



ΕΘΝΙΚΟΝ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟΝ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟΝ ΑΘΗΝΩΝ  
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ  
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ  
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ & ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ

## **ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ**

ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΟ ΔΙΠΛΩΜΑ ΕΙΔΙΚΕΥΣΗΣ

ΕΙΔΙΚΕΥΣΗ: ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ – ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑ

**ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΚΑΙ ΤΕΧΝΙΚΩΝ  
ΣΤΗ ΔΙΕΡΕΥΝΗΣΗ ΡΗΧΩΝ ΓΕΩ – ΔΟΜΩΝ ΓΕΩΤΕΧΝΙΚΟΥ  
ΕΝΔΙΑΦΕΡΟΝΤΟΣ**

ΜΙΧΕΛΙΟΥΔΑΚΗΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ

ΓΕΩΛΟΓΟΣ

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ ΙΩΑΝΝΗΣ, Επίκ. Καθηγητής

**ΑΘΗΝΑ 2014**

## ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Η παρούσα εργασία μου ανετέθη τον Ιούνιο του 2013 από τον Επίκουρο Καθηγητή Δρ. Ιωάννη Αλεξόπουλο, στο πλαίσιο του Προγράμματος Μεταπτυχιακών Σπουδών του Τμήματος Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος του Πανεπιστημίου Αθηνών (ΕΚΠΑ), στην Ειδίκευση «Γεωφυσική – Σεισμολογία» του Τομέα Γεωφυσικής & Γεωθερμίας.

Σκοπός της παρούσης ήταν η εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης σε συνδυασμό με την μέθοδο πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW), ως μέσα προσδιορισμού ρηχής δομής γεωτεχνικού ενδιαφέροντος. Ως πεδίο εφαρμογής επιλέχτηκε η περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου, περιοχή από την οποία είχαμε στη διάθεσή μας γεωτεχνικά στοιχεία βάθους.

Τα τελευταία χρόνια έχει δημοσιευθεί μία πληθώρα εργασιών που αφορούν την εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης και της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στην μελέτη ρηχών δομών. Η χρήση τους είναι ιδιαίτερος ενδιαφέρουσα μιας και αποτελούν γρήγορες τεχνικές που παρουσιάζουν, ανάλογα με τις εδαφοτεχνικές συνθήκες, σε μεγάλο βαθμό αξιόλογα αποτελέσματα.

Στο *‘Θεωρητικό Μέρος’* της εργασίας, περιγράφεται η θεωρία των σεισμικών κυμάτων, με την μαθηματική ανάλυση όλων των τύπων κυμάτων (κυματικές εξισώσεις), ενώ δίδεται ιδιαίτερη βαρύτητα στα στάδια επεξεργασίας για δεδομένα σεισμικής ανάκλασης και για δεδομένα επιφανειακών κυμάτων.

Στο *‘Πρακτικό Μέρος’* αυτής, λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία εδαφοτεχνικών γεωτρήσεων στην περιοχή μελέτης, περιγράφεται η διαδικασία ανάλυσης θορύβου (Noise Analysis). Αυτή είχε ως αποτέλεσμα (α) την αναγνώριση αφίξεων κυμάτων ανάκλασης και (β) την σχεδίαση της κατάλληλης διάταξης ανάδειξης του ανακλαστήρα. Εν συνεχεία, παρουσιάζεται η συγκριτική ανάλυση των πηγών (τεστ πηγών) που είχαμε στην διάθεσή μας (σεισμικά καψύλια, buffalo gun, σεισμικό σφυρί), με σκοπό την επιλογή της βέλτιστης πηγής η οποία θα αναδείκνυε το ρηχό στόχο. Τέλος, περιγράφεται λεπτομερώς η επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, που ελήφθησαν με δύο πηγές διαφορετικού συχνοτικού περιεχομένου (σεισμικό σφυρί και buffalo gun), καθώς και την αντίστοιχη επεξεργασία δεδομένων επιφανειακών κυμάτων.

Συμπερασματικά, η συγκριτική επεξεργασία των δεδομένων ανάκλασης εκ των δύο διαφορετικών πηγών, ανέδειξαν με ακρίβεια τον ανακλαστήρα ενδιαφέροντος, όπως αυτός είχε αναγνωριστεί από την ανάλυση θορύβου, πάντα σε συμφωνία με τα δεδομένα των γεωτεχνικών γεωτρήσεων. Επιπροσθέτως, η επεξεργασία των δεδομένων επιφανειακών κυμάτων αποσαφήνισε την κατανομή ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων  $V_s$  για τα πρώτα 10 m του υπεδάφους, πιστοποιώντας την πρακτικότητα και την σημασία της συγκεκριμένης τεχνικής.

## ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Θα ήθελα να εκφράσω τις ολόθερμες μου ευχαριστίες στον Δρ. Ιωάννη Αλεξόπουλο Επίκουρο Καθηγητή εφαρμοσμένης γεωφυσικής, για την ανάθεση του θέματος, την ουσιαστική του βοήθεια καθ' όλη την πορεία του συγκεκριμένου πονήματος, τόσο στο επίπεδο εκτέλεσης των σεισμικών εργασιών υπαίθρου καθώς και στο θεωρητικό επίπεδο. Η με οποιοδήποτε υποστήριξή του, υπήρξε καθοριστική στην εκπόνηση και ολοκλήρωσή της.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω τους Δρ. Βούλγαρη Νικόλαο, Αναπληρωτή Καθηγητή και Δρ. Αποστολόπουλο Γεώργιο Επίκουρο Καθηγητή, για το ενδιαφέρον που επέδειξαν κατά την διάρκεια εκπόνησης της εργασίας, τις εποικοδομητικές συζητήσεις μας και τις επισημάνσεις τους.

Επιπλέον, θα ήθελα να εκφράσω τις ευλικρινές μου ευχαριστίες στον Δρ. Καραστάθη Βασίλειο, Διευθυντή Ερευνών του Γεωδυναμικού Ινστιτούτου του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών, για την αμέριστη βοήθεια του και τις πολύτιμες συμβουλές του κατά την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων.

Πολύτιμη ήταν η υποστήριξη καθ' όλη τη διάρκεια της εργασία του συναδέλφου και φίλου Σπυρίδωνα Δίλαλου, υποψ. διδάκτορα του Τομέα και ανεκτίμητη η βοήθειά του στις απαιτητικές εργασίες υπαίθρου.

Ευχαριστίες επίσης εκφράζω στον συνάδελφο Σπυρίδωνα Μαρούλη, υποψ. διδάκτορα του Τμήματος, της Παναγιώτας Κακοτρίχη, μεταπτυχιακής φοιτήτριας του Τομέα καθώς και του προπτυχιακού φοιτητή Ζαχαρία Ντε Λα Κρουζ, για την βοήθειά τους στις εργασίες πεδίου.

Ευχαριστώ την ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε. για τα γεωτεχνικά-γεωφυσικά στοιχεία και δεδομένα που μου παρείχε για την περιοχή μελέτης.

Τέλος, ευχαριστώ την οικογένειά μου για την οικονομική και την ηθική βοήθεια και τη συμπαράσταση τους όλα αυτά τα χρόνια.

## ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Σκοπός της παρούσης εργασίας ήταν η εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης σε συνδυασμό με την μέθοδο πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW), ως μέσα προσδιορισμού ρηχής δομής γεωτεχνικού ενδιαφέροντος.

Τα τελευταία χρόνια έχει δημοσιευθεί μία πληθώρα εργασιών που αφορούν την εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής ανάκλασης και της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων στην μελέτη ρηχών δομών. Η χρήση τους είναι ιδιαίτερος ενδιαφέρουσα μιας και αποτελούν γρήγορες τεχνικές που παρουσιάζουν, ανάλογα με τις εδαφοτεχνικές συνθήκες, σε μεγάλο βαθμό αξιόλογα αποτελέσματα.

Ως πεδίο εφαρμογής επιλέχτηκε η περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου. Για την περιοχή είχαμε στη διάθεσή μας γεωτεχνικά στοιχεία βάθους από την ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε. Αναλυτικότερα είχαμε τα γεωτεχνικά στοιχεία τριών (3) γεωτρήσεων και αποτέλεσμα δοκιμών crosshole και downhole, ο συνδυασμός των οποίων μας βοήθησε να διασαφηνίσουμε τόσο τους ορίζοντες ενδιαφέροντος όσο και την υπεδαφική κατανομή των ταχυτήτων διαμήκων ( $V_p$ ) και εγκάρσιων κυμάτων ( $V_s$ ). Από αυτά χρησιμοποιήθηκαν τα στοιχεία μόνο μιας (1) γεώτρησης, όπου η περιοχή ανόρυξης της επέτρεπε την ανάπτυξη σεισμικών επιφανειακών τεχνικών.

Λαμβάνοντας υπόψη τα στοιχεία εδαφοτεχνικών γεωτρήσεων στην περιοχή μελέτης, περιγράφεται αρχικά η διαδικασία ανάλυσης θορύβου (Noise Analysis). Αυτή είχε ως αποτέλεσμα (α) την αναγνώριση αφίξεων κυμάτων ανάκλασης και (β) την σχεδίαση της κατάλληλης διάταξης ανάδειξης του ανακλαστήρα.

Εν συνεχεία, παρουσιάζεται η συγκριτική ανάλυση των πηγών (τεστ πηγών) που είχαμε στην διάθεσή μας (σεισμικά καψύλια, buffalo gun, σεισμικό σφυρί), με σκοπό την επιλογή της βέλτιστης πηγής η οποία θα αναδείκνυε το ρηχό στόχο. Με την βοήθεια της σύγκρισης επιλέξαμε τον συνδυασμό σεισμικού σφυριού 5 Kg – πλάκας 5 Kg (διαμέτρου 20 cm), καθώς και το Buffalo gun, ως κατάλληλες πηγές για την λήψη δεδομένων σεισμικής ανάκλασης.

Τέλος, περιγράφεται λεπτομερώς η επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, που ελήφθησαν με τις προαναφερθείσες πηγές διαφορετικού συχνοτικού περιεχομένου (σεισμικό σφυρί και buffalo gun), καθώς και η αντίστοιχη επεξεργασία δεδομένων επιφανειακών κυμάτων.

Συμπερασματικά, η επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής ανάκλασης που ελήφθησαν με δύο διαφορετικές πηγές, ανέδειξε και στις δύο περιπτώσεις τον ανακλαστήρα ενδιαφέροντος, ενώ η χρήση της πολυκαναλικής ανάλυσης επιφανειακών κυμάτων (MASW) οδήγησε στον προσδιορισμό των ταχυτήτων  $V_s$  για τα πρώτα 12 m του υπεδάφους.



## SUMMARY

This dissertation aimed at the combined application of Seismic Reflection technique and Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) for determining shallow targets of geotechnical interest.

Over the last decade, a plethora of articles has been published, concerning Seismic Reflection technique and MASW as invaluable tools to determine shallow targets. Their application is of extreme interest as they constitute efficient techniques with a high degree of accurate results.

The area in which the investigation took place was the Isthmus of Corinth. In this specific site, we acquired the borehole summary report, describing the geological data collected during the drilling (depths at about 50 m), plus the results of Downhole – Crosshole seismic tests (Edafomichaniki SA), which helped as to delineate both the shallow targets of interest and the distribution of shear and compressional waves' velocities ( $V_s$  and  $V_p$  respectively). From the above mentioned, we used the results of only one borehole, as its surrounding area was suitable for the implementation of both seismic techniques.

Taking into consideration the near surface soil characteristics of the area, a Noise Analysis took place, in order to determine the subsurface targets and to establish a spread type appropriate for enhancing the reflector of interest.

Subsequently, a comparative test of seismic sources was conducted, aimed at finding the best type of source which could designate the subsurface structure properly. Among the detonator, the buffalo gun, and three sledgehammers of different weights (8 Kg, 5Kg, 2.5 Kg), we chose the sledgehammer of 5Kg combined with a 5 Kg plate and the Buffalo gun as sources suitable for our seismic reflection survey.

Furthermore, we describe the processing sequence of two independent seismic reflection data sets, acquired with two different sources (sledgehammer – buffalo gun) and also the processing of MASW data.

In conclusion, the processing of seismic reflection data resulted in the description of a shallow seismic horizon at the depth of 22 m. Moreover, the processing of the MASW data set led to the construction of the 2D distribution of shear waves' velocities ( $V_s$ ) for the upper 10 m, certifying the importance and the efficiency of the technique.

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Οι μέθοδοι σεισμικής διασκόπησης αναφέρονται στην ανθρωπογενή παραγωγή ελαστικών κυμάτων με σκοπό των προσδιορισμό διαφόρων τύπων κοιτασμάτων (υδρογονάνθρακες, μεταλλεύματα, νερό) καθώς και την μελέτη ρηχών δομών γεωτεχνικού και περιβαλλοντικού ενδιαφέροντος. Ο συνδυασμός δεδομένων από σεισμικές μεθόδους, με τα αντίστοιχα άλλων γεωφυσικών τεχνικών (βαρυτική, μαγνητική, ηλεκτρική κ.α.) και δεδομένα γεωτρήσεων δύναται να σκιαγραφήσει με μεγάλη ακρίβεια την υπεδαφική γεωλογική δομή.

Τα σεισμικά κύματα αποτελούν φορείς μηνυμάτων που μεταφέρουν την πληροφορία για την δομή του φλοιού της γης. Τα κύματα αυτά προκαλούν την ταλάντωση των υλικών σημείων του εκάστοτε μέσου γεγονός που σημαίνει ότι τα σωματίδια της ύλης απομακρύνονται από την θέση ισορροπίας τους μέχρι να σταματήσουν λόγω εξασθένησης της ενέργειας που προκαλεί την κίνησή τους. Η ικανότητα του υλικού να παραμορφώνεται παροδικά με το πέρασμα των σεισμικών κυμάτων δύναται να περιγραφεί από τις ελαστικές του ιδιότητες οι οποίες μας βοηθούν να διαχωρίσουμε αποτελεσματικά τα διάφορα υλικά. Οι ελαστικές ιδιότητες επιδρούν στις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων μέσα από τα υλικά αυτά.

Στη γεωφυσική έρευνα με τη χρήση των σεισμικών μεθόδων, για τη δημιουργία των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιούνται ελεγχόμενες σεισμικές πηγές μέσω των οποίων παράγεται σεισμική ενέργεια ικανή να μας παρέχει πληροφορίες για τις σεισμικές ταχύτητες και κατ' επέκταση για την στρωματογραφία του φλοιού της γης. Γενικά, οι μέθοδοι σεισμικής έρευνας που χρησιμοποιούνται ευρέως είναι η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης (seismic refraction method) και η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης (seismic reflection method). Τέλος, μια νεώτερη προσέγγιση αποτελεί η πολυκαναλική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis Of Surface Waves - MASW).

- Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιείται στην χαρτογράφηση οριζόντιων και κεκλιμένων επιφανειών, ρηγμάτων, επαφών μεγάλης κλίσης καθώς και στην χαρτογράφηση μη επίπεδων ακανόνιστων επαφών. Επιπλέον, δύναται να χρησιμοποιηθεί είτε ως μέσο για τον χαρακτηρισμό της ποιότητας της βραχομάζας καθώς οι σεισμικές ταχύτητες σχετίζονται με τον δείκτη ποιότητας βραχομάζας (R.Q.D) ή στον εντοπισμό πιθανών 'ασθενών' ζωνών εντός της αυτής. Πιο συγκεκριμένα, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης εφαρμόζεται στις περιπτώσεις όπου παρατηρείται αισθητή αύξηση της ταχύτητας συναρτήσει του βάθους, αξιοποιώντας τα οριακά διαθλώμενα κύματα τα οποία καταγράφονται πρώτα στον σταθμό παρατήρησης σε σχέση με τα άλλα είδη κυμάτων.
- Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης εφαρμόζεται ως επί το πλείστον σε περιπτώσεις χαρτογράφησης ζωνών διάρρηξης, στην εύρεση βραχώδους υποβάθρου, στον εντοπισμό πιθανών επιφανειακών ρηγμάτων αλλά και στον εντοπισμό υδροφόρων οριζόντων, ενώ αποτελεί την κυριότερη μέθοδο εντοπισμού κοιτασμάτων υδρογονάνθρακα.

- Η πολυκαναλική ανάλυση επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis Of Surface Waves - MASW) αξιοποιεί το φαινόμενο της γεωμετρικής διασποράς των επιφανειακών κυμάτων κατά τη διάδοση τους εντός μονοδιάστατης δομής, υπολογίζοντας εν τέλει τις ταχύτητες των διατμητικών κυμάτων  $V_s$ . Η συγκεκριμένη τεχνική, στην ενεργητική (Active MASW) και στην παθητική (Passive MASW) της μορφή, χρησιμοποιείται ως επί το πλείστον σε γεωτεχνικές έρευνες με σκοπό τον προσδιορισμό του ρηχού βραχώδους υποβάθρου.

## ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

|  |     |
|--|-----|
| ΠΡΟΛΟΓΟΣ.....  | i   |
| ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ .....  | ii  |
| ΠΕΡΙΛΗΨΗ .....   | iii |
| ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....   | v   |
| <i>ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ</i> .....   | 4   |
| 1. ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ .....  | 5   |
| 1.1 ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ – ΤΑΣΗ .....   | 5   |
| 1.2 ΝΟΜΟΣ ΤΟΥ ΗΟΟΚΕ – ΕΛΑΣΤΙΚΕΣ ΣΤΑΘΕΡΕΣ .....   | 7   |
| 1.3 ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ – ΒΑΘΜΩΤΗ ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ .....   | 9   |
| 1.4 ΚΥΜΑΤΑ ΧΩΡΟΥ.....  | 11  |
| 1.5 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ .....   | 14  |
| 1.5.1 ΚΥΜΑΤΑ RAYLEIGH .....  | 14  |
| 1.5.2 ΚΥΜΑΤΑ LOVE.....   | 18  |
| 2. ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ .....   | 22  |
| 2.1 ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΜΕΣΟΥ ΣΤΑΘΕΡΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ .....   | 22  |
| 2.1.1 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΔΙΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ - ΚΑΝΟΝΙΚΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ (NORMAL MOVE OUT - NMO) ..... | 22  |
| 2.1.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΕΚΛΙΜΕΝΗΣ ΔΙΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ – ΚΑΤΑ ΚΛΙΣΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ (DIP MOVE OUT - DMO) .....          | 26  |
| 2.2 ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΒΑΘΜΙΔΟΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ .....   | 29  |
| 3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ .....   | 33  |
| 3.1 ΑΠΟΔΙΑΥΛΩΣΗ (DEMULTIPLEXING)-ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ (REFORMATTING) .....   | 34  |
| 3.2 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ.....   | 35  |
| 3.3 ΠΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ .....  | 35  |
| 3.4 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ .....   | 37  |
| 3.5 ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ .....   | 39  |
| 3.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ (FILTERING).....   | 40  |
| 3.7 ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ (DECONVOLUTION) .....  | 44  |
| 3.7.1 ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ ΑΙΧΜΗΣ (SPIKING DECONVOLUTION) .....   | 45  |
| 3.7.2 ΠΡΟΒΛΕΠΤΙΚΗ ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ (PREDICTIVE DECONVOLUTION) .....   | 47  |
| 3.8 ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ .....  | 48  |
| 3.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ (CMP SORTING) .....  | 50  |
| 3.10 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ (VELOCITY ANALYSIS) .....   | 51  |

|  |     |
|--|-----|
| 3.11 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΚΑΝΟΝΙΚΗΣ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ (NMO CORRECTION) .....  | 52  |
| 3.12 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ (RESIDUAL STATICS CORRECTIONS) .....  | 53  |
| 3.13 ΣΩΡΕΥΣΗ (STACKING).....   | 55  |
| 3.14 ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (MIGRATION) .....  | 56  |
| 3.14.1 ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ (STOLT MIGRATION)<br>.....   | 58  |
| 4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ .....  | 61  |
| 4.1 ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ – ΤΡΟΠΟΙ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH – ΥΠΕΡΘΕΣΗ<br>ΤΡΟΠΩΝ ΔΙΑΔΟΣΗΣ – ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΦΑΣΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ .....                                 | 61  |
| 4.2 ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....  | 63  |
| 4.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (SPECTRAL<br>ANALYSIS OF SYRFACE WAVES – SASW).....   | 67  |
| 4.3.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ<br>ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (SPECTRAL ANALYSIS OF SYRFACE WAVES – SASW) .....              | 68  |
| 4.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ<br>(MULTICHANNEL ANALYSIS OF SYRFACE WAVES – MASW).....                                      | 70  |
| 4.4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ<br>ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (MULTICHANNEL ANALYSIS OF SYRFACE WAVES –<br>MASW)..... | 72  |
| <i>ΠΡΑΚΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ</i> .....  | 75  |
| 5. ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ – ΙΣΘΜΟΣ ΚΟΡΙΝΘΟΥ .....   | 76  |
| 5.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....   | 76  |
| 5.2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ.....   | 76  |
| 5.3 ΕΔΑΦΟΤΕΧΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ .....   | 77  |
| 6. ΑΝΑΛΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ (NOISE ANALYSIS).....   | 83  |
| 7. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΟΣ ΕΛΕΓΧΟΣ ΠΗΓΩΝ (ΤΕΣΤ ΠΗΓΩΝ) .....  | 99  |
| 7.1 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ FOURRIER<br>(FOURRIER TRANSFORM) .....   | 103 |
| 7.2 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ GABOR (GABOR<br>TRANSFORM) .....   | 112 |
| 7.3 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΥΤΟΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ (AUTOCORRELATION)<br>.....  | 124 |
| 7.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....   | 126 |
| 8. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ .....   | 127 |
| 8.1 ΤΥΠΟΣ ΠΗΓΗΣ: ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΣΦΥΡΙ 5 Kg, ΠΛΑΚΑ ΣΥΖΕΥΞΗΣ 5 Kg .....  | 127 |
| 8.1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....   | 127 |
| 8.1.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ .....   | 130 |
| 8.1.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΑΦΙΞΕΩΝ .....   | 130 |
| 8.1.4 ΥΨΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΤΑΤΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ.....   | 132 |
| 8.1.5 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ – ΠΛΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ .....   | 135 |

|   |     |
|---|-----|
| 8.1.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ.....  | 136 |
| 8.1.7 ΦΙΛΤΡΟ F-K (ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ – ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ).....               | 139 |
| 8.1.8 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ .....                                    | 142 |
| 8.1.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ - ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ..... | 143 |
| 8.1.10 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΝΜΟ .....                                       | 148 |
| 8.1.11 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ .....                  | 149 |
| 8.1.12 ΣΩΡΕΥΣΗ .....  | 150 |
| 8.2 ΤΥΠΟΣ ΠΗΓΗΣ: BUFFALO GUN.....                               | 152 |
| 8.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....  | 152 |
| 8.2.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ.....               | 153 |
| 8.2.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΑΦΙΞΕΩΝ .....                                  | 153 |
| 8.2.4 ΥΨΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΤΑΤΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ.....                          | 154 |
| 8.2.5 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ – ΠΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ .....           | 156 |
| 8.2.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ.....  | 157 |
| 8.2.7 ΦΙΛΤΡΟ F-K (ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ – ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ).....               | 158 |
| 8.2.8 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ .....                                    | 162 |
| 8.2.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ - ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ ..... | 162 |
| 8.2.10 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΝΜΟ .....                                       | 166 |
| 8.2.11 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ .....                  | 167 |
| 8.2.12 ΣΩΡΕΥΣΗ .....  | 167 |
| 9. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ.....              | 170 |
| 9.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ .....  | 170 |
| 9.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ.....                 | 172 |
| 9.3 ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ .....                           | 173 |
| 9.4 ΕΞΑΓΩΓΗ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ .....                            | 177 |
| 9.5 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ – ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ $V_s$ .....    | 181 |
| 9.6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ.....   | 182 |
| 10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ .....  | 184 |
| ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΡΘΡΑ .....                                      | 185 |

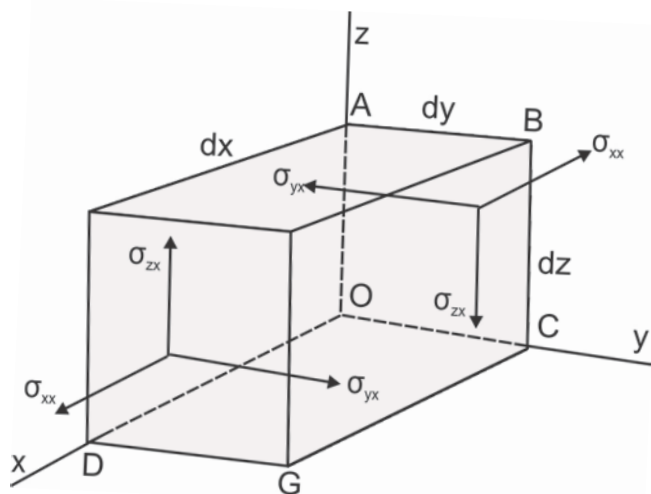
## *ΘΕΩΡΗΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ*

# 1. ΘΕΩΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

## 1.1 ΠΑΡΑΜΟΡΦΩΣΗ – ΤΑΣΗ

Η σεισμική μέθοδος χρησιμοποιεί την διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της γης για την εξαγωγή χαρακτηριστικών της δομής της. Για να κατανοήσουμε την δημιουργία και την διάδοση των κυμάτων θα χρησιμοποιήσουμε το σχήμα της εικόνας 1.1 διαστάσεων  $dx$ ,  $dy$ ,  $dz$  το οποίο αποτελεί ένα απειροστό τμήμα ενός ομογενούς και ισότροπου μέσου. Στο συγκεκριμένο τμήμα δύναται να ασκούνται δύο ειδών δυνάμεις:

- Δυνάμεις μάζας (ή εξ' επιδράσεως), οι οποίες είναι ανάλογες του όγκου του υλικού και οφείλονται στην θέση του σώματος εντός ενός πεδίου δυνάμεων. Παράδειγμα τέτοιας δύναμης αποτελεί το βάρος και η ηλεκτρομαγνητική δύναμη.
- Δυνάμεις εξ' επαφής, οι οποίες δρουν μέσω των διαχωριστικών επιφανειών του σώματος, εξαρτώμενες από το εμβαδόν της επιφάνειας στην οποία ασκούνται.



**Εικόνα 1.1:** Συνιστώσες της τάσης σε επιφάνειες κάθετες στον άξονα  $x$ .

Εάν στο απειροστό σωματίδιο ασκήσουμε μια δύναμη τότε αυτό θα οδηγηθεί σε μια κατάσταση διαταραχής, η οποία δύναται να περιγραφεί με ακρίβεια μέσω των όρων της τάσης (Stress) και της παραμόρφωσης (Strain).

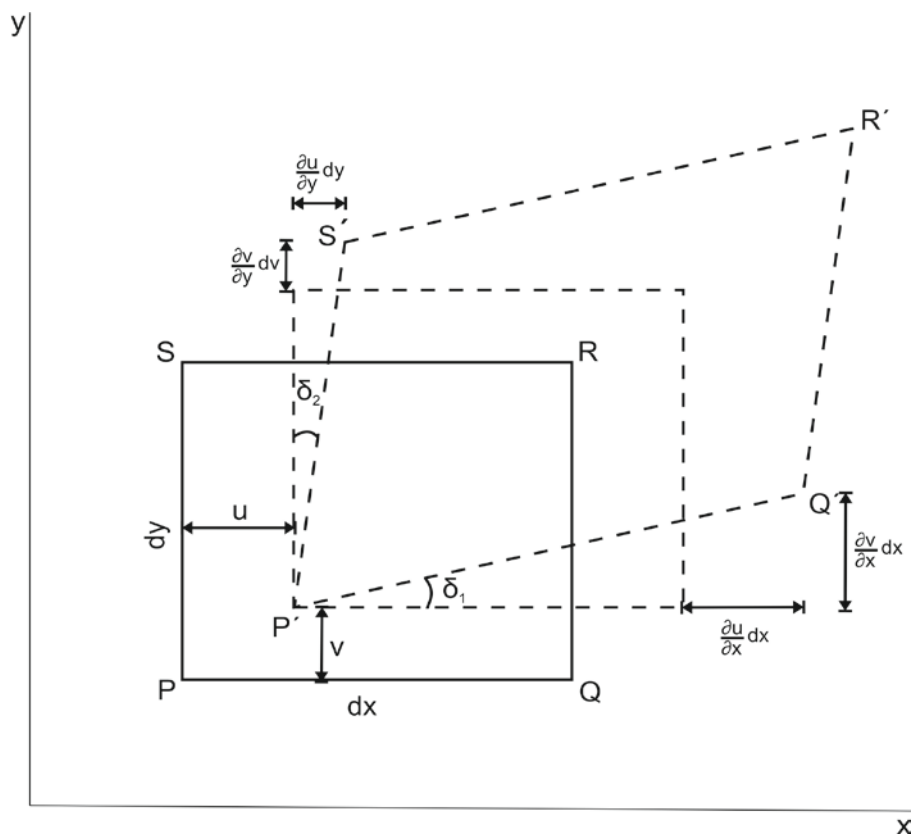
Το άνυσμα της τάσης ορίζεται μέσω της ακόλουθης σχέσης:



$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A} \quad (1.1)$$

όπου ο όρος  $\Delta F$  αντιστοιχεί στο σύστημα δυνάμεων που ασκείται στην επιφάνεια  $\Delta A$ , χωρίς απαραίτητα αυτό να είναι κάθετο στην τελευταία. Εάν η δύναμη είναι κάθετη στην επιφάνεια τότε η τάση καλείται ορθή, ενώ όταν αυτή είναι παράλληλη στην επιφάνεια, καλείται διατμητική. Στην περίπτωση που η δύναμη δεν είναι ούτε κάθετη ούτε παράλληλη στην επιφάνεια, τότε η τυχαία διεύθυνσης δύναμη δύναται να αναλυθεί σε δύο συνιστώσες, μία κάθετη και μία παράλληλη στην επιφάνεια του απειροστού σωματιδίου με αποτέλεσμα οιαδήποτε δύναμη να μπορεί να εκφραστεί μέσω ορθής ή διατμητικής τάσης.

Στην περίπτωση που ασκηθεί ένα είδος τάσης στην επιφάνεια του σωματιδίου του ανωτέρω σχήματος (εικ. 1.1), τότε θα λάβουν χώρα μεταβολές στο σχήμα αυτού (εικ. 1.2).



Εικόνα 1.2: Ανάλυση δισδιάστατης παραμόρφωσης.

Αλλαγές τέτοιου τύπου καλούνται παραμορφώσεις, οι οποίες όπως συμβαίνει με τις τάσεις χωρίζονται σε δύο κύριες κατηγορίες, της ορθής και της διατμητικής. Μαθηματικά, οι ορθές παραμορφώσεις ορίζονται ως:

$$\varepsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}, \quad \varepsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}, \quad \varepsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \quad (1.2)$$

με τους όρους  $du$ ,  $dv$  και  $dw$  να αντιστοιχούν στις συνιστώσες της απειροστής μετατόπισης ενός σημείου με συντεταγμένες  $x, y, z$ . Αντιστοίχως, οι διατμητικές τάσεις ορίζονται ως:

$$\begin{aligned} \varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \\ \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} &= \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \\ \varepsilon_{zx} = \varepsilon_{xz} &= \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \end{aligned} \quad (1.3)$$

Εκτός από την μεταβολή στο σχήμα του, το σωματίδιο υπόκειται και σε στρέψη κατά μήκος των τριών αξόνων  $x, y, z$  με τις εκάστοτε γωνίες να προσδιορίζονται μέσω των σχέσεων:

$$\begin{aligned} \theta_x &= \frac{\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}}{2} \\ \theta_y &= \frac{\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}}{2} \\ \theta_z &= \frac{\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}}{2} \end{aligned} \quad (1.4)$$

## 1.2 ΝΟΜΟΣ ΤΟΥ HOOKE – ΕΛΑΣΤΙΚΕΣ ΣΤΑΘΕΡΕΣ

Για να μπορέσουμε να υπολογίσουμε την παραμόρφωση που υφίσταται ένα σώμα όταν ασκηθεί σε αυτό μία τυχούσα τάση, πρέπει να γνωρίζουμε την σχέση που συνδέει τα δύο μεγέθη.

Όταν οι τάσεις που ασκούνται σε ένα σώμα είναι μικρές, η σχέση που συνδέει τα δύο μεγέθη δίδεται από τον νόμο του Hooke σύμφωνα με τον οποίο, η προκύπτουσα παραμόρφωση ενός σώματος είναι ανάλογη της τάσης η οποία την προκάλεσε. Οι παραμορφώσεις που λαμβάνουν χώρα κατά την διάρκεια διάδοσης

των κυμάτων είναι συνήθως μικρότερες από  $10^{-8}$ , με εξαίρεση την περιοχή πολύ κοντά της πηγής στην οποία ο νόμος του Hooke δεν δύναται να εφαρμοστεί.

Σε γενικές γραμμές, η παραμόρφωση και η τάση μπορούν να θεωρηθούν ως πίνακες δευτέρου βαθμού (3x3) με συνέπεια ο νόμος του Hooke να είναι ένας τανυστής τετάρτου βαθμού. Όταν το μέσο διάδοσης είναι ισότροπο, ο νόμος του Hooke μπορεί να εκφραστεί με τον ακόλουθο τρόπο:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \varepsilon_{ii}, \quad (i = x, y, z) \quad (1.5)$$

$$\sigma_{ij} = 2\mu \varepsilon_{ij}, \quad (i, j = x, y, z; i \neq j) \quad (1.6)$$

με τον όρο  $\Delta$  να αντιστοιχεί στο άθροισμα των ορθών παραμορφώσεων ( $\Delta = \varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}$ ) και να καλείται διαστολή και τις ποσότητες  $\lambda$ ,  $\mu$  να καλούνται σταθερές του Lamé. Ο όρος  $\mu$ , είναι ένα μέγεθος της αντοχής στην διατμητική παραμόρφωση και καλείται συνήθως με τον όρο ακαμψία, ενώ ο όρος  $\lambda$  καλείται ασυμπίεστικότητα ρευστού.

Εκτός από τις σταθερές του Lamé, χρησιμοποιούνται και άλλες ελαστικές σταθερές με τις πιο κοινές να είναι:

- Το μέτρο του Young (E) το οποίο ορίζεται ,συναρτήσει των όρων  $\lambda$  και  $\mu$ , από την σχέση:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (1.7)$$

- Τον λόγο Poisson ( $\sigma$ ) ο οποίος ισούται με:

$$\sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (1.8)$$

- Την συμπίεστικότητα ( $k$ ) η οποία ισούται με:

$$k = \frac{3\lambda + 2\mu}{3} \quad (1.9)$$

Οι ελαστικές σταθερές ορίζονται με τέτοιο τρόπο ούτως ώστε να είναι θετικοί αριθμοί. Ως αποτέλεσμα, ο όρος  $\sigma$  πρέπει να έχει τιμές ανάμεσα στο 0 και στο 0.5 με τις ελάχιστες τιμές να αντιστοιχούν σε πολύ σκληρά πετρώματα και τις μέγιστες σε φτωχά στερεοποιημένους σχηματισμούς. Για τα υγρά, ο όρος  $\mu = 0$  άρα από την σχέση (8)  $\sigma = 0.5$ . Τέλος, για τα περισσότερα πετρώματα, οι τιμές των σταθερών E, k και  $\mu$  κυμαίνονται μεταξύ των 20 GPa - 120GPa.

### 1.3 ΚΥΜΑΤΙΚΕΣ ΕΞΙΣΩΣΕΙΣ – ΒΑΘΜΩΤΗ ΚΥΜΑΤΙΚΗ ΕΞΙΣΩΣΗ

Επιστρέφοντας στην εικόνα 1.1 και θεωρώντας πλέον ότι το μέσο διάδοσης δεν βρίσκεται σε στατική ισορροπία, αποδεικνύεται ότι η συνολική δύναμη που ασκείται στην διεύθυνση του άξονα  $x$  ισούται με:

$$\Sigma F = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (1.10)$$

Εφαρμόζοντας τον δεύτερο νόμο του Νεύτωνα, καταλήγουμε στην μορφή:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \quad (1.11)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα (θεωρώντας ότι είναι αμετάβλητη). Αντίστοιχες εξισώσεις ισχύουν και για τις διευθύνσεις  $y$  και  $z$ .

Η εξίσωση 1.11 συσχετίζει τις μετατοπίσεις με τις τάσεις. Εναλλακτικά, μπορούμε να κατασκευάσουμε μια εξίσωση που να περιλαμβάνει μόνο τις μετατοπίσεις, μέσω του νόμου του Hooke (σχέσεις 1.5,1.6). Συνεπώς:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} &= \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \varepsilon_{xz}}{\partial z} = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \left[ 2 \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + \left( \frac{\partial^2 w}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right) \right] = \\ &= \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = \\ &= (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u \end{aligned} \quad (1.12)$$

με το  $\nabla^2 u$  να αποτελεί την Λαπλασιανή της μετατόπισης  $u = \partial^2 u / \partial x^2 + \partial^2 u / \partial y^2 + \partial^2 u / \partial z^2$ . Μεταβατικά, μπορούμε να κατασκευάσουμε τις ίδιες εκφράσεις για τις μετατοπίσεις  $v$  και  $w$ :

$$\rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v \quad (1.13)$$

$$\rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w \quad (1.14)$$

Για να εξάγουμε την κυματική εξίσωση, τις τρεις ανωτέρω εξισώσεις ως προς τις μεταβλητές  $x, y$  και  $z$  αντιστοίχως και προσθέτουμε τα αποτελέσματα μεταξύ τους καταλήγοντας στην έκφραση:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) &= (\lambda + \mu) \left( \frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \\ &+ \mu \nabla^2 v \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (1.15)$$

ή αλλιώς:

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \Rightarrow \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad (1.16)$$

με τον όρο  $\alpha$  να ισούται με:

$$\alpha^2 = \frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho} \quad (1.17)$$

Επιπροσθέτως, αφαιρώντας την παράγωγο της σχέσης 13 ως προς το  $z$  από την παράγωγο της σχέσης 14 ως προς  $y$ , οδηγούμαστε:

$$\begin{aligned} \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) &= \mu \nabla^2 \left( \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \Rightarrow \\ \Rightarrow \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} &= \nabla^2 \theta_x \end{aligned} \quad (1.18)$$

με τον όρο  $\beta$  να ισούται με:

$$\beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (1.19)$$

Με τον ίδιο τρόπο, εξάγουμε αντίστοιχα αποτελέσματα για τα  $\theta_y$  και  $\theta_z$ . Οι εξισώσεις 1.16 και 1.18 είναι διαφορετικά παραδείγματα της κυματικής εξίσωσης, η οποία έχει γενική μορφή:

$$\frac{1}{V^2} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = \nabla^2 \psi \quad (1.20)$$

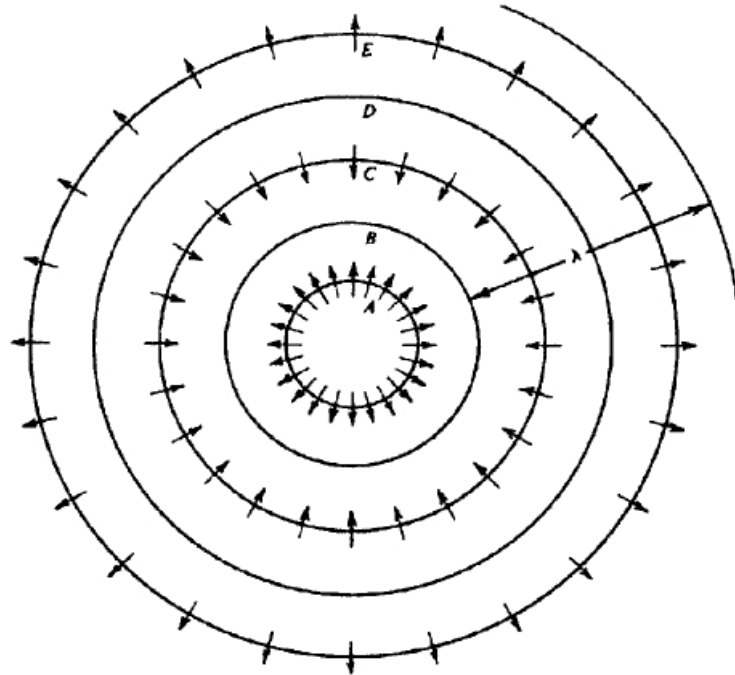
## 1.4 ΚΥΜΑΤΑ ΧΩΡΟΥ

Όπως φαίνεται τόσο από την γενική μορφή της κυματικής εξίσωσης (20) όσο και από τις δύο εξισώσεις 1.16 και 1.18, υπάρχει μια αντιστοιχία μεταξύ των όρων  $\psi$ ,  $\Delta$  και  $\theta_i$  καταλήγοντας στο συμπέρασμα ότι σε ένα ομογενές και ισότροπο μέσο (αρχική θεώρηση εικ. 1.1) δύο τύποι κυμάτων δύνανται να διαδοθούν. Ένας που αντιστοιχεί σε μεταβολές όσον αφορά την διαστολή  $\Delta$  και ένας άλλος που περιγράφει την περιστροφή μέσω των γωνιών  $\theta_i$ . Ο πρώτος τύπος κύματος καλείται διαμήκης κύμα ή κύμα P (καθώς εμφανίζεται ως πρώτη άφιξη στα σειсмоγραφήματα), ενώ ο δεύτερος καλείται εγκάρσιο κύμα ή κύμα S (ως δεύτερη άφιξη στα σειсмоγραφήματα).

Η ταχύτητα με την οποία διαδίδεται ένα κύμα P, αντιστοιχεί στην σχέση (1.17) ενώ η αντίστοιχη για ένα κύμα S, στην σχέση (1.19). Καθώς, οι ελαστικές σταθερές είναι πάντοτε θετικές, η ταχύτητα του P κύματος (όρος  $\alpha$ ) είναι πάντα μεγαλύτερη από την ταχύτητα του S κύματος (όρος  $\beta$ ), με την τελευταία να κυμαίνεται μεταξύ 0% - 70% της αντίστοιχης του P κύματος. Στην περίπτωση διάδοσης ενός κύματος σε υγρό μέσο, ο όρος της ακαμψίας  $\mu = 0 \rightarrow \beta = 0$ , γεγονός που αποδεικνύει ότι τα κύματα S δεν διαδίδονται σε υγρά.

Η σεισμική ταχύτητα σε πραγματικά πετρώματα εξαρτάται από πολλούς παράγοντες συμπεριλαμβανομένων της πορικότητας, λιθολογίας, διαγένεσης, βάθους, ηλικίας, καθεστώς πίεσης, ενδοπορικά ρευστά. Η ταχύτητα των P κυμάτων στο νερό είναι περίπου 1.5 km/s, μειούμενη στην περίπτωση αντικατάστασης αυτού από αέριο. Το γεγονός αυτό είναι πολύ σημαντικό στην περίπτωση διερεύνησης ρηχών δομών όπου συνήθως πάνω από το επίπεδο υπεδαφικού νερού εμφανίζεται μια ζώνη χαμηλής ταχύτητας (LVL – Low Velocity Zone) με τυπικές ταχύτητες από 0.4 – 0.8 km/s, σπανίως 150 m/s (Sheriff, Geldart, 1995).

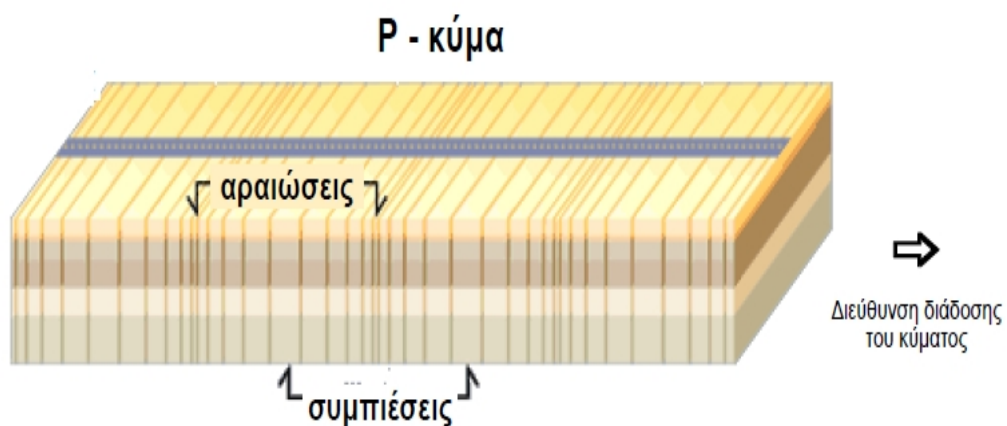
Περιγράφοντας την κίνηση των υλικών του μέσου στην περίπτωση διάδοσης ενός σφαιρικού κύματος P (περίπτωση πλησίον της πηγής – εγγύς πεδίο), θεωρούμε την το σχήμα της εικόνας 1.3, το οποίο παρουσιάζει διαδοχικά μέτωπα κύματος σχεδιασμένα σε απόσταση  $\lambda/4$  μεταξύ των.



**Εικόνα 1.3:** Μετατόπιση των υλικών του μέσου στην περίπτωση διάδοσης σφαιρικού P κύματος (Sheriff – Geldart, 1995).

Τα βέλη αντιπροσωπεύουν την κατεύθυνση της κίνησης του μέσου επί του εκάστοτε μετώπου κύματος. Βάσει του σχήματος, το μέσο υφίσταται τις μέγιστες πιέσεις στο μέτωπο B και τις ελάχιστες στο μέτωπο D.

Στο μακράν πεδίο, τα μέτωπα κύματος προσεγγίζουν επίπεδα επιφάνειες με συνέπεια οι μετατοπίσεις να είναι παντού κάθετες ως προς αυτές καταλήγοντας σε μία διαμήκη μετατόπιση των υλικών του μέσου (εικ. 1.4)



**Εικόνα 1.4:** Μετατόπιση των υλικών του μέσου στην περίπτωση διάδοσης επίπεδου P κύματος (Λούης, 2004).

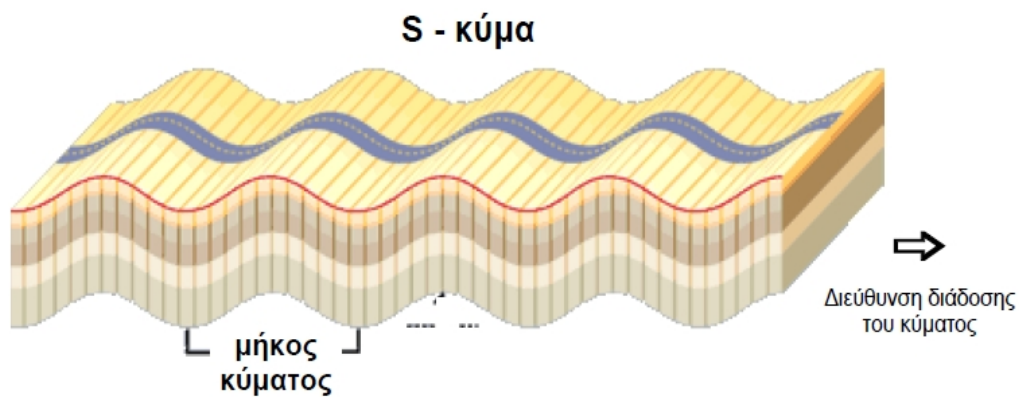
Για να κατανοήσουμε την κίνηση που διέπει το μέσο κατά την διάδοση ενός S κύματος, επιστρέφουμε στην εξίσωση 1.18 θεωρώντας την στρέψη  $\theta_z$ , η οποία είναι συνάρτηση των  $x$  και  $t$ , διαδιδόμενη κατά μήκος του άξονα  $x$ . Έτσι έχουμε:

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial x^2} \quad (1.21)$$

Λαμβάνοντας υπ' όψιν την σχέση 4:

$$2\theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x} \quad (1.22)$$

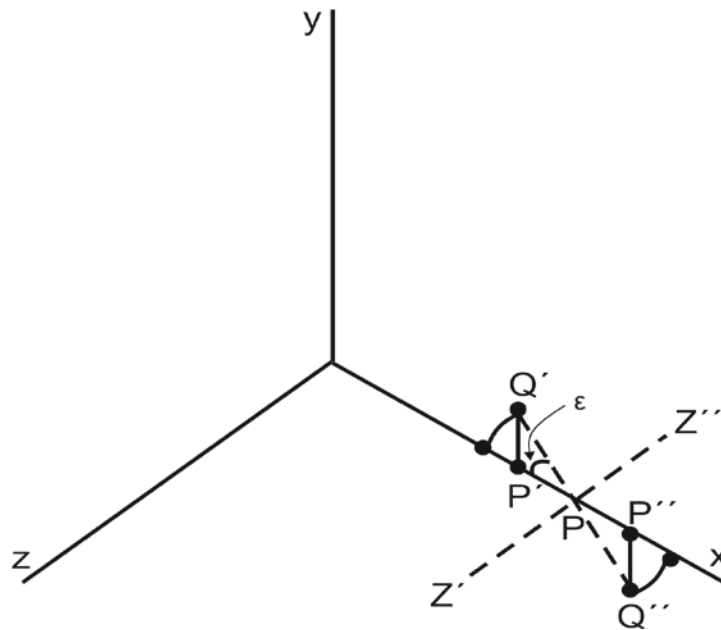
καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η κίνηση αποτελείται μόνο από μετατοπίσεις  $v$  στην κατεύθυνση  $y$  (εικ. 1.5). Επιπλέον, επειδή ο όρος  $v$  είναι ανεξάρτητος των  $y$  και  $z$ , η κίνηση παραμένει σταθερή παντού στο επίπεδο κάθετο στον άξονα  $x$ .



**Εικόνα 1.5:** Μετατόπιση των υλικών του μέσου στην περίπτωση διάδοσης επίπεδου S κύματος (Λούης, 2004).

Η στρέψη που υπόκειται ένα υλικό του μέσου κατά την διέλευση του S κύματος φαίνεται στο κάτωθι σχήμα (εικ. 1.6).





**Εικόνα 1.6:** Περιστροφή υλικού σημείου κατά την διέλευση κύματος S (τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Όταν η διαταραχή φτάνει στο σημείο P, προκαλεί στο μέσο πλησίον του P μία στρέψη περί τον άξονα  $Z'Z''$  κατά μία γωνία  $\epsilon$ . Θεωρώντας την γωνία ως απειροστή, μπορούμε να αγνοήσουμε την καμπύλη που δημιουργεί η στρέψη με συνέπεια τα σημεία  $P', P''$  να κινούνται σχεδόν παράλληλα ως προς τον άξονα y στα σημεία  $Q', Q''$  αντίστοιχα. Ως αποτέλεσμα αυτού, τα υλικά σημεία μετατοπίζονται κάθετα ως προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος, ενώ λόγω της διαφορικής στρέψης κατά μήκος του άξονα διάδοσης σε κάθε χρονική στιγμή, το μέσο υπόκειται σε μεταβαλλόμενες διατμητικές τάσεις.

Πρακτικά, η κίνηση των κυμάτων S δύναται να αναλυθεί σε δύο συνιστώσες, κάθετα και παράλληλα στην επιφάνεια του δαπέδου, με ονομασίες SV (Vertical Component of S - Wave) και SH αντίστοιχα (Horizontal Component of S - Wave).

Επειδή, οι δύο αυτές συνιστώσες είναι ανεξάρτητες μεταξύ τους, μπορεί να υπάρξει κύμα S το οποίο να περιλαμβάνει κίνηση μόνο σε ένα επίπεδο, δηλαδή να είναι είτε SV είναι SH. Τέτοιου τύπου κύματα καλούνται επίπεδα πολωμένα. Εάν ένα κύμα περιλαμβάνει τόσο SV όσο και SH συνιστώσα ίδιας συχνότητας και σταθερής διαφοράς φάσης τότε το κύμα καλείται ελλειπτικά πολωμένο.

## 1.5 ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΑ ΚΥΜΑΤΑ

### 1.5.1 ΚΥΜΑΤΑ RAYLEIGH

Ο πιο σημαντικός τύπος επιφανειακού κύματος όσον αφορά την εξερευνητική σεισμολογία αποτελεί το κύμα Rayleigh (ή εδαφική κύλιση – Ground Roll), το οποίο διαδίδεται κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας ενός στερεού. Αν και με τον όρο

ελεύθερη επιφάνεια νοείται η επαφή με το κενό, οι ελαστικές σταθερές του αέρα είναι τόσο μικρές συγκριτικά με αυτές των πετρωμάτων, με συνέπεια η επιφάνεια της γης να θεωρείται προσεγγιστικά ως μία ελεύθερη επιφάνεια.

Για να μπορέσουμε να κατανοήσουμε την κίνηση που διέπει το μέσο κατά την διάρκεια διάδοσης ενός κύματος Rayleigh, θεωρούμε αρχικά την ελεύθερη επιφάνεια της γης ως ένα επίπεδο  $xy$ , με τον κατακόρυφο άξονα  $z$  να είναι προς τα κάτω θετικός. Οι συνοριακές συνθήκες σε αυτήν την περίπτωση προϋποθέτουν ότι  $\sigma_{zz} = 0 = \sigma_{xz}$  για  $z = 0$ , συνεπώς υπάρχουν μόνο P και SV συνιστώσες (η συνιστώσα SH βρίσκεται παράλληλα στο επίπεδο  $xy$ ). Εκφράζοντας την γενική μορφή της κυματικής εξίσωσης (1.20) συναρτήσει των δυναμικών  $\phi(x,y,z,t)$  και  $\chi(x,y,z,t)$  για τα κύματα P και S αντιστοίχως καταλήγουμε στις εκφράσεις:

$$\nabla^2 \phi = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} \quad (1.23)$$

$$\nabla^2 \chi_v = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \chi_v}{\partial t^2} \quad (1.24)$$

$$\nabla^2 \chi_H = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \chi_H}{\partial t^2} \quad (1.25)$$

με τις σχέσεις 1.24 και 1.25 να αντιπροσωπεύουν τα κύματα SV και SH αντίστοιχα. Για τα κύματα Rayleigh μας ενδιαφέρουν μόνο οι δύο πρώτες σχέσεις 1.23 και 1.24 οι οποίες έχουν λύσεις τις:

$$\phi = A e^{-mkz} e^{jk(x-V_R t)} \quad (1.26)$$

$$\chi_v = B e^{-nkz} e^{jk(x-V_R t)} \quad (1.27)$$

όπου οι όροι  $m, n$  πρέπει να είναι θετικοί πραγματικοί αριθμοί ούτως ώστε το πλάτος του κύματος να μειώνεται συναρτήσει του βάθους και  $V_R$  η ταχύτητα του κύματος Rayleigh. Εάν αντικαταστήσουμε τις δύο τελευταίες λύσεις στις εξισώσεις 1.23 και 1.24, καταλήγουμε στις:

$$m = \left(1 - \frac{V_R^2}{\alpha^2}\right) \quad (1.28)$$

$$n = \left(1 - \frac{V_R^2}{\beta^2}\right) \quad (1.29)$$

Καθώς όμως οι όροι  $m$ ,  $n$  οφείλουν να είναι πραγματικοί θετικοί αριθμοί, από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει ότι  $V_R < \beta < \alpha$ , που σημαίνει ότι η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη τόσο από την αντίστοιχη των  $S$  όσο και από αυτήν των  $P$  κυμάτων.

Εν συνεχεία, εφαρμόζουμε τις 1.23 και 1.24 στις συνοριακές συνθήκες καταλήγοντας στα:

$$\sigma_{zz} = \lambda \nabla^2 \varphi + 2\mu \left( \frac{\partial^2 \varphi}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi_v}{\partial x \partial z} \right) = 0 \quad (1.30)$$

$$\sigma_{xz} = \mu \left( 2 \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 \chi_v}{\partial z^2} - \frac{\partial^2 \chi_v}{\partial x^2} \right) = 0 \quad (1.31)$$

αντικαθιστώντας τις λύσεις για τα δυναμικά 1.26 και 1.27 στις ανωτέρω εξισώσεις και θέτοντας  $z = 0$  έχουμε:

$$[(\lambda + 2\mu)m^2 - \lambda]A + 2jn\mu B = 0 \quad (1.32)$$

$$-2jmA + (n^2 + 1)B = 0 \quad (1.33)$$

Η πρώτη, συναρτήσεϊ των ταχυτήτων  $\beta$  και  $V_R$  καταλήγει στην:

$$(2\beta^2 - V_R^2)A + 2jn\beta^2 B = 0 \quad (1.34)$$

Τέλος, οι σχέσεις 1.32 και 1.33, συνδυαζόμενες μεταξύ τους και αντικαθιστώντας τους όρους  $m$ ,  $n$  με τις αντίστοιχες εκφράσεις τους 1.28 και 1.29, δίνουν την ακόλουθη σύνθετη σχέση:

$$\begin{aligned} & V_R^6 - 8\beta^2 V_R^4 + \left( 24 - \frac{16\beta^2}{\alpha^2} \right) \beta^4 V_R^2 + \\ & + 16 \left( \frac{\beta^2}{\alpha^2} - 1 \right) \beta^6 = 0 \end{aligned} \quad (1.35)$$

Επειδή το αριστερό μέλος της εξίσωσης είναι αρνητικό για  $V_R = 0$  και θετικό για  $V_R = \beta$ , πρέπει να υπάρχει μια ρίζα μεταξύ των δύο αυτών ακραίων τιμών, η οποία και να

δίνει την λύση για την ταχύτητα  $V_R$ . Μολοταύτα, δεν γίνεται να την προσδιορίσουμε χωρίς να ξέρουμε τον λόγο  $\beta/\alpha$ .

Για τα πολλά πετρώματα ισχύει ότι ο λόγος του Poisson  $\sigma \approx 1/4$ , οπότε  $(\beta/\alpha)^2 \approx 1/3$ . Για αυτήν την τιμή, η μόνη αποδεκτή λύση είναι η:

$$V_R^2 = 2 \left(1 - \frac{1}{\sqrt{3}}\right) \beta^2 \Rightarrow V_R = 0.919\beta \quad (1.36)$$

Συνεπώς, λαμβάνοντας υπ' όψιν τα ανωτέρω, οι λύσεις για τα δυναμικά  $\phi$ ,  $\chi$  παίρνουν την κάτωθι μορφή:

$$\phi = Ae^{-0.848kz} e^{jk(x-V_R t)} \quad (1.37)$$

$$\chi_v = 1.468je^{-0.393kz} e^{jk(x-V_R t)} \quad (1.38)$$

Για τις μετατοπίσεις  $u$ ,  $w$  για  $z = 0$  έχουμε:

$$u = 0.423kAe^{jk(x-V_R t)} \quad (1.39)$$

$$w = 0.620kAe^{jk(x-V_R t)} \quad (1.40)$$

Παίρνοντας το πραγματικό μέρος των παραπάνω σχέσεων καταλήγουμε στα:

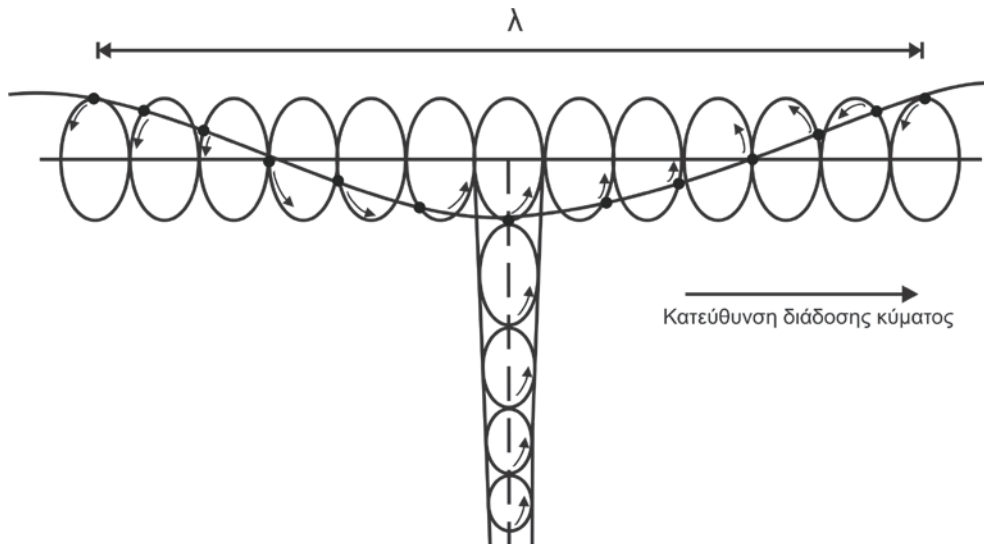
$$u = -0.423kA \sin k(x - V_R t) \quad (1.41)$$

$$w = 0.620kA \cos k(x - V_R t) \quad (1.42)$$

Ουσιαστικά, μέσω των τελευταίων εξισώσεων γίνεται αντιληπτό, ότι ένα δοσμένο υλικό σημείο επί της επιφανείας του εδάφους, εκτελεί μία ελλειπτική κίνηση στο κατακόρυφο επίπεδο, με τον οριζόντιο άξονα της έλλειψης να αποτελεί τα 2/3 του κατακόρυφου. Η γωνία  $\theta$  δίδεται μέσω της σχέσης:

$$\tan\theta = -\frac{w}{u} = 1.465 \cot k(x - V_R t) \quad (1.43)$$

Καθώς το  $t$  αυξάνει, αυξάνει μεταβατικά και ο όρος της συνεφαπτομένης και ο όρος της γωνίας  $\theta$ , γεγονός που αντιστοιχεί συνολικά σε μία ανάδρομη ελλειπτική κίνηση των σωματιδίων κατά την διάρκεια διάδοσης του κύματος Rayleigh (εικ. 1.7).



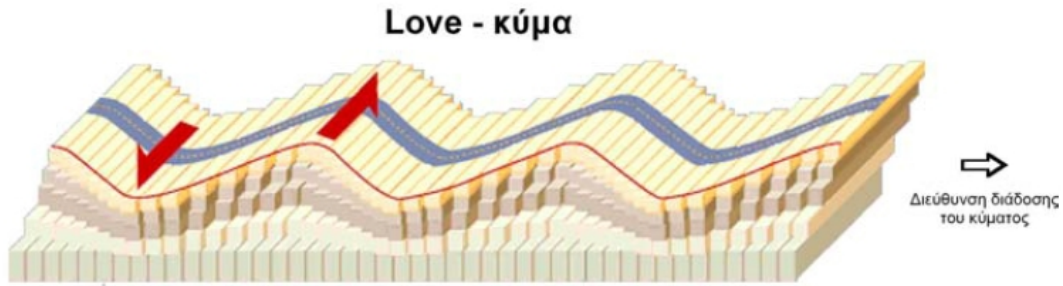
**Εικόνα 1.7:** Τομή που δείχνει την κίνηση υλικών σημείων που βρίσκονται στην επιφάνεια κατά την διάδοση ενός κύματος Rayleigh. Όπως φαίνεται στο σχήμα, το πλάτος της κίνησης μειώνεται συναρτήσει του βάθους. (Τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Επειδή η ταχύτητα  $V_R$  όπως δίνεται στην σχέση 1.34 είναι ανεξάρτητη της συχνότητας, τα εν λόγω κύματα δεν παρουσιάζουν το φαινόμενο της διασποράς (συχνοτική εξάρτηση της ταχύτητας) στην περίπτωση ενός ισότροπου και ομογενούς μέσου. Στην πραγματικότητα όμως, καθώς η Γη αποτελεί ένα ανισότροπο και ανομοιογενές μέσο, τα κύματα Rayleigh παρουσιάζουν έντονα το φαινόμενο της διασποράς. Ακριβώς στην συγκεκριμένη ιδιότητα των κυμάτων Rayleigh (και εν γένει των επιφανειακών κυμάτων) βασίζονται οι μέθοδοι επιφανειακών κυμάτων, οι οποίες θα αναπτυχθούν λεπτομερώς στο κεφάλαιο 3.

Συμπερασματικά, τα κύματα Rayleigh, αποτελούν κύματα χαμηλής ταχύτητας και χαμηλής συχνότητας, τα οποία παρουσιάζουν ένα μεγάλο εύρος μήκων κύματος. Τέλος, καθώς οι όροι  $m\kappa$ ,  $n\kappa$  δεικνύουν την κατά βάθος διείσδυση των κυμάτων, υπάρχει μία μεγάλη διαφοροποίηση αυτής συναρτήσεως της συχνότητας με την περισσότερη ενέργεια να περιορίζεται στα ανώτερα στρώματα, πάχους ενός έως δύο μήκων κύματος.

### 1.5.2 ΚΥΜΑΤΑ LOVE

Τα κύματα Love (Love, 1911) αποτελούν επιφανειακά κύματα που περιλαμβάνουν μόνο κίνηση SH παράλληλη προς την ελεύθερη επιφάνεια (εικ. 1.8). Τα εν λόγω κύματα εμφανίζονται μόνο όταν ένα στρώμα πεπερασμένου πάχους, που βρίσκεται σε επαφή με την ελεύθερη επιφάνεια, υπέρκειται ενός ημιχώρου.



**Εικόνα 1.8:** Κίνηση υλικών σημείων κατά την διάρκεια διάδοσης ενός κύματος Love. Τα υλικά του μέσου εκτελούν οριζόντια κίνηση κάθετα στην διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Λούης, 2004).

Θεωρούμε την επαφή του επιφανειακού στρώματος με τον ημιχώρο ως ένα επίπεδο  $xy$ , με την ελεύθερη επιφάνεια να βρίσκεται σε βάθος  $z = -h$ . Η μόνη συνιστώσα κίνησης είναι η  $v$  με αποτέλεσμα η εξίσωση που εκφράζει την συγκεκριμένου τύπου διάδοση να είναι η σχέση 1.25 (αντί  $\chi_H$  χρησιμοποιούμε τον όρο  $v$ ). Οι συνοριακές συνθήκες προϋποθέτουν ότι  $\sigma_{yz} = 0$  για  $z = -h$  και  $v$  να είναι συνεχείς για  $z = 0$ . Για το ανώτερο μέσο έχουμε:

$$v_1 = (Ae^{n_1 kz} + Be^{-n_1 kz})e^{jk(x-V_L t)}, \quad -h \leq z \leq 0 \quad (1.44)$$

$$v_2 = Ce^{-n_2 kz}e^{jk(x-V_L t)}, \quad 0 \leq z \leq \infty \quad (1.45)$$

Αντικαθιστώντας τις δύο τελευταίες εκφράσεις στην κυματική εξίσωση 1.25 καταλήγουμε στα:

$$n_1^2 = 1 - \left(\frac{V_L}{\beta_1}\right)^2 \quad (1.46)$$

$$n_2^2 = 1 - \left(\frac{V_L}{\beta_2}\right)^2 \quad (1.47)$$

Στην σχέση 1.45, ο όρος  $n_2$  πρέπει να είναι θετικός πραγματικός αριθμός έτσι ώστε  $e^{-n_2 kz}$  να τείνει στο μηδέν όταν  $z$  τείνει στο άπειρο με συνέπεια  $V_L < \beta_2$ .

Εφαρμόζοντας τις συνοριακές συνθήκες, έχουμε για  $z = -h$ ,  $\sigma_{yz} = 0 = \mu_1 \varepsilon_{yz}|_1$ , οπότε από τις σχέσεις 1.3 προκύπτει  $\partial v_1 / \partial z = 0$ . Η σχέση (42) λοιπόν οδηγείται στην μορφή:

$$Ae^{-n_1 kh} + Be^{n_1 kh} = 0 \quad (1.48)$$

Για  $z = 0$ ,  $\sigma_{yz}|_1 = \sigma_{yz}|_2$  και  $v_1 = v_2$  οπότε με βάση τις σχέσεις 1.6, 1.44 και 1.45 προκύπτουν οι εκφράσεις:

$$\mu_1 n_1 (A - B) = -\mu_2 n_2 C \quad (1.49)$$

$$A + B = C \quad (1.50)$$

Θέτοντας  $a = e^{-n_1 kh}$ ,  $b = \mu_2 n_2 / \mu_1 n_1$ , οι εξισώσεις 1.48, 1.49 και 1.50 καταλήγουν στην μορφή:

$$aA - B = 0 \quad (1.51)$$

$$A - B + bC = 0 \quad (1.52)$$

$$A + B - C = 0 \quad (1.53)$$

Για να έχουν οι τρεις τελευταίες εξισώσεις μία μη μηδενική λύση πρέπει να η ορίζουσα των συντελεστών να ισούται με μηδέν δηλαδή:

$$\begin{vmatrix} a & -1 & 0 \\ 1 & -1 & b \\ 1 & 1 & -1 \end{vmatrix} = 0 \quad (1.54)$$

Καταλήγοντας ύστερα από πράξεις στην:

$$-b = \tanh n_1 kh = -(\mu_2 n_2 / \mu_1 n_1) \quad (1.55)$$

Καθώς όμως οι όροι  $\tanh kh$  και  $n_2$  είναι θετικοί πραγματικοί αριθμοί, οφείλει ο όρος  $n_1$  να είναι φανταστικός αριθμός, ήτοι  $n_1 = j\zeta$  με  $\zeta$  πραγματικός. Επιπλέον σύμφωνα με την ιδιότητα  $\tanh jx = j \tanh x$  οδηγούμαστε στην:

$$\mu_2 n_2 = \zeta \mu_1 \tan \zeta k h \quad (1.56)$$

Τέλος, σύμφωνα με την σχέση 1.46 έχουμε:

$$\left(\frac{V_L}{\beta_1}\right)^2 = 1 - n_1^2 = 1 + \zeta^2 \quad (1.57)$$

οπότε  $V_L > \beta_1$ . Συνεπώς για την ταχύτητα των κυμάτων Love ισχύει η σχέση:

$$\beta_2 > V_L > \beta_1 \quad (1.58)$$

που σημαίνει ότι όταν η ταχύτητα των S κυμάτων στον ημιχώρο είναι μεγαλύτερη από την αντίστοιχη του επιφανειακού στρώματος, η ταχύτητα των κυμάτων Love βρίσκεται ανάμεσα στις δύο αυτές τιμές.

Επειδή  $\kappa = 2\pi/\lambda = \omega/V_L$ , καθώς η συχνότητα  $\omega$  αυξάνεται ο όρος  $\tan \zeta k h$  αυξάνεται μεταβατικά προσεγγίζοντας το άπειρο. Ουσιαστικά, για υψηλές συχνότητες η ταχύτητα των κυμάτων Love προσεγγίζει την ταχύτητα των S κυμάτων του επιφανειακού στρώματος ενώ για χαμηλές συχνότητες ισχύει το αντίστροφο.

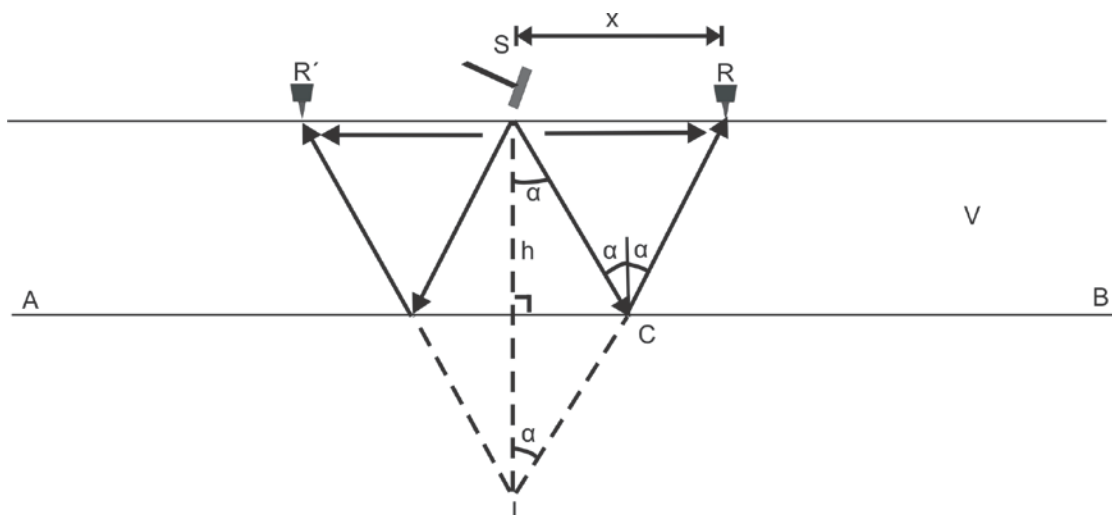


## 2. ΓΕΩΜΕΤΡΙΑ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

### 2.1 ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΜΕΣΟΥ ΣΤΑΘΕΡΗΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ

#### 2.1.1 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΔΙΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ - ΚΑΝΟΝΙΚΗ ΧΡΟΝΙΚΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ (NORMAL MOVE OUT - NMO)

Η απλούστερη περίπτωση προσδιορισμού της εξίσωσης του χρόνου διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων αποτελεί η ύπαρξη μιας οριζόντιας διεπιφάνειας (εικ. 2.1).



**Εικόνα 2.1:** Εικόνα με την δομή που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή της εξίσωσης του χρόνου διαδρομής ανάκλασης, όπου  $x$  απόσταση πηγής-σεισμικού δέκτη,  $h$  πάχος πρώτου στρώματος,  $R$  και  $R'$  δύο σεισμικοί δέκτες και  $V$  ο μέσος όρος της σεισμικής ταχύτητας του 1<sup>ου</sup> στρώματος. (τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Η διεπιφάνεια  $AB$  βρίσκεται σε βάθος  $h$  κάτω από την σεισμική πηγή  $S$ . Η σεισμική ακτίνα που παράγεται από την πηγή και ακολουθεί την διαδρομή  $SC$  θα ανακλαστεί με τέτοιο τρόπο ώστε η γωνία πρόσπτωσης  $\alpha$  να ισούται με την γωνία ανάκλασης  $\alpha$ . Αν και η ανακλώμενη ακτίνα  $CR$  δύναται να προσδιοριστεί χρησιμοποιώντας την γωνία πρόσπτωσης  $\alpha$ , είναι προτιμότερο αυτή να κατασκευαστεί χρησιμοποιώντας το φανταστικό σημείο  $I$ , το οποίο αποτελεί το κατοπτρικό σημείο της πηγής  $S$  ως προς την διεπιφάνεια  $AB$ . Εάν ενώσουμε το σημείο  $I$  με το  $C$  και προεκτείνουμε μέχρι τον σεισμικό δέκτη  $R$ , τότε το ευθύγραμμο τμήμα  $CR$  αποτελεί την ανακλώμενη ακτίνα.

Συμβολίζοντας τον μέσο όρο της σεισμικής ταχύτητας του πρώτου στρώματος ως  $V$ , ο συνολικός χρόνος διαδρομής για το ανακλώμενο κύμα προσδιορίζεται μέσω της εξίσωσης:

$$t = \frac{(SC + CR)}{V} \quad (2.1)$$

Όμως  $SC = CI$  που σημαίνει ότι το ευθύγραμμο τμήμα  $IR$  ισούται με την ολική διαδρομή του κύματος  $SCR$ . Επομένως, αν γράψουμε την ανωτέρω σχέση συναρτήσει της απόστασης πηγής – σεισμικού δέκτη  $x$  και του πάχους  $h$  καταλήγουμε στην σχέση:

$$V^2 t^2 = x^2 + 4h^2 \Rightarrow \frac{V^2 t^2}{4h^2} - \frac{x^2}{4h^2} = 1 \quad (2.2)$$

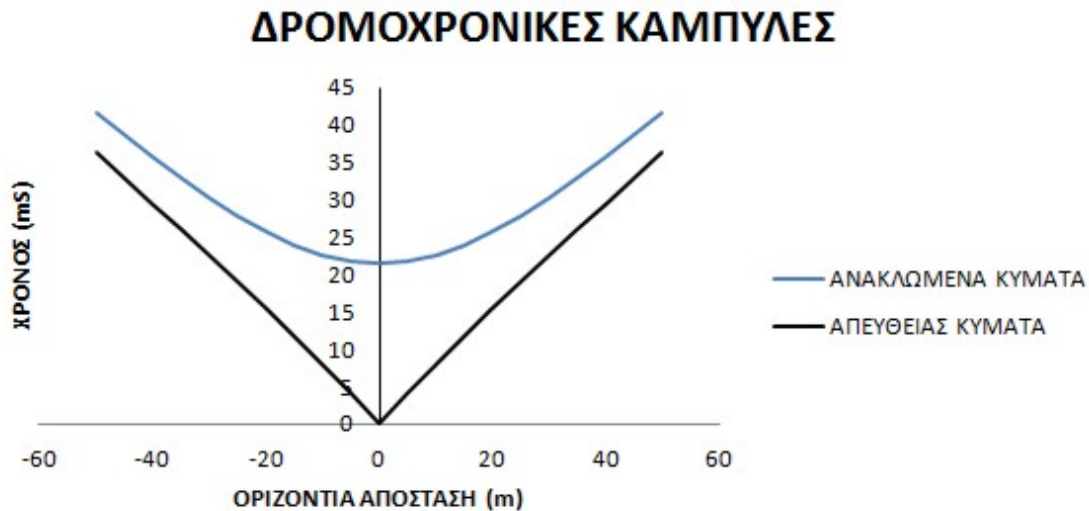
Η τελευταία εξίσωση αποτελεί την εξίσωση υπερβολής γεγονός που σημαίνει ότι σε ένα σειсмоγράφημα οι αφίξεις των ανακλώμενων κυμάτων στους εκάστοτε σεισμικούς δέκτες θα παράγουν μια καμπύλη υπερβολικής μορφής.

Εκτός από τα ανακλώμενα κύματα, στους σεισμικούς δέκτες  $R$  και  $R'$  θα καταγραφούν και τα απευθείας κύματα τα οποία κινούνται στην διεύθυνση  $SR$  και  $SR'$ . Καθώς το ευθύγραμμο τμήμα  $SR$  και  $SR'$  είναι πάντα μικρότερο από την διαδρομή του ανακλώμενου κύματος  $SR + CR$ , τα απευθείας κύματα θα καταγράφονται στους δέκτες πάντα πριν από τα αντίστοιχα ανακλώμενα. Η εξίσωση που ικανοποιεί τα απευθείας κύματα είναι η εξής:

$$t_D = \frac{x}{V} \quad (2.3)$$

Επομένως, η δρομοχρονική καμπύλη των απευθείας κυμάτων θα είναι ευθεία γραμμή η οποία θα διέρχεται από την αρχή των αξόνων παρουσιάζοντας κλίση ίση με  $\pm 1/V$  (εικ. 2.2).

Όταν η απόσταση πηγής σεισμικού δέκτη  $x$  είναι πολύ μεγάλη, η διαφορά μεταξύ των τροχιών  $SR$  και  $SR + CR$  γίνεται πολύ μικρή, με συνέπεια η δρομοχρονική καμπύλη των απευθείας αφίξεων να τείνει ασυμπτωματικά στην αντίστοιχη των ανακλώμενων.



**Εικόνα 2.2:** Παράδειγμα δρομοχρονικών καμπύλων των ανακλώμενων (μπλέ καμπύλη) και απευθείας κυμάτων (μαύρη καμπύλη) στην περίπτωση ύπαρξης οριζόντιας διεπιφάνειας. Παρατηρούμε ότι ο κατακόρυφος άξονας (άξονας των χρόνων) αποτελεί ταυτοχρόνως και άξονας συμμετρίας τόσο για τα ανακλώμενα όσο και για τα απευθείας κύματα.

