

ΑΝΩΤΑΤΟ ΤΕΧΝΟΛΟΓΙΚΟ ΕΚΠΑΙΔΕΥΤΙΚΟ ΙΔΡΥΜΑ ΧΑΝΙΩΝ

**ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ
ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ**

ΘΕΜΑ ΠΤΥΧΙΑΚΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ :

**ΜΕΛΕΤΗ ΓΕΩΦΥΣΙΚΗΣ ΔΟΜΗΣ ΣΤΟΥΣ
ΣΤΑΘΜΟΥΣ ΤΟΥ ΕΘΝΙΚΟΥ ΔΙΚΤΥΟΥ
ΕΠΙΤΑΧΥΝΣΙΟΓΡΑΦΩΝ ΤΟΥ
ΙΝΣΤΙΤΟΥΤΟΥ ΤΕΧΝΙΚΗΣ ΣΕΙΣΜΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ
ΑΝΤΙΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΑΤΑΣΚΕΥΩΝ**

Βαβίτσας Ιωάννης

Μπούρας Κωνσταντίνος

Technological Educational Institute of Crete

DEPARTMENT OF
ENGINEERING NATURAL RESOURCES AND
ENVIRONMENT

SUBJECT OF DIPLOMA:

**Geophysical study of the structure of the national web stations
of accelerometers of the Institute of Engineering Seismology
and Earthquake Engineering**

Vavitsas John

Mpouras Konstantinos

ΕΥΧΑΡΙΣΤΙΕΣ

Για την παρούσα πτυχιακή εργασία θα θέλαμε να ευχαριστήσουμε τον κύριο επιβλέποντα της πτυχιακής κ. Παπαδόπουλο Ηλία του τομέα Γεωπεριβάλλοντος του Τ.Ε.Ι. Χανίων. Τον ευχαριστούμε για την ανάθεση του θέματος, την καθοδήγηση του και για τις ουσιαστικές παρατηρήσεις και συμβουλές του.

Επίσης, ευχαριστούμε θερμά τον κ. Παντελεήμων Σουπιό, Επίκουρο Καθηγητή του τομέα Γεωπεριβάλλοντος του Τ.Ε.Ι. Χανίων, για την παραχώρηση των μετρήσεων που ελήφθησαν από τον ίδιο και τη συνεχή βοήθεια και καθοδήγηση του σε επιστημονικά θέματα καθώς και για τη συνεχή παρότρυνση κατά τη διάρκεια της παρούσας εργασίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. ΑΝΤΙΚΕΙΜΕΝΟ ΤΗΣ ΠΤΥΧΙΑΚΗΣ

Οι γεωφυσικές μέθοδοι διασκόπησης είναι πλέον διαδεδομένες και χρησιμοποιούνται κατά κόρον στην επίλυση προβλημάτων που περιλαμβάνουν τη διερεύνηση υπεδάφινων δομών. Η πτυχιακή εργασία επικεντρώνεται στην εφαρμογή σεισμικών μεθόδων διασκόπησης. Για την σεισμική μέθοδο εφαρμόσαμε **σεισμικά διάθλασης**.

Οι γεωφυσικές έρευνες σε μια διάσταση βρίσκουν ευρεία εφαρμογή στη γεωλογική, στην υδρογεωλογική, μεταλλευτική και περιβαλλοντική έρευνα. Υπάρχουν διάφορες γεωφυσικές μέθοδοι, που στηρίζονται σε διαφορετικές φυσικές αρχές οι οποίες και εφαρμόζονται για το σκοπό αυτό.

Σκοπός της εργασίας ήταν η εφαρμογή αλλά και κατανόησης των σεισμικών μεθόδων για την μελέτη του υπεδάφους των επιλεγμένων περιοχών.

1.2 ΔΟΜΗ ΤΗΣ ΕΡΓΑΣΙΑΣ

Η δομή της παρούσας διατριβής αντικατοπτρίζει τη μεθοδολογία που ακολουθήθηκε:

- Στο κεφάλαιο 2, παρουσιάζεται η μέθοδος σεισμικής διάθλασης και η εφαρμογή της, η υπεδάφια δομή με δύο ή περισσότερα οριζόντια στρώματα και κεκλιμένα καθώς και οι τρόποι υπολογισμού.
- Στο κεφάλαιο 3, παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων και τα συμπεράσματα για κάθε περιοχή ξεχωριστά .

1.1. OBJECTIVE

Geophysical methods of Prospecting is now widely used and are predominantly used in solving problems include exploring subsurface structures. The thesis focuses on the application of seismic methods of prospecting.

The geophysical surveys in one dimension are widely used in geological, hydrogeological , mining and environmental research. There are various geophysical methods, which are based on different physical principles and applied for this purpose. Objective of this work was the implementation and understanding of seismic methods to study the subsurface of selected areas.

1.2 STRUCTURE OF WORK

The structure of this thesis reflects the methodology followed:

- Chapter 2 presents the seismic refraction method and its application, the subsurface structure with two or more horizontal layers and ramps and the methods of calculation.
- Section 3 presents the measurement results and conclusions for each region separately.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΜΕΘΟΔΟΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

Στο παρόν κεφάλαιο παρουσιάζεται η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης, οι εφαρμογές της καθώς και βασικές θεωρητικές σχέσεις..

Γίνεται περιγραφή σε περιπτώσεις που έχουμε δομή δύο ή περισσότερων οριζόντιων στρωμάτων, στρώματα με κεκλιμένη ή μη την κάτω επιφάνεια τους

Αναφέρεται επίσης οι τρόποι διάταξης των γεωφώνων, οι τρόποι υπολογισμού των παραμέτρων, οι περιορισμοί που υπάρχουν στη συγκεκριμένη μέθοδο καθώς οι μεταβολές της ταχύτητας ανάλογα με το βάθος.

Τέλος παρουσιάζεται η διόρθωση των παραμέτρων διάθλασης και η συσχέτιση των αναγραφών διάθλασης

ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΗΣ ΣΕΙΣΜΙΚΗΣ ΔΙΑΘΛΑΣΗΣ

2.1 Εισαγωγή

Τη θεωρία της μεθόδου αυτής ανέπτυξαν και εφάρμοσαν οι σεισμολόγοι για τη μελέτη της δομής του εσωτερικού της Γης πολύ πριν από την εφαρμογή της στη Γεωφυσική Διασκόπηση.

Για την εφαρμογή της μεθόδου αυτής, απαιτείται η μέτρηση των χρόνων διαδρομής των σεισμικών κυμάτων που παράγονται τεχνητά σε ορισμένο σημείο της επιφάνειας της Γης και καταγράφονται από τα σεισμόμετρα, τα οποία βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις από την εστία των κυμάτων. Τα κύματα αυτά υφίστανται κατά τη διαδρομή τους διάφορες διαθλάσεις και γι' αυτό οι τροχιές τους δεν είναι γενικά, ευθείες γραμμές. Σε ορισμένες απλές δομές, οι σεισμικές ακτίνες θεωρούνται κατά τμήματα ευθείες γραμμές. Η μορφή των σεισμικών ακτινών εξαρτάται από τη δομή του μέσου διάδοσης.

Η αρχή της μεθόδου αυτής βασίζεται στον πειραματικό προσδιορισμό των χρόνων διαδρομής των απευθείας επιμηκών κυμάτων και των επιμηκών κυμάτων διάθλασης και στη χρησιμοποίηση, κατόπιν, των καμπύλων των χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών, για τον καθορισμό των ταχυτήτων των επιμηκών κυμάτων στο πάνω μέρος του φλοιού με θεωρητικές σχέσεις.

Η μέθοδος της διάθλασης δεν είναι τόσο ακριβής όσο η μέθοδος της ανάκλασης. Είναι, όμως, πολύ χρήσιμη γιατί, σε περιοχές μορφολογικών ανωμαλιών, όπου άλλες μέθοδοι δε μπορούν να εφαρμοστούν εύκολα, αυτή δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα. Η μέθοδος της διάθλασης παρουσιάζει, σε σχέση με τη μέθοδο της ανάκλασης μεγαλύτερες δυσκολίες κατά τη λήψη των μετρήσεων, γιατί τα

γεώφωνα κατανέμονται σε μεγάλες σχετικά αποστάσεις. Η απόσταση μεταξύ του σημείου της έκρηξης και του πιο απομακρυσμένου γεωφώνου είναι πολλές φορές μεγαλύτερη του βάθους της ασυνέχειας την συνήθως μεταξύ 6 και 20 Km.

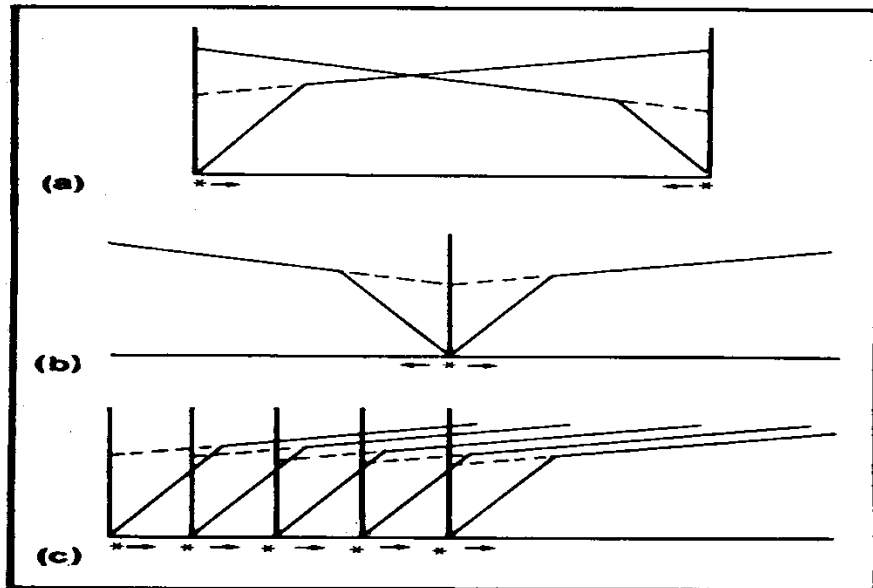
Περιγράφεται παρακάτω η εφαρμογή της μεθόδου της διάθλασης για τον καθορισμό των πιο απλών δομών που εμφανίζονται στη φύση και παρουσιάζουν οικονομικό ενδιαφέρον.

2.1.1 Τρόποι Διάταξης Γεωφώνων σε Εργασίες Διάθλασης

Στην ιστορία της μεθόδου της σεισμικής διάθλασης εφαρμόστηκαν διάφορες διατάξεις γεωφώνων οι περισσότερες από τις οποίες δεν χρησιμοποιούνται πια.

Σήμερα χρησιμοποιείται αποκλειστικά σχεδόν η «διάταξη τομής» τα τρία κύρια είδη της οποίας θα περιγράψουμε. Θα περιγράψουμε, επίσης, και τη «διάταξη βεντάλιας» επειδή έπαιξε σημαντικό ρόλο στην ιστορία της σεισμικής διάθλασης πετρελαίου (εντοπισμός αλατούχων δόμων, κλπ) και επειδή χρησιμοποιείται ακόμη και σήμερα σε ορισμένες περιπτώσεις.

α) **Διάταξη τομής.** Στη διάταξη αυτή τα γεώφωνα και οι πηγές των ελαστικών κυμάτων (εκρήξεις, κλπ) τοποθετούνται στην ίδια οριζόντια γραμμή (τομή). Αυτή είναι η διάταξη που κυρίως χρησιμοποιείται σήμερα και αυτός είναι ο λόγος για τον οποίον όλη η θεωρία της



Σχήμα 2.1. Διατάξεις τομής στη σεισμική διάθλαση, α) Αντιστρεπτή διάταξη, β) διπλή ή διχασμένη διάταξη, γ) απλή συνεχής διάταξη (Kearey and Books 1984).

σεισμικής διάθλασης έχει αναπτυχθεί με την υπόθεση ότι οι μετρήσεις διάθλασης πραγματοποιούνται μ' αυτή τη διάταξη γεωφώνων και πηγών. Υπάρχουν διάφορα είδη διάταξης τομής αλλά τρία είναι τα είδη των διατάξεων που χρησιμοποιούνται περισσότερο (σχήμα 37).

Η πρώτη είναι η **αντιστρεπτή διάταξη** (σχήμα 3.1α) που βασίζεται στη γένεση ελαστικών κυμάτων στα άκρα της και καταγραφή από γεώφωνα που βρίσκονται μεταξύ των δύο πηγών ελαστικών κυμάτων.

Η δεύτερη διάταξη τομής η οποία ονομάζεται **διπλή διάταξη ή διχασμένη διάταξη** (σχήμα 3.1α) αποτελείται από δύο σειρές γεωφώνων και πηγή που βρίσκεται στο μέσο μεταξύ αυτών.

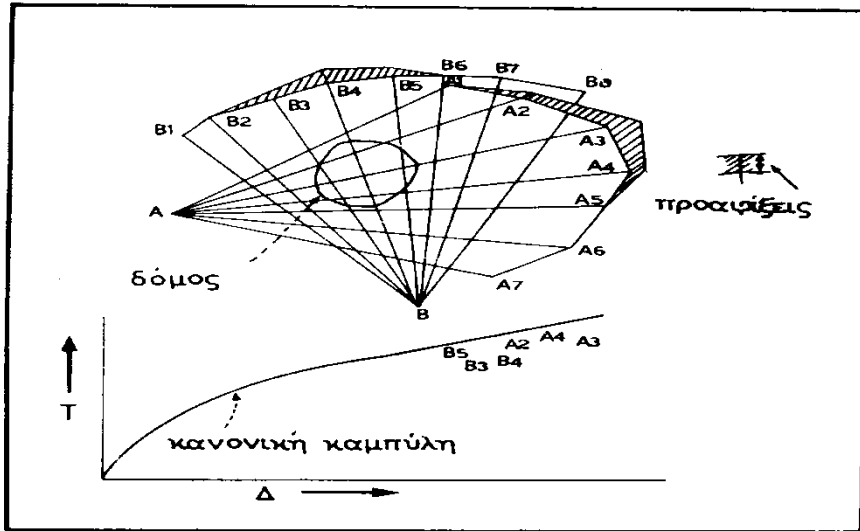
Η τρίτη είναι η **απλή συνεχής διάταξη** (σχήμα 3.1α). Σ' αυτή πραγματοποιείται σειρά διαδοχικών εκρήξεων (ή παράγονται κύματα με άλλο τρόπο) των οποίων τα σημεία μετακινούνται διαδοχικά προς ορισμένη

κατεύθυνση και τα γεώφωνα που καταγράφουν τις εκρήξεις τοποθετούνται στην ίδια γραμμή και προς την κατεύθυνση μετακίνησης των πηγών. Κατασκευάζεται έτσι σειρά από καμπύλες χρόνων διαδρομής και γίνεται συνεχής χαρτογράφηση της επιφάνειας διάθλασης. Με τη διάταξη αυτή μπορεί να καθοριστεί η δομή και στις περιπτώσεις που υπάρχουν στρώματα με κεκλιμένες επιφάνειες.

