενός σχεδιαγράμματος, όπως στον Miller et al (2000), αλλά συχνά παρουσιάζουν ανωμαλίες ταλαντώσεων ταχύτητας που έχουν τα τεχνητά μεγάλα μεγέθη.

Στη γεωφυσική εργασία εξερεύνησης χρησιμοποιούνται και άλλοι περιεκτικοί τομείς όπως η βαρύτητα, τα μαγνητικά και η ειδική αντίσταση, προβλήματα με τις αυτοματοποιημένες αντιστροφές υπερβάλλοντας οι ανωμαλίες που έχουν οδηγήσει στη διαδεδομένη τρέχουσα πρακτική της διαλογικής forward διαμόρφωσης. Η ανάλυση microtremor που γίνεται από τον Liu et al (2000) αποφεύγει εντελώς τη διαμόρφωση των επιλεγμένων τιμών διασποράς, απλά συγκρίνοντας τα δεδομένα διασποράς της διάταξης ενάντια στις διασπορές που διαμορφώνονται από δεδομένα γεωτρήσεων. Η διαλογική forward διαμόρφωση των καμπύλων διασποράς, εν τούτοις, δεν είναι πιο αργή από τις διαδικασίες αντιστροφής και επιτρέπει την προσαρμογή του απλού μοντέλου σε λιγότερο από ένα λεπτό χρησιμοποιώντας τις γνωστές πλατφόρμες υπολογιστών. Η κύρια δυσκολία με τη διαλογική διαμόρφωση είναι να μειωθεί η διαδικασία εξέτασης υποθέσεων και ο υπολογισμός των ορίων εμπιστοσύνης σε ένα σύνολο πρακτικών διαδικασιών που δεν θα απαιτήσουν εκτενή επανεκπαίδευση από τους επαγγελματίες.

Μια απλή μέθοδος, πιο ανεξάρτητη από τον παρατηρητή από την ανάπτυξη ενός συνόλου κανονικών μοντέλων, είναι να εγκατασταθούν τα μοντέλα στα υψηλής και χαμηλής ταχύτητας όρια εμπιστοσύνης των επιλεγμένων τιμών διασποράς. Αυτή η διαδικασία θα παράγει τα ακρότατα σχεδιαγράμματα ταχύτητας στα όρια του εύρους ταχύτητας που επιτρέπονται από τα

δεδομένα διασποράς. Με 95-99% της ενέργειας της ελάχιστης ταχύτητας στις p-f εικόνες συνήθως μειώνοντας μεταξύ των επιλεγμένων άκρων ταχύτητας, υπάρχει παρόμοια εμπιστοσύνη στα όρια της παραχθείσας ταχύτητας.

Εάν έχουν γίνει οι higher mode επιλογές της Rayleigh διασποράς, εκείνες μπορούν να διαμορφωθούν επίσης με τους κώδικες που υιοθετούνται εδώ. Άλλο πιθανό πρόβλημα είναι η έλλειψη πληροφοριών για τις ταχύτητες ή τις πυκνότητες των P κυμάτων στη διαμόρφωση των καμπύλων της Rayleigh διασποράς. Ο πειραματισμός με το διαλογικό εργαλείο διαμόρφωσης προτείνει ότι ακόμη και οι τεράστιες αλλαγές στην αναλογία ή την πυκνότητα Poisson θα αλλάξουν μόνο τις διαμορφωμένες εγκάρσιες ταχύτητες κατά λιγότερο από 10% στο στάδιο της προσαρμογής του φάσματος ταχυτήτων των Rayleigh κυμάτων. Οι Lay και Wallace (1995, p.122) δείχνουν ότι η ταχύτητα φάσης Rayleigh σε ένα μισό διάστημα θα αλλάξει μόνο από 89% μέχρι 95% της εγκάρσιας ταχύτητας, ως οι αναλογίες Poisson κυμαίνονται από 0,1 έως 0,4.

Αυτοί οι παράγοντες προτείνουν ότι οι καμπύλες διασποράς Rayleigh είναι καλοί δείκτες της δομής των εγκάρσιων ταχυτήτων και φτωχοί δείκτες της ρηχής δομής των P ταχυτήτων. Μια ανάλυση Jacobian της αντιστροφής διασποράς Rayleigh από Xia et al (1999) υποστηρίζει αυτήν την πρόταση. Ο Liu et al (2000) επίσης υποστηρίζουν ότι οι μετρήσεις των Rayleigh ταχυτήτων φάσης μπορούν μόνο να περιορίσουν την εγκάρσια ταχύτητα. Επειδή η μέθοδος διάθλασης microtremor χρησιμοποιεί ουσιαστικά πληροφορίες φάσης από τις πολυκαναλικές σεισμικές καταγραφές για να υπολογιστούν οι ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων, ο προσδιορισμός των κοντινών από την επιφάνεια εγκάρσιων ταχυτήτων είναι εφικτός στόχος.

Κεφάλαιο 2

Γεωτεχνικός χαρακτηρισμός εδαφών με χρήση επιφανειακών κυμάτων

2.1 Εισαγωγή

Η εδαφολογική συμπεριφορά κάτω από δυναμικές συνθήκες είναι ενδιαφέρουσα για ένα ευρύ φάσμα προβλημάτων, από τις θεμελιώδεις δονήσεις στην απόκριση περιοχών κατά τη διάρκεια του σεισμού.

Ειδικότερα ο σημαντικός ρόλος που η ακαμψία και τα χαρακτηριστικά διασκεδασμού των γεωυλικών σε ρηχό βάθος διαδραματίζουν στην ενίσχυση των περιοχών της κίνησης που προκαλείται από τους σεισμούς, ωθούν προς την ανάγκη για επαρκή χαρακτηρισμό (Gazetas 1982).

Εν προκειμένω τα εργαστηριακά πειράματα και οι έρευνες στην ύπαιθρο έχουν μεγάλη σημασία. Τα πλεονεκτήματα και τα μειονεκτήματα των δύο κατηγοριών είναι ευρέως γνωστά. Η δυνατότητα των γεωυλικών δοκιμής στο λίγο πολύ ανενόχλητο κράτος τους (ιδιαίτερα σημαντικό για τα δείγματα σκληρών εδαφών) και η ευρύτερη κλίμακα της εφαρμογής είναι δύο από τα κύρια πλεονεκτήματα της επί τόπου έρευνας.

Η ακαμψία και η απόσβεση των εδαφών συσχετίζονται έντονα με το μέγεθος των σύνθετων παραμορφώσεων (strains). Από αυτή την άποψη προσοχή θα δοθεί σε σεισμικές μεθόδους που βασίζονται στη διάδοση κυμάτων, από τις οποίες οι εδαφολογικές παράμετροι λαμβάνονται στις πολύ χαμηλές παραμορφώσεις.

Οι σεισμικές μέθοδοι διαιρούνται συχνά σε δύο ευρείες κατηγορίες: τις δοκιμές εισβολής και τις μη καταπατητικές δοκιμές. Ενώ οι μέθοδοι της πρώτης κατηγορίας απαιτούν γεώτρηση (Cross hole, Down hole, P-S suspension logging) ή η εισαγωγή ενός ελέγχου στο έδαφος (σεισμικός κώνος), οι μέθοδοι της δεύτερης εφαρμόζονται από την ελεύθερη επιφάνεια (ανάκλαση, διάθλαση και δοκιμές SASW).

Γενικά οι τελευταίες επηρεάζονται συνήθως από έναν μεγαλύτερο βαθμό αβεβαιοτήτων, αλλά παρουσιάζουν μερικά πλεονεκτήματα όπως η δυνατότητα δοκιμών σε μεγαλύτερες μερίδες του εδάφους και επιπλέον είναι συνήθως οικονομικώς πιο αποδοτικές.

Από την εισαγωγή τους στα μέσα της δεκαετίας του '80, η μέθοδος SASW (Φασματική Ανάλυση Επιφανειακών Κυμάτων) έχει κερδίσει έναν μεγάλο ρόλο στην επί τόπου εξέταση για την ακαμψία στις πολύ χαμηλές παραμορφώσεις.

2.1.1 Επί τόπου εξέταση μέσω της ανίχνευσης επιφανειακών κυμάτων

Τα επιφανειακά κύματα ταξιδεύουν σε ένα μέσο κατά μήκος ενός ελεύθερου ορίου και ως εκ τούτου είναι εύκολα ανιχνεύσιμα χρησιμοποιώντας διατάξεις ανιχνευτών που τοποθετούνται στην ελεύθερη επιφάνεια του εδάφους. Επιπλέον αυτοί έχουν μερικές έμφυτες ιδιότητες που τους καθιστούν πολύ χρήσιμους για τον προσδιορισμό προβλημάτων. Η χρήση τους στο γεωτεχνικό χαρακτηρισμό έχει διαδοθεί πρόσφατα επειδή ο σύγχρονος εξοπλισμός επιτρέπει ικανοποιητική ανάλυση και επαρκή διαδικασία αντιστροφής, απαραίτητη στο να συμπεράνει από την ανιχνευμένη κίνηση των μορίων, ιδιότητες του μέσου στο οποίο το κύμα διαδίδεται.

Τα κύρια πλεονεκτήματα της μεθόδου SASW συσχετίζονται ουσιαστικά με τη μη καταπατητική φύση, που επιτρέπει το χαρακτηρισμό δειγμάτων σκληρών εδαφών χωρίς την ανάγκη γεωτρήσεων, μια ανάγκη που έχει έντονες επιπτώσεις στις καταπατητικές μεθόδους από οικονομική άποψη. Επιπλέον όσον αφορά σε άλλες μη καταπατητικές μεθόδους, όπως η σεισμική ανάκλαση και η σεισμική διάθλαση, η έρευνα SASW δίνει καλή ανάλυση σε ρηχό βάθος, όπως απαιτείται για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό, και αυτό είναι πιο εύκαμπτο.

Διαφοροποιητικά χαρακτηριστικά της έρευνας SASW, έναντι των μεθόδων της διαγωνίου γεώτρησης (cross hole) και της κάθετης γεώτρησης (down hole) που είναι οι ευρύτατα υιοθετημένες σεισμικές μέθοδοι στην γεωτεχνική πρακτική, συσχετίζεται με τον όγκο του εδάφους που εξετάζεται. Πράγματι τα αποτελέσματα της εξέτασης SASW πρέπει να θεωρούνται ως εκτίμηση των μέσων ιδιοτήτων της περιοχής, η οποία μπορεί να είναι ένα πλεονέκτημα για παράδειγμα στην περίπτωση των μελετών σεισμικής ενίσχυσης.

Η διαδικασία της ανίχνευσης και ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων ήταν επιτυχώς εφαρμοσμένη σε πολλά προβλήματα χαρακτηρισμού εδαφών, που παρουσιάζουν μεγάλη ευελιξία της βασικής ιδέας. Παρακάτω ακολουθούν μερικές από τις εφαρμογές που μπορούν να βρεθούν στη γεωτεχνική λογοτεχνία και αναφέρονται:

- Προσδιορισμός στρωματικών συστημάτων: είναι μια φυσική εφαρμογή της μεθόδου δεδομένου ότι τέτοια συστήματα είναι οριζοντίως στρωματοποιημένα μέσα. Μια δυσκολία εμφανίζεται από την έμφυτη αντιστρόφως διασπορά της φύσης (που προκαλείται από την παρουσία δύσκαμπτων ανώτερων στρωμάτων), αυτό περιπλέκει έντονα την διαδικασία αντιστροφής (Heisey et al 1982, Al- Hunaidi 1992, Haegeman και Van Impe 1997).
- Διαθέσεις αποβλήτων: η χρήση των μη καταπατητικών μεθόδων για να πάρουμε τις μηχανικές παραμέτρους είναι σε αυτήν την περίπτωση ένα μεγάλο πλεονέκτημα λόγω των δυσκολιών και του κινδύνου που συνδέονται στη συλλογή δειγμάτων και στην πραγματοποίηση γεωτρήσεων. Επιπλέον το πλεονέκτημα της συλλογής των μέσων

ιδιοτήτων υπογραμμίζεται σε αυτήν την περίπτωση, λόγω της κλίμακας των παρεισφρήσεων (Rix et al. 1998, Haegeman και Van Impe 1998).

- Παράκτιος εδαφικός χαρακτηρισμός: οι θεωρητικές και πειραματικές μελέτες που έχουν πραγματοποιηθεί από τους ερευνητές του πανεπιστημίου του Τέξας στο Austin αξιολόγησαν τη δυνατότητα έρευνας στο θαλάσσιο πυθμένα (Manesh 1991, Luke 1994).
- Εδαφολογική βελτίωση: η επανάληψη της έρευνας πριν και μετά από την εφαρμογή των τεχνικών εδαφολογικής βελτίωσης μπορεί να δώσει μια σημαντική διορατικότητα στην αποτελεσματικότητά τους. Εν προκειμένω, επίσης η απλή σύγκριση των καμπύλων διασποράς (dispersion curves) μπορούν να δώσουν χρήσιμες πληροφορίες, χωρίς την ανάγκη για ακριβή και χρονοβόρα διαδικασία αντιστροφής (Andrus et al. 1998).
- Παγωμένα εδάφη: ομοίως στην περίπτωση της εδαφολογικής βελτίωσης, η επανάληψη της έρευνας σε διαφορετικές περιόδους του έτους μπορεί να δώσει σημαντικούς υπαινιγμούς για εποχιακές παραλλαγές της εδαφολογικής ακαμψίας στις κρύες περιοχές, που προκαλούνται από τους παγωμένους χρονικούς περιόδους (Alkire 1992).
- Ανίχνευση εμποδίων: μια πολύ ελκυστική δυνατότητα δίνεται με την χρήση επιφανειακών κυμάτων για την ανίχνευση υπόγειων εμποδίων, μελετώντας τα αποτελέσματα που παράγουν στο κύμα διάδοσης (Gucunski et al. 1996, Ganji et al. 1997, Gucunski et al. 1998).
- Γεώτρηση SASW: αν και είναι κάπως διαφορετικό από τις άλλες εφαρμογές καταπατητικών μεθόδων, επίσης αυτή η νέα σεισμική μέθοδος βασίζεται στη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων. Οι μετρήσεις είναι σε αυτήν την περίπτωση διενεργηθείσες στην άκρη μιας γεώτρησης (Kalinski et al. 1998 Kalinski et al. 1999).

2.1.2 Ερευνητικοί στόχοι

Η χρήση των επιφανειακών κυμάτων για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό περιοχών είχε αρχικά προταθεί κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του '50 και έπειτα είχε ουσιαστικά εδραιωθεί μέχρι τα μέσα της δεκαετίας του '80 όταν προτάθηκε η μέθοδος SASW. Ο κύριος λόγος της μικρής επιτυχίας της μεθόδου Steady State Rayleigh ήταν η μεγάλη διαδικασία της απόκτησης δεδομένων στην περιοχή εξέτασης. Η μέθοδος SASW, χρησιμοποιεί τις έννοιες της ανάλυσης

σημάτων και ωστικών πηγών που ενεργούν στην επίγεια επιφάνεια, μειώνοντας δραστικά το χρόνο αποκτήσεως δεδομένων της περιοχής εξέτασης.

Η βασική ιδέα του εδαφολογικού χαρακτηρισμού μέσω της διάδοσης επιφανειακών κυμάτων μπορεί να συνοψίζεται όπως παρακάτω. Σε ένα κάθετα ετερογενές μέσο η ταχύτητα φάσης των Rayleigh κυμάτων είναι μια συνάρτηση της συχνότητας και αυτή η εξάρτηση συσχετίζεται αυστηρά με τις μηχανικές παραμέτρους του μέσου. Ως εκ τούτου εάν η καμπύλη διασποράς (δηλ. η σχέση της ταχύτητας φάσης σε σχέση με τη συχνότητα) μετρείται πειραματικά, είναι πιθανών να πάρουμε από αυτή τις μηχανικές παραμέτρους του μέσου.

Η εφαρμογή της ανωτέρω ιδέας απαιτεί ουσιαστικά τρία χωριστά βήματα: τον τομέα που εξετάζει ένα αυθαίρετο χαρακτηριστικό της κίνησης μορίων που συνδέεται η διάδοση κυμάτων όπου μετρείται πειραματικά, στη συνέχεια μια ανάλυση σημάτων όπου εφαρμόζεται η διαδικασία για να εξαγάγει από τα αρχεία την πειραματική καμπύλη διασποράς και τέλος χρησιμοποιώντας έναν αλγόριθμο αντιστροφής βασισμένο σε ένα κατάλληλο μοντέλο, λαμβάνονται οι μηχανικές ιδιότητες του εδάφους.

Η παρούσα έρευνα έχει στραφεί κυρίως στα δύο δεύτερα βήματα, την πειραματική αξιολόγηση των καμπύλων διασποράς και τον υπολογισμό κάποιων ιδιοτήτων του εδάφους.

Στην πρακτική SASW, η καμπύλη διασποράς λαμβάνεται χρησιμοποιώντας μια two receiver (δύο δεκτών) εξέταση διαμόρφωσης και φασματικής ανάλυσης εργαλεία για να πάρουμε τη συχνότητα εξαρτώμενη της χρονικής καθυστέρησης από τη διαφορά στη φάση των δύο σημάτων. Τέτοια διαδικασία, αν και απλή και εύκολα εφαρμόσιμη, έχει ορισμένα μειονεκτήματα.

Η χρήση μόνο ενός ζευγαριού δεκτών οδηγεί στην ανάγκη εκτέλεσης της έρευνας χρησιμοποιώντας διάφορες εξεταστικές διαμόρφωσης και την κοινώς αποκαλούμενη μεσαίου σημείου γεωμετρία. Αυτό οδηγεί σε μια αρκετά χρονοβόρα διαδικασία στην περιοχή για τη συλλογή όλων των απαραίτητων δεδομένων.

Μόλις ληφθούν τα ακατέργαστα δεδομένα στην περιοχή, η αξιολόγηση της πειραματικής καμπύλης διασποράς πρέπει να γίνει στο γραφείο και απαιτεί την πείρα του χειριστή, δεδομένου ότι πολλές όχι-ασήμαντες επιλογές πρέπει να γίνουν βασισμένες στην ποιότητα των δεδομένων και την εξεταστική διαμόρφωση. Από αυτή την άποψη το κύριο εμπόδιο στην αυτοματοποίηση της διαδικασίας είναι η απαίτηση για αποκάλυψη της φάσης, η οποία είναι συχνά ένας υπερευαίσθητος στόχος. Έτσι η αξιολόγηση των καμπύλων διασποράς από τα δεδομένα των περιοχών είναι πολύ χρονοβόρα και επιπλέον εισάγει έναν υψηλό βαθμό αβεβαιότητας.

Αρχίζοντας από τη συνηθισμένη πρακτική SASW, γίνεται μια προσπάθεια για να δοθεί μια απάντηση σε δύο διαφορετικές σημαντικές ερωτήσεις:

- Μπορούν οι multistation εξεταστικές διαμορφώσεις να χρησιμοποιηθούν επικερδώς για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό και ποια πλεονεκτήματα μπορούν αυτές να δώσουν έναντι της κλασσικής εξέτασης SASW;

- Είναι δυνατό να πάρουμε περισσότερα από το σχεδιάγραμμα ακαμψίας από την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων;

Η πρώτη πτυχή έχει αναλυθεί χρησιμοποιώντας, ως αφετηρία, τις multistation μεθόδους (που είναι γνωστές καλά στη γεωφυσική) και η γνώση για τις 2D μετατροπές. Τέτοιες μέθοδοι πρέπει να μεταφραστούν στην κλίμακα ενδιαφέροντος της γεωτεχνικής εφαρμοσμένης μηχανικής. Δεδομένου ότι η αλλαγή της κλίμακας έχει πολύ σημαντικές συνέπειες στη διάδοση του Rayleigh κύματος, η χρήση τέτοιων μεθόδων πρέπει να είναι ακριβώς ερευνημένες χρησιμοποιώντας τόσο αριθμητικές προσομοιώσεις όσο και πειραματικές δοκιμές στην περιοχή.

Όσον αφορά στο δεύτερο σημείο, η δυνατότητα απόκτησης από το επιφανειακό κύμα που εξετάζεται όχι μόνο το σχεδιάγραμμα αλλά και το σχεδιάγραμμα της αναλογίας απόσβεσης ακαμψίας έχει εξερευνηθεί κατά τη διάρκεια των τελευταίων ετών στο Ινστιτούτο Τεχνολογίας της Γεωργίας (Sprang 1996, Lai 1998, Rix et al. 1999b). Τέτοιες έρευνες υπογραμμίζουν την ανάγκη ταυτόχρονης συλλογής και ανάλυσης δεδομένων και ως εκ τούτου την ανάγκη για μια συνεπή πειραματική διαδικασία.

2.2 Δυναμικές ιδιότητες των εδαφών και η διάδοση των κυμάτων

Η δυναμική συμπεριφορά των εδαφών είναι πολύ σημαντική για διάφορα προβλήματα ανήκοντας στις κατηγορίες της θεμελιώδης ταλάντωσης και της εφαρμοσμένης μηχανικής σεισμολογίας. Η ανάγκη για συγκεκριμένα εργαλεία χαρακτηρισμού έχει φέρει πολλές διαφορετικές διαδικασίες για τους πειραματικούς εδαφολογικούς μηχανικούς στο εργαστήριο και στην ύπαιθρο.

Όπως σε κάθε πρόβλημα σχετικό με τη μηχανική των υλικών, το πρώτο σημαντικό βήμα για το γενικό modeling ενός γενικού φαινομένου είναι η αξιολόγηση της συγκεκριμένης πειραματικής συμπεριφοράς και η αναζήτηση ενός κατάλληλου μοντέλου (model) που πρέπει να είναι την ίδια στιγμή ακριβές και εύχρηστο.

Η περίπτωση των εδαφών είναι ιδιαίτερα σύνθετη εάν συγκρίνεται με άλλα υλικά κατασκευής λόγω του έμφυτου χαρακτηριστικού να είναι ένα φυσικό υλικό, σε σύγκριση με τα υλικά που έχουν κατασκευαστεί από τον άνθρωπο.

Όπως για πολλά άλλα υλικά η μηχανική συμπεριφορά των εδαφών είναι ισχυρά εξαρτώμενη από το μέγεθος των παραμορφώσεων που αναπτύσσονται για κάθε τύπο προβλήματος. Ένα γραμμικό πρότυπο μπορεί να είναι κατάλληλο στις πολύ μικρές παραμορφώσεις αλλά καθώς η παραμόρφωση αυξάνει η συμπεριφορά γίνεται ισχυρά μη γραμμική.

Συνήθως πολλά δυναμικά προβλήματα, όπως οι ταλαντώσεις, συνεπάγονται μικρές παραμορφώσεις και αυτό μπορεί να βοηθήσει πραγματικά το modeling, δεδομένου ότι τα απλά μοντέλα μπορούν να λειτουργήσουν αρκετά καλά.

Αρκετά συχνά, για να απλοποιήσουμε τη διαδικασία του modeling στην παρουσία μεγάλων παραμορφώσεων, λαμβάνονται υπόψη ισοδύναμα γραμμικά μοντέλα. Σε αυτή τη περίπτωση οι μηχανικές ιδιότητες μπορούν να παραχθούν από μικρές παραμορφώσεις χρησιμοποιώντας κατάλληλους νόμους αποσύνθεσης.

Για δυναμικά προβλήματα, η απόκριση των εδαφών σε μια εξωτερική διαταραχή δεν είναι μόνο σχετιζόμενη με την ακαμψία της, αλλά επίσης με την ιδιότητα απόσβεσής της, έτσι ένα ιξώδες συστατικό συνήθως εισάγεται για να αποτελέσει τους μηχανισμούς διάσκεδασμού.

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζεται μια συνοπτική αναθεώρηση της πειραματικής εδαφολογικής συμπεριφοράς και των σχετικών μοντέλων. Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι η προσοχή στρέφεται στη φαινομενολογική πτυχή της συμπεριφοράς, δηλ. στην μακροσκοπική σχέση μεταξύ των αιτιών και των επιδράσεων, χωρίς καμία προσπάθεια μετάβασης στη μικροσκοπική κλίμακα όπου οι μηχανισμοί που αποτελεσματικά καθορίζουν τη συμπεριφορά παίρνουν θέση.

Σε αυτό το πλαίσιο, που είναι απαραίτητο να περιγραφεί η εδαφολογική συμπεριφορά, έχουν καθιερωθεί, οι σχέσεις μεταξύ των κυμάτων και των μηχανικών παραμέτρων που θα λαμβάνονται υπόψη.

2.2.1 Πειραματική συμπεριφορά των εδαφών

Πολλοί παράγοντες έχουν ισχυρή επιρροή στην εδαφολογική συμπεριφορά. Οι περισσότεροι από αυτούς έχουν εκτενώς μελετηθεί χρησιμοποιώντας διάφορα είδη ερευνών εργαστηρίου και υπαίθρου. Μπορούν να διαιρεθούν κατά προσέγγιση στους εξωτερικούς παράγοντες και σε συγκεκριμένες εδαφολογικές ιδιότητες. Ένας από τους πιο σημαντικούς εξωτερικούς παράγοντες είναι το μέγεθος της παραμόρφωσης (strain). Η συμπεριφορά των εδαφών στα διαφορετικά επίπεδα παραμόρφωσης είναι το αντικείμενο πολλών πειραματικών ερευνών, ειδικά στο εργαστήριο όπου οι συνθήκες της έρευνας μπορούν να ελεγχθούν πλήρως. Βασισμένες σε αυτά τα αποτελέσματα, έχουν τεθεί μερικές συμβατικές οριακές τιμές: αυτές χωρίζουν τα εύρη των παραμορφώσεων για την κάθε μια διαφορετική φαινομενολογική συμπεριφορά που μπορεί να οριστεί στο έδαφος. Το κύριο ενδιαφέρον σε αυτή την εκτίμηση είναι προφανώς σχετιζόμενο με την επιλογή ενός κατάλληλου μοντέλου να προβλέπει την εδαφολογική συμπεριφορά στα διαφορετικά επίπεδα παραμόρφωσης.

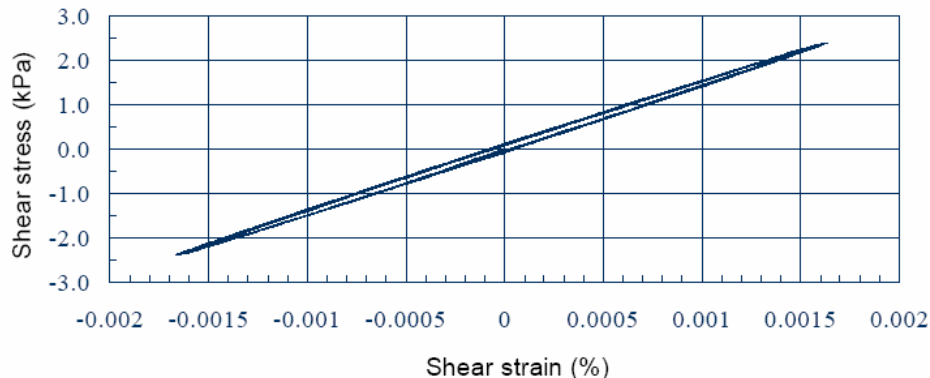
Για στατικά φορτία, η εδαφολογική συμπεριφορά μπορεί να διαμορφωθεί για αυξανόμενο μέγεθος παραμόρφωσης αντίστοιχα ως γραμμικό ελαστικό, μη γραμμικό ελαστικό, μη γραμμικό

ελαστο-πλαστικό ή τέλεια πλαστικό μέσο. Μερικές προσπάθειες έχουν γίνει πρόσφατα για να εφαρμοστούν νέα μηχανικά μοντέλα ικανά να συλλέγουν όλα τα ουσιαστικά χαρακτηριστικά της εδαφολογικής συμπεριφοράς (π.χ. ηυρο-πλαστικά μοντέλα).

Για την περιγραφή της εδαφολογικής δυναμικής συμπεριφοράς, τα φαινόμενα που παίρνουν θέση επίσης σε πολύ χαμηλές κυκλικές εγκάρσιες παραμορφώσεις στα εδάφη πρέπει να λαμβάνονται υπόψη. Από τον καθορισμό τους, ένα ελαστικό μοντέλο δεν είναι ικανό να περιγράψει την ενέργεια διασκεδασμού και ως εκ τούτου τα διάφορα μοντέλα, όπως για παράδειγμα ένα ιξώδες ελαστικό (visco-elastic) πρέπει να χρησιμοποιείται.

Μερικά σημαντικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα της εδαφολογικής συμπεριφοράς αναφέρονται παρακάτω για τα διαφορετικά διαστήματα των κυκλικών εγκάρσιων παραμορφώσεων (Vucetic 1994).

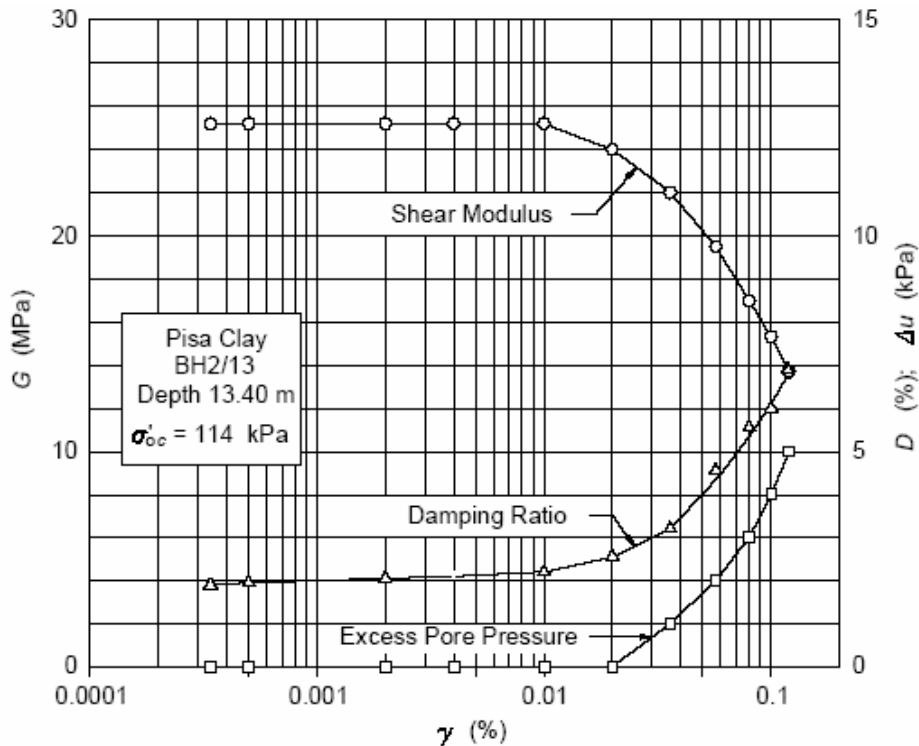
Για πολύ μικρές εγκάρσιες παραμορφώσεις το έδαφος συμπεριφέρεται ουσιαστικά ως γραμμικό μέσο. Συνήθως το κατώτατο όριο της εγκάρσιας παραμόρφωσης είναι καθορισμένο με εκτίμηση στην εξασθένηση της εγκάρσιας ακαμψίας του συντελεστή G . Πράγματι, εάν ένας τεμνόμενος συντελεστής καθορίζεται για κάθε εγκάρσια παραμόρφωση θεωρώντας ένα ισοδύναμο γραμμικό ελαστικό μοντέλο, μια αποσυντιθέμενη καμπύλη μπορεί να ληφθεί για την αναλογία μεταξύ του τεμνόμενου συντελεστή και του αρχικού (εφαπτόμενου). Το γραμμικό όριο παραμόρφωσης (strain) γ_{li} είναι καθορισμένο ως η αναλογία εγκάρσιας παραμόρφωσης όπως ο λόγος G_s/G_0 είναι ίσο με 0,99. Σαφώς για αυτή την πρώτη ζώνη δεν υπάρχει καμία αποσύνθεση της ακαμψίας και ένα γραμμικό ελαστικό πρότυπο μπορεί κατάλληλα να διαμορφώνει την εδαφολογική απόκριση. Εντούτοις πρέπει να σημειωθεί ότι η ενέργεια διασκεδασμού παίρνει θέση όπως επιβεβαιώνεται από την Εικόνα 2.1 που παρουσιάζει ότι ένας hysteretic βρόχος στις πολύ μικρές παραμορφώσεις για την περιοχή που δεν είναι μηδενική και ως εκ τούτου υπάρχει διασκεδασμός. Συνεπώς ένα γραμμικό ιξώδες ελαστικό (linear viscoelastic) μοντέλο είναι πιο κατάλληλο για περιπτώσεις όπου η ενέργεια διασκεδασμού είναι σημαντική (βασικά δυναμικές διεγέρσεις).



Εικόνα 2.1 Hysteretic βρόχος από εξέταση σε μια ηχηρή στήλη διάταξης (Χώμα Noto, συχνότητα 1Hz) (μετά από Lai et al. 1999)

Το μικρό εύρος παραμόρφωσης αποτελείται μεταξύ γ_H και του ογκομετρικού ορίου της εγκάρσιας παραμόρφωσης γ_v . Σε αυτό το εύρος η υποβάθμιση της ακαμψιάς δεν είναι πολύ μεγάλη και η εδαφολογική συμπεριφορά είναι μη γραμμική, αλλά οι μόνιμες αλλαγές στη μικροδομή είναι απύσες ή αμελητέες. Επίσης στην περίπτωση που ένα ελαστικό ή ιξώδες ελαστικό (viscoelastic) μοντέλο, που εξαρτάται από τις εφαρμογές, μπορεί να δώσει μια καλή προσέγγιση της υλικής απόκρισης στα κυκλικά φορτία.

Το όνομα ογκομετρικού ορίου εγκάρσιας παραμόρφωσης δείχνει ότι επάνω από αυτό το επίπεδο παραμόρφωσης η μόνιμη αλλαγή στην εδαφολογική μικροδομή κάτω από τα κυκλικά φορτία προκαλεί μια μόνιμη απόκλιση του όγκου στις αποστραγγισμένες συνθήκες ή μια αύξηση της υπερβολικής πίεσης του νερού στους πόρους στις μη αποστραγγισμένες συνθήκες (Εικόνα 2.2). Σαφώς τέτοιες συνθήκες είναι μακριά από αυτές των ελαστικών μοντέλων και ως εκ τούτου μια πλαστική συνιστώσα χρειάζεται να εισαχθεί, αλλάζοντας σε ελαστο-πλαστικά ή ιξώδη ελαστο-πλαστικά μοντέλα.

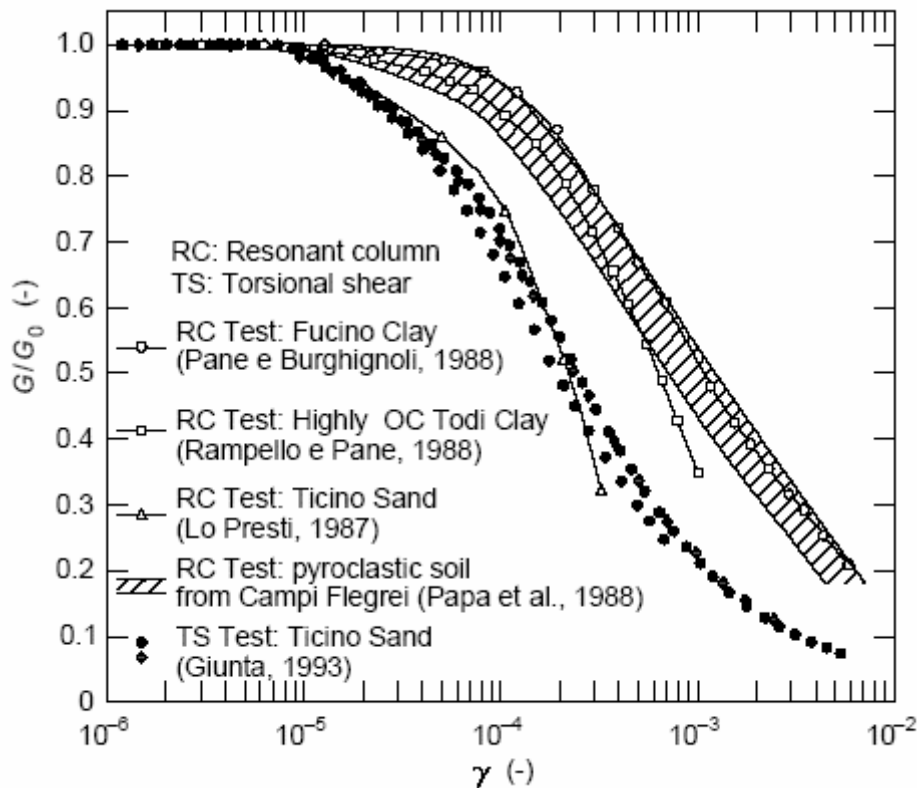


Εικόνα 2.2 Επιδράσεις της εγκάρσιας παραμόρφωσης στις εδαφολογικές παραμέτρους (μετά από Lancellotta 1993)

Μετά η υποβάθμιση των υλικών ιδιοτήτων συνεχίζει για να φτάσει τον όρο της αποτυχίας, στο επίπεδο όπου οι υπόλοιπες τιμές της ακρίβειας είναι παρούσες και το υλικό συμπεριφέρεται ως τέλεια πλαστικό.

Η αύξηση των παραμορφώσεων παράγει μόνο την υποβάθμιση της ακρίβειας, αλλά επίσης μια αύξηση της εσωτερικής αταξίας στο υλικό και ως εκ τούτου μια αύξηση των ιδιοτήτων διασκεδάσμου, όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 2.2 στους όρους της υλικής απόσβεσης. Η τελευταία ποσότητα καθορίζεται σε σχέση με την περιοχή που περιλαμβάνεται σε έναν hysteretic βρόχο.

Μια πλήρης σχέση μεταξύ της ακρίβειας και της παραμόρφωσης, όπως αυτά παρουσιάζονται στη Εικόνα 2.3, μπορούν να αποκτηθούν μόνο μέσω εργαστηριακής έρευνας. Μια ενδιαφέρουσα δυνατότητα για την εδαφολογική μη γραμμικότητα αποτελείται από την ένωση μιας άμεσης μέτρησης της αρχικής εγκάρσιας ακρίβειας, για παράδειγμα μέσω των σεισμικών τεχνικών υπαίθρου και τη χρήση των αποσυντιθέμενων καμπύλων για να πάρουμε τις ισοδύναμες γραμμικές παραμέτρους για την ολική διακύμανση των παραμορφώσεων.



Εικόνα 2.3 Υποβάθμιση της ακρίβειας από έρευνες εργαστηρίου (από Lancellotta και Calavera 1999)

2.2.2 Κύματα

Η επίδραση μιας αισθητά εφαρμοσμένης, εντοπισμένης διαταραχής σε ένα φυσικό μέσο διαδίδεται γρήγορα στο διάστημα και αυτό εξετάζεται συνήθως ως διάδοση κυμάτων (Graff 1975). Ανάλογα ένα κύμα ορίζεται ως μια διαταραχή που ταξιδεύει στο μέσο και μεταφέρει ενέργεια (Doyle 1995). Πολλές τεχνικές για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό, σε πολύ μικρά επίπεδα παραμόρφωσης, είναι βασισμένα στις μετρήσεις κινήσεων των μορίων που συνδέονται με τη διάδοση κυμάτων. Αυτό πραγματοποιείται από την ισχυρή σύνδεση που υπάρχει μεταξύ των χαρακτηριστικών διάδοσης του κύματος και τις μηχανικές παραμέτρους του σώματος, το οποίο είναι σχετιζόμενο με το φαινόμενο.

2.2.2.1 Κύματα σε γραμμικά ελαστικά μέσα

Δεδομένου ότι σε πολύ μικρή παραμόρφωση το έδαφος δεν παρουσιάζει οποιαδήποτε υποβάθμιση της ακαμψίας τόσο με το επίπεδο παραμόρφωσης όσο και με τους κύκλους φόρτωσης και εκφόρτωσης, το γραμμικό ελαστικό μοντέλο θεωρείται καλή προσέγγιση της συμπεριφοράς του, όταν η διαλυτική κυκλική συμπεριφορά δεν είναι σημαντική. Επιπλέον η απλότητα του ελαστικού μοντέλου μπορεί να χρησιμοποιηθεί επικερδώς για να διευκρινιστεί η σχέση μεταξύ της διάδοσης κυμάτων και της ακαμψίας του μέσου.

Η αόριστη εξίσωση ισορροπίας μπορεί να γραφτεί σε μορφή δεικτών ως:

$$\sigma_{ij,j} + \rho \cdot f_i = \rho \cdot \ddot{u}_i \quad (2.7)$$

όπου σ_{ij} είναι ο δείκτης της τάσης (stress), u_i είναι το διάνυσμα μετατοπίσεως ενός υλικού σημείου, ρ είναι η μαζική πυκνότητα ανά μονάδες όγκου και f_i είναι η δύναμη του σώματος ανά μονάδες μάζας.

Εξετάζοντας ένα ομοιογενές ισοτροπικό γραμμικό ελαστικό μέσο και χρησιμοποιώντας τις παραμέτρους Lamé λ και μ ($\equiv G$) για να περιγράψουμε τη συμπεριφορά του, υπενθυμίζοντας ότι ο μικρός δείκτης παραμόρφωσης δίνεται από:

$$\varepsilon_{ij} = \frac{1}{2}(u_{i,j} + u_{j,i}) \quad (2.8)$$

και αντικαθιστώντας στην εξίσωση 2.7, μετά από μερικούς χειρισμούς είναι δυνατό να ληφθούν οι εξισώσεις Navier για το αόριστο μέσο:

$$(\lambda + \mu) \cdot u_{j,j\bar{i}} + \mu \cdot u_{i,j\bar{j}} + \rho \cdot f_i = \rho \cdot \ddot{u}_i \quad (2.9)$$

ή σε διανυσματική μορφή:

$$(\lambda + \mu) \nabla \nabla \cdot \mathbf{u} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \rho \mathbf{f} = \rho \ddot{\mathbf{u}} \quad (2.10)$$

Οι εξισώσεις Navier είναι αρκετά σύνθετες και εμφανίζονται να είναι πολύ ερμητικές από φυσική άποψη. Ένα απλούστερο σύνολο εξισώσεων μπορεί να αποκτηθεί εφαρμόζοντας το θεώρημα Helmholtz, το οποίο επιτρέπει την αποσύνθεση ενός διανυσματικού τομέα μέσα στην κλίση διαβάθμισης και στην καμπύλη κύματος ενός μηδενικού διανύσματος απόκλισης (Graf 1975). Ως εκ τούτου οι μετατοπίσεις μπορούν να εκφραστούν εισάγοντας τις διαβαθμίσεις και τα δυναμικά διανύσματα Φ και \mathbf{H} έτσι ώστε:

$$\mathbf{u} = \nabla \Phi + \nabla \times \mathbf{H}, \quad \nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (2.11)$$

Σημειώστε ότι ο όρος $\nabla \cdot \mathbf{H} = 0$ δίνει τον απαραίτητο περιορισμό για να επιτραπεί ο προσδιορισμός των τριών συνιστωσών του \mathbf{u} από τα τέσσερα συστατικά του ζεύγους Φ, \mathbf{H} .

Επίσης το διάνυσμα δύναμης του σώματος μπορεί να αποσυντεθεί ανάλογα:

$$\mathbf{f} = \nabla f + \nabla \times \mathbf{B}, \quad \nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (2.12)$$

Αντικαθιστώντας τις 2.11 και 2.12 στην 2.10 και ρυθμίζοντας εκ νέου είναι δυνατό να πάρουμε:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Phi + \rho \cdot f - \rho \cdot \ddot{\Phi} \right] + \nabla \times \left(\mu \nabla^2 \mathbf{H} + \rho \cdot \mathbf{B} - \rho \cdot \ddot{\mathbf{H}} \right) = 0 \quad (2.13)$$

και αυτή η εξίσωση μπορεί να ικανοποιηθεί μόνο εάν και οι δύο όροι στην παρένθεση εξαφανίζονται.

Στην απουσία σωματικών δυνάμεων τέσσερις εξισώσεις κυμάτων λαμβάνονται από την 2.13:

$$\begin{aligned}(\lambda + 2\mu)\nabla^2\Phi &= \rho \cdot \ddot{\Phi} \\ \mu\nabla^2\mathbf{H} &= \rho \cdot \ddot{\mathbf{H}}\end{aligned}\tag{2.14}$$

Οι τέσσερις παραπάνω εξισώσεις μπορούν να λυθούν χωριστά, επιβάλλοντας τις σχετικές συνθήκες ορίου και έπειτα η λύση μπορεί να ληφθεί αθροίζοντας τις μετατοπίσεις.

Μπορεί να αποδειχθεί ότι η πρώτη εξίσωση της 2.14 (κλιμακωτή) αντιστοιχεί στη διάδοση των διαμηκών κυμάτων (επίσης γνωστών ως μη εγκάρσια ή Primary, δεδομένου ότι αποτελούν την πρώτη άφιξη στα σεισμικά αρχεία). Οι άλλες τρεις κλιμακωτές εξισώσεις της 2.14 (αντιστοιχεί στη διανυσματική εξίσωση) είναι σχετικές με τη διάδοση των εγκάρσιων κυμάτων (που ονομάζονται επίσης εγκάρσια ή Secondary, δεδομένου ότι αποτελούν τη δεύτερη άφιξη στις σεισμικές καταγραφές).

Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι μια θεμελιώδης υπόθεση για την εφαρμογή της αποσύνθεσης Helmholtz, είναι η ισοτροπία του μέσου. Στα ανισότροπα μέσα η αποσύνθεση του τομέα μετατοπίσεων σε ένα τμήμα διαμηκών και σε ένα τμήμα εγκάρσιων συνιστωσών, καθένα ανεξάρτητο από το άλλο, δεν είναι πια πιθανή.

Οι ταχύτητες των διαμηκών και εγκάρσιων κυμάτων μπορούν να ληφθούν από τις εξισώσεις κυμάτων 2.14:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}\tag{2.15}$$

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}\tag{2.16}$$

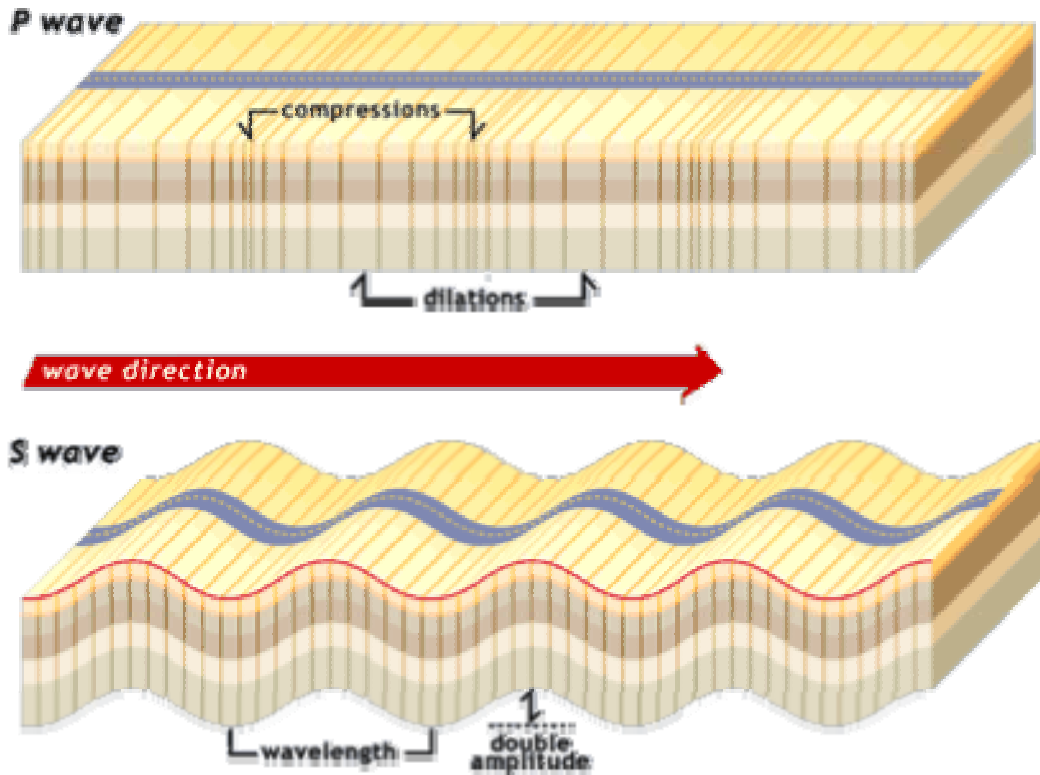
Η αναλογία μεταξύ των δύο ταχυτήτων των κυμάτων χώρου μπορεί να εκφραστεί ως η συνάρτηση της Αναλογίας Poisson:

$$\gamma = \frac{V_S}{V_P} = \sqrt{\frac{\mu}{\lambda + 2\mu}} = \sqrt{\frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}}\tag{2.17}$$

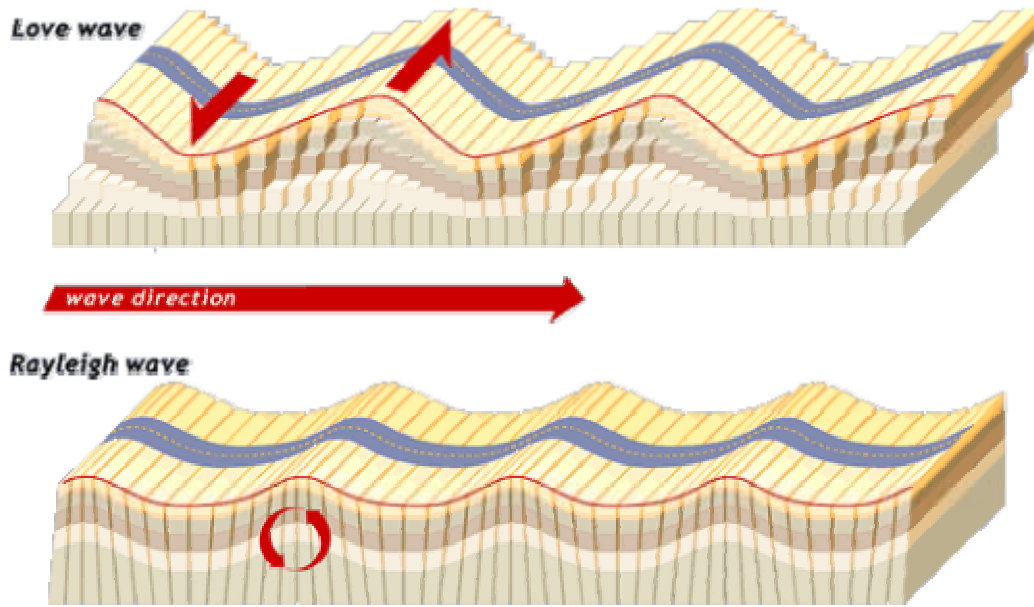
ως εκ τούτου, επειδή για τα πραγματικά μέσα $0 \leq \nu \leq 0.5$ το διάμηκες κύμα ταξιδεύει πάντα γρηγορότερα από το εγκάρσιο ($V_P > V_S$), έτσι δικαιολογούνται τα ονόματα πρωτεύοντα και δευτερεύοντα κύματα.

Τα ανωτέρω κύματα καλούνται συχνά κύματα χώρου, επειδή ταξιδεύουν στο εσωτερικό ενός μέσου. Αντίθετα υπάρχουν τα αποκαλούμενα επιφανειακά κύματα, τα οποία ταξιδεύουν μέσα σε μια πολύ ρηχή ζώνη κοντά στην ελεύθερη επιφάνεια ενός ημιδιαστήματος. Υπάρχουν ουσιαστικά δύο διαφορετικά είδη: τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love. Τα τελευταία μπορούν να υπάρξουν μόνο στην παρουσία ενός κυματοδηγού, δηλ. ενός μαλακότερου επιφανειακού στρώματος επάνω από τα πιο δύσκαμπτα υλικά, και μπορεί να φανεί όπως παράγεται από τις πολλαπλάσιες ανακλάσεις της ενέργειας που παγιδεύεται σε αυτό το στρώμα. Η ύπαρξή τους παρουσιάστηκε από τον Love το 1911 και η κίνηση μορίων που συνδέεται με αυτά είναι εγκάρσια όσον αφορά στην κατεύθυνση της διάδοσης.

Μια αντιπροσώπευση της κίνησης μορίων που συνδέεται στη διάδοση των κυμάτων χώρου και επιφανειακών κυμάτων αναφέρεται στο σχήμα 2.4.



Σχήμα 2.4.α Κίνηση μορίων που συνδέεται με τη διάδοση κυμάτων χώρου



Σχήμα 2.4.β Κίνηση μορίων που συνδέεται με τη διάδοση επιφανειακών κυμάτων

Μια άλλη κατηγορία κυμάτων είναι τα κύματα διεπαφών, μεταξύ των οποίων τα περισσότερο σημαντικά είναι τα κύματα Stoneley, επίσης γνωστά ως γενικευμένα κύματα Rayleigh. Αυτά τα κύματα ταξιδεύουν πέρα από μια μηχανική ασυνέχεια σύνθετης αντίστασης (δηλ. ρV) και μειώνουν γρήγορα τη μετάβαση μακριά από τη διεπαφή. Μπορεί να αποδειχθεί ότι τέτοια κύματα μπορούν να υπάρξουν μόνο για δεδομένες τιμές της αναλογίας μεταξύ των ιδιοτήτων ακαμψίας των δύο παρακείμενων στρωμάτων (Graf 1975).

Εξετάζεται τώρα η εξειδίκευση της εξίσωσης κυμάτων για την περίπτωση της μονοδιάστατης διάδοσης κατά μήκος της κατεύθυνσης x (η περίπτωση ενός εγκάρσιου κύματος θα ληφθεί ως παράδειγμα):

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{V_S^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} \quad (2.18)$$

Εάν μια αρμονική έγκαιρη λύση δίνεται με τη μορφή:

$$u = f(x)e^{-i\omega t} \quad (2.19)$$

και συνδεμένη στη 2.18, λαμβάνεται μια συνηθισμένη διαφορική εξίσωση:

$$\frac{d^2 f(x)}{dx^2} + \frac{\omega^2}{V_S^2} f(x) = 0 \quad (2.20)$$

η λύση $f(x)$ είναι επίσης αρμονική και συνδυασμένη με την 2.19, μετά από κάποιο χειρισμό, δίνει τη γενική λύση για ένα αρμονικό κύμα διαδίδοντας στη θετική κατεύθυνση x :

$$u(x,t) = A \cdot e^{i(kx - \omega t)} \quad (2.21)$$

όπου το A αντιπροσωπεύει το εύρος του κύματος και το όρισμα του σύνθετου εκθέτη της φάσης του ϕ . Ο κυματαριθμός k δίνεται από το ω / V_S .

Ξαναγράφοντας τη φάση στην ακόλουθη μορφή:

$$\phi = (kx - \omega t) = k(x - V_S \cdot t) \quad (2.22)$$

είναι σαφές ότι το V_S αντιπροσωπεύει την ταχύτητα φάσης του κύματος. Σημειώνοντας ότι το αρμονικό κύμα έχει άπειρο μήκος και ως εκ τούτου δεν έχει καμία κυματομορφή, έτσι μόνο θεωρώντας τη φάση του, μια ταχύτητα μπορεί να οριστεί στο κύμα (Graf 1975).

Η απόσταση μεταξύ διαδοχικών σημείων στο διάστημα που έχει ίση φάση είναι αναφερόμενο ως μήκος κύματος και αφορά στον κυματαριθμό από τη σχέση:

$$\lambda = 2\pi / k$$

Οι άλλες σχετικές ποσότητες που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την κίνηση κυμάτων είναι η περίοδος T και το αντίστροφο της συχνότητας f , η οποία συσχετίζεται με την κυκλική συχνότητα ω από τη σχέση:

$$\omega = 2\pi f$$

Δεδομένου ότι οι ανωτέρω ορισμοί είναι επαναλαμβανόμενοι στη διατριβή, αναφέρεται μια περίληψη στον πίνακα 2.1, μαζί με τα σχετικά μεγέθη.

A	Amplitude	
ω	Circular frequency	[radians/time]
f	Frequency	[cycles/time]
λ	Wavelength	[length]
k	Wavenumber	[1/length]
V	Phase velocity	[length/time]
T	Period	[time]

Πίνακας 2.1 Καθορισμός των χαρακτηριστικών κυμάτων

2.2.2.2 Κύματα σε γραμμικά ιζώδη ελαστικά μέσα

Εάν η συμπεριφορά διασκεδασμού που παρουσιάζεται από τα εδάφη επίσης σε πολύ χαμηλά επίπεδα παραμόρφωσης είναι σημαντική, το γραμμικό ιζώδες ελαστικό μοντέλο δεν είναι πλέον ικανοποιητικό. Σε αυτήν την περίπτωση ένα γραμμικό ιζώδες ελαστικό μοντέλο μπορεί να είναι μια καλή προσέγγιση της εδαφολογικής συμπεριφοράς. Η χρήση της ιζώδη ελαστικότητας από κοινού με την αρχή αιτιότητας στην αποκαλούμενη υλική διασπορά, δηλ. η ταχύτητα φάσης δεν μπορεί πλέον να θεωρηθεί ανεξάρτητη της συχνότητας (Aki και Richards 1980).

Αρχίζοντας από την αόριστη ισορροπία, η χρήση ενός ιζώδους ελαστικού μοντέλου θα οδηγούσε σε μια περίπλοκη γενική εξίσωση, μιας και σε αυτήν την περίπτωση ένα σύνολο από ολόκληρο-διαφορικές εξισώσεις συνδέει τους δείκτες τάσης και παραμόρφωσης.

Σύμφωνα με την αρχή αντιστοιχίας της γραμμικής ιζώδους ελαστικότητας, οι εξισώσεις του κύματος για τα γραμμικά ιζώδη ελαστικά μέσα μπορούν να ληφθούν από τα ελαστικά αντικαθιστώντας τους σύνθετο-εκτιμημένους ιζώδη ελαστικούς συντελεστές στους πραγματικό-εκτιμημένους ελαστικούς συντελεστές. Ακόμα πρέπει να παρατηρηθεί ότι η ανωτέρω πρόταση ισχύει στην αρμονική περίπτωση και η επέκταση στις γενικές περιπτώσεις μπορεί να γίνει μέσω της σύνθεσης Fourier. Ακολουθώντας μια εναλλακτική διαδικασία, η αρχή αντιστοιχίας ισχύει επίσης άμεσα στη γενική περίπτωση που χρησιμοποιεί τη Μετατροπή Laplace.

Η εισαγωγή των σύνθετων συντελεστών στις σχέσεις που καθορίζουν τις ταχύτητες των κυμάτων χώρου (εξισώσεις 2.15 και 2.16) οδηγεί στις σύνθετο-εκτιμημένες ταχύτητες της διάδοσης που παρεμβάλλεται στην αρμονική έκφραση των εξισώσεων Helmholtz (2.14).

Η γενική λύση για τη διάδοση διαμηκών ή εγκάρσιων κυμάτων είναι τυπικά το ίδιο πράγμα, με τη μόνη αλλαγή λόγω της αντικατάστασης της σύνθετης εκτιμημένης ταχύτητας φάσης. Παίρνοντας για παράδειγμα τη λύση σχετικά με το μονοδιάστατο εγκάρσιο κύμα διάδοσης (εξίσωση 2.21), η αντίστοιχη λύση στη γραμμική ιζώδη ελαστική περίπτωση μπορεί να γραφτεί ως:

$$u(x,t) = u_0 \cdot e^{i\left(\frac{\omega}{V_s^*}x - \omega t\right)} \quad (2.23)$$

όπου το u_0 είναι μια σταθερά που αξιολογείται χρησιμοποιώντας τους όρους ορίου.

Στην αναλογία της ελαστικής περίπτωσης ο παράγοντας ω / V_s^* είναι ο σύνθετος κυματαριθμός συνδεδεμένος στη διάδοση κυμάτων. Εξετάζοντας το πραγματικό και φανταστικό μέρος της σύνθετης ταχύτητας της διάδοσης, αυτό μπορεί να είναι χρήσιμο να ξαναγράψει τον τομέα μετατοπίσεων συνδεδεμένο στη διάδοση κυμάτων (εξίσωση 2.23) ως εξής:

$$u(x,t) = A \cdot e^{\omega \cdot \text{Im}\left(\frac{1}{V_s^*}\right)x} e^{i\left(\omega \cdot \text{Re}\left(\frac{1}{V_s^*}\right)x - \omega t\right)} \quad (2.24)$$

από το οποίο είναι σαφές ότι ενώ το πραγματικό μέρος του σύνθετου κυματαριθμού αφορά στην ταχύτητα της διάδοσης του κύματος αλλά όχι στο εύρος του, το φανταστικό μέρος συσχετίζεται με τη μείωση στο διάστημα του εύρους της διαταραχής, λόγω των φαινομένων διασκεδάσμου λόγω του ιξώδους συστατικού. Ως εκ τούτου, χρησιμοποιώντας μια προσέγγιση, ο σύνθετος κυματαριθμός μπορεί να ξαναγραφεί ως ποσό ενός πραγματικού κυματαριθμού, συνδεδεμένο στην πραγματική ταχύτητα φάσης που χαρακτηρίζει τη διάδοση, και ένας πραγματικός συντελεστής μείωσης α_s , ο οποίος μετράει τη χωρική αποσύνθεση εύρους ως το κύμα που διαδίδεται στο ιξώδες ελαστικό μέσο:

$$k_s^* = \frac{\omega}{V_s^*} = \frac{\omega}{V_s} + i\alpha_s \quad (2.25)$$

Η ταχύτητα φάσης και ο συντελεστής μείωσης μπορούν να γραφτούν ρητά όπως μια συνάρτηση της μαζικής πυκνότητας ρ και του σύνθετου εγκάρσιου συντελεστή G_s^* , και το τελευταίο είναι γενικά εξαρτημένο από τη συχνότητα επίσης η ταχύτητα φάσης και ο παράγοντας μείωσης θα είναι γενικά εξαρτημένοι από τη συχνότητα (Lai 1998):

$$V_S(\omega) = \left[\operatorname{Re} \left(\sqrt{\frac{\rho}{G_S^*}} \right) \right]^{-1} \quad (2.26)$$

$$\alpha_S(\omega) = \omega \cdot \operatorname{Im} \left(\sqrt{\frac{\rho}{G_S^*}} \right)$$

Η εξάρτηση συχνότητας της ταχύτητας φάσης που προκαλείται από την έμφυτη φύση του ιξώδους ελαστικού μοντέλου εξετάζεται γενικά ως υλική διασπορά, σε αντίθεση με τη γεωμετρική διασπορά που προκύπτει συνεπεία της μέσης ετερογένειας. Στην παρουσία μιας διανέμουσας συμπεριφοράς η μορφή μιας γενικής κυματομορφής αλλάζει όσο το κύμα διαδίδεται, επειδή η διαφορετική συνιστώσα της μετατροπής Fourier του παλμού ταξιδεύει με διαφορετικές ταχύτητες (Aki και Richards 1980).

Είναι επίσης σημαντικό να παρατηρηθεί ο στενός δεσμός που υπάρχει μεταξύ της ταχύτητας φάσης και του συντελεστή μείωσης. Πράγματι αυτό είναι μια συνέπεια της αλληλεξάρτησης μεταξύ της πραγματικής και φανταστικής συνιστώσας του σύνθετου συντελεστή G_S^* (Lai 1998).

Η περίπτωση του διαμήκους κύματος είναι τυπικά ανάλογη και δεν θα αναφερθεί ρητά.

2.2.2.3 Κύματα και χαρακτηρισμός

Η χρήση της διάδοσης κυμάτων για τον προσδιορισμό των ιδιοτήτων ακαμψίας ενός μέσου καθιερώνεται καλά στην πρακτική του υλικού χαρακτηρισμού γενικότερα. Η κλασική βάση σε αυτές τις εκτιμήσεις αποτελείται από την ελαστική περίπτωση, στην οποία μια φορά καθορίζεται η ταχύτητα της διάδοσης ενός δεδομένου είδους κυμάτων χώρου, η ακαμψία μπορεί να καθοριστεί άμεσα χρησιμοποιώντας σχέσεις όπως 2.15 ή 2.16.

Στον τομέα της γεωτεχνικής εφαρμοσμένης μηχανικής οι μέθοδοι βασίζονται στις μετρήσεις της διάδοσης κυμάτων και εξετάζονται γενικά ως σεισμικές μέθοδοι. Μια ποικιλία μεθόδων για τις υπαίθριες και εργαστηριακές έρευνες έχουν καθιερωθεί στο παρελθόν για να καθορίσουν την ακαμψία σε πολύ μικρά επίπεδα παραμόρφωσης χρησιμοποιώντας τη διάδοση κυμάτων χώρου (Kramer 1996).

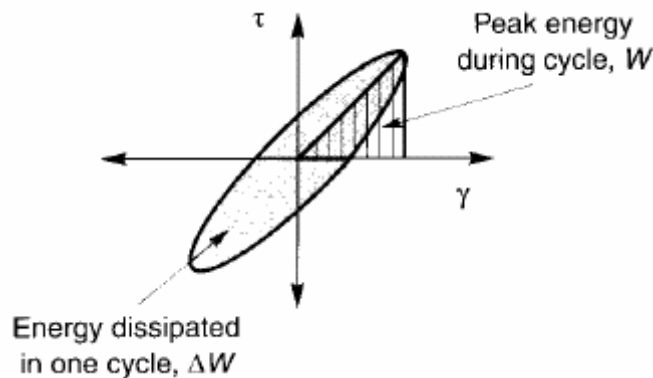
Οι μέθοδοι διαγωνίων γεωτρήσεων και κατακόρυφων γεωτρήσεων είναι ολοκληρωτικά μέρος της καθιερωμένης πρακτικής για τη επί τόπου έρευνα, ενώ η χρήση των στοιχείων της πιεζοηλεκτρικής κάμψης στις εργαστηριακές συσκευές έχουν διαδοθεί ευρέως τα τελευταία χρόνια.

Άλλες υπαίθριες μέθοδοι είναι ο σεισμικός κώνος (αυτό είναι μια επέκταση της κάθετης γεώτρησης ή μέθοδοι διαγωνίων γεωτρήσεων με τη χρήση αντίστοιχα ενός ή δύο ειδικών ελέγχων CPT) και P-S διαγραφίες γεωτρήσεων (στο οποίο μια ενόργανη έρευνα κατεβαίνει σε μια ενιαία γεώτρηση και αυτό ενεργεί τόσο ως γεννήτρια όσο και ως δέκτης των κυμάτων χώρου). Ευρύτερα χρησιμοποιημένες για γεωφυσικούς λόγους, αλλά ακόμα χρήσιμες σε μερικές περιπτώσεις για γεωτεχνικές εφαρμογές είναι οι σεισμικές μέθοδοι ανάκλασης και διάθλασης.

Η χρήση της διάδοσης κυμάτων για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών διασκεδασμού ενός μέσου είναι λιγότερο ευρέως υιοθετημένη, αλλά ακόμα πολύ ελπιδοφόρα. Σε αυτήν την περίπτωση το ενδιαφέρον στρέφεται στην αποσύνθεση μέσα στο διάστημα του κύματος διάδοσης.

Στη γεωτεχνική εφαρμοσμένη μηχανική, το χαρακτηριστικό διασκεδασμού ενός μέσου είναι χαρακτηριστικά εκφρασμένο από την άποψη της αναλογίας απόσβεσης, η οποία μπορεί να καθοριστεί σε σχέση με ένα βρόχο τάσης-παραμόρφωσης σε μια δεδομένη συχνότητα, όπως:

$$D(\omega) = \frac{1}{4\pi} \frac{\Delta W(\omega)}{W(\omega)} \quad (2.27)$$



Σχήμα 2.5 Καθορισμός της αναλογίας απόσβεσης από έναν hysteretic βρόχο

Επίσης οι σεισμολόγοι χρησιμοποιούν έναν αδιάστατο καθορισμό του ενεργειακού διασκεδασμού, ποιοτικός παράγοντας Q (Aki και Richards 1980), ο οποίος αφορά στην αναλογία απόσβεσης από τη σχέση:

$$Q(\omega) \approx \frac{1}{2D(\omega)} \quad (2.28)$$

Τόσο το D όσο και το Q πρέπει να καθοριστούν για τα εγκάρσια και τα διαμήκη κύματα ανεξάρτητα. Συνήθως παρατηρείται ότι η αναλογία της εγκάρσιας απόσβεσης είναι υψηλότερη από τη διαμήκη αναλογία απόσβεσης (Herrmann 1986).

Πρέπει να διαπιστωθεί ότι ο προσδιορισμός της αναλογίας απόσβεσης άμεσα από τον καθορισμό μπορεί να ακολουθηθεί μόνο σε ειδικά πειράματα. Συχνότερα μετριέται έμμεσα από τη χρονική αποσύνθεση του εύρους ή από τη χωρική αποσύνθεση του εύρους από ένα κύμα διάδοσης (Aki και Richards 1980).

Και οι δύο μέθοδοι θεμελιώθηκαν στην παρατήρηση όπου για ένα μέσο με γραμμική σχέση τάσης-παραμόρφωσης, το εύρος κυμάτων είναι ανάλογο προς την τετραγωνική ρίζα της ενέργειας και ως εκ τούτου η αναλογία απόσβεσης μπορεί να εκφραστεί επίσης ως:

$$D(\omega) = \frac{1}{2\pi} \frac{\Delta A}{A} \quad (2.29)$$

Στις περιπτώσεις όπου η κατεύθυνση της διάδοσης x συμπίπτει με την κατεύθυνση της μέγιστης μείωσης, η χωρική παραλλαγή του εύρους δίνεται από:

$$A(x) = A_0 \cdot e^{-\frac{\omega x}{2VQ}} = A_0 \cdot e^{-\alpha x} \quad (2.30)$$

όπου A_0 είναι το εύρος του $x = 0$, ω είναι η κυκλική συχνότητα, V η ταχύτητα φάσης και α ορίζεται ως ο συντελεστής μείωσης. Από την εξίσωση 2.30 η σχέση μεταξύ του συντελεστή μείωσης, ο οποίος μπορεί να είναι υπό ορισμένες συνθήκες μετρημένος πειραματικά, και η αναλογία απόσβεσης, η οποία είναι ο στόχος της μέτρησης, μπορεί να εξαχθεί:

$$D = \frac{\alpha V}{\omega} \quad (2.31)$$

Είναι σημαντικό να διακριθεί η γεωμετρική μείωση, λόγω της διάδοσης της ενέργειας πέρα από την ευρύτερη επέκταση της κυματομορφής όσο το κύμα απομακρύνεται από την πηγή, από την υλική μείωση, λόγω του χαρακτηριστικού διασκεδασμού του μέσου. Άλλα είδη ενέργειας διασκεδασμού, όπως, παραδείγματος χάριν η διασπορά της ενέργειας μεταξύ των διεπαφών, συχνά παρεμποδίζει τα δύο ανωτέρω και μπορούν να κάνουν τη χρήση της διάδοσης κυμάτων για τον υλικό προσδιορισμό απόσβεσης λιγότερο ακριβή.

Ο προσδιορισμός της ακαμψίας και των χαρακτηριστικών απόσβεσης του μέσου με τις ανωτέρω μεθόδους είναι ολικώς αποσυνδεδεμένες. Εντούτοις έχει φανεί ότι η γραμμική ιξώδης

ελαστικότητα μπορεί να θεωρηθεί από πολλές απόψεις κατάλληλη για διαμόρφωση της δυναμικής συμπεριφοράς του εδάφους στις πολύ μικρές παραμορφώσεις. Επιπλέον, σε ένα γραμμικό ιξώδες ελαστικό μέσο, η ταχύτητα φάσης και η μείωση του συντελεστή των κυμάτων χώρου συνδέεται το ένα με το άλλο. Αυτό παράγει την ανάγκη ανάπτυξης νέων εξεταστικών διαδικασιών για να καθοριστεί η ακαμψία και να μετρηθεί όπως απαιτείται για τη συνοχή στο πλαίσιο της γραμμικής ιξώδους ελαστικότητας. Μια διαδικασία για τις εργαστηριακές μετρήσεις έχει προταθεί πρόσφατα από τον Lai et al. (1999).

2.3 Επιφανειακά κύματα και Εδαφικός χαρακτηρισμός

2.3.1 Περίληψη

Τα κίνητρα για τη χρησιμοποίηση των επιφανειακών κυμάτων για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό παράγονται από την έμφυτη φύση αυτού του είδους κυμάτων και από μερικές συγκεκριμένες ιδιότητες τους. Πράγματι τέτοια κύματα ταξιδεύουν κατά μήκος μιας ελεύθερης επιφάνειας, έτσι ώστε είναι σχετικά εύκολο να μετρηθεί η κίνηση που συνδέεται με αυτά, και φέρνουν σημαντικές πληροφορίες για τις μηχανικές ιδιότητες του μέσου.

Για αυτόν τον λόγο πολλές εφαρμογές έχουν αναπτυχθεί σε τομείς της Επιστήμης των Υλικών. Αυτό το ενδιαφέρον οδήγησε σε πολλές δημοσιεύσεις και βιβλία που εξηγούν τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα των κυμάτων επιφάνειας από φυσική και μαθηματική άποψη (βλ., π.χ. Viktorov 1967).

Τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά της διάδοσης των κυμάτων επιφάνειας σε στρωματοποιημένο μέσο τα κάνουν πολύ ενδιαφέροντα επίσης στον τομέα χαρακτηρισμού των Γήινων δομικών υλικών. Εφαρμογές άρχισαν να αναπτύσσονται για τη σεισμολογία με δοκιμές για την εξαγωγή συμπερασμάτων για τα χαρακτηριστικά των πετρωμάτων μέσω της διάδοσης των κυμάτων που παράγει ο σεισμός (Dogman και Ewing 1962).

Πριν από την εισαγωγή της θεωρίας των επιφανειακών κυμάτων, πολλά χαρακτηριστικά γνωρίσματα του πραγματικού σειсмоγραφήματος ήταν ανεξήγητα. Ιδιαίτερα τα επιφανειακά κύματα έχουν μεγάλη επιρροή στην κίνηση που συνδέεται με τους Σεισμούς και που καταγράφεται στους σεισμολογικούς σταθμούς μακριά από το επίκεντρο.