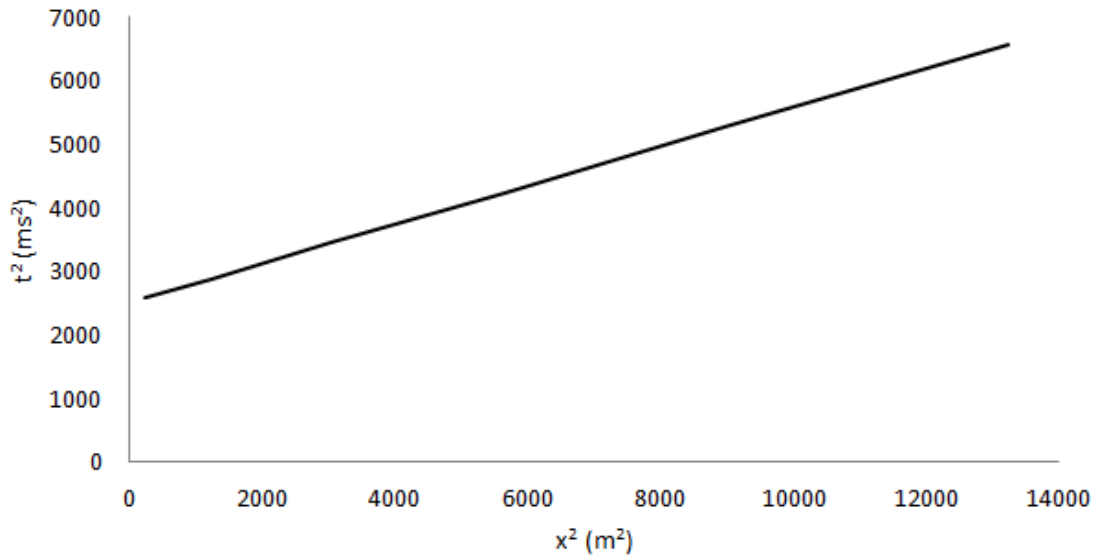
Το πάχος του πρώτου σεισμικού στρώματος προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας των χρόνο ανάκλασης απόστασης μηδέν  $t_0$ . Θέτοντας  $x = 0$  στην σχέση 2.2 καταλήγουμε στην:

$$h = \frac{1}{2} V t_0 \quad (2.4)$$

Με αυτόν τον τρόπο η εξίσωση 2.2 δύναται να εκφραστεί συναρτήσει του χρόνου  $t_0$ :

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2 \quad (2.5)$$

Εάν κατασκευάσουμε το γραφική παράσταση του τετραγώνου του χρόνου ( $t^2$ ) συναρτήσει του τετραγώνου της απόστασης ( $x^2$ ), τότε η δρομοχρονική καμπύλη των ανακλώμενων αφίξεων λαμβάνει την μορφή ευθείας γραμμής με κλίση ίση με  $1/V^2$  (εικ. 2.3).



**Εικόνα 2.3:** Παράδειγμα διαγράμματος  $x^2 - t^2$  στην περίπτωση μιας οριζόντιας επιφάνειας ανάκλασης. Η κλίση της ευθείας ισούται με  $1/V^2$  ενώ ο χρόνος συνάντησης για απόσταση  $x = 0$  είναι το τετράγωνο του χρόνου ανάκλασης απόστασης μηδέν ( $t_0^2$ ).

Μπορούμε να επιλύσουμε την σχέση 2.2 ως προς τον χρόνο διαδρομής  $t$ . Γενικά, ο όρος  $2h$  είναι μεγαλύτερος από τον όρο της απόστασης  $x$ , οπότε μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε την διωνυμική σειρά με τον ακόλουθο τρόπο:

$$\begin{aligned}
 t &= \left( \frac{2h}{V} \right) \left[ 1 + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} = t_0 \left[ 1 + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} = \\
 &= t_0 \left[ 1 + \frac{1}{2} \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^2 - \frac{1}{8} \left( \frac{x}{Vt_0} \right)^4 \right]
 \end{aligned}
 \tag{2.6}$$

Εάν  $t_1, t_2, x_1$  και  $x_2$  αποτελούν 2 χρόνους διαδρομής και δύο αποστάσεις πηγής – σεισμικών δεκτών αντίστοιχα, λαμβάνοντας υπ’ όψιν τους δύο πρώτους όρους της σειράς καταλήγουμε στην εξής σχέση:

$$\Delta t = t_2 - t_1 \approx \frac{(x_1^2 - x_2^2)}{2V^2 t_0}
 \tag{2.7}$$

Στην ειδική περίπτωση όπου ένας από τους δύο σεισμικούς δέκτες ταυτίζεται με την σεισμική πηγή, ο όρος  $\Delta t$  καλείται κανονική χρονική μετατόπιση (Normal Move Out - NMO) και αναγράφεται ως:

$$\Delta t_{NMO} \approx \frac{x^2}{2V^2 t_0} \approx \frac{x^2}{4Vh} \quad (2.8)$$

Από την τελευταία έκφραση είναι πρόδηλο ότι ο όρος της κανονικής χρονικής μετατόπισης είναι ανάλογος του τετραγώνου της απόστασης πηγής – δέκτη ( $x^2$ ), αντιστρόφως ανάλογος του τετραγώνου της σεισμικής ταχύτητας ( $V^2$ ) καθώς και αντιστρόφως ανάλογος του χρόνου  $t_0$ . Συνεπώς, η καμπυλότητα της καμπύλης της ανάκλασης αυξάνεται έντονα όσο μεταφερόμαστε σε πιο απομακρυσμένους σεισμικούς δέκτες.

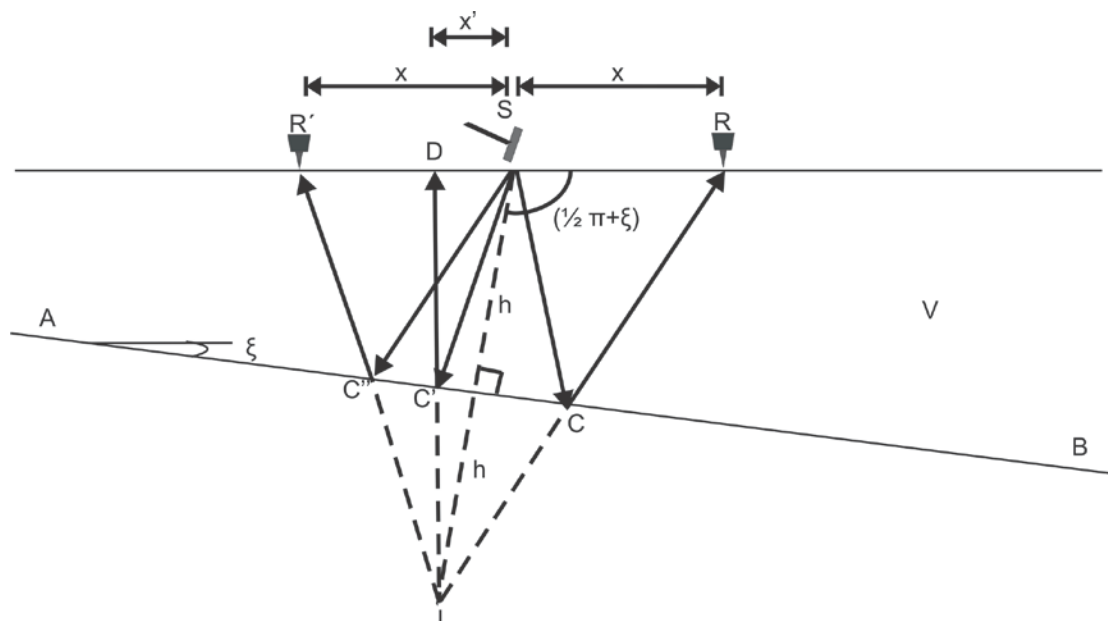
Η έννοια της κανονικής χρονικής μετατόπισης είναι μείζονος σημασίας καθώς αποτελεί κριτήριο για την αναγνώριση μιας καταγραφής ως ανάκλαση. Ουσιαστικά, εάν ένα γεγονός εντός ενός σειсмоγραφήματος δεν ακολουθεί σε μεγάλο βαθμό την εξίσωση 2.8 τότε η θεώρηση του ως καταγραφή ανάκλασης είναι αμφισβητήσιμη.

Τέλος, η κανονική χρονική μετατόπιση οφείλει να διορθωθεί (NMO Correction) πριν από την διαδικασία της σώρευσης των κοινών σημείων βάθους (CDP Stacking).

### **2.1.2 ΠΡΟΣΔΙΟΡΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΞΙΣΩΣΗΣ ΤΟΥ ΧΡΟΝΟΥ ΔΙΑΔΡΟΜΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΕΚΛΙΜΕΝΗΣ ΔΙΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ – ΚΑΤΑ ΚΛΙΣΗ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗ (DIP MOVE OUT - DMO)**

Στην περίπτωση ύπαρξης υπό κλίση επιφάνειας ασυνέχειας, η διαδικασία προσδιορισμού του χρόνου διαδρομής των ανακλώμενων ακτινών παρουσιάζει κάποιες ιδιαιτερότητες.

Πιο συγκεκριμένα, θεωρούμε την διεπιφάνεια της εικόνας 2.4, η οποία παρουσιάζει κλίση  $\xi$  και κάθετο πάχος  $h$  κάτω από το σημείο έκρηξης.



**Εικόνα 2.4:** Εικόνα με την δομή που χρησιμοποιήθηκε για την εξαγωγή της εξίσωσης του χρόνου διαδρομής ανάκλασης στην περίπτωση κεκλιμένης διεπιφάνειας (τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Για να σχεδιάσουμε την ανακλώμενη ακτίνα που καταγράφεται από τον δέκτη R, ενώνουμε το φανταστικό σημείο I με το σημείο R, με το προκύπτον ευθύγραμμο τμήμα να τέμνει την επιφάνεια ασυνέχειας στο σημείο C. Κατά συνέπεια, η διαδρομή της ανακλώμενης ακτίνας από την πηγή μέχρι τον δέκτη R είναι η SCR, με τον χρόνο διαδρομής  $t$  να ισούται με:

$$t = \frac{(SC + CR)}{V} \quad (2.9)$$

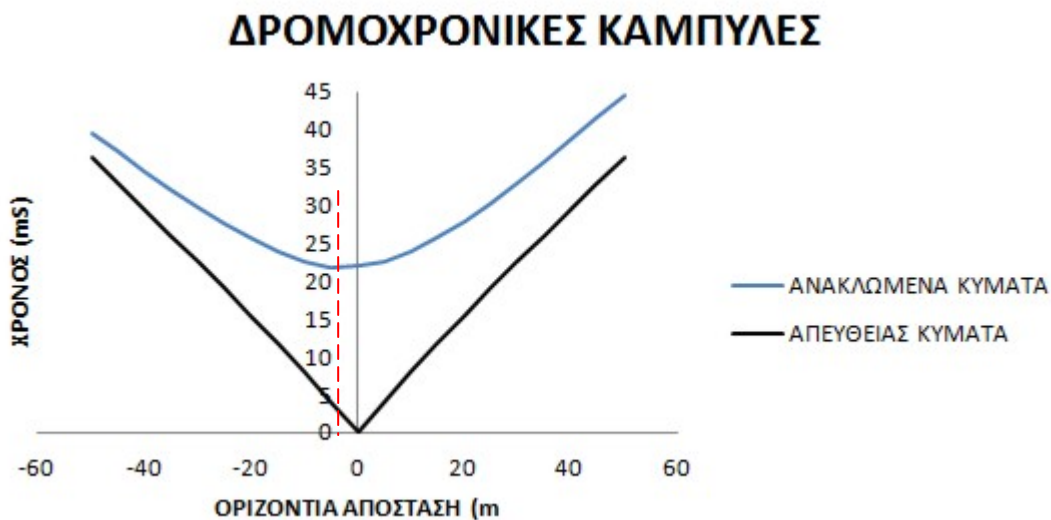
Εφαρμόζοντας τον νόμο των συνημίτονων στο τρίγωνο SIR προκύπτουν τα εξής:

$$\begin{aligned} V^2 t^2 = IR^2 &= x^2 + 4h^2 + 4hx \cos\left(\frac{\pi}{2} + \xi\right) = \\ &= x^2 + 4h^2 + 4hx \sin(\xi) \end{aligned} \quad (2.10)$$

Αναδιαρθρώνοντας τους όρους οδηγούμαστε στην μορφή:

$$\frac{V^2 t^2}{(2h \cos \xi)^2} - \frac{(x + 2h \sin \xi)^2}{(2h \cos \xi)^2} = 1 \quad (2.11)$$

Επομένως, όπως και στην περίπτωση της οριζόντιας διεπιφάνειας, η δρομοχρονική καμπύλη του ανακλώμενου κύματος είναι υπερβολικής μορφής με την μόνη διαφορά ότι πλέον ο άξονας συμμετρίας δεν ταυτίζεται με τον άξονα του χρόνου  $t$  αλλά με τον άξονα που διέρχεται από το σημείο απόστασεως  $x' = -2h \sin \xi$  από την πηγή (σημείο D στην εικ. 2.5).



**Εικόνα 2.5:** Παράδειγμα δρομοχρονικών καμπύλων των ανακλώμενων (μπλέ καμπύλη) και απευθείας κυμάτων (μαύρη καμπύλη) στην περίπτωση ύπαρξης κεκλιμένης διεπιφάνειας (σε συμφωνία με το σχήμα ...). Παρατηρούμε ότι ο κατακόρυφος άξονας (άξονας των χρόνων) δεν αποτελεί πλέον άξονα συμμετρίας. Ο τελευταίος, βρίσκεται αριστερά του άξονα τον χρόνων και σε απόσταση  $x' = -2h \sin \xi$  από την πηγή.

Για να υπολογίσουμε την κλίση της επιφάνειας ασυνέχειας  $\xi$ , λύνουμε ως προς τον χρόνο  $t$  στην εξίσωση 2.11 και θεωρώντας ότι ο όρος  $2h \gg x$ , αναπτύσσουμε την διωνυμική σειρά (χρησιμοποιώντας τον πρώτο όρο) καταλήγοντας στην μορφή:

$$t = \frac{2h}{V} \left( 1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{4h^2} \right)^{1/2} \approx \quad (2.12)$$

$$\approx t_0 \left( 1 + \frac{x^2 + 4hx \sin \xi}{8h^2} \right)$$

Η πιο εύκολη μέθοδος προσδιορισμού της γωνίας  $\xi$ , προϋποθέτει την ύπαρξη δύο σεισμικών δεκτών σε αποστάσεις αντιδιαμετρικές ως προς την πηγή. Εάν στην εικόνα 2.4 θεωρήσουμε την απόσταση μέχρι τον σεισμικό δέκτη R ως  $\Delta x$  και

αντιστοίχως μέχρι τον δέκτη R' ως  $-\Delta x$ , τότε για τους αντίστοιχους χρόνους καταγραφής αφίξεων ανάκλασης  $t_1$  και  $t_2$  στους δύο δέκτες έχουμε:

$$t_1 \approx t_0 \left[ 1 + \frac{(\Delta x)^2 + 4h\Delta x \sin \xi}{8h^2} \right]$$

$$t_2 \approx t_0 \left[ 1 + \frac{(\Delta x)^2 - 4h\Delta x \sin \xi}{8h^2} \right] \quad (2.13)$$

$$\Delta t_D = t_1 - t_2 = \frac{2\Delta x \sin \xi}{V}$$

Συνεπώς, η κλίση  $\xi$  ευρίσκεται μέσω της εξίσωσης:

$$\sin \xi = \frac{1}{2} V \frac{\Delta t_D}{\Delta x} \quad (2.14)$$

Ο όρος  $\Delta t_D / \Delta x$  καλείται κατά κλίση μετατόπιση. Όταν η κλίση της επιφάνειας ασυνέχειας είναι μικρή, ο όρος  $\xi$  είναι περίπου ίσος με τον  $\sin \xi$  με συνέπεια η κλίση να είναι ανάλογη του χρόνου  $\Delta t_D$ .

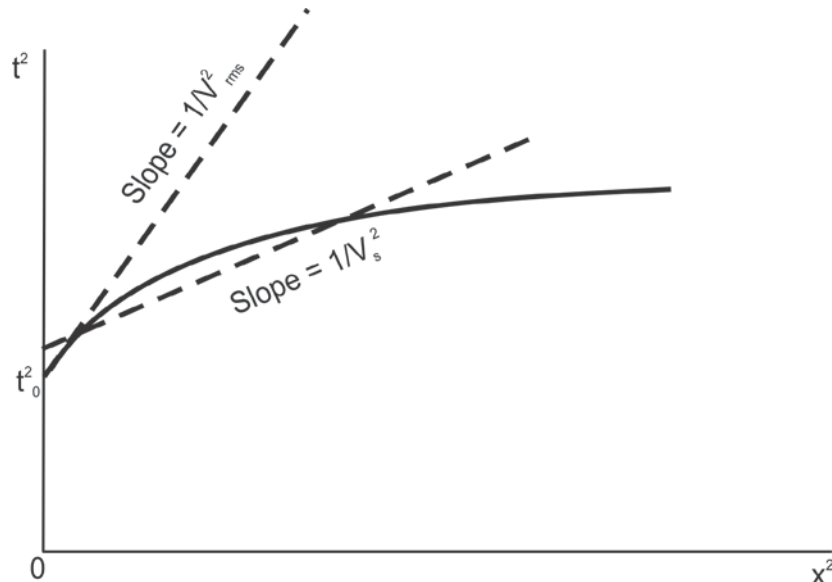
## 2.2 ΔΙΑΔΡΟΜΗ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΑΚΤΙΝΩΝ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΠΤΩΣΗ ΚΑΤΑΚΟΡΥΦΗΣ ΒΑΘΜΙΔΟΣ ΤΑΧΥΤΗΤΑΣ

Όπως δείξαμε και ανωτέρω, όταν το μέσο διάδοσης του ανακλώμενου κύματος παρουσιάζει σταθερή ταχύτητα  $V$ , η γραφική παράσταση του τετραγώνου του χρόνου ( $t^2$ ) συναρτήσσει του τετραγώνου της αποστάσεως πηγής – δέκτη ( $x^2$ ) είναι ευθεία γραμμή με κλίση που ισούται με το αντίστροφο του τετραγώνου της ταχύτητας ( $\alpha = 1/V^2$ ). Εάν όμως η ταχύτητα μεταβάλλεται συναρτήσσει του βάθους, οι σεισμικές ακτίνες θα καμπυλωθούν ακολουθώντας τον νόμο του Snell.

Μία μέθοδος να εκφράσουμε την κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας, αποτελεί η αντικατάσταση της πραγματικής κατανομής αυτής, με έναν αριθμό οριζοντίων στρωμάτων, διαφορετικών ταχυτήτων, με την εκάστοτε ταχύτητα να παραμένει σταθερή εντός του κάθε σχηματισμού. Με αυτόν τον τρόπο, δυνάμεθα να προσεγγίσουμε σχεδόν οποιαδήποτε κατακόρυφη μεταβολή της ταχύτητας



χρησιμοποιώντας έναν ικανό αριθμό στρωμάτων. Αντιστοίχως, αντικαθιστούμε τις πραγματικές διαδρομές των σεισμικών ακτινών ανάκλασης με μια σειρά από ευθύγραμμα τμήματα τα οποία υπόκεινται σε αλλαγές κατευθύνσεως μόνο στις επιφάνειες επαφής των σχηματισμών. Το αποτέλεσμα της συγκεκριμένης προσέγγισης παρουσιάζεται στο κάτωθι διάγραμμα, όπου πλέον η γραφική παράσταση  $t^2 - x^2$  εμφανίζεται κυρτωμένη (εικ. 2.6).



**Εικόνα 2.6:** Καμπύλη  $t^2 - x^2$  στην περίπτωση πολλαπλών στρωμάτων. Η εφαπτομένη της καμπύλης (για  $x = 0$ ) ισούται με το αντίστροφο του τετραγώνου της ταχύτητας μέσης τετραγωνικής ρίζας ( $\alpha = 1/V_{rms}^2$ ). Πολλές φορές μετρείται η ευθεία γραμμή που ικανοποιεί ένα μεγάλο τμήμα της καμπύλης, η κλίση της οποίας ισούται με αντίστροφο του τετραγώνου της ταχύτητας σώρευσης ( $1/V_s^2$ ).

Ο Dix (1955) έδειξε ότι και σε αυτήν την περίπτωση η εξίσωση 2.5 ισχύει, με την διαφορά ότι η κλίση της καμπύλης  $t^2 - x^2$  στο σημείο  $x = 0$ , αντιστοιχεί στο αντίστροφο του τετραγώνου της ταχύτητας μέσης τετραγωνικής ρίζας ( $1/V_{rms}^2$ ), μεγέθους το οποίο συσχετίζει την πραγματική διαδρομή της σεισμικής ακτίνας με την θεωρούμενη στην περίπτωση πολλαπλών οριζοντίων στρωμάτων.

Εάν προσεγγίσουμε την καμπύλη  $t^2 - x^2$  με την ευθεία γραμμή που ικανοποιείται από την εξίσωση:

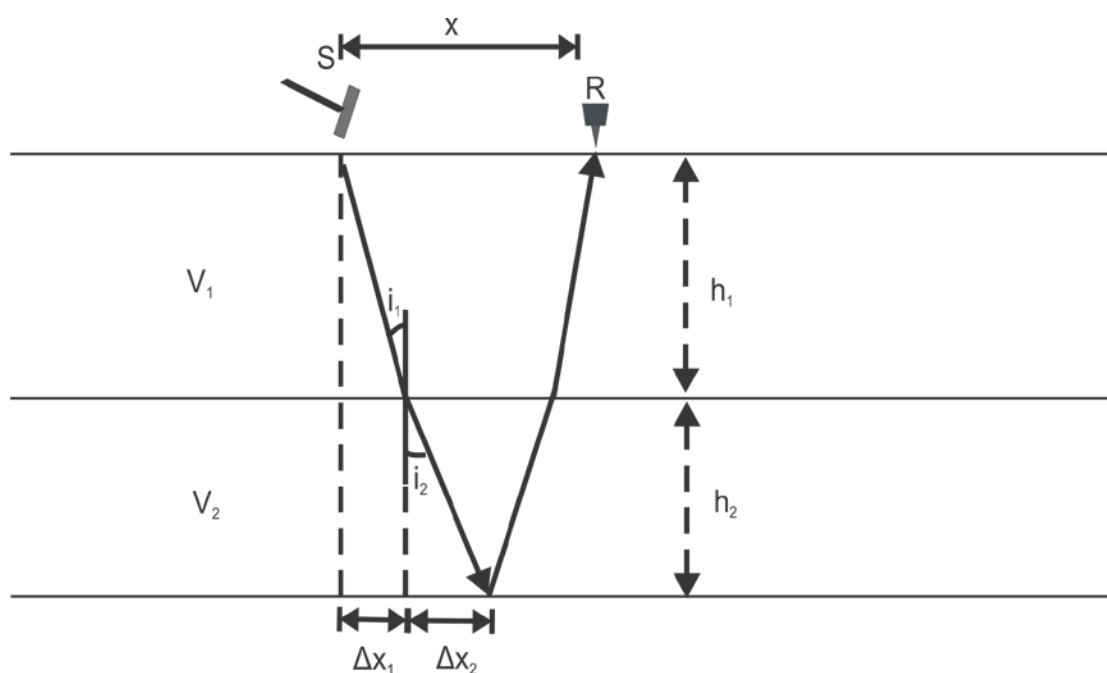
$$t^2 = \frac{x^2}{V_{rms}^2} + t_0^2 \quad (2.15)$$

Τότε, παραγωγίζοντας ως προς την απόσταση  $x$  καταλήγουμε στην:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{x}{V_{rms}^2 t} \quad (2.16)$$

Λαμβάνοντας υπ' όψιν το σχήμα της εικόνας 2.7, η γωνία προσέγγισης μιας σεισμικής ακτίνας σε έναν δέκτη R δίδεται μέσω της σχέσης:

$$\sin i_1 = V_1 \frac{dt}{dx} = \frac{V_1 x}{V_{rms}^2 t} \quad (2.17)$$



**Εικόνα 2.7:** Διαδρομή σεισμικής ακτίνας κατά την διέλευση της από δύο μέσα διαφορετικών ταχυτήτων  $V_1$  και  $V_2$ . (Τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Επιπλέον, θεωρώντας τον κατακόρυφο χρόνο ανάκλασης μέχρι τον τελευταίο ανακλαστήρα  $\Delta t_i$  και καθώς η απόσταση  $x$  εκλαμβάνεται ως μικρή έχουμε:

$$\frac{1}{2} x = \Delta x_1 + \Delta x_2 = h_1 \tan i_1 + h_2 \tan i_2 \approx$$

$$\approx V_1 \Delta t_1 \sin i_1 + V_2 \Delta t_2 \sin i_2 \approx$$

$$\approx (V_1^2 \Delta t_1 + V_2^2 \Delta t_2) \sin i_1 / V_1 \approx$$

$$\approx \frac{(V_1^2 \Delta t_1 + V_2^2 \Delta t_2)x}{V_{rms}^2 t} \quad (2.18)$$

Επειδή,  $t \approx 2(\Delta t_1 + \Delta t_2)$  οδηγούμαστε στην έκφραση:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^2 V_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^2 \Delta t_i} \quad (2.19)$$

Η τελευταία σχέση δύναται να γενικευθεί για  $n$  αριθμό οριζόντιων στρωμάτων (Dix,1955) καταλήγοντας στην:

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n V_i \Delta t_i}{\sum_{i=1}^n \Delta t_i} \quad (2.20)$$

### 3. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

Μετά το στάδιο λήψης των δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, ακολουθεί η επεξεργασία αυτών που ως κύριο στόχο έχει την:

- Βελτίωση της διακριτικής ικανότητας
- Αύξηση του λόγου σήματος / θορύβου (S/N ratio)
- Παραγωγή σεισμικών τομών αντιπροσωπευτικών της υπεδαφικής δομής της περιοχής μελέτης.

Σε γενικές γραμμές, αν εξαιρέσουμε την μεγάλη διαφορά στον όγκο των δεδομένων μεταξύ των μελετών για προσδιορισμό ρηχών δομών και των αντιστοιχών για εύρεση κοιτασμάτων υδρογονανθράκων, η μέθοδος και τα διάφορα στάδια επεξεργασίας δεν παρουσιάζουν μεγάλες διαφορές.

Στην πραγματικότητα, δεν υπάρχει κάποια απόλυτη ακολουθία των σταδίων επεξεργασίας, καθώς τόσο η ακολουθία όσο και ο αριθμός των σταδίων εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από την ποιότητα των δεδομένων και εν τέλει από τον στόχο μελέτης.

Συγκεντρωτικά, μία κοινού τύπου ακολουθία παρουσιάζει την ακόλουθη μορφή:





Στις επόμενες σελίδες, θα περιγραφεί το κάθε στάδιο επεξεργασίας αναλυτικά με ταυτόχρονη παρουσίαση (όπου αυτή κρίνεται σκόπιμη) του θεωρητικού υποβάθρου αυτών.

### 3.1 ΑΠΟΔΙΑΥΛΩΣΗ (DEMULTIPLEXING)-ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ (REFORMATTING)

Με τον όρο αποδιαύλωση (demultiplexing) στην περίπτωση της επεξεργασίας σεισμικών δεδομένων, καλείται η μετατροπή των δεδομένων από χρονικώς διαδοχικά (το πρώτο χρονικό δείγμα για κάθε κανάλι – ίχνος καταγράφεται πριν από το δεύτερο χρονικό δείγμα για κάθε κανάλι), σε διαδοχικά κατά ίχνος (όλα τα δεδομένα για το πρώτο ίχνος καταγράφονται πριν από τα δεδομένα για τα επακόλουθα ίχνη).

Επιπλέον, ο όρος επαναμορφοποίηση αντιστοιχεί στην μετατροπή του αρχείου που αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (συνήθως SEG-2 ή SEG-Y αρχεία), σε ένα

κατάλληλο τύπου αρχείο που θα δύναται να χρησιμοποιηθεί προς επεξεργασία (μετατροπή αρχείου SEG Y σε αρχείο τύπου SU – Seismic Unix).

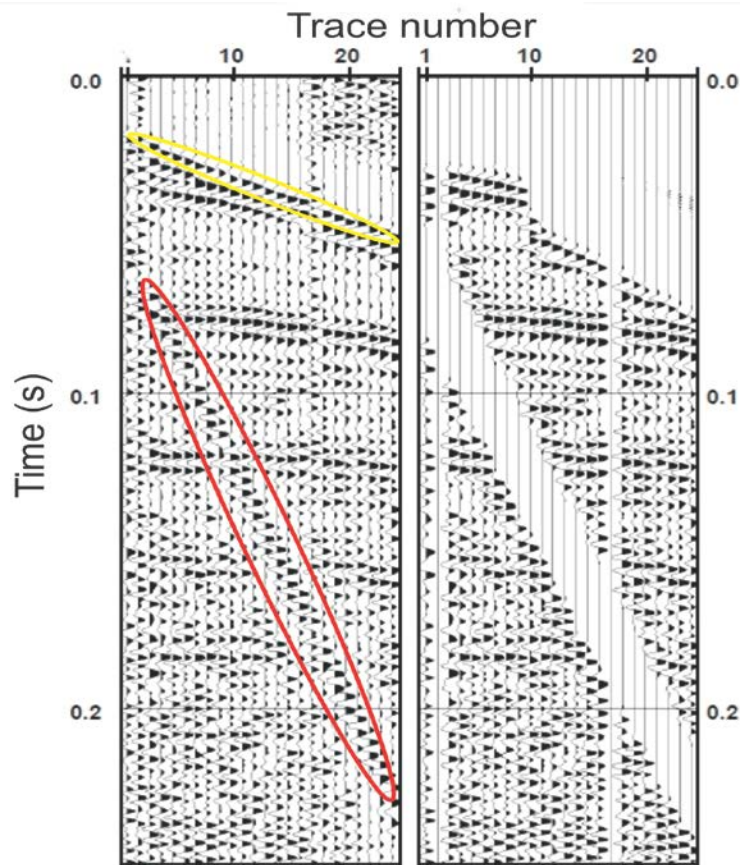
### 3.2 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ

Μία από τις πρώτες διορθώσεις που πρέπει να πραγματοποιήσουμε κατά την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης, αποτελεί η κατάργηση θορυβωδών και γενικά κακής ποιότητας ιχνών. Με τον όρο κατάργηση νοείται η εκμηδένιση των πλατών των ιχνών.

Η συγκεκριμένη απλή διαδικασία είναι πολύ σημαντική για δύο λόγους. Πρώτον, τα θορυβώδη ίχνη παρουσιάζουν χαμηλό λόγο σήματος / θόρυβο με αποτέλεσμα η ύπαρξη τους να υποβαθμίσει την ποιότητα της τελικής τομής. Δεύτερον, πολλές φορές τα φτωχά σε ποιότητα ίχνη εμφανίζουν αιχμές, ήτοι ένα τμήμα τους παρουσιάζει πολύ μεγάλο πλάτος συγκριτικά με τα γειτονικά τμήματα. Σε αυτήν την περίπτωση, η αιχμή θα νοείται ως τμήμα άπειρης συχνότητας γεγονός που προφανώς θα δημιουργήσει προβλήματα κατά την διάρκεια εφαρμογής φίλτρων. Επιπλέον, καθώς το πλάτος του παλμού θεωρείται πολύ μεγάλο, εάν εφαρμοστεί κάποια διαδικασία που περιλαμβάνει χωρικές επιδράσεις στα δεδομένα (εφαρμογή φίλτρου  $f - k$ , χωροθέτηση), υπάρχει το ενδεχόμενο η συγκεκριμένη αιχμή να παρουσιάζεται στην τελική τομή ως ένα συνεχές γεγονός (δημιουργία ψευδοοριζοντα) (Baker, 1999).

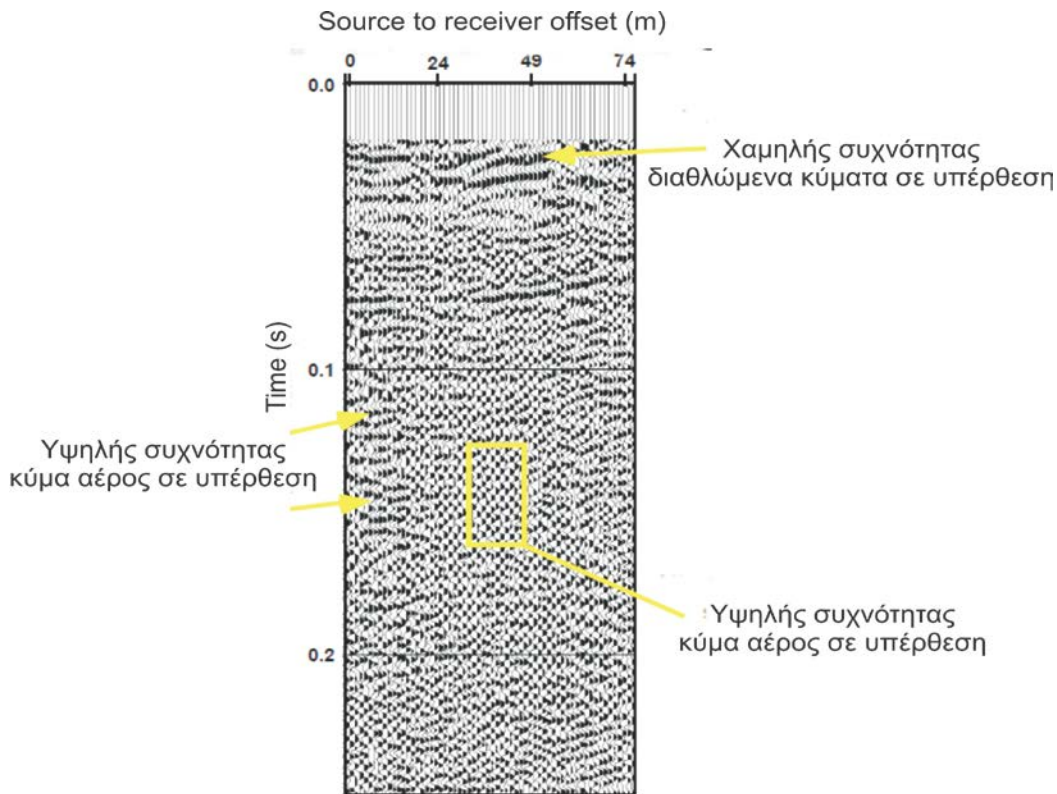
### 3.3 ΠΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ

Ως παύση θορύβου καλείται η εξαγωγή τμημάτων της σεισμικής καταγραφής, των οποίων η ύπαρξη θα δυσχέραινε την επεξεργασία των δεδομένων. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, οφείλουμε να τονίσουμε ότι ο όρος θόρυβος δεν ταυτίζεται με την ύπαρξη κακής καταγραφής αλλά τις περισσότερες φορές αντιστοιχεί σε τύπους καταγραφών (κυμάτων) οι οποίοι δεν απαιτούνται στα επόμενα στάδια επεξεργασίας. Για παράδειγμα, στην περίπτωση επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, για να βελτιώσουμε αισθητά την τελική σεισμική τομή πρέπει να προβούμε σε κατάργηση των αφίξεων των απευθείας κυμάτων, κυμάτων διάθλασης, επιφανειακών κυμάτων (κυρίως τύπου Rayleigh – ground roll) καθώς και του κύματος αέρα (εικ. 3.1).



**Εικόνα 3.1:** Παύση κύματος αέρα (κόκκινη έλλειψη) και αφίξεων διάθλασης (κίτρινη έλλειψη) (τροποποιημένη εικόνα από Gregory S. Baker, 1999).

Το αποτέλεσμα αποφυγής της παύσης ορισμένων τμημάτων των σεισμικών δεδομένων είναι εμφανές στο κάτωθι σχήμα (εικ. 3.2), όπου παρουσιάζεται η τομή που προέκυψε από τα παραπάνω δεδομένα (εικ. 3.1) ύστερα από την διαδικασία της σύρευσης (stacking). Σε αυτήν την περίπτωση η παρουσία των αφίξεων διάθλασης κατά την επεξεργασία οδηγεί σε δημιουργία συνεχών γεγονότων (ψευδοοριζόντων) στα ανώτερα τμήματα της τομής. Ένα χαρακτηριστικό που πιστοποιεί την παρουσία αφίξεων διάθλασης στην τελική τομή αποτελεί η ύπαρξη υψηλής συχνότητας γεγονότων κάτω από γεγονότα χαμηλότερης συχνότητας, φαινόμενο το οποίο έρχεται σε αντιδιαστολή με την απόσβεση των υψηλών συχνοτήτων συναρτήσει του βάθους. Τέλος, στα κατώτερα τμήματα της τομής εμφανίζονται και τα υψηλής συχνότητας κύματα αέρα (Baker, 1999).



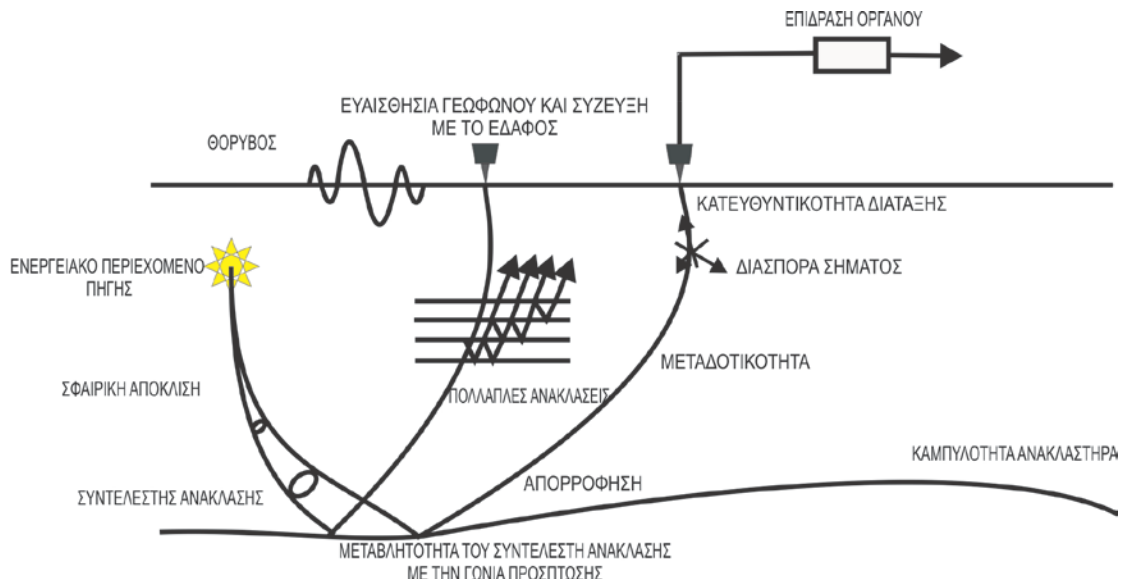
**Εικόνα 3.2:** Τελική σεισμική τομή από την επεξεργασία των δεδομένων της εικόνας 2.1 χωρίς να έχει πραγματοποιηθεί παύση του κύματος αέρα και των αφίξεων διάθλασης. Είναι εμφανής η υποβάθμιση της τελικής τομής λόγω της ύπαρξης του κύματος αέρα (κατώτερα τμήματα τομής) και των αφίξεων διάθλασης (άνωτερα τμήματα τομής) που παράγουν ψευδορίζοντες. (τροποποιημένη εικόνα από Gregory S. Baker, 1999).

### 3.4 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ

Το πλάτος των αφίξεων ανάκλασης εξαρτάται κυρίως από την διαφορά στην ακουστική εμπέδηση μεταξύ των γεωλογικών σχηματισμών ( $Z = \rho V$ ). Μολοταύτα, υπάρχουν και άλλοι παράγοντες που διαμορφώνουν το τελικό παλμό που καταγράφεται από τους σεισμικούς δέκτες (εικ. 3.3). Από αυτούς, δεν παρουσιάζουν όλοι την ίδια βαρύτητα με αποτέλεσμα οι κυριότεροι παράγοντες να ομαδοποιούνται σε δύο επιμέρους κατηγορίες (Sheriff – Geldart, 1995):

- Σε παράγοντες που σχετίζονται με τα φαινόμενα της απορρόφησης, διάχυσης, μεταδοτικότητας και πολλαπλών ανακλάσεων.
- Σε παράγοντες που οφείλονται στον τύπο πηγής και σεισμικών δεκτών, στην σύζευξη των σεισμικών δεκτών και στην απόσταση πηγής – σεισμικών δεκτών.





**Εικόνα 3.3:** Παράγοντες που επιδρούν στην τελική μορφή της καταγραφέντος σήματος. (Τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Συνδυάζοντας αυτές τις δύο κατηγορίες, οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης (οι οποίες έχουν υψηλότερο συχνοτικό περιεχόμενο από τις αντίστοιχες των κυμάτων διάθλασης και επιφανειακών) αποσβεννύονται συναρτήσει της απόστασης.

Για να εξαλείψουμε τους ανωτέρω παράγοντες, ενισχύουμε το σήμα με σκοπό την έμφαση των ανακλώμενων κυμάτων, με την μεγαλύτερη ενίσχυση να εφαρμόζεται στις ανακλώμενες αφίξεις που προέρχονται από βαθύτερους στόχους.

Σε γενικές γραμμές, υπάρχουν τρεις κύριοι τύποι ενίσχυσης σήματος: Η συνεχής ενίσχυση (Constant Gain), ο αυτόματος έλεγχος ενίσχυσης (AGC) και ενίσχυση σφαιρικής απόκλισης (Spherical Divergence Gain).

Κατά τον αυτόματο έλεγχο ενίσχυσης (AGC), προσδιορίζεται, αρχικά, το μέσο πλάτος της κυματομορφής σε ένα συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο. Το μέγεθος της ενίσχυσης βασίζεται στον λόγο του πλάτους σήματος σε μία συγκεκριμένη στιγμή  $[A(t)]$  προς τον μέσο όρο του πλάτους στο συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο  $[A(i)]$ . Μαθηματικά, ο αυτόματος έλεγχος ενίσχυσης εκφράζεται μέσω της σχέσης:

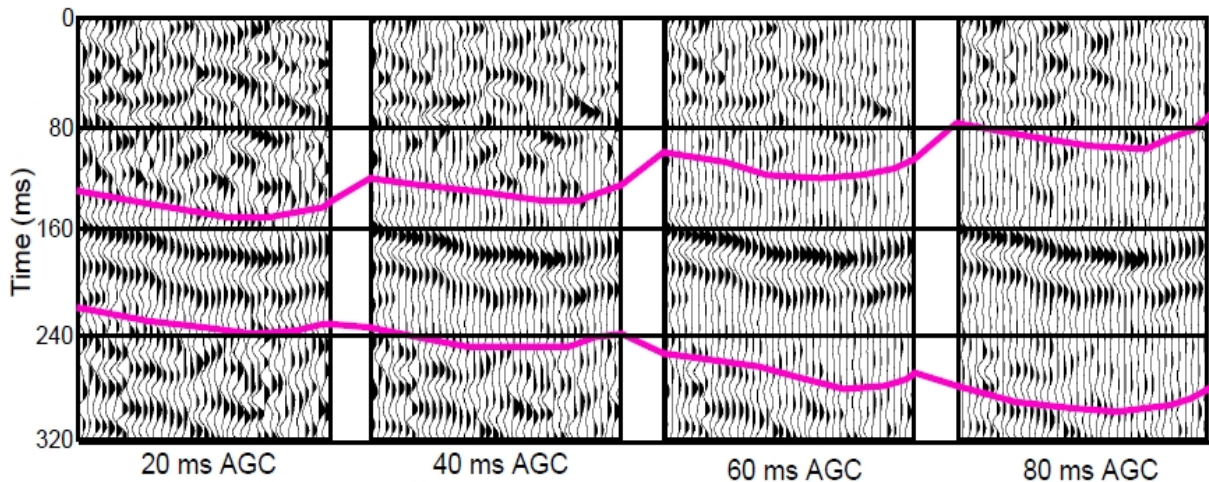
$$g(t) = \frac{A(t)}{\frac{1}{2n+1} \sum_{i=t-n}^{2n+1} |A(i)|} \quad (3.1)$$

Η ενίσχυση σφαιρικής απόκλισης, ενισχύει το σήμα που έχει αποσβεστεί λόγω του φαινομένου της γεωμετρικής απόκλισης του σφαιρικού κυματικού μετώπου, χρησιμοποιώντας την σχέση του Newman (1973):

$$D = \frac{V_{rms}^2(t)t}{V_o^2 t_o} \quad (3.2)$$

όπου  $V_{rms}$  η ταχύτητα μέση τετραγωνικής ρίζας,  $t$  ο χρόνος καταγραφής,  $t_o$  ο χρόνος κατακόρυφης ανάκλασης και  $V_o$  η ταχύτητα αναφοράς (συνήθως ταχύτητα πρώτου στρώματος).

Όπως όλα τα στάδια επεξεργασίας έτσι και η ενίσχυση σήματος πρέπει να εφαρμόζετε με πολύ προσοχή. Πιο συγκεκριμένα και όσον αφορά τον αυτόματο έλεγχο ενίσχυσης, πρέπει να τονισθεί η σημασία του χρονικού παραθύρου εφαρμογής (Baker, 1999). Στην περίπτωση που αυτό ταυτίζεται με τις ζώνες που δεν περιλαμβάνουν αφίξεις (ήσυχες ζώνες), οι οποίες βρίσκονται άνωθεν ή κάτωθεν υψηλού πλάτους γεγονότων, η εφαρμογή ενίσχυσης AGC δύναται να παράγει ψευδοοριζόντες (εικ. 3.4)



**Εικόνα 3.4:** Παρουσιάζονται 4 ταυτόσημες σεισμικές τομές, ύστερα από την διαδικασία της σώρευσης, εφαρμόζοντας ενίσχυση AGC διαφορετικών χρονικών παραθύρων (από 20 ms έως 80 ms). Το υψηλού πλάτους γεγονός στο κέντρο των τομών παράγει ψευδοοριζόντες τόσο άνωθεν όσο και κάτωθεν αυτού (περιοχές που οριοθετούνται από τις μοβ γραμμές). (Τροποποιημένη εικόνα από Gregory S. Baker, 1999).

### 3.5 ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ ΠΕΙΡΑΜΑΤΟΣ

Ουσιαστικά, με τον όρο εισαγωγή γεωμετρίας, ορίζουμε την εισαγωγή των παραμέτρων της γεωμετρικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης των σεισμικών δεδομένων (απόλυτες θέσεις γεωφώνων, αποστάσεις γεωφώνων από πηγή, απόλυτα υψόμετρα θέσεων πηγών – γεωφώνων), στα ψηφιακά δεδομένα, ούτως ώστε το εκάστοτε σεισμικό ίχνος να μπορεί να

προσδιοριστεί απόλυτα σε σχέση με το σύνολο των σεισμικών ιχνών (εισαγωγή header values).

Η διαδικασία της εισαγωγής γεωμετρίας μπορεί να είναι πολύ χρονοβόρα (2D – 3D δεδομένα πετρελαϊκής έρευνας) και αποτελεί ένα από τα πιο σημαντικά βήματα κατά την επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Με την σωστή εισαγωγή γεωμετρίας, οι χρονικές και χωρικές σχέσεις των κυματομορφών αποθηκεύονται και έτσι οποιαδήποτε χρονική ή χωρική διόρθωση αυτών καθίσταται εφικτή. Αντιστρόφως, σε αποτυχία εισαγωγής σωστής γεωμετρίας, η δυνατότητα παραγωγής μιας σωστής και αντιπροσωπευτικής σεισμικής τομής κρίνεται μάλλον ανέφικτη.

### 3.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ (FILTERING)

Ο όρος φιλτράρισμα (Filtering), περιλαμβάνει την διαδικασία κατά την οποία βελτιώνεται η ποιότητα του σήματος (στην συγκεκριμένη περίπτωση οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης), απομακρύνοντας ανεπιθύμητα τμήματα αυτού. Η εφαρμογή των φίλτρων δύναται να πραγματοποιηθεί τόσο στον χώρο – χρόνο (time domain) όσο και στον χώρο των συχνοτήτων (frequency domain), με την βοήθεια τριών συγκεκριμένων μαθηματικών πράξεων:

- Μετασχηματισμός Fourier: Ο μετασχηματισμός Fourier μεταφέρει τα δεδομένα από τον χώρο – χρόνο (time domain) στον χώρο των συχνοτήτων (frequency domain) μέσω των σχέσεων:

$$G(\nu) = \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-j2\pi\nu t} dt \quad (3.3)$$

$$g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} G(\nu) e^{j2\pi\nu t} \quad (3.4)$$

όπου  $g(t)$ , μία συνάρτηση άπειρης περιόδου  $T$  στον χώρο – χρόνο,  $\nu$  η συχνότητα και  $G(\nu)$  η ίδια συνάρτηση στον χώρο των συχνοτήτων. Πολλές φορές, χρησιμοποιούμε τον διπλό μετασχηματισμό Fourier, με σκοπό την μετατροπή συναρτήσεων που περιλαμβάνουν δύο ανεξάρτητες μεταβλητές (για παράδειγμα μία χωρική μεταβλητή  $x$ , και μία χρονική μεταβλητή  $t$ ):

$$G(k, \nu) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} g(t) e^{-j(kx+2\pi\nu t)} dx dt \quad (3.5)$$

$$g(x, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} G(k, \nu) e^{j(kx+2\pi\nu t)} dk d\nu \quad (3.6)$$

- Συνέλιξη (Convolution): Η συνέλιξη αποτελεί μία μαθηματική διαδικασία η οποία μας επιτρέπει να συνδέσουμε την κρουστική απόκριση  $\delta(t)$  ενός γραμμικού και χρονικά αμετάβλητου συστήματος, με την απόκριση του  $g(t)$ , για οποιαδήποτε διέγερση  $f(t)$ . Στην περίπτωση συνέλιξης δύο συνεχών συναρτήσεων  $f(t)$  και  $g(t)$  η πράξη της συνέλιξης παρουσιάζει την μορφή:

$$h(t) = f(t) * g(t) = \int_{-\infty}^{\infty} f(\tau)g(t - \tau) d\tau \quad (3.7)$$

- Συσχέτιση (Correlation): Μέσω της συσχέτισης μπορούμε να μετρήσουμε την ομοιότητα μεταξύ σημάτων (κυματομορφών). Μία κοινή εφαρμογή της συσχέτισης, αποτελεί ο προσδιορισμός της χρονικής μετατόπισης που πρέπει να υπάρξει μεταξύ των σημάτων με σκοπό την μέγιστη ομοιότητα τους. Η συσχέτιση μεταξύ δύο διαφορετικών σημάτων  $x(t)$ ,  $y(t)$  καλείται ετεροσυσχέτιση (cross-correlation) και λαμβάνει την μορφή:

$$\varphi_{xy}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)y(t + \tau) d\tau \quad (3.8)$$

ενώ όταν συσχετίζουμε το σήμα με τον εαυτό του για προσδιορισμό της επαναληψιμότητας αυτού περίπτωση που καλείται αυτοσυσχέτιση (autocorrelation), η εξίσωση παρουσιάζει την μορφή:

$$\varphi_{xx}(t) = \int_{-\infty}^{\infty} x(\tau)x(t + \tau) d\tau \quad (3.9)$$

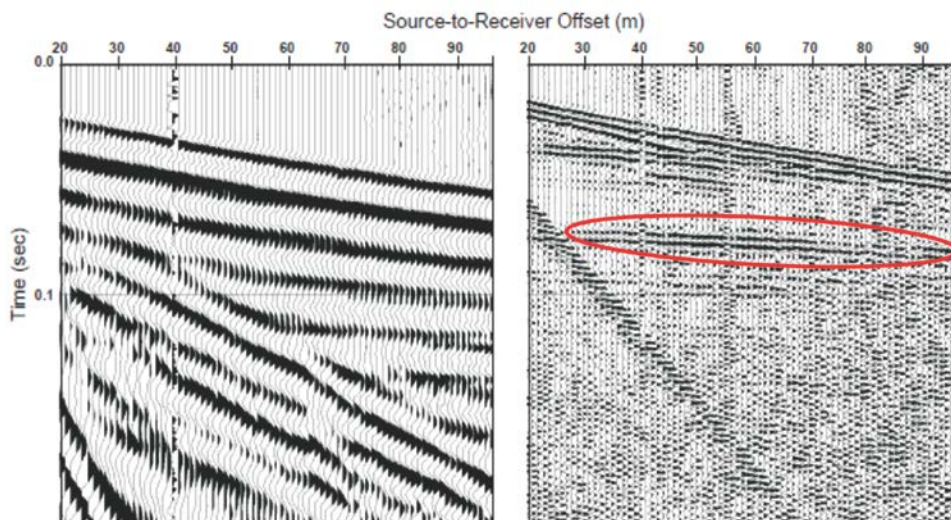
Γενικά, υπάρχουν 4 τύποι φίλτρων που χρησιμοποιούνται ευρέως κατά την επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, οι οποίοι ομαδοποιούνται ως εξής:

- Κατωπερατό η Βαθυπερατό (Lowpass): Κατά την εφαρμογή αυτού του φίλτρου, οι χαμηλές συχνότητες του σήματος παραμένουν ανεπηρέαστες με ταυτόχρονη αποκοπή των υψηλών συχνοτήτων αυτού.
- Υψιπερατό (Highpass): Κατά την εφαρμογή αυτού του φίλτρου, οι υψηλές συχνότητες του σήματος παραμένουν ανεπηρέαστες με ταυτόχρονη αποκοπή των χαμηλών συχνοτήτων.
- Ζωνοπερατό (Bandpass): Το φίλτρο τέτοιου τύπου επιτρέπει την διέλευση μιας ζώνης συχνοτήτων με αποκοπή των συχνοτήτων που βρίσκονται εκτός των ορίων της συγκεκριμένης ζώνης.
- Ζωνοφρακτικό (Bandreject): Το φίλτρο αυτό αποκόπτει τις συχνότητες που βρίσκονται εντός μιας ζώνης, αφήνοντας ανεπηρέαστες τις υπόλοιπες.

Για παράδειγμα, εάν θέλουμε να κατασκευάσουμε ένα ζωνοπερατό φίλτρο (bandpass filter), ο σκοπός είναι να αφήσουμε ανεπηρέαστη μία ζώνη συχνοτήτων του σήματος, αποκόπτοντας το υπόλοιπο μέρος του φάσματος. Μαθηματικά, το φίλτρο θα παρουσιάζει την μορφή:

$$A(f) = \begin{cases} 1, & f_1 < f < f_2 \\ 0, & f < f_1 \text{ κ' } f > f_2 \end{cases} \quad (3.10)$$

με  $A(f)$  το φασματικό πλάτος του φίλτρου και  $f_1, f_2$  τις συχνότητες αποκοπής. Συνεπώς, η συνέλιξη αυτού του φίλτρου με το σήμα θα αποκόψει τις συχνότητες που βρίσκονται εκτός της ζώνης που ορίζεται από τις  $f_1, f_2$ , με σκοπό την ενίσχυση των επιθυμητών αφίξεων και την εξάλειψη του θορύβου (εικ. 3.5).



**Εικόνα 3.5:** Περίπτωση εφαρμογής ζωνοπερατού φίλτρου σε δεδομένα σεισμικής ανάκλασης. Είναι εμφανής η βελτίωση της συνολικής εικόνας των δεδομένων (δεξί σχήμα) σε σχέση με τα μη φιλτραρισμένα δεδομένα (αριστερό σχήμα), με αποτέλεσμα την εμφάνιση πιθανών αφίξεων ανάκλασης (κόκκινη έλλειψη). (Τροποποιημένη εικόνα από Gregory S. Baker, 1999).

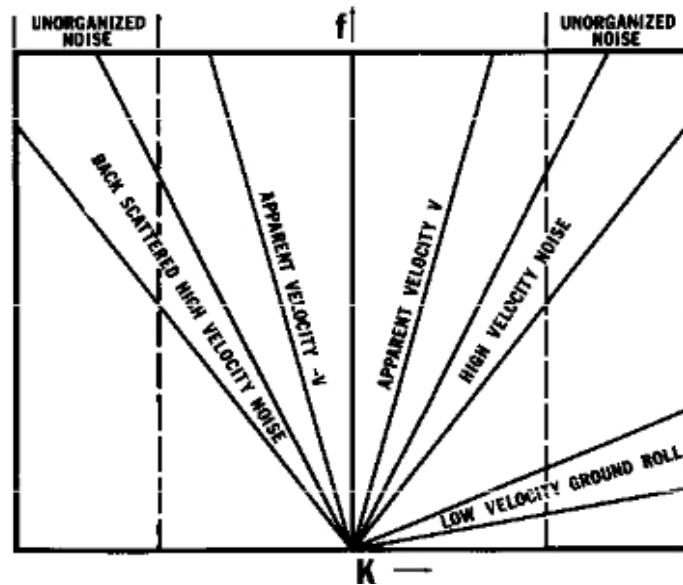
Τέλος, σε συγκεκριμένες περιπτώσεις, δύναται να χρησιμοποιηθεί φίλτρο το οποίο βασίζεται στην διαφορετική φαινόμενη ταχύτητα διάφορων σεισμικών αφίξεων. Φίλτρα τέτοιου είδους καλούνται δισδιάστατα ή φίλτρα φαινόμενης ταχύτητας (Apparent Velocity Filters) (Fail and Grau, 1963; Treitel, Shanks and Frasier, 1967). Το μέγεθος της φαινόμενης ταχύτητας ορίζεται ως:

$$V_a = \frac{\omega}{\kappa} = \frac{2\pi\nu}{\kappa_a} \quad (3.11)$$

Για μία συγκεκριμένη τιμή  $V_a$ , η γραφική παράσταση της συχνότητας  $\nu$  συναρτήσει του φαινομένου κυματαριθμού  $\kappa_a$  αποτελεί ευθεία γραμμή που διέρχεται από την αρχή των αξόνων. Για τις αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης, ισχύει ότι  $V_a > V_{\min}$  με αποτέλεσμα αυτές να οριοθετούνται σε ένα συγκεκριμένο εύρος τιμών, περιλαμβάνοντας τον άξονα των συχνοτήτων  $\nu$ . Επιπλέον, ο θόρυβος παρουσιάζει φαινόμενες ταχύτητες μικρότερες από αυτές των ανακλάσεων με αποτέλεσμα αυτός να οριοθετείται σε ένα άλλο τμήμα της γραφικής παράστασης  $\nu - \kappa$  (πολλές φορές  $f - \kappa$ ), σαφώς διαχωρισμένο από το αντίστοιχο των ανακλάσεων (εικ 3.6). Ουσιαστικά, χρησιμοποιώντας τον διπλό μετασχηματισμό Fourier κατασκευάζουμε ένα φίλτρο με την εξής ιδιότητα:

$$F(\nu_s, \kappa_a) = \begin{cases} 1, & |\kappa_a| < \frac{2\pi\nu}{V_m} \\ 0, & |\kappa_a| > \frac{2\pi\nu}{V_m} \end{cases} \quad (3.12)$$

Η συνέλιξη του τελευταίου με το σήμα θα αφαιρέσει τον θόρυβο αφήνοντας μόνο τις συχνότητες που αντιστοιχούν στις αφίξεις ανάκλασης.



**Εικόνα 3.6:** Κατανομή σεισμικών αφίξεων σε ένα διάγραμμα συχνότητας κυματαριθμού ( $f-k$  plot). (Embree et al, 1963).

### 3.7 ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ (DECONVOLUTION)

Με τον όρο αποσυνέλιξη (Deconvolution) στην επεξεργασία σεισμικών δεδομένων, νοείται η εξάλειψη των επιδράσεων της γης που τροποποιούν το σήμα με απώτερο σκοπό την βελτίωση της κατακόρυφης διακριτικής ικανότητας και την ανάδειξη των αφίξεων σεισμικής ανάκλασης.

Γενικά, μπορούμε να θεωρήσουμε ένα κύμα που παράγεται από μία έκρηξη ως μία κρουστική συνάρτηση  $k\delta_0$ , δηλαδή η κυματική διαταραχή στο σημείο της έκρηξης είναι μηδέν πριν και μετά την έκρηξη, ενώ κατά την διάρκεια της τελευταίας (θεωρώντας την σχεδόν απειροστού χρόνου) η διαταραχή παρουσιάζει πολύ μεγάλη τιμή. Ιδανικά, το σήμα που θα λάμβανε ένας δέκτης θα είχε την μορφή  $k\delta_t$ , ως συνέλιξη της αρχικής κρουστικής συνάρτησης με την κρουστική απόκριση της γης. Κατά συνέπεια, το ληφθέν σήμα θα ήταν παντού μηδέν εκτός από κάποιους παλμούς που θα αντιπροσώπευαν τις αφίξεις ανάκλασης.

Στην πραγματικότητα όμως, το σήμα απαρτίζεται από ποικίλου είδους αφίξεις, οι οποίες επιπροσθέτως έχουν υποστεί τροποποίηση λόγω των φαινομένων που αναφέρθηκαν ανωτέρω (υποκεφάλαιο ενίσχυση σήματος).

Το τελικό σήμα λοιπόν, θεωρείται ως διαδοχικές συνελίξεις του παλμού  $k\delta_t$  με διάφορους άλλους παράγοντες που τροποποιούν την τελική κυματομορφή. Οι κύριες ζώνες εντός της γης που επιδρούν στο σήμα είναι:

- Η ζώνη πλησίον της πηγής, όπου οι τάσεις και η απορρόφηση ενέργειας είναι πολύ μεγάλες (κρουστική απόκριση  $s_t$ ).
- Οι ανακλαστήρες με κρουστική απόκριση  $e_t$ , των οποίων το σήμα αποτελεί το αντικείμενο μελέτης.

- Η ζώνη πλησίον της επιφάνειας, η οποία έχει δυσανάλογη επίδραση στην τροποποίηση του σήματος, με κρουστική απόκριση  $n_t$ .
- Επιπρόσθετοι παράγοντες που επιδρούν στην τελική κυματομορφή όπως απορρόφηση, πολλαπλές ανακλάσεις, περιθλάσεις. (κρουστική απόκριση  $p_t$ ).

Συνδυάζοντας τους ανωτέρω παράγοντες, η καταγραφείσα κυματομορφή δίδεται από την σχέση:

$$g_t = k\delta_t * s_t * e_t * n_t * p_t = e_t * (k\delta_t * s_t * n_t * p_t) \Rightarrow$$

$$\Rightarrow g_t = e_t * w_t \quad (3.13)$$

με την τελευταία να καλείται μοντέλο συνέλιξης. Τις πιο πολλές φορές, το εκάστοτε σήμα θα περιέχει και ένα ποσό τυχαίου θορύβου (κρουστική απόκριση  $r_t$ ), επομένως η ανωτέρω σχέση λαμβάνει την μορφή:

$$g_t = e_t * w_t + r_t \quad (3.14)$$

Συμπερασματικά, ο σκοπός της αποσυνέλιξης συνίσταται στην εξαγωγή της απόκρισης των ανακλαστήρων  $e_t$ . Σε γενικές γραμμές, υπάρχουν δύο κύρια είδη αποσυνέλιξης, η αποσυνέλιξη αιχμής (spiking deconvolution) και η προβλεπτική αποσυνέλιξη (predictive deconvolution) με την τελευταία να αποτελεί την κύρια διαδικασία για την εξάλειψη των πολλαπλών ανακλάσεων (multiples) (Sheriff – Geldart, 1995).

### 3.7.1 ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ ΑΙΧΜΗΣ (SPIKING DECONVOLUTION)

Κατά την αποσυνέλιξη αιχμής (spiking deconvolution), προσπαθούμε να εξάγουμε την κρουστική απόκριση  $e_t$ , με την βοήθεια ενός φίλτρου. Το συγκεκριμένο φίλτρο  $f$ , (φίλτρο Wiener ή φίλτρο ελαχίστων τετραγώνων) όταν συνελιχθεί με το παρατηρούμενο σήμα  $g_t$ , αποδίδει την κρουστική απόκριση  $e_t$ . Η τελευταία θεωρείται τυχαία, ήτοι η γνώση των χρόνων άφιξης των κυμάτων ανάκλασης από ρηχούς ανακλαστήρες, είναι ανεξάρτητοι με τους χρόνους άφιξης και το πλάτος των κυμάτων ανάκλασης από βαθύτερους στόχους (Sheriff – Geldart, 1995).



Λαμβάνοντας υπ' όψιν αυτό, η αυτοσυσχέτιση (autocorrelation) του όρου  $e_t$  είναι πολύ μικρή άρα:

$$\varphi_{ee}(t) = k\delta_t \quad (3.15)$$

Όπως αναφέραμε και ανωτέρω, το σήμα που λαμβάνει ο σεισμικός δέκτης προσδιορίζεται μέσω της σχέσης 3.13, ενώ το επιθυμητό σήμα εναλλακτικά μπορεί να εκφραστεί μέσω του όρου  $h_t$  (αντί για  $e_t$ ). Η αυτοσυσχέτιση του σήματος που καταλήγει στον σεισμικό δέκτη ισούται με:

$$\begin{aligned} \varphi_{ee}(t) &= g_t * h_{-t} = \\ &= e_t * (e_{-t} * w_{-t}) = k\delta_t * w_{-t} = kw_0 \end{aligned} \quad (3.16)$$

Καθώς δεν μπορεί να υπάρξει ο όρος των επιδράσεων  $w_t$  για  $t < 0$ , η ετεροσυσχέτιση μεταξύ του λαμβανομένου σήματος και του επιθυμητού σήματος λαμβάνει την μορφή:

$$\varphi_{gh}(t) = 0, \quad t < 0 \quad (3.17)$$

Συνεπώς, θεωρώντας ότι μας ενδιαφέρουν μόνο οι τιμές για  $t > 0$ , αποδεικνύεται ότι ο όρος του φίλτρου Wiener προσδιορίζεται από την σχέση:

$$\begin{pmatrix} \varphi_{gg}(0) & \varphi_{gg}(-1) & \dots & \varphi_{gg}(-n) \\ \varphi_{gg}(1) & \varphi_{gg}(0) & \dots & \varphi_{gg}(1-n) \\ \dots & \dots & \ddots & \dots \\ \varphi_{gg}(n) & \varphi_{gg}(n-1) & \dots & \varphi_{gg}(0) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \dots \\ f_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} kw_0 \\ 0 \\ \dots \\ 0 \end{pmatrix} \quad (3.18)$$

Μέσα από την τελευταία έκφραση, επιτυγχάνουμε να κάνουμε τις κυματομορφές όσο πιο όμοιες γίνεται με αποτέλεσμα την αισθητή βελτίωση της σεισμικής τομής ύστερα από την διαδικασία της σώρευσης (stacking). Τέτοιου είδους σχέσεις καλούνται κανονικές εξισώσεις (normal equations) παρουσιάζοντας την μορφή:

$$\sum_{j=0}^n \varphi_{gg}(i-j)f_j = \varphi_{gh}(i) \quad i = 0,1,2, \dots n \quad (3.19)$$

### 3.7.2 ΠΡΟΒΛΕΠΤΙΚΗ ΑΠΟΣΥΝΕΛΙΞΗ (PREDICTIVE DECONVOLUTION)

Η προβλεπτική αποσυνέλιξη χρησιμοποιείται για να εξαλειφθεί το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων, το οποίο δυσχεραίνει την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων οδηγώντας πολλές φορές σε λανθασμένη αξιολόγηση της υπεδαφικής δομής (Sheriff – Geldart, 1995). Ο τελεστής αποσυνέλιξης συνήθως δεν επηρεάζει τα δεδομένα μέχρι μία χρονική στιγμή  $L$  (καθυστέρηση – prediction lag), η οποία συνήθως ταυτίζεται με τον διπλό χρόνο διαδρομής μέχρι την πρώτο ανακλαστήρα που παράγει πολλαπλές ανακλάσεις. Σε αυτήν την περίπτωση, η κανονική εξίσωση 3.19 γράφεται ως:

$$\sum_{j=0}^n \varphi_{gg}(i-j)f_j = \varphi_{gg}(L+i) \quad (3.20)$$

ή σε μορφή πίνακα:

$$\begin{pmatrix} \varphi_{gg}(0) & \varphi_{gg}(-1) & \dots & \varphi_{gg}(-n) \\ \varphi_{gg}(1) & \varphi_{gg}(0) & \dots & \varphi_{gg}(1-n) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \varphi_{gg}(L) & \varphi_{gg}(L+1) & \dots & \varphi_{gg}(L-n) \\ \varphi_{gg}(L+1) & \varphi_{gg}(L) & \dots & \varphi_{gg}(1+L-n) \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \varphi_{gg}(n) & \varphi_{gg}(n-1) & \dots & \varphi_{gg}(0) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} f_0 \\ f_1 \\ \dots \\ f_L \\ f_{L+1} \\ \dots \\ f_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \varphi_{gg}(-L) \\ \varphi_{gg}(-L+1) \\ \dots \\ \varphi_{gg}(0) \\ \varphi_{gg}(1) \\ \dots \\ \varphi_{gg}(-L+n) \end{pmatrix} \quad (3.21)$$

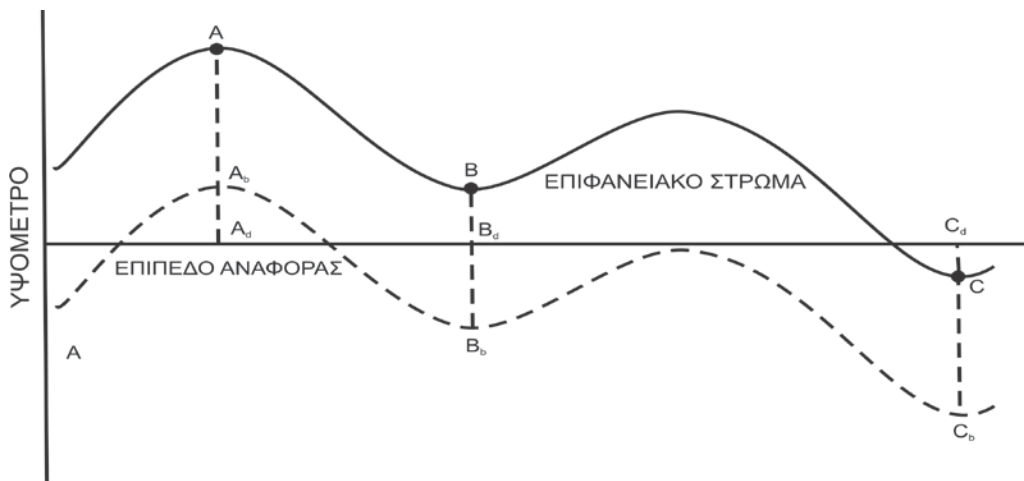
Η τελευταία σχέση, αντιπροσωπεύει ένα φίλτρο πρόβλεψης (predictive filter), με το οποίο δυνάμεθα να εξαγάγουμε από την παρατηρούμενη κυματομορφή τις πολλαπλές ανακλάσεις:

$$h_t = g_t - g_{t-L} * f_t, \quad (3.22)$$

### 3.8 ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ

Πολλές φορές, κατά την επεξεργασία σεισμικών δεδομένων ανάκλασης, οφείλουμε να προβούμε σε διορθώσεις που αφορούν την υψομετρική διαφορά μεταξύ των θέσεων πηγής και σεισμικών δεκτών, καθώς και την επίδραση της ζώνης χαμηλής ταχύτητας (LVL). Ο κύριος στόχος αποτελεί ο προσδιορισμός των χρόνων άφιξης κυμάτων ανάκλασης που θα καταγράφονταν, εάν όλες οι μετρήσεις πραγματοποιούνταν σε μία επίπεδη επιφάνεια με ταυτόχρονη απουσία ζώνης χαμηλής ταχύτητας. Οι επιδράσεις τέτοιου τύπου καλούνται στατικές διορθώσεις και προκαλούν μεταβολές μεγάλου μήκους κύματος (Long – Wavelength Variations), που αντιστοιχούν σε αποστάσεις μεγαλύτερες από το συνολικό ανάπτυσμα της διάταξης (Cox, 1999).

Για να διορθωθούν οι ανωτέρω επιδράσεις, οι θέσεις των πηγών και σεισμικών δεκτών ανάγονται σε ένα επίπεδο αναφοράς, με την θέση του οποίου να ποικίλει ανάλογα με τους στόχους της έρευνας. Ένα παράδειγμα στατικών διορθώσεων παρουσιάζεται στο κάτωθι σχήμα (εικ. 3.7), όπου τα σημεία A, B και C ανάγονται στα νέα σημεία  $A_d$ ,  $B_d$  και  $C_d$ .



**Εικόνα 3.7:** Παράδειγμα γεωλογικού μοντέλου ρηχής δομής, συμπεριλαμβανομένου του επιπέδου αναφοράς (τροποποιημένη εικόνα από Mike Cox, 1999).

Ως αρχικό βήμα, αφαιρείται η ζώνη χαμηλής ταχύτητας ούτως ώστε η βάση του επιφανειακού στρώματος να αποτελέσει την νέα επιφάνεια αναφοράς. Ουσιαστικά, υπολογίζονται οι χρόνοι που θα είχαν καταγραφεί στην περίπτωση που οι δέκτες βρίσκονταν στην βάση αυτού (θέσεις  $A_b$ ,  $B_b$  και  $C_b$ ). Εν συνέχεια, τα νέα σημεία ανάγονται στο τελικό επίπεδο αναφοράς (θέσεις  $A_d$ ,  $B_d$  και  $C_d$ ).

Βασιζόμενοι στο σχήμα της εικόνας 3.7, η συνολική διόρθωση  $T_A$  που εφαρμόζεται για το σημείο A ισούται με:

$$T_A = -t_{Aw} - t_{Ae} \quad (3.23)$$

με  $t_{Aw}$  τον χρόνο από την επιφάνεια του εδάφους μέχρι την βάση της ζώνης χαμηλής ταχύτητας και  $t_{Ae}$  τον αντίστοιχο χρόνο από την βάση του επιφανειακού στρώματος μέχρι το επίπεδο αναφοράς. Οφείλουμε να τονίσουμε, ότι το πρόσημο των δύο όρων του δεξιού μέλους είναι αρνητικό καθώς τόσο η επιφάνεια του εδάφους όσο και η βάση του επιφανειακού στρώματος είναι σε μεγαλύτερο υψόμετρο από το αντίστοιχο του επιπέδου αναφοράς.

Στην περίπτωση όμως του σημείου Β, το επίπεδο αναφοράς βρίσκεται σε μεγαλύτερο υψόμετρο από την βάση του επιφανειακού στρώματος με αποτέλεσμα η συνολική διόρθωση  $T_B$  να προκύπτει:

$$T_B = -t_{Bw} + t_{Be} \quad (3.24)$$

Τέλος, στην περίπτωση του σημείου C, τόσο η επιφάνεια του εδάφους όσο και η βάση της ζώνης χαμηλής ταχύτητας είναι σε υψόμετρο μικρότερο από το επίπεδο αναφοράς με αποτέλεσμα η αντίστοιχη διόρθωση να λαμβάνει την μορφή:

$$T_C = -t_{Cw} + t_{Ce} \quad (3.25)$$

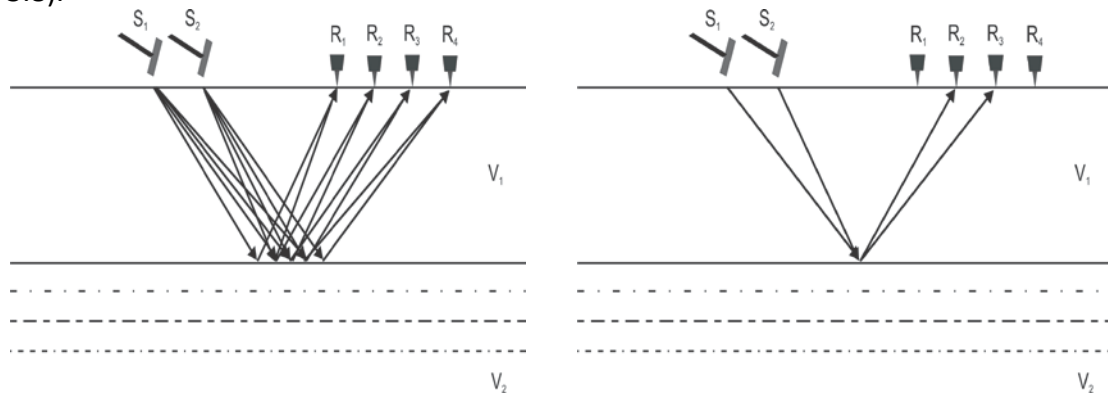
Όπως φαίνεται από την ανωτέρω διαδικασία, για να προβούμε στις στατικές διορθώσεις οφείλουμε να γνωρίζουμε τους αντίστοιχους χρόνους  $t_{iw}$  και  $t_{ie}$ . Κατά συνέπεια, πρέπει να γνωρίζουμε, τα απόλυτα υψόμετρα των θέσεων πηγής – δεκτών, το πάχος της ζώνης χαμηλής ταχύτητας και την ταχύτητα αυτής για να απαλείψουμε την επίδραση της, καθώς και το απόλυτο υψόμετρο του επιπέδου αναφοράς με την αντίστοιχη ταχύτητα διόρθωσης (ταχύτητα που χρησιμοποιείται για την μεταφορά των σημείων από την βάση του επιφανειακού στρώματος μέχρι το επίπεδο αναφοράς - datum velocity - replacement velocity - subweathering velocity) για τις διορθώσεις που οφείλονται σε υψομετρικές διαφορές. Τα προηγούμενα δεδομένα προσδιορίζονται είτε από πειράματα downhole – uphole - crosshole ή από πειράματα σεισμικής διάθλασης (Cox, 1999).

### 3.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ (CMP SORTING)

Η έννοια του κοινού μέσου σημείου επί της επιφάνειας ανάκλασης (Common Depth Point – CDP), αποτελεί την βάση για την διαδικασία της διόρθωσης κανονικής χρονικής μετατόπισης (NMO Correction).

Ουσιαστικά, το σύνολο των σεισμικών καταγραφών που έχει προκύψει από διαφορετικές εκρήξεις, περιλαμβάνει σεισμικά ίχνη που αντιπροσωπεύουν κοινά σημεία επί της επιφάνειας ανάκλασης (Common Depth Point - CDP). Ο αριθμός των σεισμικών ακτίνων που προσπίπτουν και ανακλώνται από αυτά τα κοινά σημεία (CDP) εξαρτάται αφενός από τον αριθμό των σεισμικών δεκτών και αφετέρου από την απόσταση μεταξύ των διαδοχικών εκρήξεων και των σεισμικών δεκτών. Όσο η απόσταση τους παραμένει σταθερή τότε ο μέγιστος αριθμός των ακτίνων που προσπίπτει σε ένα και μόνο σημείο (fold) ισούται με: συνολικός αριθμός σεισμικών δεκτών/2. Στο πέρας της έρευνας, τα σημεία που μας συμφέρει να επιλέξουμε για ανάλυση είναι αυτά με τον μεγαλύτερο αριθμό προσπιπτόντων - ανακλώμενων ακτίνων.

Στην περίπτωση οριζόντιας επιφάνειας ανάκλασης, μεταξύ των σημείων έκρηξης και των σεισμικών δεκτών υπάρχει ένα κοινό ενδιάμεσο σημείο (Common Mid Point - CMP) του οποίου η προβολή στην επιφάνεια ανάκλασης ταυτίζεται με το CDP (εικ. 3.8).



**Εικόνα 3.8:** Παράδειγμα ταξινόμησης κοινών μέσων σημείων (CMP Gather, δεξιά εικόνα) από δεδομένα δύο εκρήξεων (Shot Gather, αριστερή εικόνα). Παρατηρούμε ότι η διαδικασία της ταξινόμησης κοινών μέσων σημείων χρησιμοποιεί μόνο ένα τμήμα των δεδομένων των εκάστοτε εκρήξεων.

