

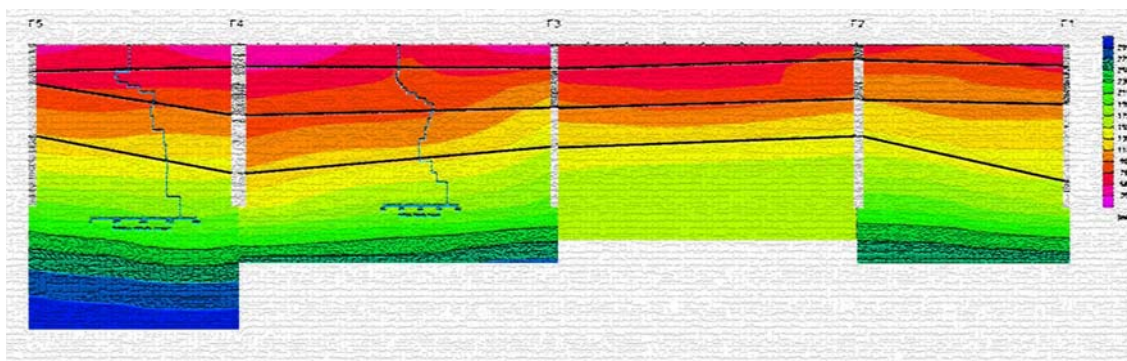


ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ

ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗ ΜΕ ΤΗ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ
ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ ΓΙΑ ΤΗΝ ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ
ΥΠΟΓΕΙΟΥ ΧΩΡΟΥ ΣΤΑΘΜΕΥΣΗΣ ΣΤΟ ΕΘΝΙΚΟ
ΣΤΑΔΙΟ ΧΑΝΙΩΝ

ΑΓΓΕΛΙΚΗ Γ. ΠΑΠΑΓΙΑΝΝΗ



Εξεταστική Επιτροπή:

Αντώνιος Βαφείδης,
Ζαχαρίας Αγιουτάντης,
Γεώργιος Εξαδάκτυλος,

Καθηγητής (Επιβλέπων)
Καθηγητής
Καθηγητής

ΧΑΝΙΑ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 2007

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία κλείνει τον κύκλο των γεωφυσικών ερευνών που πραγματοποιήθηκαν στο Εθνικό Στάδιο Χανίων στα πλαίσια της δημιουργίας του υπόγειου χώρου στάθμευσης.

Στόχος της εργασίας είναι ο προσδιορισμός και η χαρτογράφηση των γεωλογικών σχηματισμών του υπεδάφους και ο καθορισμός της ταχύτητας διάδοσης των διαμήκων και των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων των σχηματισμών μέχρι το βάθος των 30 μέτρων.

Αρχικά παρουσιάζονται οι γεωφυσικές-γεωτεχνικές μελέτες που έχουν προηγηθεί και ο χώρος της περιοχής μελέτης. Επίσης περιγράφονται οι βασικές αρχές της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης καθώς και η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας (λογισμικό SeisImager).

Αναλύεται ο σχεδιασμός της γεωφυσικής διασκόπησης και η επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων.

Τέλος παρουσιάζονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας. Το κύριο συμπέρασμα της εργασίας είναι ότι απεικονίζονται τρία σεισμικά στρώματα, το πρώτο αντιστοιχεί σε φερτά υλικά (άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες) και το δεύτερο και τρίτο σε αργίλους συνεκτικές έως σκληρές.

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρχεται σήμερα να συμπληρώσει όλα τα ερωτήματα που έχουν να κάνουν με το υπέδαφος, δίνοντας μια γρήγορη και ακριβή εικόνα με ταυτόχρονα χαμηλό κόστος. Το μεγάλο πλεονέκτημά της είναι ότι δίνει πληροφορίες χωρίς καμία μηχανική παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση κ.α.) καθώς επίσης και συνεχή δεδομένα σε αντίθεση με εκείνα των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων που αναφέρονται μόνο σε ένα σημείο.

Η χρήση των σεισμικών μεθόδων περιορίζεται στην ενδεικτική απεικόνιση μιας γεωφυσικής τομής, συνήθως μεγάλης κλίμακας, και συνοδεύεται από άλλες γεωφυσικές διασκοπήσεις. Ο λόγος που δεν επαρκούν για την λεπτομερή διερεύνηση των εδαφικών σχηματισμών είναι ότι παρουσιάζουν πλήθος περιορισμών καθώς το φυσικό έδαφος εμφανίζει μεγάλη ποικιλομορφία στην δομή του (ανώμαλη κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων με το βάθος). Οι γεωφυσικές μέθοδοι μπορούν να εφαρμοστούν στα τεχνικά έργα, στην αρχαιολογία καθώς και στους υδάτινους πόρους.

Η παρούσα διπλωματική εργασία, με τίτλο Γεωφυσική διασκόπηση με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας για την δημιουργία υπόγειου χώρου στάθμευσης στο Εθνικό Στάδιο Χανίων, αποσκοπεί στην μελέτη του υπεδάφους με την συνδυασμένη έρευνα γεωφυσικών και διατρητικών δεδομένων μέχρι το βάθος των 30m σε θέση όπου πρόκειται να κατασκευαστεί υπόγειος χώρος στάθμευσης.

Τα γεωφυσικά δεδομένα ελήφθησαν τον Μάιο του 2006 και τον Ιούλιο του 2007, ενώ τα διατρητικά δεδομένα λήφθηκαν από την γεωτεχνική έκθεση «Εθνικό Στάδιο Χανίων Μελέτη Κατασκευής Κερκίδων» του κου. Ι.Α. Μεταξά.

Με την ολοκλήρωση της διπλωματικής μου εργασίας θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή και επιβλέποντα κύριο Αντώνη Βαφείδη, για την υποστήριξη και τη βοήθειά του. Επίσης, τους κυρίους Νικόλαο Ανδρονικίδη και Γεώργιο Κρητικάκη, καθώς και όλο το επιτελείο του εργαστηρίου της γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης για τις συμβουλές τους και την καλή συνεργασία.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους καθηγητές κυρίους Ζαχαρία Αγιουτάντη και Γεώργιο Εξαδάκτυλο, οι οποίοι συμμετέχουν ως μέλη της εξεταστικής επιτροπής.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	ii
ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....	iii
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ.....	iv
1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
1.1 ΣΥΝΟΨΗ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΩΝ ΕΚΘΕΣΕΩΝ.....	6
1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ	7
1.3 ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΚΑΙ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ	10
1.3.1 Εφαρμογές στα τεχνικά έργα	10
1.3.2 Εφαρμογές στην αρχαιολογία.....	14
1.3.3 Εφαρμογές στους υδάτινους πόρους	15
2. ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	16
2.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ	16
2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ	20
2.3 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH.....	27
2.3.1 ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH.....	29
3. ΣΥΛΛΟΓΗ-ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	38
3.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	38
3.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	41
3.2.1 Προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων και του μοντέλου βάθους.....	41
3.2.2 Προσδιορισμός χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.....	45
4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΤΡΗΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	48
4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	48
4.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ-ΓΕΩΤΡΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ	54
5. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ	59
5.1 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟΝ ΕΥΡΩΚΩΔΙΚΑ 8... ..	59
5.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ.....	61
6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	62
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	63
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α	66

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β.....	77
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ.....	80
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ.....	85
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε.....	88

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η παρούσα διπλωματική εργασία αποσκοπεί στην περαιτέρω διερεύνηση του υπεδάφους στο Εθνικό Στάδιο Χανίων προκειμένου να συλλεχθούν τα στοιχεία που θα οδηγήσουν στην ολοκλήρωση της μελέτης που αφορά την κατασκευή του υπόγειου χώρου στάθμευσης στην εν λόγω περιοχή.

Στην γεωφυσική έρευνα πραγματοποιήθηκαν τέσσερις σεισμικές τομογραφίες συνολικού μήκους 115.5 μέτρων για την χαρτογράφηση των ταχυτήτων των μετωπικών και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων.

1.1 ΣΥΝΟΨΗ ΠΡΟΗΓΟΥΜΕΝΩΝ ΕΚΘΕΣΕΩΝ

Στο Εθνικό Στάδιο Χανίων έχει προηγηθεί γεωφυσική έρευνα και γεωτεχνική μελέτη.

Η ανάθεση της γεωφυσικής έρευνας στο Αθλητικό Κέντρο Χανίων έγινε στο Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης (Διευθυντής εργαστηρίου: Καθηγητής Βαφειδής Αντώνιος).

Η γεωφυσική έρευνα είχε ως στόχο τον εντοπισμό πιθανών θέσεων θαμμένων αρχαιοτήτων στο Εθνικό Αθλητικό Κέντρο (ΕΑΚ) Χανίων. Η χαρτογράφηση όλου του χώρου του γηπέδου και του ταρτάν, αλλά και γύρω από αυτά συντελεί στην προσανατολισμένη εκσκαφή αρχαιοτήτων και στην μείωση του χρόνου και κόστους αναγνωριστικών αρχαιολογικών εκσκαφών.

Στα πλαίσια της μελέτης αυτής σχεδιάστηκε γεωφυσική έρευνα, η οποία περιλαμβάνει ηλεκτρομαγνητική χαρτογράφηση συνολικού εμβαδού περίπου 10.500 τετραγωνικών μέτρων και χαρτογράφηση μαγνητικής βαθμίδας συνολικού εμβαδού περίπου 9.800 τετραγωνικών μέτρων.

Επίσης πραγματοποιήθηκαν 10 ηλεκτρικές τομογραφίες συνολικού μήκους 734 μέτρων, καθώς και γραμμές μελέτης γεωραντάρ που καλύπτουν μια περιοχή συνολικού εμβαδού περίπου 1.360 τετραγωνικών μέτρων.

Η γεωτεχνική μελέτη ανετέθη στο Γραφείο Ι.Α. Μεταξάς από την Γ.Γ.Αθλητισμού του Υπουργείου Πολιτισμού. Σκοπός της έκθεσης αυτής ήταν η παρουσίαση των αποτελεσμάτων της γεωτεχνικής έρευνας που έγινε για την διερεύνηση των συνθηκών του υπεδάφους στην περιοχή όπου θα κατασκευαστούν οι νέες κερκίδες και το προπονητήριο, στο Εθνικό Στάδιο Χανίων.

Εκτελέστηκαν οκτώ δειγματοληπτικές γεωτρήσεις (βάθος κάθε γεώτρησης 15 μέτρα), χρησιμοποιήθηκε περιστροφικό γεωτρήπανο, τύπου Craelious D-1000, επί φορτηγού.

Κατόπιν πραγματοποιήθηκαν στα δείγματα εργαστηριακές δοκιμές εδαφομηχανικής (φυσική υγρασία, όρια υδαρότητας-πλαστικότητας, κοκκομέτρηση με κόσκινα, κοκκομέτρηση με αραιόμετρο, ξηρό φαινόμενο βάρος, ειδικό βάρος κόκκων, δοκιμή στερεοποίησης, τριαξονική δοκιμή χωρίς στερεοποίηση UU και τριαξονική δοκιμή με στερεοποίηση χωρίς αποστράγγιση με μετρήσεις πιέσεων πόρων CUPP).

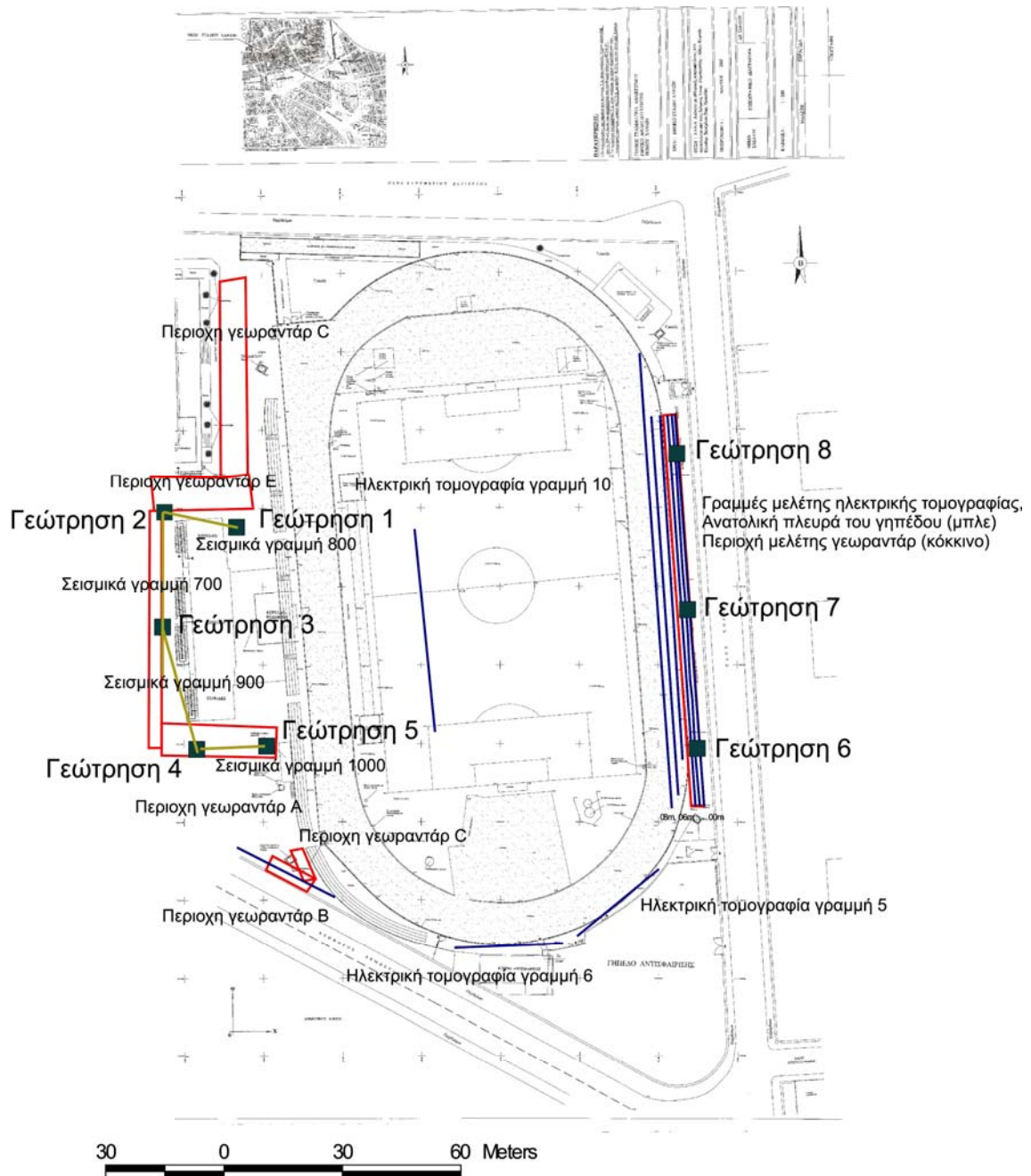
1.2 ΠΕΡΙΟΧΗ ΜΕΛΕΤΗΣ

Το Εθνικό Αθλητικό Κέντρο Χανίων βρίσκεται στο κέντρο της πόλης και περικλείεται από τις οδούς Δημοκρατίας στην Νότια πλευρά, Κοραή στην Ανατολική πλευρά, Βενιζέλου στην Βόρεια πλευρά και την οδό Χαρ. Τρικούπη στα Δυτικά (Σχήμα 1.1).

Όλος ο χώρος του γκαζόν περικλείεται από ταρτάν, ενώ στην Δυτική πλευρά του εκτεταμένου χώρου βρίσκονται οι κτιριακές εγκαταστάσεις του Διοικητικού προσωπικού του Αθλητικού Κέντρο Χανίων και οι κλειστές αθλητικές εγκαταστάσεις.



Σχήμα 1.1: Δορυφορική φωτογραφία σταδίου από ύψος 481m (πηγή Google Earth)



Σχήμα 1.2: Τοπογραφικός χάρτης όλου του γηπέδου. Απεικονίζονται με κόκκινες γραμμές οι περιοχές μελέτης γεωραντάρ, με μπλε χρώμα οι γραμμές ηλεκτρικής τομογραφίας, με κίτρινο χρώμα οι σεισμικές γραμμές μελέτης και με πράσινα σημεία οι γεωτρήσεις.

1.3 ΧΡΗΣΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ ΚΑΙ ΓΕΩΡΑΝΤΑΡ

Η εφαρμοσμένη γεωφυσική έρχεται σήμερα να συμπληρώσει όλα τα ερωτήματα που έχουν να κάνουν με το υπέδαφος, δίνοντας μια γρήγορη και ακριβή εικόνα με ταυτόχρονα χαμηλό κόστος. Το μεγάλο πλεονέκτημά της είναι ότι δίνει πληροφορίες χωρίς καμία μηχανική παρέμβαση επί του εδάφους (εκσκαφή, διάτρηση κ.α.) καθώς επίσης και συνεχή δεδομένα σε αντίθεση με εκείνα των δειγματοληπτικών γεωτρήσεων που αναφέρονται μόνο σε ένα σημείο.

Η χρήση των γεωφυσικών μεθόδων περιορίζεται στην ενδεικτική απεικόνιση μιας γεωφυσικής τομής, συνήθως μεγάλης κλίμακας, και συνοδεύεται από άλλες γεωφυσικές διασκοπήσεις. Ο λόγος που δεν επαρκούν για την λεπτομερή διερεύνηση των εδαφικών σχηματισμών είναι ότι παρουσιάζουν πλήθος περιορισμών καθώς το φυσικό έδαφος εμφανίζει μεγάλη ποικιλομορφία στην δομή του (ανώμαλη κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων με το βάθος).

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μπορούν να εφαρμοστούν στα τεχνικά έργα, στην αρχαιολογία και στους υδάτινους πόρους.

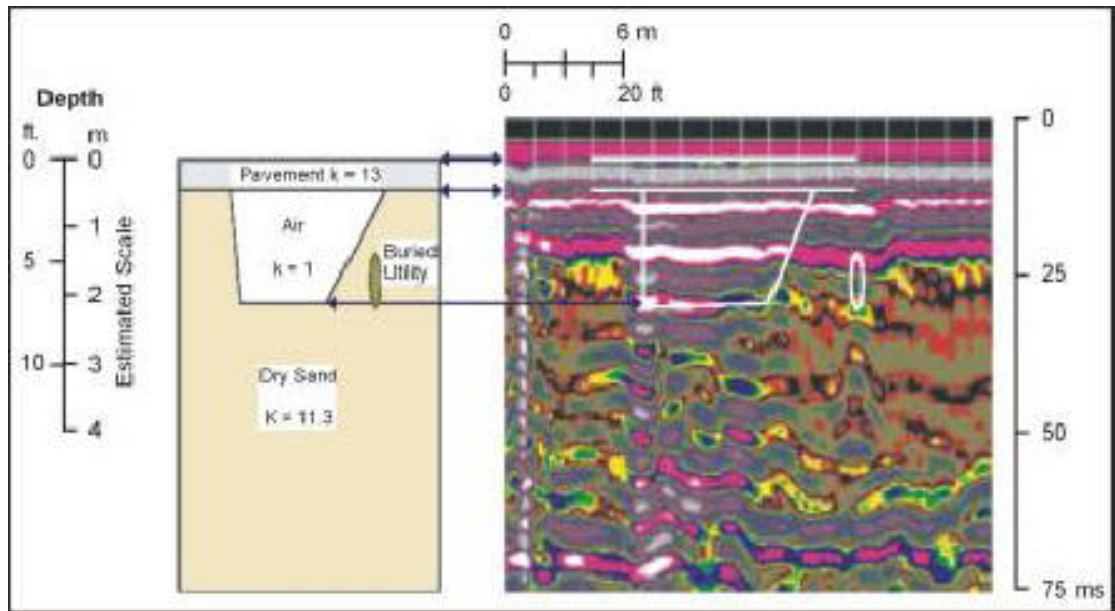
1.3.1 Εφαρμογές στα τεχνικά έργα

➤ Οδοστρώματα

Η γεωφυσική μπορεί να δώσει σημαντική πληροφορία για την κατάσταση ενός οδοστρώματος, ιδιαίτερα εάν επιλεγούν οι κατάλληλες μέθοδοι και εφαρμοσθούν στα σωστά διαστήματα. Οι μέθοδοι αυτές θα πρέπει να προηγούνται σε κάθε λήψη σημαντικών αποφάσεων όπως παραδείγματος χάριν διατηρητική δειγματοληψία και εργαστηριακοί έλεγχοι. Το επιπλέον κόστος των τεχνικών αυτών είναι ελάχιστο σε σχέση με την αντίστοιχη πληροφορία που ανακτάται. Ακόμη, η γεωφυσική μπορεί να συνεισφέρει στην προληπτική συντήρηση των οδοστρωμάτων, αυξάνοντας σημαντικά τον χρόνο ζωής τους. Δύο είναι οι κύριοι τομείς της εφαρμογής της γεωφυσικής μελέτης στον τομέα των οδοστρωμάτων, ο ποιοτικός έλεγχος νέων οδοστρωμάτων και ο έλεγχος της κατάστασης παλαιών.

Ο ποιοτικός έλεγχος (προσδιορισμός μέτρου ελαστικότητας, πάχους οδοστρώματος) των νέων οδοστρωμάτων πραγματοποιείται με την μέθοδο του γεωραντάρ και μπορεί να εφαρμοστεί λίγες ώρες μετά την επίστρωση του οδοστρώματος.

Το οδόστρωμα φθείρεται με το χρόνο λόγω της αύξησης σε φορτία (κύκλοι φόρτισης), αλλαγές στην υγρασία στην βάση του και στο υπόστρωμα, δημιουργία κενών κάτω από το οδόστρωμα, γεγονότα που μπορούν να βλάψουν την θεμελίωσή του και να το εκθέσουν σε σημαντικές φθορές που δημιουργούνται από τον πάγο ή από χημικές αντιδράσεις μέσα σε αυτό. Μια έγκαιρη διάγνωση και προληπτική προγραμματισμένη συντήρηση μπορούν να μειώσουν δραστικά το συνολικό κόστος συντήρησης ενός οδοστρώματος.

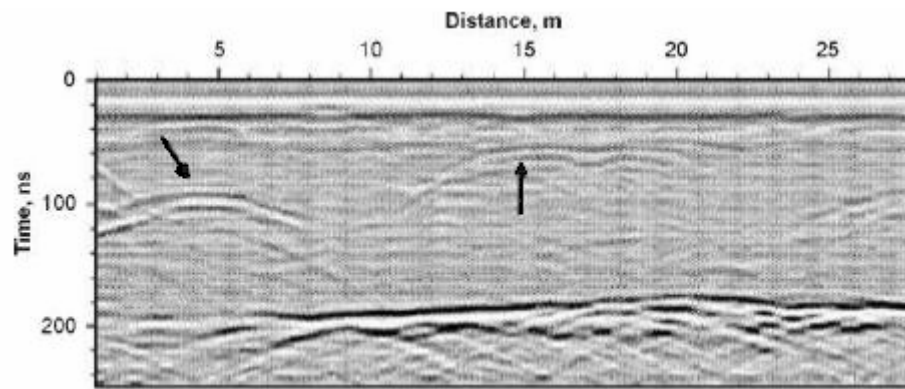


Σχήμα 1.3: Δεδομένα γεωραντάρ από σάρωση σε οδόστρωμα. Στο σχήμα φαίνεται καθαρά το κενό κάτω από το οδόστρωμα καθώς και η αντίστοιχη συνθετική γεωλογική τομή που προέκυψε.

➤ Υποδομές οδοποιίας

Η χρήση της γεωφυσικής στον σχεδιασμό έργων οδοποιίας συνίσταται στην χαρτογράφηση κενών ή εγκοίλων κάτω από τις σχεδιαζόμενες διαδρομές, στον υπολογισμό του ποσοστού αργίλου και την εκτίμηση της επίδρασής του στην κατασκευή.

Ο εντοπισμός κενών και άλλων κοιλοτήτων είναι ένα πρόβλημα που συναντάται συχνά στην γεωφυσική. Οι φυσικές ιδιότητες του κενού και του περιβάλλοντος εδάφους είναι πολύ σημαντικές για τον καθορισμό του είδους της μεθόδου που πρέπει να χρησιμοποιηθεί. Για παράδειγμα, όταν αναζητούνται κοιλότητες, η έλλειψη μάζας (κενά) οδηγεί στη χρήση της βαρυτικής μεθόδου, όταν όμως η κοιλότητα είναι γεμάτη με νερό ή αλλουβιακά τότε είναι πιο δύσκολο να εντοπισθεί. Συνήθως χρησιμοποιείται η μέθοδος του γεωραντάρ και της ηλεκτρικής αντίστασης.



Σχήμα 1.4: Εμφάνιση κοιλοτήτων στην καταγραφή

➤ Σύστημα γέφυρας

Σε ένα σύστημα γέφυρας η υπέργεια δομή ορίζεται ως όλη η κατασκευή που βρίσκεται επάνω από το οδόστρωμα και υπόγεια δομή όλο το υπόλοιπο τμήμα που περιλαμβάνει όλα τα στοιχεία θεμελίωσης (πυλώνες, έδρανα, αγκυρώσεις κλπ). Οι γέφυρες παίζουν ένα πολύ σημαντικό ρόλο στο εθνικό οδικό σύστημα και η δυνατότητα ελέγχου της κατάστασής των είναι ζωτική για να τηρείται ένα υψηλό επίπεδο ασφαλείας. Επιπλέον, υπάρχουν πολλές γέφυρες για τις οποίες δεν υπάρχουν σχέδια κατασκευής. Υπάρχει επομένως πάντοτε η ανάγκη ελέγχου εκ των υστέρων της δομής και της κατάστασης των γεφυρών και ιδιαίτερα των περιοχών των θεμελίων των έτσι ώστε να προγραμματίζονται ενέργειες αποκατάστασης βλαβών ή φθοράς.

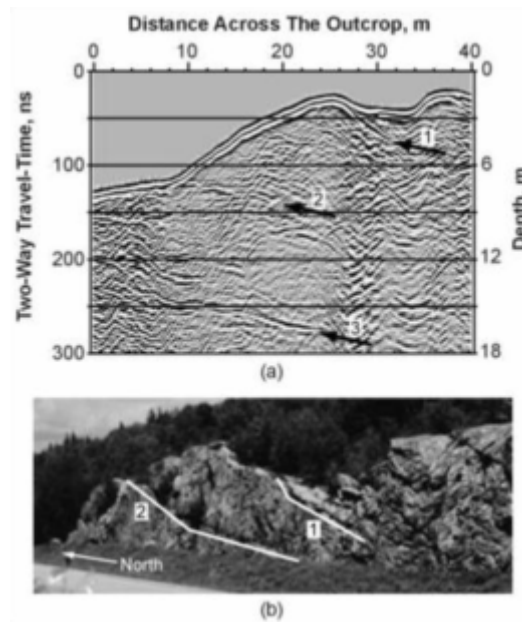
Ο έλεγχος της υπέργειας δομής πραγματοποιείται με την ανάλυση της σταθερότητας και της ποιότητας του καταστρώματος της γέφυρας, ώστε να επιβεβαιωθεί ότι η ποσότητα, το μέγεθος, η διάταξη, η απόσταση και το βάθος του οπλισμού, υπακούουν στις προδιαγραφές.

Ο έλεγχος της υπόγειας δομής πραγματοποιείται με τον προσδιορισμό του βάθους των θεμελίων, με έλεγχο ακεραιότητας (αποκάλυψη εσωτερικών ελαττωμάτων του σκυροδέματος) καθώς και με τον έλεγχο διάβρωσης του οπλισμού και της σύνδεσης του με το σκυρόδεμα.

➤ Χαρτογράφηση υπεδάφους

Οι γεωφυσικές μέθοδοι μπορούν να παραστήσουν με ακρίβεια την υπόγεια γεωλογία, τα ρήγματα, το βάθος υποβάθρου και να εντοπίσουν θαμμένες κατασκευές.

Η μέθοδος του γεωραντάρ μπορεί να χρησιμοποιηθεί εκεί όπου το βάθος υποβάθρου αναμένεται να είναι χαμηλό και το επιφανειακό κάλλυμα να μην περιέχει σημαντικά ποσοστά αργίλου. Εάν ισχύουν τα παραπάνω, τότε η διείσδυση μπορεί να είναι της τάξης των μερικών μέτρων ή ακόμη και δεκάδων μέτρων. Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι μια από τις πλέον χρησιμοποιούμενες σήμερα μεθόδους για να βρεθεί το βάθος του υποβάθρου, ιδιαίτερα για βάθη μικρότερα των 30 μέτρων.



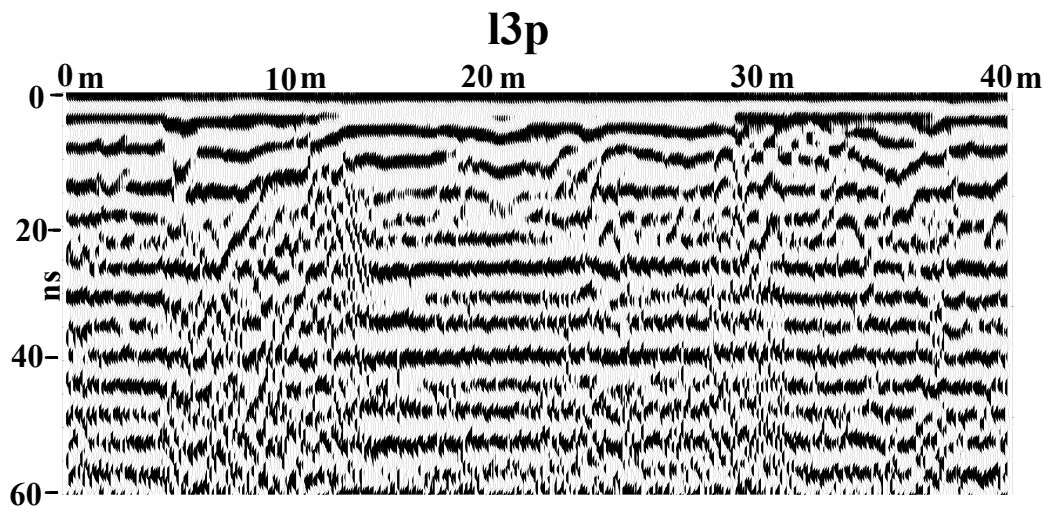
Σχήμα 1.5: Προφίλ GPR επάνω σε μια ζώνη διάρρηξης. Στην περίπτωση αυτή το βάθος υποβάθρου είναι σχετικά μικρό και οι ρωγμές φαίνονται σε μια τομή της οδού. Εδώ η διάρρηξη είναι υπο-οριζόντια και φαίνεται σαν ένας ανακλαστήρας.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι χρησιμοποιούνται συχνά στον εντοπισμό ρηγμάτων ή ασθενών ζωνών στο υπόβαθρο. Γενικά τα ρήγματα περιέχουν υγρασία σε σχέση με το συνεκτικό βραχώδες περιβάλλον και κατά συνέπεια είναι ηλεκτρικά αγωγίμα, καθώς επίσης έχουν και χαμηλότερη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Οι ζώνες ρηγμάτων μπορούν να παρουσιάζουν τις εξής διαφορές στις φυσικές παραμέτρους σε σχέση με το μητρικό συνεκτικό βραχώδες στο οποίο ανήκουν: α) χαμηλότερη ηλεκτρική αντίσταση (υψηλότερη αγωγιμότητα), β) χαμηλότερη σεισμική ταχύτητα και γ) τοπογραφικά «βυθίσματα» που έχουν προκληθεί από την ρηγμάτωση ή τη διάβρωση. Επιπλέον, η ρηγμάτωση μπορεί να προκαλέσει διάχυση (scattering) του σεισμικού ή ηλεκτρομαγνητικού (GPR) κύματος. Είναι επίσης πιθανόν αυτές οι περιοχές να έχουν χαμηλότερες τιμές πυκνότητας που θεωρητικά προκαλούν βαρυτικές ανωμαλίες. Ας σημειωθεί όμως ότι η επεξεργασία με βαρυτικές μεθόδους είναι αρκετά επίπονη και δύσκολη.