Σύντομα οι ερευνητές άρχισαν να χρησιμοποιούν τις πληροφορίες που συλλέχθηκαν από τα σειсмоγραφήματα για να πάρουν πληροφορίες για βαθύτερα στρώματα σχετικά με την υποδομή της γης και του σχετικού συστήματος διάταξης των στρωμάτων. Η κυματο-θεωρητική προσέγγιση βασισμένη στη διαμόρφωση (κυρίως Love και Rayleigh) της διάδοσης των κυμάτων προσαρμόζει την παρατηρηθέντα ταχύτητα φάσης ή τα πλάτη αρχίζοντας από τις αρχές της

δεκαετίας του εξήντα με την εμφάνιση των ψηφιακών υπολογιστών. Αυτή η έρευνα ίδρυσε τη βάση όλων των εργαλείων που απαιτήθηκαν για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό: μαθηματικά πρότυπα των στρωματοποιημένων συστημάτων, τεχνικές για να ληφθούν οι παράμετροι της διάδοσης των κυμάτων από τις σημειακές μετρήσεις της κίνησης και αλγόριθμοι αντιστροφής (Aki και Richards 1980, Ewing et al. 1957, Doyle 1995).

Εφαρμογές στον εδαφικό χαρακτηρισμό σε μια γεωτεχνική κλίμακα άρχισαν στο τέλος της δεκαετίας του '50 με τη Μέθοδο Σταθερού Κράτους Rayleigh (Steady State Rayleigh Method). Διαδοχικά, μετά από μια περίοδο κατά τη διάρκεια της οποίας υπήρξε μικρό ενδιαφέρον για αυτόν τον τομέα, είχαν μια ισχυρή ώθηση κατά τη διάρκεια η δεκαετία του '80 με την εισαγωγή της μεθόδου SASW. Εν τω μεταξύ επίσης οι γεωφυσικοί άρχισαν να εξετάζουν τα κύματα επιφάνειας, τα οποία πριν είχαν θεωρηθεί μόνο ως ανεπιθύμητη παρενέργεια, ως πιθανό εργαλείο για τις υπόγειες εξερευνήσεις.

Αυτό το κεφάλαιο αφιερώνεται για να επισκοπήσει μια επισκόπηση των μεθόδων που ήταν προτεινόμενη για να χαρακτηρίσει τα στρωματοποιημένα εδαφολογικά συστήματα. Μερικές από αυτές τις μεθόδους ήταν εκτενώς χρησιμοποιημένες στις πρακτικές εφαρμογές και μπορούν να θεωρηθούν ως Κράτος της Πρακτικής στον εδαφολογικό χαρακτηρισμό, ενώ κάποιες άλλες όχι, ακόμα είναι πολύ σημαντικό για την πιθανή μελλοντική βελτίωση της εξεταστικής τεχνικής.

2.3.2 Χαρακτηρισμός στρωματοποιημένων μέσων χρησιμοποιώντας

Κύματα Rayleigh: βασικές έννοιες

Τα κύματα Rayleigh σε ένα ομοιογενές ιστροπικό γραμμικό ελαστικό ημιδιάστημα δεν είναι διεσπαρμένα, δηλ. η ταχύτητα διάδοσής τους είναι μια συνάρτηση των μηχανικών ιδιοτήτων του μέσου, αλλά δεν είναι μια συνάρτηση της συχνότητας. Σε στρωματοποιημένα μέσα που υπάρχει το φαινόμενο της γεωμετρικής διασποράς, για την οποία η ταχύτητα φάσης του κύματος Rayleigh είναι μια συνάρτηση της συχνότητας. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί εύκολα εξετάζοντας ένα μέσο που συντίθεται από ένα σωρό με ομοιογενή ιστροπικά γραμμικά ελαστικά στρώματα και ανακαλώντας την έκταση της εδαφολογικής παραμόρφωσης που προκαλείται από τη διαταραχή ενός δεδομένου μήκους κύματος που ταξιδεύει στην επιφάνεια. Ένα τέτοιο σύστημα χαρακτηρίζεται έπειτα από μια καμπύλη διασποράς, δηλ. μια δεδομένη σχέση μεταξύ συχνότητας και ταχύτητα φάσης των κυμάτων επιφάνειας.

Αυτή η ιδιότητα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για λόγους προσδιορισμού, μετρώντας πράγματι την καμπύλη διασποράς που συνδέεται με μια δεδομένη περιοχή, είναι δυνατό μέσω μιας αντίστροφης διαδικασίας να εξαχθούν συμπεράσματα από το σχεδιάγραμμα ακαμψίας του υποκείμενου μέσου.

Υπάρχουν δύο κρίσιμες πτυχές σε αυτό το σχέδιο: μια είναι η ανάγκη ενός συνεπούς εδαφολογικού μοντέλου, η άλλη αφορά στη μη μοναδικότητα, η οποία είναι σημαντικό πρόβλημα για κάθε πρόβλημα αντιστροφής (inversion problem).

Όσον αφορά στο εδαφολογικό πρότυπο, σχεδόν όλες οι μέθοδοι για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό υποθέτουν ότι το υποκείμενο σύστημα αποτελείται από μια διαδοχή των παράλληλων στρωμάτων, όπου το κάθε ένα αποτελείται από ένα ομοιογενές και ισοτροπικό ελαστικό υλικό. Σαφώς αυτό είναι μόνο μια προσέγγιση της πραγματικότητας και όσο περισσότερο οι πραγματικοί όροι είναι μακριά από αυτήν την υπόθεση τόσο λιγότερο η μέθοδος είναι αξιόπιστη. Ιδιαίτερα, όχι πάντα αιχμηρές διεπαφές είναι παρούσες μεταξύ των στρωμάτων, σε αυτή την κατάσταση μια συνεχής μεταβολή των χαρακτηριστικών παραμόρφωσης του εδάφους με το βάθος, π.χ. λόγω της αύξησης των γεωστατικών τάσεων, ερμηνεύεται ως παρουσία φανταστικών στρωμάτων. Αυτό δεν είναι ένα σημαντικό πρόβλημα εάν λάβουμε υπόψη ότι τα αποτελέσματα της εξέτασης των κυμάτων επιφάνειας είναι μια εκτίμηση της ακαμψίας του εδάφους ως μια συνάρτηση του βάθους και αυτό δεν χρειάζεται να είναι μια ακριβής εικόνα της υπόγειας κατάστασης.

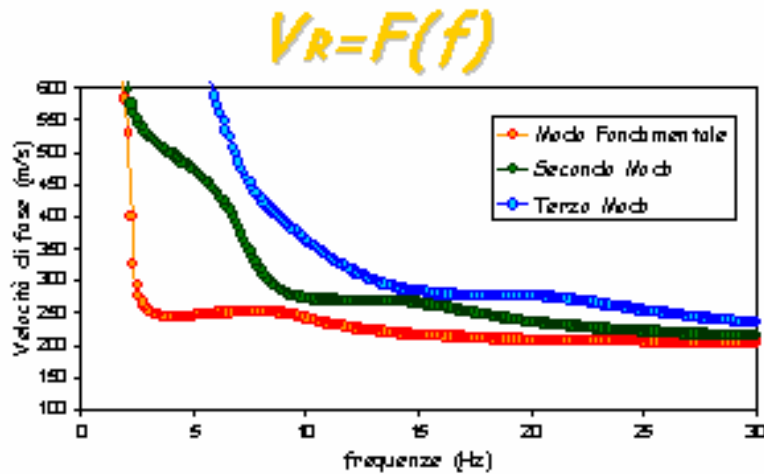
Το σοβαρό πρόβλημα μπορεί να αντιπροσωπευθεί αντ' αυτού από τις πλευρικές ανομοιογένειες και κλίσεις διαστρωμάτωσης στα στρώματα. Αυτό το είδος παραγόντων μπορεί έντονα να διαστρεβλώσει το πραγματικό σχεδιάγραμμα ακαμψίας. Για αυτόν τον λόγο μπορεί να είναι χρήσιμο να εκτελεστούν μετρήσεις όχι μόνο σύμφωνα με μια ευθεία γραμμή, αλλά και κατά μήκος μιας διαφορετικής κατεύθυνσης και προσπάθειες να αξιολογηθούν οι διαφορές για να αξιολογηθεί η αποτελεσματικότητα της υπόθεσης των επιπέδων και παράλληλων στρωμάτων.

Όσον αφορά στη μη μοναδικότητα, αυτό παραμένει ένα πρόβλημα δύσκολης λύσης. Η διαδικασία αντιστροφής χρειάζεται μια αρχική υπόθεση του σχεδιαγράμματος ακαμψίας και αυτή πρέπει να επιλεγεί προσεκτικά επειδή μπορεί έντονα να επηρεάσει το τελικό αποτέλεσμα. Οποιοσδήποτε πληροφορίες για την περιοχή είναι πολύ σημαντικές για να τεθούν μερικοί περιορισμοί στη λύση. Οι πληροφορίες για τη θέση διεπαφών όχι μόνο μετριάζουν τη μη μοναδικότητα, αλλά και επιταχύνουν τη σύγκλιση της διαδικασίας αντιστροφής.

2.3.3 Παραδοσιακή γεωτεχνική εξέταση χρησιμοποιώντας επιφανειακά κύματα

Η χρήση των τεχνικών παρόμοιων με εκείνων που χρησιμοποιούνται στη σεισμολογία ήταν απευθυνόμενες στους γεωτεχνικούς μηχανικούς. Ο παράγοντας κλίμακα παίζει σε αυτήν την περίπτωση πολύ σημαντικό ρόλο. Πράγματι δεν είναι μόνο θέμα συχνότητας (και ως εκ τούτου μήκους κύματος) ενδιαφέροντος, αλλά η απόσταση μεταξύ της πηγής και των δεκτών συνδυασμένη με τα χαρακτηριστικά γνωρίσματα διασποράς των κυμάτων επιφάνειας έχει

τεράστια αποτελέσματα στην καταγεγραμμένη κυματομορφή. Σε μια σεισμολογική κλίμακα, η διαφορά μεταξύ της ταχύτητας ομάδας και της ταχύτητας φάσης προκαλεί το διαχωρισμό των διαφορετικών τρόπων (modes) διάδοσης, καθώς οι κοινές αποστάσεις μιας γεωτεχνικής έρευνας δεν είναι αρκετά μεγάλες. Κατά συνέπεια οι πληροφορίες εξαγονται από τα σήματα που σχετίζονται με την εναπόθεση των διαφόρων τρόπων διάδοσης. Αυτό έχει έντονες συνέπειες στη διαδικασία αντιστροφής που αναμφισβήτητα δεν είναι μόνο ελαφρύτερη αλλά και καλύτερα ρυθμισμένη όταν οι πληροφορίες όσον αφορά στους χωριστούς τρόπους διάδοσης είναι διαθέσιμες.



Εικόνα 2.6 Παρουσιάζονται ο θεμελιώδης, ο δεύτερος και ο τρίτος τρόπος (modes) διάδοσης σε μορφή γραφήματος.

Η γενική διαδικασία των περισσότερων κοινών μεθόδων για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό μπορούν να συνοψιστούν στα ακόλουθα τρία ουσιαστικά βήματα:

1. Παραγωγή μιας διαταραχής στην επιφάνεια της εναπόθεσης χρησιμοποιώντας μια δυναμική σημειακή πηγή (γενικά ενεργώντας στην κάθετη κατεύθυνση).
2. Ανίχνευση του διαδοχικού κύματος μέσω μερικών αισθητήρων που τοποθετούνται στην επίγεια επιφάνεια και προσδιορισμός της καμπύλης διασποράς (Rayleigh ταχύτητα φάσης σε σχέση με την συχνότητα).
3. Προσδιορισμός του σχεδιαγράμματος ακαμψίας με μια διαδικασία αντιστροφής.

Η επιτυχία της ανωτέρω διαδικασίας συσχετίζεται αυστηρά με την υπόθεση ότι τα κύματα Rayleigh υπερισχύουν στο παραγόμενο κυματικό πεδίο. Αυτό είναι συνήθως επαληθευμένο σε μια ορισμένη απόσταση από την πηγή, επειδή το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας που διαβιβάζεται στο μέσο από μια κάθετη σημειακή πηγή πηγαίνει στα κύματα Rayleigh και μειώνεται με την απόσταση λιγότερο από ότι τα κύματα χώρου.

Η πρώτη έρευνα για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό που χρησιμοποιεί τα κύματα επιφάνειας προτάθηκε και αναπτύχθηκε στο τέλος της δεκαετίας του '50. Η διαδικασία της έρευνας χρονικής κατανάλωσης και η έλλειψη ακρίβειας λόγω της απλουστευμένης διαδικασίας αντιστροφής προκάλεσε περιορισμένη εξάπλωση της μεθόδου.

Η διάδοση του γεωτεχνικού χαρακτηρισμού των κυμάτων επιφάνειας στην συνήθη πρακτική άρχισε κατά τη διάρκεια της δεκαετίας του '80 όταν οι ερευνητές του Πανεπιστημίου του Τέξας στο Ώστιν (Τέξας, ΗΠΑ) εισήγαγαν τη μέθοδο Φασματική Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων (Spectral Analysis of Surface Waves method). Από τότε, το ενδιαφέρον στην επιστημονική και επαγγελματική κοινότητα έχει μεγαλώσει γρήγορα, λόγω των πλεονεκτημάτων αυτών των μη καταπατητικών μεθόδων.

Σήμερα το SASW θεωρείται ένα διακριτικό εργαλείο για την επί τόπου έρευνα και αυτό χρησιμοποιείται συνήθως όχι μόνο στα φυσικά εδάφη αλλά, χάρη στην ευελιξία του και στη μη καταπατητική του φύση, επίσης στα συστήματα πεζοδρομίων και στις διαθέσεις αποβλήτων.

Αυτό το ενδιαφέρον οδήγησε επίσης στην ανάπτυξη πολλών παραλλαγών της μεθόδου, με βάση την εφαρμογή των διαφορετικών πηγών ή των εργαλείων ανάλυσης των σημάτων. Μια άλλη δυνατότητα δίνεται με μεθόδους βασισμένες στον περιβαλλοντικό θόρυβο που ονομάζεται επίσης παθητικές μέθοδοι επειδή δεν παράγουν καμία διαταραχή.

Μια άλλη σημαντική βελτίωση στην εκτέλεση των ερευνών που βασίζονται στην διάδοση των επιφανειακών κυμάτων δίνει τη δυνατότητα της εξασφάλισης όχι μόνο της ακαμψία των γεωυλικών αλλά και των διαθλαστικών ιδιοτήτων τους.

2.3.4 Παθητικές μέθοδοι

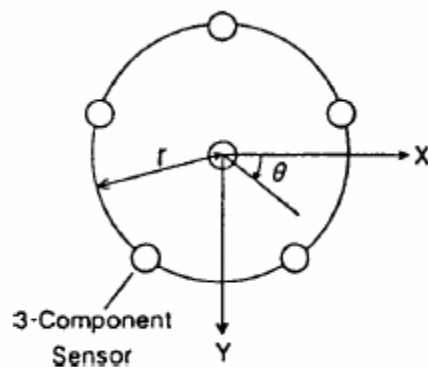
Μια από τις κύριες δυσκολίες στην έρευνα SASW αφορά στη δυνατότητα να εξερευνηθεί η κατατομή (profile) μέχρι ένα μεγάλο βάθος. Πράγματι η δυνατότητα της εξασφάλισης των χαρακτηριστικών ακαμψίας σε βαθιά στρώματα συνδέεται άμεσα με τη χαμηλότερη συχνότητα της έρευνας (υψηλότερο μήκος κύματος) και στη συνέχεια αυτό συνδέεται με την ενέργεια η οποία η πηγή είναι ικανή να διαβιβάσει στο έδαφος. Για να υπερνικηθεί αυτό το πρόβλημα, χρειάζεται να χρησιμοποιηθούν πολύ ογκώδης πηγές, αλλά αυτό υπονοεί επίσης αύξηση στο συνολικό κόστος της συλλογής των δεδομένων του πεδίου, η οποία συνήθως θεωρείται ένα από το πλεονέκτημα των μη καταπατητικών μεθόδων όπως το SASW. Επιπλέον η έρευνα για το μεγάλο μήκος

κύματος υπονοεί τη δυνατότητα μιας αρκετά επιμήκους διάταξης στο ελεύθερο πεδίο για να συμμορφωθεί με τις απαιτήσεις για την ελαχιστοποίηση του κοντινού πεδίου επιρροών.

Μια πιθανή εναλλακτική λύση μπορεί να είναι η χρήση μικρής περιόδου μικροθόρυβου (microtremors) ($T < 1s$), λόγω φυσικών γεγονότων ή ανθρώπινων δραστηριοτήτων στον κοντινό περιβάλλον της περιοχής. Λόγω της απουσίας μιας συγκεκριμένης πηγής, τέτοιες μέθοδοι καλούνται συχνά παθητικές μέθοδοι. Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι σε ευνοϊκές περιστάσεις αυτές οι μέθοδοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να χαρακτηριστεί το βάθος περισσότερο από εκατό μέτρα (Horike 1985), πηγαίνοντας πολύ βαθύτερα από οποιαδήποτε άλλη μέθοδο ενεργούς πηγής μπορεί να φτάσει. Η βέλτιστη λύση για το γεωτεχνικό χαρακτηρισμό μπορεί να ληφθεί με μια υβριδική μέθοδο, χρησιμοποιώντας μικρής περιόδου microtremors, για βαθύτερο προσδιορισμό στρωμάτων, μαζί με αναγκασμένη δόνηση, για να καλυφθεί η ανάγκη των κυμάτων υψηλής συχνότητας δεδομένου ότι το εύρος των microtremors είναι έντονα επηρεασμένο από το θόρυβο.

Η δυνατότητα χρησιμοποίησης καταγραφών που λαμβάνονται από microtremors είναι αυστηρά συνδεδεμένη με την υπόθεση ότι τέτοια σήματα μπορούν να συνδεθούν ουσιαστικά με τα κύματα Rayleigh. Αυτή η απαίτηση είναι συνήθως ικανοποιημένη εάν η παρατήρηση είναι σύμφωνη με ευνοϊκή καιρική συνθήκη, δηλ. στην απουσία ισχυρών ανέμων (Horike 1985).

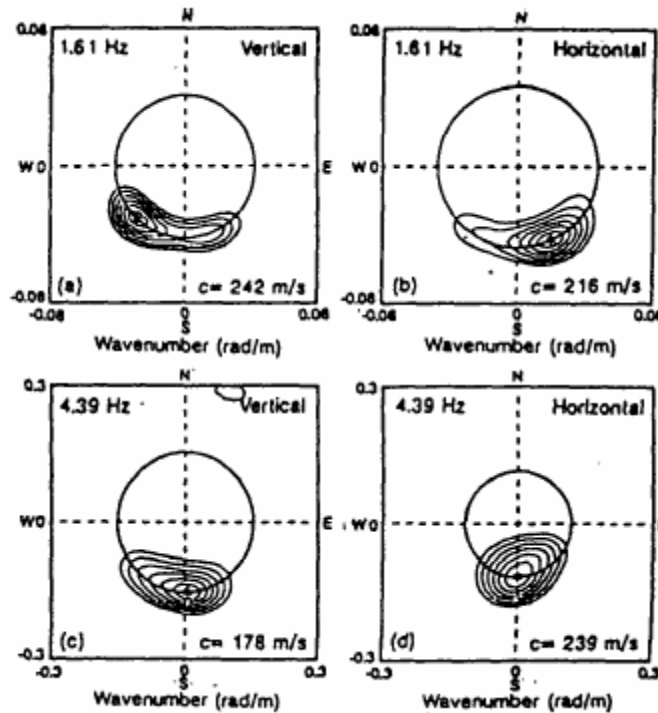
Τα βασικά βήματα της διαδικασίας για τον εδαφολογικό χαρακτηρισμό που χρησιμοποιεί microtremors (Horike 1985, Tokimatsu 1995, Zwycki και Rix 1999) είναι ουσιαστικά τα ίδια της έρευνας SASW: μετρήσεις στην περιοχή εξέτασης, αξιολόγηση των καμπύλων διασποράς και αντιστροφή. Διάφοροι αισθητήρες απαιτούνται επειδή δεν υπάρχει κανένας περιορισμός σε έναν ενιαίο τρόπο διάδοσης ή μια ενιαία κατεύθυνση της διάδοσης, επειδή η πραγματική θέση πηγής είναι άγνωστη. Συνήθως οι δέκτες επεκτείνονται σε μια κυκλική διάταξη είτε με είτε χωρίς δέκτη στο κέντρο της διάταξης (Σχήμα 2.7). Χρησιμοποιώντας τρισδιάστατους δέκτες αυτό είναι πιθανό να αναλύσει και την κάθετη και την οριζόντια κίνηση μορίων που σχετίζεται με τα microtremors.



Σχήμα 2.7 Μετρήσεις παθητικού θορύβου: παράδειγμα της διαμόρφωσης της διάταξης δεκτών (από Tokimatsu 1995)

Οι μετρήσεις του περιβαλλοντικού θορύβου διεξάγονται για ένα χρονικό διάστημα που πρέπει να είναι επαρκές για να ληφθεί ένας σύμφωνος αριθμός μη επικαλυπτόμενων τμημάτων των δεδομένων, των οποίων η παράμετρος της απόκτησης πρέπει να καθοριστεί ως συνάρτηση της απαραίτητης ανάλυσης στη συχνότητα και της μέγιστης συχνότητας του ενδιαφέροντος. Η δοκιμή επαναλαμβάνεται χαρακτηριστικά για τις διαφορετικές αποστάσεις των δεκτών.

Η ανάλυση των δεδομένων εκτελείται χρησιμοποιώντας φασματικές τεχνικές εκτίμησης υψηλής ευκρίνειας, συχνότητα-κυματαριθμός, εξετάζοντας την μη επικάλυψη των τμημάτων των δεδομένων της καταγραφής αντί της διαφορετικής επανάληψης της περίπτωσης ενεργού πηγής. Δεδομένου ότι σε αυτήν την περίπτωση οι δέκτες δεν τοποθετούνται σύμφωνα με μια ευθεία γραμμή η καθοδήγηση από τη διάταξη των δεδομένων με το δοκιμαστικό κυματαριθμό γίνεται σε πολλές κατευθύνσεις. Το προκύπτον φάσμα μπορεί να αντιπροσωπευθεί ως 2D κυματαριθμό (k_x - k_y) πλοκή περιγράμματος για κάθε αναλυθείσα συχνότητα (σχήμα 2.8). Η αιχμή αυτής της χωρικής πλοκής χρησιμοποιείται για να αξιολογηθεί ο κυματαριθμός που συνδέεται με το κυρίαρχο κύμα επιφάνειας και την κατεύθυνση της διάδοσης του. Επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία για τις διαφορετικές συχνότητες, καθορίζονται οι καμπύλες διασποράς. Οι διαδικασίες αντιστροφής είναι παρόμοιες με εκείνες της έρευνας SASW.



Σχήμα 2.8 Παράδειγμα των fk φασμάτων των μετρήσεων περιβαλλοντικού θορύβου: κατακόρυφες και οριζόντιες συνιστώσες παρουσιάζονται για δύο διαφορετικές συχνότητες (από Tokimatsu 1995)

Κεφάλαιο 3

Κύματα Rayleigh

3.1 Περίληψη

Κύματα που διαδίδονται σε ένα μέσο μπορούν να διαιρεθούν κατά προσέγγιση σε δύο κύριες κατηγορίες: κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα. Τα επιφανειακά κύματα παράγονται μόνο με την παρουσία ενός ελεύθερου ορίου και μπορούν να είναι ουσιαστικά δύο κατηγοριών: κύματα Love και κύματα Rayleigh. Τα κύματα Love μπορούν να υπάρξουν μόνο με την παρουσία ενός μαλακού επιφανειακού στρώματος πάνω από ένα σκληρό ημιδιάστημα και παράγονται από ενέργεια που παγιδεύεται στο μαλακότερο στρώμα, από πολλαπλές ανακλάσεις. Τα κύματα Rayleigh παράγονται πάντα όταν μια ελεύθερη επιφάνεια υπάρχει σε ένα συνεχές σώμα.

Τα κύματα επιφάνειας Rayleigh είναι μια μορφή κυμάτων που χαρακτηρίζονται από διαμήκη και εγκάρσια κίνηση στην επιφάνεια ενός στερεού μέσου. Τα μόρια σε ένα στερεό, μέσω του οποίου διαδίδονται τα κύματα επιφάνειας Rayleigh, κινούνται σε ελλειπτικές πορείες, με το μεγαλύτερο άξονα της έλλειψης κάθετο προς την επιφάνεια του στερεού. Όσο το βάθος μέσα στο στερεό αυξάνει, το 'πλάτος' της ελλειπτικής πορείας μειώνεται.

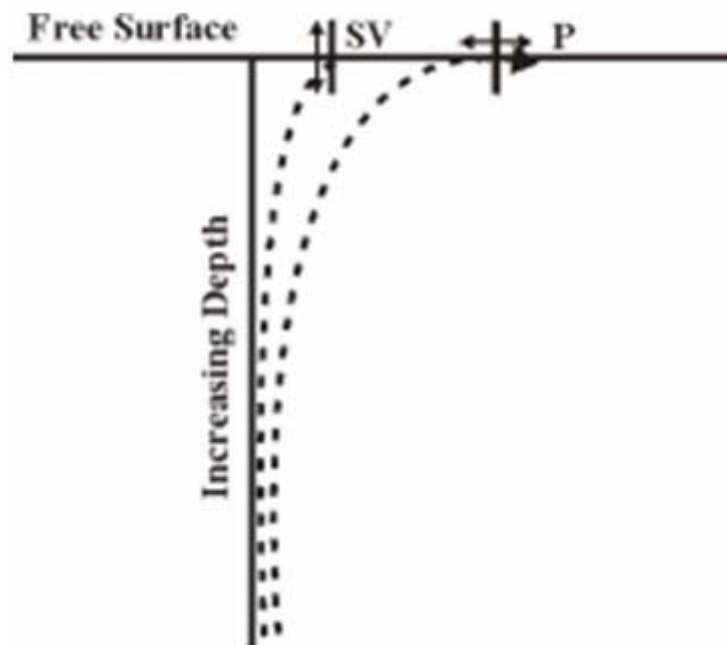
Ο John William Strutt, Lord Rayleigh αρχικά εισήγαγε αυτά τα κύματα ως λύση του προβλήματος της ελεύθερης ταλάντωσης για ένα ελαστικό ημιδιάστημα το 1885 ("Στα κύματα που διαδίδονται κατά μήκος της επιφάνειας ενός ελαστικού στερεού"). Στις τελευταίες προτάσεις του προηγούμενου εγγράφου, προέβλεψε ότι κάθε είδος κύματος θα μπορούσε να έχει διάδοση μέσα στη σεισμική δόνηση ή στο σεισμικό θόρυβο. Πράγματι η εισαγωγή των επιφανειακών κυμάτων προηγήθηκε από μερικές σεισμικές παρατηρήσεις που δεν μπορούσαν να εξηγηθούν χρησιμοποιώντας μόνο τη θεωρία των κυμάτων χώρου, που ήταν πολύ γνωστή εκείνη την περίοδο. Πρώτα απ' όλα η φύση της σημαντικής δόνησης ή θορύβου δεν ήταν σαφής, επειδή οι πρώτες αφίξεις ήταν ένα ζευγάρι της αντιστοιχίας μικρότερης δόνησης των P και S κυμάτων αντίστοιχα. Το μεγαλύτερο ποσό της ενέργειας συνδεδεμένο με αυτό τον αργό θόρυβο, εάν συγκρίνεται με αυτά του κύματος χώρου, ήταν ένα δυνατό στοιχείο της μικρότερης μείωσης περνώντας μέσα από το ίδιο μέσο και αυτό θα μπορούσε να εξηγηθεί μόνο υποθέτοντας ότι αυτό το περαιτέρω είδος κύματος περιορίζεται ουσιαστικά από την επιφάνεια (Graff 1975).

Μια άλλη κύρια συμβολή σχετικά με τις αναγκασμένες δονήσεις δόθηκε διαδοχικά από τον Horace Lamb ("Στη διάδοση των δονήσεων πέρα από την επιφάνεια ενός ελαστικού στερεού", 1904), το οποίο έλυσε το πρόβλημα μιας αρμονικής δύναμης σημείου ενεργώντας στην

επίγεια επιφάνεια. Πρότεινε επίσης τη λύση για την περίπτωση ενός γενικού παλμού, με τη χρησιμοποίηση της έννοιας της σύνθεσης Fourier.

Η χρησιμότητα των επιφανειακών κυμάτων για τα προβλήματα χαρακτηρισμού εδαφών είναι σαφής λόγω μερικών σημαντικών χαρακτηριστικών γνωρισμάτων και ειδικά στη δυνατότητα ανίχνευσης τους από την επιφάνεια ενός στερεού, με ισχυρά πλεονεκτήματα έναντι στις μη καταπατητικές τεχνικές ανάπτυξης (Viktorov 1967).

Τα κύματα Rayleigh, είναι το αποτέλεσμα από ένα προσπίπτων P και ένα SV κύμα (Στην περίπτωση ενός S κύματος ή εγκάρσιου κύματος, η κίνηση των μορίων είναι κάθετη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος επομένως δημιουργείται κίνηση προς δύο διευθύνσεις. Η μια είναι οριζόντια προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος και συμβολίζεται με SH και η άλλη είναι κάθετη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος και συμβολίζεται με SV. Τα Rayleigh κύματα αποτελούνται από την κάθετη αυτή συνιστώσα SV και από το P κύμα.) στην ελεύθερη επιφάνεια και ταξιδεύουν παράλληλα σε αυτή την επιφάνεια. Στην παρακάτω εικόνα περιγράφεται ο τρόπος που δημιουργείται ένα Rayleigh κύμα.



Τρόπος δημιουργίας ενός Rayleigh κύματος.

Τα κύματα Rayleigh ταξιδεύουν πάνω στην επιφάνεια με μια παλινδρομική εληπτική κίνηση μορίων. Η κίνηση των μορίων, λόγω των Rayleigh κυμάτων, υφίσταται μόνο στο κάθετο επίπεδο χωρίς καθόλου εφαπτόμενη κίνηση. Αυτό σημαίνει ότι τα Rayleigh κύματα είναι περισσότερο κοινώς εμφανιζόμενα στην κάθετη συνιστώσα των σειсмоγραφημάτων. Από τον καθορισμό των Rayleigh κυμάτων, συμπεραίνουμε ότι είναι επιφανειακά κύματα, έτσι πηγές πιο κοντά στην επιφάνεια τείνουν να διεγείρουν ισχυρότερα Rayleigh κύματα σε σχέση με πηγές που

βρίσκονται βαθύτερα μέσα στη Γή (Lay and Wallace, 1995). Όπως στα Love κύματα, έτσι και στα Rayleigh κύματα, το πλάτος μειώνεται εκθετικά με το βάθος. Αυτά τα κύματα έχουν ένα, δύο-διαστάσεων κυλινδρικής γεωμετρίας, τρόπο διάδοσης ο οποίος μειώνεται με την ακτίνα r από την πηγή αναλογικά με το $1/\sqrt{r}$ (Lay and Wallace, 1995). Αυτό σημαίνει ότι τα κύματα Rayleigh είναι συνήθως το μεγαλύτερο πλάτος κυμάτων σε μια ευρεία ζώνη του σεισμομέτρου. Τα κύματα Rayleigh είναι επίσης διεσπαρμένα κύματα, όπου, μακρύτερες περιόδους ερευνούν βαθύτερα υλικά και φτάνουν πριν τις συντομότερες περιόδους και τις κάνουν ένα πολύτιμο εργαλείο για τον προσδιορισμό των ρηχών δομών του φλοιού μιας περιοχής.

3.2 Ομοιογενές ημιδιάστημα

3.2.1 Γραμμικό ελαστικό μέσο

Εάν η συνθήκη ελεύθερου ορίου επιβάλλεται στις γενικές εξισώσεις για το κύμα διάδοσης σε ένα γραμμικό ελαστικό ομοιογενές μέσο, η λύση για τα επιφανειακά κύματα Rayleigh μπορεί να συναχθεί από τις συνιστώσες P-SV του κύματος. Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι ένα SH κύμα που διαδίδεται σε ένα ελεύθερο όριο μπορεί να υπάρξει μόνο υπό τον περιοριστικό όρο διάταξης με στρώματα (και σε εκείνη την περίπτωση καλείται συνήθως κύμα Love) και ως εκ τούτου δεν μπορεί να υπάρξει για το ομοιογενές ημιδιάστημα.

Οι εξισώσεις Navier για τη δυναμική ισορροπία στη διανυσματική διατύπωση μπορούν να εκφραστούν όπως:

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla \cdot \mathbf{u} + \mu\nabla^2 \mathbf{u} + \rho\mathbf{f} = \rho\ddot{\mathbf{u}} \quad (3.1)$$

όπου \mathbf{u} είναι το διάνυσμα μετατοπίσεων μορίων, ρ η μέση πυκνότητα, λ και μ οι σταθερές Lamé και \mathbf{f} οι σωματικές δυνάμεις. Παραμελώντας την τελική συμβολή, εξετάζεται το ελεύθερο πρόβλημα δόνησης.

Η λύση μπορεί να αναζητηθεί χρησιμοποιώντας την απόσβεση Helmholtz και υποθέτοντας μια εκθετική μορφή (Richart et Al. 1970). Το κίνητρο για να υποθέσουμε την εκθετική μορφή είναι ότι εξ' ορισμού ένα επιφανειακό κύμα πρέπει να αποσβεστεί γρήγορα με το βάθος.

Επιβολή των συνθηκών ορίου της μηδενικής τάσης στην ελεύθερη επιφάνεια:

$$\delta = 0 \quad (3.2)$$

η λύση των επιφανειακών κυμάτων, μπορεί να βρεθεί. Ειδικότερα για την περίπτωση της προφανής τάσης, απορρίπτοντας τις λύσεις που δίνουν άπειρο πλάτος σε άπειρο βάθος, μια λύση (κύμα Rayleigh) μπορεί να βρεθεί μόνο εάν η ακόλουθη χαρακτηριστική εξίσωση είναι ικανοποιημένη από την ταχύτητα της διάδοσης του επιφανειακού κύματος:

$$K^6 - 8K^4 + (24 - 16\gamma^2) \cdot K^2 + 16 \cdot (\gamma^2 - 1) = 0 \quad (3.3)$$

όπου K και G είναι οι ακόλουθες αναλογίες μεταξύ των ταχυτήτων των διαμηκών (P), των εγκάρσιων (S) και των κυμάτων Rayleigh (R):

$$K = \frac{V_R}{V_S} \quad (3.4)$$

$$\gamma = \frac{V_S}{V_P} \quad (3.5)$$

Αυτή η εξίσωση είναι μια κυβική στο K^2 και οι ρίζες της είναι μια συνάρτηση της

$$\gamma^2 = \frac{1 - 2\nu}{2(1 - \nu)}$$

Αναλογίας Poisson, και ισχύει . Μπορεί να αποδειχθεί (Viktorov 1967) ότι για πραγματικά μέσα ($0 < \nu < 0.5$) μόνο πραγματική και αποδεκτή (δηλ. στο εύρος 0 έως 1) λύση υπάρχει. Η σχέση μεταξύ των ταχυτήτων της διάδοσης των διαφορετικών κυμάτων ως μια συνάρτηση της Αναλογίας Poisson αναφέρονται στο σχήμα 3.1.

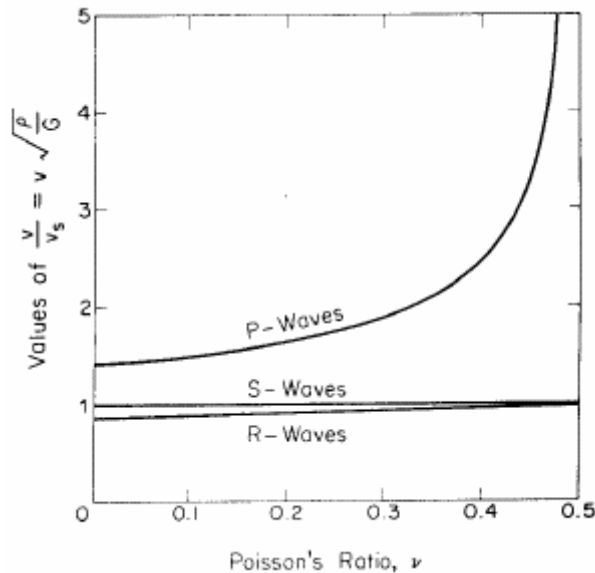
Μια κατά προσέγγιση λύση της χαρακτηριστικής εξίσωσης (3.3) είχε προταθεί από τον Viktorov (1967):

$$K = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \quad (3.6)$$

Από το σχήμα 3.1, είναι εμφανές ότι η διαφορά μεταξύ της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων και της ταχύτητας κυμάτων Rayleigh είναι πολύ περιορισμένη, όντας οι τελευταίες ελαφρώς μικρότερες από τις πρώτες. Ειδικότερα το ακριβές εύρος της παραλλαγής δίνεται από:

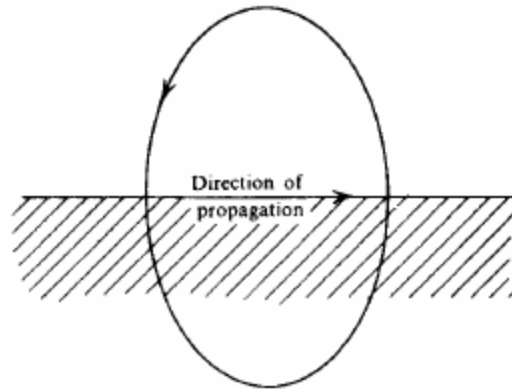
$$0.87 < \frac{V_R}{V_S} < 0.96 \quad (3.7)$$

Σημειώστε ότι δεν υπάρχει καμία εξάρτηση της ταχύτητας των κυμάτων Rayleigh από τη συχνότητα, δηλ. ένα ομοιογενές γραμμικό ελαστικό μέσο χαρακτηρίζεται από μια μοναδική τιμή ταχύτητας των Rayleigh κυμάτων.



Σχήμα 3.1 Σχέση μεταξύ της αναλογίας Poisson και της ταχύτητας της διάδοσης διαμηκών (P), εγκαρσίων (S) και κύματα Rayleigh (R) σε γραμμικό ελαστικό σε ομοιογενή ημιδιάστημα (από Richart 1962)

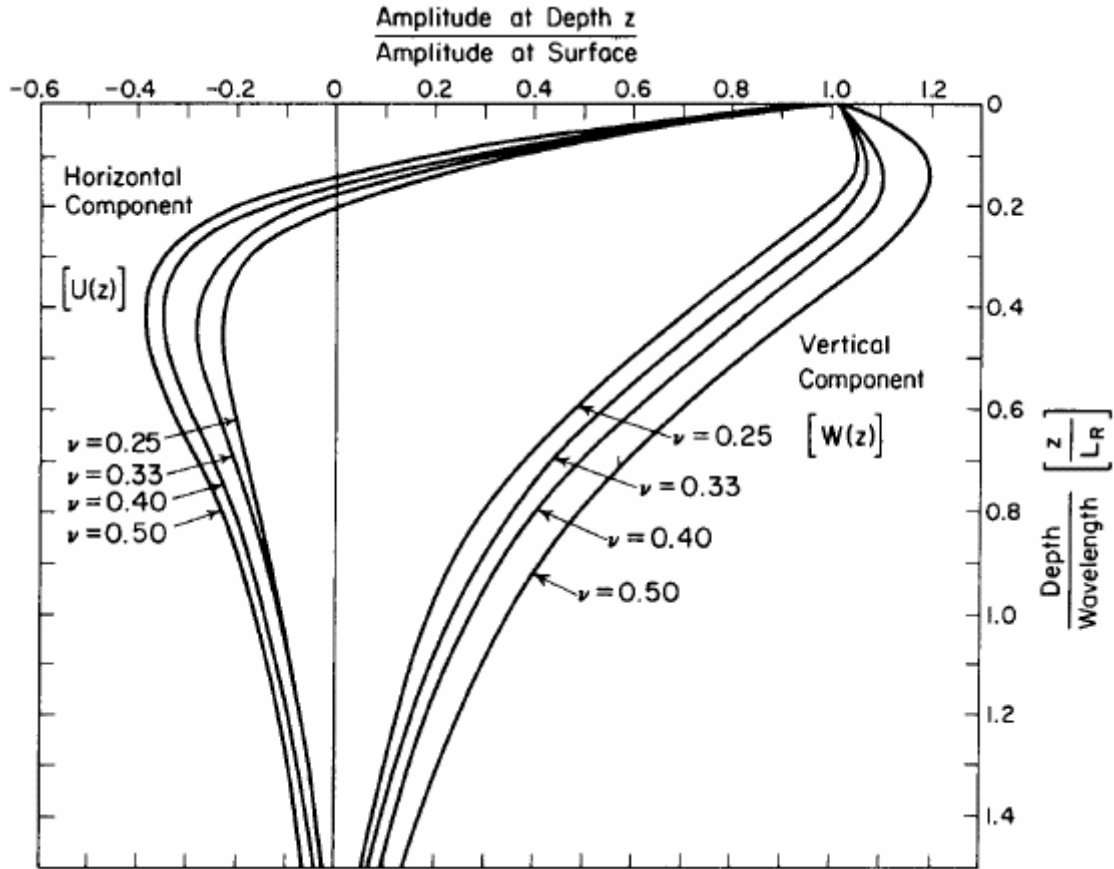
Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι αφού η λύση είναι αποκτηθείσα χρησιμοποιώντας την απόσβεση Helmholtz, το επιφανειακό κύμα μπορεί να θεωρηθεί ως συνδυασμός δύο χωριστών συστατικών: ένα διάμηκες και ένα εγκάρσιο. Διαδίδονται κατά μήκος της επιφάνειας με την ίδια ταχύτητα αλλά έχουν διαφορετικούς εκθετικούς νόμους για την εξασθένηση με το βάθος. Προφανώς οι τομείς κυμάτων είναι τέτοιοι που ο συνδυασμός από τα δύο δίνει μια μηδενική συνολική τάση στο όριο του ημιδιαστήματος.



Σχήμα 3.2 Κίνηση μορίων στην επιφάνεια κατά τη διάρκεια της μετάβασης των Rayleigh κυμάτων σε ένα ελαστικό ομοιογενές ημιδιάστημα

Όσον αφορά στους τομείς μετατοπίσεων, μπορούν να υπολογιστούν εισάγοντας τη λύση της χαρακτηριστικής εξίσωσης στην αντίστοιχη διατύπωση. Οι προκύπτουσες οριζόντιες και κάθετες συνιστώσες της κίνησης είναι εκτός φάσης ακριβώς 90° η μια με την άλλη, με την κάθετη συνιστώσα μεγαλύτερη σε πλάτος από την οριζόντια, ως εκ τούτου η προκύπτουσα κίνηση μορίων είναι μια έλλειψη. Στην επίπεδα επιφάνεια η έλλειψη είναι οπισθοδρομική (π.χ. αντίθετα προς τη φορά των δεικτών του ρολογιού εάν η κίνηση διαδίδεται από τα αριστερά προς τα δεξιά όπως φαίνεται στο σχήμα 3.2), αλλά πηγαίνοντας σε βάθος η έλλειψη αντιστρέφεται σε ένα βάθος ίσο περίπου με $1/2\pi$ του μήκους κύματος.

Μια άλλη σημαντική παρατήρηση είναι η μείωση με τον εκθέτη βάθους, το πλάτος κινήσεων μορίων γίνεται γρήγορα αμελητέο με το βάθος. Για αυτό το λόγο μπορεί να αξιολογηθεί ότι η διάδοση κυμάτων έχει επιπτώσεις περιορισμένες σε μια επιφανειακή ζώνη (σχήμα 3.3), ως εκ τούτου δεν επηρεάζεται από τα μηχανικά χαρακτηριστικά των στρωμάτων, βαθύτερα, απ' ότι για ένα μήκος κύματος.



Σχήμα 3.3 Αναλογία πλάτους σε σχέση με το αδιάστατο βάθος για κύμα Rayleigh σε ομοιογενές ημιδιάστημα (από Richart et Al. 1970)

Η λύση για μια γραμμική ή σημειακή πηγή που ενεργεί στην επίγεια επιφάνεια μπορεί να βρεθεί στο έγγραφο του Lamb που έχει αναφερθεί ανωτέρω. Εν προκειμένω είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι, λόγω της αξονικής συμμετρίας του προβλήματος, η διαταραχή διαδίδεται υπό μορφή δακτυλιοειδούς τομέα κυμάτων. Η μειωμένη γεωμετρική εξασθένηση των επιφανειακών κυμάτων μπορεί να συνδεθεί άμεσα σε αυτήν την ιδιότητα.

Επίσης ο Lord Rayleigh, αν και δεν έλυσε την περίπτωση μιας σημειακής πηγής, είχε μια παρόμοια διαίσθηση για τα επιφανειακά κύματα: *"Αποκλίνοντας σε δύο διαστάσεις μόνο, πρέπει να αποκτηθούν σε μια μεγάλη απόσταση από την πηγή μιας συνεχώς αυξανόμενης υπεροχής"* (τελικές παρατηρήσεις του ανωτέρω αναφερομένου εγγράφου).

Ο γεωμετρικός διαδιδόμενος παράγοντας, δηλ. ο παράγοντας σύμφωνα με τον οποίο τα κύματα εξασθενούν καθώς πηγαίνουν μακριά από την πηγή, μπορεί να εκτιμηθεί με τις ακόλουθες φυσικές μελέτες για τα μέτωπα κυμάτων.

Εξετάζοντας μια θαμμένη σημειακή πηγή σε ένα άπειρο μέσο, η απελευθερωμένη ενέργεια είναι εξαπλωμένη σε μια σφαιρική επιφάνεια και ως εκ τούτου η εξασθένηση της είναι

ανάλογη προς το τετράγωνο της απόστασης από την πηγή. Δεδομένου ότι η ενέργεια είναι ανάλογη προς το τετράγωνο των μετατοπίσεων, το τελευταίο μειώνεται αναλογικά με την απόσταση. Ανάλογα τα κύματα Rayleigh, τα οποία παράγονται από μια σημειακή πηγή ενεργώντας στην επιφάνεια του εδάφους, διαδίδονται με μια κυλινδρική κυματομορφή, η ενεργειακή μείωσή τους πρέπει να είναι ανάλογη προς την απόσταση και την εξασθένηση μετατοπίσεων στην τετραγωνική ρίζα της απόστασης. Σχετικά με τη γεωμετρική μείωση των διαμηκών και εγκαρσίων κυμάτων κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας, δεν είναι δυνατή μια αναλογία στις προηγούμενες περιπτώσεις, αλλά μπορεί να αποδειχθεί ότι λόγω της διαρροής της ενέργειας στο ελεύθερο διάστημα η εξασθένηση μετατοπίσεων πηγαίνει με το τετράγωνο της απόστασης (Richart et al. 1970). Εν περιλήψει για ένα γραμμικό ελαστικό ημιδιάστημα ένας απλός νόμος δύναμης του ακόλουθου τύπου μπορεί να εκφράσει τις συνέπειες της απόσβεσης στο πλάτος κυμάτων:

$$\frac{1}{r^n} \quad \text{with} \quad n = \begin{cases} 2 & \text{for longitudinal and shear waves on the surface} \\ 1 & \text{for body waves into the solid} \\ \frac{1}{2} & \text{for Rayleigh waves} \end{cases} \quad (3.8)$$

όπου r είναι η απόσταση από την σημειακή πηγή.

Πίσω στην εργασία του Lamb, οι μετατοπίσεις σε μεγάλη απόσταση r από μια κατακόρυφο αρμονική σημειακή δύναμη $F_z \cdot e^{i\omega t}$ μπορεί να εκφραστεί ως:

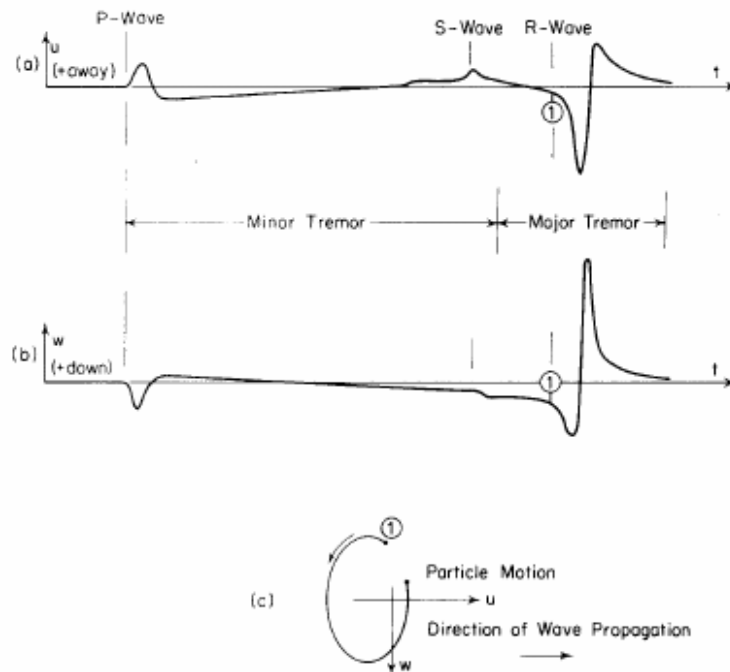
$$u_z = F_z \cdot \frac{b_z}{\sqrt{r}} \cdot e^{i\left(\omega t - kr - \frac{\pi}{4}\right)} \quad (3.9)$$

$$u_r = F_z \cdot \frac{b_r}{\sqrt{r}} \cdot e^{i\left(\omega t - kr + \frac{\pi}{4}\right)} \quad (3.10)$$

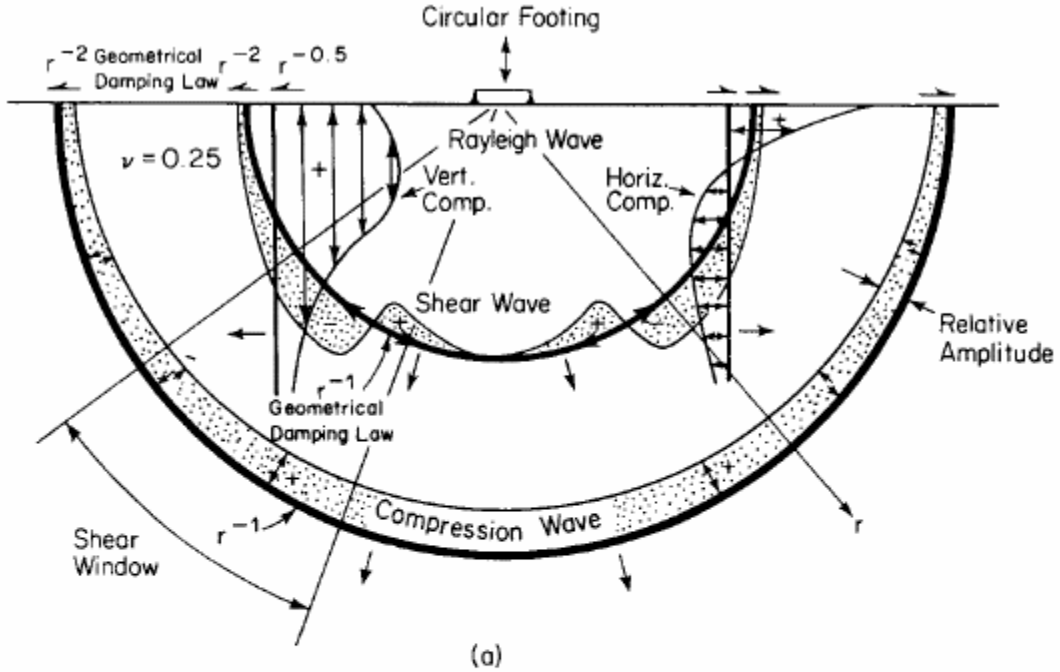
όπου u_z και u_r είναι οι κάθετες και ακτινικές μετατοπίσεις, b_z και b_r είναι οι συναρτήσεις των μηχανικών παραμέτρων του μέσου και k είναι ο κυμαριθμός (wavenumber) που καθορίζεται από την ακόλουθη σχέση:

$$k = \frac{\omega}{V_R} \quad (3.11)$$

Οι δύο μετατοπίσεις είναι εκτός φάσης των 90° και ως εκ τούτου τα μόρια περιγράφουν μια ελλειπτική πορεία, όπως προβλέφθηκε από τη λύση του ομοιογενούς προβλήματος συσχετιζόμενο με την ελεύθερη ταλάντωση.



Σχήμα 3.4 Πλήρες κυματικό πεδίο που προβλέπεται από Lamb (1904) για μια επιφανειακή σημειακή πηγή σε ένα ελαστικό ημιδιάστημα (α) οριζόντια ακτινική κίνηση (β) κάθετη κίνηση (γ) πορεία μορίων από κύματα Rayleigh.



Wave Type	Per Cent of Total Energy
Rayleigh	67
Shear	26
Compression	7

(b)

Σχήμα 3.5 Αρμονική κάθετη σημειακή πηγή που ενεργεί στην επιφάνεια ενός ομοιογενούς, ισοτροπικού, γραμμικού ελαστικού ημιδιαστήματος: (α) Πλήρης μετασπίσεις κυματικού πεδίου (β) Διαίρεση της ενέργειας μεταξύ των διαφορετικών τύπων κυμάτων (από Woods 1968).

Η θέση ενός δεδομένου χαρακτηριστικού σημείου του κύματος (παραδείγματος χάριν μια αιχμή ή μια ύφεση) περιγράφεται από τις σταθερές τιμές της φάσης:

$$(\omega t - kr) = const \tag{3.12}$$

κατά συνέπεια με κάποιο χειρισμό και καλώντας ξανά την εξίσωση (3.11) που είναι σαφής ο λόγος, γιατί η V_R δηλώνεται συχνά ως ταχύτητα φάσης των Rayleigh κυμάτων.

Εξετάζοντας μια κυκλική θέση που δονείται αρμονικά σε χαμηλή συχνότητα πάνω σε ένα ομοιογενές ισοτροπικό γραμμικό ελαστικό ημιδιάστημα, Miller και Pursey (1955) έδειξαν ότι τα 2/3 της αρχικής συνολικής ενέργειας πηγαίνουν στα κύματα Rayleigh και το υπόλοιπο μέρος είναι

διαιρεμένο μεταξύ των κυμάτων χώρου (σχήμα 3.5b). Προσθέτοντας αυτές τις πληροφορίες στις παραπάνω εκτιμήσεις για τη γεωμετρική εξασθένηση, το συμπέρασμα είναι ότι σε μια ορισμένη απόσταση από την πηγή, το κυματικό πεδίο εξουσιάζεται ουσιαστικά από τα κύματα Rayleigh. Αυτό είναι ουσιαστικά το ίδιο συμπέρασμα που συνάγεται από τον Lamb (1904), ο οποίος διαίρεσε τις συνεισφορές κυμάτων σε δύο δευτερεύουσες δονήσεις (P και S) και σε μια άλλη σημαντική δόνηση (R) (σχήμα 3.4).

Όλα τα σημαντικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα του πλήρους κυματικού πεδίου που παράγεται από μια χαμηλής συχνότητας αρμονική σημειακή πηγή συνοψίζεται στο σχήμα 3.5.

3.2.2 Γραμμικό ιξώδες ελαστικό μέσο

Σε πολύ χαμηλά επίπεδα τάσης η εδαφολογική συμπεριφορά δεν μπορεί να θεωρηθεί ελαστική, πράγματι οι κύκλοι φόρτωσης και εκφόρτωσης παρουσιάζουν ενεργειακό διασκεδασμό. Υπενθυμίζοντας την πραγματική φύση του εδάφους, είναι διαισθητικό ότι ο διασκεδασμός οφείλεται ουσιαστικά στην τριβή μεταξύ των μορίων και της κίνησης του ρευστού των πόρων, και ως εκ τούτου αυτό εμφανίζεται επίσης για πολύ μικρές παραμορφώσεις, όταν το έδαφος είναι μακριά από τις συνθήκες πλαστικότητας.

Για να αποτελέσει το διασκεδασμό, ένα ισοδύναμο γραμμικό ιξώδες ελαστικό μοντέλο μπορεί να αποτεθεί σε μικρές παραμορφώσεις. Σε αυτή την εκτίμηση η αρχή αντιστοιχίας μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να επεκταθεί το αποτέλεσμα που επιτυγχάνεται στην περίπτωση ενός γραμμικού ελαστικού μέσου. Σύμφωνα με αυτό, η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μπορεί να αντικατασταθεί από μια σύνθετη εκτιμημένη ταχύτητα που αποτελεί την εξασθένηση τέτοιων κυμάτων. Υιοθετώντας αυτή την αρχή ο Viktorov (1967) έδειξε ότι η εξασθένηση των επιφανειακών κυμάτων σε ομοιογενές γραμμικό ιξώδες ελαστικό μέσο κυβερνάται πρώτιστα από τον παράγοντα εξασθένησης του εγκάρσιου κύματος. Ειδικότερα διαπίστωσε ότι η εξασθένηση των Rayleigh κυμάτων α_R θα μπορούσε να εκφραστεί ως γραμμικός συνδυασμός της εξασθένησης των διαμηκών κυμάτων α_P και της εξασθένησης των εγκάρσιων κυμάτων α_S , σύμφωνα με την έκφραση:

$$\alpha_R = A \cdot \alpha_P + (1 - A) \cdot \alpha_S \quad (3.13)$$

όπου A είναι μια ποσότητα που εξαρτάται μόνο από την Αναλογία Poisson. Δεδομένου ότι το A είναι πάντα μικρότερο από 0.5, η εξασθένηση των εγκάρσιων κυμάτων είναι διαδεδομένη στον καθορισμό της εξασθένησης των Rayleigh κυμάτων. Επιπλέον για τιμές της Αναλογίας Poisson υψηλότερες από 0.2, το A είναι μικρότερο από 0.2 (σχήμα 3.6).

Το κυματικό πεδίο που παράγεται από μια κάθετη αρμονική σημειακή πηγή που ενεργεί στην επίπεδα επιφάνεια μπορεί να ληφθεί εφαρμόζοντας την αρχή αντιστοιχίας στη λύση του Lamb. Παραδείγματος χάριν αντικαθιστώντας ένα σύνθετο κυματαριθμό στην (3.9) είναι πιθανό να αξιολογηθούν οι κάθετες μετατοπίσεις όπως:

$$u_z = F_z \cdot \frac{b_z^*}{\sqrt{r}} \cdot e^{i\left(\omega t - k^* r - \frac{\pi}{4}\right)} \quad (3.14)$$

όπου προφανώς, επίσης η ποσότητα b_z^* αλλάζει δεδομένου ότι εξαρτάται από τις μηχανικές παραμέτρους, οι οποίες είναι τώρα εκείνες του ιξώδους ελαστικού μέσου.

Ο σύνθετος κυματαριθμός ορίζεται ως:

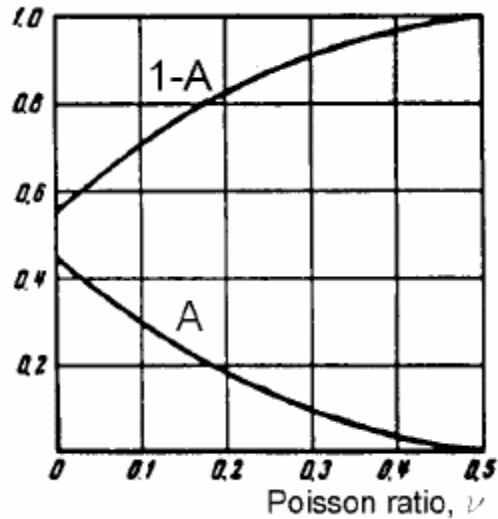
$$k^* = k - i\alpha = \frac{\omega}{V_R(\omega)} - i\alpha(\omega) \quad (3.15)$$

όπου $\alpha(\omega)$ είναι η υλική εξασθένηση των επιφανειακών κυμάτων και V_R είναι τώρα εξαρτημένη από τη συχνότητα λόγω της υλικής διασποράς. Με μερικούς χειρισμούς της εξίσωσης (3.14) η φάση και το πλάτος των μετατοπίσεων μπορούν να χωριστούν ως ακολούθως:

$$u_z = F_z \cdot \frac{b_z^*}{\sqrt{r}} \cdot e^{-\alpha r} \cdot e^{i\left(\omega t - kr - \frac{\pi}{4}\right)} \quad (3.16)$$

και σε αυτήν την διατύπωση τα εκθετικά αποτελέσματα λόγω της υλικής εξασθένησης είναι

εμφανή. Πρέπει να σημειωθεί επίσης ότι η ποσότητα $\frac{e^{-\alpha r}}{\sqrt{r}}$ αντιπροσωπεύει τη συνδυασμένη επίδραση της υλικής και γεωμετρικής εξασθένησης όσο το κύμα διαδίδεται από την πηγή.



Σχήμα 3.6 Παράγοντες εξασθένησης των κυμάτων χώρου σε σχέση με την αναλογία Poisson (Viktorov 1967)

3.3 Κάθετα ετερογενή μέσα

3.3.1 Γραμμικό ελαστικό μέσο

Για τα ετερογενή και ανισότροπα μέσα η μαθηματική διατύπωση των κυμάτων Rayleigh γίνεται πολύ σύνθετη και μπορούν να υπάρξουν περιπτώσεις ανισότροπων μέσων που δεν υπάρχουν καθόλου. Εντούτοις στην περίπτωση του κάθετου ισοτροπικού μέσου με την ελεύθερη επιφάνεια παράλληλη στο ισοτροπικό επίπεδο (κοινή κατάσταση για τα εδαφικά συστήματα) τα κύματα Rayleigh υπάρχουν και το ανάλογο της λύσης Lamb μπορεί να βρεθεί (Butchwald 1961).

Όσον αφορά στην ετερογένεια, όταν οι μηχανικές ιδιότητες του μέσου υποτίθεται ότι εξαρτώνται μόνο από το βάθος z , η επίσημη έκφραση των εξισώσεων Navier, παραμελώντας τη σωματική δύναμη, είναι:

$$(\lambda + \mu)\nabla\nabla\cdot\mathbf{u} + \mu\nabla^2\mathbf{u} + \mathbf{e}_z \frac{d\lambda}{dz}\nabla\cdot\mathbf{u} + \frac{d\mu}{dz}\left(\mathbf{e}_z \times \nabla \times \mathbf{u} + 2\cdot\frac{\partial\mathbf{u}}{\partial z}\right) = \rho\ddot{\mathbf{u}} \quad (3.17)$$

όπου \mathbf{e}_z είναι το βασικό διάνυσμα για την κάθετη κατεύθυνση στην ελεύθερη επιφάνεια.

Ο Lai (1998) είχε δείξει ότι εισάγοντας στην (3.17) τον όρο του επιπέδου τάσης (ότι δεν προκαλεί απώλεια της γενικότητας) και υποθέτοντας την κλασική εκθετική μορφή για τη λύση, η

τελική λύση δίνεται από ένα γραμμικό διαφορικό χαρακτηριστικής ρίζας πρόβλημα. Υποθέτοντας το συνηθισμένο όρο ορίου της μηδενικής τάσης στην επιφάνεια, η χαρακτηριστική ρίζα $k(\omega)$ μπορεί να βρεθεί όσο οι τιμές που κάνουν ίσο με μηδέν το αντίτιμο της χαρακτηριστικής εξίσωσης Rayleigh, η οποία μπορεί σε αυτήν την περίπτωση να γραφτεί μόνο σε συνεπαγόμενη μορφή (Lai 1998):

$$F_R[\lambda(z), \mu(z), \rho(z), k_j, \omega] = 0 \quad (3.18)$$

Είναι αξιοσημείωτο να παρατηρηθούν μερικά σημαντικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα αυτής της εξίσωσης. Πρώτα απ' όλα η εξάρτηση από τη συχνότητα σημαίνει ότι επίσης η σχετική λύση θα είναι εξαρτημένη από τη συχνότητα και ως εκ τούτου το προκύπτων κυματικό πεδίο είναι διεσπαρμένο, σημαίνοντας ότι η ταχύτητα φάσης του θα είναι μια συνάρτηση της συχνότητας. Αυτή η διασπορά συσχετίζεται με τις γεωμετρικές παραλλαγές των παραμέτρων Lamé και της πυκνότητας με το βάθος και ως εκ τούτου αυτό είναι συχνά αποκαλούμενο γεωμετρική διασπορά. Η εξίσωση (3.18) από μόνη της ονομάζεται συχνά εξίσωση διασποράς.

Για μια δεδομένη συχνότητα οι λύσεις της εξίσωσης διασποράς είναι αρκετές ενώ στην περίπτωση του ομοιογενούς ημιδιαστήματος υπήρξε μόνο μια αποδεκτή λύση της χαρακτηριστικής εξίσωσης. Αυτό σημαίνει ότι υπάρχουν πολλοί τρόποι (modes) διάδοσης του κύματος Rayleigh και η λύση της περίπτωσης αναγκαστικής δόνησης πρέπει να υπολογιστεί για αυτούς με μια διαδικασία του τρόπου εναπόθεσης.

Αντικαθιστώντας κάθε μια από τις χαρακτηριστικές ρίζες (κυματαριθμοί) στη διατύπωση του χαρακτηριστικού προβλήματος, τέσσερις χαρακτηριστικές συναρτήσεις μπορούν να ανακτηθούν. Αυτές αντιστοιχούν στις δύο μετατοπίσεις και στις δύο τάσεις συνδεδεμένες σε εκείνο τον ιδιαίτερο τρόπο διάδοσης κυμάτων.

Η ύπαρξη διάφορων τρόπων διάδοσης μπορεί να εξηγηθεί φυσικά μέσω της έννοιας της κατασκευαστικής παρεμβολής (Lai 1998).

3.3.1.1 Μαθηματικές διατυπώσεις για στρωματοποιημένα μέσα

Στη διατύπωση της εξίσωσης διασποράς (3.18) δεν υπήρξε καμία ρητή αναφορά σε οποιονδήποτε νόμο μεταβλητότητας των μηχανικών ιδιοτήτων με το βάθος. Το πρόβλημα μπορεί να λυθεί μόλις καθοριστεί ένας νόμος μεταβλητότητας. Γενικά δεν είναι δυνατό να λυθεί το πρόβλημα αναλυτικά και απαιτείται μια αριθμητική λύση.

Από αυτή την άποψη μια κλασική υπόθεση είναι αυτή ενός στρωματοποιημένου μέσου με ομοιογενή γραμμικά ελαστικά στρώματα. Αυτή η διαδικασία modeling, η οποία είχε καθιερωθεί

για σεισμολογικούς λόγους, υποθέτει έναν σωρό στρωμάτων, όπου καθένα χαρακτηρίζεται από το πάχος, τις ελαστικές παραμέτρους και την πυκνότητά του (σχήμα 3.7). Προφανώς μια τιμή καταβάλλεται από την άποψη της γενικότητας αλλά το πρόβλημα της χαρακτηριστικής ρίζας μπορεί να επαληθευτεί χρησιμοποιώντας μια διατύπωση μήτρων για ένα μοναδικό στρώμα και έπειτα χτίζοντας μια σφαιρική μήτρα, η οποία κυβερνά το πρόβλημα.

H_1	ρ_1	G_1	v_1
H_2	ρ_2	G_2	v_2
H_3	ρ_3	G_3	v_3
H_∞	ρ_∞	G_∞	v_∞

Σχήμα 3.7 Σωρός των ομοιογενών ιστροπικών ελαστικών στρωμάτων

Πολλές εκδόσεις αυτής της γενικής διαδικασίας, επίσης γνωστή ως μέθοδος διαδίδων μήτρας (Kennett 1983), έχουν διατυπωθεί, διαφέροντας στις αρχές των οποίων η μοναδική διατύπωση των στρωματικών μήτρων είναι βασισμένη στην διαδικασία συγκέντρωσης.

Η παλαιότερη και πιθανώς η διασημότερη μέθοδος είναι η μέθοδος Μεταφορά Μήτρων (Transfer Matrix), που προτείνεται αρχικά από Thomson (1950) και διαδοχικά τροποποιείται από Haskell (1953).

Η μέθοδος Ακαμψία Μήτρων (Stiffness Matrix) που προτείνεται από Kausel και Roesset (1981) είναι ουσιαστικά μια αναδιατύπωση της μεθόδου Μεταφορά Μήτρων, έχοντας το πλεονέκτημα μιας απλουστευμένης διαδικασίας για τη συναρμολόγηση της σφαιρικής μήτρας, σύμφωνα με το κλασικό σχέδιο της δομικής ανάλυσης.

Η τρίτη δυνατότητα δίνεται από την κατασκευή της ανάκλασης και τις μήτρες μετάδοσης, που υπολογίζονται για το χώρισμα της ενέργειας όσο το κύμα διαδίδεται. Το κυματικό πεδίο δίνεται έπειτα από την εποικοδομητική παρέμβαση της διάδοσης των κυμάτων από το ένα στρώμα στο άλλο (Kennett 1974, 1979, Kerry 1981).

Μόλις κατασκευαστεί η εξίσωση διασποράς χρησιμοποιώντας μια από τις ανωτέρω μεθόδους, το διαδοχικό και πολύ υπολογιστικά εντατικό βήμα είναι η χρήση μιας ερευνητικής τεχνικής ρίζας για να ληφθούν οι χαρακτηριστικές ρίζες του προβλήματος. Μεγάλη προσοχή πρέπει να δοθεί σε αυτήν την διαδικασία λόγω της συμπεριφοράς της συνάρτησης διασποράς.

Πράγματι κάποιες ερευνητικές τεχνικές λύσης μπορούν εύκολα να αποτύχουν λόγω των ισχυρών ταλαντώσεων της συνάρτησης διασποράς ειδικά στις υψηλές συχνότητες (Hisada 1994, 1995). Σε αυτή την εκτίμηση δεδομένου ότι αυτές οι μέθοδοι δανείζονται από τη σεισμολογία, οι συχνότητες που περιλαμβάνονται στις μέθοδοι χαρακτηρισμού του εδάφους πρέπει να θεωρηθούν υψηλές.

Ανακαλώντας το σημείο αφετηρίας των ανωτέρω εκτιμήσεων (εξίσωση (3.17)) οι χαρακτηριστικές ρίζες, και ως εκ τούτου αντίστοιχα οι χαρακτηριστικές συναρτήσεις, που έχουν υπολογιστεί είναι η λύση του ομοιογενούς προβλήματος, δηλ. στην απουσία μιας εξωτερικής πηγής. Οι αποκτηθέντες τρόποι (modes) διάδοσης αποτελούν τη λύση των ελεύθερων Rayleigh ταλαντώσεων του θεωρημένου μέσου.

Εάν υπάρχει μια πηγή, πρέπει να λυθεί το αντίστοιχο ετερογενές πρόβλημα. Σε αυτήν την περίπτωση ένας όρος που αντιπροσωπεύει την εξωτερική δύναμη συμπεριλαμβάνεται στην εξίσωση (3.17). Η λύση προέρχεται από μια διαδικασία του τρόπου εναπόθεσης. Μερικές φορές αυτό το πρόβλημα είναι εξεταζόμενο ως η τρισδιάστατη λύση επειδή τα κύματα διαδίδονται από την πηγή ακολουθώντας μια 3D αξονική συμμετρική πορεία, ενώ οι ελεύθεροι τρόποι διάδοσης αντιπροσωπεύουν τα κύματα του επιπέδου και ως εκ τούτου εξετάζονται ως λύση του 2D προβλήματος.

Για δικούς μας λόγους είναι κατάλληλη η περίπτωση μιας σημειακής πηγής που ενεργεί στην επιφάνεια του εδάφους. Ο Lai (1998) είχε δώσει μια ενδιαφέρουσα λύση για την περίπτωση

ενός αρμονικού σημειακού φορτίου $F_z \cdot e^{i\omega t}$. Σύμφωνα με τη διατύπωσή του, εάν τα συστατικά των κυμάτων χώρου είναι αμελητέα (δηλ. στους μακρινούς όρους πεδίου) οι μετατοπίσεις που προκλήθηκαν από το φορτίο δίνονται από:

$$u_\beta(r, z, \omega) = F_z \cdot G_\beta(r, z, \omega) \cdot e^{i[\omega t - \psi_\beta(r, z, \omega)]} \quad (3.19)$$

όπου β υπάρχει για το γενικό όρο είτε κάθετο είτε ακτινικό, $G_\beta(r, z, \omega)$ είναι η Rayleigh συνάρτηση γεωμετρικής διάδοσης, η οποία διαμορφώνει τη γεωμετρική εξασθένηση στο στρωματοποιημένο μέσο, και $\psi_\beta(r, z, \omega)$ είναι μια σύνθετη συνάρτηση φάσης.

Μια ενδιαφέρουσα σύγκριση μπορεί να γίνει μεταξύ της εξίσωσης (3.19) και του αντίτιμου της για ένα ομοιογενές ημιδιάστημα (Εξίσωση (3.9) και (3.10)), οπότε σ' αυτή την περίπτωση ο τρόπος διάδοσης ήταν μόνο ένας. Καταρχήν η γεωμετρική εξασθένηση για το ομοιογενές ημιδιάστημα είναι πολύ απλούστερη. Από την άλλη πλευρά η ταχύτητα φάσης είναι συμπίπτουσα με αυτόν του μοναδικού τρόπου διάδοσης, ενώ στην περίπτωση του στρωματοποιημένου μέσου επίσης η ταχύτητα φάσης προέρχεται από το τρόπο εναπόθεσης και για αυτό το λόγο είναι συχνά υποδειγμένο ως αποτελεσματική ή φαινόμενη ταχύτητα φάσης.

Σε αναλογία με την εξίσωση (3.12), η θέση ενός δεδομένου χαρακτηριστικού σημείου του αρμονικού κύματος (παραδείγματος χάριν μια αιχμή ή μια ύφεση) περιγράφεται από σταθερές τιμές της φάσης:

$$(\omega t - \psi_{\beta}(r, z, \omega)) = const \quad (3.20)$$

ως εκ τούτου διαφοροποιώντας όσον αφορά στο χρόνο, κάτω από την υπόθεση που η συνάρτηση $\psi_{\beta}(r, z, \omega)$ είναι αρκετά ομαλή, είναι δυνατό να ληφθεί η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης \hat{V}_R (Lai 1998):

$$\hat{V}_R(r, z, \omega) = \frac{\omega}{\frac{\partial \psi_{\beta}(r, z, \omega)}{\partial r}} \quad (3.21)$$

Είναι πολύ σημαντικό να σημειωθεί ότι αφού η αποτελεσματική Rayleigh ταχύτητα είναι μια συνάρτηση όχι μόνο της συχνότητας αλλά και της απόστασης από την πηγή, αυτό είναι μια τοπική ποσότητα (βλ. Lai 1998).