Πολλές φορές όμως, η διεπιφάνεια δεν είναι οριζόντια αλλά βρίσκεται υπό κλίση με συνέπεια τα σημεία CDP και CMP να μην ταυτίζονται μεταξύ τους. Σε αυτές τις περιπτώσεις, η διόρθωση κανονικής χρονικής μετατόπισης (NMO Correction) δεν αρκεί με αποτέλεσμα να εφαρμόζεται και η διόρθωση κατά κλίσης μετατόπισης (Dip Move Out Correction).

### 3.10 ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ (VELOCITY ANALYSIS)

Ο σκοπός της ανάλυσης ταχυτήτων αποτελεί ο προσδιορισμός των κατάλληλων ταχυτήτων σώρευσης ( $V_{st}$  – Stacking Velocities), οι οποίες θα μετατρέψουν τις ανακλώμενες αφίξεις, υπερβολικής μορφής, σε ευθείες, με απώτερο σκοπό την τελική σώρευση αυτών (διαδικασία Stacking).

Υπάρχουν αρκετοί τρόποι προσδιορισμού των ταχυτήτων σώρευσης με τον κυριότερο να αποτελεί την χρήση των φασμάτων ομοιότητας (semblance spectrums). Το μέγεθος της ομοιότητας  $S_T$  (semblance) ορίζεται ως:

$$S_T = \frac{\sum_t^{t+m\Delta} \left( \sum_{i=1}^N g_{ti} \right)^2}{\sum_t^{t+m\Delta} \sum_{i=1}^N (g_{ti})^2} \quad (3.26)$$

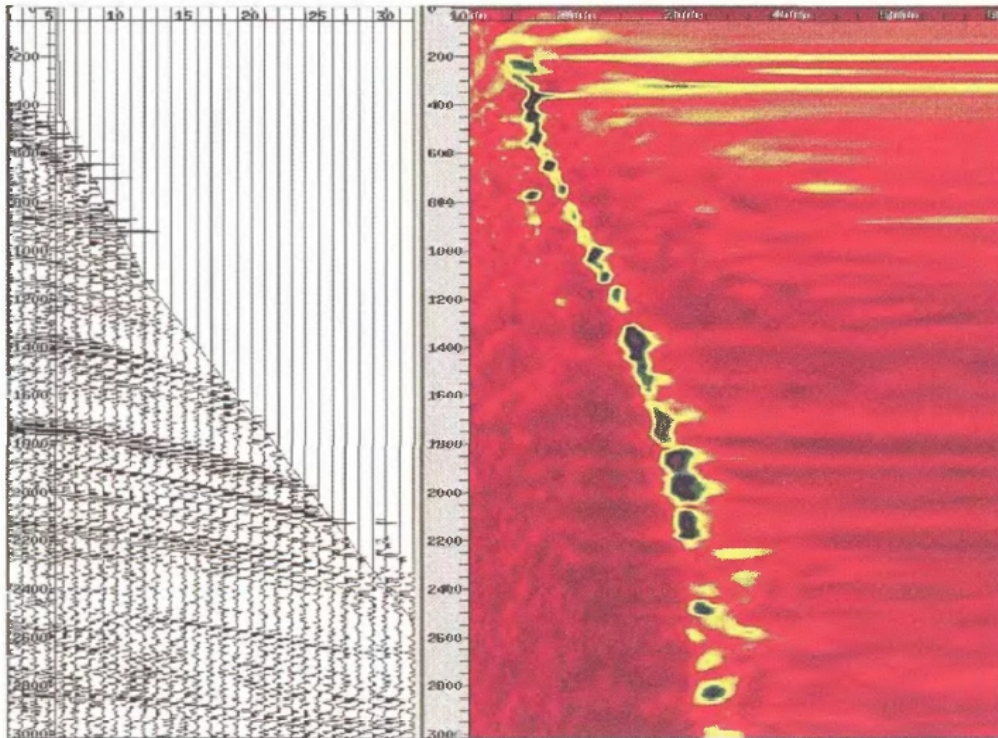
όπου,  $g_{ti}$  αποτελεί το πλάτος του εκάστοτε ίχνους  $i$  σε χρόνο  $t$ ,  $\sum g_{ti}$  το πλάτος του υπερτιθέμενου σήματος σε χρόνο  $t$ ,  $(\sum g_{ti})^2$  την ενέργεια του σήματος και  $t+m\Delta$  το χρονικό παράθυρο εντός του οποίου προσδιορίζεται το μέγεθος της ομοιότητας. Ουσιαστικά, η ομοιότητα εκφράζει τον λόγο της συνολικής ενέργειας του υπερτιθέμενου σήματος σε ένα συγκεκριμένο χρονικό παράθυρο, ως προς το άθροισμα της ενέργειας των εκάστοτε ίχνων εντός του ίδιου χρονικού παραθύρου (Sheriff – Geldart, 1995).

Η ομοιότητα συνδέεται στενά με το μέγεθος της συνάφειας  $C$  (coherence) το οποίο μαθηματικά εκφράζεται ως:

$$C_A = \frac{\sum_t^{t+m\Delta} \left| \sum_{i=1}^N g_{ti} \right|^2}{1 + m\Delta} \quad (3.27)$$

και προσδιορίζει τον βαθμό που τα εκάστοτε σήματα παρουσιάζουν την ίδια φάση. Όταν τα σήματα βρίσκονται εν φάσει, η σώρευση τους θα δημιουργήσει ένα σήμα μεγάλου πλάτους, ενώ αντιστρόφως όταν αυτά παρουσιάζουν διαφορά φάσης, το προκύπτον σήμα θα έχει μικρό πλάτος.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τα ανωτέρω, το μέγεθος της ομοιότητας θα παρουσιάζει μεγάλη τιμή για συναφή γεγονότα μεγάλου πλάτους αποτελώντας διαγνωστικό κριτήριο για τον προσδιορισμό των αφίξεων ανάκλασης καθώς και των ταχυτήτων σώρευσης (εικ. 3.9).



**Εικόνα 3.9:** Παράδειγμα ταξινόμησης κοινών μέσων σημείων (CMP Gather, αριστερή εικόνα) με το αντίστοιχο φάσμα ομοιότητας (δεξιά εικόνα). Τα έντονα χρωματισμένα σημεία αντιπροσωπεύουν σημεία με υψηλή τιμή συνάφειας. (Yilmaz, 2001).

Συνολικά, η διαδικασία που ακολουθείται ανάγεται στη δοκιμή διάφορων ταχυτήτων σώρευσης  $V_{st}$ , στην εισαγωγή των τελευταίων στην σχέση 2.2 και στην μέτρηση της συνάφειας μεταξύ των διορθωμένων πλέον ιχνών που πρόκειται να υπερτεθούν.

Η διαδικασία της ανάλυσης ταχυτήτων, λαμβάνει χώρα όταν τα ίχνη είναι ταξινομημένα κατά κοινό μέσο σημείο (CMP Sort), θεωρώντας ότι η κλίση των επιφανειών ανάκλασης είναι μικρή.

### 3.11 ΔΙΟΡΘΩΣΗ ΚΑΝΟΝΙΚΗΣ ΧΡΟΝΙΚΗΣ ΜΕΤΑΤΟΠΙΣΗΣ (NMO CORRECTION)

Από την ανωτέρω διαδικασία της ανάλυσης ταχυτήτων, δυνάμεθα να προσδιορίσουμε τις ταχύτητες διόρθωσης NMO, δηλαδή τις ταχύτητες που όταν εφαρμοστούν στις, υπερβολικής μορφής, αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης θα τις μετατρέψουν σε ευθείες γραμμές.

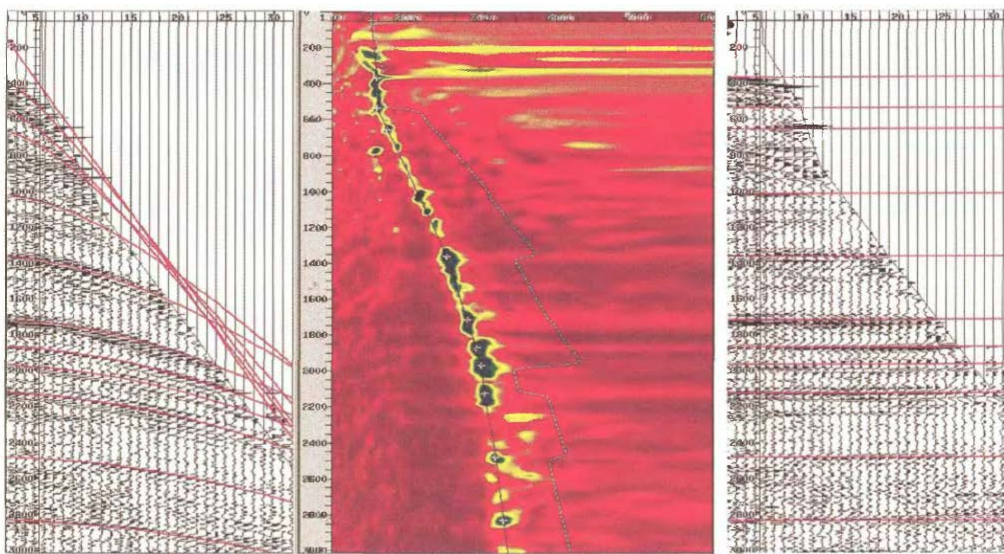
Στην πραγματικότητα όμως όπως αναφέραμε και στην παραπάνω παράγραφο, μέσω της ανάλυσης ταχυτήτων δεν προσδιορίζουμε τις ταχύτητες διόρθωσης NMO αλλά τις ταχύτητες σώρευσης. Συνεπώς, στις περισσότερες περιπτώσεις, θεωρούμε ότι τα δύο αυτά μεγέθη ταυτίζονται μεταξύ τους, θεωρώντας η οποία ισχύει όταν δεν υπάρχουν έντονες αλλαγές στην κλίση των επιφανειών ασυνέχειας ή έντονες μεταβολές της πλευρικής ταχύτητας.



Η διόρθωση NMO εφαρμόζεται για την εξαγωγή του χρόνου απόστασης μηδέν ( $t_0$ ):

$$t_0 = t_x^2 - \frac{x^2}{V_{rms}^2} \quad (3.28)$$

Παράδειγμα εφαρμογής της διόρθωσης NMO παρουσιάζεται στην κάτωθι εικόνα 3.10, όπου οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης (υπερβολικής μορφής) ύστερα από την επιλογή των κατάλληλων ταχυτήτων διόρθωσης NMO (διαδικασία picking), λαμβάνουν την μορφή ευθείας.



**Εικόνα 3.10:** Παράδειγμα διόρθωσης NMO των κοινών μέσων σημείων (CMP Gather, αριστερή εικόνα) με την βοήθεια του φάσματος ομοιότητας (κεντρική εικόνα). Τα διορθωμένα ίχνη παρουσιάζονται πλέον ως ευθείες γραμμές. (Yilmaz, 2001).

### 3.12 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ (RESIDUAL STATICS CORRECTIONS)

Οι υπολειπόμενες διορθώσεις (Residual Statics Corrections) αποτελούν αυτόματες διορθώσεις οι οποίες έχουν ως σκοπό την εξάλειψη των επιδράσεων που παρουσιάζουν μήκη κύματος μικρότερα του συνολικού αναπτύγματος της διάταξης (σε μερικές περιπτώσεις μικρότερες από την απόσταση δύο διαδοχικών δεκτών). Τυπικά, οι επιδράσεις προκαλούνται από τοπικές μεταβολές στην ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων χωρίς να είναι δυνατόν αυτές να περιγραφούν γεωμετρικά (Baker, 1999).

Συνήθως, οι υπολειπόμενες διορθώσεις εφαρμόζονται πριν από την τελική σώρευση των κυματομορφών, σε ίχνη που έχουν υποστεί διόρθωση κανονικής

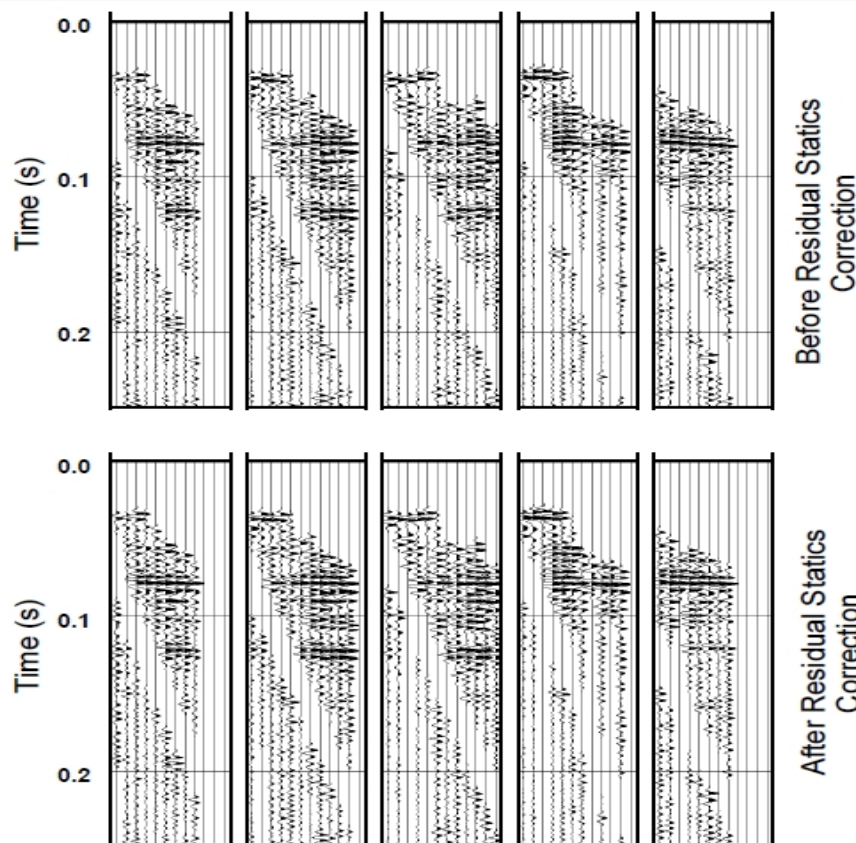


χρονικής μετατόπισης (NMO Correction) με σκοπό την εξομάλυνση των αποκλίσεων των ιχνών από την ευθεία.

Η εφαρμογή των διορθώσεων βασίζεται στην θεώρηση ότι οιαδήποτε χρονική καθυστέρηση προκαλείται από την θέση της πηγής – δεκτών στην επιφάνεια και όχι από την τροχιά των σεισμικών ακτίνων στο εσωτερικό της γης.

Αναγκαία συνθήκη όμως για την σωστή εφαρμογή των διορθώσεων αποτελεί η σχεδόν κατακόρυφη γωνία πρόσπτωσης των ανερχόμενων και κατερχόμενων ακτίνων. Η συγκεκριμένη συνθήκη βρίσκεται εν ισχύ στην μελέτη βαθέων δομών, αλλά δεν ισχύει πάντα στην μελέτη ρηχών δομών, με αποτέλεσμα η εφαρμογή των υπολειπόμενων διορθώσεων να μην παράγει πάντα εμφανή αποτελέσματα ή να παραλείπεται εντελώς (Baker, 1999).

Παράδειγμα εφαρμογής υπολειπόμενων διορθώσεων με ορατά αποτελέσματα παρουσιάζεται στην εικόνα 3.11, όπου βελτιώνεται η ευθυγράμμιση των NMO διορθωμένων κοινών μέσω σημείων.

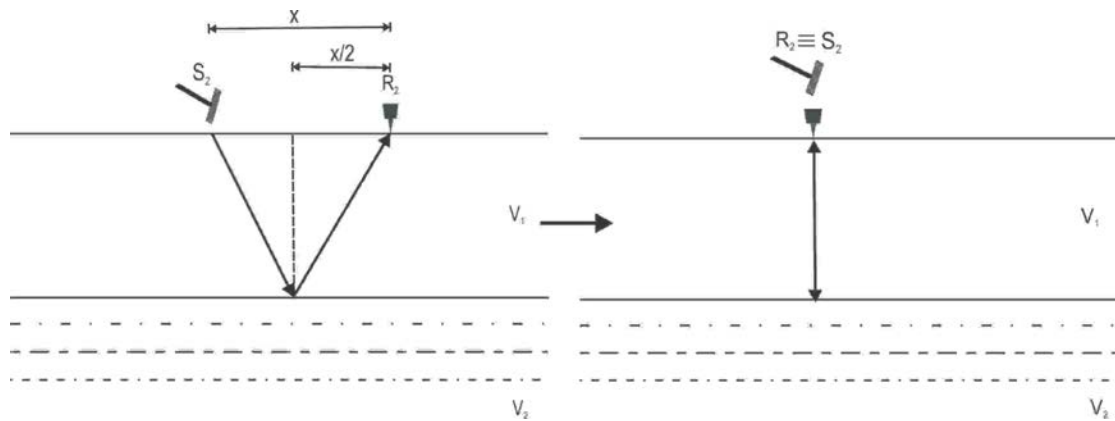


**Εικόνα 3.11:** Παράδειγμα εφαρμογής υπολειπόμενων διορθώσεων σε ίχνη κοινού μέσου σημείου που έχουν ήδη υποστεί διόρθωση χρονικής κανονικής μετατόπισης (NMO Correction). Είναι εμφανής η βελτίωση του ευθύγραμμου χαρακτήρα των ιχνών, γεγονός που θα οδηγήσει σε σημαντική βελτίωση της τελικής τομής. (Gregory S. Baker, 1999).

### 3.13 ΣΩΡΕΥΣΗ (STACKING)

Η σώρευση των κοινών μέσων σημείων (CMP Stack) αποτελεί την σημαντικότερη (και πολλές φορές την τελική) διαδικασία της επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, που αποσκοπεί στην αύξηση του λόγου σήματος/θορύβου και στην μεταβατική βελτίωση της εικόνας της τελικής τομής.

Το αποτέλεσμα της σώρευσης των κοινών μέσων σημείων που προηγουμένως έχουν υποστεί διόρθωση κανονικής χρονικής μετατόπισης (NMO Correction), αντιστοιχεί στο ίχνος που θα καταγραφόταν από έναν δέκτη του οποίου η θέση ταυτίζεται με αυτήν της πηγής, οι οποίοι τοποθετούνται στο μεσοδιάστημα της πραγματικής απόστασης μεταξύ πηγής – δέκτη (εικ. 3.12).

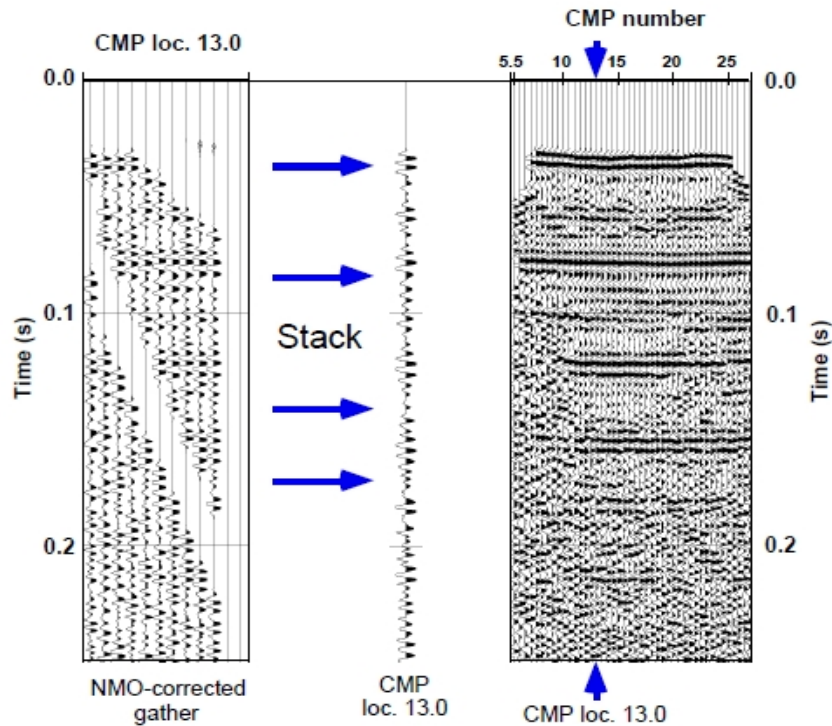


**Εικόνα 3.12:** Η διαδικασία της σώρευσης των κοινών μέσων σημείων παράγει το ίχνος που θα καταγραφόταν στην περίπτωση που η πηγή και δέκτης βρίσκονταν στην ίδια θέση (δεξιά εικόνα), η οποία αντιστοιχεί στο μεσοδιάστημα της αρχικής απόστασης μεταξύ πηγής δέκτη (αριστερή εικόνα).

Επιπλέον, η διαδικασία της σώρευσης όχι μόνο βελτιώνει τον λόγο σήματος/θόρυβο, αλλά δύναται να εξαλείψει και το φαινόμενο των πολλαπλών ανακλάσεων. Οι τελευταίες, εμφανίζουν μικρότερες ταχύτητες σώρευσης (ή ταχύτητες διόρθωσης NMO) σε σχέση με τις κύριες ανακλάσεις, με συνέπεια να μην παρουσιάζονται ως ευθείες ύστερα από την διόρθωση NMO, γεγονός που προκαλεί αποσβεστική συμβολή των ιχνών κατά την σώρευση.

Τέλος, η διαδικασία της σώρευσης θεωρεί ότι όλα τα ίχνη παρουσιάζουν την ίδια βαρύτητα με αποτέλεσμα το πλάτος του τελικού ίχνους να αποτελεί τον μέσο όρο των ιχνών που έλαβαν μέρος στην δημιουργία της τελικής κυματομορφής – ίχνους (εικ. 3.13) (Sheriff - Geldart 1995).

Με την διαδικασία της σώρευσης των ιχνών, ολοκληρώνεται η βασική επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Πολλές φορές όμως, και κυρίως στην μελέτη βαθέων δομών απαιτείται και η διαδικασία της χωροθέτησης (Migration) που δύναται να βελτιώσει αισθητά την εικόνα της τελικής υπεδαφικής τομής.



**Εικόνα 3.13:** Παράδειγμα σώρευσης κυματομορφών. Στην αριστερή εικόνα παρουσιάζεται μία συγκέντρωση κοινών μέσων σημείων (CMP Gather), για μία συγκεκριμένη θέση, η οποία έχει υποστεί διόρθωση NMO. Η σώρευση των CMP παρουσιάζεται στην μεσαία εικόνα με τις ενδεχόμενες επιφάνειες ανάκλασης να τονίζονται με μπλε βέλη. Η τελική τομή παρουσιάζεται αντιστοίχως στην δεξιά εικόνα. (Gregory S. Baker, 1999).

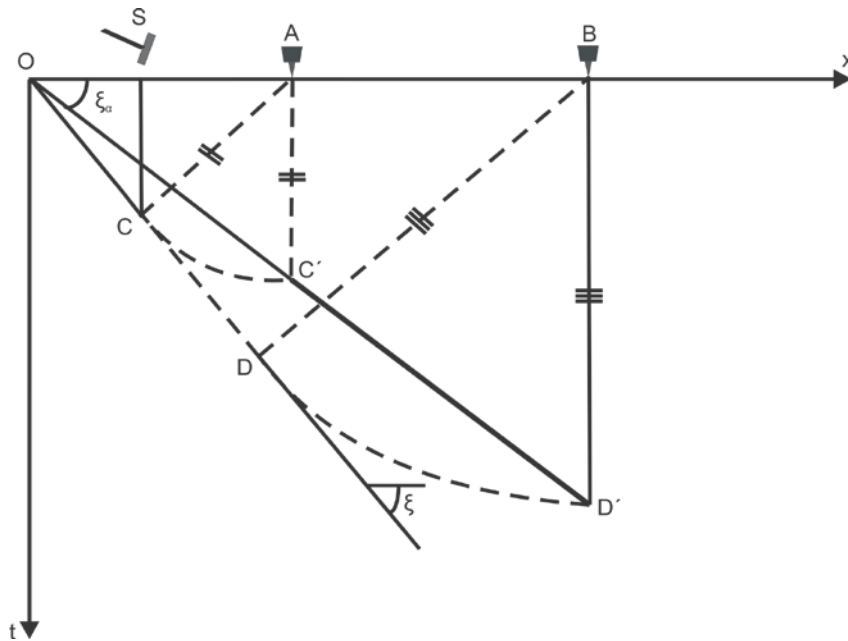
### 3.14 ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ (MIGRATION)

Τα σεισμικά δεδομένα πριν από την διαδικασία της χωροθέτησης (Migration) ανάγονται χωρικά ως προς τις συντεταγμένες των σεισμικών δεκτών. Η έννοια της χωροθέτησης ανάγεται στην επανατοποθέτηση των δεδομένων στις πραγματικές θέσεις ανάκλασης (Sheriff – Geldart, 1995).

Θεωρούμε το σχήμα της εικόνας 3.14, στο οποίο η ανακλώμενη σεισμική ακτίνα στο σημείο C ενός ανακλαστήρα κλίσης  $\xi$ , καταγράφεται στον δέκτη A και προβάλλεται στην λανθασμένη θέση C'. Γεωμετρικά, προκύπτει ότι:

$$\tan \xi_{\alpha} = \sin \xi \quad (3.29)$$

με  $\xi_{\alpha}$  να αποτελεί την φαινόμενη κλίση του φαινομένου ανακλαστήρα. Ο πραγματικός ανακλαστήρας παρουσιάζει κλίση  $\xi > \xi_{\alpha}$ , με το ευθύγραμμο τμήμα C'D' να μικραίνει στο τμήμα CD ύστερα από την χωροθέτηση. Η σχέση 3.29 καλείται εξίσωση χωροθέτησης.



**Εικόνα 3.14:** Η αρχή της χωροθέτησης (Migration). Η χωροθέτηση ενός υπεδαφικού τμήματος  $C'D'$  στο τμήμα  $CD$  προκαλεί μια αύξηση της κλίσης από  $\xi_\alpha$  σε  $\xi$ . (Τροποποιημένη εικόνα από Sheriff – Geldart, 1995).

Η διαδικασία της χωροθέτησης προϋποθέτει τις θέσεις της πηγής και του δέκτη να συμπίπτουν και γενικά λαμβάνει χώρα μετά την διαδικασία της σώρευσης. Αν και ο κύριος σκοπός της διαδικασίας αποτελεί την σωστή ως προς το βάθος τοποθέτηση των ανακλαστήρων, η ταχύτητα που απαιτείται για την μετατροπή από την διάσταση του χρόνου στην διάσταση του βάθους δεν είναι πάντα γνωστή. Ως αποτέλεσμα, η προκύπτουσα τομή δεν αντιπροσωπεύει απόλυτα το βάθος αλλά αντιστοιχεί σε μια επιμηκυμένη μορφή αυτού, προϋποθέτοντας ότι οι ταχύτητες μεταβάλλονται μόνο στην κατακόρυφη διάσταση (ως προς το βάθος, χωρίς πλευρικές μεταβολές) (Sheriff – Geldart, 1995).

Η χωροθέτηση βασίζεται στον προσδιορισμό της λύσης της συνάρτησης  $\psi(x,z,0)$  που αντιστοιχεί στην κίνηση υλικού σημείου επί της επιφάνειας ανάκλασης. Για την εύρεση αυτής χρησιμοποιούμε ποικίλες μεθόδους όπως την εξίσωση Kirchhoff (χωροθέτηση Kirchhoff), μέθοδοι που βασίζονται σε λύσεις στον χώρο  $f - \kappa$  (χωροθέτηση  $f - \kappa$ ) και μέθοδοι που βασίζονται σε λύσεις πεπερασμένων διαφορών.

Η πιο κοινή μέθοδος χωροθέτησης αποτελεί η χωροθέτηση  $f - \kappa$  (Stolt Migration) το θεωρητικό υπόβαθρο της οποίας παρουσιάζεται στην επόμενη παράγραφο.

### 3.14.1 ΧΩΡΟΘΕΤΗΣΗ ΣΤΟΝ ΧΩΡΟ ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ (STOLT MIGRATION)

Ο Stolt (1978), εισήγαγε την χωροθέτηση στον χώρο συχνότητας - κυματαριθμού χρησιμοποιώντας τον μετασχηματισμό Fourier. Η μέθοδος βασίζεται στην δισδιάστατη κυματική εξίσωση:

$$\frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} = V^2 \left( \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} \right) \quad (3.30)$$

Χρησιμοποιώντας τον τρισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier στην συνάρτηση  $\psi(x,z,t)$  καταλήγουμε στην έκφραση:

$$\begin{aligned} \psi(x, z, t) &\leftrightarrow \Psi(k_x, k_z, \omega) = \\ &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \psi(x, z, t) \exp[-j(k_x x + k_z z + \omega t)] dx dz dt \end{aligned} \quad (3.31)$$

Επιπλέον, βασιζόμενοι στην ιδιότητα του μετασχηματισμού Fourier:

$$\frac{d^n g(t)}{dt^n} \leftrightarrow (j\omega)^n G(\omega) \quad (3.32)$$

προκύπτουν τα εξής:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2} &\leftrightarrow (j\omega)^2 \Psi(k_x, k_z, \omega) \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} &\leftrightarrow (jk_x)^2 \Psi(k_x, k_z, \omega) \\ \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2} &\leftrightarrow (jk_z)^2 \Psi(k_x, k_z, \omega) \end{aligned} \quad (3.33)$$

Αντικαθιστώντας τις τελευταίες στην εξίσωση 3.30 καταλήγουμε στην:

$$\omega^2 - V^2(\kappa_x^2 + \kappa_z^2) = 0 \quad (3.34)$$

Εν συνεχεία, εφαρμόζοντας τον δισδιάστατο μετασχηματισμό Fourier οδηγούμαστε στην σχέση:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, t) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \psi(x, z, t) \exp[-j(k_x x + k_z z)] dx dz \quad (3.35)$$

η οποία έχει λύση την ακόλουθη:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, t) = \Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) e^{-j\omega t} \quad (3.36)$$

με τον πρώτο όρο του δεξιού μέλους να αποτελεί την συνάρτηση που απαιτείται να προσδιοριστεί. Για να την προσδιορίσουμε, αρχικά υπολογίζουμε τον μετασχηματισμό των δεδομένων ως προς τους όρους  $x$  και  $t$ . Κατά συνέπεια:

$$\Psi_{xt}(k_x, 0, \omega) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \psi(x, 0, t) \exp[-j(k_x x + \omega t)] dx dt \quad (3.37)$$

με τον αντίστροφο μετασχηματισμό να έχει την μορφή:

$$\psi(x, 0, t) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Psi_{xt}(k_x, 0, \omega) \exp[j(k_x x + \omega t)] dk_x d\omega \quad (3.38)$$

Από τις σχέσεις 3.37 και 3.38 λαμβάνουμε:

$$\psi(x, z, t) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) e^{-j\omega t} \exp[j(k_x x + k_z z)] dk_x dk_z \quad (3.39)$$

Συνεπώς:

$$\psi(x, 0, t) = \left(\frac{1}{2\pi}\right)^2 \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) \exp[j(k_x x + \omega t)] dk_x dk_z \quad (3.40)$$

Συγκρίνοντας τις σχέσεις 3.38 και 3.40, προκύπτει η ισότητα:

$$\Psi_{xt}(k_x, 0, \omega) d\omega = \Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) dk_z \quad (3.41)$$

η οποία γράφεται εναλλακτικά ως:

$$\Psi_{xz}(k_x, k_z, 0) = \Psi_{xt}(k_x, 0, \omega) \frac{d\omega}{dk_z} \sqrt{\Psi_{xt}(k_x, 0, \omega) \left[1 + \left(\frac{k_x}{k_z}\right)^2\right]^{-1/2}} \quad (3.42)$$

Καθώς ο όρος  $\Psi_{xt}(k_x, 0, \omega)$  είναι γνωστός από την σχέση 3.37, μπορούμε να προσδιορίσουμε τον αντίστοιχο  $\Psi_{xt}(k_x, k_z, 0)$  και μεταβατικά μέσω του αντίστροφου μετασχηματισμού Fourier τον  $\psi(x, z, 0)$ .

## 4. ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Όπως έχουμε αναφέρει στο κεφάλαιο 1, μια διαταραχή που παράγεται από μία σεισμική πηγή παράγει κύματα χώρου (P – S waves) και κάτω υπό συγκεκριμένες προϋποθέσεις, ελαστικά κύματα που διαδίδονται κατά μήκος της ελεύθερης επιφάνειας του μέσου διάδοσης και τα οποία καλούνται επιφανειακά κύματα (Rayleigh – Love Waves).

Ενώ στις κλασικές σεισμικές μεθόδους (σεισμική ανάκλαση – διάθλαση) τα επιφανειακά κύματα θεωρούνται ως θόρυβος χαμηλής συχνότητας (εδαφική κύλιση – ground roll), τα τελευταία 20 χρόνια έχουν αναπτυχθεί διάφορες τεχνικές που τα χρησιμοποιούν με απώτερο σκοπό την μελέτη της ρηχής υπεδαφικής δομής.

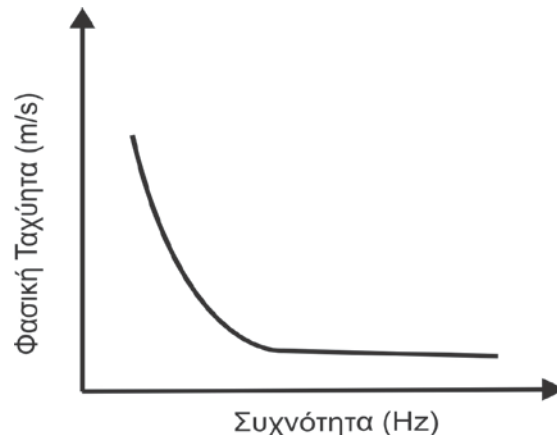
Πρόκειται για σεισμικές μεθόδους που βασίζονται στο φαινόμενο της γεωμετρικής διασποράς των επιφανειακών κυμάτων κατά την διάδοση τους εντός στρωματοειδούς ημιχώρου. Σκοπός των συγκεκριμένων μεθοδολογιών αποτελεί η παραγωγή των καμπύλων διασποράς, δηλαδή καμπύλων της φασικής ταχύτητας των κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας. Βασιζόμενοι σε αυτές τις καμπύλες και χρησιμοποιώντας κάποιες συγκεκριμένες τεχνικές αντιστροφής, είναι δυνατόν να παραχθεί ένα μονοδιάστατο ή δισδιάστατο μοντέλο της υπεδαφικής δομής, με προσδιορισμό τόσο της κατανομής των ταχυτήτων των διατμητικών κυμάτων  $V_s$  ως προς το βάθος όσο και του πάχους των γεωφυσικών – γεωλογικών σχηματισμών.

### 4.1 ΚΑΜΠΥΛΗ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ – ΤΡΟΠΟΙ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΚΥΜΑΤΩΝ RAYLEIGH – ΥΠΕΡΘΕΣΗ ΤΡΟΠΩΝ ΔΙΑΔΟΣΗΣ – ΦΑΙΝΟΜΕΝΗ ΦΑΣΙΚΗ ΤΑΧΥΤΗΤΑ

Όπως αναφέραμε και ανωτέρω, ο κύριος σκοπός της επεξεργασίας των δεδομένων επιφανειακών κυμάτων αποτελεί η παραγωγή της καμπύλης διασποράς που θα μας δώσει, μέσω αντιστροφής, ένα μοντέλο της υπεδαφικής δομής.

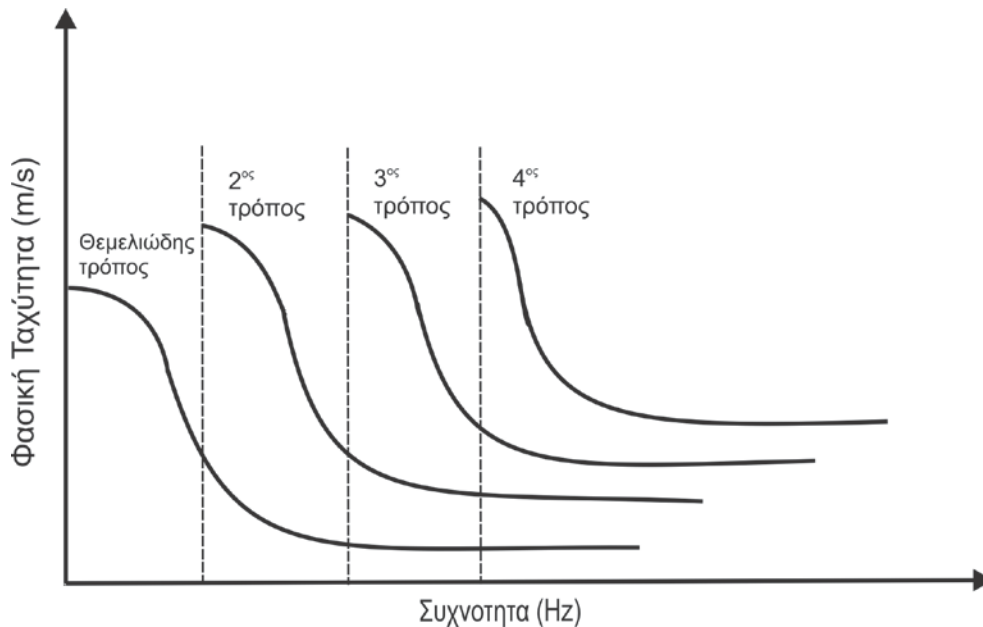
Τα κύματα υψηλών συχνοτήτων, έχοντας μικρά μήκη κύματος, παρουσιάζουν μικρές φασικές ταχύτητες λόγω της επιρροής αυτών από τα ρηχότερα τμήματα του μέσου. Αντιστρόφως, τα κύματα χαμηλότερων συχνοτήτων, έχοντας μεγάλα μήκη κύματος, επηρεάζονται περισσότερο από βαθύτερες δομές με αποτέλεσμα η φασική τους ταχύτητα να είναι μεγαλύτερη βαίνοντας ασυμπτωματικά στην ταχύτητα του ημιχώρου (εικ. 4.1).





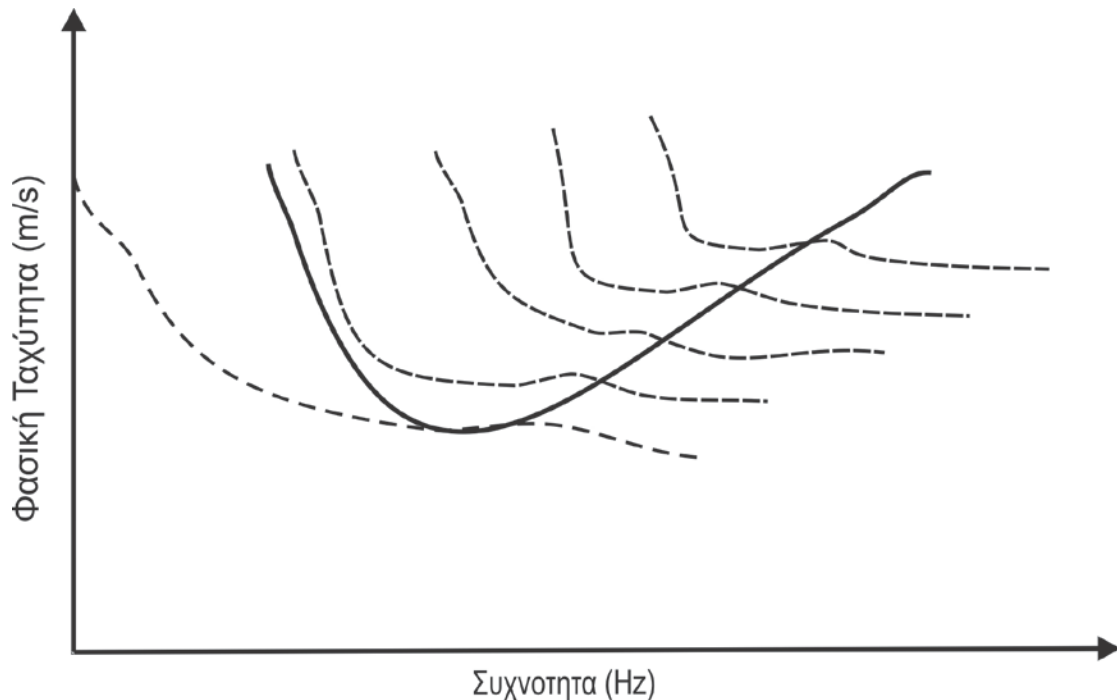
**Εικόνα 4.1:** Η καμπύλη διασποράς περιγράφει την διασπορά των επιφανειακών κυμάτων παρουσιάζοντας την συχνοτική εξάρτηση της φασικής ταχύτητας αυτών.

Γενικά, η διάδοση των κυμάτων Rayleigh αποτελεί ένα φαινόμενο πολλών τρόπων διάδοσης (modes of propagation). Ουσιαστικά, οι τρόποι διάδοσης αποτελούν το αποτέλεσμα της υπέρθεσης μεταξύ των προσπιπτόντων και ανακλωμένων κυμάτων εντός των διαφόρων διεπιφανειών. Μεταβατικά, είναι δυνατόν στην ίδια συχνότητα να αντιστοιχούν περισσότεροι του ενός τρόπου διάδοσης, διαφορετικού μήκους κύματος, οι οποίοι θα αντιπροσωπεύουν και διαφορετικές φασικές ταχύτητες. Ως αποτέλεσμα των ανωτέρω, η μορφή της καμπύλης διασποράς θα είναι τροποποιημένη (Strobbia, 2002). Όπως φαίνεται και στο κάτωθι σχήμα (εικ. 4.2) εμφανίζονται εκτός από τον θεμελιώδη τρόπο διάδοσης (fundamental mode of propagation) και ανώτεροι τρόποι σε ένα συγκεκριμένο φάσμα συχνοτήτων.



**Εικόνα 4.2:** Διαφορετικοί τρόποι διάδοσης κυμάτων Rayleigh (θεμελιώδης ή 1<sup>ος</sup>, 2<sup>ος</sup>, 3<sup>ος</sup> και 4<sup>ος</sup> τρόπος διάδοσης). Είναι εμφανές ότι οι τρόποι εμφανίζονται σε ένα συγκεκριμένο συχνοτικό φάσμα, ενώ στην ίδια συχνότητα μπορούν να συνυπάρχουν παραπάνω από ένας τρόποι διάδοσης. (Τροποποιημένη εικόνα από Strobbia, 2002).

Κατά την διάρκεια σεισμικής έρευνας με την χρήση επιφανειακών κυμάτων, παράγονται πολλοί τρόποι διάδοσης που παρουσιάζουν διαφορετική ταχύτητα μεταξύ τους. Επομένως, σε κάποια απόσταση από την πηγή, οι τρόποι αυτοί διαχωρίζονται και δύνανται να αναγνωρισθούν. Σε μικρές όμως αποστάσεις από την πηγή, οι τρόποι αυτοί βρίσκονται ακόμη σε υπέρθεση με αποτέλεσμα η διάκριση τους να κρίνεται πολύ δύσκολη. Ως αποτέλεσμα τούτου, η μετρηθείσα φασική ταχύτητα δεν αντιπροσωπεύει την πραγματική φασική ταχύτητα αλλά την φαινόμενη (Strobbia, 2002) (εικ. 4.3).



**Εικόνα 4.3:** Οι διαφορετικοί τρόποι διάδοσης κυμάτων Rayleigh (διακεκομμένες καμπύλες), στην περίπτωση που βρίσκονται σε σώρευση, επηρεάζουν την μετρηθείσα φασική ταχύτητα. Ως αποτέλεσμα τούτου, η προκύπτουσα φασική ταχύτητα δεν είναι πλέον η πραγματική αλλά η φαινόμενη (μαύρη συνεχής γραμμή). (Τροποποιημένη εικόνα από Strobbia, 2002).

Τέλος, η κατανομή της ενέργειας στους εκάστοτε τρόπους εξαρτάται από την στρωματογραφία στην θέση της σεισμικής διασκόπησης καθώς και από το είδος και την θέση της σεισμικής πηγής.

## 4.2 ΤΕΧΝΙΚΕΣ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

Η επεξεργασία των δεδομένων επιφανειακών κυμάτων, όπως και όλων των γεωφυσικών δεδομένων, αποσκοπεί στην εξαγωγή των χαρακτηριστικών της υπεδαφικής δομής. Το μέσο για τον προσδιορισμό της δομής αποτελεί η παραγωγή της καμπύλης διασποράς η οποία αντιπροσωπεύει την μεταβολή της φασικής

ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας. Από την καμπύλη διασποράς δύναται να υπολογισθεί τόσο η ταχύτητα διάδοσης των διατμητικών κυμάτων ( $V_s$ ) στο εκάστοτε μέσο όσο και το βάθος των επιφανειών ασυνέχειας.

Γενικά, η διαδικασία προσδιορισμού της υπεδαφικής δομής με την χρήση των επιφανειακών κυμάτων συνοψίζεται στα εξής στάδια (εικ. 4.5):

- Το στάδιο λήψης των δεδομένων
- Το στάδιο επεξεργασίας που ως σκοπό έχει την παραγωγή των καμπύλων διασποράς.
- Το στάδιο της αντιστροφής με παραγωγή ενός μοντέλου αντιπροσωπευτικού της υπεδαφικής δομής.

Κατά το στάδιο της λήψης των δεδομένων, η σεισμική διαταραχή παράγεται από μία πηγή, η οποία μπορεί να είναι είτε ενεργητική (Active: σεισμικό σφυρί – Vibroseis), φτάνοντας σε βάθη διερεύνησης συνήθως μέχρι τα 30 – 40 m, είτε παθητική (Passive: αστικές πηγές όπως κίνηση οχημάτων), όπου τα βάθη διερεύνησης είναι μερικά εκατοντάδες μέτρα. Η παραγόμενη διαταραχή καταγράφεται, ανάλογα με τον στόχο της διασκόπησης, από σεισμικούς δέκτες – γεώφωνα (ιδιοσυχνότητας 4 – 10 Hz), οριζόντιας ή κατακόρυφης συνιστώσας ή από επιταχυνσιόμετρα. Τέλος, τα καταγραφέντα σήματα μεταφέρονται στον ψηφιακό σειсмоγράφο, όπου αποθηκεύονται ψηφιακά για περαιτέρω ανάλυση.

Πρέπει να σημειώσουμε ότι η ποιότητα των καταγραφέντων δεδομένων, εξαρτάται τόσο από την γεωμετρική διάταξη της διασκόπησης όσο και από το είδος της σεισμικής πηγής. Η επιτυχία κατά την λήψη των δεδομένων ανάγεται, όπως και στο σύνολο των γεωφυσικών τεχνικών, στην παραγωγή και αποθήκευση δεδομένων που παρουσιάζουν υψηλό λόγο σήματος / θορύβου. Η τελευταία προϋπόθεση πολλές φορές δεν ισχύει, κυρίως λόγω ποικίλων πηγών θορύβου όπως κύματα χώρου και ανακλώμενα κύματα Rayleigh. Συνεπώς, κρίνεται σκόπιμη η επιλογή κατάλληλων γεωμετρικών διατάξεων που θα εξομαλύνουν θορύβους που θα υποβαθμίσουν την ποιότητα των δεδομένων.

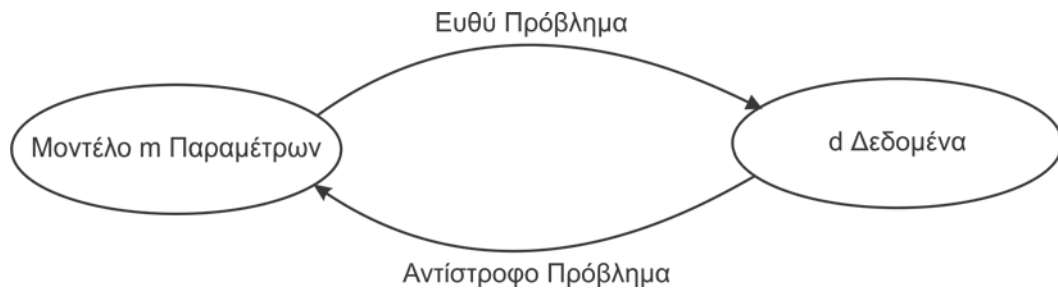
Κατά το στάδιο της επεξεργασίας, εφαρμόζονται συγκεκριμένες τεχνικές που θα παράγουν την καμπύλη διασποράς από το σειсмоγράφημα. Οι κυριότερες τεχνικές θα αναλυθούν διεξοδικά στο επόμενο υποκεφάλαιο (υποκ. 4.3).

Τέλος, κατά το στάδιο της αντιστροφής παράγεται ένα μοντέλο (μονοδιάστατο ή δισδιάστατο) της υπεδαφικής δομής, χρησιμοποιώντας το σύνολο των καμπύλων διασποράς.

Ο όρος ' Αντιστροφή ' ή γενικότερα ' Αντίστροφο Πρόβλημα ' (Inverse Problem) συναντάται στο σύνολο σχεδόν των γεωφυσικών τεχνικών και ορίζεται ως η εύρεση των παραμέτρων ενός φυσικού συστήματος μέσω της απόκρισης του ιδίου του συστήματος στην επιβληθείσα διαταραχή (εικ. 4.4).

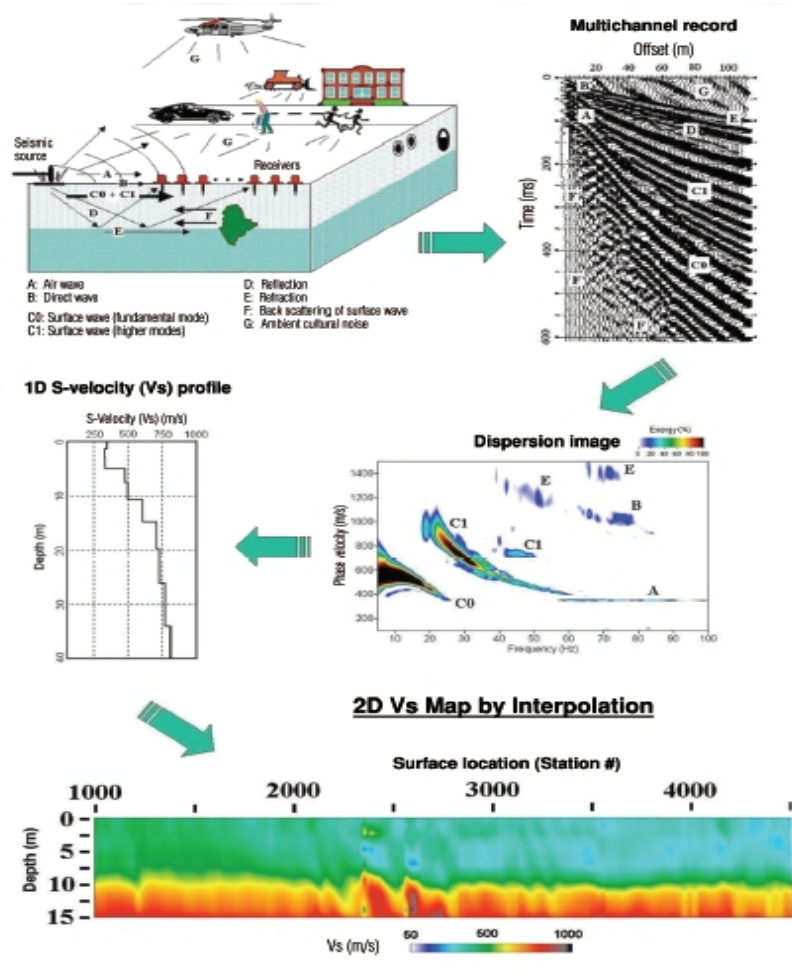
Η επίλυση του ' Αντιστρόφου Προβλήματος ' αποτελεί την αντίστροφη περίπτωση του ' Ευθέως Προβλήματος ' (Forward Problem). Το τελευταίο ορίζεται ως η εύρεση

της απόκρισης ενός φυσικού συστήματος του οποίου οι παράμετροι είναι γνωστοί με ακρίβεια (εικ. 4.4).



**Εικόνα 4.4:** Ο παραδοσιακός ορισμός του 'Ευθέως Προβλήματος' (Forward Problem) και του 'Αντιστρόφου Προβλήματος' (Inverse Problem). Για να επιλυθεί το Αντίστροφο Πρόβλημα χρησιμοποιούνται τα δεδομένα  $d$  και προσδιορίζεται το μοντέλο υπεδαφικής δομής  $m$ . Η αντίστροφη διαδικασία ακολουθείται για το 'Ευθύ Πρόβλημα'. (Τροποποιημένη εικόνα από Snieder R. and Trampert J., 1999).

Στην περίπτωση της μεθόδου των επιφανειακών κυμάτων, η απόκριση του συστήματος μελέτης αποτελεί η καμπύλη διασποράς η οποία οφείλει να αποδώσει ύστερα από την διαδικασία της αντιστροφής το μοντέλο της υπεδαφικής δομής. Ουσιαστικά, το μοντέλο της υπεδαφικής δομής καταδεικνύει την κατανομή της διατμητικής ταχύτητας καθώς και τα πάχη των σχηματισμών.



**Εικόνα 4.5:** Σχηματική αναπαράσταση των τριών σταδίων που απαιτούνται για τον προσδιορισμό της υπεδαφικής δομής με την χρήση επιφανειακών κυμάτων. Από την λήψη των δεδομένων και την εύρεση των αφίξεων των επιφανειακών κυμάτων, μέχρι την παραγωγή των καμπύλων διασποράς και την τελική δισδιάστατη απεικόνιση της υπεδαφικής δομής. (Choon B. Park, Richard D. Miller, Jianghai Xia, Julian Ivanov, 2007).

Όπως αναφέραμε και ανωτέρω, η επιτυχία της διαδικασίας εξαρτάται αποκλειστικά από το αν κυριαρχούν οι αφίξεις των κυμάτων Rayleigh σε σχέση με τα κύματα χώρου, συνθήκη που κρίνεται απαραίτητη για την αναγνώριση των πρώτων. Η συγκεκριμένη συνθήκη ικανοποιείται σε ορισμένη απόσταση από την πηγή, κυρίως λόγω της διαφορετικού τρόπου απόσβεσης των επιφανειακών κυμάτων σε σχέση με τα αντίστοιχα χώρου.

Εν γένει, η απόσβεση των σεισμικών κυμάτων ακολουθεί έναν απλό εκθετικό νόμο της ακόλουθης μορφής:

$$\frac{1}{r^n} = \begin{cases} 2 & \text{Για εγκάρσια και διατμητικά κύματα επί της επιφάνειας} \\ 1 & \text{Για κύματα χώρου εντός του μέσου διάδοσης} \\ 1/2 & \text{Για κύματα Rayleigh} \end{cases} \quad (4.1)$$

Στα επόμενα κεφάλαια, θα αναλυθούν λεπτομερώς οι δύο κυριότερες μέθοδοι επεξεργασίας των επιφανειακών ξεκινώντας από την μέθοδο της Φασματικής Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (Spectral Analysis of Surface Waves - SASW), που είναι και η παλαιότερη, και φτάνοντας στην εξέλιξη της Πολυκαναλική Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW).

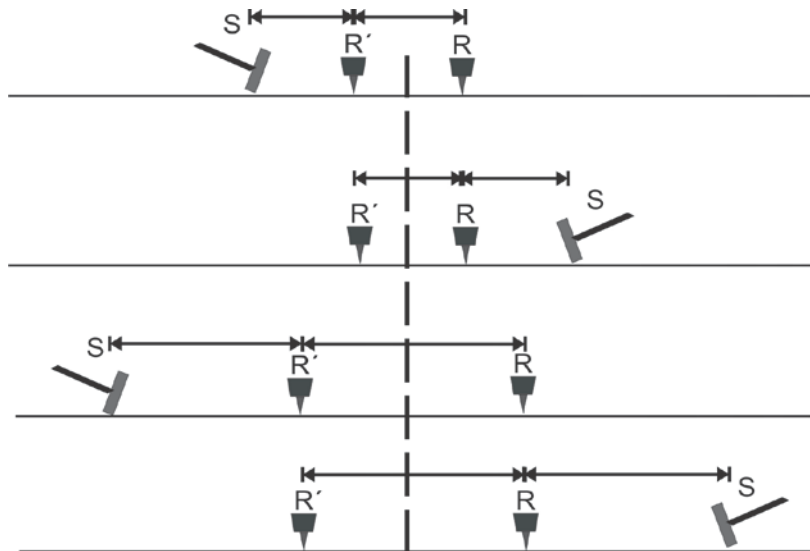
### **4.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – SASW)**

Η μέθοδος της Φασματικής Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (SASW) προτάθηκε την δεκαετία του 1980 από τους Stokoe και συνεργάτες (Nazarian and Stokoe 1984). Η συγκεκριμένη μέθοδος εφαρμόζει τεχνικές φασματικής ανάλυσης των σεισμικών κυμάτων.

Κατά το στάδιο λήψης των δεδομένων, χρησιμοποιείται μια πολυφασματική παροδική ωστική πηγή, καθώς και δύο σεισμικοί δέκτες με την απόσταση πηγής – πρώτου δέκτη να ταυτίζεται με την απόσταση των δεκτών μεταξύ τους. Στην πραγματικότητα, όπως και στην μέθοδο σεισμικής ανάκλασης, ένα ορισμένο παράθυρο συχνοτήτων καταγράφεται από τους σεισμικούς δέκτες, φαινόμενο το οποίο οφείλεται στην απόσβεση των συχνοτήτων συναρτήσει της απόστασης καθώς και σε επιδράσεις του εγγύς πεδίου. Συνεπώς, για να κατασκευαστεί η καμπύλη διασποράς και να καταγραφούν οι απαιτούμενες συχνότητες, μεταβάλλεται η απόσταση μεταξύ της πηγής – σεισμικών δεκτών ή χρησιμοποιούνται πηγές διαφορετικού συχνοτικού εύρους. Με αυτόν τον τρόπο, καλύπτεται ένα μεγάλο φασματικό παράθυρο, γεγονός που βοηθάει στην εξαγωγή λεπτομερέστερης καμπύλης διασποράς.

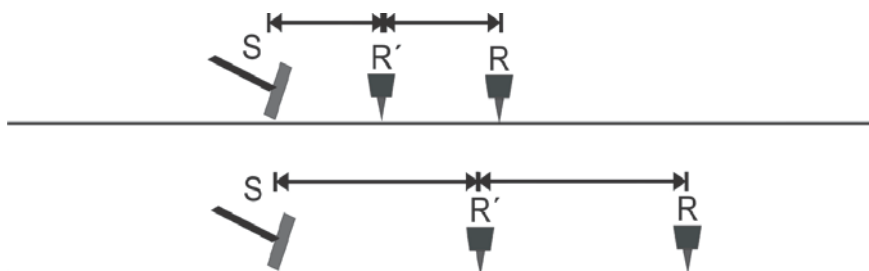
Σε γενικές γραμμές, κατά την διαδικασία λήψης των δεδομένων, χρησιμοποιούνται δύο κύριοι τύποι γεωμετρικών διατάξεων (Foti, 2000):

- Η διάταξη κοινού μέσου σεισμικών δεκτών: Κατά την διάταξη αυτή (εικ. 4.6), η πηγή μεταφέρεται εναλλάξ στα δύο άκρα της διάταξης με σκοπό την αναγνώριση κεκλιμένων στρωμάτων και πλευρικών μεταβολών.



**Εικόνα 4.6:** Διάταξη κοινού μέσου των σεισμικών δεκτών. (Τροποποιημένη εικόνα από Foti, 2000).

- Η διάταξη της κοινής πηγής (εικ. 4.7): Στην συγκεκριμένη διάταξη η θέση της πηγής παραμένει σταθερή με τους δύο σεισμικούς δέκτες να κινούνται. Μειονέκτημα της συγκεκριμένης διάταξης αποτελεί η απουσία ελέγχου πλευρικών μεταβολών και κεκλιμένων στρωμάτων.



**Εικόνα 4.7:** Διάταξη κοινής πηγής. (Τροποποιημένη εικόνα από Foti, 2000).

#### 4.3.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΦΑΣΜΑΤΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (SPECTRAL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – SASW)

Η επεξεργασία των δεδομένων με την μέθοδο της φασματικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων που οδηγεί στην παραγωγή της καμπύλης διασποράς, ανάγεται στην εύρεση της διαφοράς φάσης μεταξύ των ληφθέντων σημάτων στους δύο σεισμικούς δέκτες. Η συγκεκριμένη διαφορά φάσης προσδιορίζεται εύκολα ύστερα από τον μετασχηματισμό των σημάτων στο πεδίο της συχνότητας με την βοήθεια του μετασχηματισμού Fourier.

Πιο συγκεκριμένα, θεωρούμε δύο σήματα  $y_1(t)$  και  $y_2(t)$  που καταγράφονται από τους δύο σεισμικούς δέκτες. Χρησιμοποιώντας των μετασχηματισμό Fourier καταλήγουμε στα εξής:

$$\begin{aligned} y_1(t) &\rightarrow Y_1(f) = A_1(f)e^{i\varphi_1(f)} \\ y_2(t) &\rightarrow Y_2(f) = A_2(f)e^{i\varphi_2(f)} \end{aligned} \quad (4.2)$$

Η ζητούμενη διαφορά φάσης αποτελεί η σχέση  $\Delta\varphi = \varphi_2 - \varphi_1$ . Ο υπολογισμός της διαφοράς απαιτεί την εύρεση του φάσματος Cross Power δηλαδή του όρου:

$$G_{12}(f) = Y_1(f)\overline{Y_2(f)} = A_1A_2e^{i(\varphi_2-\varphi_1)} \quad (4.3)$$

Από την τελευταία σχέση προκύπτει ότι η διαφορά φάσης ισούται με:

$$\Delta\varphi = \tan^{-1}\left(\frac{\text{Im}(G_{12}(f))}{\text{Re}(G_{12}(f))}\right) \quad (4.4)$$

Έχοντας προσδιορίσει την διαφορά φάσης των δύο σημάτων στους σεισμικούς δέκτες, δυνάμεθα να υπολογίσουμε την φασική ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh λαμβάνοντας υπ' όψιν ότι όταν η απόσταση σεισμικών δεκτών είναι  $\Delta x$  και η μετρούμενη διαφορά φάσης ισούται με  $2\pi$  τότε το μήκος κύματος θα ισούται και αυτό με  $\Delta x$ . Ουσιαστικά, ισχύει η σχέση:

$$\frac{\Delta\varphi}{2\pi} = \frac{\Delta x}{\lambda} \quad (4.5)$$

Επομένως, καθώς τα μεγέθη  $\Delta x$  και  $\Delta\varphi$  είναι γνωστά, εύκολα προσδιορίζεται και ο όρος  $\lambda$ . Τελικά, οδηγούμαστε στην εύρεση της φασικής ταχύτητας σύμφωνα με την σχέση:

$$V_R = f\lambda_R \quad (4.6)$$

ή εναλλακτικά χρησιμοποιώντας τον κυματαριθμό  $k$ :



$$V_R = \frac{2\pi f}{\kappa} \quad (4.7)$$

#### 4.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – MASW)

Η μέθοδος της Πολυκαναλικής Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (Multichannel Analysis of Surface Waves – MASW) αποτελεί εξέλιξη της μεθόδου SASW. Η κύρια διαφορά της μεθόδου MASW αποτελεί η χρήση πολλών σεισμικών δεκτών που διατάσσονται κατά μήκος μιας σεισμικής γραμμής.

Πιο συγκεκριμένα, για την παραγωγή των επιφανειακών κυμάτων χρησιμοποιείται είτε μια πηγή δόνησης (Vibrator) ή μια παροδική πηγή (σεισμικό σφυρί), με τον πρώτο τύπο πηγής να προτιμάται ιδιαίτερα λόγω του ελέγχου της συχνότητας του παραγόμενου σήματος. Τα σεισμικά κύματα καταγράφονται από αριθμό δεκτών (12 – 24 – 48) χαμηλής ιδιοσυχνότητας ( $\leq 10$  Hz), ούτως ώστε να καταγράψουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τις αφίξεις των επιφανειακών κυμάτων. Αξίζει να σημειωθεί, ότι η γενική γεωμετρική διάταξη της μεθόδου ταυτίζεται σχεδόν με την αντίστοιχη της σεισμικής ανάκλασης (CMP Reflection Surveys).

Όσον αφορά τις βέλτιστες αποστάσεις μεταξύ της πηγής – σεισμικών δεκτών και το συνολικό μήκος της διάταξης, κρίνονται σαφώς από το βάθος του υπεδάφικου στόχου. Για την απόσταση μεταξύ πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη  $x_1$  (Near Offset – εικ. 4.8), πρέπει να ικανοποιείται η σχέση (Stokoe et al., 1994):

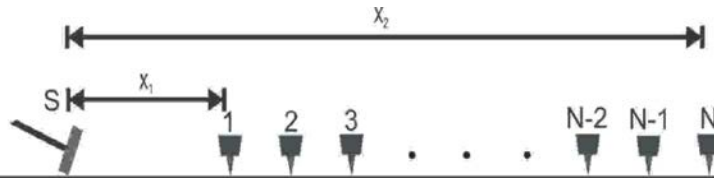
$$x_1 \geq 0.5\lambda \quad (4.8)$$

ή εναλλακτικά:

$$x_1 \geq z_{max} \quad (4.9)$$

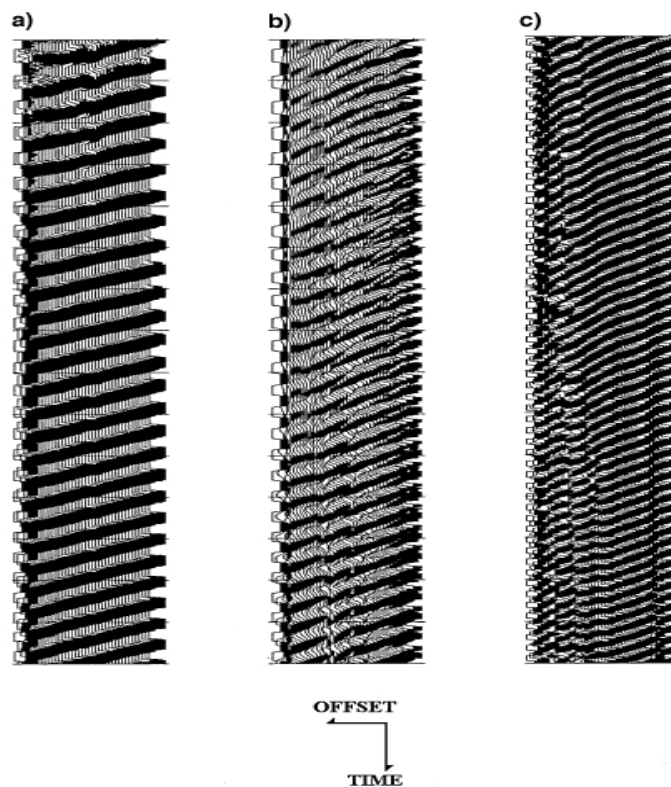
Οι ανωτέρω ισότιμες συνθήκες πρέπει να ικανοποιούνται καθώς μόνο μετά από μια απόσταση  $x_1$  τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται ως επίπεδα κύματα.

Τέλος, η απόσταση μεταξύ πηγής - τελευταίου σεισμικού δέκτη  $x_2$  (Far Offset – εικ. 4.8), συνδέεται με την μέγιστη καταγραφείσα συχνότητα  $f_{max}$ , η οποία με την σειρά της σχετίζεται με το πάχος του επιφανειακού στρώματος  $H_1$ .



**Εικόνα 4.8:** Γενικό σχήμα της διάταξης που εφαρμόζεται στην μέθοδο MASW, με  $x_1$  απόσταση πηγής - πλησιέστερου σεισμικού δέκτη (Near Offset) και  $x_2$  απόσταση πηγής - τελευταίου σεισμικού δέκτη (Far Offset).

Όπως γνωρίζουμε, τα υψηλού συχνοτικού περιεχομένου επιφανειακά κύματα αποσβεννύονται πολύ γρήγορα συναρτήσει της απόστασης από την πηγή. Συνεπώς, εάν το συνολικό ανάπτυσμα της διάταξης είναι πολύ μεγάλο, υπάρχει σοβαρό ενδεχόμενο τα υψίσυχνα επιφανειακά κύματα να επικαλύπτονται από τα κύματα χώρου. Το συγκεκριμένο φαινόμενο δύναται να αλλάξει τον ευθύγραμμο χαρακτήρα των αφίξεων των επιφανειακών κυμάτων λόγω της συμβολής μεταξύ αυτών και των υψηλής ταχύτητας κυμάτων χώρου (Park, Miller, Xia, 1999) (εικ. 4.9). Επιπλέον, καθορίζει το κατώφλι της  $f_{max}$  και μεταβατικά της μετρούμενης φασικής ταχύτητας.



**Εικόνα 4.9:** Τρία παραδείγματα πραγματικών μετρήσεων (πηγή Vibroseis) με διαφορετικό βαθμό ποιότητας δεδομένων. Στο παράδειγμα α), οι αφίξεις των επιφανειακών κυμάτων (εδafική κύλιση - ground roll) παρουσιάζουν πολύ καλό ευθύγραμμο χαρακτήρα γεγονός που πιστοποιεί την καλή ποιότητα των δεδομένων. Στο παράδειγμα β), παρουσιάζεται η επίδραση του εγγύς πεδίου (Near Field Effect) με αφίξεις χαμηλού ενεργειακού περιεχομένου. Τέλος, στο παράδειγμα γ), εμφανίζεται η επίδραση του συνολικού αναπτύγματος της διάταξης (Far Offset Effect) με σταδιακή μείωση των κλίσεων σε σχέση με προηγούμενες αφίξεις στις χαμηλές συχνότητες. Η απόσταση πηγής - πλησιέστερου σεισμικού δέκτη είναι α) 27 m, β) 1.8 m και γ) 89 m. (Choon B. Park, Richard D. Miller, and

Jianghai Xia, 1999).

Όπως αναφέραμε και ανωτέρω, η μέγιστη καταγραφείσα συχνότητα  $f_{max}$ , συνδέεται με το πάχος του πρώτου στρώματος  $H_1$  σύμφωνα με την σχέση:

$$H_1 \geq 0.5\lambda_{min} = 0.5C_{min}/f_{max} \quad (4.10)$$

όπου  $C_{min}$ ,  $\lambda_{min}$ , οι ελάχιστες τιμές της φασικής ταχύτητας και του μήκους κύματος αντίστοιχα. Ουσιαστικά, εκ της ανωτέρω σχέσης 4.10 μπορούμε να εκτιμήσουμε το ελάχιστο πάχος του ρηχότερου στρώματος.

Πρέπει όμως να τονίσουμε ότι αν και η τελική τομή, εκ της αντιστροφής των καμπύλων διασποράς, δύναται να εμφανίζει ρηχότερα στρώματα με μικρότερο πάχος από το  $H_1$ , στην πραγματικότητα οι υπολογισθείσες ταχύτητες  $V_s$  δεν είναι σε καμία περίπτωση αντιπροσωπευτικές της ρηχής υπεδαφικής δομής και κρίνονται αναξιόπιστες.

#### 4.4.1 ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΜΕ ΤΗΝ ΜΕΘΟΔΟ ΤΗΣ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΙΚΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ ΤΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ (MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – MASW)

Η επεξεργασία των δεδομένων επιφανειακών κυμάτων με την μέθοδο MASW, απαιτεί, όπως και στην μέθοδο SASW, την εξαγωγή των καμπύλων διασποράς και την αντιστροφή αυτών για την δημιουργία ενός δισδιάστατου μοντέλου αντιπροσωπευτικού της υπεδαφικής δομής.

Η παραγωγή των καμπύλων διασποράς από τα καταγραφέντα επιφανειακά κύματα, αποτελεί το πιο σημαντικό τμήμα της ανάλυσης των δεδομένων με την μέθοδο MASW. Η ακρίβεια και εν τέλει η μορφή της καμπύλης διασποράς εξαρτάται από τον τρόπο διαχωρισμού – εξαγωγής των αφίξεων των επιφανειακών κυμάτων από το υπόλοιπο σειсмоγράφημα.

Υπάρχουν αρκετοί τρόποι ανάλυσης των δεδομένων για την παραγωγή των καμπύλων διασποράς (θεμελιώδους και υψηλότερων τρόπων) όπως η χρήση του φάσματος συχνότητας - κυματαριθμού ( $f - k$  spectrum) καθώς και ο μετασχηματισμός βραδύτητας – συχνότητας ( $p - w$  transformation, McMechan and Yedlin, 1981). Στην συγκεκριμένη περίπτωση, θα αναπτύξουμε την μέθοδο που προτάθηκε από τους Park, C. B., Xia, J., and Miller, R. D, το 1998.

Θεωρούμε ένα σειсмоγράφημα στον χώρο απόστασης – χρόνου ( $x - t$ ). Χρησιμοποιώντας τον μετασχηματισμό Fourier για να μεταφερθούμε στον χώρο απόστασης - συχνότητας ( $x - w$ ) καταλήγουμε στην έκφραση:

$$U(x, w) = \int u(x, t) \exp(iwt) dt \quad (4.11)$$

Ο όρος  $U(x, w)$  δύναται να εκφραστεί ως ένα γινόμενο δύο παραγόντων:

$$U(x, w) = P(x, w)A(x, w) \quad (4.12)$$

όπου  $P(x, w)$ ,  $A(x, w)$  αποτελούν τους όρους της φάσης και του πλάτους αντίστοιχα. Ουσιαστικά, ο όρος  $P(x, w)$  μας δίνει πληροφορίες για την διασπορά, ενώ ο  $A(x, w)$  για την απόσβεση του κύματος. Κατά συνέπεια, ο  $U(x, w)$  μπορεί να εκφραστεί ως:

$$U(x, w) = e^{-i\Phi x} A(x, w) \quad (4.13)$$

με  $\Phi = w/C_w$ ,  $w$  συχνότητα σε ακτίνια και  $C_w$  η φασική ταχύτητα για την συχνότητα  $w$ . Έπειτα, χρησιμοποιώντας τον ακόλουθο μετασχηματισμό στον  $U(x, w)$  προσδιορίζουμε τον όρο  $V(w, \varphi)$ :

$$\begin{aligned} V(w, \varphi) &= \int e^{i\varphi x} \left[ \frac{U(x, w)}{|U(x, w)|} \right] dx = \\ &= \int e^{-i(\Phi - \varphi)x} \left[ \frac{A(x, w)}{|A(x, w)|} \right] dx \end{aligned} \quad (4.14)$$

Ο ανωτέρω μετασχηματισμός δύναται να θεωρηθεί ως το άθροισμα κυματικών πεδίων μιας συχνότητας για διαφορετικές αποστάσεις από την πηγή. Τα κυματικά πεδία έχουν πρώτα διορθωθεί ως προς την διαφορά φάσης  $\varphi$ , που οφείλεται στις διαφορετικές αποστάσεις πηγής – σεισμικών δεκτών, θεωρώντας μια φασική ταχύτητα  $C_w = w/\varphi$ . Για να εξασφαλίσουμε την ισόποση συνεισφορά των κυματικών πεδίων διαφορετικών αποστάσεων στο άθροισμα, ο όρος  $U(x, w)$  κανονικοποιείται ως προς την απόσταση αντισταθμίζοντας την επίδραση της απόσβεσης και της σφαιρικής απόκλισης. Κατά συνέπεια, για μία συγκεκριμένη συχνότητα  $w$ , ο όρος  $V(w, \varphi)$  θα παρουσιάζει μέγιστο μόνο αν:

$$\varphi = \Phi = \frac{w}{C_w} \quad (4.15)$$

καθώς ο όρος  $A(x,w)$  θεωρείται θετικός πραγματικός αριθμός. Έτσι, για μία τιμή του  $\phi$  όπου παρατηρείται μέγιστο της  $V(w,\phi)$ , η φασική ταχύτητα δύναται να προσδιοριστεί.

Η κατασκευή των καμπύλων διασποράς ολοκληρώνεται με τον μετασχηματισμό του  $V(w,\phi)$  στο πεδίο  $I(w,C_w)$ , χρησιμοποιώντας την σχέση  $C_w = w/\phi$ . Στο πεδίο  $I(w,C_w)$  θα εμφανίζονται μέγιστα κατά τον άξονα  $C_w$  για μία δεδομένη συχνότητα  $w$ . Επομένως για διαφορετικές συχνότητες  $w$ , παράγονται οι ζητούμενες καμπύλες διασποράς (θεμελιώδης και υψηλότερου τρόπου).

## *ΠΡΑΚΤΙΚΟ ΜΕΡΟΣ*

## 5. ΠΕΡΙΟΧΗ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΕΡΕΥΝΑΣ – ΙΣΘΜΟΣ ΚΟΡΙΝΘΟΥ

### 5.1 ΓΕΩΛΟΓΙΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η διώρυγα της Κορίνθου αποτελεί μια τάφρο ανάμεσα στους ορεινούς όγκους των Γερανείων από την πλευρά της Στερεάς Ελλάδος (Βορειοανατολικά) και των Ονείων ορέων από την πλευρά της Πελοποννήσου (Νοτιοδυτικά). Παρουσιάζει μήκος περίπου 6.4 Km και πλάτος περί τα 24.5 m. Τα πρανή της εμφανίζουν μία μέση κλίση 75° και ύψος 79 m πάνω από το επίπεδο της θάλασσας και 8 m κάτω από αυτήν.

Ως υπόβαθρο της ευρύτερης περιοχής του Ισθμού, εμφανίζεται η αυτόχθονη ενότητα Τριπόλεως καθώς και τα πετρώματα μεταβατικού χαρακτήρα μεταξύ των ενοτήτων Πίνδου και Υποπελαγονικής. Στην στενή περιοχή του Ισθμού όμως, και συγκεκριμένα στα κατώτερα τμήματα αυτού παρατηρούνται νεότεροι μεταλπικοί σχηματισμοί κυρίως μάργες, μαργαικοί ασβεστόλιθοι με ψαμμίτες Πλειοκαινικής ηλικίας. Προς τα ανώτερα τμήματα του Ισθμού, συναντώνται κροκαλοπαγή και ψαμμίτες Πλειστοκαινικής ηλικίας και τέλος στα ανώτατα τμήματα εμφανίζονται οι πρόσφατες αποθέσεις αργίλων, άμμων καθώς και τεχνητών αποθέσεων που προήλθαν από τη διάνοιξη αυτού. Όπως φαίνεται και στην εικόνα 5.1, που αντιπροσωπεύει τους πετρολογικούς σχηματισμούς που εμφανίζονται στα πρανή της διώρυγας, οι μαργές της Κορίνθου επικρατούν.



**Εικόνα 5.1:** Γεωλογική τομή κατά μήκος του Ισθμού της Κορίνθου (από Collier 1990 – Τροποποίηση).

### 5.2 ΤΕΚΤΟΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ

Η διώρυγα της Κορίνθου θεωρείται από το Πλειόκαινο και μετά ως ένα κέρασ εντός της τάφρου της Κορίνθου που άλλοτε ανυψωνόταν και άλλοτε βυθιζόταν. Η περιοχή του Ισθμού ανυψώθηκε κατά την διάρκεια διαδοχικών τεκτονικών επεισοδίων προκαλώντας την ανάδυση των παράκτιων άμμων, των κροκαλοπαγών καθώς και των υποκείμενων μαργών της Κορίνθου Πλειοκαινικής ηλικίας. Γενικά, η σημερινή

εικόνα του Ισθμού προέκυψε από τα εξής στάδια γεωδυναμικής εξέλιξης (Sebrier 1977):

- Μία φάση εφελκυσμού κατά το Πλειο – Πλειστόκαινο με αποτέλεσμα τη δημιουργία υποκατακόρυφων κανονικών ρηγμάτων με διεύθυνση E – W προς ENE - WSW.
- Μία φάση εφελκυσμού από το μέσο Πλειστόκαινο μέχρι σήμερα, με την επενεργοποίηση παλαιών κανονικών ρηγμάτων ή τον σχηματισμό καινούργιων ίδιας διεύθυνσης με τα παλαιότερα.