Αυτές οι παράμετροι ισχύουν επίσης και στις περιπτώσεις ασθενών ζωνών. Στην περίπτωση ασθενών ζωνών, η χαρτογράφηση απαιτεί την μέτρηση της κατακόρυφης μεταβολής της ηλεκτρικής αντίστασης ή σεισμικής ταχύτητας παρά την οριζόντια μεταβολή όπως γίνεται στην περίπτωση των ζωνών διάρρηξης.

1.3.2 Εφαρμογές στην αρχαιολογία

Οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης χρησιμοποιούνται τόσο στον εντοπισμό και τη χαρτογράφηση θαμμένων αρχαιοτήτων, όσο και στη μελέτη της δομής κοντά στην επιφάνεια του εδάφους και στον καθορισμό των μηχανικών ιδιοτήτων των εδαφών. Οι μέθοδοι αυτές εφαρμόζονται στην εξερεύνηση αρχαιολογικών χώρων σε παγκόσμια κλίμακα. Στηρίζονται στο γεγονός ότι οι αρχαιότητες αποτελούν διαταράξεις στην ομοιογένεια των ανώτερων στρωμάτων της Γης και επομένως προκαλούν ανωμαλίες σε φυσικά ή τεχνητά πεδία. Οι ανωμαλίες αυτές καταγράφονται με τη βοήθεια κατάλληλων οργάνων, επεξεργάζονται βάσει διεθνώς παραδεκτών μεθόδων και τελικά παρουσιάζεται μια χαρτογράφηση των υπεδάφινων αρχιτεκτονικών λειψάνων.



Σχήμα 1.6: Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου του γεωραντάρ σε ασφαλτοστρωμένο χώρο. Οι έντονες περιθλάσεις του σήματος αντανακλούν την ύπαρξη αρχαιοτήτων στο υπέδαφος

Η χρησιμότητα των χαρτών αυτών στην αρχαιολογική έρευνα είναι προφανής. Ο ανασκαφέας αρχαιολόγος μπορεί να κατευθύνει επιλεκτικά τη έρευνά του, να εξάγει συμπεράσματα και στη συνέχεια να τα προεκτείνει για όλη την περιοχή που μελετά στηριζόμενος στο γεωφυσικό χάρτη. Η εφαρμογή των μεθόδων αυτών γίνεται σε πολύ σύντομο χρονικό διάστημα και με μικρό κόστος.

1.3.3 Εφαρμογές στους υδάτινους πόρους

Ο υδροφόρος ορίζοντας μπορεί να υπάρχει από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι και σε πολλές εκατοντάδες μέτρα βάθος. Η ακριβής θέση της επιφάνειας αυτής εξαρτάται από την γεωλογία της περιοχής, την τοπογραφία και την βροχόπτωση. Σε ιζηματογενείς περιοχές η θέση του υδροφόρου ορίζοντα εξαρτάται από το είδος των ιζημάτων και το μέγεθος του κόκκου τους. Σε σκληρά πετρώματα ο υδροφόρος μπορεί να εξελίσσεται μέσα στο επιφανειακό κάλυμμα επάνω από το βραχώδες. Εάν δεν συμβαίνει αυτό τότε μπορεί να εξελίσσεται μέσα σε ρήγματα μέσα στο βραχώδες και να έχει μια ακανόνιστη μορφή.

Όταν το υπόβαθρο είναι αδιαπέραστο, όπως ο γρανίτης και άλλα μεταμορφωμένα πετρώματα, τότε το υπόγειο νερό μπορεί να συγκρατείται σε κοιλώματα (βυθίσματα) του υποβάθρου.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι είναι οι πλέον κατάλληλες για να χαρτογραφήσουν την επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα καθώς επίσης και των ζωνών διάρρηξης μέσα σε βραχώδη πετρώματα που περιέχουν νερό.

Οι γεωφυσικές μέθοδοι που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για να βρεθεί η κορυφή του υδροφόρου ορίζοντα είναι η μέθοδος της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης καθώς και η σεισμική μέθοδος, μπορεί όμως να εφαρμοστεί και η μέθοδος του γεωραντάρ αλλά σε ορισμένες περιπτώσεις.

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να χαρτογραφήσει την επιφάνεια του υδροφόρου ορίζοντα υπό προϋποθέσεις. Εάν τα υπερκείμενα αλλουβιακά ιζήματα είναι λεπτόκοκκα τότε δεν θα υπάρξει απόδοση δεδομένου ότι η αντίθεση μεταξύ ακόρεστου και κορεσμένου μέσου θα είναι ελάχιστη όσον αφορά στις σεισμικές ταχύτητες. Εν τούτοις εάν τα αλλουβιακά υπερκείμενα είναι χάλικες τότε η μέθοδος θα έχει απόδοση.

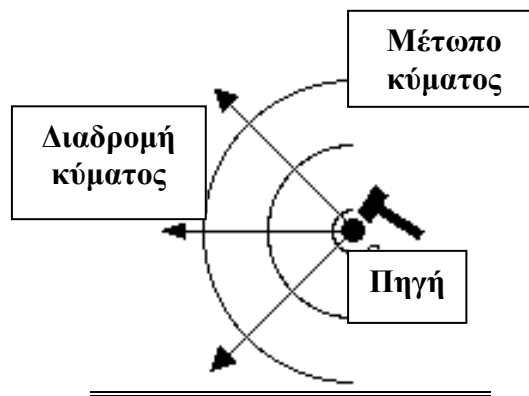
Για να χρησιμοποιηθεί η μέθοδος του γεωραντάρ πρέπει το κορεσμένο μέσο να παρουσιάζει σημαντική διαφορά στην διηλεκτρική σταθερά σε σχέση με εκείνη του ακόρεστου. Επιπλέον, η ύπαρξη αργίλων θα ελαττώσει σημαντικά το σήμα και θα μειωθεί η διακριτική ικανότητα της έρευνας. Ιδεώδεις συνθήκες δημιουργούνται όταν πρόκειται για αμμώδη εδάφη. Στην περίπτωση αυτή το βάθος μπορεί να ξεπεράσει και τα 20 μέτρα.

2. ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

2.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΜΕΘΟΔΟΥ

Βασική προϋπόθεση για να ισχύει η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης είναι ότι οι ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων θα πρέπει να αυξάνουν από τους ρηχότερους στους βαθύτερους σχηματισμούς (δημιουργία ορικά διαθλώμενων κυμάτων).

Παράγονται στην επιφάνεια του εδάφους τεχνητά σεισμικά κύματα με την βοήθεια μίας τεχνητής πηγής (πίπτον βάρος, πρόσκρουση σφύρας στο έδαφος κτλ.), τα οποία ταξιδεύουν μέσα στο έδαφος (σχήμα 2.1) και καταγράφονται στην επιφάνεια από ειδικά σεισμόμετρα (γεώφωνα), η λειτουργία των οποίων στηρίζεται στην μετατροπή της σεισμικής ενέργειας σε ηλεκτρομαγνητικό παλμό.

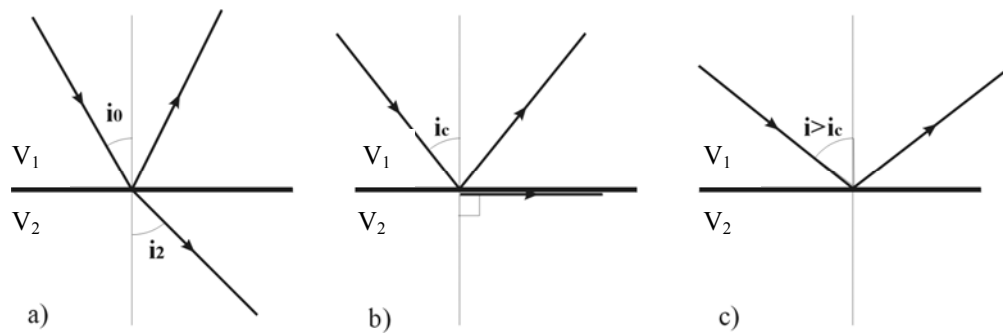


Σχήμα 2.1: Δημιουργία τεχνητά παραγόμενων σεισμικών κυμάτων και διάδοση αυτών στο μέσο

Με την δημιουργία των τεχνητών αυτών δονήσεων παράγονται απευθείας σεισμικά κύματα τα οποία και καταγράφονται πρώτα στα γεώφωνα, διαθλώμενα σεισμικά κύματα, ανακλώμενα κύματα και σε ιδιαίτερες περιπτώσεις περιθλώμενα σεισμικά κύματα (σχήμα 2.2).

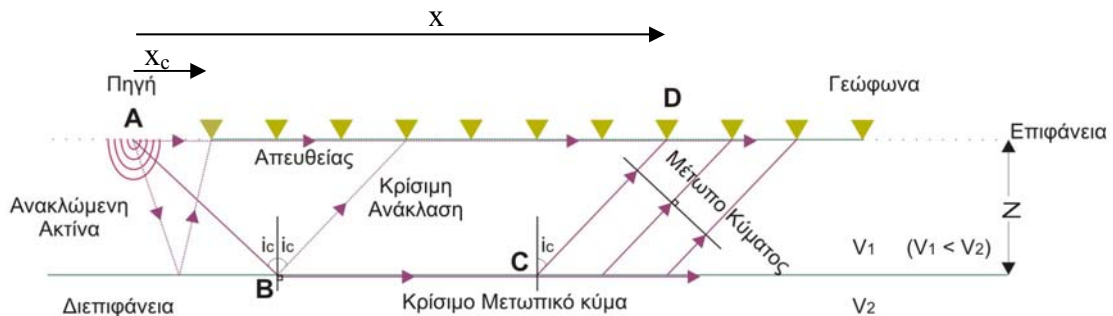
Στην πιο απλή περίπτωση, όπου έχουμε ένα οριζόντιο στρώμα ταχύτητας V_1 και πάχους z_1 , το οποίο βρίσκεται πάνω σε ένα άλλο στρώμα ταχύτητας V_2 , ο καθορισμός της δομής σημαίνει προσδιορισμός των ταχυτήτων V_1 , V_2 και του πάχους h_1 του πάνω στρώματος.

Για τον καθορισμό της δομής με την μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, δημιουργούμε σεισμική δόνηση στη θέση A και σε απόσταση x από αυτή τοποθετούμε το γεώφωνο D (σχήμα 2.3).



Σχήμα 2.2: Σχηματική παράσταση των τριών περιπτώσεων πρόσπτωσης μιας σεισμικής ακτίνας σε μια διεπιφάνεια. Κατά την πρόσπτωση υπό γωνία α) μικρότερη της ορικής δημιουργούνται ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα, β) ίση με την ορική δημιουργούνται ανακλώμενα και μετωπικά κύματα και γ) με γωνία μεγαλύτερη της ορικής παρατηρείται ολική ανάκλαση.

Από την πηγή Α, αναχωρούν κύματα προς διάφορες διευθύνσεις. Από αυτά εκείνα που φθάνουν πρώτα στις θέσεις των γεωφώνων είναι τα απευθείας κύματα, τα οποία κινούνται κατά την διαδρομή AD και τα διαθλώμενα (μετωπικά) κύματα, τα οποία κινούνται κατά την διαδρομή ABCD.



Σχήμα 2.3: Σεισμικές ακτίνες των απευθείας, των διαθλώμενων και των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων.

Από το σχήμα 2.3 παρατηρείται ότι τα απευθείας κύματα φθάνουν και γράφονται πρώτα στα γεώφωνα, τα οποία βρίσκονται σε ορισμένη απόσταση x_c από τη πηγή. Πέρα από αυτήν την απόσταση, τα διαθλώμενα κύματα είναι αυτά που φθάνουν πρώτα. Η απόσταση αυτή λέγεται ορική απόσταση (Σχήμα 2.4) και δίνεται από τη σχέση (Βαφείδης, 1993):

$$x_c = 2 \cdot z_1 \cdot \sqrt{\frac{V_2 + V_1}{V_2 - V_1}} \quad (2.1)$$

Η γωνία πρόσπτωσης, i_0 , η γωνία διάθλασης i_2 , και οι ταχύτητες V_1 και V_2 στα δύο επιφανειακά στρώματα συνδέονται μέσω του νόμου του Snell:

$$p = \frac{\sin(i_0)}{V_1} = \frac{\sin(i_2)}{V_2} \quad (2.2)$$

όπου p είναι η παράμετρος της σεισμικής ακτίνας. Η σεισμική ακτίνα προσπίπτει στην διαχωριστική επιφάνεια υπό ορική γωνία, όταν ισχύει $V_2 > V_1$ και η διαθλώμενη ακτίνα έχει διεύθυνση παράλληλη προς τη διαχωριστική επιφάνεια (Σχήμα 2.2b). Σε μια τέτοια περίπτωση ο νόμος του Snell τροποποιείται ως εξής:

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2} \quad (2.3)$$

Όταν η γωνία πρόσπτωσης είναι μεγαλύτερη της ορικής γωνίας, παρατηρείται ολική ανάκλαση (Σχήμα 2.2c). Ο χρόνος διαδρομής των απευθείας κυμάτων, δίνεται από την σχέση:

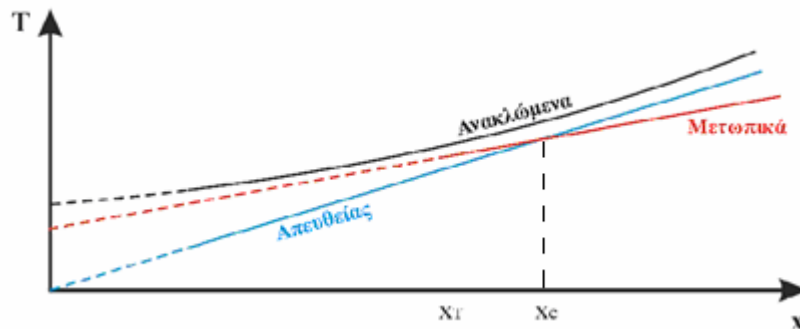
$$t = x/V_1 \quad (2.4)$$

και η γραφική τους παράσταση σε συνάρτηση με την απόσταση x θα πρόκειται για ευθεία γραμμή, η οποία θα διέρχεται από την αρχή του συστήματος συντεταγμένων.

Ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων, δίνεται από την σχέση:

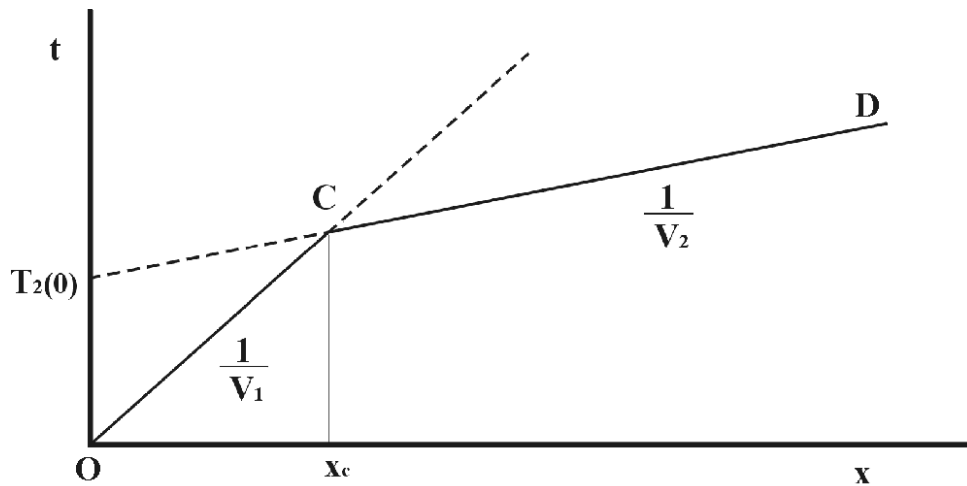
$$t = \frac{x}{V_2} + \frac{2h_1(V_2 - V_1)^{1/2}}{V_1 V_2} \quad (2.5)$$

η οποία στο διάγραμμα x - t ευθεία γραμμή της οποίας η κλίση είναι $1/V_2$ και η τομή της με τον άξονα των χρόνων δίνεται από τον δεύτερο όρο της παραπάνω σχέσης.



Σχήμα 2.4: Καμπύλες διαδρομής των απευθείας, των διαθλώμενων και των ανακλώμενων σεισμικών κυμάτων. Οι πρώτες αφίξεις είναι τα απευθείας κύματα για $x < x_c$ και τα μετωπικά για $x > x_c$.

Από τις κλίσεις των ευθειών μπορούν να υπολογιστούν οι ταχύτητες V_1 , V_2 , ενώ από την τομή τους στην απόσταση x_c , είναι δυνατόν να υπολογιστεί το πάχος z_1 του πάνω στρώματος.



Σχήμα 2.5: Καμπύλες διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων.

Στην περίπτωση κεκλιμένου στρώματος ο χρόνος διαδρομής των απευθείας κυμάτων δίνεται πάλι από την παραπάνω σχέση (2.5), ενώ ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων στην περίπτωση αυτή δίνεται από πιο πολύπλοκη μορφή σχέση.

Γενικά, η διαδικασία υπολογισμού του πάχους και των ταχυτήτων των στρωμάτων από τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, για μια δομή δύο οριζόντιων στρωμάτων ακολουθεί τα εξής βήματα (Βαφείδης, 1993):

- Σε διάγραμμα $t - x$ τοποθετούνται οι μετρήσεις των διπλών χρόνων διαδρομής (πρώτες αφίξεις, Σχήμα 2.5) και των αποστάσεων πηγής – γεωφώνου.
- Επιλέγονται τα σημεία που βρίσκονται σε ευθεία, η οποία ξεκινά από την αρχή των αξόνων (ευθεία OC Σχήμα 2.5). Από την κλίση αυτής της ευθείας (απευθείας κύματα) υπολογίζεται η ταχύτητα του επιφανειακού στρώματος ($V_1 = 1/\text{κλίση ευθείας απευθείας κυμάτων}$).
- Προσδιορίζεται η κλίση της ευθείας, η οποία περνά από τα υπόλοιπα σημεία (μετωπικά κύματα) και η τομή της με τον άξονα των χρόνων (χρόνος συνάντησης $T_2(0)$ Σχήμα 2.5). Από την κλίση της ευθείας των μετωπικών κυμάτων, υπολογίζεται η ταχύτητα του δεύτερου στρώματος ($V_2 = 1/\text{κλίση ευθείας μετωπικών κυμάτων}$).
- Προσδιορίζεται η ορική γωνία i_c από τη σχέση (2.3):

$$\sin(i_c) = \frac{V_1}{V_2}$$

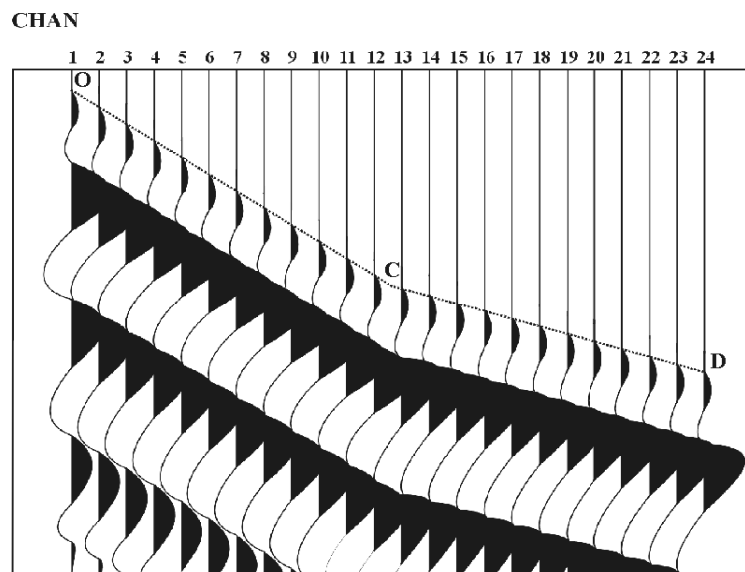
- Υπολογίζεται το πάχος του επιφανειακού στρώματος z_1 από τη σχέση:

$$z_1 = \frac{T_2(0) \cdot V_1}{2 \cos(i_c)} \quad (2.6)$$

όπου $T_2(0)$ είναι ο χρόνος συνάντησης και ισούται με το άθροισμα των χρόνων καθυστέρησης του σεισμικού κύματος στους κλάδους της σεισμικής ακτίνας που διαδίδονται στο επιφανειακό στρώμα.

Ως χρόνος καθυστέρησης σε ένα κλάδο της σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται σε ένα στρώμα ορίζεται ο πρόσθετος χρόνος που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει τον κλάδο αυτό, σε σχέση με το χρόνο που θα χρειαζόταν το κύμα για να διανύσει την οριζόντια προβολή του κλάδου με τη μέγιστη ταχύτητα που απόκτησε αυτό κατά τη διαδρομή του. Στην περίπτωση των δύο στρωμάτων, ο χρόνος καθυστέρησης στον ένα κλάδο της σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται στο επιφανειακό στρώμα δίνεται από τη σχέση:

$$T_{12} = \frac{SA}{V_1} - \frac{OA}{V_2} \quad (= \frac{BG}{V_1} - \frac{BP}{V_2}) \quad (2.7)$$



Σχήμα 2.6: Σχηματική παράσταση σεισμικών καταγραφών διάθλασης των οποίων οι πρώτες αφίξεις (διακεκομμένη γραμμή) αντιστοιχούν σε καταγραφές απευθείας (OC) και μετωπικών κυμάτων (CD).

2.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑΣ

Για την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης ακολουθείται η εξής διαδικασία:

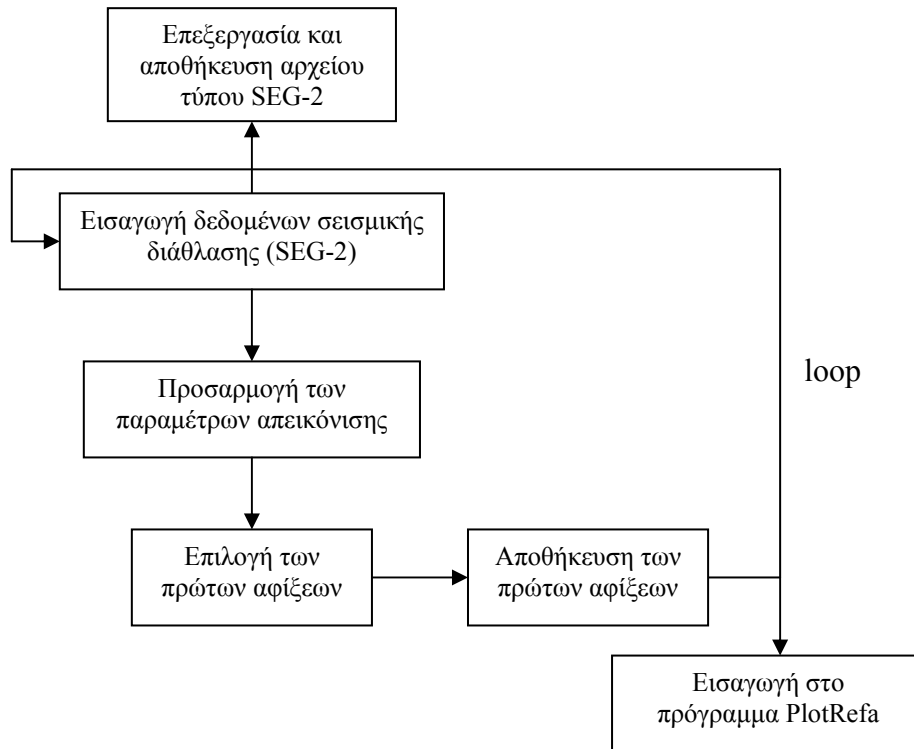
- Εισαγωγή των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης.

- Διαμόρφωση της γεωμετρίας των δεδομένων.
- Επιλογή των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων (picking) και αποθήκευση αυτών.
- Επεξεργασία των πρώτων αφίξεων.
- Δημιουργία δρομοχρονικών διαγραμμάτων.
- Αντιστροφή.
- Προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων και του μοντέλου βάθους (σεισμικές τομές).

Τα δεδομένα εισάγονται στο πρόγραμμα επεξεργασίας (PickWin), σε μορφή SEG-2. Μετά την εισαγωγή των δεδομένων, ο χρήστης μπορεί να επέμβει και να διορθώσει τη γεωμετρία του πειράματος, αν είναι απαραίτητο (θέση πηγής, ισαπόσταση γεωφώνων κ.τ.λ.). Το πρόγραμμα παρέχει τη δυνατότητα βελτιστοποίησης της εμφάνισης των δεδομένων, προκειμένου να διακρίνονται πιο εύκολα οι πρώτες αφίξεις. Για το σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται φίλτρα απομάκρυνσης θορύβου, ενίσχυσης του πλάτους των κυμάτων και μεγέθυνσης στην οριζόντια ή στην κατακόρυφη διεύθυνση.

Το πρόγραμμα επιλέγει αυτόματα τις πρώτες αφίξεις των σεισμικών κυμάτων, ενώ παρέχει δυνατότητα ελεύθερης επιλογής στο χρήστη. Η διαδικασία της εισαγωγής και επεξεργασίας των δεδομένων, ολοκληρώνεται όταν χρησιμοποιηθούν όλα τα αρχεία που αντιστοιχούν στην ίδια γραμμή μελέτης (spread). Ακολουθεί η αποθήκευση του αρχείου (επέκταση .vs), το οποίο συμπεριλαμβάνει όλα τα αρχεία της ίδιας γραμμής μελέτης (σχήμα 2.7).

Με το κύριο πρόγραμμα ανάλυσης και ερμηνείας (PlotRefa) πραγματοποιείται η αντιστροφή των πρώτων αφίξεων με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας. Το πρόγραμμα λαμβάνει ως αρχείο εισόδου, το αρχείο εξόδου του προγράμματος Pickwin (αρχεία με επέκταση .vs) και παρέχει τη δυνατότητα της κοινής επεξεργασίας περισσότερων του ενός αναπτύγματος (spreads), που σχηματίζουν ευθεία γραμμή μελέτης. Μετά την εισαγωγή των δεδομένων, δημιουργείται το δρομοχρονικό διάγραμμα (διάγραμμα χρόνου διαδρομής συναρτήσει της οριζόντιας απόστασης πηγής - γεωφώνου). Ο χρήστης μπορεί να κάνει διορθώσεις, να διαγράψει δεδομένα και να μεταβάλει την κλίμακα. Επιλέγεται ο αριθμός των στρωμάτων. Το σημείο που εμφανίζει αλλαγή κλίσης στην καμπύλη των πρώτων αφίξεων, αποτελεί ένδειξη αλλαγής στρώματος. Τα σεισμικά στρώματα τονίζονται με διαφορετικό χρώμα.



Σχήμα 2.7: Διάγραμμα ροής του προγράμματος PickWin. Η διαδικασία εισαγωγής δεδομένων επαναλαμβάνεται (loop) μέχρις ότου εισαχθούν όλα τα δεδομένα που αντιστοιχούν στην ίδια γραμμή μελέτης (spread).

Στη συνέχεια εφαρμόζονται δύο μέθοδοι αντιστροφής: η μέθοδος της Σεισμικής Τομογραφίας (Tomography) και η μέθοδος Αντιστροφής των Χρόνων Καθυστέρησης (Time-Term).

Στη δεύτερη μέθοδο, με την εντολή “Time-Term Inversion”, οι χρόνοι καθυστέρησης (delay times) υπολογίζονται αυτόματα (μέσω της γραμμικής μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων), ενώ μπορούν να εισαχθούν τα υψόμετρα στις θέσεις των γεωφώνων και προκύπτει το αρχικό μοντέλο βάθους. Σε κάθε στρώμα αντιστοιχεί μία μέση ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Πιο αναλυτικά:

- Ορίζεται ως βραδύτητα S , το αντίστροφο της ταχύτητας:

$$S_1 = \frac{1}{V_1} \quad (2.8)$$

$$S_2 = \frac{1}{V_2} \quad (2.9)$$

όπου V_1 και V_2 είναι οι ταχύτητες του πρώτου και δεύτερου στρώματος αντίστοιχα (σχήμα 2.7).

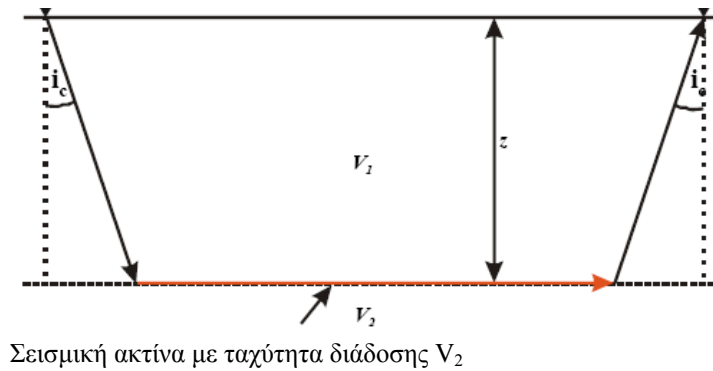
- Προσδιορίζεται η ορική γωνία i_c (Νόμος Snell):

$$\sin(i_c) = \frac{S_2}{S_1}. \quad (2.10)$$

- Ο ολικός χρόνος διαδρομής t του μετωπικού κύματος, από την πηγή στο γεώφωνο δίνεται από τη σχέση:

$$t = 2S_1 \cos(i_c)z + xS_2 = cz + xS_2 \quad (2.11)$$

όπου x η γνωστή απόσταση μεταξύ της πηγής και του γεωφώνου και z το πάχος του πρώτου στρώματος. Με το συνδυασμό των παραπάνω σχέσεων, υπολογίζεται η βραδύτητα S_2 και το πάχος z .



Σχήμα 2.8: Σεισμική ακτίνα μετωπικού κύματος.

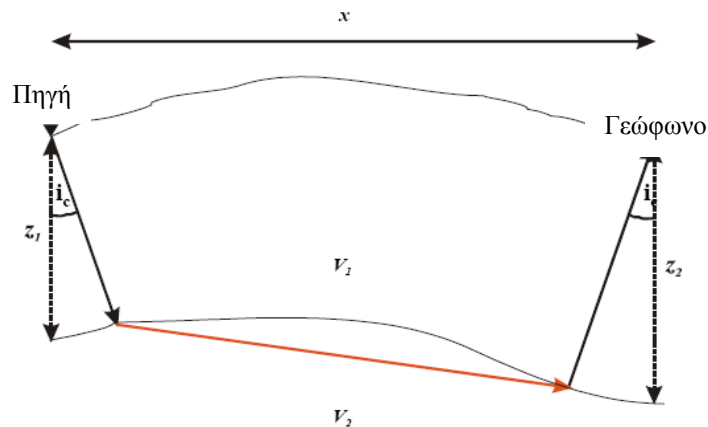
Όταν η διαχωριστική επιφάνεια παρουσιάζει καμπυλότητα (σχήμα 2.9), το πάχος του πρώτου στρώματος και η βραδύτητα του δεύτερου στρώματος S_2 υπολογίζονται από τη σχέση:

$$t = cz_1 + cz_2 + xS_2 \quad (2.12)$$

Για περισσότερα στρώματα ισχύει:

$$t_j = \sum_{k=1}^n c_{jk} z_k + x_j S_2 \quad (2.13)$$

όπου j είναι ο αριθμός των χρόνων διαδρομής και n ο αριθμός των γεωφώνων.