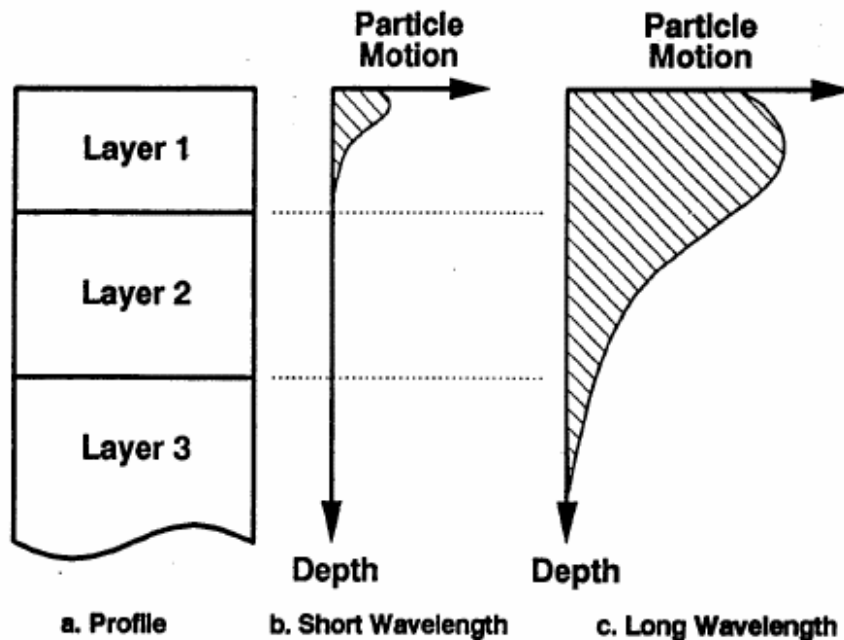
3.3.1.2 Φυσικές παρατηρήσεις

Μερικές φυσικές πτυχές συμπεριλαμβάνονται σιωπηρά στις μαθηματικές διατυπώσεις των κάθετα ετερογενών μέσων που περιγράφονται ανωτέρω. Μπορεί να είναι χρήσιμη η προσπάθεια να περιγραφούν αυτά με έναν πιο φαινομενολογικό τρόπο.

Καταρχήν η γεωμετρική διασπορά, δηλ. η εξάρτηση της Rayleigh ταχύτητας φάσης από τη συχνότητα μπορεί να εξηγηθεί εύκολα ανακαλώντας τα χαρακτηριστικά της ρηχότητας αυτών των κυμάτων. Για ένα ομοιογενή γραμμικό ελαστικό ημιδιάστημα που η εκθετική αποσύνθεση της κίνησης μορίων με το βάθος είναι τέτοια που το τμήμα του μέσου που επηρεάζεται από τη διάδοση κυμάτων είναι ίση με περίπου ένα μήκος κύματος. Έτσι το μήκος κύματος λ_R συσχετίζεται με τη συχνότητα f με την ακόλουθη σχέση:

$$\lambda_R = \frac{V_R}{f} \quad (3.22)$$

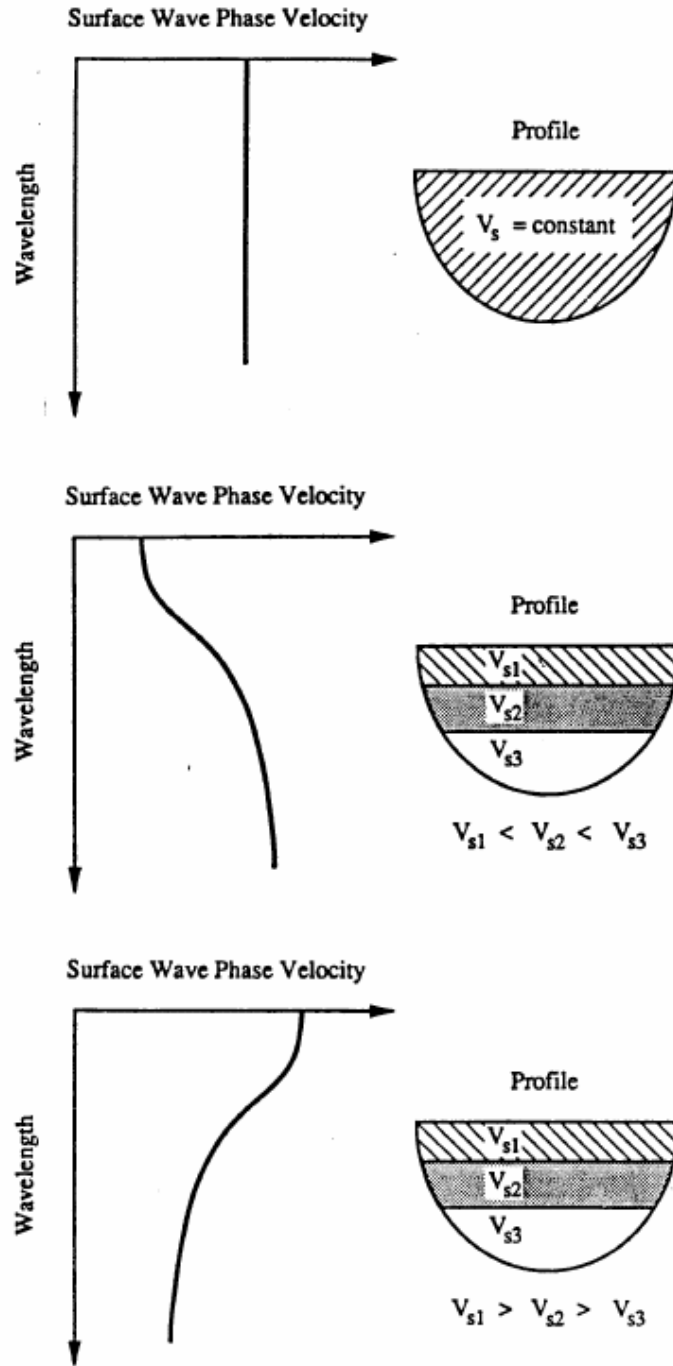
είναι σαφές ότι τα κύματα χαμηλής συχνότητας θα διαπεράσουν περισσότερο μέσα στην επίγεια επιφάνεια. Ως εκ τούτου στην περίπτωση ενός κάθετα ετερογενούς μέσου, τα επιφανειακά κύματα σε διάφορες συχνότητες θα περικλείουν στη διάδοσή τους τα διαφορετικά στρώματα και συνεπώς η ταχύτητα φάσης αφορά σε έναν συνδυασμό των μηχανικών ιδιοτήτων τους. Συνεπώς η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων θα είναι μια συνάρτηση της συχνότητας. Η παραπάνω σκέψη συνοψίζεται στο σχήμα 3.8, όπου το κάθετο κυματικό πεδίο μετατοπίσεων παρουσιάζεται σε σχέση με το βάθος με δύο διαφορετικές συχνότητες για ένα στρωματοποιημένο μέσο.



Σχήμα 3.8 Γεωμετρική διασπορά σε στρωματοποιημένα μέσα (από Rix 1988)

Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι η μορφή της καμπύλης διασποράς (η Rayleigh ταχύτητα φάσης σε σχέση με τη συχνότητα ή το μήκος κύματος) συσχετίζεται έντονα με την μεταβολή της ακαμψίας με το βάθος. Συνήθως μια διάκριση γίνεται μεταξύ ενός στρωματοποιημένου συστήματος για το οποίο η ακαμψία αυξάνει μονοτονικά με το βάθος και ένα άλλο στο οποίο υπάρχει η παρουσία πιο δύσκαμπτων στρωμάτων πάνω από μαλακότερα. Η πρώτη περίπτωση είναι υποδειγμένη ως σχεδιάγραμμα κανονικής διασποράς, ενώ η τελευταία είναι υποδειγμένη ως σχεδιάγραμμα αντίστροφης διασποράς. Ένα παράδειγμα παρουσιάζεται στο σχήμα 3.9, όπου η μορφή της καμπύλης διασποράς παρουσιάζεται στο επίπεδο ταχύτητας φάσης-μήκους κύματος ($V-\lambda$). Αυτή η αντιπροσώπευση είναι συχνά χρησιμοποιημένη δεδομένου ότι για τους προαναφερθέντες λόγους δίνει μια σαφή εικόνα της μεταβολής της ακαμψίας με το βάθος.

Προφανώς στα πραγματικά μέσα η εναλλαγή των δύσκαμπτων και μαλακών στρωμάτων μπορεί να είναι πιο σύνθετη εάν συγκριθεί με τις ανωτέρω περιπτώσεις, ακόμα το σχήμα 3.8 δίνει μια ιδέα της σχέσης που υπάρχει μεταξύ του σχεδιαγράμματος ακαμψίας και της καμπύλης διασποράς.



Σχήμα 3.9 Παραδείγματα σχεδιαγραμμάτων μη διασποράς (ομοιογενές ημιδιάστημα), κανονικής διασποράς και αντίστροφης διασποράς (από Rix 1988)

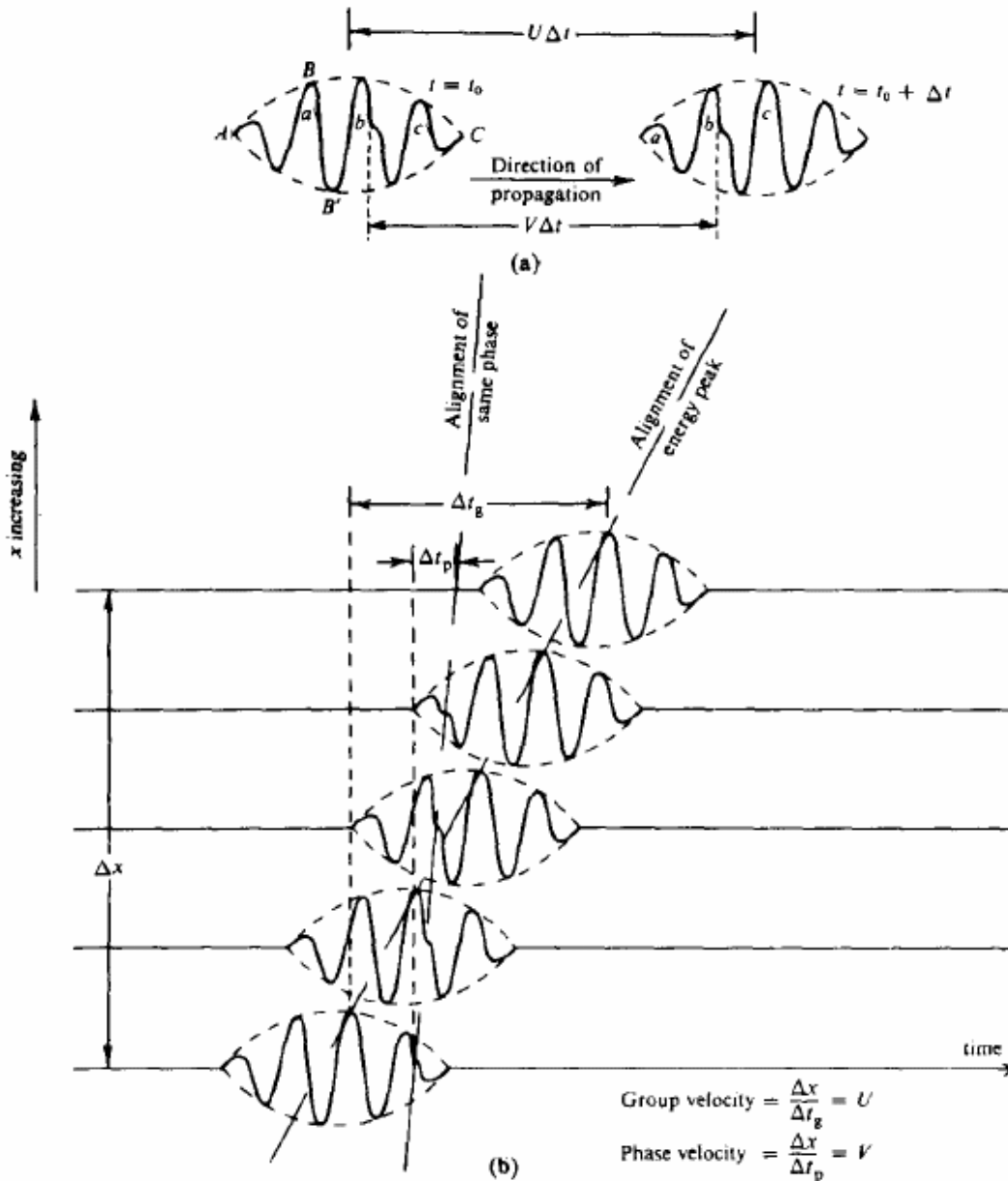
Ένα άλλο σημαντικό χαρακτηριστικό γνώρισμα της διάδοσης επιφανειακών κυμάτων σε στρωματοποιημένα μέσα είναι η ύπαρξη διάφορων τρόπων (modes) διάδοσης. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί φυσικά από την παρουσία της κατασκευαστικής παρέμβασης μεταξύ των κυρτών ακτινικών πορειών για συνεχώς ποικίλα ετερογενή μέσα και μεταξύ των μεταδιδόμενων και ανακλώμενων κυμάτων για στρωματοποιημένα μέσα (Achenbach 1984). Η παρουσία διάφορων τρόπων (modes) διάδοσης καθιστά την αναγκασμένη περίπτωση πολύ σύνθετη αφού η ενεργός ενέργεια που εισάγει η πηγή στο μέσο διαδίδεται με μια εναπόθεση των διαφόρων τρόπων (modes). Δεν είναι δυνατό να ειπωθεί ποιος τρόπος (mode) διάδοσης κυριαρχεί και γενικά υπάρχει η μετάβαση από την υπεροχή ενός τρόπου διάδοσης σε ένα άλλο για τις διάφορες συχνότητες (Gukunski και Woods 1992). Για αυτούς τους λόγους η περίπτωση μιας ωστικής πηγής είναι ιδιαίτερα σύνθετη. Εντούτοις συνήθως, για σχεδιαγράμματα κανονικής διασποράς και στην απουσία ισχυρών αλμάτων ακαμψίας, ο θεμελιώδης τρόπος (fundamental mode) της διάδοσης κυριαρχεί στο κυματικό πεδίο. Σε τέτοιες περιπτώσεις η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης ουσιαστικά συμπίπτει με την ταχύτητα φάσης του θεμελιώδους τρόπου διάδοσης. Ως εκ τούτου επιλύοντας μόνο το πρόβλημα της χαρακτηριστικής ρίζας, χωρίς να αποτελέσει ανάγκη για το τρόπο εναπόθεσης, είναι ικανοποιητικό για την κατασκευή μιας καλής προσέγγισης της αποτελεσματικής καμπύλης διασποράς.

Επιπλέον, επίσης η γεωμετρική εξασθένηση γίνεται πολύ σύνθετη στην περίπτωση στρωματοποιημένων μέσων και χρειάζεται να εισαχθεί μια συνάρτηση γεωμετρικής διάδοσης (βλ. Εξίσωση (3.19)). Όσον αφορά σ' αυτήν την πτυχή (αυτό είναι πολύ σημαντικό όταν επίσης τα πλάτη μετατοπίσεων είναι σημαντικά), εάν οι ανωτέρω όροι για την υπεροχή του πρώτου τρόπου (mode) διάδοσης είναι ικανοποιημένες, περαιτέρω περιπλοκές μπορούν να αποφευχθούν με τη λήψη του συνηθισμένου παράγοντα του ομοιογενούς ημιδιαστήματος $1/\sqrt{r}$ για γεωμετρική εξασθένηση.

Μια άλλη σημαντική σημείωση μπορεί να γίνει για την πορεία που περιγράφεται από την κίνηση μορίων στην επίγεια επιφάνεια. Για τα ομοιογενή ημιδιαστήματα οι κατακόρυφες και οι οριζόντιες συνιστώσες είναι 90° έξω από τη φάση κατά τέτοιο τρόπο ώστε όσο το κύμα διαδίδει την κίνηση των μορίων περιγράφει μια οπισθοδρομική έλλειψη. Στην περίπτωση στρωματοποιημένου μέσου η πορεία είναι πάντα ελλειπτική αλλά δεν οπισθοχωρεί απαραίτητως. Επιπλέον στην παρουσία διαθλαστικών φαινομένων (όπου είναι πιθανό να εμφανιστεί στα εδάφη) η διαφορά φάσης μεταξύ των κάθετων και οριζόντιων μετατοπίσεων μπορεί να είναι διαφορετική από 90° και οι άξονες της έλλειψης δεν είναι απαραίτητως κάθετοι και οριζόντιοι αντίστοιχα (Haskell 1953).

Μια σημαντική συνέπεια της συμπεριφοράς διασποράς των επιφανειακών κυμάτων σε στρωματοποιημένα μέσα είναι η ύπαρξη μιας ταχύτητας ομάδας. Μέχρι τώρα, όταν μιλάμε για ταχύτητα διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, χρησιμοποιήσαμε τον όρο ταχύτητα φάσης, που είναι η ταχύτητα ενός μετώπου κυμάτων (γεωμετρικός τόπος των σταθερών σημείων φάσης),

όπως μια αιχμή ή μια ύφεση. Για ένα μέσο διασποράς, αυτό δεν είναι το ίδιο με την ταχύτητα ενός παλμού ενέργειας, πράγματι ο τελευταίος μπορεί να φανεί (ανάλυση Fourier) όταν αποτελείται από διάφορα ενιαία σήματα συχνότητας, που το καθένα ταξιδεύει με την ταχύτητά του λόγω της διασποράς. Το σχήμα 3.10 διευκρινίζει αυτήν την αρχή. Η ταχύτητα της σειράς κυμάτων, δηλ. η ταχύτητα του φακέλου είναι υποδειγμένη ως ταχύτητα ομάδας, σε αντίθεση με αυτή του μεταφορέα που είναι η ταχύτητα φάσης. Προφανώς για ένα μέσο μη διασποράς η ταχύτητα ομάδας και η ταχύτητα φάσης συμπίπτουν.



Σχήμα 3.10 (α) Ταχύτητες Ομάδας U και Ταχύτητες Φάσης V . (β) Άφιξη ενός κύματος διασποράς σε διάφορα γεώφωνα (από Sheriff και Geldart 1995).

Η ταχύτητα ομάδας U μπορεί να υπολογιστεί χρησιμοποιώντας τις ακόλουθες εκφράσεις, οι οποίες περιλαμβάνουν το παράγωγο της ταχύτητας φάσης όσον αφορά στη συχνότητα f ή στο μήκος κύματος λ (Sheriff και Geldart 1995):

$$U = \frac{d\omega}{dk(\omega)} \approx V + f \frac{dV}{df} = V - \lambda \frac{dV}{d\lambda} \quad (3.23)$$

όπου όλες οι τιμές είναι οι μέσες πέρα από το κυρίαρχο φάσμα συχνότητας.

Από την ανωτέρω έκφραση είναι σαφές ότι εάν η τροπική (modal) μείωση της ταχύτητας φάσης με αυξανόμενη συχνότητα (σχεδιαγράμματα κανονικής διασποράς), το V είναι μεγαλύτερο από το U και ως εκ τούτου ο μεταφορέας ταξιδεύει γρηγορότερα από το φάκελο. Κατά συνέπεια σε τέτοιες περιπτώσεις εάν μια διαταραχή φάσης εμφανίζεται στην αρχή του παλμού, κατόπιν προσπερνά και τελικά αυτό εξαφανίζεται στο μέτωπο (όπως φαίνεται στο σχήμα 3.10). Προφανώς όλα αντιστρέφονται για την περίπτωση ενός σχεδιαγράμματος αντίστροφης διασποράς.

3.3.2 Γραμμικό ιξώδες ελαστικό μέσο

Είναι σημαντικό να διακριθούν δύο διαφορετικές περιπτώσεις: μια είναι αυτή με το αδύναμα διαθλαστικό μέσο, η άλλη ένα είναι η γενικότερη περίπτωση όπου καμία υπόθεση δε γίνεται στο μέγεθος του διασκεδασμού (Lai 1998).

Για τα αδύναμα διαθλαστικά μέσα η λύση μπορεί να ληφθεί άμεσα από τη λύση του γραμμικού ελαστικού προβλήματος χαρακτηριστικής ρίζας που αντικαθιστά στις σχετικές εκφράσεις τις πραγματικές ελαστικές ταχύτητες φάσης των κυμάτων χώρου με τις αντιστοιχούσες σύνθετες τιμές:

$$\begin{aligned} V_P^*(\omega) &= V_P(\omega) \cdot [1 - iD_P] \\ V_S^*(\omega) &= V_S(\omega) \cdot [1 - iD_S] \end{aligned} \quad (3.24)$$

όπου D_P και D_S είναι οι αναλογίες απόσβεσης.

Αντ' αυτού στη γενική περίπτωση η αρχή αντιστοιχίας πρέπει να εφαρμοστεί στη διατύπωση του προβλήματος χαρακτηριστικής ρίζας, έτσι ώστε να γίνει ένα σύνθετο πρόβλημα χαρακτηριστικής ρίζας και η λύση της δεν είναι τετριμμένη. Μια λύση βασισμένη στη γενίκευση των τεχνικών της μετάδοσης και ανάκλασης των μήτρων και κατάλληλη αναζήτηση ρίζας για τη

σύνθετη εξίσωση διασποράς μπορεί να βρεθεί στον Lai (1998). Μια έκφραση, που είναι τυπικά ανάλογη με την εξίσωση (3.19), μπορεί να καθιερωθεί για το πεδίο μετατοπίσεων που παράγεται από μια αρμονική σημειακή πηγή:

$$u_{\beta}(r, z, \omega) = F_z \cdot G_{\beta\nu}(r, z, \omega) \cdot e^{i[\omega t - \psi_{\beta\nu}^*(r, z, \omega)]} \quad (3.25)$$

όπου $G_{\beta\nu}(r, z, \omega) \neq G_{\beta}(r, z, \omega)$ είναι η γεωμετρική συνάρτηση διάδοσης για το στρωματοποιημένο ιξώδες ελαστικό μέσο και η συνάρτηση $\psi_{\beta\nu}^*(r, z, \omega)$ στον εκθέτη είναι τώρα σύνθετο-εκτιμημένη.

Είναι σημαντικό να υπενθυμιστεί ότι στην περίπτωση ενός ιξώδους ελαστικού στρωματοποιημένου μέσου, η υλική διασπορά προστίθεται στη γεωμετρική διασπορά, ως εκ τούτου το φαινόμενο είναι πιο σύνθετο, όσον αφορά στον τρόπο με τον οποίο εξηγήθηκε για τα στρωματοποιημένα ελαστικά μέσα.

3.4 Διασπορά επιφανειακών κυμάτων

Η διασπορά είναι η φαινομενική ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων η οποία εξαρτάται από την περίοδο και επηρεάζει την εναλλαγή ταχυτήτων με το βάθος. Η διασπορά εμφανίζεται σε ένα σειсмоγράφημα ως διαφορετικές περίοδοι που φτάνουν σε διαφορετικούς χρόνους. Γενικά, επιφανειακά κύματα μικρών περιόδων, τα οποία εμφανίζονται σε στρώματα πιο κοντά στην επιφάνεια, ταξιδεύουν αργότερα από τα κύματα μεγάλων περιόδων. Οι μεγάλες περίοδοι είναι ευαίσθητοι σε ταχύτερες ταχύτητες που εμφανίζονται βαθύτερα στη Γή. Τόσο τα Rayleigh όσο και τα Love κύματα παρουσιάζουν διασπορά και χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό εναλλαγών των εγκάρσιων ταχυτήτων ή S ταχυτήτων στον φλοιό και στον ανώτερο μανδύα.

Οι σεισμικές πηγές συνήθως διεγείρουν ένα συνεχές φάσμα από περιόδους επιφανειακών κυμάτων. Κάθε αρμονική συνιστώσα έχει μια ταχύτητα $V(\omega)$, που ονομάζεται ταχύτητα φάσης όπου $\omega=2\pi f$ (κυκλική συχνότητα) η οποία εξαρτάται από τις παραμέτρους του μέσου (πάχος στρώματος, P και S ταχύτητες κ.τ.λ.). Οι κυματικές διαταραχές με ένα ευρύ φάσμα περιόδων ανακατεύονται μεταξύ τους παράγοντας εποικοδομητικές και καταστρεπτικές μορφές κυμάτων. Οι εποικοδομητικές μορφές ταξιδεύουν κατά μήκος της επιφάνειας σαν κυματικά πακέτα με καλά ορισμένη ταχύτητα ομάδας, $U(\omega)$, η οποία εξαρτάται από τις παραμέτρους του μέσου και την εναλλαγή της ταχύτητας φάσης με τη συχνότητα. Οι καμπύλες της ταχύτητας

ομάδας συχνά έχουν ένα τοπικό ελάχιστο στα 20 και 200 δευτερόλεπτα περίοδο και προκύπτει από μια μεγάλη ποσότητα ενέργειας που φτάνει την ίδια στιγμή.

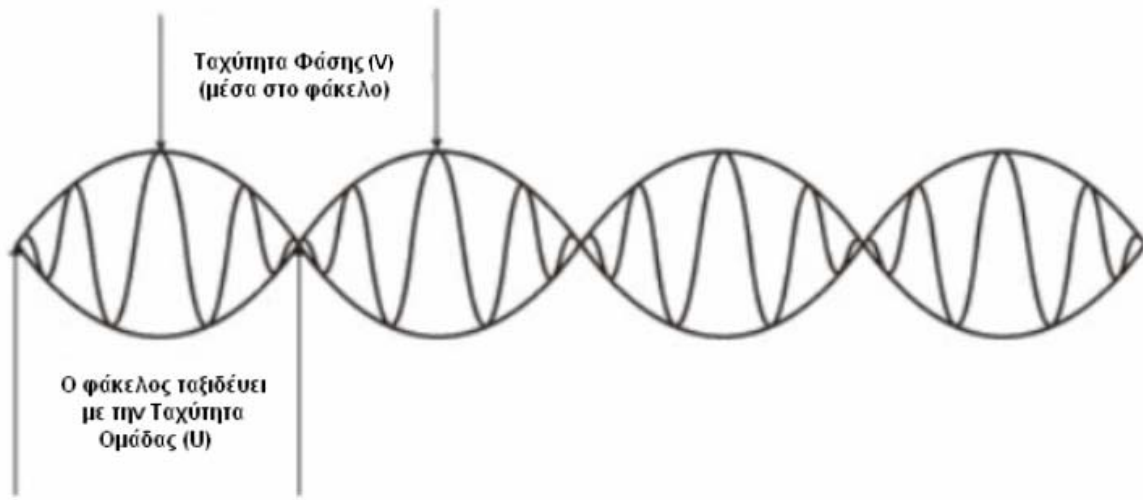
$$\text{Phase Velocity: } V(\omega) = \frac{\omega}{k(\omega)}$$

$$\text{Group Velocity: } U(\omega) = \frac{d\omega}{dk}$$

ω = angular velocity

k = wavenumber

Εξισώσεις για τις ταχύτητες φάσης και ομάδας



Ταχύτητα Φάσης και Ομάδας

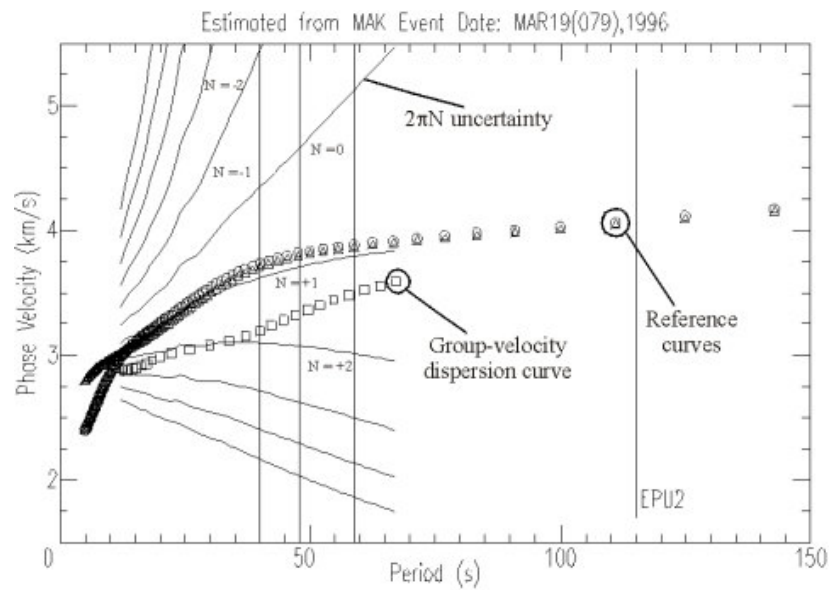
Η γεωμετρική διασπορά που παράγεται από την δομή της Γής είναι ο κύριος λόγος που χρησιμοποιούμε τη διασπορά ως εργαλείο. Αυτό επιτρέπει τη διεσπαρμένη φύση των επιφανειακών κυμάτων να συγκριθεί με τα θεωρητικά μοντέλα και προσπαθήσουμε να καταλάβουμε ποια βέλτιστη προσαρμογή δομής είναι κάτω από μια περιοχή ενδιαφέροντος.

3.4.1 Ταχύτητα Φάσης

Η ταχύτητα φάσης συνήθως μετράται χρησιμοποιώντας τη μέθοδο με ένα ή δύο σταθμούς. Κάθε μέθοδος απαιτεί γνώση σχετικά με την πηγή (π.χ. υπολογισμός βάθους) καθώς επίσης την αρχική χρονική στιγμή διέγερσης της πηγής και την απόσταση που διένυσε το κύμα από την πηγή. Η παρατηρηθείσα φάση ενός σειμικού επιφανειακού κύματος μπορεί να εκφραστεί ως μια αρχική φάση από μια πηγή που έδρασε επάνω από τάξη γραμμικών φίλτρων. Η φάση πηγής, $\varphi_s(\omega)$, η παρατηρηθείσα φάση $\varphi_o(\omega)$, συσχετίζονται με την παρακάτω σχέση:

$$\varphi_o(\omega) = \varphi_s(\omega) + \varphi_p(\omega) + \varphi_l(\omega)$$

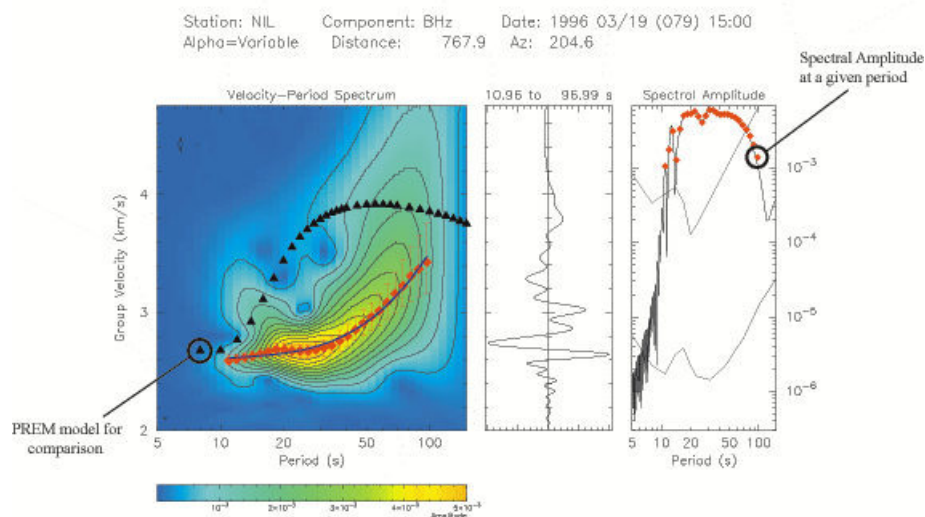
όπου $\omega = 2\pi f$ (κυκλική συχνότητα), where $\omega=2\pi f$ (radian frequency), $\varphi_l(\omega)$ είναι η φάση του οργάνου και $\varphi_p(\omega)$ είναι η φάση διάδοσης. Για να υπολογίσουμε την αρχική φάση, ο μηχανισμός ρήγματος και το βάθος της πηγής πρέπει να είναι γνωστά. Ο όρος της φάσης διάδοσης εξαρτάται από τη ταχύτητα φάσης της δομής. Επιλύοντας για την ταχύτητα φάσης εισάγεται ένα $2\pi N$ ακαθόριστο χωρίς να αλλάζει η παρατηρούμενη κυματομορφή. Ο όρος $2\pi N$ αναπαριστά την περιodicότητα του αρμονικού όρου στις ταχύτητες φάσης και εκτιμάται χρησιμοποιώντας παρατηρήσεις μακρυάς περιόδου, με τις οποίες μπορεί να συγκλίνει σε παγκόσμιες μέσες τιμές στις μακρές περιόδους. Στην παρακάτω εικόνα παρουσιάζεται η ταχύτητα φάσης όπως έχει εξαχθεί από το λογισμικό που την καθορίζει, δείχνοντας τις αναφερόμενες καμπύλες, παρατηρούμενες ταχύτητες ομάδας και τον κλάδο $2\pi N$ ($N = +1$ είναι ο σωστός κλάδος σε αυτή την περίπτωση).



Καμπύλη Διασποράς

3.4.2 Ταχύτητα Ομάδας

Η ταχύτητα ομάδας είναι ένα διεσπαρμένο χαρακτηριστικό που οι εποικοδομητικές μορφές κυμάτων ταξιδεύουν κατά μήκος της επιφάνειας ως πακέτα κυμάτων. Οι ταχύτητες ομάδας μπορούν να χρησιμοποιηθούν για τον προσδιορισμό της δομής του ανώτερου φλοιού επειδή είναι άμεσα ελεγχόμενες από αυτόν. Γεωλογικά χαρακτηριστικά όπως οροσειρές και ηπειρωτικές δομές έχουν ταχύτερες ταχύτητες ομάδας από χαρακτηριστικά όπως λεκάνες όπου η ενέργεια είναι περισσότερο εξασθενημένη. Μετρώντας τις ταχύτητες ομάδας και φάσης, εμπλέκονται διάφορα βήματα που απαιτούν πληροφορίες από τα σειсмоγραφήματα. Πρώτο βήμα, η ποιότητα των σεισμικών δεδομένων πρέπει να είναι επαληθευμένη για τη διασφάλιση μιας λογικής αναλογίας σήματος προς θόρυβο από το σειсмоγράφημα. Ο "θόρυβος" υποβάθρου μπορεί να είναι άλλη ενέργεια (π.χ. κύματα χώρου) τα οποία φτάνουν την ίδια στιγμή με τα επιφανειακά κύματα. Επόμενο βήμα, η απόκριση του οργάνου πρέπει να έχει αφαιρεθεί από το σειсмоγράφημα. Για τον υπολογισμό της ταχύτητας ομάδας για μια δεδομένη περίοδο, διαιρείται η απόσταση μεταξύ του σταθμού και της πηγής με το χρόνο της ομαδικής άφιξης. Η διαδικασία επαναλαμβάνεται για κάθε περίοδο σε ένα συγκεκριμένο εύρος και γίνεται γράφημα των περιόδων σε σχέση με την ταχύτητα ομάδας. Μόλις οι ταχύτητες ομάδας έχουν εκτιμηθεί, μια μέθοδος φίλτρου απομόνωσης μπορεί να κατασκευαστεί και να εφαρμοστεί στο σήμα για να απομονώσει το θεμελιώδη τρόπο διάδοσης από το παραγόμενο σήμα και τον περιβάλλον Γήινο θόρυβο. Η μέθοδος απομόνωσης παρέχει ομαλά, σταθερά φασματικά πλάτη και διευκολύνει την εκτίμηση της φάσης του σήματος και διαδοχικά των ταχυτήτων φάσης. Παρακάτω παρουσιάζεται η εκτιμημένη ταχύτητα ομάδας και τα ομαλοποιημένα φασματικά πλάτη που δημιουργήθηκαν από τη μέθοδο του φίλτρου απομόνωσης.



Ταχύτητες Ομάδας - Περίοδος και Φασματικά Πλάτη - Περίοδος

3.5 Αριθμητικά παραδείγματα

Μερικές αριθμητικές προσομοιώσεις σχετικά με την περίπτωση του γραμμικού ελαστικού στρωματοποιημένου μέσου παρουσιάζονται παρακάτω. Η κατασκευή του προβλήματος χαρακτηριστικής ρίζας είναι βασισμένη στη διατύπωση της μετάδοσης και ανάκλασης των μήτρων, που είχε αρχικά προταθεί από τον Kennet (1975) και διαδοχικά τροποποιήθηκε με τη συμβολή αρκετών ερευνών (Luco και Apsel 1983, Apsel και Luco 1983, Chen 1993). Ο συγγενική θεωρία μπορεί να βρεθεί στο Hisada (1994, 1995).

Ο βασικός σκοπός αυτών των αριθμητικών προσομοιώσεων είναι να διευκρινιστούν μερικά βασικά χαρακτηριστικά γνωρίσματα των Rayleigh κυμάτων στα κάθετα ετερογενή μέσα, τα οποία έχουν σκιαγραφηθεί στην θεωρία παραπάνω.

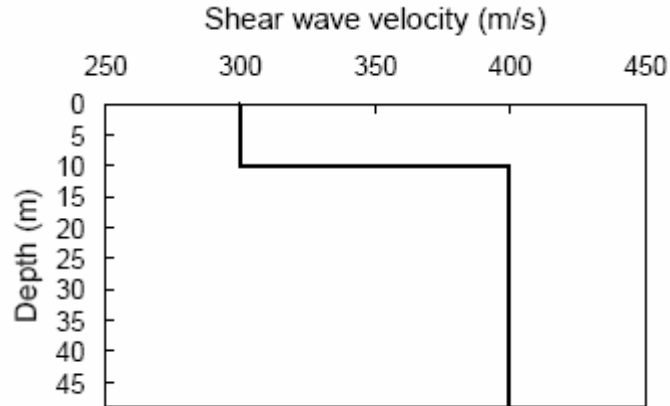
Δύο σχεδιάγραμμα ακαμψίας μελετώνται για να παρουσιάσουν τις διαφορές μεταξύ των μέσων κανονικής και αντίστροφης διασποράς. Αυτή η διαφορά έχει τεράστια επιρροή στα προβλήματα χαρακτηρισμού, επειδή η παρουσία δύσκαμπτων στρωμάτων πάνω από μαλακότερα παράγει τη μετατόπιση του κυρίαρχου τρόπου διάδοσης από το θεμελιώδη προς τους υψηλότερους τρόπους διάδοσης.

3.5.1 Σχεδιάγραμμα κανονικής διασποράς

Αρχικά εξετάζεται η πολύ απλή περίπτωση ενός στρώματος πάνω από ένα ομοιογενές ημιδιάστημα. Οι παράμετροι του μοντέλου αναφέρονται στον πίνακα 3.1. Είναι τέτοιοι που το μέσο είναι κανονικής διασποράς και η ακαμψία είναι μονοτονικά αυξανόμενη με το βάθος.

<i>Thickness</i> (<i>m</i>)	<i>V_S</i> (<i>m/s</i>)	<i>V_P</i> (<i>m/s</i>)	<i>Density</i> (<i>kg/m³</i>)
10	300	600	1800
∞	400	800	1800

Πίνακας 3.1 Σχεδιάγραμμα κανονικής διασποράς



Σχήμα 3.11 Σχεδιάγραμμα κανονικής διασποράς

Μόλις δημιουργήθηκε η εξίσωση διασποράς Rayleigh (3.18) χρησιμοποιώντας τη μήτρα πολλαπλασιασμού στις μήτρες του ανώτερου στρώματος και του ομοιογενούς ημιδιαστήματος, το Rayleigh ομοιογενές χαρακτηριστικό πρόβλημα μπορεί να λυθεί. Οι αντίστοιχες χαρακτηριστικές ρίζες είναι οι κυματαριθμοί που αντιστοιχούν στους τρόπους διάδοσης για κάθε αναλυθείσα συχνότητα. Από τους κυματαριθμούς, οι ταχύτητες φάσης μπορούν εύκολα να παραχθούν αναστρέφοντας την εξίσωση (3.11). Το σχήμα 3.12 παρουσιάζει το Rayleigh τρόπο διάδοσης των ταχυτήτων φάσης για το παραπάνω μοντέλο στο φάσμα συχνότητας που είναι πρακτικού ενδιαφέροντος για τα προβλήματα του εδαφολογικού χαρακτηρισμού. Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι για χαμηλές συχνότητες μόνο ένας ελεύθερος Rayleigh τρόπος διάδοσης υπάρχει ενώ όσο η συχνότητα αυξάνει άλλοι τρόποι διάδοσης προκύπτουν.

Για κάθε συχνότητα, που αντικαθιστά μια από τις χαρακτηριστικές ρίζες στη διατύπωση μήτρων είναι δυνατό να ανακαλυφθούν τέσσερις χαρακτηριστικές συναρτήσεις που αντιπροσωπεύουν, για το αντίστοιχο ελεύθερο Rayleigh τρόπο διάδοσης, η εξάρτηση του βάθους από τις τάσεις και τις μετατοπίσεις. Οι χαρακτηριστικές συναρτήσεις των μετατοπίσεων σχετικά με μια συχνότητα ίση με 50 Hz παρουσιάζεται στο σχήμα 3.13, ενώ το σχήμα 3.14 αντιπροσωπεύει την κάθετη συνιστώσα της χαρακτηριστικής συνάρτησης τάσης στην ίδια συχνότητα. Οι χαρακτηριστικές συναρτήσεις στη συχνότητα των 50 Hz είναι τρεις, εκεί υπάρχουν τρεις χαρακτηριστικές συναρτήσεις για κάθε μετατόπιση ή χαρακτηριστική τάση. Σύμφωνα με την άποψη των σκοπών χαρακτηρισμού, είναι πολύ σημαντικό να παρατηρηθούν οι χαρακτηριστικές μορφές αυτών των χαρακτηριστικών συναρτήσεων.

Ο θεμελιώδης τρόπος διάδοσης (fundamental mode) της χαρακτηριστικής συνάρτησης παρουσιάζει εξάρτηση βάθους πολύ παρόμοια με την περίπτωση ενός ομοιογενούς ημιδιαστήματος, για το οποίο ένας απλός τρόπος διάδοσης υπάρχει (σχήμα 3.3). Ειδικότερα μειώνεται πολύ γρήγορα με το βάθος, δείχνοντας ότι όταν ο θεμελιώδης τρόπος είναι επικρατών, τα βαθύτερα στρώματα δεν είναι εξαρτημένα από το φαινόμενο διάδοσης κυμάτων. Αυτό είναι η

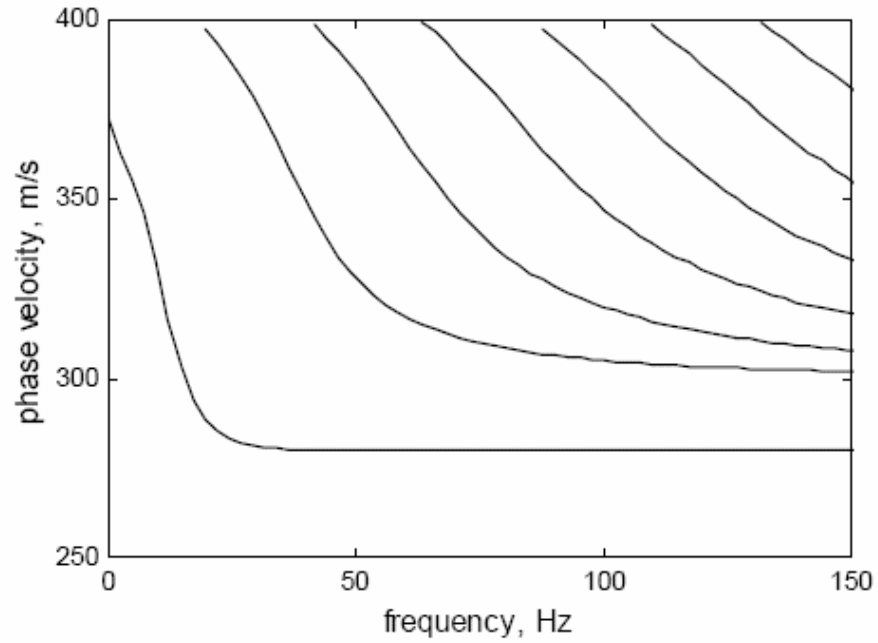
βάση των απλουστευμένων διαδικασιών για την εκτίμηση του σχεδιαγράμματος ακαμψίας από τα στοιχεία διασποράς (βλ. Σχήμα 3.3). Είναι βασικό να σημειωθεί ότι για τους υψηλότερους τρόπους διάδοσης η μορφή της χαρακτηριστικής συνάρτησης αλλάζει ουσιαστικά και οι βαθύτερες ζώνες του εδάφους περιλαμβάνονται έντονα. Οι υψηλότεροι τρόποι διάδοσης είναι πολύ σημαντικοί για τα σχεδιαγράμματα αντίστροφης διασποράς, κατά συνέπεια για τέτοια εδάφη η εκτίμηση που δίνεται με τη μέθοδο του Σχήματος 3.3 δίνει φτωχά αποτελέσματα και πρέπει να χρησιμοποιηθούν ακριβέστερες διαδικασίες.

Το σχήμα 3.15 απεικονίζει τη μεταβολή της ταχύτητας ομάδας ως συνάρτηση της συχνότητας για τους διαφορετικούς Rayleigh τρόπους διάδοσης. Λόγω της γεωμετρικής διασποράς το φαινόμενο είναι ουσιαστικά διαφορετικό από την ταχύτητα φάσης. Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι η ασυμπτωτική συμπεριφορά για αυξανόμενες συχνότητες είναι η ίδια για όλους τους διάφορους τρόπους διάδοσης και για τις ταχύτητες ομάδας και φάσης. Αυτό είναι εμφανές για τον πρώτο τρόπο διάδοσης, όντας η ταχύτητα ομάδας του, που συγκλίνει γρήγορα στην ίδια τιμή της ταχύτητας φάσης. Αυτό μπορεί να εξηγηθεί από το γεγονός ότι για τις πολύ υψηλές συχνότητες (πολύ μικρά μήκη κυμάτων) το κύμα Rayleigh "βλέπει" μόνο το πρώτο στρώμα και ως εκ τούτου ταξιδεύει στο ομοιογενές μέσο χωρίς γεωμετρική διασπορά, έτσι δεν υπάρχει καμία διάκριση μεταξύ της ταχύτητας φάσης και ομάδας. Κατά συνέπεια, η ασυμπτωτική τιμή της ταχύτητας Rayleigh μπορεί να αξιολογηθεί χρησιμοποιώντας την εξίσωση 3.6 και σε αυτήν την περίπτωση ($V_S = 300 \text{ m/s}$ και $\nu = 0.33$) καταλήγει:

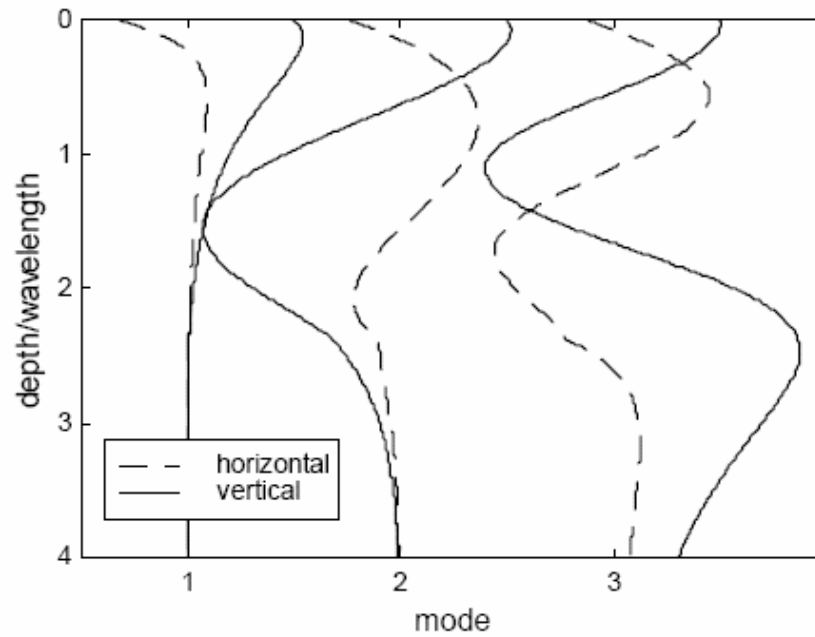
$$V_R = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \cdot V_S = 0.93 \cdot V_S = 280 \text{ m/s}$$

Επίσης είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι, για μια δεδομένη συχνότητα, η ταχύτητα φάσης είναι πάντα μεγαλύτερη ή τουλάχιστον ίση με την ταχύτητα ομάδας. Αυτό είναι ένα τυπικό χαρακτηριστικό γνώρισμα των σχεδιαγραμμάτων κανονικής διασποράς, για τα οποία η ταχύτητα φάσης μειώνεται μονοτονικά με την αύξηση της συχνότητας (σχήμα 3.12).

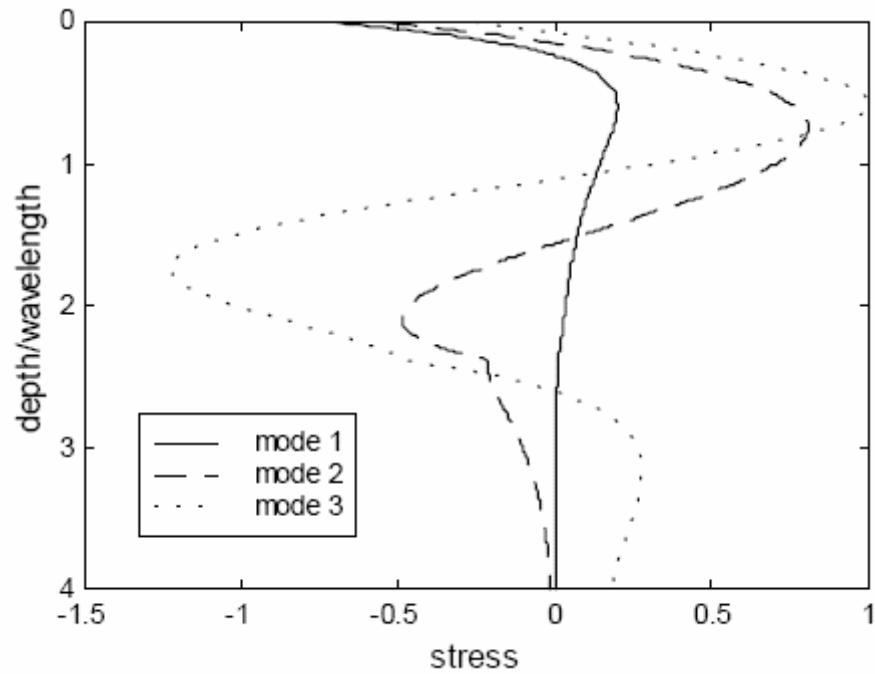
Μόλις λυθεί το πρόβλημα τιμής ομοιογενούς ορίου που αντιστοιχεί στην ελεύθερη δόνηση Rayleigh, λαμβάνοντας τις χαρακτηριστικές ρίζες και τις σχετικές χαρακτηριστικές συναρτήσεις, μια τεχνική τρόπου εναπόθεσης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να παραγάγει τη λύση του ετερογενούς προβλήματος, τα οποία αντιστοιχούν στις αναγκασμένες δονήσεις. Η προκύπτουσα αποτελεσματική ταχύτητα φάσης, είναι όχι μόνο συνάρτηση της συχνότητας, αλλά και της χωρικής θέσης, ως εκ τούτου μια σωστή αντιπροσώπευση αυτής της ποσότητας θα απαιτούσε ένα τρισδιάστατο διάγραμμα.



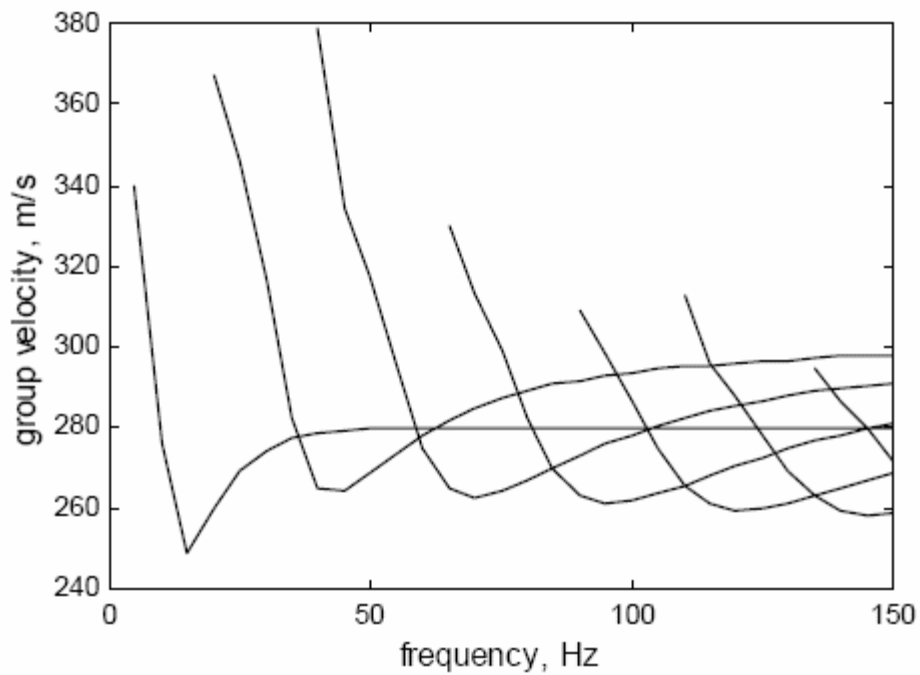
Σχήμα 3.12 Rayleigh τρόπος διάδοσης της ταχύτητας φάσης



Σχήμα 3.13 Ομαλοποιημένες μετατοπίσεις χαρακτηριστικών συναρτήσεων για μια συχνότητα των 50 Hz



Σχήμα 3.14 Ομαλοποιημένη τάση (stress) χαρακτηριστικών συναρτήσεων για μια συχνότητα των 50 Hz (κάθετη συνιστώσα)

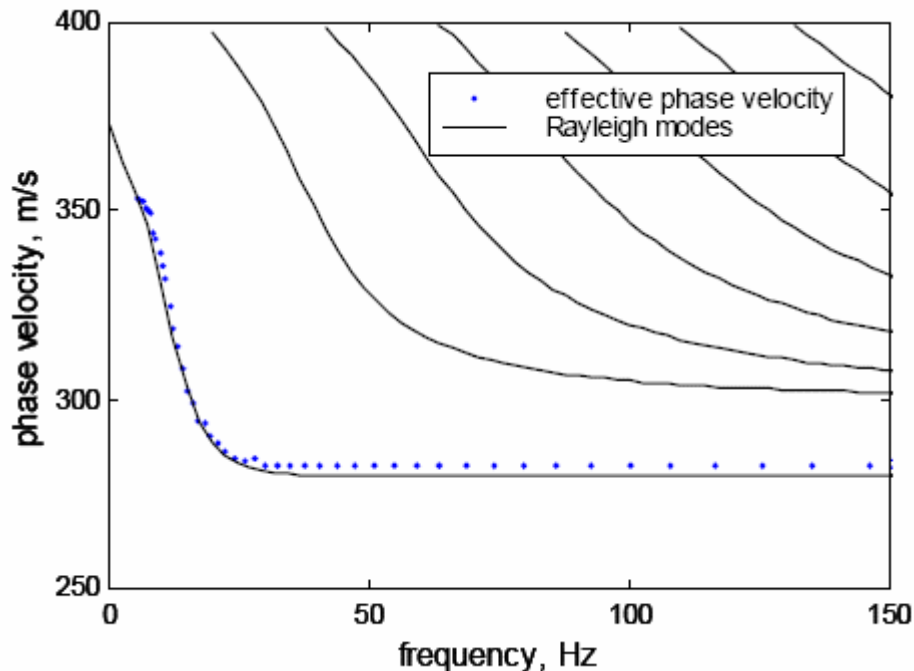


Σχήμα 3.15 Rayleigh τρόπος διάδοσης της ταχύτητας ομάδας

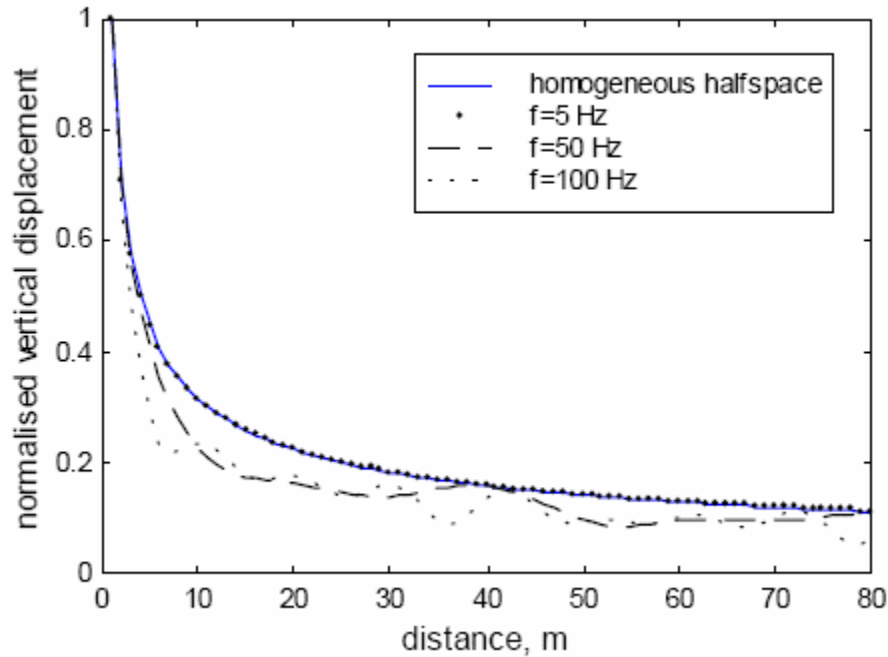
Για να γίνει μια απλή σύγκριση μεταξύ της αποτελεσματικής και τροπικής ταχύτητας φάσης ένας συμβατικός καθορισμός όπως υιοθετείται, αξιολογεί την αποτελεσματική ταχύτητα εξετάζοντας ένα μοντέλο δύο δεκτών με τον πρώτο δέκτη σε μια απόσταση ίση με δύο μήκη κύματος από την πηγή και το δεύτερο σε τέσσερα μήκη κύματος. Η επιλογή να έχουμε δύο δέκτες σε μεγάλη απόσταση από την πηγή είναι εξαιτίας του γεγονότος ότι πηγαίνοντας μακριά από την πηγή υπάρχει κάποια σταθεροποίηση στις τιμές της ταχύτητας.

Η σύγκριση μεταξύ της τροπικής και αποτελεσματικής ταχύτητας φάσης αναφέρεται στο σχήμα 3.16 από το οποίο είναι σαφές ότι για τα κανονικής διασποράς μέσα οι υψηλότεροι τρόποι διάδοσης δεν έχουν σχεδόν καμία επιρροή και ως εκ τούτου η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης συμπίπτει με την ταχύτητα φάσης του θεμελιώδους Rayleigh τρόπου διάδοσης.

Μια άλλη σημαντική συνέπεια του τρόπου εναπόθεσης είναι η διαφορά μεταξύ της γεωμετρικής μείωσης σε ένα ομοιογενές ημιδιάστημα και της Rayleigh γεωμετρικής συνάρτησης διάδοσης που διαμορφώνει τη γεωμετρική μείωση σε ένα στρωματοποιημένο μέσο, που παρουσιάζεται στην εξίσωση (3.19). Το σχήμα 3.17 εκθέτει τη σύγκριση μεταξύ των δύο διαφορετικών συχνοτήτων, που δείχνουν ότι η διαφορά είναι αμελητέα στις χαμηλές συχνότητες και γίνεται λογική όσο η συχνότητα αυξάνει, λόγω του αυξανόμενου αριθμού τρόπων διάδοσης.



Σχήμα 3.16 Σύγκριση μεταξύ των αποτελεσματικών και τροπικών ταχυτήτων φάσης



Σχήμα 3.17 Γεωμετρική εξασθένηση σε στρωματοποιημένα μέσα

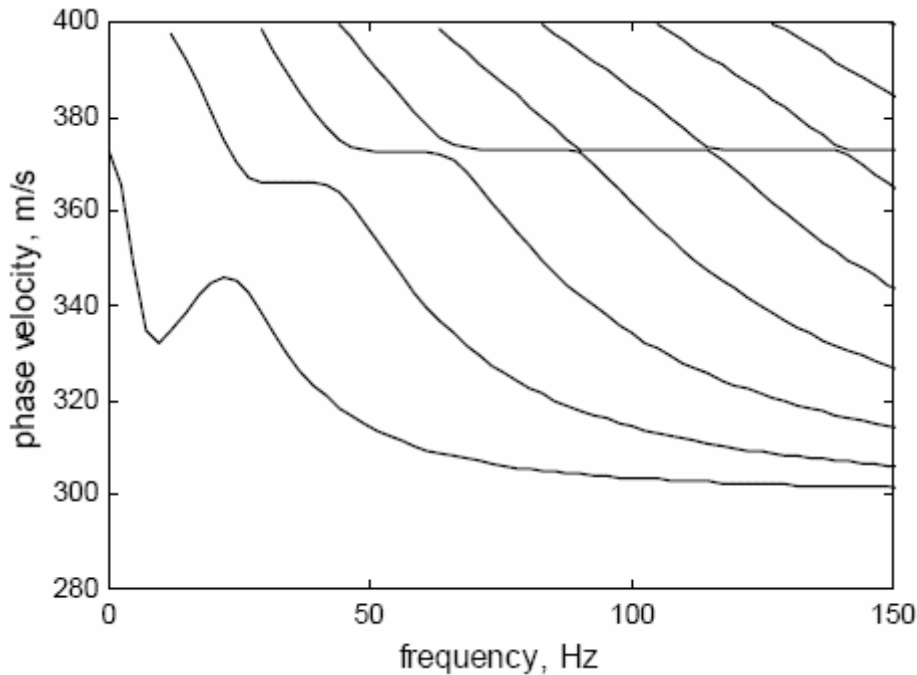
3.5.2 Σχεδιάγραμμα αντιστραμμένης διασποράς

Για να επεξηγηθεί η περίπτωση ενός σχεδιαγράμματος αντιστραμμένης διασποράς έχει επιλεγεί το μοντέλο δύο στρωμάτων πάνω από το ημιδιάστημα, με το ενδιάμεσο στρώμα μαλακότερο από την κάλυψη και το ημιδιάστημα. Οι παράμετροι του μοντέλου αναφέρονται στον πίνακα 3.2 σχεδιαγράμματος αντιστραμμένης διασποράς.

<i>Thickness</i> (m)	V_S (m/s)	V_P (m/s)	<i>Density</i> (kg/m ³)
10	400	800	1800
10	300	600	1800
∞	400	800	1800

Πίνακας 3.2 Σχεδιάγραμμα αντιστραμμένης διασποράς

Σε σχέση με τη λύση του χαρακτηριστικού προβλήματος που συνδέεται στην ελεύθερη Rayleigh δόνηση, η μόνη ουσιαστική διαφορά όσον αφορά στην προηγούμενη αναλυθείσα περίπτωση ενός σχεδιαγράμματος κανονικής διασποράς, δίνεται από τη μορφή των καμπύλων τροπικής (modal) διασποράς (σχήμα 3.18). που σε αυτήν την περίπτωση, η ταχύτητα φάσης δεν μειώνεται μονοτονικά με τη συχνότητα.

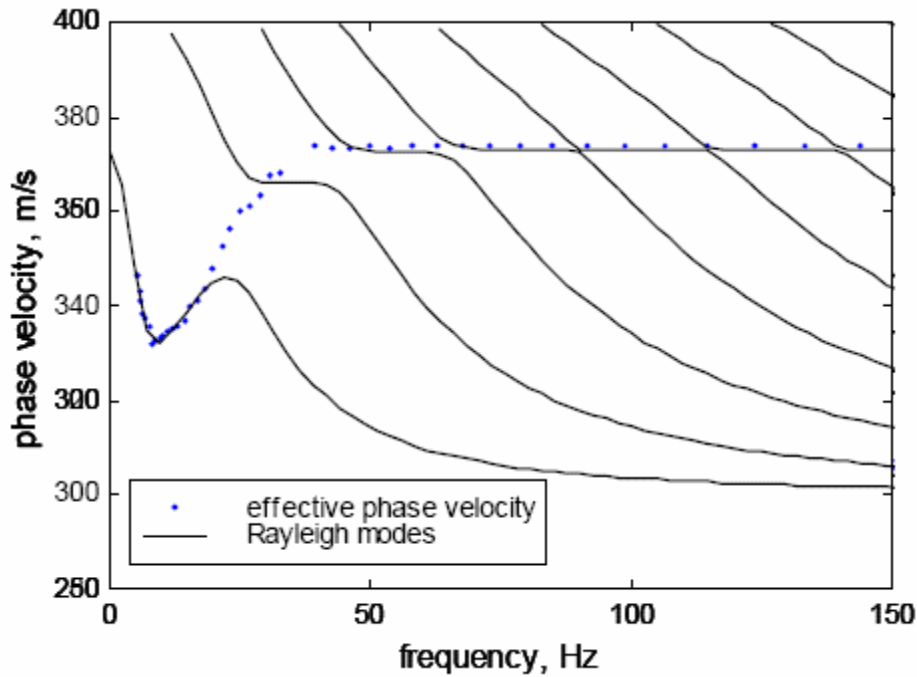


Σχήμα 3.18 Rayleigh τρόποι διάδοσης της ταχύτητας φάσης

Η πολύ σημαντική διαφορά με την περίπτωση ενός σχεδιαγράμματος κανονικής διασποράς είναι σχετικά με το αναγκασμένο πρόβλημα δόνησης. Πράγματι σε αυτήν την περίπτωση ο θεμελιώδης τρόπος διάδοσης (fundamental mode) είναι επικρατών μόνο στις χαμηλές συχνότητες, ενώ όσο οι αυξήσεις συχνότητας και οι περισσότεροι τρόποι διάδοσης συμμετέχουν στον καθορισμό του κυματικού πεδίου ο επικρατών τρόπος διάδοσης αλλάζει. Αυτό το γεγονός έχει τεράστιες συνέπειες στο φαινόμενο της διάδοσης. Καταρχήν η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης που μπορεί να μετρηθεί στην επίγεια επιφάνεια είναι τώρα ένας συνδυασμός των ταχυτήτων φάσης μεμονωμένου τρόπου διάδοσης. Αυτό είναι σαφές στο σχήμα 3.19 όπου η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης συγκρίνεται με τις τροπικές (modal) ποσότητες. Είναι σημαντικό να σημειώσει ότι επίσης σε αυτήν την περίπτωση η ασυμπτωτική τιμή στην οποία τείνει η αποτελεσματική ταχύτητα φάσης όσο η συχνότητα αυξάνει, είναι το χαρακτηριστικό της ταχύτητας των Rayleigh κυμάτων στο επιφανειακό στρώμα, επίσης σε αυτήν την περίπτωση ο επικρατών τρόπος διάδοσης αλλάζει συνεχώς για να ικανοποιηθεί αυτή η απαίτηση. Πράγματι η ταχύτητα φάσης των Rayleigh κυμάτων για υψηλές συχνότητες μπορεί να αξιολογηθεί, όπως για την

προηγούμενη περίπτωση, θεωρώντας ότι το επιφανειακό στρώμα χαρακτηρίζεται από $V_S = 400$ m/s:

$$V_R = \frac{0.87 + 1.12\nu}{1 + \nu} \cdot V_S = 0.93 \cdot V_S = 373 \text{ m/s}$$



Σχήμα 3.19 Σύγκριση μεταξύ των αποτελεσματικών και τροπικών ταχυτήτων φάσης

Η επιρροή των υψηλότερων τρόπων διάδοσης έχει σοβαρές συνέπειες επίσης στην έκταση του εδάφους που περιλαμβάνεται στο φαινόμενο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων. Ανακαλώντας τη μορφή χαρακτηριστικής συνάρτησης του σχήματος 3.13 και του σχήματος 3.14, τα οποία είναι πολύ όμοια με εκείνα του σχεδιαγράμματος αντιστραμμένης διασποράς, η επιρροή των υψηλότερων τρόπων διάδοσης οδηγεί σαφώς σε μια αυξανόμενη δυνατότητα αναγνώρισης των βαθύτερων στρωμάτων στο πρόβλημα χαρακτηρισμού.

Κεφάλαιο 4

Ερευνητικές Μέθοδοι για 2-D Διατάξεις

Ο μικροθόρυβος περιέχει επιφανειακά κύματα σε αφθονία. Αυτά τα επιφανειακά κύματα παράγονται τυχαία, με χρονική και χωρική έννοια, από μια ποικιλία μηχανισμών και ταξιδεύουν μέσα σε ένα ευρύ πεδίο γεωλογικών συνθηκών. Φυσικά, ο μικροθόρυβος αποτελείται από μια πολύ σύνθετη συναρμολόγηση από ελαστικά κύματα περιέχοντας όχι μόνο κύματα χώρου και επιφανειακά κύματα, αλλά επίσης διασκορπισμένα και διαθλασμένα κύματα. Για να ξεχωριστούν τα επιφανειακά κύματα από αυτή τη συναρμολόγηση, οι ερευνητές έχουν προσπαθήσει διάφορες μεθόδους. Για παράδειγμα, όταν ο μικροθόρυβος καταγράφεται από αναλογικά όργανα, παρουσιάζονται οι διαδικασίες που χρησιμοποιήθηκαν:

- Ο μικροθόρυβος καταγραφόταν από μια τριών σημείων διάταξη αναπτύσσοντας μια τριμερή διάταξη και τα κύματα μοιάζουν με τα άλλα γνωστά κύματα. Διαβάζοντας τα κύματα, ήταν πιθανών να παραχθούν φαινομενικές περιόδους και ταχύτητες (Ikegami, 1964).
- Πιο ποσοτικά, ένα φίλτρο band-pass εφαρμόστηκε στις καταγραφές μικροθόρυβου από μια τριμερή διάταξη, για να παραχθεί η ταχύτητα φάσης σε σχέση με την συχνότητα (Kudo et al., 1976).
- Από την ψηφιακή επεξεργασία, η αυτοσχέτιση των όμοιων κυμάτων στις καταγραφές τριμερής διάταξης χρησιμοποιήθηκε για την ποσοτική παραγωγή περιόδων και ταχυτήτων φάσης.

Μετά την ανάπτυξη της ψηφιακής καταγραφής του μικροθόρυβου, η μέθοδος ανάλυσης έχει προοδεύσει στην κατανόηση του μικροθόρυβου ως ένα είδος στοχαστικής διαδικασίας. Τώρα, οι μέθοδοι που χρησιμοποιούνται για την ανίχνευση επιφανειακών κυμάτων είναι γνωστές ως (Okada et al., 1990):

- Μέθοδος f-k (frequency-wavenumber spectral method) και
- Μέθοδος SPAC (spatial autocorrelation method)

4.1 Μέθοδος f-k (frequency-wavenumber spectral method)

Η μέθοδος f-k είναι μια εφαρμογή τεχνικής που αναπτύχθηκε στις Ηνωμένες Πολιτείες στα τέλη της δεκαετίας του '60 για να ανιχνευθούν πυρηνικές εκρήξεις χρησιμοποιώντας ένα σεισμικό δίκτυο με διάμετρο 200 χμ. Η στατιστική παράμετρος, που ονομάζεται φάσμα f-k, έπαιξε κεντρικό ρόλο στην ανίχνευση των πυρηνικών εκρήξεων (Caron, 1969, Caron et al., 1967, Lacoss et al., 1969). Η μέθοδος f-k χρησιμοποιεί αυτό το f-k φάσμα. Η αρχή του είναι “να ανιχνεύει ένα σχετικά ισχυρό κύμα από τη σύνθετη συναρμολόγηση του μικροθόρυβου”.

Αυτή η μέθοδος δεν εξετάζει τη φύση του κύματος, π.χ. αν αυτό είναι διεσπαρμένο ή όχι. Αν ένα υψηλού τρόπου (high mode) διάδοσης επιφανειακό κύμα είναι επικρατών, ένα υψηλού τρόπου διάδοσης κύμα ανιχνεύεται και αν ένα κύμα χώρου είναι επικρατών, ένα κύμα χώρου ανιχνεύεται. Επίσης, δεν υπάρχει λογική στην θεμελιώδη θεωρία της ανάλυσης του f-k φάσματος για να προσδιοριστούν επιφανειακά κύματα ή να εκτιμηθεί η διασπορά των επιφανειακών κυμάτων. Σε αυτή τη λογική, η μέθοδος f-k δεν είναι ιδανικός τρόπος για να ανιχνευθούν επιφανειακά κύματα μόνα τους. Ακόμη, αν η μέθοδος f-k χρησιμοποιείται στην ανάλυση για την ερευνητική μέθοδο μικροθόρυβου, υποτίθεται ότι τα επιφανειακά κύματα είναι σχετικώς επικρατούντα πέραν των άλλων ειδών κυμάτων που βρίσκονται αναμειγμένα μέσα στην συναρμολόγηση του μικροθόρυβου.

4.1.1 Ανίχνευση των Rayleigh κυμάτων από την κάθετη συνιστώσα του μικροθόρυβου

Η μέθοδος f-k αποκτά τα δεδομένα μικροθόρυβου χρησιμοποιώντας μια διάταξη που το μέγεθος της είναι προσαρμοσμένο στο βάθος του στόχου, έπειτα υπολογίζει τη φασματική συνάρτηση συχνότητα-κυμαριθμός (f-k spectra). Το επιφανειακό κύμα που περιέχεται στο μικροθόρυβο ανιχνεύεται ως μια συνάρτηση της ταχύτητας φάσης και συχνότητας (ή περιόδου). Η μέθοδος ανίχνευσης των επιφανειακών κυμάτων από την παράμετρο του f-k φάσματος, απλά ονομάζεται μέθοδος f-k. Η μέθοδος f-k χρωστάει την προέλευση της στην έρευνα LASA από Lacoss et al. (1969) και Caron (1969). Η μέθοδος είχε περιγραφεί ευρέως στο εγχειρίδιο των Aki και Richards (1980).