β) **Διάταξη βεντάλιας.** Αυτή χρησιμοποιήθηκε, κυρίως, κατά τα πρώτα χρόνια της σεισμικής διασκόπησης (1926-1930) για τον κατά προσέγγιση εντοπισμό επιφανειακών αλατούχων δόμων στο Τέξας και τις ακτές της Λουϊζιάνας.

Οι δόμοι αυτοί αποτελούνται από αλάτι μέσα στο οποίο η ταχύτητα των σεισμικών κυμάτων είναι σημαντικά μεγαλύτερη από την ταχύτητα μέσα στα ιζήματα, που περιβάλλουν τους δόμους. Συνεπώς, οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων που περνάν από ένα δόμο θα είναι μικρότεροι από τους χρόνους διαδρομής των κυμάτων που δεν περνάν από το δόμο και αντιστοιχούν στην ίδια απόσταση έκρηξης-γεωφώνου.

Για το λόγο αυτό, παρατηρούνται **προαφίξεις** των κυμάτων που περνάν^ από το δόμο. Οι προαφίξεις αυτές μπορούν να προσδιοριστούν με χαρτογράφηση των χρόνων διαδρομής των κυμάτων, σε συνάρτηση με τις αποστάσεις, πάνω στο ίδιο σχέδιο στο οποίο έχει χαρτογραφηθεί η **κανονική καμπύλη** χρόνων διαδρομής, δηλαδή, η καμπύλη που κατασκευάστηκε με βάση τις μετρήσεις που έγιναν σε γειτονική περιοχή, όπου δεν υπάρχουν αλατούχοι δόμοι. Η κανονική αυτή καμπύλη λέγεται και καμπύλη βαθμολογίας.



Σχήμα 2.2. Διάταξη βεντάλιας

Κατά την εφαρμογή της μεθόδου αυτής, γίνεται μια έκρηξη σε ορισμένο σημείο A (σχήμα 3.2 πάνω), η οποία αναγράφεται από γεώφωνα, που βρίσκονται στις θέσεις A_1, A_2, \dots , και απέχουν από το A την ίδια απόσταση περίπου. Με σύγκριση των χρόνων διαδρομής, που αντιστοιχούν στις αποστάσεις AA_1, AA_2, \dots , προς τους αντίστοιχους κανονικούς χρόνους διαδρομής, που βρίσκονται από την καμπύλη βαθμολογίας (σχήμα 3.2 κάτω), προσδιορίζονται οι προαφίξεις. Αυτές παριστάνονται με ευθύγραμμα τμήματα που έχουν μήκη ανάλογα προς τις προαφίξεις και αντίστοιχες διευθύνσεις AA_1, AA_2, \dots , αρχή δε τα σημεία τυχούσας περιφέρειας κέντρου A.

Κατόπιν, γίνεται δεύτερη έκρηξη σε άλλο σημείο B, η οποία γράφεται από γεώφωνα B_1, B_2, \dots , που βρίσκονται σε τέτοιες θέσεις, ώστε οι ευθείες BB_1, BB_2, \dots , να είναι περίπου κάθετες προς τις αντίστοιχες ευθείες AA_1, AA_2, \dots , και καθορίζονται, και στην περίπτωση αυτή, οι προαφίξεις. Αυτές παριστάνονται με ευθύγραμμα τμήματα όπως στην πρώτη περίπτωση. Η

τομή των ευθειών, AA_3 και BB_4 , που αντιστοιχούν στις μέγιστες τιμές των προαφίξεων, ορίζει το σημείο της επιφάνειας της Γης που βρίσκεται πάνω από το κέντρο του δόμου, ενώ οι διαστάσεις του δόμου κατά τις διευθύνσεις των άλλων ευθειών ορίζονται από τις αντίστοιχες προαφίξεις.

2.1.2 Δομή δύο Οριζόντιων Στρωμάτων

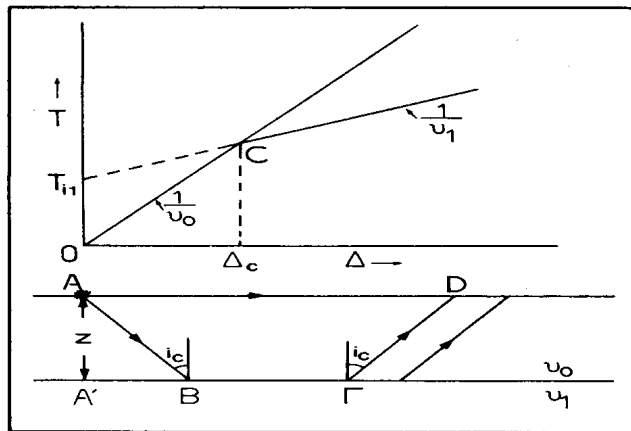
Ας υποθέσουμε ότι η δομή αποτελείται από ένα οριζόντιο στρώμα μέσα στο οποίο η ταχύτητα των επιμηκών κυμάτων είναι σταθερή v_0 , ότι κάτω από το στρώμα αυτό υπάρχει άλλο στρώμα μέσα στο οποίο η ταχύτητα είναι v_1 και ότι $v_1 > v_0$. Καθορισμός της δομής στην περίπτωση αυτή σημαίνει προσδιορισμό των ταχυτήτων v_0 και v_1 , και του πάχους z , του πάνω στρώματος.

Για τον καθορισμό της δομής με τη μέθοδο της διάθλασης, πραγματοποιούμε έκρηξη σε ορισμένο σημείο, A , της επιφάνειας της Γης και τοποθετούμε τα γεώφωνα σε διάφορα σημεία, O , τομής, η οποία βρίσκεται στην επιφάνεια της Γης και περνάει από το σημείο της έκρηξης (σχήμα 26). Τα γεώφωνα αυτά, τα οποία τοποθετούνται μέχρι απόσταση πολύ μεγαλύτερη από το βάθος, z , γράφουν τα πρώτα κύματα που αναχωρούν από την εστία και από τις αναγραφές αυτών βρίσκονται οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων. Με αφαίρεση από τους χρόνους αυτούς του χρόνου γένεσης των κυμάτων, δηλαδή, του χρόνου πραγματοποίησης της έκρηξης, βρίσκονται οι χρόνοι διαδρομής των κυμάτων. Εξάλλου, πραγματοποιείται μέτρηση των αποστάσεων των γεωφώνων από το σημείο της έκρηξης. Κατά τον τρόπο

αυτό, προσδιορίζεται πειραματικά η σχέση μεταξύ χρόνων διαδρομής και αποστάσεων και κατασκευάζονται οι καμπύλες χρόνων διαδρομής.

Από την εστία A, αναχωρούν κύματα προς διάφορες διευθύνσεις, Απ' αυτά, εκείνα που φθάνουν πρώτα στις θέσεις των γεωφώνων είναι τα απευθείας και τα μετωπικά κύματα. Τα απευθείας κύματα φθάνουν σε ορισμένο σταθμό D, αφού διατρέξουν την απόσταση AD, με σταθερή ταχύτητα, v_0 δηλαδή, οι σεισμικές ακτίνες των κυμάτων αυτών είναι ευθείες γραμμές. Τα μετωπικά κύματα, που γράφονται στον ίδιο σταθμό, προσπίπτουν στη διαχωριστική επιφάνεια των δύο στρωμάτων υπό την ορική γωνία i_c και διατρέχουν την απόσταση AB με ταχύτητα v_0 . Μετά διαδίδονται κατά μήκος της τομής ΒΓ, της διαχωριστικής επιφάνειας και του κατακόρυφου επίπεδου, με ταχύτητα v_1 , και φθάνουν στο σταθμό από το συμμετρικό δρόμο ΓD, τον οποίο διατρέχουν με ταχύτητα v_0 .

Τα απευθείας κύματα φθάνουν και γράφονται πρώτα στους σταθμούς, που βρίσκονται μέχρι ορισμένη απόσταση Δ_c , από το σημείο της έκρηξης. Αυτή λέγεται **ορική απόσταση**.



Σχήμα 2.3. Σεισμικές ακτίνες των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων (κάτω) και οι καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) των κυμάτων αυτών.

Αν Δ είναι η απόσταση κάποιου γεωφώνου D, από το σημείο, A, της έκρηξης, ο χρόνος διαδρομής T_0 των απευθείας κυμάτων θα είναι $T = \frac{AD}{u_0}$ ή

$$T_0 = \frac{\Delta}{u_0} \quad (1)$$

Παρατηρούμε ότι ο χρόνος διαδρομής των απευθείας κυμάτων είναι γραμμική συνάρτηση της απόστασης. Συνεπώς η καμπύλη χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων είναι ευθεία γραμμή. Αυτή παριστάνεται με την OC στο πάνω μέρος του σχήματος 3.3.

Από τη σχέση 1 προκύπτει ότι το αντίγραφο της κλίσης της καμπύλης χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων είναι ίσο με την ταχύτητα u_0 μέσα στο στρώμα. Συνεπώς για τον καθορισμό της ταχύτητας διάδοσης των κυμάτων μέσα στο στρώμα χαράζεται η ευθεία, με βάση τις παρατηρήσεις, και υπολογίζεται το αντίστροφο της κλίσης αυτής.

Ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων θα είναι :

$$T_1 = \frac{AB + \Gamma D}{u_0} + \frac{B\Gamma}{u_1}$$

Αλλά $AB = \Gamma D = \frac{z}{\cos i_c}$ και $B\Gamma = \Delta - 2z \tan \phi_c$

Συνεπώς:

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + 2z \left(\frac{1}{u_0 \cos i_c} - \frac{1 \sin i_c}{u_1 \cos i_c} \right)$$

Από τον νόμο του Snell έχουμε ότι $u_1 = \frac{u_0}{\sin i_c}$.

Επομένως:

$$T_1 = \frac{\Delta \sin i_c}{u_0} + 2z \left(\frac{1}{u_0 \cos i_c} - \frac{1 \sin^2 i_c}{u_1 \cos i_c} \right)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει :

$$T_1 = \frac{\Delta \sin i_c}{u_0} + \frac{2z \cos i_c}{u_0} \quad (2)$$

ή

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + \frac{2z \cos i_c}{u_0} \quad (3)$$

Η σχέση αυτή γράφεται συνήθως με τη μορφή :

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + T_{i1} \quad (4)$$

όπου T_{i1} είναι ο **χρόνος συνάντησης** της καμπύλης χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων δηλαδή, η τομή της καμπύλης χρόνων διαδρομής με τον άξονα των χρόνων που δίνεται από τη σχέση

$$T_{i1} = \frac{2z\sqrt{u_1^2 - u_0^2}}{u_0 \cdot u_1} \quad (5)$$

Από την (4) προκύπτει ότι η σχέση μεταξύ T_1 και Δ είναι ευθεία γραμμή της οποίας η κλίση είναι το αντίστροφο της ταχύτητας του κύματος στο κάτω στρώμα. Συνεπώς και η ταχύτητα αυτή μπορεί να υπολογιστεί από την καμπύλη που χαράζεται με βάση τις παρατηρήσεις. Στο πάνω μέρος του σχήματος 3.3 δείχνεται και η ευθεία αυτή. Το τμήμα OT_{i1} παριστάνει το χρόνο συνάντησης.

Χρόνο καθυστέρησης σε ορισμένο κλάδο της τροχιάς ελάχιστου χρόνου $ABGD$, ονομάζουμε τον πρόσθετο χρόνο που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει τον κλάδο αυτό, σε σχέση με το χρόνο που θα χρειαζόταν για να διατρέξει την οριζόντια προβολή του κλάδου με τη μέγιστη ταχύτητα που απόκτησε αυτό κατά τη διαδρομή του. Έτσι, ο χρόνος καθυστέρησης στον

κλάδο AB ή στον κλάδο GD είναι $T_{01} = \frac{AB}{u_0} - \frac{A'B}{u_1}$.

Αλλά $AB = \frac{z}{\cos i_c}$ και $A'B = z \tan i_c$. Από αυτές βρίσκουμε ότι:

$$T_{01} = \frac{z \cos i_c}{u_0} \quad (6)$$

και αν λάβουμε υπόψη και το νόμο του Snell, βρίσκουμε ότι

$$\Gamma_{01} = \frac{z\sqrt{u_1^2 - u_0^2}}{u_0 \cdot u_1} \quad (7)$$

Από τη σύγκριση των σχέσεων (5) και (7) προκύπτει ότι ο χρόνος συνάντησης είναι το άθροισμα των χρόνων καθυστέρησης. Η αρχή αυτή ισχύει και όταν η διαχωριστική επιφάνεια δεν είναι οριζόντια, καθώς και στις περιπτώσεις περισσότερων στρωμάτων ή συνεχούς μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος.

Το βάθος z , της επιφάνειας ασυνέχειας της ταχύτητας μπορεί να υπολογιστεί από το χρόνο συνάντησης ή από την κρίσιμη απόσταση.

Για τον υπολογισμό του z από το χρόνο συνάντησης, χρησιμοποιούμε την (5).

Εξάλλου για $\Delta = \Delta_c$, τα πρώτα μέλη των (1), (4) είναι ίσα. Εξισώνοντας τα δεύτερα μέλη των δύο αυτών σχέσεων και λύνοντας ως προς z , βρίσκουμε ότι

$$z = \frac{\Delta_c}{2} \sqrt{\frac{u_1 - u_0}{u_1 + u_0}} \quad (8)$$

Το βάθος της επιφάνειας ασυνέχειας μπορεί να υπολογιστεί και από το χρόνο καθυστέρησης με χρησιμοποίηση της (7). Στην περίπτωση κατά την οποία η επιφάνεια ασυνέχειας είναι σχεδόν οριζόντια, η τιμή που βρίσκεται με την (7) είναι το βάθος ζ , κάτω από την εστία των κυμάτων ή το βάθος z_2 κάτω από το γεώφωνο, ενώ η τιμή του z που υπολογίζεται με την (5) είναι ίση με $(z, + z_2)/2$.

2.1.3 Δομή Πολλών Οριζόντιων Στρωμάτων

Ας θεωρήσουμε τη γενικότερη περίπτωση κατά την οποία η δομή αποτελείται από ή οριζόντια διαδοχικά στρώματα, που χωρίζονται με επιφάνειες ασυνέχειας και που έχουν πάχη $z_0, z_1 \dots z_{n-1}$.

