

**ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ
ΣΧΟΛΗ ΘΕΤΙΚΩΝ ΕΠΙΣΤΗΜΩΝ
ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΓΕΩΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ
ΤΟΜΕΑΣ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ – ΓΕΩΘΕΡΜΙΑΣ**

ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ ΣΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗ

**ΕΦΑΡΜΟΓΗ ΜΕΘΟΔΟΥ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ
ΖΑΧΑΡΙΑΣ ΝΤΕ ΛΑ ΚΡΟΥΖ-ΚΑΡΝΑΒΑΣ**

ΕΠΙΒΛΕΠΩΝ: Επικ. Καθηγ. ΑΛΕΞΟΠΟΥΛΟΣ ΙΩΑΝΝΗΣ



ΑΘΗΝΑ 2016

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Στην παρούσα διπλωματική εργασία, με τίτλο «Εφαρμογή μεθόδου σεισμικής διάθλασης» παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της γεωφυσικής έρευνας (σεισμική μέθοδος διάθλασης) που πραγματοποιήθηκε σε περιοχή της Κορίνθου. Τελικός στόχος της παρούσας έρευνας ήταν η μελέτη της υπεδαφικής δομής της περιοχής.

Η ανάθεση και επίβλεψη αυτής της διπλωματικής εργασίας έγινε από τον Αλεξόπουλο Ιωάννη, Επίκουρο Καθηγητή Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πανεπιστημίου Αθηνών.

Τις θερμές ευχαριστίες μου θα ήθελα να εκφράσω και στο μεταπτυχιακό φοιτητή Μιχελιουδάκη Δημήτριο, του οποίου η συμπαράσταση και η συνεργασία ήταν για μένα πολύτιμα βοηθήματα για την περάτωση αυτής της διπλωματικής.

Αθήνα, Ιούλης 2016

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο	
ΓΕΝΙΚΑ	
• Σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης	7
1.1.i Μέθοδος σεισμικής διάθλασης	7
1.1.ii Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης	7
1.1.iii Πλεονεκτήματα – μειονεκτήματα σεισμικών μεθόδων διασκόπησης	8
1.2 Είδη σεισμικών κυμάτων	9
1.3 Ταχύτητες των σεισμικών κυμάτων	13
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο	
ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ	
2.1 Οριακή διάθλαση – νόμος του Snell	16
2.2 Διάδοση σεισμικών κυμάτων σε ομογενές στρώμα	18
2.3 Διάδοση σεισμικών κυμάτων παρουσία μιας οριζόντιας ασυνέχειας ταχύτητας	19
2.3.i Εξίσωση χρόνου διαδρομής	21
2.3.ii. Υπολογισμός του πάχους	23
2.3.iii Ταυτόχρονη άφιξη απ' ευθείας και διαθλώμενων κυμάτων	25
2.3.iv Οριακή απόσταση	26
2.3.v Κανονική και αντίστροφη έκρηξη σε μέσο με μία οριζόντια ασυνέχεια ταχύτητας	27
2.4 Μέσο με μία υπό κλίση ασυνέχεια ταχύτητας	29
2.4.i. Προσδιορισμός της εξίσωσης του χρόνου διαδρομής	31
2.5. Διάδοση κυμάτων σε πολλαπλά στρώματα	34
2.6 Προβλήματα στην εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης	37

2.6.i. Αντιστροφή ταχύτητας	37
2.6.ii Φαινόμενο σκιερής-τυφλής ζώνης	39
2.6.iii Συνεχής αύξηση της ταχύτητας με το βάθος	40

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

3.1 Σεισμική Πηγή	41
3.1.i Πηγές Κρούσης (Impact Sources)	41
3.1.ii Εκρηκτικές πηγές	43
3.1.ii.α Εκρηκτικά	41
3.1.ii.β. Όπλα (Gun Sources)	43
3.2 Σεισμικοί δέκτες – γεώφωνα	44
3.3. Σύστημα καταγραφής – Σεισμογράφος	46

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

4.1. Μέθοδος χρόνων καθυστέρησης	47
4.2. Μέθοδος Plus-Minus	52
4.3 Μέθοδος GRM (Generalized Reciprocal Method)	58
4.3.i Συνάρτηση ανάλυσης ταχύτητας (velocity analysis function)	56
4.3.ii. Συνάρτηση χρόνου – βάθους (time – depth function)	60

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΠΕΙΡΑΜΑ

5.1 Στοιχεία – γεωλογικά χαρακτηριστικά θέσης έρευνας	61
5.2. Όργανα – Εξοπλισμός	61
5.3. Γεωμετρία πειράματος	63

5.4 Εργασίες πεδίου	64
5.5 Επεξεργασία δεδομένων και κατασκευή μοντέλου ταχύτητας	64
5.5.i Δημιουργία αρχείου File List – εισαγωγή γεωμετρικών χαρακτηριστικών αναπτύγματος	64
5.5.ii Επεξεργασία σειсмоγραμμάτων	70
5.5.iii Επιλογή κλάδων δρομοχρονικών καμπυλών – Προσδιορισμός γεωσεισμικών στρωμάτων	78
5.5.iv Κατασκευή σεισμικής τομής – εφαρμογή μεθόδου Time-term inversion	76
5.6 Συμπεράσματα	78
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	79

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1^ο

ΓΕΝΙΚΑ

1.1 Σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης

Οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης είναι οι σημαντικότερες από πλευράς κεφαλαίων που επενδύονται σε έρευνες με αυτές και από πλευράς αριθμού γεωφυσικών που τις χρησιμοποιούν. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι χαρακτηρίζονται από μεγάλη ακρίβεια, υψηλή ανάλυση και μεγάλη διεισδυτικότητα. Η ευρεία χρήση των σεισμικών μεθόδων οφείλεται κυρίως στην χρήση τους σε έρευνες υδρογονανθράκων. Χρησιμοποιούνται επίσης σε περιβαλλοντικές έρευνες και σε εφαρμογές γεωτεχνικής φύσεως.

Οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης είναι ενεργητικές γεωφυσικές μέθοδοι, δηλαδή το σήμα – σεισμικά κύματα, παράγεται από μία τεχνητή πηγή, το οποίο και ανιχνεύεται από συγκεκριμένους σεισμικούς δέκτες (γεώφωνα, υδρόφωνα).

Οι σεισμικές μέθοδοι διασκόπησης, χωρίζονται σε δύο επιμέρους κατηγορίες:

1.1.i Μέθοδος σεισμικής διάθλασης

Οι σεισμικές διασκοπήσεις που γίνονται με αυτή τη μέθοδο βασίζονται στην καταγραφή και μέτρηση των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων που παράγονται από μία πηγή, οι οποίες καταγράφονται σε διάφορες αποστάσεις από συστοιχία σεισμικών δεκτών. Ο προσδιορισμός του χρόνου καταγραφής των πρώτων αφίξεων μας δίνει την δυνατότητα να υπολογίσουμε τόσο το βάθος των επιφανειών ασυνέχειας όσο και τις σεισμικές ταχύτητες των γεωλογικών σχηματισμών, εντός των οποίων διαδόθηκαν τα σεισμικά κύματα. Οι τελευταίες, εξαρτώνται από τις ελαστικές παραμέτρους του μέσου διάδοσης. Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται όταν υπάρχει αύξηση της σεισμικής ταχύτητας με το βάθος.

1.1.ii Μέθοδος σεισμικής ανάκλασης

Στις σεισμικές διασκοπήσεις που γίνονται με αυτή τη μέθοδο η ανάλυση εστιάζεται στον προσδιορισμό των αφίξεων των κυμάτων ανάκλασης. Συγκεκριμένα, εξετάζεται η εδαφική κίνηση η οποία προκαλείται από σεισμικά κύματα τα οποία έχουν ανακλαστεί από επιφάνειες ασυνέχειας. Σε αυτήν την μέθοδο, εκτός από τους χρόνους άφιξης χρησιμοποιούνται επιπλέον η φάση

και το πλάτος των παραγομένων κυματομορφών. Τέλος, η μέθοδος σεισμικής ανάκλασης είναι πιο δαπανηρή από την αντίστοιχη σεισμικής διάθλασης.

Κάθε μία από αυτές τις μεθόδους χρησιμοποιείται σε διαφορετικό βαθμό σε διαφορετικούς τομείς. Συγκεκριμένα, η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης χρησιμοποιείται σε περιβαλλοντικές και γεωτεχνικές εφαρμογές, είτε μόνη της είτε σε συνδυασμό με άλλες γεωφυσικές μεθόδους, ενώ η βιομηχανία υδρογονανθράκων χρησιμοποιεί την μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης σχεδόν αποκλειστικά, σε σχέση με άλλες γεωφυσικές μεθόδους.

1.1.iii Πλεονεκτήματα-μειονεκτήματα σεισμικών μεθόδων διασκόπησης

Τα κυριότερα πλεονεκτήματα και μειονεκτήματα των σεισμικών μεθόδων διασκόπησης είναι τα ακόλουθα:

Πλεονεκτήματα:

- Ανιχνεύουν τόσο τις πλευρικές μεταβολές όσο και τις μεταβολές με το βάθος της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων.
- Είναι δυνατόν να παράγουν λεπτομερείς απεικονίσεις των χαρακτηριστικών του υπεδάφους.
- Μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την απεικόνιση στρωματογραφικών και αποθεματικών χαρακτηριστικών.
- Η διάδοση των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται από την πυκνότητα και τις ελαστικές παραμέτρους του μέσου διάδοσης. Συνεπώς οποιοσδήποτε μηχανισμός μεταβολής αυτών των παραμέτρων (π.χ. μεταβολές του πορώδους, διαπερατότητας, συμπίεσης κλπ) προκαλεί μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης και συνεπώς μπορεί να απεικονισθεί με τις σεισμικές μεθόδους.
- Σε ορισμένες περιπτώσεις είναι δυνατός ο απευθείας εντοπισμός υδρογονανθράκων.

Μειονεκτήματα:

- Το κόστος απόκτησης των δεδομένων είναι αρκετά υψηλό εν συγκρίσει με τις άλλες γεωφυσικές μεθόδους.
- Το κόστος του εξοπλισμού είναι υψηλότερο από το αντίστοιχο κόστος του εξοπλισμού που χρησιμοποιείται σε άλλες γεωφυσικές διασκοπήσεις.
- Το πλήθος των δεδομένων που συλλέγονται κατά τη διεξαγωγή μίας διασκόπησης μπορεί πολύ γρήγορα να γίνει υπερβολικό.

- Η επεξεργασία και η αναγωγή των δεδομένων μπορεί να είναι χρονοβόρα και απαιτεί εξειδικευμένα λογισμικά και μεγάλη ειδικευση και εμπειρία του ερευνητή.
- Στις περιβαλλοντικές εφαρμογές, δεν είναι εφικτός ο απευθείας εντοπισμός των συνήθων μολυντών, στα επίπεδα στα οποία αυτοί συνήθως εμφανίζονται στα επικίνδυνα απόβλητα.

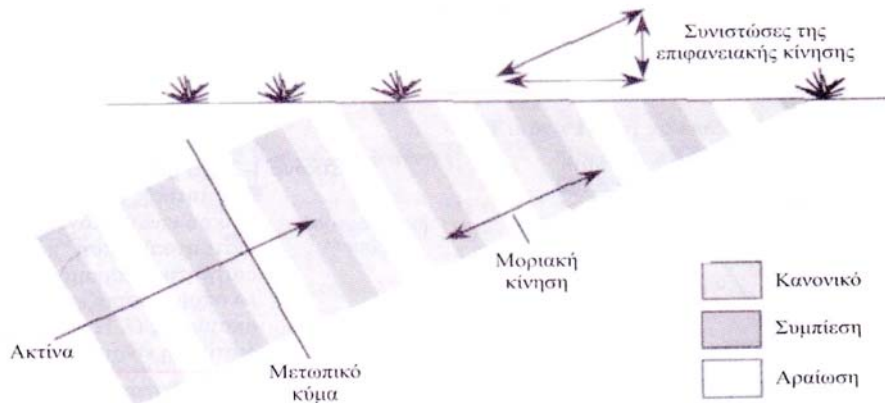
1.2 Είδη σεισμικών κυμάτων

Κύματα τα οποία διαδίδονται μέσα στην Γη ως ελαστικά κύματα ονομάζονται σεισμικά κύματα. Διακρίνονται δύο μεγάλες κατηγορίες σεισμικών κυμάτων, ανάλογα με το βάθος διείσδυσης τους μέσα στη Γη και τον τρόπο με τον οποίο παράγονται. Τα κύματα χώρου (*body waves*) και τα κύματα επιφάνειας (*surface waves*).

Τα κύματα χώρου είναι ελαστικά κύματα τα οποία διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης. Στις έρευνες ανάκλασης και διάθλασης, τα κύματα χώρου είναι η πηγή των πληροφοριών που χρησιμοποιούνται προκειμένου να εξάγουμε συμπεράσματα και να απεικονίσουμε το εσωτερικό της Γης. Τα κύματα διαδίδονται μακριά από την πηγή και προς όλες τις διευθύνσεις. Αν η ταχύτητα με την οποία τα κύματα χώρου διαδίδονται στο εσωτερικό της Γης είναι σταθερή ανεξάρτητα από την διεύθυνση, τότε κάθε στιγμή τα σεισμικά κύματα σχηματίζουν μία σφαίρα γύρω από την πηγή, η ακτίνα της οποίας εξαρτάται από τον χρόνο που πέρασε από τη στιγμή που η πηγή άρχισε να παράγει τα κύματα.

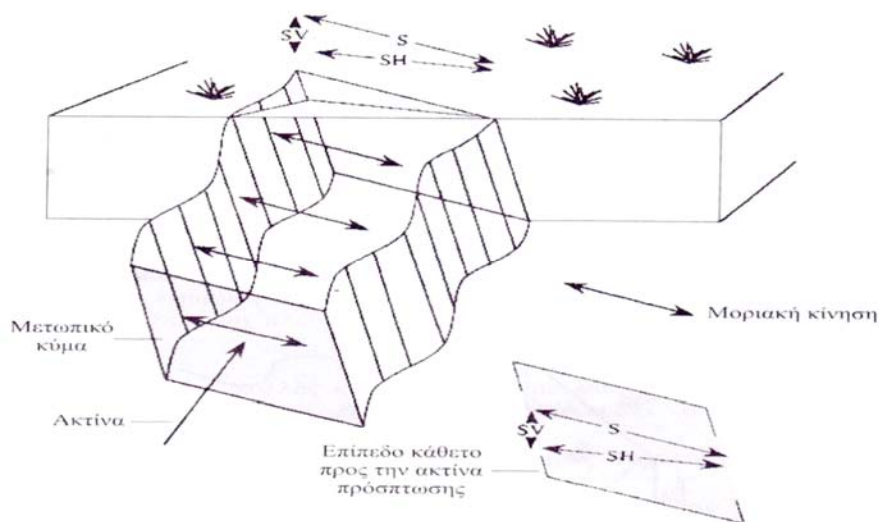
Τα κύματα χώρου υποδιαιρούνται επιπλέον σε δύο κατηγορίες, ανάλογα με την μετατόπιση που προκαλούν στα μόρια της ύλης κατά την διέλευση τους μέσα από αυτήν: τα επιμήκη κύματα (P – κύματα) και τα εγκάρσια κύματα (S – κύματα).

Τα κύματα P καλούνται επίσης και πρώτα κύματα (*primary waves*) επειδή διαδίδονται μέσα στο μέσο με ταχύτητα μεγαλύτερη από την αντίστοιχη των άλλων τύπων κυμάτων. Στα κύματα P τα μόρια της ύλης μετατοπίζονται στην ίδια διεύθυνση με την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Έτσι, η ύλη αραιώνεται και συμπιέζεται καθώς τα κύματα P διαδίδονται μέσα στο μέσο προκαλώντας αντιστοίχως μεταβολές στον όγκο αυτού (εικ. 1.1).



Εικόνα 1.1 Προσπίπτων P-κύμα προς την επιφάνεια του εδάφους. Η κίνηση των υλικών σωματιδίων του μέσου είναι παράλληλη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Επειδή το επίπεδο του μετωπικού κύματος συναντά υπό κλίση την ασυνέχεια, η επιφανειακή εδαφική κίνηση έχει μια οριζόντια και μια κατακόρυφη συνιστώσα (Εικόνα από ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 2008).

Τα κύματα S καλούνται και δεύτερα κύματα (*secondary waves*), διότι διαδίδονται μέσα στο μέσο με ταχύτητα μικρότερη από την αντίστοιχη των κυμάτων P. Στα κύματα S τα μόρια της ύλης μετατοπίζονται σε διεύθυνση κάθετη προς τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (εικ. 1.2). Στις περισσότερες σεισμικές έρευνες χρησιμοποιούνται κύματα P ως πρωταρχική πηγή πληροφοριών



Εικόνα 1.2 Προσπίπτων S-κύμα προς την επιφάνεια του εδάφους. Η κίνηση των υλικών σωματιδίων του μέσου είναι κάθετη προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Επειδή το επίπεδο του μετωπικού κύματος συναντά υπό κλίση την ασυνέχεια, η επιφανειακή εδαφική κίνηση θα έχει μια οριζόντια και μια κατακόρυφη συνιστώσα. Στο σχήμα επίσης αναλύεται η κίνηση των υλικών σωματιδίων σε ένα επίπεδο κάθετο στην προσπίπτουσα ακτίνα, σε μία συνιστώσα παράλληλη προς την επιφάνεια του εδάφους SH και σε μία συνιστώσα κάθετη στην SH, την SV (Εικόνα από ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 2008).

Τα κύματα επιφανείας είναι κύματα τα οποία διαδίδονται κοντά στην επιφάνεια της Γης, παραγόμενα δευτερογενώς από τα κύματα Ρ και S. Το πλάτος τους στην επιφάνεια της Γης μπορεί να είναι πολύ μεγάλο, αλλά ελαττώνεται εκθετικά με το βάθος. Τα επιφανειακά κύματα διαδίδονται με ταχύτητες μικρότερες από αυτές των S κυμάτων, παράγονται λιγότερο αποτελεσματικά από πηγές που βρίσκονται κάτω από την επιφάνεια της Γης και τα πλάτη τους μειώνονται με την απόσταση από την πηγή πιο αργά απ' ό,τι τα κύματα χώρου.

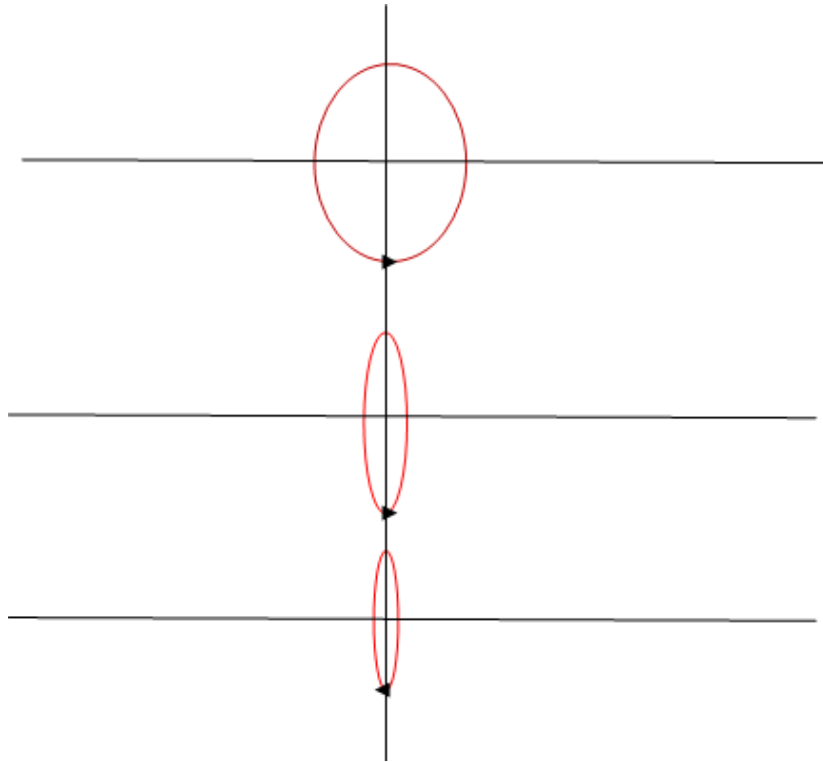
Τα βασικά είδη των κυμάτων επιφανείας είναι τρία: τα κύματα Rayleigh (σχ. 1.3), τα κύματα Love και τα κύματα Stonley.

Τα κύματα Rayleigh και τα κύματα Love ακολουθούν την επιφάνεια της Γης και οι κυματομορφές τους παρουσιάζουν μεγάλα πλάτη, ενώ τα κύματα Stonley ακολουθούν επιφάνειες ασυνέχειας μέσα στην Γη και δεν διακρίνονται εύκολα στις σεισμικές καταγραφές.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλείψεις με τον μεγάλο άξονα της έλλειψης κατακόρυφο και τον μικρό άξονα παράλληλο προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης η φορά κίνησης κάθε σημείου πάνω στην ελλειπτική τροχιά του είναι ανάστροφη, δηλαδή η φορά κίνησης στο κατώτερο σημείο της τροχιάς συμπίπτει με τη φορά διάδοσης του κύματος.

Από ένα ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται.

Η ταχύτητα των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων και για τον λόγο αυτό τα κύματα Rayleigh φθάνουν και γράφονται σε ορισμένο γεώφωνο μετά τα εγκάρσια. Μεταξύ των ταχυτήτων των δύο κυμάτων υπάρχει η εξής γενική σχέση



Εικόνα 1.3 Διάδοση των κυμάτων Rayleigh κατά την οποία τα υλικά σωματίδια του μέσου διάδοσης διαγράφουν ελλείψεις με τον μεγάλο άξονα της έλλειψης κατακόρυφο και τον μικρό άξονα παράλληλο προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Κοντά στην επιφάνεια της Γης η κίνηση των σωματιδίων είναι τέτοια ώστε στο κατώτερο σημείο της ελλειπτικής τροχιάς να συμπίπτει με την φορά διάδοσης του κύματος. Αντίθετα, από ένα ορισμένο βάθος και κάτω η φορά κίνησης των υλικών σημείων αντιστρέφεται.

Κατά τη διάδοση των κυμάτων Love τα υλικά σημεία του μέσου διάδοσης πραγματοποιούν οριζόντιες ταλαντώσεις, κάθετες προς την διεύθυνση διάδοσης του κύματος. Τα κύματα Love είναι δηλαδή γραμμικώς πολωμένα εγκάρσια κύματα τα οποία έχουν μόνο οριζόντια συνιστώσα η οποία παριστάνεται με το σύμβολο SH. Τα κύματα Love φθάνουν και καταγράφονται σε ορισμένο γεώφωνο αμέσως μετά τα εγκάρσια κύματα.

Τόσο τα κύματα Rayleigh όσο και τα κύματα Love εμφανίζουν το φαινόμενο της σκέδασης, ήτοι η ταχύτητα διάδοσης τους εξαρτάται από την περίοδο. Η σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων μπορεί να είναι κανονική, δηλαδή η ταχύτητα τους να αυξάνεται με την περίοδο, ή ανάστροφη, δηλαδή η ταχύτητα τους να ελαττώνεται με την περίοδο. Συνήθως η σκέδαση των επιφανειακών κυμάτων στη Γη είναι κανονική.

Για όλες σχεδόν τις ερευνητικές διασκοπήσεις, τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μία μορφή θορύβου την οποία προσπαθούμε να περιορίσουμε. Ειδικά για τις διασκοπήσεις ανάκλασης η καταστολή της ενέργειας των επιφανειακών κυμάτων είναι ιδιαίτερα σημαντική, διότι τα πλάτη τους που

παράγονται από ρηγά θαμμένες πηγές συχνά παρατηρείται να είναι μεγαλύτερα από τα πλάτη των κυμάτων χώρου που προσπαθούμε να καταγράψουμε και να ερμηνεύσουμε. Για τις διασκοπήσεις διάθλασης τα επιφανειακά κύματα αποτελούν μικρότερο πρόβλημα διότι μας ενδιαφέρει μόνο ο χρόνος διαδρομής της πρώτης άφιξης του σεισμικού κύματος και τα επιφανειακά κύματα δεν είναι ποτέ η πρώτη άφιξη.

Τέλος, υπάρχουν και άλλα είδη σεισμικών κυμάτων, που αποτελούν συνδυασμό αυτών που αναφέρθηκαν παραπάνω. Τέτοια είναι τα διαυλικά κύματα που διαδίδονται μέσα σε στρώματα μικρής ταχύτητας και τα στάσιμα κύματα, που παράγονται κατά την συμβολή των κυμάτων Love και Rayleigh και δημιουργούν το φαινόμενο της ελεύθερης ταλάντωσης της Γης (μόνο σε περίπτωση πολύ μεγάλων σεισμικών γεγονότων).

1.3 Ταχύτητες σεισμικών κυμάτων

Χρησιμοποιώντας μαθηματική ανάλυση για ελαστικά μέσα, υπολογίζονται οι εξισώσεις κίνησης των P και S κυμάτων από τις οποίες εξάγονται οι ταχύτητες διάδοσης τους, συναρτήσει της πυκνότητας και των ελαστικών σταθερών του μέσου διάδοσης. Ισχύει:

$$V_p = \sqrt{\frac{k + \frac{4}{3}G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E(1-\mu)}{\rho(1-2\mu)(1+\mu)}}$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho 2(1+\mu)}}$$

όπου:

V_p = ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων

V_s = ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων

ρ = πυκνότητα

μ = λόγος του Poisson

G = μέτρο ακαμψίας

E = μέτρο Young

k = μέτρο κυβικής ελαστικότητας

Διαιρώντας κατά μέλη τις παραπάνω εξισώσεις προκύπτει η σχέση:

$$\frac{Vp}{Vs} = \sqrt{\frac{1-\mu}{\frac{1}{2}-\mu}}$$

Από τις παραπάνω σχέσεις εξάγεται το συμπέρασμα ότι η ταχύτητα των επιμήκων κυμάτων είναι μεγαλύτερη της ταχύτητας των εγκαρσίων κυμάτων διότι το μέτρο κυβικής ελαστικότητας k και το μέτρο ακαμψίας G λαμβάνουν πάντοτε θετικές τιμές και ο λόγος του Poisson μ είναι μικρότερος ή ίσος με 0,5. Επίσης, επειδή τα ρευστά δεν παραλαμβάνουν διατμητικές τάσεις το μέτρο ακαμψίας τους G είναι 0 και η ταχύτητα διάδοσης των S κυμάτων μηδέν, δηλαδή μέσα σε αυτά δεν διαδίδονται εγκάρσια κύματα.