4.1.2 Απόκτηση δεδομένων και μέθοδοι ανάλυσης

Η μέθοδος f-k απαιτεί σχετικά μεγάλο αριθμό από σταθμούς παρατήρησης. Συνεπώς, η προσπάθεια που χρειάζεται στην περιοχή έρευνας είναι πιο εντατική από αυτή της μεθόδου SPAC. Την ίδια στιγμή, η χωρική έκταση της διάταξης γίνεται μεγαλύτερη από αυτή της μεθόδου SPAC, προκύπτοντας έτσι στην καταπάτηση της υπόθεσης των “οριζόντιων στρωμάτων”. Ωστόσο, όταν υπάρχουν διάφοροι επικρατούντες τρόποι διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων στο μικροθόρυβο, ή όταν περιέχει ισχυρά κύματα χώρου, αυτή η μέθοδος θεωρητικά έχει τη δυναμική να διαχωρίζει αυτά τα κύματα. Επιπρόσθετα, από αυτή τη μέθοδο μπορεί να εκτιμηθεί η διεύθυνση της πηγής του κύματος και μπορεί να εξασφαλιστεί η ταχύτητα φάσης των κυμάτων σε ένα ευρύ πεδίο συχνοτήτων.

4.1.2.1 Διάταξη παρατήρησης του μικροθόρυβου

Περισσότερη ευκαμψία επιτρέπεται στο σχεδιασμό της διάταξης για την μέθοδο f-k σε σχέση με τη μέθοδο SPAC. Η ιδανική εξάπλωση διάταξης πρέπει να έχει ευρεία πλευρική έκταση με ποικίλες αποστάσεις μεταξύ των σεισμομέτρων (γεωφώνων). Γενικά, τοπογραφία και άλλοι περιορισμοί στην τοποθεσία των σεισμομέτρων υπαγορεύουν το σχήμα και το μέγεθος της διάταξης. Λαμβάνοντας υπόψη τη διαδικασία ανάλυσης των δεδομένων και παίρνοντας τη δυνατότητα εφαρμογής της μεθόδου SPAC μέσα στον υπολογισμό, μια επιθυμητή διαμόρφωση διάταξης μπορούσε να είναι ένα σεισμόμετρο στο κέντρο της εξάπλωσης με άλλα σεισμόμετρα διατεταγμένα να διαμορφώνουν ισόπλευρα τρίγωνα διαφόρων μεγεθών ομόκεντρα με τον κεντρικό σταθμό.

Ο μεγαλύτερος αριθμός σταθμών παρατήρησης παρέχει μεγαλύτερη ακρίβεια στο φάσμα f-k. Για παράδειγμα, το γιγαντιαίο LASA στην Αμερική αναπτύσσει 525 σεισμόμετρα σε διάταξη με διάμετρο 200 χιλιομέτρων. Ωστόσο, μελετώντας τους περιορισμούς στην τοποθέτηση των σταθμών και το χρόνο ανάλυσης, περίπου δέκα σεισμόμετρα μπορούν να είναι ένας πρακτικός αριθμός για τον σκοπό εξερεύνησης της υπόγειας δομής.

4.2 Μέθοδος SPAC (spatial autocorrelation method)

Η μέθοδος SPAC είναι μια εφαρμογή παρακολούθησης με μια κυκλική διάταξη συνδυασμένη με μια μέθοδο ανάλυσης δεδομένων που χρησιμοποιείται για την κατανόηση των ιδιοτήτων διάδοσης μιας ποικιλίας κυμάτων που παράγονται από τη σεισμική κίνηση. Αυτό είναι βασισμένο στην καινούργια ανεπτυγμένη θεωρία της στοχαστικής διαδικασίας από τον Aki (1957) ο οποίος επιχείρησε να εκτιμήσει την υπόγεια δομή από καταγραφές μικροθόρυβου υποθέτοντας ότι ο μικροθόρυβος είναι ισοτροπικά κύματα που έρχονται από όλες τις διευθύνσεις.

Οι βασικές αρχές της μεθόδου SPAC είναι:

- 1) Υποθέτουμε την σύνθετη κίνηση κυμάτων του μικροθόρυβου ως μια στοχαστική διαδικασία στο χρόνο και στο χώρο.
- 2) Ένας φασματικός αυτοσχετιζόμενος συντελεστής για τα δεδομένα μικροθόρυβου, όπως παρατηρείται με μια κυκλική διάταξη, μπορεί να οριστεί όταν τα κύματα συνθέτουν το μικροθόρυβο είναι διεσπαρμένα σαν τα επιφανειακά κύματα.
- 3) Ο φασματικός αυτοσχετιζόμενος συντελεστής είναι μια συνάρτηση της ταχύτητας φάσης και της συχνότητας.

Σε μια απλή έκφραση, αυτές οι δύο μέθοδοι είναι βασισμένες πάνω στις θεωρίες που ανιχνεύουν σήματα από θόρυβο. Οι θεωρίες ανίχνευσης χρωστούν την ίδρυσή τους στην θεωρία μιας στοχαστικής διαδικασίας για σύνθετο ποικίλο φαινόμενο. Σε αυτή την έννοια, η εκτίμηση της υπόγεια δομής από μικροθόρυβο είναι επίσης μια εφαρμογή της θεωρίας της στοχαστικής διαδικασίας.

4.2.1 Ανίχνευση των Rayleigh κυμάτων από την κάθετη συνιστώσα του μικροθόρυβου

Η μέθοδος SPAC είναι βασισμένη πάνω στη θεωρία που αναπτύχθηκε από τον Aki (1957) για τον προσδιορισμό της σχέσης μεταξύ του χρονικού και χωρικού φάσματος των σεισμικών κυμάτων, όταν η διανομή των διανυσμάτων κυματαριθμού είναι πολύ περίπλοκη για την ανάλυση της φάσης.

Η σπουδαιότητα της θεωρίας του Aki είναι η μεταχείριση του σύνθετου κυματικού φαινομένου ως μια στοχαστική διαδικασία σε χρονικές και χωρικές διαστάσεις. Φυσικά αυτό το

σύνθετο κυματικό φαινόμενο εμπεριέχει το μικροθόρυβο. Η ιδέα αναπτύσσει μια σημαντική θεμελίωση δεδομένου ότι μια μέθοδος εξαγάγει απαραίτητες πληροφορίες από το σύνθετο “θόρυβο”.

Aki (1957), ως ένα παράδειγμα της εφαρμογής της θεωρίας του, προσπάθησε να εκτιμήσει την υπόγεια δομή από μια καταγραφή μικροθορύβου μικρής περιόδου (< 1 sec). Σε αυτή τη στιγμή, το καταγραφικό σύστημα ψηφιακών δεδομένων δεν ήταν διαθέσιμο και τα αποτελέσματα του πειράματος του δεν μπορούσαν να θεωρηθούν ως “τέλεια”. Όμως, η ιδέα της κατανόησης του φυσικού θορύβου ως σήμα και προτείνοντας μια νέα διεύθυνση στην γεωφυσική εξερεύνηση για τη σημαντική υπόγεια δομή, χρησιμοποιώντας αυτό το σήμα, είναι πολύ σεβαστή.

Όμως, η μέθοδος SPAC έχει δύο πλεονεκτήματα σε σχέση με την μέθοδο f-k:

- 1) Απαιτεί λιγότερους σταθμούς και μια μικρότερη διάταξη από τη μέθοδο f-k για να πετύχει ένα αντίστοιχο αποτελέσματα. Το μέγεθος της διάταξης στην εξέταση του μικροθορύβου είναι πολύ σημαντικό, επειδή
 - μια μεγάλη διάταξη αυξάνει την προσπάθεια στην περιοχή ερευνών και μειώνει την αποδοτικότητα,
 - μια μεγάλη διάταξη ίσως επηρεάζει την υπόθεση της μεθόδου μικροθορύβου ότι τα στρώματα είναι παράλληλα κάτω από τη διάταξη.
- 2) Καταγράφοντας τις κάθετες και οριζόντιες συνιστώσες του σήματος μικροθορύβου, όχι μόνο τα κύματα Rayleigh, αλλά ακόμη και τα Love κύματα μπορούν να ανιχνευτούν (Okada και Matsushima, 1989). Η θεωρητική του βάση είναι μια επέκταση της ανίχνευσης των Rayleigh κυμάτων και είναι εύκολο να κατανοηθεί.

Οι διατριβές του Aki (1957, 1965) είχαν ένα περιορισμό, ότι δεν ανιχνευόταν η ενέργεια των Love κυμάτων και χρησιμοποιώντας αυτή τη μέθοδο δεν διαχωρίζονταν τα Love κύματα από τα Rayleigh. Όμως οι Okada και Matsushima (1989) βελτίωσαν αυτή τη μέθοδο και ανέπτυξαν ένα νέο αλγόριθμο. Οι Matsushima και Okada (1990) και πιο πρόσφατα ο Yamamoto (2000) εφάρμοσαν το νέο αλγόριθμο σε δεδομένα μικροθορύβου και ξεχώρισαν την ενέργεια των Love κυμάτων. Τα αποτελέσματά τους απέδειξαν ότι η δομή ταχύτητας των S κυμάτων εκτιμημένη από την διάδοση των Love κυμάτων συμφωνεί έντονα με αυτή που εκτιμάται από τα Rayleigh κύματα.

Η ερευνητική μέθοδος μικροθορύβου αναζητά τελικά την εκτίμηση της υπόγειας δομής ταχύτητας των S κυμάτων. Συνεπώς, όσο το Love κύμα συμφωνεί μόνο με την ενέργεια των S κυμάτων, η δυναμική της μεθόδου SPAC, η οποία μπορεί να διαχωρίσει τα Love κύματα, θεωρείται απέραντη. Ωστόσο, η μέθοδος έχει τη δυνατότητα ευρύτερων εφαρμογών και η

συλλογή των δεδομένων, η επεξεργασία και ανάλυση είναι πολύ απλούστερη. Επομένως η μέθοδος SPAC είναι σαφώς ανώτερη σε σχέση με την μέθοδο f-k.

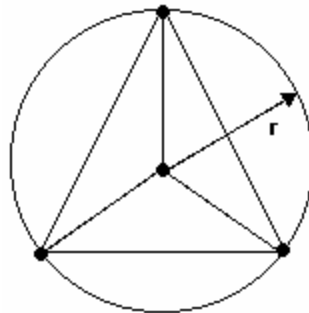
Θεωρητικά, η μέθοδος SPAC απαιτεί ιδιαίτερη διάταξη με πολλαπλά σεισμόμετρα διατεταγμένα σε κυκλική μορφή. Ερμηνεύοντας το χωρικό αυτοσυσχετιζόμενο συντελεστή για τα διεσπαρμένα κύματα στα δεδομένα μικροθρόμβου που παρατηρήθηκαν από μια κυκλική διάταξη, η θεωρία περιγράφει ότι ο χωρικός αυτοσυσχετιζόμενος συντελεστής είναι μια συνάρτηση της συχνότητας και της ταχύτητας φάσης βασισμένη στην ακτίνα της διάταξης.

4.2.2 Απόκτηση δεδομένων και μέθοδοι ανάλυσης

Η μέθοδος SPAC είναι απλούστερη στην απόκτηση των δεδομένων του πεδίου που ερευνάται και στην ανάλυση σε σχέση με τη μέθοδο f-k. Χρησιμοποιώντας μια διάταξη σεισμομέτρων τριών συνιστωσών, η μέθοδος SPAC μπορεί να διαχωρίσει τα Rayleigh και τα Love κύματα. Ωστόσο, όταν επιφανειακά κύματα υψηλού τρόπου διάδοσης είναι αναμιγμένα στα δεδομένα, η μέθοδος SPAC δεν μπορεί να διαχωρίσει τα επιφανειακά κύματα του θεμελιώδη τρόπου διάδοσης. Τέτοια περίπτωση είναι σχετικά σπάνια, αλλά όπου υπάρχει τέτοια κατάσταση, η μέθοδος f-k είναι διαθέσιμη.

4.2.2.1 Διάταξη παρατήρησης του μικροθρόμβου

Η διάταξη παρατήρησης συλλογής δεδομένων για την ανάλυση με τη μέθοδο SPAC απαιτεί, όπως φαίνεται στην εικόνα 4.1 για παράδειγμα, το λιγότερο τέσσερα σεισμόμετρα, τρία από αυτά διατεταγμένα σε ένα κύκλο ακτίνας r και ένα στο κέντρο αυτού του κύκλου. Αναμένεται ότι ένας μεγαλύτερος αριθμός σεισμομέτρων θα δώσει καλύτερο αποτέλεσμα.



Εικόνα 4.1 Διάταξη τεσσάρων σημείων.

Αν οι τρεις σταθμοί στον κύκλο διαμορφώνουν ένα ισόπλευρο τρίγωνο, ο υπολογισμός των διευθύνσεων γίνεται απλούστερος και η απόσταση r της σχέσης $\rho(f,r) = J_0(2\pi f r / c(f))$ μπορεί να πάρει δύο τιμές, της ακτίνας r και του μήκους της πλευράς του ισόπλευρου τριγώνου $\sqrt{3}r$. Αν δύο ή περισσότερες διατάξεις με διαφορετικά r είναι εξαπλωμένα στην ίδια περιοχή, ένα ευρύτερο πεδίο από ταχύτητες φάσης μπορούν να εκτιμηθούν. Η εκτεταμένη χωρική αυτοσυσχετιζόμενη μέθοδος (ESPAC ή ESAC) δεν απαιτεί διάταξη ισόπλευρου τριγώνου και επιτρέπει μια όμοια διάταξη με αυτή της μεθόδου f-k.

4.2.3 Μέθοδος ESPAC ή ESAC

Η μέθοδος ESAC υποθέτει ότι η χωρική συνάρτηση σε δεδομένη συχνότητα είναι περίπου σταθερή σε κάθε διεύθυνση, απαλείφοντας τους περιορισμούς στην παρατήρηση και αυξάνοντας την ελευθερία στον σχεδιασμό των διατάξεων. Για παράδειγμα, μια ομάδα δεδομένων που συλλέχτηκε για τη μέθοδο f-k μπορεί να αναλυθεί από τη μέθοδο ESAC.

Ένα σημαντικό χαρακτηριστικό της μεθόδου ESAC είναι ότι μπορεί εύκολα να ανιχνεύσει μια κατάλληλη τιμή, η οποία είναι αδύνατον να ανιχνευθεί με τη μέθοδο f-k.

Χρησιμοποιώντας Διάταξη-L στη μέθοδο f-k, είναι δυνατόν να εξασφαλίσουμε όμοια αποτελέσματα με τη μέθοδο ESAC. Αυτό αποδεικνύει την ανωτερότητα της μεθόδου ESAC στην εκτίμηση της υπόγειας δομής σε σχέση με τη μέθοδο f-k για διατάξεις του ίδιου μεγέθους. Αυτό είναι σύμφωνο με την αριθμητική προσομοίωση του Ling (1994).

Η μέθοδος ESAC επιτρέπει το συνδυασμό διαφόρων ομάδων δεδομένων που εξασφαλίστηκαν σε διαφορετικούς χρόνους και με διαφορετικά μεγέθη διατάξεων. Αυτό δείχνει ότι διάφορες ομάδες δεδομένων διαχωρισμένα από αξιοσημείωτη χρονική καθυστέρηση μπορούν να αναλυθούν ενωμένα με τη μέθοδο ESAC. Αυτό είναι ένα προσόν της μεθόδου ESAC το οποίο δεν ήταν διαθέσιμο σε προηγούμενες μεθόδους. Με τη μέθοδο ESAC, ακόμη και με λίγα σεισμόμετρα διαθέσιμα, μπορεί να εξασφαλίσει το ίδιο αποτέλεσμα που μπορεί να βρεθεί με πολλά σεισμόμετρα, επαναλαμβάνοντας τις παρατηρήσεις.

Παρακάτω παρατίθενται τα συμπεράσματα για τη μέθοδο ESAC:

- 1) Η μέθοδος ESAC δίνει το ίδιο αποτέλεσμα με τη μέθοδο f-k σε υψηλό πεδίο συχνοτήτων.
- 2) Η μέθοδος ESAC είναι ανώτερη της μεθόδου f-k
 - α) δίνει καλή συλλογή αποτελεσμάτων για χαμηλά πεδία συχνοτήτων,
 - β) ο υπολογισμός της συσχετιζόμενης συνάρτησης είναι απλούστερη και κατάλληλη για ένα υπολογιστή,
 - γ) ένα λογικό αποτέλεσμα μπορεί να εξασφαλιστεί με λιγότερους σταθμούς,
 - δ) διάφορες ομάδες δεδομένων που συλλέγονται σε διαφορετικές χρονικές στιγμές μπορούν να επεξεργαστούν ενωμένα και τέλος,
 - ε) ανάρμοστες τιμές που υπολογίζονται από τη μέθοδο f-k μπορούν να εντοπιστούν με τη μέθοδο ESAC.

Από την άλλη άποψη, η μέθοδος ESAC δεν μπορεί να εντοπίσει την διεύθυνση της πηγής των κυμάτων. Επίσης, αν υπάρχουν επιφανειακά κύματα υψηλού τρόπου διάδοσης αναμιγμένα μέσα στα δεδομένα, η μέθοδος ESAC δεν μπορεί να τα ανιχνεύσει. Σε αυτές τις εκτιμήσεις, η μέθοδος f-k είναι ανώτερη.

Κεφάλαιο 5

Εφαρμογές Επεξεργασίας και Ανάλυσης

5.1 Εργαλεία επεξεργασίας σήματος

Οι δυνατότητες που δίνονται από την εφαρμογή της επεξεργασίας σήματος έχουν επηρεάσει πολύ τις προσεγγίσεις σε πολλούς διαφορετικούς κλάδους της εφαρμοσμένης μηχανικής ειδικά εκείνους που σχετίζονται με δυναμικά προβλήματα.

Όσο η διάδοση κυμάτων είναι στο κέντρο του ενδιαφέροντος τόσο η ερμηνεία των σχετικών σημάτων θα είναι έντονα ενισχυμένη από την εφαρμογή των μετατροπών. Χρησιμοποίηση τέτοιων μαθηματικών εργαλείων είναι δυνατό να αλλάξει την περιοχή στην οποία τα πειραματικά στοιχεία αντιπροσωπεύονται, επιλέγοντας κατάλληλες νέες περιοχές.

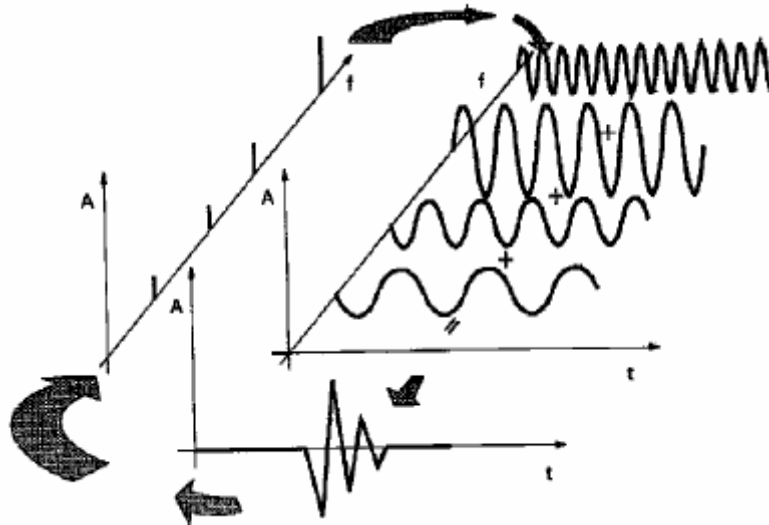
Τα ίδια στοιχεία είναι μεταφρασμένα από μια περιοχή σε μια άλλη χωρίς οποιαδήποτε απώλεια πληροφοριών, τουλάχιστον σε γενικές γραμμές. Η ευκολία αυτή αποτελείται από μερικές ιδιαίτερες ιδιότητες που παρουσιάζει κάθε περιοχή, καθιστώντας το εργαλείο επεξεργασίας κατάλληλο να εφαρμοστεί πάνω στη συνάρτηση και συγκεκριμένα στο τελικό πεδίο της ανάλυσης. Είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι, αφού δεν υπάρχει καμία απώλεια πληροφοριών, είναι πάντα δυνατό η επεξεργασία να επιστρέψει στην αρχική περιοχή με τη χρησιμοποίηση σχετικών αντίστροφων μετατροπών. Αυτή η δυνατότητα από τη μια περιοχή στην άλλη και πίσω στην αρχική, είναι η βάση πολλών τεχνικών επεξεργασίας δεδομένων.

Εντατική χρήση μετατροπών των κυματικών τομέων γίνεται στη γεωφυσική, όπου πολλές εφαρμογές έχουν αναπτυχθεί για να ενισχυθούν οι αποδόσεις των μεθόδων όπως σεισμική ανάκλαση και σεισμική διάθλαση. Εντατική χρήση των μετατροπών επίσης έγινε για τη σεισμική τομογραφία, μια τεχνική που ιδρύθηκε άμεσα στην εφαρμογή των μετατροπών (Sheriff και Geldart 1995).

5.1.1 Ιδιαίτερος μετασχηματισμός Fourier

Ο μετασχηματισμός Fourier είναι αναμφισβήτητα το πιο γνωστό και ευρέως εφαρμοσμένο εργαλείο επεξεργασίας σήματος. Είναι βασισμένο στη Σειρά Fourier, σύμφωνα με την οποία μια δεδομένη χρονική σειρά μπορεί να εκφραστεί ως ποσό άπειρων καμπύλων ημιτόνου που έχουν διαφορετική συχνότητα. Θεωρώντας ότι κάθε καμπύλη ημιτόνου χαρακτηρίζεται από το πλάτος

του και τη φάση καθυστέρησης (σχετική ευθυγράμμιση), αυτές οι τιμές αποτελούν την αντιπροσώπευση του πεδίου συχνότητας της σειράς (Σχήμα 5.1).



Σχήμα 5.1 Εξήγηση της έννοιας Μετασχηματισμού Fourier

Η ανωτέρω έννοια είναι συνολικά μια γενική έννοια που δείχνει ότι η σειρά μπορεί να καθοριστεί μέσα σε οποιαδήποτε περιοχή. Η πιο κοινή περίπτωση είναι αυτή ενός σήματος στη χρονική περιοχή που είναι μεταφρασμένο στη σύνθετη αντιπροσώπευσή του στην περιοχή συχνότητας. Άλλη σχετική περίπτωση είναι αυτή μιας σειράς τιμών στο διάστημα που μετασχηματίζεται ανάλογα, σε μια σειρά των καμπύλων ημιτόνου στο διάστημα, όπου καθένα χαρακτηρίζεται από το μήκος κύματός του ή πιο κοινά από τον κυματαριθμό του (wavenumber) (σημειώστε ότι το μήκος κύματος και ο κυματαριθμός συσχετίζεται από την ίδια σχέση που συνδέει την περίοδο και την κυκλική συχνότητα για μια καμπύλη ημιτόνου στο χρόνο).

Εξετάζοντας μια δεδομένη συνεχή συνάρτηση $x(t)$ μιας ενιαίας μεταβλητής t , ο μαθηματικός ορισμός του μετασχηματισμού Fourier $X(\omega)$ είναι:

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} x(t) \cdot e^{-t\omega} dt \quad (\text{A.1})$$

όπου ω είναι η μεταβλητή μετατροπής. Δεδομένου ότι δεν υπάρχει καμία απώλεια πληροφοριών, ο Μετασχηματισμός Fourier είναι αντιστρέψιμος και ο Αντίστροφος Μετασχηματισμός Fourier δίνεται από:

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} X(\omega) \cdot e^{j\omega t} d\omega \quad (\text{A.2})$$

Οι εξισώσεις A.1 και A.2 δηλώνονται συχνά ως Ανάλυση Fourier και Εξισώσεις Σύνθεσης Fourier αντίστοιχα για να δείξουν την εφαρμογή τους για την ανάλυση σήματος και την κατασκευή (ή αναδημιουργία).

Γενικά το $X(\omega)$ είναι μια σύνθετη εκτιμημένη συνάρτηση και ως εκ τούτου μπορεί να αντιπροσωπευθεί είτε από τους όρους των πραγματικών και φανταστικών συνιστωσών ή σημαντικότερα από το πλάτος και τη φάση του:

$$X(\omega) = \text{Re}(X(\omega)) + i \cdot \text{Im}(X(\omega)) = A(\omega) \cdot e^{j\phi(\omega)} \quad (\text{A.3})$$

όπου $A(\omega)$ και $\phi(\omega)$ είναι αντίστοιχα το πλάτος και η φάση του φάσματος.

Στην πραγματικότητα ένα σήμα δεν μπορεί να επιλεγεί με συνεχή τρόπο και ως εκ τούτου είναι απαραίτητο να εισαχθεί η έννοια της σειράς, η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως ιδιαίτερη συνάρτηση. Η ψηφιοποιημένη μορφή της συνεχούς συνάρτησης $x(t)$ είναι μια πεπερασμένη σειρά τιμών που λαμβάνονται σε σταθερά διαστήματα της μεταβλητής t . Αυτός είναι ο τρόπος με τον οποίο τα σήματα λαμβάνονται από τον πραγματικό κόσμο και χρησιμοποιούνται για διαδοχική επεξεργασία και ως εκ τούτου αυτό είναι το σημείο που ανησυχεί η εφαρμοσμένη μηχανική. Συνεπώς απαιτείται να εισαχθεί η Ιδιαίτερη Μετατροπή Fourier.

Υποθέτοντας ότι N δείγματα λαμβάνονται σε διάστημα Δt , το Ιδιαίτερο ζευγάρι Μετατροπής Fourier (δηλ. εξισώσεις ανάλυσης και σύνθεσης) μπορεί να γραφτεί ως (Santamarina και Fratta 1998):

$$\begin{aligned} X_m &= \sum_{l=0}^{N-1} x_l \cdot e^{-j\left(m\frac{2\pi}{N}l\right)} & m &= 0 \dots N-1 \\ x_l &= \frac{1}{N} \sum_{m=0}^{N-1} X_m \cdot e^{j\left(m\frac{2\pi}{N}l\right)} & l &= 0 \dots N-1 \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Λόγω της περιοδικότητας των αρμονικών συναρτήσεων, ο Ιδιαίτερος Μετασχηματισμός Fourier παίρνει για δεδομένο την περιοδικότητα από τα σήματα. Αυτό υπονοεί ότι τα μη περιοδικά σήματα αναλύονται ως περιοδικά σήματα με περίοδο $N \cdot \Delta t$.

Ο Ιδιαίτερος Μετασχηματισμός Fourier απολαμβάνει πολλές σημαντικές ιδιότητες, οι οποίες το κάνουν ένα διακριτικό εργαλείο (Bracewell 1986).

5.1.1.1 Aliasing

Είναι μια ανεπιθύμητη επίδραση της δειγματοληψίας σε ιδιαίτερα χρονικά διαστήματα, μια διαδικασία που είναι αναπόφευκτα συνδεδεμένη με την απαραίτητη ψηφιοποίηση για την αποθήκευση και την επόμενη ανάλυση των χρονικών γεγονότων. Μια λεπτομερής αναλυτική επεξεργασία μπορεί να βρεθεί στο Oppenheim et al. (1983), ενώ οι Santamarina και Fratta (1998) εκθέτουν μια σαφή εξήγηση του προβλήματος.

Το τμήμα της υψηλότερης συχνότητας που μπορεί να εξαχθεί από ένα ιδιαίτερο σήμα είναι αντιστρόφως ανάλογο προς το διάστημα δειγματοληψίας και καλείται συνήθως συχνότητα Nyquist:

$$f_{Nyquist} = \frac{1}{2\Delta t} \quad (A.5)$$

Όλα τα τμήματα συχνότητας επάνω από αυτήν την τιμή χάνονται. Το aliasing μπορεί να συνοψιστεί ως παρουσία φανταστικών τμημάτων χαμηλής συχνότητας που δημιουργούνται για να αντισταθμίσουν την ενέργεια των χαμένων τμημάτων υψηλής συχνότητας.

Δύο κύρια προβλήματα συνδέονται με το φαινόμενο aliasing. Πρώτα το διάστημα δειγματοληψίας πρέπει να επιλεχθεί προσεκτικά σύμφωνα με τις συχνότητες που περιλαμβάνονται από το φαινόμενο κάτω από τη μελέτη ή τουλάχιστον στο φάσμα συχνότητας που ενδιαφέρει. Η υποδειγματοληψία μπορεί να προκαλέσει απώλεια σημαντικών πληροφοριών στο φάσμα συχνοτήτων πάνω από την τιμή Nyquist.

Το δεύτερο σημαντικό πρόβλημα είναι ότι το aliasing προκαλεί αλλαγή στο φάσμα Fourier εάν τα τμήματα συχνότητας επάνω από το κατώτατο όριο Nyquist είναι παρόντα στο πραγματικό σήμα. Πράγματι η ενέργεια που συνδέεται με εκείνες τις χαμένες συνιστώσες είναι λανθασμένα συσχετιζόμενη με άλλες συχνότητες κάτω από την τιμή Nyquist (δηλ. η ενέργεια είναι στο φάσμα χαμηλής συχνότητας). Οι alias συχνότητες (οι λανθασμένες συχνότητες) μπορούν σοβαρά να βλάψουν την ανάλυση. Για αυτό το λόγο ένα anti-alias φίλτρο απαιτείται για να κόψει όλη την ενέργεια που αποτελεσματικά σχετίζεται με τις συνιστώσες υψηλής συχνότητας. Κατ' αυτό τον τρόπο μπορεί να εξασφαλιστεί μια σωστή αξιολόγηση του φάσματος συχνότητας για το πεδίο συχνότητας κάτω από την τιμή Nyquist.

Πολλές καταγραφικές συσκευές (είτε σειсмоγράφοι, είτε αναλυτές σημάτων) έχουν εγκατεστημένο το αναλογικό anti-alias φίλτρο τοποθετημένο σε σειρές πριν από τη μονάδα ψηφιοποίησης. Κατ' αυτό τον τρόπο τα τμήματα υψηλής συχνότητας (επάνω από το $\frac{1}{2} \Delta t$) αφαιρούνται από το αρχικό αναλογικό σήμα που φτάνει από το δέκτη. Μια τέτοια διαδικασία είναι αρκετά αξιόπιστη και βεβαίως ανώτερη στην εφαρμογή των ψηφιακών φίλτρων.

5.1.1.2 Διαρροή (Leakage)

Αναπόφευκτα η εφαρμογή του DFT (Discrete Fourier Transform ή Ιδιαίτερος Μετασχηματισμός Fourier) εισάγει μερικές ψευδή συνιστώσες λόγω της θεωρούμενης περιοδικότητας και της αποκοπής σημάτων, που προκαλείται από το πεπερασμένο μήκος των καταγραφών. Πράγματι οι αποκοπές που προκαλούνται από την αναγκασμένη περιοδικότητα η οποία συνδέει το τέλος με την έναρξη του σήματος πρέπει να μιμηθεί από το DFT, εισάγοντας μερικά λανθασμένα τμήματα υψηλής συχνότητας.

Επιπλέον πρέπει να θεωρηθεί ότι η μετατροπή είναι ιδιαίτερη στη συχνότητα, κατά συνέπεια οι συχνότητες του αρχικού σήματος δεν παρουσιάζονται στην ιδιαίτερη διάταξη και πρέπει να αντιπροσωπευθούν από τις πιο κοντινές ιδιαίτερες τιμές, είτε τις υψηλότερες είτε τις χαμηλότερες.

Και οι δύο αυτές πτυχές προκαλούν τη μετάφραση ενός μέρους της ενέργειας από τις πραγματικές συχνότητες στις κοντινές συχνότητες, με άλλα λόγια η ενέργεια διαρρέει σε άλλες συχνότητες. Για αυτόν τον λόγο αυτό το πρόβλημα είναι γνωστό ως διαρροή (leakage).

Δεδομένου ότι η δεύτερη πτυχή είναι σημαντική, η διαρροή μπορεί να μειωθεί αυξάνοντας την ανάλυση συχνότητας. Αφ' ετέρου εάν ένα ευρύ παράθυρο παρατήρησης του σήματος επιλεγεί και μια λειτουργία pro-trig εφαρμόζεται στο σήμα, είναι δυνατό να ληφθεί μια καταγραφή αρχίζοντας και τελειώνοντας με τιμές του μηδενός, που εξαλείφουν, τουλάχιστον στις αρχές, την επίδραση της αναγκασμένης περιοδικότητας.

Εντούτοις πρέπει να διαπιστωθεί ότι η ικανότητα αποθήκευσης μνήμης δεν επιτρέπει πάντα την εφαρμογή αυτού του τεχνάσματος. Επιπλέον όταν χρησιμοποιείται, η παρουσία θορύβου μπορεί να εισαγάγει λάθη αποκοπής.

Μια καλή στρατηγική για να μειωθεί η διαρροή είναι σε τέτοιες περιπτώσεις η εφαρμογή μιας παραθυρικής (windowing) διαδικασίας, που χρησιμοποιεί μια κατάλληλη βαθμιαία παραθυρική συνάρτηση. Πρέπει να θεωρηθεί ότι η σφαιρική ενέργεια του σήματος μειώνεται από την παραθυρική εφαρμογή και ως εκ τούτου, εάν είναι σημαντική, απαιτείται διόρθωση.

5.1.1.3 Ανάλυση (Resolution)

Το διάστημα δειγματοληψίας, δηλ. το διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών ιδιαίτερων χρόνων, καθορίζει την ανάλυση στο χρόνο. Αντιθέτως η ανάλυση στη συχνότητα καθορίζεται από τη συνολική διάρκεια της καταγραφής, η οποία, λόγω της θεωρούμενης περιοδικότητας σε DFT, αντιπροσωπεύει την πιο μεγάλη επιλύσιμη περίοδο.

Οι δύο αναλύσεις συνδέονται στενά η μια με την άλλη, πράγματι η διάρκεια της καταγραφής δίνεται από το προϊόν του διαστήματος δειγματοληψίας ανά αριθμό δειγμάτων. Εν

περιλήψει το διάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών ιδιαίτερων συχνοτήτων Δf (ανάλυση στη συχνότητα) συσχετίζεται με το διάστημα δειγματοληψίας Δt (έγκαιρη ανάλυση) από την ακόλουθη σχέση:

$$\Delta f = \frac{1}{N \cdot \Delta t} \quad (\text{A.6})$$

Κατά συνέπεια είναι σαφές ότι δίνοντας τον αριθμό δειγμάτων (που είναι συνήθως υπαγορευμένος από το όργανο ή από την ευχρηστία του ψηφιοποιημένου σήματος) υπάρχει μια ανταλλαγή μεταξύ των δύο αναλύσεων. Αυτό είναι επίσης γνωστό ως αρχή αβεβαιότητας: όσο περισσότερο το σήμα καθορίζεται εγκαίρως τόσο λιγότερη αβεβαιότητα υπάρχει στη συχνότητα. Η επιλογή ενός αποδεκτού συμβιβασμού μεταξύ των δύο, συσχετίζεται με το πεδίο της εφαρμογής.

Μόλις ληφθεί ένα σήμα με ένα δεδομένο διάστημα δειγμάτων και αριθμό σημείων, μια πιθανή στρατηγική για να βελτιωθεί ο καθορισμός συχνότητας δίνεται με την μηδενικοποίηση (zero padding) αυτών που υπάρχουν στην παρακολούθηση του σήματος με μια σειρά δειγμάτων μηδενικών τιμών. Πρέπει να υπάρχει προσοχή σε αυτό το σημείο επειδή το μηδέν που γεμίζει, μπορεί να εισαγάγει την ασυνέχεια και ως εκ τούτου να παράγει διαρροή στο DFT. Για αυτό το λόγο είναι επιθυμητό να εφαρμοστεί το zero-padding μετά από μια παραθυρική διαδικασία.

5.1.2 Ιδιαίτερος μετασχηματισμός Fourier για 2D Διατάξεις

Η έννοια του μονοδιάστατου Μετασχηματισμού Fourier μπορεί να επεκταθεί σε περισσότερες από μια διαστάσεις. Στη γεωφυσική ο 2D Μετασχηματισμός Fourier είναι σημαντικός για δύο διαφορετικές κατηγορίες εφαρμογών.

Στην πολυκαναλική επεξεργασία, διάφορα ίχνη που συλλέγονται ταυτόχρονα σε διαφορετικές θέσεις σύμφωνα με μια ευθεία γραμμή αναλύονται αμέσως ως σύνολο. Σε αυτή την περίπτωση το 2D DFT (2D Discrete Fourier Transform) επιτρέπει τη μετατροπή από τη περιοχή χώρος-χρόνος στην οποία τα ίχνη συλλέγονται στη περιοχή συχνότητα-κυματάριθμος (frequency-wavenumber) στην οποία μπορούν να εκτελεστούν κατάλληλες επεξεργασίες.

Όταν δύο διαφορετικές κατευθύνσεις περιλαμβάνονται στο διάστημα η 2D DFT επιτρέπει μετάφραση σε μια περιοχή 2D-κυματάριθμού. Αυτή η διαδικασία χρησιμοποιείται συνήθως για την επεξεργασία εικόνας και αυτό είναι η βάση της τομογραφίας.

Παρακάτω θα αναφερθούμε σε ένα κυματικό πεδίο, που καθορίζεται από την περιοχή του χρόνου και του χώρου ($[t, x]$), αλλά οι τύποι ισχύουν γενικά για οποιαδήποτε 2D περιοχή.

Ο δυοδιάστατος Μετασχηματισμός Fourier (εξίσωση ανάλυσης) καθορίζεται από:

$$P(k, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} p(x, t) \cdot e^{i(kx - \omega t)} dx dt \quad (\text{A.7})$$

και το αντίστροφό του (εξίσωση σύνθεσης) από:

$$p(x, t) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} P(k, \omega) \cdot e^{-i(kx - \omega t)} dk d\omega \quad (\text{A.8})$$

Για την ευκολία εφαρμογής και για μια σαφέστερη άποψη της μετατροπής, ο 2D Μετασχηματισμός Fourier μπορεί να θεωρηθεί ως δύο διαδοχικές εφαρμογές της 1D μετατροπής. Μια πρώτη μετατροπή στο t οδηγεί στη περιοχή συχνότητας-διαστήματος:

$$P(x, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} p(x, t) \cdot e^{-i\omega t} dt \quad (\text{A.9})$$

ενώ μια δεύτερη εφαρμογή στο x δίνει το 2D FT:

$$P(k, \omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} P(x, \omega) \cdot e^{ikx} dx \quad (\text{A.10})$$

Σαφώς, σε αυτήν την περίπτωση η πραγματική χρήση της μετατροπής γίνεται στην ιδιαίτερη διατύπωση της, δεδομένου ότι η απόκτηση των σημάτων είναι ιδιαίτερη στο χρόνο και στο χώρο. Σε αναλογία με τη μονοδιάστατη περίπτωση, το 2D DFT και το αντίστροφό της μπορεί να γραφτεί ως (Santamarina και Fratta 1998):

$$P_{u,v} = \sum_{l=0}^{M-1} \left[\sum_{m=0}^{N-1} p_{l,m} \cdot e^{-i\left(v\frac{2\pi}{N}m\right)} \right] \cdot e^{-i\left(u\frac{2\pi}{N}l\right)} \quad (\text{A.11})$$

$$p_{l,m} = \frac{1}{M \cdot N} \sum_{u=0}^{M-1} \left[\sum_{v=0}^{N-1} P_{u,v} \cdot e^{-i\left(v\frac{2\pi}{N}m\right)} \right] \cdot e^{-i\left(u\frac{2\pi}{N}l\right)}$$

υποθέτοντας ότι N δείγματα λαμβάνονται σε διάστημα Δt σε M θέσεις δεκτών που χωρίζονται κατά διαστήματα Δx σύμφωνα με μια ευθεία γραμμή. Είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι σε αυτήν την περίπτωση τα αρχικά δεδομένα λαμβάνονται από μια μήτρα (matrix), στην οποία κάθε είσοδος είναι το σήμα σε μια δεδομένη θέση στο διάστημα, σε δεδομένη χρονική στιγμή. Η 2D DFT μπορεί ως εκ τούτου να θεωρηθεί ως δύο διαδοχικές εφαρμογές της 1D DFT: πριν από τις σειρές της μήτρας και στη συνέχεια πέρα από τις στήλες της.

Τα προβλήματα του aliasing, της διαρροής (leakage) και της ανάλυσης, ενδιαφέρουν τώρα και τη διάσταση και πρέπει να αποτελεστούν προσεκτικά κατά την επιλογή των παραμέτρων δειγματοληψίας εγκαίρως και των θέσεων των δεκτών στο διάστημα.

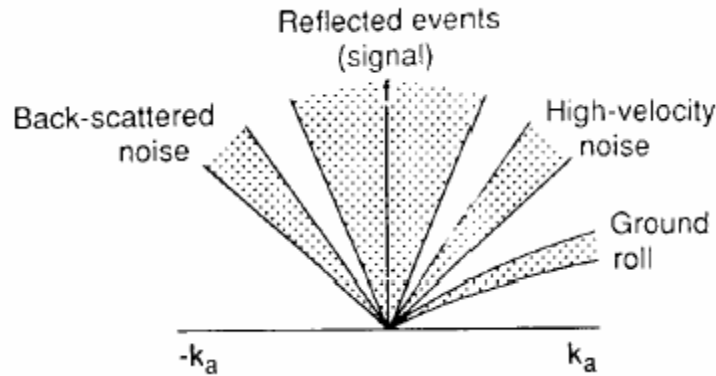
Ειδικότερα είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι:

- Κανένα φίλτρο anti-alias δεν μπορεί να χτιστεί για την περιοχή διαστήματος (βλ. Yilmaz 1987 για μια συζήτηση των αποτελεσμάτων του aliasing στα f-k φάσματα)
- Ο αριθμός ανίχνευσης των σημείων στο διάστημα είναι συχνά μικρότερος από τον αριθμό δειγμάτων στο χρόνο, ως εκ τούτου το πρόβλημα αβεβαιότητας είναι πολύ πιο έντονο.
- Η αύξηση του καθορισμού στο διάστημα είναι αποκτηθείσα προσθέτοντας μηδενικώς-εκτιμημένα ίχνη στο τέλος του συνόλου των δεδομένων.

5.1.2.1 Ιδιότητες και εφαρμογές

Το πλεονέκτημα εργασίας στη μετασχηματισμένη περιοχή κατά την ανάλυση σεισμικών ιχνών συσχετίζεται ουσιαστικά με το χωρισμό των γεγονότων που δυσνόητα επικαλύπτονται στην αρχική περιοχή χρόνου-διαστήματος.

Προφανής ταχύτητα στην επίγεια επιφάνεια που συνδέεται με τη διαφορετική κλίση των κυματικών μετώπων διαδραματίζουν ένα σημαντικό ρόλο στο διαχωρισμό της ενέργειας στην f-k περιοχή (Doyle 1995). Ειδικότερα, ενώ οι ανακλάσεις τείνουν να χαρτογραφηθούν κοντά στον άξονα συχνότητας, το επιφανειακό κύμα τείνει να χαρτογραφηθεί κοντά στον άξονα κυματαριθμού (Σχήμα 5.2).



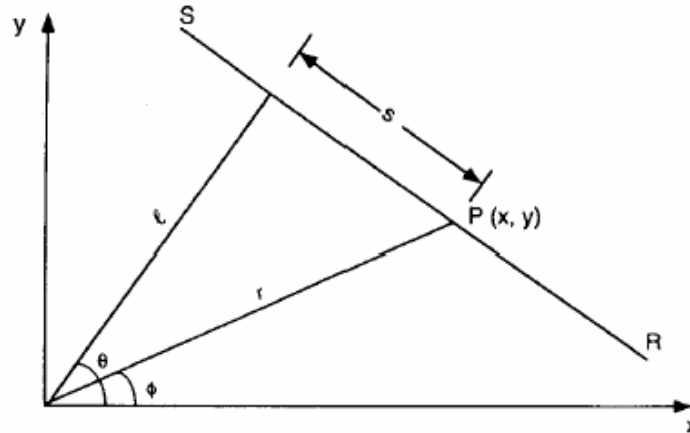
Σχήμα 5.2 Το εξιδανικευμένο φάσμα συχνότητα-κυματαριθμός μιας σεισμικής συλλογής με ανάκλαση και εντοπισμό θορύβου (από Doyle 1995).

Μια εφαρμογή που συνδέεται με αυτήν την ιδιότητα είναι το f-k φιλτράρισμα που συνήθως χρησιμοποιείται για τη σεισμική μέθοδο ανάκλασης. Ο συνεπής γραμμικός θόρυβος (επίγειος ρόλος που οφείλεται κυρίως στα κύματα Rayleigh), τα καθοδηγημένα κύματα και η δευτερεύουσα διεσπαρμένη ενέργεια είναι κύριο πρόβλημα στην ανάλυση του πλάνου επειδή μπορούν σημαντικά να κρύψουν τις ανακλάσεις. Φιλτράροντας έξω την ενέργεια που συνδέεται με τον επίγειο ρόλο στην f-k περιοχή και επιστρέφοντας στην t-x περιοχή, οι αφίξεις των ανακλασμένων κυμάτων μπορούν να τοποθετηθούν ευκολότερα. Προσοχή πρέπει να ληφθεί στη διαδικασία φιλτραρίσματος επειδή μπορεί να προκαλέσει διαστρέβλωση και ομαλοποίηση του σήματος.

5.1.3 Μετατροπή στοιχείου (Radon Transform)

Η μετατροπή στοιχείου είναι μια ακέραια μαθηματική συνάρτηση που ενεργεί σε μια δεδομένη συνάρτηση μιας δυσδιάστατης περιοχής χαρτογράφησης του σε μια νέα περιοχή που καθορίζεται από τις παραμέτρους που διευκρινίζει η γραμμή σύμφωνα με την οποία εκτελείται η ολοκλήρωση. Θεωρώντας παραδείγματος χάριν μια αυθαίρετη ιδιότητα που καθορίζεται σε ένα δυσδιάστατο διάστημα $p(x,y)$ και εκφράζοντας το για ευκολία στις πολικές συντεταγμένες $p(r,\phi)$, η Μετατροπή Στοιχείου του σύμφωνα με τη γραμμή RS (Σχήμα 5.3) που καθορίζεται ομόφωνα από τη γωνία θ και ένα ακτινωτό ισότιμο l , δίνεται από το ολοκλήρωμα (Sheriff και Geldart 1995):

$$P(l, \theta) = \int_{RS} p(r, \phi) ds \quad (\text{A.12})$$



Σχήμα 5.3 Καθορισμός της γραμμής ολοκλήρωσης για τη μετατροπή στοιχείου (Sheriff και Geldart 1995).

Πρέπει να διαπιστωθεί ότι έχει χρησιμοποιηθεί μια ευθεία γραμμή σε αυτόν τον καθορισμό, εντούτοις στην εξέταση μιας αυθαίρετης γραμμής μπορεί να καθοριστεί η Γενικευμένη Μετατροπή Στοιχείου.

Εξετάζοντας την εξίσωση της γραμμής RS στις καρτεσιανές συντεταγμένες:

$$x \cos \vartheta + y \sin \vartheta = l \quad (\text{A.13})$$

είναι δυνατό να αναδιατυπωθεί η μετατροπή στοιχείου ως ακέραιο άθροισμα των τιμών σύμφωνα με την ευθεία γραμμή στις καρτεσιανές συντεταγμένες που χρησιμοποιούν τη συνάρτηση delta ($\delta(q)=1$ αν $q=0$, $\delta(q)=0$ αν $q \neq 0$):

$$P(l, \vartheta) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{+\infty} p(x, y) \delta(x \cos \vartheta + y \sin \vartheta - l) dx dy \quad (\text{A.14})$$

Όσον αφορά στην περίπτωση του Μετασχηματισμού Fourier επίσης σε αυτήν την περίπτωση, δεδομένου ότι δεν υπάρχει καμία απώλεια πληροφοριών κατά τη διάρκεια της διαδικασίας μετασχηματισμού, μπορεί να καθοριστεί μια αντίστροφη μετατροπή. Μια σημαντική διαφορά δίνεται από το γεγονός ότι δεν υπάρχει ένα σημαντικό μονοδιάστατο ανάλογο της μετατροπής στοιχείου.

Μια ιδιαίτερη διατύπωση της μετατροπής στοιχείου απαιτείται για την εφαρμογή στα προβλήματα εφαρμοσμένης μηχανικής. Προσοχή πρέπει να ληφθεί επειδή το αντίστροφο Ιδιαίτερο Στοιχείο Μετατροπής δεν μπορεί να παραχθεί άμεσα εξ' ορισμού του αντίστροφου Στοιχείου Μετατροπής (Beylkin 1987).

5.1.3.1 Slant Stack (Στήλη Κλίσεων) ή Μετατροπή τ-ρ

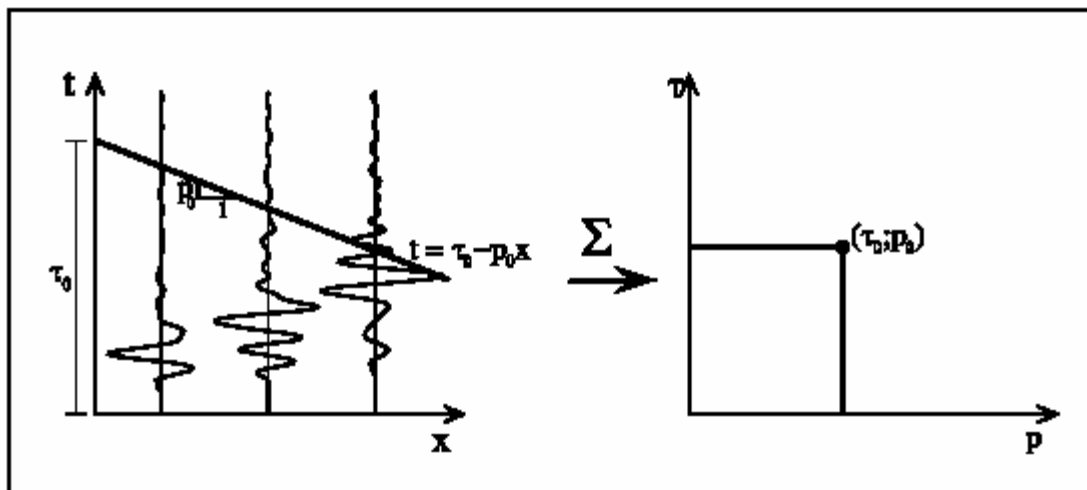
Μια ελαφρώς διαφορετική μορφή της Μετατροπής Στοιχείου συνήθως χρησιμοποιείται στη γεωφυσική εφαρμογή. Είναι συνήθως ενδεικνυόμενη ως Μετατροπή τ-ρ, επειδή σε αυτήν την περίπτωση η ευθεία γραμμή, σύμφωνα με την οποία εκτελείται η ακέραιη συνάρτηση, ορίζεται ως:

$$y = \tau - px \quad (\text{A.15})$$

(σαφώς $\tau = l / \sin\theta$ και $p = \cot\theta$). Ως εκ τούτου ο καθορισμός της Μετατροπής τ-ρ θα είναι (Sheriff και Geldart 1995):

$$P(\tau, p) = \int_{-\infty}^{+\infty} \int_{-\infty}^{\infty} p(x, y) \delta(y + px - \tau) dx dy \quad (\text{A.16})$$

Αν και από μαθηματική άποψη η διαφορά είναι προφανώς αμελητέα, η Μετατροπή τ-ρ προσλαμβάνει φυσικά περισσότερη σημασία για την ανάλυση της σεισμικής συλλογής πλάνων, τις συλλογές σημάτων που σχετίζονται με το ίδιο πλάνο αλλά που ανιχνεύονται από διαφορετικούς δέκτες ευθυγραμμισμένους με σταθερές αποστάσεις (σημειώστε ότι σε αυτήν την περίπτωση η αρχική περιοχή είναι $[t-x]$). Πράγματι σε αυτήν την περίπτωση τέτοια μετατροπή είναι ισοδύναμη με μια αποσύνθεση επιπέδου-κύματος του κυματικού πεδίου, όπου η κλίση p είναι η οριζόντια βραδύτητα (slowness) (δηλ. το αντίστροφο της ταχύτητας) και η παρεμπόδιση τ είναι ένας μετασχηματισμένος (γραμμικά κινούμενος) χρόνος. Θεωρώντας ότι η φαινόμενη ταχύτητα των κυμάτων χώρου στην επιφάνεια ενός ομοιογενούς μέσου συνδέεται μόνο με την κλίση της κυματομορφής, στη νέα περιοχή κάθε ίχνος αντιπροσωπεύει ένα κύμα που διαδίδεται σε μια ορισμένη γωνία από την κάθετο (Yeldin 1987).



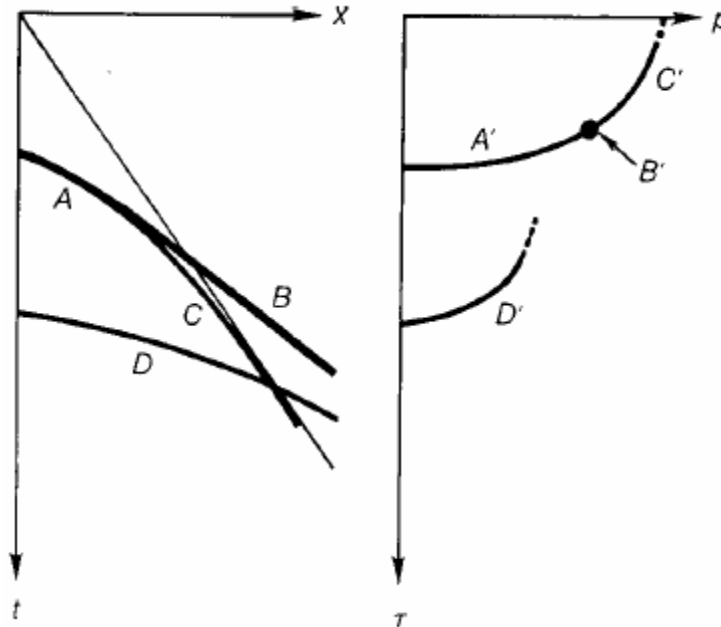
Σχήμα 5.4 Εξήγηση της έννοιας της μετατροπής Slant Stack

Η μετατροπή καλείται συχνά Slant Stack επειδή εξετάζοντας ένα κυματικό πεδίο η βασική λειτουργία είναι αυτή της συσσώρευσης όλων των τιμών σύμφωνα με κάθε κεκλιμένη γραμμή (κλίση) (Robinson 1982). Το άθροισμα όλων των τιμών σύμφωνα με τη γραμμή, συνδέεται έπειτα με ένα σημείο στη νέα περιοχή, έχοντας σαν συντεταγμένες την κλίση και την παρεμπόδιση της γραμμής (Σχήμα 5.4).

5.1.3.2 Ιδιότητες και εφαρμογές

Η Slant Stack μετατροπή μπορεί να είναι ένα πολύ χρήσιμο εργαλείο για την εφαρμογή των τεχνικών φιλτραρίσματος για τις σεισμικές μεθόδους. Πράγματι σε σύγκριση με το 2D Μετασχηματισμό Fourier, δίνει έναν σαφέστερο διαχωρισμό μεταξύ των ανακλάσεων, διαθλάσεων και θόρυβο των επιφανειακών κυμάτων (Doyle 1995). Σημειώστε ειδικότερα ότι οι μέθοδοι ανάκλασης και διάθλασης μπορούν να αξιοποιήσουν αυτήν την περίπτωση.

Με την εφαρμογή της Slant Stack μετατροπής σε μια σεισμική συλλογή, ο θόρυβος των επιφανειακών κυμάτων χαρτογραφείται σε μια μικρή περιοχή κοντά στο χρόνο του μηδέν και οι διαθλάσεις στα σημεία, επειδή χαρακτηρίζονται ιδανικά από μια σταθερή κλίση. Οι ανακλάσεις και οι καμπύλες διάθλασης μετατρέπουν τις ελλείψεις στη νέα περιοχή και είναι σημαντικό να παρατηρηθεί ότι αν οι καμπύλες διασχίζουν η μια την άλλη, οι αντίστοιχες ελλείψεις δεν διασχίζονται (Σχήμα 5.5).



Σχήμα 5.5 Διάφορες αφίξεις σε μια σεισμική t - x συλλογή χαρτογραφημένη επάνω στην αντίστοιχη t - p συλλογή (από Yilmaz 1987)

Τέτοιος σαφής διαχωρισμός επιτρέπει ισχυρό φιλτράρισμα, αλλά η αντίστροφη Slant Stack μετατροπή, απαιτείται να επιστρέψει στην αρχική περιοχή t - x για την αξιολόγηση των χρόνων άφιξης και αυτό είναι μια πολύ ευαίσθητη λειτουργία.

Μια αναθεώρηση των πολλών εφαρμογών της Μετατροπής t - p στη γεωφυσική μπορεί να βρεθεί στον Yilmaz (1987).

5.1.4 Το Θεώρημα Fourier Slice

Αυτό το θεώρημα αποτελεί μια σημαντική σύνδεση μεταξύ του 2D Μετασχηματισμού Fourier και της Μετατροπής Στοιχείου και αυτό είναι η βάση της τομογραφικής απεικόνισης (Sheriff και Geldart 1995, Santamarina και Fratta 1998).

Εξετάζοντας μια αυθαίρετη ιδιότητα που καθορίζεται σε ένα δυσδιάστατο διάστημα $p(x,y)$, το Fourier Slice Θεώρημα δηλώνει ότι ο 2D Μετασχηματισμός Fourier του είναι ίσος με τον 1D Μετασχηματισμός Fourier της Μετατροπής Στοιχείου του.

Αυτή η ισοδυναμία αποτελεί τη σύνδεση μεταξύ των εφαρμοσμένων μεθόδων πολλαπλών σταθμών σε αυτήν την έρευνα για τον προσδιορισμό της καμπύλης διασποράς που συνδέεται με το κυματικό πεδίο.

5.2 Αντιστροφή (Inversion)

Η αντιστροφή επιτυγχάνεται μέσω ενός κώδικα (Lai C.G., Rix G.J. (1999)) με τη βοήθεια του λογισμικού Matlab. Σε αυτή τη διαδικασία απαιτούνται κάποια δεδομένα τα οποία πρέπει αρχικά να εισάγουμε.

Αυτά τα δεδομένα είναι οι ιδιότητες του εδάφους όπως πάχη στρωμάτων, πυκνότητα, δείκτης poisson και ταχύτητες των εγκαρσίων (ή secondary) κυμάτων. Έπειτα απαιτείται να εισάγουμε τις τιμές των συχνοτήτων και των ταχυτήτων των Rayleigh κυμάτων τις οποίες έχουμε πάρει από την καμπύλη διασποράς που εξήγαμε από τον αλγόριθμο επεξεργασίας δεδομένων (σημάτων) NASW.

Η Εικόνα 5.6 παρουσιάζει αυτή τη διαδικασία εισαγωγής των δεδομένων που απαιτούνται για την αντιστροφή μέσα από το περιβάλλον του λογισμικού Matlab.

```

1 % Example Matlab script for fundamental mode inversion
2
3 % The dispersion data in this example is experimental data measured at the
4 % field demonstration site for the International Conference on Site Characterization
5 % (ISC '98) held in April 1998 on the campus of the Georgia Institute of Technology
6 % in Atlanta, Georgia, USA.
7
8 % Specify the initial estimate of the profile
9 thk = [2 3 5 5 5 5];
10 dns = [1.8 1.8 1.8 1.8 1.8 1.8 1.8 1.8];
11 poisson = [0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2 0.2];
12 vsinitial = [150 175 200 250 300 350 400 500];
13
14 % Input the experimental dispersion curve and an estimate of the uncertainty
15 freq = [5.0000 5.5937 6.1875 6.7812 7.3750 7.9687 8.5625 9.1562...
16 9.7500 10.3437 10.9375 11.5312 12.1250 12.7187 13.3125 14.5000 16.2812...
17 18.0625 19.8438 21.6250 23.4063 25.1875 26.9688 28.7500 30.5313 32.3125...
18 34.0938 34.6875 38.8438 43.0000 47.1563 51.3125 55.4688 59.6250 63.7813];
19
20 vrexpr = [301.1762 238.6665 287.9998 315.6362 228.8484 220.5404 213.8536 208.3555...
21 203.7550 199.8490 199.9999 200.1355 203.5409 200.3692 200.4706 200.6486 200.8674...
22 198.8817 197.2816 199.4955 198.0826 198.4000 195.8582 192.4183 191.8037 188.0000...
23 183.7474 184.0415 186.7418 186.5763 160.9600 164.7148 150.6632 157.3609 160.0785];
24
25 sigma = 0.04*vrexpr;
26
27 % Perform the inversion
28 [vsfinal,rms_error,vrtheo,vs_stddev] = inverse(freq,vrexpr,sigma,thk,dns,vsinitial,poisson);
29
30 % Plot and compare the experimental and theoretical dispersion curves
31 hl = figure('Name','Experimental vs. Theoretical Dispersion Curves','NumberTitle','off');
32 errorbar(freq,vrexpr,sigma,'ro');
33 hold on;
34 final_iteration = length(rms_error);
35 plot(freq,vrtheo(:,final_iteration));
36 xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('Phase Velocity');
37 hold off;

```

Εικόνα 5.6

Επόμενο βήμα της διαδικασίας είναι το στάδιο αντιστροφής, όπου το λογισμικό μέσω των δεδομένων που εισάγαμε κάνει την αντιστροφή και εξάγει τα ανάλογα γραφήματα των αποτελεσμάτων της αντιστροφής. Όλα τα απαραίτητα βήματα της διαδικασίας παρουσιάζονται στην Εικόνα 5.7 όπως είναι γραμμένα μέσα από τον κώδικα του Matlab.

```

27 % Perform the inversion
28 [vsfinal,rms_error,vrtheo,vs_stdev] = inverse(freq,vrexp,sigma,thk,dms,vsinitial,poisson);
29
30 % Plot and compare the experimental and theoretical dispersion curves
31 h1 = figure('Name','Experimental vs. Theoretical Dispersion Curves','NumberTitle','off');
32 errorbar(freq,vrexp,sigma,'o');
33 hold on;
34 final_iteration = length(rms_error);
35 plot(freq,vrtheo(:,final_iteration));
36 xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('Phase Velocity');
37 hold off;
38
39 % Plot the rms error vs. iteration number
40 h2 = figure('Name','RMS Error','NumberTitle','off');
41 plot(rms_error);
42 xlabel('Iteration Number'); ylabel('RMS Error');
43
44 % Plot the final shear wave velocity profile and standard deviations
45 cumthk = [0 cumsum(thk)]; depth = 0; velocity = vsfinal(1); middepth = []; stdev = [];
46 for j = 1:length(thk)
47     depth = [depth cumthk(j+1) cumthk(j+1)];
48     velocity = [velocity vsfinal(j) vsfinal(j+1)];
49     middepth = [middepth (cumthk(j+1)+cumthk(j))/2 (cumthk(j+1)+cumthk(j))/2 NaN];
50     stdev = [stdev vsfinal(j)-vs_stdev(j) vsfinal(j)+vs_stdev(j) NaN];
51 end
52 depth = [depth sum(thk)+thk(length(thk))];
53 velocity = [velocity vsfinal(length(vsfinal))];
54 middepth = [middepth (2*sum(thk)+thk(length(thk)))/2 (2*sum(thk)+thk(length(thk)))/2];
55 j = length(vsfinal);
56 stdev = [stdev vsfinal(j)-vs_stdev(j) vsfinal(j)+vs_stdev(j)];
57
58 h3 = figure('Name','Shear Wave Velocity Profile','NumberTitle','off');
59 plot(velocity,depth,'b',stdev,middepth,'b');
60 set(gca,'YDir','reverse','XAxisLocation','top');
61 xlabel('Shear Wave Velocity'); ylabel('Depth');
62

```

Στάδιο Αντιστροφής

Δημιουργία της καμπύλης διασποράς μετά την αντιστροφή και σύγκριση της με την πειραματική καμπύλη

Υπολογισμός του ποσοστού σφάλματος σε σχέση με τις επαναλήψεις

Δημιουργία του τελικού προφίλ ταχυτήτων των shear κυμάτων σε σχέση με το βάθος μετά την αντιστροφή

Εικόνα 5.7

5.3 Υπολογισμός Ενίσχυσης (Amplification)

5.3.1 Εισαγωγή

Η επιφανειακή γεωλογία πολύ συχνά παρουσιάζει ισχυρές κάθετες και πλευρικές ετερογένειες, οι οποίες μπορούν σε μεγάλο βαθμό να επηρεάσουν τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων στην πορεία τους προς την Γήινη επιφάνεια. Σε μερικές περιπτώσεις, μπορεί να επηρεάσουν σημαντικές και δραστικές τροποποιήσεις στην επιφανειακή εδαφική κίνηση.

Είναι πλέον ευρέως γνωστό ότι συνέπειες της κοντινής στην επιφάνεια γεωλογίας στις σεισμικές κινήσεις υπάρχουν και μπορεί να είναι μεγάλες.

5.3.2 Συνέπειες των μαλακών επιφανειακών στρωμάτων

Έχει αναγνωρισθεί πολύ καιρό νωρίτερα ότι οι σεισμικές καταστροφές είναι γενικά μεγαλύτερες πάνω από περιοχές με χωμάτινα ιζήματα παρά σε περιοχές με σταθερό βράχο που εμφανίζεται στο έδαφος. Αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό επειδή πολλές αστικές περιοχές έχουν χτιστεί κοντά σε ποτάμια πάνω από νέα και μαλακά αλλουβιακά (προσχωματική απόθεση) ιζήματα.

Τα μαλακά εδάφη μπορεί να έχουν δραματικές συνέπειες για τους κατοίκους τέτοιων περιοχών. Η σπουδαιότητα των εδαφικών συνεπειών έχουν προσομοιώσει πολλές ενόργανες έρευνες που περιλαμβάνουν συγκρίσεις των σεισμικών καταγραφών σε ιζήματα και σε βράχο. Έχουν ακόμα παρακινηθεί πολλές θεωρητικές και αριθμητικές έρευνες πάνω στην διάδοση των κυμάτων σε σύνθετα μέσα, οι οποίες έχουν επιτρέψει καλύτερη κατανόηση και ποσοτικοποίηση αυτών των συνεπειών. Η μηχανική σημασία της σεισμικής ενίσχυσης έχει παρακινήσει αρκετές ανασκοπήσεις και διατριβές.

5.3.3 Βασικές έννοιες της ενίσχυσης σε μαλακά εδάφη

Το θεμελιώδες φαινόμενο που είναι υπεύθυνο για την ενίσχυση της κίνησης πάνω από μαλακά ιζήματα είναι η παγίδευση των σεισμικών κυμάτων από τα ιζήματα, επειδή είναι μαλακότερα από το υποκείμενο υπόγειο βράχο. Όταν η δομή είναι οριζοντίως στρωματοποιημένη (αναφέρεται και ως 1-D δομή), αυτή η παγίδευση επηρεάζει μόνο τα κύματα χώρου ταξιδεύοντας πάνω-κάτω στα εδαφικά στρώματα. Όταν το έδαφος σχηματίζει μια 2-D ή 3-D λεκάνη, δηλ. οι πλευρικές ετερογένειες όπως όταν είναι παρούσες μεταβολές σε βάθος στον υπόγειο βράχο, αυτή η παγίδευση επίσης επηρεάζει τα επιφανειακά κύματα σε μορφή αποήχων.

Η παρεμβολή μεταξύ των παγιδευμένων κυμάτων οδηγεί σε αντήχηση που επηρεάζει το χωρικό μοτίβο και τη συχνότητα που εξαρτώνται από τα γεωμετρικά και μαθηματικά χαρακτηριστικά της δομής. Ενώ η αντήχηση είναι πολύ απλή στην περίπτωση ενός 1-D μέσου (κάθετη αντήχηση των κυμάτων χώρου), είναι πιο περίπλοκη σε περιπτώσεις 2-D ή 3-D δομών.

5.3.4 Γεωλογία / Ενίσχυση

Επειδή η σεισμική ένταση είναι πολύ ασαφής, αρκετές προσπάθειες έχουν γίνει για την εξασφάλιση ακριβέστερων ποσοτικών σχέσεων μεταξύ της επιφανειακής γεωλογίας και της τοπικής ενίσχυσης και αρκετές από αυτές συνοψίζονται στον Πίνακα 5.1. Η σύγκριση τους,

ωστόσο, δεν είναι ακριβής, επειδή οι τοπικές ενισχύσεις δεν είναι όλες μετρημένες με τον ίδιο τρόπο. Για παράδειγμα, έχουμε τους ακόλουθους προσδιορισμούς:

- Borchardt και Gibbs. Μέσος όρος του οριζόντιου φάσματος ενίσχυσης με εκτίμηση σε γρανίτη σε πεδίο συχνοτήτων 0.5-2.5 Hz.
- Shima. Αναλογία αιχμών της εδαφικής κίνησης σε πεδίο συχνοτήτων 0.1-10 Hz με εκτίμηση σε χωμάτινο έδαφος.
- Midorikawa. Μέσος της εδαφικής ενίσχυσης σε πεδίο συχνοτήτων 0.4-5 Hz με εκτίμηση σε βράχο προ-Τριταίας εποχής.

Γεωλογική Μονάδα	Σχετικός παράγοντας ενίσχυσης
Borchardt και Gibbs (1976)	
Λάσπη ή Πηλός	11.2
Αλλούβια	3.9
Σχηματισμός Santa Clara	2.7
Ακολουθία Great Valley	2.3
Σχηματισμός Franciscan	1.6
Γρανίτης	1.0
Shima (1978)	
Τύρφη	1.6
Έδαφος χούμου	1.4
Λάσπη ή Πηλός	1.3
Χώμα	1.0
Άμμος	0.9
Midorikawa (1987)	
Ολόκαινο	3.0
Πλειστόκενο	2.1
Τετραδικός Ηφαιστειογενής Βράχος	1.6
Μειόκενο	1.5
Βράχος προ-Τριταίας εποχής	1.0

Πίνακας 5.1 Συσχετίσεις μεταξύ επιφανειακής γεωλογίας και των σχετικών παραγόντων ενίσχυσης, σύμφωνα με διάφορους συγγραφείς.

5.3.5 Υπολογισμός ενίσχυσης συναρτήσει της συχνότητας μέσω του λογισμικού EERA

Κατά τη διάρκεια παρελθοντικών σεισμών, οι εδαφικές κινήσεις σε περιοχές μαλακών εδαφών είχε βρεθεί ότι ήταν γενικά μεγαλύτερες από εκείνες των κοντινών περιοχών που παρουσίαζαν εμφανίσεις βράχου στην επιφάνεια του εδάφους, οι οποίες κινήσεις εξαρτώνται από τις τοπικές εδαφικές συνθήκες. Αυτές οι ενισχύσεις των εδαφικών αποκρίσεων προσομοιώθηκαν με τη χρήση αρκετών προγραμμάτων σε υπολογιστή τα οποία αναλάμβαναν τις απλοποιημένες συνθήκες των εδαφικών αποθέσεων σαν οριζόντια εδαφικά στρώματα απείρου μεγέθους.

Ένα από αυτά τα προγράμματα είναι το EERA (Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of Layered Soil Deposits), το οποίο αναπτύχθηκε σε γλώσσα Fortran 90 αρχίζοντας από τις ίδιες βασικές αρχές ενός παλαιότερου προγράμματος που λέγεται SHAKE. Το EERA είναι μια μοντέρνα υλοποίηση των πολύ γνωστών αρχών της ισοδύναμης γραμμικής σεισμικής απόκρισης στην ανάλυση περιοχών. Η υλοποίηση του EERA παίρνει όλα τα πλεονεκτήματα της δυναμικής διαστασιολόγησης διάταξης και εφαρμογές μήτρας (matrix) στη γλώσσα Fortran 90. Το πρόγραμμα EERA είναι πλήρως ενοποιημένο με το λογιστικό φύλλο του προγράμματος Excel και έτσι μπορούμε μέσω αυτού να εισάγουμε τα στοιχεία που απαιτεί το EERA και έπειτα να εξάγουμε τα ανάλογα αποτελέσματα.

5.4 Μέθοδος V_{S30} (Κώδικας Εδαφικού Χαρακτηρισμού)

Η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (V_S) είναι μια σημαντική παράμετρος στην αξιολόγηση για την δυναμική συμπεριφορά ενός εδάφους. Η μέση τιμή της ταχύτητας V_S για τα πρώτα 30 μ. από την επιφάνεια του εδάφους ονομάζεται V_{S30} και πάνω σε αυτή βασίζεται η μέθοδος V_{S30} .

Οι ταχύτητες των εγκαρσίων κυμάτων φτάνουν έμμεσα στα πρώτα 30 μ. από την επιφάνεια του εδάφους, εφόσον αυτή απεικονίζει το τυπικό βάθος των γεωτρήσεων και του λεπτομερή εδαφικού χαρακτηρισμού. Επομένως το σημαντικότερο μέρος των γνώσεων βασίζεται στις ιδιότητες των υλικών μέχρι αυτό το βάθος.

Σε αυτή την εργασία χρησιμοποιήθηκε η μέθοδος V_{S30} σαν παράμετρος του εδαφικού χαρακτηρισμού. Οι μέσες τιμές ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων για τα πρώτα 30 μ. από την επιφάνεια του εδάφους υπολογίζονται μέσω της παρακάτω σχέσης:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

όπου h_i είναι το πάχος και V_i η ταχύτητα των εγκαρσίων κυμάτων (σε m/s), για ένα σύνολο N στρωμάτων που βρίσκονται στα πρώτα 30 μ. του εδάφους.

Με βάση τις τιμές V_{S30} είναι δυνατό να χαρακτηρίσουμε τις επόμενες κατηγορίες του στρωματοποιημένου προφίλ του εδάφους, εκτιμημένες από τους καινούργιους Ευρωπαϊκούς αντισεισμικούς κανόνες:

A – Λιθοειδής σχηματισμός ή ομοιογενή εδάφη πολύ σκληρά που χαρακτηρίζονται από τιμές V_{S30} άνω των 800 m/s, αποτελούμενα πιθανών από στρώματα επιφανειακά (αβαθή) με μέγιστο πάχος ίσο με 5 μ.

B – Αμμώδη ιζήματα ή κροκάλες πολύ συνεκτικές ή πολύ σταθερή άργιλος, με πάχη μερικών δεκάδων μέτρων, που χαρακτηρίζονται από σταδιακή βελτίωση των μηχανικών ιδιοτήτων με το βάθος και με τιμές V_{S30} ανάμεσα στα 360 m/s και 800 m/s.