Σύμφωνα με τον Freyberg (1973), η περιοχή του Ισθμού φαίνεται να σχηματίζεται από αντίθετα στρεφόμενα τεκτονικά μπλοκ, με το βόρειο σύστημα αυτών να στρέφεται προς τα δυτικά και το νότιο προς τα ανατολικά, ενώ μεταξύ των παρεμβάλλεται μία ουδέτερη ζώνη.

Με την χρήση γεωδαιτικών μετρήσεων επιβεβαιώνεται η άποψη του Freyberg (1973), ήτοι ότι η παράμορφωση συνδέεται με φαινόμενα στρέψης, παρά το γεγονός ότι τα ρήγματα της περιοχής είναι κανονικά, γεγονός που θα οδηγούσε στην θεώρηση ότι το κύριο αίτιο της παραμόρφωσης ήταν ο εφελκυσμός.

Όσον αφορά τα γεωτεχνικά χαρακτηριστικά της διώρυγας της Κορίνθου, οι Andrikoroulou et al (1988), ταξινομήσαν τους γεωλογικούς σχηματισμούς σε τέσσερις κύριες γεωτεχνικές ενότητες. Επιπροσθέτως, κατέγραψαν συνολικά πάνω από 50 ρήγματα, τα περισσότερα των οποίων παρουσίασαν δράση κατά το Πλειστόκαινο, με τις σχετικές τους κινήσεις να δύνανται να παρατηρηθούν και στις δύο πλευρές της διώρυγας. Τα ρήγματα, παρουσιάζουν γενικά διεύθυνση A – Δ, έχοντας κλίση από 60° - 90°.

Τέλος, σε διεύθυνση παράλληλη με τα κύρια ρήγματα, αναπτύσσεται ένα σύστημα υποκατακόρυφων διαρρήξεων, οι οποίες παρουσιάζονται με συχνότητα 2-4 m, έχουν επιφάνεια λεία, επίπεδη ή κυματοειδής ενώ παρουσιάζονται πληρωμένες με ασβεστιτικό ή αργιλικό υλικό (Christoulas et al. 1984).

### **5.3 ΕΔΑΦΟΤΕΧΝΙΚΑ ΧΑΡΑΚΤΗΡΙΣΤΙΚΑ ΤΗΣ ΠΕΡΙΟΧΗΣ ΜΕΛΕΤΗΣ**

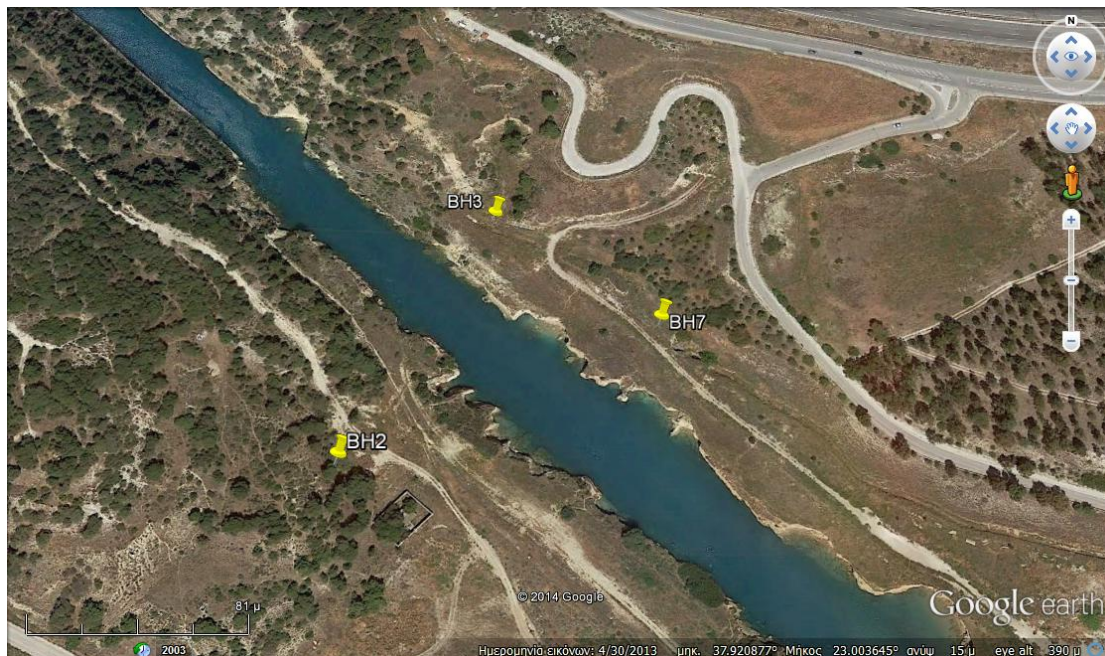
Στην περιοχή έρευνας έχουν πραγματοποιηθεί στο παρελθόν αριθμός δειγματοληπτικών γεωτρήσεων αποσαφηνίζοντας τοπικά την ρηχή δομή του Ισθμού της Κορίνθου, με σκοπό την διέλευση τμήματος αγωγού φυσικού αερίου υψηλής πίεσης. Επιπλέον, στα σημεία των γεωτρήσεων, έλαβαν χώρα επί τόπου δοκιμές Crosshole και Downhole με σκοπό τον υπολογισμό της ταχύτητας διάδοσης των διατμητικών κυμάτων  $V_s$  και διαμήκων κυμάτων  $V_p$  και μεταβατικά τον υπολογισμό των αντίστοιχων εδαφικών δυναμικών χαρακτηριστικών. Οφείλουμε να τονίσουμε ότι γεωτρητικές εργασίες έγιναν από την τεχνική εταιρία ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε.

Οι επί τόπου δοκιμές Crosshole και Downhole πραγματοποιήθηκαν μετά από ανάθεση στην ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε. (Τεχνική Έκθεση, 2010).

Η ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε. ύστερα από έγκριση της Δ.Ε.Σ.Φ.Α. Α.Ε, μας παρείχε τα στοιχεία τριών δειγματοληπτικών γεωτρήσεων (BH-2, BH-3, BH-7, εικ. 5.2) καθώς



και την τεχνική έκθεση με τα αποτελέσματα από τις επί τόπου δοκιμές Crosshole και Downhole για τις θέσεις ΒΗ2 και ΒΗ7.



**Εικόνα 5.2:** Θέσεις των τριών δειγματοληπτικών γεωτρήσεων των οποίων τα στοιχεία μας δόθηκαν από την ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε (2010).

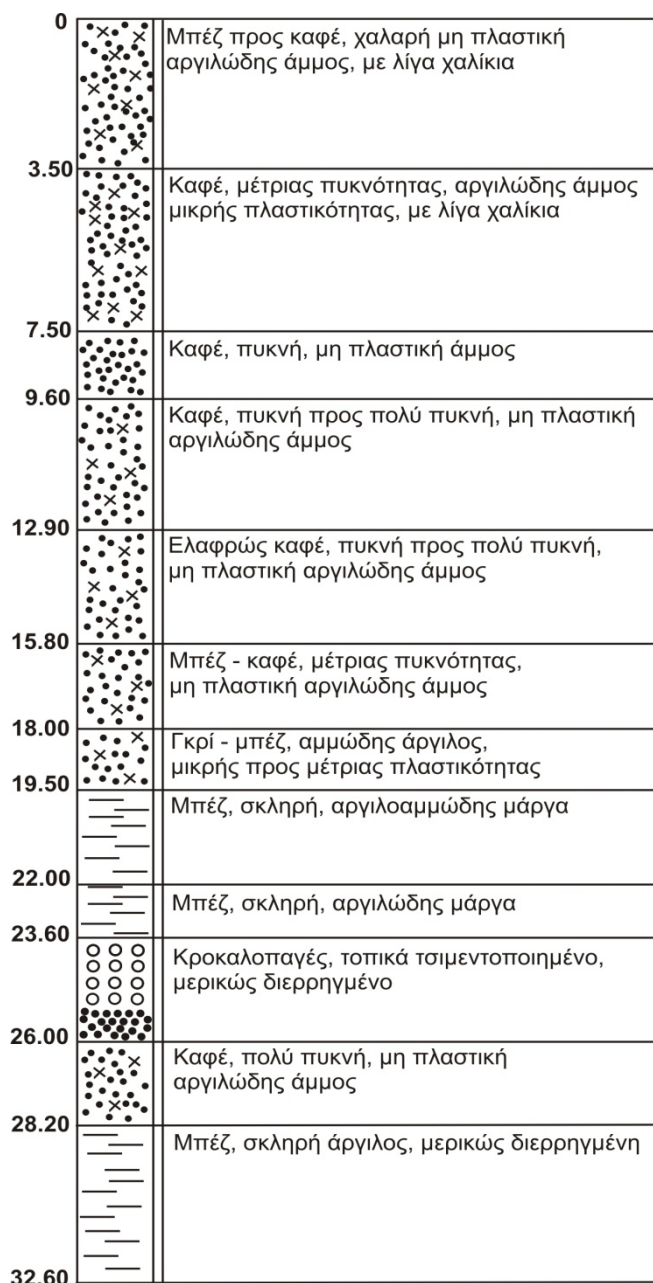
Λαμβάνοντας υπ' όψιν τα αποτελέσματα από τις δοκιμές Crosshole – Downhole, τα γεωλογικά στοιχεία από τις κολώνες των γεωτρήσεων, και κυρίως την θέση των τελευταίων, αποφασίστηκε η χάραξη της σεισμικής γραμμής να βρίσκεται πλησίον της γεώτρησης με αριθμό ΒΗ7 (εικ. 5.3).



**Εικόνα 5.3:** Χάραξη της σεισμικής γραμμής λαμβάνοντας υπ' όψιν τα χαρακτηριστικά της γεώτρησης BH7.

Τα στοιχεία της δειγματοληπτικής γεώτρησης BH-7 παρουσιάζονται στην κάτωθι στρωματογραφική στήλη (εικ. 5.4), ενώ τα αποτελέσματα από τις δοκιμές Crosshole και Downhole στους πίνακες 5.1 – 5.2. Όπως ήταν αναμενόμενο, η στρωματογραφική στήλη έρχεται σε συμφωνία με την γεωλογία της περιοχής καθώς μέχρι το βάθος των 26 m επικρατούν οι πρόσφατες αποθέσεις αργίλων, άμμων και κροκαλοπαγών. Όσον αφορά την κατανομή των σεισμικών ταχυτήτων εκ των επί τούτου σεισμικών δοκιμών, και κυρίως των ταχυτήτων διατμητικών κυμάτων  $V_s$ , αυτή μεταβάλλεται αρκετά έντονα στα βάθη περίπου των 16 m (εντός της μη – πλαστικής αργιλώδους άμμου), των 23 m (σχεδόν στην επαφή μάργας - κροκαλοπαγούς), των 26 m (επαφή κροκαλοπαγούς – αργιλώδους άμμου) και περίπου των 30 m (εντός του σχηματισμού της μάργας).

Συνεπώς, στην περίπτωση που υπάρχει τόσο πλευρική συνέχεια των πετρολογικών σχηματισμών που περιγράφονται στην γεώτρηση και των ταχυτήτων που περιγράφονται από τις αντίστοιχες δοκιμές Crosshole – Downhole, όσο και ενεργειακή επάρκεια με κατάλληλο συχνοτικό περιεχόμενο, τότε ενδεχομένως να είναι η δυνατή η αναγνώριση μερικών, αν όχι όλων, από τους συγκεκριμένους ανακλαστήρες στις καταγραφές.



**Εικόνα 5.4:** Στρωματογραφική στήλη των πρώτων 32.6 m έτσι όπως προέκυψε από την δειγματοληπτική γεώτρηση σημείο ΒΗ-7 (ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε., 2010).

**Πίνακας 5.1:** Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων, αρχικό μέτρο διάτμησης  $G_0$  και λόγος Poisson από τις δοκιμές Crosshole στην θέση ΒΗ-7 (ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε., 2010)

| Βάθος Depth (m) | $t_s$<br>(msec) | $V_s$<br>(m/s) | $t_p$<br>(msec) | $V_p$<br>(m/s) |
|-----------------|-----------------|----------------|-----------------|----------------|
| 2.00            | 19.4            | 211            | 9.8             | 418            |
| 4.00            | 10.7            | 383            | 5.3             | 774            |
| 6.00            | 14.2            | 289            | 6.2             | 661            |

|       |      |      |     |      |
|-------|------|------|-----|------|
| 8.00  | 12.3 | 335  | 5.5 | 752  |
| 10.00 | 10.3 | 398  | 4.7 | 872  |
| 12.00 | 10.3 | 398  | 3.8 | 1079 |
| 14.00 | 7.3  | 562  | 3.8 | 1079 |
| 16.00 | 8.9  | 461  | 3.7 | 1108 |
| 18.00 | 7.1  | 577  | 3.5 | 1171 |
| 20.00 | 7.3  | 562  | 3.8 | 1079 |
| 22.00 | 7.6  | 539  | 3.4 | 1206 |
| 24.00 | 5.9  | 695  | 3.1 | 1323 |
| 26.00 | 6.1  | 672  | 2.6 | 1577 |
| 28.00 | 5.4  | 759  | 2.5 | 1640 |
| 30.00 | 5.3  | 774  | 2.2 | 1864 |
| 32.00 | 4    | 1025 | 2.1 | 1952 |

**Πίνακας 5.2:** Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων, αρχικό μέτρο διάτμησης  $G_0$  και λόγος Poisson από τις δοκιμές Downhole στην θέση ΒΗ-7 (ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ Α.Τ.Ε., 2010).

| <b>Βάθος Depth (m)</b> | <b><math>t_s</math><br/>(msec)</b> | <b><math>V_s</math><br/>(m/s)</b> | <b><math>t_p</math><br/>(msec)</b> | <b><math>V_p</math><br/>(m/s)</b> |
|------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| 0.00 - 2.00            | 13.9                               | 196                               | 8.2                                | 332                               |
| 2.00 - 4.00            | 18.9                               | 285                               | 11.2                               | 478                               |
| 4.00- 6.00             | 24.4                               | 325                               | 13.8                               | 660                               |
| 6.00 - 8.00            | 30.5                               | 313                               | 16.4                               | 718                               |
| 8.00 - 10.00           | 34.6                               | 463                               | 18.6                               | 868                               |
| 10.00 - 12.00          | 39.0                               | 443                               | 20.3                               | 1128                              |
| 12.00 - 14.00          | 42.1                               | 626                               | 21.8                               | 1291                              |
| 14.00 - 16.00          | 44.9                               | 698                               | 23.5                               | 1159                              |
| 16.00 - 18.00          | 49.3                               | 451                               | 25.3                               | 1100                              |
| 18.00 - 20.00          | 55.0                               | 350                               | 26.9                               | 1239                              |
| 20.00 - 22.00          | 58.5                               | 567                               | 28.2                               | 1522                              |

|               |      |     |      |      |
|---------------|------|-----|------|------|
| 22.00 - 24.00 | 60.9 | 824 | 29.3 | 1799 |
| 24.00 - 26.00 | 63.5 | 764 | 30.3 | 1981 |
| 26.00 - 28.00 | 66.7 | 623 | 31.2 | 2203 |
| 28.00 - 30.00 | 39.7 | 662 | 32.1 | 2202 |
| 30.00 - 32.00 | 71.8 | 951 | 32.9 | 2489 |



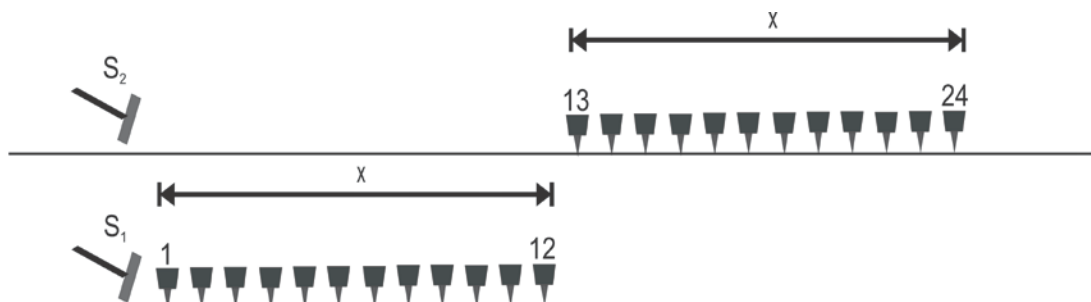
## 6. ΑΝΑΛΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ (NOISE ANALYSIS)

Γενικά, στην αρχή της εκάστοτε έρευνας σεισμικής ανάκλασης, πρέπει να λαμβάνει χώρα η διαδικασία της ανάλυσης θορύβου (Noise Analysis). Ουσιαστικά, με τον όρο ανάλυση θορύβου καλούμε τον προσδιορισμό της κυρίαρχης συχνότητας και γενικά των χαρακτηριστικών των αφίξεων σεισμικών κυμάτων που εκλαμβάνονται ως θόρυβος (κύμα αέρος, ground roll). Επιπλέον, η ίδια διαδικασία ακολουθείται για την αναγνώριση των αφίξεων των κυμάτων ανάκλασης.

Με την βοήθεια της ανωτέρω διαδικασίας, μπορούμε πλέον να κατασκευάσουμε την βέλτιστη διάταξη πηγής – σεισμικών δεκτών, δηλαδή την απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) καθώς και το συνολικό ανάπτυγμα της σεισμικής γραμμής, που θα μειώσει το επίπεδο του θορύβου και θα ενισχύσει τις αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης.

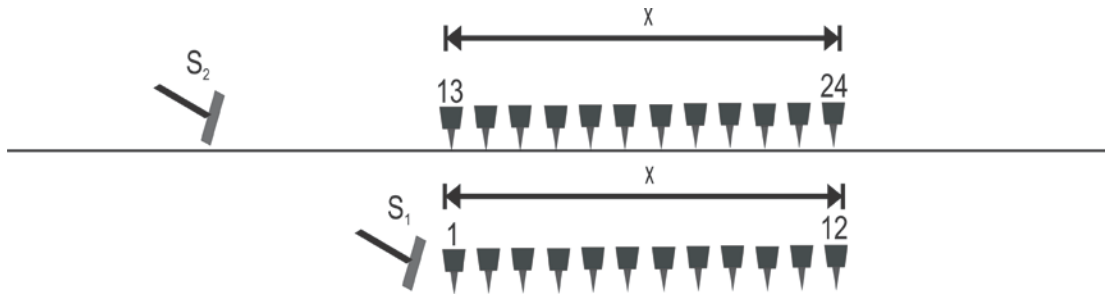
Το είδος και η εμφάνιση του θορύβου, καθώς και οι αφίξεις των κυμάτων ενδιαφέροντος καταγράφονται από ειδικές διατάξεις που καλούνται αναπτύγματα θορύβου (noise spreads). Στις συγκεκριμένες διατάξεις, οι σεισμικοί δέκτες τοποθετούνται σε αποστάσεις μεταξύ των (receiver spacing) από 1 – 10 m ενώ η απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset), ισούται συνήθως με την απόσταση διαδοχικών δεκτών (receiver spacing). Στην περίπτωση έρευνας επί της ξηράς (land surveys), χρησιμοποιούνται συνολικά τρεις διαφορετικοί τύποι αναπτυγμάτων θορύβου (Evans, 1997).

1. **Κανονικό ανάπτυγμα (Normal Spread):** Αφού τοποθετήσουμε αριθμό σεισμικών δεκτών στο έδαφος, λαμβάνει χώρα έκρηξη στην αρχή της σεισμικής διάταξης και πραγματοποιείται η καταγραφή. Εν συνεχεία, το ανάπτυγμα των δεκτών μεταφέρεται κατά ένα μήκος αναπτύγματος και πραγματοποιείται έκρηξη ακριβώς στο ίδιο σημείο που είχε λάβει χώρα η προηγούμενη έκρηξη (εικ. 6.1). Οι δύο καταγραφές απεικονίζονται η μία δίπλα στην άλλη με συνέπεια να είναι δυνατή η καταγραφή τόσο της συνέχειας των αφίξεων κυμάτων ανάκλασης όσο και των αφίξεων που θεωρούνται ως θόρυβος (κύμα αέρος, ground roll). Αν και το συγκεκριμένο ανάπτυγμα δεν είναι πολύ δημοφιλές λόγω της δυσκολίας μεταφοράς των δεκτών, αποτελεί την πιο αξιόπιστη διάταξη ανάλυσης θορύβου ιδιαίτερα στην περίπτωση χρήσης μικρού αριθμού σεισμικών δεκτών.



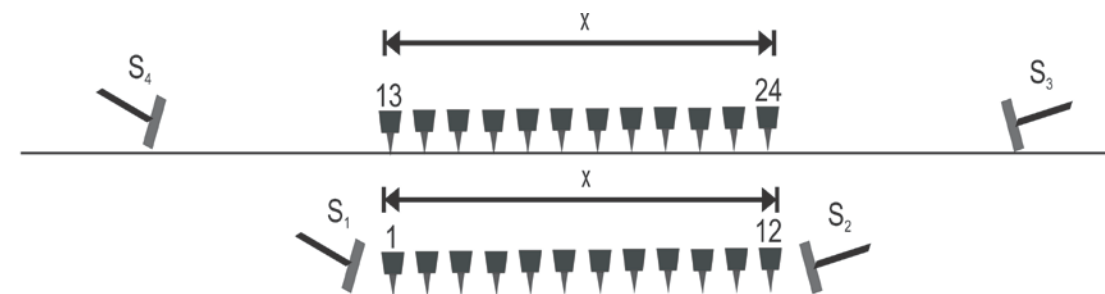
**Εικόνα 6.1** – Κανονικό Ανάπτυγμα (Normal Spread) στην περίπτωση 12 συνολικά σεισμικών δεκτών.

2. **Μετατοπιζόμενο ανάπτυγμα (Transposed Spread – Walk Away Noise Test):** Οι θέσεις των δεκτών παραμένουν αμετάβλητες, ενώ το σημείο έκρηξης μετατοπίζεται κατά ένα μήκος αναπτύγματος (εικ. 6.2). Η συγκεκριμένη μέθοδος είναι πιο δημοφιλής συγκριτικά με την προηγούμενη λόγω κυρίως της ευκολίας μεταφοράς της πηγής.



**Εικόνα 6.2** – Μετατοπιζόμενο ανάπτυγμα (Transposed Spread – Walk Away Noise Test) στην περίπτωση 12 συνολικά σεισμικών δεκτών.

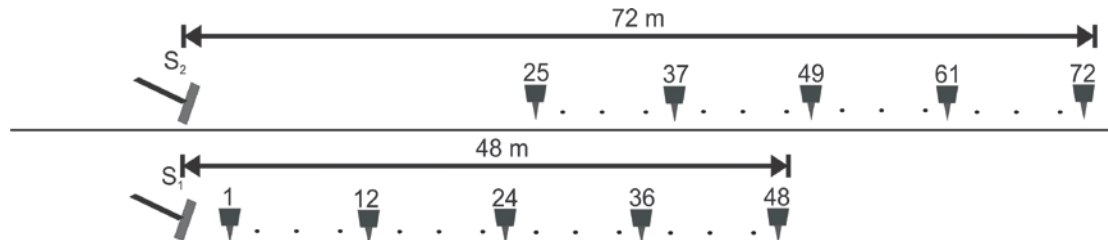
3. **Doubled – ended Spread:** Το μετατοπιζόμενο ανάπτυγμα επαναλαμβάνεται με την μόνη διαφορά ότι πλέον δεν πραγματοποιείται έκρηξη μόνο από την μία πλευρά του αναπτύγματος αλλά και από τις δύο, παράγοντας διπλή λεπτομέρεια όσον αφορά το επίπεδο θορύβου και τους υπεδαφικούς στόχους (σχήμα 6.3). Χρησιμοποιείται κυρίως για τον έλεγχο του θορύβου στις διατάξεις split – spread, καθώς και για τον έλεγχο της επίδρασης της ζώνης χαμηλής ταχύτητας (LVL Zone – Weathering Layer) στις αφίξεις κυμάτων διάθλασης.



**Εικόνα 6.3** – Ανάπτυγμα Doubled – ended στην περίπτωση 12 συνολικά σεισμικών δεκτών.

Για τους σκοπούς της συγκεκριμένης έρευνας, επιλέξαμε το κανονικό ανάπτυγμα (Normal Spread) για τον προσδιορισμό του τύπου του θορύβου και των ενδεχόμενων ανακλαστών. Συνολικά, χρησιμοποιήθηκαν 48 κατακόρυφοι σεισμικοί δέκτες (vertical geophones) της εταιρείας Mark Products ιδιοσυχνότητας 10 Hz, τοποθετημένοι σε απόσταση 1 m μεταξύ των (receiver spacing), με την απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) να ισούταν με 1 m. Επομένως, το συνολικό ανάπτυγμα της σεισμικής γραμμής για την πρώτη έκρηξη ισούταν με 48 m (εικόνα 6.4). Λόγω αδυναμίας προέκτασης της σεισμικής γραμμής κατά 48 m, το ανάπτυγμα μεταφέρθηκε κατά 24 m, με συνέπεια 24 θέσεις

σεισμικών δεκτών να παραμείνουν αμετάβλητες και μεταβατικά 24 σεισμικά ίχνη να είναι κοινά στην καταγραφή της πρώτης και δεύτερης έκρηξης (εικ. 6.4). Τέλος, το ανάπτυσμα της διάταξης της δεύτερης έκρηξης ισούταν πλέον με 72 m με την απόσταση πηγής - πρώτου δέκτη να ήταν 25 m (εικ. 6.4 – εικ. 6.5,6.6). Η ψηφιακή αποθήκευση των καταγραφών πραγματοποιήθηκε με την βοήθεια ενός σειсмоγράφου StrataView 48 καναλιών της εταιρείας Geometrics.



**Εικόνα 6.4** – Τύπος αναπτύγματος που χρησιμοποιήθηκε κατά την ανάλυση θορύβου. Στην πρώτη περίπτωση (κάτω σχήμα), το συνολικό ανάπτυσμα της σεισμικής γραμμής ισούταν με 48 m, ενώ δεύτερη (άνω σχήμα) τμήμα της διάταξης, εκτός της πηγής, μετατοπίστηκε κατά 24 m καλύπτοντας συνολική απόσταση ίση με 72 m.



**Εικόνα 6.5** – Κανονικό Ανάπτυσμα (Normal Spread): Οι πρώτοι 48 σεισμικοί δέκτες που τοποθετήθηκαν για την διαδικασία της ανάλυσης θορύβου.





**Εικόνα 6.6** – Κανονικό Ανάπτυγμα (Normal Spread): Η προέκταση του κανονικού αναπτύγματος κατά 24 m.

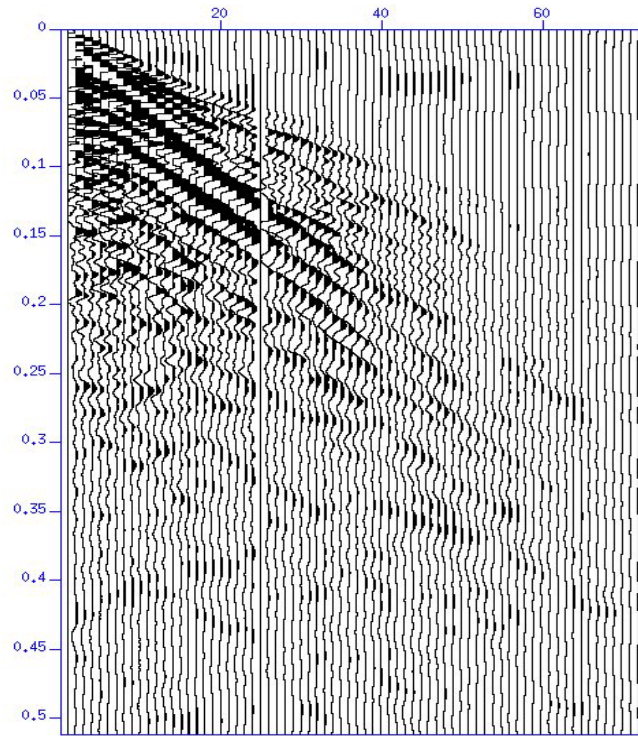
Όσον αφορά τους τύπους των πηγών που χρησιμοποιήθηκαν κατά την διεξαγωγή της ανάλυσης θορύβου, επιλέχθηκαν τα σεισμικά καψύλια με πυροκροτητή (detonator), καθώς και το σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg (με χρήση μεταλλικής πλάκας) (εικ. 6.7). Πρέπει να τονίσουμε ότι για να πραγματοποιηθούν οι εκρήξεις με τα καψύλια, διανοίχθηκαν οπές διαμέτρου 30 mm και βάθους 50 cm, εντός των οποίων τοποθετήθηκε η εκρηκτική ύλη.



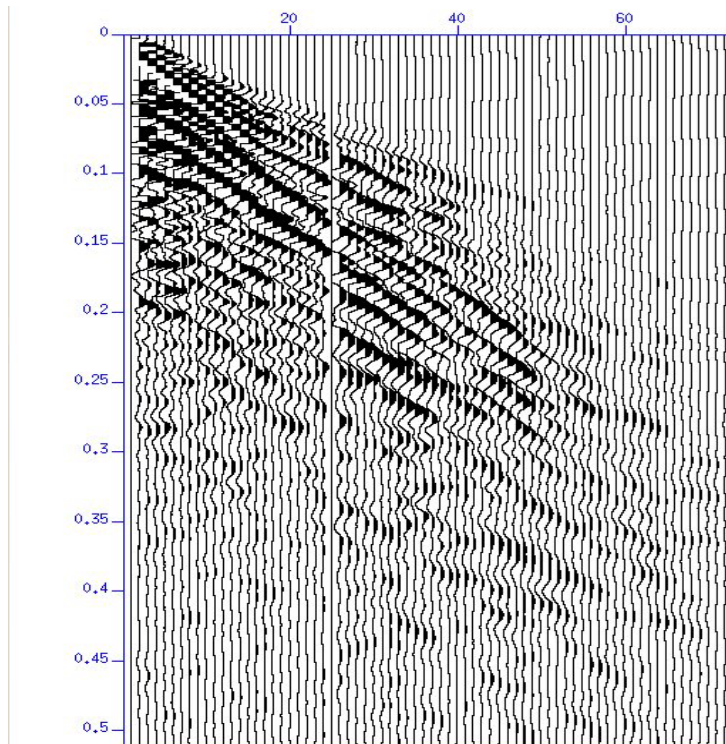
**Εικόνα 6.7** – Σεισμικό σφυρί που χρησιμοποιήθηκε ως πηγή κατά την διεξαγωγή του πειράματος της ανάλυσης θορύβου (Noise Analysis).

Αφού έλαβαν χώρα οι εκρήξεις και αποθηκεύτηκαν ψηφιακά οι διαφορετικές καταγραφές και για τα δύο αναπτύγματα, τα ψηφιακά αρχεία που αντιστοιχούσαν στην εκάστοτε πηγή ενοποιήθηκαν με απώτερο σκοπό τόσο τον έλεγχο της συνέχειας του θορύβου όσο και της αναγνώρισης τυχόντων ανακλαστήρων. Οι σεισμικές καταγραφές για τις εκάστοτε εκρήξεις φαίνονται στα ακόλουθα σχήματα 6.8 – 6.9, χωρίς να έχει πραγματοποιηθεί καθόλου επεξεργασία (raw data).



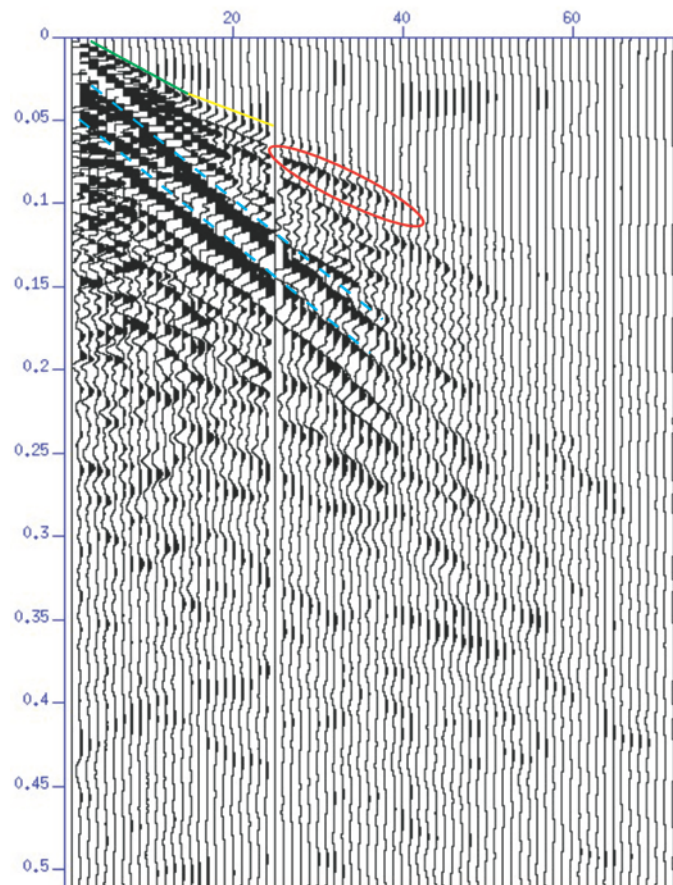


**Εικόνα 6.8** – Ψηφιακή καταγραφή όπως αυτή αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (raw data). Τύπος πηγής – Σεισμικό καψύλι.



**Εικόνα 6.9** – Ψηφιακή καταγραφή όπως αυτή αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (raw data). Τύπος πηγής – Σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg.

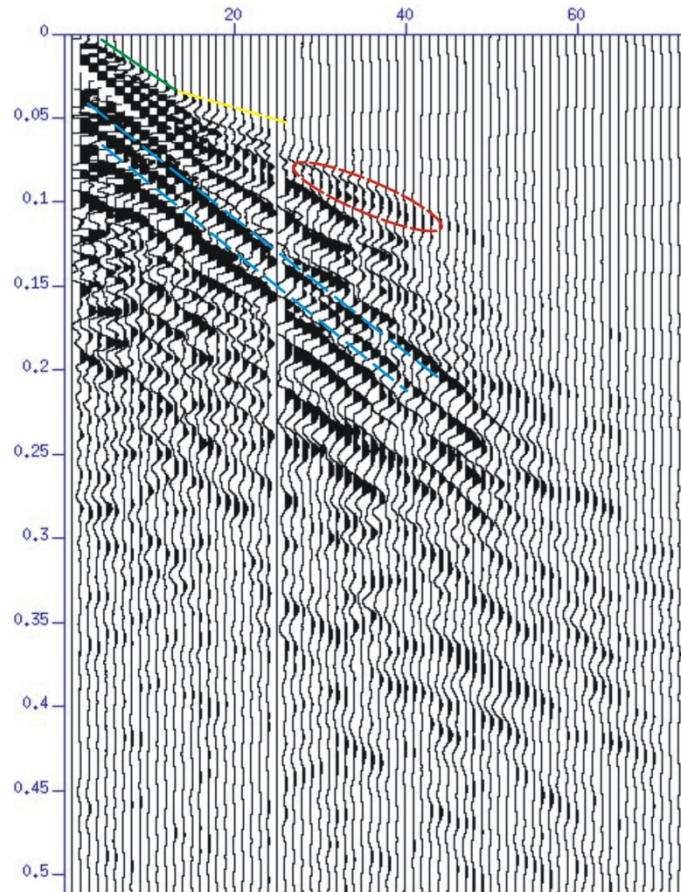
Παρατηρώντας τις δύο ανωτέρω εικόνες, γίνεται κατανοητή η μεγάλη διαφορά μεταξύ του σήματος που παράγεται από ένα εκρηκτικό μηχανισμό (σεισμικό καψύλι) και του σήματος που παράγεται από το σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg. Αναλύοντας την εικόνα 6.8 μπορούμε να αναγνωρίσουμε κάποιες χαρακτηριστικές αφίξεις (εικόνα 6.10) όπως οι αφίξεις των απευθείας κυμάτων (πράσινη ευθεία), οι αντίστοιχες των διαθλώμενων (κίτρινη ευθεία), οι υψηλού πλάτους αφίξεις του επιφανειακού κύματος (ground roll – διακεκομμένη μπλε ευθεία) καθώς και μία άφιξη υπερβολικής μορφής, σε χρόνο από 0.6 s – 1 s, η οποία εμφανίζεται περίπου από το σεισμικό ίχνος 22 και αυξάνεται σε πλάτος από το σεισμικό ίχνος 25 (κόκκινη έλλειψη). Η τελευταία, εκ πρώτης όψεως ενδεχομένως να αποτελεί μία άφιξη ανακλώμενου κύματος.



**Εικόνα 6.10** – Ψηφιακή καταγραφή όπως αυτή αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (raw data). Στην συγκεκριμένη εικόνα διακρίνονται εμφανώς το απευθείας κύμα (πράσινη ευθεία), το διαθλώμενο κύμα (κίτρινη ευθεία), οι αφίξεις του επιφανειακού κύματος (διακεκομμένη μπλε ευθεία) καθώς και η υπερβολικής μορφής άφιξη (κόκκινη έλλειψη) που ενδεχομένως να αντιστοιχεί σε ανακλώμενο κύμα. Τύπος πηγής – – Σεισμικό καψύλι.

Σε αντιδιαστολή με την εικόνα του σήματος που προέρχεται από τον εκρηκτικό μηχανισμό (εικόνας 6.8 – 6.10), η ψηφιακή καταγραφή που προέρχεται από το σεισμικό σφυρί είναι φτωχή σε σήμα (εικόνα 6.11). Διακρίνονται καθαρά η άφιξη

του απευθείας κύματος (πράσινη ευθεία) και η αντίστοιχη των επιφανειακών κυμάτων (διακεκομμένη μπλε ευθεία), ενώ δεν διακρίνεται καθαρά η άφιξη των διαθλώμενων κυμάτων (διακεκομμένη κίτρινη ευθεία). Όσον αφορά την άφιξη του πιθανού ανακλώμενου κύματος, στην συγκεκριμένη περίπτωση και χωρίς καθόλου επεξεργασία, αυτή είναι λίγο ως ελάχιστα διακριτή (διακεκομμένη κόκκινη έλλειψη).



**Εικόνα 6.11** – Ψηφιακή καταγραφή όπως αυτή αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (raw data). Στην συγκεκριμένη εικόνα διακρίνονται εμφανώς μόνο το απευθείας κύμα (πράσινη ευθεία) και οι αφίξεις του επιφανειακού κύματος (διακεκομμένη μπλε ευθεία). Το διαθλώμενο κύμα (διακεκομμένη κίτρινη ευθεία), καθώς και η υπερβολικής μορφής άφιξη (διακεκομμένη κόκκινη έλλειψη) δεν διακρίνονται επαρκώς. Τύπος πηγής – Σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg.

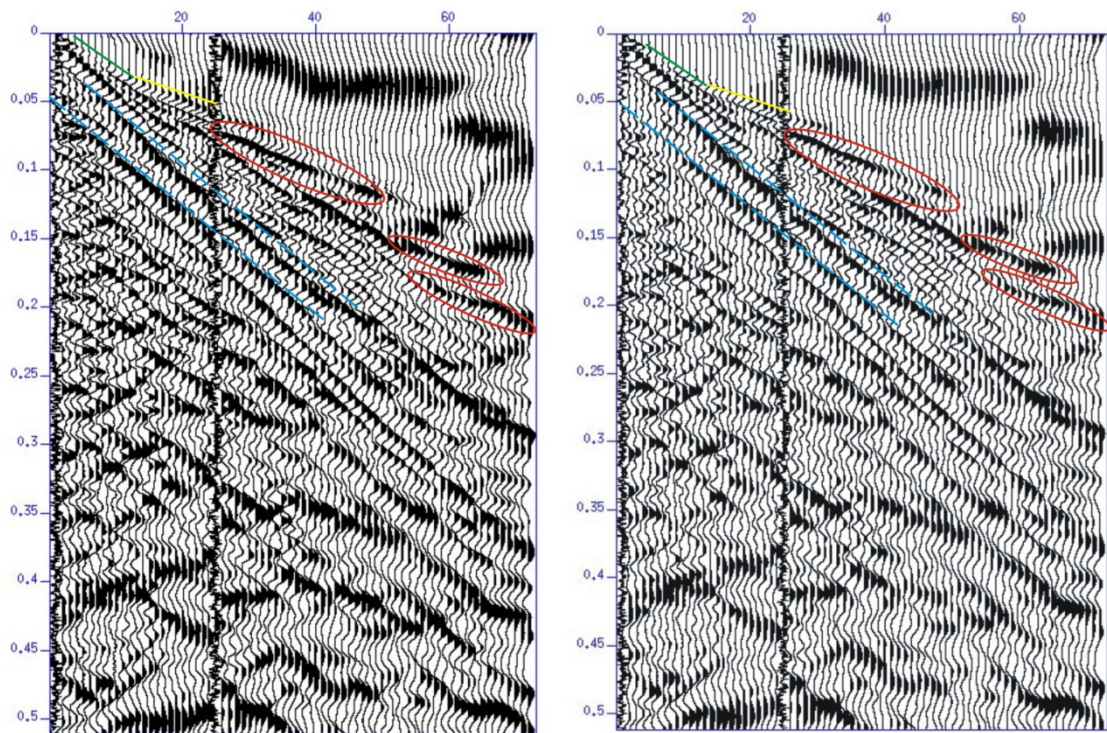
Προσπαθώντας να αναγνωρίσουμε επιπρόσθετα χαρακτηριστικά και στις δύο καταγραφές καθώς και να πιστοποιήσουμε την ύπαρξη της άφιξης ανάκλασης από τον ρηχό ανακλαστήρα, αρχικά ενισχύουμε τα σήματα και ύστερα εφαρμόζουμε σε αυτά κατάλληλα ζωνοπερατά φίλτρα. Ως τύπος ενίσχυσης χρησιμοποιήθηκε ο αυτόματος έλεγχος ενίσχυσης (Automatic Gain Control – AGC), τεσσάρων διαφορετικών χρονικών παραθύρων (0.05 s, 0.1 s, 0.15 s, 0.2 s) και στις ενισχυμένες καταγραφές εφαρμόσαμε ζωνοπερατά φίλτρα διαφορετικών ορίων ( $f = 30, 60, 120, 150$  –  $f = 30, 80, 150, 200$  –  $f = 30, 50, 100, 120$  –  $f = 30, 50, 120, 150$ ). Τα

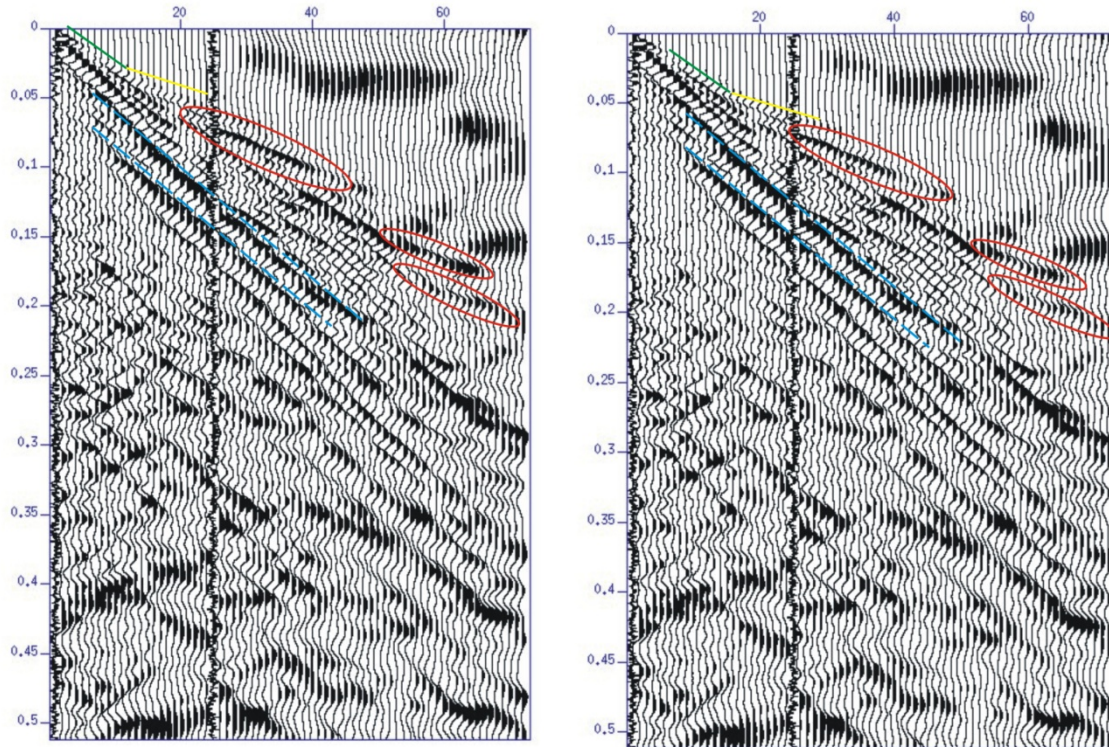


χαρακτηριστικότερα αποτελέσματα από την ενίσχυση AGC εμφανίζονται στις εικόνες 6.12 – 6.19.

Ένα κοινό χαρακτηριστικό όλων των καταγραφών αποτελεί η δημιουργία ψευδοοριζόντων, δηλαδή θορύβου, στις "ήσυχες ζώνες" (quite zones), πάνω από την περιοχή που εμφανίζεται το πραγματικό σήμα. Το φαινόμενο αυτό συνοδεύει τις περισσότερες φορές τον τύπο ενίσχυσης AGC και για να αποφευχθεί η μεταφορά του θορύβου στην τελική τομή οφείλουμε να φιλτράρουμε και να παύσουμε επιλεκτικά (mute) το σήμα.

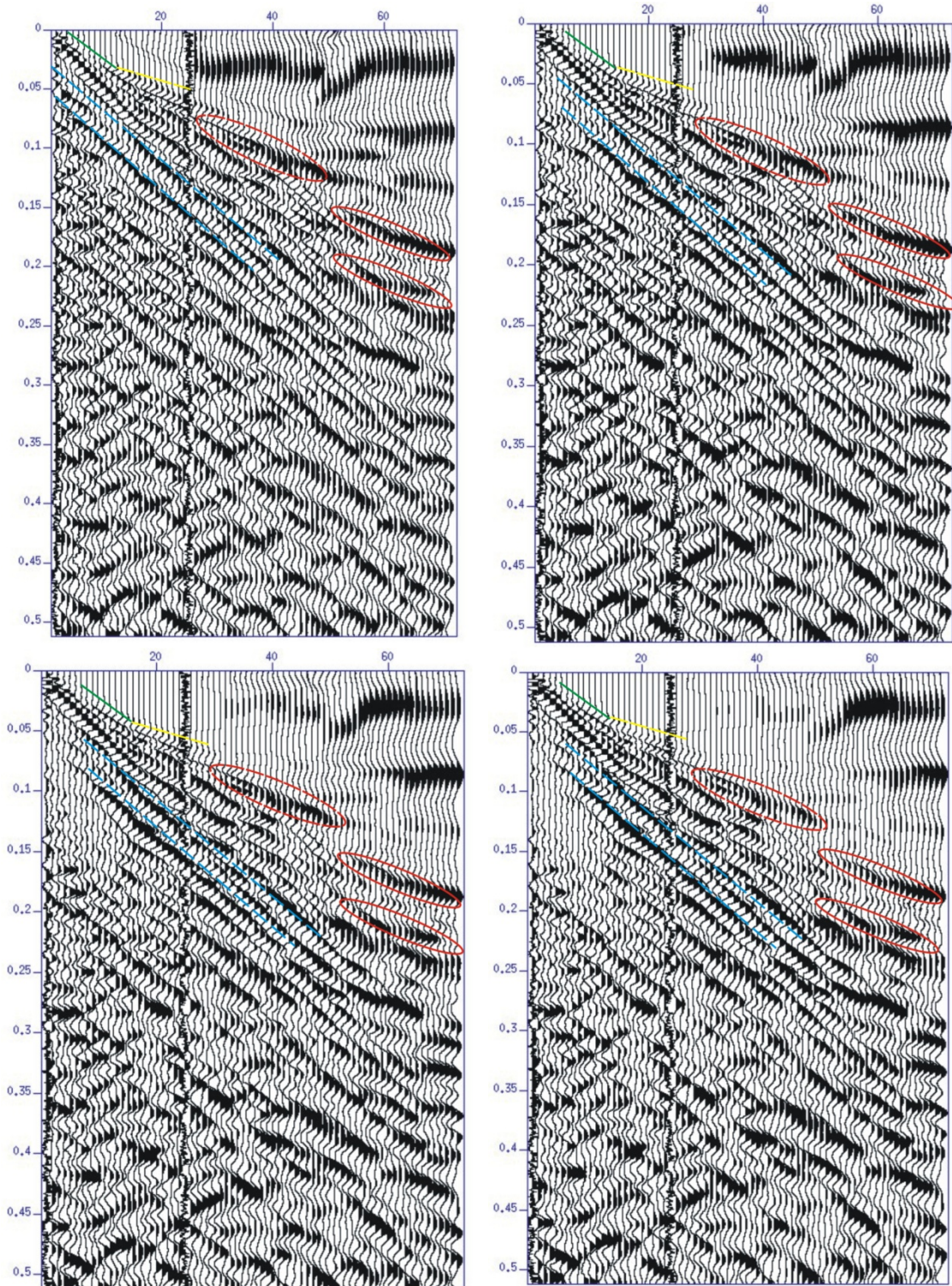
Όσον αφορά τον ενδεχόμενο ανακλαστήρα, αυτός ενισχύεται ανεξαρτήτως χρονικού παραθύρου στην περίπτωση που την πηγή αποτελεί το σεισμικό καψύλι, ενώ αναδεικνύεται στην περίπτωση του σεισμικού σφυριού. Ουσιαστικά, εμφανίζεται η συνέχεια του και στα υπόλοιπα ίχνη (τουλάχιστον μέχρι το ίχνος 50), παρουσιάζοντας πάντα σχεδόν υπερβολική μορφή. Επομένως, το γεγονός που εμφανίζεται ανάμεσα στο χρονικό παράθυρο 0.05 s – 0.1 s θεωρείται ως κύμα ανάκλασης. Τέλος, με την διαδικασία της ενίσχυσης αναδεικνύονται και άλλες δύο αφίξεις οι οποίες ενδεχομένως να αντιστοιχούν σε βαθύτερους ανακλαστήρες στο χρονικό παράθυρο 0.15 s – 0.22 s.





**Εικόνες 6.12 – 6.15:** Εφαρμογή ενίσχυσης AGC τεσσάρων διαφορετικών χρονικών παραθύρων. (Πάνω αριστερά: παράθυρο 0.05 s, Πάνω δεξιά: παράθυρο 0.1 s, Κάτω αριστερά: παράθυρο 0.15 s, Κάτω δεξιά: παράθυρο 0.2 s). Χαρακτηριστικό των ενισχύσεων είναι η παραγωγή ψευδοοριζόντων – θορύβου άνωθεν της περιοχής του πραγματικού σήματος. Όπως είναι λογικό, η ενδεχόμενη άφιξη κύματος ανάκλασης στα 0.06 s – 0.1 s ενισχύεται (κόκκινη έλλειψη) όπως και οι αφίξεις των απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων, ενώ ταυτοχρόνως εμφανίζονται και άλλες δύο αφίξεις οι οποίες ενδεχομένως να αντιστοιχούν σε βαθύτερους ανακλαστήρες σε χρόνους από 0.15 s – 0.22 s. Τέλος ενισχύονται και τα φτωχά σε σήμα ίχνη 1 και 25. Τύπος πηγής : – Σεισμικό καψύλι.

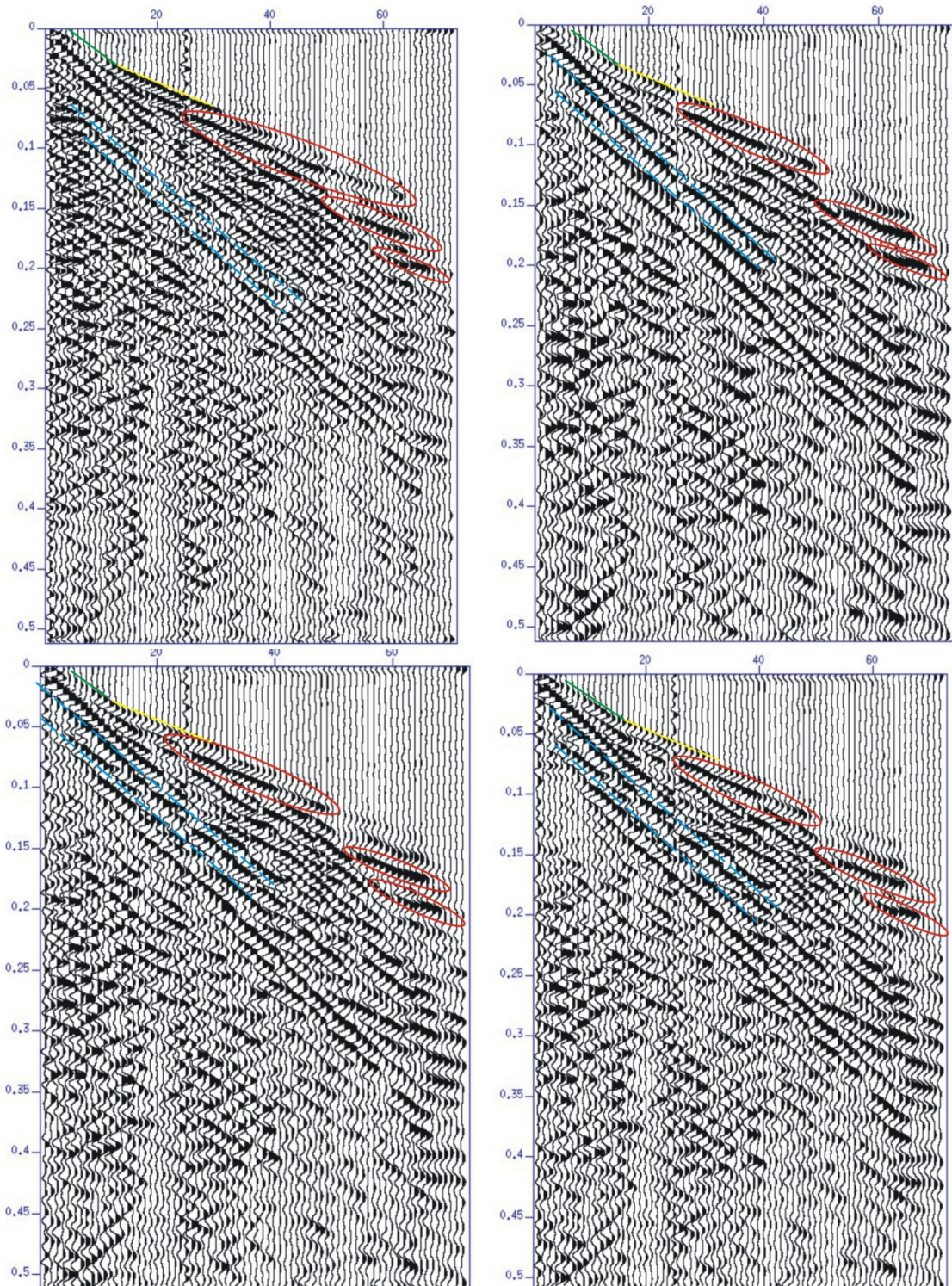




**Εικόνες 6.16 – 6.19 :** Εφαρμογή ενίσχυσης AGC τεσσάρων διαφορετικών χρονικών παραθύρων. (Πάνω αριστερά: παράθυρο 0.05 s, Πάνω δεξιά: παράθυρο 0.1 s, Κάτω αριστερά: παράθυρο 0.15 s, Κάτω δεξιά: παράθυρο 0.2 s). Χαρακτηριστικό των ενισχύσεων είναι η παραγωγή ψευδοοριζόντων – θορύβου άνωθεν της περιοχής του πραγματικού σήματος. Όπως είναι λογικό, η ενδεχόμενη άφιξη κύματος ανάκλασης στα 0.06 s – 0.1 s ενισχύεται (κόκκινη έλλειψη) όπως και οι αφίξεις των απευθείας και διαθλωμένων κυμάτων, ενώ ταυτοχρόνως εμφανίζονται και άλλες δύο αφίξεις οι οποίες ενδεχομένως να αντιστοιχούν σε βαθύτερους ανακλαστές χρόνους από 0.15 s – 0.22 s. Τέλος ενισχύονται και τα φτωχά σε σήμα ίχνη 1 και 25. Τύπος πηγής : Σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg.

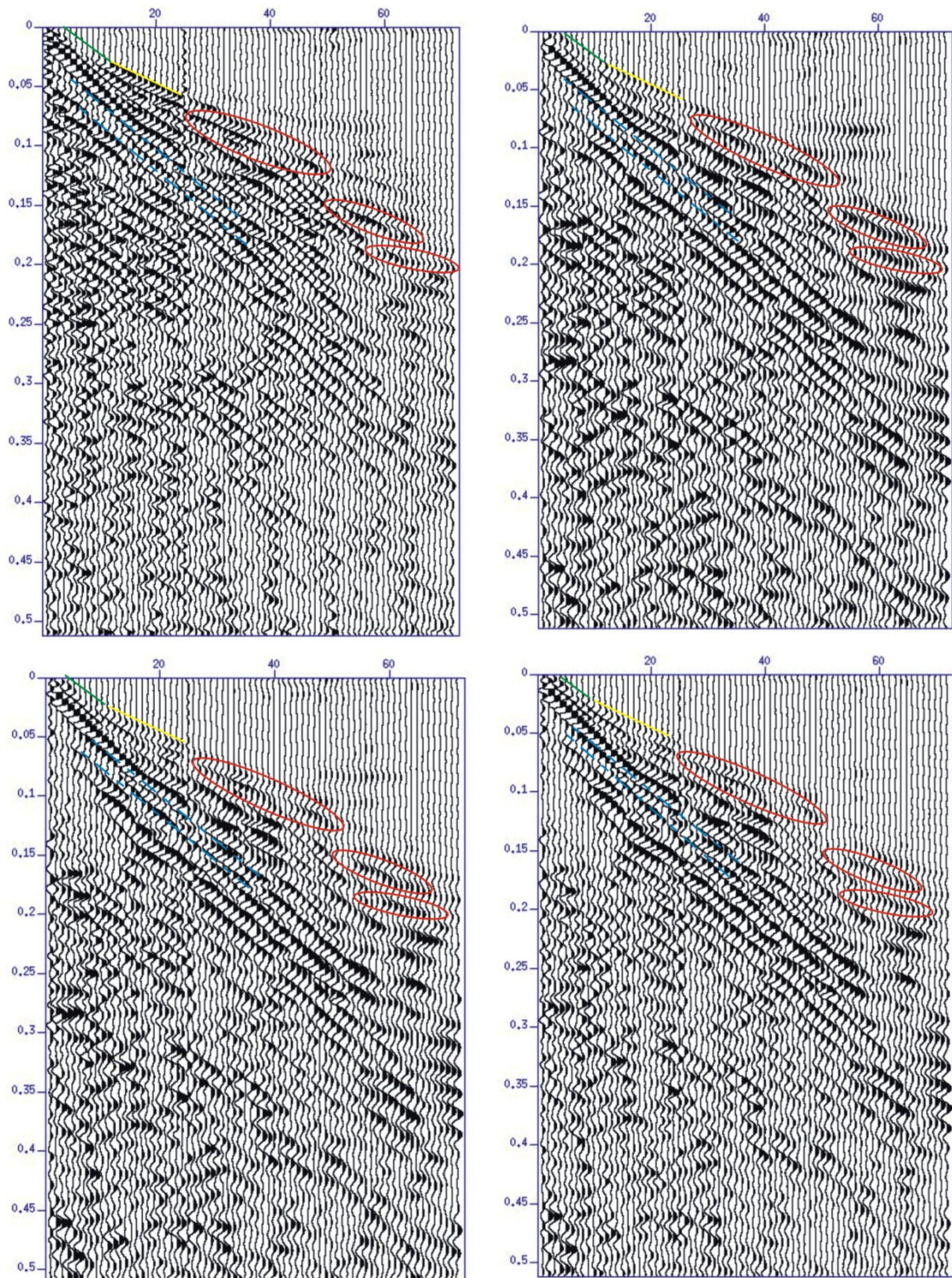


Η εφαρμογή των τεσσάρων ζωνοπερατών φίλτρων σε κάθε τύπο ενίσχυσης βελτιώνει αισθητά τον λόγο σήματος/θορύβου (S/N ratio) με αποτέλεσμα την βελτίωση της άφιξης του κύματος ανάκλασης εκ του ρηχού ανακλαστήρα. Ενδεικτικά, παρουσιάζονται κάτωθι οι εικόνες που προκύπτουν ύστερα από την εφαρμογή των φίλτρων στα τέσσερα διαφορετικά χρονικά παράθυρα ενίσχυσης και για τους δύο τύπους πηγών (εικόνες 6.20 – 6.27).





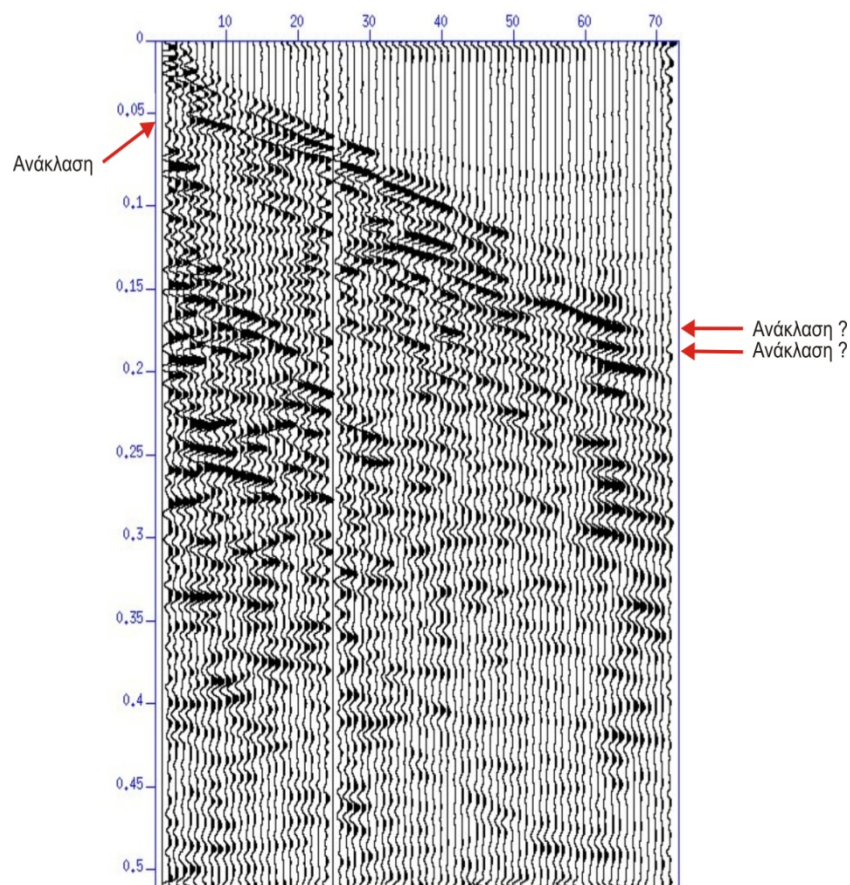
**Εικόνες 6.20 – 6.23 :** Εφαρμογή ζωνοπερατών φίλτρων διαφορετικών ορίων σε επιλεγμένες καταγραφές που έχουν υποστεί πρώτα ενίσχυση AGC διαφορετικών χρονικών παραθύρων. (Πάνω αριστερά: παράθυρο 0.05 s με  $f = 30, 80, 150, 200$ , Πάνω δεξιά: παράθυρο 0.1 s με  $f = 30, 50, 100, 120$ , Κάτω αριστερά: παράθυρο 0.15 s με  $f = 30, 50, 120, 150$ , Κάτω δεξιά: παράθυρο 0.2 s με  $f = 30, 60, 120, 150$ ). Παρατηρούμε την βελτίωση της άφιξης του κύματος ανάκλασης καθώς και την απομάκρυνση του ψευδοθορύβου στην ήσυχη ζώνη. Τύπος πηγής : – Σεισμικό καψύλι.





**Εικόνες 6.24 – 6.27 :** Εφαρμογή ζωνοπερατών φίλτρων διαφορετικών ορίων σε επιλεγμένες καταγραφές που έχουν υποστεί πρώτα ενίσχυση AGC διαφορετικών χρονικών παραθύρων. (Πάνω αριστερά: παράθυρο 0.05 s με  $f=30,80,150,200$ , Πάνω δεξιά: παράθυρο 0.1 s με  $f=30,50,100,120$ , Κάτω αριστερά: παράθυρο 0.15 s με  $f=30,50,120,150$ , Κάτω δεξιά: παράθυρο 0.2 s με  $f=30,60,120,150$ ). Παρατηρούμε την βελτίωση της άφιξης του κύματος ανάκλασης (κυρίως στην εικόνα 6.24) καθώς και την απομάκρυνση του ψευδοθορύβου στην ήσυχη ζώνη. Τύπος πηγής : Σεισμικό σφυρί βάρους 5 kg.

Τέλος, ως μία πρώτη προσέγγιση επεξεργασίας, εφαρμόσαμε επιπλέον ένα φίλτρο συχνότητας – κυματαριθμού (f-k filter) στην καταγραφή του πυροκροτητή, που είναι και η πιο υψίσυχη, με σκοπό πρωτίστως την περαιτέρω ανάδειξη του ρηχού ανακλαστήρα και δευτερευόντως την ανάδειξη των δύο βαθύτερων αφίξεων που πιθανώς να παραπέμπουν σε αφίξεις ανάκλασης (εικ 6.28). Όπως γίνεται αντιληπτό από την εικόνα 6.28, ο ρηχός ανακλαστήρας πλέον εμφανίζεται από την αρχή ως το τέλος της καταγραφής με την χαρακτηριστική υπερβολική μορφή. Όσον αφορά τις δύο βαθύτερες αφίξεις, δεν είναι προφανές ότι αντιστοιχούν σε βαθύτερους ανακλαστήρες κυρίως λόγω απουσία συνέχειας αυτών, μολονότι εκ των δοκιμών crosshole – downhole αναμένονται δύο βαθείς ανακλαστήρες σε βάθη 28 m και 32 m.



**Εικόνες 6.28 :** Εφαρμογή φίλτρου συχνότητας – κυματαριθμού (f-k filter) στην καταγραφή του πυροκροτητή – καψυλίου. Είναι πρόδηλη η ύπαρξη του ρηχού ανακλαστήρα ενώ οι δύο βαθύτερες αφίξεις στους χρόνους 0.15 s – 0.22 s, δεν παρουσιάζουν κατάλληλη συνέχεια με αποτέλεσμα η θεώρησή τους ως αφίξεις ανάκλασης να είναι αμφισβητήσιμη.

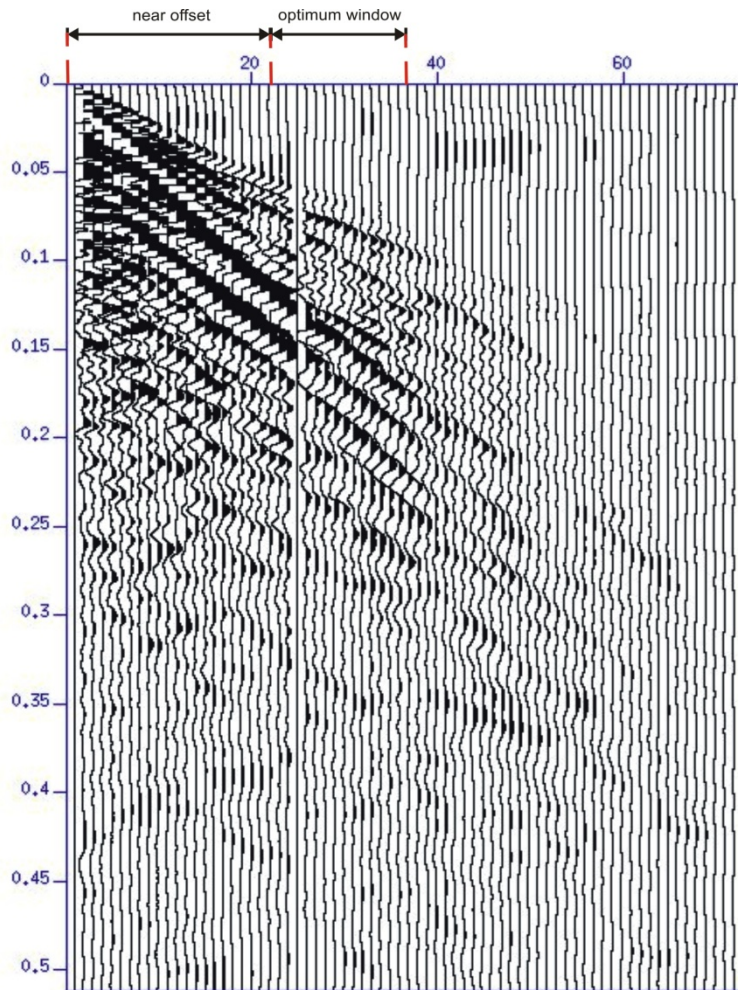
Έχοντας λοιπόν πιστοποιήσει, με την βοήθεια της ανωτέρω διερεύνησης, την ύπαρξη του ρηχού ανακλαστήρα στο χρονικό παράθυρο 0.06 s – 0.1 s, ο σκοπός της συγκεκριμένης έρευνας ανάγεται στα εξής:

1. Στον σχεδιασμό κατάλληλης σεισμικής διάταξης, με απώτερο σκοπό την περαιτέρω ανάδειξη του ρηχού ανακλαστήρα και την αποφυγή - εξάλειψη των σεισμικών αφίξεων που θεωρούνται θόρυβος.
2. Στον καθορισμό ύπαρξης ή μη των δύο βαθύτερων ανακλαστήρων.
3. Στην συγκριτική επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με χρήση μίας πηγής χαμηλού συχνοτικού περιεχομένου (σεισμικό σφυρί) και μίας αντίστοιχης υψηλότερου περιεχομένου (buffalo gun).

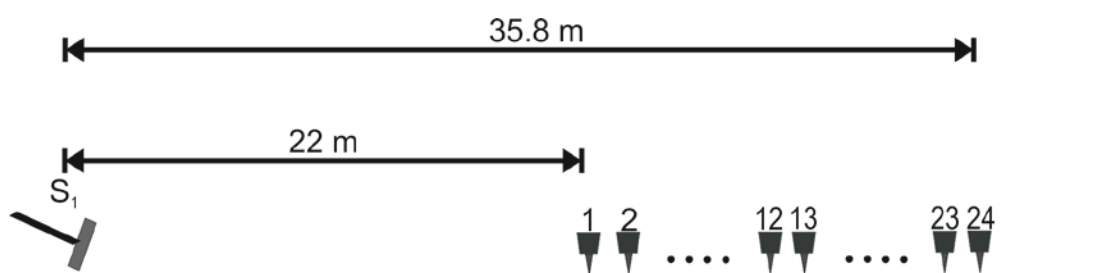
Παρατηρώντας ξανά τις καταγραφές των εικόνων 6.8 και 6.9 (καταγραφές χωρίς καμία επεξεργασία), παρατηρούμε ότι η εμφάνιση του ανακλαστήρα λαμβάνει χώρα για πρώτη φορά στο σεισμικό ίχνος 22 και καταγράφεται καθαρά μέχρι το σεισμικό ίχνος 37. Επομένως, το βέλτιστο παράθυρο καταγραφής (optimum window) περιορίζεται ανάμεσα στα δύο συγκεκριμένα σεισμικά ίχνη (εικόνα 6.29). Όπως έχουμε αναφέρει και ανωτέρω, οι σεισμικοί δέκτες κατά το noise test τοποθετήθηκαν σε απόσταση 1 m μεταξύ των (receiver interval), συνεπώς η απόσταση των δύο αυτών ιχνών είναι 15 m. Άρα, για συνθήκη 24 σεισμικών δεκτών η ισαπόσταση (receiver interval) τους θα ισούται με:  $15/23 = 0.65 \approx 0.6$  m.

Όσον αφορά την απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset), αυτή θα ανάγεται στο σεισμικό ίχνος που εμφανίζεται η άφιξη του κύματος ανάκλασης για πρώτη φορά, ήτοι στην απόσταση των 22 m (εικόνα 6.30).

Συνεπώς, η διάταξη που θα αναδείξει τον ρηχό ανακλαστήρα στην περίπτωση 24 σεισμικών δεκτών θα παρουσιάζει απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) ίση με 22 m και ισαπόσταση σεισμικών δεκτών (receiver interval) περί τα 0.6 m με αποτέλεσμα η σεισμική γραμμή να ισούται με 35.8 m (far offset) (εικόνα 6.30).



**Εικόνα 6.29 :** Υπολογισμός του βέλτιστου παραθύρου (optimum window) και της απόστασης πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) έτσι όπως προέκυψε από την ψηφιακή καταγραφή της εικόνας 4.9. Τύπος πηγής : – Σεισμικό καψύλι.



**Εικόνα 6.30 :** Σεισμική διάταξη που προέκυψε βάσει της διαδικασίας της ανάλυσης θορύβου με σκοπό την ανάδειξη του ρηχού ανακλαστήρα.

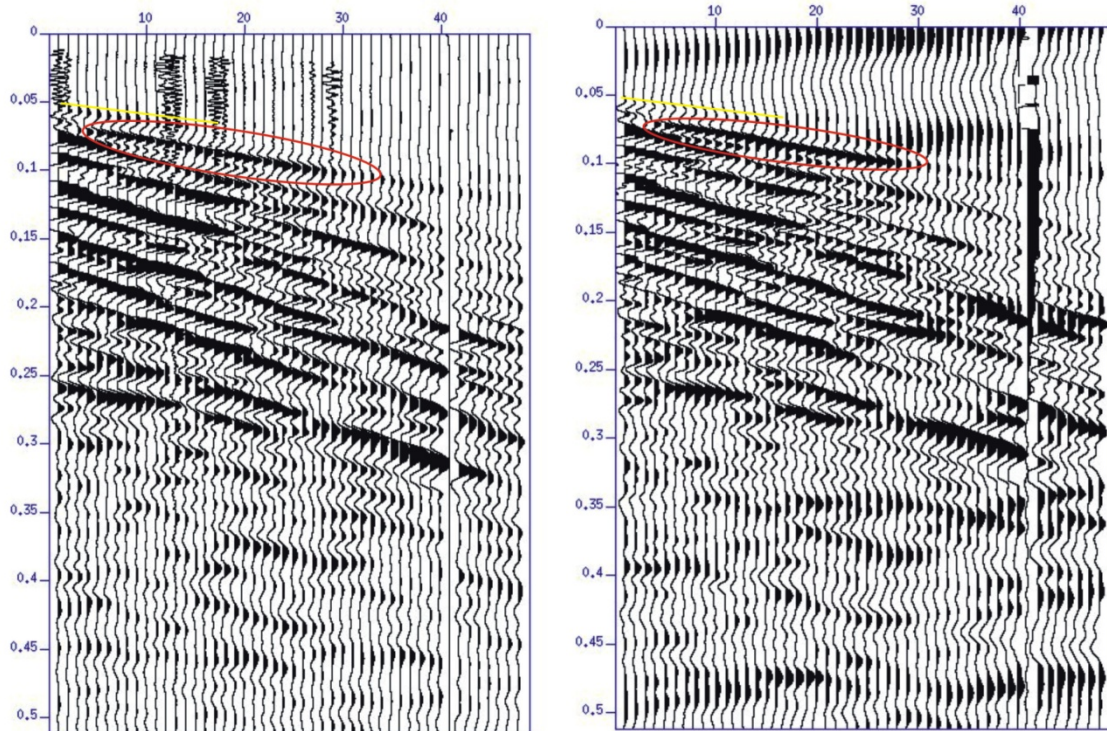
## 7. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΟΣ ΕΛΕΓΧΟΣ ΠΗΓΩΝ (ΤΕΣΤ ΠΗΓΩΝ)

Στην προηγούμενη παράγραφο προβήκαμε σε έλεγχο θορύβου (noise test) για να προσδιορίσουμε την βέλτιστη διάταξη πηγής – γεωφώνων, με σκοπό την ανάδειξη του ρηχού ανακλαστήρα στο χρονικό παράθυρο 0.05 s – 0.1 s. Έχοντας πλέον καταλήξει στην ζητούμενη διάταξη (εικ. 6.29), επανήλθαμε στο χώρο μελέτης εφαρμόζοντας την συγκεκριμένη διάταξη και χρησιμοποιώντας διάφορους τύπους πηγών, με σκοπό την συγκριτική ανάλυση αυτών. Η πηγή που παρουσίασε τα καταλληλότερα χαρακτηριστικά (μεγάλο συχνοτικό εύρος, υψηλός λόγος σήματος / θορύβου), επιλέχθηκε για την κατεξοχήν έρευνα σεισμικής ανάκλασης.

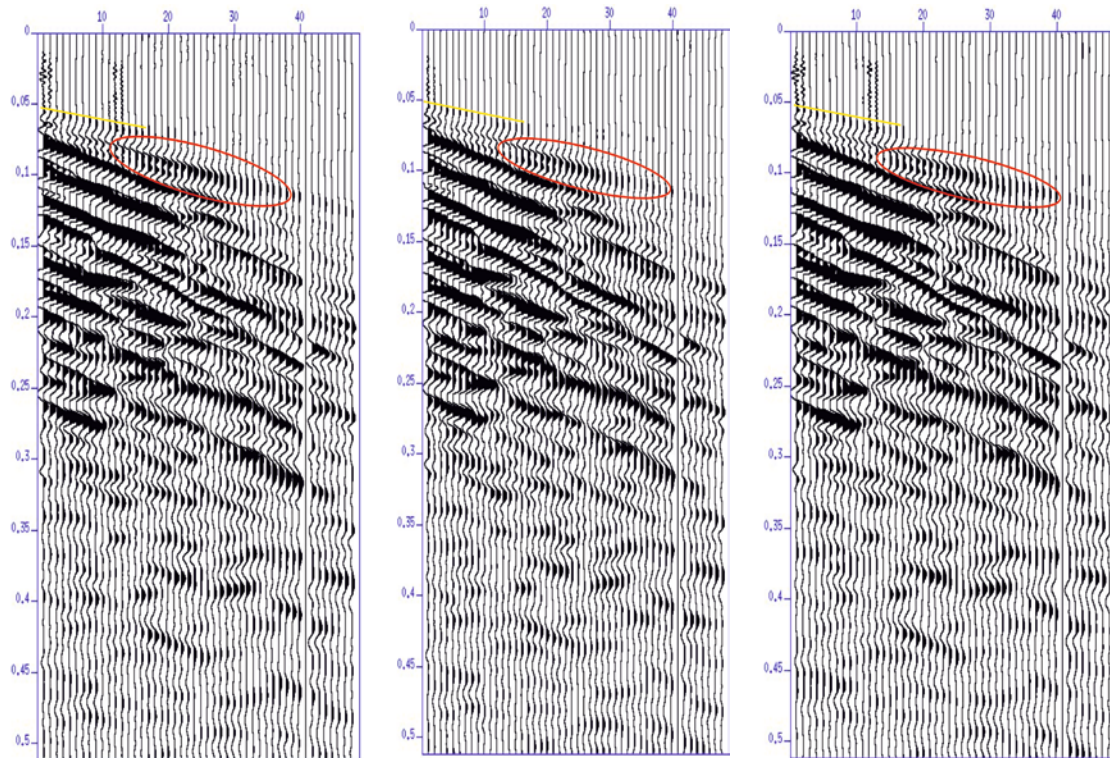
Συνολικά, χρησιμοποιήθηκαν τρεις κύριοι τύποι πηγών. Τα εκρηκτικά με την μορφή καψυλίου (detonator), το buffalo gun, και το σεισμικό σφυρί. Στην τελευταία κατηγορία πηγής, χρησιμοποιήθηκαν τρία σφυριά διαφορετικού βάρους (8 Kg, 5 Kg, 2,5 Kg), με χρήση τριών πλακών σύζευξης διαφορετικού βάρους και διαστάσεων η κάθε μία (5 Kg διαμέτρου 20 cm, 5 Kg διαμέτρου 25 cm, 15 Kg). Επομένως, αν και χρησιμοποιήθηκαν τρεις κατηγορίες πηγών, η συνολική συγκριτική ανάλυση περιλαμβάνει αθροιστικά 11 αρχεία. Η σεισμική διάταξη που επιλέχθηκε περιελάμβανε 48 σεισμικούς δέκτες με απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) ίση με 22 m και ισαπόσταση σεισμικών δεκτών (receiver interval) ίση με 0.6 m. Οφείλουμε να τονίσουμε, ότι για την βελτίωση του λόγου σήματος / θορύβου, σε κάθε θέση έκρηξης με τα σεισμικά σφυριά βάρους 5 Kg και 8 Kg, πραγματοποιήσαμε κατακόρυφη σώρευση σήματος (vertical stacking) 10 εκρήξεων, ενώ με το σφυρί βάρους 2.5 Kg κατακόρυφη σώρευση σήματος (vertical stacking) 15 εκρήξεων.