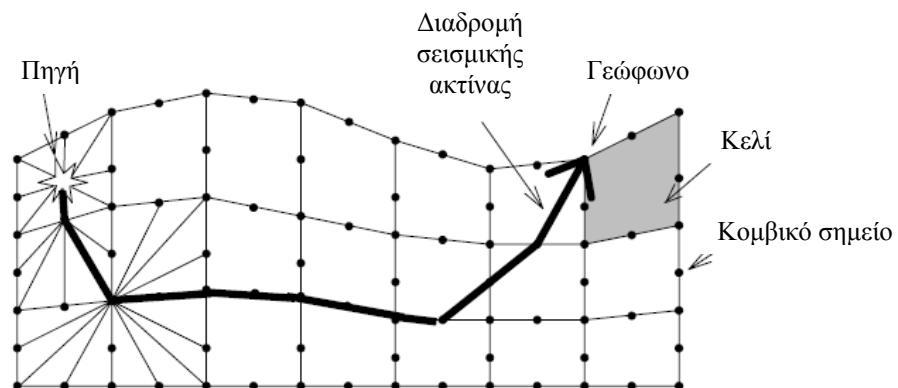
Σχήμα 2.9: Πορεία σεισμικής ακτίνας.

Η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας βασίζεται σε αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, το οποίο είτε δημιουργείται με τη μέθοδο αντιστροφής των χρόνων καθυστέρησης, είτε κατασκευάζεται βάσει ορισμένων παραμέτρων (ελάχιστη και μέγιστη σεισμική ταχύτητα, αριθμός στρωμάτων, βάθος, υψόμετρο). Χρησιμοποιείται όταν η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μεταβάλλεται βαθμιαία, όταν είναι γνωστή η ύπαρξη πλευρικής μεταβολής της ταχύτητας και σε περιπτώσεις έντονου ανάγλυφου.

Πάνω στο αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, σχεδιάζονται επαναληπτικά οι διαθλώμενες σεισμικές ακτίνες και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής για κάθε τέτοια ακτίνα, με σκοπό να ελαχιστοποιηθεί το σφάλμα που προκύπτει, μεταξύ των χρόνων διαδρομής που παρατηρούνται και αυτών που υπολογίζονται.

Η διαδικασία εύρεσης του ελάχιστου χρόνου διαδρομής του κύματος, από την πηγή στο γεώφωνο, για κάθε ζεύγος πηγής – γεωφώνου (ευθύ πρόβλημα) ακολουθεί τα εξής βήματα:

- Το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων χωρίζεται σε περιοχές-κελιά (cells) σταθερής ταχύτητας (σχήμα 2.10).
- Καθορίζεται η τιμή των παρακάτω παραμέτρων: αριθμός των επαναλήψεων, αριθμός των κομβικών σημείων (nodes) που βρίσκονται κατά μήκος των πλευρών του κελιού και όχι στις γωνίες, εξομάλυνση κατά την οριζόντια και κατά την κατακόρυφη διεύθυνση, μέγιστη και ελάχιστη ταχύτητα.
- Σχεδιάζονται οι πιθανές διαδρομές των σεισμικών ακτίνων από την πηγή στα γεώφωνα. Τα σημεία τομής της ακτίνας με το κελί, ονομάζονται κομβικά σημεία. Το πλήθος των σημείων αυτών, αποτελεί ένδειξη της πυκνότητας των ακτίνων.



Σχήμα 2.10: Σχεδιασμός κανάβου στο αρχικό μοντέλο ταχυτήτων.

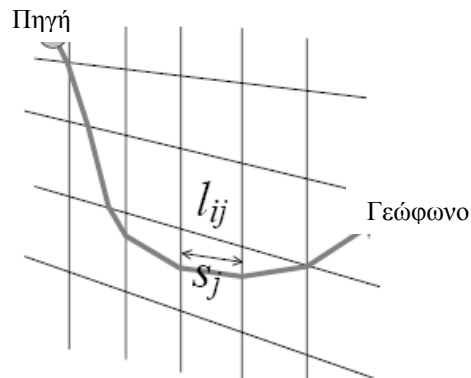
Στο σχήμα 2.12 απεικονίζονται όλες οι πιθανές διαδρομές από την πηγή Α στο γεώφωνο Β και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής μεταξύ των κομβικών σημείων, ενώ στο σχήμα 2.13 απεικονίζεται ο τρόπος υπολογισμού της συντομότερης διαδρομής.

Η διαδικασία υπολογισμού των ταχυτήτων (αντίστροφο πρόβλημα) επαναλαμβάνεται, μέχρι να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ των χρόνων διαδρομής που παρατηρήθηκαν και αυτών που υπολογίζονται. Ακολουθεί τα εξής βήματα:

- Ο χρόνος διαδρομής t για κάθε πιθανή διαδρομή της σεισμικής ακτίνας δίνεται από τη σχέση:

$$t_i = \sum_{j=1}^N S_j l_{ij} \quad (2.14)$$

όπου i και j είναι ο αριθμός των σεισμικών ακτίνων και των κελιών αντίστοιχα, S είναι η βραδύτητα ($S=1/V$) και l είναι το μήκος της σεισμικής ακτίνας σε κάθε κελί (σχήμα 2.11). Επιλέγεται η διαδρομή με τον ελάχιστο χρόνο (βέλτιστη διαδρομή).

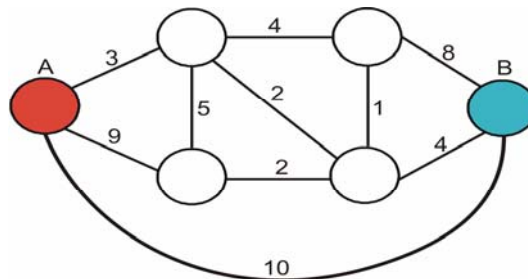


Σχήμα 2.11: Απεικόνιση της διαδρομής της σεισμικής ακτίνας από την πηγή στο γεώφωνο

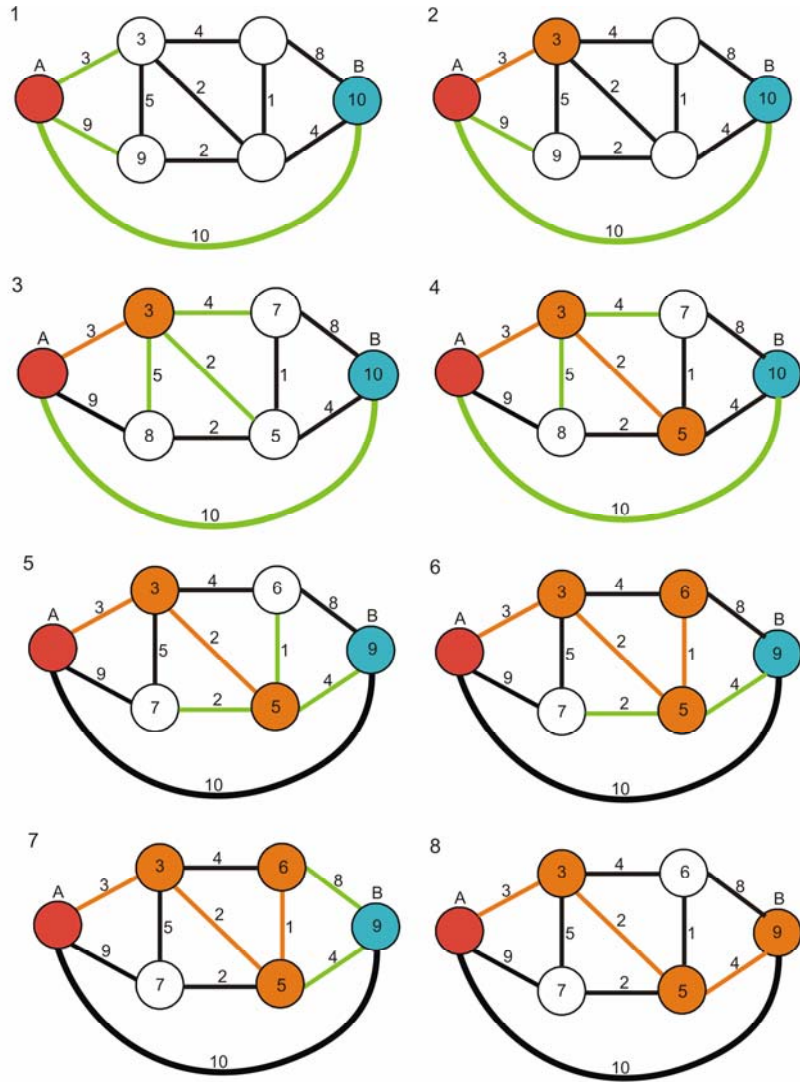
- Υπολογίζεται η διαφορά ΔT μεταξύ των χρόνων διαδρομής που υπολογίστηκαν (T^C) και αυτών που παρατηρήθηκαν (T^O):

$$\Delta T_k = T^O - T_k^C \quad (2.15)$$

όπου, k είναι ο αριθμός των επαναλήψεων.



Σχήμα 2.12: Πορεία της σεισμικής ακτίνας από την πηγή Α στο γεώφωνο Β (Παπαθανασίου, 2007).



Σχήμα 2.13: Υπολογισμός του ελάχιστου χρόνου διαδρομής της σεισμικής ακτίνας (Παπαθανασίου, 2007).

- Προσδιορίζονται οι διορθωμένες τιμές της βραδύτητας και το αρχικό μοντέλο τροποποιείται. Το σύστημα που προκύπτει, είναι της μορφής:

$$L\Delta S = \begin{bmatrix} l_{11} & l_{12} & \cdot & l_{1N} \\ l_{21} & l_{22} & \cdot & l_{2N} \\ l_{31} & l_{32} & \cdot & l_{3N} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ l_{M1} & l_{M2} & \cdot & l_{MN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta s_1 \\ \Delta s_2 \\ \cdot \\ \Delta s_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \Delta t_1 \\ \Delta t_2 \\ \cdot \\ \Delta t_M \end{bmatrix} = T^o - T^c \quad (2.16)$$

$$L_k \Delta S_k = \Delta T_k \quad (2.17)$$

$$S_{k+1} = S_k + \Delta S_k \quad (2.18)$$

Τα στοιχεία του πίνακα L (Ιακωβιανός πίνακας) υπολογίζονται από τη σχέση:

$$l_{ij} = \frac{\partial t_i}{\partial s_j} \quad (2.19)$$

Το γραμμικό σύστημα (2.16) τροποποιείται:

$$L^T L \Delta S = L^T \Delta T \quad (2.20)$$

και επιλύεται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων.

- Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMS error) υπολογίζεται από τη σχέση:

$$E = LS - T \quad (2.21)$$

Όταν η διαφορά είναι μεγαλύτερη του 1,5 msec, το μοντέλο που προκύπτει δεν είναι αποδεκτό.

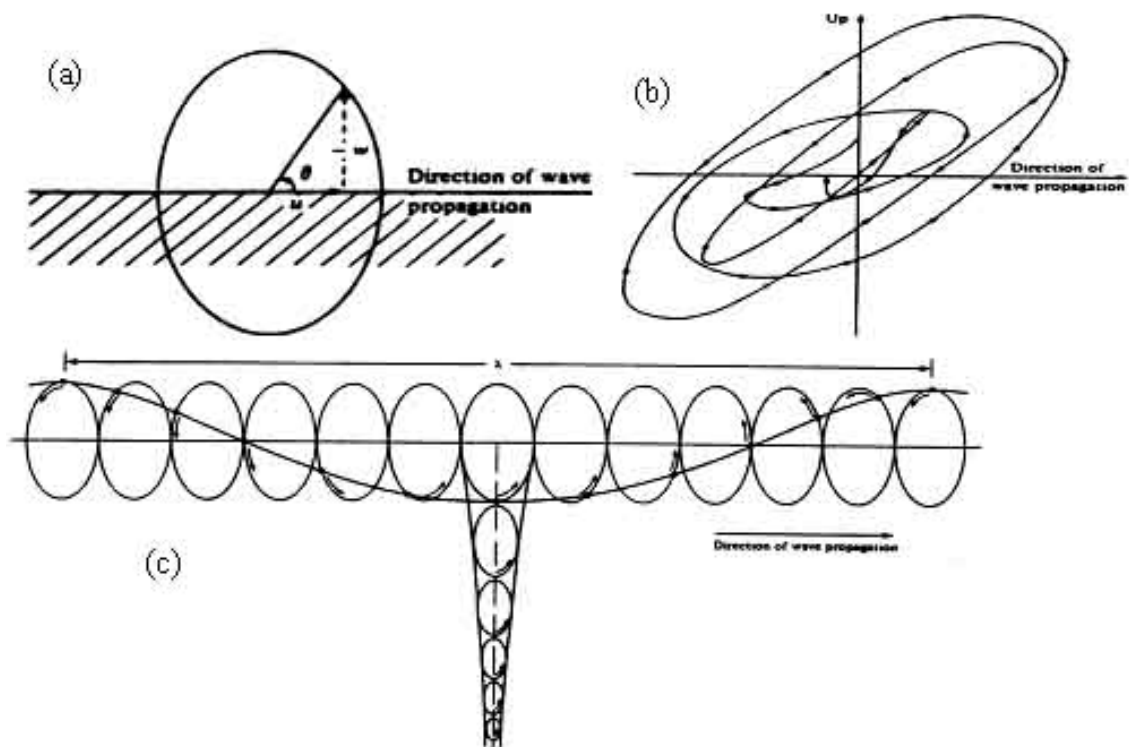
- Δημιουργείται το τελικό μοντέλο ταχυτήτων.

Όσο περισσότερες είναι οι επαναλήψεις, τόσο πιο αξιόπιστο είναι το τελικό μοντέλο. Οι υπολογιζόμενοι χρόνοι διαδρομής, απεικονίζονται στο δρομοχρονικό διάγραμμα και συγκρίνονται με αυτούς που παρατηρήθηκαν. Τα αποτελέσματα της ανάλυσης αποθηκεύονται για περαιτέρω επεξεργασία.

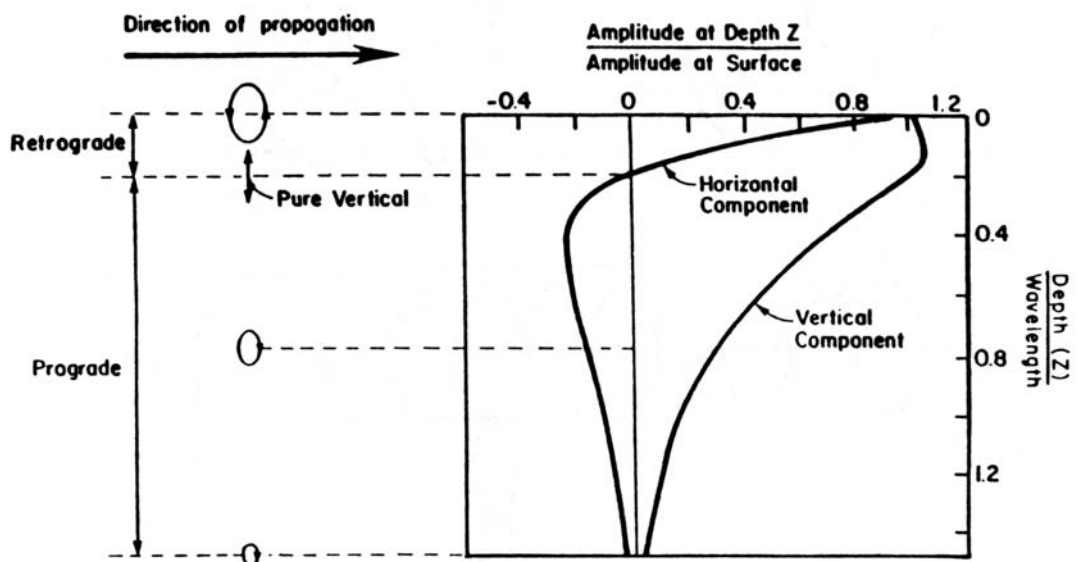
Τα προγράμματα επεξεργασίας (PickWin, PlotRefa) αποτελούν εφαρμογές του λογισμικού SeisImager.

2.3 Η ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

Τα κύματα Rayleigh διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια, με φορά κίνησης αντίθετη με τη φορά των δεικτών του ρολογιού (Σχήμα 2.16) και προκαλούν μια σύνθετη κίνηση των σωματιδίων της ύλης, η οποία είναι συνισταμένη της οριζόντιας ή ακτινικής και της κατακόρυφης ή διατμητικής συνιστώσας και έχει τη μορφή της έλλειψης (Σχήμα 2.16a). Με το βάθος όμως, η ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων, μεταβάλλεται προοδευτικά μέχρι να γίνει κατακόρυφη γραμμική και στη συνέχεια πάλι ελλειπτική με ορθή φορά ενώ το πλάτος της κίνησης αποσβένεται απότομα και γρήγορα. Έτσι, σε βάθος ίσο περίπου με 1,5 φορά το μήκος κύματος, η κατακόρυφη συνιστώσα του πλάτους γίνεται ίση με το 10% του αρχικού πλάτους, που έχει στην ελεύθερη επιφάνεια (Σχήμα 2.17). Η ταχύτητα διάδοσής τους, V_R , είναι συνάρτηση των ταχυτήτων των διαμηκών και των εγκάρσιων κυμάτων.



Σχήμα 2.14: Σχηματική παράσταση της διάδοσης των κυμάτων Rayleigh. (a) η προβλεπόμενη κίνηση στην επιφάνεια ενός ισότροπου ημιχώρου, (b) η πραγματική κίνηση στο έδαφος και (c) μια τομή της κίνησης των σωματιδίων από την επιφάνεια έως και κάποιο βάθος στον ημιχώρο (Sheriff and Geldart, 1995).



Σχήμα 2.15: Το πλάτος και η κατανομή της σωματιδιακής κίνησης με το βάθος κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh (Nazarian, 1984).

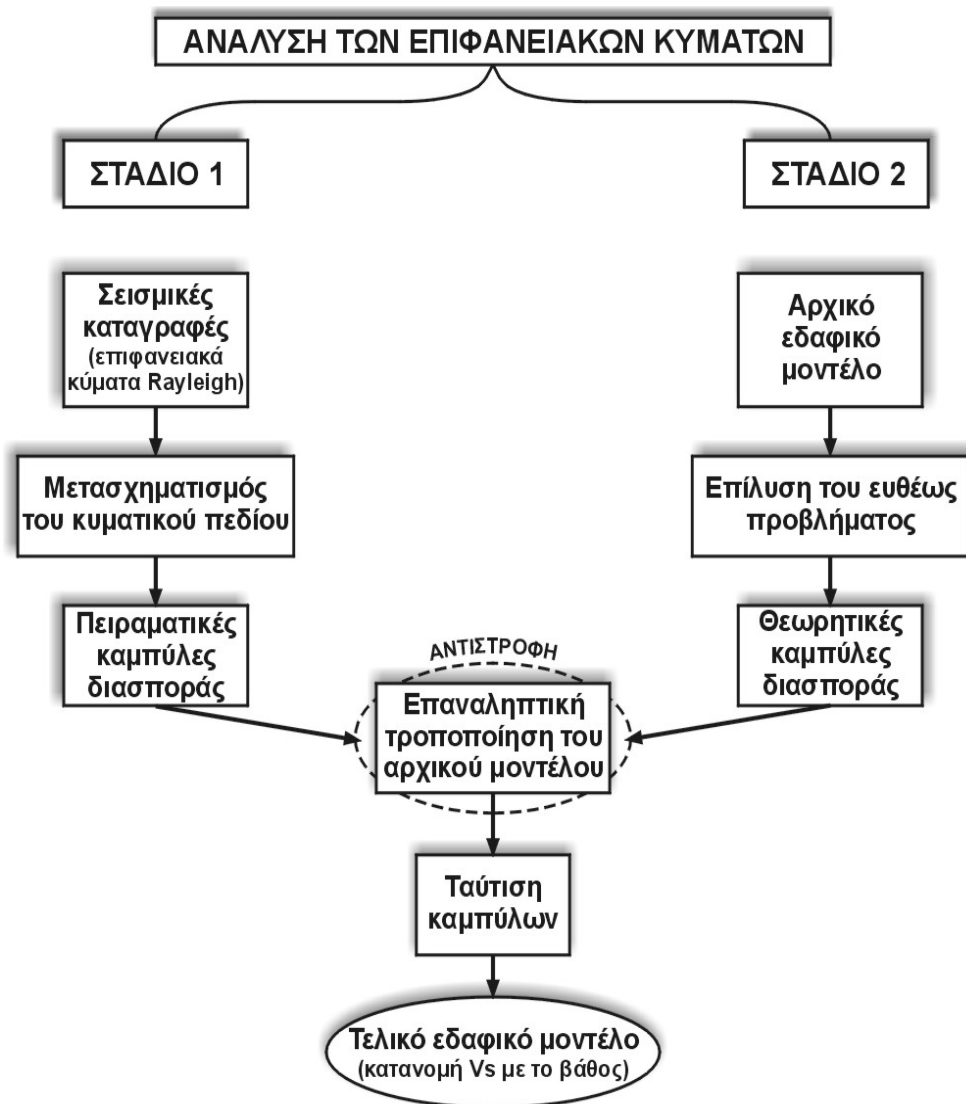
Τα κύματα Rayleigh παρουσιάζουν μεγάλο ενδιαφέρον, τόσο στη σεισμολογία όσο και στην εφαρμοσμένη γεωφυσική, καθώς αξιοποιούνται οι ιδιαίτερες ιδιότητες όπως σκέδαση, εξασθένηση, χαρακτηριστικές καμπύλες που τα χαρακτηρίζουν.

2.3.1 ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH

Η επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων με την μέθοδο της Πολυκάναλης Ανάλυσης των Επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW) επικεντρώνεται στον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς καταγραφών πλούσιων σε επιφανειακά κύματα Rayleigh και στην αντιστροφή τους για τον προσδιορισμό της μεταβολής της ταχύτητας των S- κυμάτων με το βάθος.

Η διαδικασία της αντιστροφής επιλύει το πρόβλημα του προσδιορισμού των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου από τις καμπύλες διασποράς. Στο ευθύ πρόβλημα, οι εδαφικές παράμετροι χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των θεωρητικών καμπύλων διασποράς, ενώ στη διαδικασία της αντιστροφής, τα σεισμικά δεδομένα (πειραματικές καμπύλες διασποράς) χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση των παραμέτρων του εδαφικού μοντέλου.

Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh δύναται να χωριστεί σε δύο διακριτά στάδια (Σχ. 2.14). Κατά το πρώτο στάδιο μέσω μιας διαδικασίας μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου δύο βημάτων προκύπτουν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Κατά το δεύτερο στάδιο της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, επιλέγεται ένα αρχικό εδαφικό μοντέλο και μέσω της επίλυσης του ευθέως προβλήματος, χρησιμοποιώντας την τεχνική Thomson-Haskel (Haskel, 1953, Schwab and Knopoff, 1972), προσδιορίζονται οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς για οριζόντια στρωματομένο μέσο. Τροποποιώντας επαναληπτικά το αρχικό εδαφικό μοντέλο επιτυγχάνεται η ταύτιση των πειραματικών και θεωρητικών καμπύλων διασποράς (διαδικασία αντιστροφής). Έτσι, εφόσον πραγματοποιηθεί ταύτιση των καμπύλων, προσδιορίζεται το τελικό εδαφικό μοντέλο (κατανομή της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων με το βάθος), το οποίο θεωρείται ότι ταυτίζεται με το πραγματικό εδαφικό μοντέλο.



Σχήμα 2.16: Διάγραμμα ροής που περιγράφει την μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Κρητικάκης, 2003).

➤ Στάδιο 1^ο Απόκτηση σεισμικών καταγραφών

Στα πειράματα σεισμικών διασκοπήσεων, τα επιφανειακά κύματα εμφανίζονται στα σειсмоγράμματα μετά τα κύματα χώρου και αναγνωρίζονται από το μεγάλο πλάτος και τη σχετικά χαμηλή συχνότητά τους. Η απόκτηση των σεισμικών καταγραφών, στις οποίες θα πρέπει να δεσπόζουν τα επιφανειακά κύματα, απαιτεί ορισμένες ρυθμίσεις, όπως είναι η επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού (γεωφώνα κατάλληλης ιδιοσυχνότητας και σεισμική πηγή με ευρύ φασματικό περιεχόμενο), η ρύθμιση της απόστασης πηγής – γεωφώνου και της ισαπόστασης των γεωφώνων, η ρύθμιση του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής. Η διάταξη πηγής -

γεωφώνων συνήθως είναι ίδια με εκείνη που εφαρμόζεται στις εργασίες της σεισμικής ανάκλασης. Εκτενέστερες αναφορές σχετικά με τις βέλτιστες παραμέτρους απόκτησης των σεισμικών καταγραφών έχουν παρουσιαστεί από τους Park et al (1999).

- **Μετασχηματισμός του κυματικού πεδίου**

Τα επιφανειακά κύματα που καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής είναι δυνατό να αναλυθούν στις χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς τους που προκύπτουν μετά την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου (McMechan and Yedlin, 1981). Κατά το μετασχηματισμό αυτό, αρχικά εφαρμόζεται γραμμική χρονική απόκλιση (Linear MoveOut – LMO) στα σεισμικά δεδομένα:

$$u(x, t) \xrightarrow{\text{LMO}} U(x, \tau) = U(x, t - px) \quad (2.22)$$

όπου $u(x, t)$ είναι η κυματική ενέργεια στο πεδίο απόστασης – χρόνου, τ είναι ο χρόνος καθυστέρησης:

$$\tau = t - px \quad (2.23)$$

p είναι η βραδύτητα φάσης (phase slowness) που αντιστοιχεί στην παράμετρο της σεισμικής ακτίνας (εξ. 2.24), ενώ για οριζόντια διαδιδόμενα σεισμικά κύματα αποτελεί το αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας (Yilmaz, 1987).

$$p = \left. \frac{\sin(i)}{V} \right|_{i=90^\circ} \Rightarrow p = \frac{1}{V_{\text{hor}}} \quad (2.24)$$

Επίσης, η βραδύτητα φάσης σχετίζεται με την ταχύτητα φάσης (C) σύμφωνα με τη σχέση:

$$p = \frac{1}{C} \quad (2.25)$$

στην οποία σαν ταχύτητα φάσης μπορεί να θεωρηθεί η ταχύτητα διάδοσης κάθε αρμονικού σεισμικού κύματος.

Χρησιμοποιώντας ιδιότητες του μετασχηματισμού Fourier, η γραμμική χρονική απόκλιση είναι δυνατό να πραγματοποιηθεί στο χώρο των συχνοτήτων σύμφωνα με την σχέση:

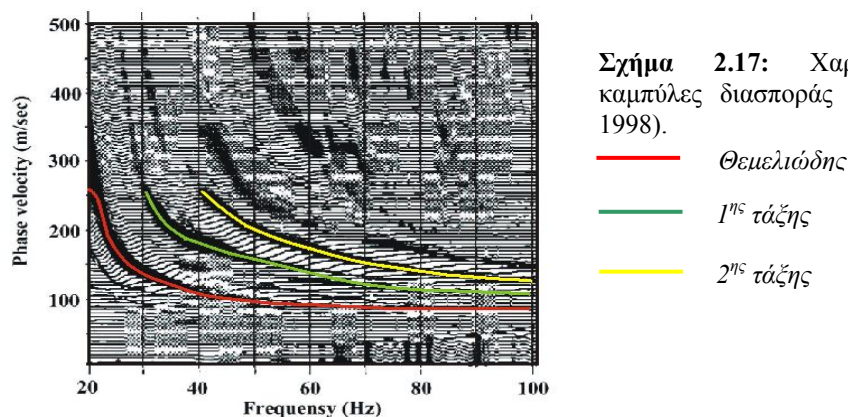
$$U(x, \tau) = U(x, t - px) \Leftrightarrow \tilde{U}(x, f) \cdot e^{-i2\pi fpx} \quad (2.26)$$

στην οποία το σύμβολο \Leftrightarrow υποδηλώνει ζεύγος Fourier.

Ακολουθώντας, τα δεδομένα αθροίζονται ως προς την απόσταση πηγής – γεωφώνου (offset) στον χώρο των συχνοτήτων:

$$\tilde{S}(p, f) = \sum_x \tilde{U}(x, f) \cdot e^{-i2\pi fpx} \quad (2.27)$$

Έτσι, οι σεισμικές καταγραφές μετασχηματίζονται γραμμικά από το χώρο $(x - t)$ στο πεδίο $(p - f)$ (βραδύτητα – συχνότητα). Οι καμπύλες διασποράς οριοθετούνται στο πεδίο $p - f$ από τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα (χρωματισμένες γραμμές στο Σχ. 2.15) της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο αυτό και ουσιαστικά απεικονίζουν την μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συναρτήσει της συχνότητας.



Σχήμα 2.17: Χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς (Park et al., 1998).

- Θεμελιώδης
- 1ης τάξης
- 2ης τάξης

Όλες οι τάξεις των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς αντιστοιχούν σε διαφορετικές ταχύτητες φάσης για διαφορετικό εύρος συχνοτήτων. Η εμφάνιση ή όχι των καμπύλων διασποράς ανώτερης τάξης, εξαρτάται από την στρωματογραφία, το δρόμο διάδοσης των R και L κυμάτων, από την πηγή και τα γεώφωνα.

Η πρώτη χαρακτηριστική καμπύλη διασποράς, ή θεμελιώδης, αναγνωρίζεται κυρίως από δύο χαρακτηριστικά, όταν η στρωματογραφία είναι σχετικά απλή. Το ένα είναι ότι συνήθως το σύνολο τιμών των ταχυτήτων (που ανήκουν σε αυτήν την χαρακτηριστική καμπύλη σκέδασης) έχει τις μικρότερες τιμές σε σχέση με τις υπόλοιπες χαρακτηριστικές καμπύλες και το δεύτερο ότι εκτείνεται σε μεγαλύτερο εύρος συχνοτήτων από ότι οι καμπύλες ανώτερης τάξης. Οι τελευταίες, αναγνωρίζονται

από τη διαδοχική αύξηση της τάξης τιμών των ταχυτήτων και τη μείωση του εύρους των συχνοτήτων (σε μικρής τάξης συχνότητες) (Σχήμα 2.15).

Ικανοποιητική ευκρίνεια μεταξύ των διαφορετικών χαρακτηριστικών καμπύλων είναι δυνατό να επιτευχθεί κυρίως σε απλή δομή (μικρός αριθμός στρώσεων). Σε περιπτώσεις πολλών στρώσεων και αυξομείωσης των σεισμικών ταχυτήτων τους με το βάθος, οι καμπύλες ανώτερης τάξης, περιπλέκονται στις μικρές περιόδους και η διάκρισή τους γίνεται ασαφής. Ειδικότερα, στην περίπτωση που τα στρώματα παρουσιάζουν μείωση της ταχύτητας με το βάθος, εμφανίζονται χαρακτηριστικές καμπύλες ανώτερης τάξης που παίζουν σημαντικό ρόλο σε κάποιο εύρος συχνοτήτων. Οι καμπύλες αυτές πρέπει να λαμβάνονται υπόψη στην ανάλυση της μεθόδου για την αξιόπιστη κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος.

Συμπερασματικά, ενδέχεται σε ένα σχετικά μικρό εύρος συχνοτήτων να εμφανίζονται δύο ή και τρεις χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς, ανάλογα με το ποσό της σεισμικής ενέργειας που καταλαμβάνουν οι καμπύλες ανώτερης τάξης.

Η ανάλυση των καμπύλων σκέδασης συνήθως επικεντρώνεται στη θεμελιώδη χαρακτηριστική καμπύλη επειδή οι υπόλοιπες μπορούν να αποδοθούν σε θόρυβο εφόσον είναι ενεργειακά ασθενείς. Το βασικό πλεονέκτημα που προσφέρει η ανάλυση της θεμελιώδους χαρακτηριστικής καμπύλης είναι ότι εμπεριέχει πληροφορίες από ένα σχετικά μεγάλο εύρος μηκών κύματος (περιόδους), αναγκαίο για τη συλλογή πληροφοριών από τα επιφανειακά στρώματα μέχρι και τα πλέον βαθύτερα, με αποτέλεσμα τον ακριβέστερο προσδιορισμό του εδαφικού προτύπου. Μεγαλύτερα μήκη κύματος διεισδύουν βαθύτερα στους εδαφικούς σχηματισμούς και περιέχουν πληροφορίες από βαθύτερα στρώματα. Αντίθετα, μικρότερα μήκη κύματος περιέχουν πληροφορίες από επιφανειακούς σχηματισμούς. Επομένως, όσο μεγαλύτερο είναι το εύρος των παραγόμενων μηκών κύματος, τόσο επηρεάζεται θετικά η ανάλυση για τα εδαφικά στρώματα και άρα συλλέγονται περισσότερες πληροφορίες για τους γεωλογικούς σχηματισμούς.