Έστω ότι οι ταχύτητες διάδοσης των επιμηκών κυμάτων είναι $u_0, u_1 \dots u_{n-1}$ μέσα στα αντίστοιχα στρώματα και v_n αμέσως κάτω από το κατώτερο στρώμα. Υποθέτουμε ότι $u_0 < u_1 < \dots < u_n$

Το σχήμα 27 παριστάνει τον τρόπο διάδοσης των μετωπικών κυμάτων στην περίπτωση δομής πέντε οριζόντιων στρωμάτων (κάτω) και τις καμπύλες χρόνων διαδρομής των κυμάτων αυτών (πάνω) καθώς και των απευθείας κυμάτων. Οι γωνίες πρόσπτωσης σε κάθε επιφάνεια ασυνέχειας παριστάνονται με το σύμβολο i_{mn} . Ο πρώτος δείκτης m , παριστάνει το στρώμα μέσα στο οποίο βρίσκεται η προσπίπτουσα σεισμική ακτίνα και ο δεύτερος δείκτης n , παριστάνει εκείνο από τα στρώματα στην πάνω επιφάνεια του οποίου το κύμα διαδίδεται οριζόντια με την ταχύτητα του κύματος μέσα σ' αυτό το στρώμα. Στη γενική αυτή περίπτωση, ορικές είναι οι γωνίες που οι δείκτες τους είναι διαδοχικοί ακέραιοι αριθμοί δηλαδή, οι γωνίες i_{01}, i_{12}, \dots

Με εφαρμογή του νόμου του Snell βρίσκουμε ότι

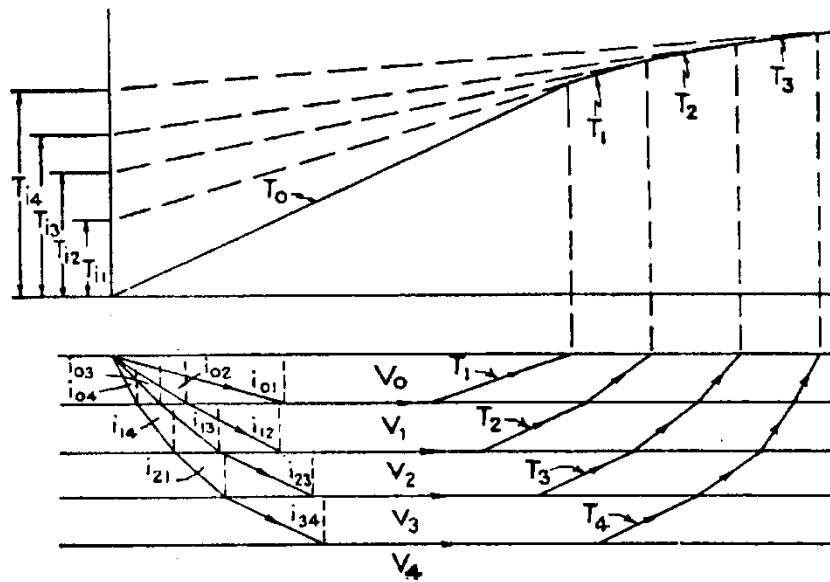
$$\sin i_{01} = \frac{u_0}{u_1},$$

$$\sin i_{02} = \frac{u_0}{u_2},$$

$$\sin i_{12} = \frac{u_1}{u_2} \text{ και γενικά ότι}$$

$$\sin i_{mn} = \frac{u_m}{u_n} \quad (9)$$

Η σχέση αυτή δείχνει ότι οποιαδήποτε γωνία πρόσπτωσης καθορίζεται από την ταχύτητα u_m , του κύματος στο στρώμα όπου βρίσκεται η προσπίπτουσα ακτίνα και από τη μέγιστη ταχύτητα u_n , που αποκτάει το κύμα κατά τη διάδοση του, δηλαδή, η γωνία αυτή είναι ανεξάρτητη των ταχυτήτων στα ενδιάμεσα στρώματα από τα οποία περνάει η ακτίνα.



Σχήμα 2.4. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων στην περίπτωση πέντε οριζόντιων στρωμάτων (Nettleton 1940).

Αποδεικνύεται ότι ο χρόνος διαδρομής οποιουδήποτε μετωπικού κύματος ισούται με το χρόνο στον οποίο το κύμα αυτό θα διέτρεχε την απευθείας απόσταση Δ , μεταξύ εστίας και γεωφώνου με τη μέγιστη

$$\begin{aligned}
T_{i1} &= 2T_{01} \\
T_{i2} &= 2T_{02} + 2T_{12} \\
T_{i3} &= 2T_{03} + 2T_{13} + 2T_{23} \\
&\dots\dots\dots \\
T_{in} &= 2T_{0n} + 2T_{1n} + 2T_{2n} + \dots + 2T_{(n-1)n}
\end{aligned} \tag{13}$$

Οι χρόνοι συνάντησης βρίσκονται εύκολα από τις τομές των αντίστοιχων καμπύλων χρόνων διαδρομής με τον άξονα των χρόνων (σχ.27).

Για τον καθορισμό της δομής στην περίπτωση πολλών οριζόντιων στρωμάτων μετρούνται οι χρόνοι διαδρομής με γεώφωνα που βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις από το σημείο έκρηξης και κατασκευάζονται οι καμπύλες χρόνων διαδρομής. Από τις καμπύλες χρόνων διαδρομής υπολογίζονται αμέσως οι ταχύτητες U_0, U_1, \dots, U_n

γιατί αυτές είναι ίσες με τα αντίστροφα των κλίσεων των αντίστοιχων καμπύλων.

Για τον υπολογισμό του πάχους κάποιου στρώματος χρησιμοποιούνται οι σχέσεις (12) και (13). Έτσι, για τον υπολογισμό του πάχους z_0 βάζουμε στην (12) $m = 0, n = 1$ και αντικαθιστούμε στην πρώτη των (13). Για τον υπολογισμό του z_1 , βάζουμε στην (12) πρώτα $m = 0, n = 2$ και μετά $m = 1, n = 2$ και αντικαθιστούμε τις δύο τιμές των χρόνων καθυστέρησης στη δεύτερη των (13), οπότε παίρνουμε σχέση με μόνο άγνωστο το z_1 , κ.ο.κ.

Η σχέση (10) μπορεί να γραφεί και με τη μορφή

$$T_n = \frac{\Delta}{u_n} + \sum_{i=0}^{n-1} \frac{2z_i}{u_i} \cdot \cos i_{in} \tag{14}$$

Με τη σχέση αυτή είναι απευθείας συγκρίσιμη η σχέση που δίνει το χρόνο διαδρομής στην περίπτωση πολλών στρωμάτων με κεκλιμένες επιφάνειες.

2.1.4. Στρώμα με Κεκλιμένη την Κάτω Επιφάνεια

Όταν ένα στρώμα έχει οριζόντια και την κάτω επιφάνεια, ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων είναι ίσος με την οριζόντια απόσταση Δ , πηγής-γεωφώνου δια της ταχύτητας του κύματος κάτω από το στρώμα συν τους δύο χρόνους καθυστέρησης στη θέση της πηγής και στη θέση του γεωφώνου. Οι δύο αυτοί χρόνοι καθυστέρησης μπορούν να υπολογιστούν εύκολα, όπως έχουμε δει, γιατί το άθροισμα τους είναι ίσο με τον γνωστό χρόνο συνάντησης και είναι, στην περίπτωση αυτή (οριζόντια και η κάτω επιφάνεια), μεταξύ τους ίσοι. Εύκολα επίσης υπολογίζεται και το πάχος του στρώματος στην περίπτωση αυτή, όπως έχουμε ήδη αναφέρει.

Στην περίπτωση στρώματος με κεκλιμένη την κάτω επιφάνεια (σχήμα 3.5) ο χρόνος διαδρομής δίνεται από ανάλογη σχέση με τη διαφορά ότι οι δύο χρόνοι καθυστέρησης T_{01} (στην πηγή), T'_{01} (στο γεώφωνο) δεν είναι ίσοι και αντί της απόστασης Δ , στον τύπο μπαίνει η απόσταση Δ' των προβολών της πηγής και του γεωφώνου πάνω στην κεκλιμένη επιφάνεια. Δηλαδή, στην περίπτωση κεκλιμένης επιφάνειας ο χρόνος διαδρομής T_1 , δίνεται από τη σχέση

$$T_1 = \frac{\Delta'}{u_1} + T_{01} + T'_{01} \quad (15)$$

Υπάρχουν δύο λόγοι για τους οποίους δε μπορεί η σχέση αυτή να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό των δύο χρόνων καθυστέρησης και των

αντίστοιχων παχών του στρώματος με τον απλό τρόπο που χρησιμοποιήθηκε η σχέση (3).

Ο πρώτος λόγος είναι ότι η απόσταση Δ' είναι άγνωστη και δεν υπάρχει έτσι δυνατότητα χαρτογράφησης του χρόνου διαδρομής σε συνάρτηση με την απόσταση αυτή για να μπορεί να καθοριστεί ο χρόνος συνάντησης και η κλίση $\left(\frac{1}{U_1}\right)$ της καμπύλης χρόνων διαδρομής.

Το πρόβλημα αυτό μπορεί να λυθεί μόνο στην περίπτωση που η κλίση του στρώματος είναι μικρή ($<10^\circ$) οπότε μπορεί να υποτεθεί ότι $\Delta' \approx \Delta$ και να γίνει χαρτογράφηση του χρόνου διαδρομής σε συνάρτηση με τη γνωστή απόσταση Δ .

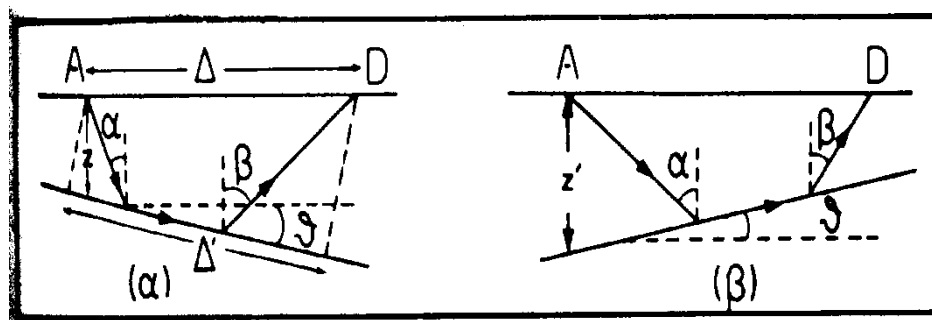
Ο δεύτερος λόγος για τον οποίο δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί η (15) κατά ανάλογο τρόπο που χρησιμοποιήθηκε η (3) για τον υπολογισμό των χρόνων καθυστέρησης είναι ότι στην περίπτωση κεκλιμένου στρώματος οι δύο αυτοί χρόνοι δεν είναι ίσοι και συνεπώς δε μπορούν να υπολογιστούν ο καθένας χωριστά (να χωριστούν) αφού μόνο το άθροισμα τους είναι γνωστό, γιατί είναι ίσο με το χρόνο συνάντησης και αυτό όταν το στρώμα έχει μικρή κλίση. Σε ορισμένες περιπτώσεις μπορεί να λυθεί το πρόβλημα όταν ο ένας από τους δύο χρόνους συνάντησης είναι γνωστός. Τέτοια είναι η περίπτωση κατά την οποία το πάχος του στρώματος είναι γνωστό σε ένα από τα δύο σημεία (από γεώτρηση, κλπ) οπότε ο αντίστοιχος χρόνος καθυστέρησης υπολογίζεται με τη σχέση (7).

Επειδή, όμως, πολλές φορές συναντάμε στρώματα με σημαντική κλίση πρέπει να διαθέτουμε γενικά εφαρμόσιμη μέθοδο λύσης του προβλήματος αυτού και τέτοια είναι η μέθοδος της **αντίστροφης μέτρησης**, την οποία αναπτύσσουμε παρακάτω.

2.1.5 Βασικές θεωρητικές σχέσεις

Ας θεωρήσουμε στρώμα, του οποίου η κάτω επιφάνεια σχηματίζει γωνία θ με το οριζόντιο επίπεδο (σχήμα 3.5). Εμφανίζονται δύο περιπτώσεις. Η πρώτη είναι η περίπτωση κατά την οποία το στρώμα κλίνει από το σημείο της έκρηξης A, προς τα γεώφωνα, D (σχήμα 3.5α) και η δεύτερη είναι η περίπτωση κατά την οποία το στρώμα κλίνει από τα γεώφωνα προς το σημείο της έκρηξης (σχήμα 3.5β). Τόσο στη μία όσο και στην άλλη περίπτωση ισχύει η σχέση

$$T_1 = \frac{\sin \beta}{u_\beta} \Delta + \frac{x \cdot (\cos \alpha + \cos \beta)}{u_\beta} \quad (16)$$



Σχήμα 2.5. Κλίση στρώματος από το σημείο της πηγής των ελαστικών κυμάτων προς τα γεώφωνα (α) και από τα γεώφωνα προς το σημείο της πηγής (β).

όπου u_0 είναι η ταχύτητα διάδοσης του κύματος μέσα στο στρώμα, z είναι το κατακόρυφο πάχος του στρώματος κάτω από το σημείο της έκρηξης, α είναι η γωνία που σχηματίζει με την κατακόρυφη η κατευθυνόμενη προς τα κάτω σεισμική ακτίνα και β είναι η γωνία που σχηματίζει με την κατακόρυφη η κατευθυνόμενη προς τα πάνω σεισμική ακτίνα.

Στην πρώτη περίπτωση (σχ.28α) ισχύουν οι σχέσεις

$$\alpha = i_c - \theta \text{ και } \beta = i_c + \theta$$

Συνεπώς η σχέση (16) γίνεται

$$T_1 = \frac{\sin(i_c + \theta)}{u_0} \Delta + \frac{z \cos(i_c - \theta)}{u_0} + \frac{z \cos(i_c + \theta)}{u_0}$$

ή

$$T_1 = \frac{\sin(i_c + \theta)}{u_0} \Delta + \frac{2z \cos i_c \cdot \cos \theta}{u_0} \quad (17)$$

Αν d είναι η απόσταση του σημείου της έκρηξης από την κεκλιμένη επιφάνεια, θα ισχύει η σχέση

$$d = z \cos \theta \quad (18)$$

Συνεπώς, η (17) γίνεται

$$T_1 = \frac{\sin(i_c + \theta)}{u_0} \Delta + \frac{2d \cos i_c}{u_0} \quad (19)$$

Από τη σχέση αυτή προκύπτει ότι η κλίση S_- , της καμπύλης χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων στην περίπτωση αυτή (σχήμα 3.4α) δίνεται από τη σχέση

$$S_- = \frac{\cos(i_c + \theta)}{u_0} \quad (20)$$

και επειδή είναι $u_0 = u_1 \sin i_c$ η κλίση αυτή μπορεί να δοθεί και από τη σχέση

$$S_- = \frac{\sin(i_c + \theta)}{u_1 \cdot \sin i_c} \quad (21)$$

Στη δεύτερη περίπτωση, όταν δηλαδή το στρώμα κλίνει από τα γεώφωνα προς το σημείο της έκρηξης (σχήμα 28β), ισχύουν οι σχέσεις

$$\alpha = i_c + \theta \text{ και } \beta = i_c - \theta$$

Συνεπώς, η σχέση (16) γίνεται στην περίπτωση αυτή

$$T'_1 = \frac{\sin(i_c - \theta)}{u_0} \Delta + \frac{z' \cdot \cos(i_c + \theta) + z' \cdot \cos(i_c - \theta)}{u_0}$$

Από την οποία εύκολα βρίσκουμε την

$$T_1 = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{v_1} \Delta + \frac{2d' \sigma \eta i_c}{v_2} \quad (22)$$

Από αυτή προκύπτει ότι η κλίση S_+ της καμπύλης χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων στην περίπτωση αυτή (σχήμα 3.4β) δίνεται από τη σχέση

$$S_+ = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{u_0} \quad (23)$$

ή

$$S_+ = \frac{\eta \mu(i_c - \theta)}{v_2 \eta \mu i_c} \quad (24)$$

2.1.6 Τρόπος υπολογισμού των παραμέτρων

Για τον καθορισμό της κλίσης θ , της επιφάνειας ασυνέχειας, της ταχύτητας, v_1 , αμέσως κάτω από αυτή και των παχών z και z' του στρώματος κάτω από τα δύο σημεία A και D πρέπει να γίνουν δύο πειράματα. Κατά το πρώτο πείραμα, πραγματοποιείται έκρηξη στο σημείο A και τα γεώφωνα που γράφουν αυτή τοποθετούνται σε διάφορα σημεία του τμήματος AD , ενώ κατά το δεύτερο πείραμα, η έκρηξη πραγματοποιείται στο σημείο D και τα γεώφωνα τοποθετούνται σε διάφορα σημεία του τμήματος DA . Το σχήμα 3.6 δείχνει τις σεισμικές ακτίνες (κάτω) και τις καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) για τις δύο περιπτώσεις.