Στις κάτωθι εικόνες (εικόνες 7.1 – 7.11), παρουσιάζονται οι ψηφιακές καταγραφές, έτσι όπως αποθηκεύτηκαν στον σειсмоγράφο (χωρίς καμία επεξεργασία), για όλους τους συνδυασμούς πηγών και πλακών σύζευξης. Εκ πρώτης όψεως και χωρίς περαιτέρω επεξεργασία, είναι εμφανής η παρουσία του ρηχού ανακλαστήρα σε όλες τις καταγραφές (κόκκινη έλλειψη), ο οποίος εμφανίζεται έντονα στις καταγραφές που προέκυψαν με πηγή το σεισμικό καψύλι (detonator) και το buffalo gun αντιστοίχως (εικ. 7.1 – 7.2) και μερικώς στις υπόλοιπες καταγραφές (εικ. 7.3 – 7.11).



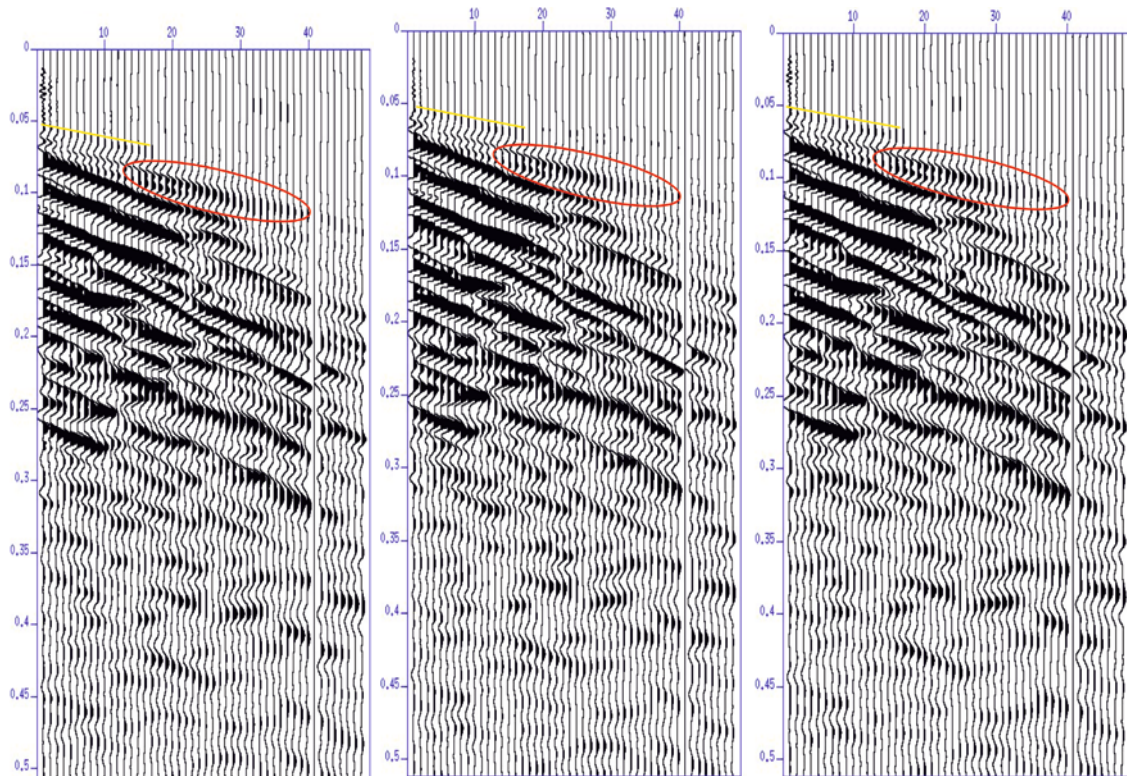


**Εικόνες 7.1 – 7.2:** Αριστερά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό καψύλι (detonator). Είναι εμφανής ο ρηχός ανακλαστήρας (κόκκινη έλλειψη), ενώ καταγράφεται και η άφιξη του οριακά διαθλώμενου κύματος (κίτρινη ευθεία). Δεξιά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το buffalo gun. Είναι εμφανής ο ρηχός ανακλαστήρας (κόκκινη έλλειψη), ενώ καταγράφεται μερικώς και η άφιξη του οριακά διαθλώμενου κύματος (κίτρινη ευθεία).

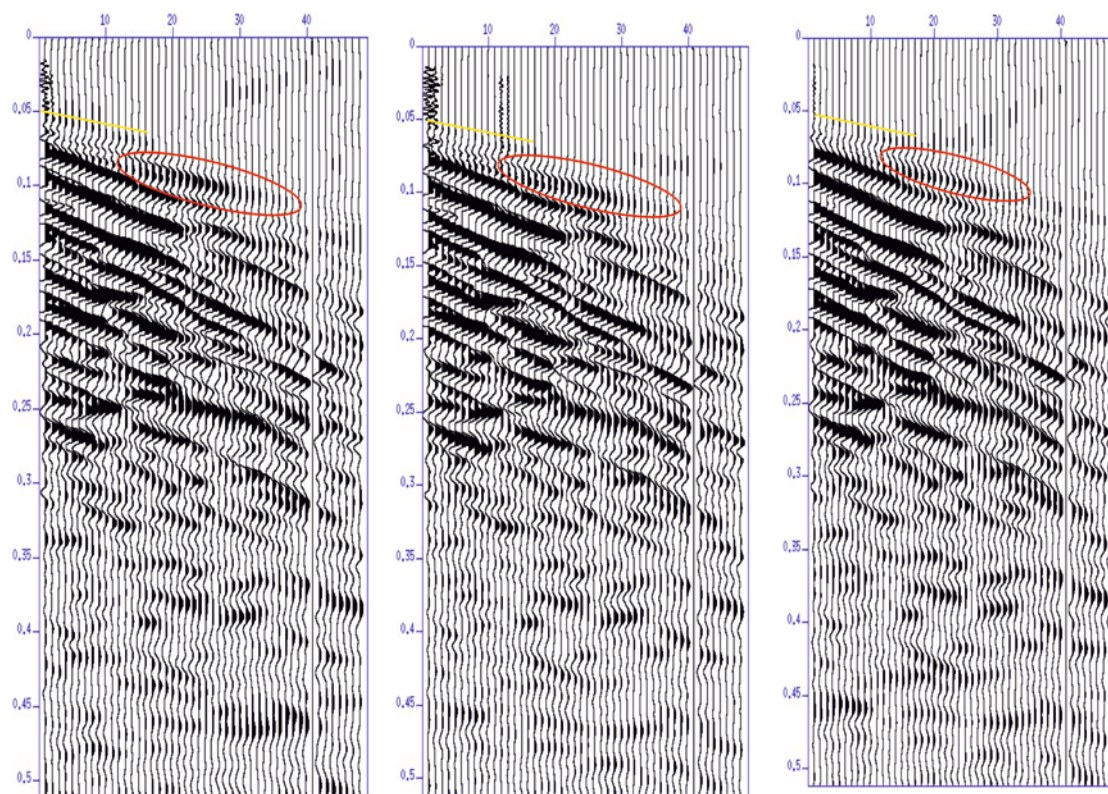


**Εικόνες 7.3 – 7.5:** Αριστερά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 5 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=20$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Κέντρο: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 5 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=25$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Δεξιά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 5 Kg με πλάκα βάρους 15 Kg. Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές.





**Εικόνες 7.6 – 7.8:** Αριστερά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 8 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=20$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Κέντρο: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 8 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=25$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Δεξιά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 8 Kg με πλάκα βάρους 15 Kg. Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές.



**Εικόνες 7.9 – 7.11:** Αριστερά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 2.5 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=20$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Κέντρο: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 2.5 Kg με πλάκα βάρους 5 Kg ( $d=25$  cm). Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές. Δεξιά: Η ψηφιακή καταγραφή που προέκυψε χρησιμοποιώντας ως πηγή το σεισμικό σφυρί 2.5 Kg με πλάκα βάρους 15 Kg. Οι αφίξεις των κυμάτων ανάκλασης και του οριακά διαθλώμενου κύματος είναι μερικώς ορατές.

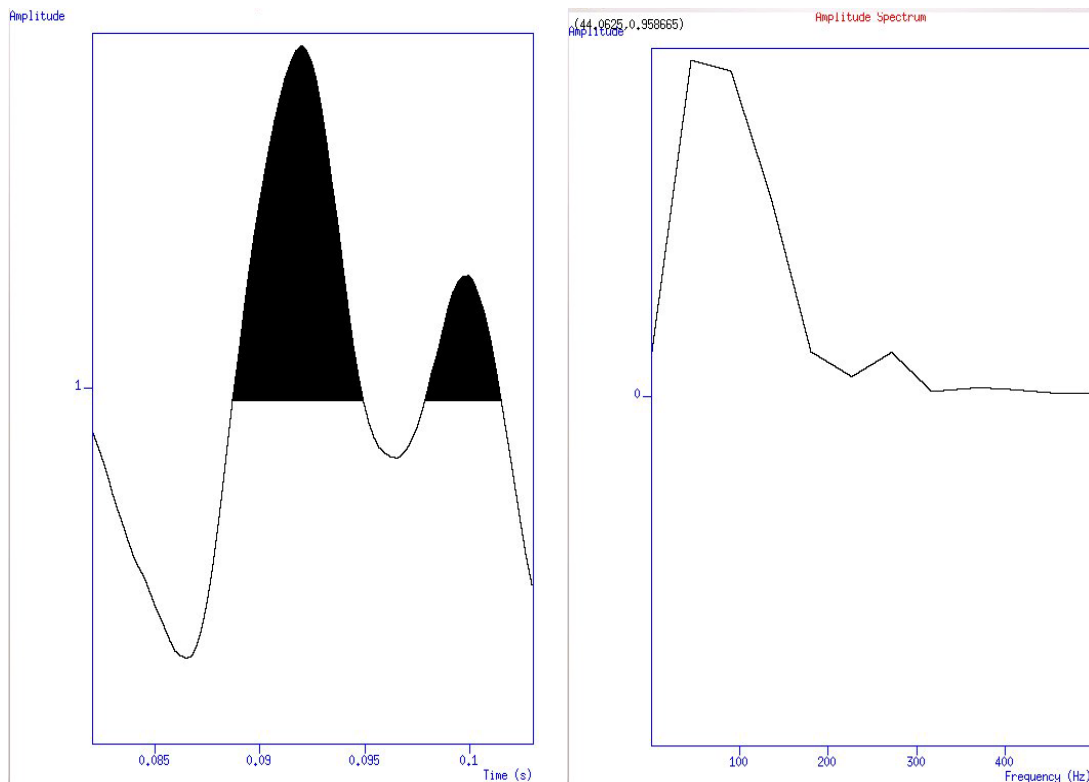
## 7.1 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ FOURRIER (FOURIER TRANSFORM)

Για την συγκριτική ανάλυση των διαφορετικών πηγών εφαρμόσαμε αρχικά τον μετασχηματισμό Fourier σε επιλεγμένα σεισμικά ίχνη και χρονικά παράθυρα υπολογίζοντας το φασματικό πλάτος (amplitude spectrum – εικ. 7.12 – 7.33). Με την βοήθεια του φασματικού πλάτους μπορούμε να υπολογίσουμε τόσο την κυρίαρχη συχνότητα του σήματος (dominant frequency) όσο και το εύρος του φάσματος αυτού. Το σεισμικό ίχνος που επιλέξαμε για την φασματική ανάλυση και των 11 διαφορετικών καταγραφών ήταν το ίχνος 20 στο χρονικό παράθυρο 0.083 s – 0.103 s, εντός του οποίου εμφανίζεται ο παλμός που αντιστοιχεί στο κύμα ανάκλασης.

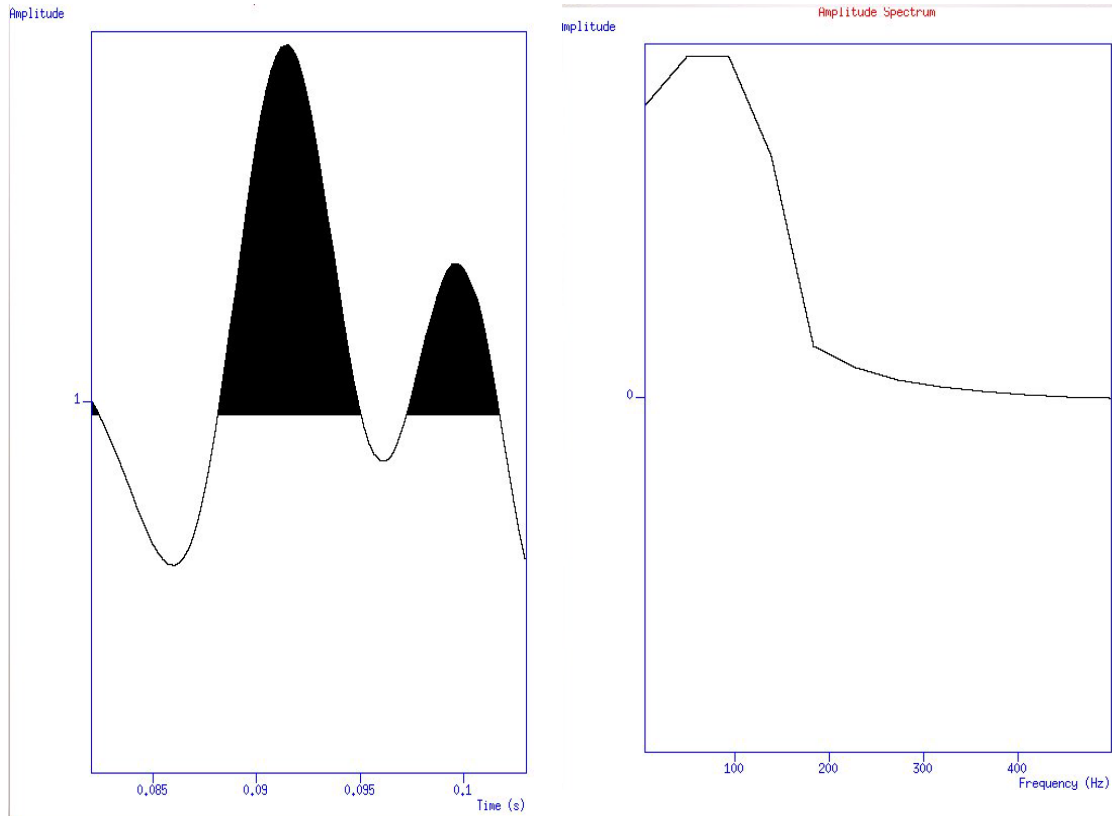
Όπως προκύπτει βάσει της φασματικής ανάλυσης, οι δύο πηγές που παρουσιάζουν το μεγαλύτερο ενεργειακό περιεχόμενο, καλύπτοντας ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων είναι όπως ήταν αναμενόμενο το σεισμικό καψύλι (detonator) και το buffalo gun. Οι κυρίαρχες συχνότητες τους είναι μεταξύ των συχνοτήτων 45 Hz – 130 Hz χωρίς

ευδιάκριτη μέγιστη τιμή ενώ καλύπτουν ένα αρκετά μεγάλο συχνοτικό φάσμα, μέχρι περίπου τα 300 Hz.

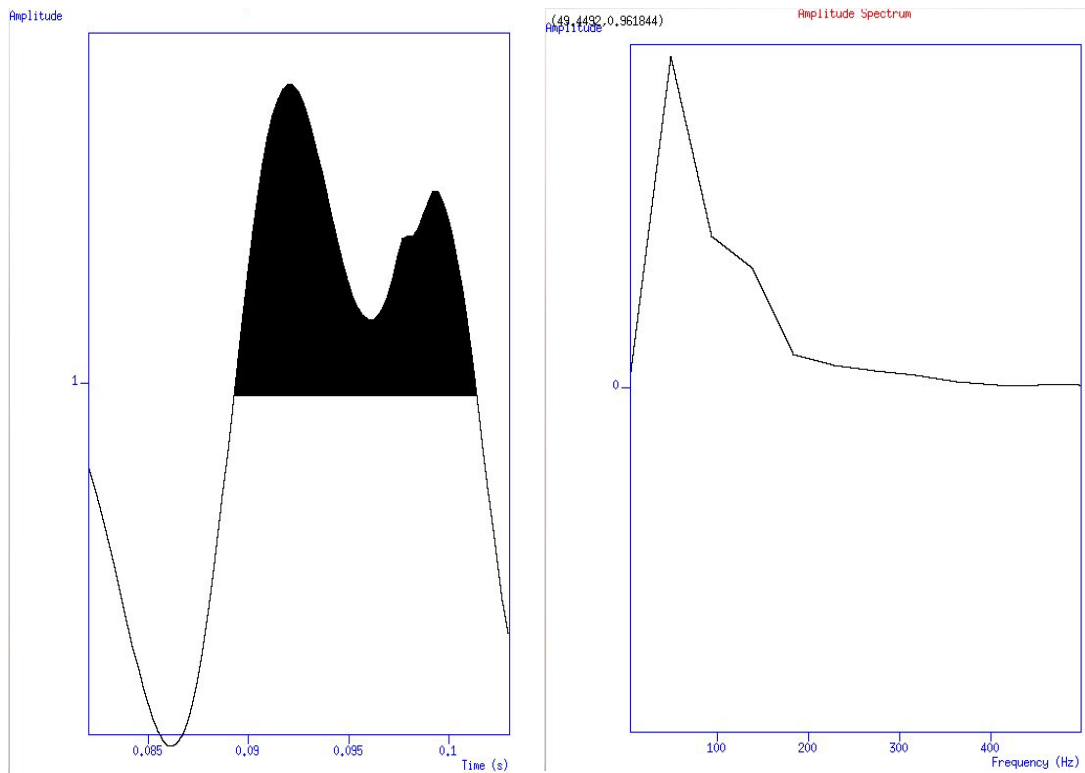
Όσον αφορά τους τρεις διαφορετικούς τύπους σεισμικών σφυριών σε συνδυασμό με τις πλάκες σύζευξης διαφορετικών μεγεθών, το αποτέλεσμα που προκύπτει από την φασματική ανάλυση δεν είναι απολύτως ευκρινές. Ουσιαστικά, τόσο η κυρίαρχη συχνότητα όσο και το συχνοτικό εύρος παρουσιάζονται σε όλες τις περιπτώσεις σχεδόν τα ίδια  $\approx 45$  Hz, με την μόνο συνδυασμό που να διαφοροποιείται ελαφρώς να είναι το σεισμικό σφυρί 5 Kg με την πλάκα σύζευξης 5 Kg d=20 cm, όπου η κυρίαρχη συχνότητα αγγίζει τα 50 Hz.



**Εικόνες 7.12 – 7.13:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.1) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα παρατηρείται στο εύρος συχνοτήτων 45 Hz – 130 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 300 Hz. Τύπος πηγής: – Σεισμικό καψύλι.



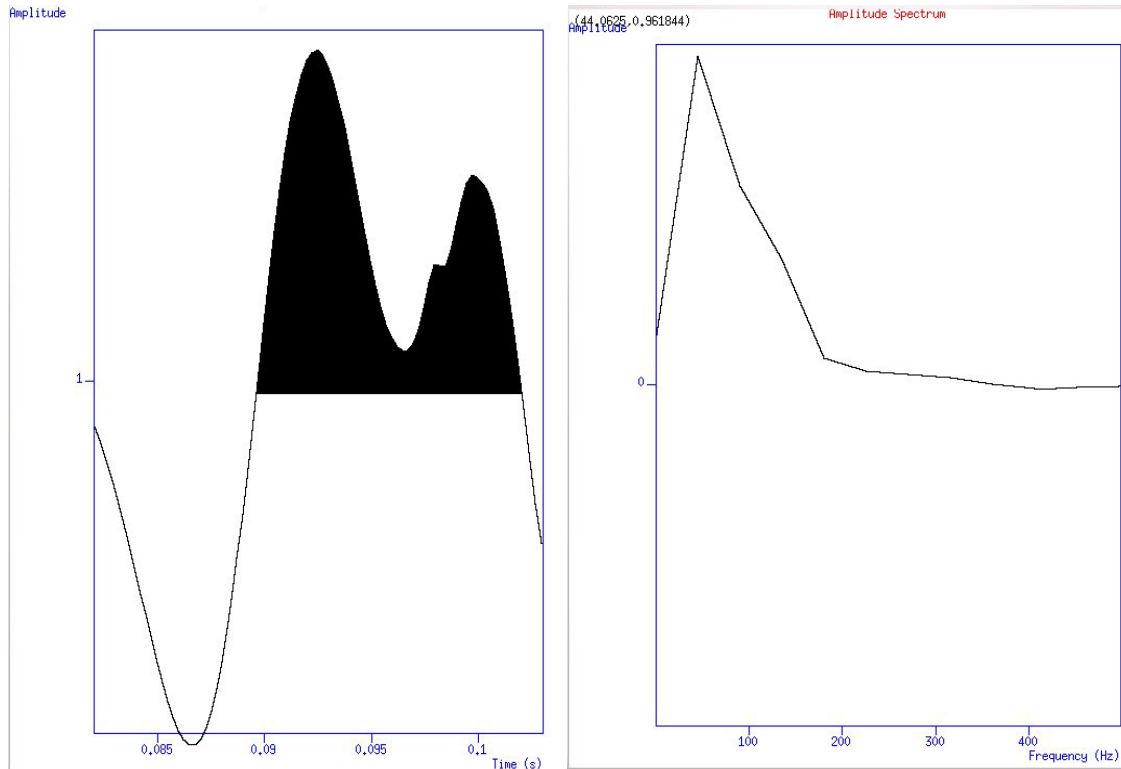
**Εικόνες 7.14 – 7.15:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.2) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα παρατηρείται στο εύρος συχνοτήτων 45 Hz – 130 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 300 Hz. Τύπος πηγής: Buffalo Gun.



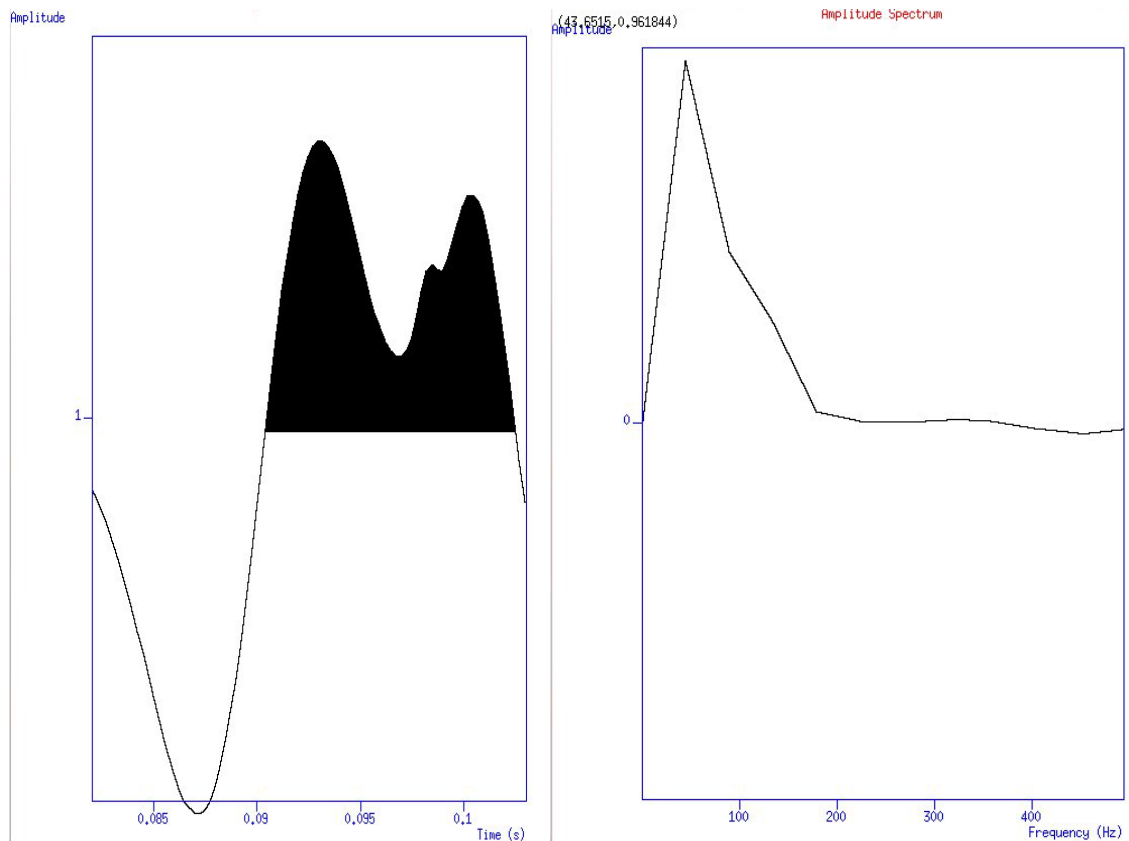
**Εικόνες 7.16 – 7.17:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.3) που



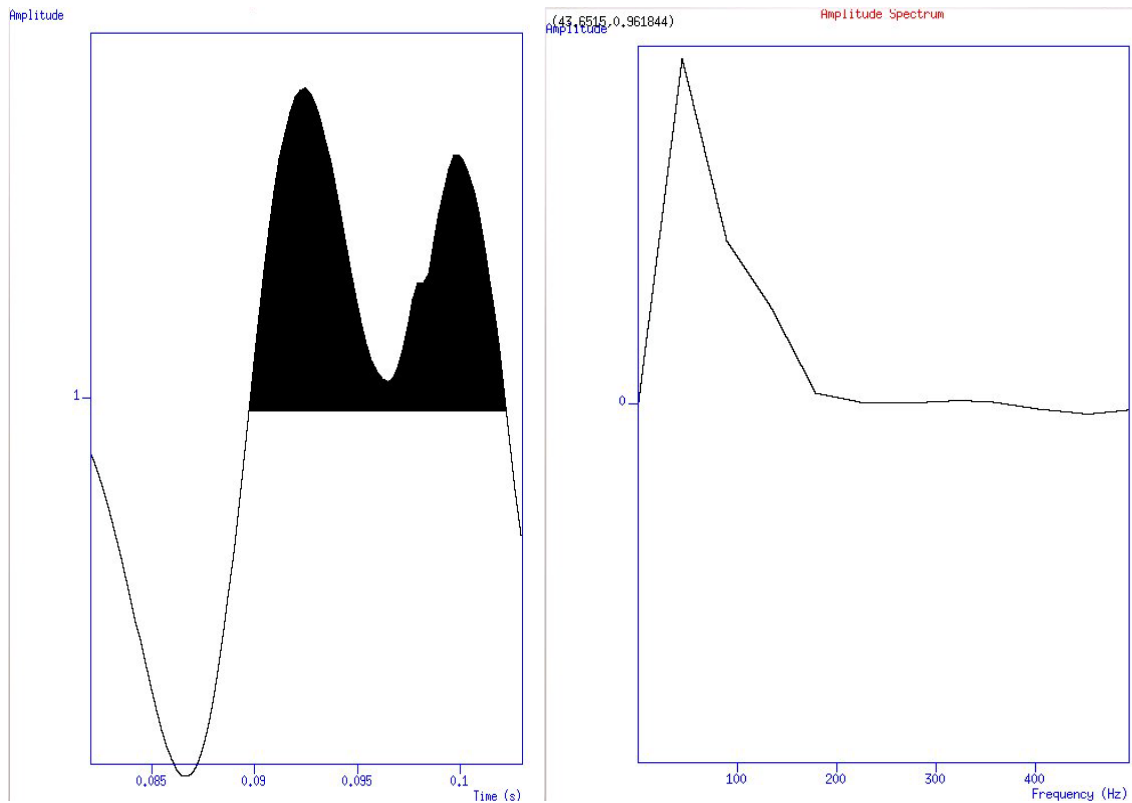
απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 49 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=20 cm.



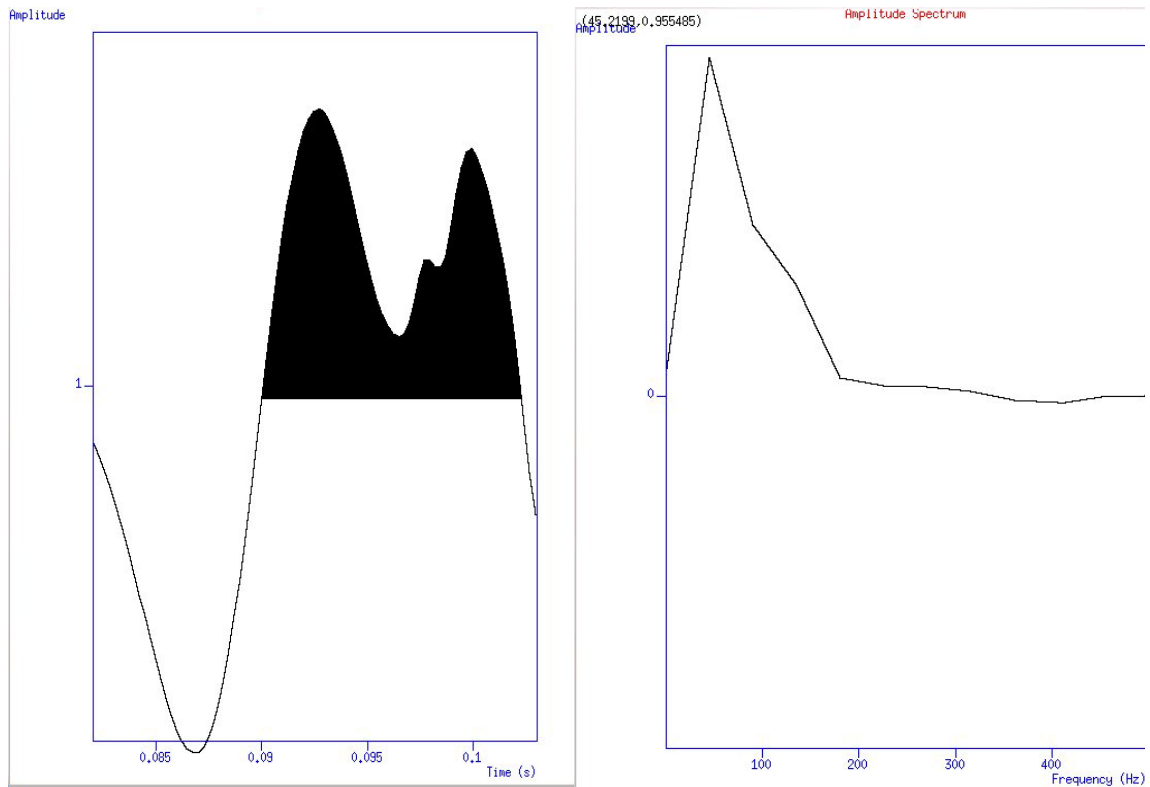
**Εικόνες 7.18 – 7.19:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.4) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 44 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=25 cm.



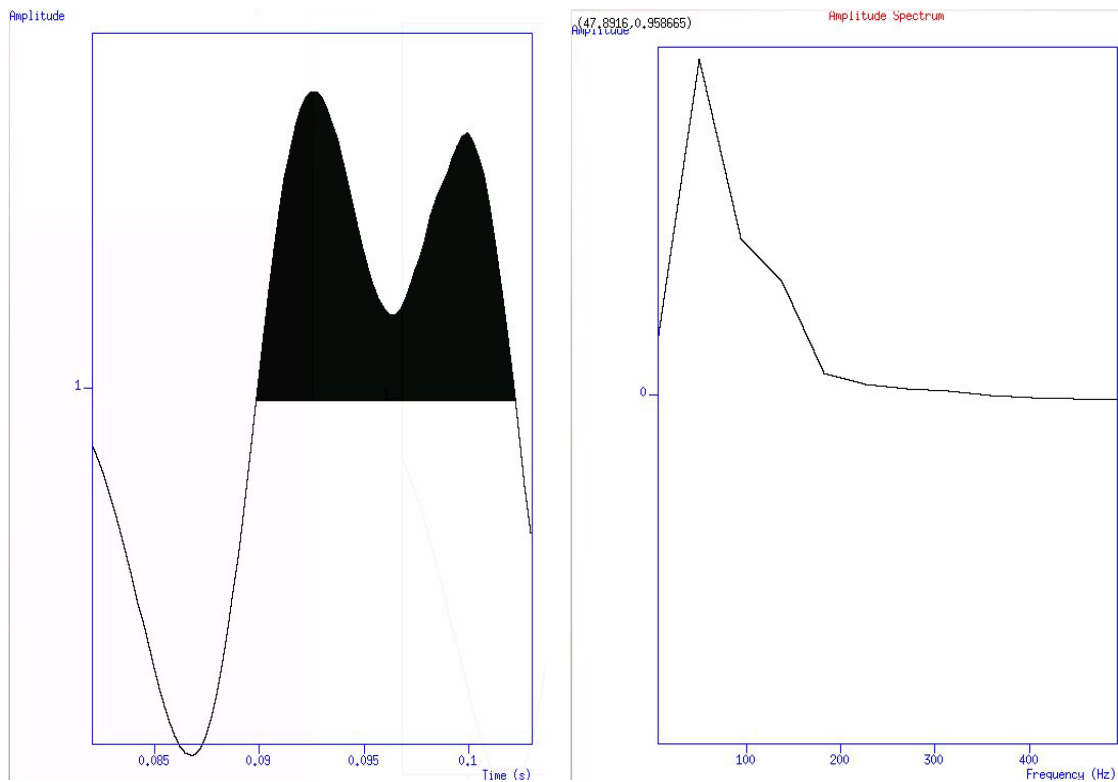
**Εικόνες 7.20 – 7.21:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.5) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 44 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 15 Kg.



**Εικόνες 7.22 – 7.23:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.6) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 44 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 8 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=20 cm.



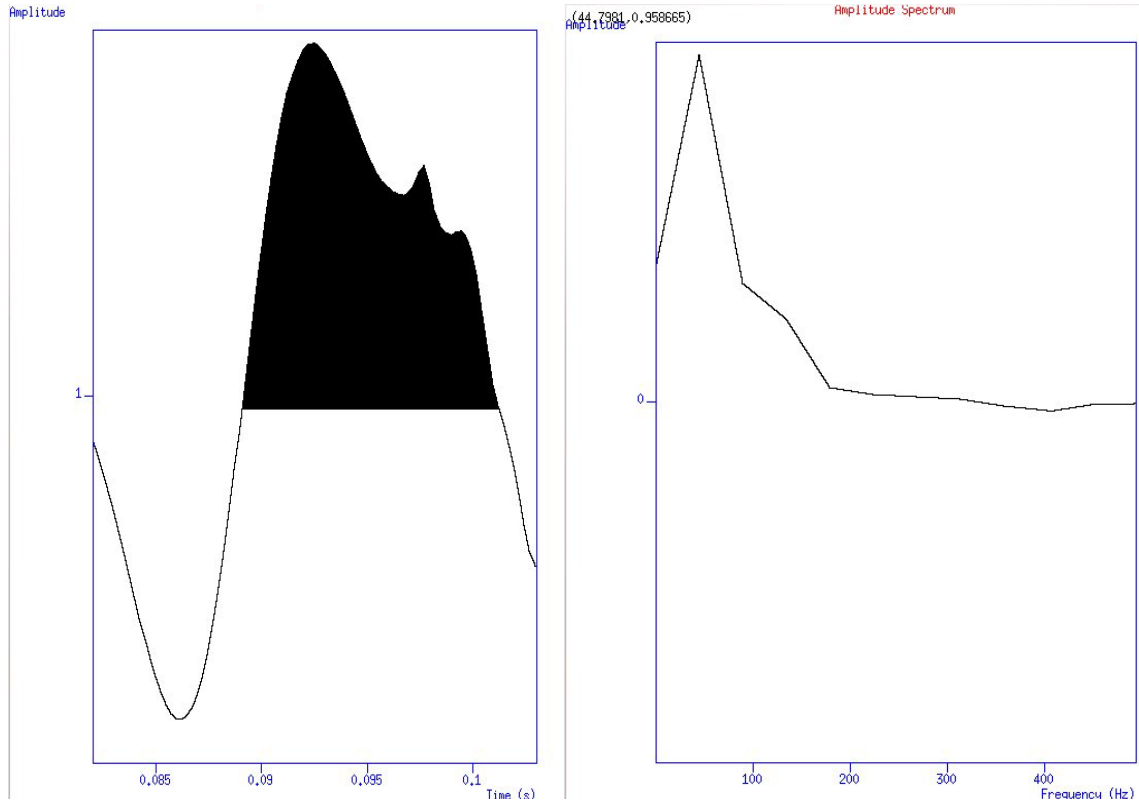
**Εικόνες 7.24 – 7.25:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.7) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 45 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 8 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=25 cm.



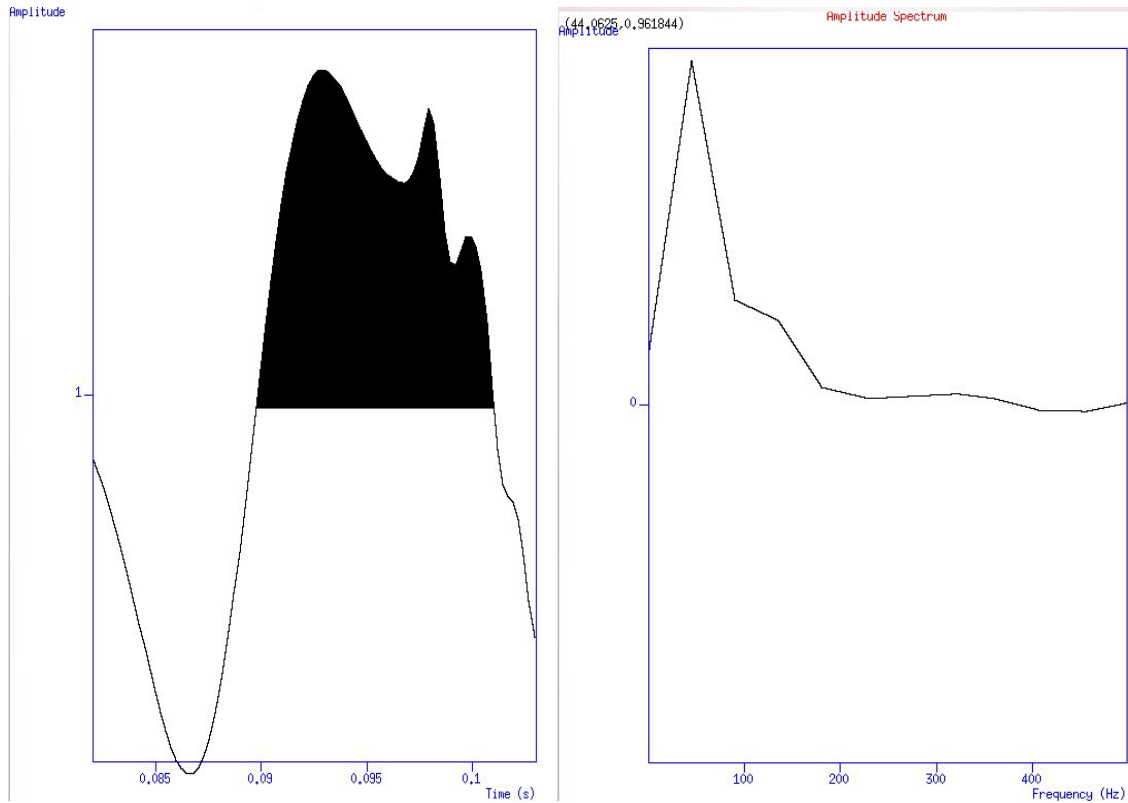
**Εικόνες 7.26 – 7.27:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.8) που



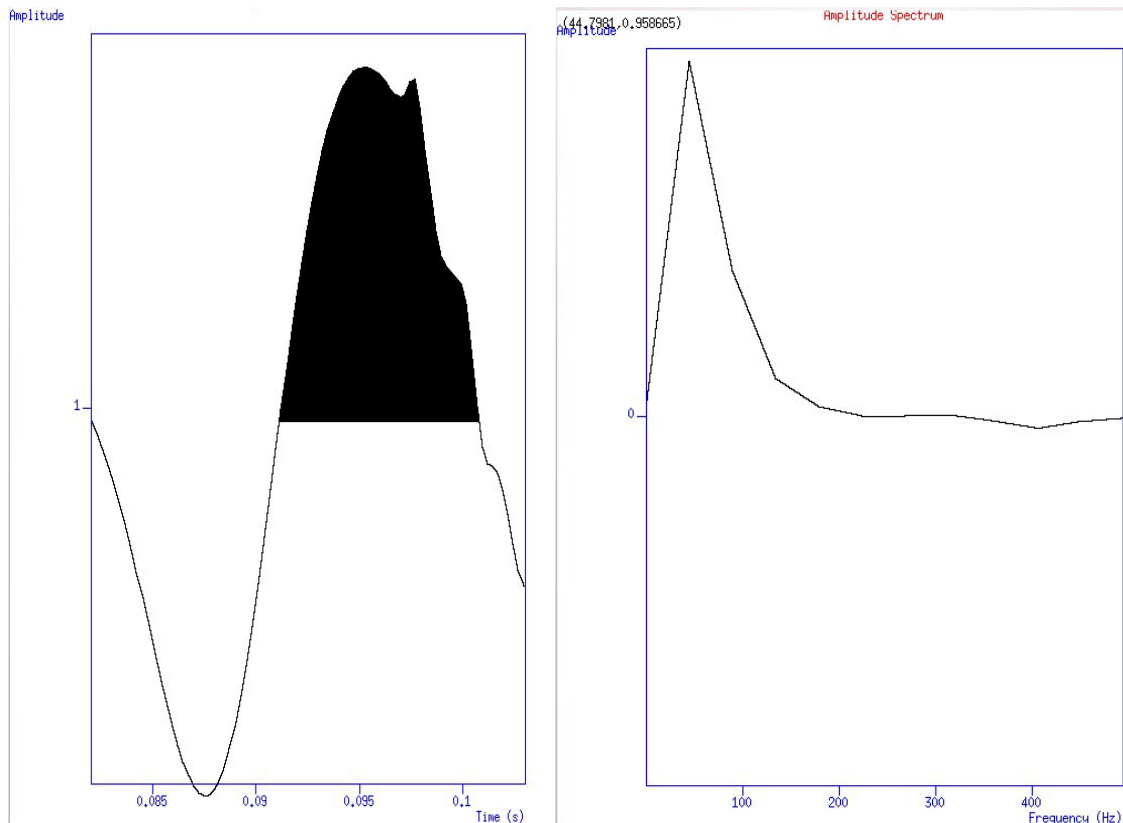
απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 48 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 8 Kg – Πλάκα σύζευξης 15 Kg.



**Εικόνες 7.28 – 7.29:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 7.9) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 44 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 2.5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=20 cm.



**Εικόνες 7.30 – 7.31:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 5.10) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 44 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 200 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 2.5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg, d=25 cm.



**Εικόνες 7.32 – 7.33:** Αριστερά: Ο παλμός του ίχνους 20 (καταγραφή εικόνας 5.11) που απομονώθηκε για τον προσδιορισμό του φασματικού πλάτους. Δεξιά: Το φασματικό πλάτος που υπολογίστηκε μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Η κυρίαρχη συχνότητα ισούται με 45 Hz, ενώ το εύρος συχνοτήτων με ενεργειακό περιεχόμενο ισούται με περίπου 180 Hz. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 2.5 Kg – Πλάκα σύζευξης 15 Kg.

## 7.2 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΟΥ ΜΕΤΑΣΧΗΜΑΤΙΣΜΟΥ GABOR (GABOR TRANSFORM)

Ένας άλλος τρόπος προσδιορισμού του συχνοτικού περιεχομένου του εκάστοτε σεισμικού ίχνους αποτελεί η μεταφορά του ίχνους από το πεδίο t-x στο πεδίο t-f μέσω του μετασχηματισμού Gabor (Gabor Transform).

Ο μετασχηματισμός Gabor, εφαρμόζεται για τον υπολογισμό της στιγμιαίας συχνότητας (instantaneous frequency) της στιγμιαίας φάσης (instantaneous phase) και του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) ενός τμήματος του ημιτονοειδούς σήματος καθώς αυτό μεταβάλλεται χρονικά.

Αρχικά, η συνάρτηση που θα μετασχηματιστεί, πολλαπλασιάζεται με μία Γκαουσιανή συνάρτηση με το αποτέλεσμα της πράξης να μετασχηματίζεται μέσω του μετασχηματισμού Fourier. Συνεπώς, το τελικό αποτέλεσμα αποτελεί μία αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους του σήματος στον χώρο t-f. Η μαθηματική έκφραση του μετασχηματισμού Gabor για μία ορισμένη συνάρτηση  $x(t)$  είναι της μορφής:

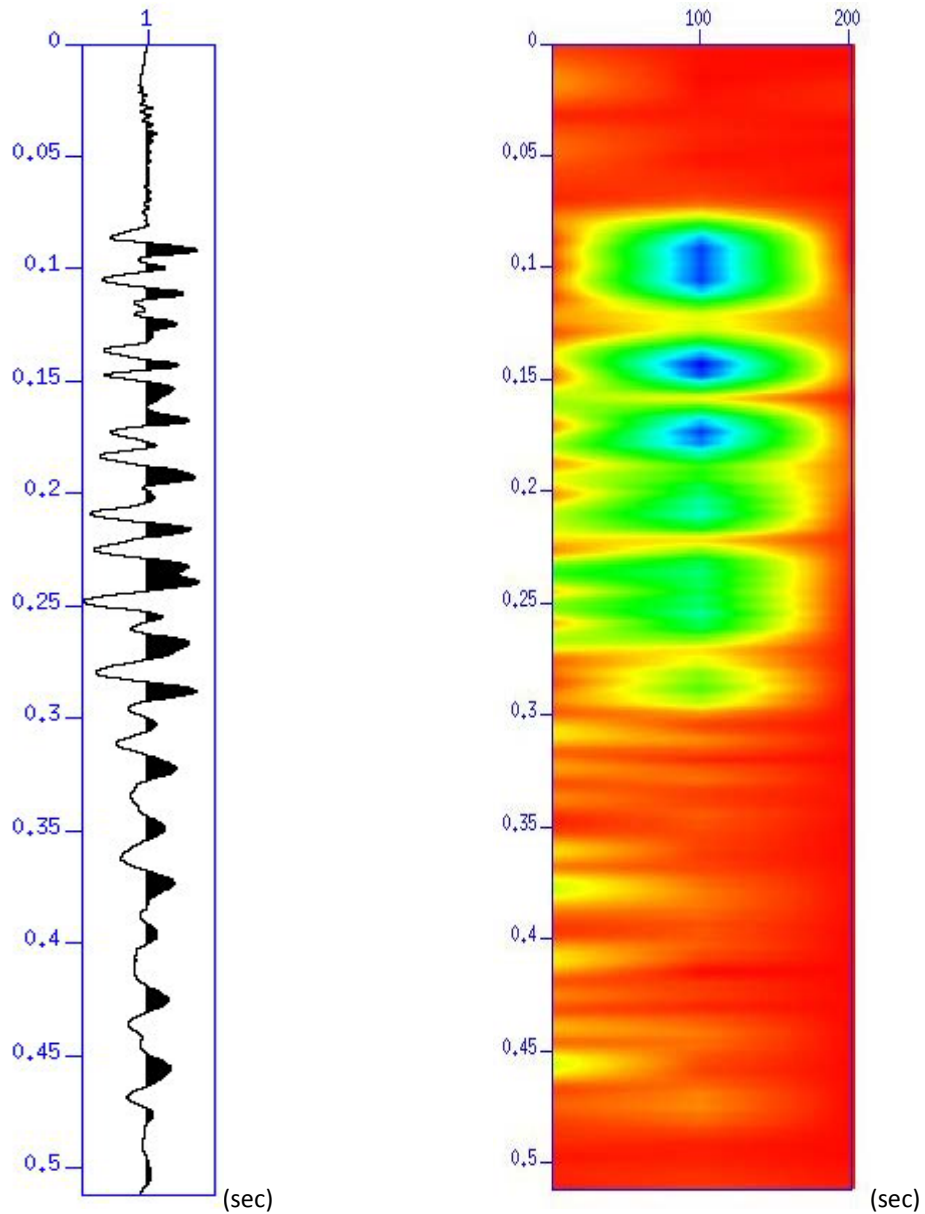
$$G_x(t, f) = \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\pi(\tau-t)^2} e^{-j2\pi f\tau} x(\tau) d\tau \quad (7.1)$$

όπου ο όρος  $G_x(t,f)$  αποτελεί το μετασχηματισμένο σήμα.

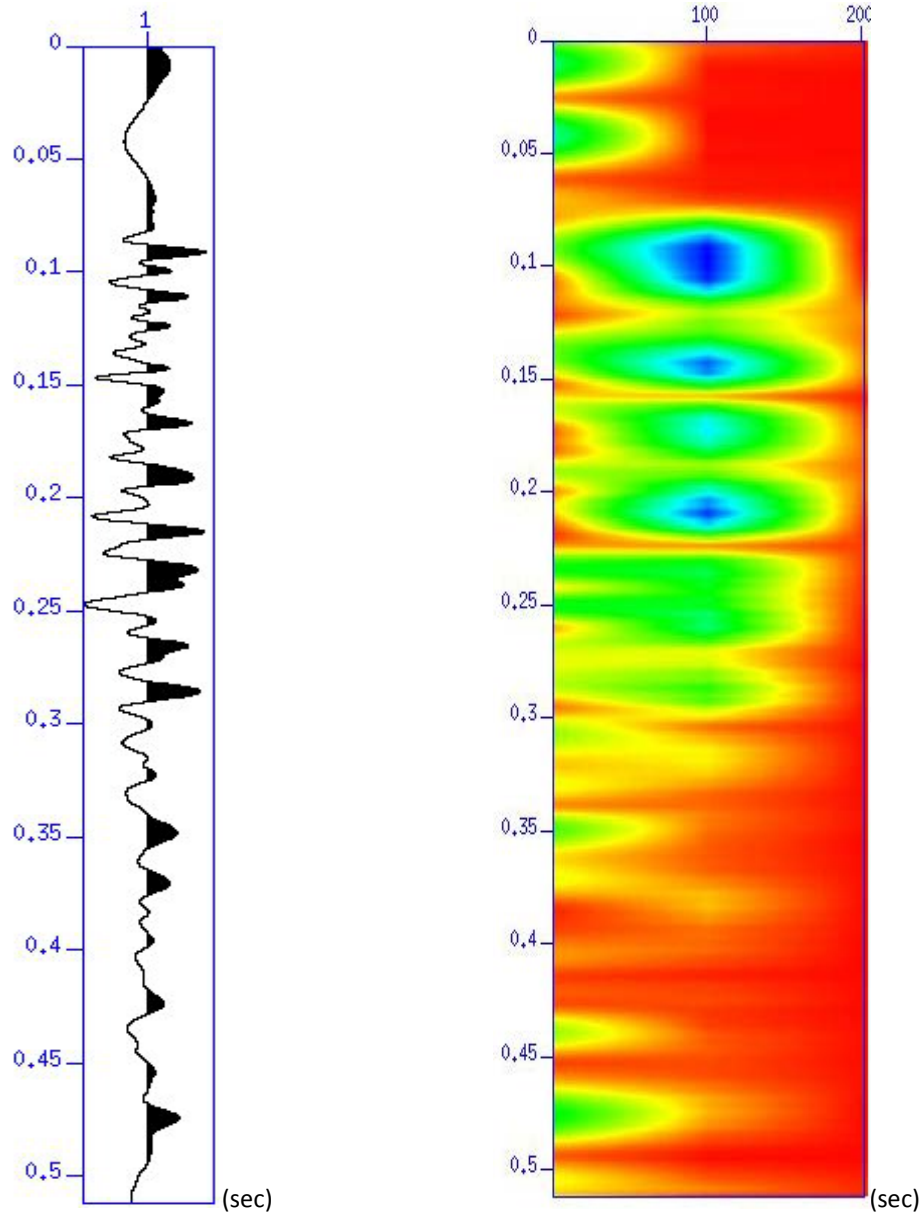
Όσον αφορά τα δικά μας δεδομένα, εφαρμόσαμε τον μετασχηματισμό Gabor στο 20<sup>ο</sup> ίχνος της εκάστοτε έκρηξης. Οι εικόνες που προέκυψαν με την συγκεκριμένη διαδικασία παρουσιάζονται στις εικόνες 7.34 - 7.55.

Όπως ήταν αναμενόμενο, οι πηγές όπου το στιγμιαίο πλάτος εμφανίζει τις μέγιστες τιμές είναι το σεισμικό καψύλι (detonator) και το buffalo gun. Οι συγκεκριμένες μέγιστες τιμές, οι οποίες αντιπροσωπεύονται με μπλε χρώμα στις εικόνες, εμφανίζονται σε συχνότητες από 90 Hz – 110 Hz, ενώ ταυτίζονται με το χρονικό παράθυρο εντός του οποίου εμφανίζεται ο παλμός ανάκλασης (0.083 s – 0.103 s). Άλλα τοπικά μέγιστα εμφανίζονται και σε διαφορετικά χρονικά παράθυρα (0.14 s – 0.15 s, 0.16 s – 0.17 s) στα οποία όμως περιλαμβάνονται διαφορετικού τύπου αφίξεις (ground roll).

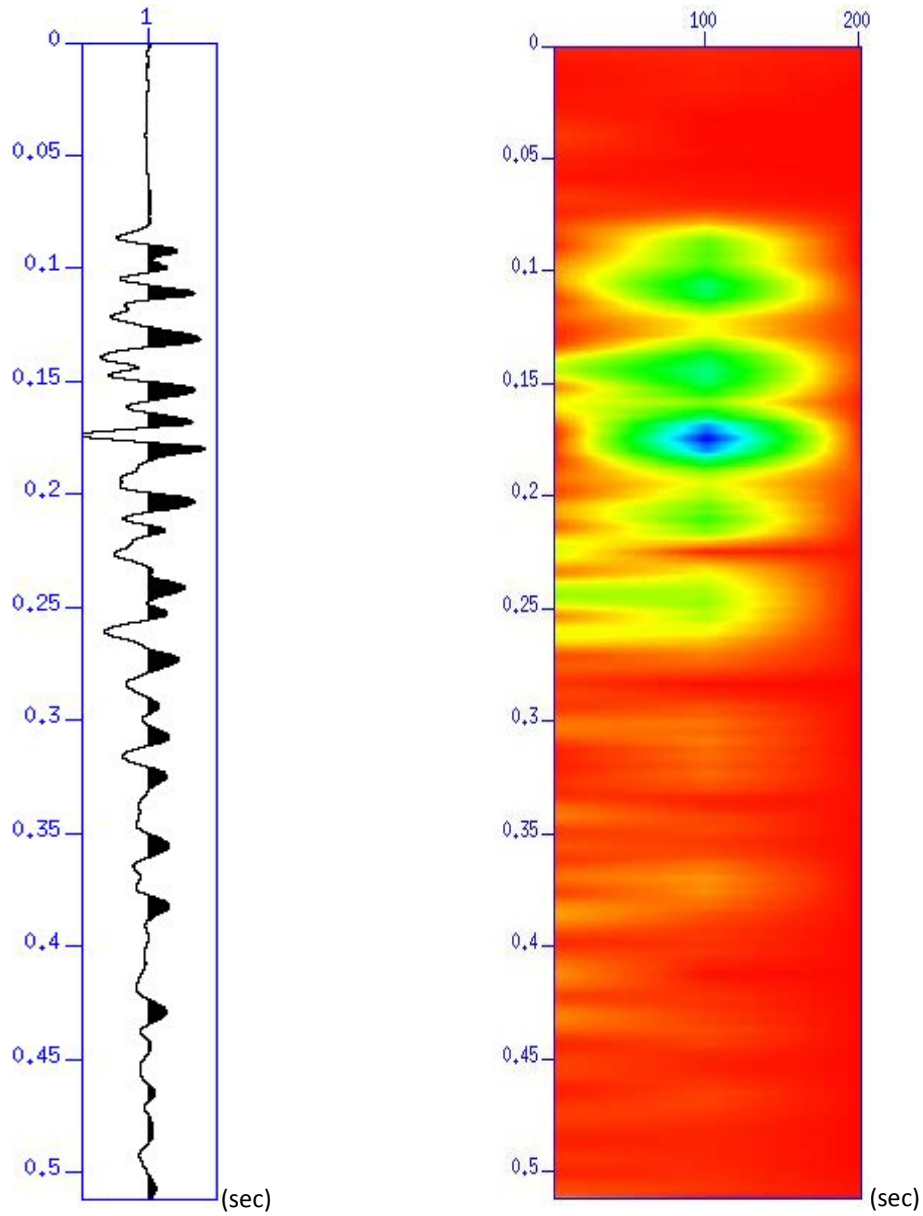
Όσον αφορά τους τρεις διαφορετικούς τύπους σεισμικών σφυριών σε συνδυασμό με τις πλάκες σύζευξης διαφορετικών μεγεθών, το αποτέλεσμα για άλλη μια φορά δεν είναι απολύτως ευδιάκριτο, επιβεβαιώνοντας τα αποτελέσματα που προέκυψαν από την φασματική ανάλυση. Η μέγιστη τιμή του στιγμιαίου πλάτους εμφανίζεται σε χρονικό παράθυρο διαφορετικό από αυτό στο οποίο περιλαμβάνεται ο παλμός ανάκλασης, με την συγκεκριμένη μέγιστη τιμή να αντιπροσωπεύει το στιγμιαίο πλάτος του επιφανειακού κύματος. Είναι πάντως πρόδηλο, ότι το μικρό σεισμικό σφυρί (2.5 Kg) με όλους τους συνδυασμούς πλακών παράγει αποτέλεσμα φτωχότερο ποιοτικά στο παράθυρο του παλμού ανάκλασης (εικ. 7.51 – 7.53 – 7.55), ενώ φαίνεται ξανά ότι, για το συγκεκριμένο παράθυρο, το σεισμικό σφυρί 5 Kg με την πλάκα διαμέτρου 20 cm παράγει το καλύτερο αποτέλεσμα συγκριτικά με τους άλλους συνδυασμούς πλακών και σφυριών (εικ. 7.39).



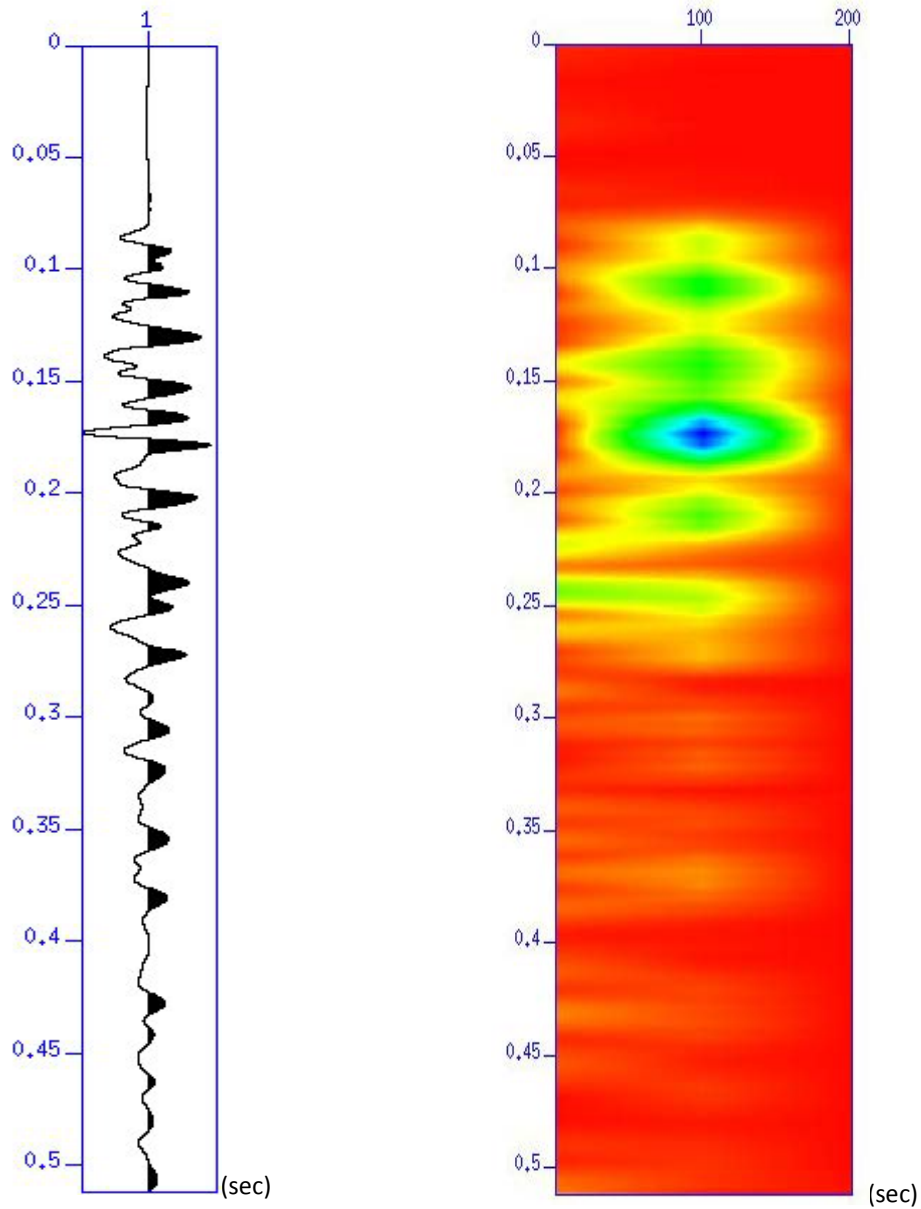
**Εικόνες 7.34 – 7.35:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.1) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



**Εικόνες 7.36 – 7.37:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.2) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.

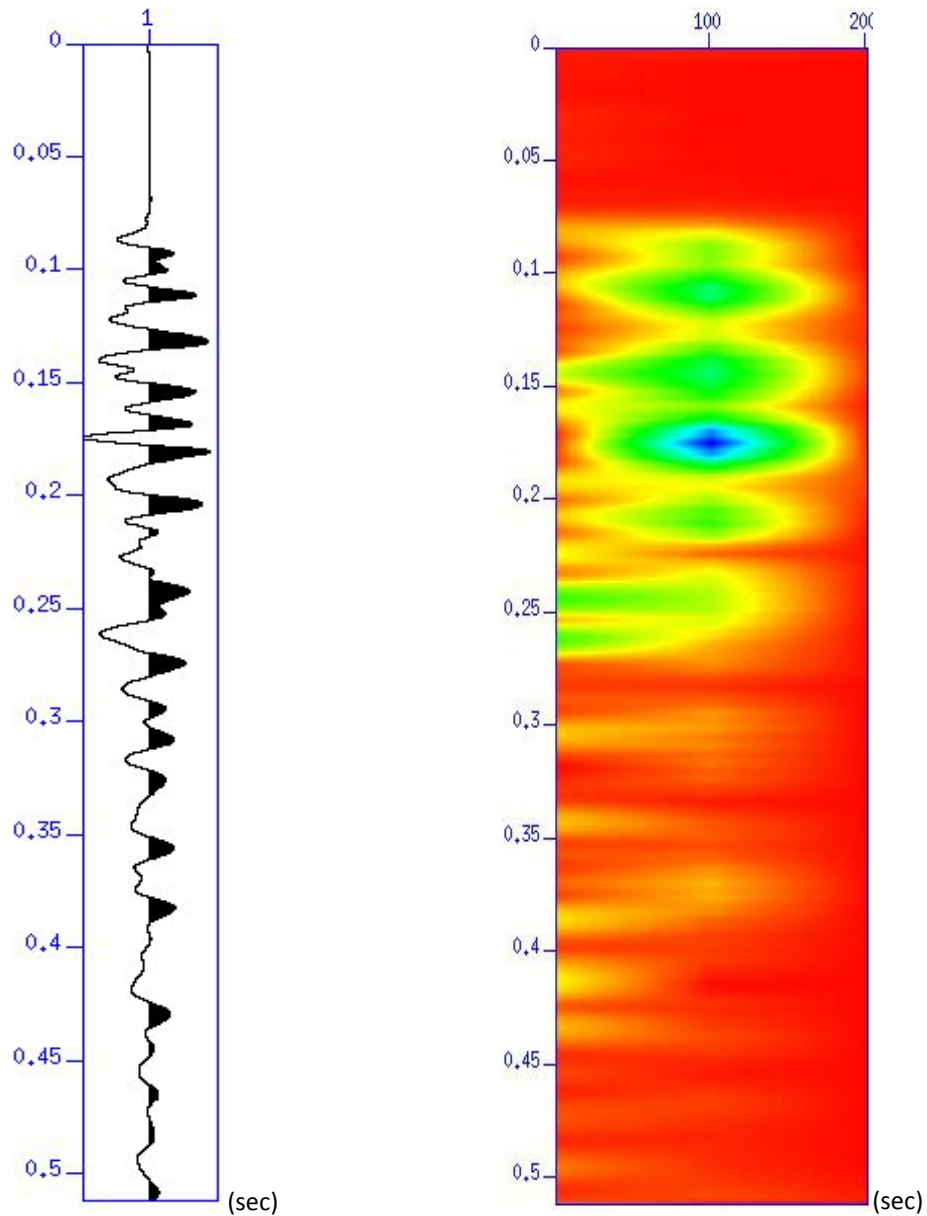


**Εικόνες 7.38 – 7.39:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.3) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.

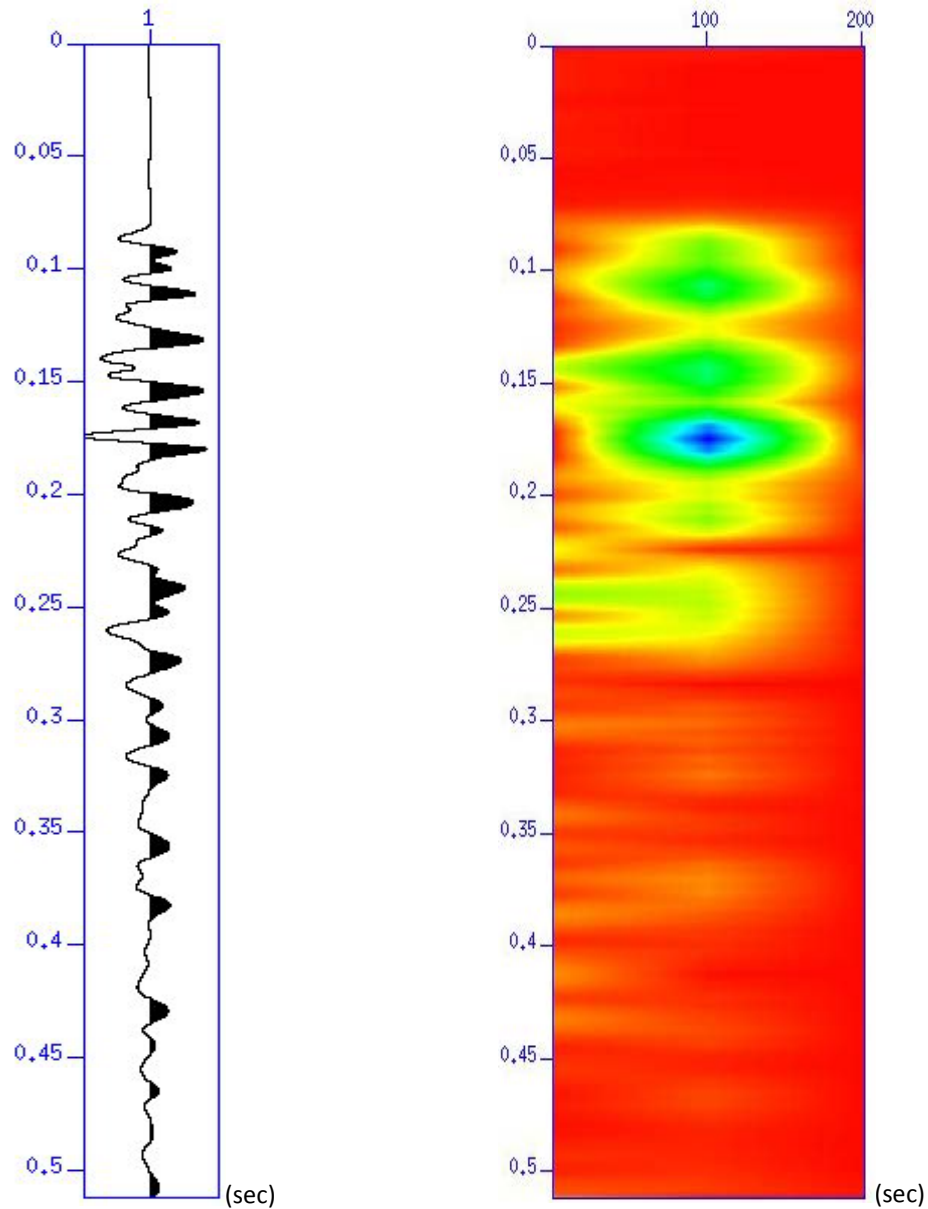


**Εικόνες 7.40 – 7.41:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.4) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.