Κατά την διερεύνηση σε σχετικά μικρά βάθη χρησιμοποιούνται σχεδόν αποκλειστικά τα επιμήκη κύματα P. Για τον λόγο αυτό μας ενδιαφέρουν κυρίως οι ταχύτητες αυτών των κυμάτων. Οι ταχύτητες διάδοσης των επιμήκων κυμάτων είναι δυνατόν να υπολογισθούν με εργαστηριακές μετρήσεις, με καταγραφές μέσα σε γεωτρήσεις ή με την εφαρμογή σεισμικών μεθόδων στο ύπαιθρο.

Στον παρακάτω πίνακα φαίνονται οι ταχύτητες των επιμήκων κυμάτων σε διάφορα υλικά που απαντούν στον φλοιό της Γης.

Υλικό	Ταχύτητα P κυμάτων (m/sec)
Διαβρωμένο στρώμα	300 – 900
Αλλούβιο	500 – 2000
Άργιλλος	1100 – 2500
Άμμος (ακόρεστη)	200 – 1000
Άμμος (κορεσμένη)	800 – 2200
Άμμος και χάλικες (ακόρεστη)	400 – 500
Άμμος και χάλικες (κορεσμένη)	500 – 1500
Παγετώδης απόθεση (ακόρεστη)	400 – 1000
Παγετώδης απόθεση (κορεσμένη)	1700
Παγετώδης απόθεση (συνεκτική)	1200 – 2100
Πλειστοκαινικές αποθέσεις (κορεσμένες)	1500 – 2500
Γρανίτης	5000 – 6000
Βασάλτης	5400 – 6400
Μεταμορφωμένα Πετρώματα	3500 – 7000

Ψαμμίτης	2000 – 4500
Ασβεστόλιθος	2000 – 6000
Τσιμέντο	3600
Σίδηρο	6100
Νερό	1400 – 1600
Αέρας	331,5
Πετρέλαιο	1300 – 1400

Όπως είναι εμφανές από τα στοιχεία του παραπάνω πίνακα η τιμή της ταχύτητας των επιμήκων κυμάτων σε κάθε υλικό δεν είναι συγκεκριμένη, αλλά παρουσιάζει σημαντικές διακυμάνσεις. Γενικά, ισχύουν τα εξής συμπεράσματα:

- Ακόρεστα ιζήματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από κορεσμένα.
- Μη συνεκτικά ιζήματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από τα συνεκτικά.
- Οι σεισμικές ταχύτητες είναι αρκετά όμοιες σε κορεσμένα, μη συνεκτικά ιζήματα.
- Διαβρωμένα πετρώματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από όμοια μη διαβρωμένα.
- Διερρηγμένα πετρώματα έχουν μικρότερες τιμές ταχύτητας από όμοια μη διερρηγμένα.

Σε ορισμένες μελέτες χρησιμοποιούνται οι τιμές των ταχυτήτων των εγκάρσιων κυμάτων και των κυμάτων Rayleigh. Αντίθετα, κύματα Love δεν παράγονται τεχνητά κατά τη διάρκεια διασκοπήσεων και για τον λόγο αυτό δεν ενδιαφερόμαστε ιδιαίτερα για την εκτίμηση των ταχυτήτων τους.

Μεταξύ των ταχυτήτων των διαφόρων τύπων κυμάτων, ισχύουν οι ακόλουθοι εμπειρικοί κανόνες:

$$V_s = 0,6 V_p \text{ για κρυσταλλικά πετρώματα}$$

$$V_s = 0,5 V_p \text{ για ιζηματογενή πετρώματα}$$

$$V_s = 0,4 V_p \text{ για εδάφη και μη συνδεδεμένα υλικά}$$

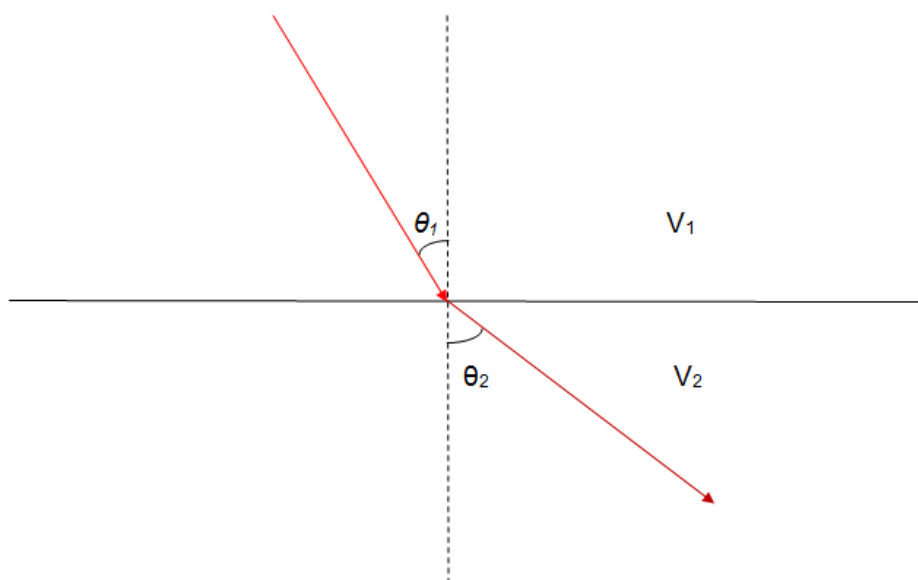
$$V_R = 0,9 V_s$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2^ο

ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

2.1 Οριακή διάθλαση – νόμος του Snell

Στο παρακάτω σχήμα (εικ. 2.1) παριστάνεται σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει με γωνία θ_1 σε μία διεπιφάνεια, η οποία χωρίζει δύο μέσα διαφορετικών ταχυτήτων V_1 (σεισμική ταχύτητα 1^{ου} στρώματος), V_2 (σεισμική ταχύτητα 2^{ου} στρώματος) με $V_2 > V_1$. Λόγω της διαφοράς των ταχυτήτων διάδοσης, η σεισμική ακτίνα θα διαθλαστεί κατά μία γωνία θ_2 , η τιμή της οποίας εξαρτάται από τις διαφορές μεταξύ των δύο ταχυτήτων.

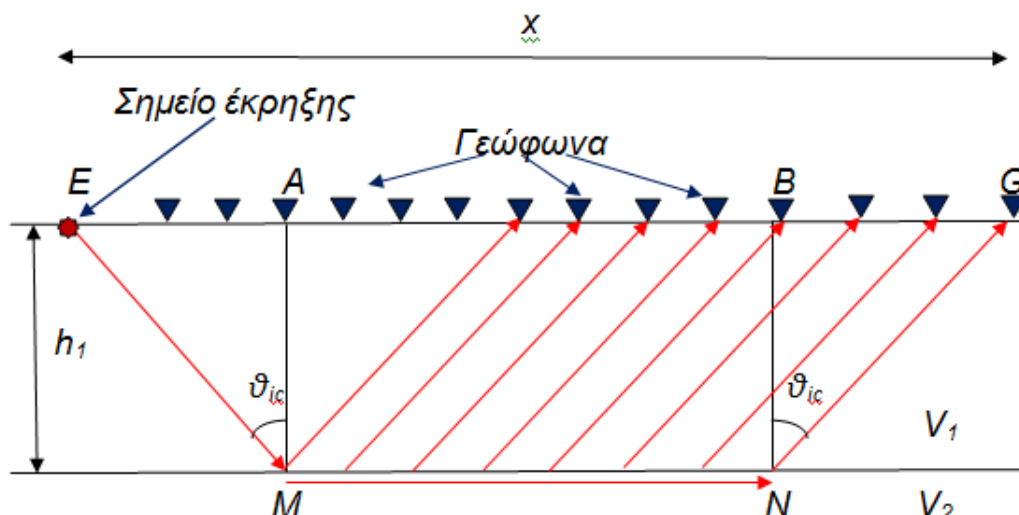


Εικόνα 2.1 Σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει με γωνία θ_1 σε μία διεπιφάνεια, η οποία χωρίζει δύο μέσα διαφορετικών ταχυτήτων V_1 και V_2 , με $V_2 > V_1$. Η προσπίπτουσα ακτίνα διαθλάται κατά μία γωνία θ_2 , η τιμή της οποίας εξαρτάται από τις διαφορές μεταξύ των δύο ταχυτήτων.

Αποδεικνύεται ότι :

$$\frac{\sin \theta_1}{\sin \theta_2} = \frac{V_1}{V_2}$$

Η ανωτέρω σχέση αποτελεί τον νόμο του Snell. Επειδή ισχύει $V_1 < V_2$, ισχύει επίσης $n_1 < n_2$ και συνεπώς $\theta_1 < \theta_2$. Άρα λοιπόν αν αυξηθεί η γωνία πρόσπτωσης μέχρι μία ορισμένη τιμή η γωνία διάθλασης θα λάβει την τιμή 90° , οπότε το διαθλώμενο κύμα θα διαδίδεται παράλληλα με την ασυνέχεια, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα (εικ. 2.2).



Εικόνα 2.2 Σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει οριακά σε μία διεπιφάνεια, η οποία χωρίζει δύο μέσα διαφορετικών ταχυτήτων V_1 και V_2 , με $V_2 > V_1$. Η οριακά διαθλώμενη ακτίνα διαδίδεται παράλληλα με την διεπιφάνεια, με την ταχύτητα του κατώτερου μέσου, παράγοντας ταυτόχρονα διαταραχές στην διεπιφάνεια. Οι διαταραχές αυτές δημιουργούν δευτερογενή κύματα τα οποία ονομάζονται μετωπικά. Τα κύματα αυτά αναδύονται υπό την οριακή γωνία, κινούνται διαμέσου του ανώτερου στρώματος και φθάνουν στην επιφάνεια.

Σε αυτή την περίπτωση ο νόμος του Snell παίρνει την μορφή:

$$n_1 \sin \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

Η γωνία πρόσπτωσης θ_{ic} ονομάζεται οριακή ή κρίσιμη γωνία. Εάν η γωνία πρόσπτωσης αυξηθεί πέραν αυτής της ειδικής τιμής, τότε δεν παρατηρείται διάθλαση και το σύνολο της σεισμικής ενέργειας ανακλάται, φαινόμενο που καλείται ολική ανάκλαση.

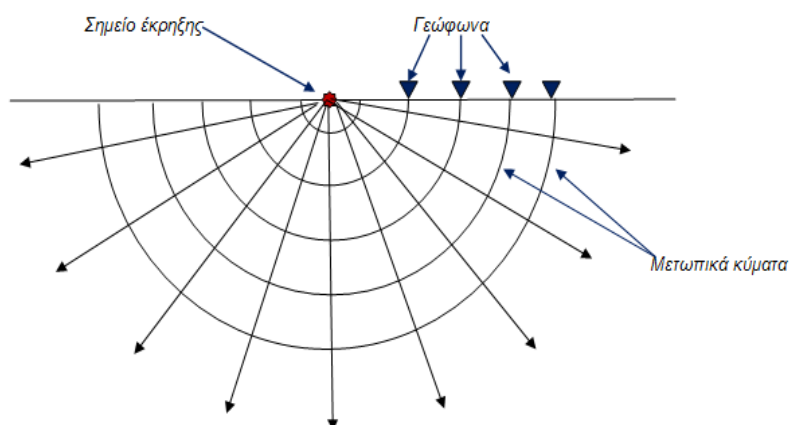
Τα οριακά διαθλώμενα κύματα μπορούν να απεικονισθούν ως κύματα που διαδίδονται παράλληλα με την διαχωριστική επιφάνεια, με την ταχύτητα του

κατώτερου μέσου, παράγοντας ταυτόχρονα διαταραχές στην διαχωριστική επιφάνεια. Όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα, οι διαταραχές αυτές δημιουργούν δευτερογενή κύματα, τα οποία ονομάζονται μετωπικά. Τα κύματα αυτά αναδύονται υπό την οριακή γωνία, κινούνται διαμέσου του ανώτερου στρώματος και φθάνουν στην επιφάνεια.

Η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης έχει ως στόχο τον προσδιορισμό της κατανομής των σεισμικών ταχυτήτων στο υπέδαφος. Όπως αναφέραμε και ανωτέρω, οι σεισμικές ταχύτητες εξαρτώνται από τις ελαστικές σταθερές και την πυκνότητα του μέσου διάδοσης, παράμετροι οι οποίες σχετίζονται με γεωλογικές παραμέτρους όπως ο τύπος του πετρώματος, το πορώδες και ο κορεσμός του, ο βαθμός αποσάθρωσης, και η συνεκτικότητα. Κάποιες από τις βασικότερες ανακαλύψεις σχετικά με την δομή της Γής, όπως η ανακάλυψη μιας ασυνέχειας ταχύτητας στην βάση του φλοιού το 1909 από τον Mohorovicic και ο υπολογισμός του βάθους του πυρήνα της Γής από τον Gutenberg το 1913 έγιναν χρησιμοποιώντας τεχνικές διάθλασης (παθητικές). Οι τεχνικές διάθλασης είχαν επίσης χρησιμοποιηθεί στη έρευνα υδρογονανθράκων, αλλά αργότερα αντικαταστάθηκαν από τις μεθόδους ανάκλασης. Τέλος, συνεχίζουν να χρησιμοποιούνται για υπεδαφικές έρευνες μικρού βάθους.

2.2 Διάδοση σεισμικών κυμάτων σε ομογενές στρώμα

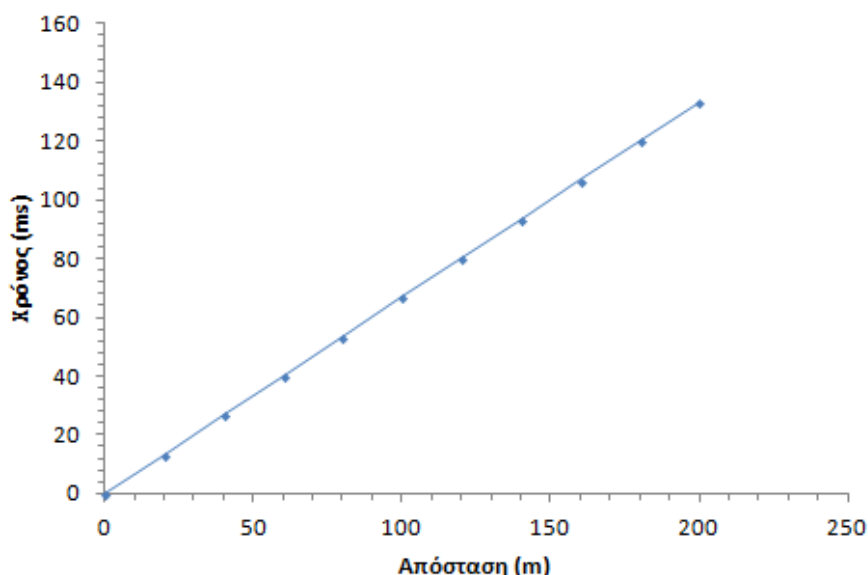
Έστω σεισμικά κύματα τα οποία διαδίδονται προς όλες τις κατευθύνσεις μέσα σε ομογενή ημιχώρο, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα (εικ. 2.3).



Εικόνα 2.3. Διάδοση σεισμικών κυμάτων χώρου σε ομογενή ημιχώρο. Όπως είναι αναμενόμενο τα μετωπικά κύματα έχουν μορφή ομόκεντρων ημισφαιρίων (Σχήμα τροποποιημένο από ΛΟΥΗΣ 2004).

Η εδαφική μετατόπιση που οφείλεται σε ένα μετωπικό κύμα καθώς αυτό διαδίδεται, καταγράφεται από τον εκάστοτε σεισμικό δέκτη - γεώφωνο ενός αναπτύγματος. Όπως φαίνεται και στην εικόνα 2.3, οι σεισμικοί δέκτες – γεώφωνα έχουν τοποθετηθεί με τέτοιο τρόπο ούτως ώστε να ισαπέχουν μεταξύ τους. Ο χρόνος διαδρομής του μετωπικού κύματος από το σημείο της έκρηξης μέχρι κάθε σεισμικό δέκτη του αναπτύγματος υπολογίζεται από το σεισμόγραμμα.

Στην παρακάτω εικόνα (εικ. 2.4) παριστάνεται γραφικά η μεταβολή του χρόνου συναρτήσει της απόστασης από το σημείο της σεισμικής πηγής. Το συγκεκριμένο γράφημα καλείται δρομοχρονική καμπύλη.



Εικόνα 2.4 Δρομοχρονική καμπύλη που απεικονίζει την μεταβολή του χρόνου διαδρομής συναρτήσει της απόστασης, για διάδοση σεισμικού κύματος μέσα σε ομογενές μέσο.

Εφόσον το κύμα κινείται σε ομογενές μέσο η ταχύτητα του είναι σταθερή και η εξίσωση της μεταβολής του χρόνου συναρτήσει της απόστασης είναι:

$$t = \frac{\chi}{V_1}.$$

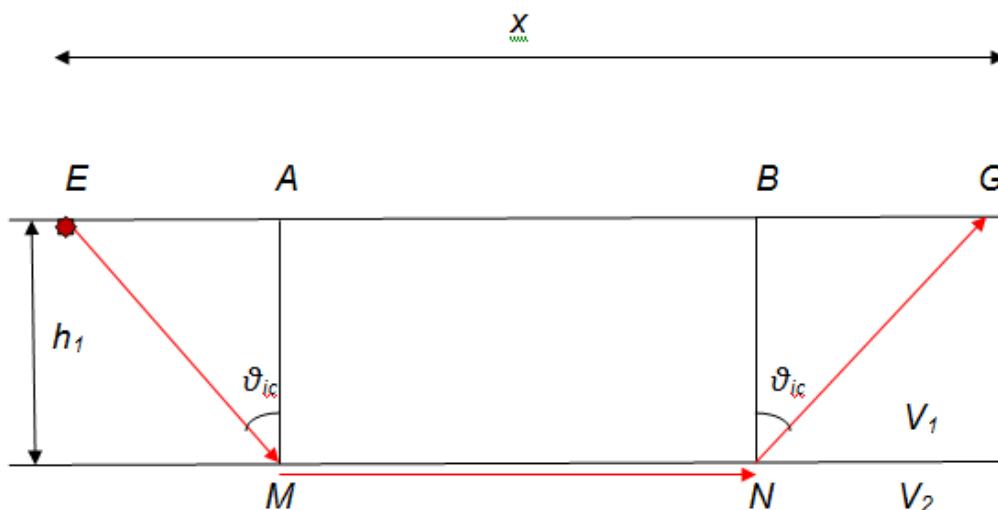
Συνεπώς, η γραφική της παράσταση είναι γραμμική, όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα (εικ. 2.4). Παραγωγίζοντας την ανωτέρω εξίσωση ως προς x προκύπτει η έκφραση:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_1}$$

η οποία αποτελεί την κλίση της ευθείας (εφφ). Δηλαδή ισχύει: $\text{εφφ} = 1/V_1V_1 = 1/\text{εφφ}$. Με αυτόν τον τρόπο αποδεικνύεται ότι η ταχύτητα του ομογενούς υλικού μέσα στο οποίο διαδίδεται το κύμα ισούται με το αντίστροφο της κλίσης της παραχθείσας δρομοχρονικής καμπύλης. Μάλιστα, επειδή ο χρόνος συνήθως εκφράζεται σε msec το αντίστροφο της κλίσης πολλαπλασιάζεται με 10^3 προκειμένου η τιμή της ταχύτητας που θα προκύψει να είναι σε m/sec.

2.3 Διάδοση σεισμικών κυμάτων παρουσία μιας οριζόντιας ασυνέχειας ταχύτητας

Έστω σεισμικά κύματα τα οποία διαδίδονται σε ανομοιογενές υπέδαφος το οποίο περιέχει μία οριζόντια ασυνέχεια ταχύτητας, όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα (εικ. 2.5). Ως γνωστόν, μετά την πρόσπτωση των κυμάτων σε αυτή την ασυνέχεια θα παραχθούν διαθλώμενα, οριακά διαθλώμενα και ανακλώμενα κύματα. Στην συγκεκριμένη περίπτωση, εξετάζουμε τα P κύματα που διαθλώνται οριακά και παράγουν μετωπικά κύματα διάθλασης τα οποία ανιχνεύονται στην επιφάνεια από τους εκάστοτε σεισμικούς δέκτες.



Εικόνα 2.5. Σεισμική ακτίνα η οποία προσπίπτει οριακά σε μία διεπιφάνεια, μεταξύ δύο μέσων διαφορετικών ταχυτήτων V_1 και V_2 , με $V_2 > V_1$.

Στην παραπάνω εικόνα (εικ. 2.5) απεικονίζεται η τροχιά ενός οριακά διαθλώμενου επιμήκους κύματος από την σεισμική πηγή E στο γεώφωνο G. Το εν λόγω κύμα παράγεται στο E, κινείται με ταχύτητα V_1 και προσπίπτει στην ασυνέχεια μεταξύ των δύο υλικών. Η ακτίνα η οποία προσπίπτει με οριακή γωνία θ_{ic} στην ασυνέχεια διαθλάται οριακά και κινείται παράλληλα προς την ασυνέχεια με την ταχύτητα V_2 του 2^{ου} μέσου. Καθώς το κύμα διαδίδεται παράλληλα με την ασυνέχεια, ένα μετωπικό κύμα διάθλασης δημιουργείται στο 1^ο μέσο, το οποίο επιστρέφει στην επιφάνεια.

2.3.i Εξίσωση χρόνου διαδρομής

Ο συνολικός χρόνος διαδρομής του κύματος από την σεισμική πηγή E στο γεώφωνο G, σύμφωνα με την αρχή του Fermat δίδεται από την ακόλουθη σχέση:

$$\text{Χρόνος} = t = \frac{EM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} + \frac{NG}{V_1}$$

Ισχύει:

$$\text{συν}\theta_{ic} = \frac{h_1}{EM}, \quad EM = NG$$

Σε αυτή την περίπτωση ισχύει:

$$EM = NG = \frac{h_1}{\text{συν}\theta_{ic}}$$

Επίσης ισχύει:

$$EA = BG = h_1 \varepsilon \varphi \theta_{ic}$$

και

$$MN = x - 2h_1 \varepsilon \varphi \theta_{ic}$$

Έτσι, η αρχική εξίσωση παίρνει την μορφή:

$$t = \frac{h_1}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}} + \frac{x - 2h_1 \varepsilon \varphi \theta_{ic}}{V_2} + \frac{h_1}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}}$$

Η σχέση αυτή είναι η βασική εξίσωση για τον υπολογισμό του χρόνου διαδρομής των οριακά διαθλωμένων κυμάτων σε μία ασυνέχεια ταχύτητας. Απλοποιώντας την ανωτέρω σχέση προκύπτει η ακόλουθη:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \varepsilon \varphi \theta_{ic}}{V_2} + \frac{x}{V_2}$$

Αντικαθιστούμε τις ακόλουθες σχέσεις σε αυτήν την εξίσωση:

$$\varepsilon \varphi \theta_{ic} = \frac{\eta \mu \theta_{ic}}{\sigma \nu \theta_{ic}}$$

$$\eta \mu \theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

Οπότε η εξίσωση γίνεται:

$$t = \frac{2h_1}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}} - \frac{2h_1 \eta \mu^2 \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_2} \qquad t = \frac{2h_1(1 - \eta \mu^2 \theta_{ic})}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}} + \frac{x}{V_2}$$

$$t = \frac{2h_1 \sigma \nu \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_2}$$

Αν το συν εκφρασθεί με τις ταχύτητες V_1 και V_2 η ανωτέρω εξίσωση παίρνει την ακόλουθη μορφή:

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

και

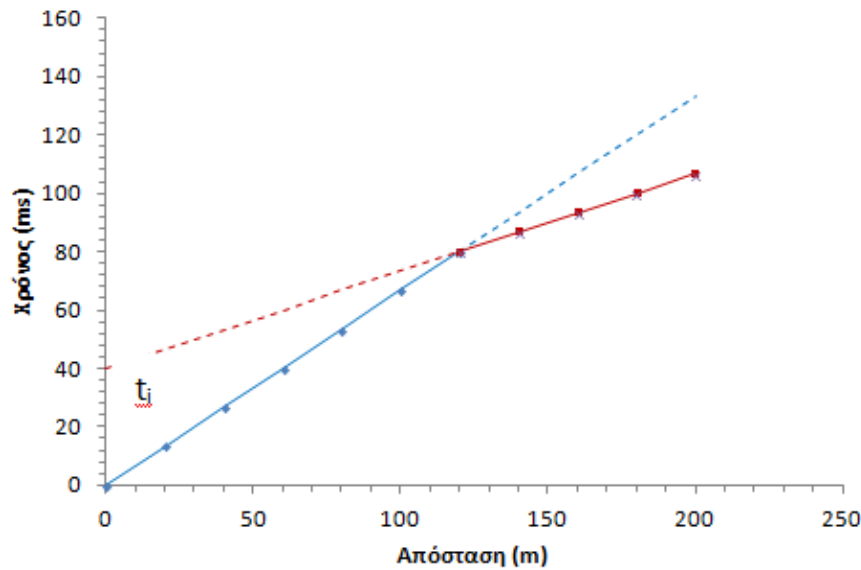
παραγωγίζοντας ως προς x την τελευταία σχέση προκύπτει:

$$\frac{dt}{dx} = \frac{1}{V_2}$$

Αποδεικνύεται λοιπόν ότι η εξίσωση χρόνου διαδρομής των οριακά διαθλώμενων κυμάτων είναι η εξίσωση ευθείας με κλίση $1/V_2$. Επειδή $V_2 > V_1$, η κλίση $1/V_2$ θα είναι μικρότερη από την κλίση $1/V_1$.

2.3.ii.Υπολογισμός του πάχους

Στην εικόνα 2.6 έχουν παρασταθεί γραφικά οι δρομοχρονικές καμπύλες τόσο των απευθείας όσο και των οριακά διαθλώμενων κυμάτων που επιστρέφουν στην επιφάνεια, οι οποίες αντιστοιχούν στο πείραμα της εικόνας 2.5. Η ευθεία που παριστά την δρομοχρονική καμπύλη των οριακά διαθλώμενων κυμάτων έχει επεκταθεί για χρόνους μικρότερους από τον χρόνο για τον οποίο οι δύο ευθείες τέμνονται και τέμνει τον άξονα των χρόνων. Ο χρόνος αυτός ονομάζεται χρόνος συνάντησης, t_i και δεν έχει φυσική έννοια, διότι σε απόσταση $x=0$ δεν καταγράφονται οριακά διαθλώμενα κύματα.