Οι κλίσεις των καμπύλων χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων είναι και στις δύο περιπτώσεις ίσες με $\frac{1}{u_0}$ και συνεπώς η ταχύτητα, u_0 , μέσα στο στρώμα υπολογίζεται από τις κλίσεις αυτές.

Όμως, οι κλίσεις των καμπύλων χρόνων διαδρομής, S_-, S_+ , των μετωπικών κυμάτων, όπως προκύπτει από τις (21), (24), δεν είναι ίσες. Επίσης δεν είναι ίσοι οι χρόνοι συνάντησης T_i , και T'_i .

Με την πραγματοποίηση τόσο του ενός πειράματος (πραγματοποιώντας έκρηξη στο A) όσο και του αντιστρόφου (έκρηξη στο D), μπορούμε να χαρτογραφήσουμε τους χρόνους διαδρομής των κυμάτων σε συνάρτηση με την απόσταση, να χαράξουμε τις πειραματικές καμπύλες χρόνων διαδρομής και απ' αυτές να υπολογίσουμε τις ποσότητες u_0, S_-, S_+, T_i, T'_i . Τις τιμές αυτές θα χρησιμοποιήσουμε για να βρούμε τις ποσότητες $v_{1,z}$ και d με τον τρόπο που περιγράφεται παρακάτω.

Αν λύσουμε τόσο την (21) όσο και την (24) ως προς i_c και πρώτα προσθέσουμε τις δύο σχέσεις που θα προκύψουν κατά μέλη και μετά τις αφαιρέσουμε κατά μέλη θα βρούμε τις σχέσεις:

$$i_c = \frac{\arcsin(u_0 S_-) + \arcsin(u_0 S_+)}{2} \quad (25)$$

$$\theta = \frac{\arcsin(u_0 S_-) - \arcsin(u_0 S_+)}{2} \quad (26)$$

Από την τελευταία αυτή σχέση βρίσκουμε την κλίση, θ , του στρώματος.

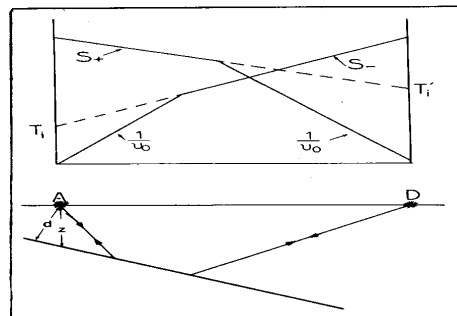
Από τις σχέσεις (21), (24) προκύπτει ότι $S_- = \frac{(\sin i_c \cdot \cos \theta + \cos i_c \cdot \sin \theta)}{u_1 \cdot \sin i_c}$ και

$S_+ = \frac{(\sin i_c \cdot \cos \theta - \cos i_c \cdot \sin \theta)}{u_1 \cdot \sin i_c}$. Αν προσθέσουμε τις δύο αυτές σχέσεις και

λύσουμε ως προς u_1 βρίσκουμε την

$$i_c = \frac{2 \cos \theta}{S_- + S_+} \quad (27)$$

Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της ταχύτητας κάτω από το στρώμα.



Σχήμα 2.6. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) στην περίπτωση στρώματος με κεκλιμένη την κάτω επιφάνεια.

Ο υπολογισμός του πάχους, z , του στρώματος στα δυο σημεία A και D μπορεί να γίνει με χρησιμοποίηση των τιμών των ορικών αποστάσεων ή των χρόνων συνάντησης.

Η τομή των δύο καμπύλων που οι κλίσεις τους είναι $\frac{1}{u_0}$ και S αντιστοιχεί στην ορική απόσταση Δ_s . Για την απόσταση αυτή οι χρόνοι άφιξης των απευθείας κυμάτων, $T_0 = \frac{\Delta_c}{u_0}$, και οι χρόνοι των μετωπικών κυμάτων είναι

ίσοι. Δηλαδή $\frac{\Delta_c}{u_0} = \frac{\Delta_0 \sin(i_c + \theta)}{u_0 + 2d \cos i_c}$. Από αυτή προκύπτει ότι

$$d = \frac{\Delta_c}{2 \sin i_c} [1 - \eta \mu(i_c \pm \theta)]$$

Αν λάβουμε υπόψη και την $z = \frac{d}{\cos \theta}$, βρίσκουμε (29)

$$z = \frac{\Delta_c [1 - \eta \mu(i_c \pm \theta)]}{2 \sin \theta \sin i_c}$$

Για τον υπολογισμό του πάχους του στρώματος κάτω από το σημείο της έκρηξης, χρησιμοποιούμε μέσα στην παρένθεση το σημείο $+$ όταν το στρώμα κλίνει από το σημείο της έκρηξης προς τα γεώφωνα και το σημείο $-$ όταν το στρώμα κλίνει από τα γεώφωνα προς το σημείο της έκρηξης.

Εξάλλου, από τη σχέση (19) προκύπτει ότι ο χρόνος συνάντησης δίνεται από τη σχέση $T_i = \frac{2d \cos i_c}{u_0}$. Από αυτή παίρνουμε την

$$d = \frac{u_0 \cdot T_i}{2 \cdot \cos i_c} \quad (30)$$

Αν λάβουμε υπόψη και την $z = \frac{d}{\cos \theta}$ βρίσκουμε ότι

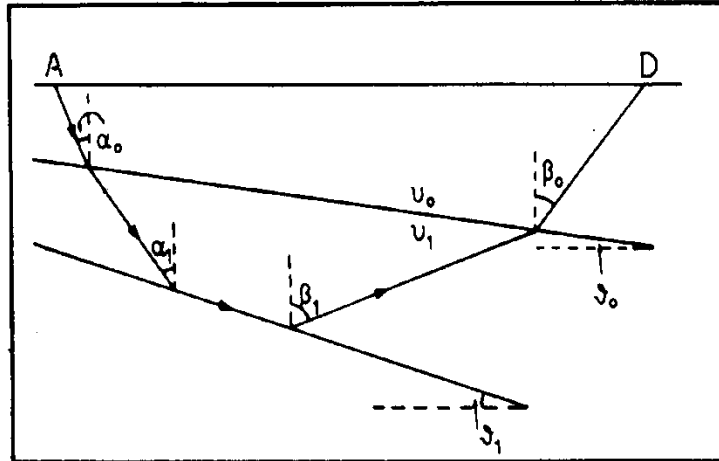
$$z = \frac{u_0 \cdot T_i}{2 \cdot \cos i_c \cdot \cos \theta} \quad (31)$$

Με τη σχέση αυτή βρίσκουμε το πάχος του στρώματος κάτω από το σημείο της έκρηξης με χρησιμοποίηση του αντίστοιχου χρόνου συνάντησης.

2.1.7 Δομή Πολλών Στρωμάτων με Κεκλιμένες Επιφάνειες

Στη γενική περίπτωση κατά την οποία η δομή αποτελείται από πολλά στρώματα τα οποία έχουν κεκλιμένες τις επιφάνειες τους (σχήμα 3.7) ισχύει η ακόλουθη σχέση μεταξύ του χρόνου διαδρομής T_n , του κύματος το οποίο διεισδύει μέχρι το n στρώμα και διαδίδεται παράλληλα προς την πάνω επιφάνεια του στρώματος αυτού και της απόστασης Δ , στην οποία αναδύεται το κύμα αυτό:

$$T_n = \frac{\sin \beta_0}{u_0} \cdot \Delta + \sum_{i=0}^{n-1} \frac{z_i \cdot (\cos \alpha_1 + \cos \beta_1)}{u_1} \quad (32)$$



Σχήμα 2.7 Σεισμικές ακτίνες στην περίπτωση δύο στρωμάτων με κεκλιμένη την κάτω επιφάνεια (Kearey and Brooks 1984).

όπου z_i είναι η κατακόρυφη απόσταση του i στρώματος κάτω από την έκρηξη u_i είναι η ταχύτητα του κύματος στο i στρώμα a_i είναι η γωνία που σχηματίζει με την κατακόρυφη στο i στρώμα η σεισμική ακτίνα που κατευθύνεται προς τα κάτω και β_i είναι η γωνία που σχηματίζει με την κατακόρυφη στο i στρώμα η σεισμική ακτίνα που κατευθύνεται προς τα πάνω. Η σχέση (6.32) είναι άμεσα συγκρίσιμη με την (14) Η μόνη διαφορά είναι ότι αντί των γωνιών i_m στην (14) συναντάμε τις γωνίες a_i και β_i στην (32) που περιλαμβάνουν και τις αντίστοιχες κλίσεις των στρωμάτων. Έτσι, στην περίπτωση που η σεισμική ακτίνα που κατευθύνεται προς τα κάτω συναντήσει επιφάνεια που κλίνει επίσης προς την ίδια κατεύθυνση (downdip) ισχύουν οι σχέσεις

$$\alpha_i = i_m - \theta_i \text{ και } \beta_i = i_m + \theta_i \quad (33)$$

Όπου θ_i είναι η κλίση του i στρώματος, ενώ στην περίπτωση που η σεισμική ακτίνα που κατευθύνεται προς τα κάτω συναντήσει επιφάνεια που δεν έχει την ίδια κατεύθυνση (updip) ισχύουν οι σχέσεις

$$\alpha_i = i_{in} + \theta_i \text{ και } \beta_i = i_{in} - \theta_i \quad (34)$$

Υπενθυμίζουμε ότι η $\eta_{in} = v_i/v_{\eta}$. Έτσι με διαδοχικές εφαρμογές της σχέσης (32) μπορούμε να υπολογίσουμε τα πάχη z_i τις κλίσεις θ_i και τις ταχύτητες των διαφόρων στρωμάτων όταν έχουμε πραγματοποιήσει και αντίστροφες μετρήσεις.

2.1.8 Στρώμα με μη Επίπεδη την Κάτω Επιφάνεια

Η σχέση () ισχύει και στην περίπτωση που η κάτω επιφάνεια του στρώματος δεν είναι επίπεδη με τη διαφορά ότι στην περίπτωση αυτή η Δ' δεν είναι το μήκος ευθυγράμμου τμήματος αλλά καμπύλου (σχ.3.7).

Για να μπορεί όμως να γίνει εύκολη εφαρμογή της σχέσης (15) πρέπει να μπορούμε να αντικαταστήσουμε τη Δ' με τη γνωστή απόσταση Δ . Πρέπει δηλαδή να είναι $\Delta' \approx \Delta$. Η συνθήκη αυτή ισχύει όταν η επιφάνεια παρουσιάζει μικρή μέση κλίση ($\theta < 10^\circ$) και δεν είναι εξαιρετικά ανώμαλη. Στην περίπτωση αυτή εφαρμόζεται, συνήθως, η μέθοδος συν-πλην (plus-minus) την οποία αναπτύσσουμε παρακάτω.

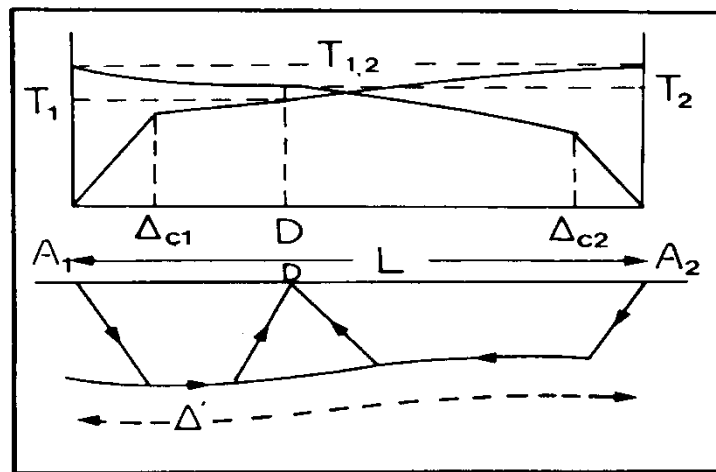
Δύο σημεία A_1, A_2 , ορισμένης τομής αποτελούν πηγές ελαστικών κυμάτων τα οποία καταγράφονται σε διάφορα σημεία μεταξύ των δύο πηγών από γεώφωνα D , με στόχο τον υπολογισμό των διαφόρων αποστάσεων d , των γεωφώνων από την μη επίπεδη κάτω επιφάνεια του

στρώματος. Στο σχήμα 3.7 φαίνεται η πορεία των μετωπικών κυμάτων από τις πηγές A_1 , A_2 στο γεώφωνο (κάτω) και οι αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω).

Αν πληρούνται οι προϋποθέσεις που αναφέραμε παραπάνω για την επιφάνεια ασυνέχειας (σχετικά ομαλή και με μικρή κλίση) ισχύει η σχέση

$$T_{1,2} = \frac{L}{u_1} + T_{01} + T_{02} \quad (35)$$

όπου $T_{1,2}$ είναι ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων μεταξύ των δύο πηγών και T_{01} , T_{02} είναι οι χρόνοι καθυστέρησης στις θέσεις των πηγών, ενώ L είναι η απόσταση μεταξύ των δύο πηγών. Ο χρόνος $T_{1,2}$ ονομάζεται και αντιστρέψιμος χρόνος γιατί είναι ο ίδιος για να φθάσει το κύμα από την πηγή A_1 στην A_2 και αντίστροφα. Ο χρόνος αυτός υπολογίζεται εύκολα, γιατί αντιστοιχεί στα δύο πάνω σημεία που οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων τέμνουν τους άξονες των χρόνων (σχήμα 31).



Σχήμα 2.8. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) στην περίπτωση στρώματος με μη επίπεδη την κάτω επιφάνεια (Kearey and Books 1984).

Οι χρόνοι διαδρομής των μετωπικών κυμάτων μεταξύ κάθε μιας πηγής και του γεωφώνου δίνονται από τις σχέσεις

$$T_1 = \frac{\Delta}{u_1} + T_{01} + T_{0D} \quad (36)$$

$$T_2 = \frac{L-\Delta}{u_1} + T_{02} + T_{0D} \quad (37)$$

όπου T_1 είναι ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων μεταξύ του σημείου της πηγής A_1 και του γεωφώνου T_2 είναι ο χρόνος διαδρομής των μετωπικών κυμάτων μεταξύ του σημείου της πηγής A_2 και του γεωφώνου, και T_{0D} ο χρόνος καθυστέρησης στη θέση του γεωφώνου τον οποίο θέλουμε να υπολογίσουμε.