➤ Στάδιο 2^ο Προσδιορισμός του αρχικού εδαφικού μοντέλου

Οι μέθοδοι αντιστροφής κατά τις οποίες οι μη γραμμικές αναλυτικές σχέσεις προσομοιάζονται από γραμμικά συστήματα με την χρήση του αναπτύγματος Taylor έχουν το μειονέκτημα ότι για την επιτυχή σύγκλισή τους απαιτείται το αρχικό μοντέλο

να βρίσκεται «σχετικά» κοντά στη «γειτονιά» της λύσης. Επομένως, για την ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι πολύ σημαντικός ο προσδιορισμός ενός αρχικού εδαφικού μοντέλου το οποίο να παρέχει θεωρητικές καμπύλες διασποράς που να μην απέχουν πολύ από αυτές που έχουν προσδιοριστεί πειραματικά. Έτσι, για τον προσδιορισμό του αρχικού εδαφικού μοντέλου λαμβάνονται υπόψη τα εξής:

- Από τις καμπύλες διασποράς (τιμές της ταχύτητας φάσης συναρτήσει της συχνότητας) είναι δυνατό να προσδιοριστούν τα μήκη κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που έχουν καταγραφεί σύμφωνα με την θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής:

$$c_R = \lambda_R \cdot f_R \quad (2.28)$$

όπου c_R είναι η ταχύτητα φάσης, f_R η συχνότητα διάδοσης και λ_R το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

- Το πλάτος ταλάντωσης των σωματιδίων κατά τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh σε βάθος ίσο με το μήκος κύματός τους ισούται περίπου με το 15% του πλάτους ταλάντωσης στην επιφάνεια (Nazarian, 1984). Επομένως, τα επιφανειακά κύματα Rayleigh διεισδύουν πρακτικά σε μέγιστο βάθος περίπου ίσο με το μήκος κύματός τους και οι πληροφορίες που εμπεριέχουν για τους εδαφικούς σχηματισμούς συνοψίζονται μέχρι το βάθος αυτό.

Η ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh συνδέεται με την ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων (V_S) με τη σχέση:

$$c_R(f_i) = a \cdot V_S(f_i) \quad (2.29)$$

όπου a αριθμητικός συντελεστής που λαμβάνει τιμές από 0.874 έως 0.955 για αντίστοιχες τιμές του λόγου Poisson από 0.0 έως 0.5 (Xia et al, 1999, Stokoe et al, 1994).

Αντιστοιχώντας το μήκος κύματος των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh που προσδιορίζονται από την εξ. 2.28 σε κάποιο βάθος, λαμβάνοντας υπόψη το γεγονός ότι το κύμα αυτό δεν έχει διεισδύσει σε μεγαλύτερο βάθος (d) από αυτό που ισούται με το μήκος κύματος του (συνήθως το $d=\lambda/2$ είναι μια καλή προσέγγιση) και εκτιμώντας την ταχύτητα V_S από την εξ. 2.29, προσδιορίζεται μια ικανοποιητική αρχική εκτίμηση της κατανομής της ταχύτητας των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων με το βάθος. Ακολούθως, θεωρώντας ένα σταθερό λόγο του Poisson (ν) για κάθε εδαφικό στρώμα είναι δυνατό να

εκτιμηθεί η ταχύτητα των διαμηκών κυμάτων (V_p) και τέλος, με την χρήση εμπειρικών σχέσεων εκτιμάται και η πυκνότητα κάθε εδαφικό στρώμα.

- **Επίλυση του ευθέως προβλήματος**

Η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh, c_{Ri} , προσδιορίζεται από την συνάρτηση διασποράς F στην μη γραμμική και πεπλεγμένη της μορφή (Schwab and Knopoff, 1972):

$$F(f_i, c_{Ri}, V_s, V_p, \rho, d) = 0 \quad (i = 1, 2, 3, \dots, n) \quad (2.30)$$

όπου f_i είναι η συχνότητα σε Hz, c_{Ri} είναι η ταχύτητα φάσης των κυμάτων Rayleigh για τη συχνότητα f_i , $\mathbf{V}_s = (V_{s1}, V_{s2}, \dots, V_{sm})^T$ είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των S – κυμάτων, με V_{sj} την ταχύτητα των S – κυμάτων του j στρώματος ($j = 1, 2, \dots, m$), m είναι ο αριθμός των στρωμάτων, $\mathbf{V}_p = (V_{p1}, V_{p2}, \dots, V_{pm})^T$ είναι το διάνυσμα των ταχυτήτων των P – κυμάτων, με V_{pj} την ταχύτητα των P – κυμάτων του j στρώματος, $\boldsymbol{\rho} = (\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_m)^T$ είναι το διάνυσμα των πυκνοτήτων, με ρ_j την πυκνότητα του j στρώματος και $\mathbf{d} = (d_1, d_2, \dots, d_{m-1})^T$ είναι το διάνυσμα των παχών, με d_j το πάχος του j στρώματος.

Οι ρίζες της αναλυτικής σχέσης της συνάρτησης διασποράς για συγκεκριμένες παραμέτρους του μοντέλου (\mathbf{V}_s , \mathbf{V}_p , $\boldsymbol{\rho}$, και \mathbf{d}) και για συχνότητα (f_i), αντιστοιχούν στις ταχύτητες φάσης των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh στη συγκεκριμένη συχνότητα. Η θεμελιώδης χαρακτηριστική καμπύλη (fundamental mode) σε μικρές συχνότητες αποτελείται από τις μικρότερες θετικές ρίζες της συνάρτησης διασποράς για διάφορες συχνότητες $f_i = 1, 2, \dots, n$. Για να προσδιοριστούν οι ταχύτητες φάσης στις διάφορες συχνότητες f_i ($i = 1, 2, \dots, n$) και με δεδομένες τιμές των V_s χρησιμοποιείται η μέθοδος της διχοτόμησης (bisection), η οποία προσδιορίζει τις ρίζες της συνάρτησης διασποράς (εξ. 2.30) (Press et al., 1992).

➤ Αντιστροφή των καμπύλων διασποράς

Εφόσον ο αντικειμενικός στόχος είναι ο μηδενισμός της συνάρτησης διασποράς (εξ. 2.30), η ταχύτητα φάσης, c_{Ri} , για μια δεδομένη συχνότητα i είναι δυνατό να

εκφραστεί ως συνάρτηση των ταχυτήτων των S-κυμάτων σύμφωνα με τη σχέση (Κρητικάκης, 2000):

$$f_i(V_{s1}, V_{s2}, \dots, V_{sm}) = c_{Ri}(V_{s1}, V_{s2}, \dots, V_{sm}, \{V_{p1,2,\dots,m}, \rho_{1,2,\dots,m}, d_{1,2,\dots,m}\}) \quad (2.31)$$

Η συνάρτηση (εξ. 2.31) είναι δυνατό να προσεγγιστεί χωρίς σημαντικό σφάλμα από τον πρώτο όρο της σειράς Taylor με ανάλυση ως προς V_s . Λόγω του ότι η μέγιστη μεταβολή της c_{Ri} επιφέρεται από τη μεταβολή των ταχυτήτων V_{sj} ($j = 1, 2, \dots, m$) οι ποσότητες:

$$\{V_{p1,2,\dots,m}, \rho_{1,2,\dots,m}, d_{1,2,\dots,m}\} \quad (2.32)$$

θεωρούνται σταθερές. Έτσι, προκύπτει η σχέση:

$$c_{Ri} - c_{Ri}^0 = \sum_{j=1}^m \frac{\partial c_{Ri}}{\partial V_{sj}} \bigg|_{\substack{V_{s1}=V_{s1}^0 \\ V_{s2}=V_{s2}^0 \\ \dots \\ V_{sm}=V_{sm}^0}} \cdot (V_{sj} - V_{sj}^0) \quad (2.33)$$

όπου το $i = 1, 2, \dots, n$ συμβολίζει τη συχνότητα, ενώ η ταχύτητα φάσης αποτελεί τη ρίζα της συνάρτησης διασποράς.

Θεωρώντας τις παραμέτρους και τα ζητούμενα ως διανύσματα προκύπτει η ακόλουθη σχέση:

$$\Delta \vec{c}_R = J_{ij} \cdot \Delta \vec{V}_s \quad (2.34)$$

όπου το διάνυσμα:

$$\Delta \vec{c}_R = \vec{c}_R - \vec{c}_R^0 \quad (2.35)$$

εκφράζει τη διαφορά ανάμεσα στις τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα και τις τιμές της ταχύτητας φάσης από ένα αρχικό θεωρητικό εδαφικό πρότυπο, το διάνυσμα:

$$\Delta \vec{V}_s = \vec{V}_s - \vec{V}_s^0 \quad (2.36)$$

εκφράζει τη διόρθωση που θα πρέπει να πραγματοποιηθεί στις τιμές των ταχυτήτων των S – κυμάτων στα εδαφικά στρώματα έτσι ώστε οι τιμές της ταχύτητας φάσης που προκύπτουν από τα σεισμικά δεδομένα να ταυτιστούν με τις τιμές της ταχύτητας φάσης

που προκύπτουν από το θεωρητικό εδαφικό πρότυπο. Τέλος, το J_{ij} είναι η Ιακωβιανή της συνάρτησης διασποράς, η οποία προσδιορίζεται σύμφωνα με τη σχέση:

$$J_{ij} = - \frac{\frac{\partial F}{\partial V_{S_j}}}{\frac{\partial F}{\partial c_{Ri}}} = - \frac{\partial c_{Ri}}{\partial V_{S_j}} \quad (2.37)$$

όπου το $j = 1, 2, \dots, m$, συμβολίζει το πλήθος των εδαφικών στρωμάτων (συμπεριλαμβανομένου και του ημιχώρου), ενώ το $i = 1, 2, \dots, n$, συμβολίζει το πλήθος των συχνοτήτων.

Για τον προσδιορισμό των μερικών παραγώγων της Ιακωβιανής (εξ. 2.37) κατά τη διαδικασία της αντιστροφής, χρησιμοποιείται η μέθοδος της πολυωνυμικής προέκτασης (polynomial extrapolation) του Ridder (Press et al., 1992). Επομένως, η καμπύλη διασποράς αποτελείται από n δεδομένα σημεία και άρα είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί ένα πλήθος από n εξισώσεις της μορφής:

$$\Delta c_i = c_{Ri(obs)} - c_{Ri(calc)} = \sum_{j=1}^m \frac{\partial c_{i(calc)}}{\partial V_{S_j}} \Delta V_{S_j} \quad (2.38)$$

Εφόσον έχει προσδιοριστεί το σύστημα των γραμμικών εξισώσεων, ορίζεται μια αντικειμενική συνάρτηση, έτσι ώστε η λύση αυτού του συστήματος να προκύπτει μέσω της ελαχιστοποίησης της αντικειμενικής συνάρτησης:

$$\bar{\epsilon} = J \cdot \vec{V}_S - \Delta \vec{c} \quad (2.39)$$

χρησιμοποιώντας την μέθοδο Levenberg – Marquardt (L-M) (Marquardt, 1963) και την τεχνική Singular Value Decomposition (SVD) (Press et al., 1992).

3. ΣΥΛΛΟΓΗ-ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

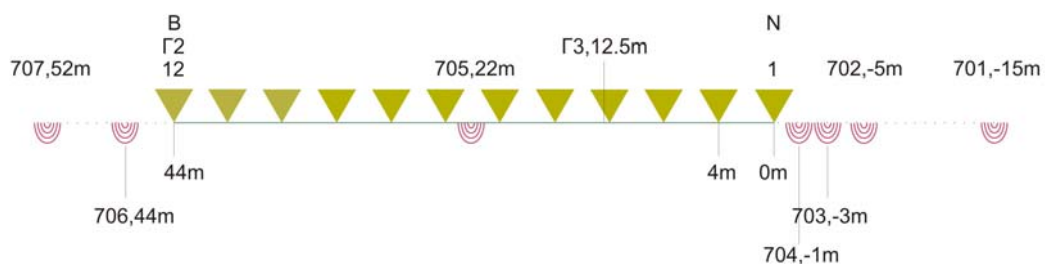
3.1 ΣΥΛΛΟΓΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

Για την πραγματοποίηση των μετρήσεων χρησιμοποιήθηκε φορητός 16-κάναλος σειсмоγράφος ES-2401 της Geometrics, ο οποίος πραγματοποιεί ψηφιακή καταγραφή των σεισμικών δεδομένων, τα οποία αποθηκεύονται με ψηφιακή μορφή στον σκληρό δίσκο του οργάνου. Χρησιμοποιήθηκαν 12 γεώφωνα ιδιοσυχνότητας 4,5Hz και αντίστοιχου αριθμού μεταλλικές βάσεις στερέωσής τους. Ο σειсмоγράφος ήταν συνδεδεμένος μέσω των γεωφώνων με δύο καλώδια 12 απολήξεων, μήκους 120 m το καθένα. Η διάρκεια κάθε σεισμικής καταγραφής ήταν 512 msec, ενώ το διάστημα δειγματοληψίας ορίστηκε στα 62.5 nsec. Ως πηγή των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιήθηκε βαρύ σφυρί (sledgehammer) των 5kg.

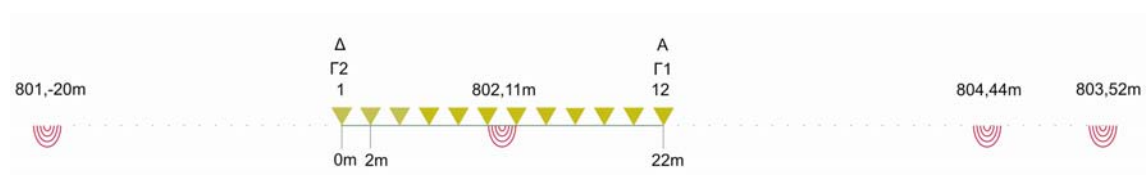


Σχήμα 3.1: Γεώφωνο καταγραφής σεισμικών κυμάτων (Foti, 2003).

Η γεωφυσική έρευνα περιλαμβάνει 4 αναπτύγματα πηγής-γεωφώνου μήκους 44m (line 700), 22m (line 800), 33m (line 900) και 16,5m (line 1000). Η ισαπόσταση των γεωφώνων είναι 4m, 2m, 3m και 1,5m αντίστοιχα. Η γεωμετρία των πειραμάτων (θέσεις σεισμικών πηγών και γεωφώνων) των αναπτυγμάτων αυτών απεικονίζεται στα σχήματα 3.2, 3.3 3.4 και 3.5.



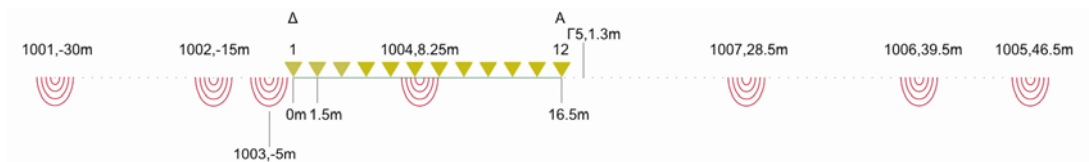
Σχήμα 3.2: Σχηματική παράσταση της γραμμής μελέτης line 700 N→B διεύθυνσης. Διακρίνονται τα 12 γεώφωνα και οι επτά θέσεις της πηγής.



Σχήμα 3.3: Σχηματική παράσταση της γραμμής μελέτης line 800 Δ→A διεύθυνσης. Διακρίνονται τα 12 γεώφωνα και οι τέσσερις θέσεις της πηγής.

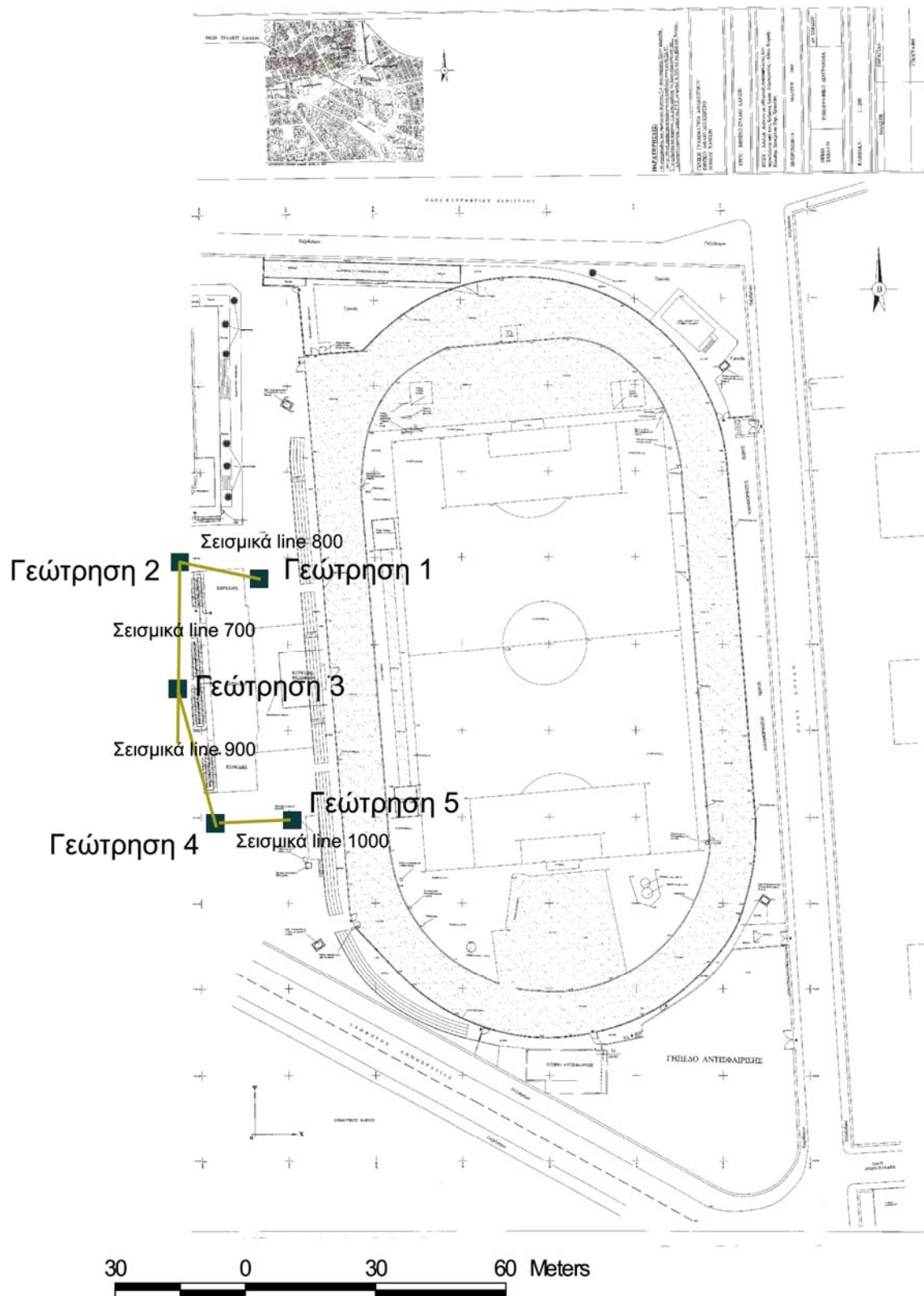


Σχήμα 3.4: Σχηματική παράσταση της γραμμής μελέτης line 900 ΒΔ→ΝΑ διεύθυνσης. Διακρίνονται τα 12 γεώφωνα και οι τέσσερις θέσεις της πηγής.



Σχήμα 3.5: Σχηματική παράσταση της γραμμής μελέτης line 1000 Δ→Α διεύθυνσης. Διακρίνονται τα 12 γεώφωνα και οι επτά θέσεις της πηγής.

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης βασίζεται στον πειραματικό προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων και στη χρησιμοποίησή τους για τον προσδιορισμό της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων και του πάχους των εδαφικών σχηματισμών. Η πλευρική μεταβολή της ταχύτητας προσδιορίζεται με τη μέθοδο σεισμικής τομογραφίας. Κατά τη διαδικασία αυτή, οι ταχύτητες ενός θεωρητικού μοντέλου μεταβάλλονται επαναληπτικά προκειμένου να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ υπολογιζόμενου και μετρούμενου χρόνου των πρώτων αφίξεων σε κάθε θέση καταγραφής.



Σχήμα 3.6: Τοπογραφικός χάρτης του σταδίου. Διακρίνονται τα τέσσερα αναπτύγματα πηγής-γεωφώνου.

3.2 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

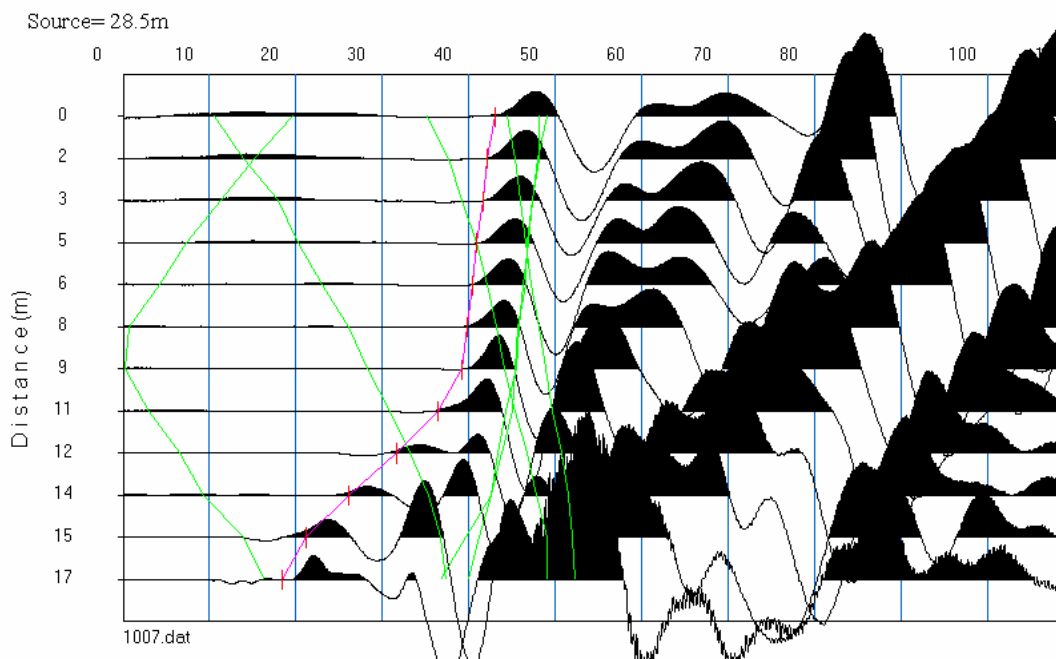
3.2.1 Προσδιορισμός των σεισμικών ταχυτήτων και του μοντέλου βάθους.

Για την επεξεργασία των δεδομένων της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιήθηκαν το λογισμικό SeisImager (όπου εμπεριέχει τα προγράμματα επεξεργασίας PickWin και PlotRefa) και το πρόγραμμα Sip της Geometrics.

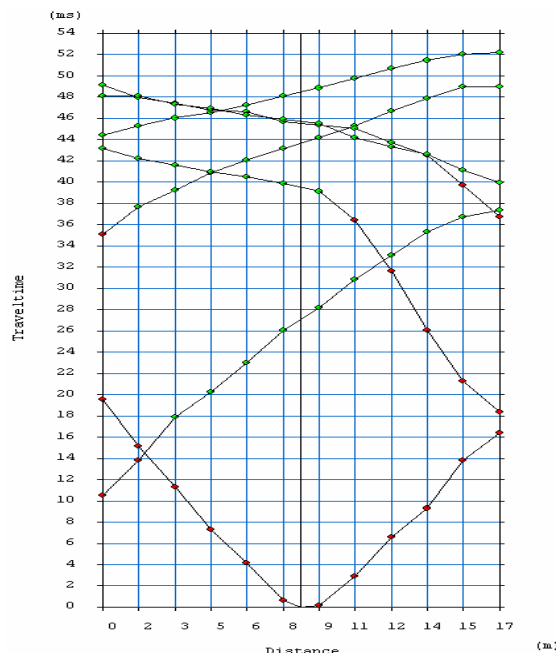
➤ Λογισμικό SeisImager

Στα σχήματα 3.6-3.9 φαίνονται τα βήματα επεξεργασίας με το λογισμικό SeisImager (ενότητα 2.2) για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 1000.

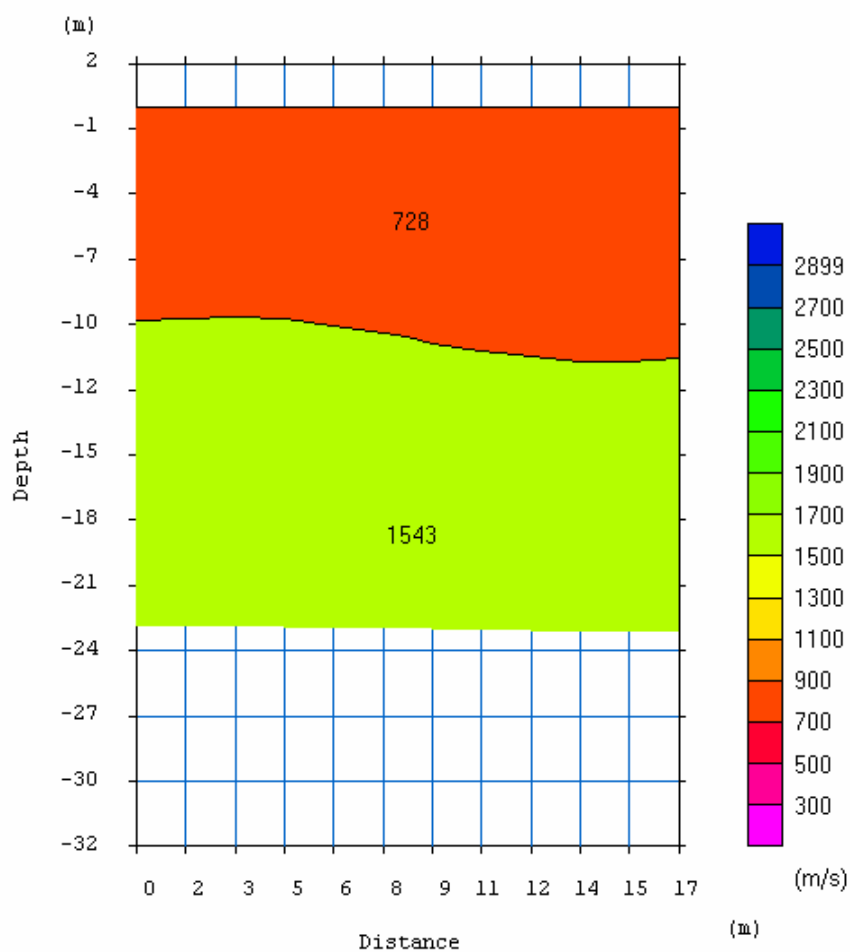
Από την σεισμική γραμμή μελέτης line 700 αφαιρέθηκαν οι καταγραφές 703 και 705 κατά την χρήση του κυρίως προγράμματος ανάλυσης και ερμηνείας (PlotRefa). Στις υπόλοιπες σεισμικές γραμμές μελέτης χρησιμοποιήθηκαν όλες οι καταγραφές.



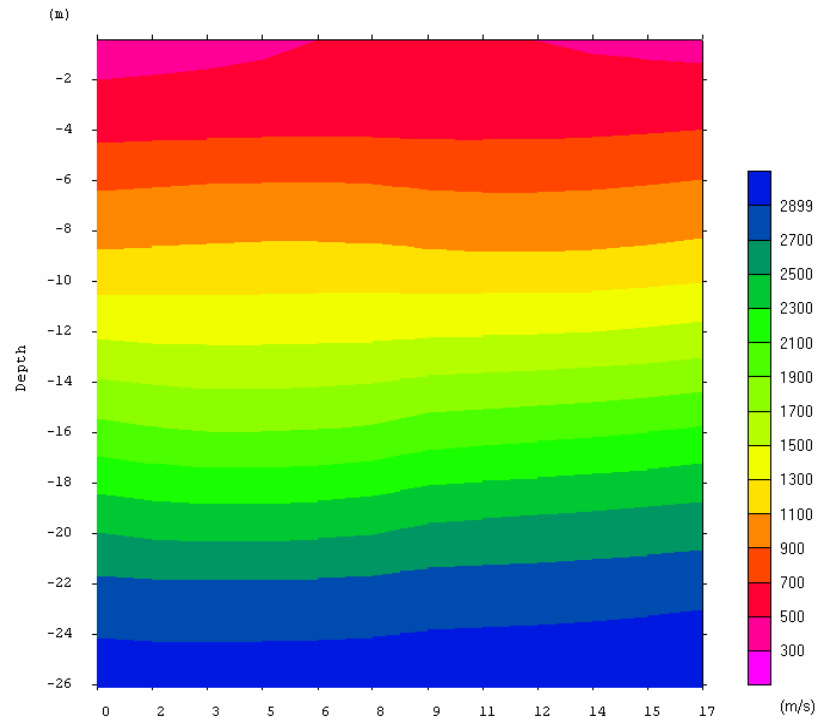
Σχήμα 3.7: Σεισμική καταγραφή και επιλογή πρώτων αφίξεων (κόκκινο χρώμα) για το ανάπτυγμα 1000 record 7, θέση σεισμικής πηγής 28,5 m.



Σχήμα 3.8: Δρομοχρονικό διάγραμμα για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 1000. Τα δύο στρώματα τονίζονται με διαφορετικό χρώμα (με κόκκινο χρώμα το 1^ο και με πράσινο χρώμα το 2^ο στρώμα).



Σχήμα 3.9: Μοντέλο ταχυτήτων (Μέθοδος Αντιστροφής των Χρόνων Καθυστέρησης) αποτελούμενο από δύο στρώματα ($V_{p1} = 728$ m/sec, $V_{p2} = 1543$ m/sec) για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 1000.



Σχήμα 3.10: Τελικό μοντέλο ταχυτήτων για τη σεισμική γραμμή μελέτης Line 1000 (Μέθοδος της Σεισμικής Τομογραφίας).

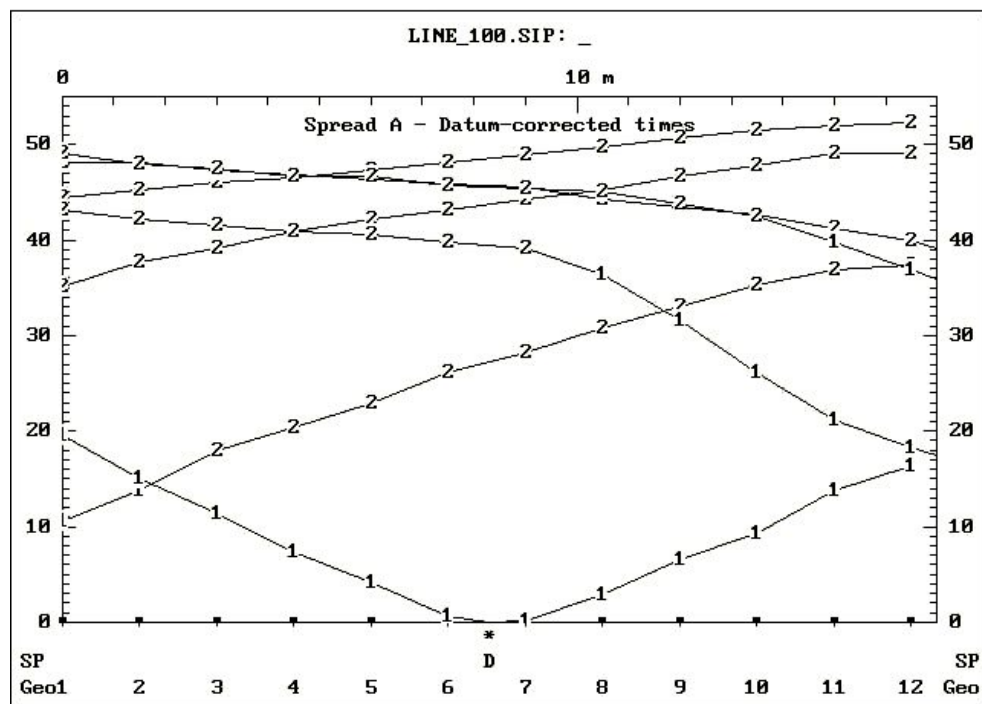
➤ Λογισμικό SIP

Το λογισμικό SIP χρησιμοποιήθηκε για επαλήθευση των αποτελεσμάτων του προγράμματος PlotRefa.