Εικόνα 2.6 Δρομοχρονική καμπύλη που απεικονίζει την μεταβολή του χρόνου διαδρομής συναρτήσει της απόστασης, για διάδοση σεισμικού κύματος μέσα σε μέσο που παρουσιάζει μία οριζόντια ασυνέχεια ταχύτητας. Το πρώτο τμήμα του γραφήματος αντιστοιχεί στα απ' ευθείας κύματα και το δεύτερο στα οριακά διαθλώμενα. Παρατηρούμε την διαφορά των κλίσεων των δύο τμημάτων η οποία οφείλεται στην διαφορά των ταχυτήτων διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα δύο μέσα. Στην εικόνα σημειώνεται και ο χρόνος συνάντησης t_i (intercept time).

Υπολογίζουμε τον χρόνο συνάντησης t_i θέτοντας $x=0$ στην εξίσωση χρόνου διαδρομής των οριακά διαθλώμενων κυμάτων.

$$t_i = 2h_1 \frac{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2 V_1}$$

$$h_1 = \frac{t_i}{2} \frac{V_2 V_1}{(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}$$

Συνεπώς, για μία οριζόντια ασυνέχεια εάν προσδιορισθούν οι αφίξεις των απ' ευθείας και διαθλώμενων κυμάτων, είναι δυνατόν να υπολογισθεί το πάχος του ανώτερου μέσου (1^{ου} στρώματος) και οι σεισμικές ταχύτητες V_1 και V_2 των δύο μέσων.

2.3.iii Ταυτόχρονη άφιξη απ' ευθείας και διαθλώμενων κυμάτων

Παρατηρώντας την δρομοχρονική καμπύλη της εικόνας 2.6 παρατηρούμε ότι οι δύο ευθείες οι οποίες την αποτελούν και οι οποίες αντιστοιχούν στα απ' ευθείας και στα διαθλώμενα κύματα τέμνονται σε ένα σημείο. Η οριζόντια συντεταγμένη του σημείου τομής, x_{co} ονομάζεται διασταυρωτή απόσταση και μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του πάχους του 1^{ου} μέσου, αντί του χρόνου συνάντησης t_i . Για $x=x_{co}$ ισχύει:

$$t_{\text{απ' ευθείας κύματος}} = t_{\text{διαθλώμενου κύματος}}$$

$$t_{\text{απ' ευθείας κύματος}} = \frac{x_{co}}{V_1}$$

$$t_{\text{διαθλώμενου κύματος}} = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2V_1} + \frac{x_{co}}{V_2}$$

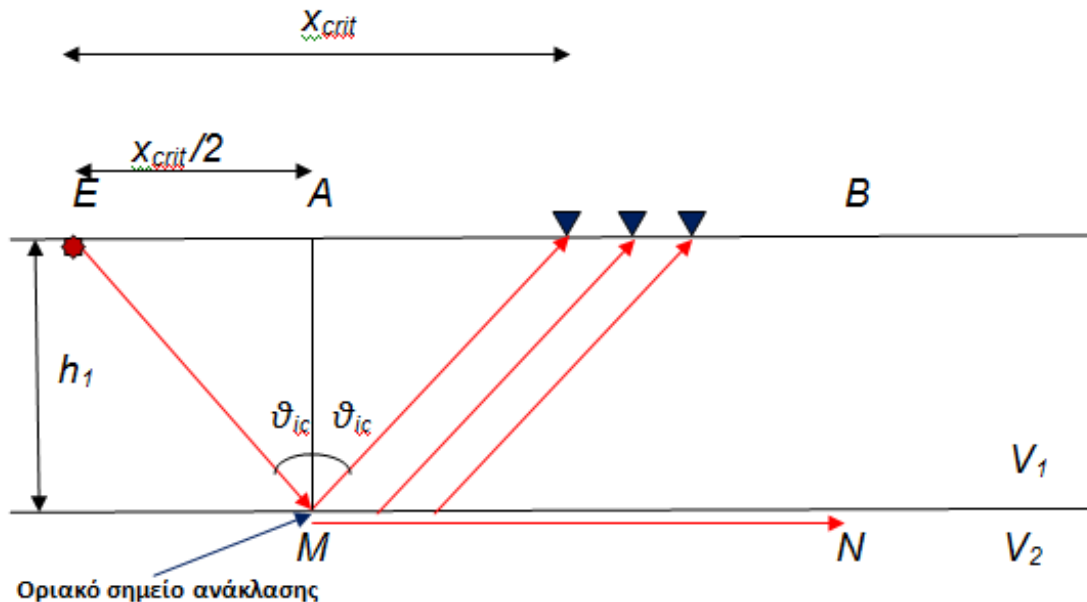
Άρα:

$$\frac{x_{co}}{V_1} = \frac{2h_1(V_2^2 - V_1^2)^{1/2}}{V_2V_1} + \frac{x_{co}}{V_2}$$

Λύνοντας την παραπάνω εξίσωση ως προς h_1 προκύπτει:

$$h_1 = \frac{x_{co}}{2} \left(\frac{V_2 - V_1}{V_2 + V_1} \right)^{1/2}$$

2.3.iv Οριακή απόσταση



Εικόνα 2.7 Στην διάταξη της εικόνας σημειώνεται η οριακή απόσταση, η οποία είναι η ελάχιστη απόσταση από την σεισμική πηγή στην οποία τα διαθλώμενα κύματα μπορούν να καταγραφούν. Επίσης σημειώνεται και το οριακό σημείο ανάκλασης (Σχήμα τροποποιημένο από ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 2008).

Όπως βλέπουμε στην παραπάνω εικόνα 2.7, με βάση την γεωμετρία της οριακής διάθλασης, υπάρχει μία συγκεκριμένη ελάχιστη απόσταση από το σημείο της σεισμικής πηγής στην οποία τα διαθλώμενα κύματα μπορούν να καταγραφούν. Η απόσταση αυτή ονομάζεται οριακή απόσταση x_{crit} και το σημείο της ασυνέχειας απ' όπου η σεισμική ακτίνα αναδύεται και φθάνει σε οριακή απόσταση ονομάζεται οριακό σημείο ανάκλασης.

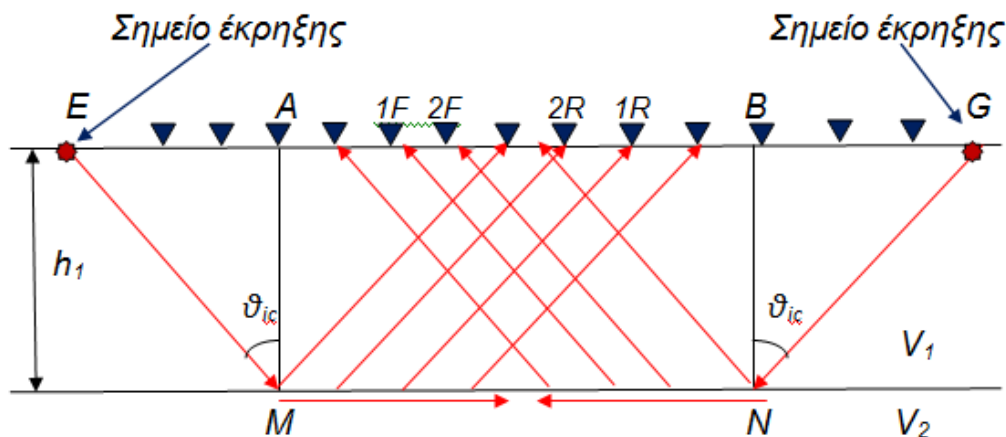
Η οριακή απόσταση υπολογίζεται ως ακολούθως:

$$\sin \theta_{ic} = V_1/V_2, \text{ οπότε}$$

$$\sin^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right) = \theta_{ic}$$

$$\begin{aligned} \tan \theta_{ic} = \frac{x_{crit}/2}{h_1} \Rightarrow \tan(\sin^{-1}(\frac{V_1}{V_2})) &= \frac{x_{crit}/2}{h_1} \Rightarrow x_{crit} \\ &= 2h_1 \tan(\sin^{-1}(\frac{V_1}{V_2})) \quad \text{ή} \quad x_{crit} = \frac{2h_1}{(V_2/V_1)^2 - 1}^{1/2} \end{aligned}$$

2.3.ν Κανονική και αντίστροφη έκρηξη σε μέσο με μία οριζόντια ασυνέχεια ταχύτητας

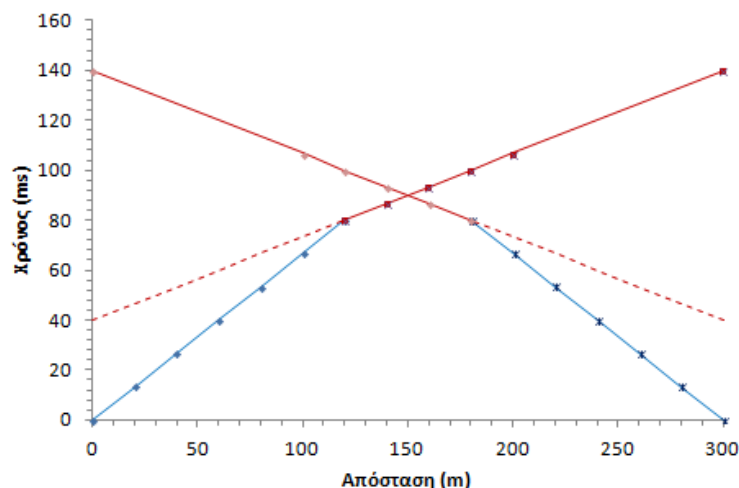


Εικόνα 2.8 Στην διάταξη της εικόνας απεικονίζονται η κανονική και η αντίστροφη έκρηξη, σε μέσο με μία οριζόντια ασυνέχεια ταχύτητας, στην αρχή και στο τέλος της σεισμικής γραμμής αντίστοιχα, καθώς επίσης και το ανάπτυσμα των γεωφώνων.

Έστω η διάταξη της εικόνας 2.8 στην οποία μία οριζόντια ασυνέχεια χωρίζει δύο μέσα με ταχύτητες διάδοσης V_1 και V_2 . Στην παραπάνω εικόνα επίσης απεικονίζεται η διάταξη της κανονικής και αντίστροφης σεισμικής πηγής στα σημεία E και G αντίστοιχα. Επίσης παριστάνεται και το ανάπτυσμα των γεωφώνων μεταξύ των δύο σεισμικών πηγών.

Η θέση της σεισμικής πηγής που βρίσκεται στα αριστερά, δηλαδή στο σημείο E , ονομάζεται κανονική επειδή είναι η αρχική θέση, ενώ η θέση που βρίσκεται στο τέλος της σεισμικής γραμμής, δηλαδή στο σημείο G ονομάζεται αντίστροφη επειδή η πηγή της σεισμικής ενέργειας έχει αντιστραφεί σε σχέση με την κανονική. Σε αυτή την διάταξη, για μία δεδομένη απόσταση γεωφώνου από κάθε σεισμική πηγή οι τροχιές και συνεπώς και οι χρόνοι άφιξης είναι ίδιοι. Για παράδειγμα η απόσταση από την θέση της κανονικής σεισμικής πηγής E μέχρι το σημείο $1F$ είναι ίση με την απόσταση από την θέση της

αντίστροφης σεισμικής πηγής G μέχρι το σημείο 1R. Οι τροχιές που ακολουθούν τα διαθλώμενα κύματα στις δύο περιπτώσεις είναι ίσες, με αποτέλεσμα και οι χρόνοι διαδρομής να είναι ίσοι και συνεπώς οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν για κάθε σεισμική πηγή να είναι ίδιες, όπως φαίνεται στην εικόνα 2.9.

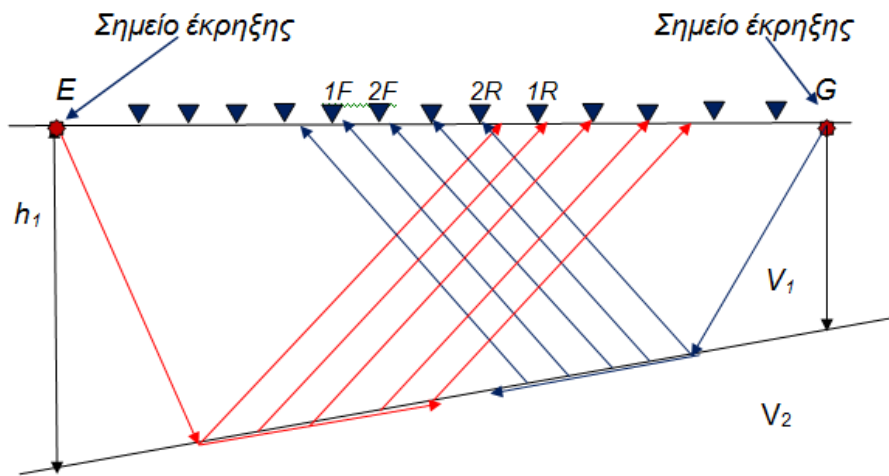


Εικόνα 2.9 Δρομοχρονικές καμπύλες της κανονικής και αντίστροφης έκρηξης για μία οριζόντια ασυνέχεια.

Όπως παρατηρούμε στην εικόνα 2.9, στην περίπτωση παρουσίας οριζόντιας ασυνέχειας οι δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν είναι συμμετρικές. Για αυτόν το λόγο οι κλίσεις των αντίστοιχων τμημάτων, τα οποία παριστούν τις απ' ευθείας και διαθλώμενες αφίξεις, είναι ίσες με αποτέλεσμα και οι χρόνοι συνάντησης στις δύο περιπτώσεις να είναι ίσοι. Επίσης οι συνολικοί χρόνοι που διανύουν τα σεισμικά κύματα από την μία σεισμική πηγή στην άλλη είναι ίσοι. Η ισοδυναμία αυτή είναι γνωστή ως αμοιβαιότητα των χρόνων και ο συνολικός χρόνος από την μία σεισμική πηγή στην άλλη ονομάζεται επίσης και αμοιβαίος χρόνος (reciprocal time)

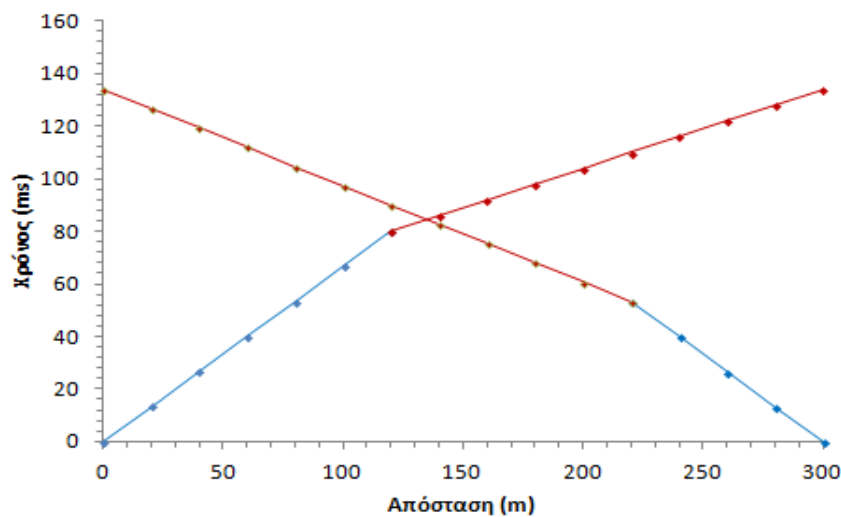
2.4 Μέσο με μία υπό κλίση ασυνέχεια ταχύτητας

Έστω υπό κλίση ασυνέχεια η οποία χωρίζει δύο μέσα με διαφορετική ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, όπως φαίνεται στην εικόνα 2.10.



Εικόνα 2.10 Στην διάταξη της εικόνας απεικονίζονται η κανονική και η αντίστροφη έκρηξη, σε μέσο με μία υπό κλίση ασυνέχεια ταχύτητας, στην αρχή και στο τέλος της σεισμικής γραμμής αντίστοιχα, καθώς επίσης και το ανάπτυσμα των γεωφώνων.

Σε αυτή την περίπτωση οι δρομοχρονικές καμπύλες της κανονικής και αντίστροφης διάταξης δεν είναι συμμετρικές, όπως φαίνεται στην εικόνα 2.10.



Εικόνα 2.11 Δρομοχρονικές καμπύλες της κανονικής και αντίστροφης έκρηξης για μία υπό κλίση ασυνέχεια.

Οι λόγοι για τους οποίους οι καμπύλες δεν είναι συμμετρικές διαπιστώνονται εξετάζοντας τις τροχιές των κυμάτων που προσπίπτουν οριακά στην ασυνέχεια και διαθλώνται στις δύο περιπτώσεις. Όπως προκύπτει από την εικόνα 2.11, η απόσταση που διήνυσε το οριακά διαθλωμένο κύμα που προέκυψε από την κανονική έκρηξη μέχρι τον σεισμικό δέκτη 1F, είναι εμφανώς μεγαλύτερη από την αντίστοιχη απόσταση του οριακά διαθλωμένου κύματος που παράχθηκε από την αντίστροφη έκρηξη και καταγράφηκε από τον σεισμικό δέκτη 1R. Αυτό δημιουργεί έναν μεγαλύτερο χρόνο διαδρομής, όπως φαίνεται στην δρομοχρονική καμπύλη. Αυτός ο μεγαλύτερος χρόνος διαδρομής της κανονικής διάταξης σε σχέση με την αντίστροφη ισχύει για όλες τις θέσεις πηγής – γεωφώνου, εκτός από την τελευταία, για την οποία όπως έχει προαναφερθεί ισχύει η αμοιβαιότητα των χρόνων.

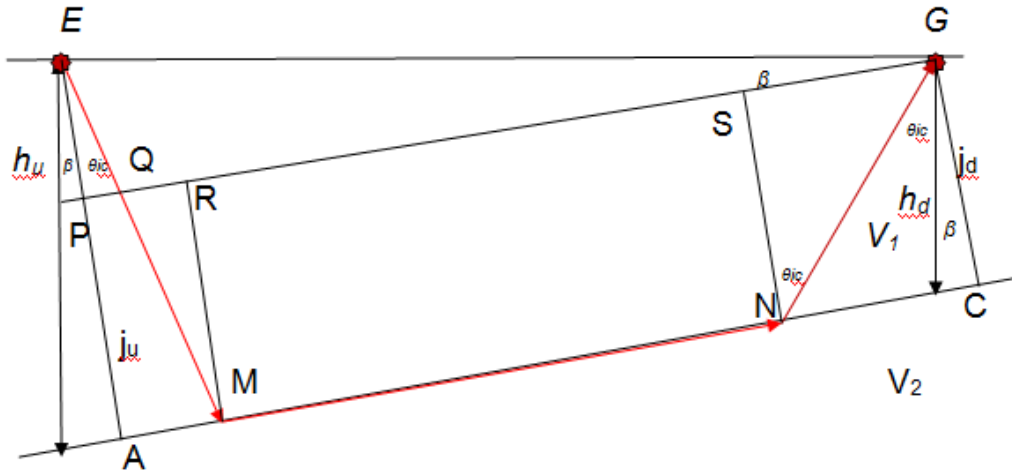
Η ταχύτητα V_{2U} του 2^{ου} στρώματος η οποία προκύπτει από την δρομοχρονική καμπύλη της κανονικής έκρηξης είναι μεγαλύτερη από την πραγματική V_2 , ενώ η αντίστοιχη ταχύτητα V_{2D} που προκύπτει από την αντίστροφη έκρηξη είναι μικρότερη από την πραγματική. Συνεπώς ισχύει $V_{2U} > V_{2D}$. Εάν η κλίση της ασυνέχειας είναι μικρότερη από 10° , τότε ο αρμονικός μέσος όρος των δύο ταχυτήτων είναι σχεδόν ίσος με την πραγματική τιμή της ταχύτητας.

Αντίθετα, οι τιμές της ταχύτητας του 1^{ου} στρώματος V_1 οι οποίες προκύπτουν για τις δύο εκρήξεις οφείλουν να συμφωνούν.

Τέλος, από την μορφή της δρομοχρονικής καμπύλης μπορούμε να προσδιορίσουμε την διεύθυνση της κλίσης της ασυνέχειας, διότι όταν η φαινόμενη ταχύτητα είναι μεγαλύτερη σε μία από τις διατάξεις, τότε η ασυνέχεια κλίνει προς τα πάνω με διεύθυνση από την πηγή προς τη διάταξη των γεωφώνων.

2.4.i. Προσδιορισμός της εξίσωσης του χρόνου διαδρομής

Ο υπολογισμός του χρόνου διαδρομής για μια υπό κλίση ασυνέχεια είναι περίπου ο ίδιος όπως και στην οριζόντια ασυνέχεια.



Εικόνα 2.12.(Εικόνα τροποποιημένη από ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ 2008).

Στην παραπάνω εικόνα (εικ. 2.12), εξετάζουμε την περίπτωση κατά την οποία η σεισμική πηγή τοποθετείται στην θέση E. Ο χρόνος διαδρομής t_u από την πηγή μέχρι το γεώφωνο G υπολογίζεται ως εξής:

$$t_u = \frac{EM}{V_1} + \frac{MN}{V_2} + \frac{NG}{V_1}$$

$$EM = \frac{j_u}{\sin\theta_{ic}} \quad \text{και} \quad NG = \frac{j_d}{\sin\theta_{ic}} \quad \text{και} \quad j_d = j_u - EP = j_u - \chi\eta\mu\beta$$

Ισχύει: $MN = PG - AM - NC$ και:

$$PG = \chi\sigma\upsilon\nu\beta, \quad AM = j_u\epsilon\phi\theta_{ic}, \quad NC = j_d\epsilon\phi\theta_{ic} = (j_u - \chi\eta\mu\beta)\epsilon\phi\theta_{ic}$$

Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει η βασική δρομοχρονική εξίσωση η οποία είναι της ακόλουθης μορφής:

$$t_u = \frac{j_u}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}} + \frac{x \sigma \nu \beta - j_u \epsilon \phi \theta_{ic} - (j_u - x \eta \mu \beta) \epsilon \phi \theta_{ic}}{V_2} + \frac{j_u - x \eta \mu \beta}{V_1 \sigma \nu \theta_{ic}}$$

Χρησιμοποιώντας τριγωνομετρικές ταυτότητες η παραπάνω εξίσωση απλοποιείται και παίρνει την ακόλουθη μορφή:

$$t_u = \frac{2j_u \sigma \nu \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_1} \eta \mu(\theta_{ic} - \beta)$$

Εξετάζουμε την περίπτωση κατά την οποία η σεισμική πηγή τοποθετείται στην θέση G και με ανάλογο τρόπο προσδιορίζουμε την δρομοχρονική εξίσωση η οποία είναι της μορφής:

$$t_d = \frac{2j_d \sigma \nu \theta_{ic}}{V_1} + \frac{x}{V_1} \eta \mu(\theta_{ic} + \beta)$$

Υπολογίζουμε τις κλίσεις των ευθείων γραμμών αυτών των εξισώσεων παραγωγίζοντας τες ως προς x.

$$\frac{d(t_u)}{dx} = \frac{\eta \mu(\theta_{ic} - \beta)}{V_1} = m_u \quad \text{και} \quad \frac{d(t_d)}{dx} = \frac{\eta \mu(\theta_{ic} + \beta)}{V_1} = m_d$$

Παρατηρούμε ότι η κλίση της ευθείας που παριστάνει την up – dip διαδρομή είναι μικρότερη από την κλίση της ευθείας της down – dip διαδρομής, γεγονός που έρχεται σε συμφωνία με την διαπίστωση ότι $V_{2U} > V_{2D}$ η οποία έχει προαναφερθεί.