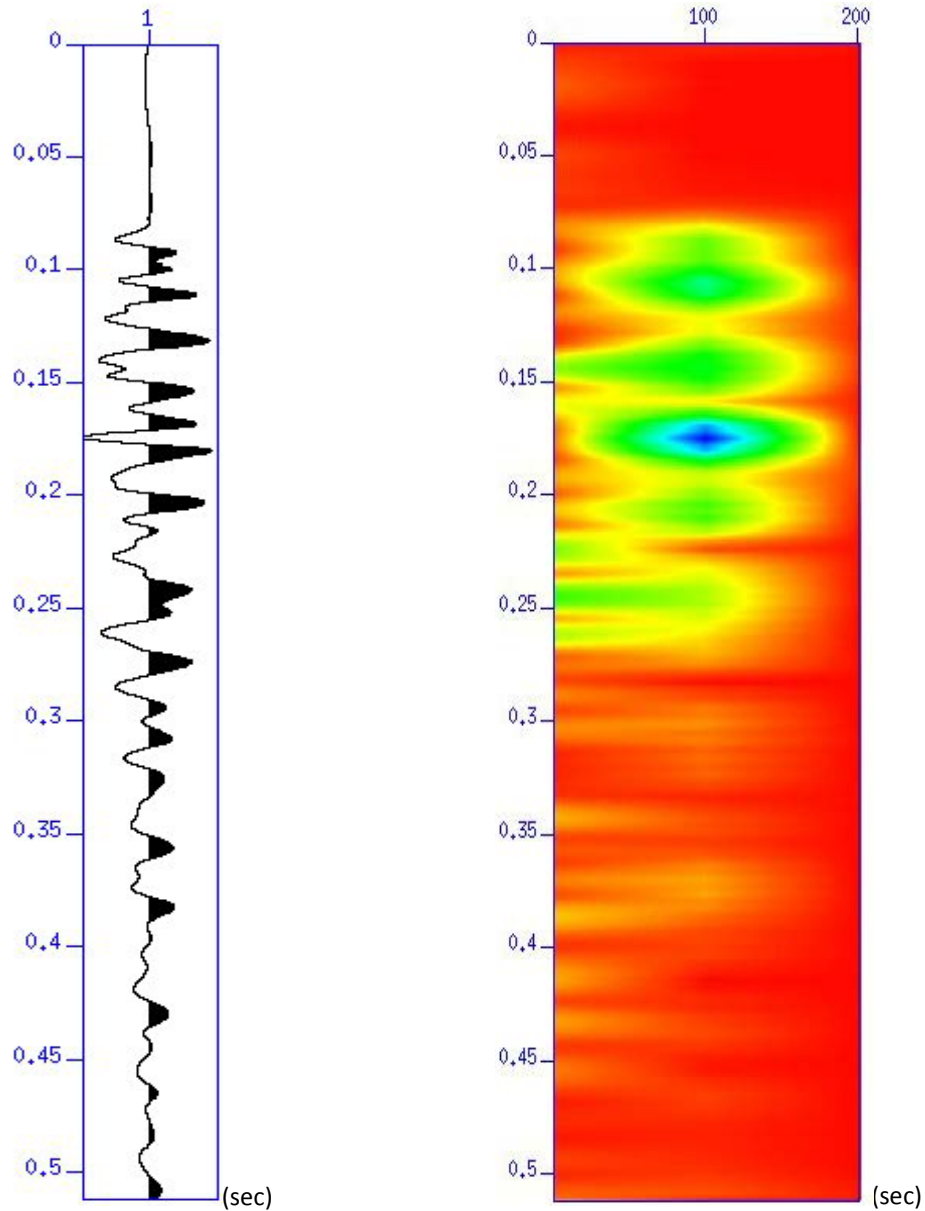




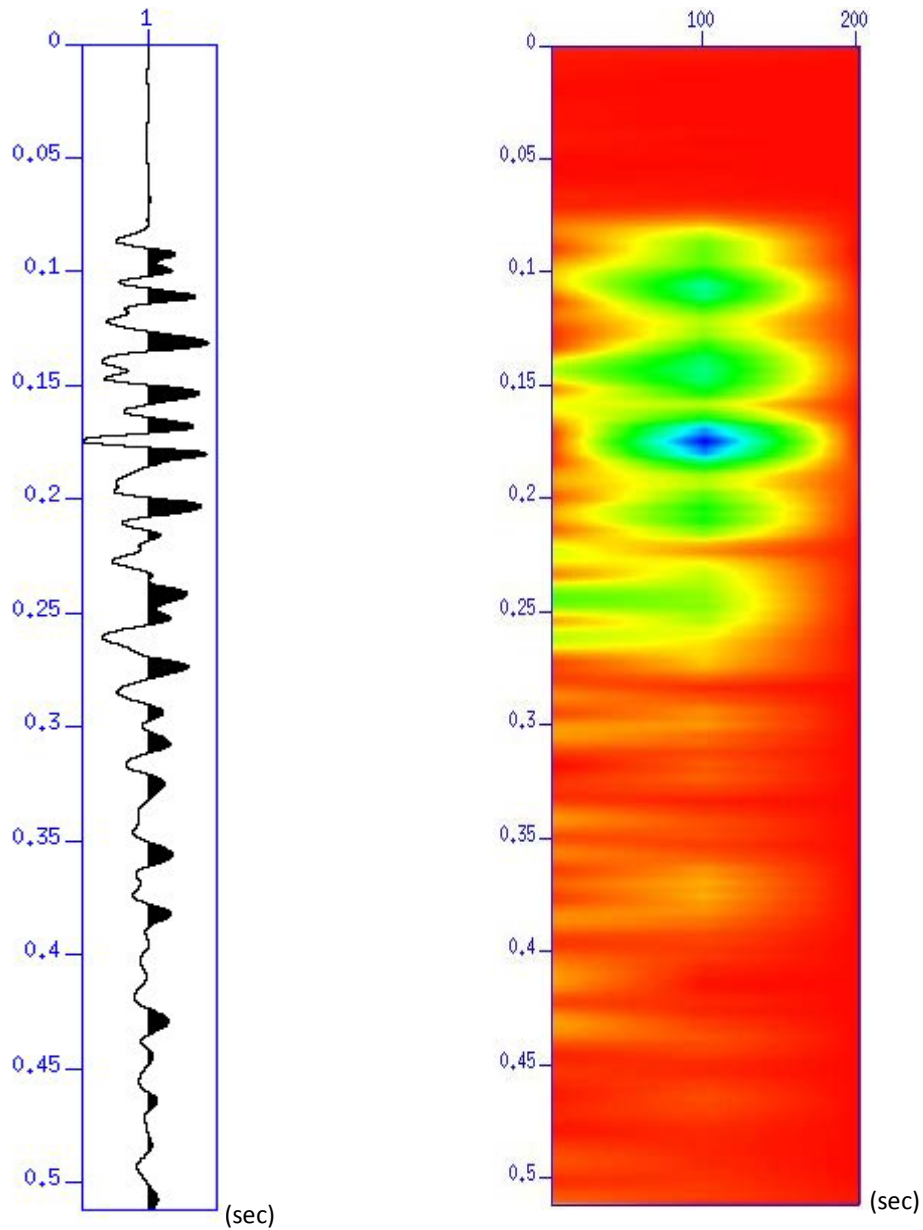
**Εικόνες 7.42 – 7.43:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.5) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



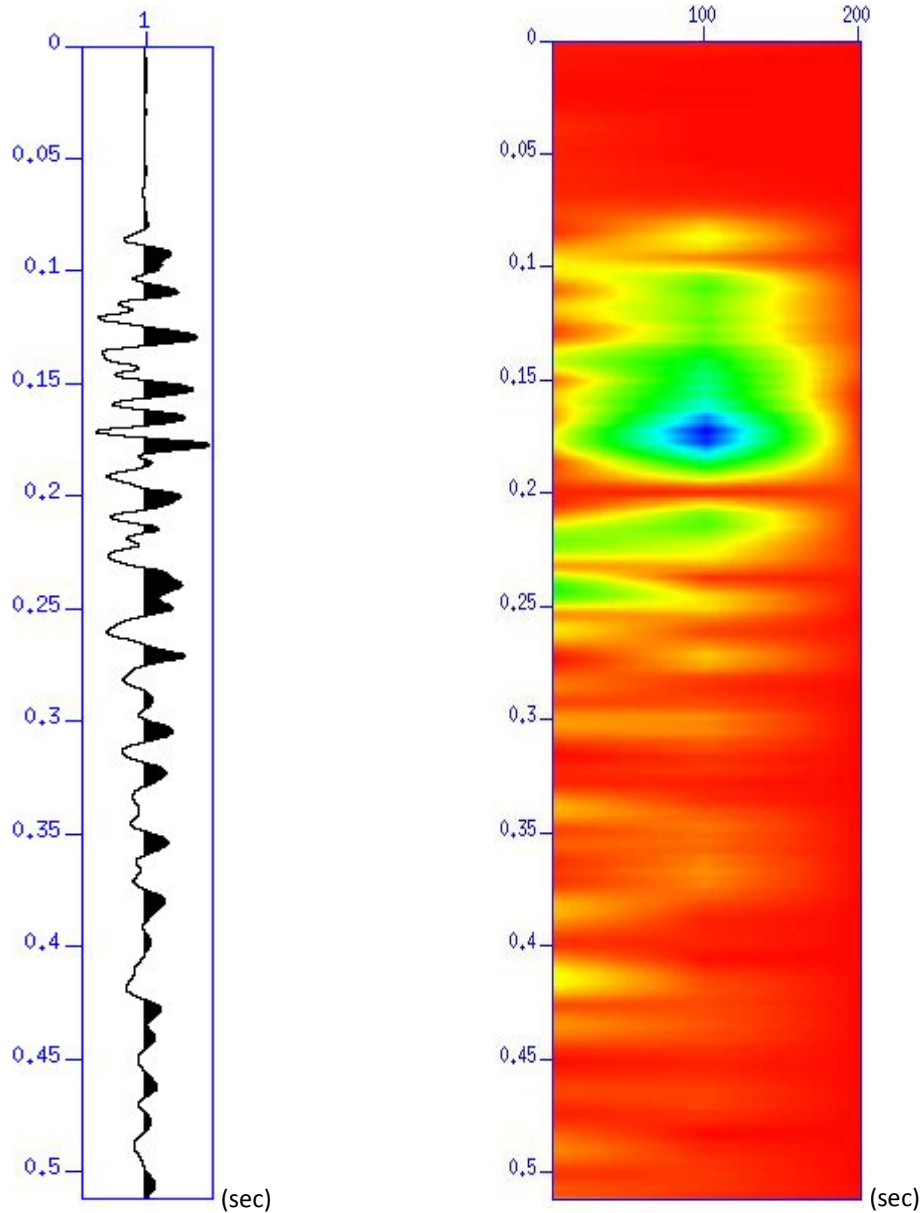
**Εικόνες 7.44 – 7.45:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.6) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



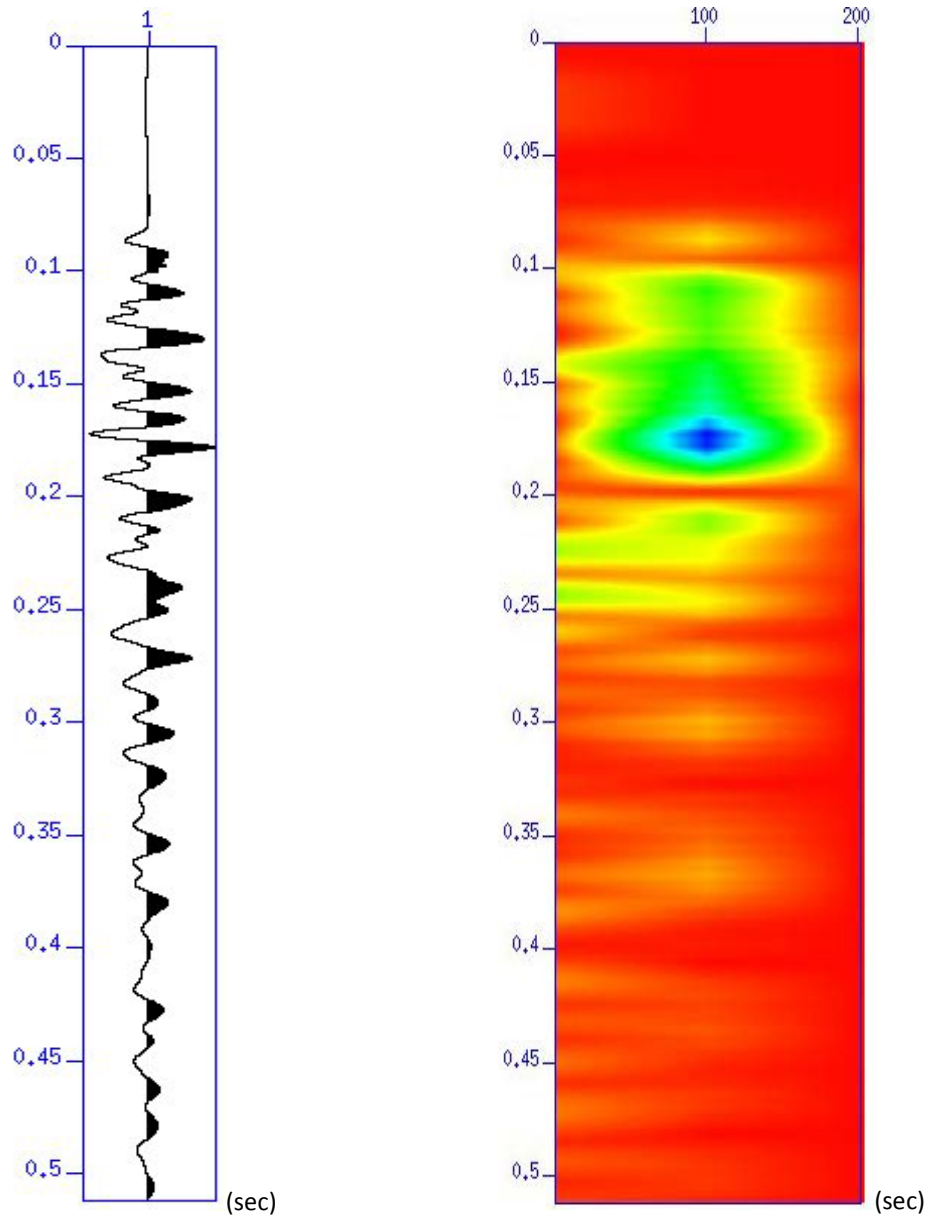
**Εικόνες 7.46 – 7.47:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.7) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



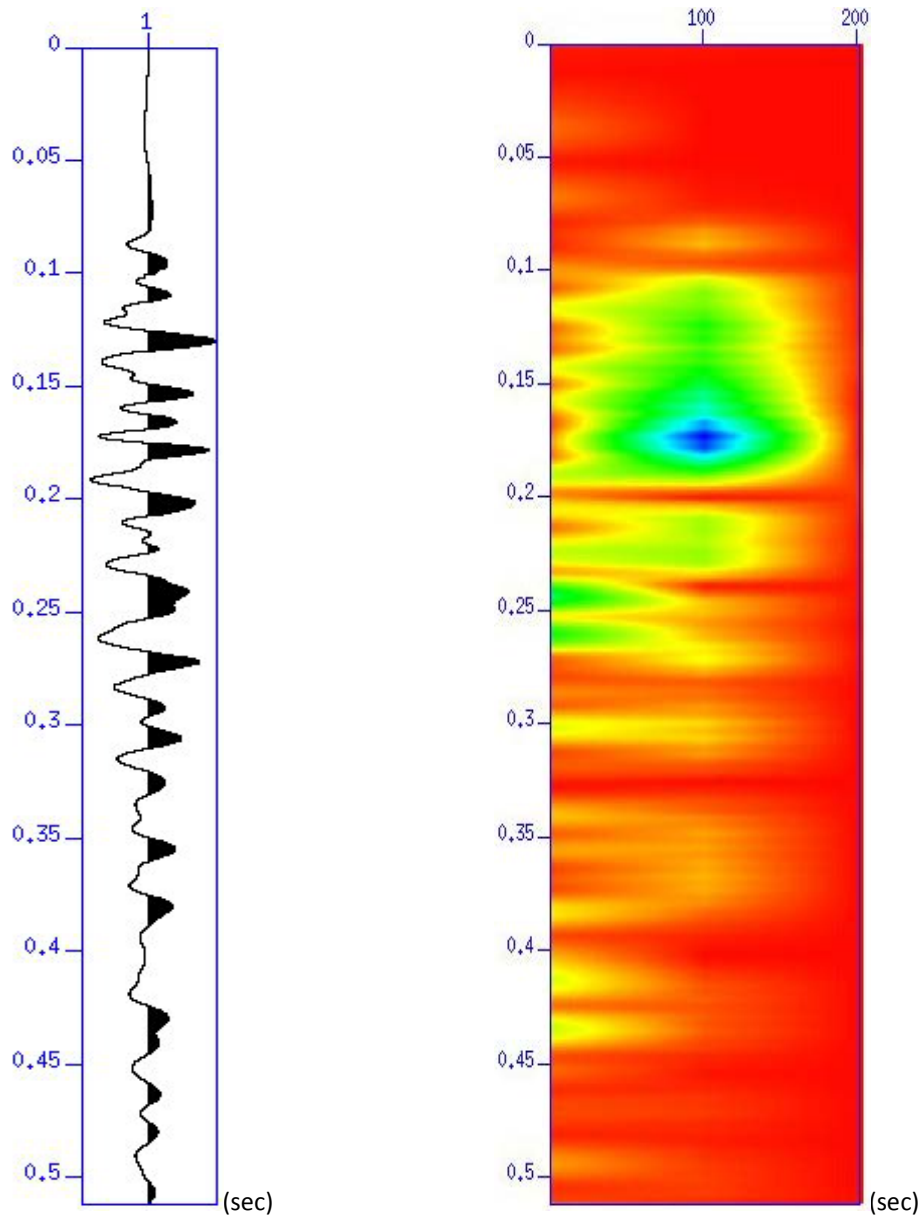
**Εικόνες 7.48 – 7.49:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.8) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



**Εικόνες 7.50 – 7.51:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.9) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.



**Εικόνες 7.52 – 7.53:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.10) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.

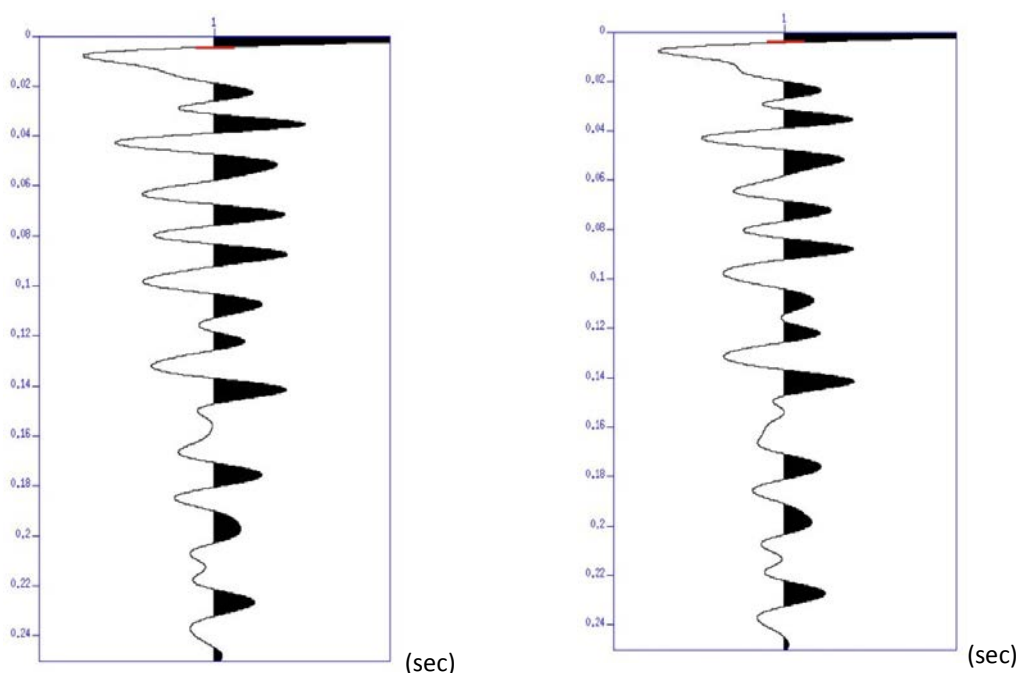


**Εικόνες 7.54 – 7.55:** Αριστερά: Το ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.11) στο οποίο εφαρμόστηκε ο μετασχηματισμός Gabor. Δεξιά: Αναπαράσταση του στιγμιαίου πλάτους (instantaneous amplitude) του ίχνους 20 στο πεδίο t-f. Οι πράσινες και μπλε περιοχές υποδηλώνουν υψηλές τιμές στιγμιαίου πλάτους.

### 7.3 ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΝΑΛΥΣΗ ΠΗΓΩΝ ΜΕ ΧΡΗΣΗ ΤΗΣ ΑΥΤΟΣΥΣΧΕΤΙΣΗΣ (AUTOCORRELATION)

Ένας άλλος τρόπος συγκριτικής ανάλυσης της εκάστοτε πηγής αποτελεί η σύγκριση των διαγραμμάτων αυτοσυσχέτισης (autocorrelation). Μέσω της αυτοσυσχέτισης, μπορούμε να προσδιορίσουμε το χρονικό σημείο όπου ο παλμός μεταβαίνει στο

μηδέν για πρώτη φορά (first transient zone), με το συγκεκριμένο σημείο να αντιπροσωπεύει την αυτοσυσχέτιση του παλμού της πηγής, δίνοντας μια ένδειξη για το πλάτος αυτού (Mousa, 2011). Στις δύο επόμενες εικόνες (εικ 7.56 - 7.57), παρουσιάζονται ενδεικτικά, δύο διαγράμματα αυτοσυσχέτισης που αντιστοιχούν στο 20<sup>ο</sup> ίχνος των εικόνων 7.3 και 7.6. Η πρώτη ζώνη μηδέν αποτελεί το τμήμα του διαγράμματος αυτοσυσχέτισης που περιλαμβάνει υψηλά πλάτη (Mousa, 2011). Στο σημείο αυτό οφείλουμε να τονίσουμε ότι στην συγκεκριμένη συγκριτική ανάλυση, δεν θα συμπεριλάβουμε το buffalo gun και τον πυροκροτητή – καψύλι, καθώς είναι δεδομένο ότι το πλάτος του σήματος των πηγών αυτών και το ενεργειακό περιεχόμενό των είναι κατά πολύ μεγαλύτερο από τα αντίστοιχα των σφυριών. Επομένως, περιοριζόμαστε μόνο στην ανάλυση των σφυριών διαφορετικού μεγέθους σε συνδυασμό με τις πλάκες.



**Εικόνες 7.56 – 7.57:** Διαγράμματα αυτοσυσχέτισης (autocorrelation): Αριστερά: Η αυτοσυσχέτιση του ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.3) με την πρώτη ζώνη μετάβασης να παρατηρείται στον χρόνο 0.0046 s (κόκκινη παύλα). Δεξιά: Η αυτοσυσχέτιση του ίχνος 20 (καταγραφή εικόνας 7.5) με την πρώτη ζώνη μετάβασης να παρατηρείται στον χρόνο 0.0045 s.

Στον επόμενο πίνακα, εμφανίζονται οι τιμές της πρώτης ζώνης μετάβασης (first transient zone) για όλους τους συνδυασμούς σφυριών – πλακών (πίνακας 7.1).



**Πίνακας 7.1:** Τιμές για την πρώτη ζώνη μετάβασης για όλους τους τύπους πηγών

| Τύπος Πηγής                         | First Transient Zone (s) |
|-------------------------------------|--------------------------|
| Σφυρί 5 Kg - Πλάκα 5 Kg (d=20 cm)   | 0.0045                   |
| Σφυρί 5 Kg - Πλάκα 5 Kg (d=25 cm)   | 0.0046                   |
| Σφυρί 5 Kg - Πλάκα 15 Kg            | 0.0049                   |
| Σφυρί 8 Kg - - Πλάκα 5 Kg (d=20 cm) | 0.0045                   |
| Σφυρί 8 Kg - Πλάκα 5 Kg (d=25 cm)   | 0.0047                   |
| Σφυρί 8 Kg - Πλάκα 15 Kg            | 0.0049                   |
| Σφυρί 2 Kg - - Πλάκα 5 Kg (d=20 cm) | 0.0048                   |
| Σφυρί 2 Kg - Πλάκα 5 Kg (d=25 cm)   | 0.0045                   |
| Σφυρί 2 Kg - Πλάκα 15 Kg            | 0.0053                   |

Βασιζόμενοι στα ανωτέρω χρονικά αποτελέσματα, είναι εμφανής η μεγάλη διαφοροποίηση που υπάρχει στους χρόνους της πρώτης μετάβασης ανάμεσα στις καταγραφές με χρήση ελαφριών πλακών (5 Kg) και στις αντίστοιχες με χρήση βαριάς πλάκας (15 Kg), πιστοποιώντας ότι η χρήση ελαφρύτερων πλακών είναι προτιμότερη από την χρήση βαρύτερων στην έρευνα σεισμικής ανάκλασης ρηχών δομών.

## 7.4 ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Έχοντας ολοκληρώσει τον συγκριτικό έλεγχο των πηγών χρησιμοποιώντας διαφορετικές μεθόδους σύγκρισης, είναι προφανές ότι πρωτίστως ο πυροκροτητής – καψύλι όσο και το buffalo gun μπορούν να παράγουν αξιόπιστα αποτελέσματα στην έρευνα σεισμικής ανάκλασης ρηχών δομών. Όσον αφορά τους συνδυασμούς σφυριών και πλακών, αποδεικνύεται ότι ο συνδυασμός σφυριού 5 Kg – πλάκας 5 Kg δύναται να παράγει τα καλύτερα αποτελέσματα παράγοντας συχνότητες και πλάτη που υπό προϋποθέσεις μπορούν να αναδείξουν ρηχούς ανακλαστήρες. Τέλος, μέσω της ανάλυσης των διαγραμμάτων αυτοσυσχέτισης, κατέστη σαφές ότι η χρήση της βαριάς πλάκας δεν πρέπει να προτιμάται στην μελέτη ρηχών δομών.

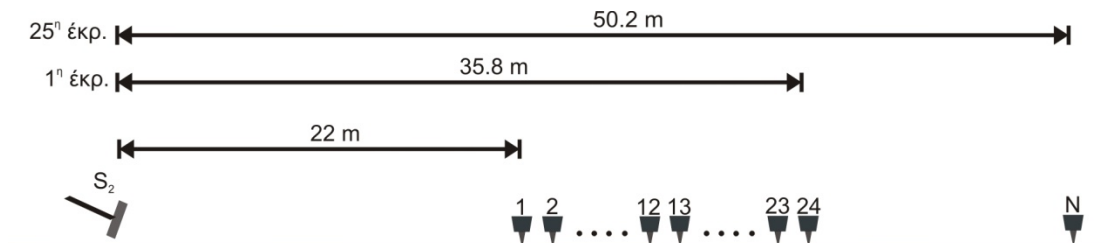
## 8. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΑΝΑΚΛΑΣΗΣ

### 8.1 ΤΥΠΟΣ ΠΗΓΗΣ: ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΣΦΥΡΙ 5 Kg, ΠΛΑΚΑ ΣΥΖΕΥΞΗΣ 5 Kg

#### 8.1.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις 19/5/2014, έλαβε χώρα στην περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου, η λήψη δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με την χρήση σεισμικού σφυριού βάρους 5 Kg σε συνδυασμό με πλάκα σύζευξης βάρους 5 Kg, διαμέτρου 10 cm. Τα δεδομένα μας ελήφθησαν με την βοήθεια 24 κατακόρυφων γεωφώνων (vertical geophones) της εταιρείας Mark Products, ενώ οι καταγραφές αποθηκεύτηκαν ψηφιακά σε σειμογράφο StrataView 48 καναλιών της εταιρείας Geometrics. Η γεωμετρία της σεισμικής διάταξης που εφαρμόσαμε ταυτίστηκε με την αντίστοιχη του ελέγχου πηγών, ήτοι απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) ίση με 22 m και ισαπόσταση σεισμικών δεκτών 0.6 m.

Συνολικά, πραγματοποιήθηκαν 25 σεισμικές εκρήξεις (συνολικά 600 σεισμικά ίχνη) σε απόσταση 0.6 m μεταξύ των (shot interval), με την όλη διάταξη να προεκτείνεται κατά 0.6 m σε κάθε έκρηξη καλύπτοντας μία απόσταση ίση με 50,2 m (εικ. 8.1, 8.2). Λόγω της μεγάλης απόστασης μεταξύ της πηγής και του πρώτου γεωφώνου και για να αυξήσουμε τον λόγο σήματος/θορύβου, σε κάθε θέση έκρηξης πραγματοποιήσαμε κατακόρυφη σώρευση σήματος (vertical stacking) 15 εκρήξεων.

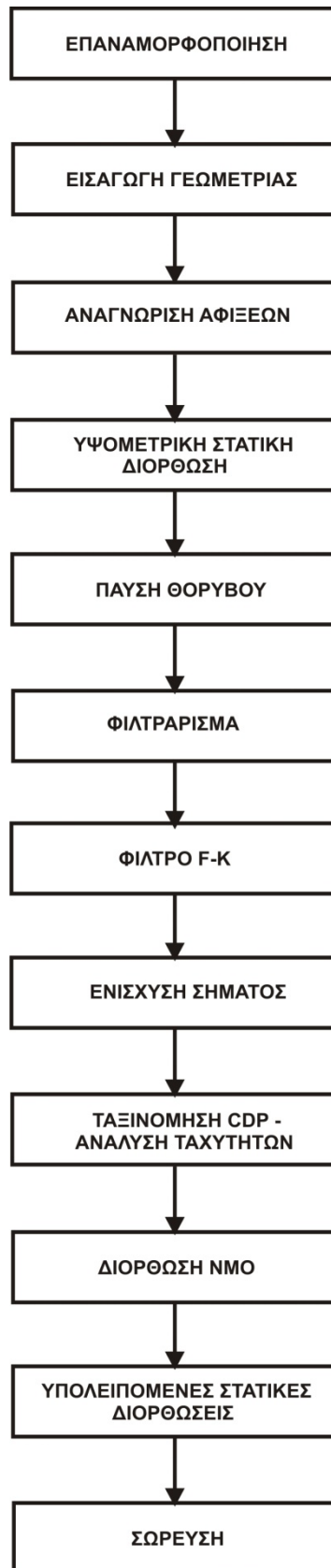


**Εικόνα 8.1 :** Σεισμική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Η σεισμική γραμμή παρουσίασε συνολικό ανάπτυγμα περί τα 50.2 m. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg διαμέτρου 10 cm.



**Εικόνα 8.2 :** Σεισμική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Η σεισμική γραμμή παρουσίασε συνολικό ανάπτυγμα περί τα 50.2 m. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg διαμέτρου 10 cm.

Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε εξ' ολοκλήρου στο λογισμικό Seismic Unix (Colorado School Of Mines) με τα στάδια επεξεργασίας να παρουσιάζονται σχηματικά στο κάτωθι γράφημα (εικ 8.3).



**Εικόνα 8.3 :** Γράφημα ροής επεξεργασίας (processing flow) που ακολουθήθηκε στα δεδομένα σεισμικής ανάκλασης.

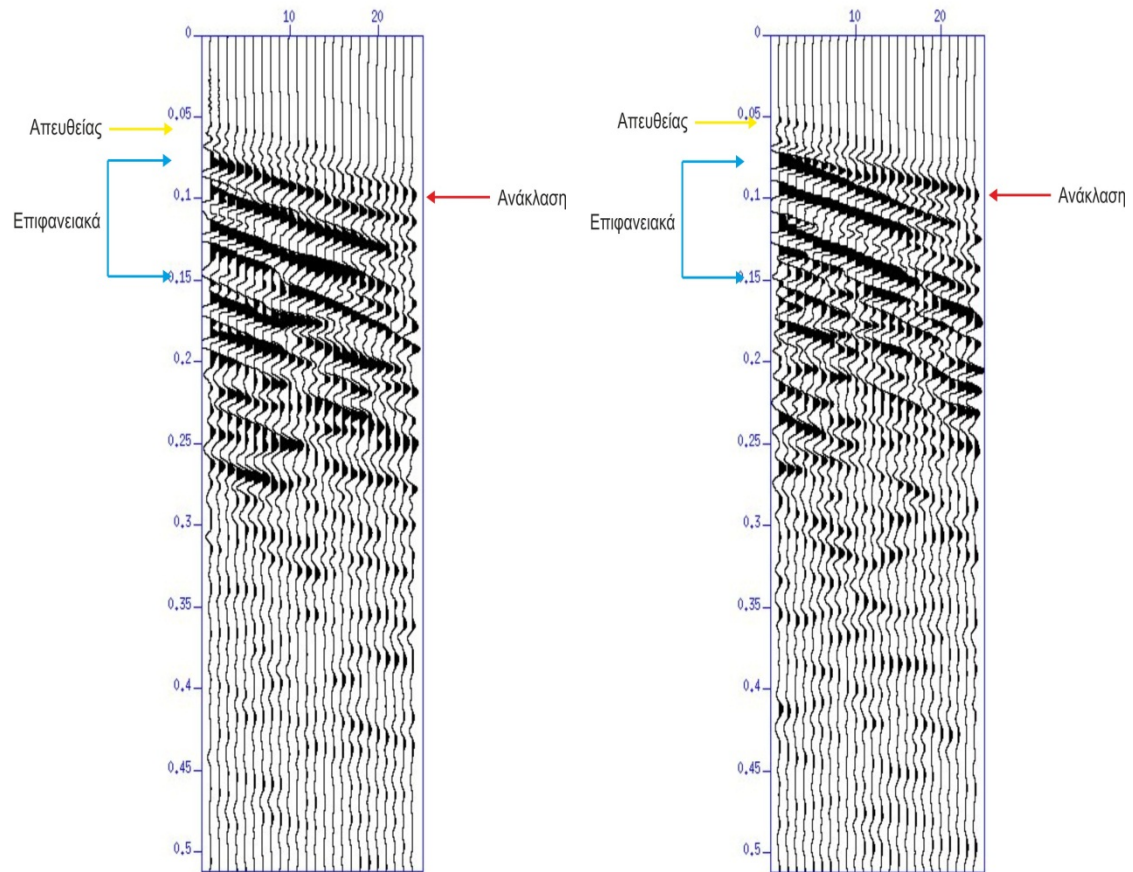
### 8.1.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ

Όπως έχουμε αναφέρει και στο θεωρητικό τμήμα της συγκεκριμένης εργασίας, με τον όρο επαναμορφοποίηση (reformatting) καλούμε την μετατροπή του αρχείου που αποθηκεύτηκε στον σειсмоγράφο (συνήθως SEG-2 ή SEG-Y αρχεία), σε ένα κατάλληλο τύπου αρχείο που θα δύναται να χρησιμοποιηθεί προς επεξεργασία. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, ο σειсмоγράφος αποθηκεύει ψηφιακά τις καταγραφές σε μορφή SEG-2. Επομένως, κατά το πρώτο στάδιο επεξεργασίας μετατρέψαμε τα δεδομένα μας από αρχεία μορφής SEG-2 σε αρχεία μορφής SU (Seismic Unix).

Εν συνεχεία, εισαγάγαμε την γεωμετρία της διάταξης στις ψηφιακές καταγραφές (geometry editing). Με αυτόν τον τρόπο, ορίσαμε τις παραμέτρους της γεωμετρικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκαν κατά το στάδιο λήψης των σεισμικών δεδομένων, δηλαδή την απόλυτη θέση της εκάστοτε θέσης πηγής και των σεισμικών δεκτών ως προς την σεισμική γραμμή, την ισαπόσταση μεταξύ των εκρήξεων καθώς και το απόλυτο υψόμετρο του εκάστοτε σημείου έκρηξης και σεισμικού δέκτη, με το τελευταίο να απαιτείται για να την εφαρμογή των υψομετρικών στατικών διορθώσεων σε μεταγενέστερο στάδιο.

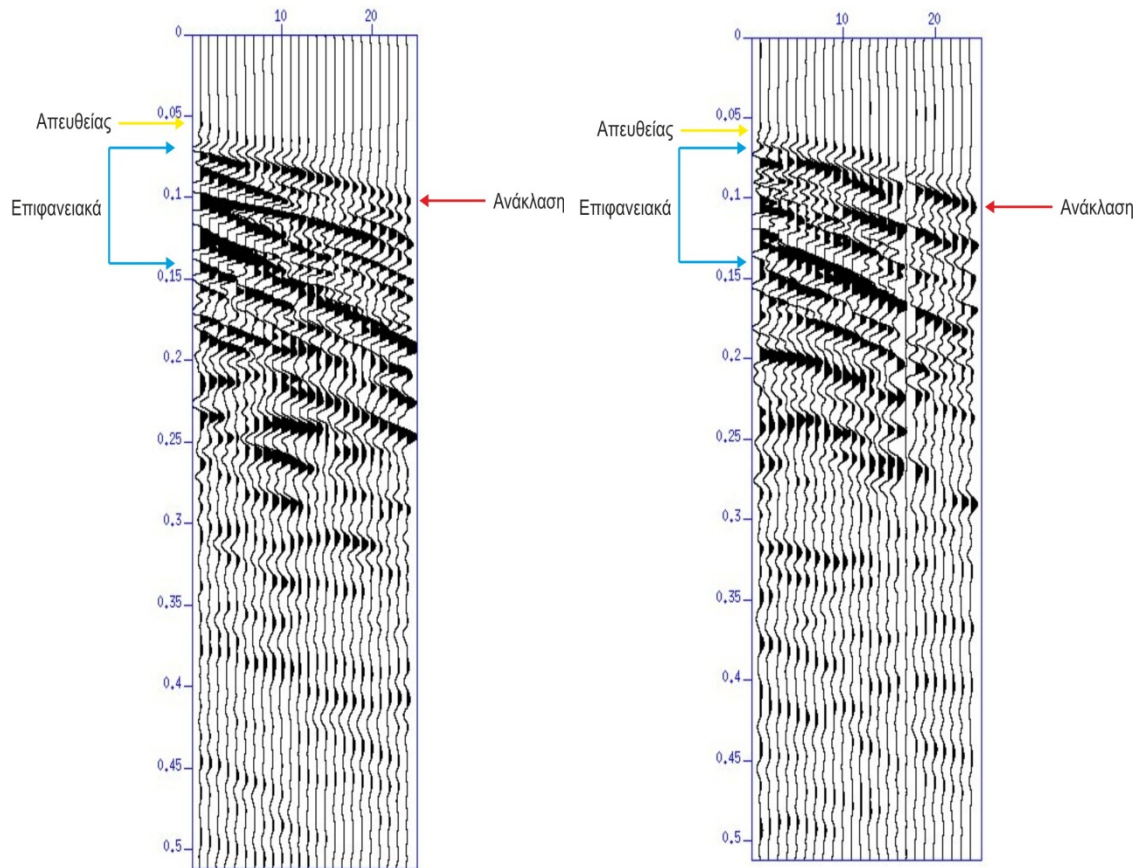
### 8.1.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΑΦΙΞΕΩΝ

Όπως και κατά το στάδιο της ανάλυσης θορύβου, έτσι και σε αυτό το πρωταρχικό στάδιο επεξεργασίας των δεδομένων μας, οφείλουμε να αναγνωρίσουμε την ύπαρξη της άφιξης ενδιαφέροντος, δηλαδή του ανακλώμενου κύματος εκ του ρηχού ανακλαστήρα καθώς και τους υπόλοιπους τύπους αφίξεων (απευθείας, διαθλώμενα, επιφανειακά κύματα). Στις κάτωθι εικόνες (εικ. 8.4 – 8.7), παρουσιάζονται διάφορες καταγραφές που έχουν προκύψει από εκρήξεις σε διαφορετικά σημεία επί της σεισμικής γραμμής, χωρίς να έχουν υποστεί καμία επεξεργασία. Παρατηρώντας τις εικόνες, γίνεται κατανοητό ότι η άφιξη του κύματος ανάκλασης δεν είναι εμφανής σε όλο το μήκος της σεισμικής γραμμής (βλέπε εικ. 8.4), γεγονός που οφείλεται ενδεχομένως στο τοπογραφικό ανάγλυφο της συγκεκριμένης περιοχής έρευνας, το οποίο οδηγεί μεταβατικά σε αποκλίσεις από την κλασική εικόνα αφίξεων υπερβολικής μορφής, αλλά και στον τύπο της πηγής ο οποίος δεν παρουσιάζει πολύ υψηλό συχνοτικό περιεχόμενο. Επιπλέον, οφείλουμε να παρατηρήσουμε την έντονη παρουσία αφίξεων επιφανειακών κυμάτων και την απουσία κυρίως των διαθλώμενων κυμάτων. Τέλος, εκ πρώτης όψεως δεν υπάρχει κανένα ίχνος ύπαρξης των δύο βαθύτερων ανακλαστήρων.



**Εικόνες 8.4 – 8.5 :** Καταγραφές από δύο εκρήξεις διαφορετικών σημείων επί της σεισμικής γραμμής (αριστερά: θέση 0 m, δεξιά: θέση 3 m). Παρατηρούμε ότι η παρουσία του κύματος ανάκλασης δεν είναι απόλυτα ευκρινής στη θέση 0 m, εν αντιθέσει με την θέση 3 m όπου το κύμα ανάκλασης είναι εμφανές (κόκκινο βέλος). Η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι έντονη (κίτρινο βέλος), ενώ παρατηρείται έντονη άφιξη των επιφανειακών κυμάτων (μπλε βέλη).





**Εικόνες 8.6 – 8.7 :** Καταγραφές από δύο εκρήξεις διαφορετικών σημείων επί της σεισμικής γραμμής (αριστερά: θέση 9 m, δεξιά: θέση 14.4 m). Παρατηρούμε ότι η παρουσία του κύματος ανάκλασης δεν εμφανής στη θέση 9 m, εν αντιθέσει με την θέση 14.4 m όπου το κύμα ανάκλασης είναι μερικώς εμφανές (κόκκινο βέλος). Η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι έντονη (κίτρινο βέλος), ενώ παρατηρείται έντονη άφιξη των επιφανειακών κυμάτων (μπλε βέλη).

### 8.1.4 ΥΨΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΤΑΤΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ

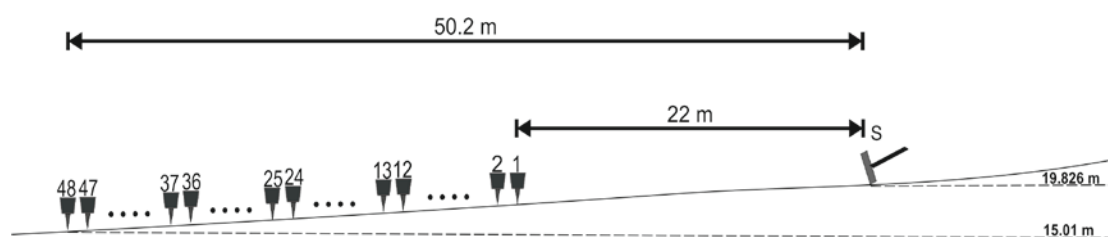
Το ανάγλυφο της περιοχής έρευνας παρουσιάζει ελαφριά κλίση, η οποία και επηρεάζει τους χρόνους άφιξης του κύματος ανάκλασης τροποποιώντας την υπερβολική μορφή της μορφή. Κατά συνέπεια, οφείλουμε να ανάγουμε όλες τις θέσεις των εκρήξεων και των σεισμικών δεκτών σε ένα κοινό επίπεδο αναφοράς (datum).

Όπως φαίνεται στην εικόνα 8.8, το σημείο της πρώτης έκρηξης παρουσιάζει απόλυτο υψόμετρο σε ακρίβεια χιλιοστού ίσο με 19.826 m, ενώ η τελευταία θέση του σεισμικού δέκτη (25<sup>η</sup> έκρηξη, θέση 50.2 m) βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο ίσο με 15.01 m (δεδομένα από μικροτοπογραφική αποτύπωση μέσω διαφορικού GPS). Συνεπώς, η αναγωγή όλων των θέσεων θα πραγματοποιηθεί επί του συγκεκριμένου κατώτατου υψομέτρου.

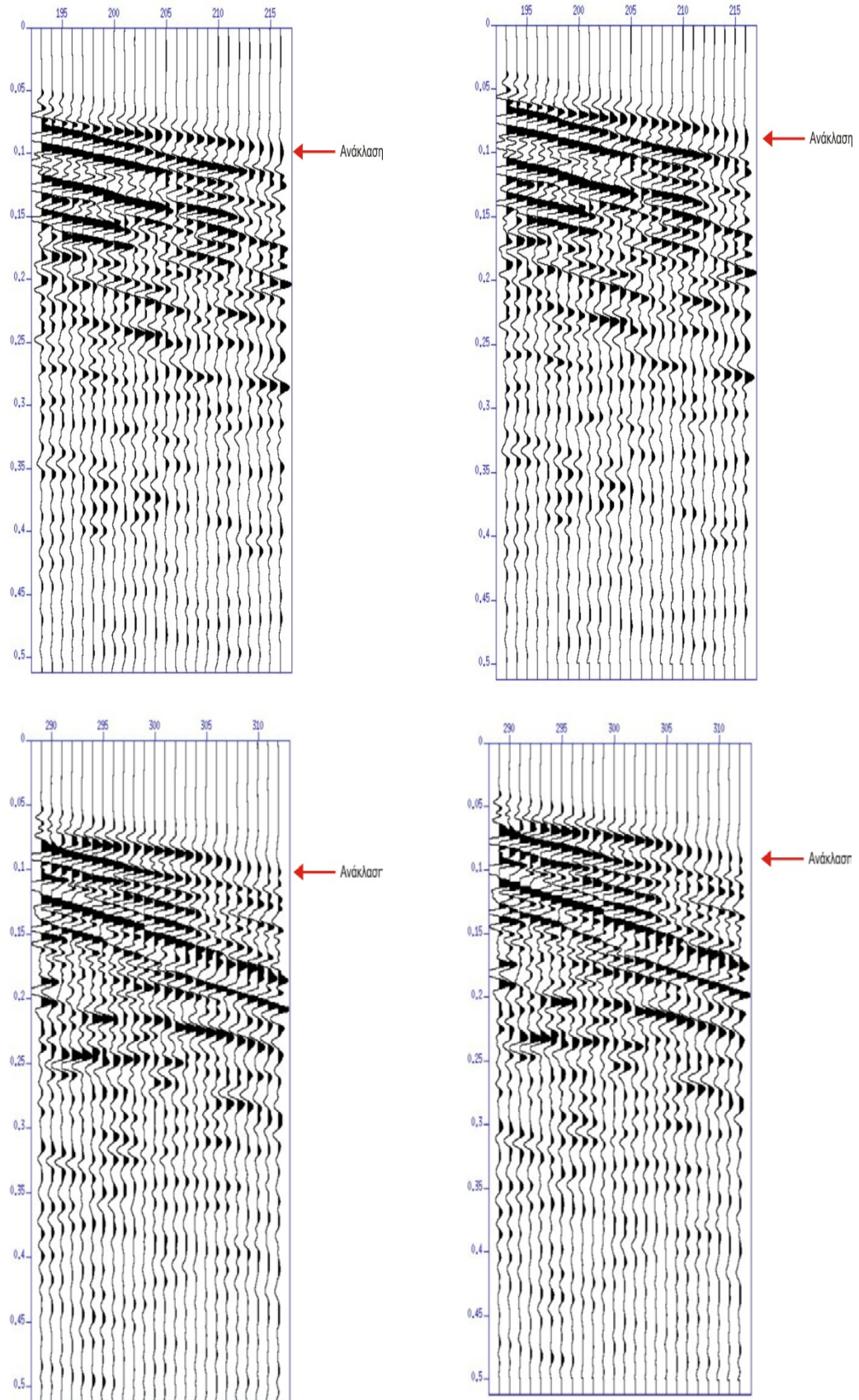
Για να πραγματοποιήσουμε την ζητούμενη διόρθωση, οφείλουμε να γνωρίζουμε, εκτός από τα απόλυτα υψόμετρα όλων των θέσεων πηγής – σεισμικών δεκτών και



την σεισμική ταχύτητα του ή των στρωμάτων που περιλαμβάνονται μεταξύ της υψηλότερης θέσης, πηγής ή σεισμικού δέκτη, (εδώ 19.826 m) και του απόλυτου υψόμετρου του επιπέδου αναφοράς (15.01 m). Στην συγκεκριμένη περίπτωση, η πληροφορία αυτή παρέχεται με μεγάλη ακρίβεια από τα δεδομένα Crosshole που ελήφθησαν στο σημείο έρευνας, με την ταχύτητα να ισούται με 600 m/s. Επομένως, εφαρμόζοντας την σχέσεις 3.23, 3.24, 3.25, μπορούμε να προσδιορίσουμε τους χρόνους διόρθωσης για το κάθε σεισμικό δέκτη ξεχωριστά. Στις εικόνες 8.9 – 8.12 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα της υψομετρικής διόρθωσης σε δύο εκρήξεις διαφορετικών θέσεων επί της σεισμικής γραμμής. Η άφιξη του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος) πλέον προσεγγίζει αρκετά την χαρακτηριστική υπερβολική μορφή.



**Εικόνα 8.8:** Εφαρμογή υψομετρικών στατικών διορθώσεων: Όπως φαίνεται στην προσεγγιστική τοπογραφική αποτύπωση της περιοχής έρευνας, το ανώτατο υψομετρικά σημείο επί της σεισμικής γραμμής βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο ίσο με 19.826 m, ενώ το κατώτατο σε υψόμετρο ίσο 15.01 m. Συνεπώς, όλες οι θέσεις σεισμικών πηγών – σεισμικών δεκτών ανάγονται στο επίπεδο αναφοράς (datum) με υψόμετρο 15.01 m.



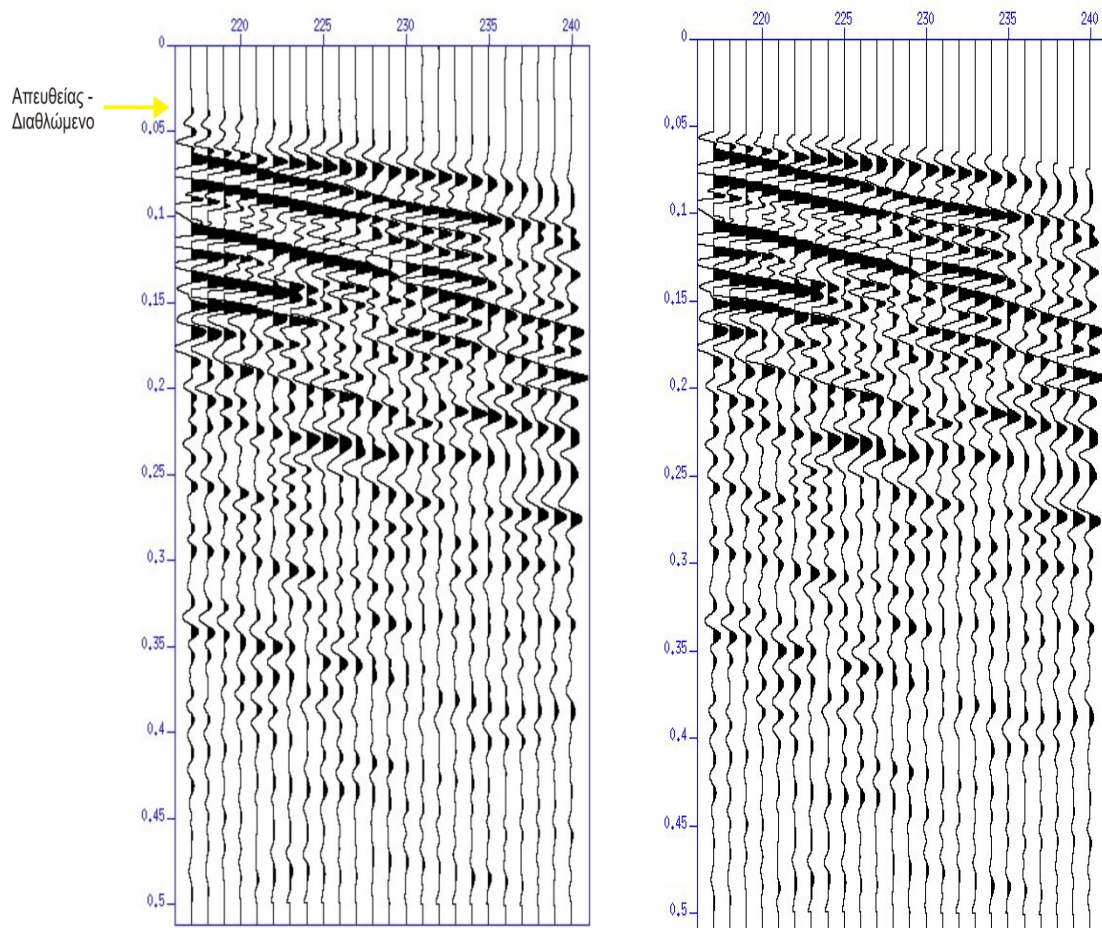
**Εικόνες 8.9 – 8.12 :** Εφαρμογή υψομετρικών στατικών διορθώσεων: Πάνω αριστερά: Θέση έκρηξης 4.8 m. Καταγραφή χωρίς υψομετρικές διορθώσεις. Πάνω δεξιά: Θέση έκρηξης 4.8

m. Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή υψομετρικών διορθώσεων. Κάτω αριστερά: Θέση έκρηξης 8 m. Καταγραφή χωρίς υψομετρικές διορθώσεις. Κάτω δεξιά: Θέση έκρηξης 8 m. Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή υψομετρικών διορθώσεων.

### 8.1.5 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ – ΠΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ

Όπως γνωρίζουμε, η κατάργηση θορυβωδών ιχνών είναι υποχρεωτική για την βελτίωση του λόγου σήματος/θορύβου των καταγραφών και για να αποφευχθεί η υποβάθμιση της εικόνας της τελικής σεισμικής τομής.

Επιπλέον, στο στάδιο της παύσης θορύβου (mute coherent noise), εξάγουμε τις αφίξεις των απευθείας και διαθλώμενων κυμάτων, σε όλες τις καταγραφές, ούτως ώστε να μην παραχθούν ψευδοορίζοντες στην τελική υπεδαφική τομή. Κάτωθι, εμφανίζεται ένα παράδειγμα εφαρμογής της παύσης θορύβου σε μία καταγραφή, με την αφαίρεση των απευθείας – διαθλώμενου κυμάτων (εικ. 8.13 – 8.14).

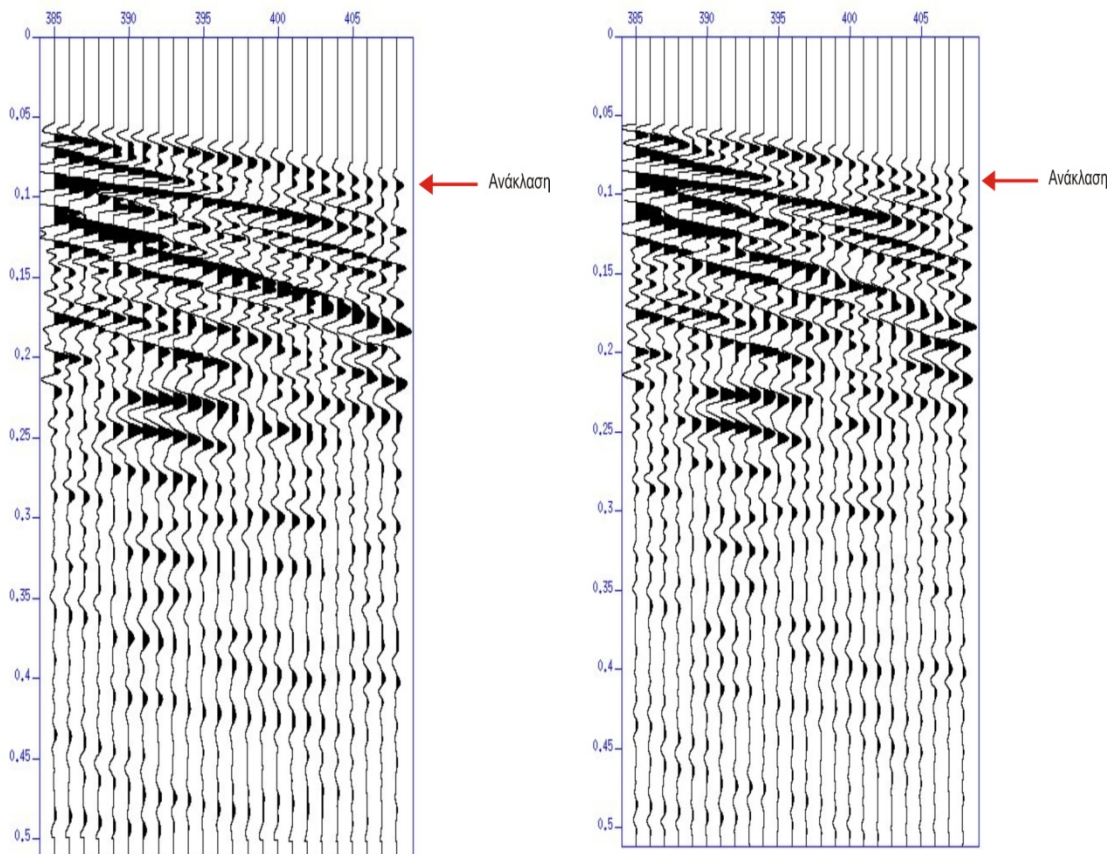


**Εικόνες 8.13 – 8.14:** Εφαρμογή παύσης θορύβου: Θέση έκρηξης 4.8 m. Με την διαδικασία της επιλεκτικής παύσης αφαιρούμε τις αφίξεις που θεωρούνται ως θόρυβος (απευθείας – διαθλώμενα κύματα). Αριστερή εικόνα: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή παύσης θορύβου. Δεξιά εικόνα: Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή επιλεκτικής παύσης θορύβου.

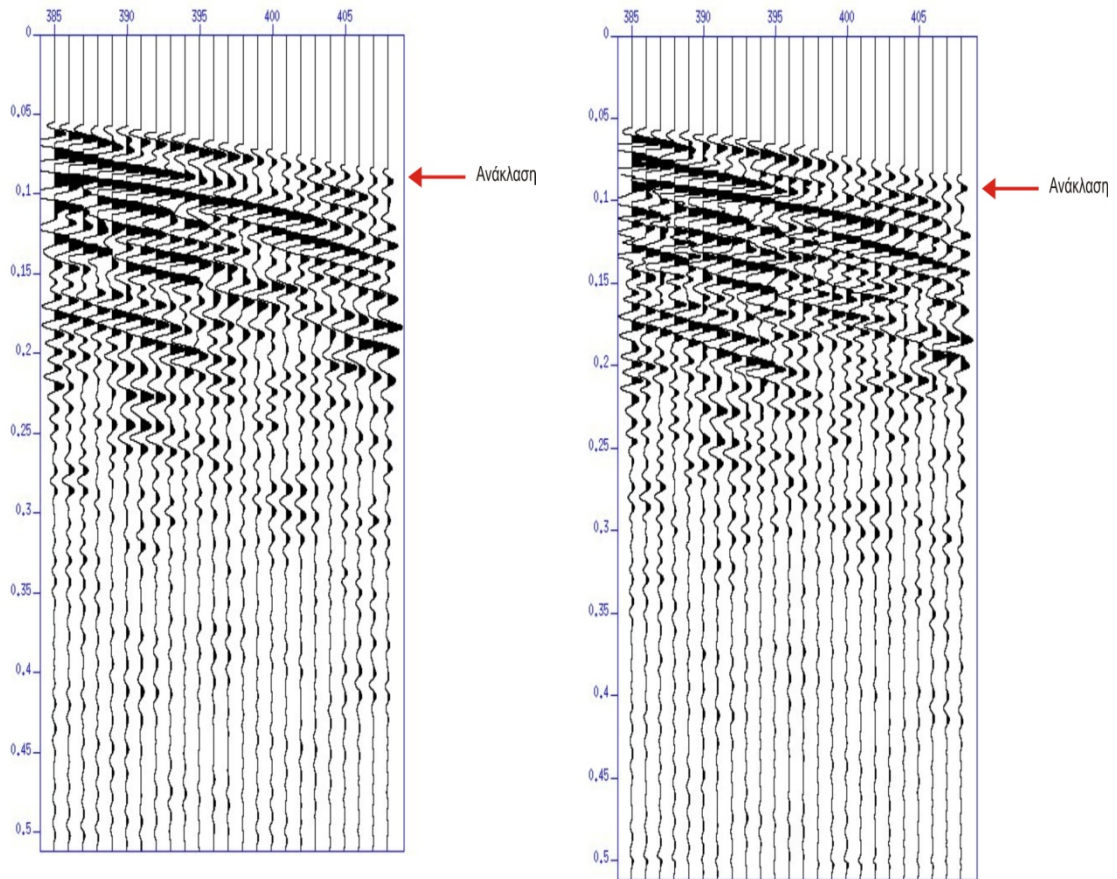
### 8.1.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ

Όπως έχουμε εξηγήσει εκτενώς στο θεωρητικό τμήμα, η διαδικασία της εφαρμογής φίλτρων (filtering) είναι ένα από τα πιο σημαντικά στάδια κατά την επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης τόσο στην περίπτωση που ο στόχος είναι μικρού βάθους όσο και για στόχους μεγαλύτερου βάθους.

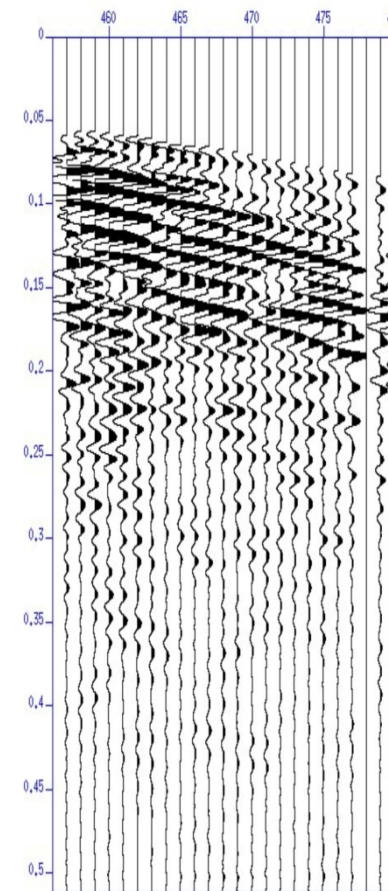
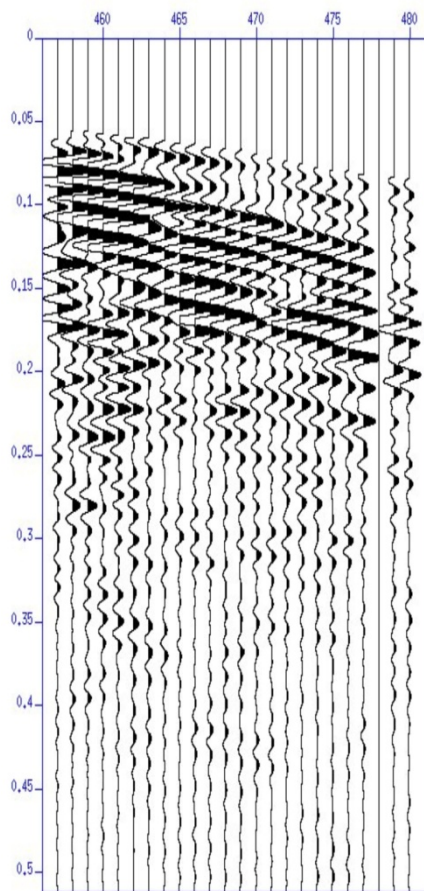
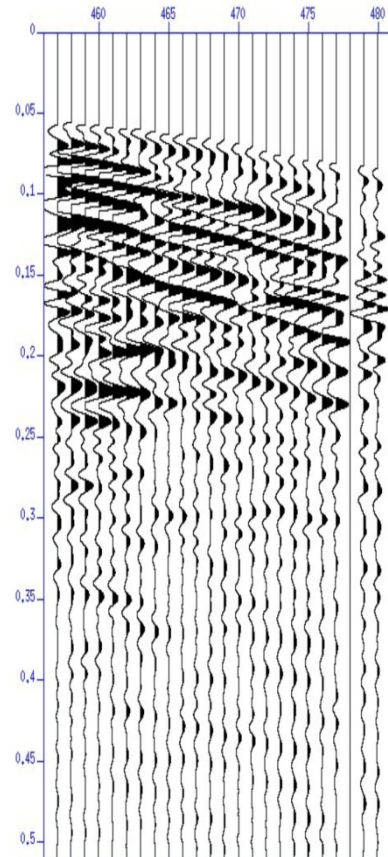
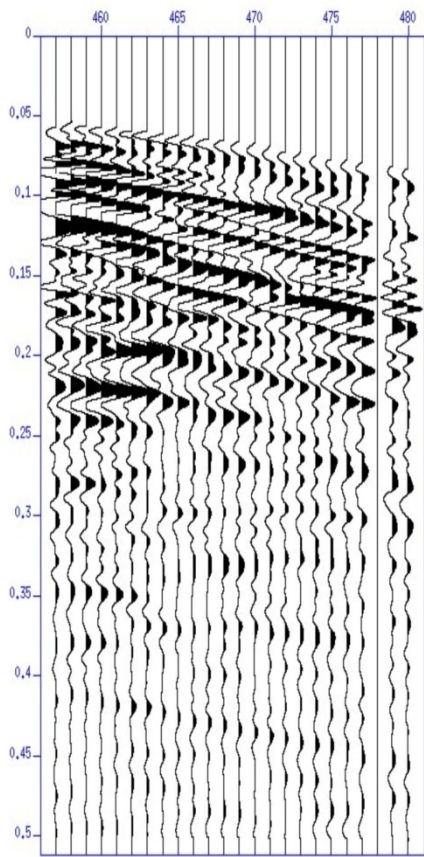
Στην συγκεκριμένη περίπτωση, εφαρμόσαμε πολλά ζωνοπερατά φίλτρα ελέγχοντας την επίδραση αυτών στις κυματομορφές και κυρίως στην άφιξη του κύματος ανάκλασης εκ του ρηχού στόχου. Όπως φαίνεται στις επόμενες ενδεικτικές εικόνες από καταγραφές σε δύο διαφορετικά σημεία επί της σεισμικής γραμμής, το πλέον βέλτιστο αποτέλεσμα το οποίο συνδυάζει την απομάκρυνση των χαμηλόσυχων αφίξεων με την ανάδειξη της άφιξης ανάκλασης, παράγεται από την εφαρμογή του ζωνοπερατού φίλτρου με άκρα 40,70,220,250 (εικ. 8.18 – 8.22).







**Εικόνες 8.15 -8.18:** Θέση έκρηξης 9.6 m επί της σεισμικής γραμμής : Εφαρμογή ζωνοπερατών φίλτρων διαφορετικών ορίων. Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς επεξεργασία. Είναι εμφανής η παρουσία του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος. Πάνω δεξιά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 20,50,110,140. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 40,60,100,120. Κάτω δεξιά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 40,70,210,240. Αν και σε όλες τις περιπτώσεις εφαρμογής φίλτρων η άφιξη του κύματος ανάκλασης βελτιώνεται, στην τελευταία περίπτωση η συγκεκριμένη άφιξη αναδεικνύεται ελαφρώς περισσότερο.



**Εικόνες 8.19 – 8.22:** Θέση έκρηξης 11,4 m επί της σεισμικής γραμμής : Εφαρμογή ζωνοπερατών φίλτρων διαφορετικών ορίων. Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς επεξεργασία. Η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι σχετικά εμφανής (κόκκινο βέλος). Πάνω δεξιά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 20,50,110,140. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 40,60,100,120. Κάτω δεξιά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 40,70,210,240. Αν και σε όλες τις περιπτώσεις εφαρμογής φίλτρων η άφιξη του κύματος ανάκλασης βελτιώνεται, στην τελευταία περίπτωση η συγκεκριμένη άφιξη αναδεικνύεται περισσότερο.

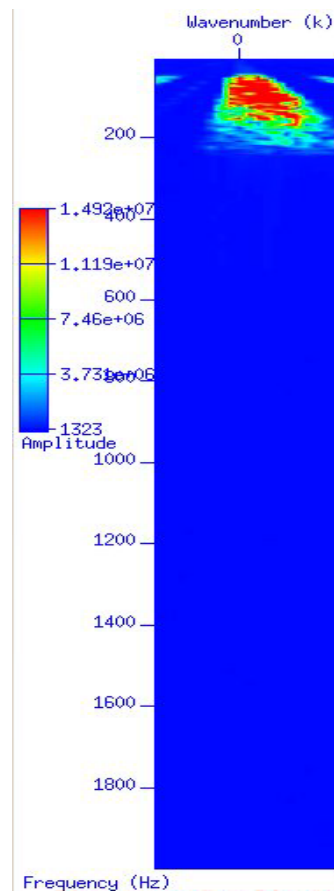
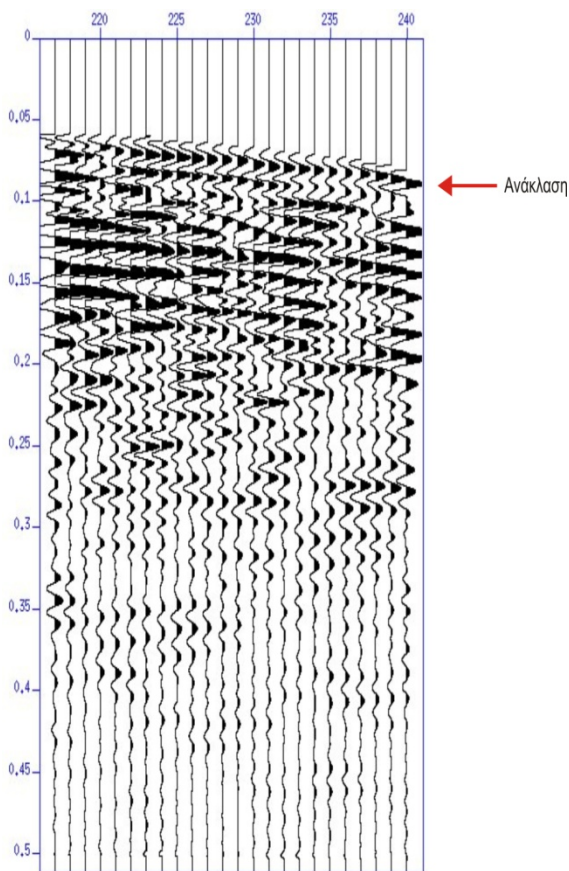
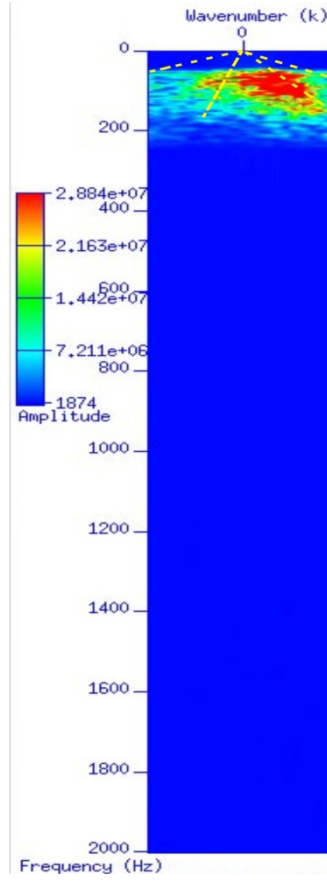
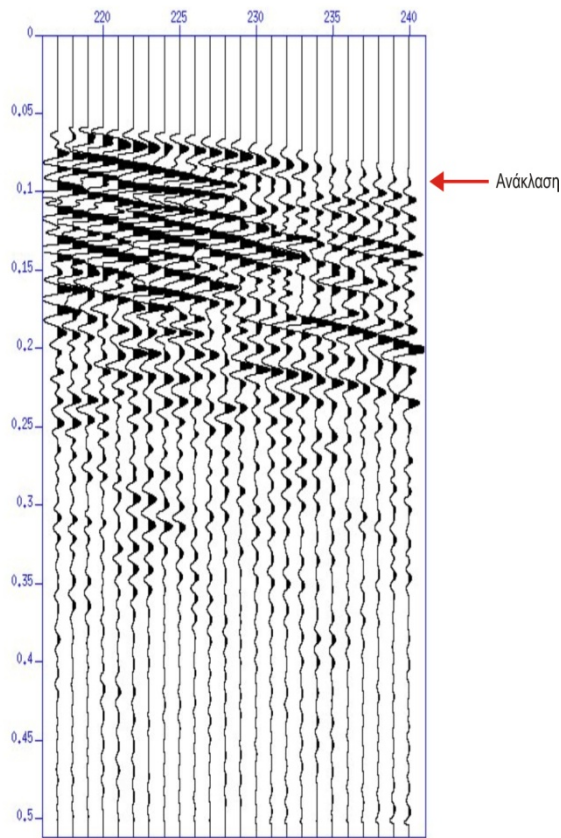
### 8.1.7 ΦΙΛΤΡΟ F-K (ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ – ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ)

Όπως έχουμε αναφέρει στο υποκεφάλαιο 3.6, τα δισδιάστατα φίλτρα ή φίλτρα f-k (στον χώρο συχνότητας – κυματαριθμού) εκμεταλλεύονται την διαφορά της φαινόμενης ταχύτητας μεταξύ του κύματος ανάκλασης και των κυμάτων που θεωρούνται ως θόρυβος (επιφανειακά κύματα, κύμα αέρος), απομονώνοντας τελικά τις αφίξεις ανάκλασης. Ουσιαστικά, βασιζόμαστε στο διάγραμμα f-k για να εξάγουμε τα γραμμικά στοιχεία που λόγω διαφορετικής κλίσης (και διαφορετικής φαινόμενης ταχύτητας), παραπέμπουν σε αφίξεις θορύβου.

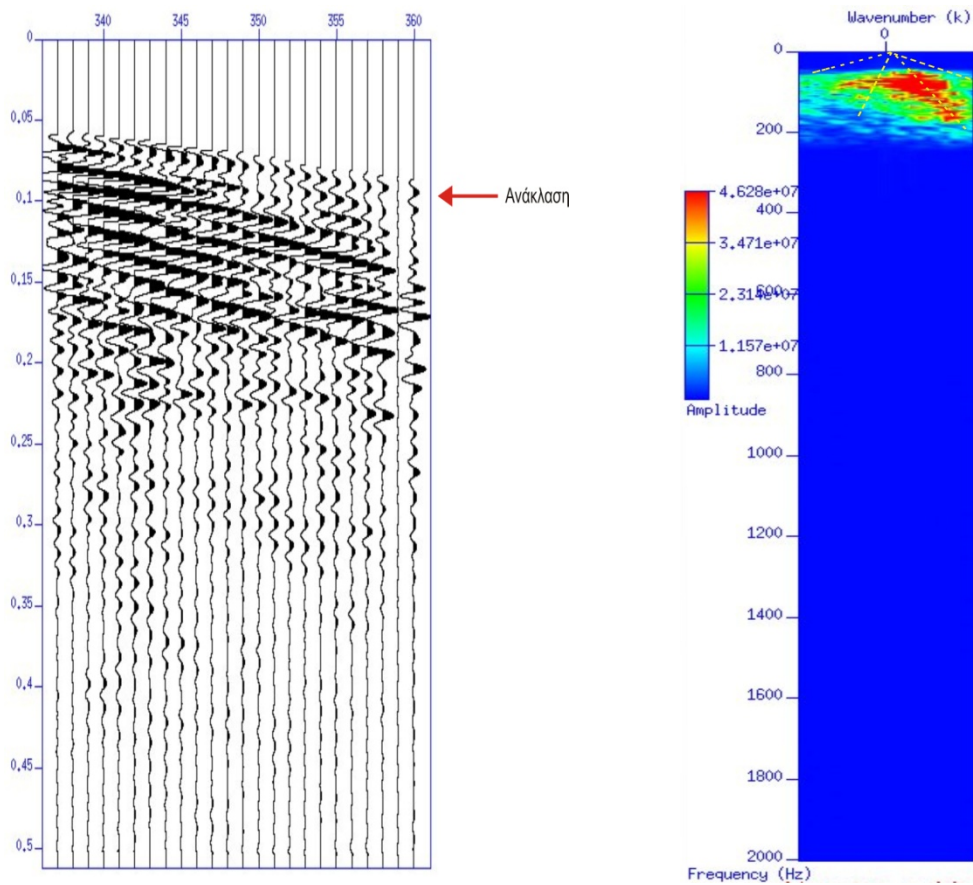
Η διαδικασία εξαγωγής των επιφανειακών κυμάτων έλαβε χώρα σε όλες τις καταγραφές με αρκετά ικανοποιητικά αποτελέσματα. Στην συγκεκριμένη περίπτωση αναφερόμαστε ενδεικτικά σε δύο διαφορετικές καταγραφές στις θέσεις έκρηξης 5.4 m και 9 m επί της σεισμικής γραμμής. Βασιζόμενοι λοιπόν στο διάγραμμα της εικόνας 3.6 (από το κεφάλαιο με filtering) και στην εικόνες 8.24 και 8.28, προσπαθήσαμε να αφαιρέσουμε την επίδραση των επιφανειακών κυμάτων και να τονίσουμε τις αφίξεις του κύματος ανάκλασης. Παρατηρώντας τα διαγράμματα των εικόνων 8.24 και 8.28, είναι εμφανές ότι το σήμα και ο θόρυβος δεν καλύπτουν δύο ξεχωριστά διακριτά χωρία, γεγονός που δυσχεραίνει την εφαρμογή του συγκεκριμένου φίλτρου. Εφαρμόζοντας όμως, μία πληθώρα συνδυασμών ταχυτήτων σε όλες τις καταγραφές, καταφέραμε να εξάγουμε σε ικανοποιητικό βαθμό τα επιφανειακά κύματα.

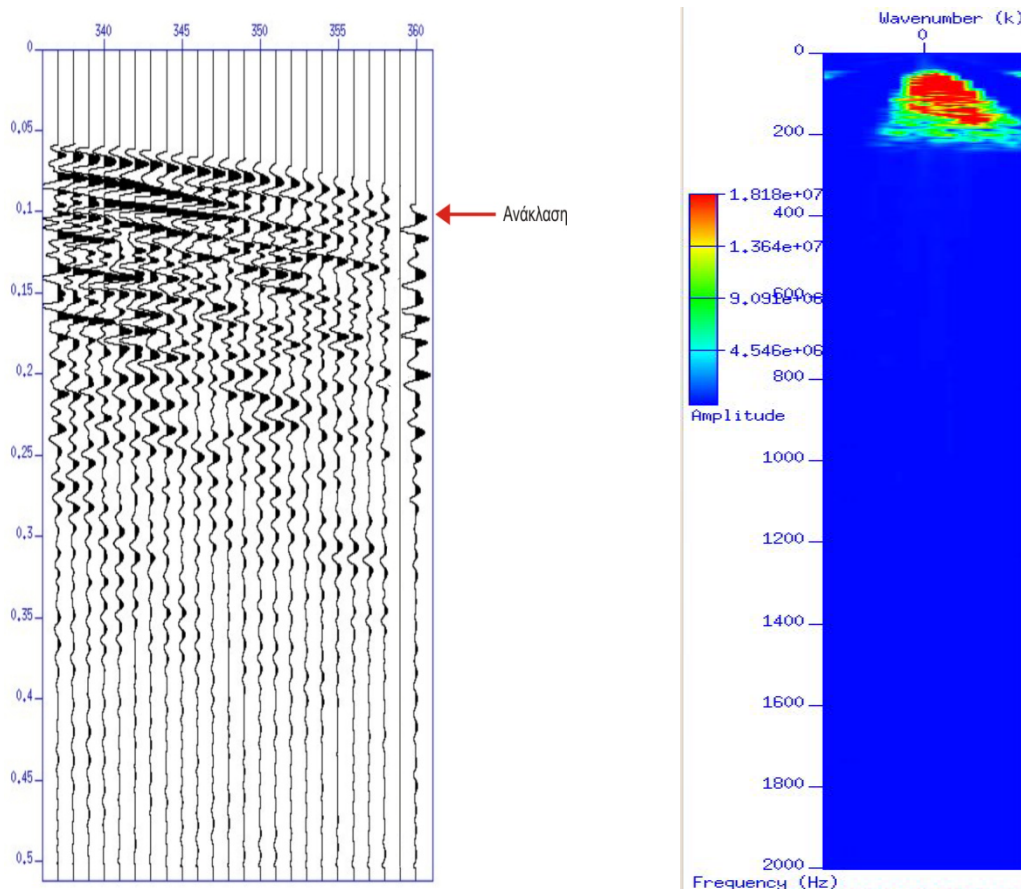
Όπως φαίνεται στις αντίστοιχες διορθωμένες εικόνες 8.25 κ' 8.29 ένα σημαντικό τμήμα των επιφανειακών κυμάτων αφαιρέθηκε αναδεικνύοντας την άφιξη του κύματος ανάκλασης. Έχοντας εφαρμόσει πλέον και το φίλτρο συχνότητας - κυματαριθμού, παρατηρούμε ότι οι αφίξεις των δύο πιθανών βαθύτερων ανακλαστήρων στους χρόνους 0.15 s – 0.22 s που εμφανίστηκαν στο τεστ θορύβου δεν διακρίνονται, γεγονός που οφείλεται είτε στο χαμηλό συχνοτικό περιεχόμενο της συγκεκριμένης πηγής είτε στην απουσία συνέχειας των οριζόντων.





**Εικόνες 8.23 – 8.26:** Θέση έκρηξης 5,4 m επί της σεισμικής γραμμής : Εφαρμογή φίλτρου ταχυτήτων (f-k filter). Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή φίλτρου f-k. Η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι σχετικά εμφανής (κόκκινο βέλος). Πάνω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Με διακεκομμένες κίτρινες γραμμές αντιστοιχούν τα όρια τα οποία πρέπει να αφαιρέσουμε, αφήνοντας ανεπηρέαστο το κεντρικό τμήμα το οποίο αντιστοιχεί στο σήμα ανάκλασης. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή φίλτρου f-k με εξαγωγή ενός τμήματος των επιφανειακών κυμάτων και ανάδειξη του σήματος ανάκλασης. Κάτω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Τα τμήματα που αντιστοιχούν στο θόρυβο έχουν εξαχθεί με επιτυχία.

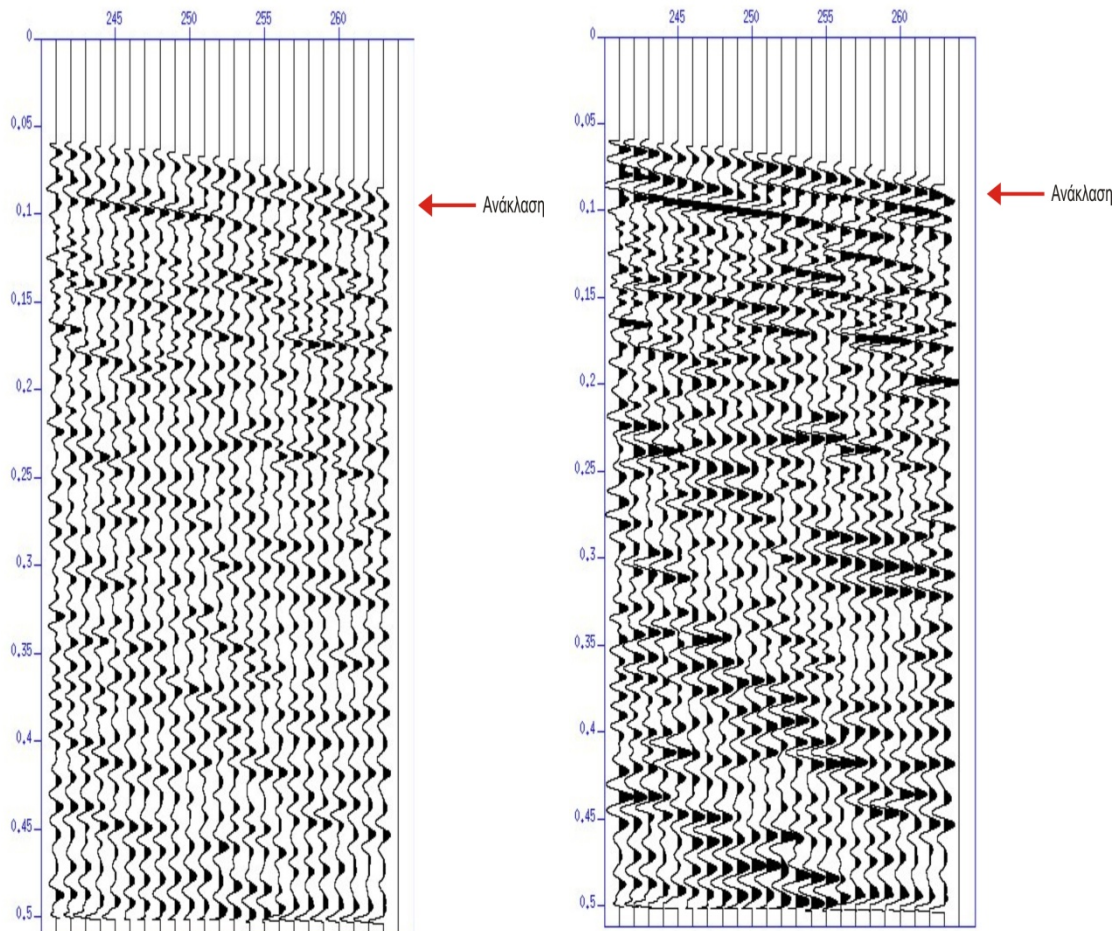




**Εικόνες 8.27 – 8.30 :** Θέση έκρηξης 9 m επί της σεισμικής γραμμής: Εφαρμογή φίλτρου ταχυτήτων (f-k filter). Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή φίλτρου f-k. Η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι σχετικά εμφανής (κόκκινο βέλος). Πάνω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Με διακεκομμένες κίτρινες γραμμές αντιστοιχούν τα όρια τα οποία πρέπει να αφαιρέσουμε, αφήνοντας ανεπηρέαστο το κεντρικό τμήμα το οποίο αντιστοιχεί στο σήμα ανάκλασης. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή φίλτρου f-k με εξαγωγή ενός τμήματος των επιφανειακών κυμάτων και ανάδειξη του σήματος ανάκλασης. Κάτω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Τα τμήματα που αντιστοιχούν στο θόρυβο έχουν εξαχθεί με επιτυχία.

### 8.1.8 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ

Έχοντας εφαρμόσει το κατάλληλο ζωνοπερατό φίλτρο και αναδείξει περαιτέρω τον ρηχό ανακλαστήρα με την βοήθεια του φίλτρου f-k, προχωράμε στο στάδιο της ενίσχυσης της άφιξης ενδιαφέροντος. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, η ενίσχυση του ανακλαστήρα ενδιαφέροντος επιτεύχθηκε με την εφαρμογή του αυτόματου έλεγχου ενίσχυσης (AGC) χρονικού παραθύρου 0.1 s (εικ. 8.32).



**Εικόνες 8.31 – 8.32 :** Θέση έκρηξης 9 m επί της σεισμικής γραμμής: Ενίσχυση σήματος:. Αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή της ενίσχυσης αφίξεων. Δεξιά: Εφαρμογή του αυτόματου ελέγχου ενίσχυσης (AGC). Οι αφίξεις του κύματος ανάκλασης έχουν ενισχυθεί και ο ανακλαστήρας αναδεικνύεται επιτυχώς.