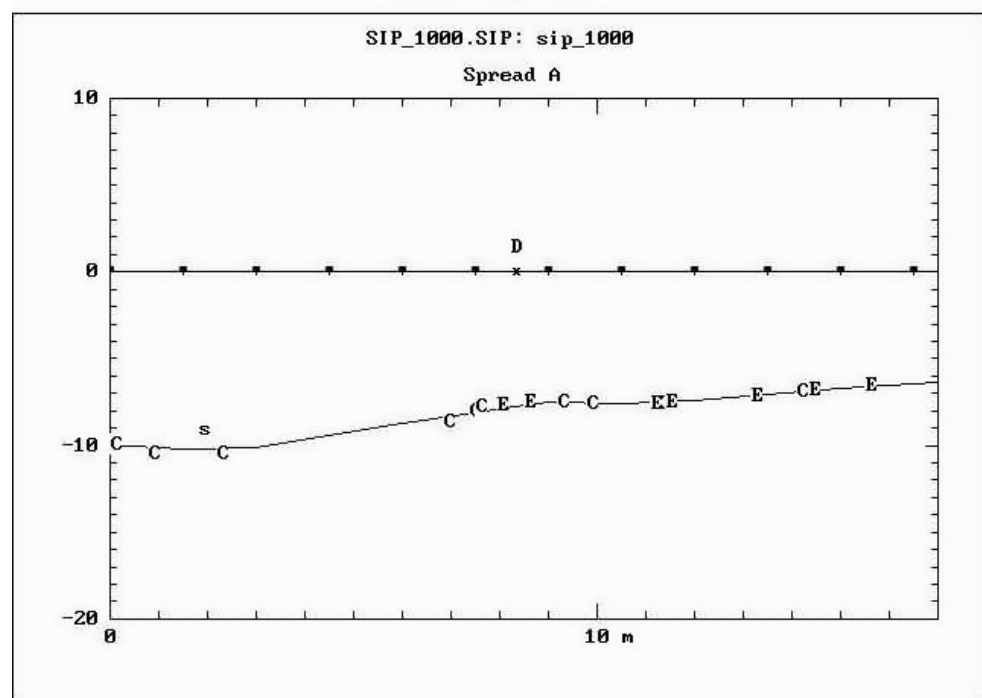
Μετατράπηκαν τα αρχείο εξόδου του προγράμματος Pickwin (αρχεία με επέκταση .vs) σε αρχεία με επέκταση .pik, μέσω του λογισμικού matlab, και εισήχθησαν στο πρόγραμμα SIPIN της Geometrics.

Στη συνέχεια σχεδιάστηκαν ίδια δρομοχρονικά διαγράμματα των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων για κάθε εδαφικό στρώμα με αυτά του PlotRefa. Οι πρώτες αφίξεις που αντιστοιχούν στο 1^ο στρώμα (απευθείας κύματα) συμβολίζονται με τον αριθμό «1», του δεύτερου (μετωπικά κύματα από την 1^η διαχωριστική επιφάνεια) με τον αριθμό «2» κ.ο.κ, ενώ με το «0» διαγράφεται το σημείο.

Οι δρομοχρονικές καμπύλες που προέκυψαν από το SIPIN εισήχθησαν στο SIPT2 για τον προσδιορισμό του μοντέλου των ταχυτήτων σε σχέση με το βάθος (depth model).



Σχήμα 3.11: Καθορισμός των στρωμάτων στο δρομοχρονικό διάγραμμα της καταγραφής Line 1000 (Sipin).



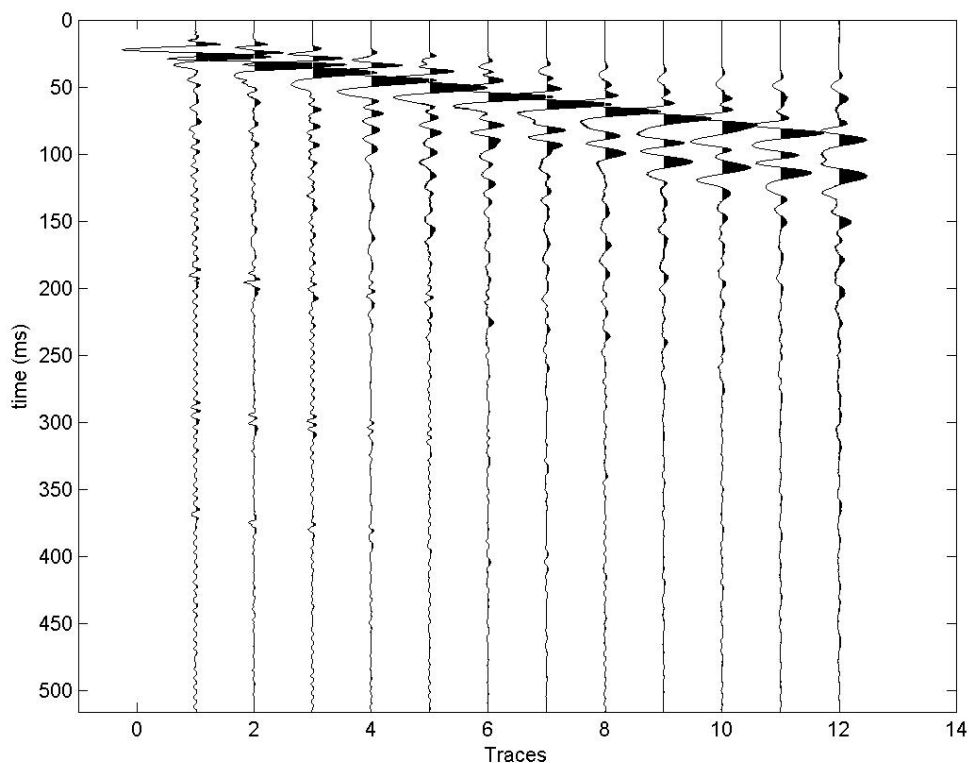
Σχήμα 3.12: μοντέλο βάθους καταγραφής Line 1000 (SIPT2).

3.2.2 Προσδιορισμός χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς επιφανειακών κυμάτων Rayleigh.

Πραγματοποιήθηκε επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων με τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών καμπύλων διασποράς και με την αντιστροφή τους, μέσω προγράμματος στο λογισμικό πακέτο Matlab (Κρητικάκης, 2000).

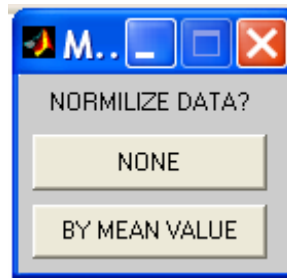
Η διαδικασία που ακολουθήθηκε είναι η εξής:

- Με το λογισμικό πακέτο IXSeg2Segy της Interpex μετατρέπεται η μορφή αποθήκευσης των ιχνών (traces) των δεδομένων (format), από SEG-2 μορφή, με την οποία αποθηκεύονται στον σειсмоγράφο, σε SEG-Y μορφή.
- Ανάγνωση των δεδομένων στο λογισμικό Matlab (εντολή “readdata2”).
- Αυτόματη εκτύπωση του σειμογράμματος όπου απεικονίζονται τα βασικά χαρακτηριστικά της καταγραφής (γεωμετρία, αριθμός ιχνών).



Σχήμα 3.13: Εμφάνιση των ιχνών της καταγραφής στο πρόγραμμα Matlab.

- Καθορισμός αριθμού γεωφώνων (εντολή “DATA=DATA(:,1:12);”).
- Διαδικασία αντιστροφής για την δημιουργία καμπύλων διασποράς και υπολογισμός της κατανομής των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων με το βάθος (εντολή “inversion”)
- Κανονικοποίηση των δεδομένων.

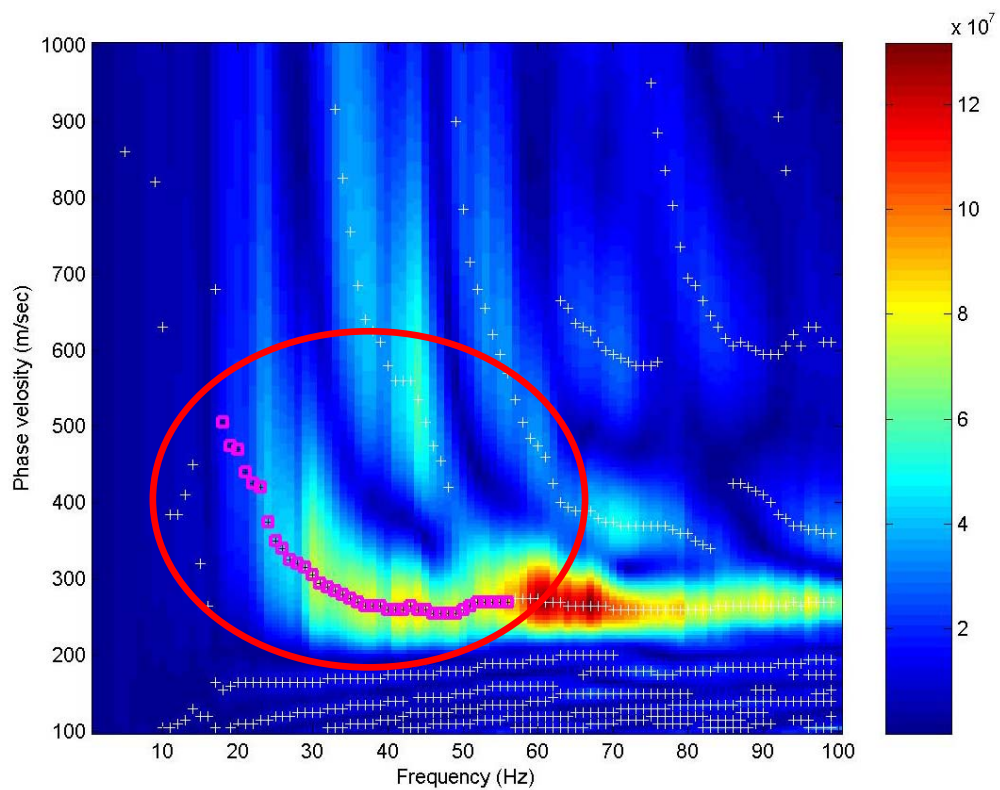


Σχήμα 3.14: ζητάται από το πρόγραμμα εάν θα προβεί σε κάποια κανονικοποίηση των σεισμικών δεδομένων για τον προσδιορισμό των καμπύλων διασποράς ή όχι.

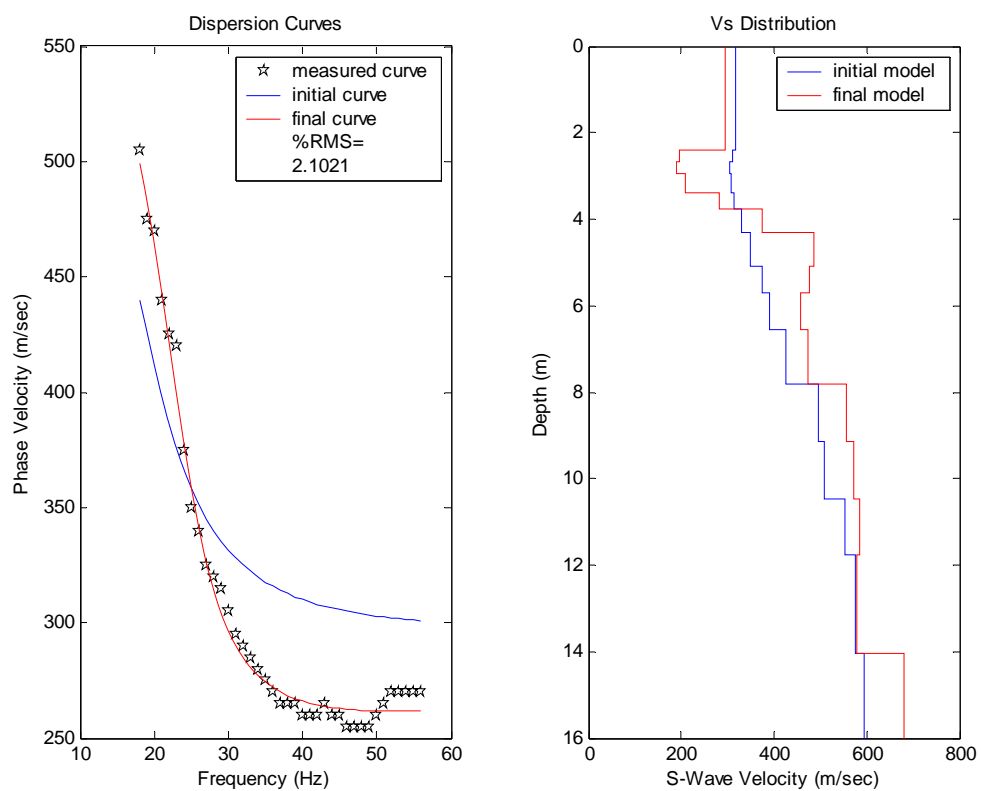
- Εισαγωγή των παραμέτρων της επεξεργασίας Tau – P (Απόσταση πηγής – 1^{ου} γεωφώνου, ισαπόσταση καναλιών, ελάχιστη ταχύτητα, μέγιστη ταχύτητα, «Βήμα» ταχύτητας, ελάχιστη συχνότητα, μέγιστη συχνότητα, «Βήμα» συχνότητας).

Σχήμα 3.15: Εισαγωγή των παραμέτρων της επεξεργασίας Tau – P

- Εμφάνιση των καμπύλων διασποράς σε διάγραμμα βραδύτητας (sec/m) και συχνότητας (Hz).
- Από την εικόνα του κυματικού πεδίου στο χώρο βραδύτητας επιλέγονται τα σημεία της θεμελιώδους καμπύλης διασποράς τα οποία θα εισαχθούν στον αλγόριθμο αντιστροφής.
- Επιλογή της κατάλληλης θεωρητικής καμπύλης για την αντιστροφή για διάφορες συσχετίσεις βάθους – μήκους κύματος Rayleigh (βάθος = $\lambda/1.5$ ή $\lambda/2$ ή $\lambda/2.5$ και $\lambda/3$) και ο λόγος Poisson (ν).
- Εκτέλεση της διαδικασίας της αντιστροφής όπου εκτυπώνονται η πειραματική και η θεωρητική καμπύλη, η κατανομή των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων με το βάθος (μοντέλο) και δημιουργούνται αρχεία εξόδου με τα αποτελέσματα.



Σχήμα 3.16: Καμπύλες διασποράς με τα επιλεγμένα σημεία της προς αντιστροφή (ροζ κουτιά).



Σχήμα 3.17: Τελικό αποτέλεσμα της διαδικασίας αντιστροφής.

4. ΕΡΜΗΝΕΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΤΡΗΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Στα σχήματα 4.1-4.3, παρατίθενται τα μοντέλα βάθους και η κατανομή της ταχύτητας των Ρ-κυμάτων που προέκυψαν από την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων με το λογισμικό **Plotrefa**.

➤ Σεισμική γραμμή μελέτης *line 700*

- 1^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 400-950 m/sec, μέσο πάχος 5 m
- 2^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 900-1400 m/sec, μέσο πάχος 4 m
- 3^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων >1400 m/sec

➤ Σεισμική γραμμή μελέτης *line 800*

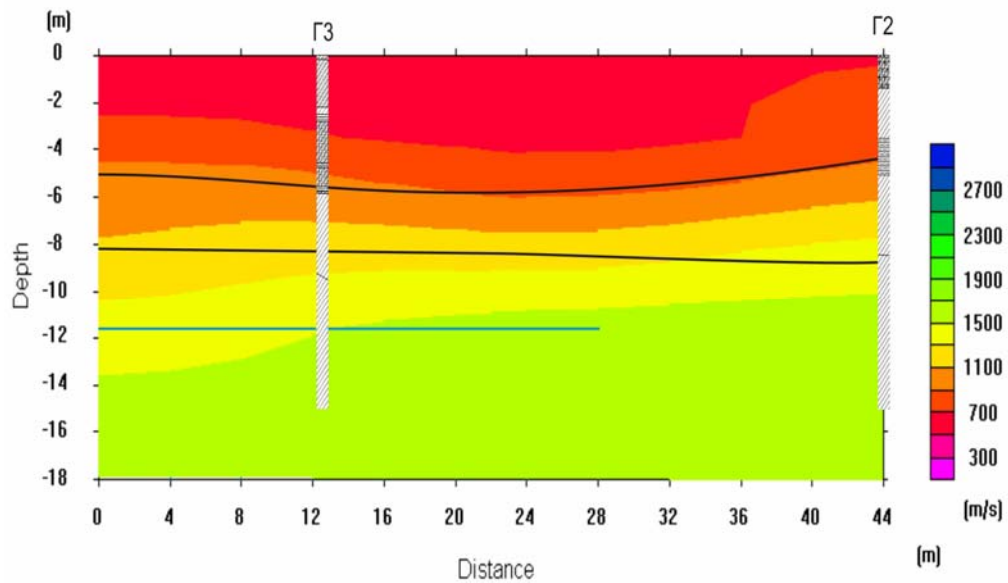
- 1^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 450-1250 m/sec, μέσο πάχος 7 m
- 2^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 1100-1700 m/sec, μέσο πάχος 5 m
- 3^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων >1700 m/sec

➤ Σεισμική γραμμή μελέτης *line 900*

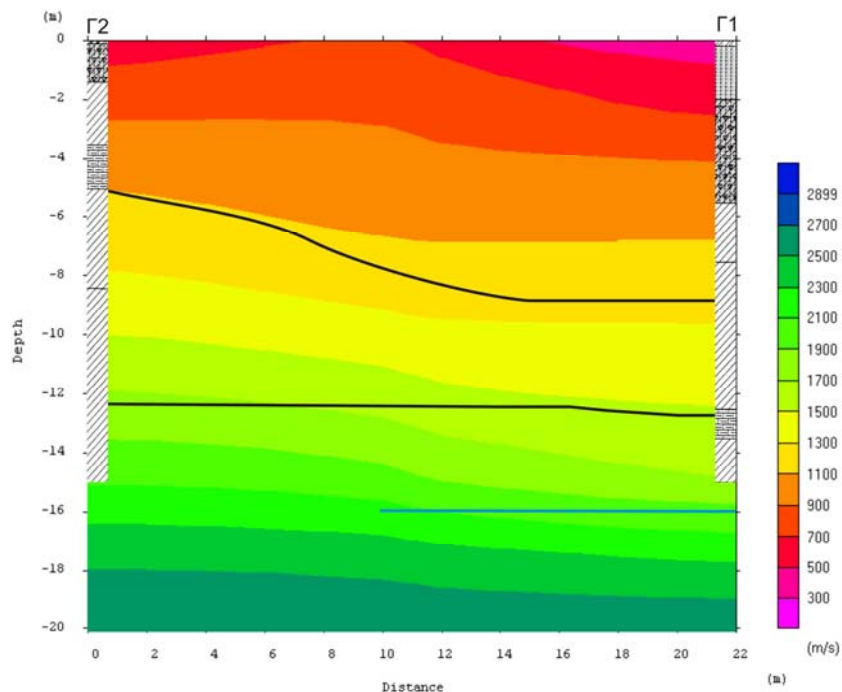
- 1^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 500-1150 m/sec, μέσο πάχος 6 m
- 2^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 800-1400 m/sec, μέσο πάχος 4,5 m
- 3^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων >1400 m/sec

➤ Σεισμική γραμμή μελέτης *line 1000*

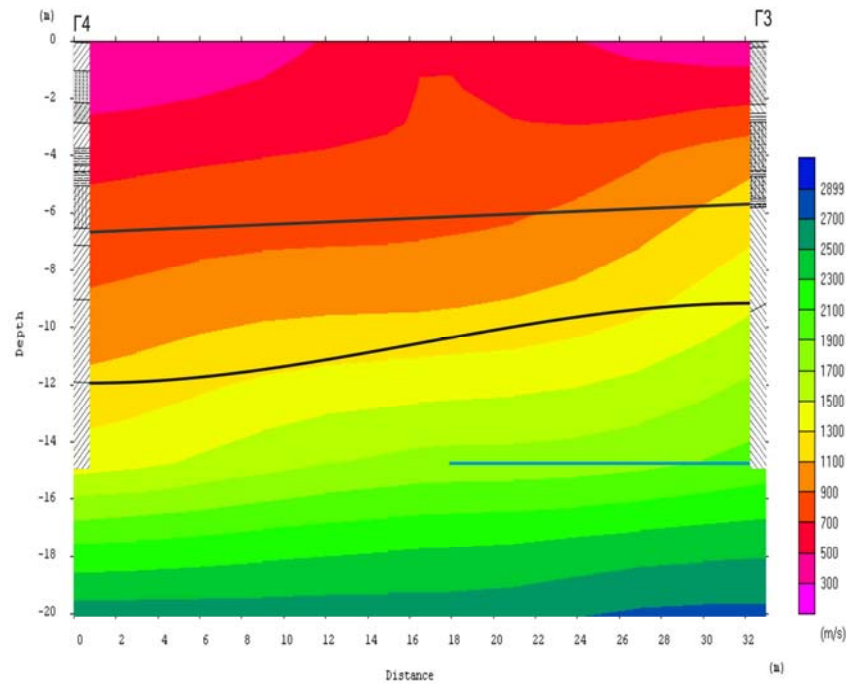
- 1^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 500-900 m/sec, μέσο πάχος 6 m
- 2^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων 900-1300 m/sec, μέσο πάχος 4 m
- 3^η Στρώση: Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων >1300 m/sec



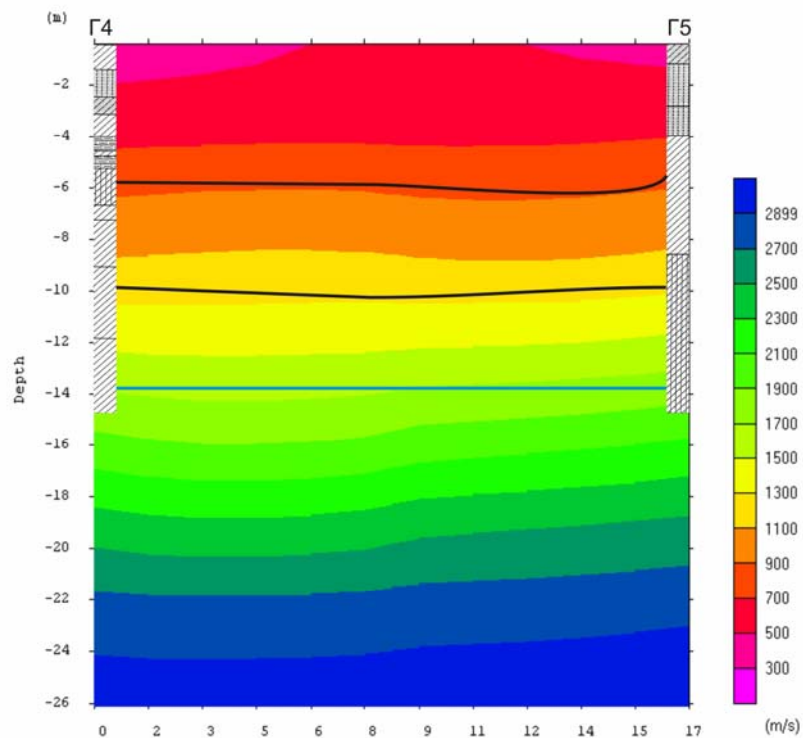
Σχήμα 4.1: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 700 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων. Ο υδροφόρος ορίζοντας εντοπίστηκε σε βάθος 12 m.



Σχήμα 4.2: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 800 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων. Ο υδροφόρος ορίζοντας εντοπίστηκε σε βάθος 16 m.



Σχήμα 4.3: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 900 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων. Ο υδροφόρος ορίζοντας εντοπίστηκε σε βάθος 14 m.



Σχήμα 4.4: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 1000 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων. Ο υδροφόρος ορίζοντας εντοπίστηκε σε βάθος 14 m.

Τα σχήματα 4.1-4.4 προέκυψαν από τον συνδιασμό των αποτελεσμάτων των λογισμικών SIP και Plotrefa με τις γεωτρήσεις. Με μαύρες γραμμές διαχωρίζονται τα σεισμικά στρώματα.

Οι ταχύτητες που προέκυψαν από το **λογισμικό SIP** των διαμήκων σεισμικών κυμάτων (V_p) για κάθε στρώμα είναι οι εξής:

➤ *Σεισμική γραμμή μελέτης line 700*

1^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 667 m/sec, πάχος 4-7 m

2^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 1245 m/sec.

3^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 2932 m/sec.

➤ *Σεισμική γραμμή μελέτης line 800*

1^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 1050 m/sec, πάχος 10-15 m

2^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 1529 m/sec.

3^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 3185 m/sec.

➤ *Σεισμική γραμμή μελέτης line 900*

1^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 790 m/sec, πάχος 6,5-14 m

2^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 1211 m/sec.

3^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 2800 m/sec.

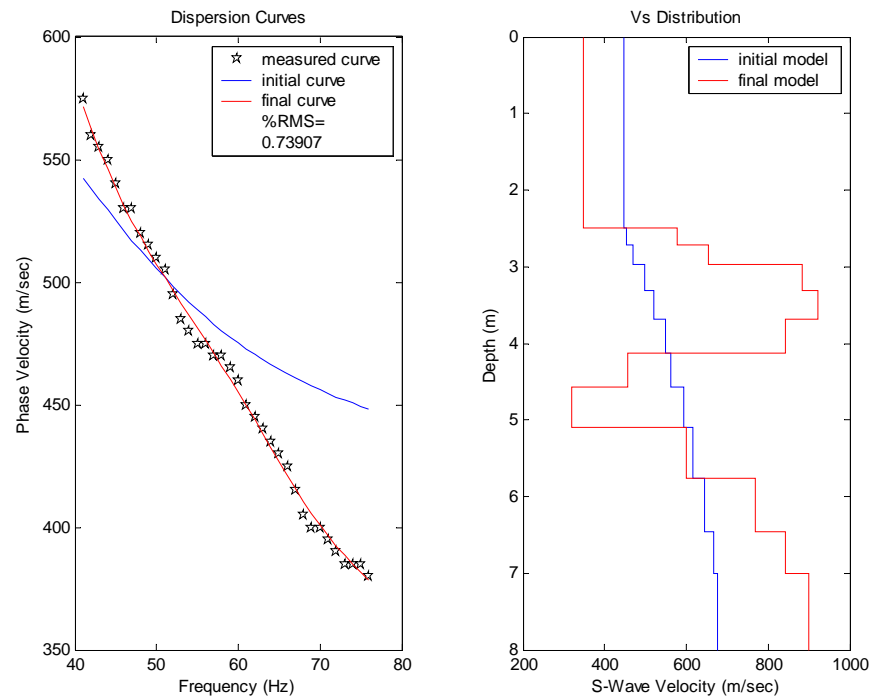
➤ *Σεισμική γραμμή μελέτης line 1000*

1^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 723 m/sec, πάχος 6,5-10 m

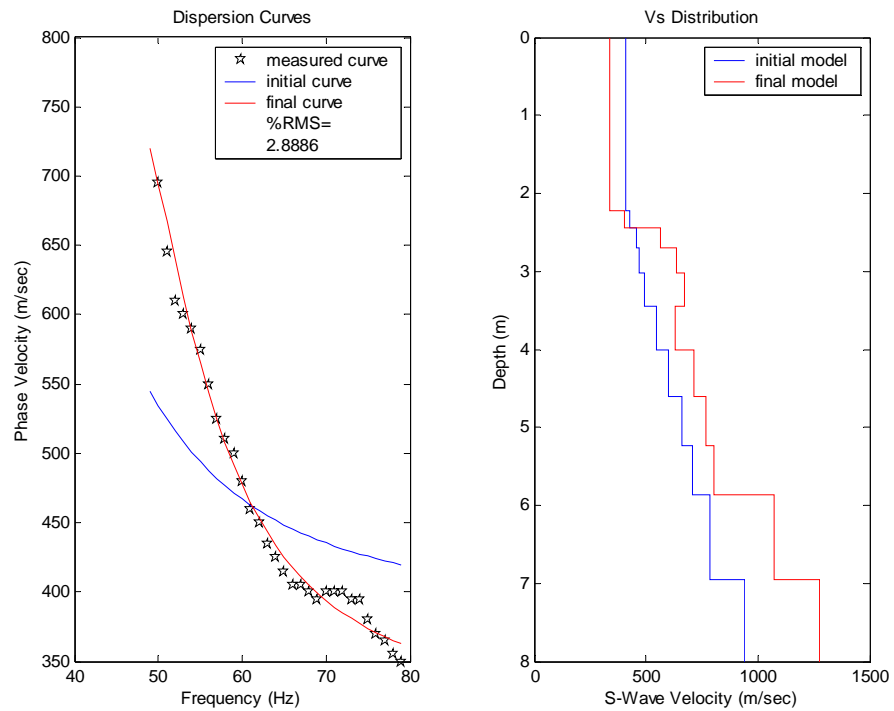
2^η Στρώση: Μέση ταχύτητα σεισμικών κυμάτων 1521 m/sec.

Στα σχήματα 4.5-4.8 που ακολουθούν, διακρίνονται από τα αριστερά το διάγραμμα της θεωρητικής καμπύλης (μπλε χρώμα αρχικά πριν της αντιστροφής και κόκκινο μετά) και από τα δεξιά το διάγραμμα του εδαφικού μοντέλου (κατανομή της ταχύτητας των S κυμάτων με το βάθος, μπλε για το αρχικό μοντέλο και κόκκινο για το τελικό) όπως προέκυψαν από την αντιστροφή των καμπύλων διασποράς.

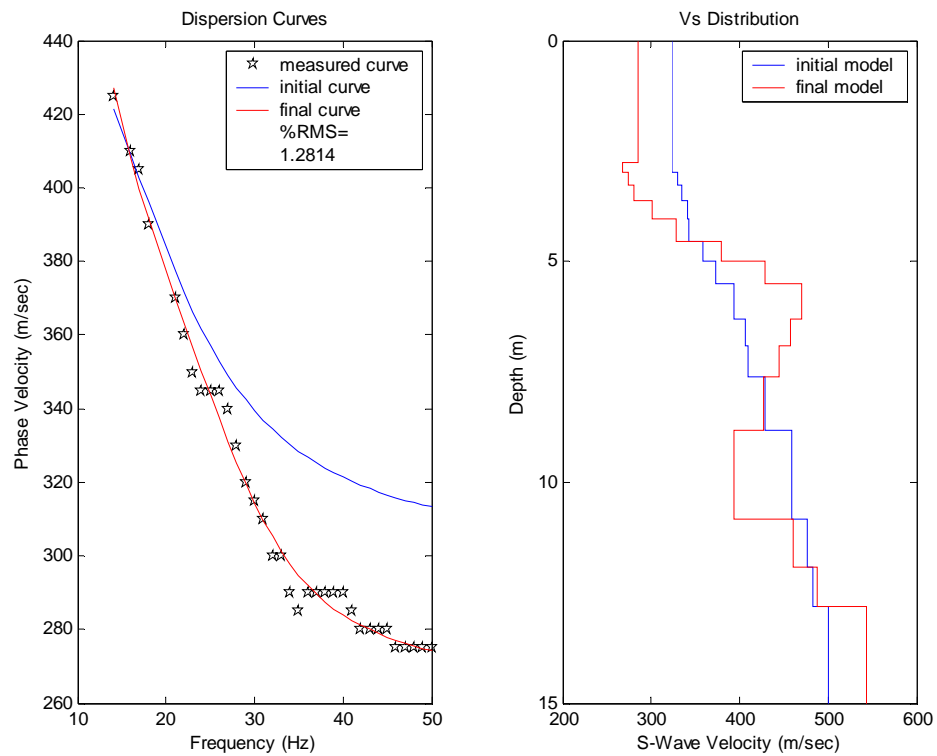
Εξαιτίας των υψηλών ταχυτήτων που παρατηρούνται μετά τη διαδικασία της αντιστροφής των καμπύλων διασποράς των επιφανειακών κυμάτων των καταγραφών 706 και 801 και συγκριτικά με τις άλλες καταγραφές, καμία χαρακτηριστική καμπύλη δεν ταυτίζεται με την θεμελιώδη γι' αυτό και απορρίπτονται.