C – Αμμώδη ιζήματα ή κροκάλες μεσαίας συνεκτικότητας ή άργιλος μεσαίας σταθερότητας, με μεταβλητά πάχη από μερικά δεκάδες μέχρι εκατοντάδες μέτρα, που χαρακτηρίζονται από τιμές V_{S30} ανάμεσα στα 180 m/s και 360 m/s.

D – Χαλαρές κοκκώδης εδαφικές αποθέσεις μικρής συνεκτικότητας ή μεσαίας σταθερότητας, που χαρακτηρίζονται από τιμές $V_{S30} < 180$ m/s.

E – Εδαφικά προφίλ αποτελούμενα από αλλούβια επιφανειακά στρώματα, τιμές V_{S30} όμοιες με αυτές των κατηγοριών C ή D με πάχη ανάμεσα στα 5 και 20 μ., στάσιμα πάνω από υπόστρωμα υλικού πιο συνεκτικό με τιμές $V_{S30} > 800$ m/s.

Σαν προσθήκη σε αυτές τις κατηγορίες περιγράφονται άλλες δύο, για περιπτώσεις που είναι αναγκαίες ειδικές γνώσεις για τον καθορισμό μελέτης της σεισμικής δράσης:

S1 – Αποθέσεις που περιέχουν ή αποτελούνται από ένα στρώμα πάχους το λιγότερο 10 μ. αργίλου/λάσπης χαμηλής σταθερότητας, με υψηλό δείκτη πλαστικότητας ($PI > 40$) με περιεχόμενο νερού, που χαρακτηρίζεται από τιμές $V_{S30} < 100$ m/s.

S2 – Εδαφικές αποθέσεις εκτεθειμένες σε τήξη, από ευπαθή άργιλο ή οποιαδήποτε άλλη κατηγορία εδάφους που δεν είναι ταξινομημένη στις προηγούμενες κατηγορίες.

Κεφάλαιο 6

Σύγκριση μεταξύ 1-D και 2-D διατάξεων

Εφαρμόζοντας μια ερευνητική μέθοδο μικροθόρυβου σε 1-D διάταξη και στην ίδια περιοχή εφαρμόσουμε μια δεύτερη ερευνητική μέθοδο μικροθόρυβου σε 2-D διάταξη με μήκος διάταξης ίδιο με αυτό της 1-D θα διαπιστώσουμε ότι η 2-D διάταξη υπερτερεί έναντι της 1-D και μπορεί να μας δώσει καλύτερα αποτελέσματα για την καμπύλη διασποράς των Rayleigh κυμάτων και κατ' επέκταση για την υπόγεια δομή. Αυτό οφείλεται σε δύο βασικά προβλήματα της 1-D διάταξης, τα οποία είναι:

- 1^ο Πρόβλημα: Η 1-D διάταξη έχει τη δυνατότητα να εκτιμήσει σε μικρότερο βάθος σε σχέση με την 2-D διάταξη.
- 2^ο Πρόβλημα: Η 1-D διάταξη παρουσιάζει αδυναμία σωστής εκτίμησης σε περίπτωση που η διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων είναι διαφορετική από τη διεύθυνση διάταξης των γεωφώνων σε αντίθεση με την 2-D διάταξη η οποία μπορεί τουλάχιστον να δώσει σωστά αποτελέσματα από το σκέλος της διάταξης του οποίου η διεύθυνση ευνοείται από την διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων.

6.1 Επεξήγηση 1^{ου} Προβλήματος

Για την επεξήγηση του προβλήματος, υποθέτουμε ότι έχουμε μια 1-D διάταξη 5 γεωφώνων με αποστάσεις μεταξύ των γεωφώνων 10 μ. και μια 2-D διάταξη (μορφής L) με το μεγαλύτερο σκέλος της διάταξης από τα δύο, που αποτελείται, να είναι επίσης 5 γεωφώνων με αποστάσεις μεταξύ των γεωφώνων επίσης 10 μ. Το άλλο σκέλος της 2-D διάταξης, που είναι μικρότερο ή ίσο με 40 μ. δε μας απασχολεί σε αυτή την περίπτωση, για το λόγο ότι μας ενδιαφέρει το μήκος του μεγαλύτερου σκέλους της διάταξης. Συνεπώς έχουμε δύο διατάξεις μήκους 40 μ. όπως φαίνεται παρακάτω στο Σχήμα 6.1.



Σχήμα 6.1

Από την κυματική θεωρία ισχύει ότι η συχνότητα f είναι ανάλογη της ταχύτητας και αντιστρόφως ανάλογη του μήκους κύματος λ εφόσον ισχύει η σχέση:

$$f = V / \lambda \quad (6.1)$$

Ας δούμε τώρα τι ισχύει για τη συχνότητα ξεχωριστά για την κάθε μια περίπτωση.

- 1-D Διάταξη

Στην 1-D διάταξη ισχύει ότι όσο είναι το μήκος D της διάταξης των γεωφώνων τόσο είναι και το μήκος κύματος λ που μπορεί να ανιχνευθεί από τη μέθοδο αυτή. Επομένως ισχύει ότι:

$$\lambda = D = 40 \mu.$$

Επιλύοντας τη σχέση 6.1 για μια τυχαία ταχύτητα κυμάτων $V = 160 \text{ m/s}$ και μήκος κύματος $\lambda = 40 \mu$, η συχνότητα που αντιστοιχεί είναι $f = 4 \text{ Hz}$.

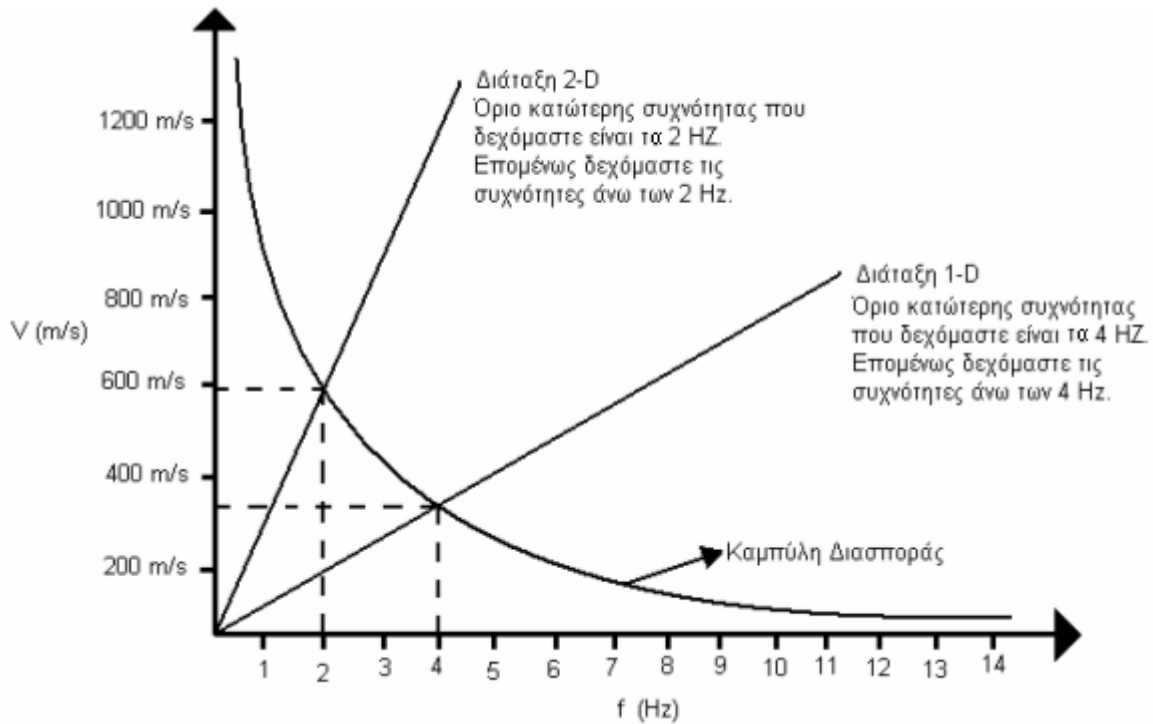
- 2-D Διάταξη

Στην 2-D διάταξη ισχύει ότι το διπλάσιο του μήκους D της διάταξης των γεωφώνων είναι και το μήκος κύματος λ που μπορεί να ανιχνευθεί από τη μέθοδο αυτή. Επομένως ισχύει ότι:

$$\lambda = 2D = 2 * 40 \mu = 80 \mu.$$

Επιλύοντας τη σχέση 6.1 για την ίδια ταχύτητα κυμάτων $V = 160 \text{ m/s}$ και μήκος κύματος $\lambda = 80 \mu$, η συχνότητα που αντιστοιχεί είναι $f = 2 \text{ Hz}$.

Οι δύο παραπάνω περιπτώσεις παρουσιάζονται παρακάτω στο Σχήμα 6.2.



Σχήμα 6.2

Συμπερασματικά βλέπουμε ότι με την 2-D διάταξη μπορούμε να εξετάσουμε μεγαλύτερα βάθη σε σχέση με την 1-D επειδή λόγω της σχέσης $\lambda = 2D$ (που ισχύει στην 2-D διάταξη), δηλαδή για το ίδιο μήκος διάταξης D μπορούμε να ερευνήσουμε διπλάσιο μήκος κύματος λ , που σημαίνει ότι δεχόμαστε μικρότερες τιμές συχνοτήτων που αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες ταχύτητες κυμάτων και κατ' επέκταση μεγαλύτερα βάθη.

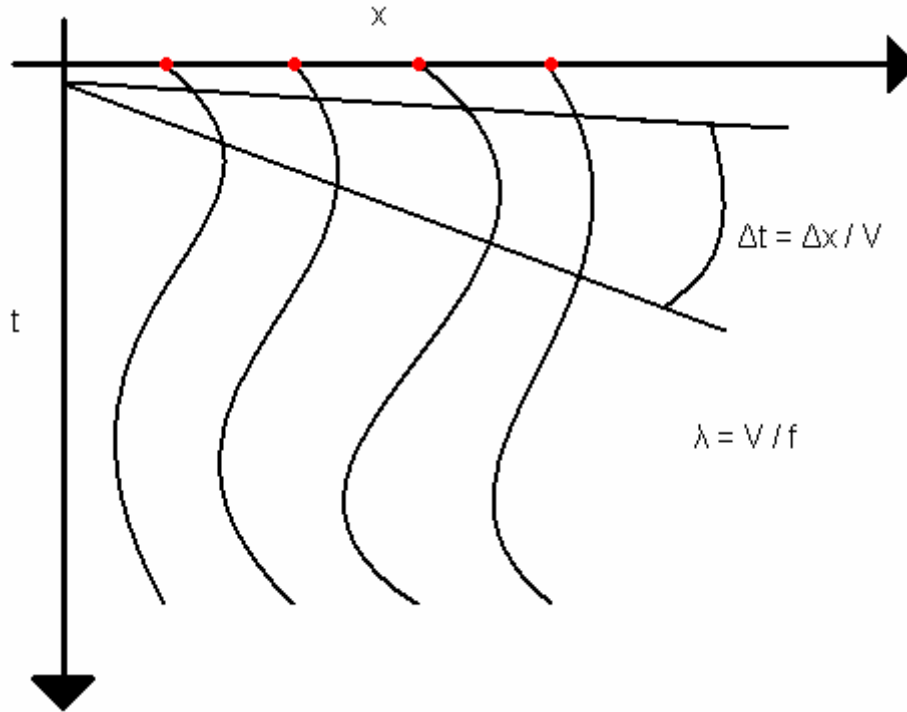
6.2 Επεξήγηση 2^{ου} Προβλήματος

Το δεύτερο πρόβλημα που έχει να κάνει με τις διευθύνσεις διάδοσης των κυμάτων είναι το πιο σημαντικό πρόβλημα των 1-D διατάξεων, επειδή μπορούν να δώσουν λανθασμένα αποτελέσματα σε κάποιες περιπτώσεις που θα αναλυθούν παρακάτω.

Το Σχήμα 6.3 επισημαίνει ότι οι καταγραφές των ταχυτήτων των κυμάτων που γίνονται από τα εγκατεστημένα γεώφωνα είναι καθαρά εξάρτηση της διαφοράς της απόστασης από το ένα γεώφωνο στο επόμενο και της χρονικής διαφοράς που χρειάζεται το κύμα για να φτάσει από το ένα γεώφωνο στο επόμενο.

Αυτό αποδεικνύεται από τη σχέση που παρουσιάζεται στο Σχήμα 6.3 που είναι:

$$V = \Delta x / \Delta t \quad (6.2)$$



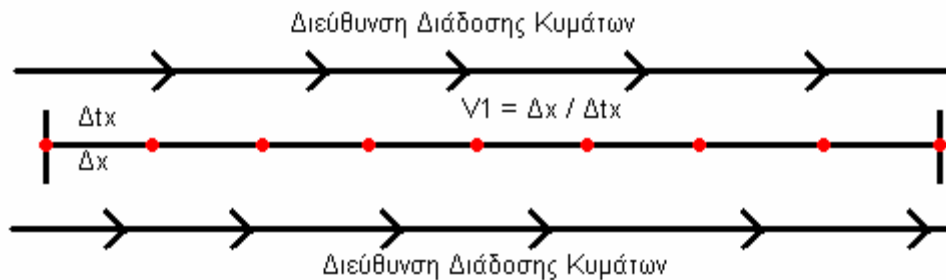
Σχήμα 6.3

Έτσι είναι εύλογο ότι για να μετρήσουν τα γεώφωνα σωστές πληροφορίες για τις ταχύτητες των κυμάτων θα πρέπει η διεύθυνση διάταξης των γεωφώνων να είναι ίδια με τη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων. Σε κάθε άλλη περίπτωση όπου τα κύματα θα έχουν κλίση σε σχέση με τη διεύθυνση διάταξης των γεωφώνων οι μετρήσεις ταχυτήτων των κυμάτων θα είναι λανθασμένες και μάλιστα μεγαλύτερες από τις πραγματικές ταχύτητες εφόσον στη Σχέση 6.2 όταν υπάρχει αυτή η κλίση, η χρονική διαφορά Δt άφιξης των κυμάτων από το ένα γεώφωνο στο επόμενο θα είναι μικρότερη σε σχέση με την πραγματική με αποτέλεσμα να υπολογιστούν μεγαλύτερες ταχύτητες. Αυτή η ταχύτητα θα αυξάνεται όσο αυξάνεται και η κλίση της διεύθυνσης διάδοσης των κυμάτων σε σχέση με τη διεύθυνση διάταξης των γεωφώνων με αποτέλεσμα η χρονική διαφορά άφιξης του κύματος από το ένα γεώφωνο στο επόμενο να μειώνεται και συνεπώς η ταχύτητα κύματος που θα μετράται θα αυξάνεται. Ακόμα αυτή η ταχύτητα θα γίνεται μέγιστη ή θεωρητικά άπειρη όταν η κλίση θα είναι 90° όπου η χρονική διαφορά άφιξης του κύματος από το ένα γεώφωνο στο επόμενο θα είναι μηδενική και συνεπώς η ταχύτητα που θα μετράται θα είναι άπειρη.

Για την επεξήγηση του προβλήματος υποθέτουμε ότι έχουμε δύο 1-D διατάξεις όπου στη μια τα κύματα έχουν τη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων ίδια με αυτή της διάταξης των γεωφώνων όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.4, ενώ στην άλλη διάταξη τα κύματα έχουν διαφορετική διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων από αυτή που έχει η διάταξη των γεωφώνων όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.5.

Ας δούμε τι συμβαίνει στην κάθε περίπτωση χωριστά.

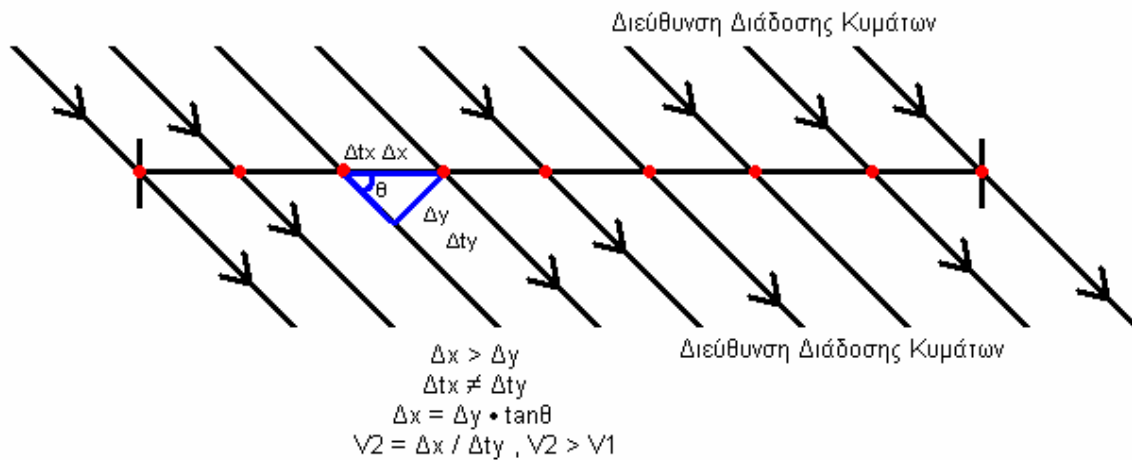
- 1^η Περίπτωση (Διεύθυνση διάδοσης κυμάτων ίδια με αυτή της διάταξης γεωφώνων)



Σχήμα 6.4

Με βάση το Σχήμα 6.4 και τη σχέση $V1 = \Delta x / \Delta t_x$ συμπεραίνουμε ότι η ταχύτητες που θα μετρήσει η διάταξη θα είναι και οι πραγματικές ταχύτητες των κυμάτων, λόγω του ότι οι χρονικές διαφορές Δt_x είναι οι πραγματικές χρονικές διαφορές που χρειάζονται τα κύματα για να φτάσουν από ένα γεώφωνο στο επόμενο.

- 2^η Περίπτωση (Διεύθυνση διάδοσης κυμάτων διαφορετική από αυτή της διάταξης γεωφώνων)



Σχήμα 6.5

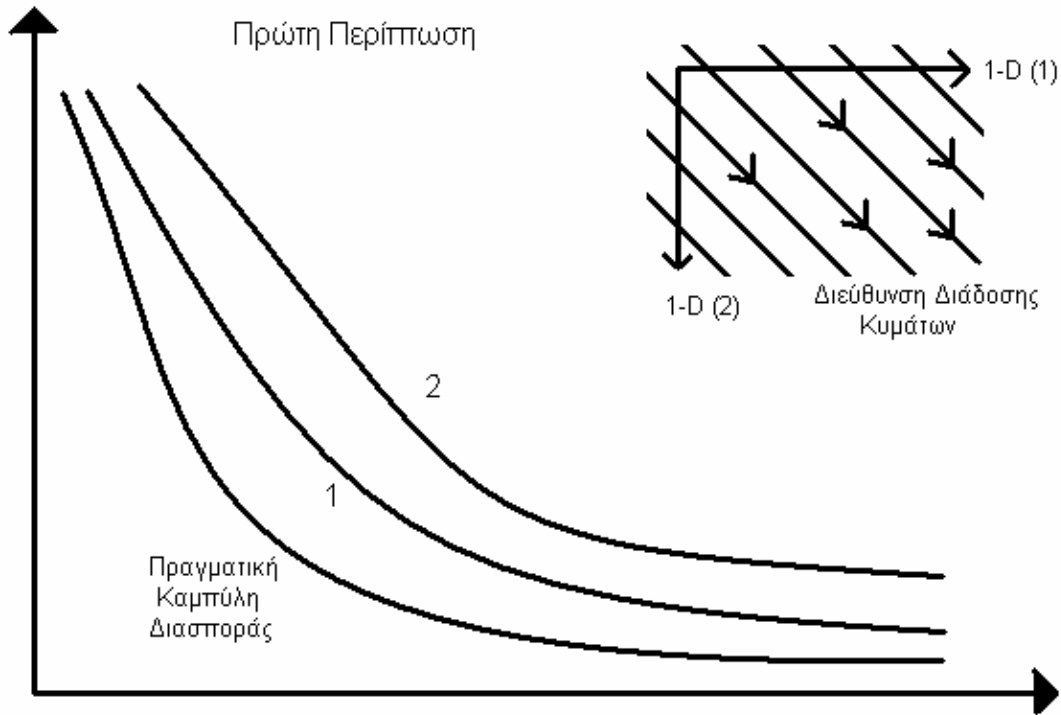
Με βάση το Σχήμα 6.5 και τη σχέση $V2 = \Delta x / \Delta ty$ συμπεραίνουμε ότι η ταχύτητες που θα μετρήσει η διάταξη θα είναι λανθασμένες και μάλιστα μεγαλύτερες από τις πραγματικές ταχύτητες των κυμάτων. Αυτό συμβαίνει επειδή στην προηγούμενη σχέση ο παρανομαστής (Δty) είναι μικρότερος από τον Δtx της προηγούμενης περίπτωσης και αυτό συνεπάγεται ότι από το $V2$ θα προκύψουν ταχύτητες μεγαλύτερες από τις πραγματικές ταχύτητες των κυμάτων.

Έτσι όταν οι διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων όταν δεν είναι παράλληλη με τη διεύθυνση διάταξης των γεωφώνων, η μέθοδος θα μας δίνει λανθασμένες (μεγαλύτερες) τιμές ταχυτήτων των κυμάτων.

Όπως είναι λογικό όσο αυξάνεται η γωνία θ (γωνία μεταξύ διεύθυνση διάδοσης κυμάτων και διεύθυνση διάταξης γεωφώνων) που φαίνεται στο σχήμα τόσο μεγαλύτερες τιμές ταχυτήτων θα λαμβάνουμε και το μέγιστο σφάλμα (μέγιστη ταχύτητα ή θεωρητικά άπειρη) θα προκύπτει όταν η γωνία αυτή φτάνει τις 90° .

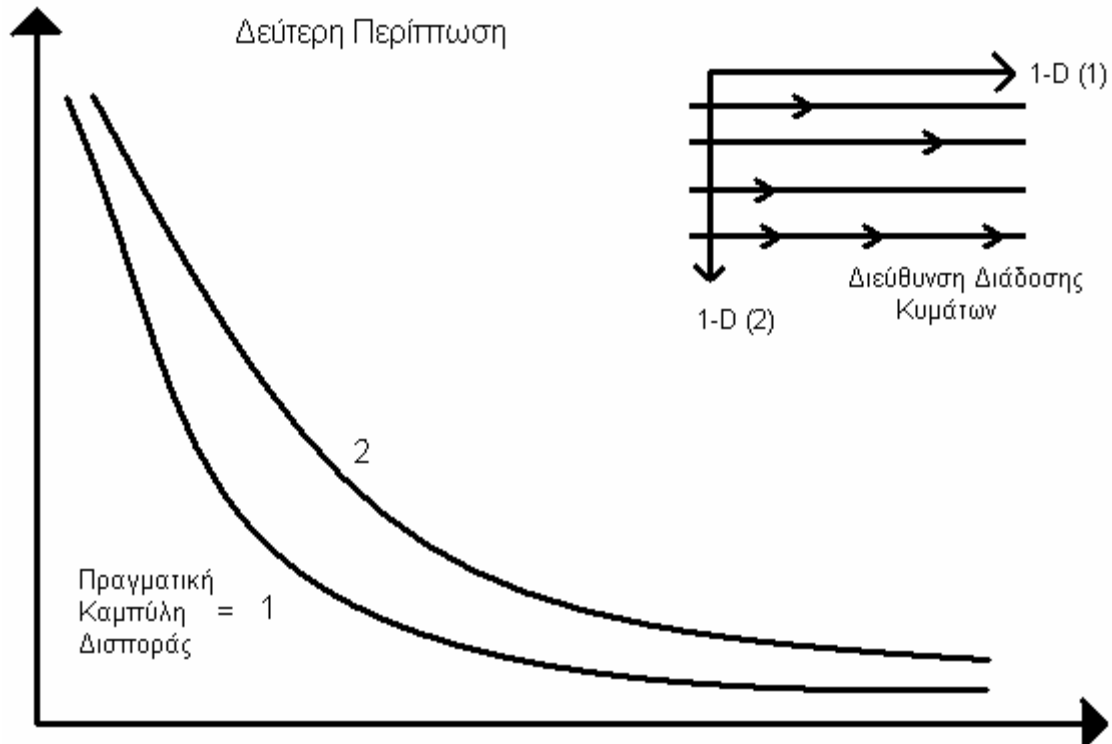
Μπορούμε να εντοπίσουμε αυτό το πρόβλημα εφαρμόζοντας δύο 1-D διατάξεις με διαφορετικές διευθύνσεις διάταξης γεωφώνων στην ίδια περιοχή, συγκρίνοντας τα αποτελέσματά τους. Η διάταξη που θα μας δώσει τις μικρότερες τιμές ταχυτήτων σημαίνει πως είναι και η πραγματικές τιμές, εφόσον όπως αποδείξαμε προηγουμένως όταν η διάταξη δίνει λάθος αποτελέσματα ταχυτήτων οι τιμές είναι πάντοτε μεγαλύτερες από τις πραγματικές.

Παρακάτω παρουσιάζονται οι τρεις περιπτώσεις ελέγχου για τις σωστές τιμές ταχυτήτων μέσω δύο 1-D διατάξεων όπως αναφέρθηκε προηγουμένως.



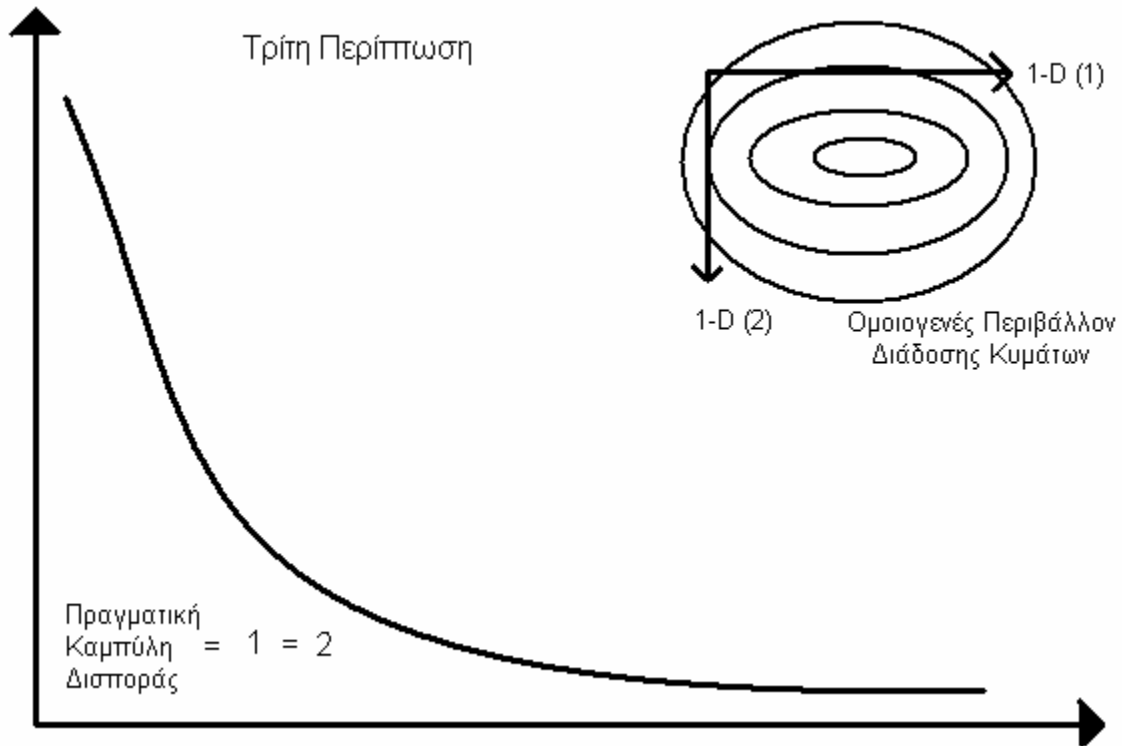
Σχήμα 6.6

Σε αυτή την περίπτωση όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.6 όπου η διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων είναι διαφορετική και από τις δύο διευθύνσεις διάταξης γεωφώνων των δυο 1-D διατάξεων, θα πάρουμε λανθασμένες (μεγαλύτερες) τιμές ταχυτήτων και από τις δύο 1-D διατάξεις σε σχέση με τις πραγματικές τιμές ταχυτήτων. Σε αυτή την περίπτωση δε θα μας ευνοούσε ούτε μια 2-D διάταξη.



Σχήμα 6.7

Σε αυτή την περίπτωση όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.7 όπου η διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων είναι παράλληλη με τη διεύθυνση διάταξης γεωφώνων της πρώτης 1-D διάταξης και διαφορετική από τη διεύθυνση διάταξης γεωφώνων της δεύτερης 1-D διάταξης, θα πάρουμε τις πραγματικές τιμές ταχυτήτων από την πρώτη 1-D διάταξη σε αντίθεση με τη δεύτερη 1-D διάταξη που θα πάρουμε λανθασμένες (μεγαλύτερες) τιμές ταχυτήτων σε σχέση με τις πραγματικές τιμές ταχυτήτων. Σε τέτοια περίπτωση μια 2-D διάταξη θα μας έδινε εν μέρει σωστές ταχύτητες κυμάτων λόγω του ενός σωστά ευθυγραμμισμένου σκέλους διάταξης.



Σχήμα 6.8

Σε αυτή την περίπτωση όπως φαίνεται στο Σχήμα 6.8 όπου υπάρχει ομοιογενές περιβάλλον διάδοσης των κυμάτων, θα πάρουμε τις πραγματικές τιμές ταχυτήτων και από τις δύο 1-D εφόσον οι διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων εκλαμβάνεται παράλληλη με τη διεύθυνση διάταξης γεωφώνων και από τις δύο 1-D διατάξεις εφόσον το περιβάλλον είναι ομοιογενές. Αυτή η περίπτωση θα ήταν ιδανική για μια 2-D διάταξη εφόσον όλες οι ταχύτητες κυμάτων που θα λαμβάναμε από τα δύο σκέλη της διαταξης θα ήταν οι πραγματικές και μάλιστα θα ερευνούσαμε πολύ μεγαλύτερο βάθος σε σχέση με μια 1-D διάταξη.

Κεφάλαιο 7

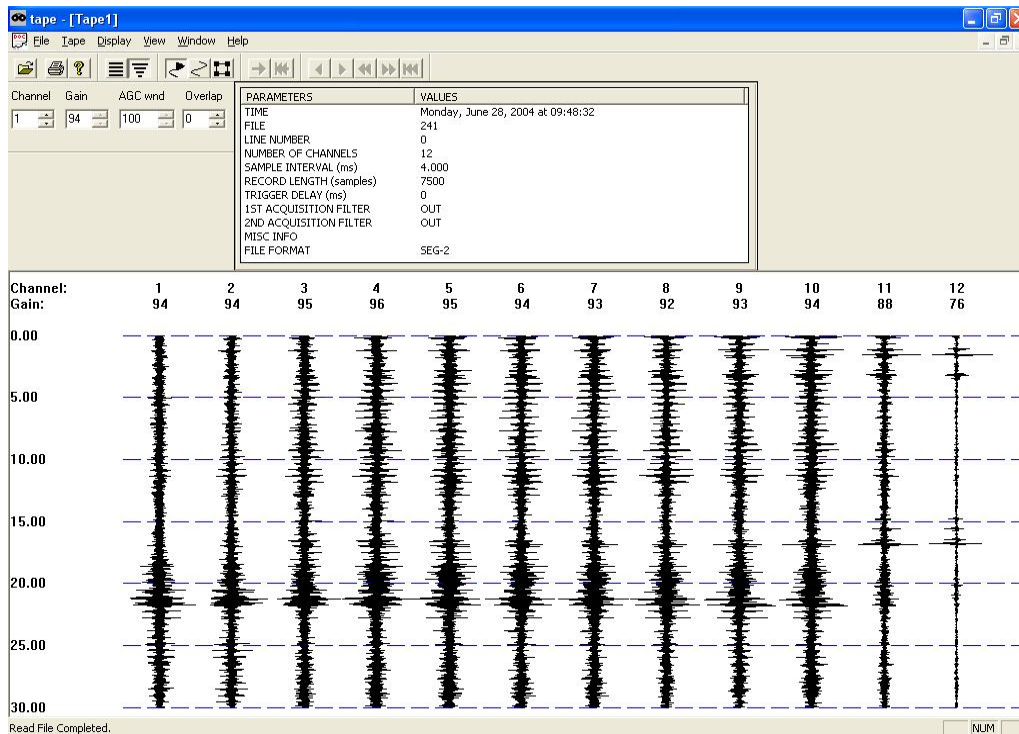
Διαδικασία Επεξεργασίας και Ανάλυσης

7.1 Μετατροπή σεισμικών δεδομένων σε επεξεργάσιμη μορφή

Αρχικά τα σεισμικά δεδομένα που λαμβάνουμε από το σειсмоγράφο είναι μορφής SEG-2 με επέκταση .dat και δεν μπορούμε να τα επεξεργαστούμε σε αυτή τη μορφή.

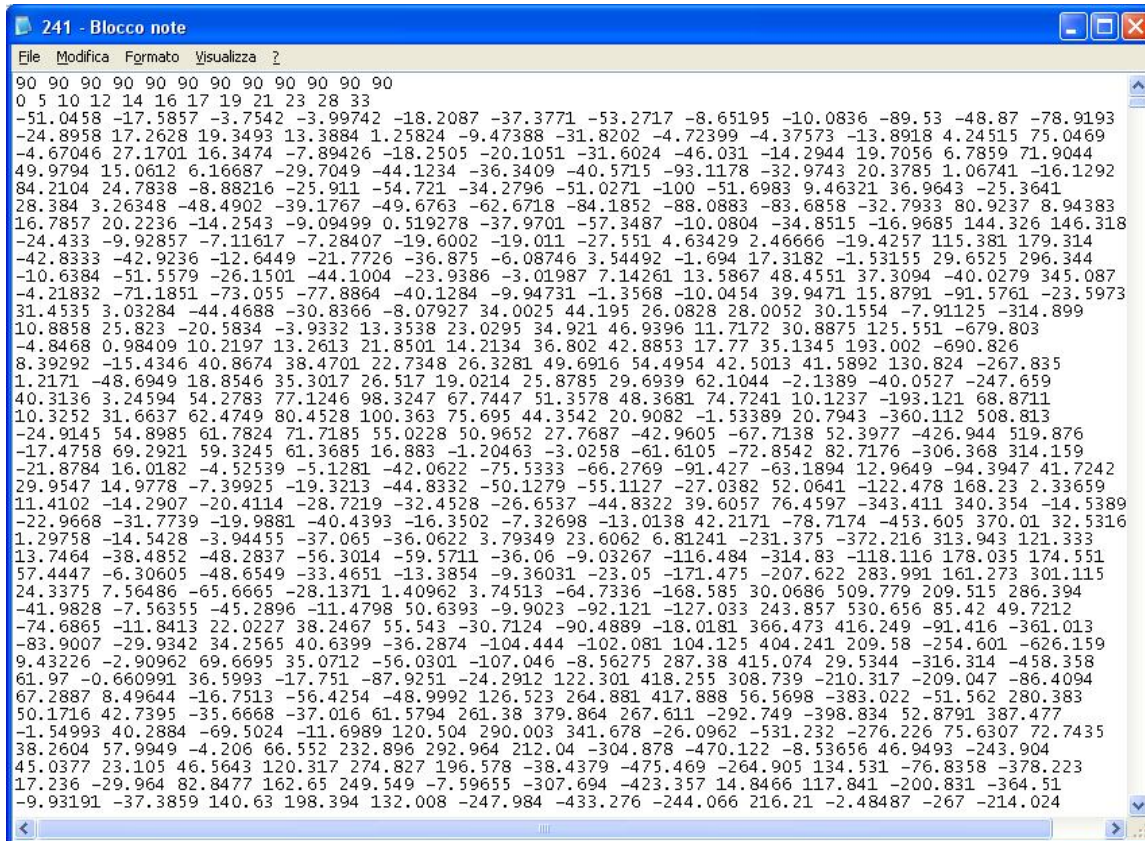
Γι' αυτό το λόγο με τη βοήθεια του προγράμματος Tape μετατρέπουμε τα δεδομένα από μορφή SEG-2 σε αρχεία ASCII με επέκταση .txt η οποία είναι μια επεξεργάσιμη πλέον μορφή αρχείου.

Στην Εικόνα 7.1 παρουσιάζεται το περιβάλλον του προγράμματος Tape.



Εικόνα 7.1

Έτσι μετά τη μετατροπή του αρχείου δεδομένων εξάγεται ένα .txt αρχείο όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.2.



```

File Modifica Formato Visualizza ?
90 90 90 90 90 90 90 90 90 90 90 90
0 5 10 12 14 16 17 19 21 23 28 33
-51.0458 -17.5857 -3.7542 -3.99742 -18.2087 -37.3771 -53.2717 -8.65195 -10.0836 -89.53 -48.87 -78.9193
-24.8958 17.2628 19.3493 13.3884 1.25824 -9.47388 -31.8202 -4.72399 -4.37573 -13.8918 4.24515 75.0469
-4.67046 27.1701 16.3474 -7.89426 -18.2505 -20.1051 -31.6024 -46.031 -14.2944 19.7056 6.7859 71.9044
49.9794 15.0612 6.16687 -29.7049 -44.1234 -36.3409 -40.5715 -93.1178 -32.9743 20.3785 1.06741 -16.1292
84.2104 24.7838 -8.88216 -25.911 -54.721 -34.2796 -51.0271 -100 -51.6983 9.46321 36.9643 -25.3641
28.384 3.26348 -48.4902 -39.1767 -49.6763 -62.6718 -84.1852 -88.0883 -83.6858 -32.7933 80.9237 8.94383
16.7857 20.2236 -14.2543 -9.09499 0.519278 -37.9701 -57.3487 -10.0804 -34.8515 -16.9685 144.326 146.318
-24.433 -9.92857 -7.11617 -7.28407 -19.6002 -19.011 -27.551 4.63429 2.46666 -19.4257 115.381 179.314
-42.8333 -42.9236 -12.6449 -21.7726 -36.875 -6.08746 3.54492 -1.694 17.3182 -1.53155 29.6525 296.344
-10.6384 -51.5579 -26.1501 -44.1004 -23.9386 -3.01987 7.14261 13.5867 48.4551 37.3094 -40.0279 345.087
-4.21832 -71.1851 -73.055 -77.8864 -40.1284 -9.94731 -1.3568 -10.0454 39.9471 15.8791 -91.5761 -23.5973
31.4535 3.03284 -44.4688 -30.8366 -8.07927 34.0025 44.195 26.0828 28.0052 30.1554 -7.91125 -314.899
10.8858 25.823 -20.5834 -3.9332 13.3538 23.0295 34.921 46.9396 11.7172 30.8875 125.551 -679.803
-4.8468 0.98409 10.2197 13.2613 21.8501 14.2134 36.802 42.8853 17.77 35.1345 193.002 -690.826
8.39292 -15.4346 40.8674 38.4701 22.7348 26.3281 49.6916 54.4954 42.5013 41.5892 130.824 -267.835
1.2171 -48.6949 18.8546 35.3017 26.517 19.0214 25.8785 29.6939 62.1044 -2.1389 -40.0527 -247.659
40.3136 3.24594 54.2783 77.1246 98.3247 67.7447 51.3578 48.3681 74.7241 10.1237 -193.121 68.8711
10.3252 31.6637 62.4749 80.4528 100.363 75.695 44.3542 20.9082 -1.53389 20.7943 -360.112 508.813
-24.9145 54.8985 61.7824 71.7185 55.0228 50.9652 27.7687 -42.9605 -67.7138 52.3977 -426.944 519.876
-17.4758 69.2921 59.3245 61.3685 16.883 -1.20463 -3.0258 -61.6105 -72.8542 82.7176 -306.368 314.159
-21.8784 16.0182 -4.52539 -5.1281 -42.0622 -75.5333 -66.2769 -91.427 -63.1894 12.9649 -94.3947 41.7242
29.9547 14.9778 -7.39925 -19.3213 -44.8332 -50.1279 -55.1127 -27.0382 52.0641 -122.478 168.23 2.33659
11.4102 -14.2907 -20.4114 -28.7219 -32.4528 -26.6537 -44.8322 39.6057 76.4597 -343.411 340.354 -14.5389
-22.9668 -31.7739 -19.9881 -40.4393 -16.3502 -7.32698 -13.0138 42.2171 -78.7174 -453.605 370.01 32.5316
1.29758 -14.5428 -3.94455 -37.065 -36.0622 3.79349 23.6062 6.81241 -231.375 -372.216 313.943 121.333
13.7464 -38.4852 -48.2837 -56.3014 -59.5711 -36.06 -9.03267 -116.484 -314.83 -118.116 178.035 174.551
57.4447 -6.30605 -48.6549 -33.4651 -13.3854 -9.36031 -23.05 -171.475 -207.622 283.991 161.273 301.115
24.3375 7.56486 -65.6665 -28.1371 1.40962 3.74513 -64.7336 -168.585 30.0686 509.779 209.515 286.394
-41.9828 -7.56355 -45.2896 -11.4798 50.6393 -9.9023 -92.121 -127.033 243.857 530.656 85.42 49.7212
-74.6865 -11.8413 22.0227 38.2467 55.543 -30.7124 -90.4889 -18.0181 366.473 416.249 -91.416 -361.013
-83.9007 -29.9342 34.2565 40.6399 -36.2874 -104.444 -102.081 104.125 404.241 209.58 -254.601 -626.159
9.43226 -2.90962 69.6695 35.0712 -56.0301 -107.046 -8.56275 287.38 415.074 29.5344 -316.314 -458.358
61.97 -0.660991 36.5993 -17.751 -87.9251 -24.2912 122.301 418.255 308.739 -210.317 -209.047 -86.4094
67.2887 8.49644 -16.7513 -56.4254 -48.9992 126.523 264.881 417.888 56.5698 -383.022 -51.562 280.383
50.1716 42.7395 -35.6668 -37.016 61.5794 261.38 379.864 267.611 -292.749 -398.834 52.8791 387.477
-1.54993 40.2884 -69.5024 -11.6989 120.504 290.003 341.678 -26.0962 -531.232 -276.226 75.6307 72.7435
38.2604 57.9949 -4.206 66.552 232.896 292.964 212.04 -304.878 -470.122 -8.53656 46.9493 -243.904
45.0377 23.105 46.5643 120.317 274.827 196.578 -38.4379 -475.469 -264.905 134.531 -76.8358 -378.223
17.236 -29.964 82.8477 162.65 249.549 -7.59655 -307.694 -423.357 14.8466 117.841 -200.831 -364.51
-9.93191 -37.3859 140.63 198.394 132.008 -247.984 -433.276 -244.066 216.21 -2.48487 -267 -214.024

```

Εικόνα 7.2

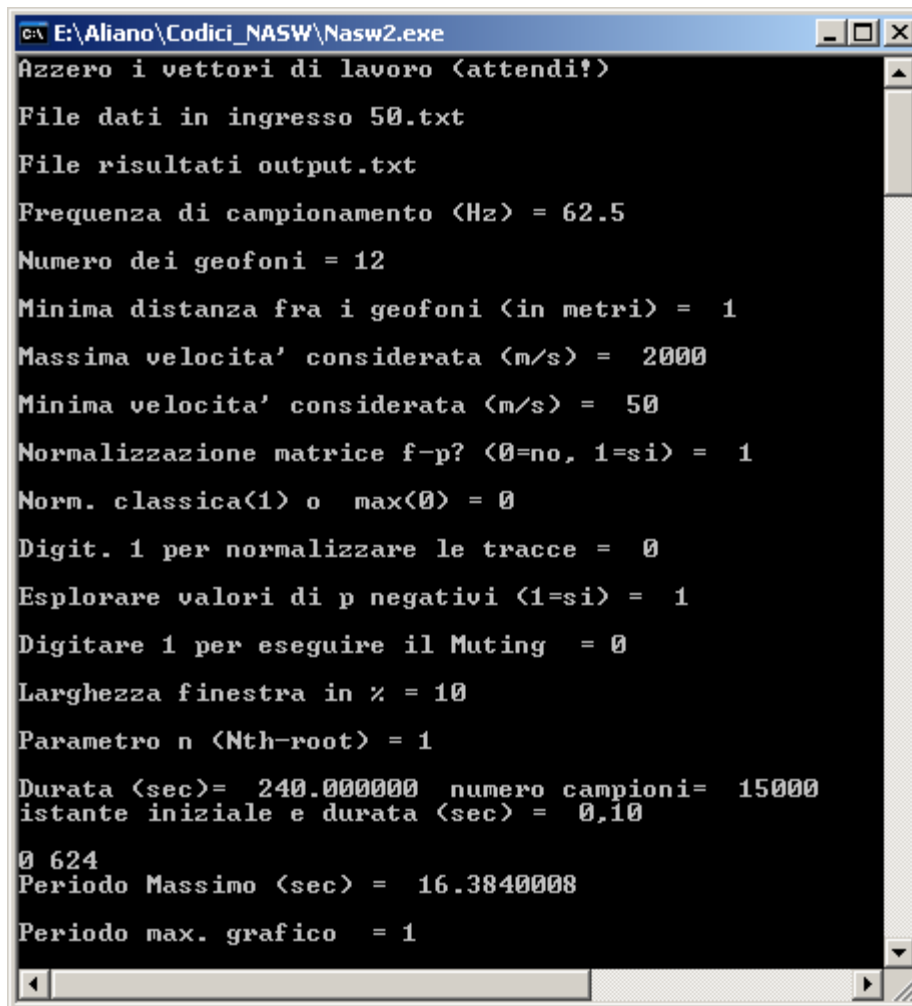
7.2 Επεξεργασία σεισμικών δεδομένων με την τεχνική NASW

Εφόσον έχουμε πλέον τα σεισμικά δεδομένα σε επεξεργάσιμη μορφή αρχίζουμε την επεξεργασία με την τεχνική NASW (Noise Analysis of Surface Waves) από Louie.

Η επεξεργασία γίνεται μέσω του αλγόριθμου της τεχνικής Nasw ο οποίος είναι γραμμένος σε γλώσσα προγραμματισμού Fortran. Καθώς ξεκινάει το πρόγραμμα που τρέχει τον αλγόριθμο μας ζητείται να εισάγουμε κάποια δεδομένα σχετικά με τη διάταξη και τις μετρήσεις όπως και ορισμένες επιλογές της επεξεργασίας. Αυτά τα δεδομένα εισαγωγής που απαιτεί η τεχνική Nasw είναι τα εξής:

- Όνομα αρχείου εισόδου (αρχείο προς επεξεργασία)
- Όνομα αρχείου εξόδου (αρχείο με τα αποτελέσματα)
- Συχνότητα δειγματοληψίας
- Αριθμός γεωφώνων
- Ελάχιστη απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών γεωφώνων
- Μέγιστη ταχύτητα κυμάτων που θα εκτιμηθεί
- Ελάχιστη ταχύτητα κυμάτων που θα εκτιμηθεί
- Κανονικοποίηση του f-p matrix (Ναι ή Όχι)
- Κλασσική ή Μέγιστη Κανονικοποίηση (Επιλογή)
- Κανονικοποίηση του tracce (Ναι ή Όχι)
- Εξέταση αρνητικών τιμών (Ναι ή Όχι)
- Χρήση εφαρμογής Muting (Ναι ή Όχι)
- Μέγεθος παραθύρου
- Χρήση της παραμέτρου Nth-root (Ναι ή Όχι)
- Αρχική χρονική στιγμή και διάρκεια
- Μέγιστη περίοδος
- Μέγιστη περίοδος γραφήματος

Στην Εικόνα 7.3 παρουσιάζεται η εισαγωγή των παραπάνω στοιχείων όπως γίνεται μέσα από το πρόγραμμα επεξεργασίας της τεχνικής Nasw.



```
E:\Aliano\Codici_NASW\Nasw2.exe
Azzerare i vettori di lavoro <attendi!>
File dati in ingresso 50.txt
File risultati output.txt
Frequenza di campionamento <Hz> = 62.5
Numero dei geofoni = 12
Minima distanza fra i geofoni <in metri> = 1
Massima velocita' considerata <m/s> = 2000
Minima velocita' considerata <m/s> = 50
Normalizzazione matrice f-p? <0=no, 1=si> = 1
Norm. classica<1> o max<0> = 0
Digit. 1 per normalizzare le tracce = 0
Esplorare valori di p negativi <1=si> = 1
Digitare 1 per eseguire il Muting = 0
Larghezza finestra in % = 10
Parametro n <Nth-root> = 1
Durata <sec>= 240.000000 numero campioni= 15000
istante iniziale e durata <sec> = 0,10
0 624
Periodo Massimo <sec> = 16.3840008
Periodo max. grafico = 1
```

Εικόνα 7.3

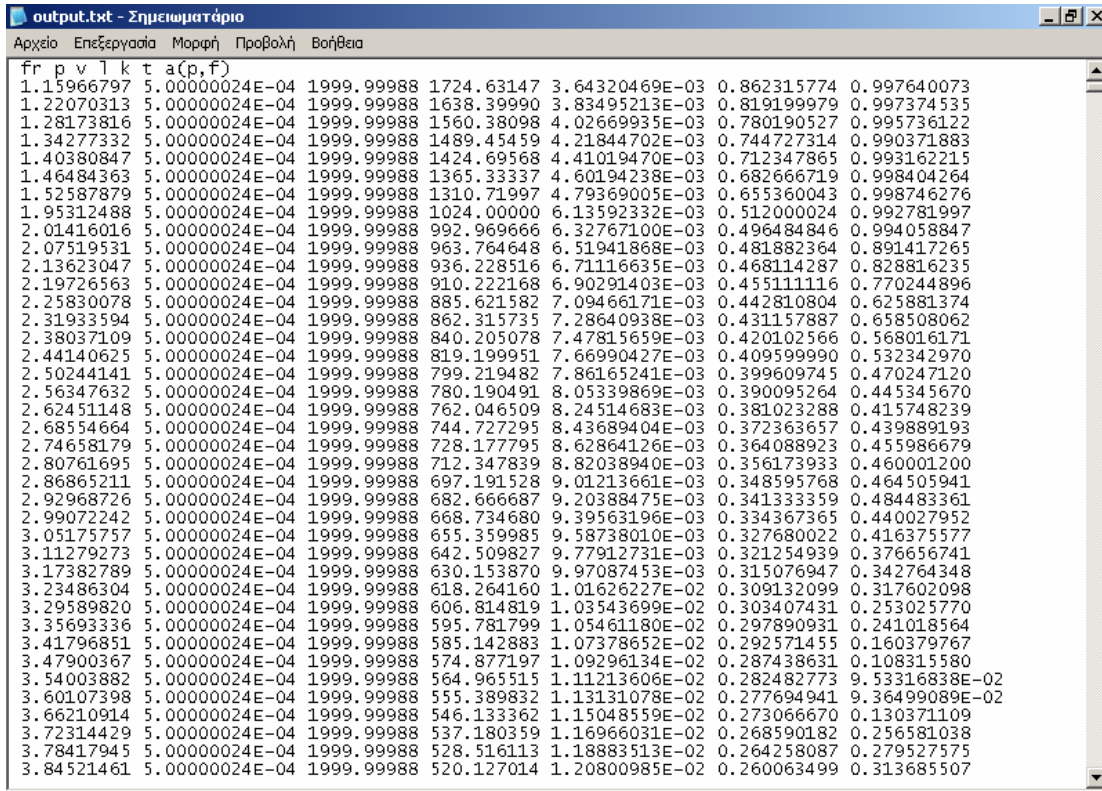
Μετά την ολοκλήρωση της επεξεργασίας από τον αλγόριθμο το πρόγραμμα εξάγει κάποια αρχεία .txt, τα δύο εκ των οποίων περιέχουν τα αποτελέσματα της επεξεργασίας τα οποία θα χρησιμοποιήσουμε για την συνέχιση της ανάλυσης. Αν στο όνομα για το αρχείο εξόδου, που μας ζητήθηκε, βάλουμε output.txt τα αρχεία που θα εξαχθούν θα είναι:

- Selmax-output.txt: Το αρχείο περιέχει στήλες με τιμές Fr V Vmin Vmax από τις οποίες θα χρησιμοποιήσουμε τις στήλες της συχνότητας Fr και της ταχύτητας V των Rayleigh κυμάτων με τη βοήθεια του προγράμματος Excel για τη δημιουργία της καμπύλης διασποράς (dispersion curve).
- output.txt: Το αρχείο περιέχει στήλες με τιμές f_r ρ v l k t $a(\rho, f)$ από τις οποίες αργότερα θα χρησιμοποιήσουμε τις στήλες της συχνότητας (f_r), της ταχύτητας (v) και της συνάρτησης $a(\rho, f)$ με τη βοήθεια του προγράμματος Surfer.

Αυτά τα αρχεία όπως εξήχθησαν από το πρόγραμμα του Nasw φαίνονται στις Εικόνες 7.4 και 7.5.

Fr	V	Vmin	Vmax
1.15966797	1998.05005	578.450012	2001.94995
1.22070313	1873.24988	428.300018	2001.94995
1.28173816	1352.59998	342.500000	2001.94995
1.34277332	1352.59998	293.750000	2001.94995
1.40380847	1352.59998	285.950012	2001.94995
1.46484363	1352.59998	332.750000	2001.94995
1.52587879	1998.05005	342.500000	2001.94995
1.95312488	1717.25000	578.450012	2001.94995
2.01416016	1717.25000	498.500000	2001.94995
2.07519531	92.9000015	77.3000031	104.599998
2.13623047	92.9000015	77.3000031	108.500000
2.19726563	96.8000031	77.3000031	112.400002
2.25830078	96.8000031	77.3000031	118.250000
2.31933594	102.650002	83.1500015	124.099998
2.38037109	116.299995	96.8000031	135.800003
2.44140625	133.850006	112.400002	157.250000
2.50244141	139.699997	110.450005	165.050003
2.56347632	139.699997	114.349998	165.050003
2.62451148	139.699997	112.400002	165.050003
2.68554664	139.699997	110.450005	182.599991
2.74658179	129.949997	100.699997	182.599991
2.80761695	139.699997	100.699997	192.349991
2.86865211	129.949997	98.7500000	176.750000
2.92968726	129.949997	94.8499985	174.799988
2.99072242	137.750000	118.250000	167.000000
3.05175757	137.750000	126.050003	182.599991
3.11279273	153.350006	131.899994	194.300003
3.17382789	153.350006	131.899994	192.349991
3.23486304	153.350006	131.899994	192.349991

Εικόνα 7.4



Εικόνα 7.5

7.3 Ανάλυση αποτελεσμάτων της τεχνικής NASW

Επόμενο βήμα είναι να δημιουργήσουμε την καμπύλη διασποράς μέσω του αρχείου Selmax-output.txt που λάβαμε από την επεξεργασία της τεχνικής Nasw. Με τη χρήση του λογιστικού φύλλου του Excel παίρνουμε τις στήλες συχνότητας και ταχύτητας των Rayleigh κυμάτων και δημιουργούμε την καμπύλη διασποράς.

Πρέπει να σημειωθεί ότι για τη δημιουργία της καμπύλης διασποράς δε μπορούμε να συμπεριλάβουμε όλες τις τιμές συχνοτήτων (και τις αντίστοιχες ταχυτήτων) που λάβαμε από την τεχνική Nasw αλλά είναι απαραίτητο να λάβουμε κάποια όρια συχνοτήτων μέσα στα οποία έχει τη δυνατότητα να ερευνήσει η διάταξη η οποία έλαβε τα δεδομένα μας.

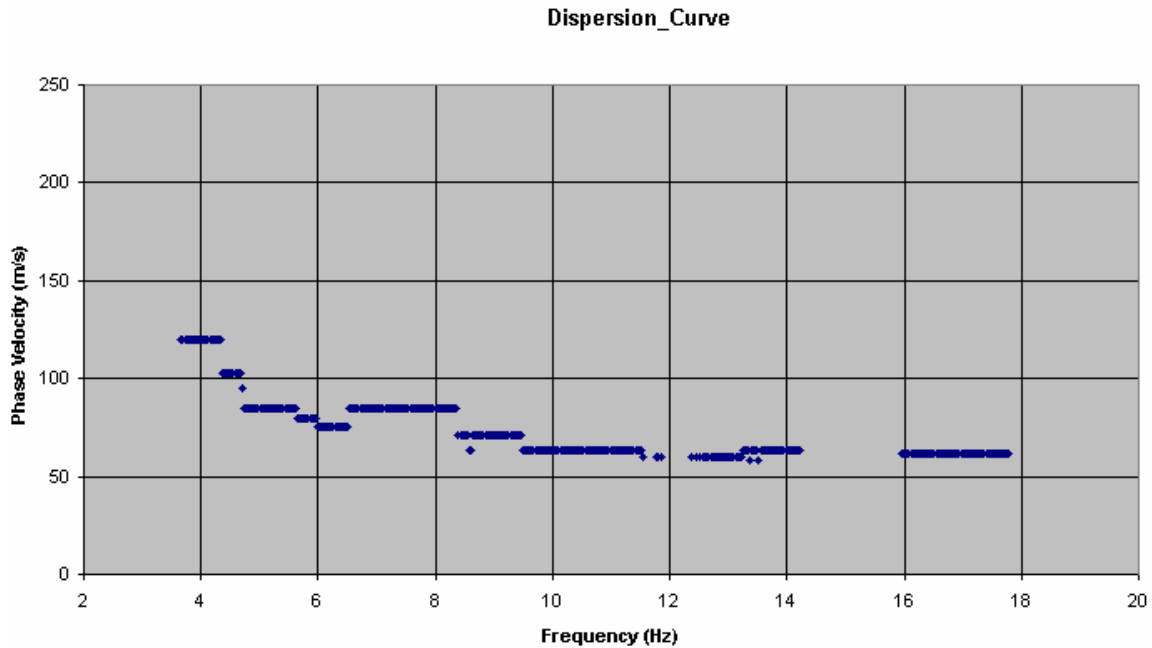
Αυτό το όριο δεν είναι άλλο από το μήκος κύματος λ . Συνεπώς πρέπει να υπολογίσουμε τη στήλη του μήκους κύματος το οποίο δίνεται αν διαιρέσουμε τη ταχύτητα V με τη συχνότητα F_r ($\lambda = V / F_r$). Έτσι μαζί με τις στήλες της συχνότητας και της ταχύτητας έχουμε και τη στήλη με τις αντίστοιχες τιμές του μήκους κύματος το οποίο όπως έχει αναφερθεί και στο Κεφάλαιο 6 για τις 1-D διατάξεις ισούται με το μήκος της διάταξης ($\lambda = D$) και για τις 2-D διατάξεις ισούται με το διπλάσιο μήκος της διάταξης ($\lambda = 2D$). Οι ισότητες λοιπόν $\lambda = D$ ή $\lambda = 2D$ (εξαρτάται τι είδους διάταξη αναλύουμε) είναι και τα ανώτατα όρια μήκους κύματος που μπορούμε να δεχτούμε.

Αν για παράδειγμα αναλύουμε μια 1-D διάταξη μήκους $D = 70 \mu$, το μέγιστο μήκος κύματος που μπορεί η διάταξη να ερευνήσει είναι $\lambda = 70 \mu$. Έτσι δεχόμαστε όλες τις τιμές μήκους κύματος που είναι μικρότερες ή ίσες με 70 μέτρα και συνεπώς δεχόμαστε και τις αντίστοιχες τιμές συχνότητας και ταχύτητας που αντιστοιχούν σε αυτά τα αποδεκτά μήκη κύματος.

Το μεγάλο μήκος κύματος αντιστοιχεί σε μικρή συχνότητα και το αντίστροφο. Έτσι καθώς έχουμε υπολογίσει το ανώτερο μήκος κύματος που δεχόμαστε έχουμε ουσιαστικά υπολογίσει το μικρότερο όριο συχνότητας που δεχόμαστε για την καμπύλη διασποράς που θα δημιουργήσουμε.

Εφόσον λοιπόν έχουμε ορίσει την ελάχιστη τιμή συχνότητας που δεχόμαστε μπορούμε να δημιουργήσουμε την καμπύλη διασποράς με τις πλέον αποδεκτές τιμές συχνοτήτων.

Έτσι προκύπτει η καμπύλη διασποράς με τη χρήση του Excel όπως φαίνεται στην Εικόνα 7.6.

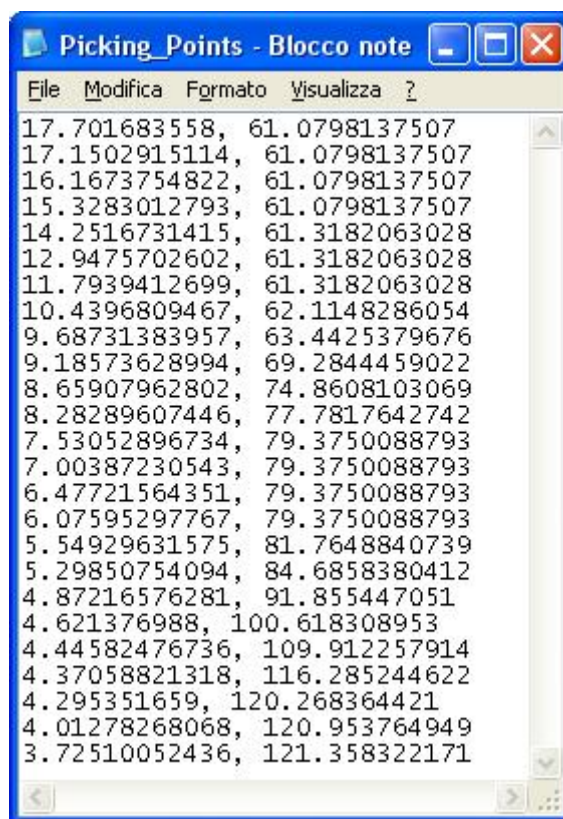


Εικόνα 7.6

Η καμπύλη διασποράς που προκύπτει από τα αποτελέσματα της τεχνικής Nasw αποτελείται από υπερβολικά πολλά σημεία που την συντελούν και αυτό το γεγονός είναι ένα εμπόδιο για την μετέπειτα ανάλυση. Η καμπύλη όπως προκύπτει από την επεξεργασία από τη μια πλευρά έχει την επιθυμητή τάση μιας λογικής καμπύλης διασποράς, αλλά από την άλλη σε διάφορα κομμάτια της καμπύλης πολλά σημεία ξεφεύγουν από την κανονική τάση της καμπύλης, λόγω θορύβου στις μετρήσεις ή λόγω κακών δεδομένων στις συγκεκριμένες συχνότητες, με αποτέλεσμα αυτές οι ανωμαλίες αυτών των σημείων να δημιουργούν μια δυσμορφία στην καμπύλη σε σχέση με την κανονική τάση που θα είχε σε ιδανική περίπτωση και αυτό θα είναι εμπόδιο για τη συνέχεια της ανάλυσης. Εξαιτίας λοιπόν αυτών των δύο παραπάνω λόγων

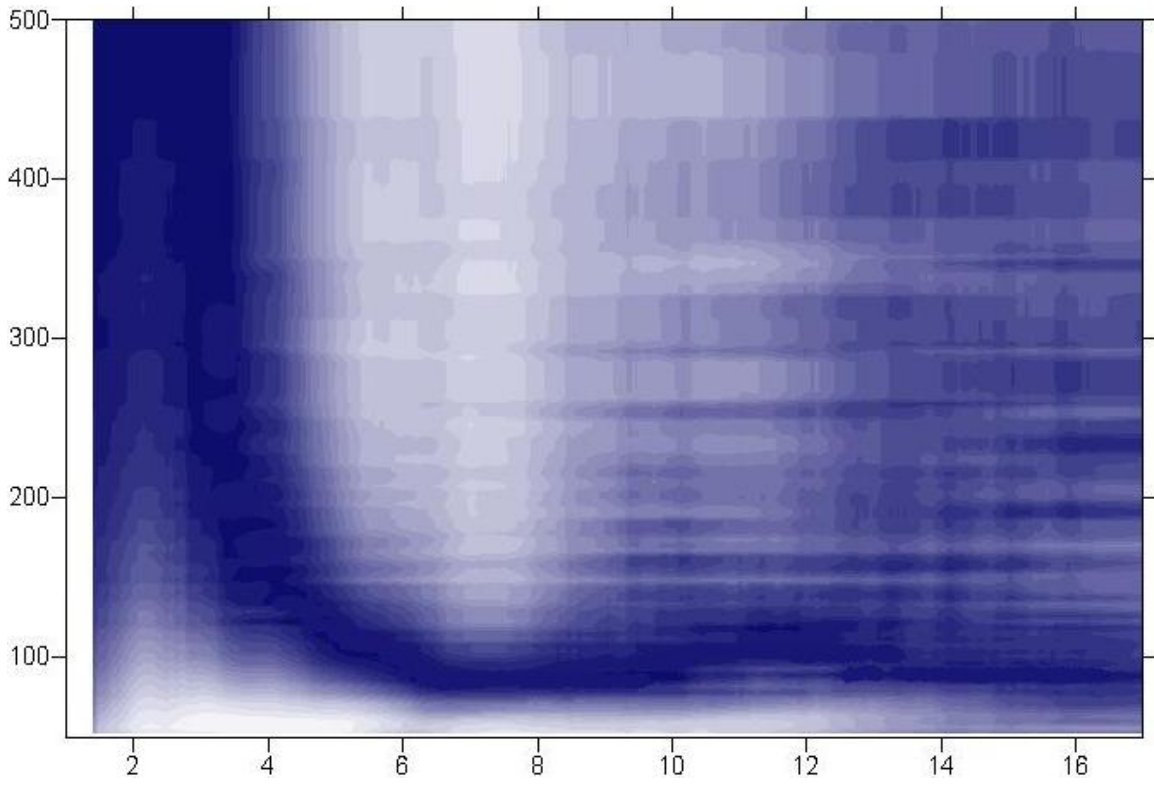
(εμποδίων) είναι απαραίτητο να εφαρμόσουμε μια διαδικασία επιλογής λιγότερων σημείων που θα συντελούν την καμπύλη και που συγχρόνως θα δώσουν στην μορφή της μια πιο ομαλή τάση.

Συνεπώς επόμενο βήμα της ανάλυσης είναι η δημιουργία ενός γραφήματος μέσω του αρχείου output.txt το οποίο λάβαμε από τα αποτελέσματα που εξήγαγε η τεχνική Nasw και με τη βοήθεια του προγράμματος Surfer. Χρησιμοποιώντας τις στήλες της συχνότητας (fr), της ταχύτητας (v) και της συνάρτησης $a(r,f)$, με τη βοήθεια του προγράμματος Surfer δημιουργούμε ένα έγχρωμο γράφημα το οποίο με τις κατάλληλες χρωματικές κλίμακες εμφανίζει πιο έντονα τις ακραίες τιμές της καμπύλης διασποράς με απώτερο σκοπό να επιλέξουμε την τάση της καμπύλης διασποράς, έχοντας λάβει υπόψη στην επιλογή το κατώτερο όριο συχνότητας που δεχόμαστε, με τρόπο “χειρωνακτικό” (με τη χρήση του mouse) μέσω του Surfer με μια διαδικασία επιλογής σημείων (picking) όπου εξάγει τις τιμές των σημείων που επιλέξαμε σε ένα αρχείο .txt όπως φαίνεται στην Εικόνα 7.7.

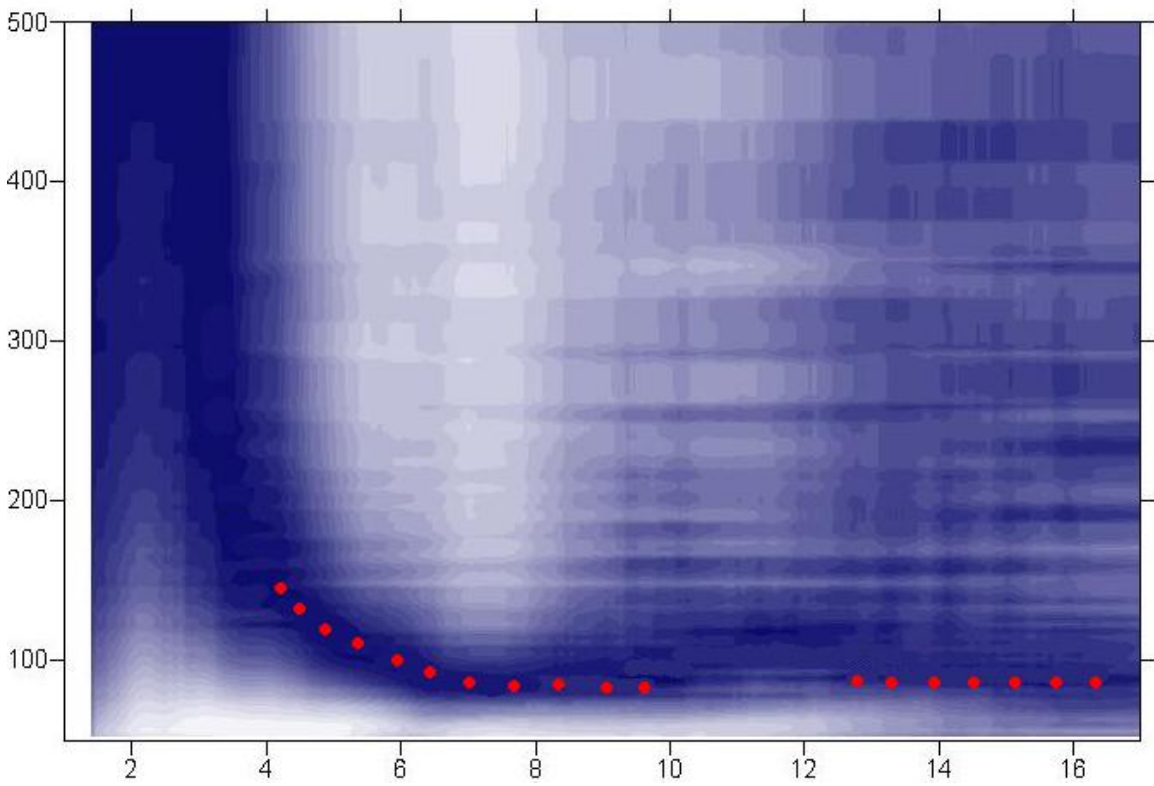


Εικόνα 7.7

Στην Εικόνα 7.8 παρουσιάζεται το γράφημα που προκύπτει από το Surfer και στη συνέχεια στην Εικόνα 7.9 παρουσιάζεται το ίδιο γράφημα με τα επιλεγμένα σημεία τα οποία διαγράφουν την τελική και πιο απλή πλέον καμπύλη διασποράς που θα χρησιμοποιήσουμε για τη συνέχεια της ανάλυσης.



Εικόνα 7.8



Εικόνα 7.9

Σε αυτό το σημείο εφόσον έχουμε τα νέα σημεία (τιμές συχνότητας και ταχυτήτων των Rayleigh κυμάτων) που αποτελούν την τελική πειραματική καμπύλη διασποράς, υπολογίζουμε εκ νέου τη στήλη με τις αντίστοιχες τιμές του μήκους κύματος λ ($\lambda = V / Fr$). Έπειτα υπολογίζουμε τη στήλη με τις τιμές του βάθους οι οποίες προκύπτουν διαιρώντας τις τιμές του μήκους κύματος λ δια δύο (βάθος = $\lambda / 2$). Επόμενη στήλη που πρέπει να υπολογίσουμε είναι οι ταχύτητες των εγκαρσίων (secondary ή δευτερεύων) κυμάτων. Οι τιμές ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων από τη θεωρία προκύπτουν αν πολλαπλασιάσουμε τις τιμές ταχυτήτων των Rayleigh κυμάτων με την τιμή 1.1 ($V_s = 1.1 * V_R$).

Σε αυτό το στάδιο της ανάλυσης έχοντας όλες τις απαραίτητες στήλες με τις τιμές που χρειαζόμαστε δημιουργούμε ένα αρχικό προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το πάχος των στρωμάτων το οποίο θα χρησιμοποιήσουμε στην διαδικασία αντιστροφής. Αυτό το επιτυγχάνουμε μελετώντας τις στήλες του βάθους και της εγκάρσιας ταχύτητας. Όσο οι τιμές ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων παραμένουν σχεδόν σταθερές για ορισμένο βάθος, καταγράφουμε αυτό το πάχος του στρώματος (μέσω του βάθους) που έχει σχεδόν τις ίδιες τιμές ταχυτήτων και αποδεχόμαστε ότι το χαρακτηρίζει αυτή η συγκεκριμένη τιμή της εγκάρσιας ταχύτητας. Αυτή τη διαδικασία την εφαρμόζουμε μέχρι τη μέγιστη τιμή που φτάνουν οι τιμές της στήλης του βάθους.

Στην Εικόνα 7.10 παρουσιάζεται ένα φύλλο του Excel που περιέχει αυτή τη διαδικασία.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
	Fr (Hz)	V_Rayleigh (m/s)	lambda	depth	V_shear		thickness (m)	Vs (m/s)			
1	16,34516642	87,74039379	5,367971884	2,684	96,5144		5	96			
2	15,64381537	87,74039379	5,608631382	2,804	96,5144		1,5	104			
3	14,72666275	87,74039379	5,957927827	2,979	96,5144		2	120			
4	13,99833583	87,74039379	6,267916048	3,134	96,5144		3	134			
5	13,40488288	87,74039379	6,545405476	3,273	96,5144		5,2	156			
6	9,439548612	87,74039379	9,294977694	4,647	96,5144		0	156			
7	8,549371859	87,74039379	10,26278834	5,131	96,5144						
8	7,521044939	87,74039379	11,66598451	5,833	96,5144						
9	6,603215011	87,74039379	13,2875264	6,644	96,5144						
10	6,229515346	94,49525886	15,16895836	7,584	103,945						
11	5,79791401	102,7599161	17,72360127	8,862	113,036						
12	5,474212562	109,330899	19,97198643	9,986	120,264						
13	4,718911562	122,4729888	25,95365206	12,98	134,72						
14	4,503110002	129,982781	28,86511343	14,43	142,981						
15	4,233360281	142,1861235	33,58705947	16,79	156,405						
16											
17											
18											
19											
20											
21											
22											
23											
24											

Εικόνα 7.10

Έχοντας σε αυτό το σημείο ένα αρχικό προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων μπορούμε να εφαρμόσουμε τη διαδικασία της αντιστροφής (inversion).