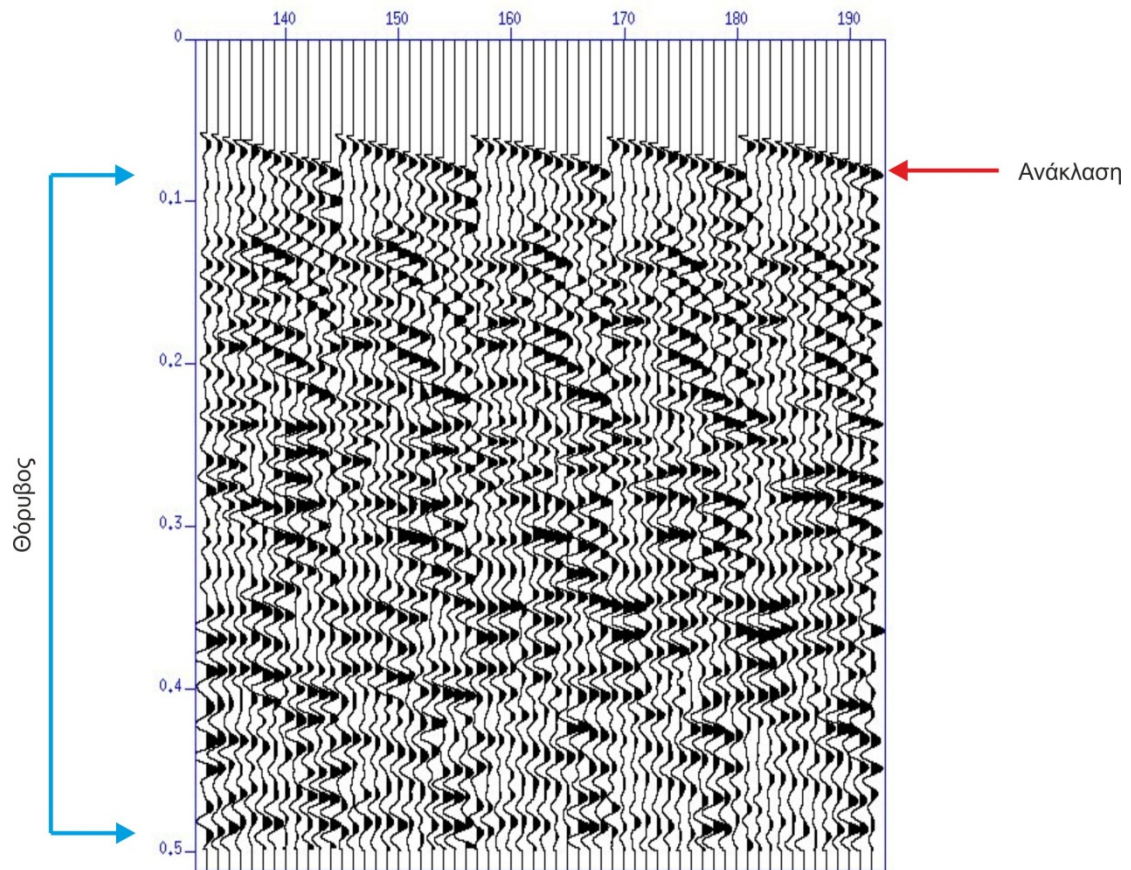
### 8.1.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ - ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ

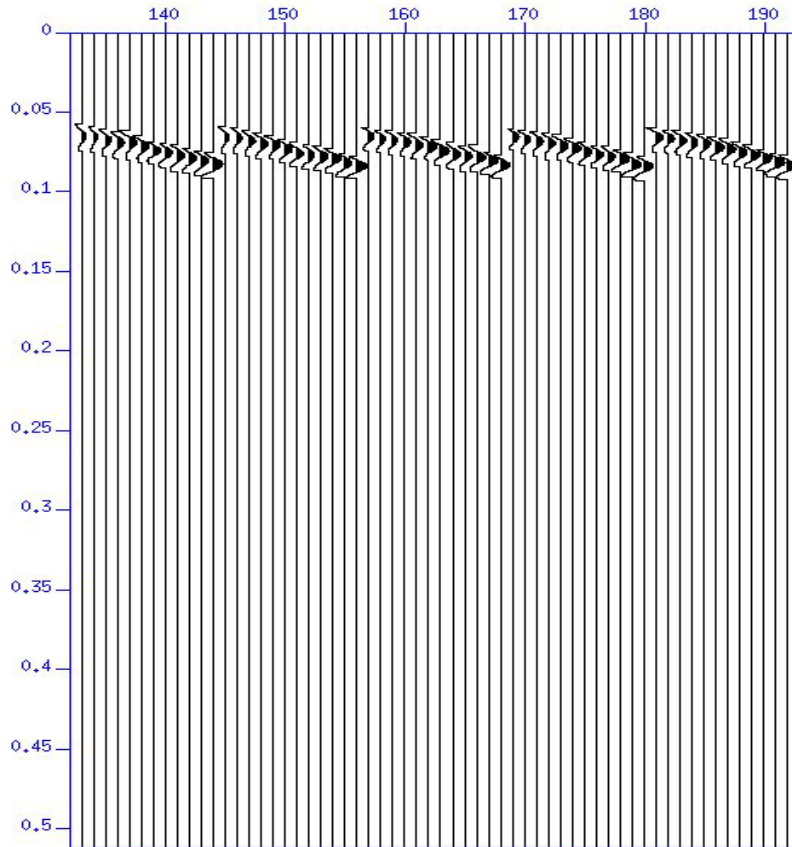
Έχοντας πλέον βελτιώσει και αναδείξει την άφιξη ενδιαφέροντος, προβαίνουμε αρχικά στην διαδικασία της ταξινόμησης κοινών μέσω σημείων (CDP Sorting) και μετέπειτα στην ανάλυση ταχυτήτων, με σκοπό τον προσδιορισμό της ταχύτητας σώρευσης (Stacking Velocity -  $V_{st}$ ) η χρήση της οποίας θα διορθώσει επαρκώς την άφιξη του κύματος ανάκλασης μετατρέποντας την από υπερβολή σε ευθεία.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τον αριθμό των εκρήξεων (25) και τον αριθμό των ενεργών γεωφώνων (24), προέκυψαν συνολικά 70 κοινά μέσα σημεία, ενώ ο αριθμός αυτών με τις μέγιστες ακτίνες πρόσπτωσης (full fold cdp's) ανήλθε σε 20 . Κάτωθι παρουσιάζονται ενδεικτικά μερικά κοινά μέσα σημεία (εικ.8.33 – 8.34). Είναι εμφανής η υπερβολική μορφή του ρηχού ανακλαστήρα η οποία θα διορθωθεί μέσω της ανάλυσης ταχυτήτων. Στο συγκεκριμένο σημείο οφείλουμε να τονίσουμε, ότι εκτός από την άφιξη ενδιαφέροντος που αντιστοιχεί στον ρηχό ανακλαστήρα, δεν



παρατηρούνται άλλου είδους αφίξεις που δύνανται να θεωρηθούν ως αφίξεις ανάκλασης από βαθύτερους ανακλαστήρες. Κατά συνέπεια, παύουμε (mute) τις αφίξεις που βρίσκονται κάτω από το κύμα ανάκλασης αφήνοντας μόνο το σήμα ενδιαφέροντος.

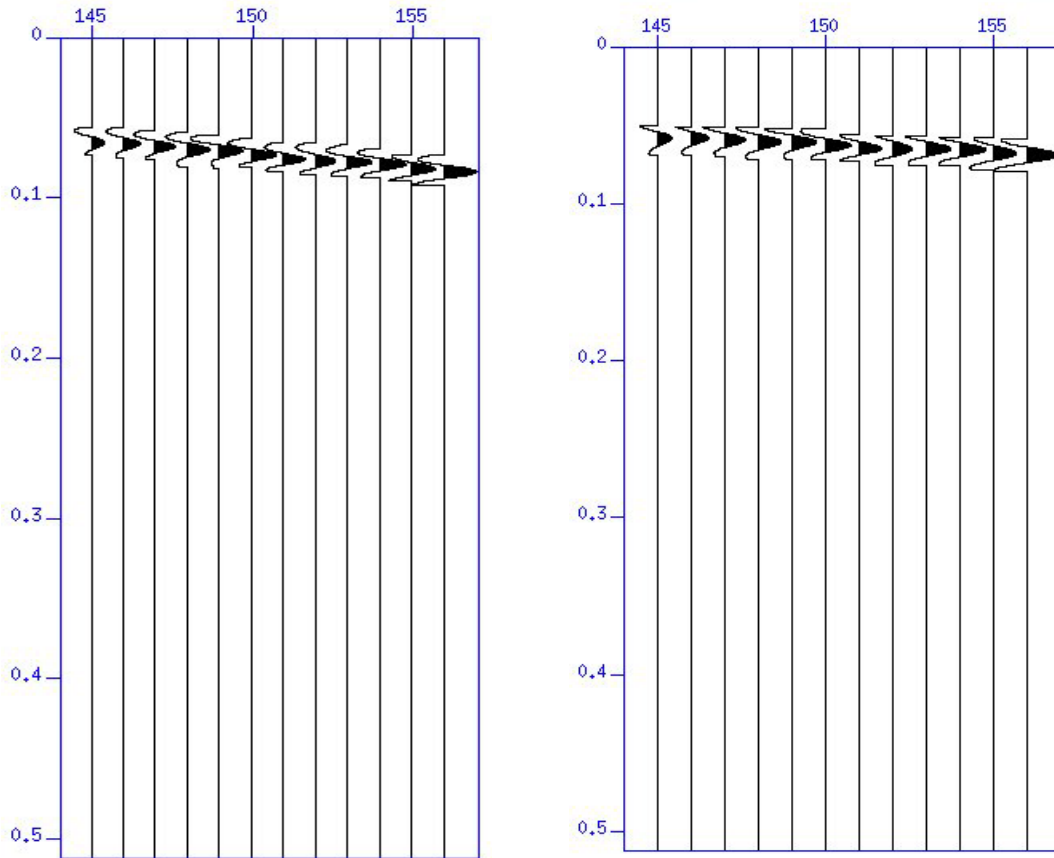




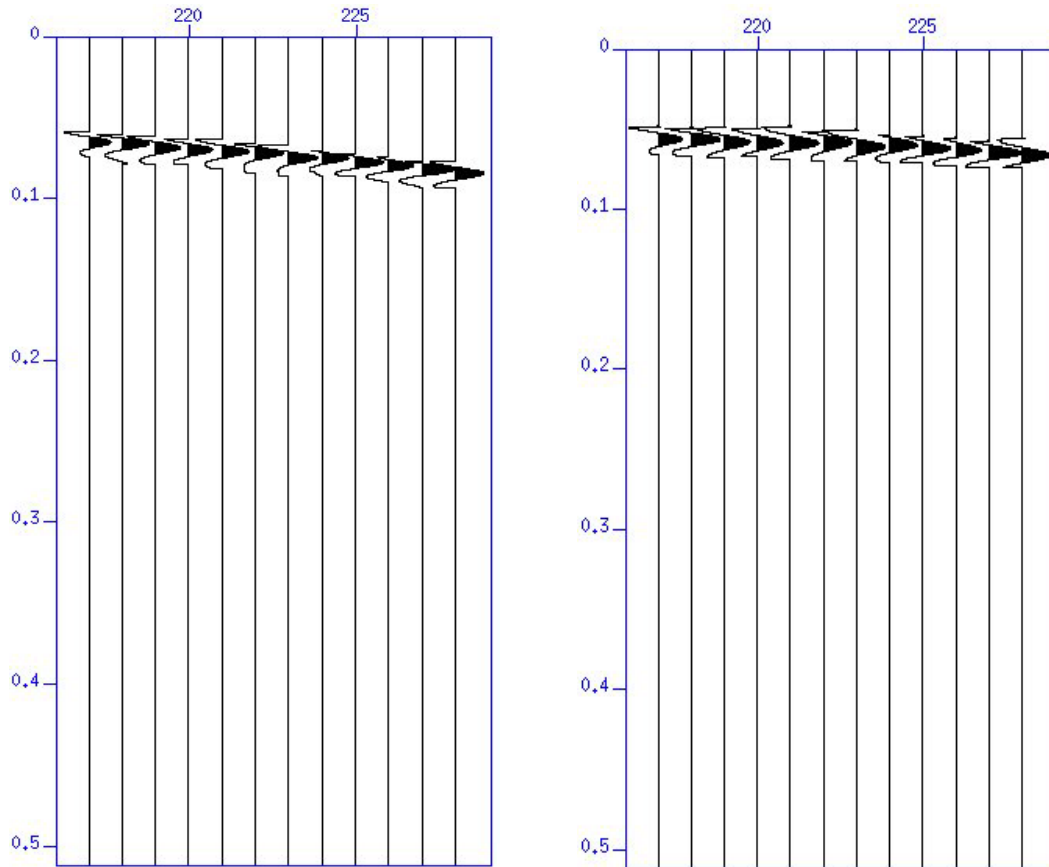
**Εικόνες 8.33 – 8.34 :** Κοινά μέσα σημεία στις θέσεις 40.1 έως 41.3 επί της σεισμικής γραμμής: Πάνω εικόνα: Είναι εμφανείς οι αφίξεις του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος), ενώ η υπόλοιπη καταγραφή θεωρείται ότι δεν περιλαμβάνει σήμα ενδιαφέροντος. Κάτω εικόνα: Οι ίδιες αφίξεις ανάκλασης με παύση του σήματος θορύβου.

Στην συγκεκριμένη περίπτωση επεξεργασίας δεδομένων σεισμικής ανάκλασης, χρησιμοποιήθηκε για την διαδικασία της ανάλυσης ταχυτήτων η μέθοδος των διαγραμμάτων σώρευσης σταθερής ταχύτητας (CVS Panels), μεθοδολογία που χρησιμοποιείται ως επί το πλείστον στον προσδιορισμό ρηχών υπεδαφικών στόχων. Η ανάλυση ταχυτήτων έλαβε χώρα μεταξύ των 500 m/s και 900 m/s με βήμα ταχυτήτων ίσο με 20 m/s. Τέλος, για να εξακριβώσουμε την ύπαρξη ή την απουσία πλευρικής μεταβολής στην σεισμική ταχύτητα, αναλύσαμε αρκετά κοινά μέσα σημεία (CDP's) σε διαφορετικά σημεία επί της σεισμικής γραμμής. Στις επόμενες εικόνες 8.35 – 8.40, παρατίθενται επιλεγμένα κοινά μέσα σημεία (CDP) στα οποία έχουμε προσδιορίσει τις κατάλληλες ταχύτητες σώρευσης ( $V_{st}$ ) ώστε να μετατρέψουμε τις αφίξεις ανάκλασης, υπερβολικής μορφής, σε ευθεία. Μέσω της συγκεκριμένης αναλύσεως, προσδιορίσαμε ότι η ταχύτητα που διορθώνει τα περισσότερα κοινά μέσα σημεία βρίσκεται στο εύρος τιμών 700 m/s – 750 m/s.

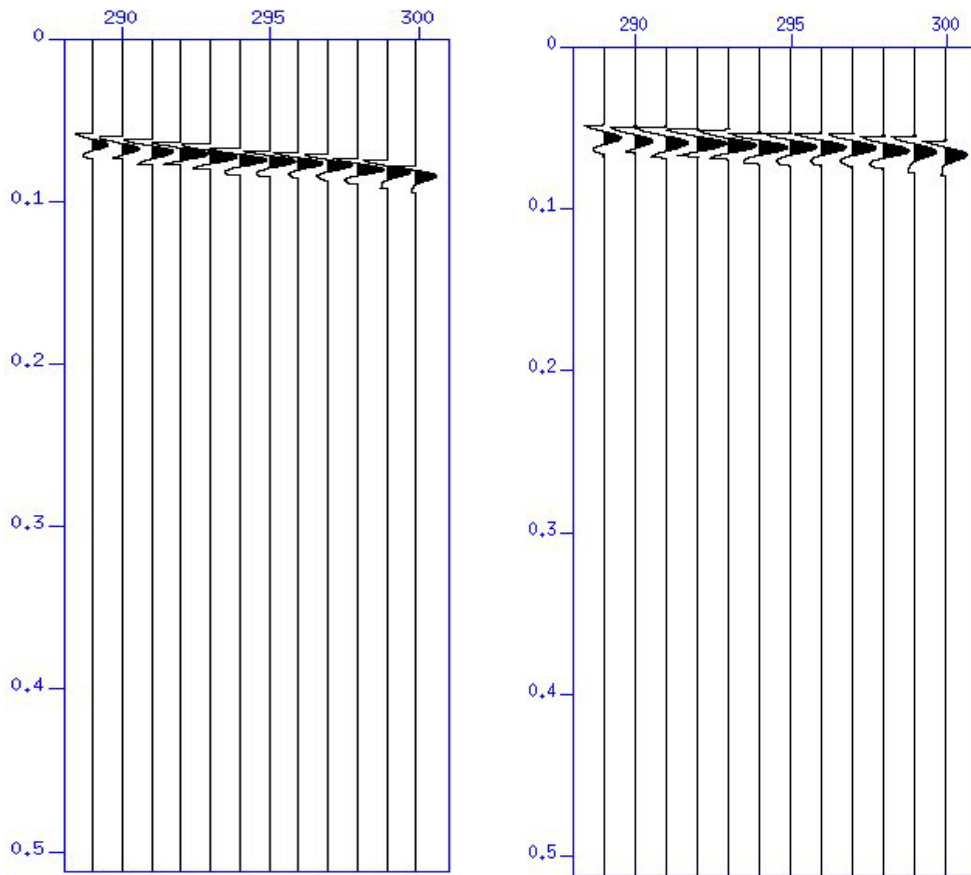




**Εικόνες 8.35 – 8.36 :** Ανάλυση ταχυτήτων για το κοινό μέσο σημείο στην θέση 16.4 m: Η ταχύτητα σώρευσης ( $V_{st}$ ), η οποία διορθώνει επαρκώς την υπερβολή ανάκλασης μετατρέποντας την σε ευθεία, ισούται με 700 m/s.



**Εικόνες 8.37 – 8.38 :** Ανάλυση ταχυτήτων για το κοινό μέσο σημείο στην θέση 18.2 m: Η ταχύτητα σώρευσης ( $V_{st}$ ), η οποία διορθώνει επαρκώς την υπερβολή ανάκλασης μετατρέποντας την σε ευθεία, ισούται με 720 m/s.



**Εικόνες 8.39 – 8.40:** Ανάλυση ταχυτήτων για το κοινό μέσο σημείο στην θέση 21.8 m: Η ταχύτητα σώρευσης ( $V_{st}$ ), η οποία διορθώνει επαρκώς την υπερβολή ανάκλασης μετατρέποντας την σε ευθεία, ισούται με 700 m/s.

### 8.1.10 ΔΙΟΡΘΩΣΗ NMO

Από το αποτέλεσμα της ανάλυσης ταχυτήτων προσδιορίστηκε με αρκετή ακρίβεια το εύρος ταχυτήτων που θα χρησιμοποιήσουμε στην διαδικασία της κανονικής χρονικής μετατόπισης (NMO Correction). Στον ακόλουθο πίνακα 8.1, παρατίθενται οι θέσεις των CDP με τις αντίστοιχες ταχύτητες διόρθωσης NMO. Τονίζουμε ότι τα συγκεκριμένα CDP παρουσιάζουν τον μέγιστο αριθμό ακτίνων πρόσπτωσης ίσο με 12 (full fold CDP's).

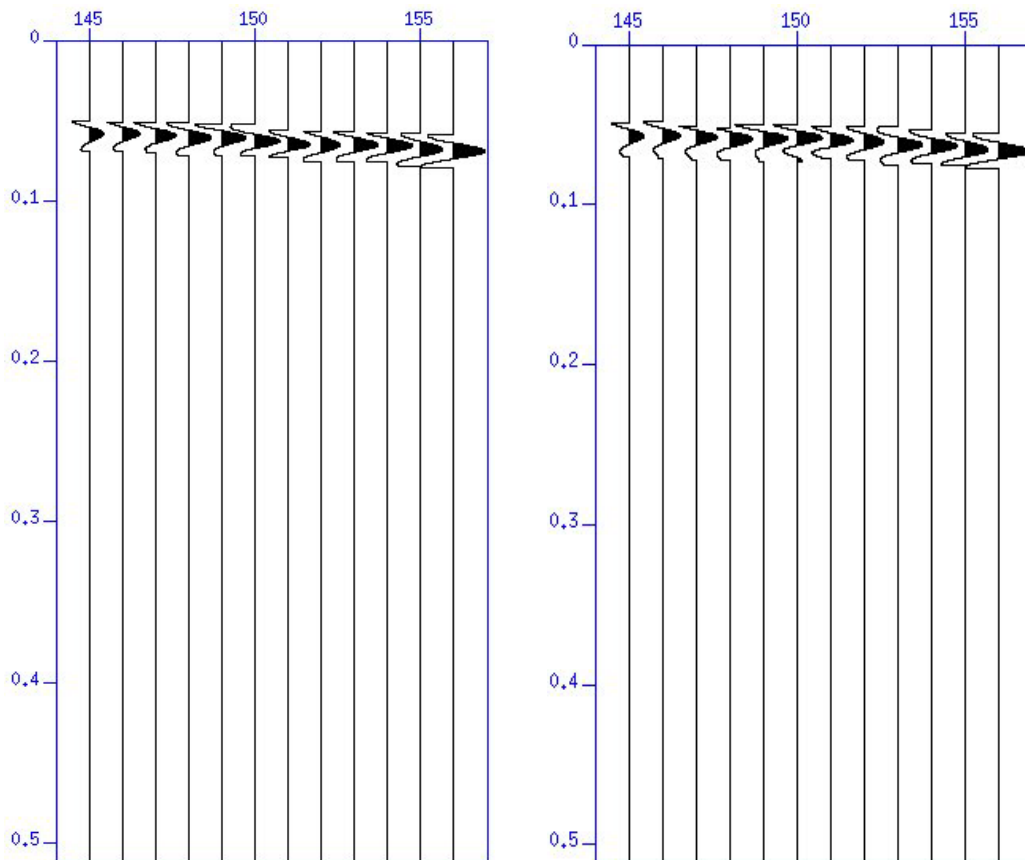
**Πίνακας 8.1:** Θέση κοινών μέσων σημείων που χρησιμοποιήθηκαν κατά το στάδιο της διόρθωσης NMO, με τις αντίστοιχες ταχύτητες διόρθωσης ( $V_{st}$ ).

| Θέση Κοινού Μέσου Σημείου (CDP) επί της σεισμικής γραμμής | Ταχύτητα διόρθωσης ( $V_{st}$ ) |
|---|---------------------------------|
| 16.7 m  | $V_{st} = 750$ m/s              |
| 17.9 m  | $V_{st} = 720$ m/s              |

|        |                            |
|--------|----------------------------|
| 19.7 m | $V_{st} = 750 \text{ m/s}$ |
| 22.4 m | $V_{st} = 720 \text{ m/s}$ |

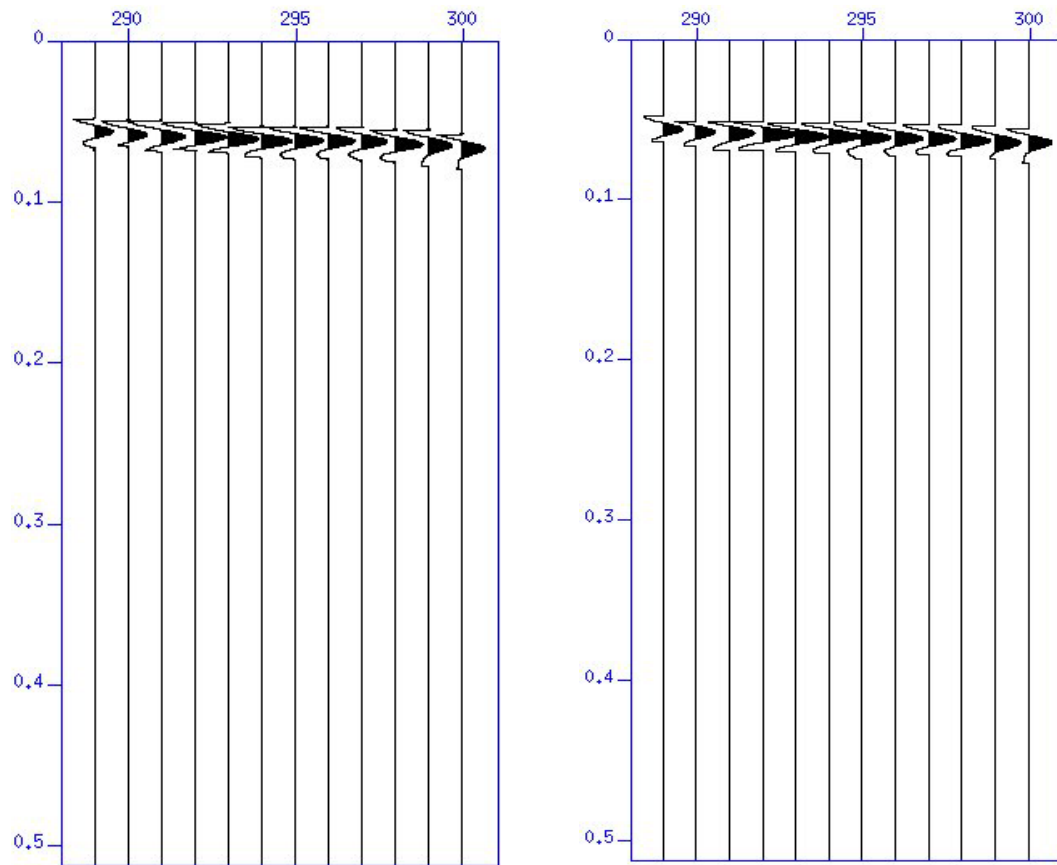
### 8.1.11 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ

Όπως έχουμε αναφέρει εκτενώς στο θεωρητικό τμήμα της διπλωματικής εργασίας οι υπολειπόμενες στατικές διορθώσεις (residual statics corrections) βελτιώνουν περαιτέρω την εικόνα των αφίξεων ανάκλασης εξαλείφοντας τις επιδράσεις που παρουσιάζουν μήκη κύματος μικρότερα του συνολικού αναπτύγματος της διάταξης (σε μερικές περιπτώσεις μικρότερες από την απόσταση δύο διαδοχικών δεκτών). Οι υπολειπόμενες στατικές διορθώσεις εφαρμόστηκαν στο σύνολο των διορθωμένων κοινών μέσων σημείων (CDP). Η διαδικασία των εξαγωγής των στατικών διορθώσεων δεν παρουσίασε τα ίδια αποτελέσματα στο σύνολο των κοινών μέσων σημείων. Ενδεικτικά, στις επόμενες εικόνες 8.41 – 8.44 παρατίθενται δύο CDP, στα οποία η άφιξη ανάκλασης εμφανίζεται βελτιωμένη.



**Εικόνες 8.41 – 8.42:** Εφαρμογή υπολειπομένων στατικών διορθώσεων στο κοινό μέσο σημείο θέσης 17.6 . Παρατηρούμε ότι ο ευθύγραμμος χαρακτήρας του σήματος ανάκλασης

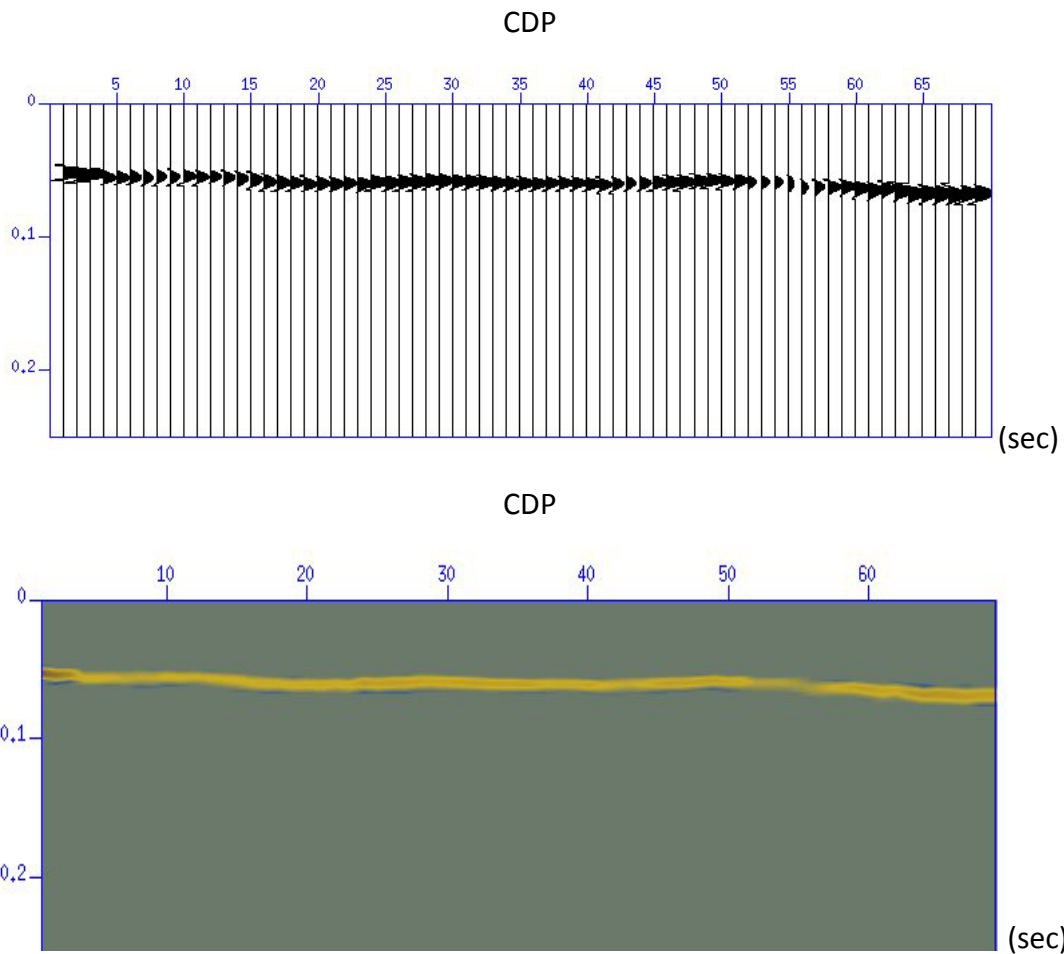
βελτιώνεται.



**Εικόνες 8.43 – 8.44 :** Εφαρμογή υπολειπομένων στατικών διορθώσεων στο κοινό μέσο σημείο θέσης 22.1. Παρατηρούμε ότι ο ευθύγραμμος χαρακτήρας του σήματος ανάκλασης βελτιώνεται.

### 8.1.12 ΣΩΡΕΥΣΗ

Το τελικό στάδιο της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων στην συγκεκριμένη έρευνα αποτελεί η σωρευση (stacking) των κοινών μέσων σημείων παράγοντας την εικόνα της υπεδαφικής δομής. Η σεισμική τομή παρατίθεται κάτωθι (εικ. 8.45 – 8.46) με τον ανακλαστήρα να εμφανίζεται περίπου στο χρόνο διπλής διαδρομής (Two Way Time – TWT) 0.06 s .



**Εικόνες 8.45 – 8.46 :** Τελική υπεδαφική τομή έτσι όπως προέκυψε από την επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με την χρήση σεισμικού σφυριού. Ο ρηχός ανακλαστήρας εμφανίζεται στον χρόνο διπλής διαδρομής (TWT) περίπου ίσο με 0.06 s.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τις ανωτέρω εικόνες, μπορούμε να σχολιάσουμε τα εξής:

1. Ο ρηχός ανακλαστήρας παρουσιάζει αρκετά καλή συνέχεια σε όλο το μήκος της σεισμικής τομής και ιδιαίτερα μεταξύ των κοινών μέσων σημείων 20 – 45, τα οποία περιλαμβάνουν τον μέγιστο αριθμό ακτίνων πρόσπτωσης (full fold cdps) ίσο με 12. Το συγκεκριμένο τμήμα της σεισμικής τομής θεωρείται και το πλέον αντιπροσωπευτικό της πραγματικής υπεδαφικής δομής.
2. Τα CDP 52 – 57 παρουσιάζουν μικρότερο πλάτος σε σχέση με τα υπόλοιπα υποβαθμίζοντας την συνέχεια στο συγκεκριμένο τμήμα της σεισμικής τομής.

Έχοντας πλέον υπολογίσει τις ταχύτητες σώρευσης για το πρώτο γεωσεισμικό στρώμα από το προηγούμενο στάδιο επεξεργασίας μπορούμε να προσδιορίσουμε με σχετική ακρίβεια το βάθος του ανακλαστήρα διερεύνησης χρησιμοποιώντας την γνωστή εξίσωση χρόνου διπλής διαδρομής:



$$t_0 = \frac{2h}{V_1} \leftrightarrow h = \frac{t_0 V_1}{2} = \frac{0.06 * 750}{2} = 22.5 \text{ m}$$

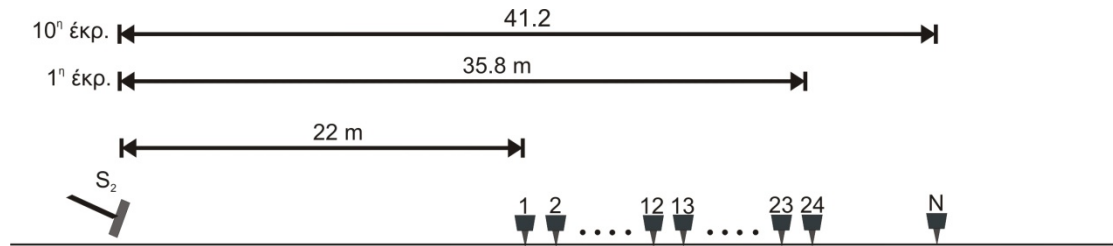
Τόσο η κατανομή ταχυτήτων που προέκυψε από τις δοκιμές Crosshole και Downhole στην γεώτρηση BH – 7 πλησίον της τομής, όσο και η κολώνα της ίδιας γεώτρησης με τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, επαληθεύουν την εικόνα της σεισμικής τομής που προέκυψε από την επεξεργασία των δεδομένων σεισμικής ανάκλασης ρηχών δομών. Ποιο συγκεκριμένα, ο εμφανισθείς ανακλαστήρας θεωρείται ότι αντιπροσωπεύει το όριο επαφής μεταξύ των υπερκείμενων μαργών και του υποκείμενου μερικώς διερρηγμένου κροκαλοπαγούς που μεταβαίνει σε πολύ σκληρή αργιλώδη άμμο.

## 8.2 ΤΥΠΟΣ ΠΗΓΗΣ: BUFFALO GUN

### 8.2.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις 7/7/2014, έλαβε χώρα στην περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου, η λήψη δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με την χρήση όπλου τύπου buffalo gun. Τα δεδομένα μας ελήφθησαν με την βοήθεια 24 κατακόρυφων γεωφώνων (vertical geophones) της εταιρείας Mark Products, ενώ οι καταγραφές αποθηκεύτηκαν ψηφιακά σε σειсмоγράφο StrataView 48 καναλιών της εταιρείας Geometrics. Η γεωμετρία της σεισμικής διάταξης που εφαρμόσαμε ταυτίστηκε με την αντίστοιχη του ελέγχου πηγών, ήτοι απόσταση πηγής – πρώτου σεισμικού δέκτη (near offset) ίση με 22 m και ισαπόσταση σεισμικών δεκτών 0.6 m.

Συνολικά, πραγματοποιήθηκαν μόνο 10 σεισμικές εκρήξεις με φυσίγγια εκρηκτικής ύλης  $\approx 30$  gr (συνολικά 240 σεισμικά ίχνη) σε απόσταση 0.6 m μεταξύ των (shot interval), με την όλη διάταξη να προεκτείνεται κατά 0.6 m σε κάθε έκρηξη καλύπτοντας μία απόσταση ίση με 41.2 m (εικ. 8.47). Ο μικρός αριθμός των εκρήξεων οφείλεται στην πολύ μεγάλη δυσκολία διάνοιξης οπής κατάλληλης διαμέτρου και βάθους απαραίτητη για την τοποθέτηση του στελέχους του buffalo gun. Το βάθος των οπών άγγιξε τα 50 cm με την διάμετρο τους να ισούται με 3.5 cm. Οφείλουμε να αναφέρουμε, ότι όλες οι καταγραφές δεν παρουσίαζαν τον ίδιο λόγο σήματος/θόρυβο, γεγονός που υποβάθμισε το συχνοτικό περιεχόμενο της άφιξης του κύματος σεισμικής ανάκλασης. Ως αποτέλεσμα, ενώ ως πηγή το Buffalo gun είναι σαφώς πιο υψίσυχο από το σεισμικό σφυρί (βλ. κεφ. 7), στην συγκεκριμένη περίπτωση η εικόνα της τελικής υπεδαφικής τομής δεν θεωρείται αισθητά βελτιωμένη.



**Εικόνα 8.47:** Σεισμική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης δεδομένων σεισμικής ανάκλασης. Η σεισμική γραμμή παρουσίασε συνολικό ανάπτυγμα περί τα 41.2 m. Τύπος πηγής: Buffalo Gun.

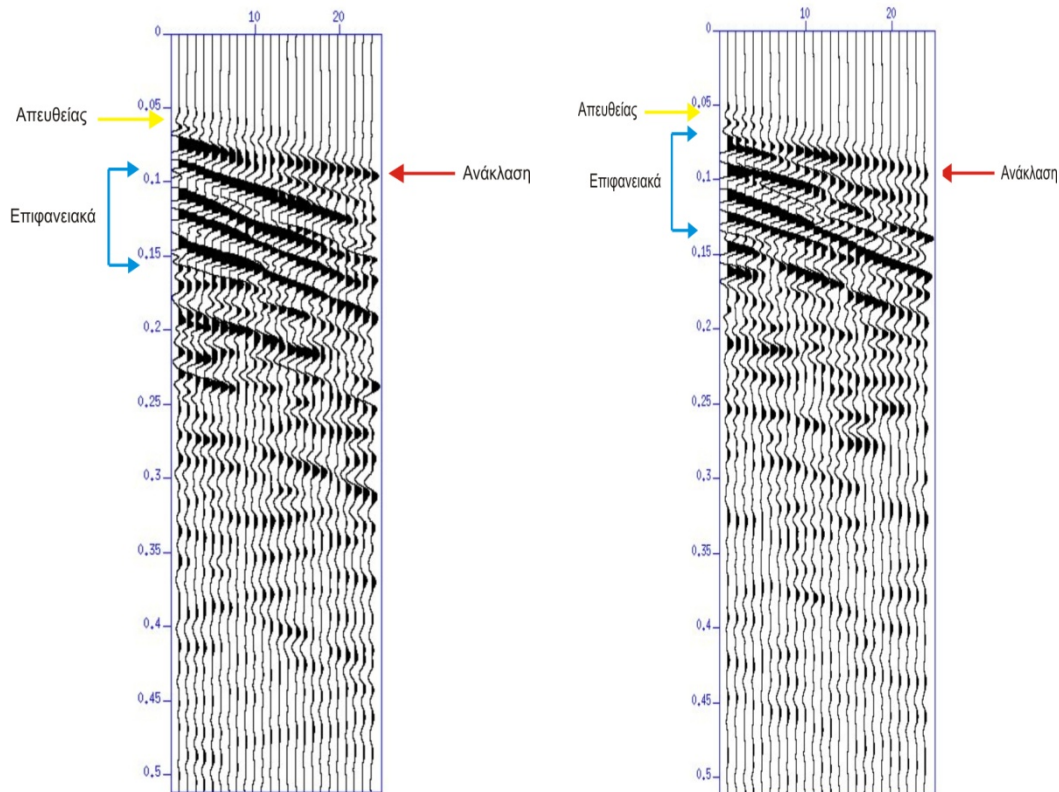
Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε εξ' ολοκλήρου στο λογισμικό Seismic Unix (Colorado School Of Mines) με τα στάδια επεξεργασίας να ταυτίζονται με τα αντίστοιχα που χρησιμοποιήσαμε στην επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με την χρήση σεισμικού σφυριού (εικ 8.3).

## 8.2.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ

Όπως και στην προηγούμενη επεξεργασία σεισμικών δεδομένων, έτσι και εδώ, ως πρώτο βήμα προβήκαμε στην επαναμορφοποίηση και εισαγωγής γεωμετρίας στα δεδομένα μας. Το συγκεκριμένο στάδιο ταυτίζεται με το κεφ. 8.1.2 επομένως η εκ νέου περιγραφή του δεν κρίνεται σκόπιμη.

## 8.2.3 ΑΝΑΓΝΩΡΙΣΗ ΑΦΙΞΕΩΝ

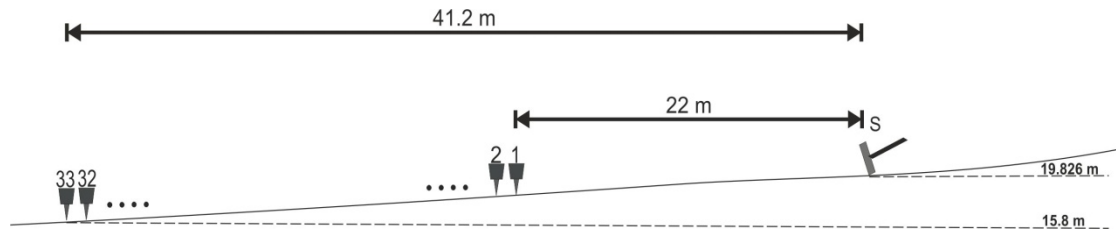
Όπως και κατά την προηγούμενη επεξεργασία, το πρώτο βήμα αποτελεί η αναγνώριση του ανακλαστήρα ενδιαφέροντος και η εύρεση των υπολοίπων τύπων αφίξεων (απευθείας, διαθλώμενα, επιφανειακά κύματα). Στις κάτωθι εικόνες (εικ. 8.48 – 8.49), παρουσιάζονται διάφορες καταγραφές που έχουν προκύψει από εκρήξεις σε διαφορετικά σημεία επί της σεισμικής γραμμής, χωρίς να έχουν υποστεί καμία επεξεργασία. Η άφιξη του κύματος ανάκλασης είναι ορατή, ενώ για άλλη μια φορά υπάρχει έντονη παρουσία των αφίξεων επιφανειακών κυμάτων αλλά και απουσία εμφανούς άφιξης κυρίως των διαθλώμενων κυμάτων.



**Εικόνες 8.48 – 8.49:** Καταγραφές από δύο εκρήξεις διαφορετικών σημείων επί της σεισμικής γραμμής (αριστερά: θέση 1.2 m, δεξιά: θέση 4.2 m). Παρατηρούμε ότι η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι και στις δύο θέσεις εμφανής (κόκκινο βέλος). Η άφιξη του απευθείας κύματος δεν είναι έντονη (κίτρινο βέλος), ενώ παρατηρείται έντονη άφιξη των επιφανειακών κυμάτων (μπλε βέλη).

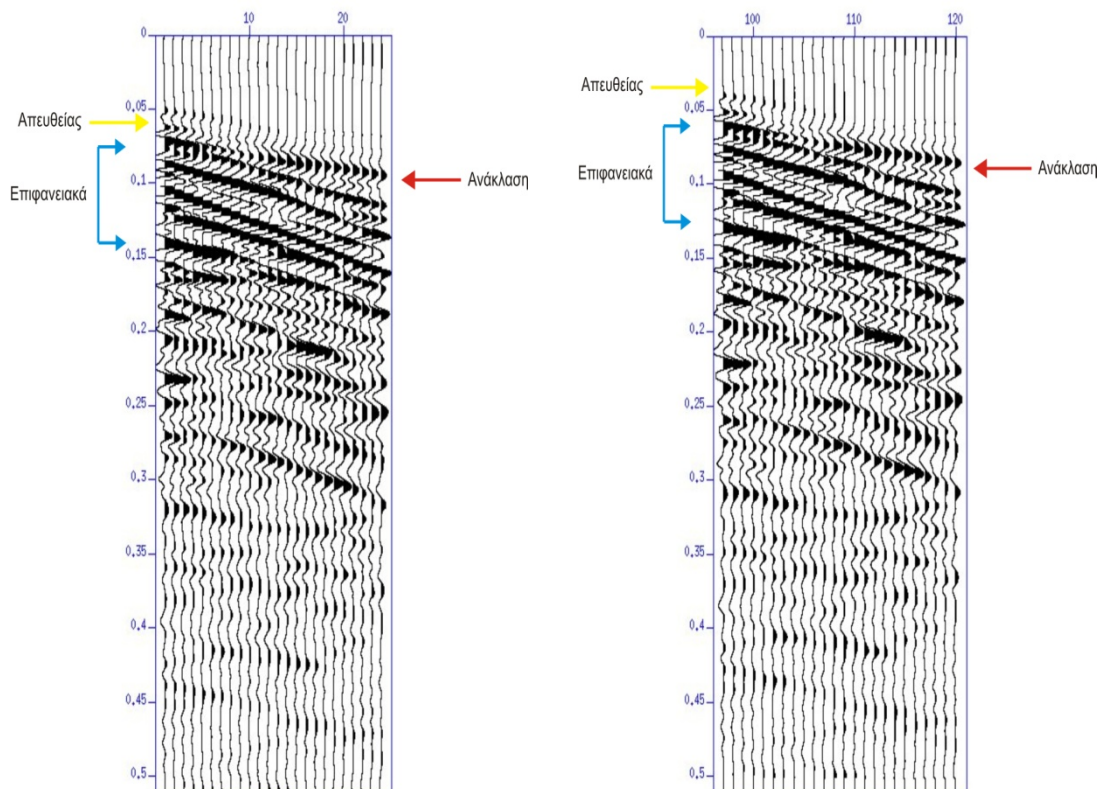
## 8.2.4 ΥΨΟΜΕΤΡΙΚΗ ΣΤΑΤΙΚΗ ΔΙΟΡΘΩΣΗ

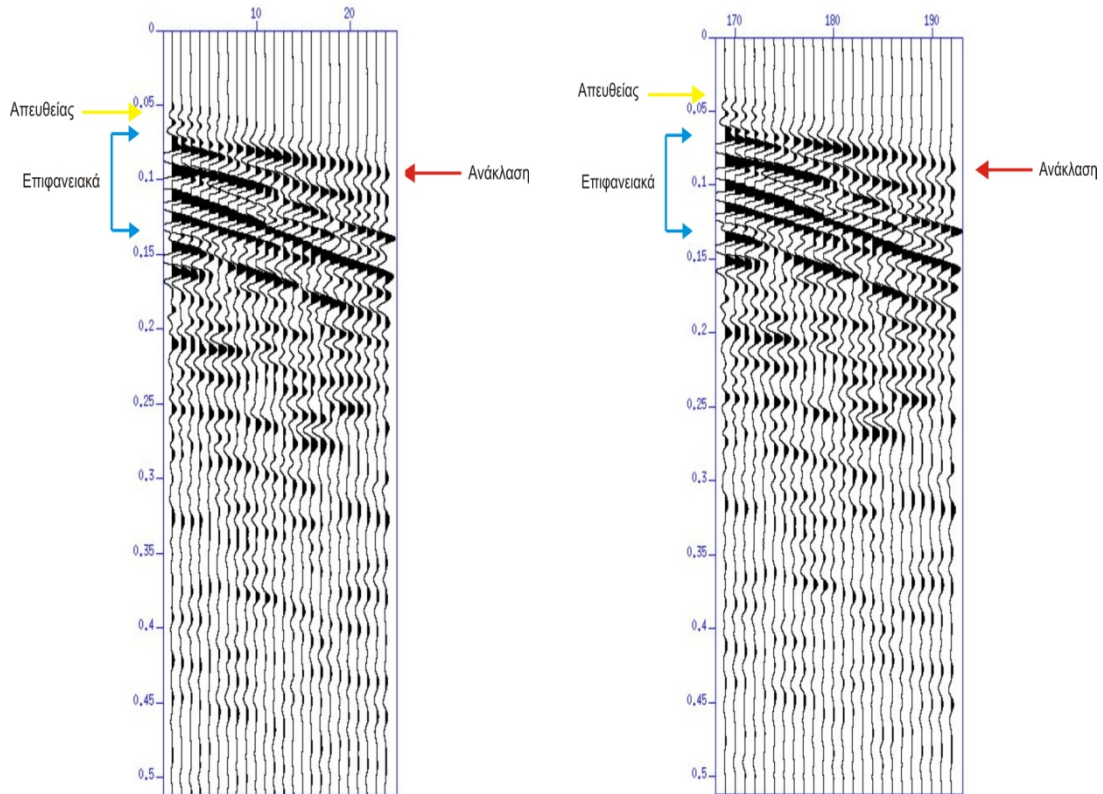
Οι θέσεις της σεισμικής πηγής και των σεισμικών δεκτών κατά την διάρκεια διεξαγωγής της έρευνας σεισμικής ανάκλασης με την χρήση του buffalo gun, ταυτίστηκαν με τις αντίστοιχες από τη σεισμική έρευνα με την χρήση σφυριού (βλ. υποκ. 8.1.3). Η μοναδική αλλαγή στην διόρθωση ανάγεται στο ότι πλέον ο τελευταίος σεισμικός δέκτης βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο ίσο με 15.8 m, με αποτέλεσμα το νέο επίπεδο αναφοράς (datum) να τοποθετείται στο συγκεκριμένο υψόμετρο (εικ. 8.50). Όπως και στην επεξεργασία με χρήση του σεισμικού σφυριού ως πηγή, έτσι και εδώ, η ζητούμενη σεισμική ταχύτητα που απαιτείται για την διόρθωση ισούταν με 600 m/s (από δεδομένα Crosshole).



**Εικόνα 8.50:** Εφαρμογή υψομετρικών στατικών διορθώσεων: Όπως φαίνεται στην προσεγγιστική τοπογραφική αποτύπωση της περιοχής έρευνας, το ανώτατο υψομετρικά σημείο επί της σεισμικής γραμμής βρίσκεται σε απόλυτο υψόμετρο ίσο με 19.826 m, ενώ το κατώτατο σε υψόμετρο ίσο με 15.8 m. Συνεπώς, όλες οι θέσεις σεισμικών πηγών – σεισμικών δεκτών ανάγονται στο επίπεδο αναφοράς (datum) με υψόμετρο 15.8 m.

Στις εικόνες 8.51 – 8.54 παρουσιάζονται ενδεικτικά τα αποτελέσματα της υψομετρικής διόρθωσης σε δύο εκρήξεις διαφορετικών θέσεων επί της σεισμικής γραμμής. Η άφιξη του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος) πλέον προσεγγίζει αρκετά την χαρακτηριστική υπερβολική μορφή



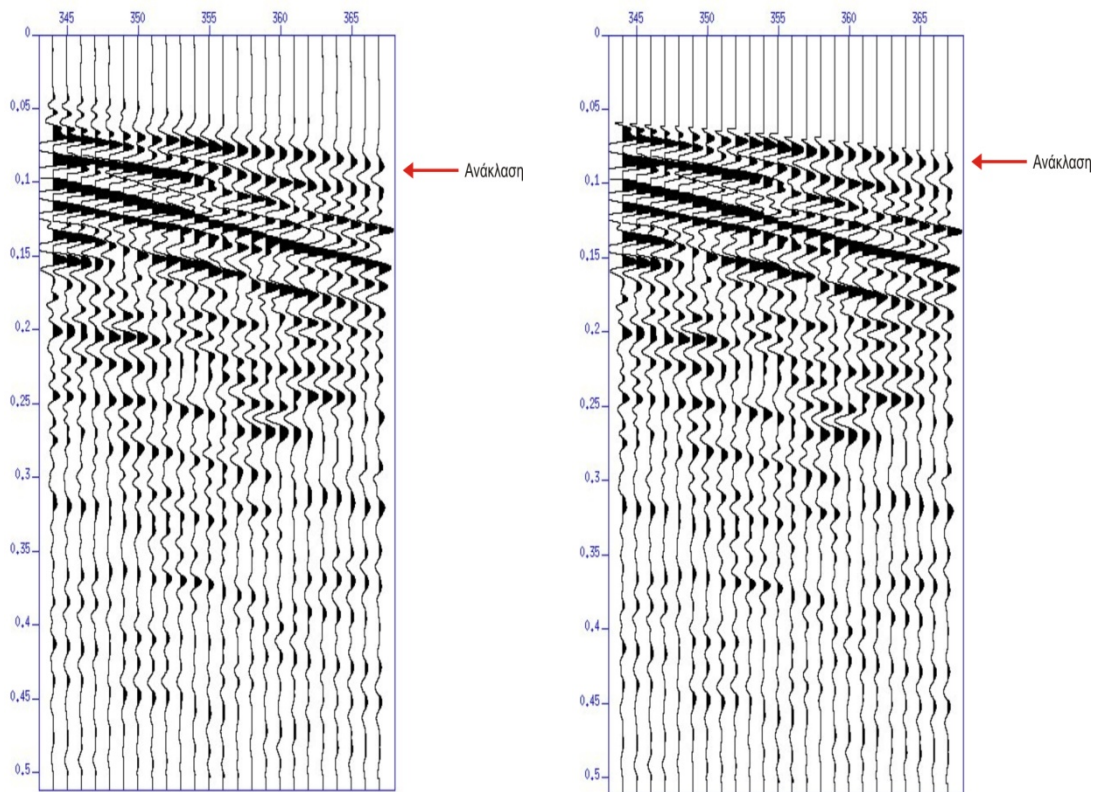


**Εικόνες 8.51 – 8.54:** Εφαρμογή υψομετρικών στατικών διορθώσεων: Πάνω αριστερά: Θέση έκρηξης 2.4 m. Καταγραφή χωρίς υψομετρικές διορθώσεις. Πάνω δεξιά: Θέση έκρηξης 2.4 m. Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή υψομετρικών διορθώσεων. Κάτω αριστερά: Θέση έκρηξης 4.2 m. Καταγραφή χωρίς υψομετρικές διορθώσεις. Κάτω δεξιά: Θέση έκρηξης 4.2 m. Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή υψομετρικών διορθώσεων.

### 8.2.5 ΚΑΤΑΡΓΗΣΗ ΘΟΡΥΒΩΔΩΝ ΙΧΝΩΝ – ΠΑΥΣΗ ΘΟΡΥΒΟΥ

Συνεχίζοντας την επεξεργασία, προβαίνουμε σε κατάργηση των θορυβωδών αφίξεων όπου κρίνεται απαραίτητο καθώς και σε παύση των πρώτων αφίξεων για όλες τις καταγραφές. Ενδεικτικές εικόνες παρατίθενται κάτωθι (εικ.8.55 – 8.56).



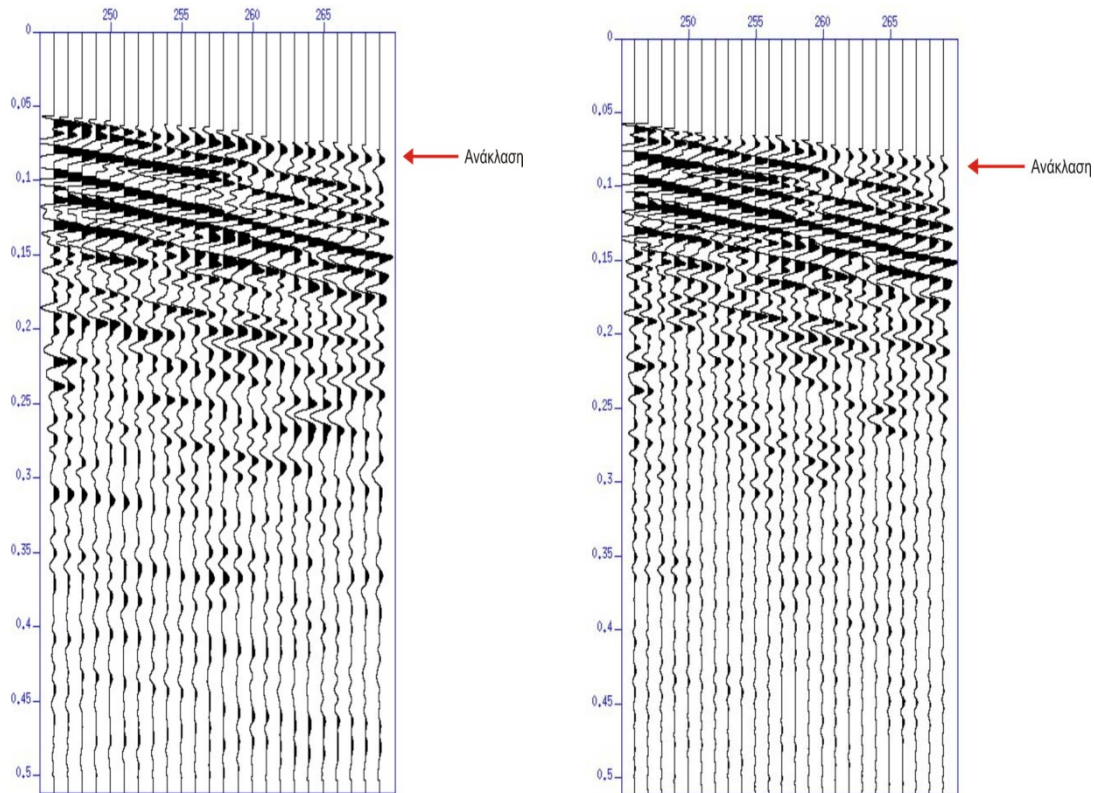


**Εικόνες 8.55 – 8.56:** Εφαρμογή παύσης θορύβου: Θέση έκρηξης 4.2 m. Με την διαδικασία της επιλεκτικής παύσης αφαιρούμε τις αφίξεις που θεωρούνται ως θόρυβος (απευθείας – διαθλώμενα κύματα). Αριστερή εικόνα: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή παύσης θορύβου. Δεξιά εικόνα: Καταγραφή ύστερα από την εφαρμογή επιλεκτικής παύσης θορύβου.

### 8.2.6 ΦΙΛΤΡΑΡΙΣΜΑ

Όπως ακριβώς στην περίπτωση των δεδομένων που ελήφθησαν με το σεισμικό σφυρί, έτσι και στα συγκεκριμένα δεδομένα εφαρμόσαμε μια πληθώρα φίλτρων, με το καλύτερο αποτέλεσμα να παράγεται από τον συνδυασμό 60,100,250,300 ο οποίος και εφαρμόστηκε στο σύνολο των καταγραφών. Το αποτέλεσμα της διαδικασίας παρουσιάζεται στην επόμενη εικόνα (εικ 8.57 – 8.58).

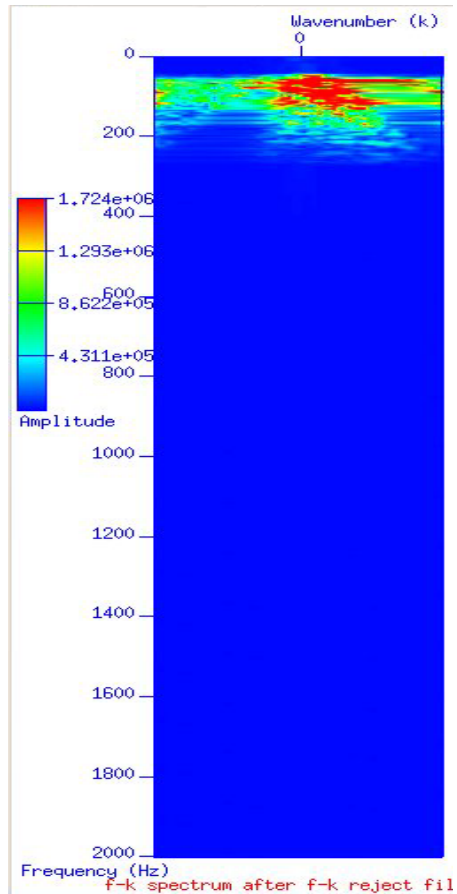
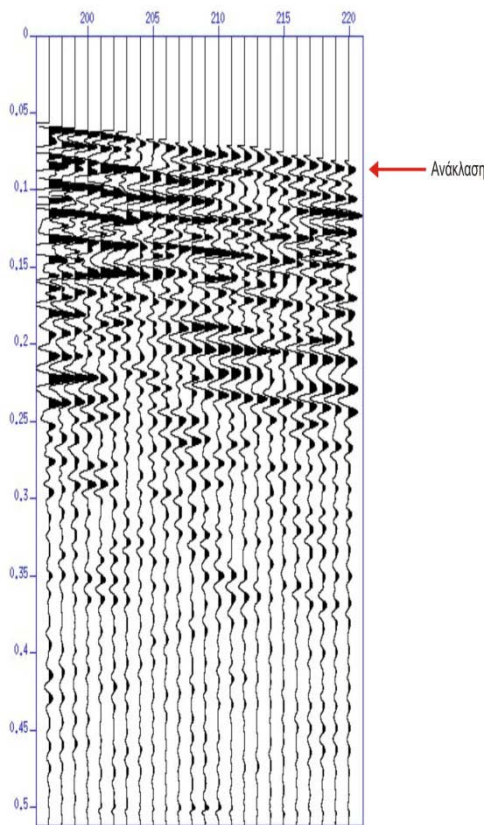
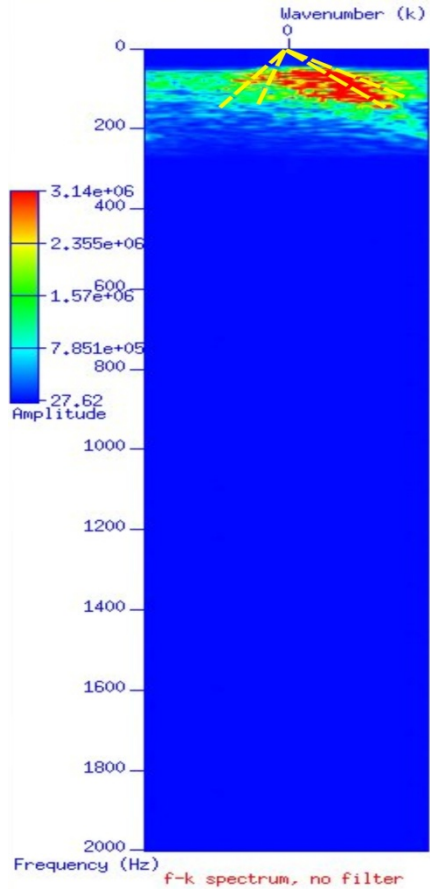
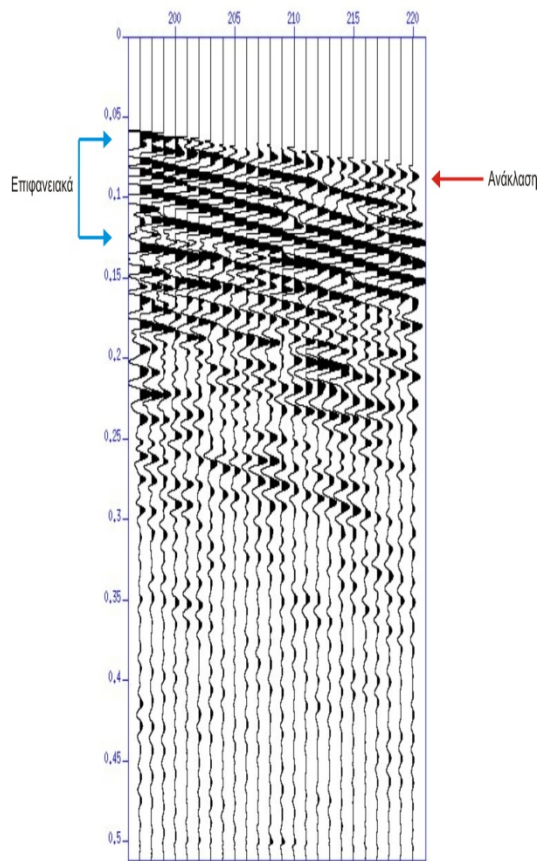




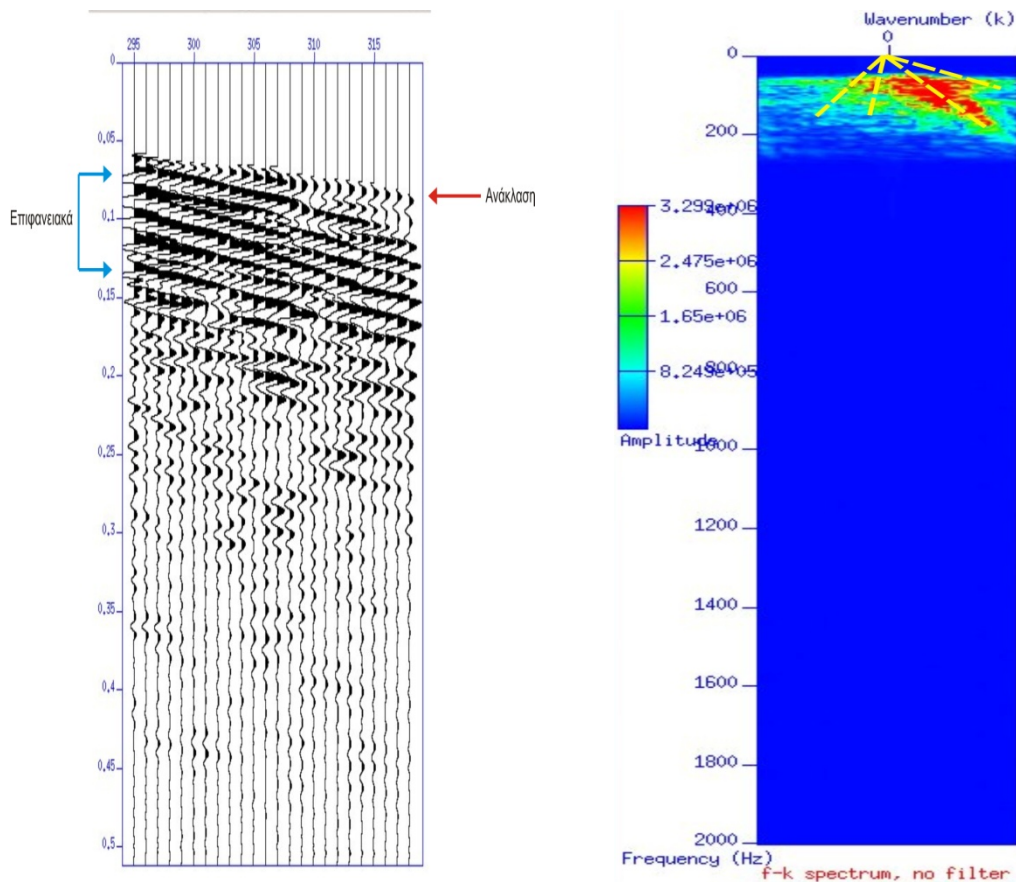
**Εικόνες 8.57 – 8.58 :** Θέση έκρηξης 3.6 m επί της σεισμικής γραμμής: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου. Αριστερά: Καταγραφή χωρίς επεξεργασία. Είναι εμφανής η παρουσία του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος. Δεξιά: Εφαρμογή ζωνοπερατού φίλτρου με όρια 60,100,250,300. Οι κυματικοί παλμοί του ανακλώμενο σήματος παρουσιάζονται με μικρότερο πλάτος, ωστόσο ένα μεγάλο τμήμα του θορύβου (μέχρι 60 Hz) έχει απομακρυνθεί.

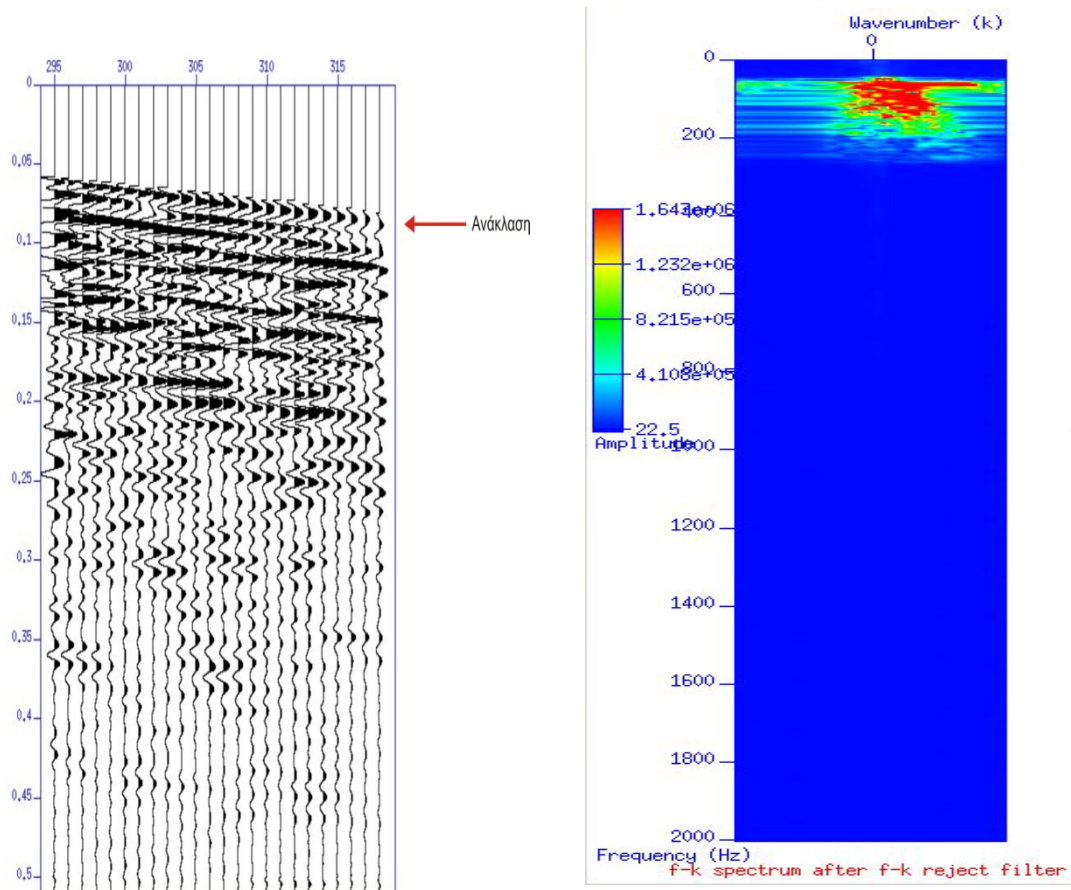
### 8.2.7 ΦΙΛΤΡΟ F-K (ΣΥΧΝΟΤΗΤΑΣ – ΚΥΜΑΤΑΡΙΘΜΟΥ)

Η διαδικασία εξαγωγής των αφίξεων που θεωρούνται ως θόρυβος (επιφανειακά κύματα) με την βοήθεια του φίλτρου f-k, βελτίωσε αρκετά την εικόνα των καταγραφών. Όπως φαίνεται και στις επόμενες εικόνες (εικ. 8.61 κ' 8.65) ένα μεγάλο τμήμα των επιφανειακών κυμάτων απομακρύνθηκε.



**Εικόνες 8.59 – 8.62:** Θέση έκρηξης 2.4 m επί της σεισμικής γραμμής: Εφαρμογή φίλτρου ταχυτήτων (f-k filter). Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή φίλτρου f-k. Η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι σχετικά εμφανής (κόκκινο βέλος). Πάνω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Με διακεκομμένες κίτρινες γραμμές αντιστοιχούν τα όρια τα οποία πρέπει να αφαιρέσουμε, αφήνοντας ανεπηρέαστο το κεντρικό τμήμα το οποίο αντιστοιχεί στο σήμα ανάκλασης. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή φίλτρου f-k με εξαγωγή ενός τμήματος των επιφανειακών κυμάτων και ανάδειξη του σήματος ανάκλασης. Κάτω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Τα τμήματα που αντιστοιχούν στο θόρυβο έχουν εξαχθεί με επιτυχία.





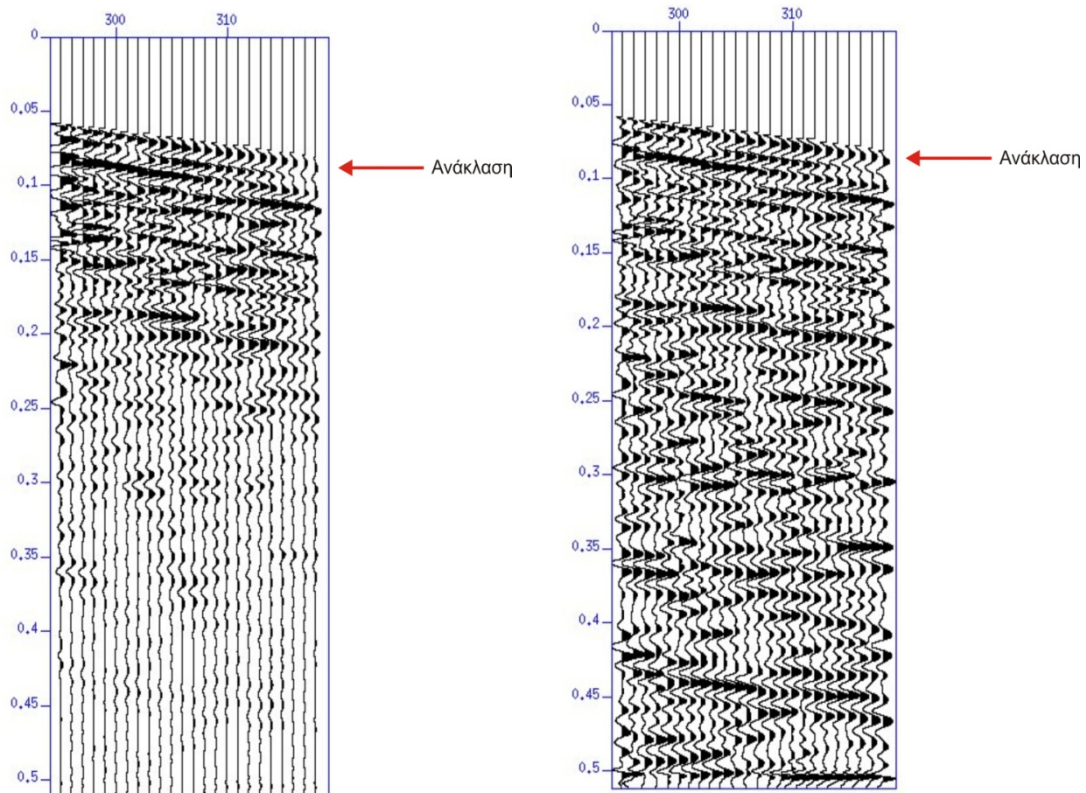
**Εικόνες 8.63 – 8.66:** Θέση έκρηξης 3.6 m επί της σεισμικής γραμμής: Εφαρμογή φίλτρου ταχυτήτων (f-k filter). Πάνω αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή φίλτρου f-k. Η παρουσία του κύματος ανάκλασης είναι σχετικά εμφανής (κόκκινο βέλος). Πάνω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Με διακεκομμένες κίτρινες γραμμές αντιστοιχούν τα όρια τα οποία πρέπει να αφαιρέσουμε, αφήνοντας ανεπηρέαστο το κεντρικό τμήμα το οποίο αντιστοιχεί στο σήμα ανάκλασης. Κάτω αριστερά: Εφαρμογή φίλτρου f-k με εξαγωγή ενός τμήματος των επιφανειακών κυμάτων και ανάδειξη του σήματος ανάκλασης. Κάτω δεξιά: Διάγραμμα στο πεδίο f-k που προέκυψε βάση της καταγραφής στα αριστερά. Τα τμήματα που αντιστοιχούν στο θόρυβο έχουν εξαχθεί με επιτυχία.

Όπως φαίνεται στις αντίστοιχες διορθωμένες εικόνες 8.61 και 8.65 ένα σημαντικό τμήμα των επιφανειακών κυμάτων αφαιρέθηκε αναδεικνύοντας την άφιξη του κύματος ανάκλασης. Επιπλέον, στους χρόνους περίπου 0.9 s, 0,12 s και 0.2 s εμφανίζονται αφίξεις οι οποίες εν δυνάμει θα μπορούσαν να θεωρηθούν ανακλάσεις από βαθύτερους ορίζοντες. Όμως, η περαιτέρω επεξεργασία έδειξε ότι οι συγκεκριμένες αφίξεις δεν παρουσιάζουν καλή συνέχεια σε όλες τις καταγραφές, με αποτέλεσμα η απεικόνιση τους στην τελική υπεδαφική τομή να κρίνεται μη σκόπιμη.



### 8.2.8 ΕΝΙΣΧΥΣΗ ΣΗΜΑΤΟΣ

Έχοντας εφαρμόσει το κατάλληλο ζωνοπερατό φίλτρο και αναδείξει περαιτέρω τον ρηχό ανακλαστήρα με την βοήθεια του φίλτρου f-k, προχωράμε στο στάδιο της ενίσχυσης της του σήματος ανάκλασης. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, η ενίσχυση του ανακλαστήρα ενδιαφέροντος επιτεύχθηκε με την εφαρμογή του αυτόματου έλεγχου ενίσχυσης (AGC) χρονικού παραθύρου 0.075 s (εικ. 8.68).

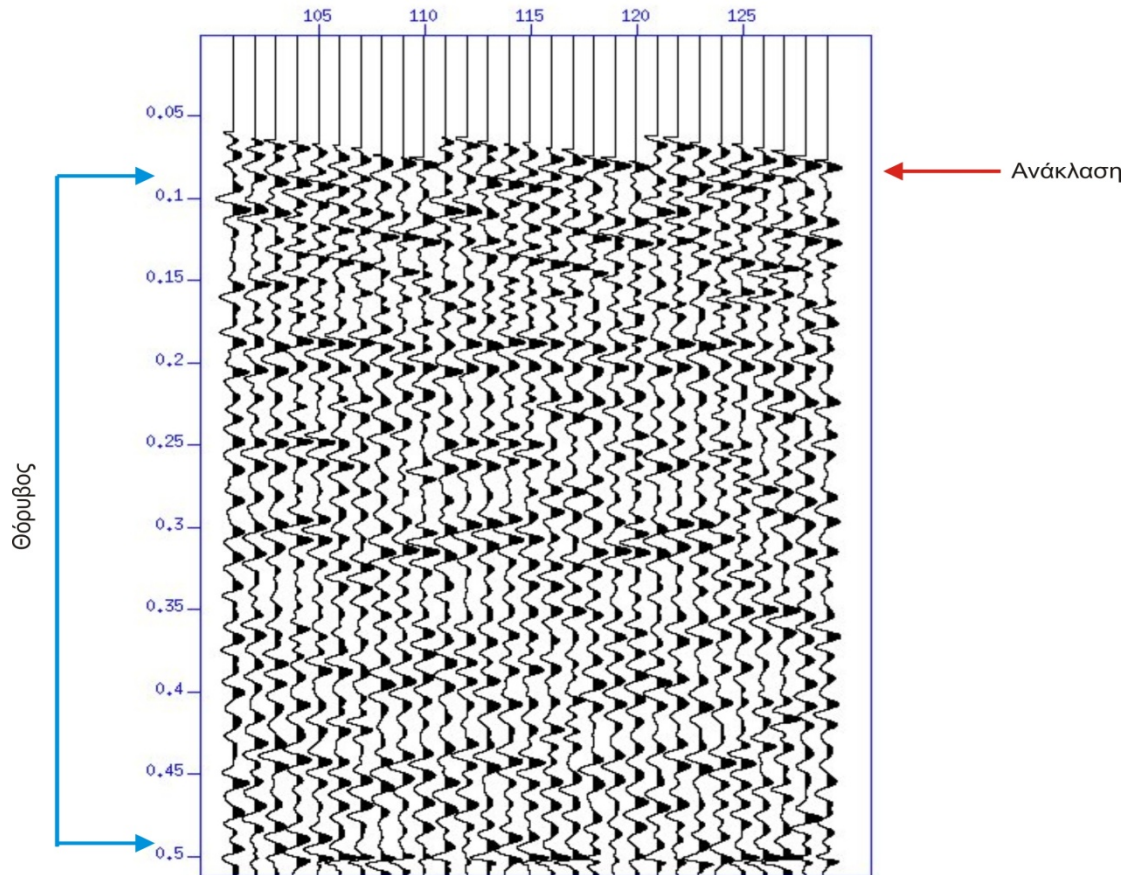


**Εικόνες 8.67 – 8.68:** Θέση έκρηξης 3.6 m επί της σεισμικής γραμμής: Ενίσχυση σήματος:·. Αριστερά: Καταγραφή χωρίς εφαρμογή της ενίσχυσης αφίξεων. Δεξιά: Εφαρμογή του αυτόματου ελέγχου ενίσχυσης (AGC). Οι αφίξεις του κύματος ανάκλασης έχουν ενισχυθεί και ο ανακλαστήρας αναδεικνύεται επιτυχώς.