Η οριακή γωνία πρόσπτωσης θ_{ic} και η κλίση β της ασυνέχειας υπολογίζονται ως εξής, λαμβάνοντας υπόψιν ότι οι κλίσεις m_u και m_d καθώς επίσης και η ταχύτητα V_1 υπολογίζονται απ' ευθείας από τις δρομοχρονικές καμπύλες:

$$\frac{\eta \mu(\theta_{ic} - \beta)}{V_1} = m_u, \quad \text{άρα} \quad \theta_{ic} - \beta = \eta \mu^{-1}(V_1 m_u) \quad \text{και}$$

$$\frac{\eta\mu(\theta_{ic}+\beta)}{V_1} = m_d, \text{ \acute{a}\rho\alpha } \theta_{ic} + \beta = \eta\mu^{-1}(V_1 m_d)$$

Από τις δύο παραπάνω εξισώσεις υπολογίζονται τα θ_{ic} και β :

$$\theta_{ic} = \frac{\eta\mu^{-1}(V_1 m_u) + \eta\mu^{-1}(V_1 m_d)}{2}$$

και

$$\beta = \frac{\eta\mu^{-1}(V_1 m_d) - \eta\mu^{-1}(V_1 m_u)}{2}$$

Γνωρίζοντας πλέον την οριακή γωνία πρόσπτωσης μπορεί να υπολογισθεί η ταχύτητα του 2^{ου} στρώματος V_2 από την σχέση:

$$\eta\mu\theta_{ic} = \frac{V_1}{V_2}$$

2.4.ii Υπολογισμός του πάχους

Θέτοντας $x=0$ στις εξισώσεις των χρόνων διαδρομής που προσδιορίστηκαν στην προηγούμενη παράγραφο υπολογίζουμε τους αντίστοιχους χρόνους συνάντησης και από αυτούς τις ποσότητες j_u και j_d .

$$t_{iu} = \frac{2j_u \sigma \nu \nu \theta_{ic}}{V_1} \Leftrightarrow j_u = \frac{t_{iu} V_1}{2 \sigma \nu \nu \theta_{ic}} \text{ και } t_{id} = \frac{2j_d \sigma \nu \nu \theta_{ic}}{V_1} \Leftrightarrow j_d = \frac{t_{id} V_1}{2 \sigma \nu \nu \theta_{ic}}$$

Από την εικόνα 2.12 ισχύει:

$$\sigma_{\nu\beta} = \frac{j_u}{h_u} \Leftrightarrow h_u = \frac{j_u}{\sigma_{\nu\beta}}$$

και

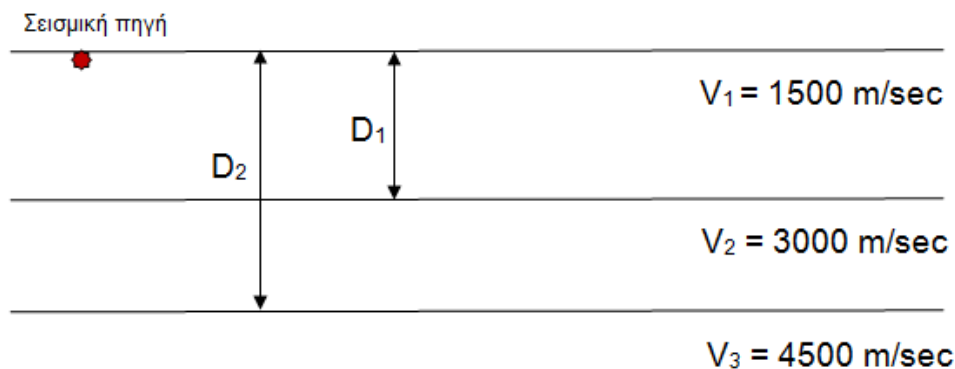
$$\sigma_{\nu\beta} = \frac{j_d}{h_d} \Leftrightarrow h_d = \frac{j_d}{\sigma_{\nu\beta}}$$

Αντικαθιστούμε σε αυτές τις σχέσεις τα και από τις προηγούμενες δύο σχέσεις και υπολογίζουμε τα πάχη:

$$h_u = \frac{t_{iu}V_1}{2\sigma_{\nu\beta}\theta_{ic}\sigma_{\nu\beta}} \text{ και } h_d = \frac{t_{id}V_1}{2\sigma_{\nu\beta}\theta_{ic}\sigma_{\nu\beta}}$$

2.5. Διάδοση κυμάτων σε πολλαπλά στρώματα

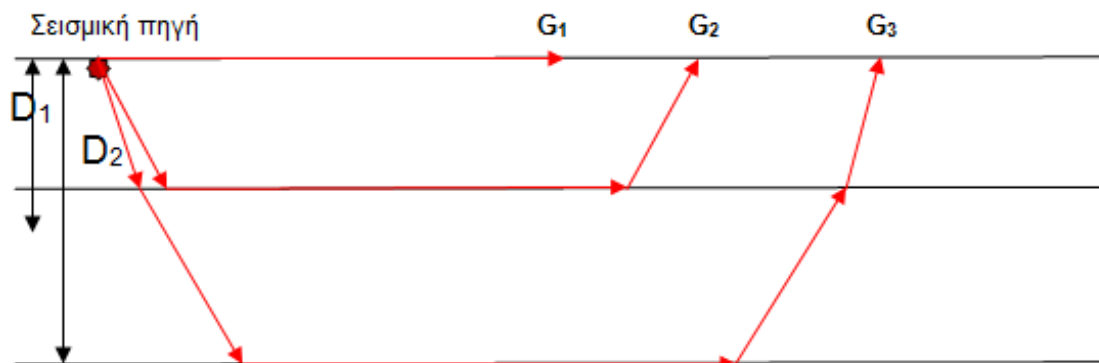
Έστω μία δομή που αποτελείται από δύο στρώματα τα οποία υπέρκεινται ενός ημιχώρου, όπως φαίνεται στην εικόνα 2.13.



Εικόνα 2.13. Δομή τριών στρωμάτων στην οποία κάθε στρώμα χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερη ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων από το υπερκείμενο του (Εικόνα τροποποιημένη από ΛΟΥΗΣ 2004).

Όπως φαίνεται στην εικόνα 2.1-3 η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων στο πρώτο στρώμα είναι μικρότερη από την αντίστοιχη ταχύτητα στο δεύτερο

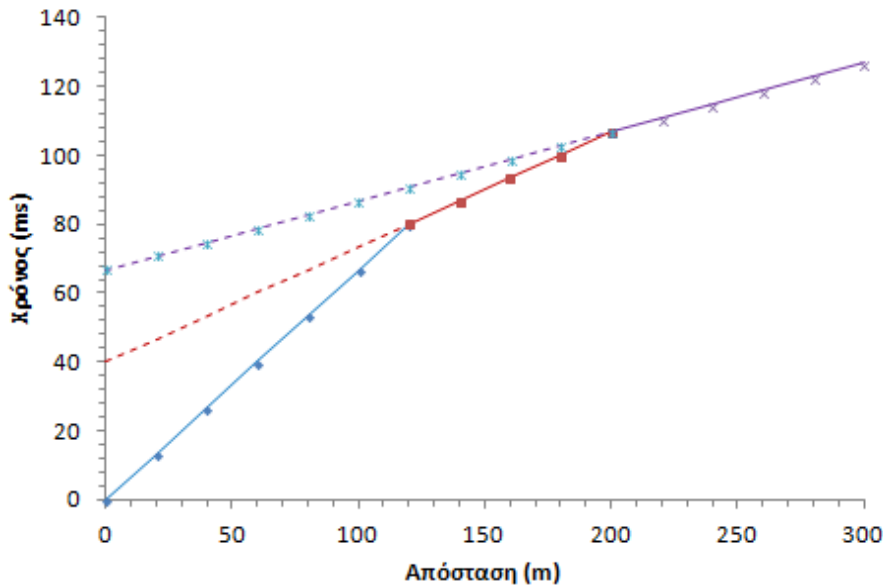
στρώμα και η ταχύτητα στο δεύτερο στρώμα είναι μικρότερη από αυτή του ημιχώρου.



Εικόνα 2.14 Διάδοση σεισμικών κυμάτων σε δομή τριών στρωμάτων. Στο γεώφωνο G_1 φθάνουν πρώτα τα απ' ευθείας κύματα, στο G_2 τα οριακά διαθλώμενα κύματα που προέρχονται από τον ανώτερο διαθλαστήρα και στο G_3 τα οριακά διαθλώμενα κύματα που προέρχονται από τον κατώτερο διαθλαστήρα (Εικόνα τροποποιημένη από ΛΟΥΗΣ 2004).

Στην εικόνα 2.14 παρατηρούμε την ύπαρξη απευθείας κυμάτων τα οποία φθάνουν πρώτα στο γεώφωνο G_1 , κύματα οριακά διαθλώμενα τα οποία προέρχονται από την ανώτερη ασυνέχεια και φθάνουν πρώτα στο γεώφωνο G_2 και κύματα οριακά διαθλώμενα, προερχόμενα από την κατώτερη ασυνέχεια, τα οποία φθάνουν πρώτα στο γεώφωνο G_3 . Επομένως σε οποιαδήποτε απόσταση μπορούμε να παρατηρήσουμε μία από τις τρεις διαφορετικές πρώτες αφίξεις. Δηλαδή, σε μικρές αποστάσεις από την πηγή σαν πρώτη άφιξη θα παρατηρήσουμε τα απευθείας κύματα. Σε ενδιάμεσες αποστάσεις θα παρατηρήσουμε ως πρώτες αφίξεις τα οριακά διαθλώμενα κύματα που προέρχονται από την ανώτερη ασυνέχεια και σε μεγάλες αποστάσεις ως πρώτες αφίξεις θα παρατηρήσουμε τα οριακά διαθλώμενα κύματα που προέρχονται από την κατώτερη ασυνέχεια.

Η δρομοχρονική καμπύλη που λαμβάνεται από το προηγούμενο μοντέλο φαίνεται στην εικόνα 2.15.



Εικόνα 2.15 Δρομοχρονική καμπύλη δομής τριών στρωμάτων με δύο οριζόντιες ασυνέχειες ταχύτητας. Το πρώτο τμήμα του γραφήματος αντιστοιχεί στα απ' ευθείας κύματα, το δεύτερο στα οριακά διαθλώμενα που προέρχονται από τον ανώτερο διαθλαστήρα και το τρίτο στα οριακά διαθλώμενα που προέρχονται από τον κατώτερο διαθλαστήρα.

Το πρώτο ευθύγραμμο τμήμα της δρομοχρονικής καμπύλης αντιπροσωπεύει τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με την απευθείας άφιξη, το δεύτερο με τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την ανώτερη ασυνέχεια και το τρίτο με τους χρόνους διαδρομής που σχετίζονται με το οριακά διαθλώμενο κύμα από την κατώτερη ασυνέχεια.

Παρατηρούμε ότι προκειμένου να ανιχνευθούν πρώτες αφίξεις προερχόμενες από την κατώτερη ασυνέχεια πρέπει η απόσταση της πηγής από το γεώφωνο να είναι αρκετά μεγάλη. Ένας γενικός εμπειρικός κανόνας είναι ότι χρειάζονται αποστάσεις πηγής – δέκτη ίσες με τρεις έως πέντε φορές το βάθος μέχρι το οποίο θέλουμε να δούμε.

Όπως και στην περίπτωση του ενός στρώματος που υπέρκειται ημιχώρου, από τις κλίσεις των δρομοχρονικών καμπυλών μπορούμε να καθορίσουμε τις ταχύτητες διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στα δύο στρώματα και στον ημιχώρο. Τα βάθη μέχρι την κάθε ασυνέχεια μπορούν να υπολογισθούν από τους χρόνους συνάντησης t_{01} και t_{02} και τις ταχύτητες. Οι εξισώσεις για τον υπολογισμό των βαθών είναι οι ακόλουθες:

$$D_1 = \frac{t_{01}V_2V_1}{2\sqrt{V_2^2-V_1^2}} \quad \text{και} \quad D_2 = \left[t_{02} - \frac{2D_1\sqrt{V_3^2-V_1^2}}{V_3V_1} \right] \frac{V_3V_1}{2\sqrt{V_3^2-V_2^2}} + D_1$$

Όπου D_1 και D_2 τα βάθη μέχρι την πρώτη και δεύτερη ασυνέχεια αντίστοιχα.

Επιπλέον στρώματα προσθέτουν επιπλέον γραμμικά τμήματα στην δρομοχρονική καμπύλη που λαμβάνεται. Από τις κλίσεις των τμημάτων αυτών και τους αντίστοιχους χρόνους συνάντησης, υπολογίζονται οι ταχύτητες κάθε στρώματος και το βάθος μέχρι την κάθε ασυνέχεια.

2.6 Προβλήματα στην εφαρμογή της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης

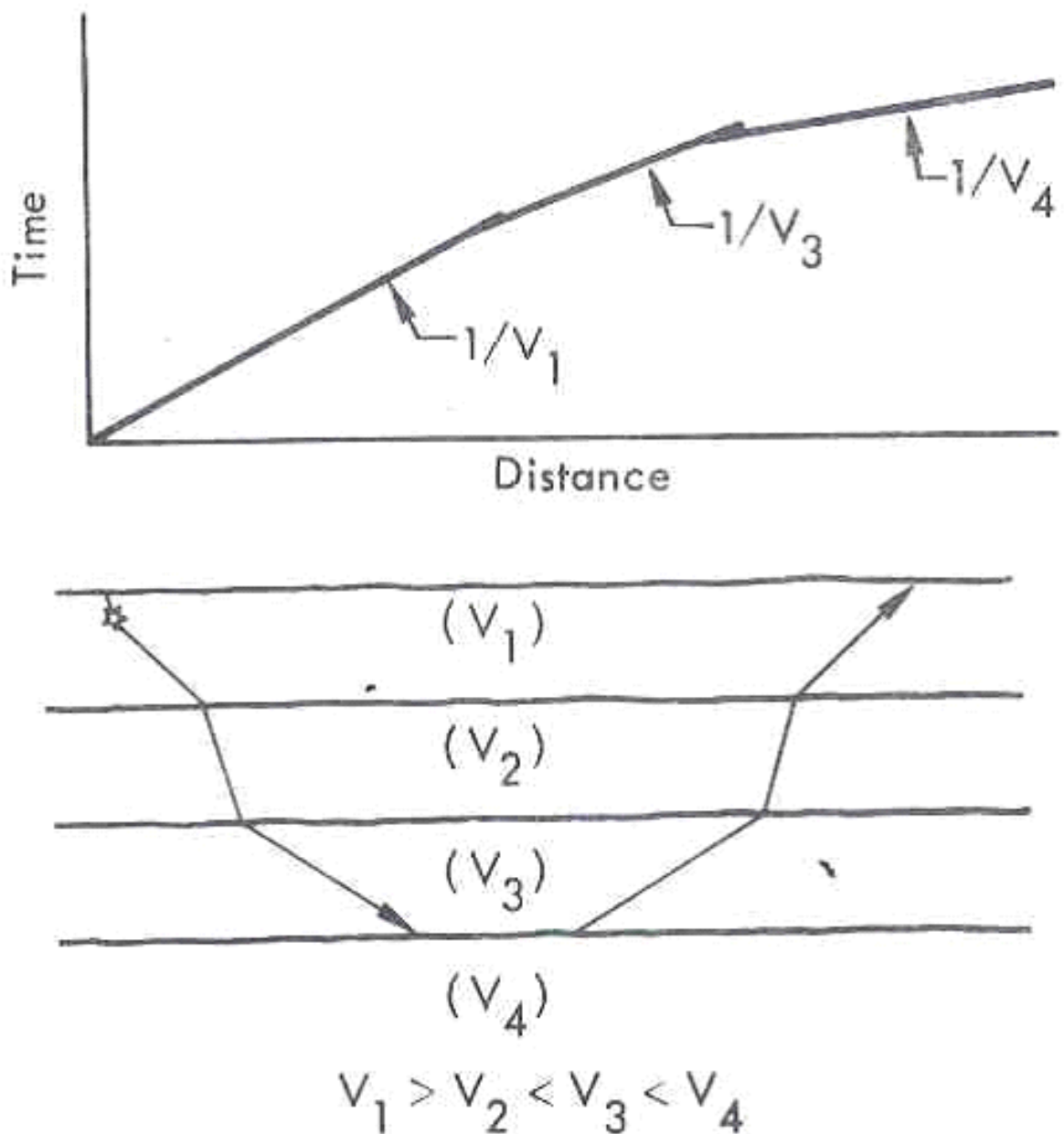
Η ως τώρα παρουσίαση της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης προϋπέθετε ότι κάθε στρώμα έχει μικρότερη ταχύτητα από το υποκείμενό του και απλή γεωλογική δομή χωρίς ιδιαιτερότητες οι οποίες να συνιστούν περιορισμούς στην μέθοδο. Τέτοιες ιδιαιτερότητες είναι η αντιστροφή της ταχύτητας, η συνεχής αύξηση της ταχύτητας με το βάθος και η ύπαρξη ενός στρώματος το οποίο δεν διακρίνεται εξαιτίας ανεπαρκούς αντίθεσης ταχύτητας ή πάχους.

2.6.i. Αντιστροφή ταχύτητας

Όπως προαναφέρθηκε, ως τώρα έχει υποθεθεί ότι κάθε στρώμα έχει μικρότερη ταχύτητα από το υποκείμενό του, γεγονός το οποίο είναι και το πιθανότερο να συμβαίνει στην φύση. Στην αντίθετη περίπτωση, αν δηλαδή ένα στρώμα έχει μικρότερη ταχύτητα από το υπερκείμενο του, παρατηρείται μία αντιστροφή ταχύτητας. Μία αντιστροφή ταχύτητας μπορεί να υπάρξει λόγω κάποιου στρώματος είτε υψηλής είτε χαμηλής ταχύτητας. Και στις δύο περιπτώσεις οι ταχύτητες δεν αυξάνουν προοδευτικά με το βάθος και σε κάποιο σημείο της στρωματογραφίας υπάρχει μια προς τα κάτω μετάβαση σε μία συγκριτικά μικρότερη ταχύτητα. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα οι σεισμικές ακτίνες να διαθλώνται προς την κατακόρυφο, όπως φαίνεται στην εικόνα 2.16.

Διαθλάσεις από ένα τέτοιου είδους χαμηλής ταχύτητας στρώμα δεν μπορούν να ανιχνευθούν στην επιφάνεια και η ύπαρξη ενός τέτοιου στρώματος δεν μπορεί να προσδιοριστεί από την δρομοχρονική καμπύλη. Η σεισμική ακτίνα δεν θα επιστρέψει στην επιφάνεια μέχρι να συναντήσει ένα στρώμα το οποίο

να έχει την μεγαλύτερη ταχύτητα από αυτές που είχαν τα στρώματα που συνάντησε κατά την πορεία της προς τα κάτω.



Εικόνα 2.16 Δομή τεσσάρων στρωμάτων στην οποία η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων του δεύτερου στρώματος είναι μικρότερη από τις αντίστοιχες όλων των άλλων στρωμάτων. Λόγω του ότι ισχύει $V_1 > V_2$, η σεισμική ακτίνα η οποία διαθλάται στην πρώτη ασυνέχεια, συγκλίνει προς την κατακόρυφο. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα να μην είναι δυνατή η οριακή διάθλαση.

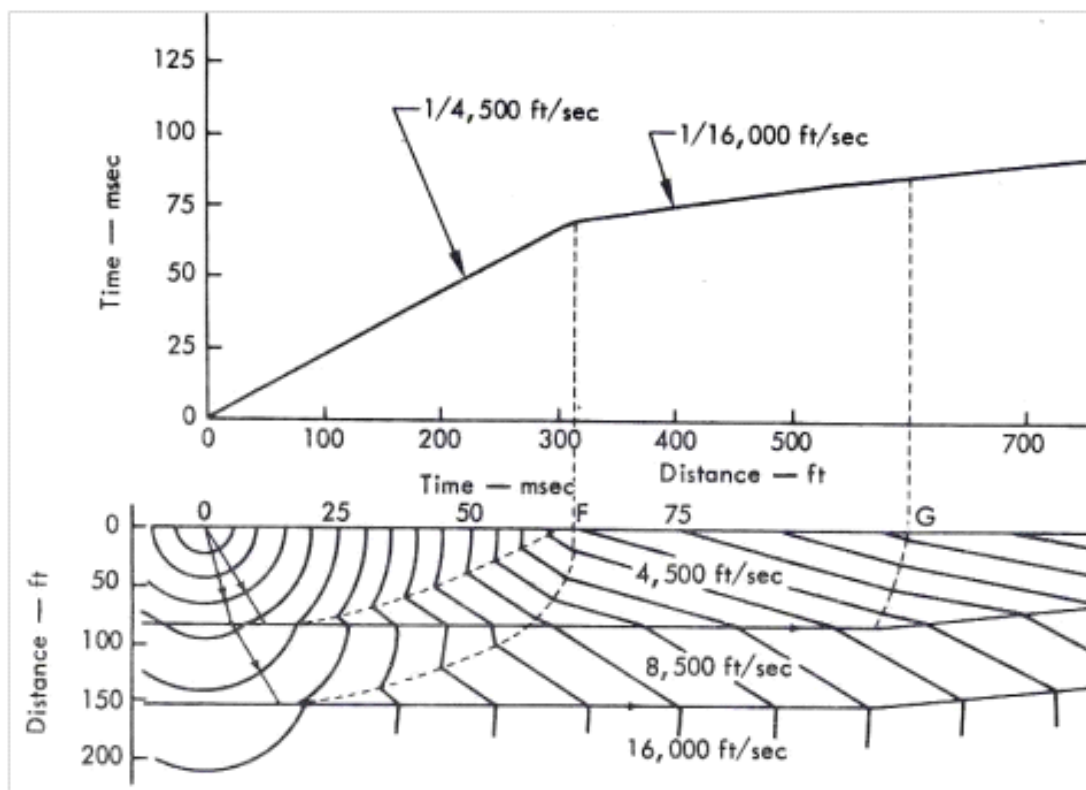
Στο πάνω μέρος της εικόνας παριστάνεται η δρομοχρονική καμπύλη που αντιστοιχεί στην συγκεκριμένη δομή, η οποία αποτελείται από τρία τμήματα. Το πρώτο αντιστοιχεί σε απ' ευθείας κύματα, το δεύτερο σε κύματα οριακά διαθλώμενα από τον δεύτερο διαθλαστήρα και το τρίτο σε κύματα οριακά διαθλώμενα από τον τρίτο διαθλαστήρα. Η ύπαρξη του δεύτερου στρώματος δεν μπορεί να προσδιοριστεί από την δρομοχρονική καμπύλη (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2002).

Η επίδραση που έχει ένα στρώμα μικρής ταχύτητας είναι να κάνει τα βάθη που υπολογίζουμε να φαίνονται μεγαλύτερα απ' ό,τι πραγματικά είναι. Αν η ύπαρξη και η ταχύτητα ενός στρώματος μικρής ταχύτητας είναι γνωστές, τότε το στρώμα μπορεί να αντισταθμιστεί στους υπολογισμούς.

2.6.ii Φαινόμενο σκιερής-τυφλής ζώνης

Προκειμένου να εξετάσουμε αυτήν την περίπτωση εισάγουμε τον όρο σκιερή ζώνη ο οποίος αναφέρεται στην πιθανή ύπαρξη ενός κρυμμένου στρώματος, δηλαδή στην αδυναμία της μεθόδου διάθλασης να διακρίνει την ύπαρξη συγκεκριμένων στρωμάτων εξ' αιτίας ανεπαρκούς αντίθεσης ταχύτητας ή πάχους. Αυτή η αδυναμία δεν μπορεί να διορθωθεί από καμία αλλαγή στα χαρακτηριστικά των σεισμικών δεκτών και αποτελεί πιθανότατα το μεγαλύτερο πρόβλημα της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης.

Στην εικόνα 2.17 απεικονίζεται ένα παράδειγμα περίπτωσης τριών στρωμάτων με τα στρώματα να έχουν καλή αντίθεση ταχυτήτων.



Εικόνα 2.17 Δομή τριών στρωμάτων με τα στρώματα να έχουν καλή αντίθεση ταχυτήτων. Όπως παρατηρούμε, στην δρομοχρονική καμπύλη που βρίσκεται στην εικόνα δεν υπάρχει ένδειξη της παρουσίας του ενδιάμεσου στρώματος. Προκειμένου να υπήρχε, θα έπρεπε το πάχος του να ήταν μεγαλύτερο από το εικονιζόμενο (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2002).

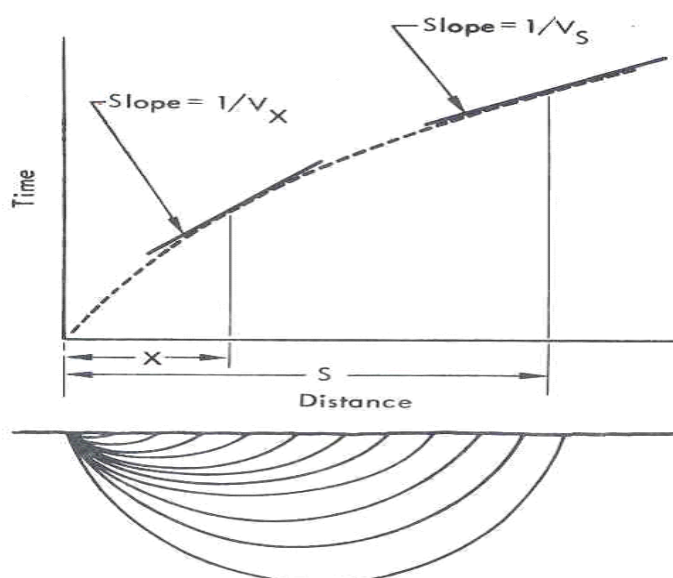
Σε αυτή την εικόνα το ενδιάμεσο στρώμα με ταχύτητα 8500 ft/sec έχει το μέγιστο πάχος έτσι ώστε αυτό να μην είναι δυνατόν να ανιχνευθεί από τις πρώτες αφίξεις, ανεξάρτητα από τα χαρακτηριστικά εξόδου του γεωφώνου. Σημειώνεται ότι στην δρομοχρονική καμπύλη που βρίσκεται στην εικόνα 2.17 δεν υπάρχει ένδειξη της παρουσίας του ενδιάμεσου στρώματος. Προκειμένου να υπήρχε, θα έπρεπε το πάχος του να ήταν μεγαλύτερο από το εικονιζόμενο.

Αν μία καμπύλη χρόνου διαδρομής δείχνει μία πολύ μεγάλη αντίθεση ταχυτήτων μεταξύ του πρώτου και δεύτερου στρώματος, τότε είναι πιθανή η ύπαρξη μίας σκιερής ζώνης.

Το σφάλμα το οποίο προέρχεται από την ύπαρξη μιας σκιερής ζώνης είναι ότι το υπολογιζόμενο βάθος μέχρι την επιφάνεια της ασυνέχειας που χωρίζει δύο στρώματα είναι μικρότερο από το πραγματικό.

2.6.iii Συνεχής αύξηση της ταχύτητας με το βάθος

Σε αυτή την περίπτωση παρατηρείται συνεχής αύξηση της ταχύτητας με το βάθος, η οποία σπάνια παρατηρείται στην φύση. Αυτός ο τρόπος κατανομής της ταχύτητας μπορεί να υπάρξει λόγω κάποιας αρκετά εξεζητημένης στρωματογραφίας που επικρατεί στην περιοχή ή λόγω προοδευτικής αύξησης της αποσάθρωσης με το βάθος. Όπως φαίνεται και στην κάτωθι εικόνα (εικ.2.18) η δρομοχρονική καμπύλη δεν αποτελεί πλέον ευθεία γραμμή αλλά καμπύλη.



Εικόνα 2.18 Δρομοχρονική καμπύλη και ακτίνες σεισμικών κυμάτων σε μία δομή όπου παρατηρείται συνεχής αύξηση της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων με το βάθος (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2002).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3^ο

ΕΞΟΠΛΙΣΜΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΣΚΟΠΗΣΗΣ

Ο εξοπλισμός που χρησιμοποιείται στην σεισμική διασκόπηση είναι περισσότερο περίπλοκος από τον αντίστοιχο εξοπλισμό που χρησιμοποιείται στην βαρυτομετρική, την μαγνητική και την γεωηλεκτρική διασκόπηση. Τα όργανα από τα οποία αποτελείται είναι η σεισμική πηγή, οι σεισμικοί δέκτες και το σύστημα καταγραφής.

3.1 Σεισμική Πηγή

Η σεισμική πηγή είναι η συσκευή με την οποία διοχετεύεται η σεισμική ενέργεια στο έδαφος. Οφείλει να είναι επαναληπτική, το οποίο σημαίνει ότι το ποσό της διοχετευόμενης σεισμικής ενέργειας και ο χρόνος μέσα στον οποίο η ενέργεια αυτή διοχετεύεται πρέπει να είναι σταθερά. Ο χρόνος διοχέτευσης της σεισμικής ενέργειας πρέπει να είναι ελεγχόμενος. Πρέπει δηλαδή, ανάλογα με τον τύπο της χρησιμοποιούμενης πηγής, να μπορούμε επακριβώς να ορίσουμε είτε το χρονικό διάστημα που διήρκεσε η διοχέτευση της σεισμικής ενέργειας και ποιες χρονικές στιγμές αυτό άρχισε και τελείωσε, είτε εάν η σεισμική ενέργεια διοχετεύεται στιγμιαία, την χρονική στιγμή της έκρηξης.