7.4 Αντιστροφή (Inversion)

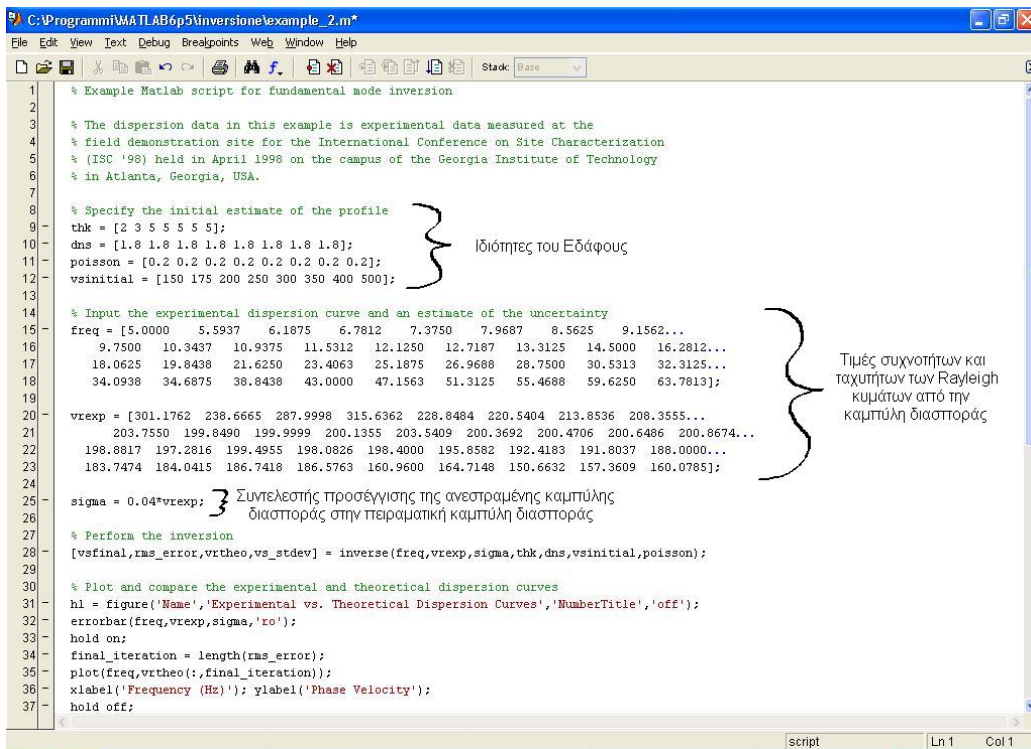
Η διαδικασία αντιστροφής γίνεται με τη βοήθεια ενός κώδικα αντιστροφής (Lai C.G., Rix G.J. (1999)) που είναι γραμμένος για να λειτουργεί με το μαθηματικό πρόγραμμα Matlab.

Εφόσον ανοίξουμε τον κώδικα αντιστροφής μέσω του Matlab πρέπει σε αυτό το στάδιο να εισάγουμε τα δεδομένα που απαιτεί ο κώδικας. Αυτά τα δεδομένα αφορούν στις ιδιότητες του εδάφους και τις τιμές συχνοτήτων και ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων για τα σημεία που αποτελούν την καμπύλη διασποράς που δημιουργήσαμε με το πρόγραμμα Surfer σε προηγούμενο στάδιο της ανάλυσης.

Όσον αφορά στις ιδιότητες του εδάφους ο κώδικας απαιτεί συγκεκριμένα, τα πάχη των στρωμάτων όπως τα υπολογίσαμε για το αρχικό προφίλ στο προηγούμενο στάδιο της ανάλυσης, την πυκνότητα (πάντα 1.8 και για το υπόστρωμα 2), τον δείκτη poisson (πάντα 0.2) και τις ταχύτητες των εγκαρσίων (ή secondary) κυμάτων όπως επίσης τις υπολογίσαμε για το αρχικό προφίλ προηγούμενως.

Ακόμα μας ζητείται να ορίσουμε ένα συντελεστή προσέγγισης της ανεστραμμένης καμπύλης διασποράς στην πειραματική καμπύλη διασποράς, ο οποίος συνήθως είναι από 0.01 μέχρι 0.04.

Η Εικόνα 7.11 παρουσιάζει μέσα από το περιβάλλον του Matlab την εισαγωγή των παραπάνω δεδομένων.



Εικόνα 7.11

Μετά την εισαγωγή όλων των παραπάνω δεδομένων μπορούμε με την κατάλληλη επιλογή από το Matlab να αρχίσουμε την διαδικασία αντιστροφής. Αυτή η διαδικασία περιγράφεται στην Εικόνα 7.12 όπως είναι γραμμένη μέσα από τον κώδικα του Matlab. Μετά το τέλος της αντιστροφής το Matlab δημιουργεί τα γραφήματα με τα αποτελέσματα της αντιστροφής.

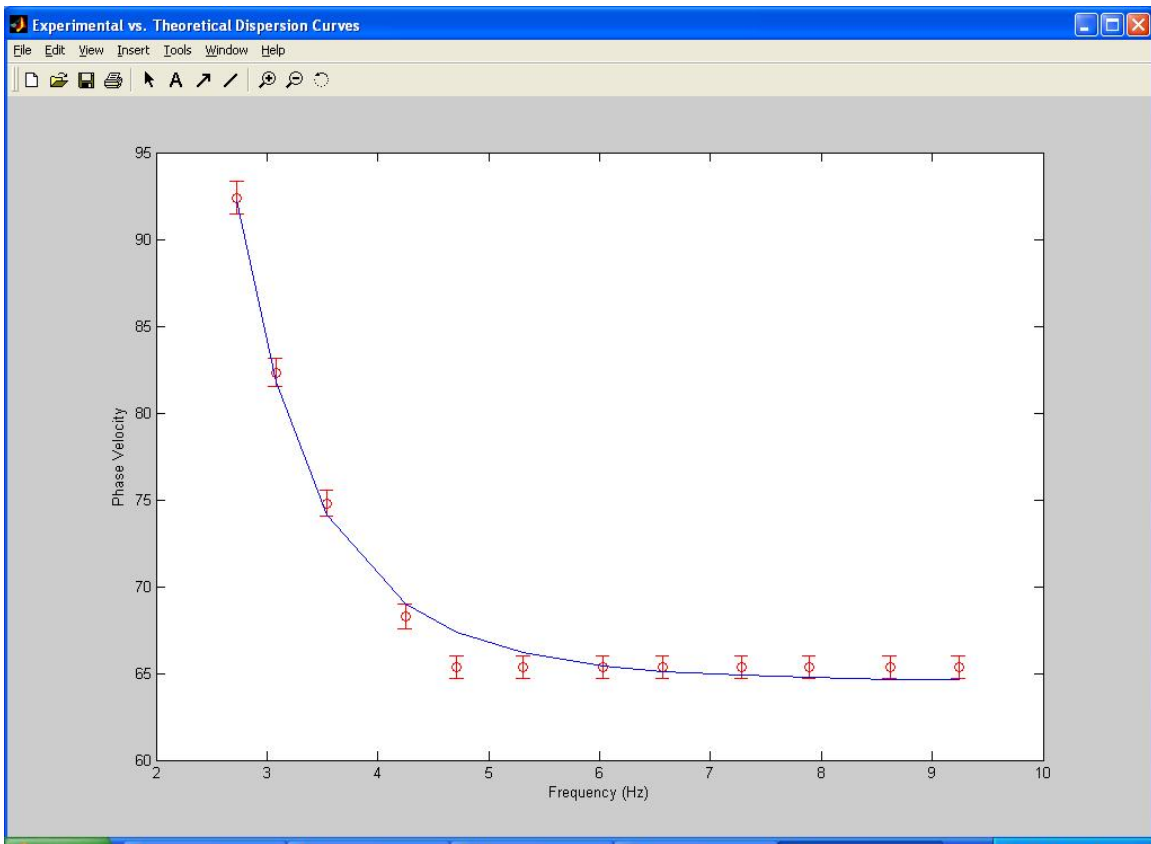
```

27 % Perform the inversion
28 [vsfinal,rms_error,vrtheo,vs_stdev] = inverse(freq,vrexp,sigma,thk,dns,vsinitial,poisson);
29
30 % Plot and compare the experimental and theoretical dispersion curves
31 h1 = figure('Name','Experimental vs. Theoretical Dispersion Curves','NumberTitle','off');
32 errorbar(freq,vrexp,sigma,'ro');
33 hold on;
34 final_iteration = length(rms_error);
35 plot(freq,vrtheo(:,final_iteration));
36 xlabel('Frequency (Hz)'); ylabel('Phase Velocity');
37 hold off;
38
39 % Plot the rms error vs. iteration number
40 h2 = figure('Name','RMS Error','NumberTitle','off');
41 plot(rms_error);
42 xlabel('Iteration Number'); ylabel('RMS Error');
43
44 % Plot the final shear wave velocity profile and standard deviations
45 cumthk = [0 cumsum(thk)]; depth = 0; velocity = vsfinal(1); middepth = []; stdev = [];
46 for j = 1:length(thk)
47     depth = [depth cumthk(j+1) cumthk(j+1)];
48     velocity = [velocity vsfinal(j) vsfinal(j+1)];
49     middepth = [middepth (cumthk(j+1)+cumthk(j))/2 (cumthk(j+1)+cumthk(j))/2 NaN];
50     stdev = [stdev vsfinal(j)-vs_stdev(j) vsfinal(j)+vs_stdev(j) NaN];
51 end
52 depth = [depth sum(thk)+thk(length(thk))];
53 velocity = [velocity vsfinal(length(vsfinal))];
54 middepth = [middepth (2*sum(thk)+thk(length(thk)))/2 (2*sum(thk)+thk(length(thk)))/2];
55 j = length(vsfinal);
56 stdev = [stdev vsfinal(j)-vs_stdev(j) vsfinal(j)+vs_stdev(j)];
57
58 h3 = figure('Name','Shear Wave Velocity Profile','NumberTitle','off');
59 plot(velocity,depth,'b',stdev,middepth,'b');
60 set(gca,'YDir','reverse','XAxisLocation','top');
61 xlabel('Shear Wave Velocity'); ylabel('Depth');
62

```

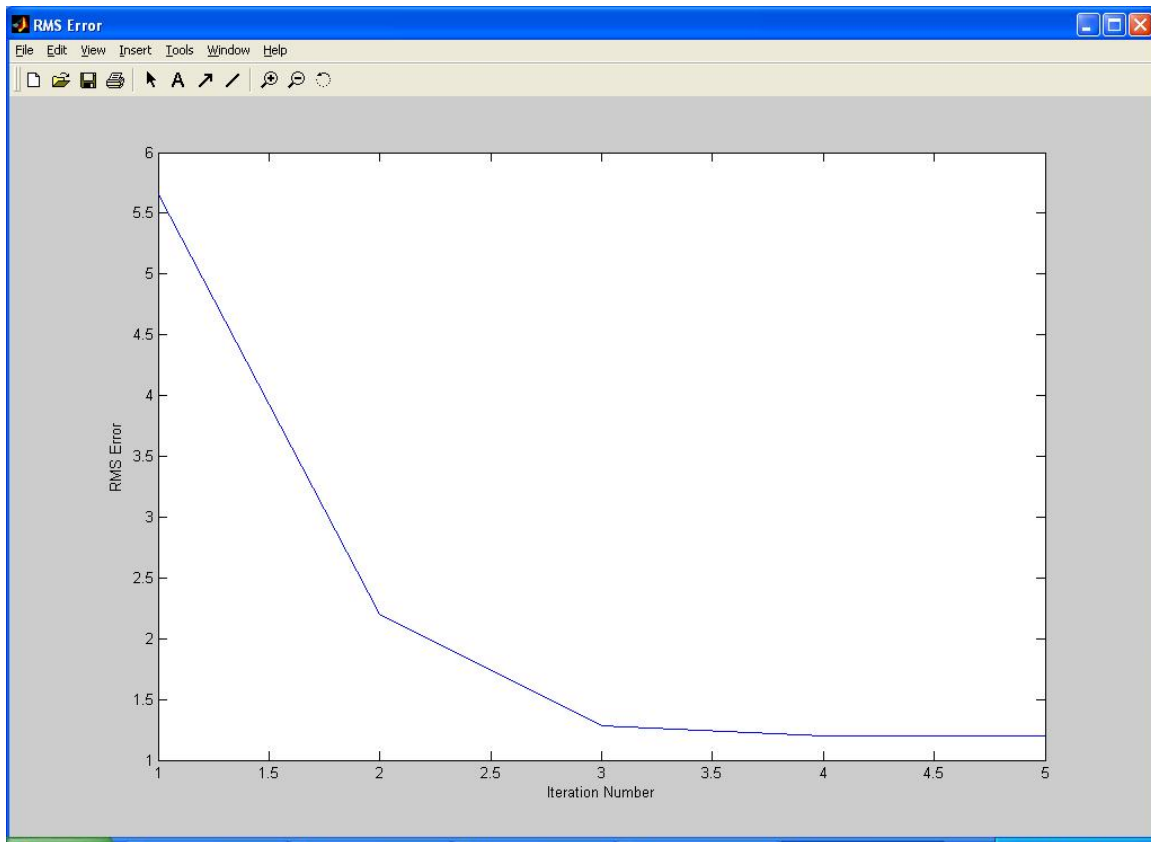
Εικόνα 7.12

Πρώτα δημιουργεί την καμπύλη διασποράς που προκύπτει μετά την διαδικασία αντιστροφής και την συγκρίνει με την πειραματική καμπύλη διασποράς, όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.13.



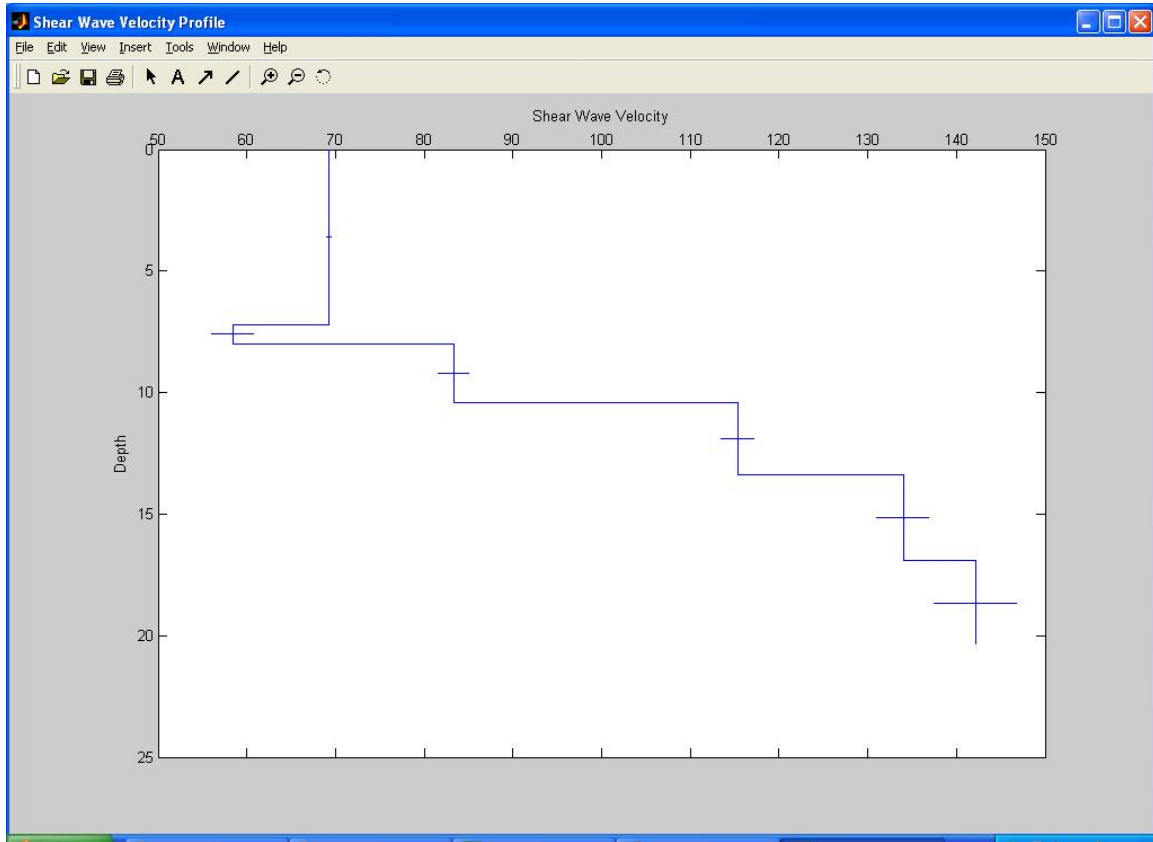
Εικόνα 7.13

Μετά από την δημιουργία της καμπύλης διασποράς υπολογίζει το ποσοστό σφάλματος σε σχέση με τις επαναλήψεις που έκανε το λογισμικό μέχρι να φτάσει στην τελική αντιστροφή, όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.14.



Εικόνα 7.14

Στο τέλος δημιουργεί το τελικό προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος, μετά την τελική αντιστροφή, όπως παρουσιάζεται στην Εικόνα 7.15.



Εικόνα 7.15

Σε αυτό το σημείο της ανάλυσης που έχουμε πλέον δημιουργήσει την καμπύλη διασποράς μετά την αντιστροφή και έχουμε υπολογίσει το μοντέλο ή προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος, έχουμε ουσιαστικά τελειώσει με τη βασική διαδικασία ανάλυσης των σεισμικών δεδομένων εφόσον αυτός είναι ο σκοπός της ερευνητικής μεθόδου μικροθόρυβου.

Μετά από αυτό το στάδιο το μοντέλο που υπολογίσαμε μπορεί να μας φανεί πολύ χρήσιμο για τον υπολογισμό κάποιων συντελεστών που σχετίζονται με τον εδαφικό χαρακτηρισμό. Στην περίπτωση αυτής της διπλωματικής εργασίας υπολογίσαμε τον συντελεστή ενίσχυσης και τον κώδικα εδαφικού χαρακτηρισμού V_{S30} .

7.5 Υπολογισμός συντελεστή ενίσχυσης συναρτήσει της συχνότητας

Για τον υπολογισμό του συντελεστή ενίσχυσης χρησιμοποιήσαμε το πρόγραμμα EERA το οποίο λειτουργεί μέσω του Excel.

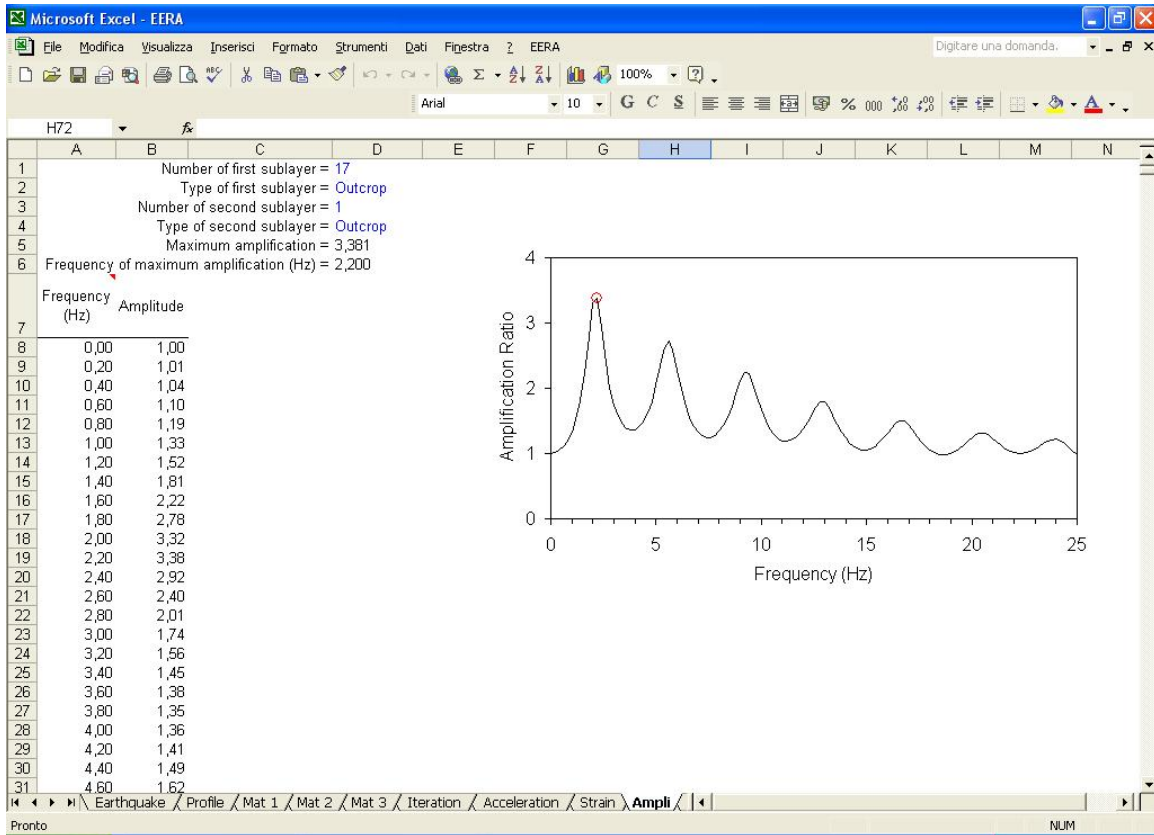
Αυτό που απαιτεί το EERA σαν δεδομένα να εισάγουμε είναι μόνο το προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με τα πάχη των στρωμάτων που υπολογίσαμε μετά τη διαδικασία αντιστροφής. Ακόμα μπορούμε να εισάγουμε και την αναλογία απόσβεσης πλάτους ταλάντωσης των κυμάτων (damping ratio) σε ποσοστό επί τις εκατό για το κάθε στρώμα (συνήθως η αναλογία κυμαίνεται στο 4% - 5%). Στην Εικόνα 7.16 παρουσιάζεται το περιβάλλον του EERA στην καρτέλα εισαγωγής του μοντέλου που αναλύουμε.

Example -- 150-ft layer, input: Diam @ .1g
 Fundamental period (s) = 0,48
 Average shear wave velocity (m/sec) = 382,02
 Total number of sublayers = 17

Layer Number	Soil Material Type	Number of sublayers in layer	Thickness of layer (m)	Maximum shear modulus G_{max} (MPa)	Initial critical damping ratio (%)	Total unit weight (kN/m ³)	Shear wave velocity (m/sec)	Location and type of earthquake input motion	Location of water table	Depth at middle of layer (m)	Vertical effective stress (kPa)
6	Surface	1	2	1,5	186,19	19,66	304,8			0,8	14,98
7		2	2	1,5	150,81	19,66	274,32			2,3	44,94
8		3	2	3,0	150,81	19,66	274,32			4,6	89,89
9		4	2	3,0	168,03	19,66	289,56			7,6	149,81
10		5	1	3,0	186,19	19,66	304,8			10,7	209,74
11		6	1	3,0	186,19	19,66	304,8			13,7	269,66
12		7	1	3,0	225,29	19,66	336,28			16,8	329,59
13		8	1	3,0	225,29	19,66	336,28			19,8	389,51
14		9	2	3,0	327,24	20,45	396,24			22,9	450,63
15		10	2	3,0	327,24	20,45	396,24			25,9	512,95
16		11	2	3,0	379,52	20,45	426,72			29,0	575,28
17		12	2	3,0	379,52	20,45	426,72			32,0	637,60
18		13	2	3,0	436,68	20,45	457,2			35,1	699,92
19		14	2	3,0	436,68	20,45	457,2			38,1	762,24
20		15	2	3,0	495,71	20,45	487,68			41,1	824,56
21		16	2	3,0	627,38	20,45	648,64			44,2	886,88
22	Bedrock	17	0		3336,48	1	22,02	1219,2	Outcrop	45,7	918,04

Εικόνα 7.16

Έπειτα από το αντίστοιχο μενού του EERA που υπάρχει στις βασικές εντολές του Excel, επιλέγουμε να γίνει η επεξεργασία των δεδομένων με σκοπό να εξάγουμε το γράφημα του συντελεστή ενίσχυσης σε σχέση με τη συχνότητα. Στην Εικόνα 7.17 παρουσιάζεται ένα γράφημα του συντελεστή ενίσχυσης όπως εξάχθηκε από το πρόγραμμα EERA.



Εικόνα 7.17

7.6 Υπολογισμός του Κώδικα Εδαφικού Χαρακτηρισμού V_{S30}

Ο υπολογισμός του κώδικα εδαφικού χαρακτηρισμού V_{S30} υπολογίζεται άμεσα από το προφίλ ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με τα πάχη των στρωμάτων, μέσω του παρακάτω τύπου:

$$V_{S30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}}$$

Κεφάλαιο 8

Πειραματικά Αποτελέσματα

8.1 Εφαρμογή της μεθόδου NASW με διατάξεις 1-D σε οκτώ περιοχές του νομού Basilicata (Ιταλία) και σύγκριση των αποτελεσμάτων με αποτελέσματα μεθόδου HVSR

Το πρώτο πειραματικό μέρος της εργασίας αφορά στην εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης μικροθόρυβου (Refraction Microtremor Method) μέσω της τεχνικής NASW (Noise Analysis of Surface Waves, by John Louie), με χρήση 1-D διατάξεων σε οκτώ περιοχές του νομού Basilicata στην Νότια Ιταλία.

Οι περιοχές όπου εφαρμόστηκαν οι μετρήσεις είναι:

- Aliano
- Balvano
- Gorgoglione
- Pescopagano
- Rapolla
- Ruvo del Monte
- San Fele
- Villa d'Agri

Στον παρακάτω χάρτη του νομού Basilicata παρουσιάζονται γεωγραφικά οι παραπάνω οκτώ περιοχές που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις.



Χάρτης 8.1 Νομός Basilicata

Σε όλες τις διατάξεις χρησιμοποιήθηκαν 12 γεώφωνα. Ακολουθούν οι διατάξεις των γεωφώνων όπως εγκαταστάθηκαν στην κάθε περιοχή.

8.1.1 Διατάξεις Γεωφώνων

Aliano

Μήκος Διάταξης = 65 μ.



Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	10
4	5
5	5
6	2
7	1
8	2
9	5
10	5
11	10
12	10

Balvano

Μήκος Διάταξης = 33 μ.



Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	5
3	5
4	2
5	2
6	2
7	1
8	2
9	2
10	2
11	5
12	5

Gorgoglione

Μήκος Διάταξης = 49 μ.



Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	5
4	5
5	2
6	2
7	1
8	2
9	2
10	5
11	5
12	10

Pescopagano

Μήκος Διάταξης = 65 μ.



Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	10
4	5
5	5
6	2
7	1
8	2
9	5
10	5
11	10
12	10



Rapolla

Μήκος Διάταξης = 49 μ.

Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	5
4	5
5	2
6	2
7	1
8	2
9	2
10	5
11	5
12	10



Ruvo del Monte

Μήκος Διάταξης = 33 μ.

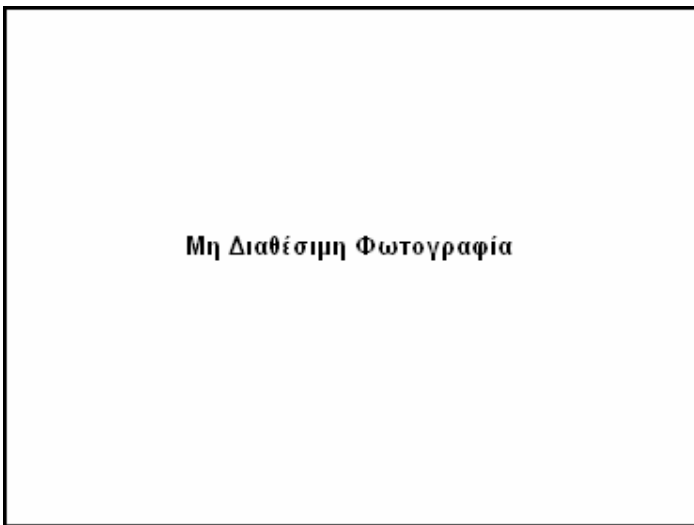
Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	5
3	5
4	2
5	2
6	2
7	1
8	2
9	2
10	2
11	5
12	5



San Fele

Μήκος Διάταξης = 33 μ.

Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	5
3	5
4	2
5	2
6	2
7	1
8	2
9	2
10	2
11	5
12	5



Villa d'Agri

Μήκος Διάταξης = 65 μ.

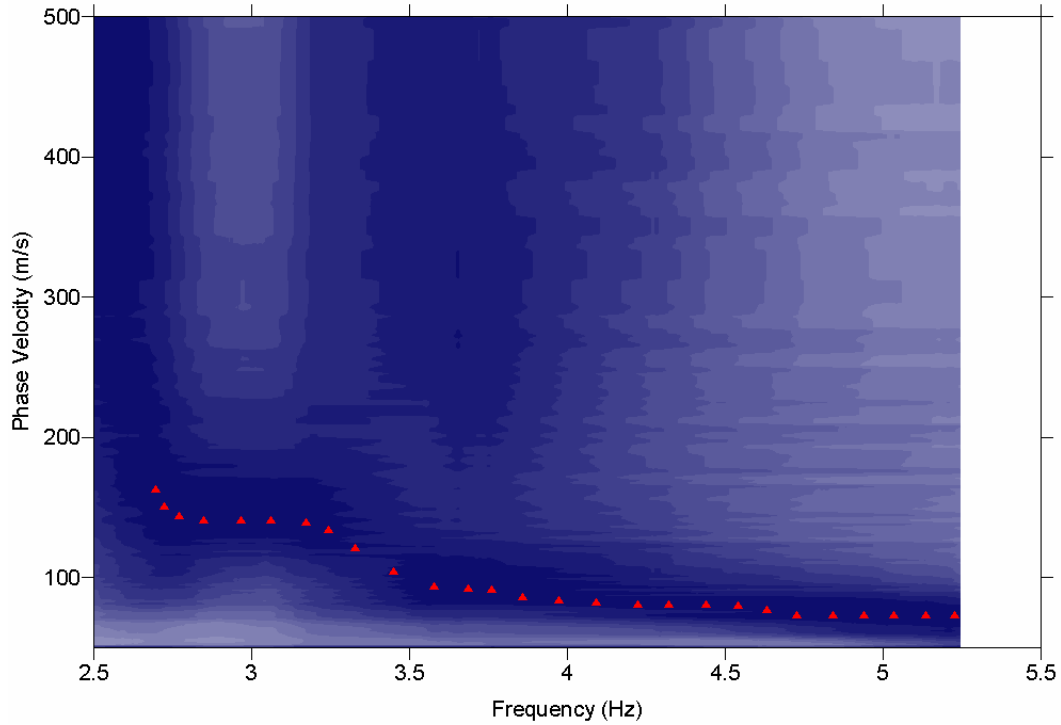
Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	10
4	5
5	5
6	2
7	1
8	2
9	5
10	5
11	10
12	10

Παρακάτω παρουσιάζονται ανά περιοχή τα αποτελέσματα των διαγραμμάτων που δημιουργήθηκαν με τη χρήση του προγράμματος Surfer, με σκοπό την επιλογή των σημείων που θα αποτελέσουν την καμπύλη διασποράς που θα χρησιμοποιηθεί για την αντιστροφή.

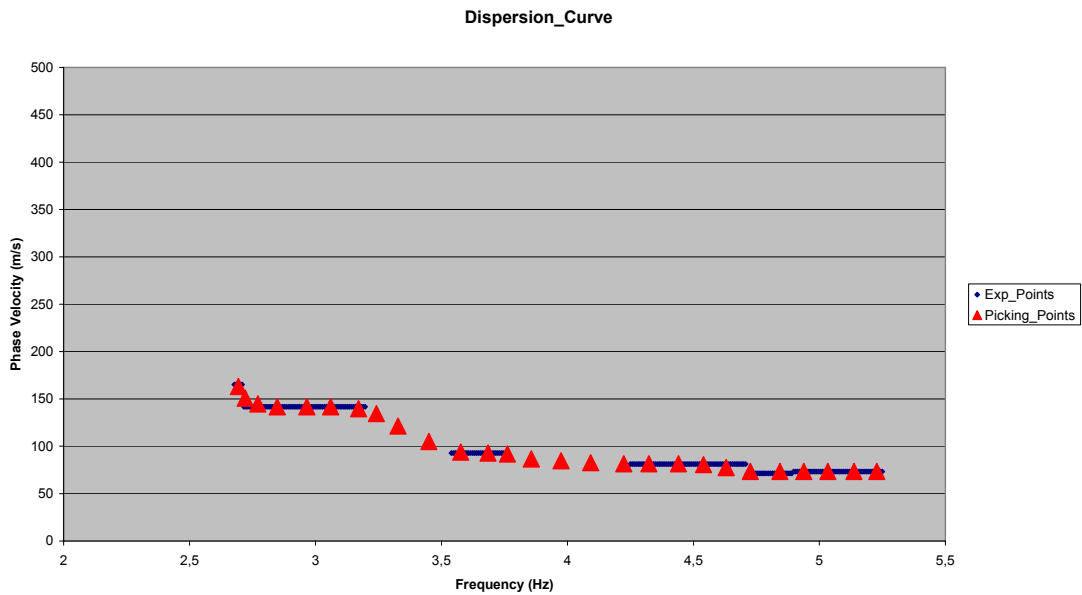
Παράλληλα παρουσιάζονται τα διαγράμματα που περιέχουν τις πειραματικές τιμές της καμπύλης διασποράς σε σύγκριση με την καμπύλη διασποράς που επιλέξαμε μετά την εφαρμογή του ricking μέσω του προγράμματος Surfer.

8.1.2 Διαγράμματα Διασποράς

Aliano

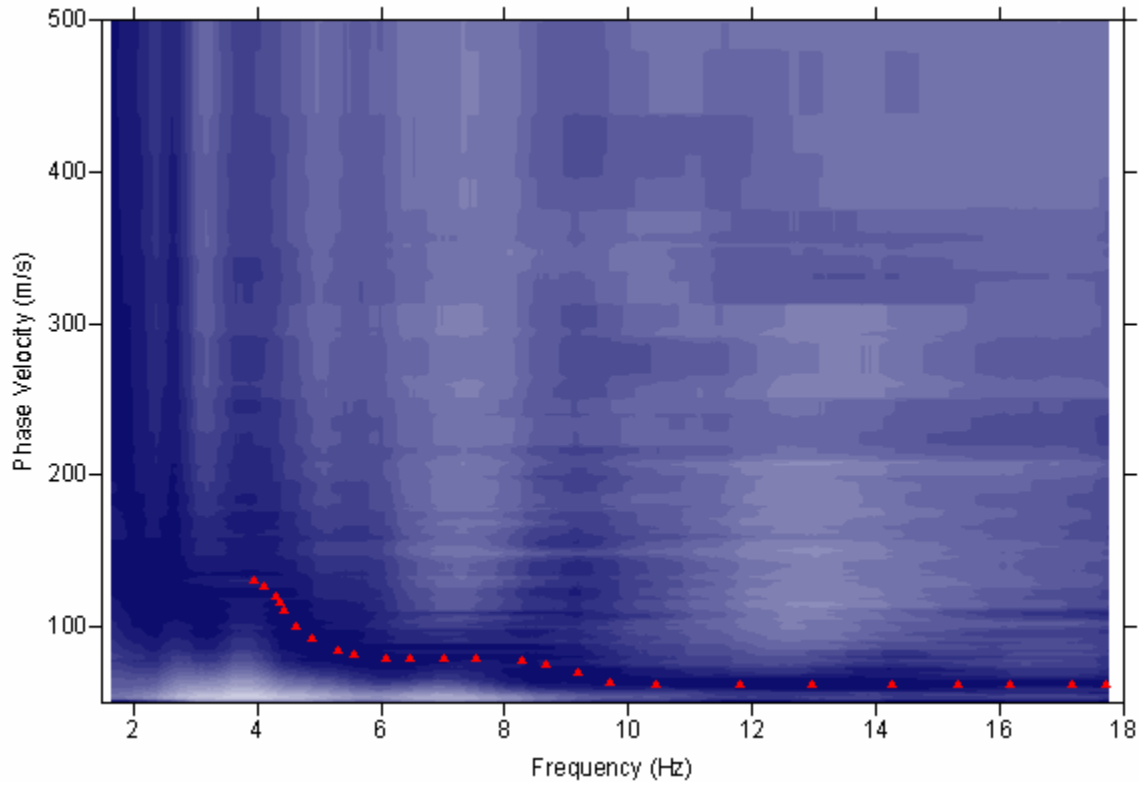


Γράφημα Surfer 8.1 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer



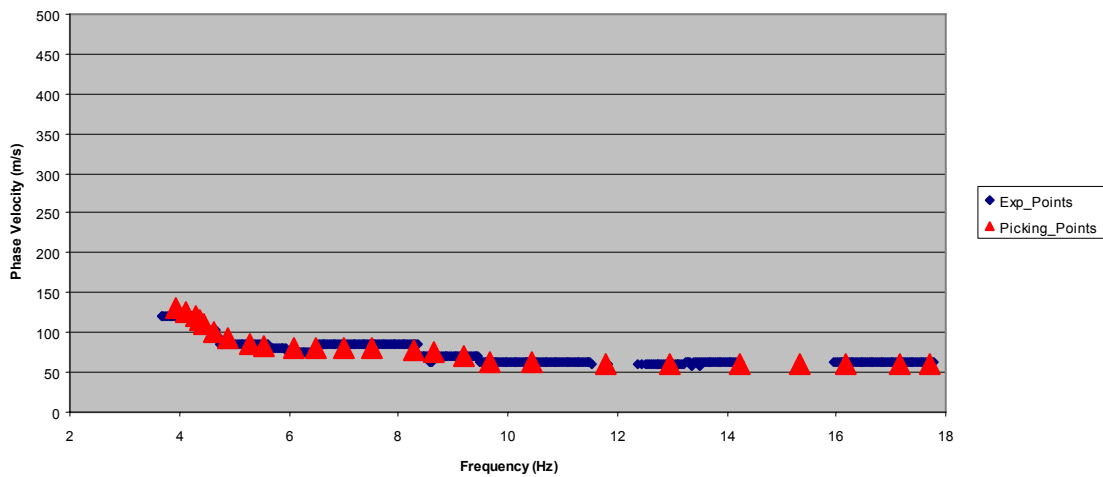
Γράφημα Excel 8.1 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Balvano



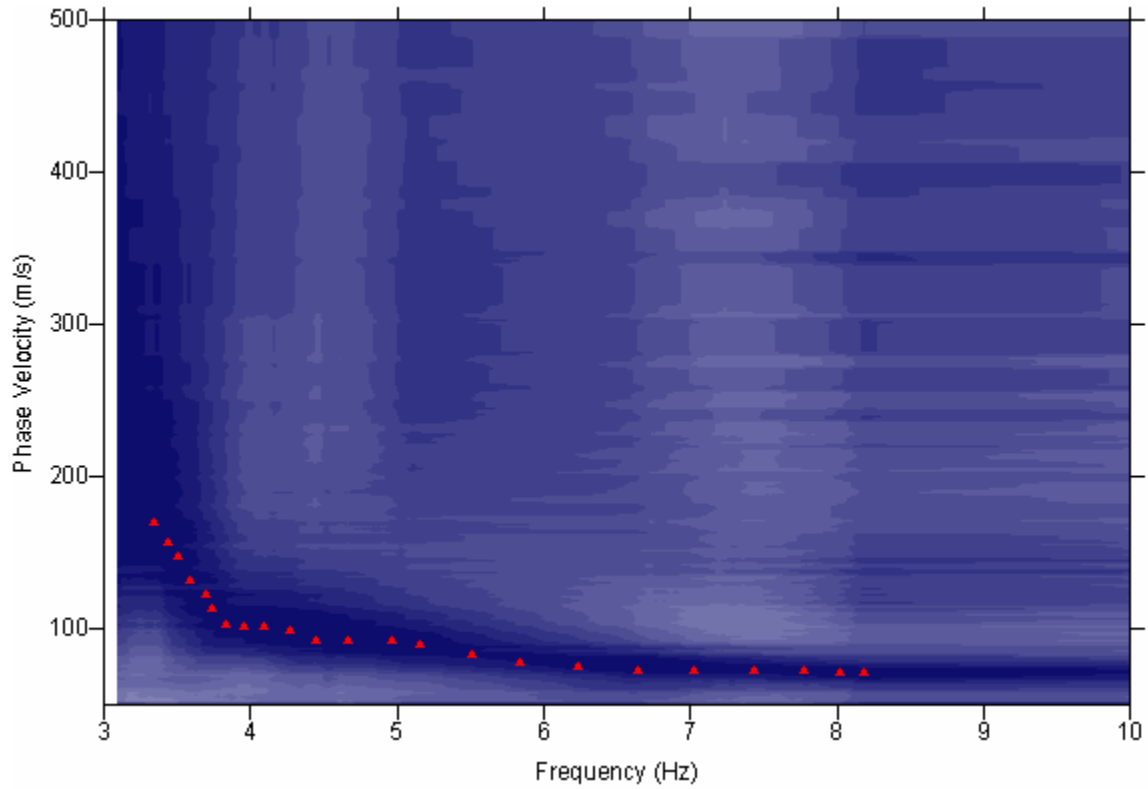
Γράφημα Surfer 8.2 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



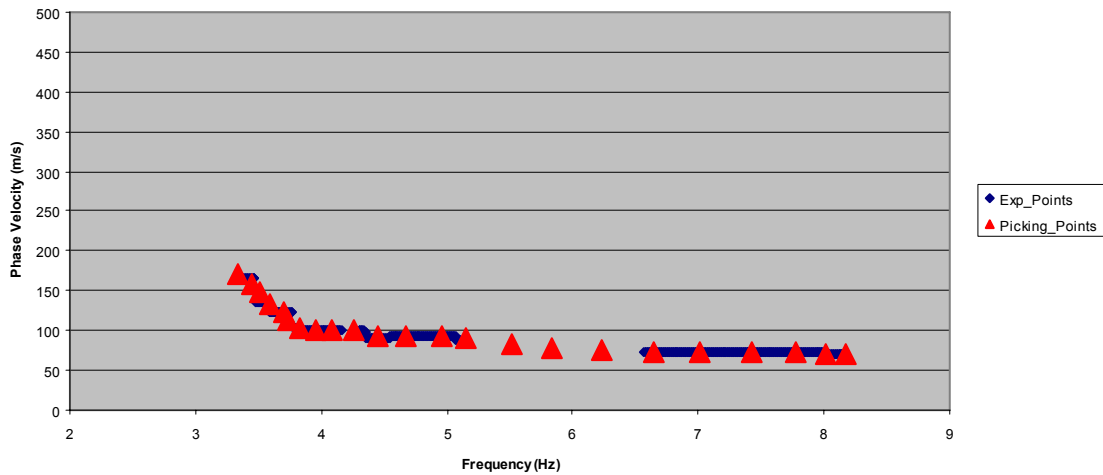
Γράφημα Excel 8.2 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Gorgoglione



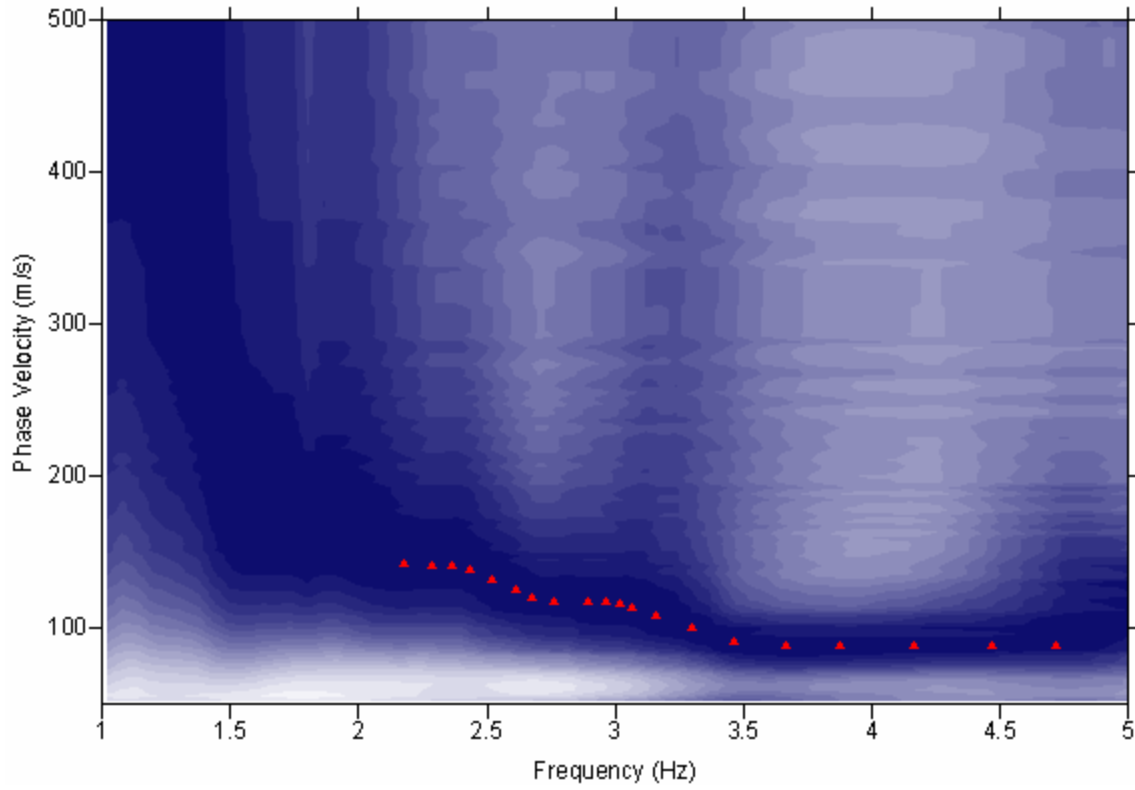
Γράφημα Surfer 8.3 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



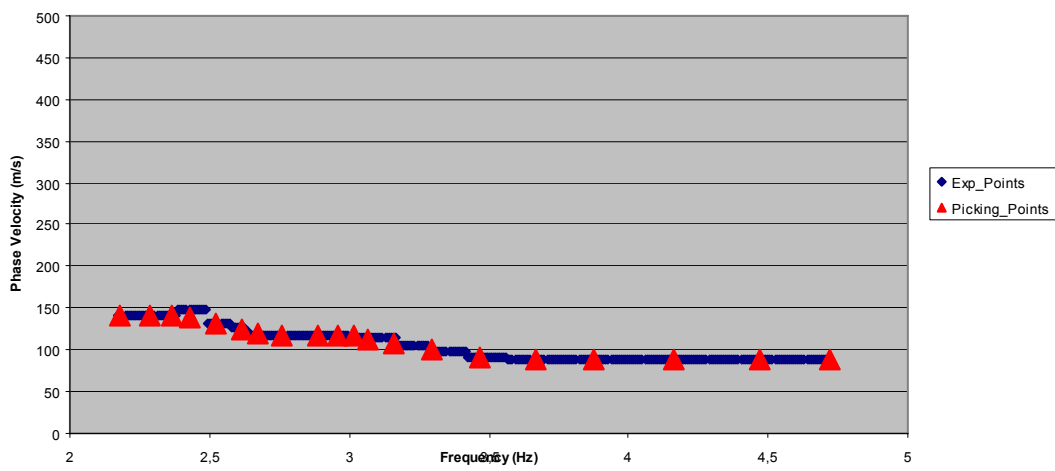
Γράφημα Excel 8.3 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Pescorapano



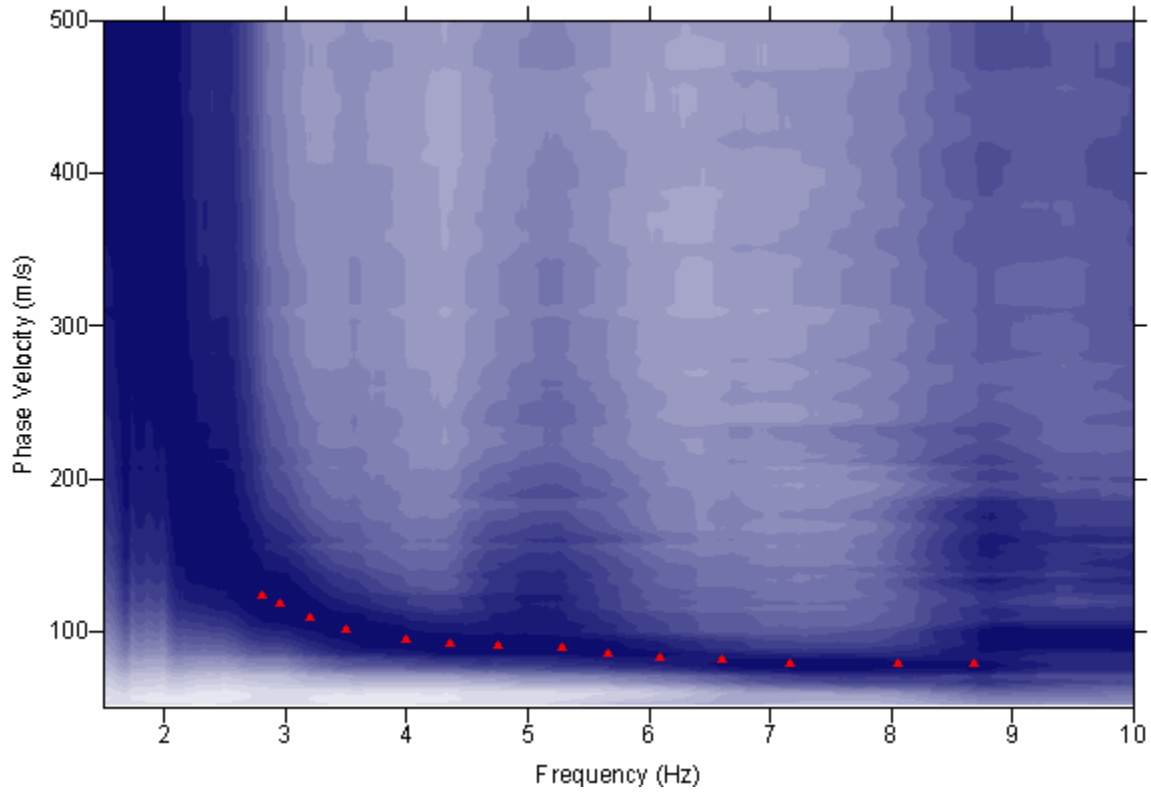
Γράφημα Surfer 8.4 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



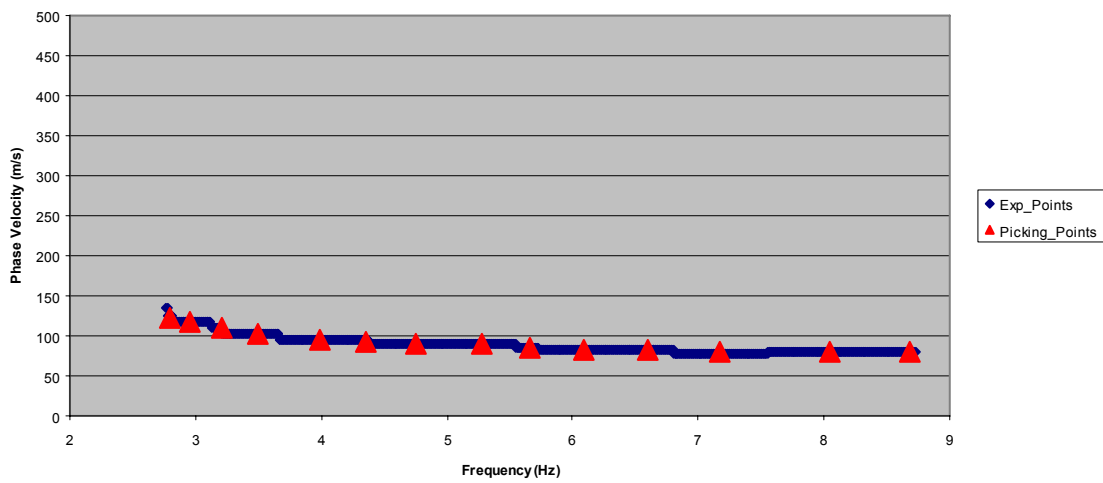
Γράφημα Excel 8.4 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Rapolla



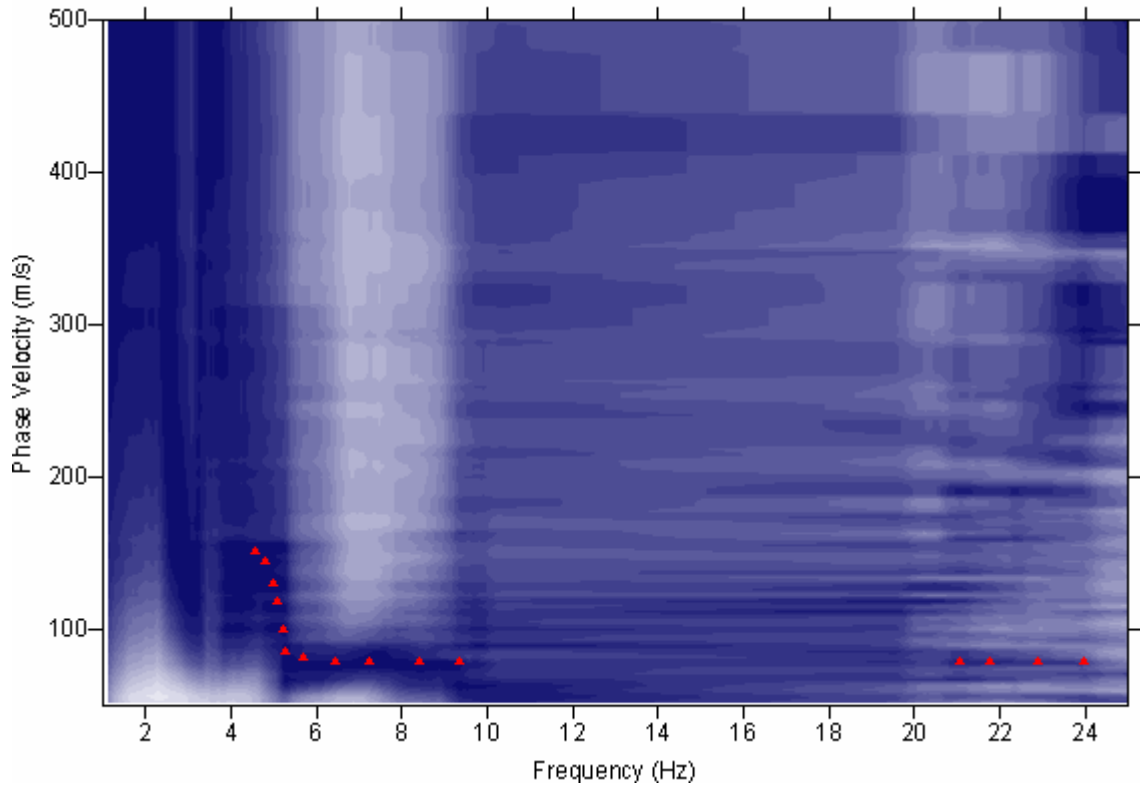
Γράφημα Surfer 8.5 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



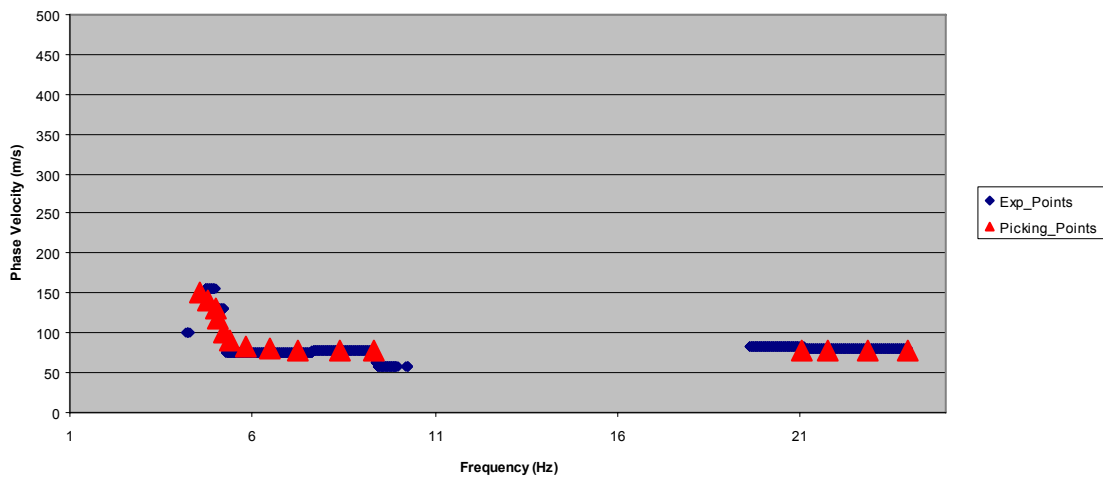
Γράφημα Excel 8.5 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Ruvo del Monte



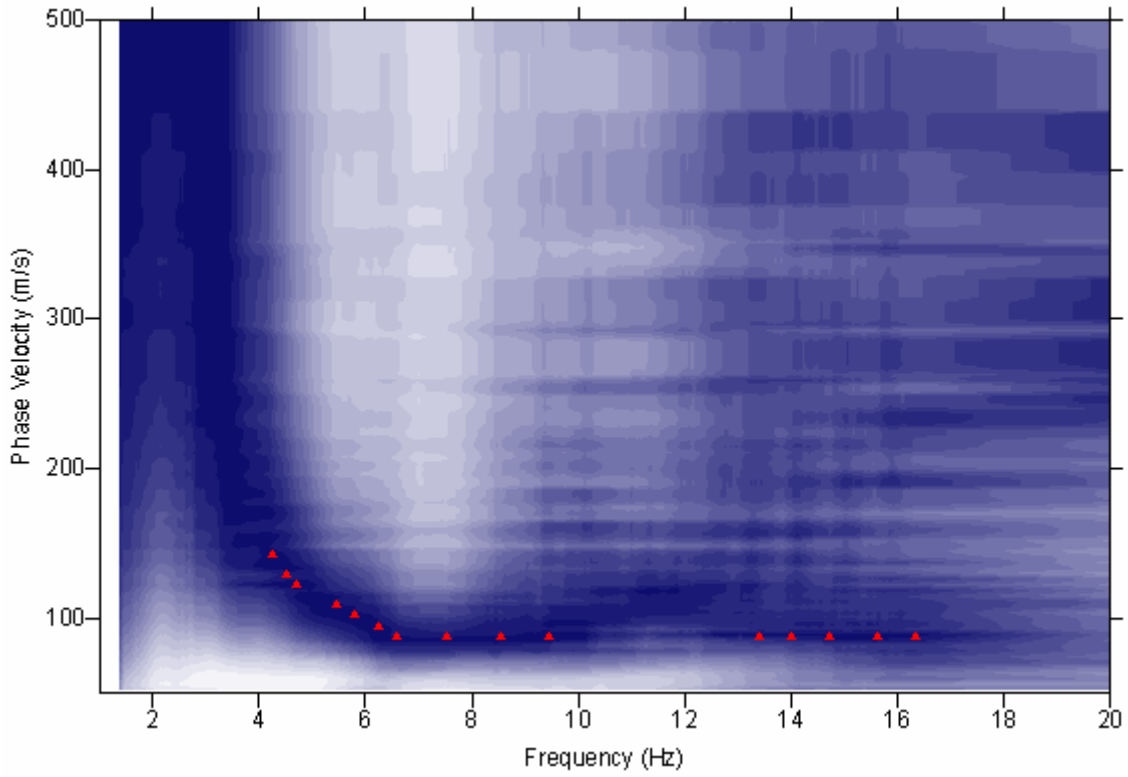
Γράφημα Surfer 8.6 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



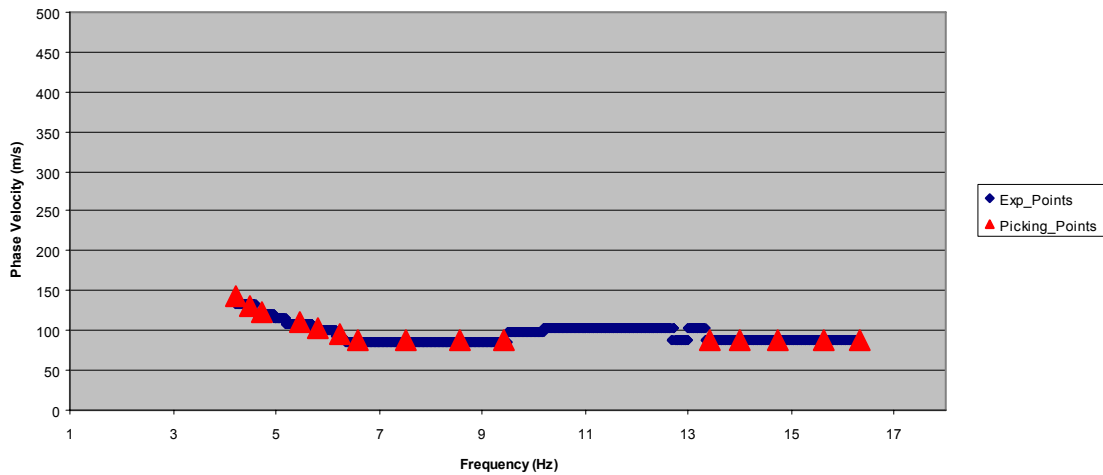
Γράφημα Excel 8.6 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

San Fele



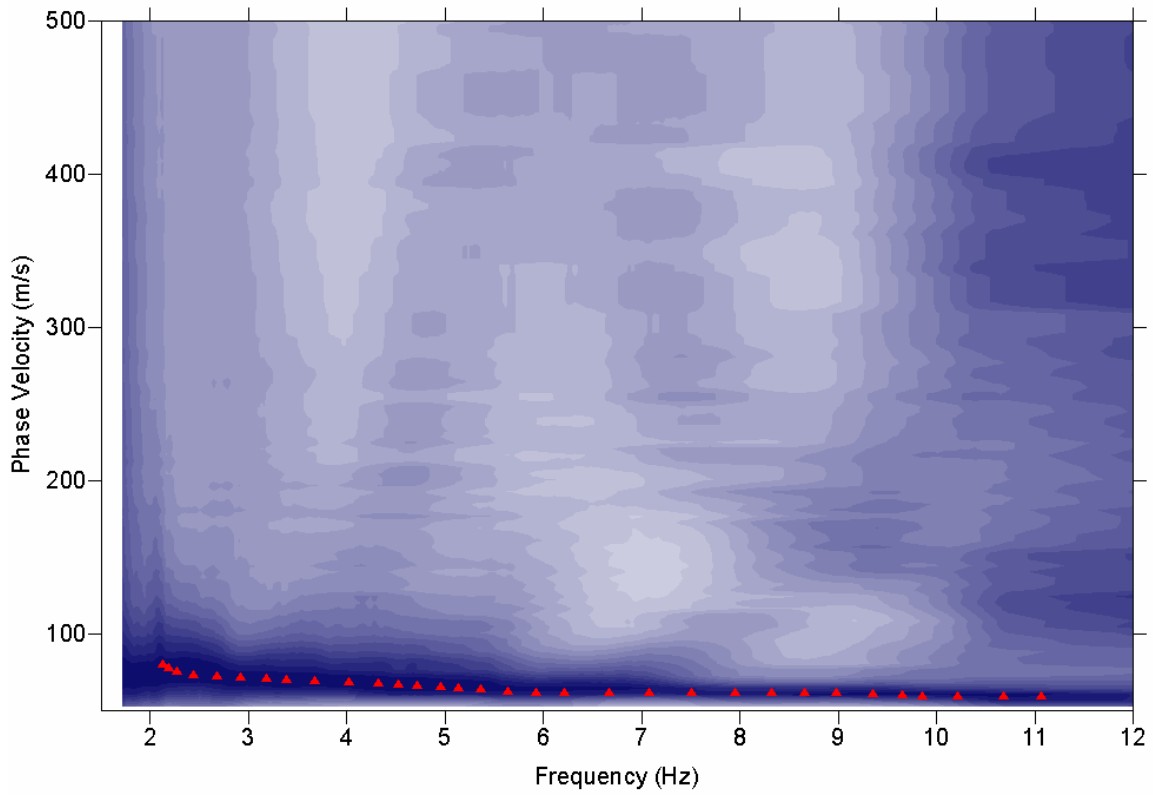
Γράφημα Surfer 8.7 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve



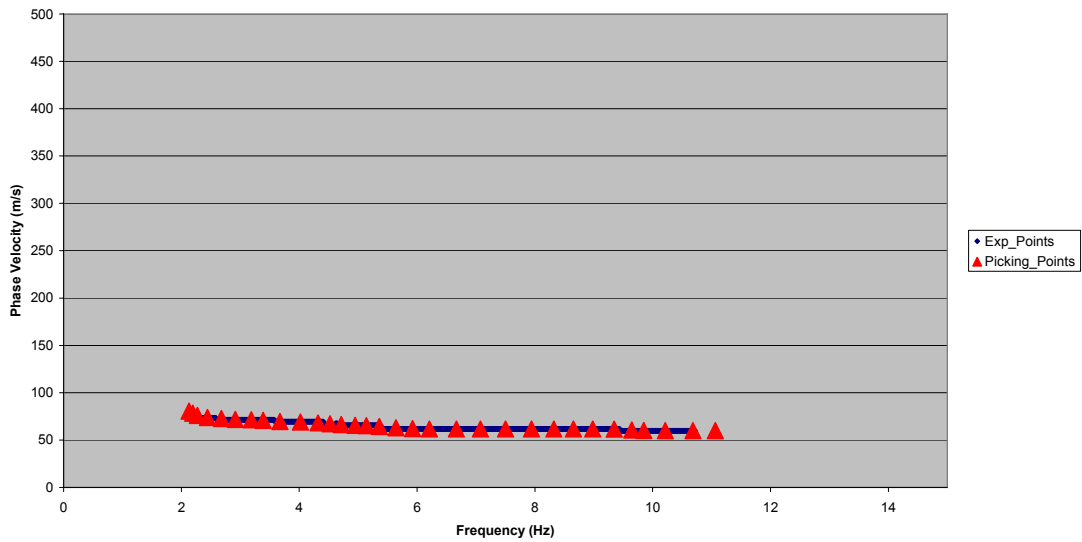
Γράφημα Excel 8.7 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

Villa d'Agri



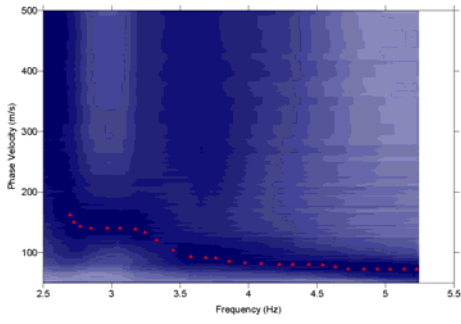
Γράφημα Surfer 8.8 Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve

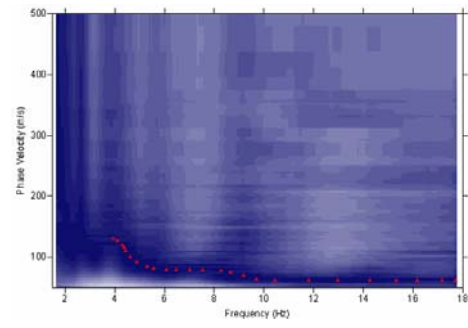


Γράφημα Excel 8.8 Πειραματική vs Επιλεγμένη καμπύλη διασποράς

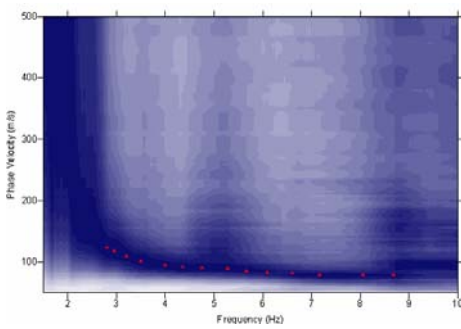
Aliano



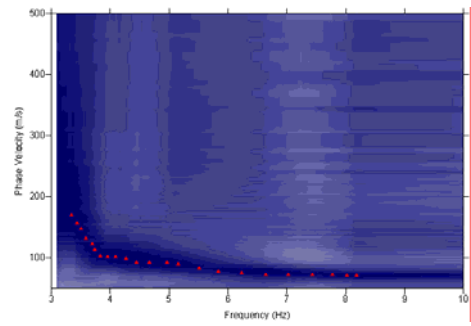
Balvano



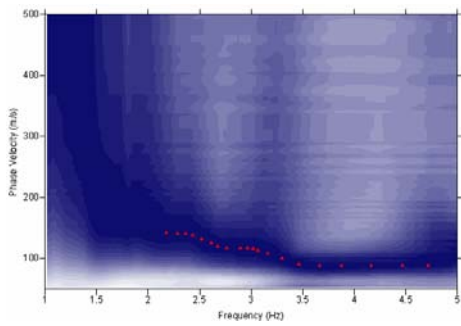
Gorgoglione



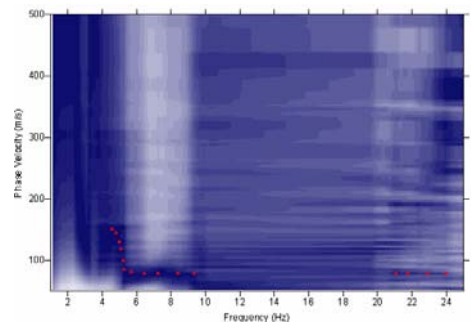
Pescopagano



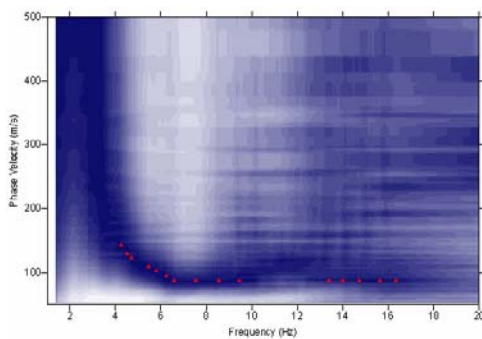
Rapolla



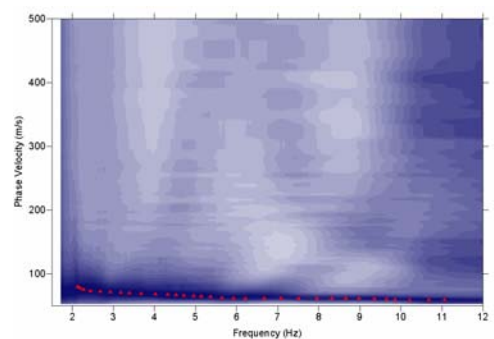
Ruvo del Monte



San Fele



Villa d'Agri

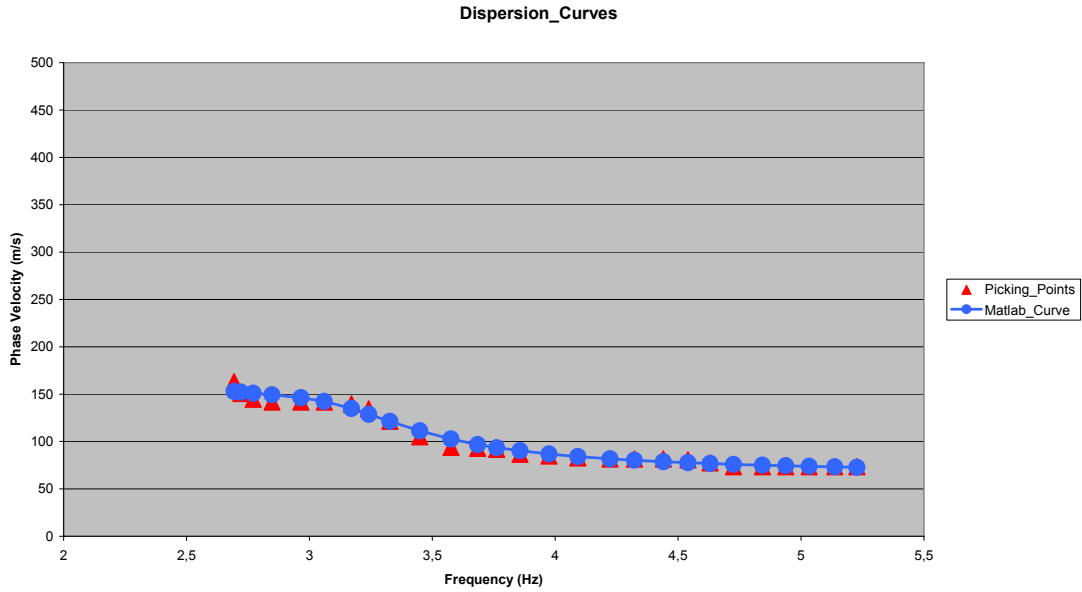


Μετά την επιλογή των καμπύλων διασποράς ακολουθεί η διαδικασία της αντιστροφής όπου προκύπτει η νέα καμπύλη διασποράς μετά την αντιστροφή όπως την υπολόγισε το λογισμικό Matlab. Έτσι προκύπτει ένα γράφημα που περιέχει την καμπύλη διασποράς των σημείων που επιλέξαμε από το Surfer και τη νέα αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς που υπολόγισε το Matlab.

Το δεύτερο και σημαντικότερο διάγραμμα που εξάγεται μετά την αντιστροφή είναι το μοντέλο ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων σε σχέση με το βάθος. Παρακάτω παρουσιάζονται ανά περιοχή τα δύο αυτά διαγράμματα.