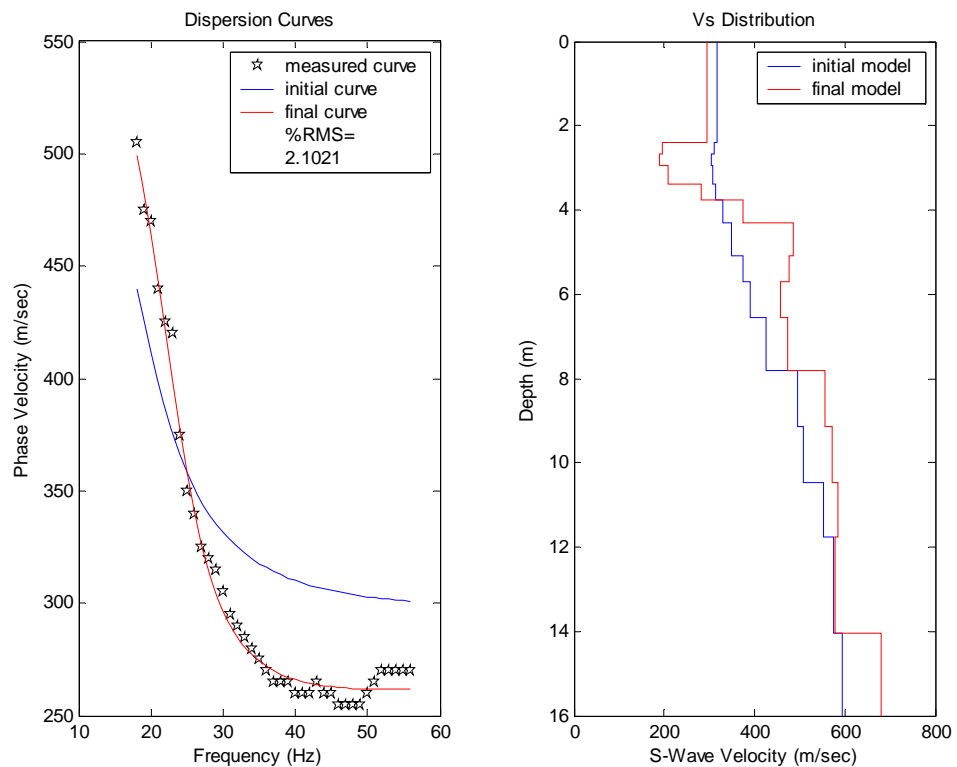
Σχήμα 4.5: Τελικό αποτέλεσμα διαδικασίας αντιστροφής σεισμικής καταγραφής 706



Σχήμα 4.6: Τελικό αποτέλεσμα διαδικασίας αντιστροφής σεισμικής καταγραφής 801



Σχήμα 4.7: Τελικό αποτέλεσμα διαδικασίας αντιστροφής σεισμικής καταγραφής 901



Σχήμα 4.8: Τελικό αποτέλεσμα διαδικασίας αντιστροφής σεισμικής καταγραφής 1003

4.2 ΓΕΩΛΟΓΙΚΑ-ΓΕΩΤΡΗΤΙΚΑ ΔΕΔΟΜΕΝΑ

Στην εν λόγω περιοχή μελέτης έχουν πραγματοποιηθεί 8 γεωτρήσεις το 2003 (σχήμα 7.10δ, Μελέτη Γεωτεχνικής Έρευνας, Ι.Α. Μεταξάς, κατατέθηκε στο Υπουργείο Πολιτισμού-Γενική γραμματεία Αθλητισμού), οι οποίες έχουν δείξει τα παρακάτω:

➤ Δυτική περιοχή γεωτρήσεων

α) Στρώση I

Άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες. Μέσο πάχος 2 μέτρα.

β) Στρώση II

Άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες πυκνής έως πολύ πυκνής αποθέσεως, άργιλος συνεκτική έως σκληρή, αργιλοϊλός σκληρή. Μέσο πάχος 3.5 μέτρα.

γ) Στρώση III

Άργιλος συνεκτική έως σκληρή. Μέσο πάχος 6 μέτρα.

δ) Στρώση IV

Άργιλος σκληρή, αργιλοϊλός σκληρή.

➤ Ανατολική περιοχή γεωτρήσεων

α) Στρώση I

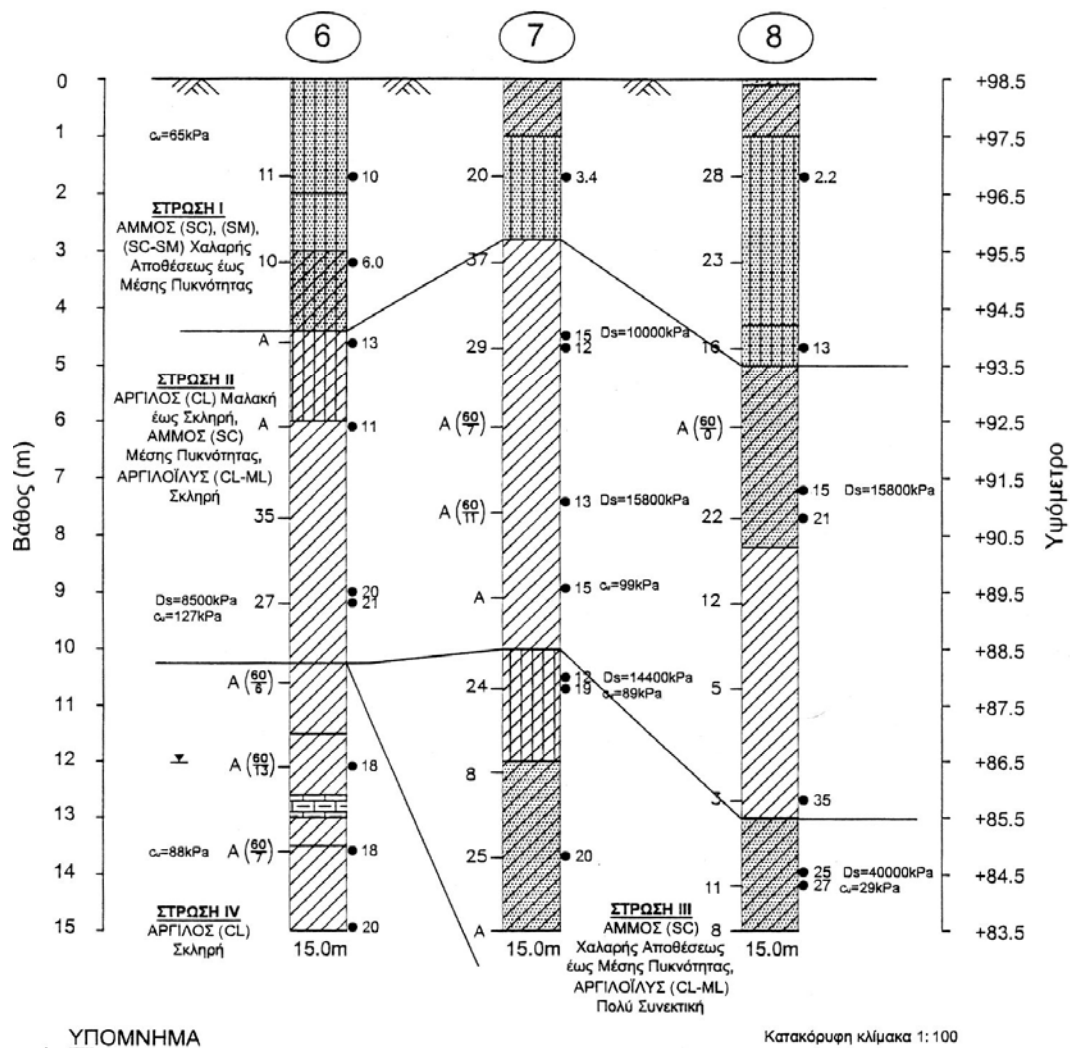
Άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες. Μέσο πάχος 4 μέτρα.

β) Στρώση II

Άργιλος μαλακή έως σκληρή, άμμος μέσης πυκνότητας, αργιλοϊλός σκληρή. Μέσο πάχος 8 μέτρα.

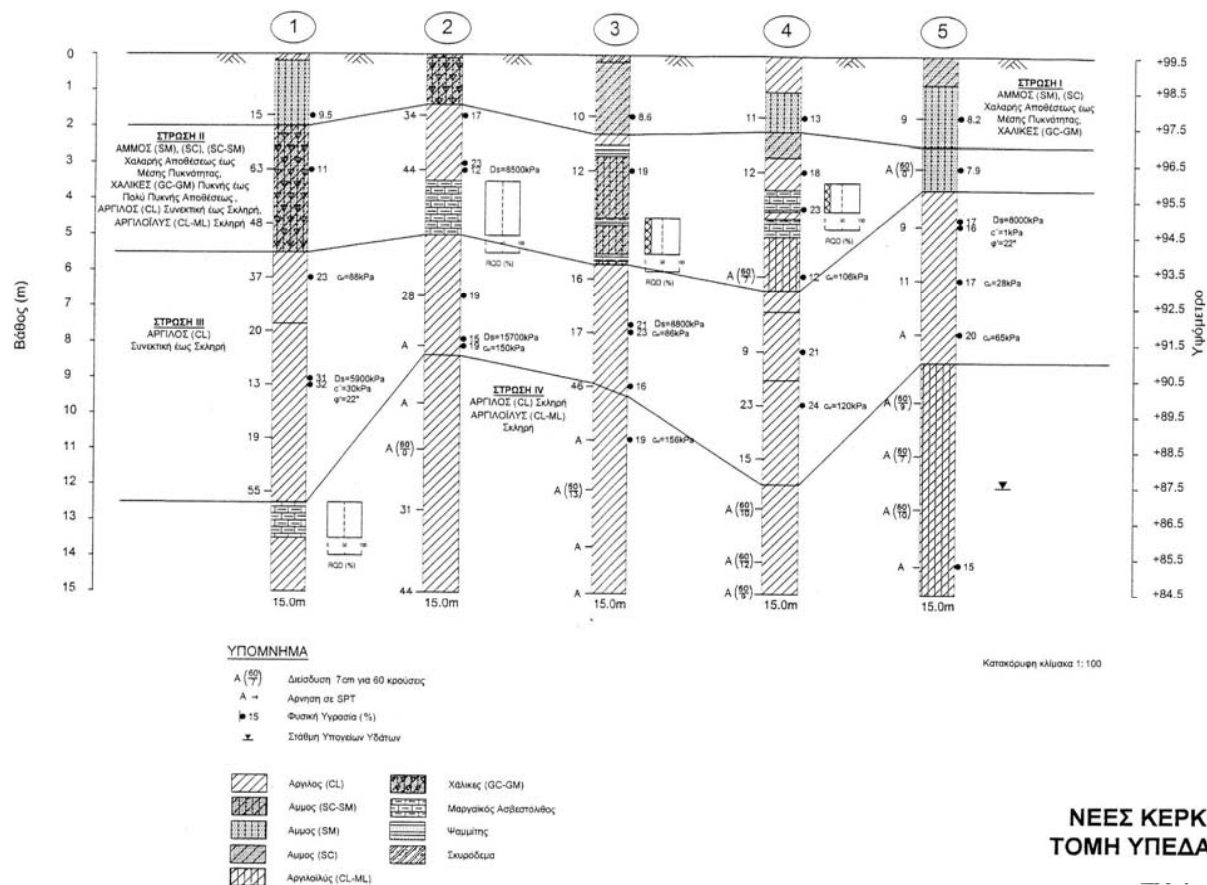
γ) Στρώση III

Άργιλος σκληρή.

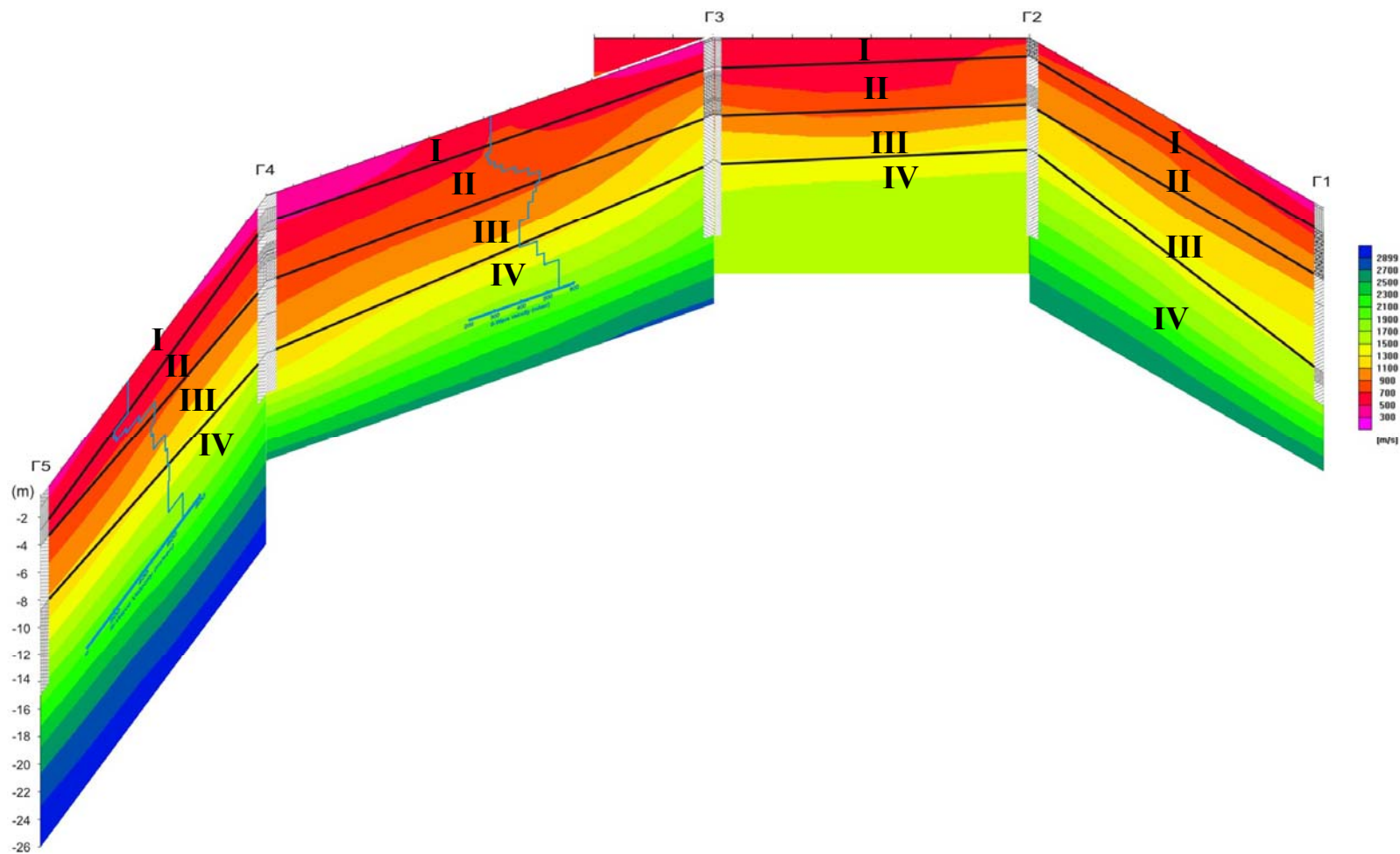


ΠΡΟΠΟΝΗΤΗΡΙΟ ΤΟΜΗ ΥΠΕΔΑΦΟΥΣ

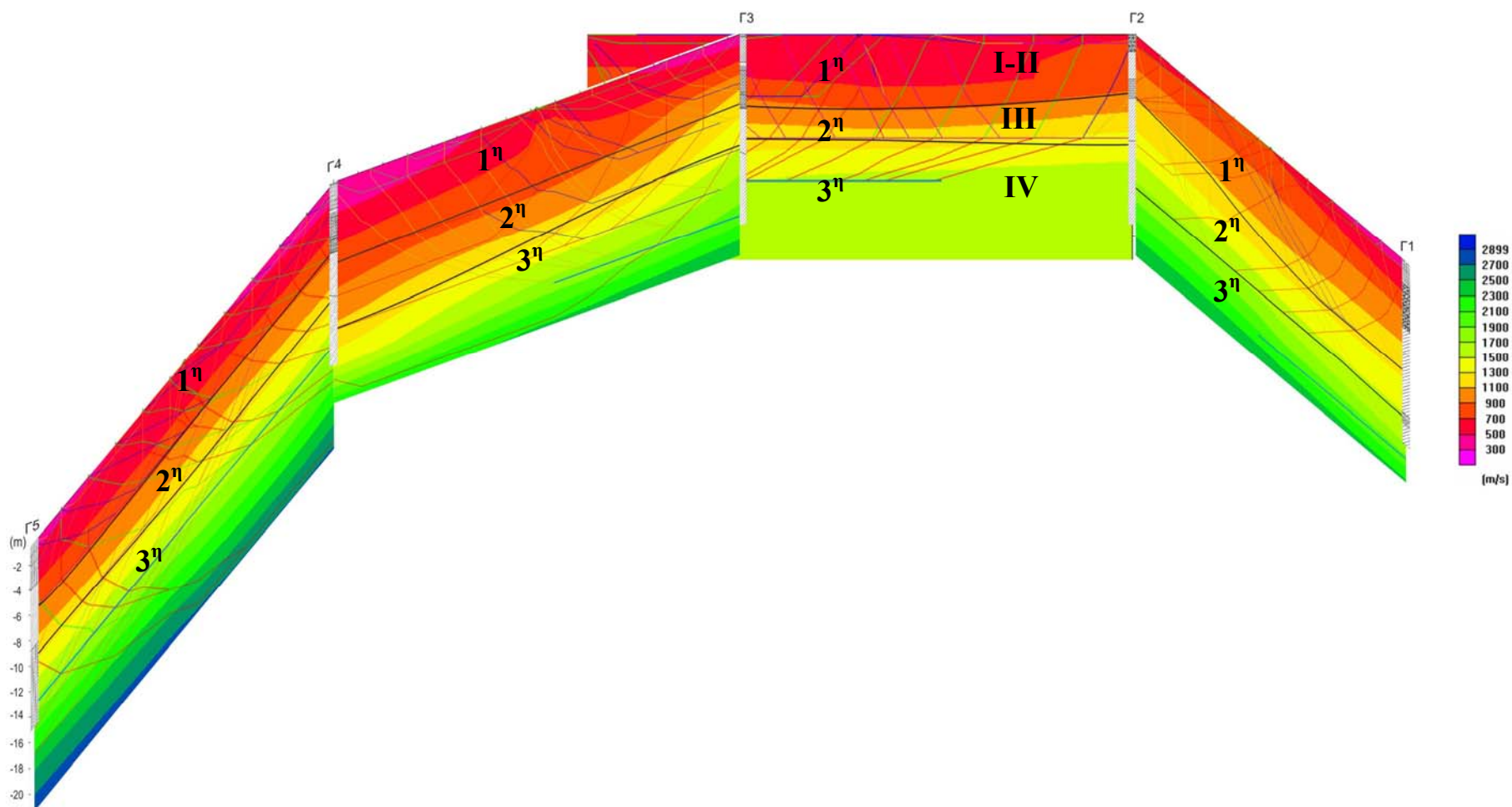
Σχήμα 4.9: Τομή υπεδάφους στην ανατολική πλευρά του Αθλητικού Κέντρου Χανίων, όπως προέκυψε από τα δεδομένα των γεωτρήσεων (Μελέτη Γεωτεχνικής Έρευνας, Ι.Α. Μεταξάς, κατατέθηκε στο Υπουργείο Πολιτισμού-Γενική γραμματεία Αθλητισμού, 2003). Για τις θέσεις των γεωτρήσεων βλέπε σχήμα 3.5 της παρούσας έκθεσης.



Σχήμα 4.10: Τομή υπεδάφους στην δυτική πλευρά του Αθλητικού Κέντρου Χανίων, όπως προέκυψε από τα δεδομένα των γεωτρήσεων (Μελέτη Γεωτεχνικής Έρευνας, Ι.Α. Μεταξάς, κατατέθηκε στο Υπουργείο Πολιτισμού-Γενική γραμματεία Αθλητισμού, 2003). Για τις θέσεις των γεωτρήσεων βλέπε σχήμα 3.5 της παρούσας έκθεσης.



Σχήμα 4.11: Απεικόνιση κύριων διαχωριστικών επιφανειών (μαύρο χρώμα) και των αντίστοιχων στρώσεων (I, II, III, IV) σε συνδιασμό με την ταχύτητα των επιφανειακών κυμάτων, όπως προέκυψαν από την ερμηνεία των γεωτρήσεων (Γ1, Γ2, Γ3, Γ4, Γ5).



Σχήμα 4.12: Απεικόνιση των κύριων διαχωριστικών επιφανειών (μαύρο χρώμα) και των αντίστοιχων στρώσεων (1^η, 2^η, 3^η), όπως προέκυψαν από την επεξεργασία με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας.

5. ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΓΕΩΤΡΗΣΕΩΝ ΚΑΙ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΩΝ

Με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, διακρίνονται οι εδαφικοί σχηματισμοί σύμφωνα με τη σεισμική ταχύτητα των. Στις σεισμικές γραμμές μελέτης line 700, line 800, line 900 και line 1000 εντοπίζονται τρεις στρώσεις γεωυλικών (ενότητα 4.1).

Από την ερμηνεία των γεωτρήσεων όμως, εντοπίζονται τέσσερις στρώσεις γεωυλικών (ενότητα 4.2) γιατί ο διαχωρισμός των στρωμάτων βασίζεται σε διαφορετικές παραμέτρους (πυκνότητα, σκληρότητα, αντοχή σε μονοαξονική θλίψη κ.α.) και επιπλέον σύμφωνα με τον ισχύοντα Ελληνικό αντισεισμικό κανονισμό ΕΑΚ 2000 το έδαφος κατατάσσεται στην κατηγορία Γ, στην αντισεισμική ζώνη ΙΙΙ (βλ. παράρτημα Ε)

5.1 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΤΟΥ ΕΛΑΦΟΥΣ ΣΥΜΦΩΝΑ ΜΕ ΤΟΝ ΕΥΡΩΚΩΔΙΚΑ 8

Ο Ευρωκώδικας 8 είναι ένας διεθνής ενοποιημένος κώδικας συμπεριφοράς για τον σχεδιασμό κτηρίων όπως επιτάσσουν οι προδιαγραφές της ευρωπαϊκής ένωσης. Σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 τα εδάφη χωρίζονται σε επτά κατηγορίες ανάλογα με την στρωματογραφική τους σύσταση και τις γεωτεχνικές παραμέτρους $V_{s,30}$, N_{SPT} και c_u (Πίνακας 5). Οι παράμετροι αυτοί μπορούν να χρησιμοποιηθούν για εκτίμηση της επίδρασης των τοπικών εδαφικών συνθηκών σε περίπτωση σεισμού.

Η ταχύτητα $V_{s,30}$ υπολογίζεται από την σχέση:

$$V_{s,30} = \frac{30}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}} \quad (5.1)$$

όπου h_i είναι το πάχος του εκάστοτε στρώματος (σε μέτρα), v_i η ταχύτητα των εγκαρσίων σεισμικών κυμάτων κάθε σχηματισμού/στρώματος (μέγιστη διατμητική παραμόρφωση των γεωυλικών $\leq 10^{-5}$), σε ένα σύνολο N στρωμάτων που εμφανίζονται στα πρώτα 30 m από την επιφάνεια του εδάφους.

Επειδή το ενδιαφέρον έγκειται μέχρι τα 15 m για να χαρακτηρισθούν οι σχηματισμοί σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 υπολογίζεται η ταχύτητα $V_{s,15}$ από την σχέση 5.2 όπου αποτελεί τον συντηρητικό προσδιορισμό του $V_{s,30}$ δεδομένου ότι η ταχύτητα V_s αυξάνεται με το βάθος.

$$V_{s,15} = \frac{15}{\sum_{i=1,N} \frac{h_i}{V_i}} \quad (5.2)$$

Στην σεισμική γραμμή μελέτης line 900 υπολογίσθηκε ταχύτητα $V_{s,15} = 386$ m/sec ενώ στην σεισμική γραμμή μελέτης line 1000 $V_{s,15} = 422$ m/sec, επομένως το έδαφος βάσει μόνο του κριτηρίου της ταχύτητας V_s εντάσσεται στο κατώτερο όριο της κατηγορίας B. Η παράμετρος N_{SPT} σύμφωνα με την γεωτεχνική μελέτη του κ. Ι.Λ. Μεταξά, όπως έχει υπολογιστεί από επί τόπου μετρήσεις, κυμαίνεται από 11 έως 23 κρούσεις/30 cm.

Πίνακας 5.1: Κατηγορίες εδαφών σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8

Κατηγορία εδάφους	Στρωματογραφική σύσταση	Παράμετροι		
		$V_{s,30}$ (m/s)	N_{SPT} (κρούσεις/30cm)	C_u (Kpa)
A	Βραχώδης ή σχεδόν βραχώδης γεωλογικός σχηματισμός συμπεριλαμβανομένου το πολύ 5 m επιφανειακού εδαφικού υλικού.	>800	-	-
B	Μεγάλες αποθέσεις πολύ πυκνής άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με τουλάχιστον μερικών δεκάδων μέτρων, που χαρακτηρίζονται από βαθμιαία αύξηση των μηχανικών ιδιοτήτων τους με το βάθος.	360-800	>50	>250
C	Αποθέσεις πυκνής ή μέσης πυκνότητας άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με πάχος από μερικές δεκάδες μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα.	180-360	15-50	70-250
D	Αποθέσεις από μικρής έως μέτριας συνεκτικότητας εδάφη (με ή χωρίς ενστρώσεις μαλακών συνεκτικών σχηματισμών) ή από επικρατούντα μαλακά προς συνεκτικά εδάφη.	<180	<15	<70
E	Σχηματισμός εδαφικής σύστασης που αποτελείται από ένα επιφανειακό αλλουβιακό στρώμα με τιμές $V_{s,30}$ του τύπου C ή D με πάχος μεταξύ 5 και 20 m, υπερκείμενο από συμπαγές γεωυλικό ταχύτητας $V_{s,30} > 800$ m/s.			
S_1	Αποθέσεις που αποτελούνται -ή περιέχουν ένα στρώμα τουλάχιστον 10 m πάχος- από μαλακή άργιλο/λύ με υψηλό δείκτη πλαστικότητας ($PI > 40$) και υψηλή περιεκτικότητα σε νερό	<100	-	10-20
S_2	Αποθέσεις από επιδεκτικά σε ρευστοποίηση εδάφη, από ευπαθείς αργίλους ή άλλο γεωυλικό που δεν περιλαμβάνεται στους τύπους A-E ή S_1			

Σύμφωνα με τα παραπάνω και τον πίνακα 5.1 το έδαφος που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις ανήκει τελικά στην κατηγορία C.

5.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΠΑΡΑΜΕΤΡΩΝ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Υπολογίστηκαν δύο ελαστικές σταθερές του εδάφους, ο λόγος Poisson (ν) και το μέτρο ελαστικότητας (E). Οι τιμές του λόγου poisson έχουν ένα εύρος από 0,05 για πολύ σκληρά και άκαμπτα πετρώματα μέχρι 0,50 για μαλακά, μικρής συνεκτικότητας υλικά και υπολογίζονται από την σχέση (Κρητικάκης, 2000, Sheriff and Geldart, 1995):

$$\nu = \frac{\left[\frac{1}{2} \left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]}{\left[\left(\frac{V_p}{V_s} \right)^2 - 1 \right]} \quad (5.3)$$

όπου, V_p είναι η ταχύτητα των διατμητικών κυμάτων που προκύπτει από το τελικό μοντέλο ταχυτήτων με την μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας και V_s η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων που προκύπτει από την αντιστροφή των καμπύλων διασποράς των επιφανειακών κυμάτων.

Το μέτρο ελαστικότητας προκύπτει από την γνώση της πυκνότητας (ρ) των πετρωμάτων, της ταχύτητας των εγκάρσιων κυμάτων (V_s) και του λόγου poisson (ν)

$$E = 2\rho V_s^2 (1 + \nu) \quad (5.4)$$

Γεώτρηση	Βάθος (m)	Πυκνότητα (kg/m ³)	Vs (m/sec)	Vp (m/sec)	ν	E (MPa)	SPT (κρούσεις/ 30 cm)
Γ3	7,5	1530	444	1050	0,39	842	17
	7,8	1630	440	1050	0,39	879	
Γ4	10,8	1720	393	1300	0,45	771	
	9,8	1570	555	1350	0,40	1354	23
Γ5	7,8	1630	473	1200	0,41	1029	
	6,3	1630	458	1000	0,37	938	11

Πίνακας 5.2: Ελαστικές σταθερές του εδάφους.

6. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Η γεωφυσική έρευνα που πραγματοποιήθηκε στο Εθνικό Στάδιο Χανίων περιλαμβάνει 4 αναπτύγματα πηγής-γεωφώνου συνολικού μήκους 115.5 μέτρων για την χαρτογράφηση των ταχυτήτων των μετωπικών και των επιφανειακών σεισμικών κυμάτων με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας.

Από την συνδιασμένη επεξεργασία των καταγραφών της σεισμικής διάθλασης, των επιφανειακών κυμάτων και των γεωτρήσεων εντοπίζονται τρία σεισμικά στρώματα γεωολικών.

➤ *1^ο Σεισμικό Στρώμα (Στρώση I και II)*

Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων: 400-1250 m/sec Μέσο πάχος 6 m

Άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες.

➤ *2^ο Σεισμικό Στρώμα (Στρώση III)*

Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων: 800-1700 m/sec Μέσο πάχος 4,4 m

Άμμος χαλαρής αποθέσεως έως μέσης πυκνότητας, χάλικες πυκνής έως πολύ πυκνής αποθέσεως, άργιλος συνεκτική έως σκληρή, αργιλοϊλός σκληρή

➤ *3^ο Σεισμικό Στρώμα (Στρώση IV)*

Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων: >1300 m/sec

Αργιλος σκληρή, αργιλοϊλός σκληρή.

Το έδαφος που πραγματοποιήθηκαν οι μετρήσεις σύμφωνα με τον Ευρωκώδικα 8 χαρακτηρίζεται ως αποθέσεις πυκνής ή μέσης πυκνότητας άμμου, χαλικιών ή συμπαγούς αργίλου με πάχος από μερικές δεκάδες μέχρι μερικές εκατοντάδες μέτρα.

Τα αποτελέσματα είναι επιβεβαιωμένα από τις γεωτρήσεις γι' αυτό και δεν κρίνεται σκόπιμο η ανάπτυξη άλλων γεωφυσικών μεθόδων στην περιοχή μελέτης.