Σε έρευνες που πραγματοποιούνται στην ξηρά οι σεισμικές πηγές που χρησιμοποιούνται διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες: πηγές κρούσης, εκρηκτικές πηγές και πηγές δόνησης. Οι πηγές κρούσης και οι εκρηκτικές πηγές χρησιμοποιούνται συχνότερα σε έρευνες κοντά στην επιφάνεια ενώ αντίθετα οι πηγές δόνησης χρησιμοποιούνται σε έρευνες σε μεγάλα βάθη.

3.1.i Πηγές Κρούσης (Impact Sources)

Ο πιο συχνά χρησιμοποιούμενος τύπος είναι η σεισμική σφύρα (εικόνα 3.1). Πρόκειται για ένα σφυρί, συνήθως βάρους 5,4 ή 7,3 kgf το οποίο κραδαίνεται πάνω σε μία μεταλλική πλάκα που βρίσκεται πάνω στο έδαφος. Η κρούση γίνεται πάνω στη πλάκα και όχι κατ' ευθείαν πάνω στο έδαφος διότι με αυτό τον τρόπο επιτυγχάνεται καλύτερη ζεύξη και καλύτερη μετάδοση της σεισμικής ενέργειας, με την προϋπόθεση βέβαια η πλάκα να έχει καλή επαφή με το έδαφος. Η σφύρα είναι συνήθως συνδεδεμένη με το σύστημα καταγραφής με καλώδιο (σύστημα triggering). Την στιγμή που η σφύρα χτυπάει την πλάκα το σύστημα καταγραφής αρχίζει να καταγράφει την εδαφική κίνηση στις θέσεις των σεισμικών δεκτών. Λόγω της μικρής ποσότητας σεισμικής ενέργειας που παράγεται με αυτόν τον τρόπο η μέθοδος

αυτή παλαιότερα χρησιμοποιούταν μόνο σε έρευνες πολύ μικρού βάθους. Τώρα πλέον είναι τεχνολογικά εφικτό το σήμα που παράγεται από πολλές κρούσεις να προστίθεται και με τον τρόπο αυτό να ενισχύεται το καταγραφόμενο σήμα (vertical stacking). Με τον τρόπο αυτό πλέον η σεισμική σφύρα χρησιμοποιείται και σε έρευνες μεγαλύτερου βάθους.



Εικόνα 3.1 Σεισμική σφύρα. Διακρίνουμε το καλώδιο με το οποίο είναι συνδεδεμένη με το σύστημα καταγραφής, καθώς επίσης και την πλάκα πάνω στην οποία γίνεται η κρούση, προκειμένου να επιτευχθεί καλύτερη ζεύξη και καλύτερη μετάδοση της σεισμικής ενέργειας. Την στιγμή που η σφύρα χτυπάει την πλάκα, το σύστημα καταγραφής αρχίζει να καταγράφει την εδαφική κίνηση στις θέσεις των σεισμικών δεκτών.

Βασικά πλεονεκτήματα των σεισμικών πηγών κρούσης είναι το χαμηλό κόστος και η απλότητα στην χρήση και την συντήρηση. Αντίθετα τα βασικά μειονεκτήματα είναι τα ακόλουθα:

- α) Ο χειρισμός της σεισμικής σφύρας είναι κουραστικός.
- β) Η πηγή αποδίδει σχετικά μικρά ποσά σεισμικής ενέργειας. Για τον λόγο αυτό η καταγραφή αξιόπιστων παρατηρήσεων σε μεγάλες αποστάσεις είναι δυνατόν να είναι δύσκολη.
- γ) Είναι δύσκολο να εξασφαλισθεί ότι η πηγή θα λειτουργεί με επαναληπτικό τρόπο.
- δ) Η πηγή αποδίδει σεισμική ενέργεια η οποία τείνει να είναι χαμηλής συχνότητας, δηλαδή η πηγή δημιουργεί πολλά επιφανειακά κύματα.

3.1.ii Εκρηκτικές πηγές

Οι με την ευρεία έννοια εκρηκτικές πηγές περιλαμβάνουν τα όπλα (Gun Sources) και τις υπό στενή έννοια εκρηκτικές πηγές, δηλαδή τα εκρηκτικά (Explosive Sources).

Όπλα (Gun Sources)

Τα όπλα παράγουν σεισμική ενέργεια μετατρέποντας την κινητική ενέργεια ενός αντικειμένου σε σεισμική. Το κινούμενο αντικείμενο είναι είτε μία σφαίρα, ή, εάν χρησιμοποιηθεί άσφαιρο φυσίγγιο ή αεροβόλο όπλο, η στήλη του αέρα μέσα στην κάνη του όπλου. Μετά την πυροδότηση η στήλη του αέρα μέσα στην κάνη του όπλου τίθεται σε κίνηση και μέσω αυτής η σεισμική ενέργεια μεταδίδεται στο έδαφος.



Εικόνα 3.3 Όπλο (Gun source).

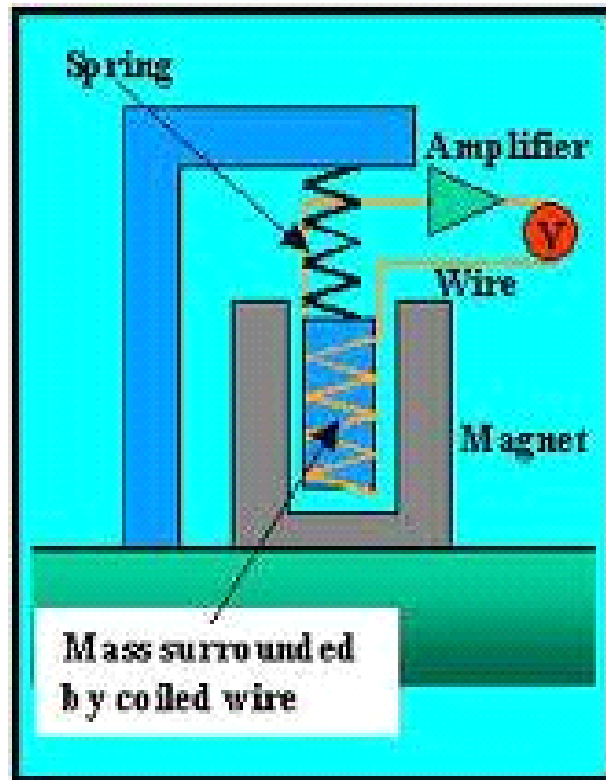
3.2 Σεισμικοί δέκτες – γεώφωνα

Οι σεισμικοί δέκτες – γεώφωνα (εικ. 3.6) είναι οι συσκευές οι οποίες ανιχνεύουν την εδαφική κίνηση. Είναι μικροί σε μέγεθος και σχετικά απλοί στην κατασκευή αποτελούμενοι κατά κύριο λόγο από τα ακόλουθα τμήματα: Μία μάζα που είναι αναρτημένη σε ένα ελατήριο και γύρω από την οποία είναι τυλιγμένο ένα πηνίο. Το πηνίο και η μάζα βρίσκονται μέσα στην κοιλότητα ενός μαγνήτη ο οποίος είναι στερεωμένος στο έδαφος. Το πηνίο, η μάζα και ο μαγνήτης είναι τοποθετημένα μέσα σε μία θήκη που συνήθως είναι πλαστική, η οποία έχει ένα καρφί, όπως φαίνεται στην φωτογραφία της εικόνας 3.6, το οποίο χρησιμεύει για την στερέωση του σεισμικού δέκτη στο έδαφος. Όταν πραγματοποιείται εδαφική κίνηση, ο σεισμικός δέκτης που είναι στερεωμένος στο έδαφος δονείται, με αποτέλεσμα να πραγματοποιείται και σχετική κίνηση μεταξύ του πηνίου και του μαγνήτη, λόγω της αδράνειας του πηνίου αλλά και της αδράνειας της μάζας γύρω από την οποία είναι τυλιγμένο το πηνίο. Αυτή η σχετική κίνηση προκαλεί μεταβολή της μαγνητικής ροής που διέρχεται μέσα από το πηνίο, με αποτέλεσμα, λόγω ηλεκτρομαγνητικής επαγωγής, στα άκρα του πηνίου να παρουσιάζεται διαφορά δυναμικού. Αποδεικνύεται εύκολα ότι η παρατηρούμενη διαφορά δυναμικού είναι ανάλογη της ταχύτητας της εδαφικής κίνησης. Αυτή η διαφορά δυναμικού καταγράφεται από το σύστημα καταγραφής και αποτελεί το σήμα.

Είναι σημαντικό, για την καλύτερη δυνατή ζεύξη του σεισμικού δέκτη με το έδαφος, αυτός να πιεσθεί μέχρι να εισχωρήσει ολόκληρος μέσα στο έδαφος. Επίσης, κατά την διάρκεια της εισχώρησης δεν πρέπει να τον κινούμε δεξιά – αριστερά διότι αυτό θα επηρεάσει την ζεύξη αυτού με το έδαφος.

Στους τυπικούς σεισμικούς δέκτες (γεώφωνα) η σχετική κίνηση μεταξύ μάζας - πηνίου και μαγνήτη περιορίζεται μόνο στην κατακόρυφη διεύθυνση, γεγονός το οποίο σημαίνει ότι αυτοί ανιχνεύουν μόνο την κατακόρυφη συνιστώσα της κίνησης.

Μία από τις σημαντικότερες ιδιότητες ενός σεισμικού δέκτη είναι η ιδιοσυχνότητα του. Σε αυτή την συχνότητα, ως γνωστόν, μεγιστοποιείται το πλάτος ταλάντωσης και κατά συνέπεια και το σήμα που στέλνει αυτός στο σύστημα καταγραφής. Σε αυτή την περίπτωση, όταν το σύστημα ελατήριο – μάζα – πηνίο τεθεί σε ταλάντωση συνεχίζει να ταλαντώνεται ακόμη και όταν η εδαφική κίνηση παύσει (λόγω αδράνειας του ίδιου του συστήματος). Εάν ένα τέτοιο ταλαντωτικό σύστημα εκτεθεί σε εδαφική κίνηση η οποία είναι συνισταμένη πολλών επιμέρους ταλαντώσεων διαφορετικής συχνότητας, η δυσανάλογα μεγάλη απόδοση του σεισμικού δέκτη στην ιδιοσυχνότητα του και το γεγονός ότι το σύστημα συνεχίζει να ταλαντώνεται και μετά το πέρας της εδαφικής κίνησης καθιστούν αδύνατη την αξιόπιστη καταγραφή της εδαφικής κίνησης. Για τους λόγους αυτούς, με τεχνικό τρόπο, οι ταλαντώσεις του γεωφώνου αποσβένονται, διαδικασία η οποία όμως μειώνει την ευαισθησία του. Μία αυθόρμητη απόσβεση πραγματοποιείται λόγω της αλληλεπίδρασης μεταξύ του μαγνητικού πεδίου του πηνίου και του μαγνητικού πεδίου του μαγνήτη. Για περεταίρω απόσβεση συνδέεται με συγκεκριμένο τρόπο μία αντίσταση με το πηνίο του γεώφωνου.



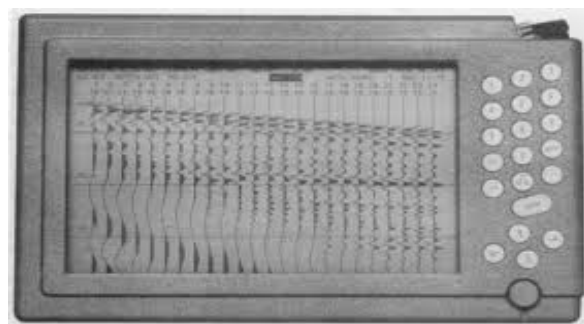
Εικόνα 3.6 Φωτογραφία και διάγραμμα ενδεικτικό της εσωτερικής δομής σεισμικού δέκτη – γεωφώνου (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2004).

3.3. Σύστημα καταγραφής – Σεισμογράφος

Όπως έχει αναφερθεί ανωτέρω, οι σεισμικοί δέκτες μετατρέπουν την εδαφική κίνηση σε μεταβολές διαφοράς δυναμικού και αυτές οι μεταβολές καταγράφονται από το σύστημα καταγραφής (εικ. 3.7). Όλα τα σύγχρονα συστήματα καταγραφής είναι ψηφιακά και πολυκαναλικά. Είναι πολυκαναλικά προκειμένου να καταγράφουν την εδαφική κίνηση σε περισσότερους από έναν σεισμικούς δέκτες. Οι σεισμικοί δέκτες συνδέονται με το σύστημα καταγραφής με το σεισμικό καλώδιο, το οποίο είναι ένα ειδικό πολύκλωνο καλώδιο, ικανό να μεταφέρει τα σήματα που παράγονται από πολλούς σεισμικούς δέκτες ταυτόχρονα.

Το σήμα, το οποίο αρχικά είναι αναλογικό, διαβιβάζεται σε έναν A/D μετατροπέα ο οποίος το μετατρέπει σε ψηφιακό, και κατόπιν καταγράφεται στον σκληρό δίσκο του υπολογιστή που υπάρχει μέσα στο σύστημα καταγραφής, ή σε ψηφιακή κασέτα. Βασικό λοιπόν πλεονέκτημα των ψηφιακών καταγραφικών συστημάτων είναι το γεγονός ότι το σήμα καταγράφεται υπό μορφή ψηφιακών δεδομένων και μπορεί άμεσα να αναγνωσθεί από ηλεκτρονικό υπολογιστή. Οι περισσότεροι σύγχρονοι σεισμογράφοι έχουν ικανότητα ενίσχυσης σήματος (gain). Επίσης, υπάρχει η δυνατότητα άθροισης των κυματομορφών από περισσότερες της μίας κρούσεις ή εκρήξεις, αφού πλέον τα δεδομένα είναι σε ψηφιακή μορφή (vertical stacking). Οι εν λόγω κυματομορφές, όταν οι κρούσεις ή εκρήξεις πραγματοποιούνται στο ίδιο σημείο, έχουν την ίδια μορφή ενώ αντίθετα ο θόρυβος έχει τυχαία μορφή – συχνότητα. Έτσι η πρόσθεση των δεδομένων αυξάνει τα πλάτη των κυματομορφών που προέρχονται από την πηγή (ενισχυτική συμβολή), ενώ αντίθετα τα πλάτη του θορύβου μειώνονται σε κάποιο βαθμό λόγω αποσβεστικής συμβολής. Επίσης, οι περισσότεροι σύγχρονοι σεισμογράφοι διαθέτουν ταλαντοσκόπιο ούτως ώστε το σήμα από κάθε γεώφωνο να παρουσιάζεται οπτικά σε οθόνη, σε αναλογική μορφή αμέσως μετά από κάθε κρούση ή έκρηξη, όπως φαίνεται στην εικόνα 3.7. Αυτή η δυνατότητα είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον έλεγχο της ποιότητας των καταγραφόμενων δεδομένων.

Τέλος, τα περισσότερα σύγχρονα όργανα καταγραφής έχουν την δυνατότητα δημιουργίας ενός μόνιμου αρχείου σε ηλεκτροστατικό ή φωτοευαίσθητο χαρτί.



Εικόνα 3.7 Φωτογραφία ψηφιακού σεισμογράφου 24 καναλιών.

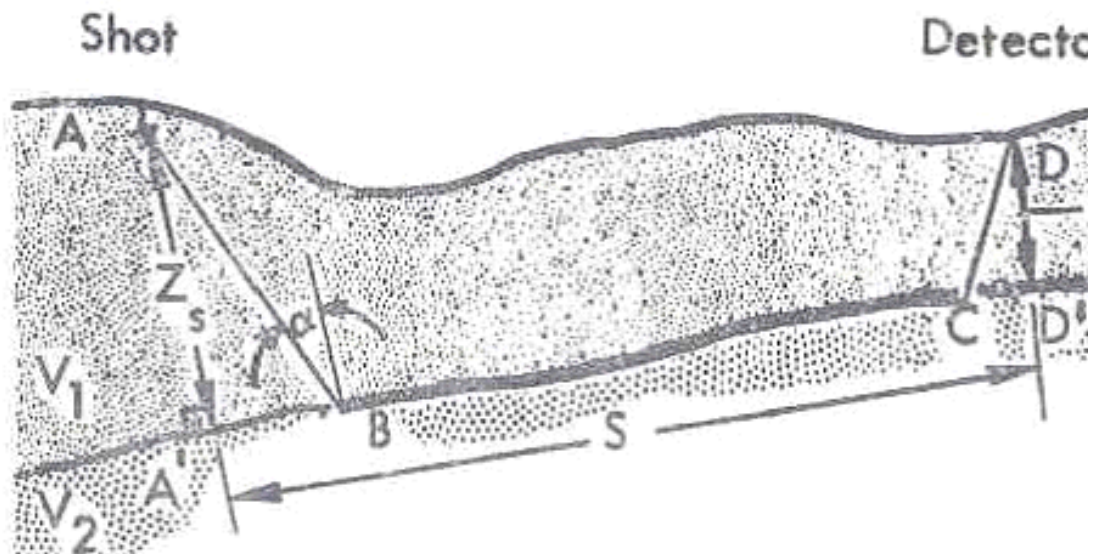
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4^ο

ΜΕΘΟΔΟΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

4.1. Μέθοδος χρόνων καθυστέρησης

Προκειμένου να περιγραφεί η μέθοδος των χρόνων καθυστέρησης ορίζεται η έννοια του χρόνου καθυστέρησης.

Η έννοια του όρου χρόνος καθυστέρησης παρουσιάζεται στην εικόνα 4.1 στο οποίο ο χρόνος καθυστέρησης προσδιορίζεται στο σημείο της έκρηξης και σε ένα σεισμικό δέκτη.



Εικόνα 4.1 Στο σχήμα, πέραν των βαθών Z_s και Z_D και των ταχυτήτων των δύο στρωμάτων, σημειώνονται και οι προβολές $A'B$ και CD' των αποστάσεων AB και CD πάνω στην επιφάνεια της ασυνέχειας, οι οποίες χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των χρόνων καθυστέρησης στο σημείο της έκρηξης και σε ένα σεισμικό δέκτη (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2002).

Ισχύει: και όπου ΔT_s και ΔT_D είναι ο χρόνος καθυστέρησης στο σημείο της έκρηξης και στον σεισμικό δέκτη D. Ο χρόνος καθυστέρησης είναι η διαφορά μεταξύ του χρόνου που χρειάζεται ένα κύμα για να διαδοθεί σε μία διαδρομή, είτε προς τα πάνω είτε προς τα κάτω, μέσα στο ανώτερο στρώμα και του χρόνου που θα χρειαζόταν για να κινηθεί με την ταχύτητα του δεύτερου στρώματος κατά μήκος της προβολής της διαδρομής αυτής πάνω στην επιφάνεια της ασυνέχειας.

Έστω κύμα το οποίο κινείται προς τα πάνω, από την σεισμική πηγή A προς το γεώφωνο D (εικόνα 4.1). Ο χρόνος καθυστέρησης ΔT_D στο γεώφωνο D προσδιορίζεται ως ακολούθως:

$$\begin{aligned}\Delta T_D &= \frac{CD}{V_1} - \frac{CD'}{V_2} \Rightarrow \\ \Delta T_D &= \left(\frac{Z_D}{V_1 \sigma \nu \alpha} \right) - \left(\frac{Z_D \epsilon \varphi \alpha}{V_2} \right) \Rightarrow \\ \Delta T_D &= Z_D \left(\frac{1}{V_1 \sigma \nu \alpha} - \frac{\eta \mu \alpha}{V_2 \sigma \nu \alpha} \right) \\ \eta \mu \alpha &= \frac{V_1}{V_2} \Rightarrow V_2 = \frac{V_1}{\eta \mu \alpha}\end{aligned}$$

Από τις παραπάνω δύο εξισώσεις προκύπτει ότι:

$$\begin{aligned}\Delta T_D &= Z_D \left(\frac{1}{V_1 \sigma \nu \alpha} - \frac{\eta \mu^2 \alpha}{V_1 \sigma \nu \alpha} \right) \Rightarrow \\ \Delta T_D &= \frac{Z_D}{V_1 \sigma \nu \alpha} (1 - \eta \mu^2 \alpha) \Rightarrow \\ \Delta T_D &= \frac{Z_D \sigma \nu \alpha}{V_1} \Rightarrow \\ \Delta T_D &= \frac{Z_D \sigma \nu (\eta \mu^{-1} \frac{V_1}{V_2})}{V_1} \Rightarrow \\ Z_D &= \frac{\Delta T_D V_1}{\sigma \nu (\eta \mu^{-1} \frac{V_1}{V_2})}\end{aligned}$$

Από την τελευταία σχέση προσδιορίζεται το βάθος κάτω από το σεισμικό δέκτη D, συναρτήσεως του χρόνου καθυστέρησης και των ταχυτήτων διάδοσης του σεισμικού κύματος στα δύο στρώματα. Είναι προφανές ότι ο χρόνος καθυστέρησης είναι ανάλογος του χρόνου που χρειάζεται ένα κύμα για να κινηθεί προς τα πάνω ή προς τα κάτω μέσω ενός στρώματος από την μία ασυνέχεια προς την άλλη. Πριν αναλυθεί η μέθοδος των χρόνων καθυστέρησης θεωρούμε ξανά την διαδρομή ενός κύματος από το σημείο της

έκρηξης ως το σεισμικό δέκτη D όπως φαίνεται στην εικόνα 4.1. Ο συνολικός χρόνος καθυστέρησης είναι εξ ορισμού:

$$\Delta T_{SD} = T_D - \frac{S}{V_2}$$

,όπου T_D είναι ο χρόνος διαδρομής από το σημείο της έκρηξης μέχρι το σεισμικό δέκτη D. Αποδεικνύεται ότι ο συνολικός χρόνος καθυστέρησης είναι το άθροισμα του χρόνου καθυστέρησης στο σημείο της έκρηξης και του χρόνου καθυστέρησης στον εκάστοτε σεισμικό δέκτη, δηλαδή για την συγκεκριμένη περίπτωση:

$$\Delta T_{SD} = \Delta T_S + \Delta T_D$$

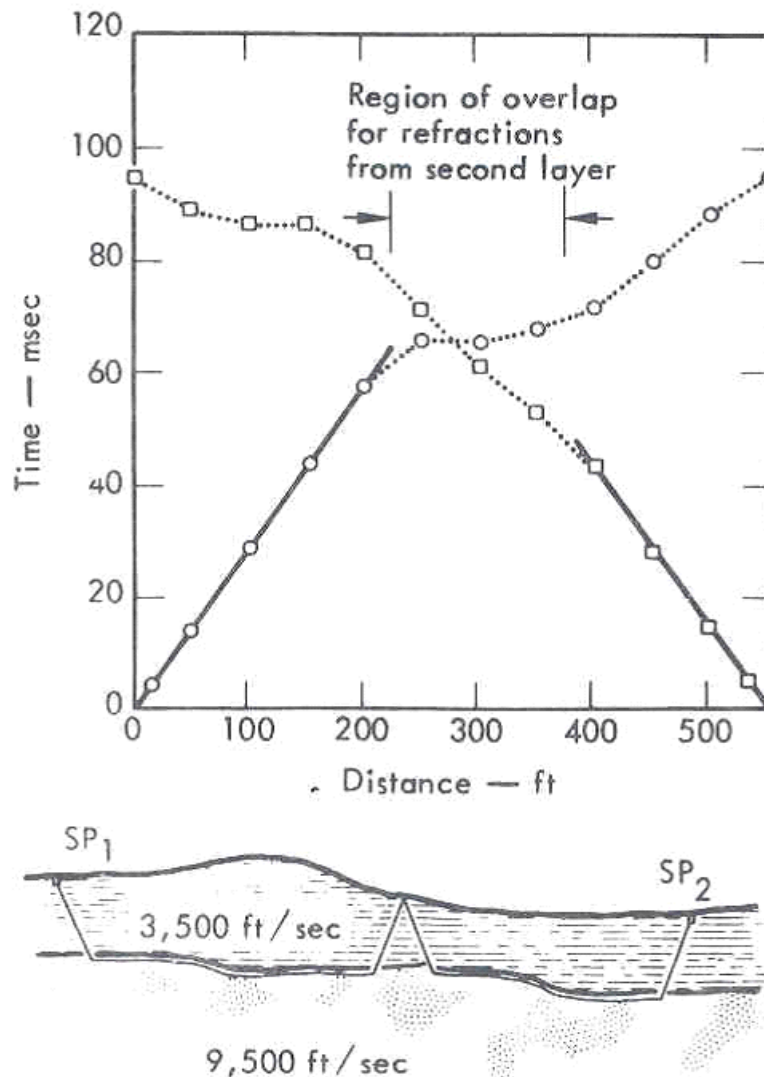
Από τις τελευταίες δύο σχέσεις λαμβάνεται η ακόλουθη εξίσωση για τον χρόνο καθυστέρησης κάτω από τον δέκτη D.

$$\Delta T_D = T_D - \frac{S}{V_2} - \Delta T_S$$

Συνεπώς, αν ο χρόνος καθυστέρησης στο σημείο της έκρηξης είναι γνωστός, τότε ο χρόνος καθυστέρησης για οποιοδήποτε σεισμικό δέκτη και το αντίστοιχο βάθος της επιφάνειας ασυνέχειας κάτω από αυτόν, μπορεί να υπολογισθεί. Αν το βάθος της ασυνέχειας κάτω από την έκρηξη και οι ταχύτητες των στρωμάτων είναι γνωστές τότε το ΔT_S μπορεί να υπολογισθεί ενώ ο χρόνος άφιξης από το ένα μόνο άκρο της σεισμικής γραμμής θα είναι αρκετός σε αυτή την περίπτωση, για να καθορίσουμε τον χρόνο καθυστέρησης και το βάθος κάτω από το δέκτη.

Ο χρόνος καθυστέρησης κάτω από το δέκτη προσδιορίζεται εκτελώντας εκρήξεις και στις δύο άκρες της σεισμικής γραμμής.

Θεωρούμε την διάταξη της εικόνας 4.2 και τις δρομοχρονικές καμπύλες που προκύπτουν από την κανονική έκρηξη SP₁ και την αντίστροφη έκρηξη SP₂



Εικόνα 4.2 Για την δομή του σχήματος γίνονται οι εξής δύο αυθαίρετες υποθέσεις:

α) Η υπόθεση ότι ακριβώς κάτω από τον δέκτη και την σεισμική πηγή η επιφάνεια της ασυνέχειας είναι επίπεδη.