Αν προσθέσουμε τις (36), (37) κατά μέλη και από αυτή που θα προκύψει αφαιρέσουμε την (35) κατά μέλη θα προκύψει σχέση την οποία όταν λύσουμε ως προς T_{0D} θα βρούμε την

$$T_{0D} = \frac{T_1 + T_2 - T_{1,2}}{2} \quad (38)$$

Αυτή ονομάζεται σχέση συν (plus) και χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του χρόνου καθυστέρησης T_{0D} . Για τον υπολογισμό της απόστασης d του γεωφώνου από την κάτω επιφάνεια που είναι ο τελικός στόχος της μεθόδου χρησιμοποιείται η σχέση

$$d = T_{0D} \frac{u_0 \cdot u_1}{\sqrt{u_1^2 - u_0^2}} \quad (39)$$

Η u_0 είναι γνωστή, γιατί είναι ίση με το αντίστροφο των κλίσεων των καμπύλων χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων και μπορεί α υπολογιστεί από τις καμπύλες αυτές οι οποίες είναι ευθείες. Δεν είναι, όμως γνωστή η u_1 , γιατί οι καμπύλες χρόνων διαδρομής των μετωπικών κυμάτων δεν είναι πια ευθείες γραμμές, αφού η επιφάνεια διάθλασης δεν είναι επίπεδη. Συνεπώς, για να λυθεί το πρόβλημα πρέπει πρώτα να βρεθεί μέθοδος υπολογισμού της u_1 . Τέτοια μέθοδος περιγράφεται παρακάτω. Αν αφαιρέσουμε τις σχέσεις (73), (74) κατά μέλη, θα βρούμε τη σχέση

$$T_1 - T_2 = \frac{2}{u_1} \cdot \Delta + \left(-\frac{2}{u_1} + T_{01} - T_{02} \right) \quad (40)$$

Αυτή ονομάζεται σχέση πλην (minus) και δείχνει ότι αν η διαφορά $T_1 - T_2$ χαρτογραφηθεί σε συνάρτηση με την απόσταση Δ , θα προκύψει ευθεία της οποίας η κλίση είναι $2/u_1$. Από την κλίση αυτή υπολογίζεται η u , και χρησιμοποιείται στη σχέση (39) για τον υπολογισμό του d .

Ο υπολογισμός του d μπορεί να γίνει για όλες τις θέσεις του γεωφώνου όπου γράφονται και αναγνωρίζονται μετωπικά κύματα τα οποία προέρχονται και από τις δύο πηγές A_1 , A_2 . Στην πράξη αυτό είναι δυνατόν να γίνει αποτελεσματικά για τις θέσεις μεταξύ των αποστάσεων Δ_{c1} , και Δ_{c2} (σχ.3.7).

2.1.9 Περιορισμοί της Μεθόδου της Σεισμικής Διάθλασης

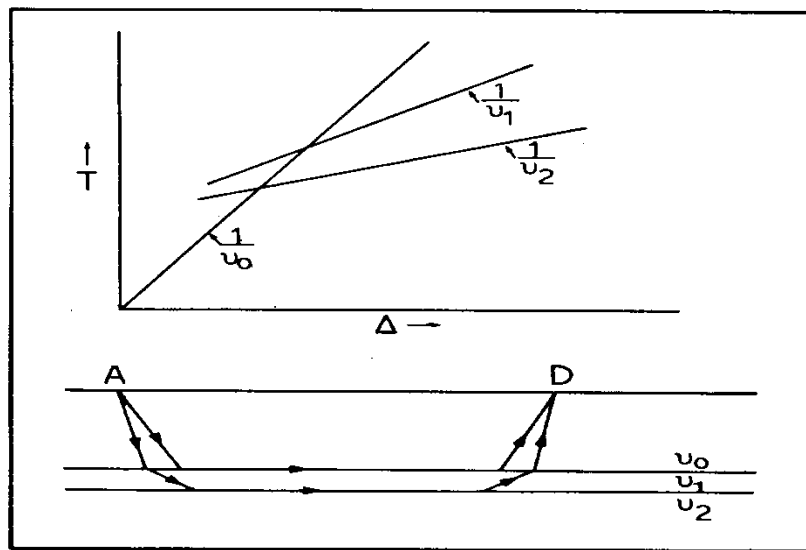
Η εύρεση του πάχους των στρωμάτων και των αντίστοιχων ταχυτήτων με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης είναι θεωρητικά απλή. Στην πράξη, όμως, υπάρχουν διάφορες πηγές σοβαρών λαθών κατά την εφαρμογή της μεθόδου. Μόνο όταν η ταχύτητα σε κάθε στρώμα είναι σημαντικά μεγαλύτερη από την ταχύτητα στο από πάνω του στρώμα και όταν τα πάχη των στρωμάτων είναι αρκετά μεγάλα η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα.

Δύο είναι οι βασικές πηγές σφαλμάτων κατά την εφαρμογή της μεθόδου της διάθλασης, γιατί σε δύο περιπτώσεις δε μπορεί στην πράξη να ανιχνευθεί ορισμένο στρώμα με τη μέθοδο αυτή. Πρώτο όταν το στρώμα έχει μικρό πάχος ή η ταχύτητα του είναι σχεδόν η ίδια με την ταχύτητα στο αμέσως από πάνω του στρώμα και δεύτερο όταν η ταχύτητα μέσα σε αυτό είναι μικρότερη από την ταχύτητα στο αμέσως από πάνω του στρώμα.

Όταν ένα στρώμα μικρού πάχους (σχ3.8) βρίσκεται μεταξύ άλλων στρωμάτων ή όταν το στρώμα αυτό έχει σχεδόν ίση ή λίγο μεγαλύτερη ταχύτητα από το αμέσως πάνω του στρώμα, τα μετωπικά κύματα, που διαδίδονται παράλληλα προς την πάνω επιφάνεια του στρώματος (σχ.3.8 κάτω) δεν φθάνουν πουθενά (σε καμιά απόσταση) πρώι αλλά παντού φθάνουν μετά τα άλλα κύματα (απευθείας ή μετωπικά σε άλλα στρώματα), όπως φαίνεται στο σχήμα 3.8 πάνω. Έτσι, τα μετωπικά κύματα που αντιστοιχούν στο στρώμα αυτό δεν εμφανίζονται στις καταγραφές ως πρώτα κύματα για να μετρηθεί με ακρίβεια χρόνος άφιξης τους και να καθοριστεί το αντίστοιχο τμήμα της καμπύλης χρόνων διαδρομής ώστε να υπολογιστεί η ταχύτητα και το πάχος του στρώματος. Είναι θεωρητικά δυνατό να

μετρηθούν οι δεύτεροι αφίξεις, που αντιστοιχούν στο στρώμα αυτό, αλλά οι μετρήσεις αυτές είναι ανακριβείς.

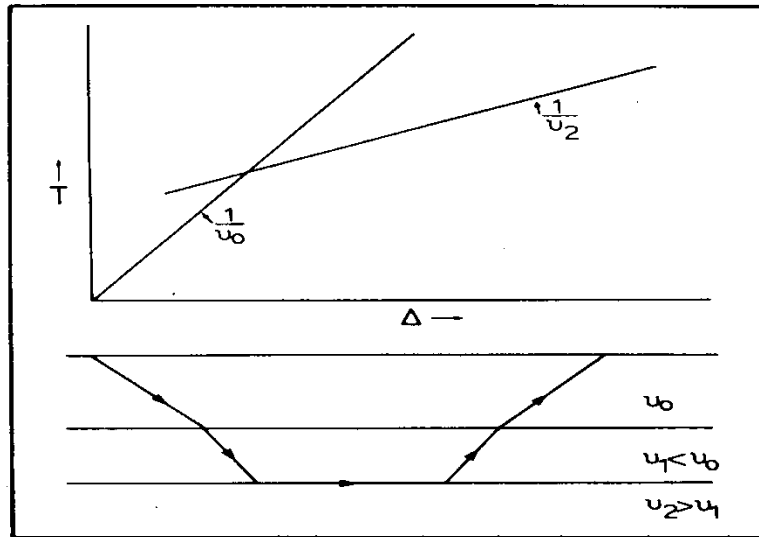
Αν στρώμα μικρής ταχύτητας βρίσκεται μεταξύ δύο στρώματα μεγαλύτερων ταχυτήτων, οι προσπίπτουσες σεισμικές ακτίνες στην πάνω επιφάνεια του στρώματος αυτού πλησιάζουν προς την κάθετη στην επιφάνεια μετά τη διάθλαση τους, με συνέπεια να μη διαδίδονται μετωπικά κύματα τα οποία να ακολουθούν την πάνω οριζική επιφάνεια



Σχήμα 2.9. Στρώμα μικρού πάχους (ταχύτητας v_1) μεταξύ δύο στρωμάτων σχετικά μεγάλων παχών (κάτω) και αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) (Kearey and Books 1984).

του στρώματος (σχ.3.9). Επομένως, δεν αναγράφονται τέτοια κύματα και δε μπορεί να κατασκευαστεί η καμπύλη των χρόνων διαδρομής αυτών. Έτσι, το στρώμα αυτό δε μπορεί να αναγνωριστεί και να καθοριστούν οι παράμετροι του με τη μέθοδο της διάθλασης, μπορεί όμως να καθοριστεί με τη μέθοδο της ανάκλασης, γιατί η πάνω επιφάνεια του δίνει ισχυρές ανακλάσεις. Η μη αναγνώριση του στρώματος αυτού έχει ως συνέπεια την

υπερεκτίμηση των παχών των από κάτω απ' αυτό στρωμάτων όταν εφαρμόζεται η μέθοδος της διάθλασης.



Σχήμα 2.10. Στρώμα μικρής ταχύτητας (v) μεταξύ δύο στρωμάτων μεγαλύτερων ταχυτήτων (κάτω) και αντίστοιχες καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω). (Kearey and Books 1984).

2.10. Δομές Συνεχούς Μεταβολής της Ταχύτητας με το Βάθος

Υπάρχουν περιοχές όπου η ταχύτητα αυξάνει συνεχώς με το βάθος. Τέτοια μεταβολή παρατηρήθηκε στις ακτές του κόλπου του Μεξικού, όπου υπάρχουν ιζηματογενή πετρώματα αρκετών χιλιάδων μέτρων πάχους. Στην περίπτωση αυτή η σεισμική ακτίνα είναι καμπύλη γραμμή με το κυρτό μέρος προς τα κάτω.

Διατυπώθηκαν διάφορες απόψεις όσον αφορά την αναλυτική σχέση μεταξύ ταχύτητας και βάθους. Στη σεισμική διασκόπηση βρήκε μεγαλύτερη εφαρμογή η γραμμική σχέση μεταξύ των δυο αυτών μεγεθών, την οποία και θα μελετήσουμε.

Έστω, ότι η ταχύτητα, v , μεταβάλλεται με το βάθος z , σύμφωνα με τη σχέση

$$u = u_0 + \kappa \cdot z \quad (41)$$

όπου u_0 είναι η ταχύτητα στην επιφάνεια της Γης και κ η βαθμίδα μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος. Το ημίτονο της γωνίας πρόσπτωσης, i , σε τυχόν σημείο της τροχιάς, όπου η ταχύτητα είναι u , δίνεται από τη σχέση

$$\sin i = \frac{u}{u_m} \quad (42)$$

όπου u_m , η μέγιστη ταχύτητα του κύματος, δηλαδή, η ταχύτητα στο κατώτερο σημείο της σεισμικής ακτίνας. Από την (41) και την (42) παίρνουμε

$$\sin i = \frac{(u_0 / \kappa) + z}{u_m / \kappa} \quad (43)$$

Από αυτή προκύπτει ότι κάθε σεισμική ακτίνα είναι περιφέρεια κύκλου, της οποίας η ακτίνα δίνεται από τη σχέση

$$r = \frac{u_m}{\kappa} \quad (44)$$

και ότι τα κέντρα, c_1, c_2, \dots , όλων των περιφερειών αυτών βρίσκονται σε απόσταση από την επιφάνεια της Γης (σχήμα 3.10).

$$d = \frac{u_0}{\kappa} \quad (45)$$

Το μεγαλύτερο βάθος κάθε σεισμικής ακτίνας είναι $z_m = r - d$. Αλλά $r = \dots(\Delta/2)^2 + d^2$, όπου Δ είναι η απόσταση μεταξύ του σημείου της έκρηξης και του σημείου ανάδυσης της σεισμικής ακτίνας. Από τα παραπάνω προκύπτει ότι

$$z_m = \sqrt{(\Delta/2)^2 + (u_0/\kappa)^2} - \frac{u_0}{\kappa} \quad (46)$$

Από τις σχέσεις (44) και (46) προκύπτει ότι

$$u_m = \sqrt{\frac{\kappa^2 \cdot \Delta^2}{4} + u_0^2} \quad (47)$$

Η σχέση αυτή δίνει την ταχύτητα του κύματος στο κατώτερο σημείο της σεισμικής ακτίνας σε συνάρτηση με την απόσταση στην οποία το κύμα αναδύεται.

Ο χρόνος διαδρομής του κύματος, δηλαδή, ο χρόνος που χρειάζεται για να διατρέξει αυτό το τόξο της κυκλικής τροχιάς που βρίσκεται μέσα στη Γη, θα είναι

$$T = 2 \int_0^{z_m} \frac{dz}{v \cdot \cos i} \quad (48)$$

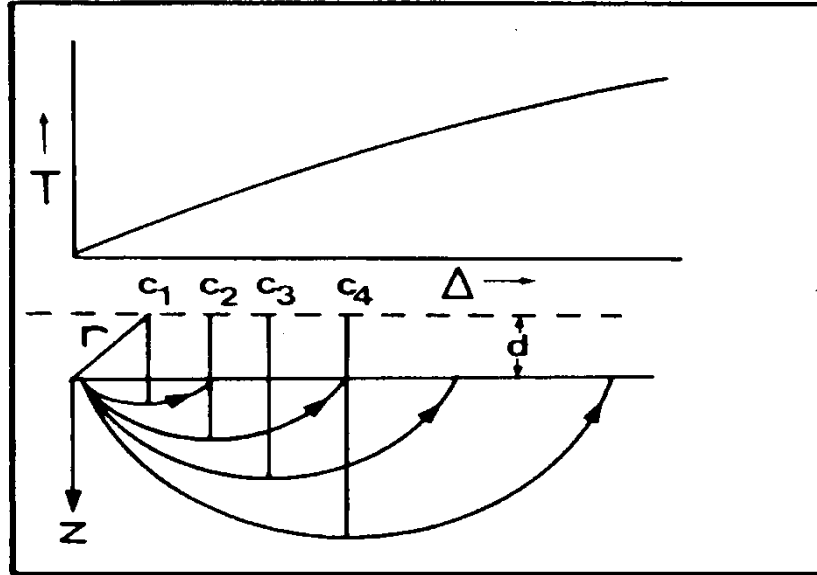
Αν εκφράσουμε την v και το $\sin i$ σε συνάρτηση με το z , με την χρησιμοποίηση των (41) και (42) και πραγματοποιήσουμε την ολοκλήρωση, βρίσκουμε σχέση η οποία σε συνδυασμό με την (46) δίνει τη

$$T = \frac{2}{\kappa} \operatorname{arcsin} h \cdot \left(\frac{\kappa \cdot \Delta}{2u_0} \right) \quad (49)$$

όπου $\sin h$ είναι το υπερβολικό ημίτονο, το οποίο βρίσκεται από πίνακες. Το πάνω μέρος του σχήματος 34 αποτελεί τη γραφική παράσταση του T σε συνάρτηση με τη Δ , δηλαδή την καμπύλη χρόνων διαδρομής για την περίπτωση γραμμικής μεταβολής της ταχύτητας με το βάθος.