Προτείνεται να εδραστεί ο υπόγειος χώρος στάθμευσης στους αργιλικούς σχηματισμούς που βρίσκονται σε βάθος μεγαλύτερο των έξι μέτρων ενώ το βάθος της εκσκαφής δεν θα πρέπει να υπερβαίνει αυτό του υδροφόρου ορίζοντα ο οποίος συναντάται στα 12 μέτρα. Με βάση τα παραπάνω ο υπόγειος χώρος στάθμευσης θα πρέπει να είναι το πολύ τριών επιπέδων δεδομένου ότι το ύψος του κάθε επιπέδου ανέρχεται γύρω στα τρία μέτρα ενώ το βάθος της θεμελίωσης ύφισται να είναι ενάμισι μέτρο.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

➤ *Ελληνική Βιβλιογραφία*

1. Βαφείδης, Α., (1993), Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι: Σεισμικές Μέθοδοι, Σημειώσεις, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Χανιά.
2. Καστρινάκης, Σ., (2007), Σεισμική Τομογραφία για την Εκτίμηση της Ταχύτητας Διάδοσης Διαμήκων και Εγκάρσιων Κυμάτων στην Περιοχή Φαράγγι Αποκορώνου-Χανίων, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
3. Κρητικάκης, Γ., (2000), Συμβολή των Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh στην Εκτίμηση των Μηχανικών Ιδιοτήτων του Υπεδάφους, Διπλωματική εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
4. Κρητικάκης Γ., Βαφείδης Α., Gourry J., (2003), Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων Rayleigh και Εφαρμογή σε Χώρο Απόθεσης Απορριμμάτων στη Β.Ιταλία και στην Βιομηχανική Περιοχή Porto Petroli, Genova.
5. Μεταξάς, Ι., (2003), Εθνικό Στάδιο Χανίων Μελέτη Κατασκευής Κερκίδων, Γεωτεχνική Έρευνα και Μελέτη.
6. Παπαθανασίου, Χ., (2007), Γεωφυσική Έρευνα με τη Μέθοδο της Σεισμικής Τομογραφίας στο Μοχό Ηρακλείου, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
7. Παπακωνσταντίνου, Κ., (2004), Μελέτη των Μηχανικών Παραμέτρων του Εδάφους με τη Χρήση Σεισμικών Μεθόδων και Εργαστηριακών Μετρήσεων, Διπλωματική Εργασία, Πολυτεχνείο Κρήτης, Τμήμα Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
8. Πολυτεχνείο Κρήτης, (2005), Γεωφυσική Διασκόπηση στο Εθνικό Αθλητικό Κέντρο Χανίων, Ειδικός Λογαριασμός Κονδυλίων Έρευνας Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής.
9. ΑΕΚ, (2001), Ελληνικός Αντισεισμικός Κανονισμός 2000, Σύλλογος Πολιτικών Μηχανικών Ελλάδος, Οργανισμός Αντισεισμικού Σχεδιασμού και Προστασίας.

➤ Ξενόγλωσση Βιβλιογραφία

1. Eurocode 8, (2003), Design of structures for earthquake resistance, Ref.No: prEN 1998-1:200X.
2. Foti S., (2003), Mechanical properties of soils from geophysical in situ tests, UPC Barcelona 2003.
3. Haskell, N. A., (1953), The dispersion of surface waves in multi-layered media, Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 43, p. 17 – 34.
4. Marquardt D.W. (1963). An algorithm for least squares estimation of nonlinear parameters. J. Soc. Indus. Appl. Math., 2, 431-441.
5. McMechan, G. A., Yedlin, M. J., (1981), Analysis of dispersive waves by wave field transformation, Geophysics 46, p. 869 – 874.
6. Miller, R. D., Xia, J., Park, C. B., Ivanov, J. M., (1999), Multichannel analysis of surface waves to map bedrock, The Leading Edge, December 1999, p. 1392 – 1395.
7. Nazarian, S., (1984), In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement system by spectral-analysis-of-surface-waves method, Ph. D. Texas, U.S.A.
8. Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., (1998), Imaging dispersion curves of surface waves on multi-channel record, Presented at the 66th Ann. Mtg. of Soc. Expl. Geophys., New Orleans, Louisiana, Expanded Abstracts, p. 1377 – 1380.
9. Park, C. B., Miller, R. D., Xia, J., (1999), Multi-channel analysis of surface waves, Geophysics 64, p. 800 – 808.
10. Press, W. H., Teukosky, S. A., Vetterling, W. T., Flannery, B. P., (1992), Numerical Recipes in Fortran, 2nd Edition, Cambridge University Press, ISBN 0521 43064x.
11. Schwab, F., Knopoff, L., (1972), Fast surface wave and free mode computations, in Bolt, B. A., Edition, Methods in computational physics, Academic Press, p. 87 – 180.
12. Sheriff, R. E., Geldart, L. P., (1995), Exploration Seismology, 2nd Edition, Cambridge University Press, ISBN 0-521-46282-7.
13. Stokoe II, K. H., Wright, G. W., Bay, J. A., Roesset, J. M., (1994), Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Woods, R. D., Edition, Geophysical characterization of sites, Oxford Publishers.
14. Xia, J., Miller, R. D., Park, C. B., (1999), Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves, Geophysics 64, No 3, p. 691 – 700.

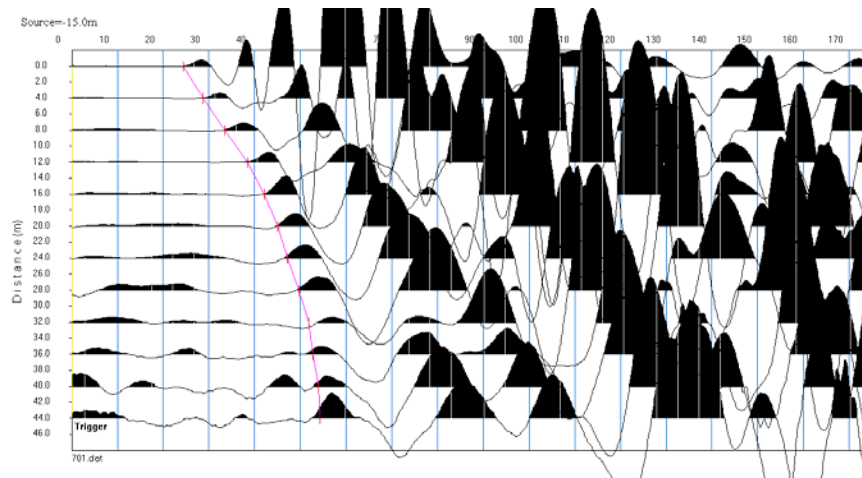
15. Yilmaz O., (1987), Seismic data processing, in Doherty M.S. Edition, Investigations in Geophysics, 2, Society of Exploration Geophysicists.

➤ *Από Δικτυακό Τόπο*

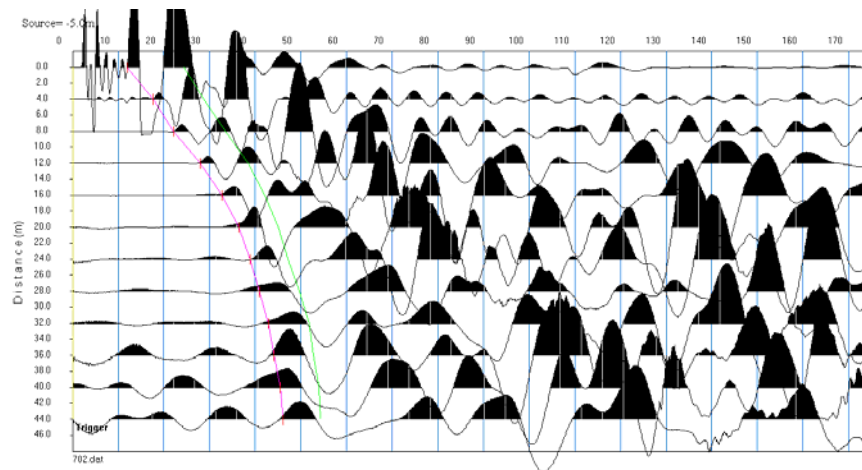
1. Εταιρία Γεωλογικών & Γεωφυσικών Ερευνών, <http://www.geoservice.gr>
2. A glossary - dictionary - collection of terms - terminology related to the field of geology, <http://www.webref.org/geology/geology.htm>
3. Google Earth, <http://earth.google.com>

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α
ΠΡΩΤΕΣ ΑΦΙΞΕΙΣ (PICKING)

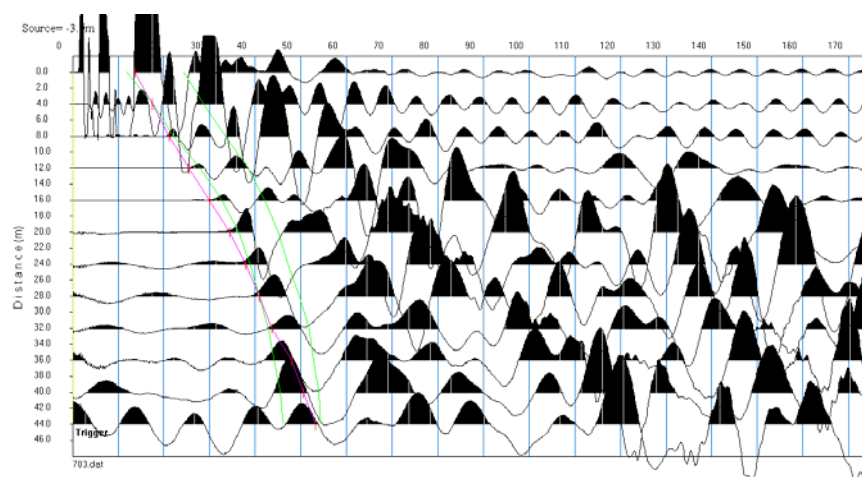
LINE 700



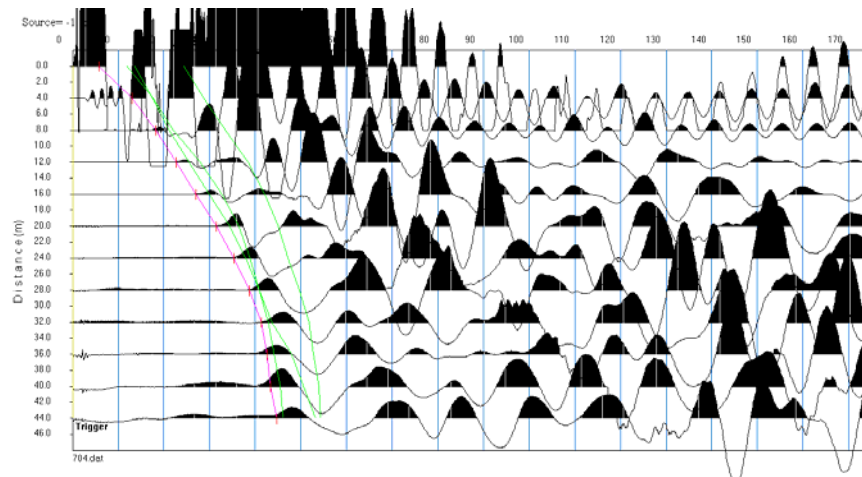
Line 700, Record 1



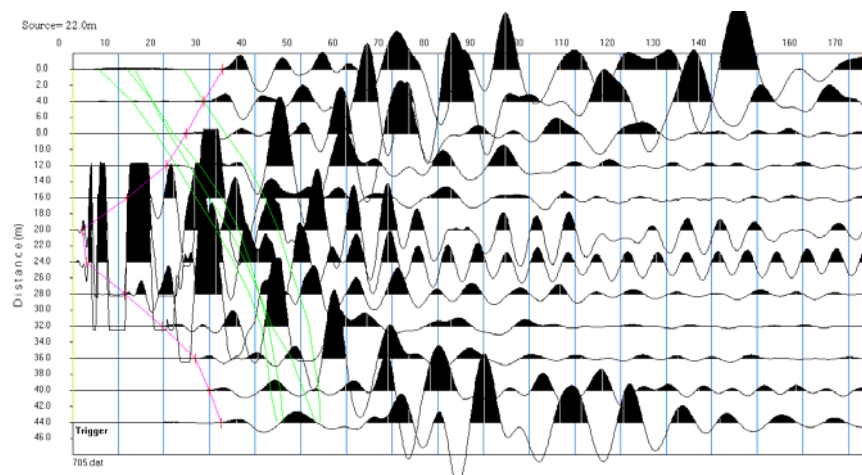
Line 700, Record 2



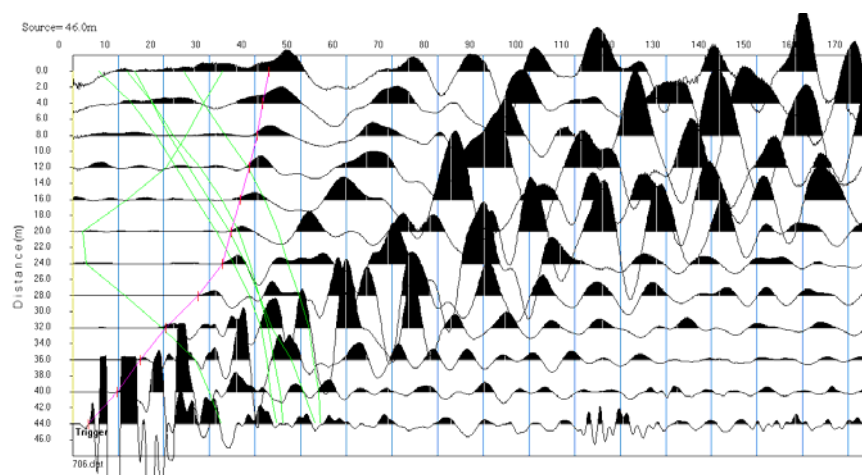
Line 700, Record 3



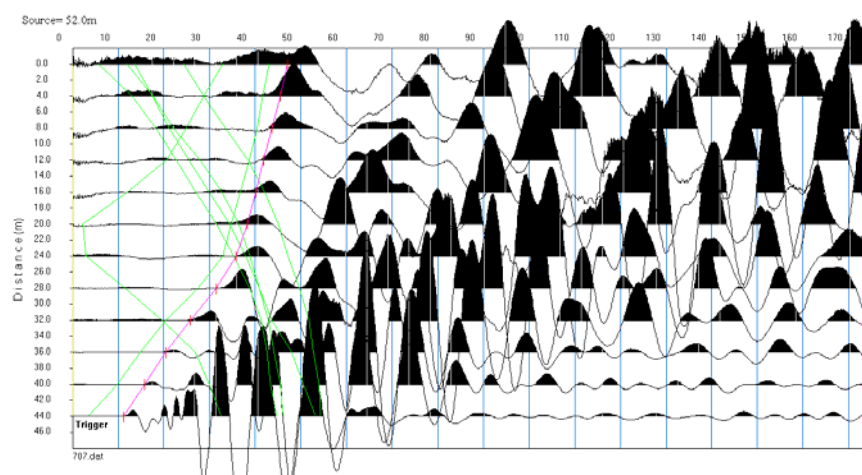
Line 700, Record 4



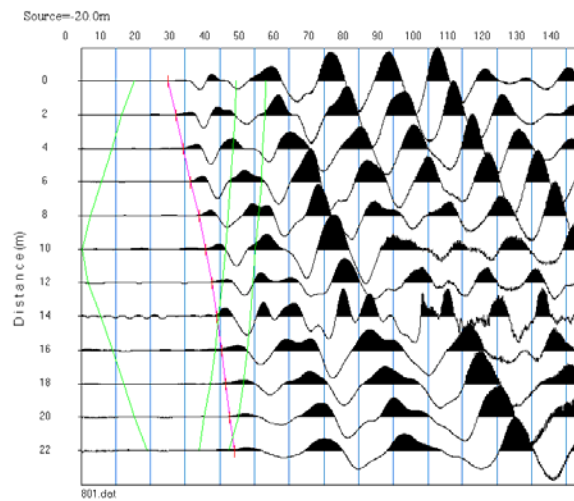
Line 700, Record 5



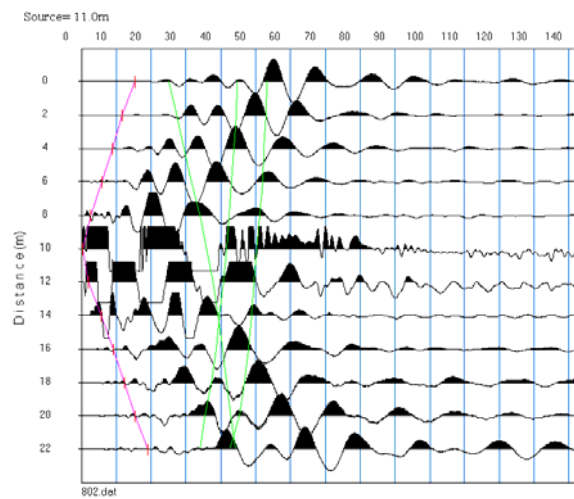
Line 700, Record 6



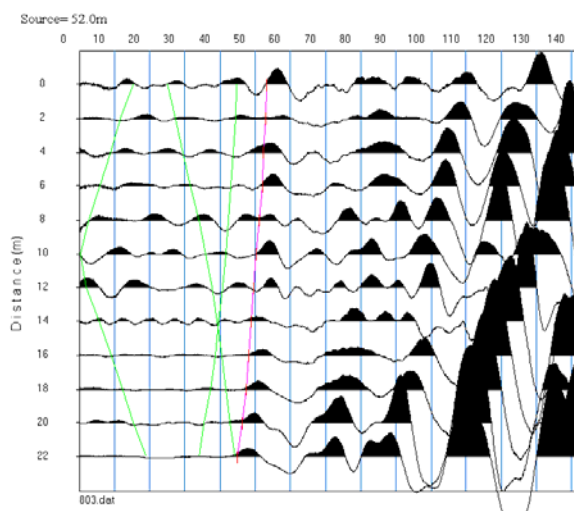
Line 700, Record 7

LINE 800

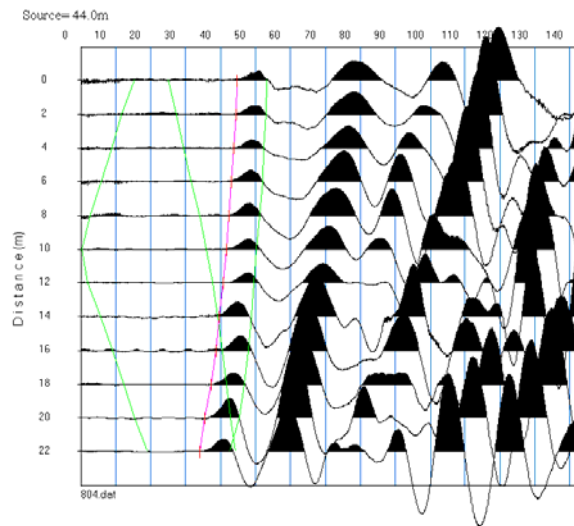
Line 800, Record 1



Line 800, Record 2

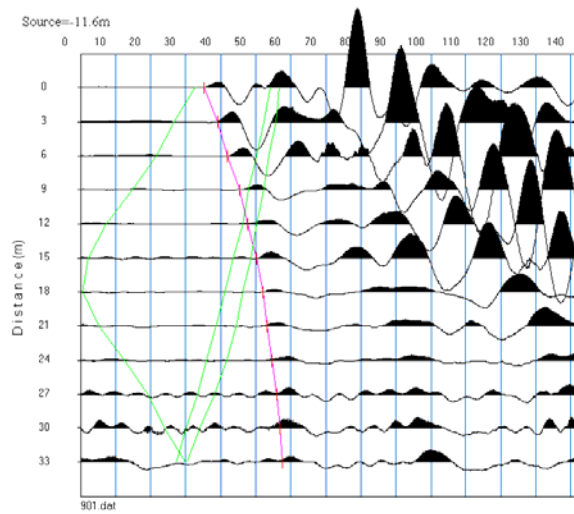


Line 800, Record 3

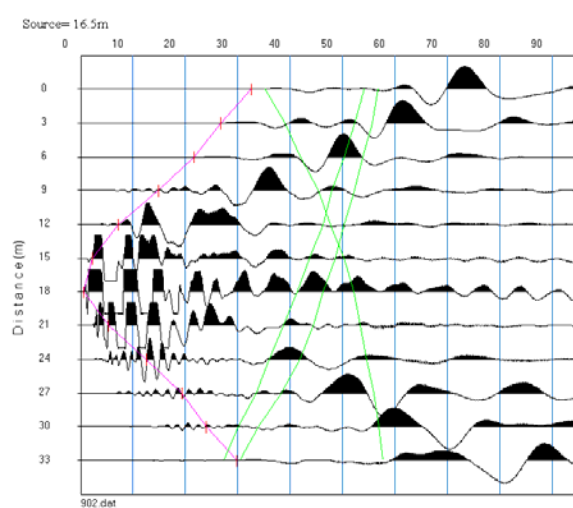


Line 800, Record 4

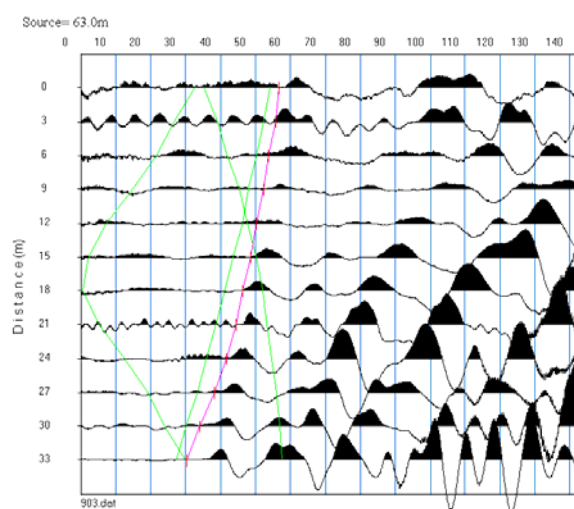
LINE 900



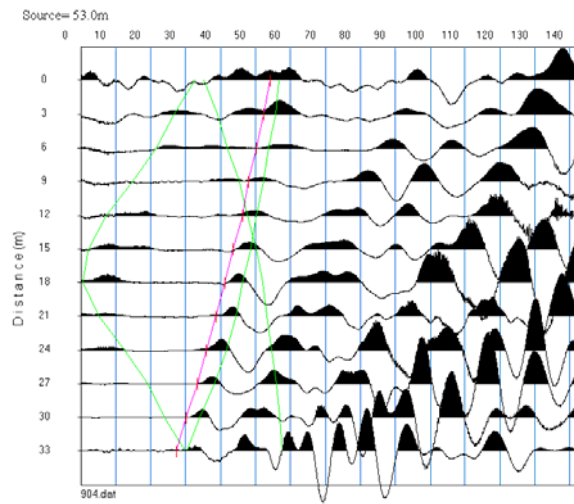
Line 900, Record 1



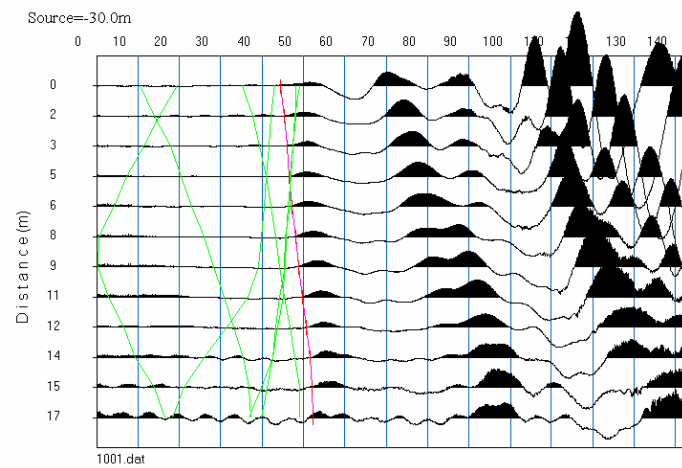
Line 900, Record 2



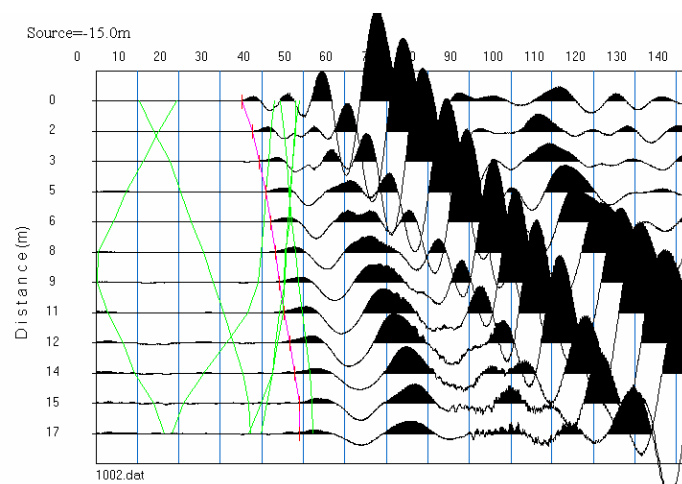
Line 900, Record 3



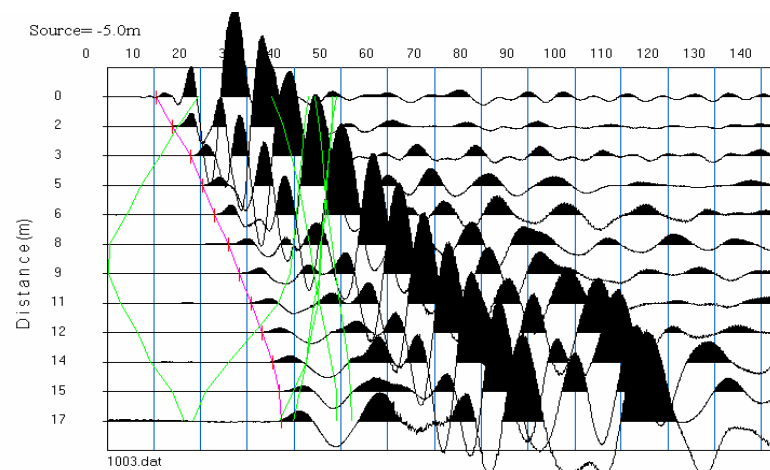
Line 900, Record 4

LINE 1000

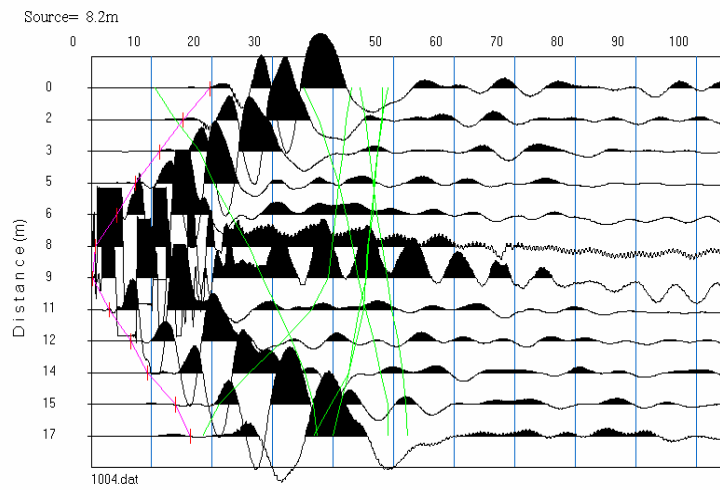
Line 1000, Record 1



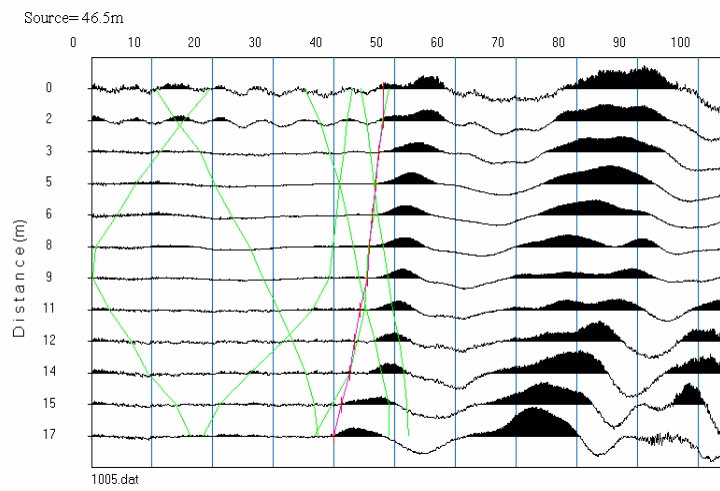
Line 1000, Record 2



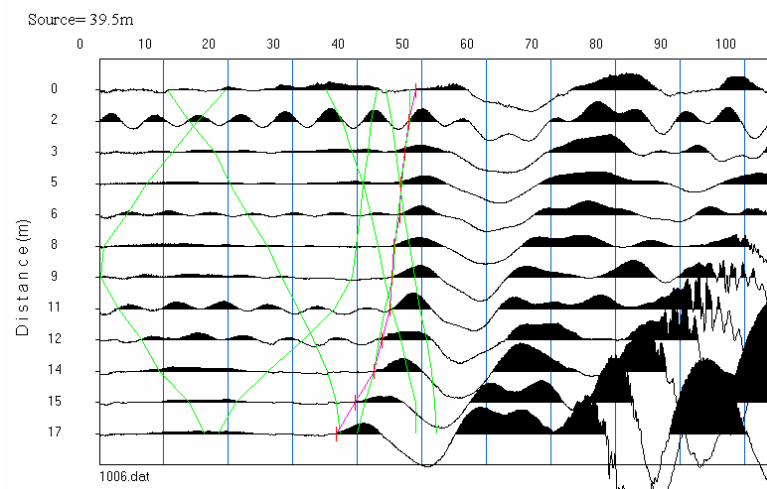
Line 1000, Record 3



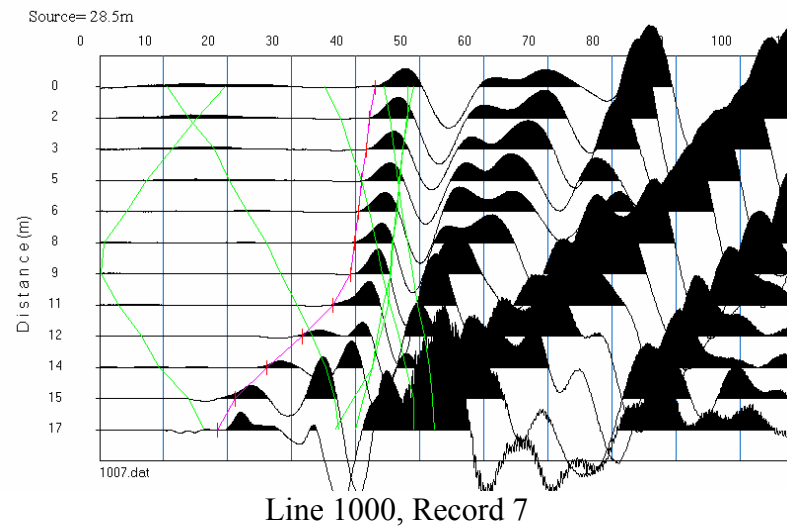
Line 1000, Record 4



Line 1000, Record 5

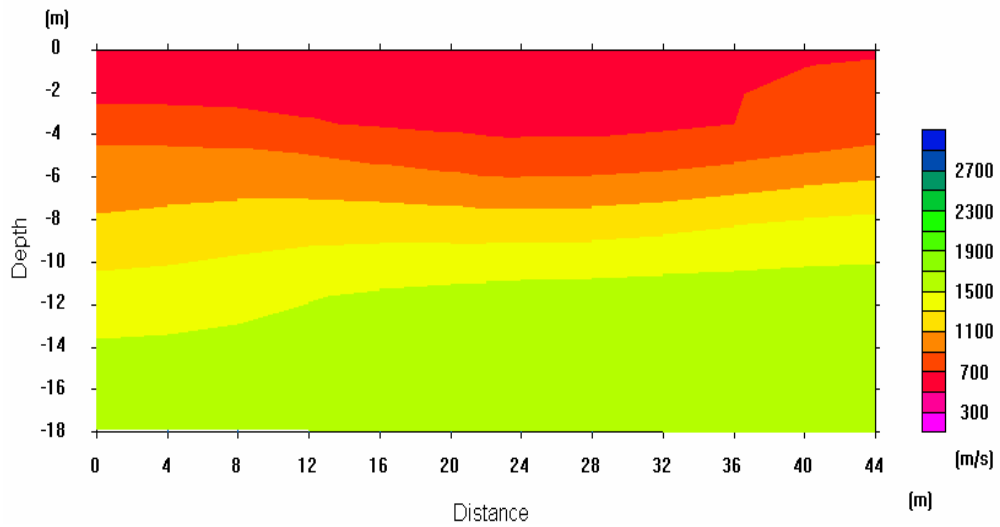


Line 1000, Record 6



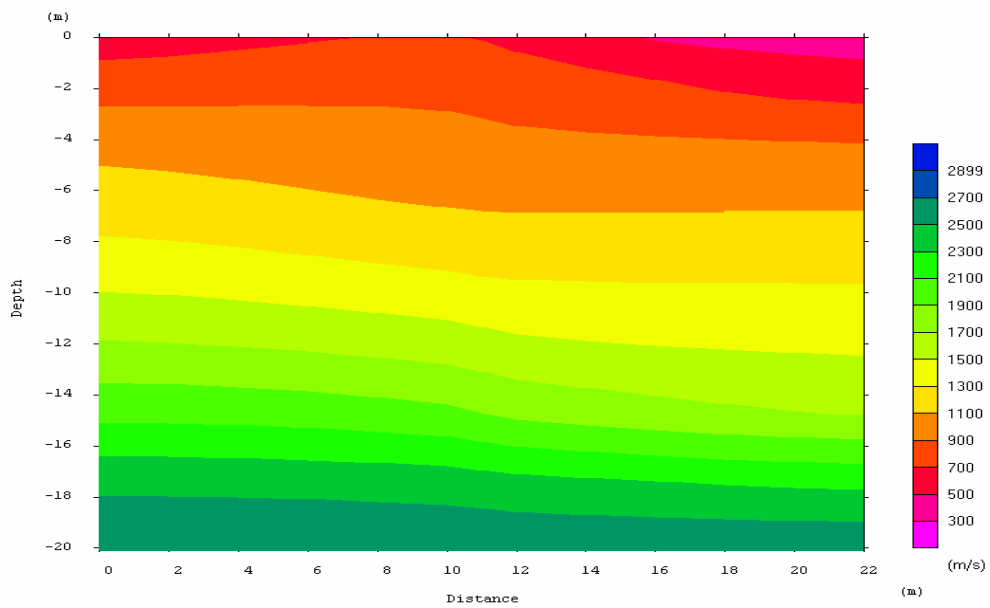
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Β
ΣΕΙΣΜΙΚΗ ΤΟΜΟΓΡΑΦΙΑ

LINE 700



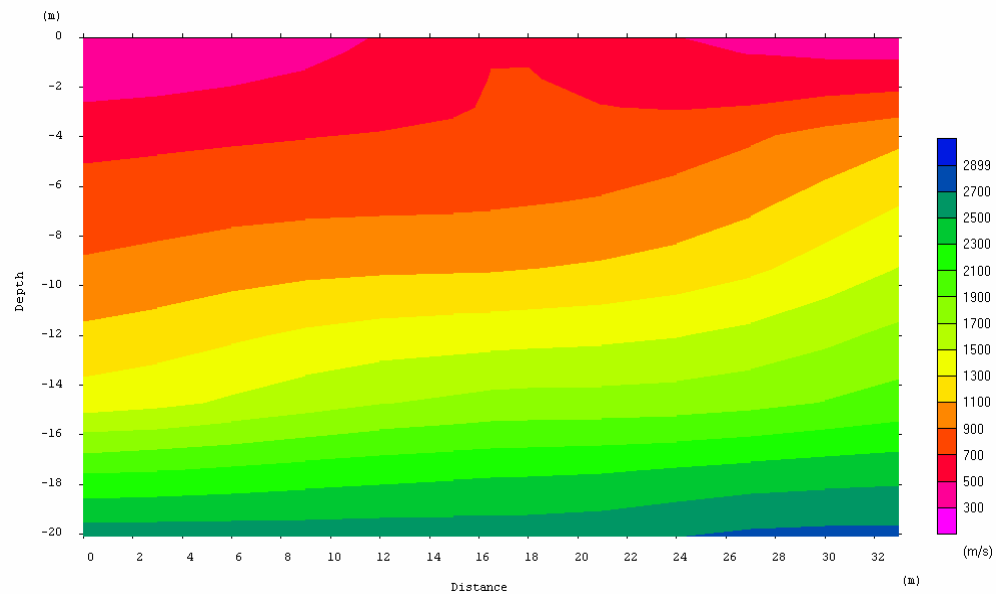
Σχήμα Β.1: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 700 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων.