β) Η υπόθεση ότι η ασυνέχεια είναι σχετικά οριζόντια, οπότε οι αποστάσεις πάνω στην ασυνέχεια είναι περίπου ίσες με τις αντίστοιχες αποστάσεις στην επιφάνεια (Εικόνα από ΛΟΥΗΣ 2002).

Ο συνολικός χρόνος διαδρομής των σεισμικών κυμάτων από την μία άκρη της σεισμικής γραμμής μέχρι την άλλη, ο οποίος ονομάζεται αμοιβαίος χρόνος T_t , είναι ο ίδιος και για τις δύο εκρήξεις, σύμφωνα με την αρχή του Fermat (το κύμα τόσο κατά την κανονική όσο και κατά την αντίστροφη έκρηξη, ακολουθεί την διαδρομή ελαχίστου χρόνου). Προκειμένου να υπολογισθεί ο χρόνος καθυστέρησης σε ένα αυθαίρετα επιλεγμένο σεισμικό δέκτη ενεργούμε ως εξής: Από την γνωστή εξίσωση:

$$\Delta T_D = T_D - \frac{S}{V_2} - \Delta T_S$$

προκύπτουν οι ακόλουθες εξισώσεις για τους χρόνους άφιξης T_{D1} και T_{D2} από τις δύο εκρήξεις SP_1 και SP_2 .

$$T_{D1} = \Delta T_{S1} + \Delta T_D + \frac{X}{V_2} \quad \text{και} \quad T_{D2} = \Delta T_{S2} + \Delta T_D + \frac{(S-X)}{V_2}$$

Προσθέτοντας κατά μέλη τις τελευταίες δύο εξισώσεις προκύπτει η ακόλουθη:

$$T_{D1} + T_{D2} = \Delta T_{S1} + \Delta T_{S2} + 2\Delta T_D + \frac{S}{V_2}$$

Για τον αμοιβαίο χρόνο ισχύει:

$$T_t = \Delta T_{S1} + \Delta T_{S2} + \frac{S}{V_2}$$

οπότε η προηγούμενη σχέση παίρνει την μορφή:

$$\begin{aligned} T_{D1} + T_{D2} &= 2\Delta T_D + T_t \Leftrightarrow \\ \Delta T_D &= \frac{1}{2} (T_{D1} + T_{D2} - T_t) \end{aligned}$$

Κατόπιν, το βάθος κάτω από το γεώφωνο μέχρι την επιφάνεια της ασυνέχειας υπολογίζεται από την γνωστή εξίσωση:

$$Z_D = \frac{\Delta T_D V_1}{\text{συν}(\eta \mu^{-1} \frac{V_1}{V_2})}$$

Πρέπει να τονίσουμε, ότι στην ανωτέρω ανάλυση έχουν γίνει ορισμένες αυθαίρετες υποθέσεις όπως:

α) Η υπόθεση ότι ακριβώς κάτω από το γεώφωνο και την σεισμική πηγή η επιφάνεια της ασυνέχειας ήταν επίπεδη.

β) Η υπόθεση ότι η ασυνέχεια ήταν σχετικά οριζόντια, οπότε οι αποστάσεις πάνω στην ασυνέχεια ήταν περίπου ίσες με τις αντίστοιχες αποστάσεις στην επιφάνεια.

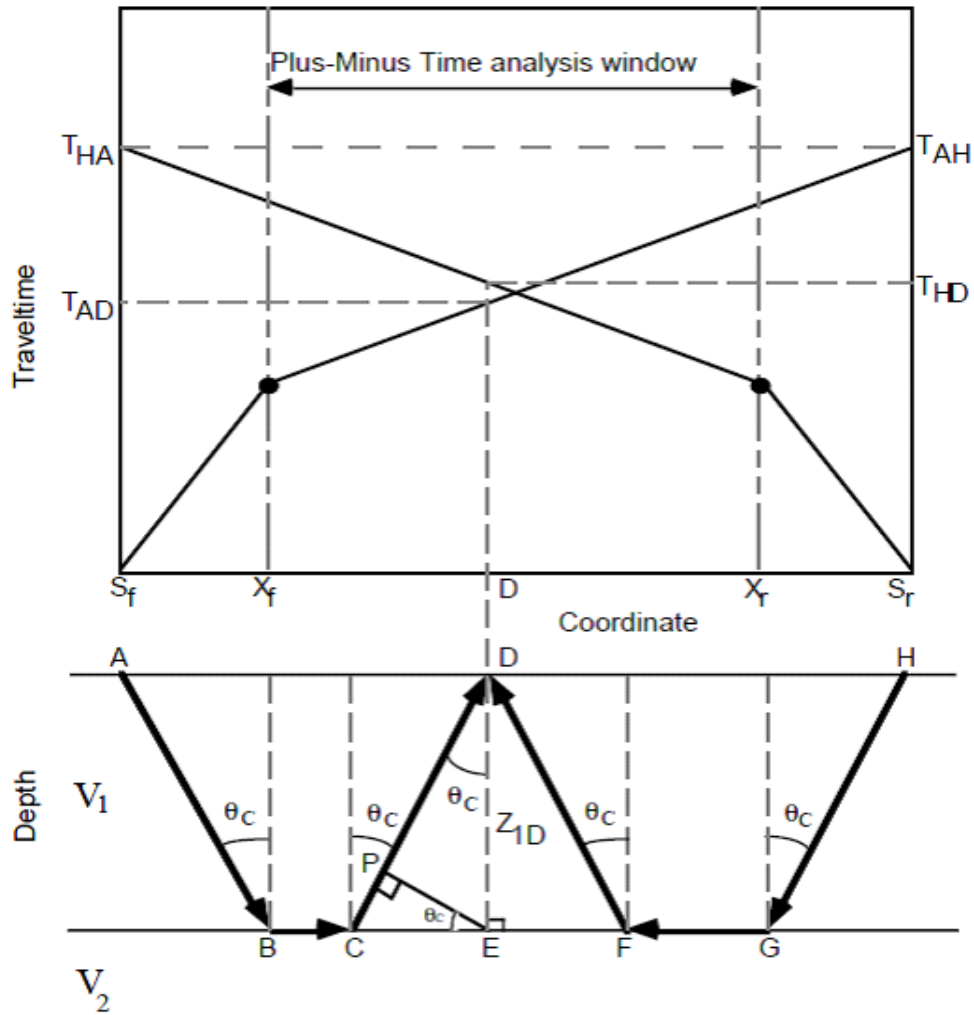
Η πρώτη αυθαίρετη υπόθεση περιορίζει την εφαρμογή της μεθόδου σε περιπτώσεις όπου το ανάγλυφο της ασυνέχειας είναι μικρό συγκρινόμενο με το μέσο βάθος της ασυνέχειας. Η δεύτερη υπόθεση περιορίζει την εφαρμογή της μεθόδου σε περιπτώσεις όπου η κλίση της ασυνέχειας είναι μικρότερη από 10° .

4.2. Μέθοδος Plus-Minus

Η μέθοδος Plus-Minus περιλαμβάνει την Plus time ανάλυση για υπολογισμό του βάθους της ασυνέχειας και την Minus time ανάλυση για τον υπολογισμό των ταχυτήτων. Βασίζεται στην αμοιβαιότητα των χρόνων, δηλαδή στο γεγονός ότι ο χρόνος διαδρομής ενός σεισμικού κύματος μεταξύ δύο σημείων κατά την μία διεύθυνση είναι ίσος με τον χρόνο διαδρομής κατά την αντίθετη διεύθυνση και χρησιμοποιεί τους χρόνους καθυστέρησης.

Η Plus time ανάλυση αποτελείται από έναν συνδυασμό δύο αναλύσεων χρόνων καθυστέρησης σε αντίθετες κατευθύνσεις. Η τιμή Plus time, σε ένα σεισμικό δέκτη μέσα στην περιοχή της σεισμικής γραμμής όπου υπάρχει κάλυψη διαθλώμενων αφίξεων από το ίδιο στρώμα, είναι το άθροισμα των χρόνων καθυστέρησης σε αυτό το γεώφωνο από την κανονική και την αντίστροφη έκρηξη.

Η περιοχή όπου υπάρχει κάλυψη διαθλώμενων αφίξεων, ορίζεται από τα δύο διασταυρωτά σημεία, το X_f για την κανονική έκρηξη και το X_r για την αντίστροφη. Τα σημεία αυτά δείχνουν το όριο μεταξύ των απευθείας αφίξεων και των οριακά διαθλώμενων αφίξεων (κανονική – αντίστροφη έκρηξη) όπως φαίνεται στην εικόνα 4.3. Η περιοχή της κάλυψης των διαθλώμενων αφίξεων ονομάζεται παράθυρο της μεθόδου Plus-Minus.



Εικόνα 4.3 Η περιοχή της κάλυψης των διαθλώμενων αφίξεων, μεταξύ των δύο διασταυρωτών σημείων, X_f και X_r , σημειώνεται στο σχήμα και ονομάζεται παράθυρο της μεθόδου Plus-Minus. Η τιμή Plus time μπορεί να υπολογισθεί για κάθε σεισμικό δέκτη μέσα σε αυτό το παράθυρο (Εικόνα από Jocelyn Dufour - Darren S. Foltinek 1996) .

Η τιμή Plus time μπορεί να υπολογισθεί για κάθε σεισμικό δέκτη μέσα σε αυτό το παράθυρο.

Η τιμή Plus time T^+_D σε ένα γεώφωνο ορίζεται ως το άθροισμα του χρόνου διαδρομής από την κανονική έκρηξη T_{AD} , σύν τον χρόνο διαδρομής από την αντίστροφη έκρηξη T_{HD} , μείον τον χρόνο διαδρομής από την μία σεισμική πηγή ως την άλλη T_{AH} , δηλαδή τον αμοιβαίο χρόνο. Δηλαδή:

$$T_D^+ = T_{AD} + T_{HD} - T_{AH}$$

Κάθε μία από τις ποσότητες του δεύτερου μέλους της παραπάνω εξίσωσης αναλύονται ως ακολούθως:

$$\begin{aligned} T_{AD} &= T_{AB} + T_{BC} + T_{CD} \\ T_{HD} &= T_{HG} + T_{GF} + T_{FD} \\ T_{AH} &= T_{AB} + T_{BG} + T_{GH} \end{aligned}$$

Ο χρόνος διαδρομής T_{BG} μπορεί περαιτέρω να αναλυθεί:

$$T_{BG} = T_{BC} + T_{CE} + T_{EF} + T_{FG}$$

Αντικαθιστώντας τις τέσσερις τελευταίες εξισώσεις στην πρώτη προκύπτει η ακόλουθη εξίσωση:

$$T_D^+ = T_{CD} - T_{CE} + T_{FD} - T_{EF}$$

Σε αυτή την εξίσωση η ποσότητα $T_{CD} - T_{CE}$ είναι ο χρόνος καθυστέρησης από την κανονική έκρηξη δ_{Dl} και η ποσότητα $T_{FD} - T_{EF}$ είναι ο ο χρόνος καθυστέρησης από την αντίστροφη έκρηξη δ_{Dr} στο γεώφωνο D. Αν στην παραπάνω εξίσωση αντικαταστήσουμε τους χρόνους διαδρομής με τις αντίστοιχες αποστάσεις διαιρεμένες με τις αντίστοιχες ταχύτητες προκύπτει η ακόλουθη εξίσωση:

$$T_D^+ = \frac{CD}{V_1} - \frac{CE}{V_2} + \frac{FD}{V_1} - \frac{EF}{V_2}$$

Επίσης ισχύει:

$$\delta_{Dl} = \frac{CD}{V_1} - \frac{CE}{V_2} \quad \text{και} \quad \delta_{Dr} = \frac{FD}{V_1} - \frac{EF}{V_2}$$

Ο χρόνος καθυστέρησης στο γεώφωνο D από την κανονική έκρηξη μπορεί να εκφρασθεί ως εξής:

$$\delta_{Dl} = \frac{(CP + PD)}{V_1} - \frac{CE}{V_2}$$

Από τον νόμο του Snell αποδεικνύεται ότι:

$$\frac{CP}{V_1} = \frac{CE}{V_2}$$

Οπότε

$$\delta_{Dl} = \frac{PD}{V_1}$$

$$\delta_{Dl} = \frac{PD}{V_1} \Leftrightarrow \delta_{Dl} = \frac{Z_{1D} \sigma \nu(\theta_c)}{V_1}, \text{ όπου } \theta_c = \eta \mu^{-1} \left(\frac{V_1}{V_2} \right)$$

Παρατηρούμε ότι η τελευταία σχέση συνδέει τον χρόνο καθυστέρησης από την κανονική έκρηξη δ_{Dl} στο γεώφωνο D με το πάχος του πρώτου στρώματος κάτω από το γεώφωνο. Με τον ίδιο τρόπο αποδεικνύεται ότι και ο χρόνος καθυστέρησης από την αντίστροφη έκρηξη δ_{Dr} συνδέεται με το πάχος Z_{1D} , σύμφωνα με την ακόλουθη σχέση:

$$\delta_{Dr} = \frac{Z_{1D} \sigma \nu(\theta_c)}{V_1}$$

Συνεπώς, η εξίσωση της ποσότητας Plus Time μπορεί να γραφεί ως ακολούθως:

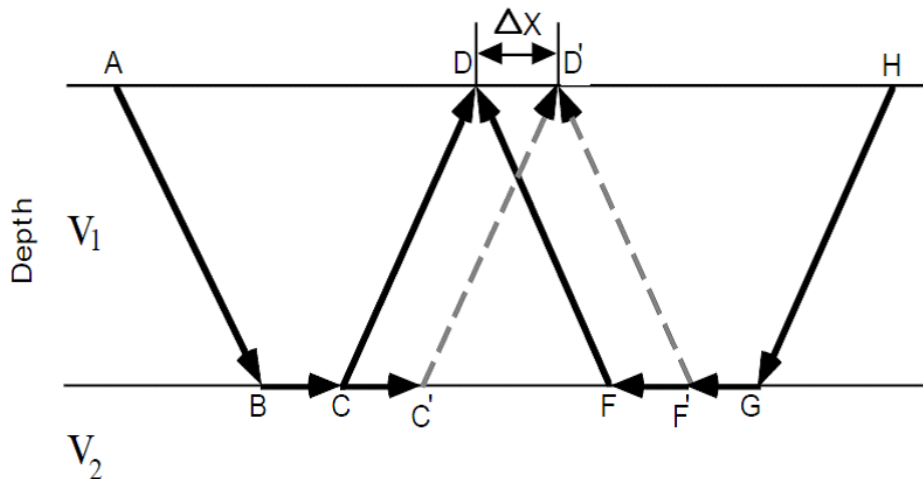
$$T_D^+ = T_{CD} - T_{CE} + T_{FD} - T_{EF} \Leftrightarrow T_D^+ = \frac{2Z_{1D} \sigma \nu(\theta_c)}{V_1},$$

όπου το T_D^+ είναι ίσο με το άθροισμα των δ_{Dr} και δ_{Dl} .

Οπότε το πάχος του πρώτου στρώματος κάτω από το γεώφωνο D βρίσκεται από την σχέση:

$$Z_{1D} = \frac{T_D^+ V_1}{2 \sin(\theta_c)}$$

Η ταχύτητα του πρώτου στρώματος, ως γνωστόν, βρίσκεται από το αντίστροφο της κλίσης του τμήματος της δρομοχρονικής καμπύλης που αντιστοιχεί στις απευθείας αφίξεις. Η ταχύτητα του δεύτερου στρώματος βρίσκεται με την Minus time ανάλυση από τις διαθλώμενες αφίξεις από το δεύτερο στρώμα (μετά το σημείο X_f της δρομοχρονικής καμπύλης για την κανονική έκρηξη και μετά το σημείο X_r για την αντίστροφη έκρηξη).



Εικόνα 4.4 Υπολογισμός της ποσότητας Minus Time ο οποίος, όπως και για την ποσότητα Plus Time, είναι δυνατός μόνο σε σεισμικούς δέκτες όπου φθάνουν διαθλώμενες αφίξεις και από τις δύο εκρήξεις, δηλαδή μόνο μέσα στην περιοχή της κάλυψης των διαθλώμενων αφίξεων (Εικόνα από Jocelyn Dufour - Darren S. Foltinek 1996).

Η ποσότητα Minus Time σε ένα γεώφωνο (T_D^-) ορίζεται ως η αφαίρεση του χρόνου διαδρομής από την αντίστροφη έκρηξη (T_{HD}) από τον χρόνο διαδρομής από την κανονική έκρηξη (T_{AD}), μείον τον χρόνο διαδρομής από την μία πηγή στην άλλη T_{AH} . Δηλαδή:

$$T_D^- = T_{AD} - T_{HD} - T_{AH}$$

Λαμβάνουμε την τιμή Minus Time σε δύο γεώφωνα, στο D και στο D' τα οποία απέχουν μεταξύ τους απόσταση Δx . Για το γεώφωνο D' ισχύει:

$$T_{D'}^- = T_{AD'} - T_{HD'} - T_{AH}$$

Αφαιρούμε κατά μέλη τις δύο τελευταίες εξισώσεις και προκύπτει η ακόλουθη:

$$T_{D'}^- - T_D^- = T_{AD'} - T_{AD} + T_{HD} - T_{HD'}$$

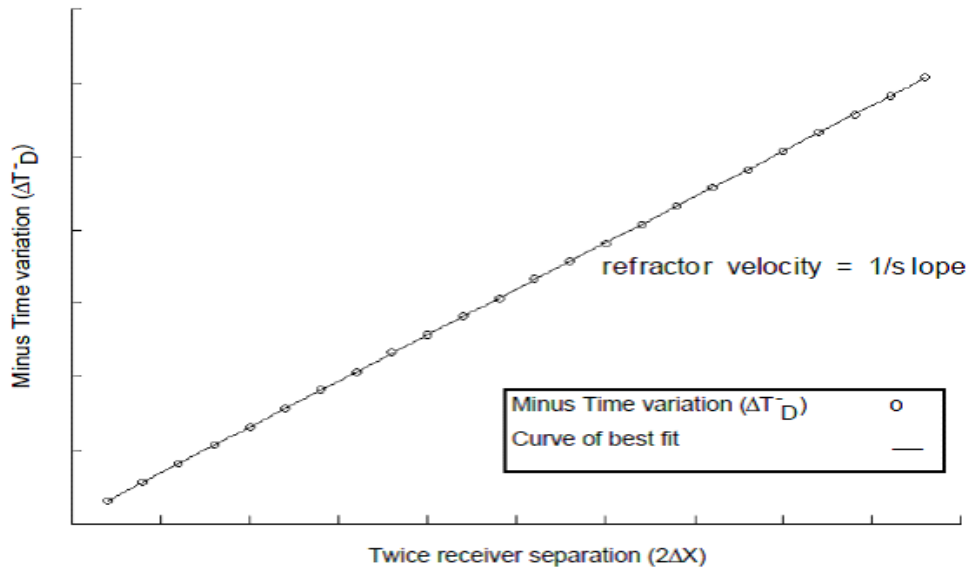
Ισχύει:

$$T_{AD'} - T_{AD} = T_{HD} - T_{HD'} = \frac{\Delta X}{V_2}$$

Οπότε η προηγούμενη σχέση παίρνει την μορφή:

$$\Delta T_D^- = \frac{2\Delta X}{V_2}$$

Όπως φαίνεται από την τελευταία εξίσωση, αλλά και από την γραφική παράσταση της εικόνας 4.5, η ταχύτητα V_2 του δεύτερου στρώματος είναι ίση με το αντίστροφο της κλίσης της ευθείας που προκύπτει αν παρασταθεί γραφικά η διαφορά ΔT_D^- συναρτήσει του διπλάσιου της απόστασης Δx μεταξύ των γεωφώνων.

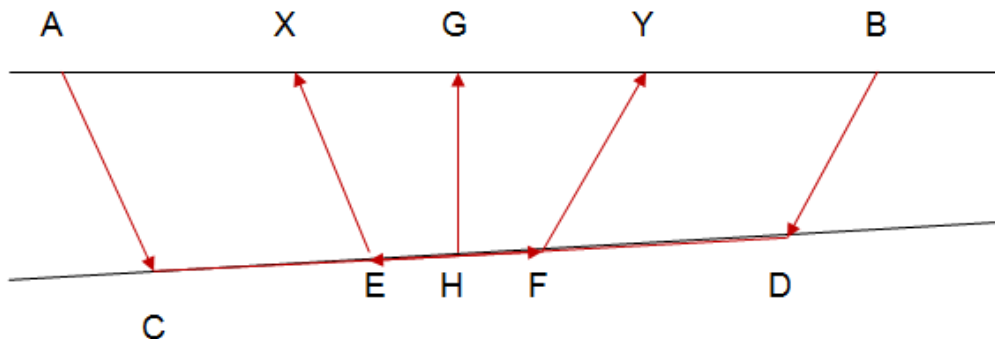


Εικόνα 4.5 Γραφική παράσταση της διαφοράς ΔT_D^- συναρτήσει του διπλάσιου της απόστασης Δx μεταξύ των γεωφώνων. Η ταχύτητα V_2 του δεύτερου στρώματος είναι ίση με το αντίστροφο της κλίσης της ευθείας (Εικόνα από Jocelyn Dufour - Darren S. Foltinek 1996).

Είναι προφανές ότι όπως η Plus Time ανάλυση έτσι και η Minus Time ανάλυση μπορεί να εφαρμοσθεί μόνο σε γεώφωνα όπου φθάνουν διαθλώμενες αφίξεις και από τις δύο εκρήξεις, δηλαδή μόνο μέσα στην περιοχή της κάλυψης των διαθλώμενων αφίξεων.

4.3.i Συνάρτηση ανάλυσης ταχύτητας (velocity analysis function)

Στην εικόνα 4.6 παριστάνονται δύο στρώματα διαχωριζόμενα από μία επίπεδη κεκλιμένη ασυνέχεια, δύο θέσεις εκρήξεων (A και B) και δύο γεώφωνα (X και Y).



Εικόνα 4.6 (Εικόνα τροποποιημένη από Derecke Palmer, 1980).

Η συνάρτηση της ανάλυσης ταχύτητας ορίζεται από την ακόλουθη εξίσωση:

$$t_v = (t_{AY} - t_{BX} + t_{AB})/2$$

Η τιμή αυτής της συνάρτησης αναφέρεται στο σημείο G που βρίσκεται στο μέσον της απόστασης XY.

Κατά την συνήθη ερμηνεία οι τιμές της t_v παριστάνονται συναρτήσει της απόστασης AG για διαφορετικές τιμές XY. Με μία σειρά δοκιμών προσδιορίζεται η ιδανική απόσταση XY κατά την οποία τα σημεία E και F του διαθλαστήρα ταυτίζονται, δηλαδή οι σεισμικές ακτίνες EX και FY αναδύονται από το ίδιο σημείο του διαθλαστήρα κινούμενες προς την επιφάνεια. Για την ιδανική τιμή του XY μία τιμή ταχύτητας του διαθλαστήρα λαμβάνεται ως το αντίστροφο της κλίσης της γραμμής τάσης των τιμών της t_v συναρτήσει της απόστασης AG. Αυτή η ταχύτητα ονομάζεται φαινόμενη ταχύτητα V' και για αυτήν ισχύει:

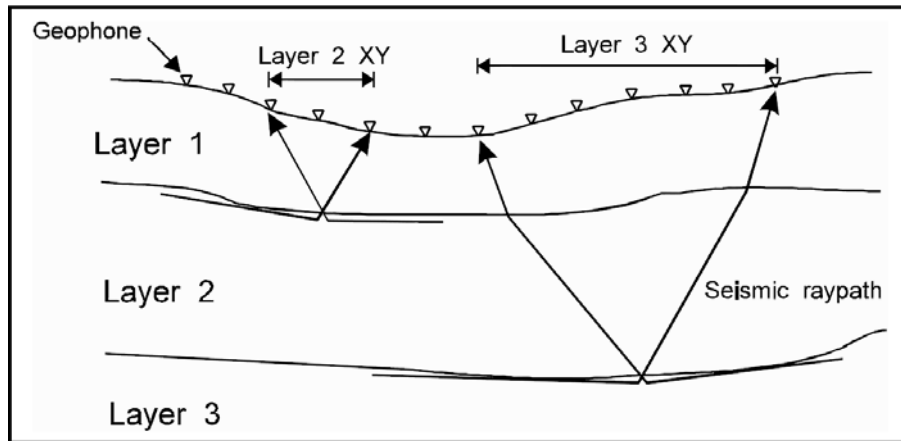
$$\frac{d}{dx} t_v = 1/V'$$

Σύμφωνα με τον Palmer (1980), στις συνήθεις ερμηνείες η φαινόμενη ταχύτητα V' θεωρείται ότι προσεγγίζει ικανοποιητικά την πραγματική ταχύτητα του διαθλαστήρα. Περαιτέρω προσέγγιση της πραγματικής ταχύτητας του διαθλαστήρα είναι δυνατή αν είναι γνωστή η κλίση του θ . Σε αυτή την περίπτωση και με την προϋπόθεση ότι η κλίση είναι μικρότερη των 20° ισχύει:

$$\frac{d}{dx} t_v \approx \cos\theta/V$$

Οπότε από τις τελευταίες δύο εξισώσεις προκύπτει η ακόλουθη σχέση για την υπολογιζόμενη ταχύτητα V του διαθλαστήρα:

$$V \approx V' \cos\theta$$



Εικόνα 4.7 Εφαρμογή της μεθόδου GRM σε δομή τριών στρωμάτων. Για την ιδανική απόσταση XY (του εκάστοτε στρώματος) οι σεισμικές ακτίνες αναδύονται από το ίδιο σημείο του διαθλαστήρα κινούμενες προς την επιφάνεια (Εικόνα από Dirk Kassenaar - John Luttinger, 1993).

4.3.ii. Συνάρτηση χρόνου – βάθους (time – depth function)

Η γενικευμένη συνάρτηση χρόνου – βάθους (generalized time – depth function) σύμφωνα με τον Palmer, 1980 ορίζεται ως ακολούθως:

$$t_G = [t_{AY} + t_{BX} - (t_{AB} + XY/V')] / 2$$

όπου V' είναι η φαινόμενη ταχύτητα που υπολογίσθηκε προηγουμένως από την συνάρτηση ανάλυσης ταχύτητας. Όπως και η συνάρτηση ανάλυσης ταχύτητας, έτσι και οι τιμές της συνάρτησης χρόνου – βάθους t_G παριστάνονται γραφικά συναρτήσει της απόστασης AG.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5^ο

ΣΕΙΣΜΙΚΟ ΠΕΙΡΑΜΑ

5.1 Στοιχεία – γεωλογικά χαρακτηριστικά θέσης έρευνας

Το σεισμικό πείραμα πραγματοποιήθηκε σε περιοχή της διώρυγας της Κορίνθου. Σε αυτή την περιοχή έχουν γίνει κατά το παρελθόν και άλλες σεισμικές έρευνες για τον προσδιορισμό της υπεδαφικής δομής.