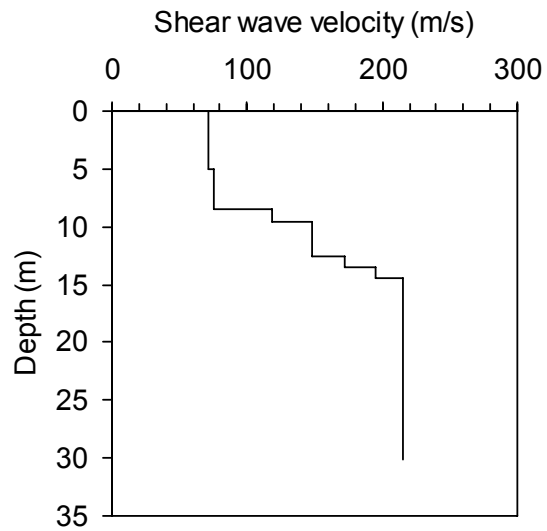
8.1.3 Μοντέλα ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος

Aliano



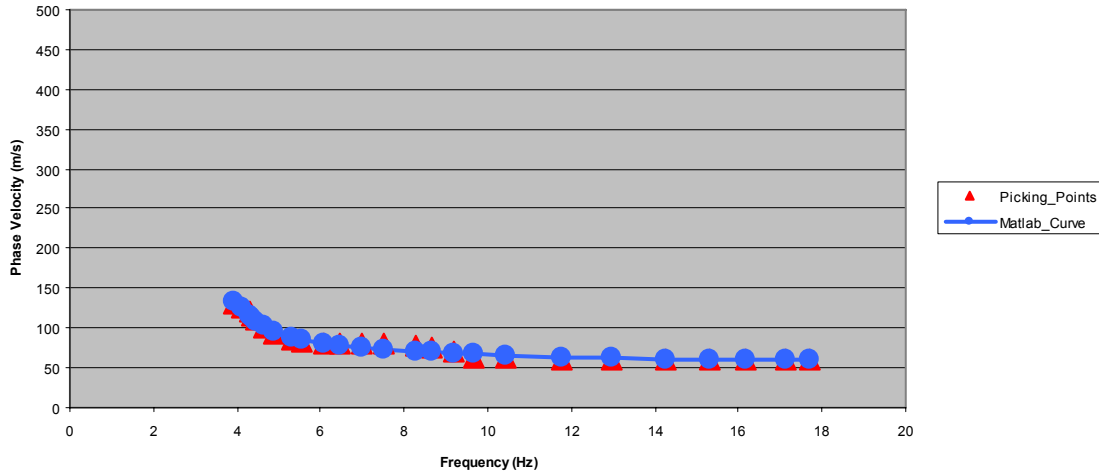
Γράφημα Excel 8.1 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 1



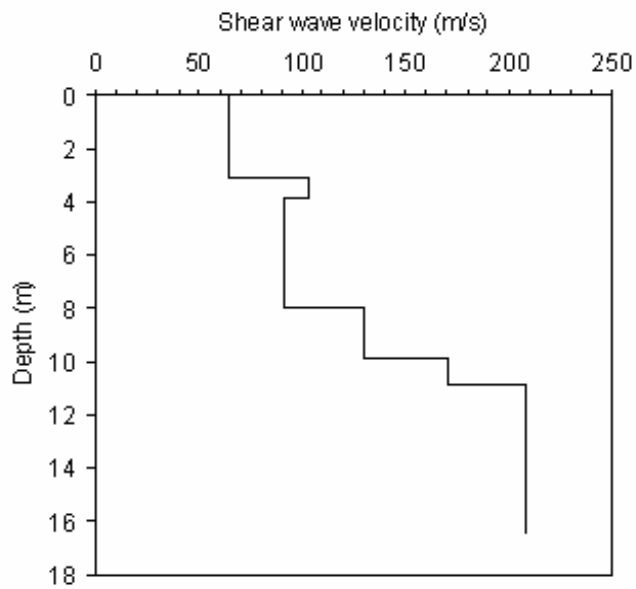
Balvano

Dispersion_Curves



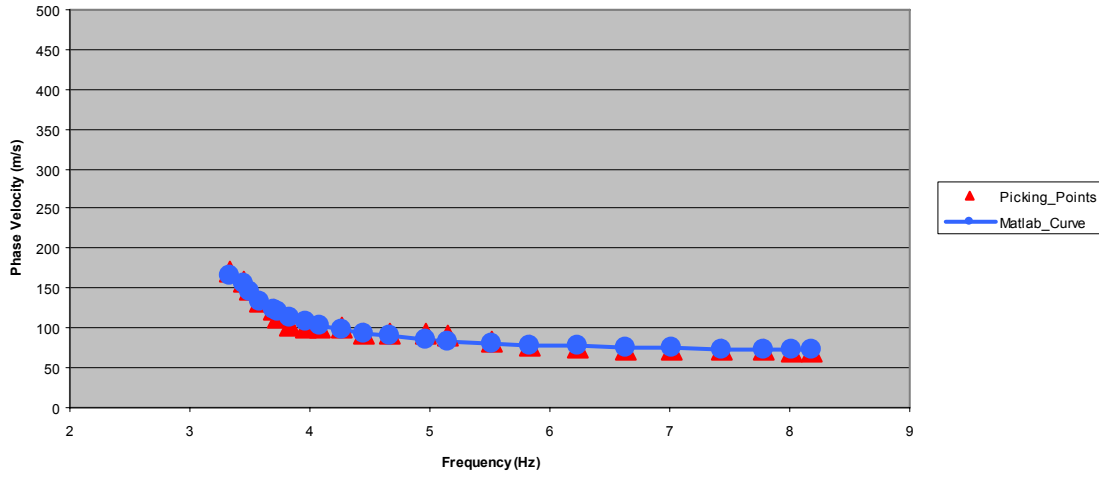
Γράφημα Excel 8.2 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 2



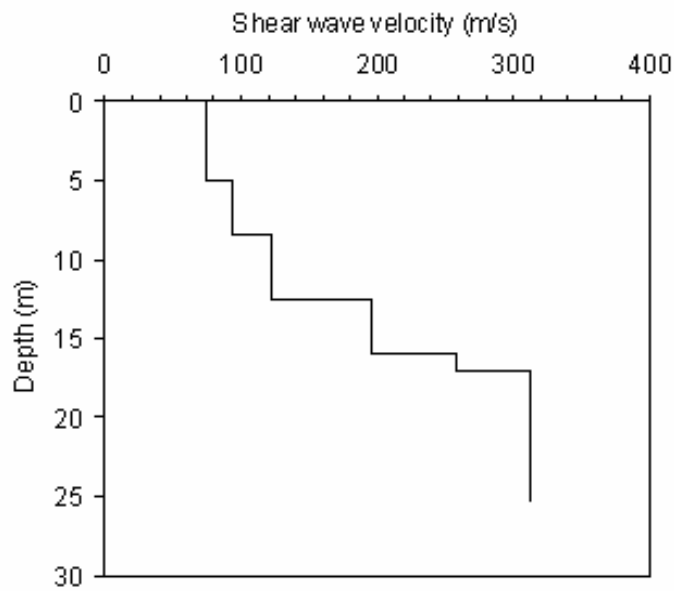
Gorgoglione

Dispersion_Curves



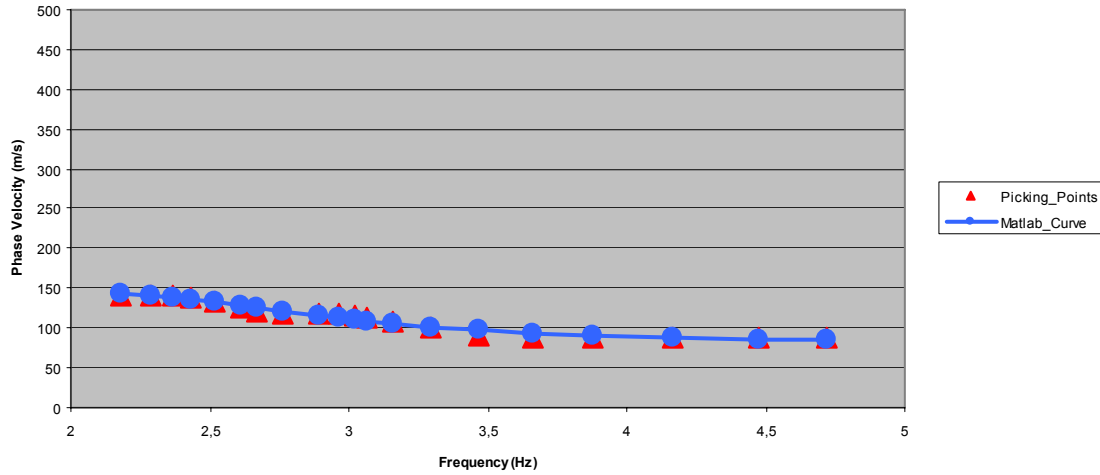
Γράφημα Excel 8.3 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 3



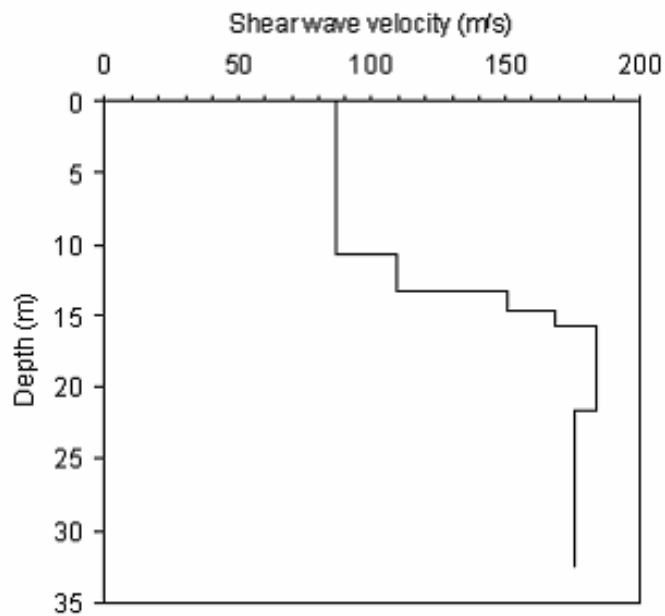
Pescopragano

Dispersion_Curves



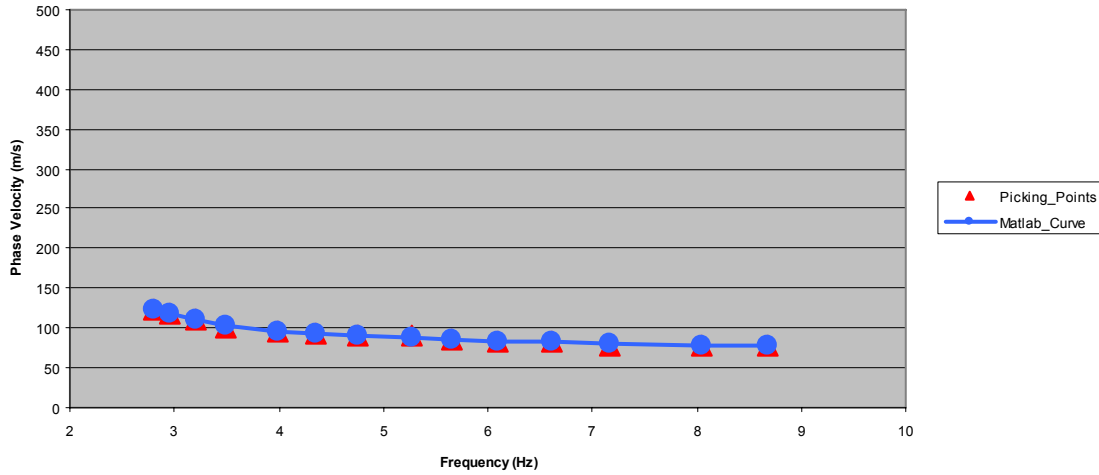
Γράφημα Excel 8.4 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 4



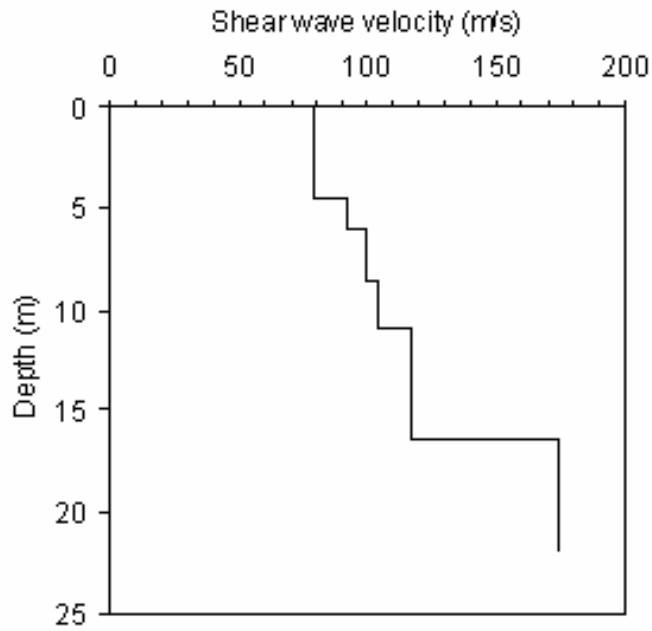
Rapolla

Dispersion_Curves

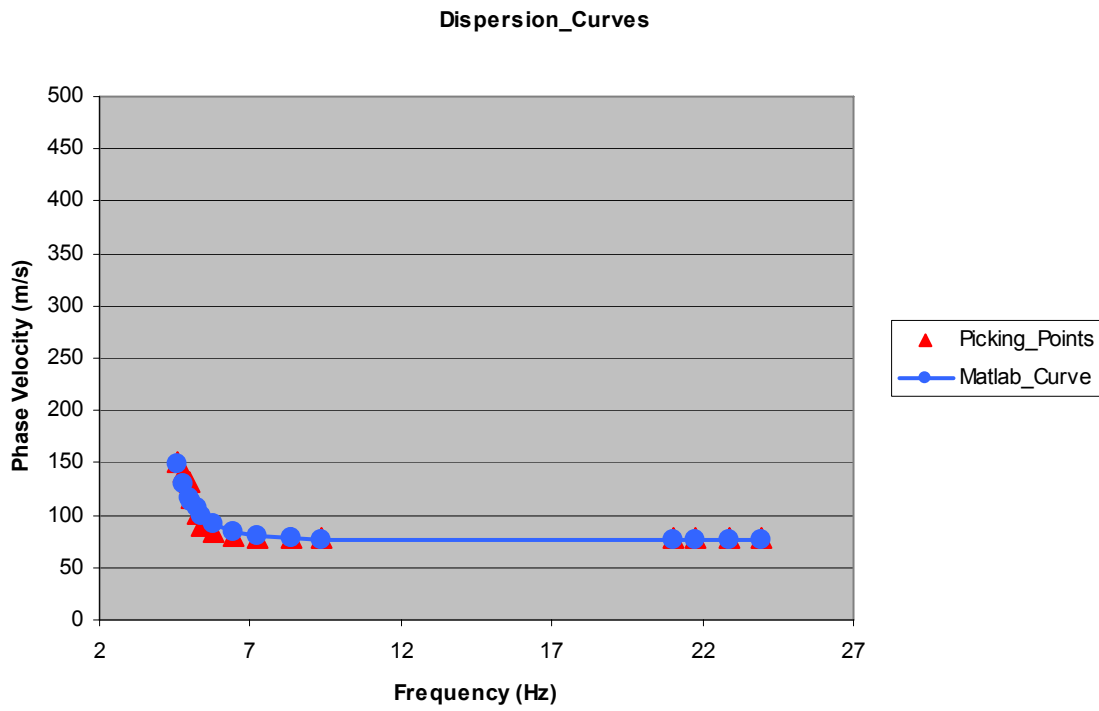


Γράφημα Excel 8.5 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 5

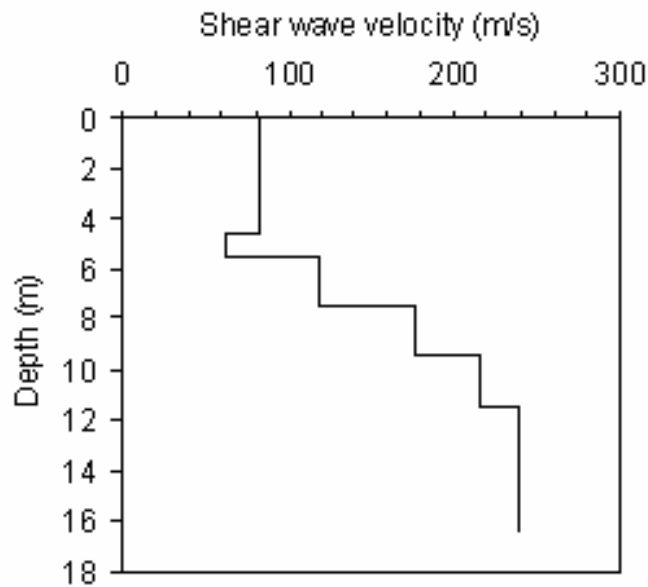


Ruvo del Monte



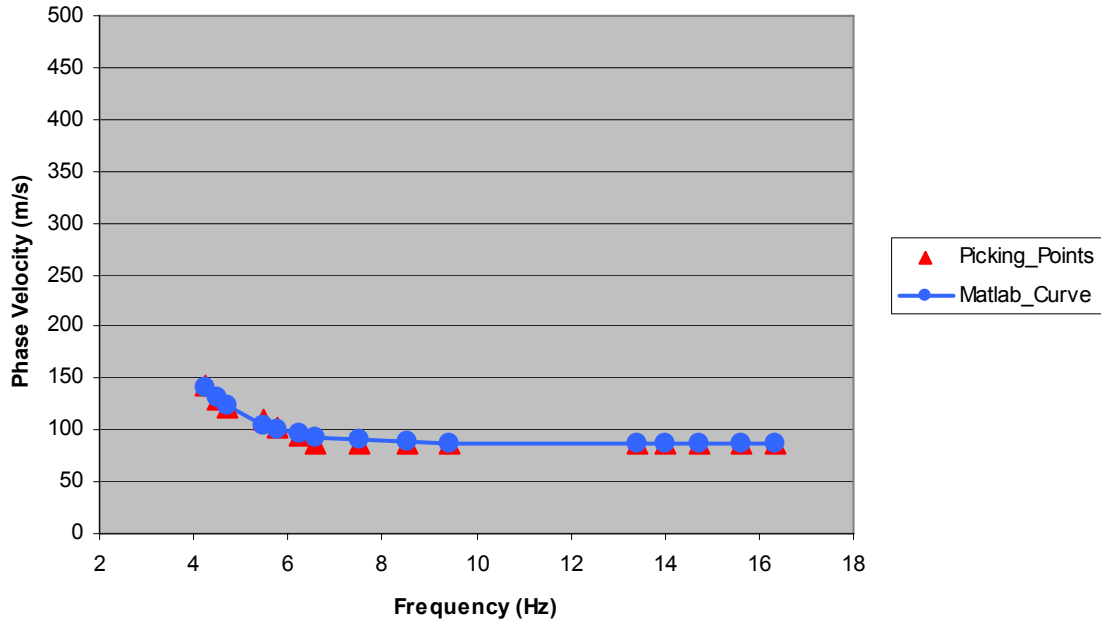
Γράφημα Excel 8.6 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 6



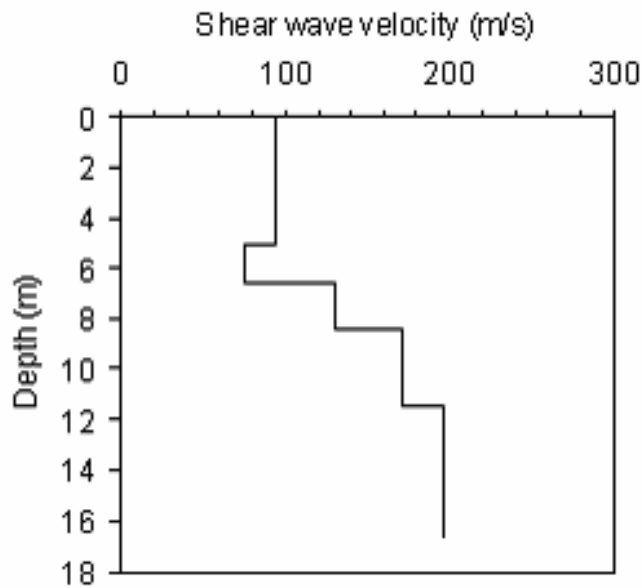
San Fele

Dispersion_Curves

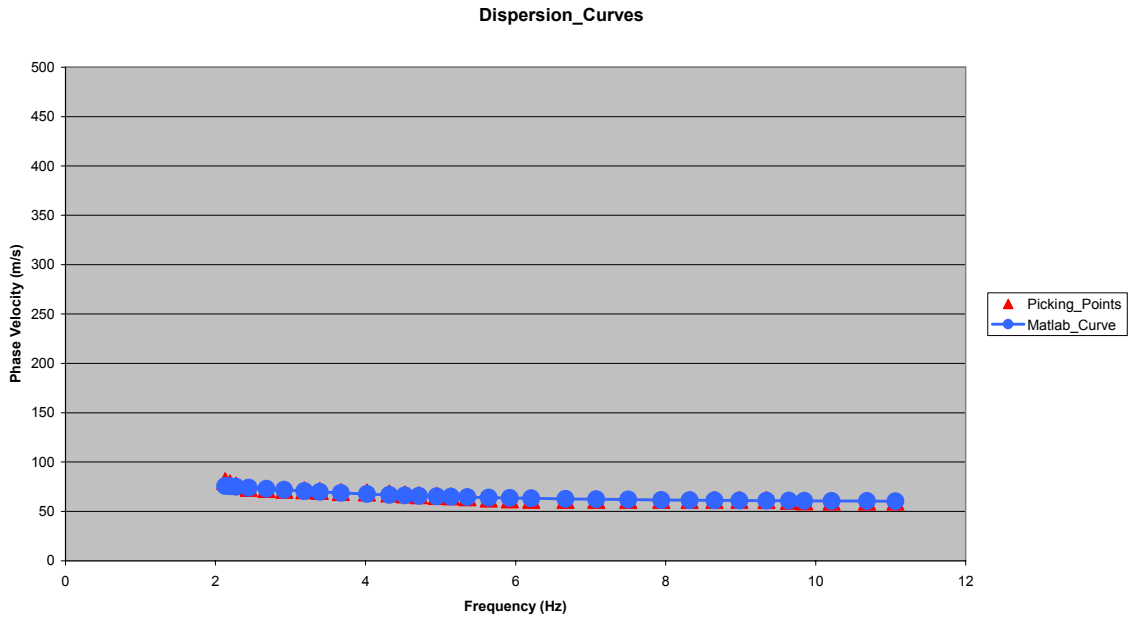


Γράφημα Excel 8.7 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

Μοντέλο 7

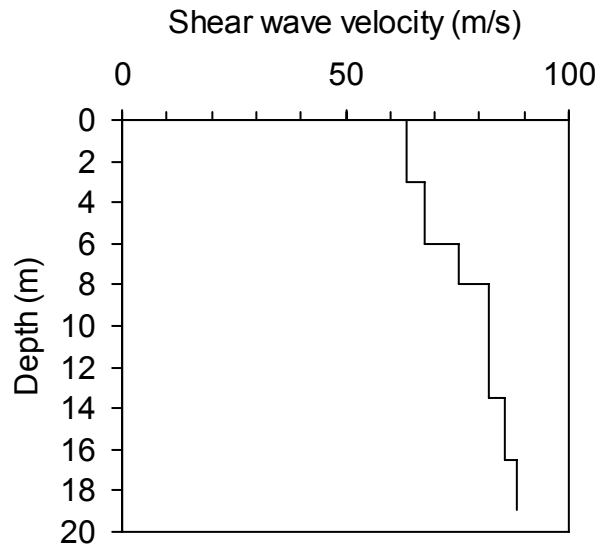


Villa d'Agri

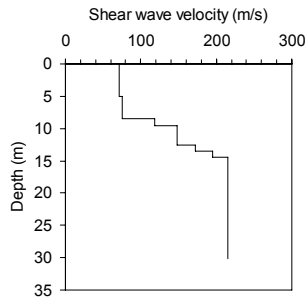


Γράφημα Excel 8.8 Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη καμπύλη διασποράς

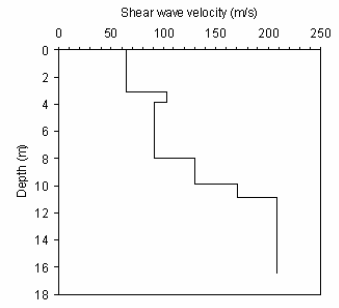
Μοντέλο 8



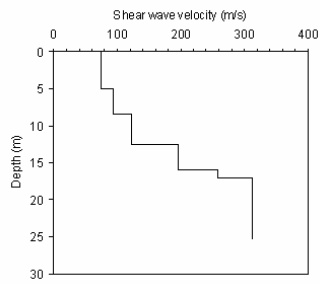
Aliano



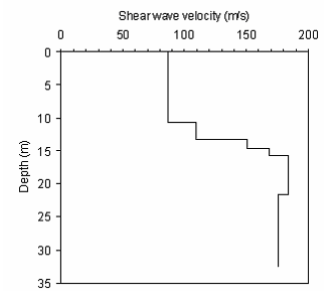
Balvano



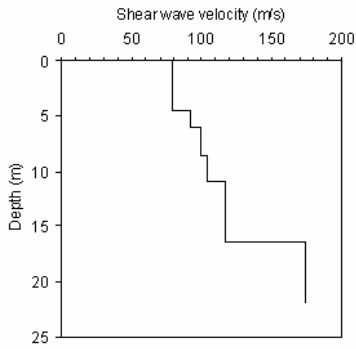
Gorgoglione



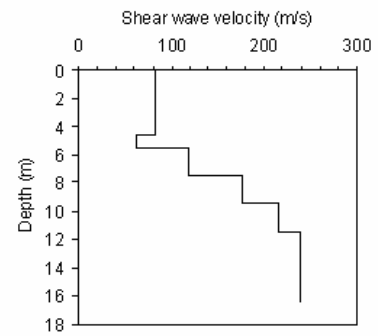
Pescopagano



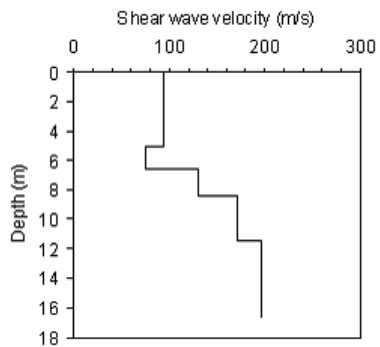
Rapolla



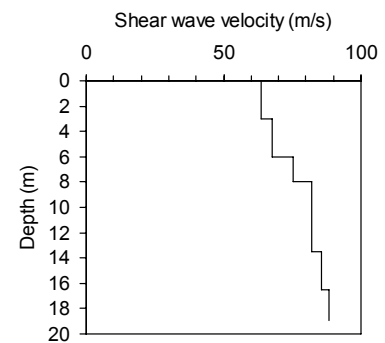
Ruvo del Monte



San Fele



Villa d'Agri

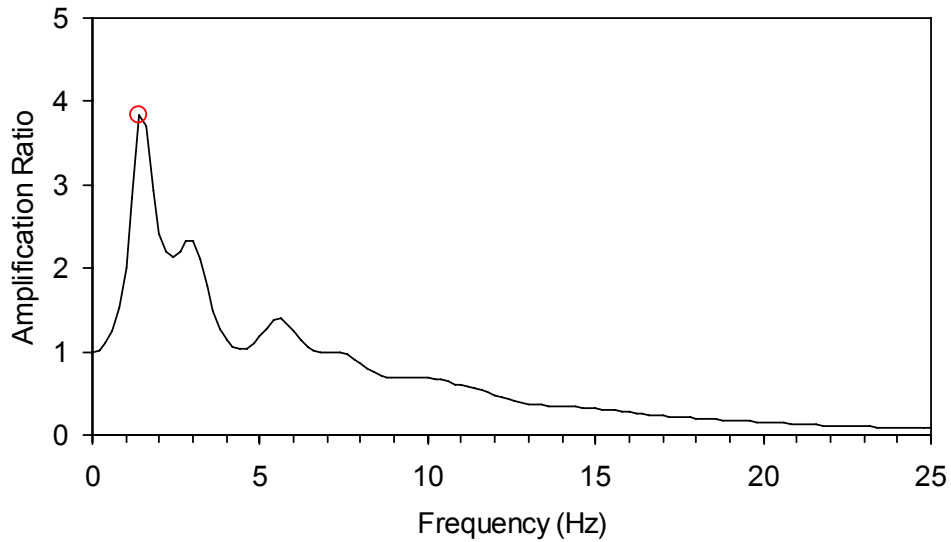


Σε αυτό το στάδιο της ανάλυσης όπου έχουμε αποκτήσει τα μοντέλα (προφίλ) ταχυτήτων των εγκαρσίων κυμάτων για όλες τις περιοχές μπορούμε να υπολογίσουμε τον συντελεστή ενίσχυσης σε σχέση με τη συχνότητα, όπως και τον κώδικα χαρακτηρισμού εδαφών V_{S30} . Παρακάτω παρουσιάζονται ανά περιοχή τα αποτελέσματα των υπολογισμών για τους δύο παραπάνω συντελεστές.

8.1.4 Συντελεστής Ενίσχυσης και Κώδικας V_{S30}

Aliano

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.84
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	1.4



Γράφημα Ενίσχυσης 8.1 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Πίνακας 8.1

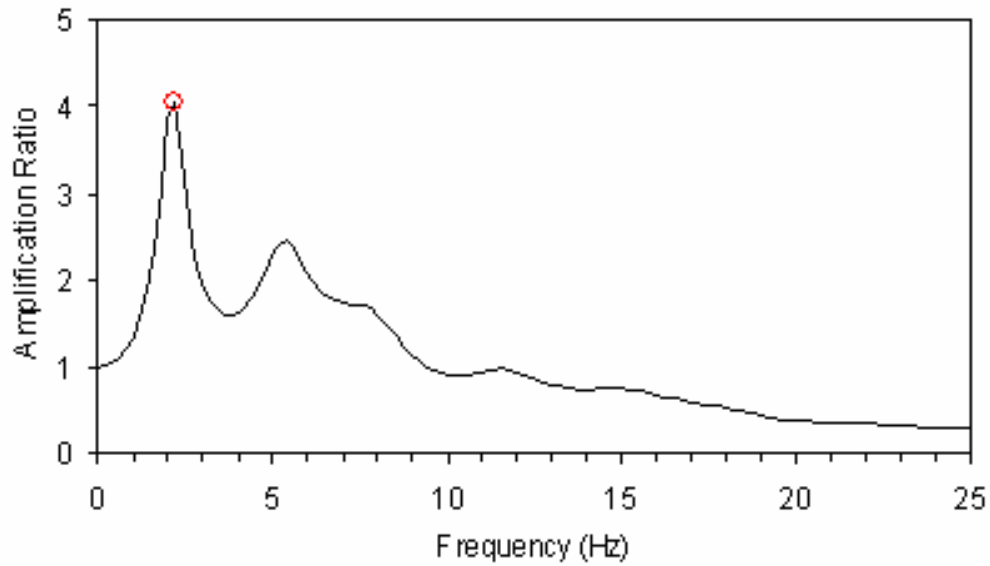
Πάχη Στρωμάτων (m)	V_{Shear} (m/s)
5	71.43
3.5	75.5
1	117.77
3	147.47
1	172.59
1	194.82
15.7	215.43
0	223.71

$V_{S30} = 131.88$ m/s

Κατηγορία = D

Balvano

Μέγιστη Ενίσχυση =	4.04
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	2.2



Γράφημα Ενίσχυσης 8.2 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Πίνακας 8.2

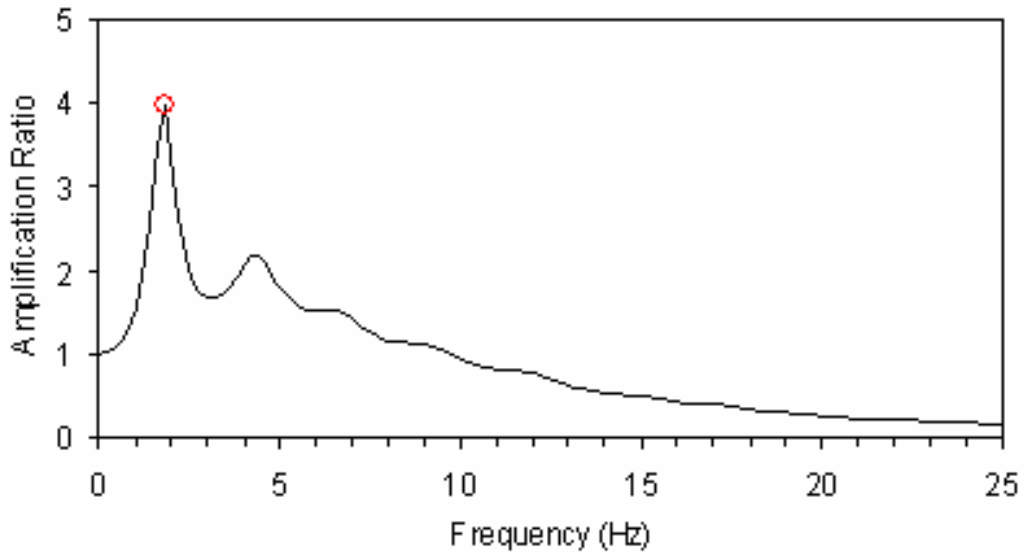
Πάχη Στρωμάτων (m)	V _{Shear} (m/s)
3.1	63.74
0.7	102.61
4.2	90.33
1.9	129.61
1	170.51
5.6	208.13
0	215.89

V_{s30} = 110.45 m/s

Κατηγορία = D

Gorgoglione

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.98
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	1.8



Γράφημα Ενίσχυσης 8.3 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Πίνακας 8.3

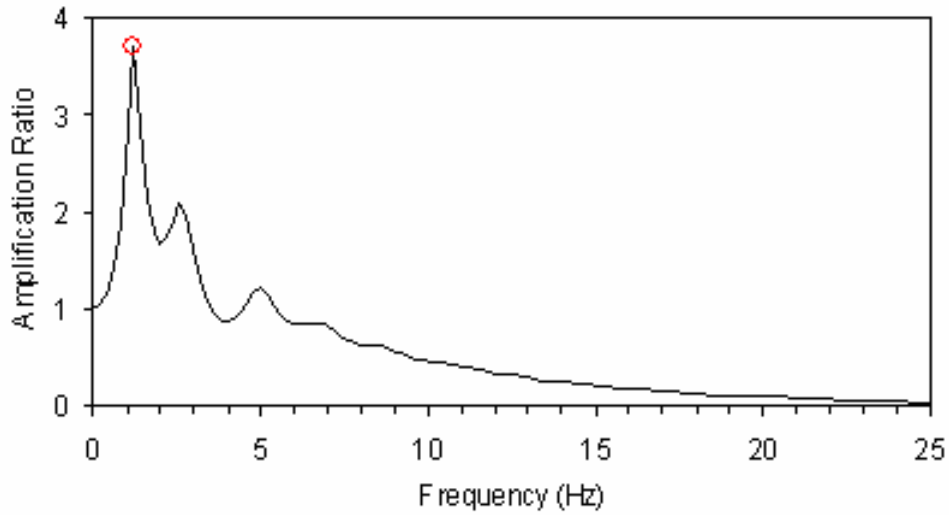
Πάχη Στρωμάτων (m)	V _{Shear} (m/s)
5	73.63
3.5	93.23
4	122.53
3.5	197.13
1	258.64
8.4	312.96
0	327.05

V_{S30} = 136.15 m/s

Κατηγορία = D

Pescorapano

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.71
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	1.2



Γράφημα Ενίσχυσης 8.4 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

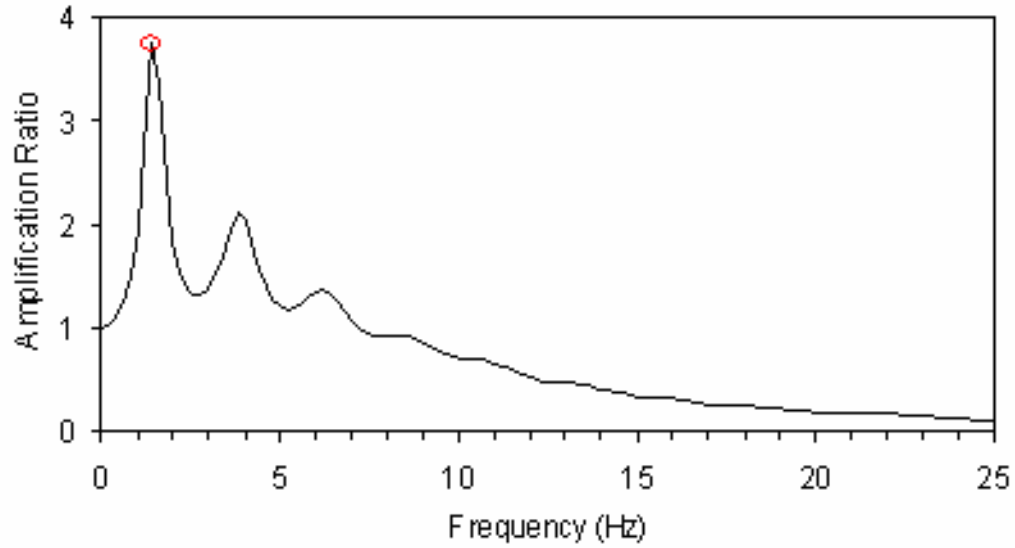
Πίνακας 8.4

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
10.7	86.43
2.5	109.57
1.5	150.79
1	168.77
6	183.59
10.9	175.85
0	191.40

$V_{S30} = 126.77 \text{ m/s}$
Κατηγορία = D

Rapolla

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.73
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	1.4



Γράφημα Ενίσχυσης 8.5 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

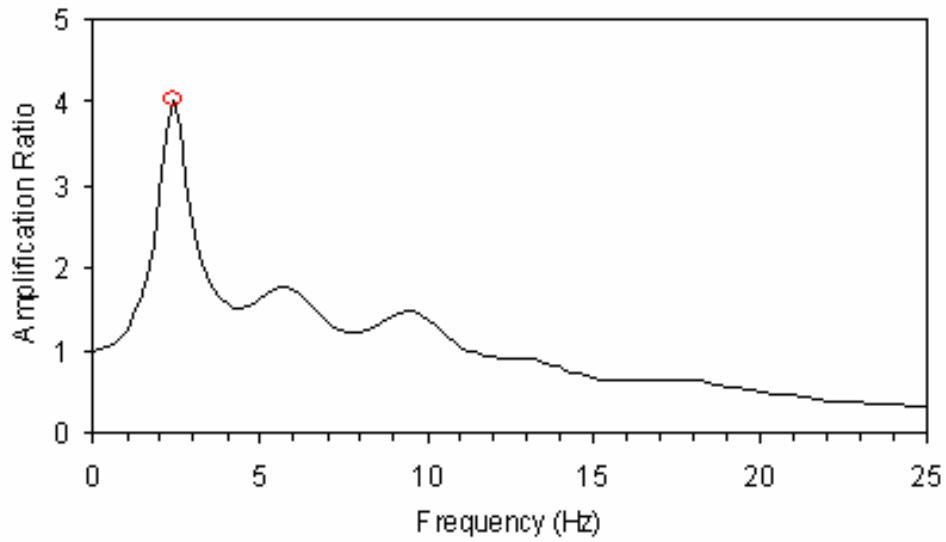
Πίνακας 8.5

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
4.5	79.53
1.5	92.54
2.5	100.27
2.5	104.63
5.5	117.41
5.5	174.49
0	206.79

V_{S30} = 110.01 m/s
Κατηγορία = D

Ruvo del Monte

Μέγιστη Ενίσχυση =	4.02
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	2.4



Γράφημα Ενίσχυσης 8.6 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

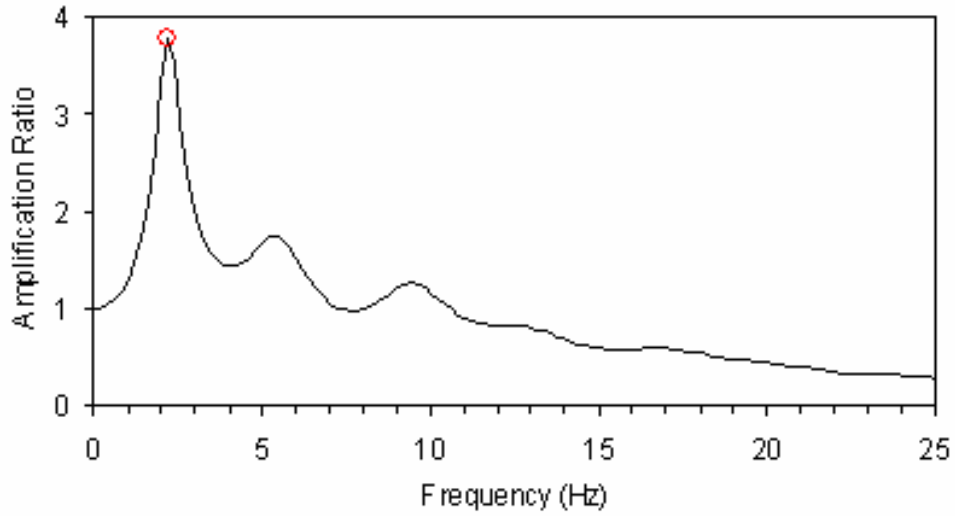
Πίνακας 8.6

Πάχη Στρωμάτων (m)	V Shear (m/s)
4.5	81.52
1	62.02
2	118.28
2	177.81
2	215.57
5	239.70
0	246.12

$V_{s30} = 127.30 \text{ m/s}$
Κατηγορία = D

San Fele

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.77
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	2.2



Γράφημα Ενίσχυσης 8.7 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

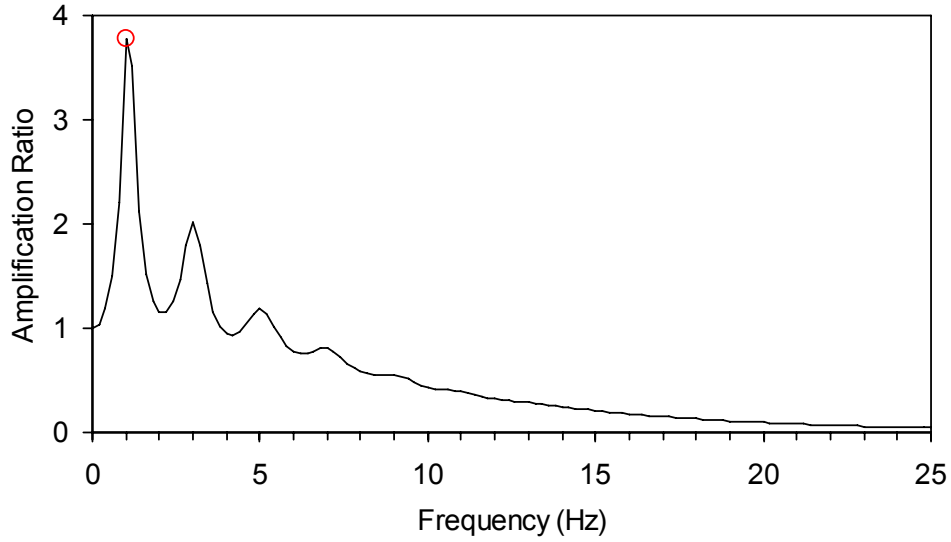
Πίνακας 8.7

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
5	93.90
1.5	75.12
2	130.39
3	171.77
5.2	195.95
0	205.37

V_{S30} = 125.98 m/s
Κατηγορία = D

Villa d'Agri

Μέγιστη Ενίσχυση =	3.77
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	1.0



Γράφημα Ενίσχυσης 8.8 Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Πίνακας 8.8

Πάχη Στρωμάτων	V_Shear (m/s)
3	63.58
3	67.93
2	75.18
5.5	81.99
3	85.71
2.4	88.19
0	89.99

$V_{S30} = 76.44 \text{ m/s}$
Κατηγορία = S1

Εφόσον έχουμε υπολογίσει τον συντελεστή ενίσχυσης και τον κώδικα χαρακτηρισμού εδαφών V_{S30} για όλες τις περιοχές μπορούμε να δημιουργήσουμε ένα εποπτικότερο πίνακα για όλες τις περιοχές. Ο πίνακας που προκύπτει παρουσιάζεται παρακάτω:

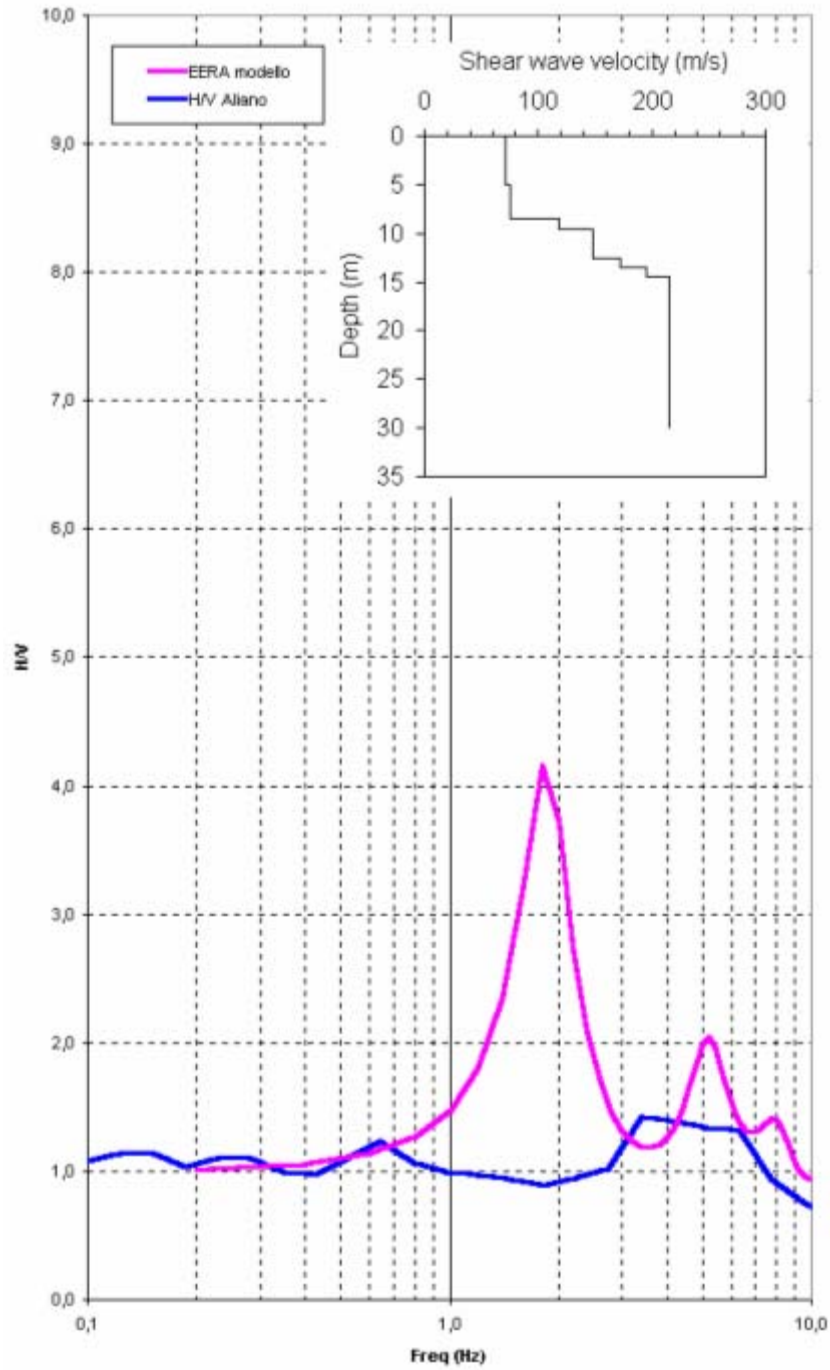
Περιοχή	Μέγιστη Ενίσχυση	Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz)	Κώδικας V_{S30} (m/s)	Κατηγορία Εδάφους
Aliano	3.84	1.4	131.88	D
Balvano	4.04	2.2	110.45	D
Gorgoglione	3.98	1.8	136.15	D
Pescopagano	3.71	1.2	126.77	D
Rapolla	3.73	1.4	110.01	D
Ruvo del Monte	4.02	2.4	127.30	D
San Fele	3.77	2.2	125.98	D
Villa d'Agri	3.77	1.0	76.44	S1

Στο τελικό στάδιο της ανάλυσης έγινε σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου NASW σε σχέση με τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR που είχε πραγματοποιηθεί στις ίδιες περιοχές παλιότερα. Η σύγκριση των αποτελεσμάτων αφορά στο συντελεστή ενίσχυσης σε σχέση με τη συχνότητα.

Παρακάτω παρουσιάζονται οι συγκρίσεις των αποτελεσμάτων σε γραφήματα που περιέχουν τα αποτελέσματα των δύο ερευνητικών τεχνικών για την κάθε περιοχή.

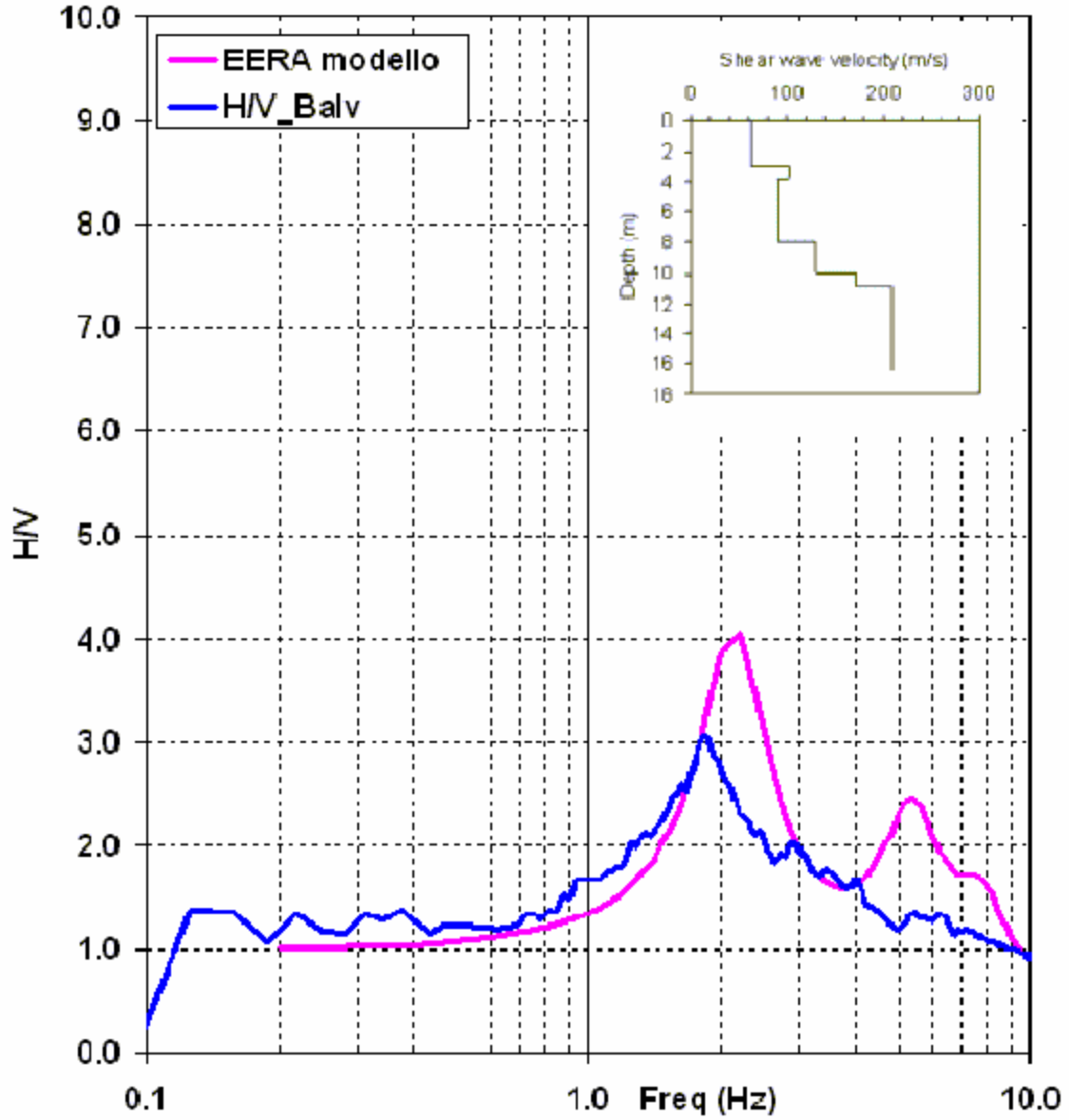
8.1.5 Σύγκριση αποτελεσμάτων μεταξύ NASW και HVSR

Aliano



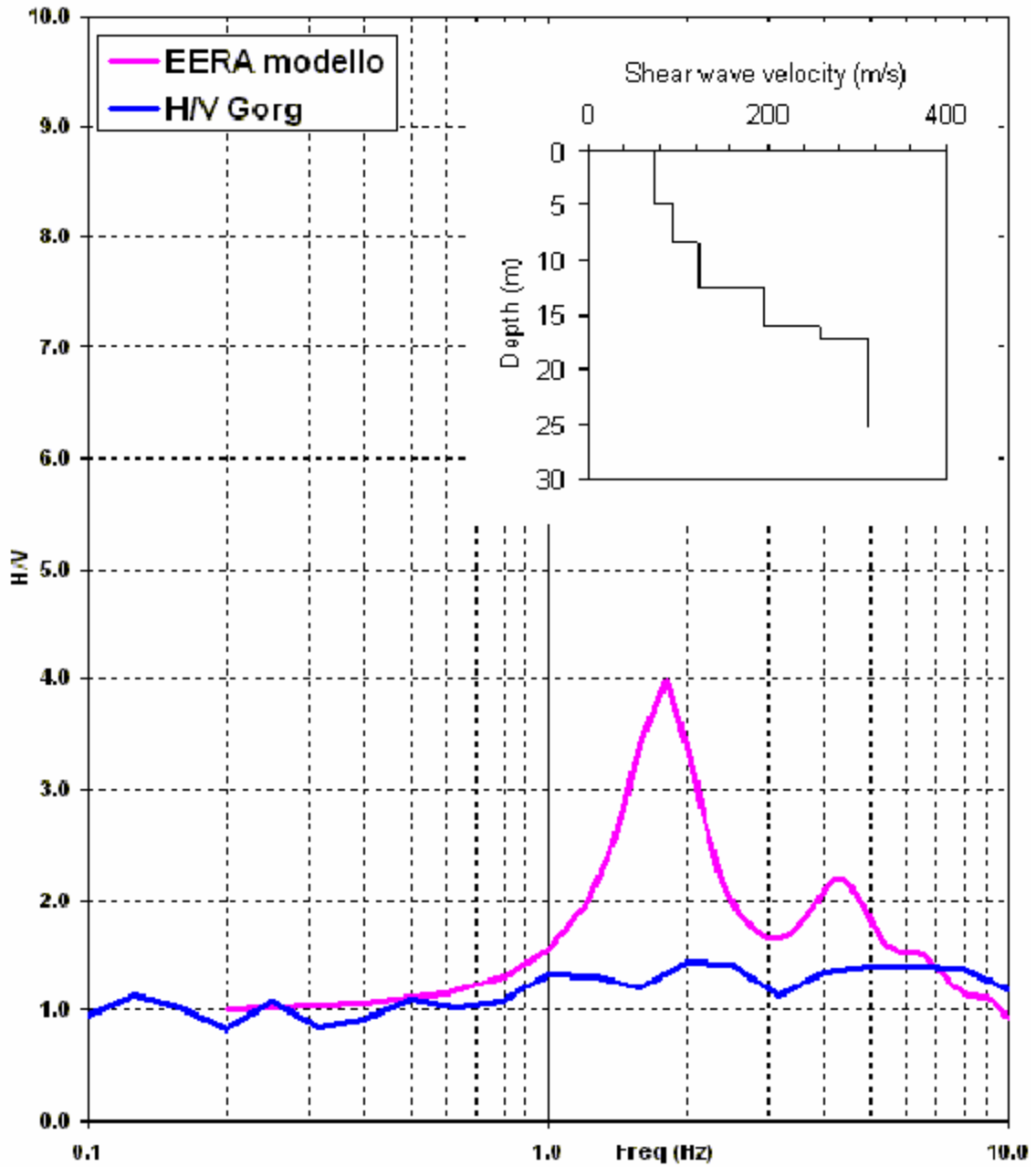
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.1 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

Balvano



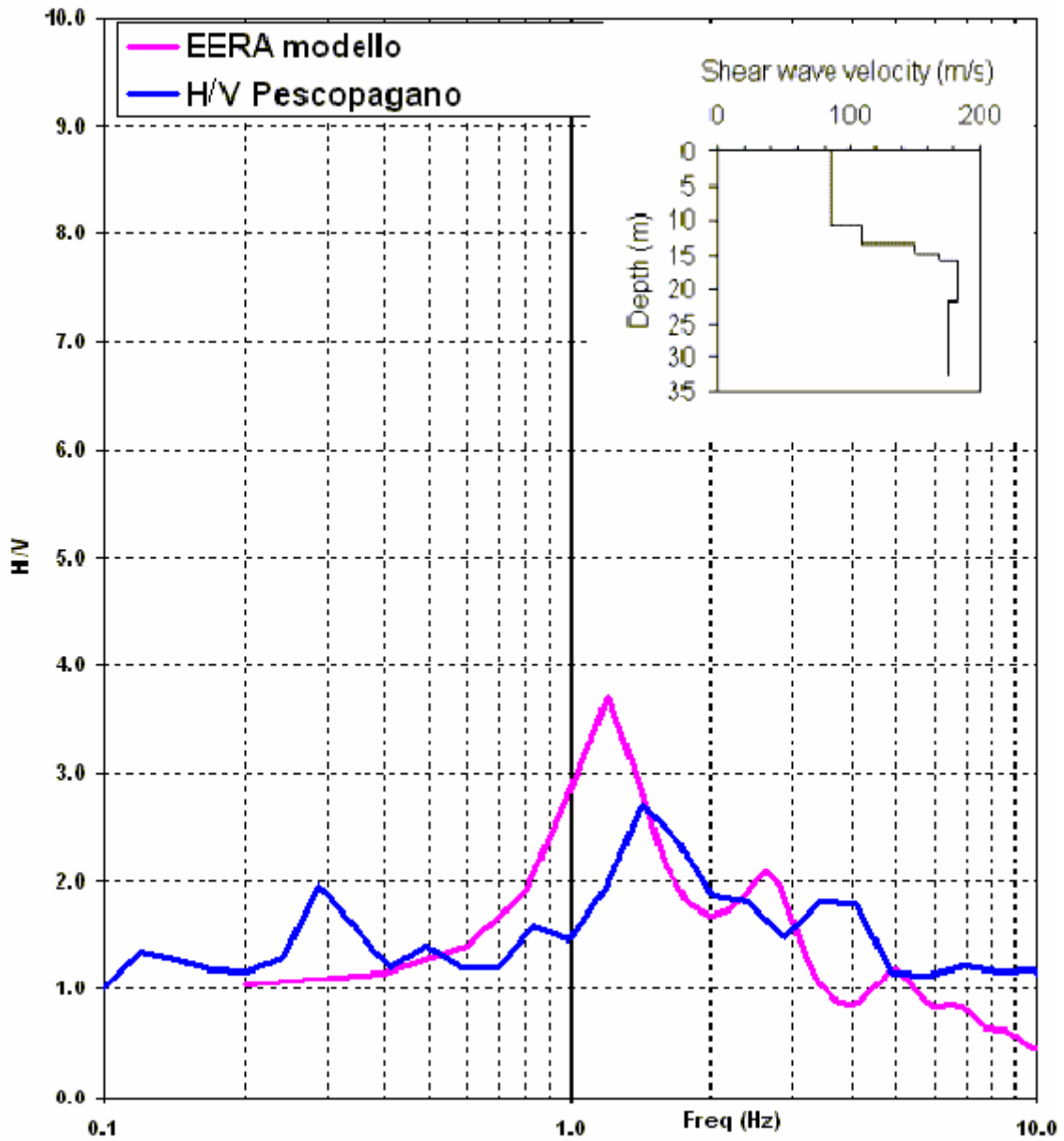
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.2 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

Gorgoglione



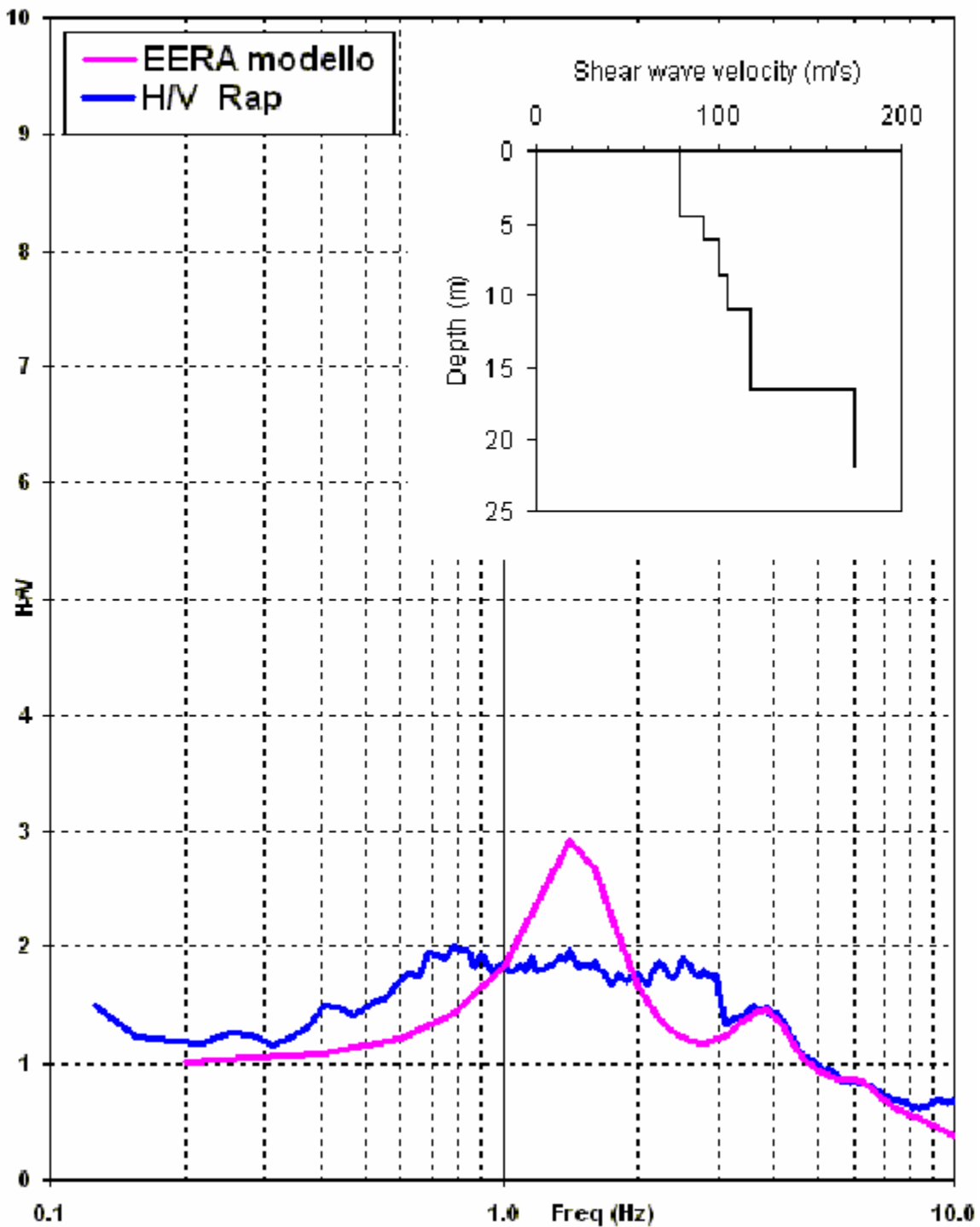
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.3 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

Pescopagano



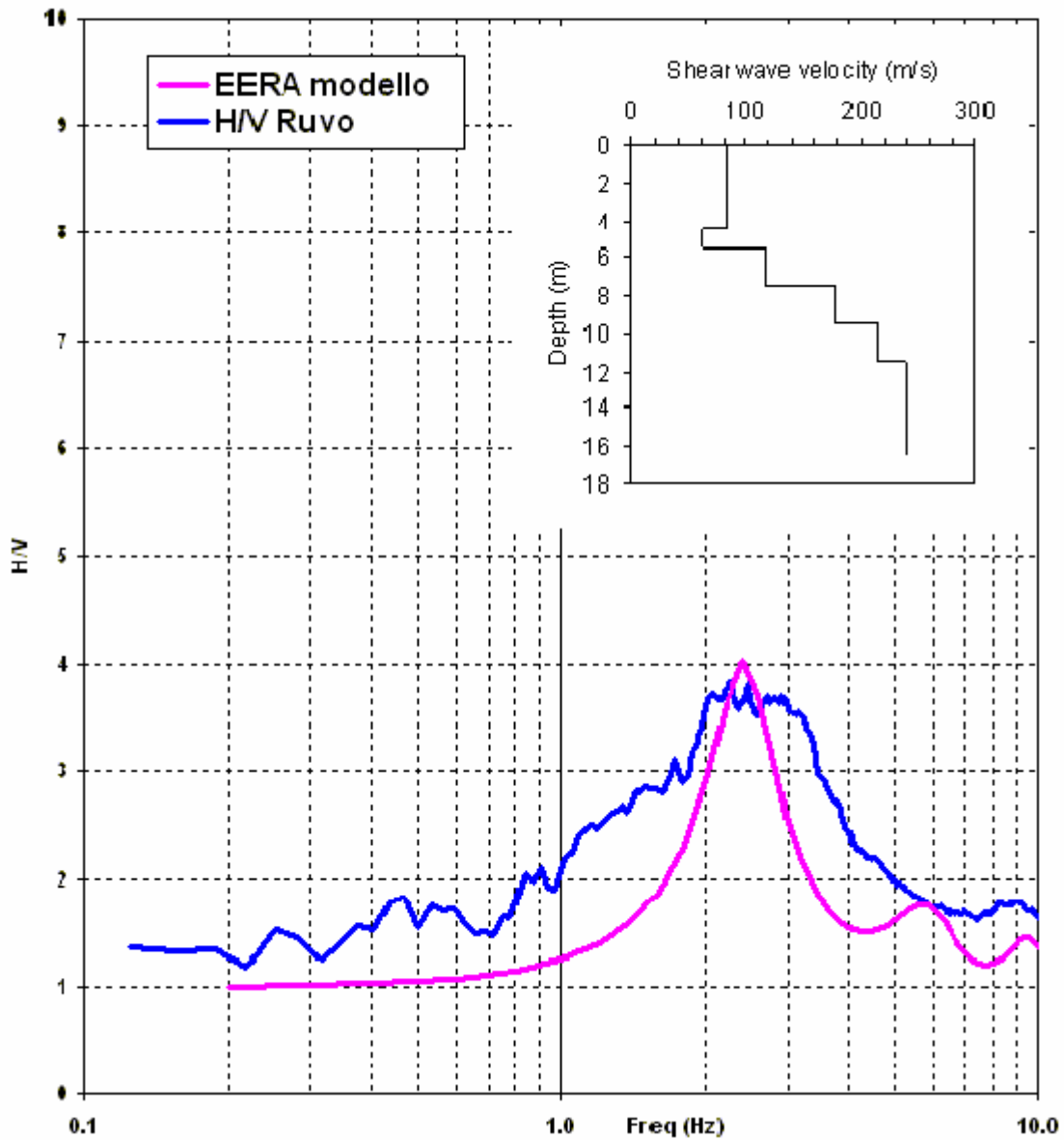
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.4 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

Rapolla



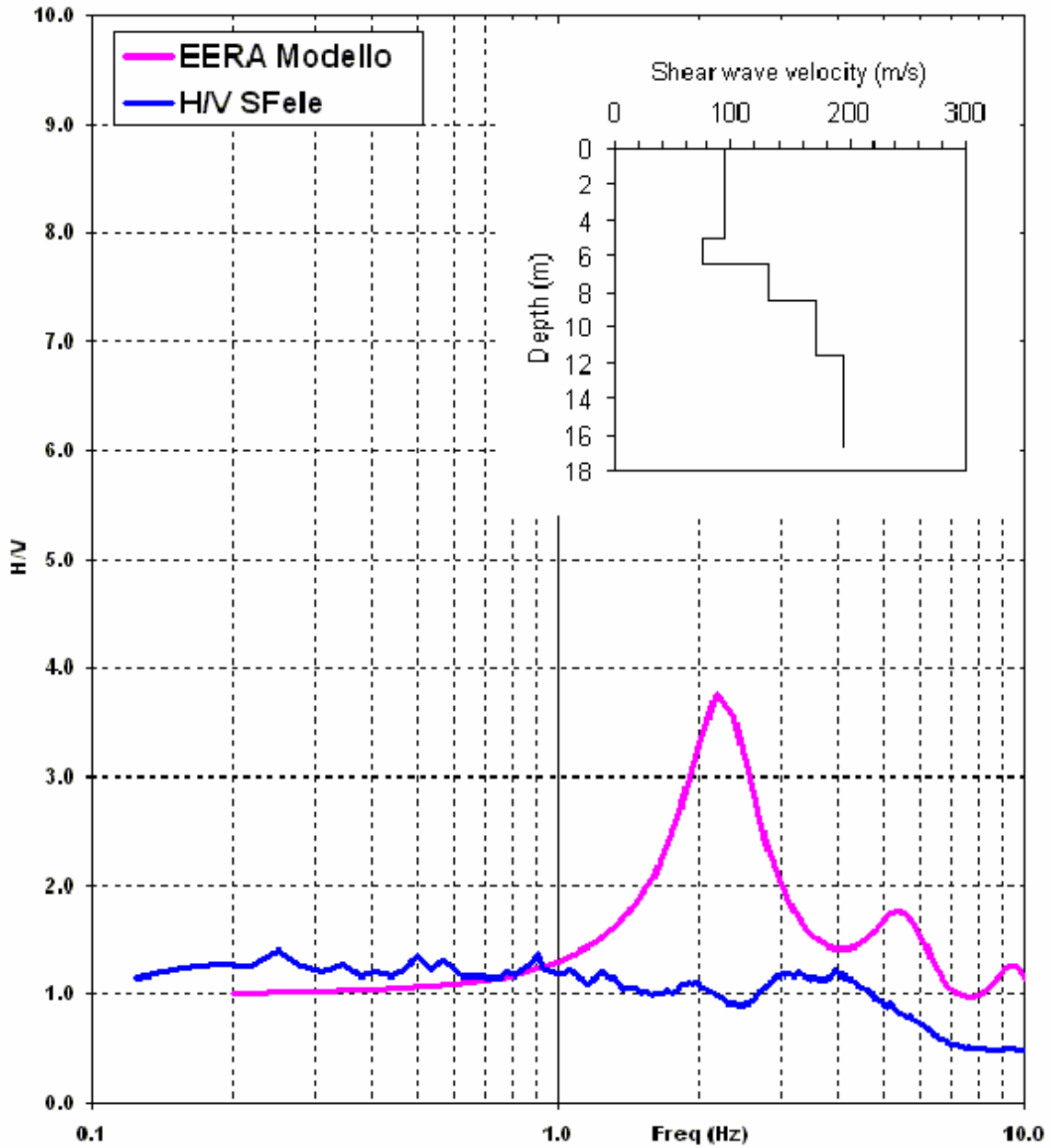
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.5 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSr

Ruvo del Monte



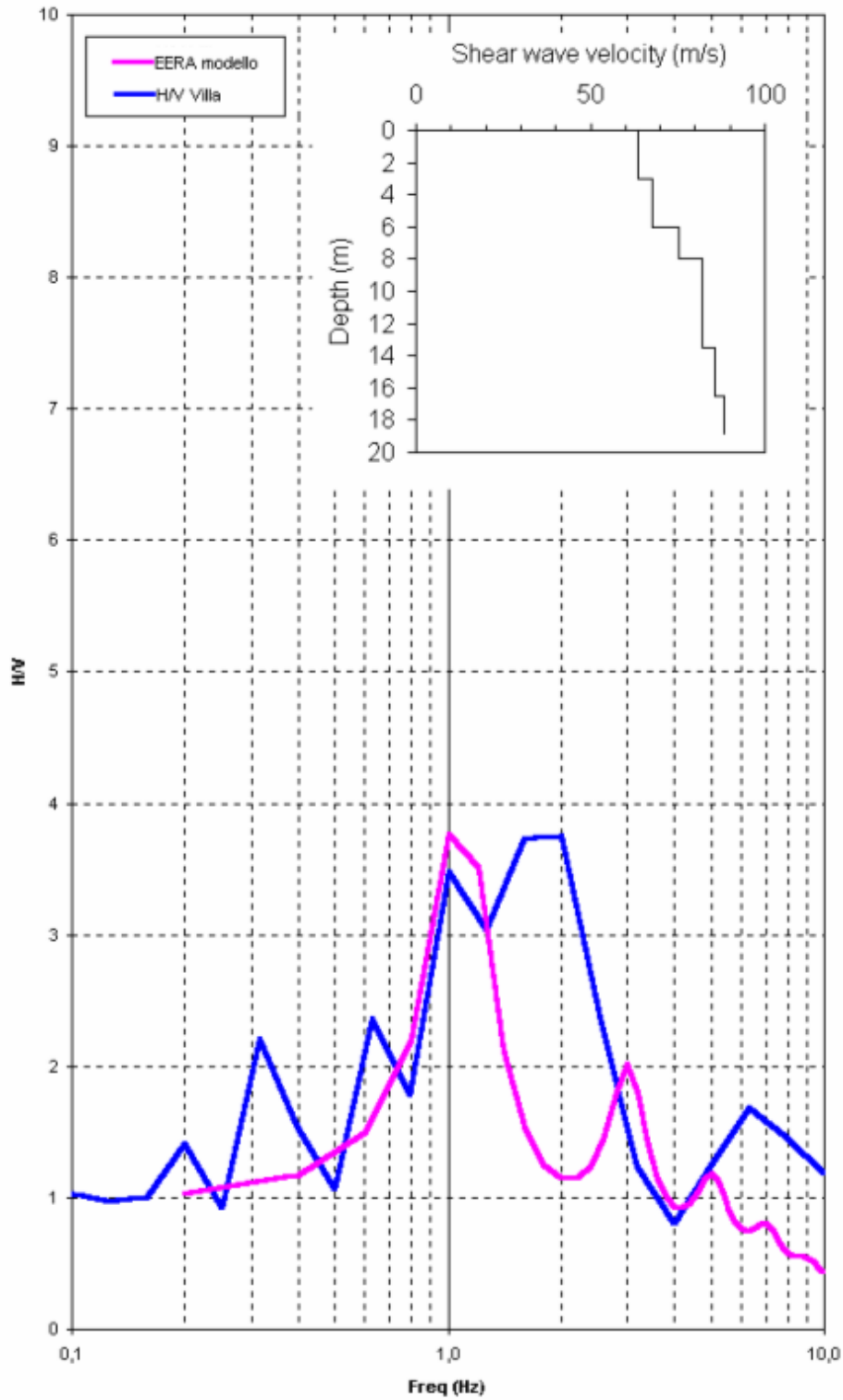
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.6 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSZ

San Fele



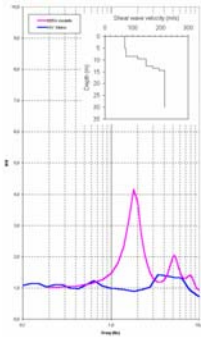
Διάγραμμα Σύγκρισης 8.7 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

Villa d'Agri

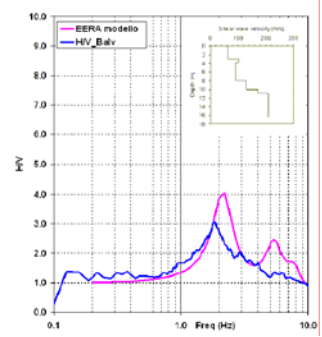


Διάγραμμα Σύγκρισης 8.8 Σύγκριση Συντελεστή Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα μεταξύ της τεχνικής NASW και HVSR

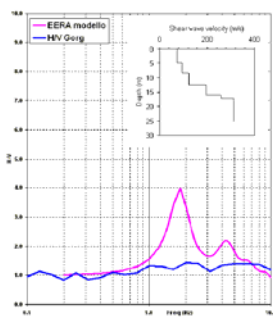
Aliano



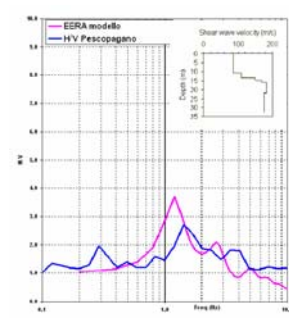
Balvano



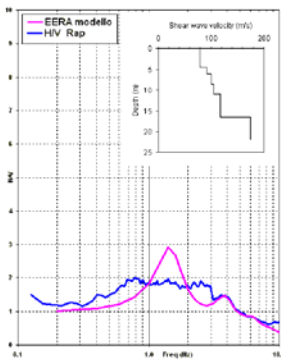
Gorgoglione



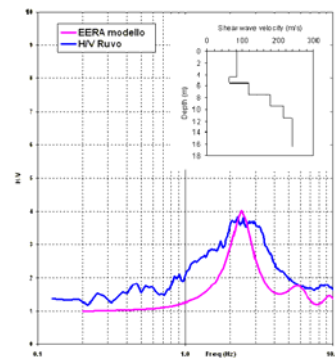
Pescopagano



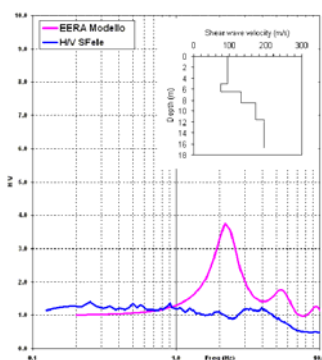
Rapolla



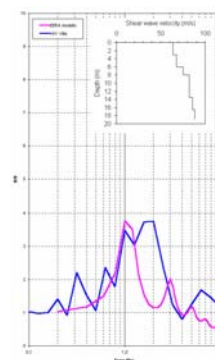
Ruvo del Monte



San Fele



Villa d'Agri



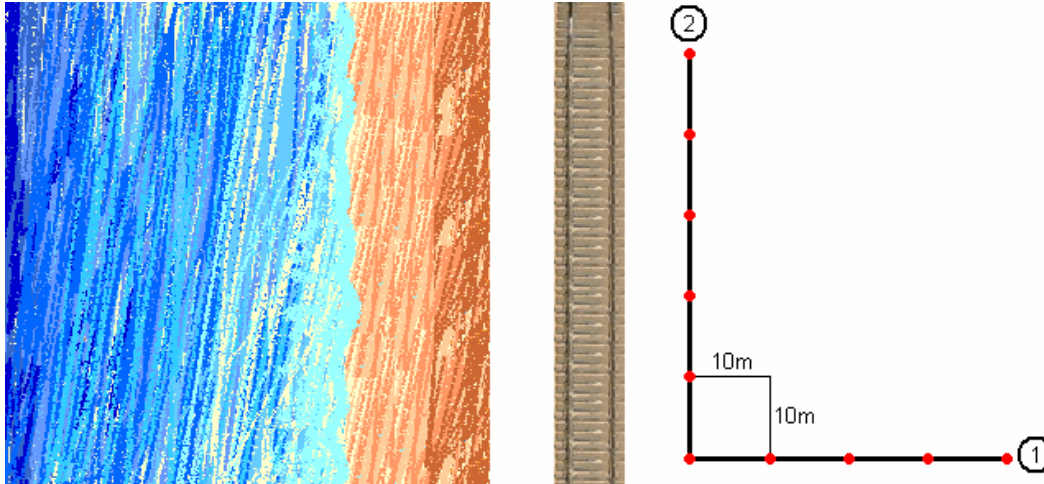
8.2 Σύγκριση 1-D με 2-D διάταξη στην περιοχή της πόλης Senigallia (Ιταλία)

Η πόλη Senigallia είναι μια παράκτια πόλη που βρίσκεται στο νομό Marche στην κεντρική Ιταλία από τη ανατολική μεριά που βρέχεται από την Αδριατική Θάλασσα. Στην εικόνα 8.1 παρουσιάζεται η θέση της πόλης πάνω στον χάρτη της Ιταλίας.