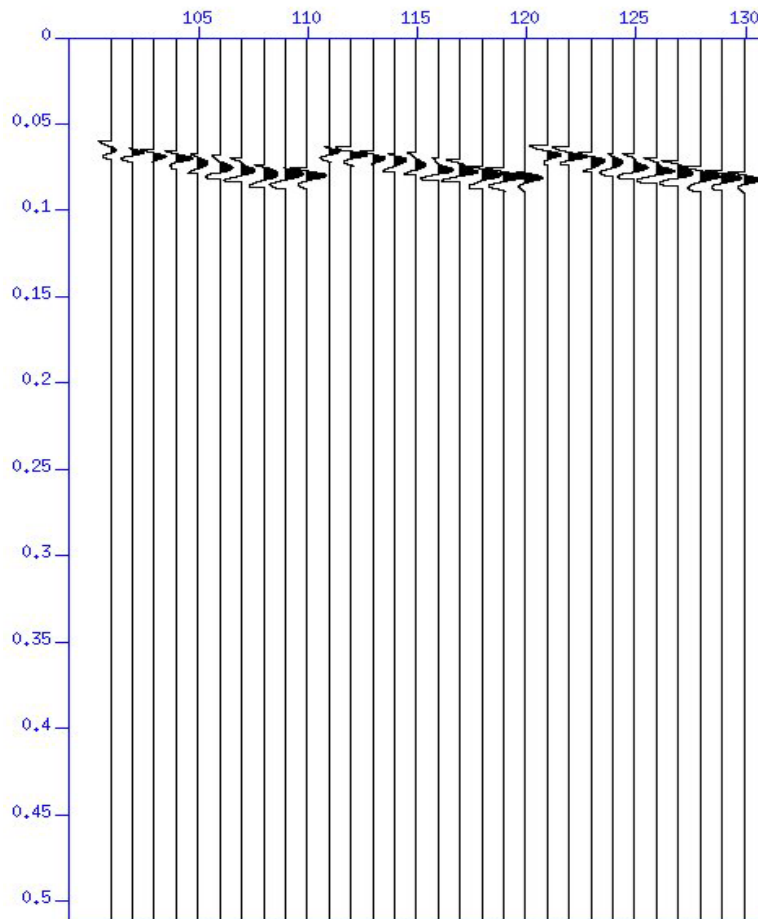
### 8.2.9 ΤΑΞΙΝΟΜΗΣΗ ΚΟΙΝΩΝ ΜΕΣΩΝ ΣΗΜΕΙΩΝ - ΑΝΑΛΥΣΗ ΤΑΧΥΤΗΤΩΝ

Έχοντας πλέον ολοκληρώσει την ανάδειξη του ανακλώμενου κύματος προβαίνουμε στην ταξινόμηση των κοινών μέσω σημείων (CDP Sorting), βήμα που θα μας οδηγήσει στην ανάλυση ταχυτήτων, με σκοπό τον προσδιορισμό της ταχύτητας σώρευσης (Stacking Velocity -  $V_{st}$ ). άφιξη του κύματος ανάκλασης μετατρέποντας την από υπερβολή σε ευθεία.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τον αριθμό των εκρήξεων (10) και τον αριθμό των ενεργών γεωφώνων (24), προέκυψαν συνολικά 42 κοινά μέσα σημεία, ενώ ο αριθμός αυτών με τις μέγιστες ακτίνες πρόσπτωσης (full fold cdr's) ανήλθε σε μόλις 5. Κάτωθι παρουσιάζονται ενδεικτικά μερικά κοινά μέσα σημεία (εικ. 8.69 – 8.70). Είναι εμφανής η υπερβολική μορφή του ρηχού ανακλαστήρα η οποία θα διορθωθεί μέσω της ανάλυσης ταχυτήτων. Τέλος, όπως και στην περίπτωση επεξεργασίας των δεδομένων με την χρήση σφυριού, παύουμε (mute) τις αφίξεις που βρίσκονται κάτω από το κύμα ανάκλασης αφήνοντας μόνο το σήμα ενδιαφέροντος.



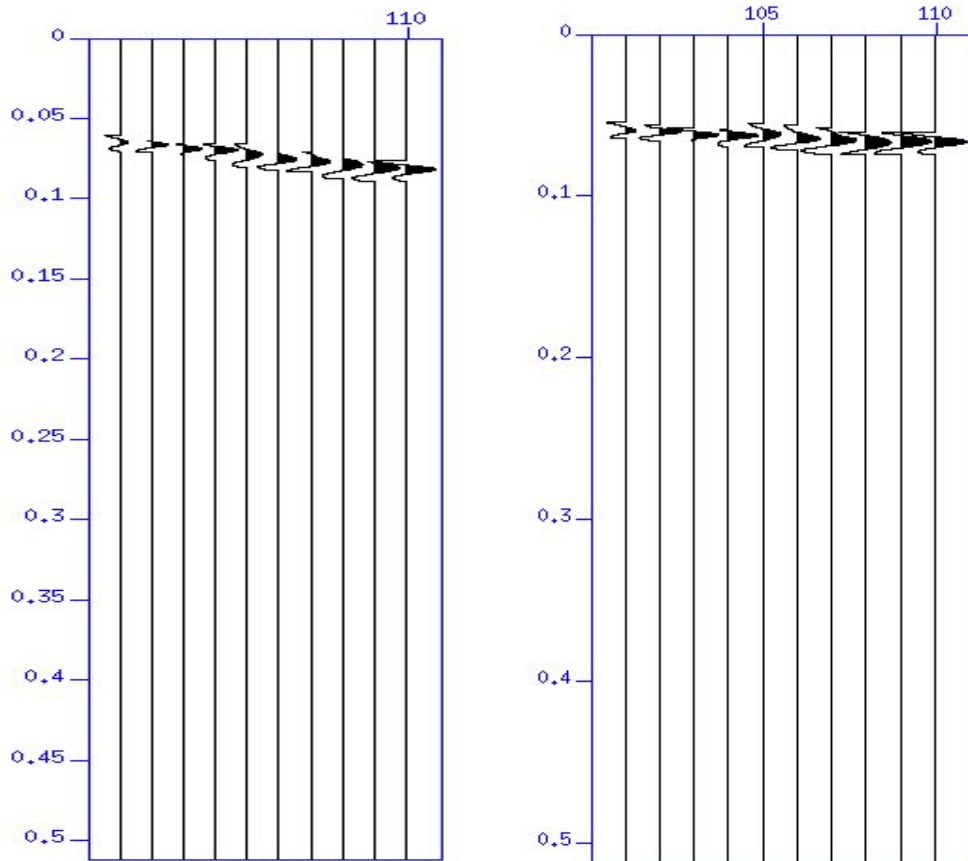




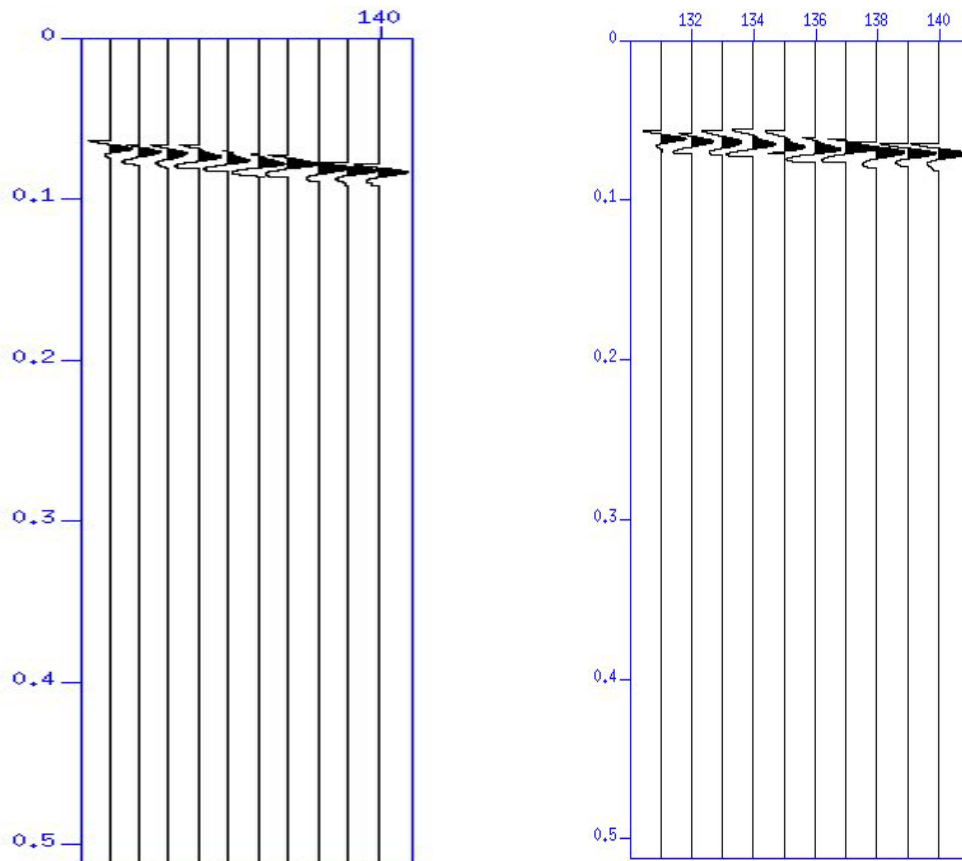
**Εικόνες 8.69 – 8.70:** Κοινά μέσα σημεία στις θέσεις 32.8, 33.1 και 33.4 επί της σεισμικής γραμμής: Πάνω εικόνα: Είναι εμφανείς οι αφίξεις του κύματος ανάκλασης (κόκκινο βέλος), ενώ η υπόλοιπη καταγραφή θεωρείται ότι δεν περιλαμβάνει σήμα ενδιαφέροντος. Κάτω εικόνα: Οι ίδιες αφίξεις ανάκλασης με παύση του σήματος θορύβου.

Όπως και ανωτέρω, έτσι και στην συγκεκριμένη επεξεργασία, χρησιμοποιήθηκε για την διαδικασία της ανάλυσης ταχυτήτων η μέθοδος των διαγραμμάτων σώρευσης σταθερής ταχύτητας (CVS Panels), μεθοδολογία που χρησιμοποιείται ως επί το πλείστον στον προσδιορισμό ρηχών υπεδαφικών στόχων.

Η ανάλυση ταχυτήτων έλαβε χώρα μεταξύ των 500 m/s και 900 m/s με βήμα ταχυτήτων ίσο με 20 m/s. Μέσω της συγκεκριμένης αναλύσεως, προσδιορίσαμε ότι η ταχύτητα που διορθώνει τα περισσότερα κοινά μέσα σημεία βρίσκεται στο εύρος τιμών 700 m/s – 800 m/s. Στις επόμενες εικόνες 8.71 – 8.74, παρατίθενται επιλεγμένα κοινά μέσα σημεία (CDP) στα οποία έχουμε προσδιορίσει τις κατάλληλες ταχύτητες σώρευσης ( $V_{st}$ ) ώστε να μετατρέψουμε τις αφίξεις ανάκλασης, υπερβολικής μορφής, σε ευθεία.



**Εικόνες 8.71 – 8.72:** Ανάλυση ταχυτήτων για το κοινό μέσο σημείο στην θέση 32.8 m: Η ταχύτητα σώρευσης ( $V_{st}$ ), η οποία διορθώνει επαρκώς την υπερβολή ανάκλασης μετατρέποντας την σε ευθεία, ισούται με 780 m/s.



**Εικόνες 8.73 – 8.74:** Ανάλυση ταχυτήτων για το κοινό μέσο σημείο στην θέση 32.8 m: Η ταχύτητα σώρευσης ( $V_{st}$ ), η οποία διορθώνει επαρκώς την υπερβολή ανάκλασης μετατρέποντας την σε ευθεία, ισούται με 760 m/s.

### 8.2.10 ΔΙΟΡΘΩΣΗ NMO

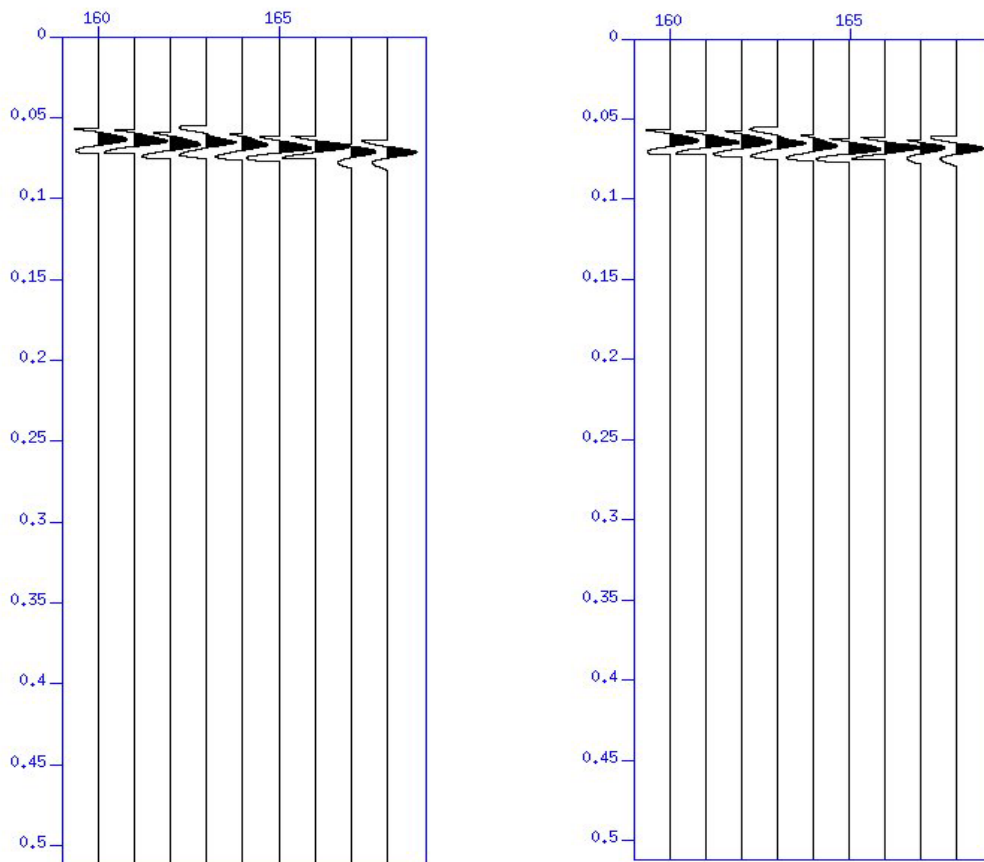
Από το αποτέλεσμα της ανάλυσης ταχυτήτων προσδιορίστηκε με αρκετή ακρίβεια το εύρος ταχυτήτων που θα χρησιμοποιήσουμε στην διαδικασία της κανονικής χρονικής μετατόπισης (NMO Correction). Στον ακόλουθο πίνακα 8.2, παρατίθενται οι θέσεις των CDP με τις αντίστοιχες ταχύτητες διόρθωσης NMO. Τονίζουμε ότι τα συγκεκριμένα CDP παρουσιάζουν τον μέγιστο αριθμό ακτίνων πρόσπτωσης ίσο με 10 (full fold CDP's).

**Πίνακας 8.2:** Θέση κοινών μέσων σημείων που χρησιμοποιήθηκαν κατά το στάδιο της διόρθωσης NMO, με τις αντίστοιχες ταχύτητες διόρθωσης ( $V_{st}$ ).

| Θέση Κοινού Μέσου Σημείου (CDP) επί της σεισμικής γραμμής | Ταχύτητα διόρθωσης ( $V_{st}$ ) |
|---|---------------------------------|
| 32.8 m  | $V_{st} = 800$ m/s              |
| 34.6 m  | $V_{st} = 760$ m/s              |
| 36,4 m  | $V_{st} = 730$ m/s              |

### 8.2.11 ΥΠΟΛΕΙΠΟΜΕΝΕΣ ΣΤΑΤΙΚΕΣ ΔΙΟΡΘΩΣΕΙΣ

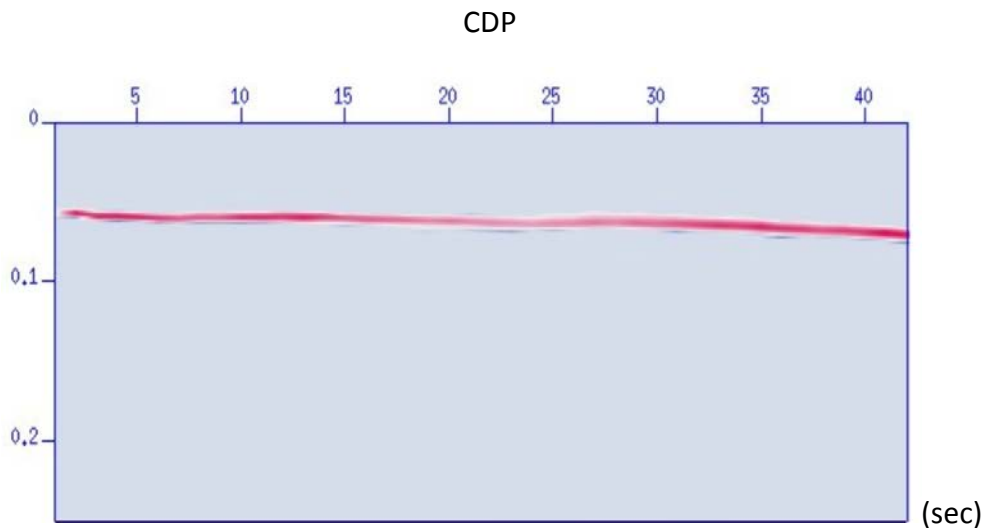
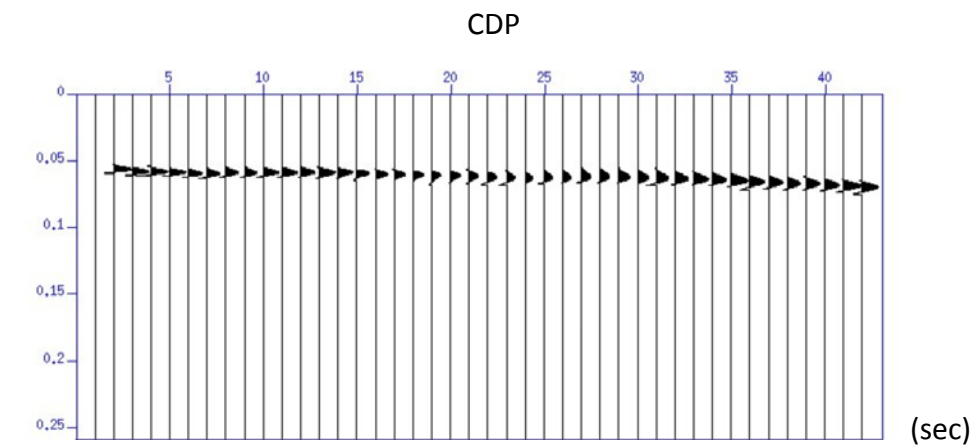
Οι υπολειπόμενες στατικές διορθώσεις εφαρμόστηκαν στο σύνολο των διορθωμένων κοινών μέσω σημείων (CDP) με την διαδικασία να μην παρουσιάζει ,για άλλη μία φορά, τα ίδια αποτελέσματα σε όλα τα κοινά μέσα σημεία. Ενδεικτικά, στις επόμενες εικόνες 8.75 - 8.76 παρατίθενται ένα CDP, στα οποία η άφιξη ανάκλασης εμφανίζεται βελτιωμένη.



**Εικόνες 8.75 - 8.76:** Εφαρμογή υπολειπομένων στατικών διορθώσεων στο κοινό μέσο σημείο θέσης 36.7 m . Παρατηρούμε ότι ο ευθύγραμμος χαρακτήρας του σήματος ανάκλασης βελτιώνεται.

### 8.2.12 ΣΩΡΕΥΣΗ

Έχοντας πλέον αναδείξει και διορθώσει την άφιξη του κύματος ανάκλασης προβαίνουμε στην σώρευση του σήματος ενδιαφέροντος με σκοπό την παραγωγή της τελικής υπεδαφικής τομής. Στις ακόλουθες εικόνες παρουσιάζεται το αποτέλεσμα της σώρευσης (εικ. 8.77 – 8.78).



**Εικόνες 8.77 – 8.78:** Τελική υπεδαφική τομή έτσι όπως προέκυψε από την επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης με την χρήση του buffalo gun. Ο ρηχός ανακλαστήρας εμφανίζεται στον χρόνο διπλής διαδρομής (TWT) περίπου ίσο με 0.06 s.

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τις ανωτέρω εικόνες, μπορούμε να σχολιάσουμε τα εξής:

1. Ο ρηχός ανακλαστήρας παρουσιάζει αρκετά καλή συνέχεια σε όλο το μήκος της σεισμικής τομής χωρίς ωστόσο να εμφανίζεται βελτιωμένος στις θέσεις όπου τα κοινά μέσα σημεία παρουσιάζουν μέγιστο αριθμό ακτίνων πρόσπτωσης (cdp 15 - 19).
2. Ο ανακλαστήρας παρουσιάζει σαφώς μεγαλύτερο συχνοτικό περιεχόμενο σε σχέση με τον αντίστοιχο που προέκυψε με το σεισμικό σφυρί ως πηγή, πιστοποιώντας τα αποτελέσματα από την σύγκριση πηγών.

Έχοντας πλέον υπολογίσει τις ταχύτητες σώρευσης για το πρώτο γεωσεισμικό στρώμα από το προηγούμενο στάδιο επεξεργασίας μπορούμε να προσδιορίσουμε πλέον με αρκετή ακρίβεια το βάθος του ανακλαστήρα διερεύνησης χρησιμοποιώντας ξανά την εξίσωση χρόνου διπλής διαδρομής:

$$t_0 = \frac{2h}{V_1} \leftrightarrow h = \frac{t_0 V_1}{2} = \frac{0.06 * 750}{2} = 22.5 \text{ m}$$

Το συγκεκριμένο αποτέλεσμα έρχεται σε απόλυτη συμφωνία με το αποτέλεσμα από την επεξεργασία των δεδομένων με χρήση του σεισμικού σφυριού ως πηγή επαληθεύοντας ταυτοχρόνως και την γεωλογική δομή.

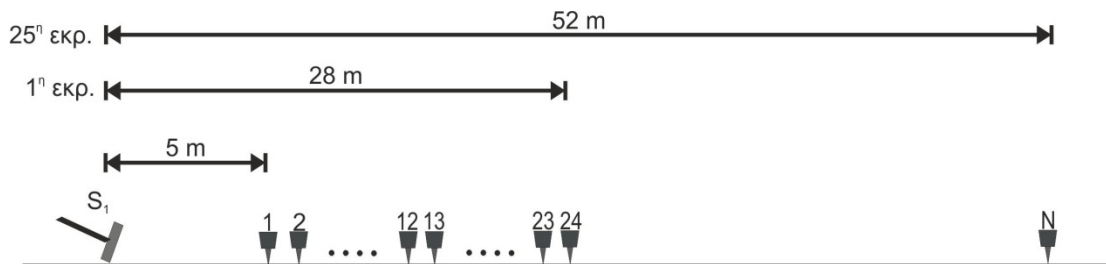


## 9. ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

### 9.1 ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Στις 08/7/2014, έλαβε χώρα στην περιοχή του Ισθμού της Κορίνθου, η λήψη δεδομένων επιφανειακών κυμάτων με την χρήση σεισμικού σφυριού βάρους 5 Kg σε συνδυασμό με πλάκα σύζευξης βάρους 5 Kg, διαμέτρου 10 cm. Όπως και στην περίπτωση του πειράματος της σεισμικής ανάκλασης, τα δεδομένα μας ελήφθησαν με την βοήθεια 24 κατακόρυφων γεωφώνων (vertical geophones) της εταιρείας Mark Products ιδιουσυχνότητας 10 Hz, ενώ οι καταγραφές αποθηκεύτηκαν ψηφιακά σε σειμογράφο StrataView 48 καναλιών της εταιρείας Geometrics. Η γεωμετρία της σεισμικής διάταξης που εφαρμόσαμε παρουσίαζε απόσταση πηγής – πρώτου δέκτη ίσο με 5 m (near offset) και ισαπόσταση σεισμικών δεκτών ίση με 1 m.

Συνολικά, πραγματοποιήθηκαν 25 σεισμικές εκρήξεις (συνολικά 600 σεισμικά ίχνη) σε απόσταση 1 m μεταξύ των (shot interval), με την όλη διάταξη να προεκτείνεται κατά 1 m σε κάθε έκρηξη καλύπτοντας μία απόσταση ίση με 52 m (εικ. 9.1 – 9.2). Τέλος, για να αυξήσουμε τον λόγο σήματος/θορύβου, σε κάθε θέση έκρηξης πραγματοποιήσαμε κατακόρυφη σώρευση σήματος (vertical stacking) 5 εκρήξεων.



**Εικόνα 9.1:** Σεισμική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης δεδομένων επιφανειακών κυμάτων. Η σεισμική γραμμή παρουσίασε συνολικό ανάπτυγμα περί τα 52 m. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg διαμέτρου 10 cm.



**Εικόνα 9.2:** Σεισμική διάταξη που χρησιμοποιήθηκε κατά το στάδιο λήψης δεδομένων επιφανειακών κυμάτων. Η σεισμική γραμμή παρουσίασε συνολικό ανάπτυγμα περί τα 52 m. Τύπος πηγής: Σεισμικό σφυρί 5 Kg – Πλάκα σύζευξης 5 Kg διαμέτρου 10 cm.

Η επεξεργασία των δεδομένων πραγματοποιήθηκε στο λογισμικό SurfSeis (Kansas Geological Survey - KGS), με τα στάδια επεξεργασίας να παρουσιάζονται σχηματικά στο κάτωθι γράφημα (εικ 9.3).



**Εικόνα 9.3:** Γράφημα ροής επεξεργασίας (processing flow) που ακολουθήθηκε στα δεδομένα επιφανειακών κυμάτων.

## 9.2 ΕΠΑΝΑΜΟΡΦΟΠΟΙΗΣΗ – ΕΙΣΑΓΩΓΗ ΓΕΩΜΕΤΡΙΑΣ

Η διαδικασία της επαναμορφοποίησης (reformatting) στην συγκεκριμένη περίπτωση ανάγεται στην μετατροπή των 25 αρχείων που αποθηκεύτηκαν στον σειсмоγράφο (μορφής SEG-2), σε ένα κατάλληλο τύπου αρχείο που θα δύναται να χρησιμοποιηθεί προς επεξεργασία και να είναι συμβατός με το λογισμικό SurfSeis. Κατά συνέπεια, μετατρέψαμε τα δεδομένα μας από αρχεία μορφής SEG-2 σε αρχεία μορφής KGS.

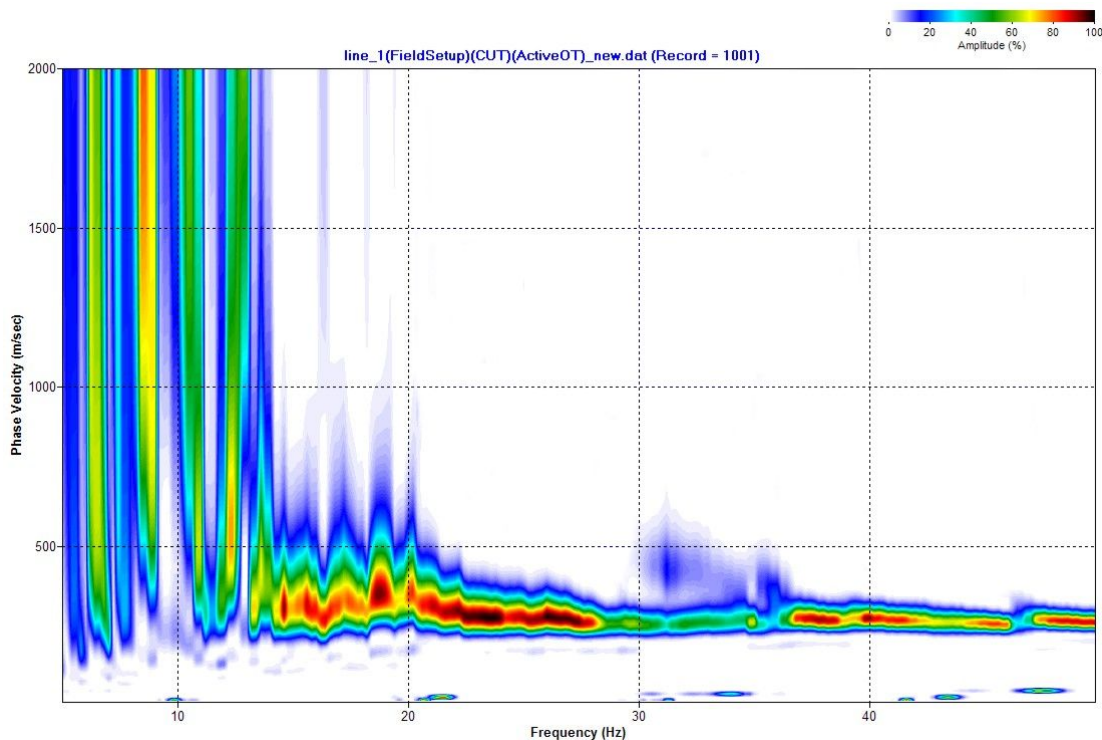
Εν συνεχεία, εισαγάγαμε την γεωμετρία της διάταξης στις ψηφιακές καταγραφές (geometry editing), δηλαδή ορίσαμε τις παραμέτρους της γεωμετρικής διάταξης που χρησιμοποιήθηκαν κατά το στάδιο λήψης των σεισμικών δεδομένων, ήτοι την απόλυτη θέση της εκάστοτε θέσης πηγής και των σεισμικών δεκτών ως προς την σεισμική γραμμή καθώς και την ισαπόσταση μεταξύ των εκρήξεων (1 m).

### 9.3 ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

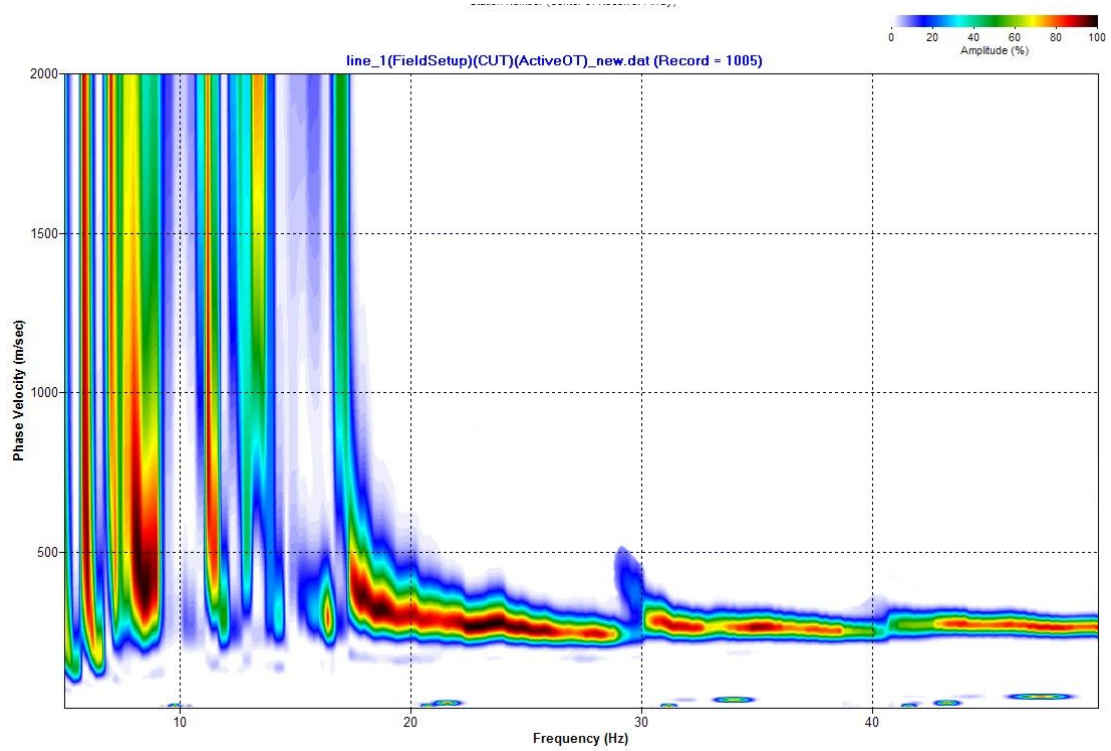
Έχοντας ολοκληρώσει την επαναμορφοποίηση των καταγραφών καθώς και την εισαγωγή της γεωμετρίας στο λογισμικό SurfSeis, προβαίνουμε στην παραγωγή των καμπύλων διασποράς (dispersion curves), οι οποίες αποτελούν το μέσο τόσο για τον υπολογισμό της δισδιάστατης (2D) υπεδιαφικής κατανομής της ταχύτητας διατμητικών κυμάτων Vs όσο και για το βάθος των επιφανειών ασυνέχειας.

Το λογισμικό SurfSeis, σε αυτό το στάδιο, πραγματοποιεί μία αυτόματη επιλογή του εύρους των συχνοτήτων το οποίο θα χρησιμοποιήσει για την παραγωγή των καμπύλων διασποράς. Σε αυτή την περίπτωση, το συχνοτικό εύρος εντός του οποίου παράγεται η καμπύλη διασποράς βρίσκεται μεταξύ των 0 – 50 Hz.

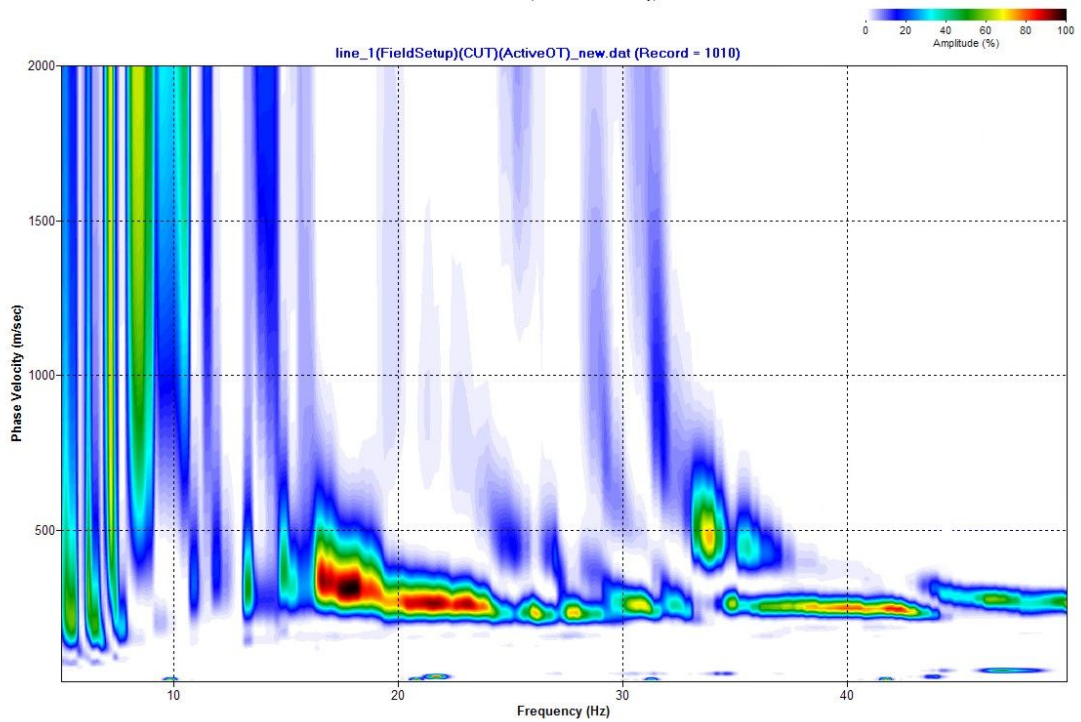
Κάτωθι, παρουσιάζονται ενδεικτικά 6 από τις 25 καταγραφές (εικ. 9.4 – 9.9), σε διάφορες θέσεις της σεισμικής γραμμής, οι οποίες έχουν μεταφερθεί στον χώρο συχνότητας – φασικής ταχύτητας ( $\omega - C_w$ ) με σκοπό την εξαγωγή της καμπύλης διασποράς στο επόμενο στάδιο. Παρατηρώντας τις εικόνες, διακρίνουμε αρχικά την παρουσία μίας χαρακτηριστικής καμπύλης διασποράς, η οποία αποτελεί τον θεμελιώδη τρόπο διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων (Fundamental Mode of Propagation). Η συγκεκριμένη καμπύλη παρουσιάζει ποιοτικές μεταβολές στην συνέχεια της στο συχνοτικό εύρος περίπου 15 Hz - 50 Hz, ενώ για συχνότητες μικρότερες των 15 Hz η συνέχεια της χάνεται καθιστώντας αδύνατη την σωστή επιλογή ζεύγους συχνότητας – φασικής ταχύτητας στο συγκεκριμένο τμήμα (διαδικασία Picking).



**Εικόνα 9.4:** Θέση έκρηξης 0 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς εμφανίζει καλή συνέχεια για συχνότητες 15 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 18 Hz επικρατεί ο θόρυβος.

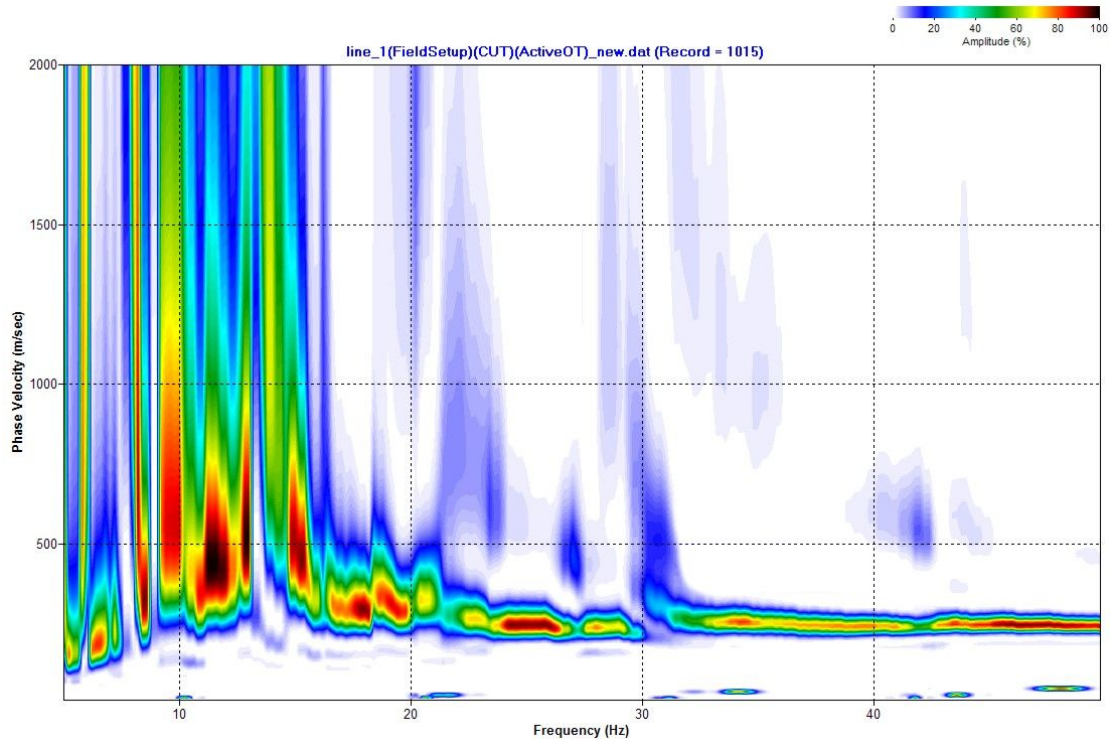


**Εικόνα 9.5:** Θέση έκρηξης 4 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς εμφανίζει καλή συνέχεια για συχνότητες 18 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 18 Hz επικρατεί ο θόρυβος.

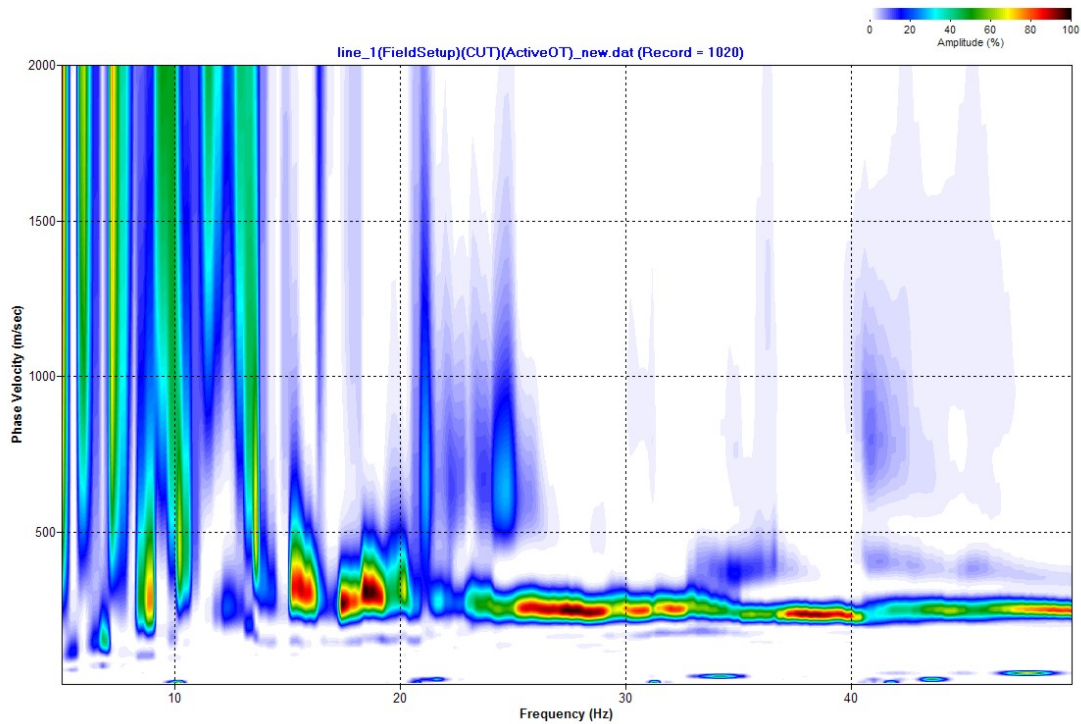


**Εικόνα 9.6:** Θέση έκρηξης 9 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς εμφανίζει δεν εμφανίζει πολύ καλή συνέχεια για συχνότητες 18 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 18 Hz επικρατεί ο θόρυβος.



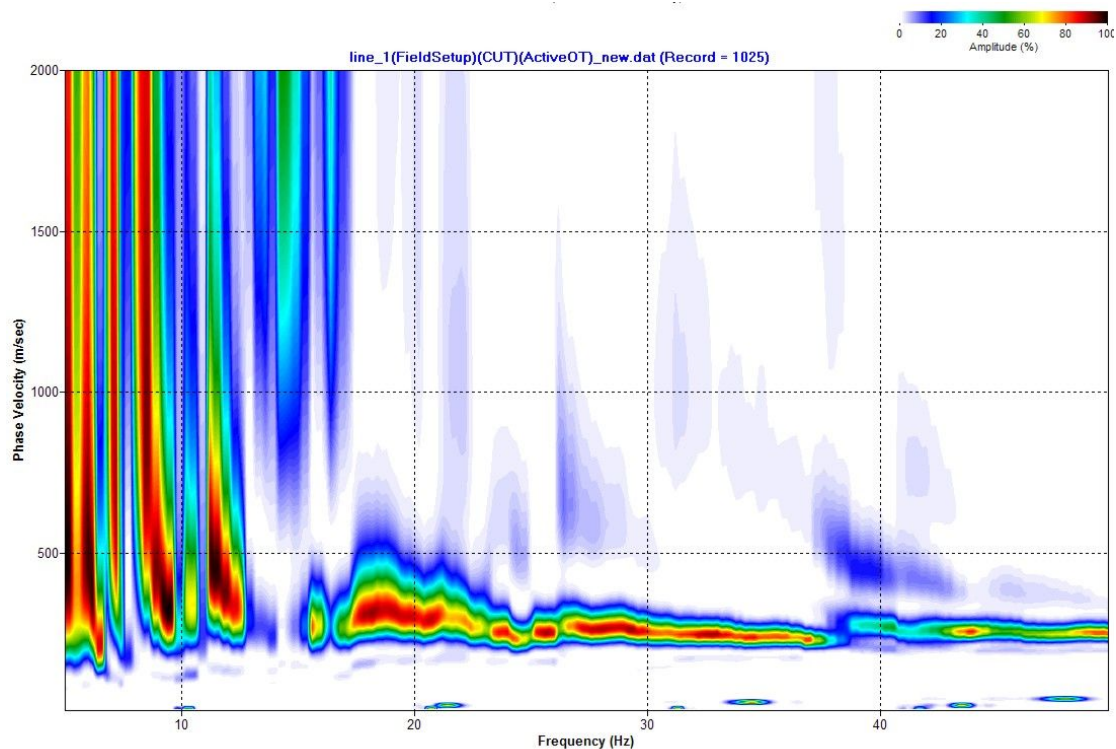


**Εικόνα 9.7:** Θέση έκρηξης 14 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς εμφανίζει καλή συνέχεια για συχνότητες 15 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 15 Hz επικρατεί ο θόρυβος.



**Εικόνα 9.8:** Θέση έκρηξης 19 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς δεν

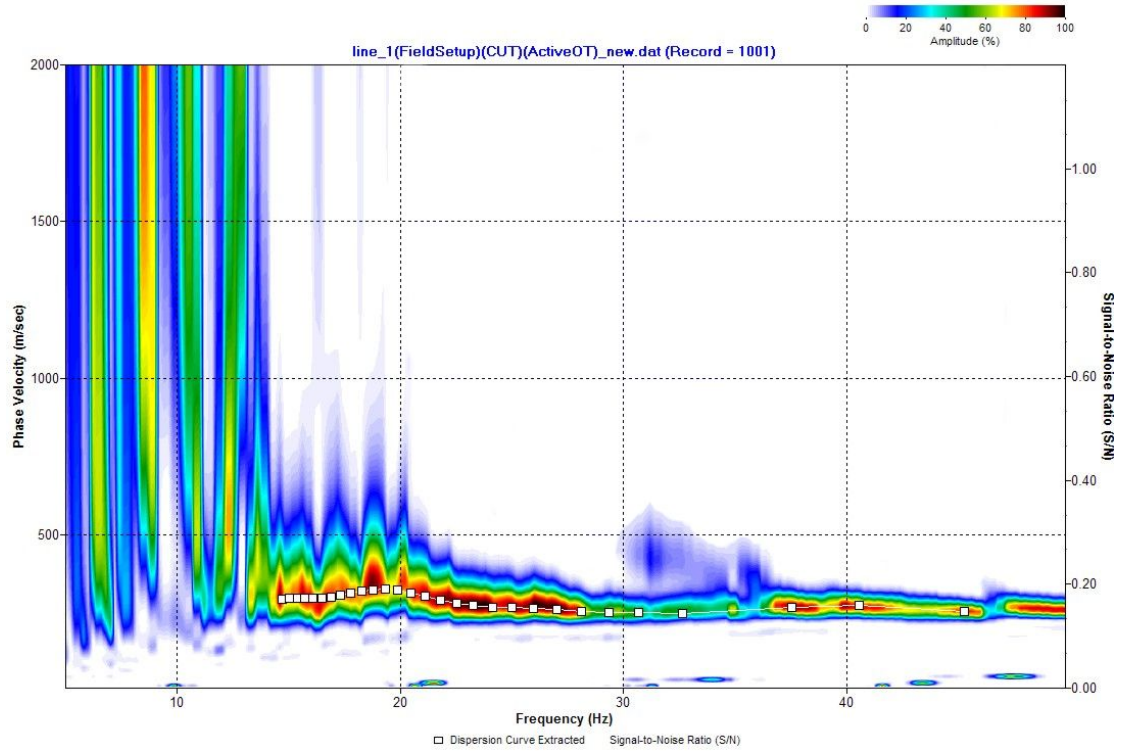
εμφανίζει πολύ καλή συνέχεια για συχνότητες 15 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 15 Hz επικρατεί ο θόρυβος.



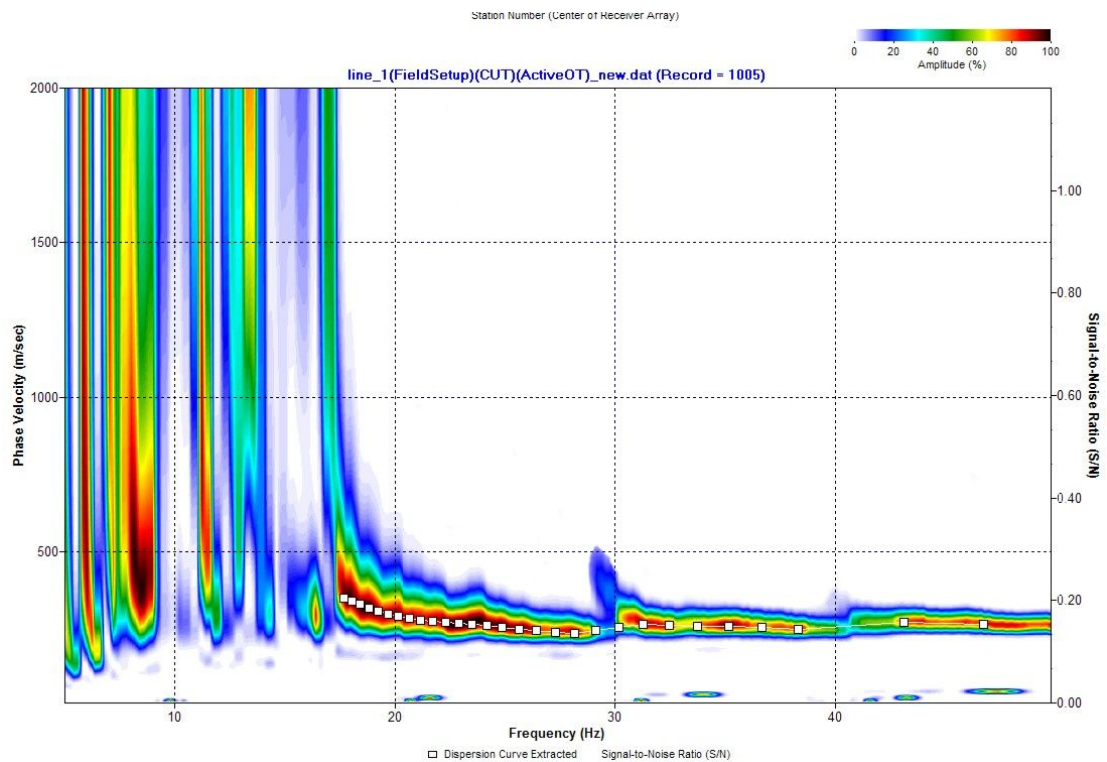
**Εικόνα 9.9:** Θέση έκρηξης 24 m επί της σεισμικής γραμμής: Η καμπύλη διασποράς εμφανίζει καλή συνέχεια για συχνότητες 15 – 50 Hz ενώ για συχνότητες μικρότερες των 15 Hz επικρατεί ο θόρυβος.

## 9.4 ΕΞΑΓΩΓΗ ΚΑΜΠΥΛΗΣ ΔΙΑΣΠΟΡΑΣ

Λαμβάνοντας υπ' όψιν τις ανωτέρω χαρακτηριστικές εικόνες είναι προφανές ότι ο λόγος σήματος/θορύβου στα δεδομένα μας δεν είναι ο ίδιος για όλες τις θέσεις καταγραφής. Κατά συνέπεια, είναι αναγκαία η πολύ προσεκτική και ακριβής επιλογή των σημείων που θα παράξουν την τελική καμπύλη διασποράς για την κάθε καταγραφή, η οποία θα χρησιμοποιηθεί στο στάδιο της αντιστροφής. Στις επόμενες εικόνες (εικ. 9.10 – 9.15), οι οποίες αντιστοιχούν στις θέσεις των ανωτέρω εικόνων (εικ. 9.4 – 9.9), παρουσιάζονται οι επιλογές των ζευγών συχνότητας – φασικής ταχύτητας ( $\omega - C_w$ ), με το σύνολο των επιλεγμένων σημείων να αποτελεί την καμπύλη διασποράς για την κάθε καταγραφή. Συνεπώς, έχοντας 25 σεισμικές καταγραφές παράγουμε συνολικά 25 διαφορετικές καμπύλες διασποράς.

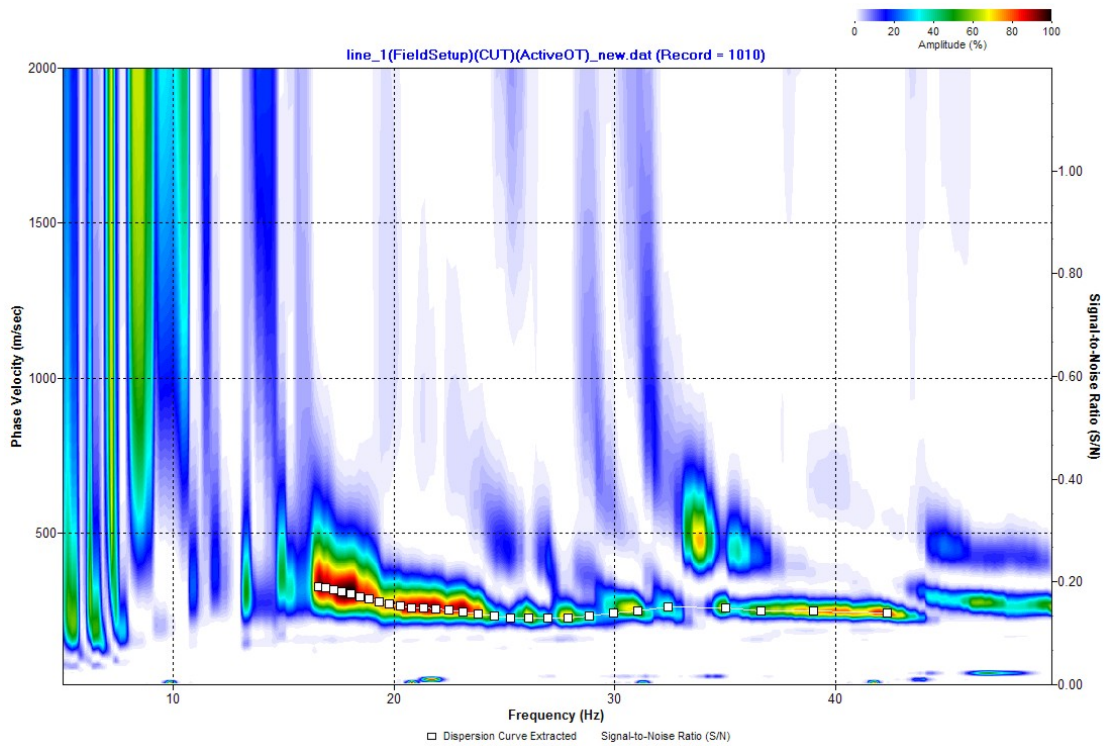


**Εικόνα 9.10:** Θέση έκρηξης 0 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών συχνότητας – φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.



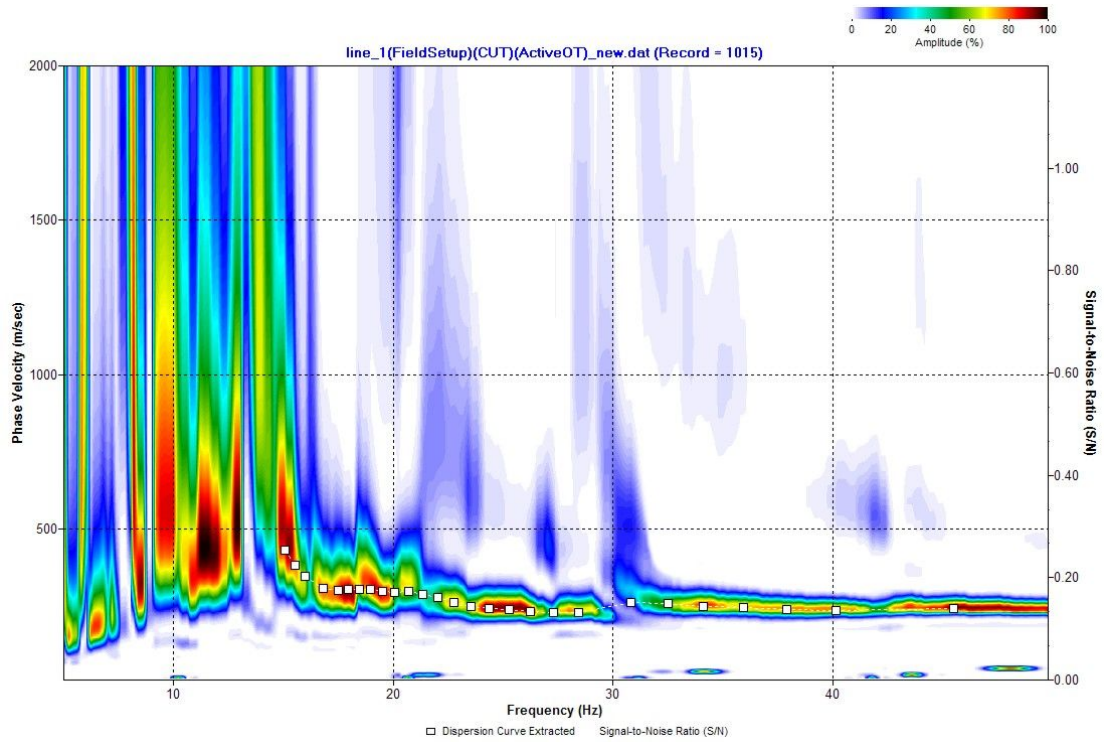
**Εικόνα 9.11:** Θέση έκρηξης 4 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών συχνότητας

– φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.

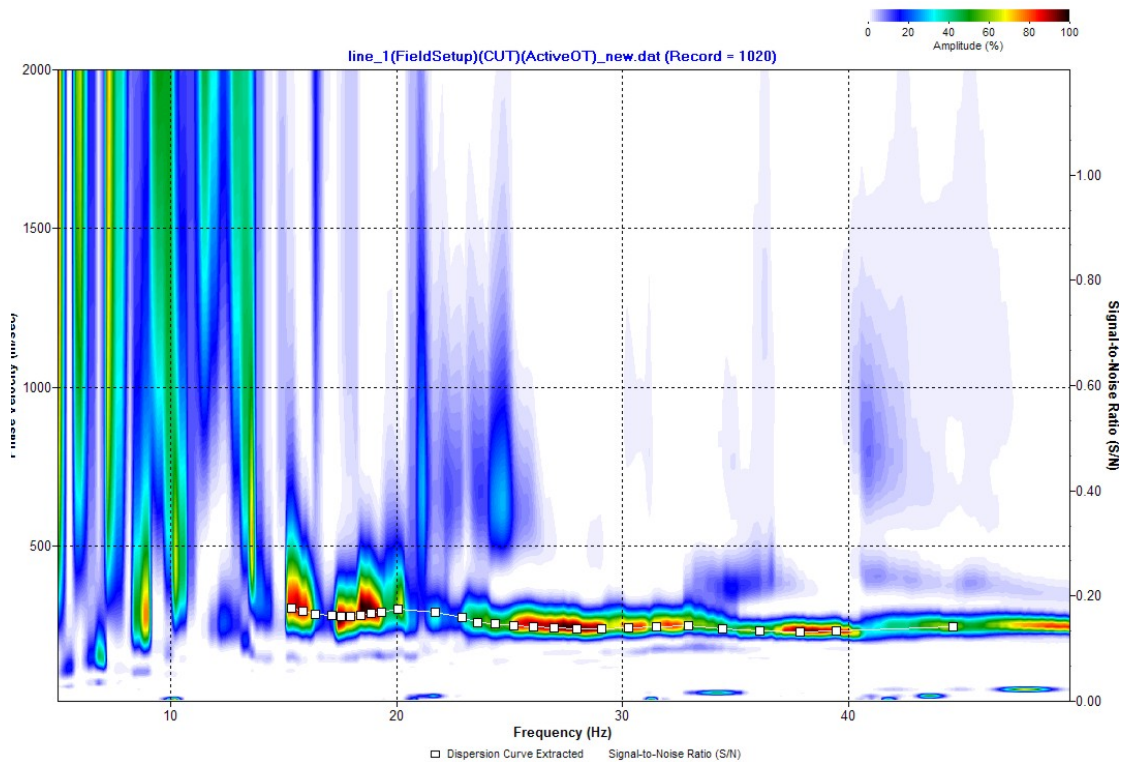


**Εικόνα 9.12:** Θέση έκρηξης 9 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών συχνότητας – φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.



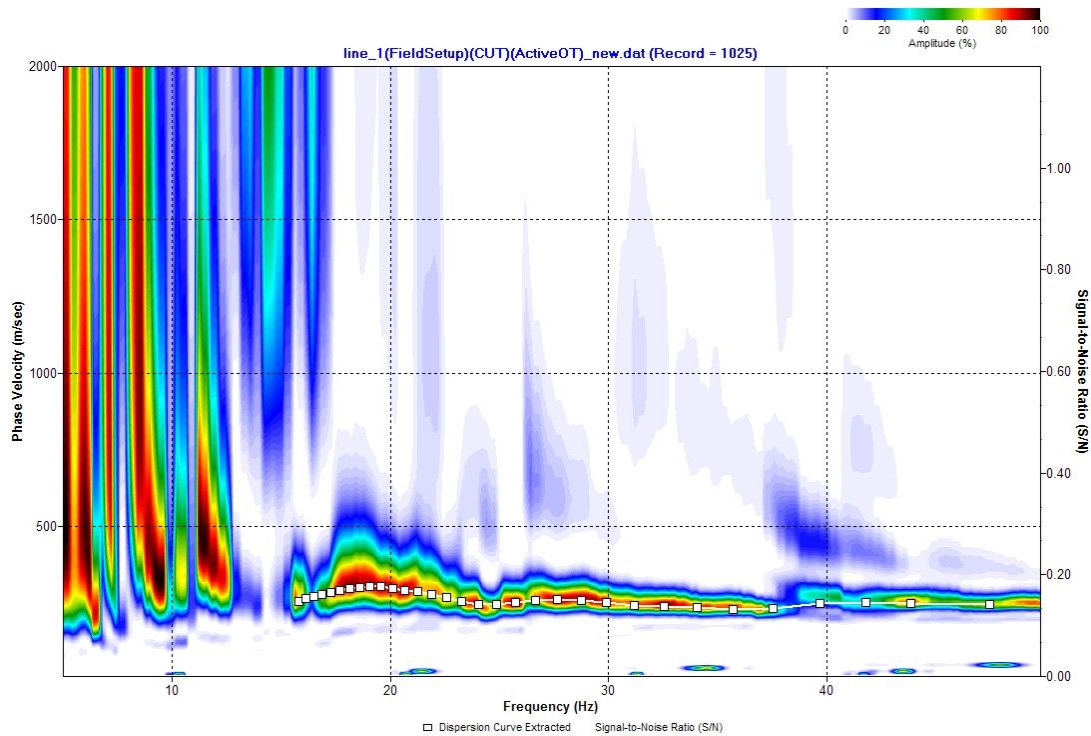


**Εικόνα 9.13:** Θέση έκρηξης 14 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών συχνότητας – φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.



**Εικόνα 9.14:** Θέση έκρηξης 19 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών

συχρότητας – φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.



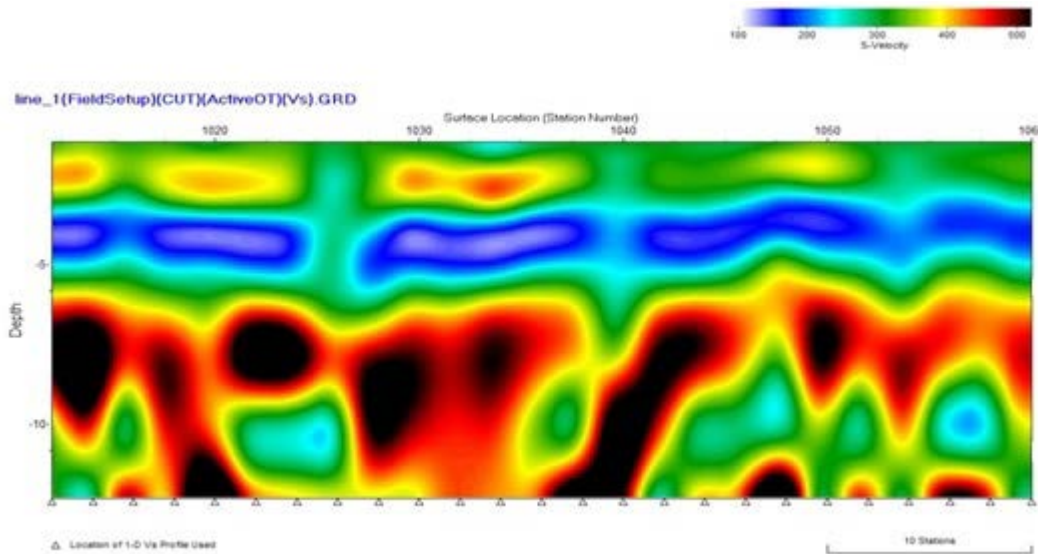
**Εικόνα 9.15:** Θέση έκρηξης 24 m επί της σεισμικής γραμμής: Επιλογή των ζευγών συχρότητας – φασικής ταχύτητας για εξαγωγή της καμπύλης διασποράς.

## 9.5 ΑΝΤΙΣΤΡΟΦΗ – ΠΑΡΑΓΩΓΗ ΔΙΣΔΙΑΣΤΑΤΗΣ ΚΑΤΑΝΟΜΗΣ $V_s$

Η ανωτέρω διαδικασία εξαγωγής της καμπύλης διασποράς για την εκάστοτε έκρηξη, αποτελεί την βάση για την εύρεση της υπεδαφικής κατανομής των ταχυτήτων  $V_s$  και του πάχους των σχηματισμών ενδιαφέροντος. Ως αποτέλεσμα της διαδικασίας της αντιστροφής προσδιορίζεται η μονοδιάστατη κατανομή της ταχύτητας  $V_s$  συναρτήσει του βάθους και του πάχους των γεωσεισμικών στρωμάτων, σε σημείο που βρίσκεται στο μέσον της απόστασης μεταξύ της πηγής και του τελευταίου σεισμικού δέκτη. Για παράδειγμα, στην περίπτωση που η πηγή βρίσκεται στην αρχή της σεισμικής γραμμής (θέση 0 m) και το τελευταίο ενεργό γεώφωνο βρίσκεται στην θέση 23 m, τότε μέσω της αντιστροφής παράγεται η κατανομή της  $V_s$  και του βάθους για το σημείο θέσης 11.5 m. Συνδυαζόμενες όλες οι μονοδιάστατες επιλύσεις εκ της αντιστροφής των καμπύλων διασποράς, παράγεται μέσω γραμμικής παρεμβολής η τελική δισδιάστατη κατανομή της  $V_s$  συναρτήσει του βάθους.



Το αποτέλεσμα της επεξεργασίας των επιφανειακών κυμάτων για την συγκεκριμένη περιοχή έρευνας παρουσιάζεται στην κάτωθι εικόνα 9.16.



**Εικόνα 9.16:** Το υπεδαφικό μοντέλο ταχυτήτων έτσι όπως προέκυψε από την επεξεργασία των επιφανειακών κυμάτων.

## 9.6 ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ

Παρατηρώντας την ανωτέρω σεισμική τομή εκ της αντιστροφής των καμπύλων διασποράς, είναι σαφής η διαφοροποίηση αυτής σε τρία επιμέρους τμήματα. Το ανώτερο μέχρι το βάθος των περίπου 2.5 m με ταχύτητες διατμητικών κυμάτων κυμαινόμενες από 250-400 m/s, το ενδιάμεσο βάθους μέχρι περίπου 6 m (και τοπικά 6.5 m) με ταχύτητες σαφώς μικρότερες του πρώτου, που κυμαίνονται από 150 – 250 m/s και τέλος το κατώτατο μέχρι το βάθος των 12.5 m, με κυμαινόμενες ταχύτητες από 350 – 500 m/s. Λαμβάνοντας υπ' όψιν την κολώνα γεώτρησης BH – 7 με τα εδαφοτεχνικά χαρακτηριστικά, καθώς και τα αποτελέσματα από τις δοκιμές Crosshole – Downhole (κεφ. 5, πίνακες 5.1 - 5.2) καταλήγουμε στα εξής:

- Το τμήμα με ταχύτητα  $V_s = 350 - 500$  m/s δύναται να αξιολογηθεί ως ο οριζοντας της καφέ, μη πλαστικής άμμου καθώς αυτός, βάσει της κολώνας, παρουσιάζεται στο βάθος των 7.5 m με τις ταχύτητες αυτού να κυμαίνονται από 350 m/s – 450 m/s (Crosshole – Downhole), πολύ κοντά στο βάθος και στις ταχύτητες που υπολογίστηκαν από την επεξεργασία δεδομένων επιφανειακών κυμάτων.
- Η εμφάνιση του οριζοντα που παρουσιάζει αντιστροφή ταχύτητας στα βάθη από 2.5 m μέχρι περίπου 6 m, δεν συμφωνεί με τα αποτελέσματα

των δοκιμών Crosshole – Downhole, τα οποία δεν αναφέρουν αντιστροφή ταχύτητας. Λόγω όμως της συστηματικότητας του ορίζοντα στην προκύπτουσα σεισμική τομή και κυρίως λόγω της φύσης του ορίζοντα των άμμο-χάλικων, η συγκεκριμένη αντιστροφή κρίνεται υπαρκτή και ενδεχομένως να οφείλεται στην στρωμάτωση της αργιλώδους άμμους ,χαμηλότερης ταχύτητας, που υπόκειται ενός στρώματος χαλίκων μεγαλύτερης ταχύτητας.

Εν κατακλείδι, η σεισμική τομή εκ της αντιστροφής των καμπύλων διασποράς μπορεί να κριθεί αντιπροσωπευτική της πραγματικής υπεδαφικής δομής σκιαγραφώντας με αρκετή ακρίβεια τους ρηχούς στόχους μέχρι περίπου το βάθος των 12.5 m.

## 10. ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Από την ανάλυση των ανωτέρω σεισμικών δεδομένων με την χρήση δύο διαφορετικών μεθοδολογιών, γίνεται κατανοητή η σημασία των σεισμικών τεχνικών, οι οποίες αν εφαρμοστούν σωστά, δύνανται να αναδείξουν πολύ ρηχές δομές (της τάξεως των πρώτων 50 m) γεωτεχνικού ή μη ενδιαφέροντος.

Όσον αφορά την μέθοδο σεισμικής ανάκλασης, είναι πρόδηλη η σπουδαιότητα της ανάλυσης θορύβου (noise analysis) καθώς και του ελέγχου πηγών. Όπως περιγράφηκε αναλυτικά σε προηγούμενο κεφάλαιο, το στάδιο της ανάλυσης θορύβου αποτέλεσε το αρχικό, αλλά πιο σημαντικό, βήμα για τον προσδιορισμό των ενδεχόμενων ανακλαστήρων και κυριότερα για την κατασκευή τέτοιας διάταξης που θα αναδείκνυε αυτούς και ταυτοχρόνως θα μείωνε το επίπεδο του θορύβου.

Εν συνεχεία, έλαβε χώρα συγκριτικός έλεγχος για 11 διαφορετικούς συνδυασμούς πηγών, χρησιμοποιώντας τρεις διαφορετικές προσεγγίσεις (Ανάλυση Fourier, Μετασχηματισμός Gabor, Αυτοσυσχέτιση). Όπως αποδείχθηκε, ο πυροκροτητής παρουσίασε το βέλτιστο σήμα παρουσιάζοντας το υψηλότερο συχνοτικό περιεχόμενο, ενώ και το buffalo gun παρουσίασε υψηλές συχνότητες, με το αποτέλεσμα όμως να είναι πάντα εξαρτώμενο από την ποιότητα της διατηρηθείσας οπής. Όσον αφορά την σύγκριση μεταξύ των συνδυασμών σφυριών - πλακών διαφορετικού βάρους αποδείχθηκε ότι η καταλληλότερη επιλογή, για την συγκεκριμένη έρευνα, αποτέλεσε ο συνδυασμός σφυριού 5 Kg – πλάκας 5 Kg. Αν και το σήμα που παράγεται, εν γένει, από τα σεισμικά σφυριά δεν συγκρίνεται σε καμία περίπτωση με το αντίστοιχο εκ του πυροκροτητή και buffalo gun, το σεισμικό σφυρί αποτελεί μια αξιόπιστη λύση για τον προσδιορισμό στόχων που παρουσιάζουν μεγάλη διαφορά ακουστικής εμπέδησης.

Η συγκριτική επεξεργασία δεδομένων σεισμικής ανάκλασης είχε ως αποτέλεσμα την ανάδειξη του ρηχού υπεδαφικού στόχου βάθους περί τα 22.5 m τόσο κατά την χρήση σεισμικού σφυριού όσο και σε αυτήν του buffalo gun. Μολοταύτα, η απεικόνιση μόνο ενός εκ των τριών πιθανών ανακλαστήρων στην περίπτωση του υψηλόσυχνου buffalo gun δεν ήταν αναμενόμενη και πιθανόν να οφείλεται είτε στον κακό λόγο σήματος / θορύβου μερικών εκρήξεων λόγω κακής διάνοιξης οπής είτε στην μη συνέχεια των επιφανειών ανάκλασης. Σε γενικές γραμμές, όπως έχει αποδειχθεί πολλάκις, η χρήση υψηλόσυχνων πηγών αποτελεί το κλειδί για τον προσδιορισμό ρηχών στόχων με ακρίβεια.

Τέλος, η εφαρμογή της πολυκαναλικής ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων (MASW) παρήγαγε πολύ γρήγορα και με ακρίβεια μία αντιπροσωπευτική εικόνα των πρώτων 12 m, σύμφωνη με τα δοθέντα δεδομένα εκ των δοκιμών Downhole – Crosshole. Θα θέλαμε να τονίσουμε, ότι το βάθος διερεύνησης θα παρουσιαζόταν σαφώς μεγαλύτερο αν ήταν δυνατή η χρήση σεισμικών δεκτών χαμηλής ιδιοσυχνότητας (4 Hz).

Χάριν συμπεράσματος, η συνδυαστική χρήση των δύο μεθοδολογιών, αποτέλεσε μία αξιόπιστη και φτηνή λύση για την απεικόνιση δομών γεωτεχνικού ενδιαφέροντος. Κατά συνέπεια, η χρήση των δύο τεχνικών κατά τις γεωτεχνικές μελέτες συνίσταται ανεπιφύλακτα.

## BIBΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΑΡΘΡΑ

Andrikopoulou, K.P., Marinos, P.G., Vainalis, D., (1988). *Geotechnical zoning in the Corinth Canal*. Engineering Geology of Ancient works, Monuments and Historical Sites, Marinos & Koukis (eds), Athens, Greece, Balkema, 1.

Baker, G.S., (1999). *Processing Near-Surface Seismic Reflection Data (Course Notes No. 11) (Course Notes Series Volume 9)*. Society of Exploration Geophysicists.

Collier, R.E., (1990). *Eustatic and tectonic controls upon Quaternary coastal sedimentation in the Corith Basin, Greece*. Journal of the Geological Society, London, 147.

Cox, M. (1999). *Static Corrections for Seismic Reflection Surveys (Geophysical References, V. 9)*. Society Of Exploration Geophysicists.

Cristoulas, S.G., Starfield, A.M., (1983). *Boundary Element Methods in Solid Mechanics: With applications in rock mechanics and geological engineering*. Unwain Hyman London.

Dix, C. H., (1955). *Seismic velocities from surface measurements*. Geophysics, 20.

Embree, P., Burg, J.P., Backus, M.M., (1963). *Wide – band filtering – the “pie - slice” process*. Geophysics, 28.

Evans, J.B., (1997). *A Handbook for Seismic Data Acquisition in Exploration* . Society Of Exploration Geophysicists.

Fail, J.P., Grau, G., (1963). *Les filters en eventail*. Geophysical Prospecting, 11.

Freyberg, V., (1973). *Geologie des Isthmus von Korinth*. Erlangen Geologische Abhandlungen, 95.

Foti, S., (2000). *Multistation Methods for Geotechnical Characterization using Surface Waves*.

McMechan, G. A., Yedlin, M. J., (1981). *Analysis of dispersive waves by wave field Transformation*. Geophysics, 46.

Mousa, W.A., (2011). *Processing of Seismic Reflection Data Using MATLAB*. Morgan & Claypool Publishers.

Nazarian, S., Stokoe, K.H., (1984). *In situ shear wave velocity form spectral analysis of surface*. Proceedings, 8<sup>th</sup> World Conference on Earthquake Engineering, 3.

Park, C. B., Xia, J., and Miller, R. D., (1998). *Imaging dispersion curves of surface waves on multichannel record*. 68th Annual International Meeting, Society of Exploration Geophysics, Expanded Abstracts.

- Park , C.B., Miller, R.D., Xia, J. (1999). *Multichannel analysis of surface waves*. Geophysics, 64.
- Park , C.B., Miller, R.D., Xia, J., Ivanov, J., (2007). *Multichannel analysis of surface waves (MASW)—active and passive methods*. The Leading Edge, 26.
- Sebrier, M., (1977). *Tectonique recente d'une transversal a l' Arc Egéen: le golfe de Corinthe et ses regions peripheriques*. Thesis Université de Paris XI, Centre d' Orsay.
- Sheriff, R.E., Geldart, L.R., (1995). *Exploration Seismology*. Cambridge University Press; 2 edition.
- Stokoe II, K. H., Wright, G. W., James, A. B., Jose, M. R., (1994). *Characterization of geotechnical sites by SASW method, in Geophysical characterization of sites*, ISSMFE Technical Committee #10.
- Stolt, R. H., (1978). *Migration by fourier transform*: Geophysics, 43.
- Strobbia, C., (2002). *Surface Wave Methods: Acquisition, processing and inversion*.
- Treitel, S., Shanks, J.L., Frasier, C.W. (1967). *Some aspects of fan filtering*. Geophysics, 32.
- ΕΔΑΦΟΜΗΧΑΝΙΚΗ ΑΤΕ (2010). Εκτέλεση ειδικών γεωτεχνικών ερευνών, δοκιμές crosshole & downhole για το έργο γεωτεχνική και γεωφυσική έρευνα πεδίου στην περιοχή διέλευσης του αγωγού φυσικού αερίου υψηλής πίεσης στον Ισθμό της Κορίνθου (τεχνική έκθεση).