Προκειμένου να γίνει σωστή αξιολόγηση και ερμηνεία των αποτελεσμάτων της σεισμικής έρευνας, είναι απαραίτητη η γνώση των γεωλογικών και τεκτονοστρωματογραφικών χαρακτηριστικών της περιοχής.

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.

Προς τα ανώτερα τμήματα του Ισθμού, συναντώνται κροκαλοπαγή και φαμμίτες Πλειστοκαινικής ηλικίας και τέλος στα ανώτατα τμήματα εμφανίζονται οι πρόσφατες αποθέσεις αργίλων, άμμων καθώς και τεχνητών αποθέσεων που προήλθαν από τη διάνοιξη αυτού που αντιπροσωπεύει τους πετρολογικούς σχηματισμούς που εμφανίζονται στα πρανή της διώρυγας, οι μαργές της Κορίνθου επικρατούν.

5.2. Όργανα – Εξοπλισμός

Για τις ανάγκες του πειράματος χρησιμοποιήθηκαν σαρανταοκτώ κατακόρυφοι σεισμικοί δέκτες ιδιοσυχνότητας 10 Hz. Οι σεισμικοί δέκτες συνδέθηκαν με πολύκλωνο σεισμικό καλώδιο με σαρανταοκτακάναλο ψηφιακό σειсмоγράφο τύπου Geometrics strata view (εικ. 5.1).



Εικόνα 5.1 Ψηφιακός σειсмоγράφος Geometrics strata view 48 καναλιών. Παρατηρούμε τρία καλώδια συνδεδεμένα με τον σειсмоγράφο. Τα δύο όμοια μεταφέρουν το σήμα από τα γεώφωνα στον σειсмоγράφο. Το τρίτο και λεπτότερο καλώδιο είναι συνδεδεμένο με τον μηχανισμό προσδιορισμού του χρόνου μηδέν (μηχανισμός triggering). Επίσης παρατηρούμε την οθόνη του σειсмоγράφου στην οποία παρουσιάζεται η καταγραφή της εδαφικής κίνησης σχεδόν αμέσως μετά την λήψη.

Ως σεισμική πηγή χρησιμοποιήθηκε σεισμική σφύρα βάρους 5 kgf με προσαρμοσμένο πάνω της μηχανισμό triggering για τον προσδιορισμό του χρόνου μηδέν. Επιπλέον χρησιμοποιήθηκε κυκλική μεταλλική πλάκα, πάνω στην οποία έγιναν οι κρούσεις, για καλύτερη ζεύξη με το έδαφος.



Εικόνα 5.2 Σεισμική σφύρα βάρους 5kgf. Στην σφύρα είναι συνδεδεμένος μηχανισμός προσδιορισμού του χρόνου μηδέν (μηχανισμός triggering) ο οποίος συνδέεται απ' ευθείας με τον σειсмоγράφο. Στην φωτογραφία επίσης φαίνεται η κυκλική μεταλλική πλάκα πάνω στην οποία γίνονται οι κρούσεις.

5.3. Γεωμετρία πειράματος



Εικόνα 5.4 Σεισμική διάταξη του πειράματος.

Όπως φαίνεται στην εικόνα 5.3 η σεισμική διασκόπηση πραγματοποιήθηκε κατά μήκος σεισμικής γραμμής μήκους 47 m, η οποία αποτελείται από ανάπτυγμα 48 σεισμικών δεκτών με μεταξύ τους απόσταση 1 m.

Συνολικά πραγματοποιήθηκαν επτά εκρήξεις, μία κανονική (στην αρχή του αναπτύγματος) σε απόσταση 0 m από την αρχή του αναπτύγματος, μία αντίστροφη (στο τέλος του αναπτύγματος) σε απόσταση 47 m, μία στην μέση του αναπτύγματος (23,5 m), μία σε απόσταση 11,75 m από την αρχή του αναπτύγματος (1st quarter), μία σε απόσταση 35,25 m (2st quarter) και δύο εξωτερικά του αναπτύγματος, μία σε απόσταση -15 m (normal offshot) και μία σε απόσταση 62 m (reverse offshot).



Εικόνα 5.4 Φωτογραφία του σεισμικού αναπτύγματος.

Τέλος, το ανάγλυφο της περιοχής έρευνας παρουσιάζει ελαφριά κλίση, και τα απόλυτα υψόμετρα των θέσεων στις οποίες τοποθετήθηκαν οι σεισμικοί δέκτες μετρήθηκαν με D

5.4 Εργασίες πεδίου

Το πείραμα πραγματοποιήθηκε το Μάη του 2014 στη περιοχή της Ακροκορίνθου, με σκοπό την εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής διάθλασης. Πρώτη μας δουλειά ήταν η εγκατάσταση των γεωφώνων, η προετοιμασία του σεισμικού δέκτη κτλ..

Μετά την πλήρη ανάπτυξη της διάταξης και πριν πραγματοποιηθούν οι κρούσεις, δοκιμάστηκαν τα γεώφωνα, ένα προς ένα, με ελαφρά χτυπήματα πάνω στο κάλυμμα τους για έλεγχο της καταγραφής. Διαπιστώθηκε ότι το 1^ο και το 8^ο γεώφωνο δεν λειτουργούσαν και για τον λόγο αυτό οι καταγραφές τους παραλήφθηκαν κατά την επεξεργασία των δεδομένων.

Όπως προαναφέρθηκε, έγιναν συνολικά επτά εκρήξεις και σε κάθε μία από αυτές πραγματοποιήθηκαν περισσότερες της μίας κρούσεις προκειμένου μέσω ψηφιακής υπέρθεσης (vertical stacking) να ενισχυθεί το σήμα και να ελαχιστοποιηθεί ο τυχαίος θόρυβος (αύξηση λόγου S/N).

5.5 Επεξεργασία δεδομένων και κατασκευή μοντέλου ταχύτητας

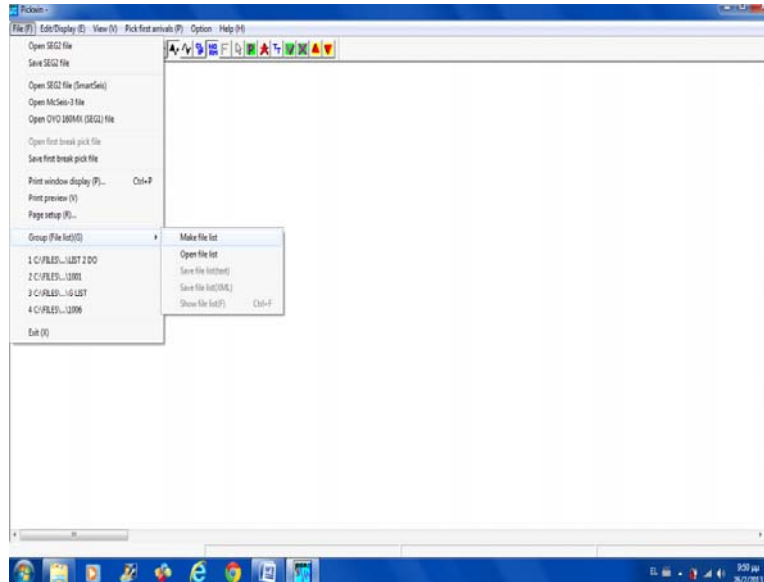
Η επεξεργασία των δεδομένων έγινε με το πρόγραμμα SeisImager. Αυτό αποτελείται από δύο επιμέρους τμήματα. Το πρώτο ονομάζεται PickWin και με αυτό γίνεται η επιλογή των πρώτων αφίξεων. Το δεύτερο ονομάζεται PlotRefa και με αυτό γίνεται η κυρίως ανάλυση των δεδομένων.

Το πρόγραμμα δίνει την δυνατότητα χρήσης τριών διαφορετικών μεθόδων επεξεργασίας των δεδομένων, της time – term method, της reciprocal method και της τομογραφίας

5.5.i Δημιουργία αρχείου File List – εισαγωγή γεωμετρικών χαρακτηριστικών αναπτύγματος και δημιουργία σειсмоγραμμάτων

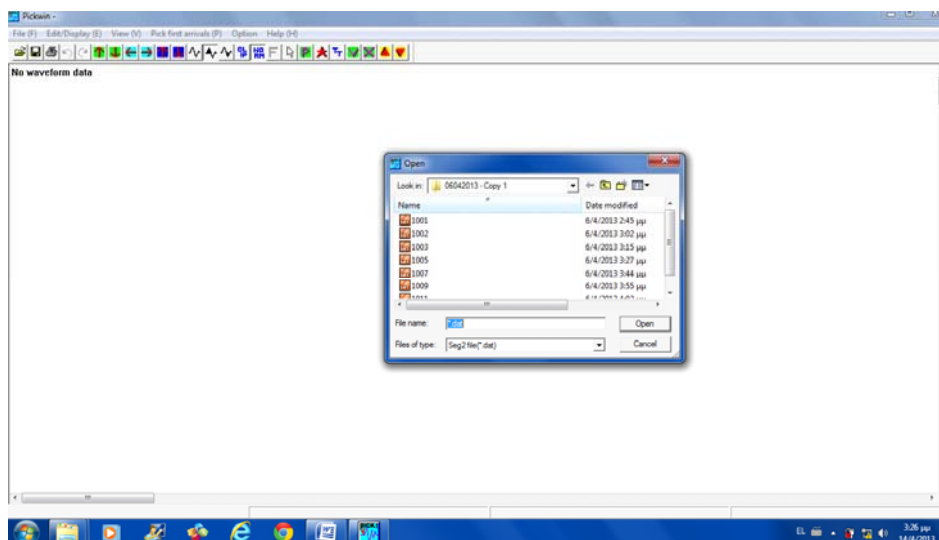
Ξεκινάμε ανοίγοντας το Pickwin. Η επεξεργασία των δεδομένων δεν θα γίνει ξεχωριστά για κάθε αρχείο, αλλά συνολικά. Για τον λόγο αυτό κατασκευάζουμε ένα αρχείο (File List) το οποίο θα περιέχει και τα επτά επιμέρους αρχεία μέσα στα οποία βρίσκονται τα δεδομένα μας, ως ακολούθως (ακολουθεί παράδειγμα επεξεργασίας των δεδομένων):

Επιλέγουμε File Group (File list)(G) Make file list ,όπως φαίνεται στην εικόνα 5.5.



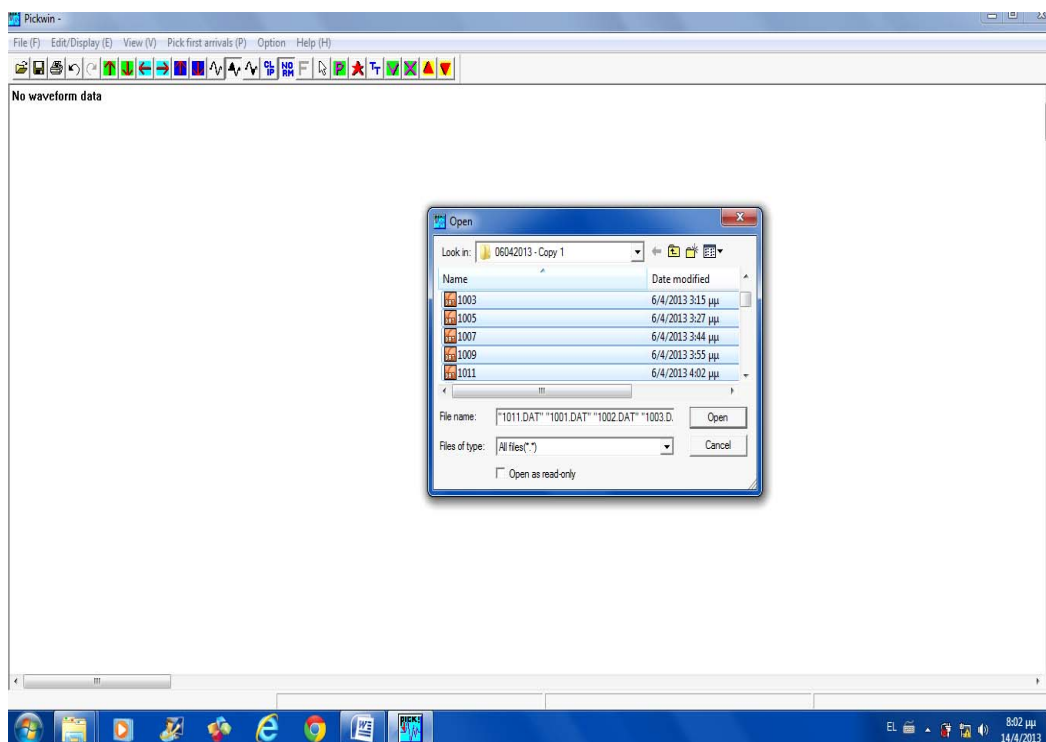
Εικόνα 5.5.

Ανοίγουμε τον φάκελος οι οποίοι περιέχουν σεισμικές καταγραφές στα οποία βρίσκονται τα σεισμικά δεδομένα που θα επεξεργαστούμε.



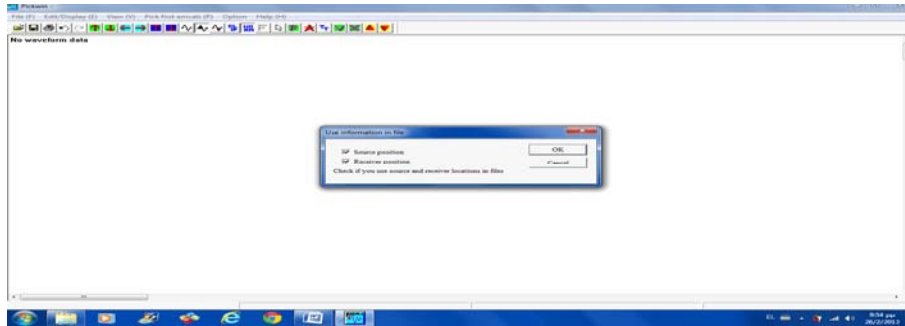
Εικόνα 5.6

Κατόπιν, όπως φαίνεται στην εικόνα 5.7, επιλέγουμε τα επτά αρχεία και επιλέγουμε Open.



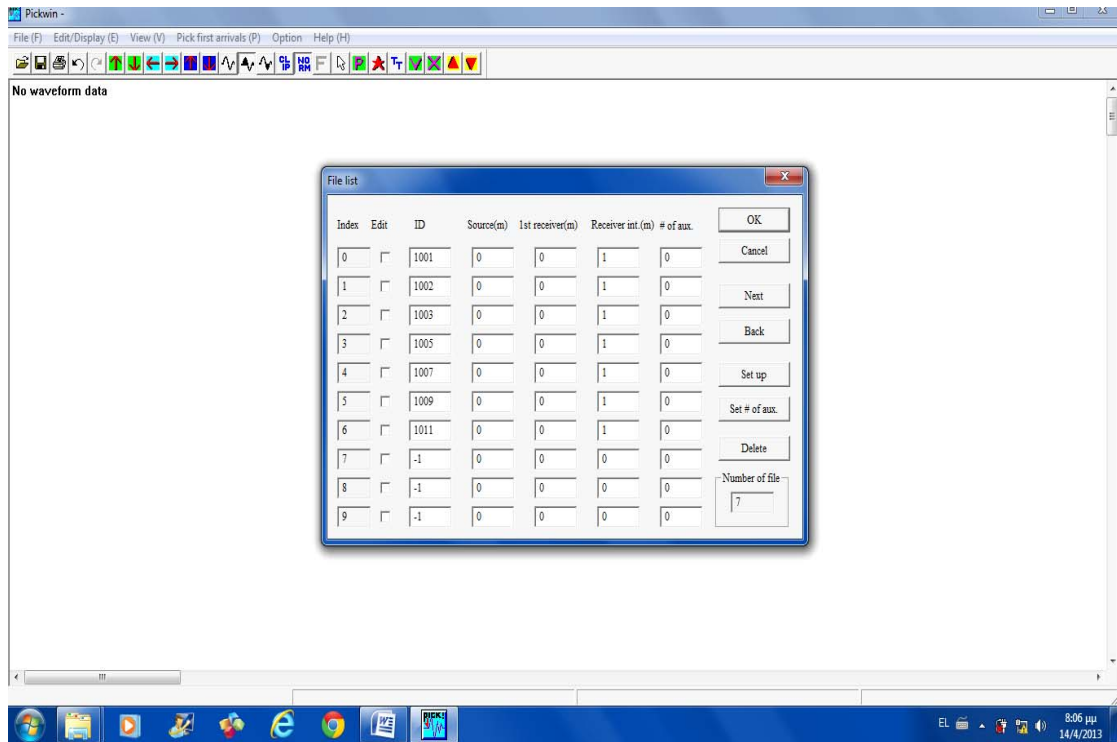
Εικόνα 5.7

Κατόπιν εμφανίζεται η εικόνα 5.8 και αφού αποεπιλέξουμε και τα δύο κουτάκια (Source position και Receiver position), επιλέγουμε OK.



Εικόνα 5.8

Τότε εμφανίζεται ο παρακάτω πίνακας:

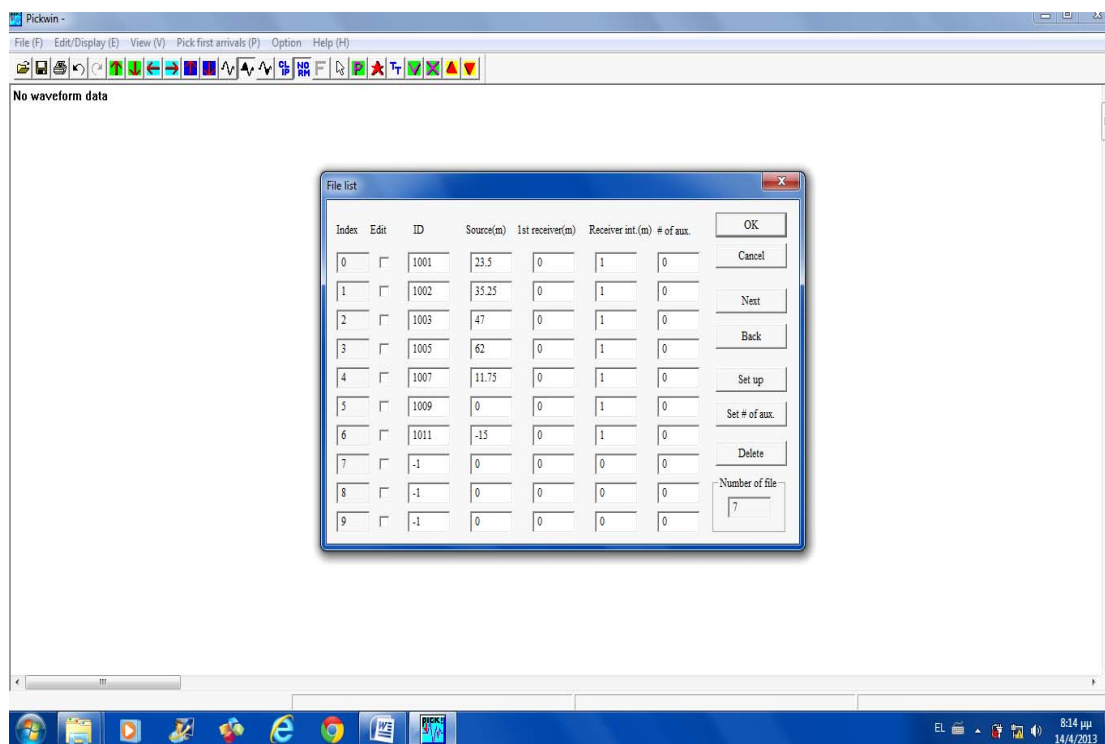


Εικόνα 5.9 Πίνακας γεωμετρικών χαρακτηριστικών του αναπτύγματος.

Σε αυτόν τον πίνακα αναγράφονται τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του αναπτύγματος, για κάθε έκρηξη. Συγκεκριμένα, στο εδάφιο ID αναγράφεται ο αριθμός της έκρηξης, στο εδάφιο Source (m) αναγράφεται η απόσταση του

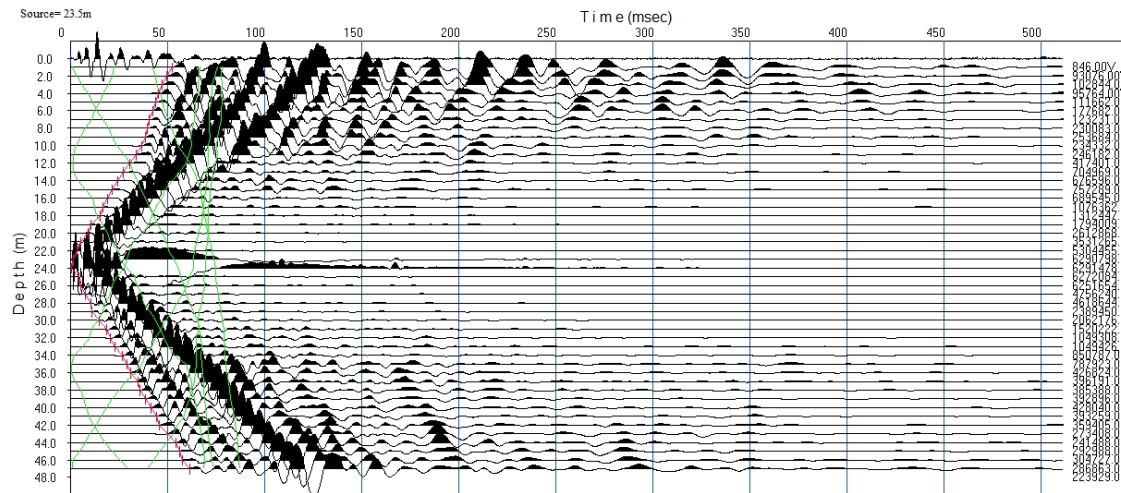
σημείου της έκρηξης από την αρχή του αναπτύγματος σε μέτρα, στο 1st receiver (m) η απόσταση του πρώτου σεισμικού δέκτη από την αρχή του αναπτύγματος και στο εδάφιο Receiver int. (m) η απόσταση μεταξύ των διαδοχικών σεισμικών δεκτών. Για έρευνες διάθλασης αγνοούμε το εδάφιο # of aux.

Συμπληρώνουμε, για κάθε έκρηξη, την θέση της έκρηξης, την θέση του πρώτου σεισμικού δέκτη και την απόσταση μεταξύ των διαδοχικών σεισμικών δεκτών, όπως φαίνεται στην εικόνα 5.10.



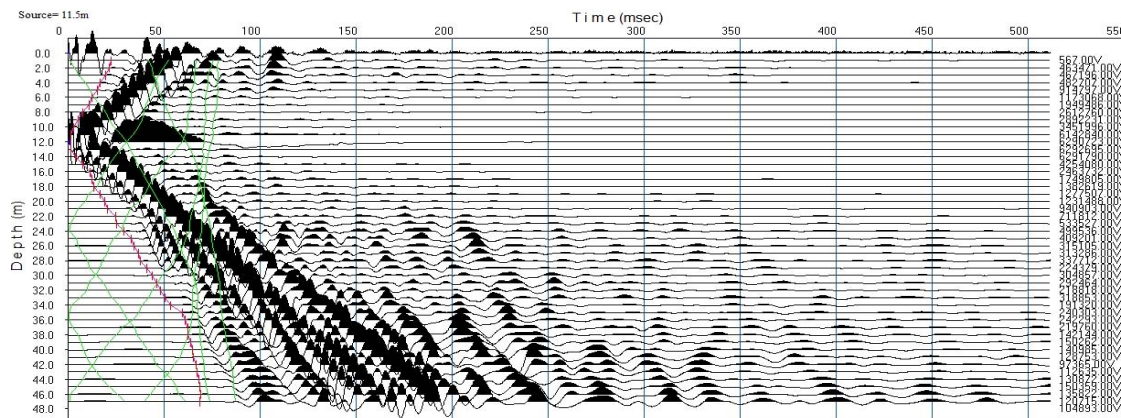
Εικόνα 5.10

Η θέση της σεισμικής πηγής εξακριβώνεται από την μορφή του σειсмоγράμματος. Γνωρίζοντας τις θέσεις που πραγματοποιήθηκαν οι εκρήξεις ανοίγουμε τα επτά αρχεία και από την μορφή του σειсмоγράμματος διαπιστώνουμε την θέση της πηγής σε κάθε σειсмоγράμμα. Έτσι, ανοίγοντας το αρχείο όπου η έκρηξη έγινε στο μέσο του αναπτύγματος βλέπω το παρακάτω σειсмоγράμμα.



Εικόνα 5.11 Σεισμογράφημα όπως προέκυψε από την έκρηξη στην μέση του αναπτύγματος, δηλαδή σε απόσταση 23,5 m από την αρχή του.

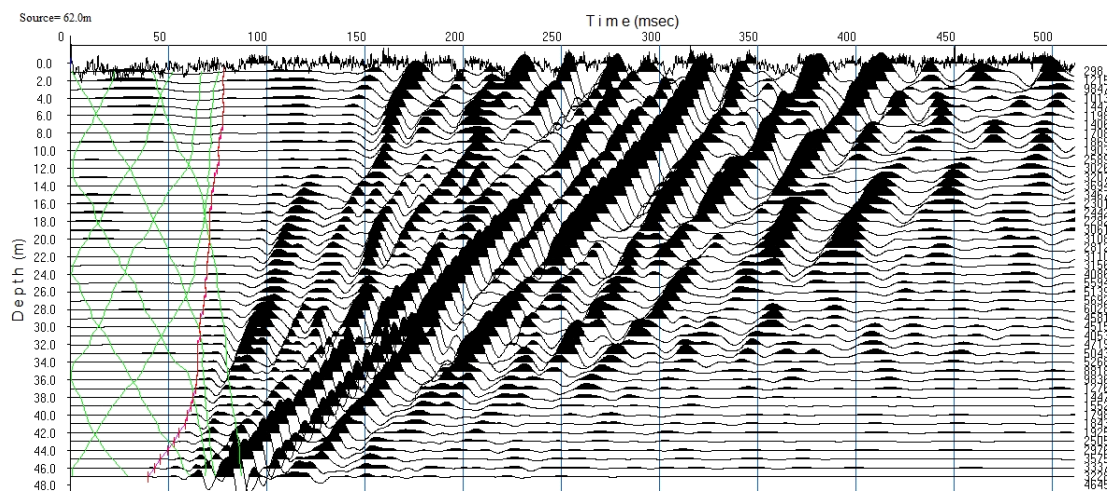
Από την μορφή του σεισμογράμματος διαπιστώνουμε ότι η έκρηξη πραγματοποιήθηκε στην μέση του αναπτύγματος, δηλαδή σε απόσταση 23,5 m από την αρχή του αναπτύγματος. Ομοίως, στο επόμενο σεισμόγραμμα διαπιστώνουμε ότι η έκρηξη πραγματοποιήθηκε στο μισό της απόστασης από την αρχή μέχρι την μέση του αναπτύγματος (1st quarter).