Εικόνα 8.1

Σε μια περιοχή της πόλης κοντά στην ακτή εγκαταστάθηκαν δύο 1-D διατάξεις οι οποίες ήταν κάθετες μεταξύ τους. Το Σχήμα 8.2 παρουσιάζει τις δύο αυτές διατάξεις σε σχέση με το γύρω περιβάλλον.



Σχήμα 8.2

Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα οι διατάξεις έχουν τοποθετηθεί σε περιοχή όπου βρίσκεται δίπλα στην ακτή και δίπλα σε σιδηροδρομικές γραμμές. Αυτό φυσικά δεν έγινε τυχαία. Ο σκοπός του πειράματος συνωμότησε προς αυτή την επιλογή.

8.2.1 Σκοπός Πειράματος

Ο σκοπός του πειράματος είναι η σύγκριση μεταξύ των 1-D και 2-D διατάξεων. Για να επιτευχθεί λοιπόν αυτός ο σκοπός θα πρέπει να γίνει ανάλυση δεδομένων από δύο 1-D διατάξεις οι οποίες είναι κάθετα διατεταγμένες μεταξύ τους και έπειτα να γίνει ανάλυση δεδομένων από την 2-D διάταξη που δημιουργείται από τις δύο 1-D. Έτσι μπορούμε κάλλιστα να συγκρίνουμε τα αποτελέσματα των 1-D διατάξεων έναντι της 2-D.

Όπως φαίνεται στο Σχήμα 8.1 η τοποθέτηση των διατάξεων είναι τέτοια έτσι ώστε να ευνοείται η διάταξη 1 σε αντίθεση με την διάταξη 2. Τόσο τα θαλάσσια κύματα όσο και η διέλευση ενός τρένου από τις σιδηροδρομικές γραμμές (καθώς μελετήθηκε κατά τη διάρκεια των μετρήσεων να υπάρξει διέλευση τρένου), δημιουργούν επιφανειακά κύματα τα οποία έχουν τέτοια διεύθυνση διάδοσης (ίδια με αυτή της διάταξης 1) έτσι ώστε να ευνοούν όσο το δυνατόν περισσότερο τη διάταξη 1 και να “υποβαθμίζουν” τη διάταξη 2 καθώς έχει διαφορετική διεύθυνση διάταξης με αποτέλεσμα να μας δώσει λανθασμένες τιμές ταχυτήτων και μάλιστα μεγαλύτερες από τις πραγματικές, όπως αποδείχθηκε στο Κεφάλαιο 6.

Με αυτό τον τρόπο το πείραμα έχει μια ιδιαιτερότητα. Έχει στηθεί με τέτοιο τρόπο έτσι ώστε να αποζητάμε από την ανάλυση των δεδομένων επαλήθευση αυτών των οποίων υποθέτουμε, πριν από αυτή, ότι ισχύουν.

Αυτό σημαίνει ότι περιμένουμε να πάρουμε σωστά αποτελέσματα από την 1-D διάταξη 1, λανθασμένα από την 1-D διάταξη 2 και μια ενδιάμεση κατάσταση από την 2-D διάταξη καθώς επηρεάζεται και από τις δύο 1-D διατάξεις.

8.2.2 Διατάξεις Γεωφώνων

1-D Διάταξη 1

Μήκος Διάταξης = 40 μ.

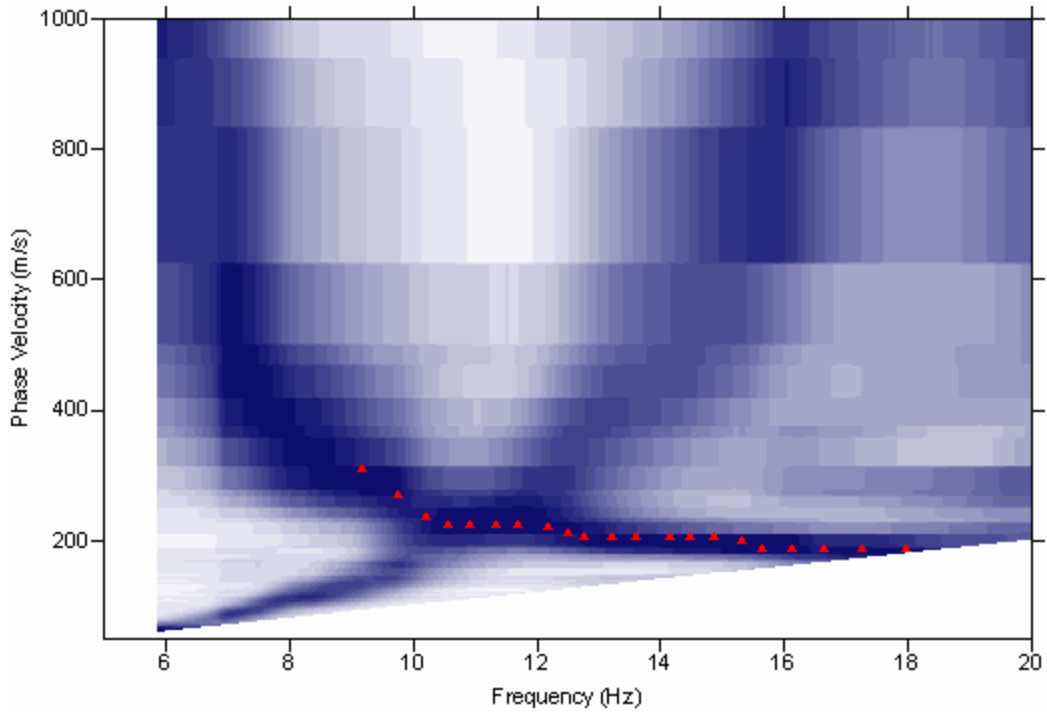
Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	10
4	10
5	10

1-D Διάταξη 2

Μήκος Διάταξης = 50 μ.

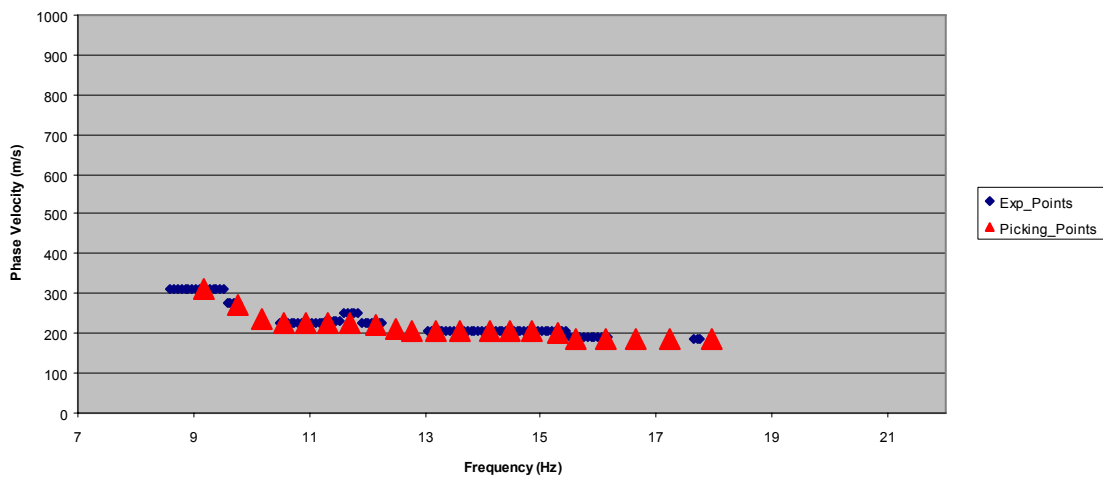
Γεώφωνα	Αποστάσεις
1	0
2	10
3	10
4	10
5	10
6	10

8.2.3 Αποτελέσματα της 1-D διάταξης 1

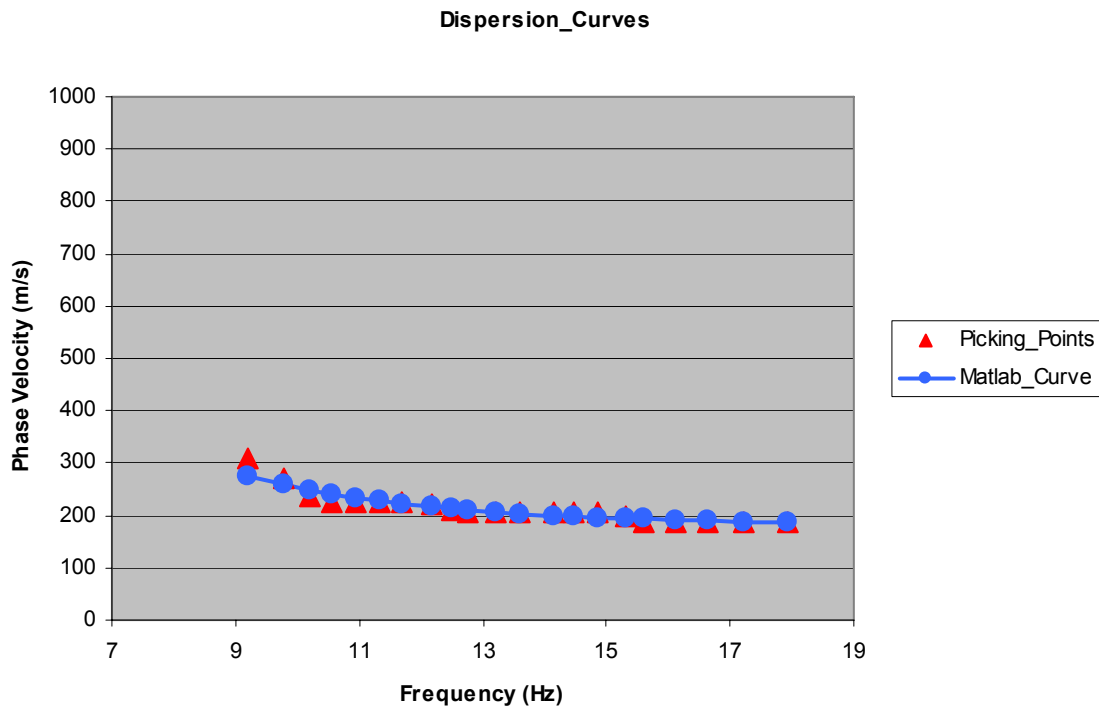


Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

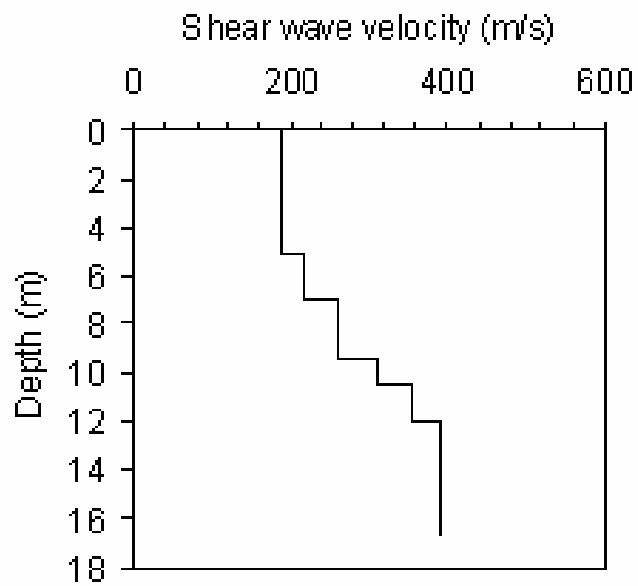
Dispersion_Curve



Πειραματική Vs Επιλεγμένης Καμπύλης Διασποράς

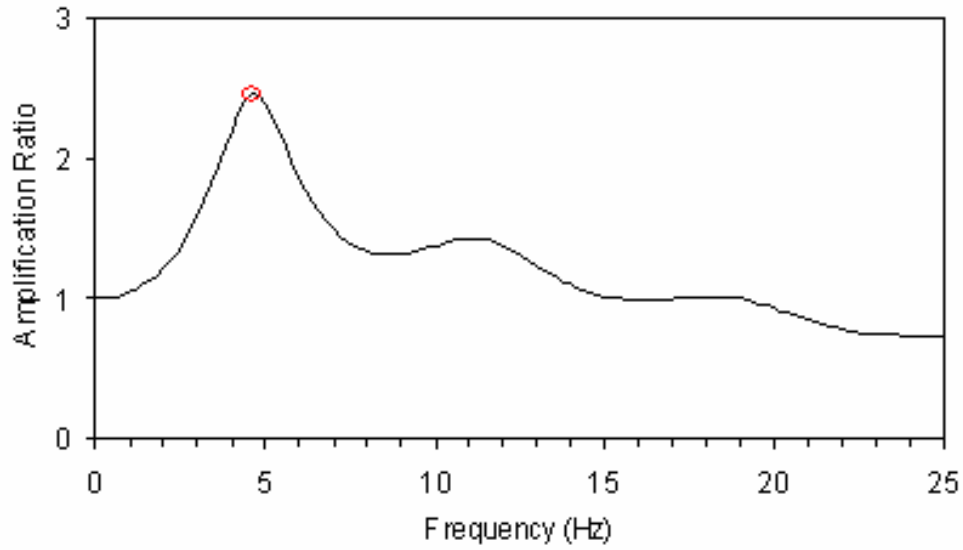


Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη Καμπύλη Διασποράς



Μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος

Μέγιστη Ενίσχυση =	2.45
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	4.6



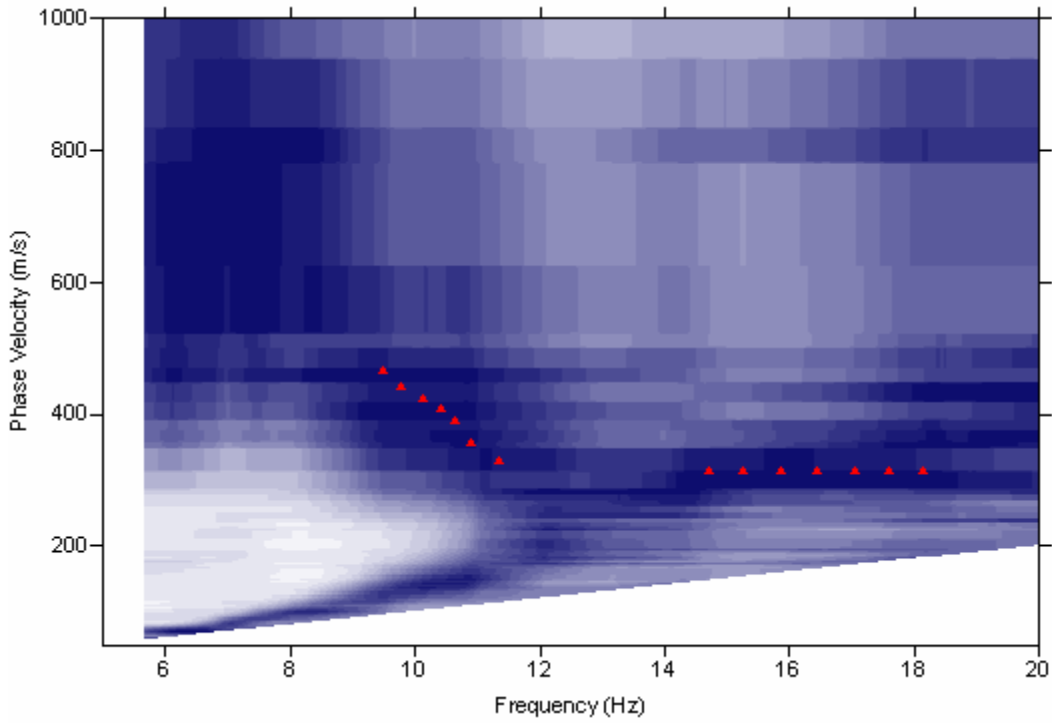
Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Μοντέλο

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
5	187.31
2	216.77
2.5	263.32
1	313.68
1.5	355.87
4.8	392.68
0	406.37

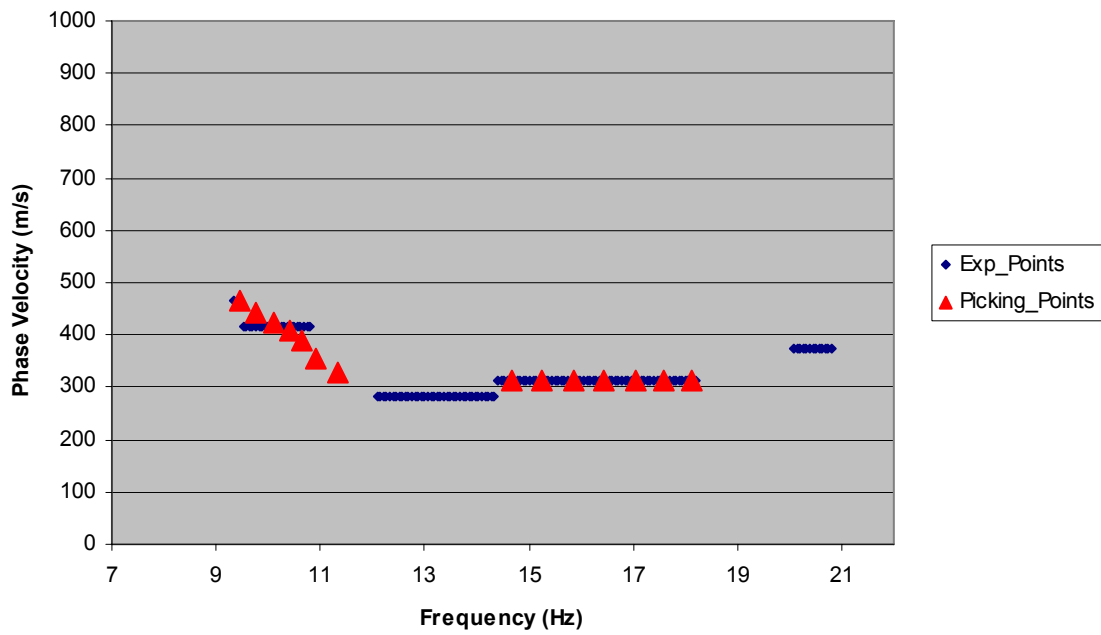
V_{S30} = 258.30 m/s
Κατηγορία = C

8.2.4 Αποτελέσματα της 1-D διάταξης 2



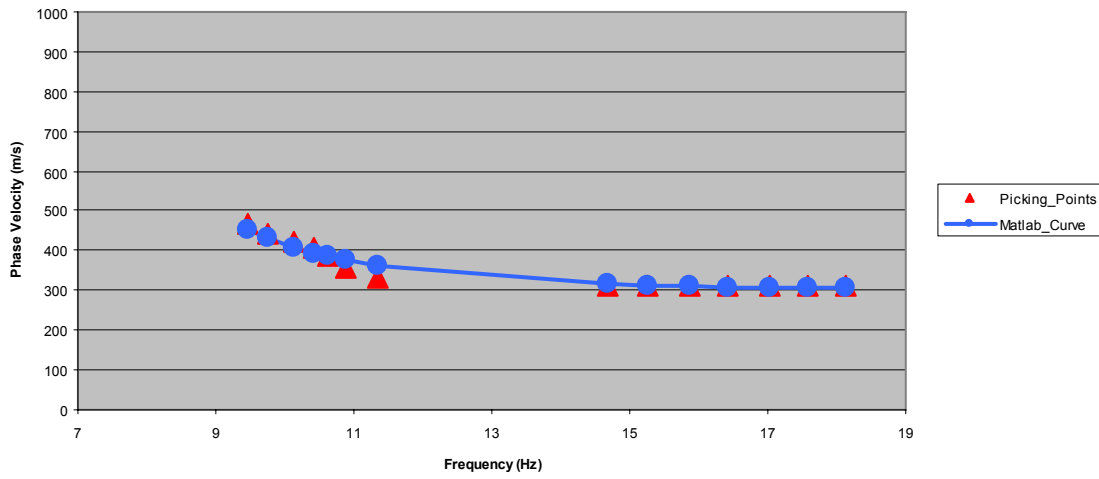
Επιλογή της καμπύλης διασποράς μέσω του Surfer

Dispersion_Curve

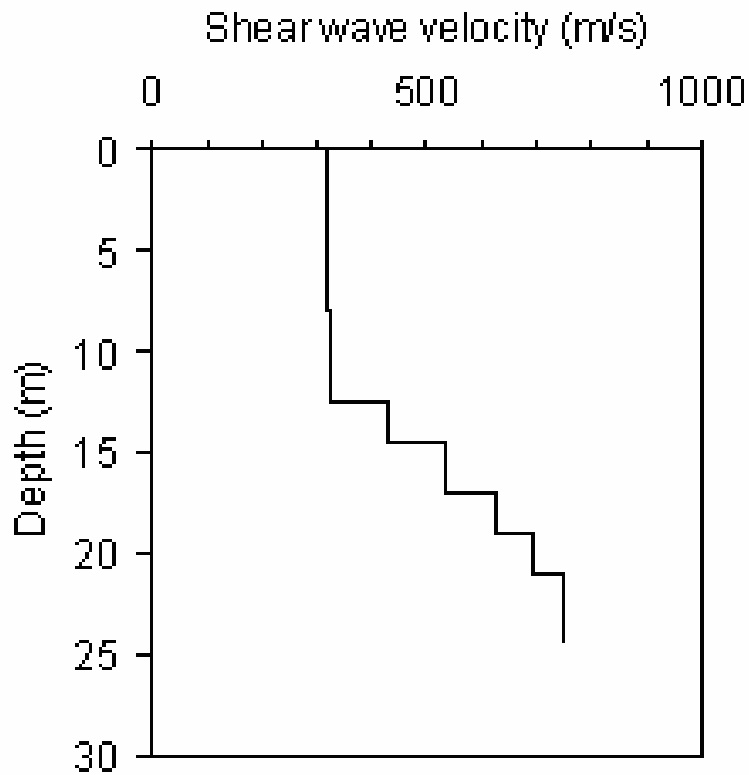


Πειραματική Vs Επιλεγμένης Καμπύλης Διασποράς

Dispersion_Curves

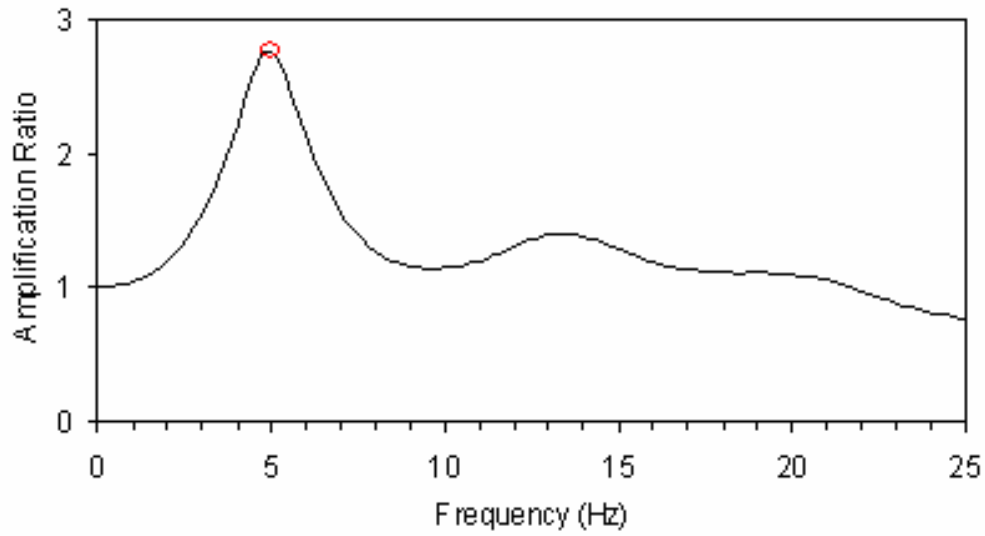


Επιλεγμένη vs Αντιστραμμένη Καμπύλη Διασποράς



Μοντέλο ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων σε σχέση με το βάθος

Μέγιστη Ενίσχυση =	2.76
Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz) =	5



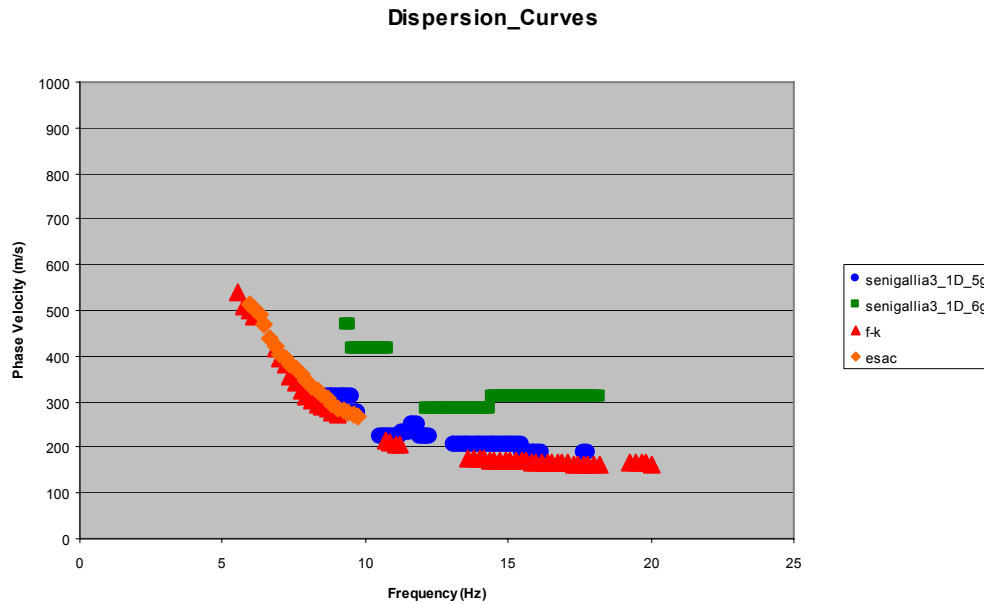
Συντελεστής Ενίσχυσης σε σχέση με τη Συχνότητα

Μοντέλο

Πάχη Στρωμάτων (m)	V _{Shear} (m/s)
8	316.38
4.5	322.08
2	430.58
2.5	536.17
2	622.55
2	692.52
3.6	747.11
0	779.73

V_{S30} = 413.56 m/s
Κατηγορία = B

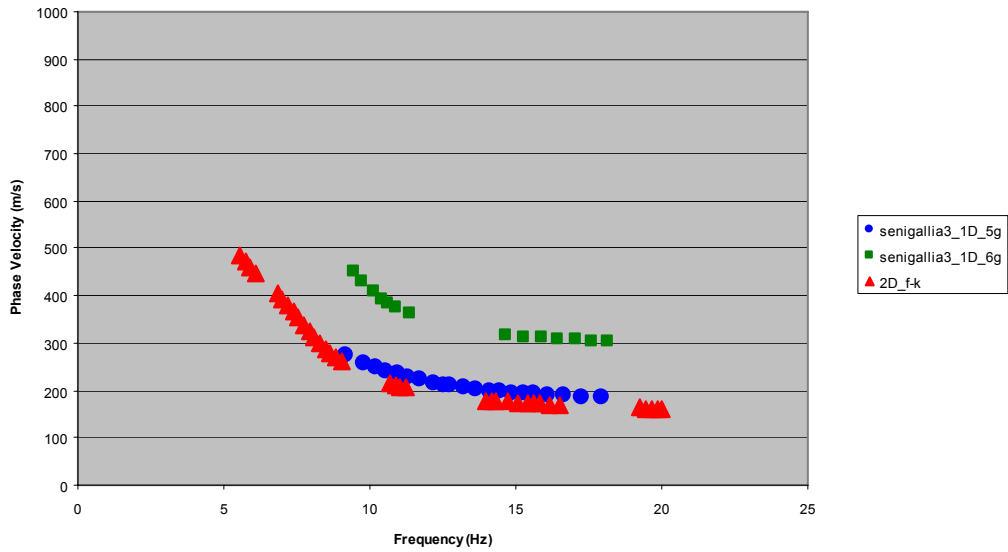
8.2.5 Αποτελέσματα της 2-D διάταξης



Πειραματικές Καμπύλες Διασποράς

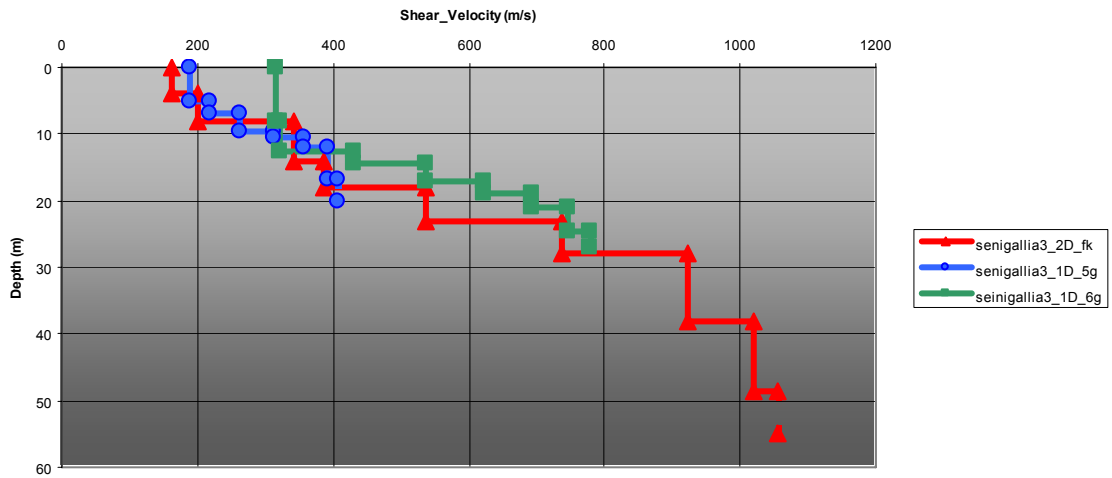
Από το παραπάνω γράφημα παρατηρούμαι ότι η f-k μέθοδος ανάλυσης των 2-D διατάξεων στην περίπτωση του πειράματος μας δίνει καλύτερα αποτελέσματα σε σχέση με την Esac μέθοδο ανάλυσης. Έτσι θα συνεχίσουμε την ανάλυση της 2-D διάταξης με την f-k μέθοδο ανάλυσης.

Dispersion_Curves



Αντιστραμμένες Καμπύλες Διασποράς

Model



Μοντέλο της 2-D διάταξης σε σχέση με τα δύο 1-D μοντέλα

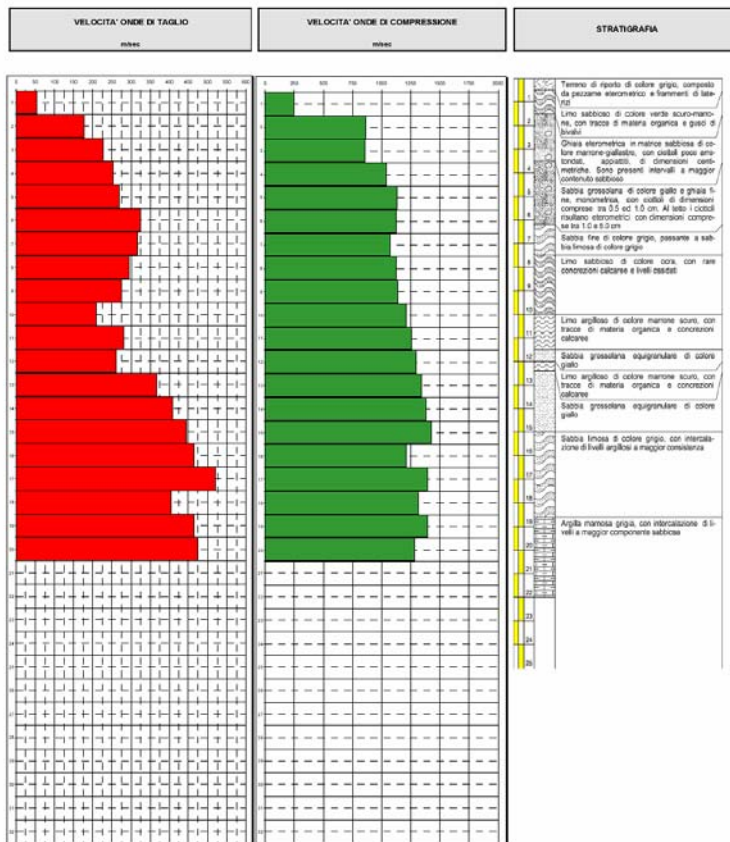
Στην περιοχή των μετρήσεων έχει γίνει γεώτρηση με σκοπό την απόκτηση του πραγματικού μοντέλου ή προφίλ ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων. Έτσι μπορούμε να συγκρίνουμε τα αποτελέσματα του πειράματος με αυτά της γεώτρησης.

Τα στοιχεία όπως εξήχθησαν από την εταιρία που υλοποίησε τη γεώτρηση παρουσιάζονται στην παρακάτω εικόνα.

COMMITTENTE	TOMA ABELE sas
DOWN - HOLE	11
Località	SENIGALLIA
Data acquisizione	3/05/2005



Profondità m	Vp m/sec	Vs m/sec	v	γ T/m ³	E ₅₀ kg/cm ²	G ₅₀ kg/cm ²	K ₅₀ kg/cm ²
0							
1	252	55	0.48	1.48	131	44	880
2	863	177	0.48	1.84	1736	587	13203
3	880	227	0.46	1.84	2835	969	12574
4	1039	253	0.47	1.91	3648	1242	19331
5	1131	270	0.47	1.94	4226	1437	23359
6	1124	324	0.45	1.94	6027	2071	22210
7	1075	317	0.45	1.92	5720	1969	20004
8	1124	296	0.46	1.94	5057	1729	22665
9	1140	278	0.47	1.94	4441	1512	23721
10	1211	210	0.48	1.97	2629	885	28195
11	1253	281	0.47	1.98	4695	1593	29536
12	1295	261	0.48	1.99	4074	1377	32211
13	1339	366	0.46	2.00	7984	2735	32931
14	1383	409	0.45	2.02	9972	3433	34711
15	1429	445	0.45	2.03	11824	4087	36772
16	1212	463	0.41	1.97	12154	4296	23695
17	1393	520	0.42	2.02	15784	5682	32470
18	1317	405	0.45	2.00	9674	3341	30822
19	1397	469	0.44	2.02	12810	4456	34197
20	1284	475	0.42	1.99	12995	4574	27286
21							
22							
23							
24							
25							
26							
27							
28							
29							
30							
31							
32							



STRATIGRAFIA

Terriccio di riparo di colore grigio, composto da pezzane arenaceo e frammenti di laterite.

Limo sabbioso di colore verde scuro-marrone, con tracce di materia organica e gesso di biossido.

Ghiaia sferometrica in matricia sabbiosa di colore marrone-giallastro, con ciottoli poco angolosi, sferici, di dimensioni centimetriche. Sono presenti materiali a maggior contenuto sabbioso.

Sabbia grossolana di colore giallo e grigio fine, sferometrica, con ciottoli di dimensioni comprese tra 0,5 ed 1,0 cm. Al lato i ciottoli italiani sferometrici con dimensioni comprese tra 1,0 e 2,0 cm.

Sabbia fine di colore grigio, passata a sabbia finissima di colore grigio.

Limo sabbioso di colore grigio, con rare concrezioni calcaree e livelli ossidati.

Limo argilloso di colore marrone scuro, con tracce di materia organica e concrezioni calcaree.

Sabbia grossolana sferometrica di colore giallo.

Limo argilloso di colore marrone scuro, con tracce di materia organica e concrezioni calcaree.

Sabbia grossolana sferometrica di colore giallo.

Sabbia finissima di colore grigio, con intercalazione di livelli argillosi a maggior consistenza.

Argilla marrone grigia, con intercalazione di livelli a maggior componente sabbiosa.

Legenda parametri dinamici

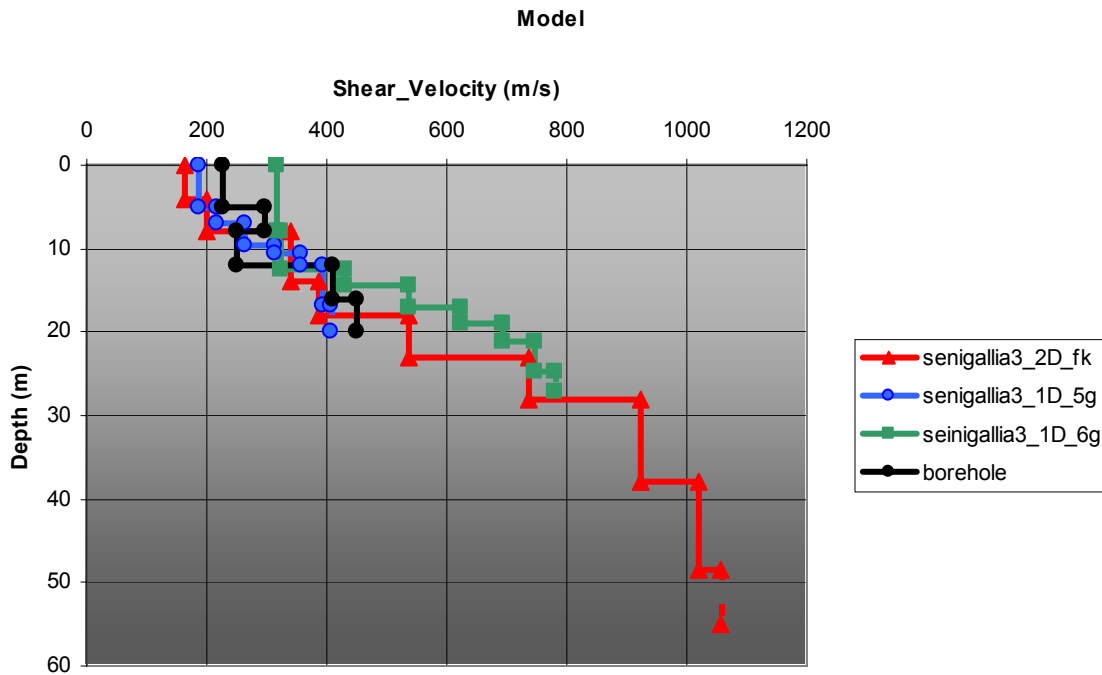
Vp	Velocità onde di compressione	m/sec	E ₅₀	Modulo di Elasticità dinamico	kg/cm ²
Vs	Velocità onde di taglio	m/sec	G ₅₀	Modulo di Taglio dinamico	kg/cm ²
v	Costante di Poisson	-	K ₅₀	Modulo di Compressibilità dinamico	kg/cm ²
γ	Peso di volume	T/m ³			

CLASSIFICAZIONE SISMICA DEI SUOLI (P.C.M. n° 3274 del 20/03/2003)

$$V_{S_{50}} = \frac{\sum_{i=1}^n h_i}{\sum_{i=1}^n \frac{h_i}{V_{S_i}}}$$

V_{S50} = 251 m/sec
 G₅₀ = 1244 kg/cm²

CATEGORIA SUOLO = C



Σύγκριση των 1-D και 2-D μοντέλων σε σχέση με το μοντέλο που πήραμε από τη Γεώτρηση

Πίνακας 1

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
4	163.3
4	199.5
6	341.3
4	387.6
5	536.7
5	737.4
10	922.8
10.5	1019.3
0	1055

Υπολογισμένο από
όλο το προφίλ

$V_{S30} = 442.19 \text{ m/s}$
Κατηγορία = B

Πίνακας 2

Πάχη Στρωμάτων (m)	V_Shear (m/s)
4	163.3
4	199.5
6	341.3
4	387.6

Υπολογισμένο από το
αποδεκτό προφίλ

$V_{S30} = 248.46 \text{ m/s}$
Κατηγορία = C

Κεφάλαιο 9

Συμπεράσματα – Παρατηρήσεις

9.1 NASW vs HVSR

Μελετώντας τον παρακάτω πίνακα παρατηρούμε ότι και στις οκτώ περιοχές οι ταχύτητες του κώδικα V_{S30} είναι αρκετά χαμηλές δηλαδή κινούνται στο εύρος των 70 m/s – 150 m/s και συνεπώς αντιστοιχούν σε εδάφη κατηγορίας D και σε μια περίπτωση κατηγορία S1. Αυτό σημαίνει ότι στις περιοχές στις οποίες έγιναν οι έρευνες υπάρχουν πολύ χαλαρές κοκκώδης εδαφικές αποθέσεις μικρής συνεκτικότητας ή μεσαίας σταθερότητας. Το γεγονός αυτό από σκοπιά της μηχανικής σεισμολογίας δεν είναι καθόλου ευχάριστο διότι τα χαλαρά εδάφη είναι και τα πιο επικύνδινα σε περίπτωση σεισμού για τα κτίρια, διότι δίνουν μεγαλύτερες τιμές ενίσχυσης σε σχέση με τα σκληρά εδάφη. Γνωρίζοντας ότι σε ένα σκληρό βράχο η τιμή της ενίσχυσης είναι κοντά στην τιμή 1 (βλ. Κεφάλαιο 5), συμπεραίνουμε ότι οι τιμές της ενίσχυσης που υπολογίσαμε στον παρακάτω πίνακα είναι αρκετά υψηλότερες.

Συμπερασματικά, είναι αναγκαίο, σε κάθε περίπτωση δόμησης στις περιοχές αυτές, (ή σε οποιοσδήποτε άλλες είναι διαθέσιμα στοιχεία που αφορούν στον εδαφικό χαρακτηρισμό) να λαμβάνονται υπόψη από τους αρμόδιους μηχανικούς οι συντελεστές εδαφικού χαρακτηρισμού, όπως οι τιμές της μέγιστης ενίσχυσης και της αντίστοιχης συχνότητας όπως και ο κώδικας V_{S30} που χαρακτηρίζει την κατηγορία του εδάφους. Με αυτό τον τρόπο, αφού συμπεριληφθούν αυτά τα αποτελέσματα στη μελέτη δόμησης των κτιρίων είναι σίγουρο ότι θα έχουμε καλύτερα δομικά αποτελέσματα σε περιοχές που γίνονται γεωφυσικές έρευνες τεχνικής σεισμολογίας.

Περιοχή	Μέγιστη Ενίσχυση	Συχνότητα Μέγιστης Ενίσχυσης (Hz)	Κώδικας V_{S30} (m/s)	Κατηγορία Εδάφους
Aliano	3.84	1.4	131.88	D
Balvano	4.04	2.2	110.45	D
Gorgoglione	3.98	1.8	136.15	D
Pescopagano	3.71	1.2	126.77	D
Rapolla	3.73	1.4	110.01	D
Ruvo del Monte	4.02	2.4	127.30	D
San Fele	3.77	2.2	125.98	D
Villa d'Agri	3.77	1.0	76.44	S1

Σε ότι αφορά τα αποτελέσματα της σύγκρισης των αποτελεσμάτων της μεθόδου NASW και της μεθόδου HVSR, στις περιοχές Balvano, Pescoragano, Rapolla, Ruvo del Monte και Villa d'Agri, είναι πραγματικά πολύ καλή η προσέγγιση των αποτελεσμάτων, εφόσον η συχνότητα της μέγιστης ενίσχυσης είναι σχεδόν η ίδια και στις δύο μεθόδους. Το γεγονός της ταύτισης των αποτελεσμάτων από δύο διαφορετικές ερευνητικές μεθόδους είναι πολύ σημαντικό στη γεωφυσική έρευνα, επειδή με αυτό τον τρόπο επαληθεύουμε την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων. Ποτέ μια μόνο ερευνητική μέθοδος δεν είναι απολύτως αξιόπιστη για την εγκυρότητα των αποτελεσμάτων. Όσο λοιπόν ποιο πολλές ερευνητικές γεωφυσικές μεθόδους χρησιμοποιούμε σε κάθε μελέτη και κυρίως όταν τα αποτελέσματα αυτών συμφωνούν τόσο πιο σίγουροι μπορούμε να είμαστε για την ορθότητα των αποτελεσμάτων μας.

Αντίθετα στις περιοχές Aliano, Gorgoglione και San Fele, τα αποτελέσματα της σύγκρισης των αποτελεσμάτων της μεθόδου NASW και της μεθόδου HVSR δεν είναι πολύ καλά εφόσον η συχνότητα της μέγιστης ενίσχυσης, στις δύο μεθόδους, έχει αρκετή απόκλιση. Αυτό συμβαίνει επειδή πιθανόν τα αποτελέσματα της μιας από τις δύο μεθόδους έδωσαν λανθασμένα αποτελέσματα.

Είναι σχεδόν σίγουρο ότι τα αποτελέσματα της μεθόδου NASW είναι τα λανθασμένα, επειδή τα αποτελέσματα της μεθόδου HVSR που χρησιμοποιήθηκαν για τη σύγκριση ήταν από αξιόπιστη πηγή και από ότι με πληροφόρησαν οι ειδικοί που έκαναν την επεξεργασία, είναι διασταυρωμένα με τη γεωλογία της περιοχής και συμφωνούν με αυτή.

Έτσι λοιπόν, αν δεχτούμε ότι η μέθοδος NASW είναι αυτή που έδωσε τα λανθασμένα αποτελέσματα, είναι ορθό να προσδιορίσουμε το λόγο για τον οποίο έγινε αυτό. Πολύ πιθανόν, για αυτό, να ευθύνεται το γεγονός ότι η έρευνα έφτασε σε βάθος όπου δεν εμφανιζόταν ο ημιχώρος (ένα αρκετά σκληρότερο υπόστρωμα που βρίσκεται κάτω από τα υπερκείμενα πετρώματα). Αυτή είναι μια αδυναμία της μεθόδου NASW, σύμφωνα με την οποία όταν η έρευνα δεν κάνει εκτίμηση (λόγω μικρού μήκους της διάταξης) μέχρι το βάθος του ημιχώρου συνήθως δίνει αποτελέσματα με αρκετή απόκλιση από τα πραγματικά.

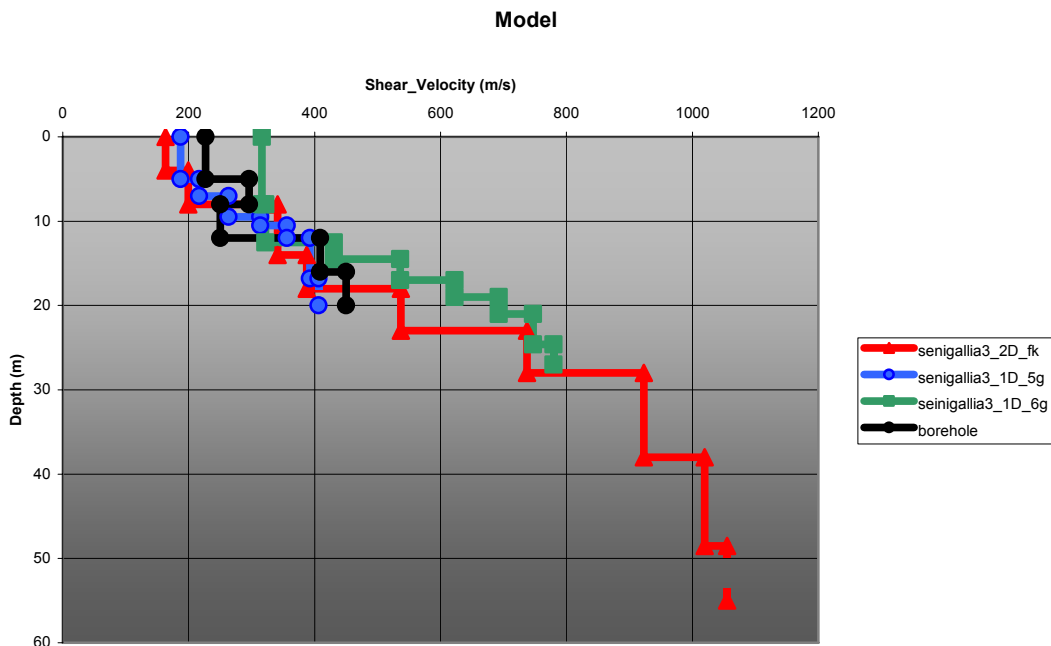
9.2 1-D vs 2-D

Αυτό το πείραμα ξεκίνησε με βάση ένα συγκεκριμένο σκοπό. Ο σκοπός δεν ήταν άλλος, από την επιβεβαίωση της θεωρίας που σχετίζεται με τη διεύθυνση διάταξης που πρέπει να έχουν οι διατάξεις των γεωφώνων σε σχέση με τη διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων.

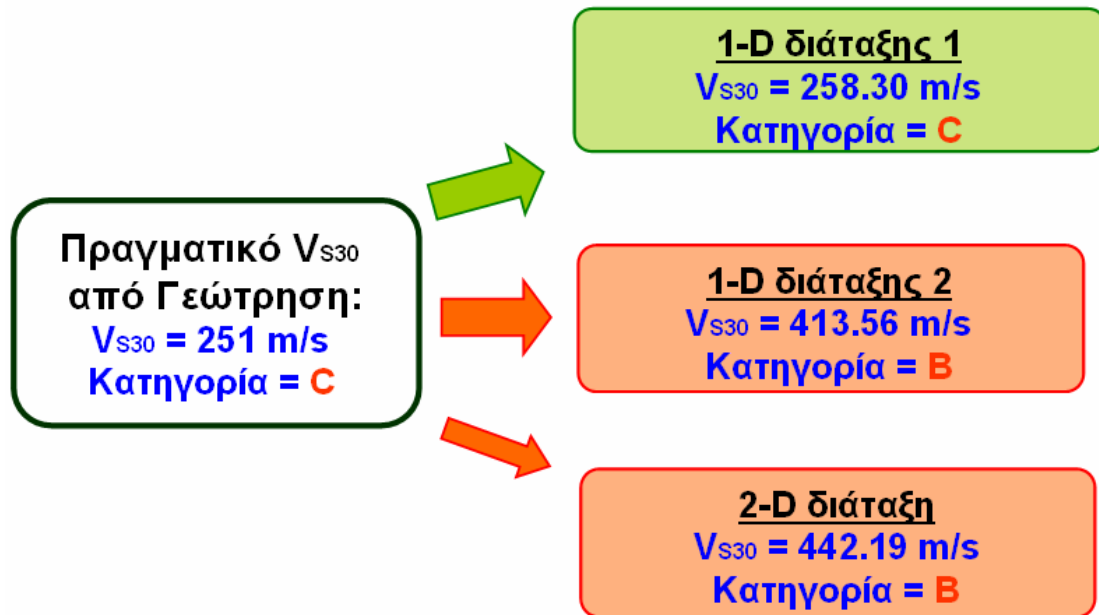
Έτσι με αυτό το πείραμα θέλαμε να αποδείξουμε ότι με γνωστή τη διεύθυνση διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων σε μια περιοχή της πόλης Senigallia, μια σωστά τοποθετημένη διάταξη θα μας δώσει πολύ εγκυρότερα αποτελέσματα σε σχέση με μια άλλη διάταξη που είναι μειονεκτικά τοποθετημένη σε σχέση με τη διεύθυνση διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.

Έτσι, όπως περιμέναμε πριν το πείραμα η 1-D διάταξη 1 δίνει αποτελέσματα σχεδόν ταυτόσημα με τα πραγματικά αποτελέσματα της γεώτρησης, σε αντίθεση με τα αποτελέσματα της 1-D διάταξη 2 ή της 2-D διάταξης τα οποία αποκλίνουν από τα πραγματικά αποτελέσματα.

Αυτό αποδεικνύεται, όπως βλέπουμε, στο παρακάτω διάγραμμα που περιέχει τα τελικά προφίλ (εγκάρσιες ταχυότητες-βάθος) των δύο 1-D διατάξεων, της 2-D διάταξης και της γεώτρησης, φαίνεται καθαρά ότι το προφίλ της 1-D διάταξης 1 (που αποτελείται από τα 5 γεώφωνα) είναι αυτό που είναι σχεδόν ταυτόσημο με το πραγματικό προφίλ που μας δίνει η γεώτρηση.



Ακόμα από τον υπολογισμό του κώδικα χαρακτηρισμού V_{s30} , όπως παρουσιάζεται και στην παρακάτω εικόνα, βλέπουμε ότι η 1-D διάταξη 1 έχει δώσει μια τιμή για τον κώδικα εδαφικού χαρακτηρισμού V_{s30} , πάρα πολύ κοντά στην πραγματική τιμή που μας δίνουν τα αποτελέσματα της γεώτρησης.



Τέλος, συμπεραίνουμε ότι όταν η διεύθυνση διάδοσης των κυμάτων είναι διαφορετική από αυτή της διάταξης τότε θα λάβουμε λανθασμένα αποτελέσματα. Αυτό σημαίνει ότι ειδικά σε παράκτιες περιοχές που υφίσταται η ύπαρξη των θαλάσσιων κυμάτων χρειάζεται πολύ μεγάλη προσοχή στο πως θα εγκατασταθεί η διάταξη και πρέπει πάντα, σε κάθε περίπτωση, να ελέγχεται σωστά η διεύθυνση των διατάξεων πριν εγκατασταθούν στο έδαφος.

Βιβλιογραφία

- Achenbach J.D. (1984) "Wave propagation in elastic solids", North-Holland, Amsterdam, Netherlands
- Aki, K. 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves, with special reference to microtremors, Bull., Earthq.,Res. Inst., 35, 415-456.
- Aki, K., 1965, A note on the use of microseisms in determining the shallow structures of the Earth's crust: Geophysics, 30, 665-666.
- Aki K., Richards P.G. (1980) "Quantitative seismology: theory and methods – 2 vol.", Freeman, S. Francisco
- Al-Hunaidi M.O. (1992) "Difficulties with phase spectrum unwrapping in spectral analysis of surface waves nondestructive testing of pavements", Can. Geotech. J., vol. 29, pp. 506-511
- Alkire B.D. (1992) "Seasonal soil strength by spectral analysis of surface waves", J. of Cold Regions Eng., vol. 6 (1), ASCE, pp. 22-38
- Anderson, J. G., Lee, Y., Zeng, Y., and Day, S., 1996, Control of strong motion by the upper 30 meters: Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 86, p. 1749-1759.
- Andrus R.D., Chung R.M., Stokoe K.H., Bay J.A. (1998) "Delineation of densified sand at Treasure Island by SASW testing", Geotechnical Site Characterization, Robertson & Mayne eds, vol. 1, Balkema, pp. 459-464
- Apsel R.J., Luco J.E. (1983) "On the green functions for a layered half-space. Part II", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 73 (4), pp. 934-951
- Bardet J. P., Ichii K., and Lin C. H., 2000, A Computer Program for Equivalent-linear Earthquake site Response Analyses of Layered Soil Deposits (EERA), University of Southern California
- Beylkin G. (1987) "Discrete Radon Transform", IEEE Transactions on ASSP, vol. 35, pp. 162-172

- Boore, D. M., and Brown, L. T., 1998, Comparing shear-wave velocity profiles from inversion of surface-wave phase velocities with downhole measurements; systematic differences between the CXW method and downhole measurements at six USC strong-motion sites: *Seismol. Res. Lett.*, v. 69, p. 222-229.
- Borcherdt, R. D., and Glassmoyer, G., 1992, On the characteristics of local geology and their influence on ground motions generated by the Loma Prieta earthquake in the San Francisco Bay region, California: *Bull. Seimol. Soc. Amer.*, v. 82, p. 603-641.
- Bracewell R.N. (1986) "The Fourier transform and its applications", McGraw-Hill, New York
- Brown, L. T., 1998, Comparison of Vs profiles from SASW and borehole measurements at strong motion sites in southern California: M.Sc. Eng. Thesis, University of Texas at Austin, 349 pp.
- Buchwald V.T. (1961) "Rayleigh waves in transversely isotropic media", *Quart. Journ. Mech. and Appl. Math*, vol. 14, , pp. 293-317
- Capon, J., Greenfield, R.J., and Kolker, R.J., 1967, Multidimensional maximum-likelihood processing of a large aperture seismic array: *Proc. IEEE*, 55, 192-211.
- Capon, J., 1969, High-resolution frequency-wavenumber spectrum analysis: *Proc. IEEE*, 57, 1408-1418.
- Chen X. (1993) "A systematic and efficient method of computing normal modes for multilayered half-space", *Geophys. J. Int.*, vol. 115, pp. 391-409
- Dobrin, M.B., and Savit, C.H., 1988, *Introduction to eophysical prospecting*, 4th edition: McGraw-Hill Book CO.
- Dorman J., Ewing M. (1962) "Numerical inversion of seismic surface wave dispersion data and crust-mantle structure in the New York-Pennsylvania Area", *J. Geophysical Research*, vol. 67 (13), pp. 5227-5241
- Doyle H. (1995) "Seismology", J. Wiley & sons, Chichester

- Ewing W.M., Jardetzky W.S., Press F. (1957) "Elastic waves in layered media", McGraw-Hill, New York
- Ganji V., Gucunski N., Maher A. (1997) "Detection of underground obstacles by SASW method - Numerical aspects", J. Geotech. and geoenviron. Eng., vol. 123 (3), ASCE, pp. 212-219
- Gazetas G. (1982) "Vibration characteristics of soil deposits with variable wave velocity", Int. J. Num. and Anal. Meth. in Geomechanics, vol. 6, J. Wiley & Sons, pp. 1-20
- Graff K.F. (1975) "Wave motion in elastic solids", Dover, New York
- Gucunski, N. and Woods, R. D., 1991, Instrumentation for SASW testing: Geotechnical Special Publication No. 29: Recent Advances in Instrumentation, Data Acquisition, and Testing in Soil Dynamics, New York: American Society of Civil Engineers, p. 1-16.
- Gucunski N., Woods R.D. (1992) "Numerical simulation of SASW test", Soil Dyn. and Earthq. Eng., vol. 11 (4), Elsevier, pp. 213-227
- Gucunski N., Ganji V., Maher M.H. (1996) "Effects of obstacles on Rayleigh wave dispersion obtained from the SASW test", Soil Dynamics and Earthquake eng., vol. 15, Elsevier, pp. 223-231
- Gucunski N., Krstic V., Maher M.H. (1998) "Experimental procedures for detection of underground objects", Geotechnical Site Characterization, Robertson & Mayne eds, vol. 1, Balkema, pp. 469-472
- Haegeman W., Van Impe W.F. (1997) "Stiffness parameters for soils – SASW experiences", Third Geotech. Eng. Conf. – Cairo
- Haegeman W., Van Impe W.F. (1998) "SASW control of a vacuum consolidation on a sludge disposal", Geotechnical Site Characterization, Robertson & Mayne eds, vol. 1, Balkema, pp. 473-477
- Haskell N.A. (1953) "The dispersion of surface waves on multilayered media", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 43 (1), pp. 17-34
- Heisey J.S., Stokoe K.H. II, Meyer A.H. (1982) "Moduli of pavement systems from spectral analysis of surface waves", Transp.Res. Rec., vol. 852, pp. 22-31

- Herrmann R.B., Wang C.Y. (1985) "A comparison of synthetic seismograms", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 75 (1), pp. 41-56
- Hiroshi Okada (Society of Exploration Geophysicists), 2003, The Microtremor Survey Method, Number 12, Geophysical Monograph Series
- Hisada Y. (1994) "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 (5), pp. 1456-1472
- Hisada Y. (1995) "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 (4), pp. 1080-1093
- Horike, M., 1985, Inversion of phase velocity of long-period microtremors to the S-wave-velocity structure down to the basement in urbanized areas, J. Phys. Earth., v. 33, p. 59-96.
- Ikegami, R., 1964, On the microseisms observed at Koganei, Tokyo (I):Zisin Ser.II, 17,68-88 (in Japanese).
- Iwata, T., Kawase, H., Satoh, T., Takehi, Y., Irikura, K., Louie, J. N., Abbott, R. E., and Anderson, J. G., 1998, Array microtremor measurements at Reno, Nevada, USA (abstract): Eos, Trans. Amer. Geophys. Union, v. 79, suppl. to no. 45, p. F578.
- John N. Louie, 2001, Faster, Better: Shear-Wave Velocity to 100 Meters Depth From Refraction Microtremor Arrays, Bulletin of the Seismological Society of America, April 2001, pg 347-353.
- Kalinski M.E., Stokoe K.H. II, Roesset J.M., Cheng D.S. (1998) "Measurements and modeling of surface waves in drilled shaft in rock", Nondestructive and Automated Testing for Soil and Rock Properties, Marr W.A. and Faihurst C.E., ASCE
- Kalinski M.E., Stokoe K.H. II, Young Y.L., Roesset J.M. (1999) "In situ log (G_{max}) - log (σ') relationships using a Borehole SASW tool", Pre-Failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Jamiolkowski M., Lancellotta R. and Lo Presti D. eds, Balkema, Rotterdam, pp. 371-378

- Kausel E. (Massachusetts Institute of Technology, USA) and G. Manolis (Aristotle University of Thessaloniki, Greece), Wave Motion in Earthquake Engineering
- Kausel E., Roesset J.M. (1981) "Stiffness matrices for layered soils", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 71 (6), pp. 1743-1761
- Kennett B.L.N. (1974) "Reflections, rays and reverberations", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 64 (6), pp. 1685-1696
- Kennett B.L.N. (1979) "Seismic waves in stratified half space", Geophysical J. Royal Astron. Soc., vol. 57, pp. 557-583
- Kerry N.J. (1981) "Synthesis of seismic surface waves", Geophysical J. Royal Astron. Soc., vol. 64, pp. 425-446
- Kramer S.L. (1996) "Geotechnical Earthquake Engineering", Prentice Hall, New York
- Kudo et al., 1976, Observation of 1- to 5-sec microtremors and their application to earthquake engineering, Part IV. Elucidation of propagative characteristics by use of a temporary array net: Zisin, Ser.II, 29, 323-337 (in Japanese).
- Lacoss, R.T., Kelly, E.J., and Toksoz, M.N., 1969, Estimation of seismic noise structure using arrays: Geophysics, 34, 21-38.
- Lai C.G. (1998) "Simultaneous inversion of Rayleigh phase velocity and attenuation for near-surface site characterization", PhD Diss., Georgia Inst. of Techn., Atlanta (Georgia, USA)
- Lai C.G., Rix G.J. (1999) "Inversion of multi-mode effective dispersion curves", Pre-Failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Jamiolkowski M., Lancellotta R. and Lo Presti D. eds, Balkema, Rotterdam, pp. 411-418
- Lamb H. (1904) "On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid", Philos. Trans., vol. CCIII, pp. 1-42
- Lay, T., and Wallace, T. C., 1995, Modern Global Seismology : Academic Press, San Diego, Calif., 521 pp.

- Ling S., 1994, Research on the estimation of phase velocities of surface waves in microtremors: PhD. Thesis, Hokkaido University (in Japanese)
- Liu, H. P., Boore, D. M., Joyner, W. B., Oppenheimer, D. H., Warrick, R. E., Zhang, W., Hamilton, J. C., and Brown, L. T., 2000, Comparison of phase velocities from array measurements of Rayleigh waves associated with microtremor and results calculated from borehole shear-wave velocity profiles: Bull. Seismol. Soc. Amer., v. 90, p. 666-678.
- Luco J.E., Apsel R.J. (1983) "On the green functions for a layered half-space. Part I", Bulletin of the Seismological Society of America, vol. 73 (4), pp. 909-929
- Luke B.A. (1994) "In situ measurements of stiffness profiles in the seafloor using the Spectral-Analysis-of-Surface-Waves (SASW) method", PhD Diss., Un. of Texas at Austin
- Manesh S.M. (1991) "Theoretical investigation of the Spectral-Analysis-of-Surface-Waves (SASW) technique for application offshore", PhD Diss., Un. of Texas at Austin
- Matsushima, T., 1990a, Determination of deep geological structures under urban areas: Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.), 43,21-33.
- Matsushima, T., 1990b, An exploration method using microtremors (2)- An experiment to identify Love waves in long-period microtremors: Proc. 82nd SEGJ Conf., 5-8 (in Japanese)
- McMechan, G. A., and Yedlin, M. J., 1981, Analysis of dispersive waves by wave field transformation: Geophysics, v. 46, p. 869-874.
- Miller, R. D., Park, C. B., Ivanov, J. M., Xia, J., Laflen, D. R., and Gratton, C., 2000, MASW to investigate anomalous near-surface materials at the Indian Refinery in Lawrenceville, Illinois: Kansas Geol. Surv. Open-File Rept. 2000-4, Lawrence, Kansas, 48 pp. (Electronic version at <http://www.kgs.ukans.edu/Geophysics/Reports2/Illinois.pdf>)
- Nazarian, S., and Stokoe II, K. H., 1984, In situ shear wave velocities from spectral analysis of surface waves: Proceedings of the World Conference on Earthquake Engineering, v. 8, San Francisco, Calif., July 21-28.
- Nazarian, S. and Desai, M. R., 1993, Automated surface wave method: Field testing: Journal of Geotechnical Engineering, v. 119, p. 1094-1111.

- Okada, H., and Matsushima, T., 1989, An exploration method using microtremors (1)- A theory to identify Love waves in microtremors. Proc. 81st EGJ., 15-18, (in Japanese)
- Okada, H., Matsushima, T., Moriya, T., and Sasatani, T., 1990, An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas: Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.), 43, 402-417. (in Japanese)
- Park, C. B., Xia, J., and Miller, R. D., 1998, Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record: 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Expanded Abstracts, p. 1377-1380.
- Park, C. B., Miller, R. D., and Xia, J., 1999, Multi-channel analysis of surface waves: Geophysics, v. 64, p. 800-808.
- Richart F.E. Jr, Wood R.D., Hall J.R. Jr (1970) "Vibration of soils and foundations", Prentice-Hall, New Jersey
- Rix G.J. (1988) "Experimental study of factors affecting the Spectral-Analysis-of-Surface-Waves method", PhD Diss., Un. of Texas at Austin
- Robinson E.A. (1982) "Spectral approach to geophysical inversion by Lorentz, Fourier, and Radon transforms", Proceedings IEEE, vol. 70, pp. 1039-1054
- Saito, M., 1979, Computations of reflectivity and surface wave dispersion curves for layered media; I, Sound wave and SH wave: Butsuri-Tanko, v. 32, no. 5, p. 15-26.
- Saito, M., 1988, Compound matrix method for the calculation of spheroidal oscillation of the Earth: Seismol. Res. Lett., v. 59, p. 29.
- Santamarina J.C., Fratta D. (1998) "Discrete signals and inverse problems in civil engineering", ASCE Press, New York
- Sebastiano Foti, 2000, Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves, pg 21-25, pg 27-31, pg 36-123, pg 229-241.
- Sheriff R.E., Geldart L.P. (1995) "Exploration seismology", University Press, Cambridge

- Spang A.W. (1995) "In situ measurements of damping ratio using surface waves", PhD Diss., Georgia Inst. of Techn., Atlanta (Georgia, USA)
- Sutherland, A. J., and Logan, T. C., 1998, SASW measurement for the calculation of site amplification - Earthquake Commission Research Project 97/276: unpub. Central Laboratories Report 98-522422, Lower Hutt, New Zealand, 22 pp.
- Thomson W.T. (1950) "Transmission of elastic waves through a stratified solid medium", J. Applied Physics, vol. 21 (1), pp. 89-93
- Thorson, J. R., and Claerbout, J. F., 1985, Velocity-stack and slant-stack stochastic inversion: Geophysics, v. 50, p. 2727-2741.
- Tokimatsu K. (1995) "Geotechnical site characterisation using surface waves", Proc. 1st Int. Conf. on Earth. Geotechn. Eng., IS-Tokio , pp. 36
- Toksoz, M. N., 1964, Microseisms and an attempted application to exploration: Geophysics, 29, 154-177.
- Toksoz, M. N., and Lacos, R.T., 1968, Microseisms- Mode structure and sources: Science, 159, 872-873.
- Viktorov I.A. (1967) "Rayleigh and Lamb Waves: physical theory and applications", Plenum Press, New York
- Vucetic M. (1994) "Cyclic threshold shear strains in soils", J. Geotechnical Eng., vol. 120 (12) , ASCE, pp. 2208-2228
- Williams, R. A., Cranswick, E., King, K. W., Carver, D. L., and Worley, D. M., 1994, Site-response models from high-resolution seismic reflection and refraction data recorded in Santa Cruz, California: in R. D. Borcherdt, Ed., The Loma Prieta, California, Earthquake of October 17, 1989 - Strong Ground Motion, U.S. Geological Survey Professional Paper 1551-A, p. A217-A242.
- Xia, J., Miller, R. D., and Park, C. B., 1999, Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh wave: Geophysics, v. 64, p. 691-700.

Yamamoto, H., 2000, An experiment for estimating phase velocities of Love waves from three-component microtremor array observations: Butsuri-Tansa (Geophys. Explor.), 53, 153-166 (in Japanese with English abstract).

Yilmaz O. (1987) "Seismic data processing", Soc. of Expl. Geoph. , Tulsa

Zywicki D., Rix G.J. (1999) "Frequency-wavenumber analysis of passive surface waves", Proc. Symp. on the Appl. of Geophysics to Environm. and Eng. Problems, Oakland, pp. 75-84