LINE 800



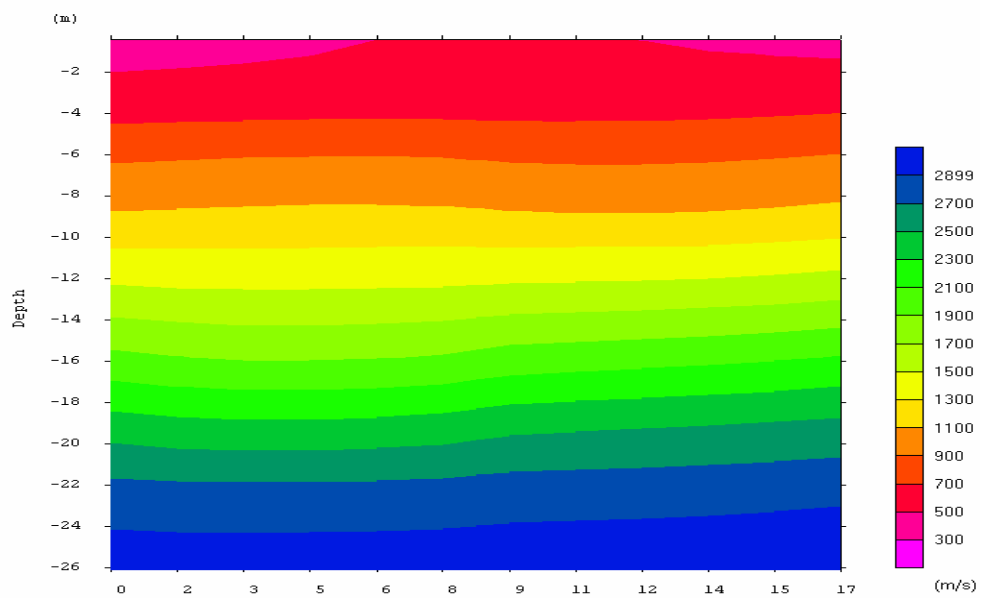
Σχήμα Β.2: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 800 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων.

LINE 900



Σχήμα Β.3: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 900 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων.

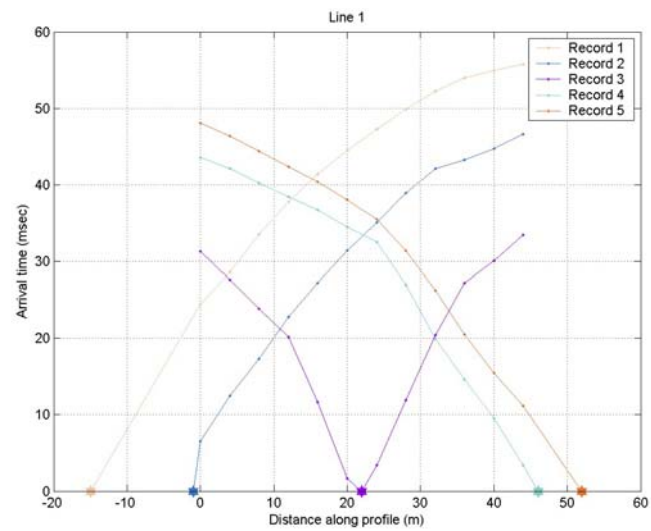
LINE 1000



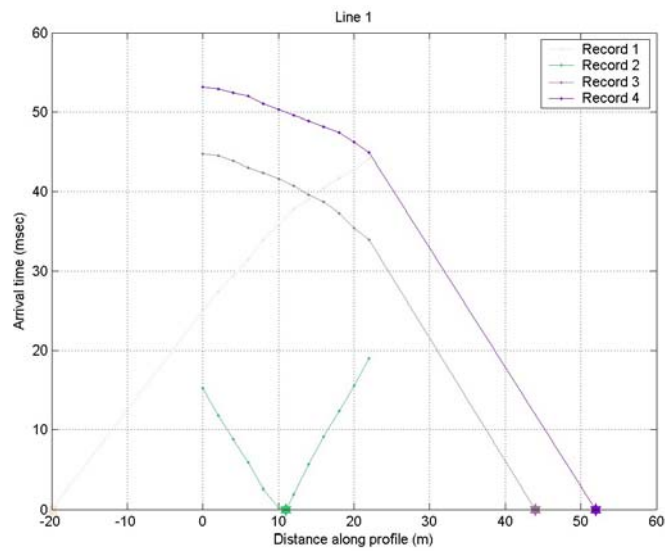
Σχήμα Β.4: Μοντέλο βάθους της σεισμικής γραμμής μελέτης line 1000 (σεισμική τομογραφία). Στον κατακόρυφο άξονα απεικονίζεται το βάθος ενώ στον οριζόντιο η απόσταση πάνω στη γραμμή μελέτης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε σεισμικές ταχύτητες των P – κυμάτων.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Γ

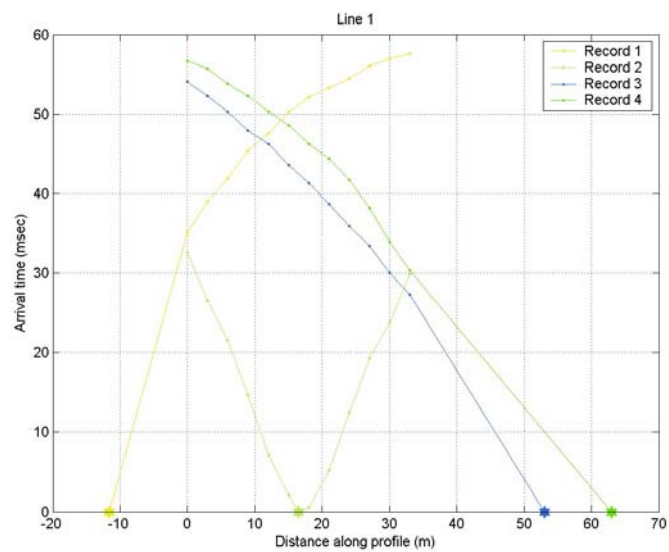
SIP



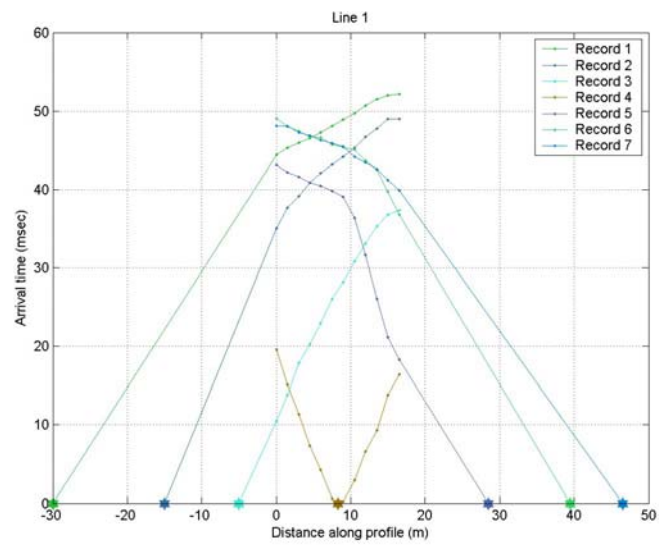
Σχήμα Γ.1: Δρομοχονικό διάγραμμα σεισμικής γραμμής μελέτης line 700.



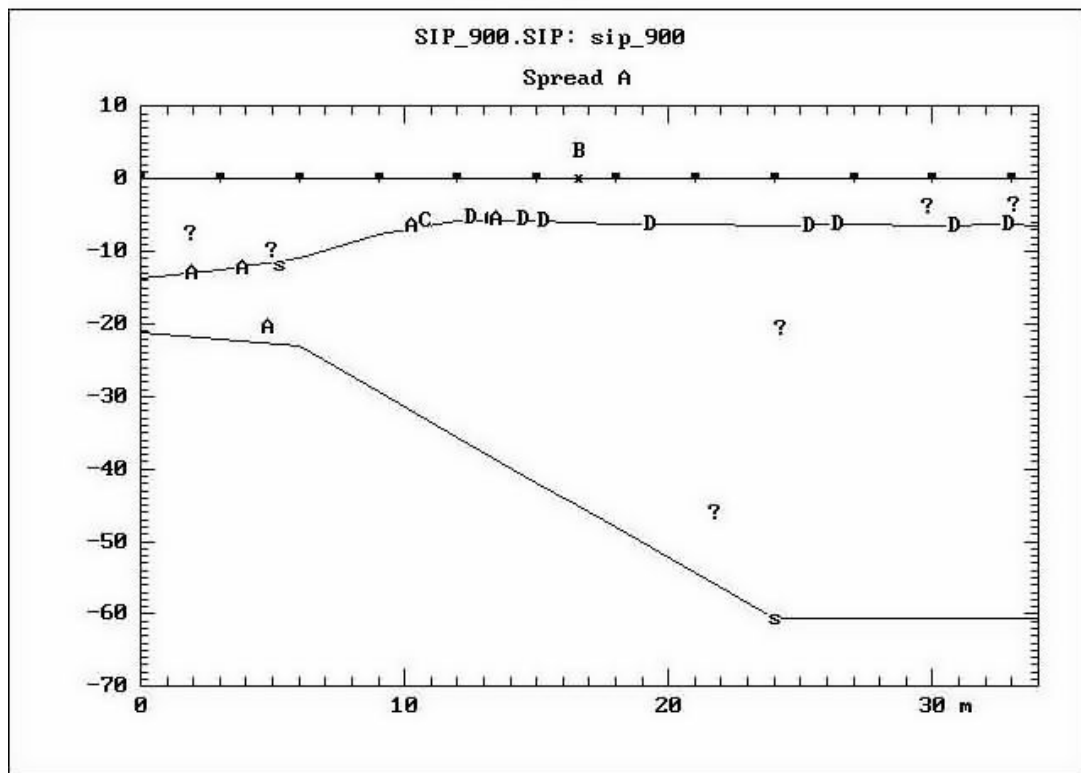
Σχήμα Γ.2: Δρομοχονικό διάγραμμα σεισμικής γραμμής μελέτης line 800.



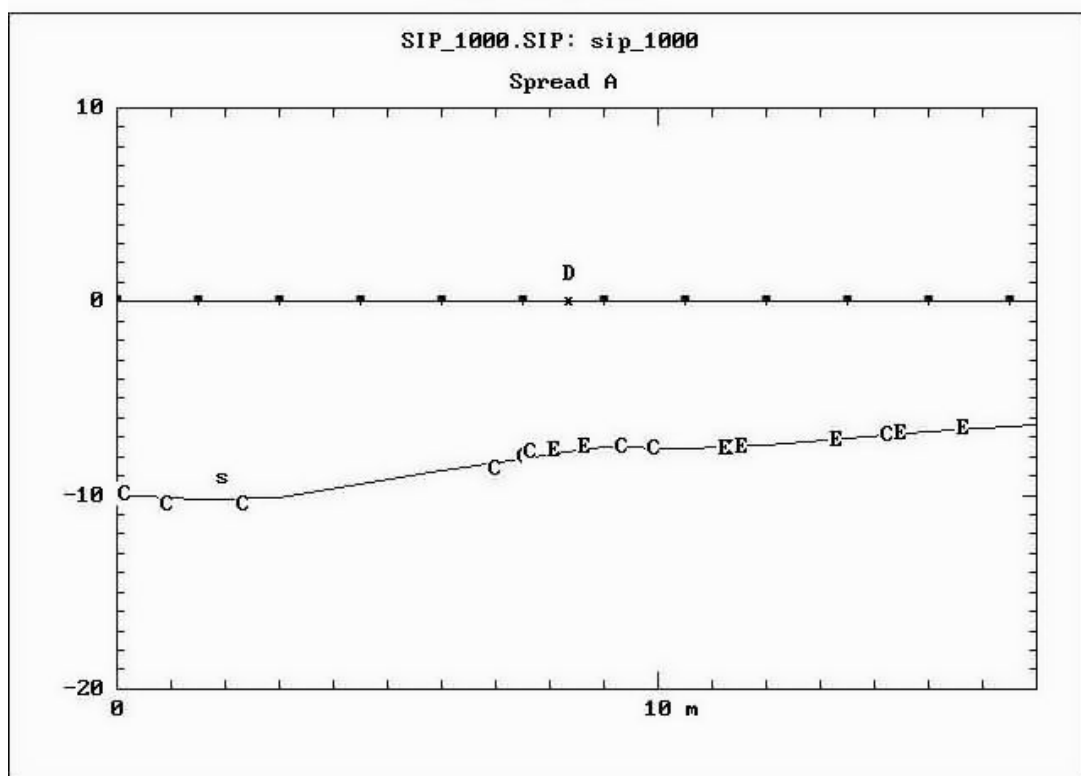
Σχήμα Γ.3: Δρομοχονικό διάγραμμα σεισμικής γραμμής μελέτης line 900.



Σχήμα Γ.4: Δρομοχονικό διάγραμμα σεισμικής γραμμής μελέτης line 1000.



Σχήμα Γ.7: Μοντέλο Βάθους σεισμικής γραμμής μελέτης line 900.

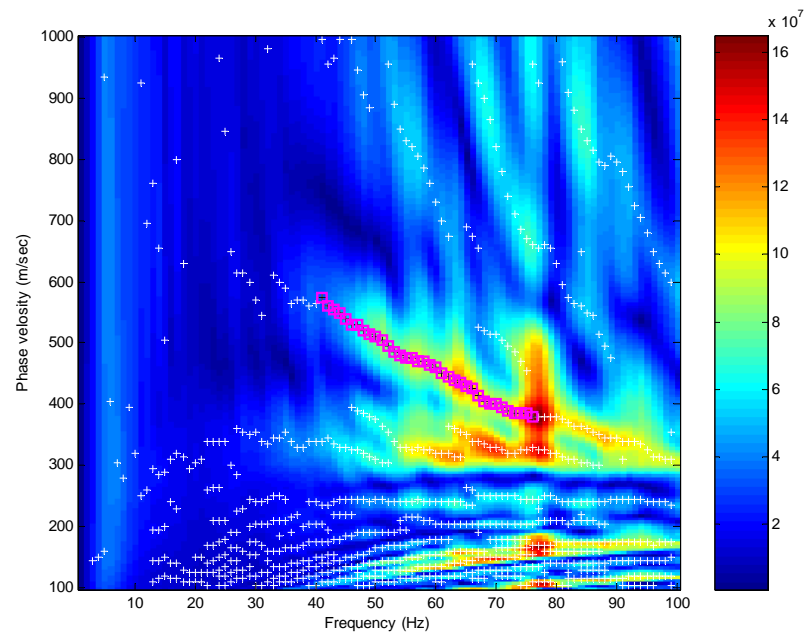


Σχήμα Γ.8: Μοντέλο Βάθους σεισμικής γραμμής μελέτης line 1000.

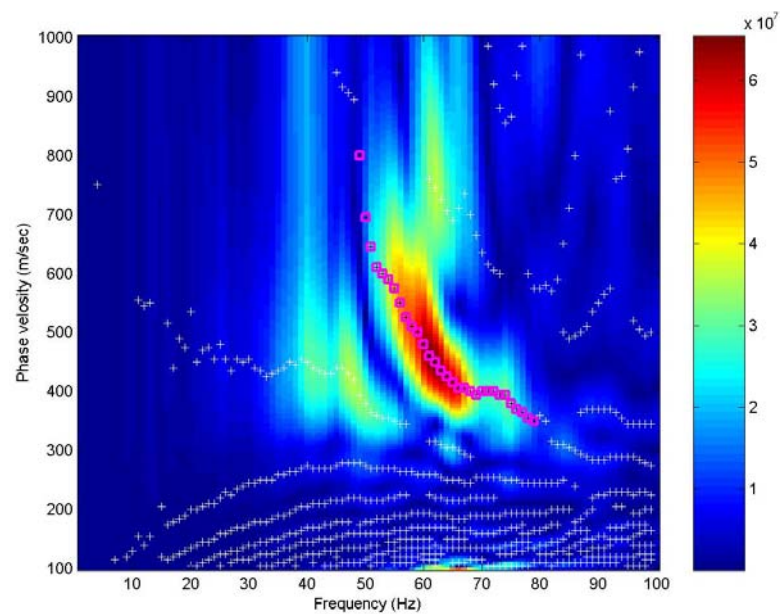
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Δ

**ΚΑΜΠΥΛΕΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ
RAYLEIGH**

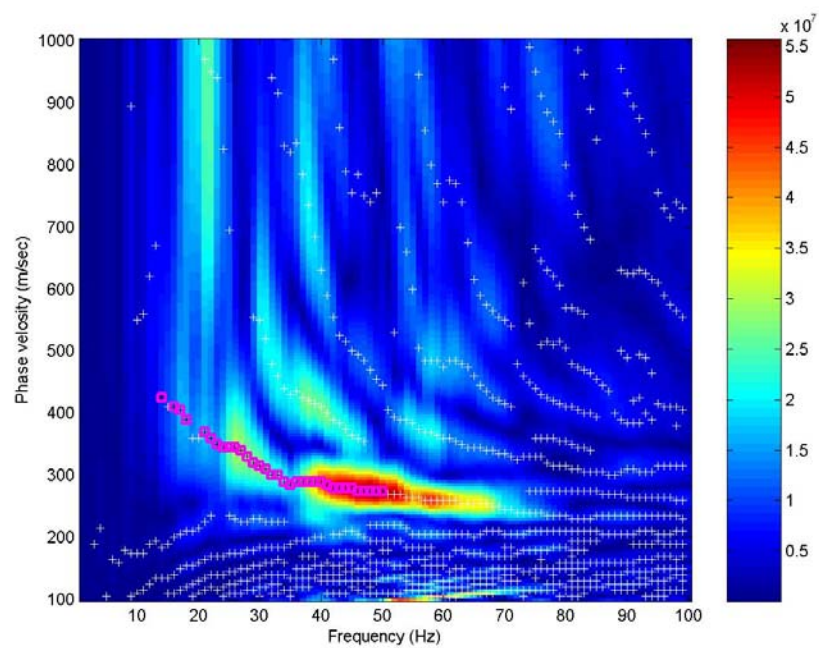
Στα παρακάτω σχήματα (Δ.1-Δ.4) παρατίθενται οι **καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων**.



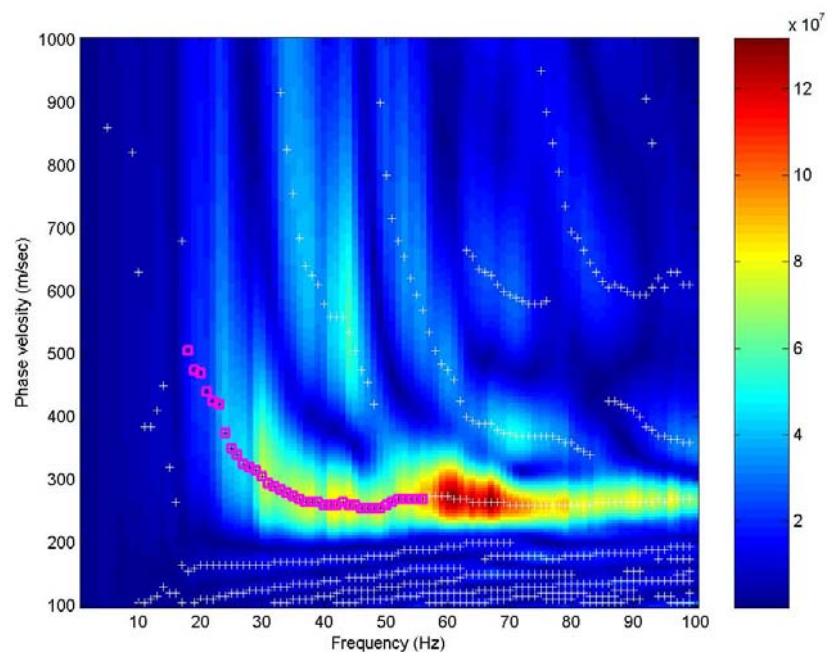
Σχήμα Δ.1: Καμπύλες διασποράς επιφανειακών κυμάτων όπως προέκυψαν από την σεισμική καταγραφή 706.



Σχήμα Δ.2: Καμπύλες διασποράς επιφανειακών κυμάτων όπως προέκυψαν από την σεισμική καταγραφή 801.

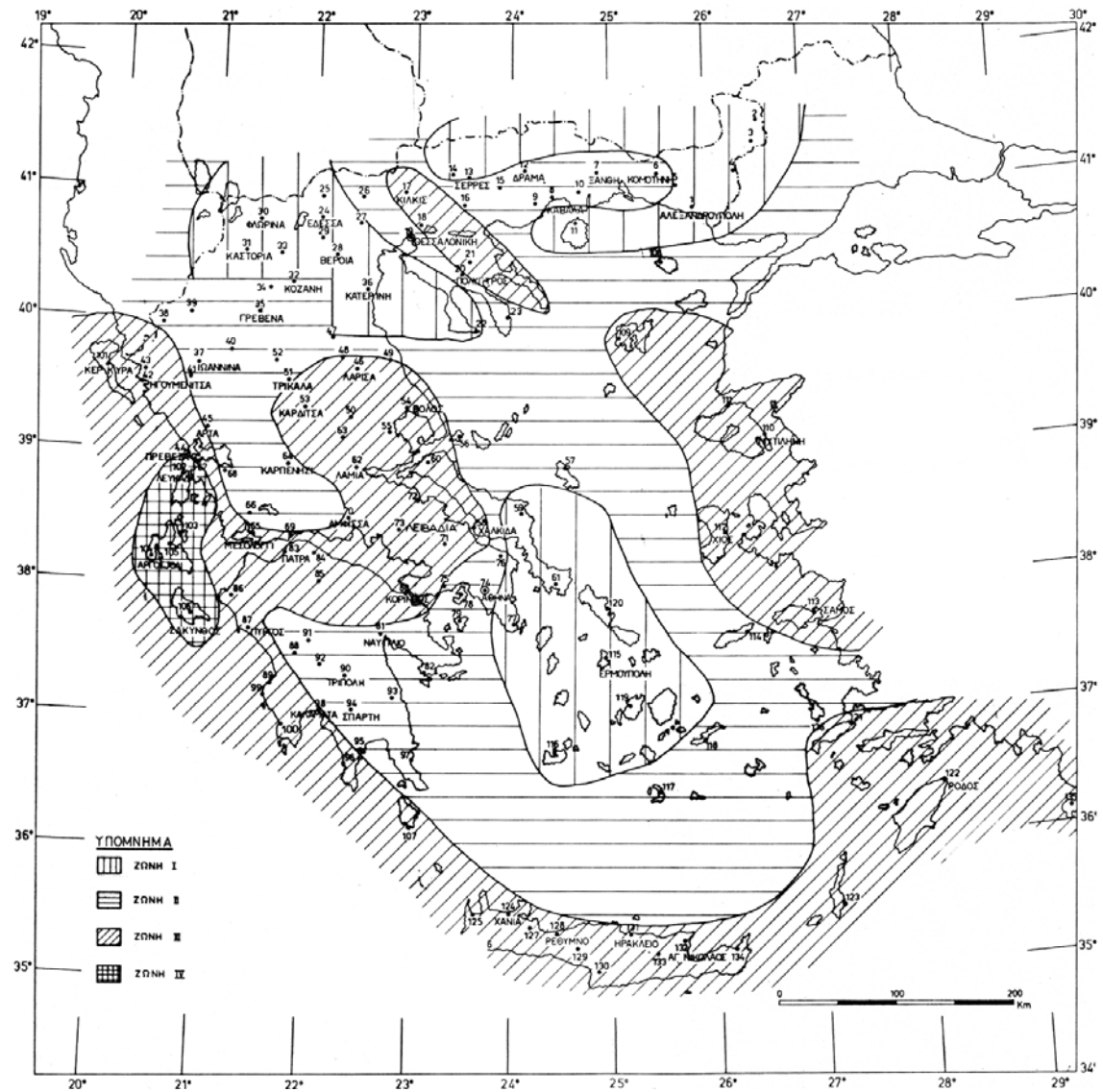


Σχήμα Δ.3: Καμπύλες διασποράς επιφανειακών κυμάτων όπως προέκυψαν από την σεισμική καταγραφή 901.



Σχήμα Δ.4: Καμπύλες διασποράς επιφανειακών κυμάτων όπως προέκυψαν από την σεισμική καταγραφή 1003.

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Ε
ΕΑΚ 2000



Σχήμα Ε.1: Χάρτης ζωνών σεισμικής επικινδυνότητας της Ελλάδος.

Πίνακας Ε.1: Σεισμική επιτάχυνση του εδάφους ($A=\alpha \cdot g$ (όπου g είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας).

Ζώνη σεισμικής επικινδυνότητας	I	II	III	IV
α	0,12	0,16	0,24	0,36

Πίνακας Ε.2: Κατηγορίες εδάφους

Κατηγορία	Περιγραφή
A	Βραχώδεις ή ημιβραχώδεις σχηματισμοί εκτεινόμενοι σε αρκετή έκταση και βάθος, με τη προϋπόθεση ότι δεν παρουσιάζουν έντονη αποσάθρωση. Στρώσεις πυκνού κοκκώδους υλικού με μικρό ποσοστό ιλυοαργιλικών προσμίξεων, πάχους μικρότερου των 70μ. Στρώσεις πολύ σκληρής προσυμπιεσμένης αργίλου πάχους μικρότερου των 70μ.
B	Εντόνως αποσαθρωμένα βραχώδη ή εδάφη που από μηχανική άποψη μπορούν να εξομοιωθούν με κοκκώδη. Στρώσεις κοκκώδους υλικού μέσης πυκνότητας πάχους μεγαλύτερου των 5μ. ή μεγάλης πυκνότητας πάχους μεγαλύτερου των 70μ. Στρώσεις σκληρής προσυμπιεσμένης αργίλου πάχους μεγαλύτερου των 70μ.
Γ	Στρώσεις κοκκώδους υλικού μικρής σχετικής πυκνότητας πάχους μεγαλύτερου των 5μ. ή μέσης πυκνότητας πάχους μεγαλύτερου των 70μ. Ιλυοαργιλικά εδάφη μικρής αντοχής σε πάχος μεγαλύτερο των 5μ.
Δ	Έδαφος με μαλακές αργίλους υψηλού δείκτη πλασιμότητας ($I_p > 50$) συνολικού πάχους μεγαλύτερου των 10μ.
X	Χαλαρά λεπτόκοκκα αμμοϊλιώδη εδάφη υπό τον υδάτινο ορίζοντα, που ενδέχεται να ρευστοποιηθούν (εκτός αν ειδική μελέτη αποκλείσει τέτοιο κίνδυνο, ή γίνει βελτίωση των μηχανικών τους ιδιοτήτων) Εδάφη που βρίσκονται δίπλα σε εμφανή τεκτονικά ρήγματα. Απότομες κλιτείες καλυπτόμενες με προϊόντα χαλαρών πλευρικών κορημάτων. Χαλαρά κοκκώδη ή μαλακά ιλυοαργιλικά εδάφη, εφόσον έχει αποδειχθεί ότι είναι επικίνδυνα από άποψη δυναμικής συμπεκνώσεως ή απώλειας αντοχής. Πρόσφατες χαλαρές επιχωματώσεις (μπάζα). Οργανικά εδάφη. Εδάφη κατηγορίας Γ με επικινδύνως μεγάλη κλίση.