Αν παραγωγίσουμε την (49) ως προς Δ και λάβουμε υπόψη και την (47), βρίσκουμε ότι η κλίση $dT/d\Delta$ της καμπύλης χρόνων διαδρομής είναι ίση με το αντίστροφο της μέγιστης ταχύτητας v_m , δηλαδή, την ταχύτητα στο κατώτερο σημείο της σεισμικής ακτίνας.

Αν ο χρόνος, T , μετρηθεί για διάφορες αποστάσεις Δ , η (49) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του κ , οπότε η σχέση (78) μεταξύ ταχύτητας και βάθους θα είναι γνωστή. Η τιμή του κ είναι, συνήθως, της τάξης του 1m/sec/m . Στον κόλπο του Μεξικού η τιμή αυτή βρέθηκε ίση με $0,6 \text{ m/sec/m}$.



Σχήμα 2.11. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλη χρόνων διαδρομής (πάνω) στην περίπτωση γραμμικής μεταβολής της ταχύτητας με το Βάθος (Dobrin 1976).

2.10.1 Καθορισμός της Θέσης Διάρρηξης και του Άλματος Μετάπτωσης

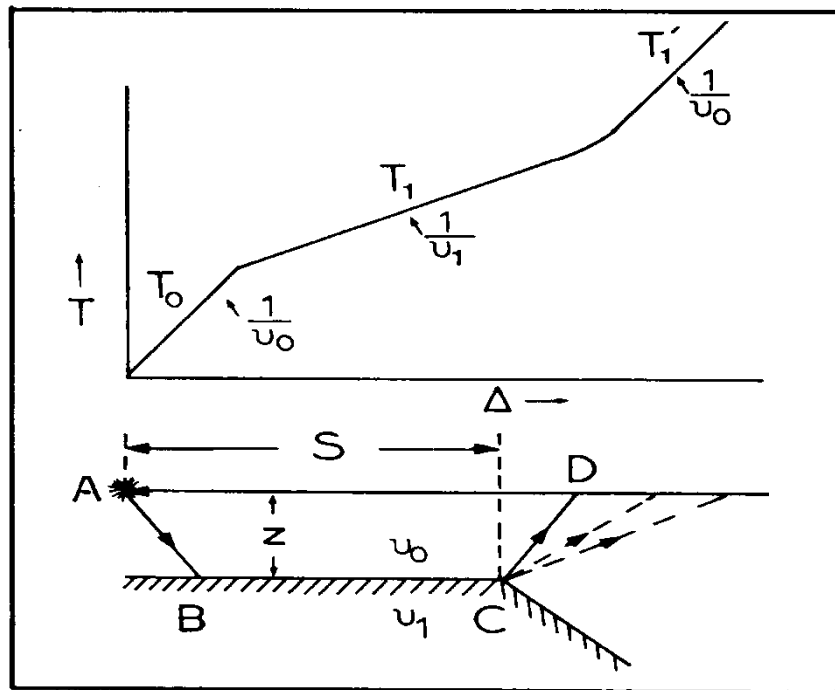
Σε αρκετές περιπτώσεις δομών που αποτελούνται από ένα στρώμα το οποίο βρίσκεται πάνω σε άλλο στρώμα μεγαλύτερης ταχύτητας, το κάτω στρώμα υφίσταται κατακόρυφη διάρρηξη και το τμήμα του στρώματος αυτού που βρίσκεται προς το ένα μέρος της διάρρηξης υφίσταται κατακόρυφη μετάπτωση. Με τη μέθοδο της διάθλασης μπορούμε να καθορίσουμε τη θέση της διάρρηξης και το μήκος του άλματος μετάπτωσης. Διακρίνουμε δύο περιπτώσεις: την περίπτωση του μεγάλου και την περίπτωση του μικρού άλματος.

α) Μετάπτωση μεγάλου άλματος. Όταν το άλμα είναι πολύ μεγάλο (σχήμα 3.11), η καμπύλη χρόνων διαδρομής των πρώτων αφίξεων μέχρι ορισμένη απόσταση O αποτελείται από δύο ευθύγραμμους κλάδους, που οι κλίσεις τους είναι $1/v_0$ και $1/v_1$ και οι χρόνοι διαδρομής δίνονται από τις

σχέσεις (1) και (4). Δηλαδή μέχρι την απόσταση D έχουμε την απλή περίπτωση δύο στρωμάτων.

Πέρα από την απόσταση D τα κύματα, που φθάνουν πρώτα στην επιφάνεια της Γης, ακολουθούν το δρόμο ABC και στο C ακτινοβολούν τα κύματα που ακολουθούν τις διακαμμένες τροχιές του σχήματος 3.11. Ο χρόνος διαδρομής των κυμάτων αυτών σε συνάρτηση με την απόσταση από το σημείο της έκρηξης, δίνεται από τη σχέση

$$T'_1 = \frac{z \cos i_c}{u_0} + \frac{S}{u_1} + \frac{\sqrt{(\Delta - S)^2 + z^2}}{u_0} \quad (50)$$



Σχήμα 2.12. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλη χρόνων διαδρομής (πάνω) στην περίπτωση διάρρηξης μεγάλου άλματος μετάπτωσης (Nettleton 1940).

Συνεπώς, θα υπάρχει και τρίτος κλάδος της καμπύλης χρόνων διαδρομής, που η κλίση του θα τείνει να αποκτήσει την τιμή $1/u_0$, όταν αυξάνεται η

απόσταση από την έκρηξη. Η οριζόντια απόσταση της διάρρηξης από το σημείο της έκρηξης μπορεί να βρεθεί με την $S = D - z \cdot \text{zeφi}_c$ ή

$$S = D - \frac{z \cdot u_0}{\sqrt{u_1^2 - u_0^2}} \quad (51)$$

β) Μετάπτωση μικρού άλματος. Όταν το άλμα της μετάπτωσης είναι σχετικά μικρό, η καμπύλη χρόνων διαδρομής μέχρι ορισμένη απόσταση θα αποτελείται, επίσης, από δύο κλάδους και οι εξισώσεις αυτών θα είναι της μορφής (1) και (4). Πέρα από την οριζόντια απόσταση, τα κύματα, που φθάνουν πρώτα στην επιφάνεια της Γης, ακολουθούν το δρόμο ABCED (σχήμα 3.12).

Επειδή το μήκος του άλματος, Δz , είναι μικρό, ο χρόνος στον οποίο το κύμα διατρέχει την απόσταση BC μπορεί, κατά προσέγγιση, να θεωρηθεί ίσος με το χρόνο στον οποίο το κύμα αυτό θα διέτρεχε την οριζόντια προβολή της απόστασης αυτής. Τότε, η εξίσωση του τρίτου κλάδου της καμπύλης χρόνων διαδρομής θα είναι

$$T'_1 = \frac{\Delta}{u_1} + \frac{z \cos i_c}{u_0} + \frac{(z \pm \Delta z) \cos i_c}{u_0} \quad (52)$$

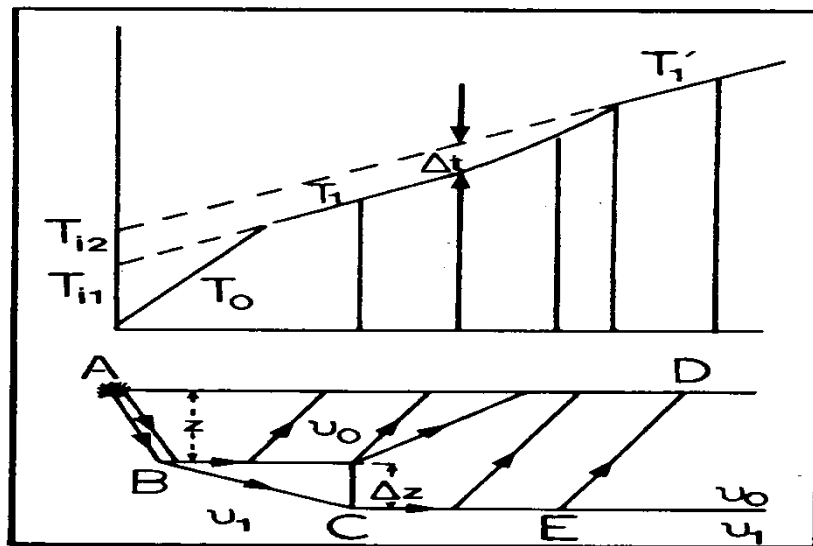
Το σημείο + , μέσα στην παρένθεση, αφορά την περίπτωση κατά την οποία το σημείο της έκρηξης βρίσκεται στο πάνω μέρος της διάρρηξης, όπως στο σχήμα 36, ενώ το σημείο —, αφορά την περίπτωση κατά την

οποία το σημείο της έκρηξης βρίσκεται πάνω από το κάτω μέρος της διάρρηξης.

Αν δεν γινόταν η μετάπτωση, ο χρόνος διαδρομής θα δινόταν από την (3) Επομένως, η απόλυτη τιμή της διαφοράς Δt των χρόνων T_1 και T'_1 οφείλεται στην μετάπτωση και δίνεται από την $\Delta t = \Delta z \sin i_c / v_0$. Από αυτή και την $\eta_{m_c} = v_0 / v_1$ βρίσκουμε ότι

$$\Delta z = \frac{u_0 \cdot u_1}{\sqrt{u_1^2 - u_0^2}} \quad (53)$$

Ο χρόνος Δt ισούται με τη διαφορά, $T_{i2} - T_{i1}$, των χρόνων συνάντησης και βρίσκεται απ' αυτούς (σχήμα 3.12 πάνω). Η σχέση (53) χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μήκους του άλματος της μετάπτωσης.



Σχήμα 2.13. Σεισμικές ακτίνες (κάτω) και καμπύλες χρόνων διαδρομής (πάνω) στην περίπτωση διάρρηξης μικρού άλματος μετάπτωσης (Nettleton 1940).

2.10.2 Διορθώσεις των Παρατηρήσεων Διάθλασης

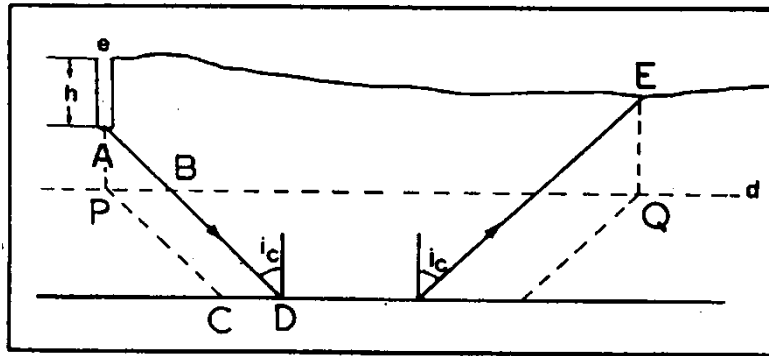
Οι χρόνοι διαδρομής στις εργασίες διάθλασης περιέχουν συστηματικά σφάλματα, που οφείλονται σε διάφορα αίτια. Τα σημαντικότερα από τα αίτια αυτά είναι η διαφορά του υψομέτρου μεταξύ των θέσεων των εκρήξεων και των θέσεων των σταθμών αναγραφής και η ύπαρξη ενός πολύ επιφανειακού στρώματος αποσαθρωμένων ιζημάτων, όπου τα κύματα διαδίδονται με πολύ μικρή ταχύτητα. Για το λόγο αυτό, οι χρόνοι διαδρομής πρέπει να υποστούν τη διόρθωση λόγω διαφοράς του υψομέτρου και τη διόρθωση λόγω της ύπαρξης του στρώματος αποσάθρωσης.

α) Διόρθωση λόγω διαφοράς υψομέτρου. Για τον υπολογισμό της διόρθωσης αυτής θεωρούμε τόσο το σημείο της έκρηξης όσο και το γεώφωνο στο ίδιο οριζόντιο επίπεδο, που λέγεται επιφάνεια αναγωγής. Από τους μετρούμενους χρόνους διαδρομής αφαιρούμε ή προσθέτουμε τους χρόνους που χρειάζεται το κύμα για να φθάσει από την επιφάνεια αναγωγής στο σημείο του γεωφώνου και από την επιφάνεια αναγωγής στο σημείο της έκρηξης, όταν η επιφάνεια αναγωγής βρίσκεται κάτω ή πάνω από τα σημεία αυτά, αντίστοιχα.

Στο σχήμα 3.13 η στιγμένη γραμμή παριστάνει την επιφάνεια αναγωγής, που έχει υψόμετρο $\acute{\alpha}$. Έστω ότι Α είναι το σημείο της έκρηξης, που βρίσκεται σε βάθος h κάτω από το σημείο της επιφάνειας της Γης, όπου το υψόμετρο είναι ϵ και ότι Ε είναι το υψόμετρο του γεωφώνου. Αν το σημείο της έκρηξης και το γεώφωνο βρισκόταν στις ανοιγμένες τους θέσεις Ρ και Q, οι δυο πλάγιες στιγμένες γραμμές θα ήταν οι τροχιές του κύματος μέσα στο στρώμα. Έτσι, η διόρθωση για την έκρηξη θα είναι $t_1 = (AB/v_0) - (CD/v_1)$ ή $t_1 = (AB/v_0) - (PB/v_1)$. Αλλά ο χρόνος αυτός είναι ο χρόνος

καθυστέρησης, που αντιστοιχεί στο στρώμα πάχους $AP = \varepsilon - h - d$ και συνεπώς θα είναι $t_1 = (e-h-d) \text{ συν} i_c / v_0$. Κατά όμοιο τρόπο αποδεικνύεται ότι η διόρθωση, που αντιστοιχεί στο γεώφωνο, είναι $t_2 = (E-d) \text{ συν} i_c / v_0$. Η ολική διόρθωση λόγω της διαφοράς υψόμετρου θα είναι $\Delta t_v = t_1 + t_2$. Αν εκφράσουμε το $\text{συν} i_0$ σε συνάρτηση με τις ταχύτητες v_0 και v_1 βρίσκουμε τελικά ότι

$$\Delta t_u = \frac{(e-h+E-2d) \cdot \sqrt{v_1^2 - v_0^2}}{v_0 \cdot v_1} \quad (54)$$



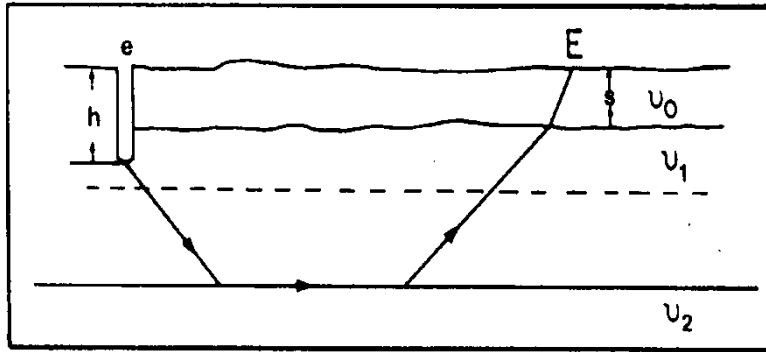
Σχήμα 2.14 Το σημείο της έκρηξης, A, και το γεώφωνο, E, βρίσκονται σε διαφορετικό υψόμετρο (Dobrin 1976).