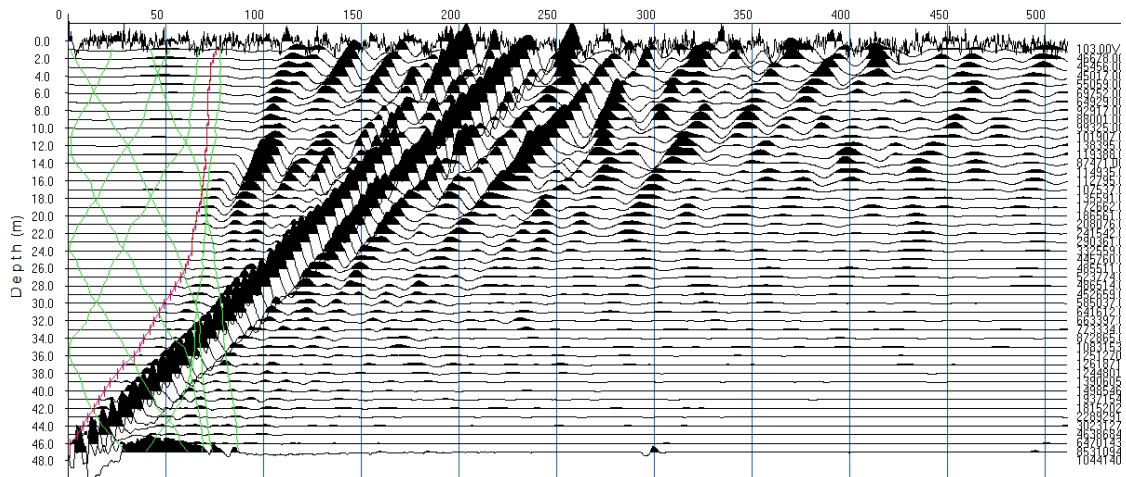
Εικόνα 5.12 Σειсмоγράφημα της έκρηξης που πραγματοποιήθηκε σε απόσταση 11,50 m από την αρχή του αναπτύγματος (1st quarter)

5.5.ii Επεξεργασία σειсмоγραμμάτων

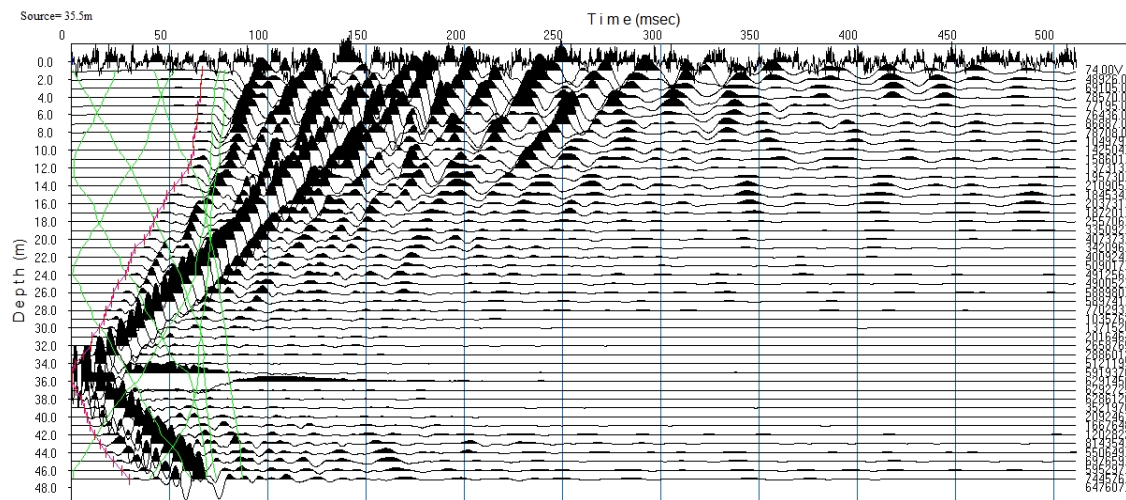
Προκειμένου να επιλέξουμε τις πρώτες αφίξεις επιλέγουμε Pick first arrivals (P) Pick first breaks. Με αυτή την επιλογή επιλέγονται αυτόματα οι πρώτες αφίξεις από το πρόγραμμα. Στο σεισμόγραμμα οι πρώτες αφίξεις σημειώνονται με τις κόκκινες γραμμές.



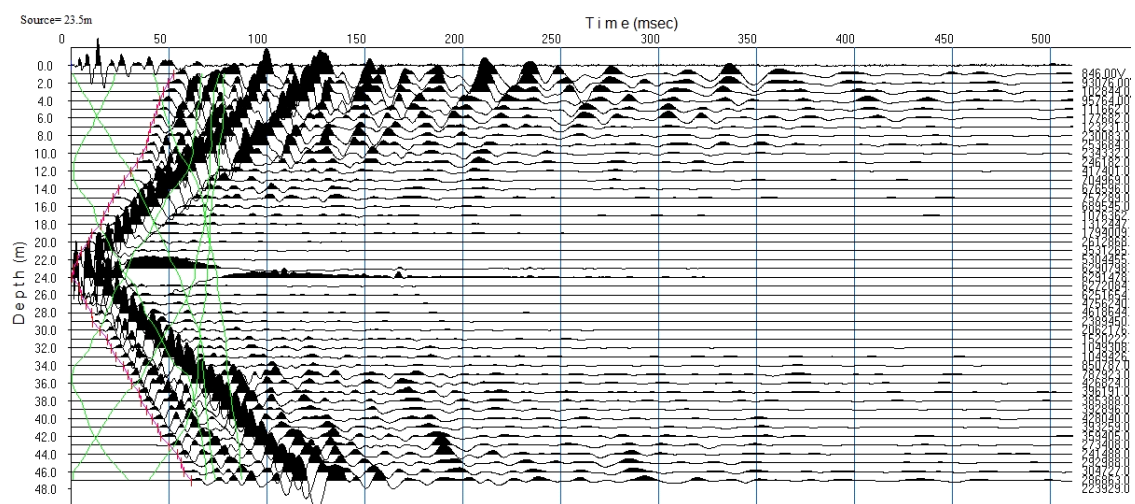
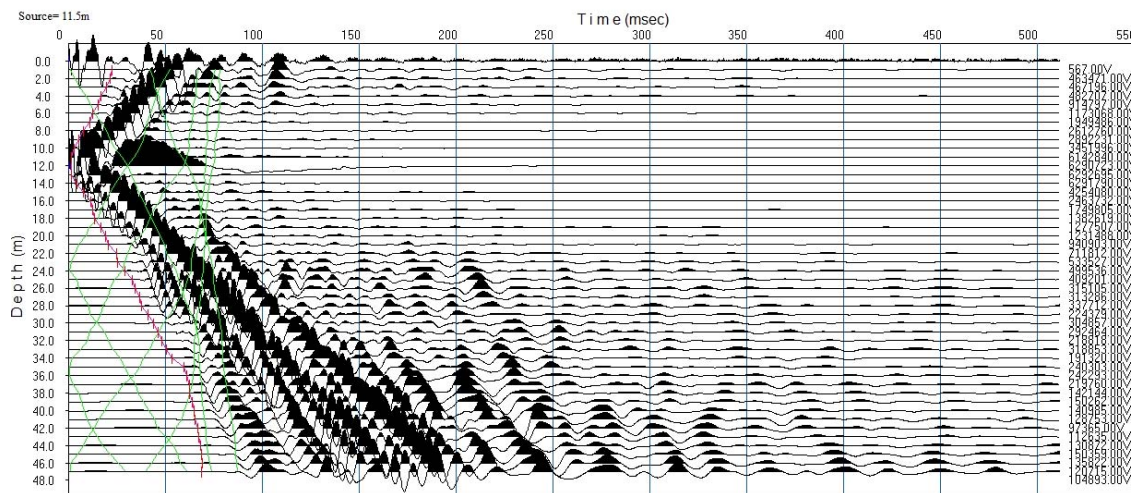
Εικόνα 5.12 Σεισμική καταγραφή όπου η έκρηξη (reverse offshore) γίνεται στα 62m απο την αρχή της διάταξης.



Είκονα 5.13 Σεισμική καταγραφή όπου η έκρηξη (αντίστροφη) γίνεται στα άκρο της διάταξης (στο 48ο γεώφωνο) 47m από το 1ο).



Είκονα 5.14 Σεισμική καταγραφή όπου η έκρηξη (2nd quarter) γίνεται στα 35.5m από την αρχή της διάταξης.



Είκονα 5.15 Σεισμική καταγραφή όπου η έκρηξη γίνεται στο κέντρο της διάταξης στα 23.5m.

15m από την αρχή της διάταξης.

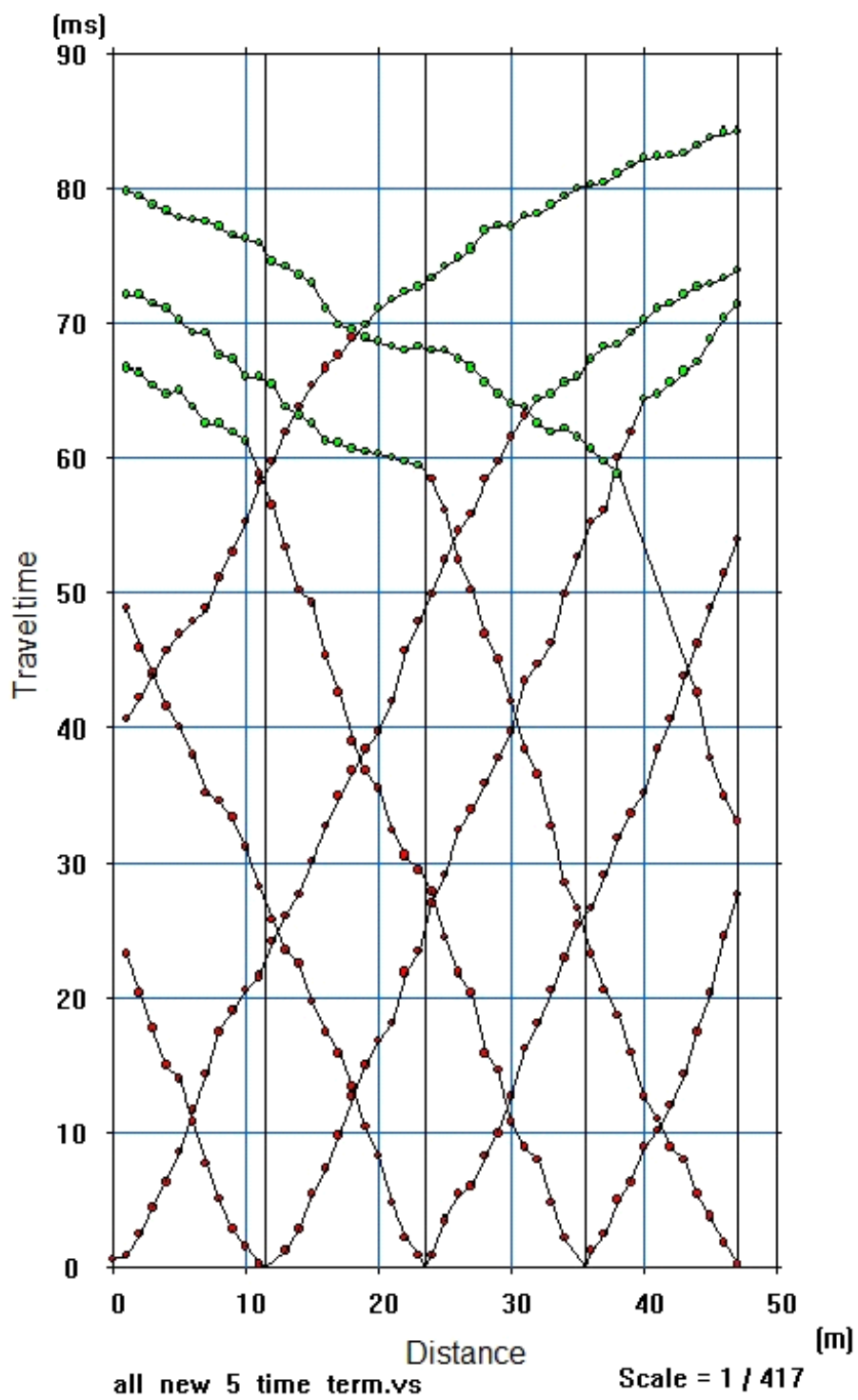
5.5.iii Επιλογή κλάδων δρομοχρονικών καμπυλών – Προσδιορισμός γεωσεισμικών στρωμάτων

Ανοίγουμε το Plotrefa όπου δημιουργώντας αρχείο εισάγουμε τα αρχεία. Όπως παρατηρούμε από το νέο αρχείο που δημιουργείται, από την μορφή και την κλίση των δρομοχρονικών καμπύλων, φαίνεται ότι κατά πάσα πιθανότητα, η υπεδιαφική δομή αποτελείται από δύο επιμέρους γεωσεισμικά στρώματα.

Αφού προσδιορίσουμε οπτικά τον αριθμό των στρωμάτων, επιλέγουμε Reciprocal method Layer assignment 2rd layer.

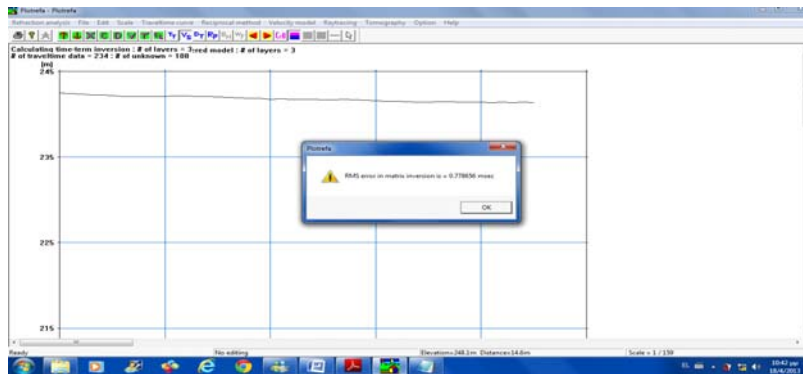
Μόλις κάνουμε τις παραπάνω επιλογές τα σημεία των δρομοχρονικών καμπυλών παίρνουν κόκκινο χρώμα. Για κάθε μία δρομοχρονική καμπύλη επιλέγουμε το σημείο που το τμήμα της καμπύλης που αντιστοιχεί στις οριακά διαθλώμενες αφίξεις από το πρώτο στο δεύτερο. Με τον τρόπο αυτό τα σημεία των δρομοχρονικών καμπυλών που αντιστοιχούν στις διαθλώμενες αφίξεις από το δεύτερο στρώμα γίνονται κόκκινα και στις απευθείας αφίξεις από το πρώτο στρώμα παραμένουν κόκκινα, όπως φαίνεται στην παρακάτω εικόνα.

Status : No editing



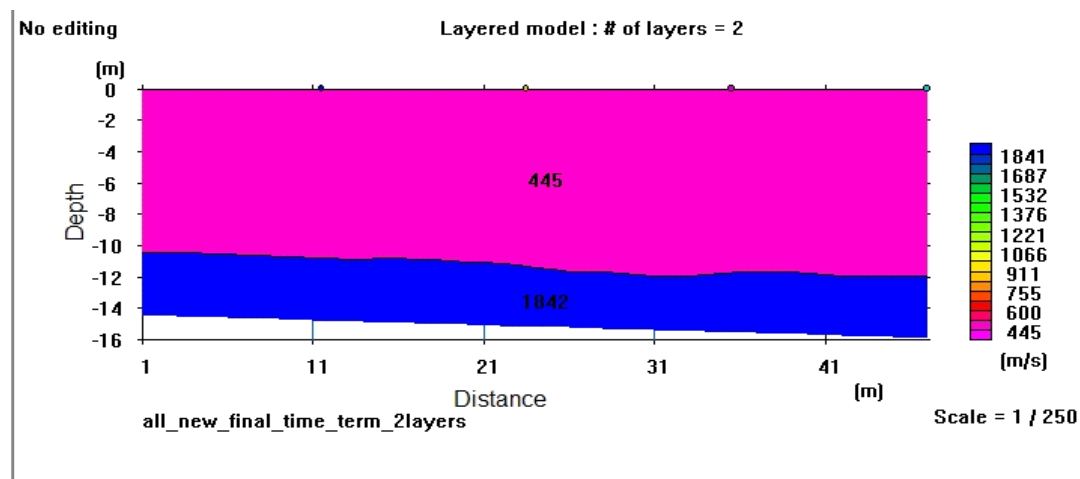
5.5.iv Κατασκευή σεισμικής τομής – εφαρμογή μεθόδου Time – term inversion

Για την κατασκευή της γεωσεισμικής τομής επιλέγουμε: Reciprocal method Time – term inversion. Εμφανίζεται η παρακάτω εικόνα η οποία μας δείχνει ότι το σφάλμα RMS είναι 0,778656 ,το οποίο κρίνεται ικανοποιητικά μικρό.



Εικόνα 5.20

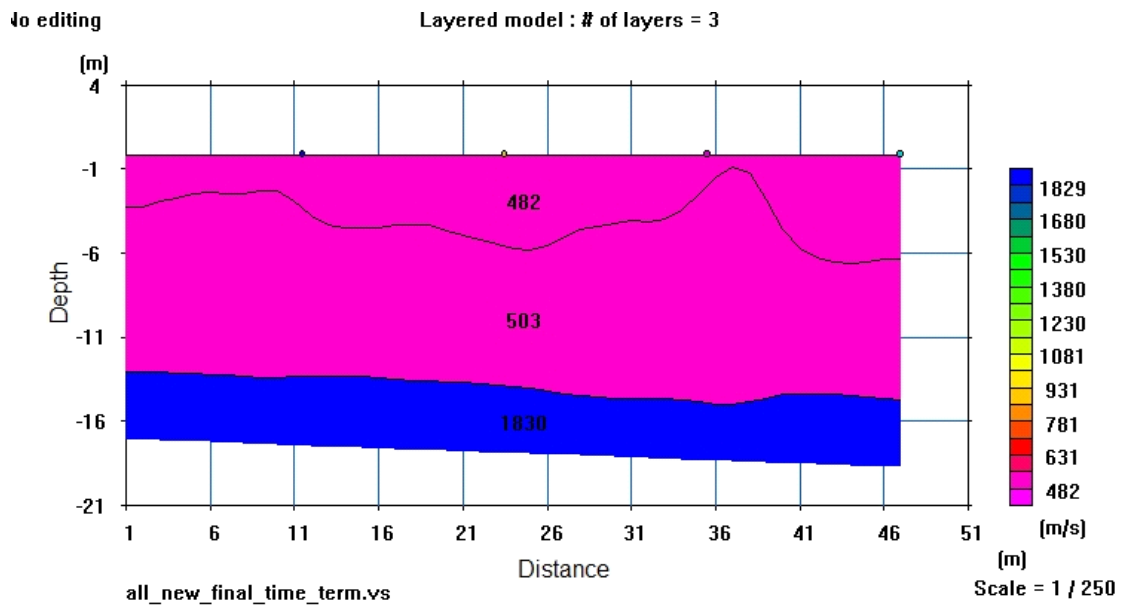
Επιλέγουμε OK και εμφανίζεται η σεισμική τομή της υπό διασκόπηση περιοχής.



Εικόνα 5.21 Γεωσεισμική τομή της υπό διασκόπηση περιοχής. Διακρίνονται δύο γεωσεισμικά στρώματα, με το επιφανειακό να έχει την μικρότερη σεισμική ταχύτητα από το κατώτερο. Παρατηρούμε ότι η επαφή του ανώτερου με το κατώτερο παρουσιάζει κλίση προς τα δεξιά.

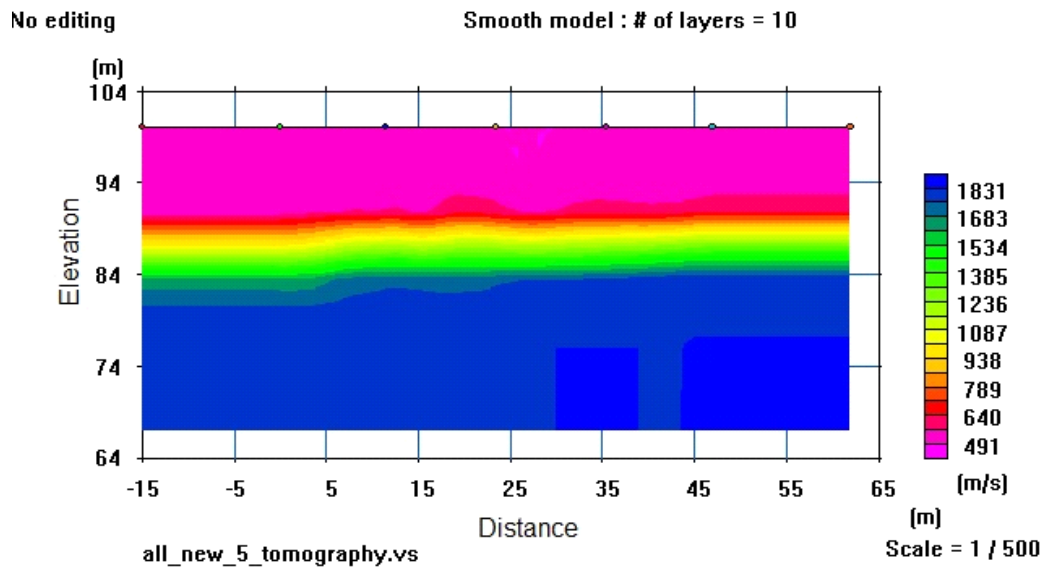
Βεβαίως αναλόγως και την ανάλυση που θέλουμε, ως προς τη τιμή των σεισμικών ταχυτήτων, μπορούμε να ξεχωρίσουμε και άλλα γεωσεισμικά στρώματα. Αυτό γίνεται κατανοητό ξέροντας ότι π.χ. το πρώτο γεωσεισμικό στρώμα δεν είναι ενιαίο στη κατανομή της ταχύτητας ακριβώς γιατί δεν είναι ομοιογενές και ισότροπο.

Άρα βάζοντας και άλλες διαβαθμίσεις μπορούμε να έχουμε και τα εξής αποτελέσματα



Εικόνα 5.22

Εδώ παρουσιάζεται η γεωσεισμική τομή πιο αναλυτικά. Βάζοντας πιο αναλυτικό διαχωρισμό μεταξύ της κατανομής των σεισμικών ταχυτήτων στο μέσο μπορούμε να παρατηρήσουμε και να πούμε ότι πιθανόν υπάρχει και 3ο ενδιάμεσο στρώμα, χωρίς όμως μεγάλη διαφορά από το ανώτερο του.



Εικόνα 5.23

Αντίστοιχα εάν πούμε για 10 γεωσεισμικά στρώματα.

5.6 Συμπεράσματα

Όπως προκύπτει από την δημιουργηθείσα τομή, η υπεδafική δομή αποτελείται, όπως αναφέραμε και ανωτέρω, από δύο γεωσεισμικά στρώματα. Πιο συγκεκριμένα, εντός του πρώτου γεωσεισμικού στρώματος, τα κύματα P διαδίδονται με ταχύτητα 445 m/sec, παρουσιάζοντας ταυτόχρονα πάχος περίπου 10 m καθ'όλο το μήκος της τομής με μια ελαφριά κλίση προς τα δεξιά στην επαφή του με το υποκείμενο στρώμα. Το στρώμα είναι δηλαδή χαμηλών ταχυτήτων και αυτό μας οδηγεί στο συμπέρασμα ότι είναι ο ανώτερος εδαφικός ορίζοντας. Το δεύτερο στρώμα παρουσιάζει σεισμική ταχύτητα 1842 m/sec.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

1. **Burger R.H.**, *Exploration Geophysics of the Shallow Subsurface*, Prentice Hall PTR, Englewood Cliffs, 1992, New Jersey.
2. **Δρ. Ταξιάρχης Παπαδόπουλος**, *Εισαγωγή στη Γεωφυσική*, 2008, Αθήνα.
3. **Ιωάννης Φ. Λούης**, *Σύγχρονες Εκπαιδευτικές Σημειώσεις Γεωφυσικής*, 2004, Αθήνα.
4. **Ιωάννης Φ. Λούης**, *Ειδικά Κεφάλαια Διερευνητικής Σεισμολογίας*, 2002, Αθήνα.
5. **Δημήτριος Ι. Παπανικολάου**, *Γεωλογία της Ελλάδας*, 1986, Αθήνα.
6. **Δημήτριος Μιχελιουδάκης**, *Μέθοδος Σεισμικής Ανάκλασης* (Διπλωματική Εργασία στη Γεωφυσική, Τμήμα Γεωλογίας και Γεωπεριβάλλοντος, Πανεπιστήμιο Αθηνών), 2011, Αθήνα.
7. **Derecke Palmer**, *The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation*, Kenneth B.S. Burke, University of New Brunswick, Fredericton, 1980, N.B. Canada.
8. **Βασίλης Παπαζάχος**, *Εισαγωγή στη Σεισμολογία*, Εκδόσεις Ζήτη, 1997, Θεσσαλονίκη.
9. **Άκης Τσελέντης**, *Σύγχρονη Σεισμολογία*, Παπασωτηρίου, 1997, Αθήνα.
10. **Jocelyn Dufour - Darren S. Foltinek**, "The Plus-Minus time Analysis Method and its implementation", *CREWES Research Report-Volume 8* (1996).
11. **Dirk Kassenaar - John Luttinger**, "Practical Considerations for GRM Refraction Surveys in Glacial Terrains", *Proceedings of the Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, San Diego, CA April 18-22, 1993.