β) Διόρθωση για το στρώμα αποσάθρωσης. Η ταχύτητα των κυμάτων στο πολύ επιφανειακό αποσαθρωμένο στρώμα είναι μικρή σε σχέση με την ταχύτητα των κυμάτων μέσα στα ιζηματογενή πετρώματα, που βρίσκονται κάτω από αυτό. Συνέπεια αυτού είναι ο υπολογισμός εικονικού βάθους της επιφάνειας διάθλασης. Για το λόγο αυτό, πρέπει να γίνει κατάλληλη διόρθωση.

Η απλούστερη μέθοδος καθορισμού της διόρθωσης αυτής βασίζεται στην εύρεση του πάχους και της ταχύτητας του αποσαθρωμένου στρώματος, για τον υπολογισμό, με βάση τα στοιχεία αυτά, του αντίστοιχου χρόνου συνάντησης. Ο χρόνος αυτός αφαιρείται από το χρόνο συνάντησης που βρίσκεται από την καμπύλη χρόνων διαδρομής. Για τον καθορισμό του πάχους, s , και της ταχύτητας, u_0 , του αποσαθρωμένου στρώματος, γίνεται βοηθητικό πείραμα. Κατά το πείραμα αυτό γίνεται σειρά μικρών εκρήξεων, οι οποίες γράφονται από γεώφωνα που βρίσκονται σε μικρές αποστάσεις. Με βάση το πείραμα αυτό υπολογίζεται ο χρόνος καθυστέρησης, που αντιστοιχεί στο πάχος s του αποσαθρωμένου στρώματος.

Μετά, βρίσκεται η υψομετρική διόρθωση, που αντιστοιχεί στον πυθμένα του στρώματος αποσάθρωσης κάτω από το γεώφωνο (σχ.3.14), δηλαδή, βρίσκεται ο χρόνος καθυστέρησης, που αντιστοιχεί στο πάχος $E - s - d$. Συνεπώς, η συνολική διόρθωση, η οποία πρέπει να αφαιρεθεί από το μετρούμενο χρόνο συνάντησης που βρίσκεται κατά το κανονικό πείραμα, δίνεται από τη σχέση

$$\Delta t_a = \frac{s\sqrt{u_2^2 - u_0^2}}{u_0 \cdot u_2} + \frac{(e + E - h - s - 2d) \cdot \sqrt{u_2^2 - u_1^2}}{u_1 \cdot u_2} \quad (55)$$



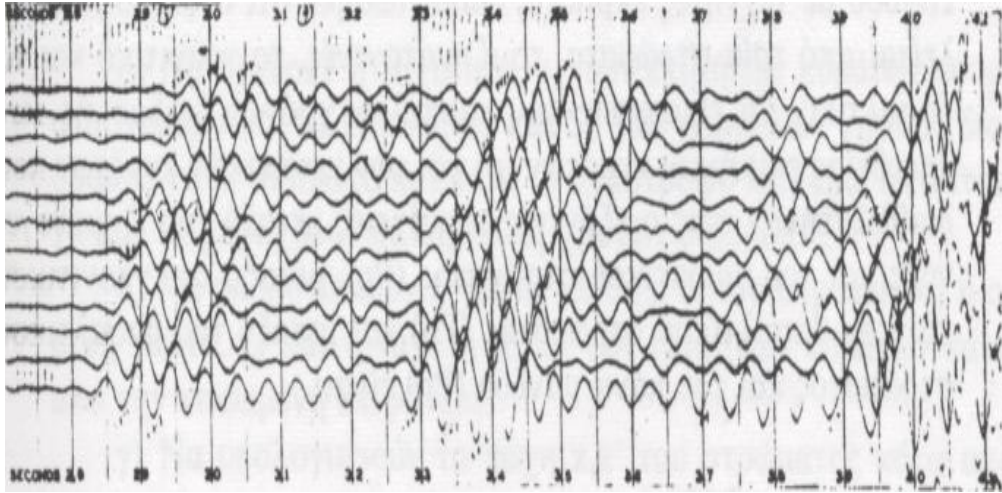
Σχήμα 2.15. Το αποσαθρωμένο στρώμα, πάχους δ , πρέπει να λαμβάνεται υπόψη κατά την εφαρμογή της μεθόδου της διάθλασης (Dobrin 1976).

2.10.3 Συσχέτιση των Αναγραφών Διάθλασης

Κατά τα πρώτα χρόνια εφαρμογής της μεθόδου της διάθλασης χρησιμοποιούνταν οι πρώτες αφίξεις των κυμάτων για τον καθορισμό του βάθους μιας ασυνέχειας όπου τα κύματα υφίστανται διάθλαση. Η συσχέτιση των πρώτων αφίξεων των κυμάτων που αναγράφονται από μια σειρά γεωφώνων δεν παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες. Συνεπώς, η κατασκευή καμπύλων χρόνων διαδρομής των απευθείας κυμάτων, καθώς και των διαθλώμενων στην επιφάνεια αυτή κυμάτων, είναι σχετικά εύκολη. Αργότερα, όμως, χρησιμοποιήθηκαν και άλλες αφίξεις μετωπικών κυμάτων που διαθλάστηκαν σε επιφάνειες οι οποίες βρίσκονται σε διάφορα βάθη. Για τον καθορισμό των βαθών αυτών και των ταχυτήτων μέσα στα στρώματα, είναι απαραίτητη η ορθή συσχέτιση των αφίξεων, που οφείλονται στην ίδια επιφάνεια διάθλασης και έχουν αναγραφεί από γεώφωνα τα οποία βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις.

Το σχήμα 3.15 παριστάνει τις αναγραφές έκρηξης από 12 γεώφωνα κατανεμημένα σε αποστάσεις μεταξύ 13,4 και 16,2 Km περίπου, από το

σημείο της έκρηξης. Οι αναγραφές αυτές πραγματοποιήθηκαν στο δυτικό Τέξας. Παρατηρούμε ότι σε τρεις περιπτώσεις τα πλάτη των κυμάτων είναι σημαντικά και οι συσχετίσεις είναι σαφείς. Συνεπώς, υπάρχουν τρεις, τουλάχιστον, επιφάνειες διάθλασης των κυμάτων.



Σχήμα 2.16. Αναγραφές κυμάτων διάθλασης από δώδεκα γεώφωνα που βρίσκονται σε διάφορες αποστάσεις από το σημείο της έκρηξης (Jakosky 1957).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΑΠΟΤΕΛΕΣΜΑΤΑ–ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ ΤΩΝ ΜΕΤΡΗΣΕΩΝ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται τα αποτελέσματα των μετρήσεων που ελήφθησαν από τον κ Παντελή Σουπιό και μας τα παραχώρησε. Τα οποία επεξεργαστήκαμε με τα προγράμματα Pickwin – Plotrefa (για την σεισμική διασκόπιση) καθώς και αντίστοιχα συμπεράσματα των περιοχών αυτών που πάρθηκαν οι μετρήσεις

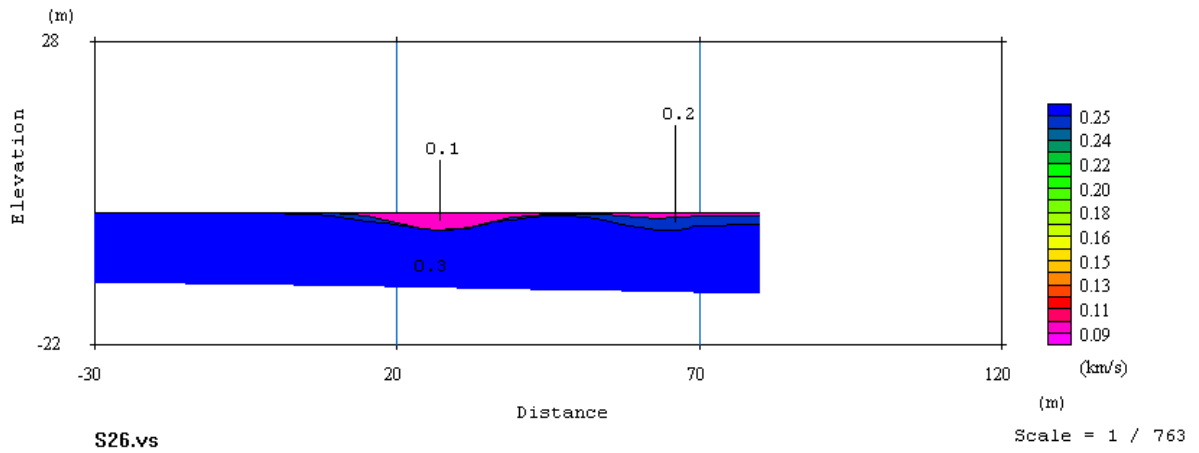
3.1 Ηράκλειο

Η πόλη του Ηρακλείου βρίσκεται στο βόρειο και κεντρικό τμήμα της Κρήτης. Όπως βλέπουμε και στην εικόνα η περιοχή των μετρήσεων βρίσκεται κάτω από μια γέφυρα κοντά στο κέντρο του Ηρακλείου.

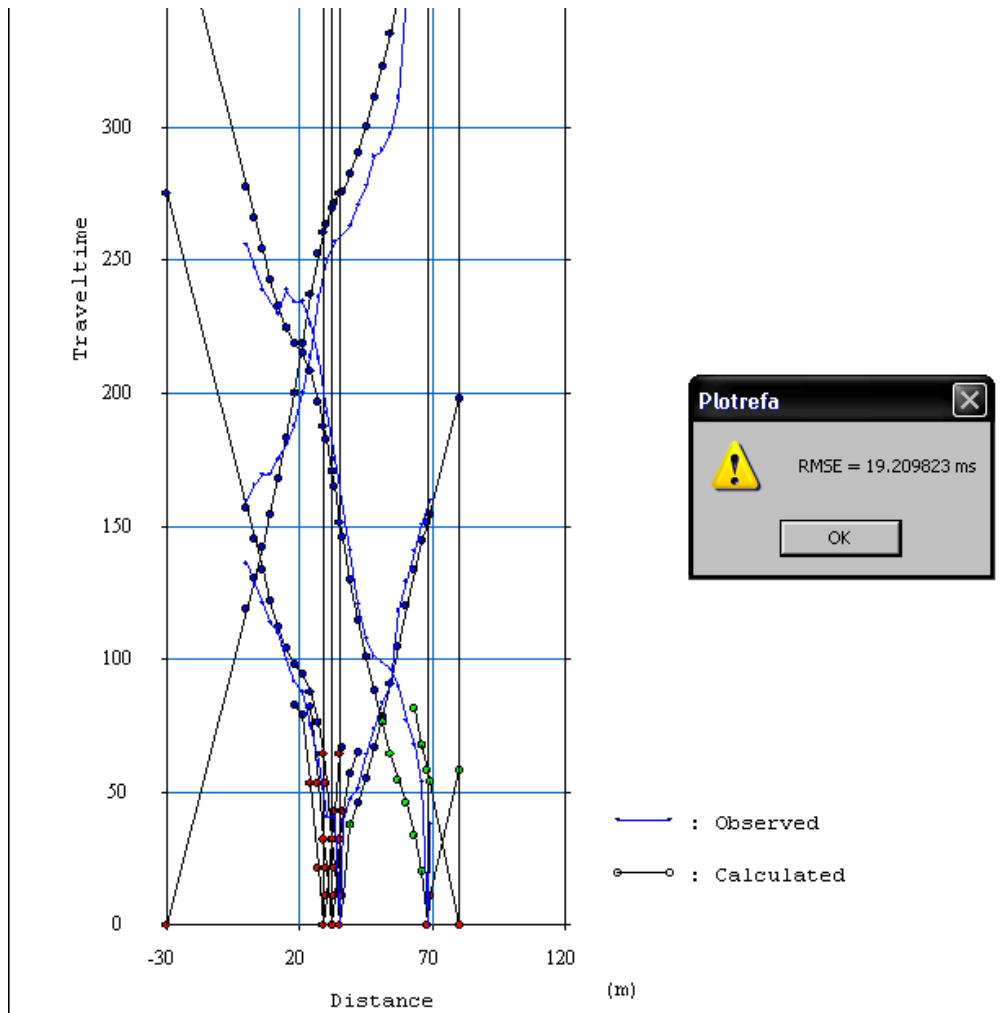


No editing

Layered model : # of layers = 3



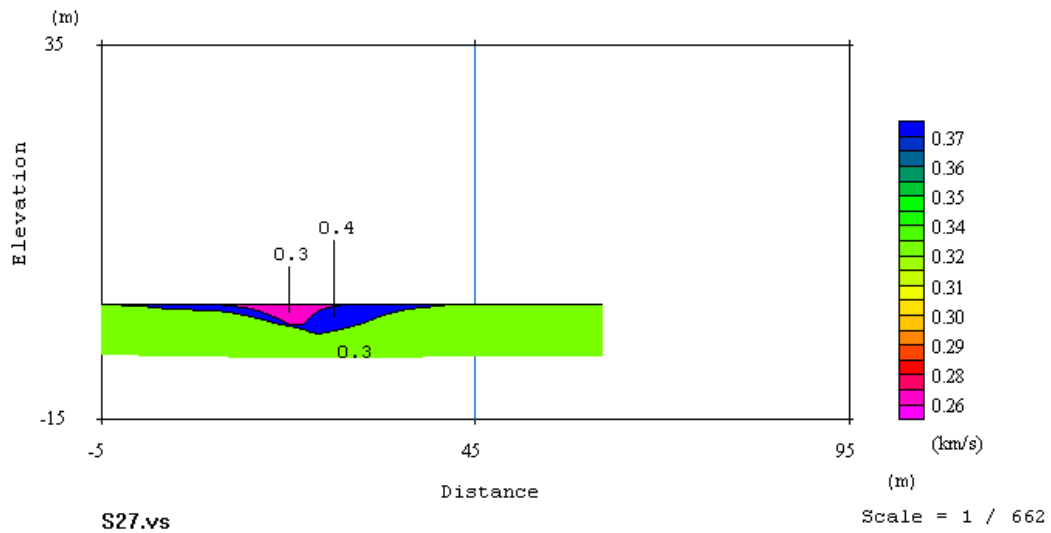
3.1.1.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ηρακλείου



3.1.1.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής

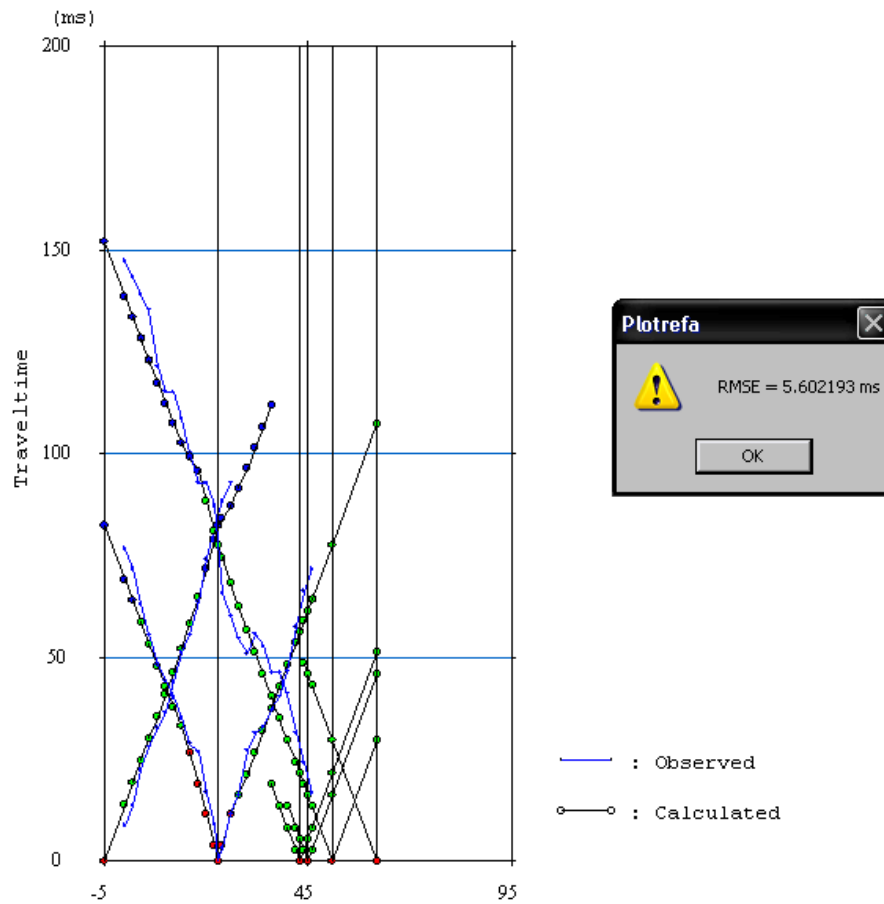
No editing

Layered model : # of layers = 3



3.1.2.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ηρακλείου

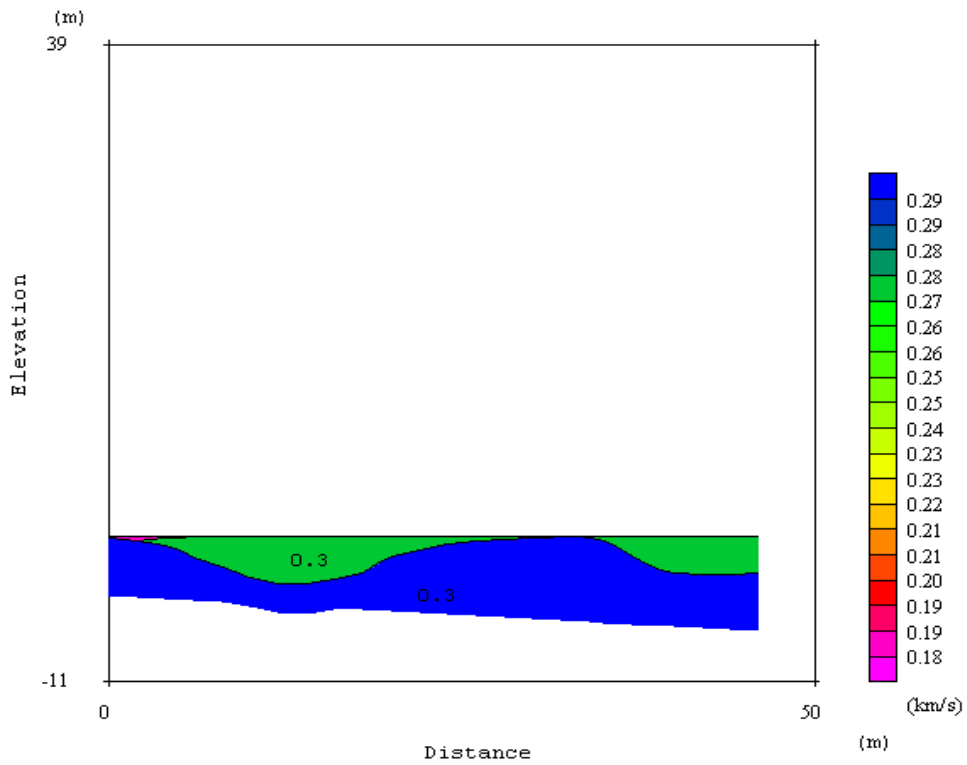
Status : No editing



3.1.2.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής

No editing

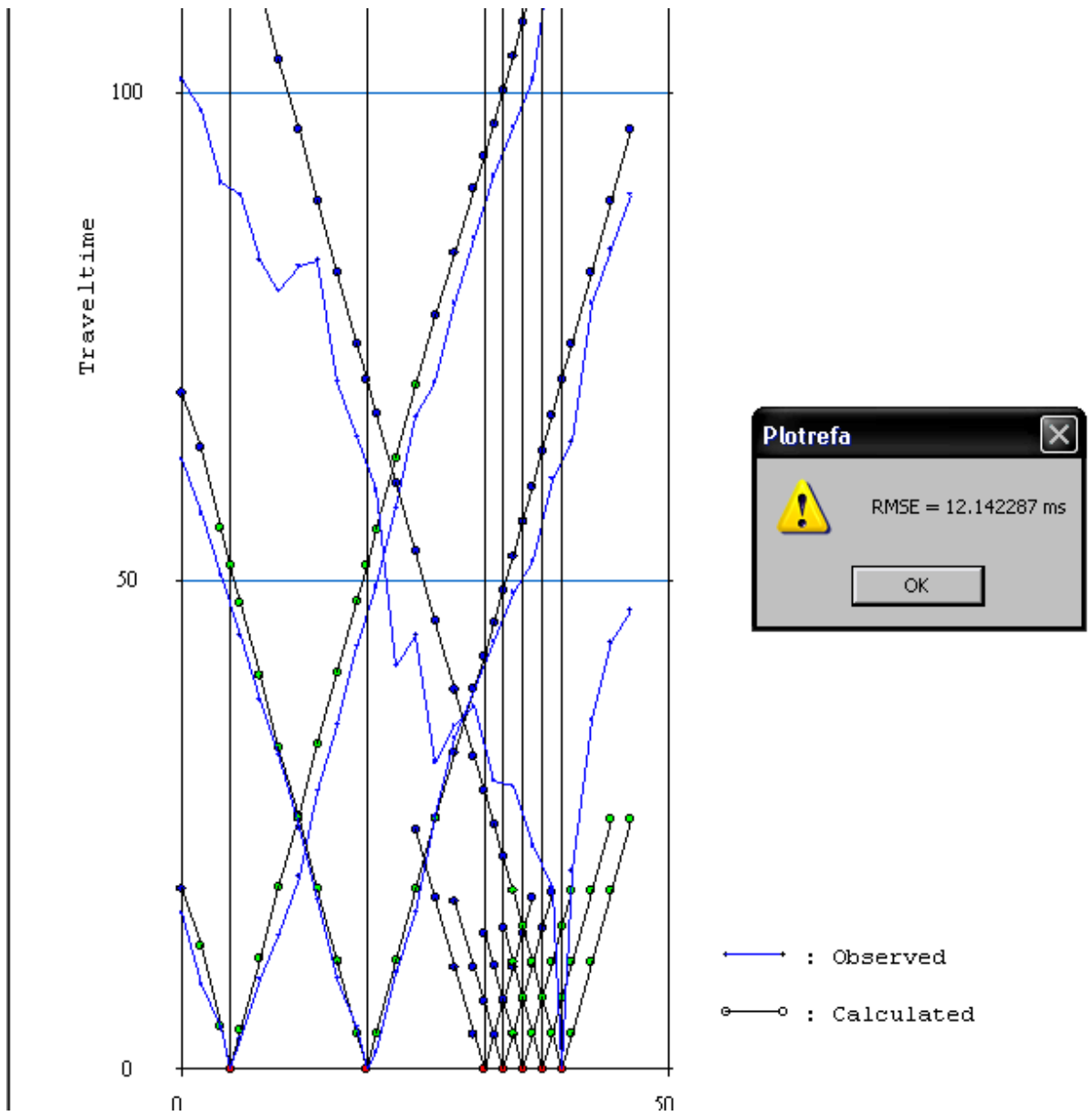
Layered model : # of layers = 3



S22.vs

Scale = 1 / 383

3.1.3.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ηρακλείου



3.1.3.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής

3.2 Κέντρο Ηρακλείου

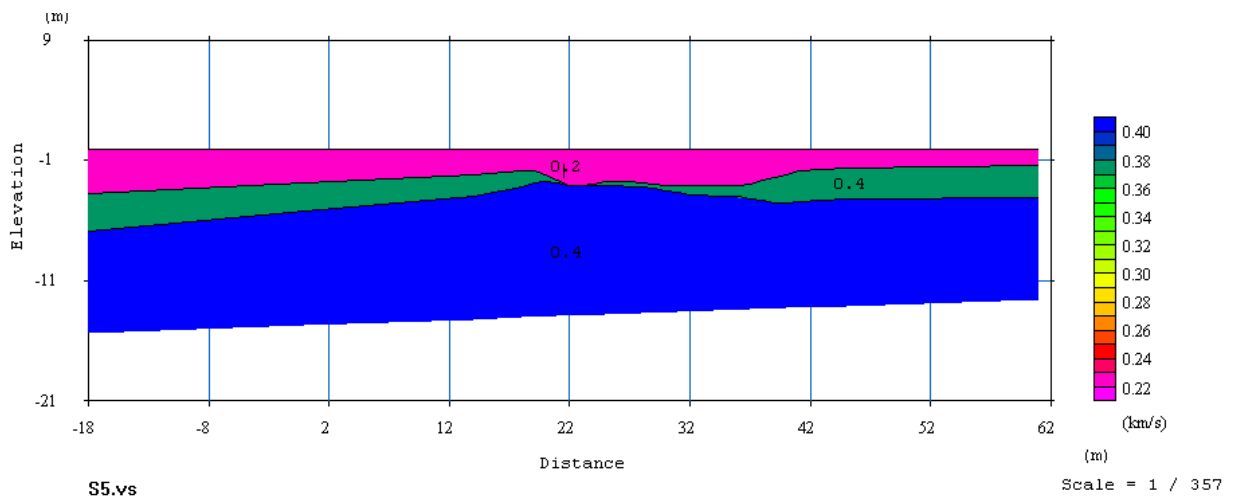
Στην πόλη του Ηρακλείου πραγματοποιήθηκαν μετρήσεις και σε άλλα σημεία. Για την καλύτερη κατανόηση της τοποθεσίας παραθέτουμε την παρακάτω εικόνα.



3.2.1 Σημείο μετρήσεων κοντά στην οδό Βάγιας

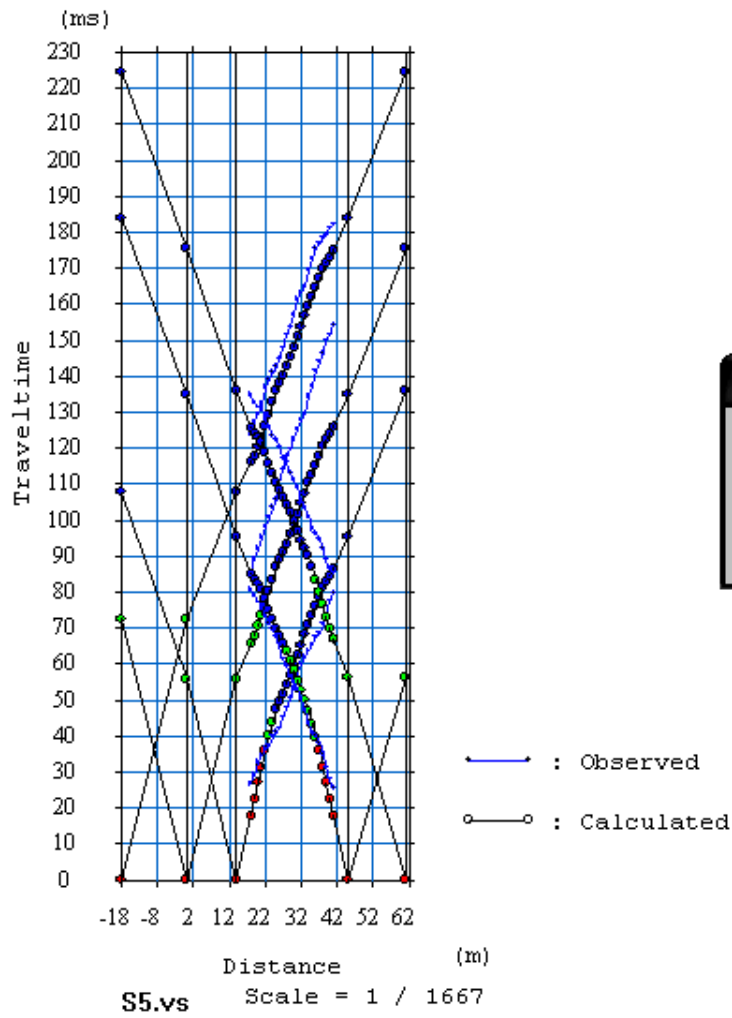


3.2.1 Πεδίο μετρήσεων κοντά στην οδό Βάγιας



3.2.1.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ηρακλείου

Status : No editing



3.2.1.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής

3.3 Περιοχή Ζάκρου

Η πόλη Ζάκρος βρίσκεται στα ανατολικά του νησιού και ανήκει στο νομό Λασιθίου. Οι μετρήσεις λήφθηκαν σε μη κατοικημένη περιοχή.

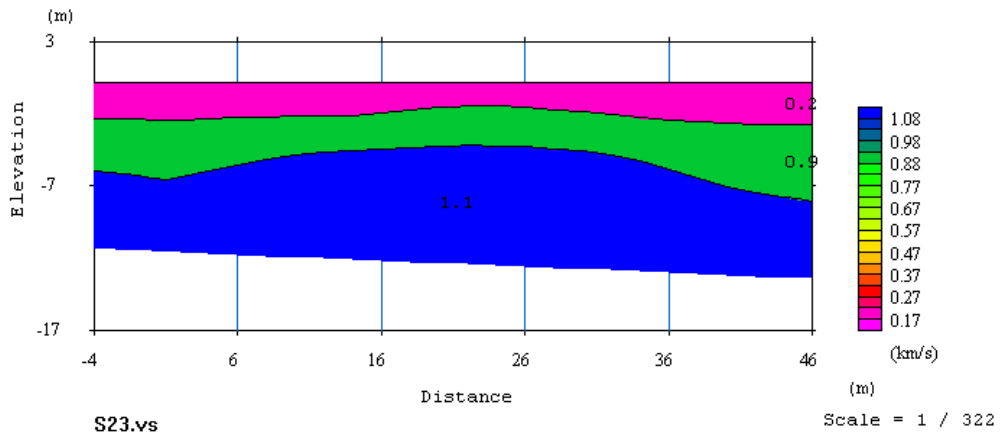


3.3.1 Εξοπλισμός πεδίου

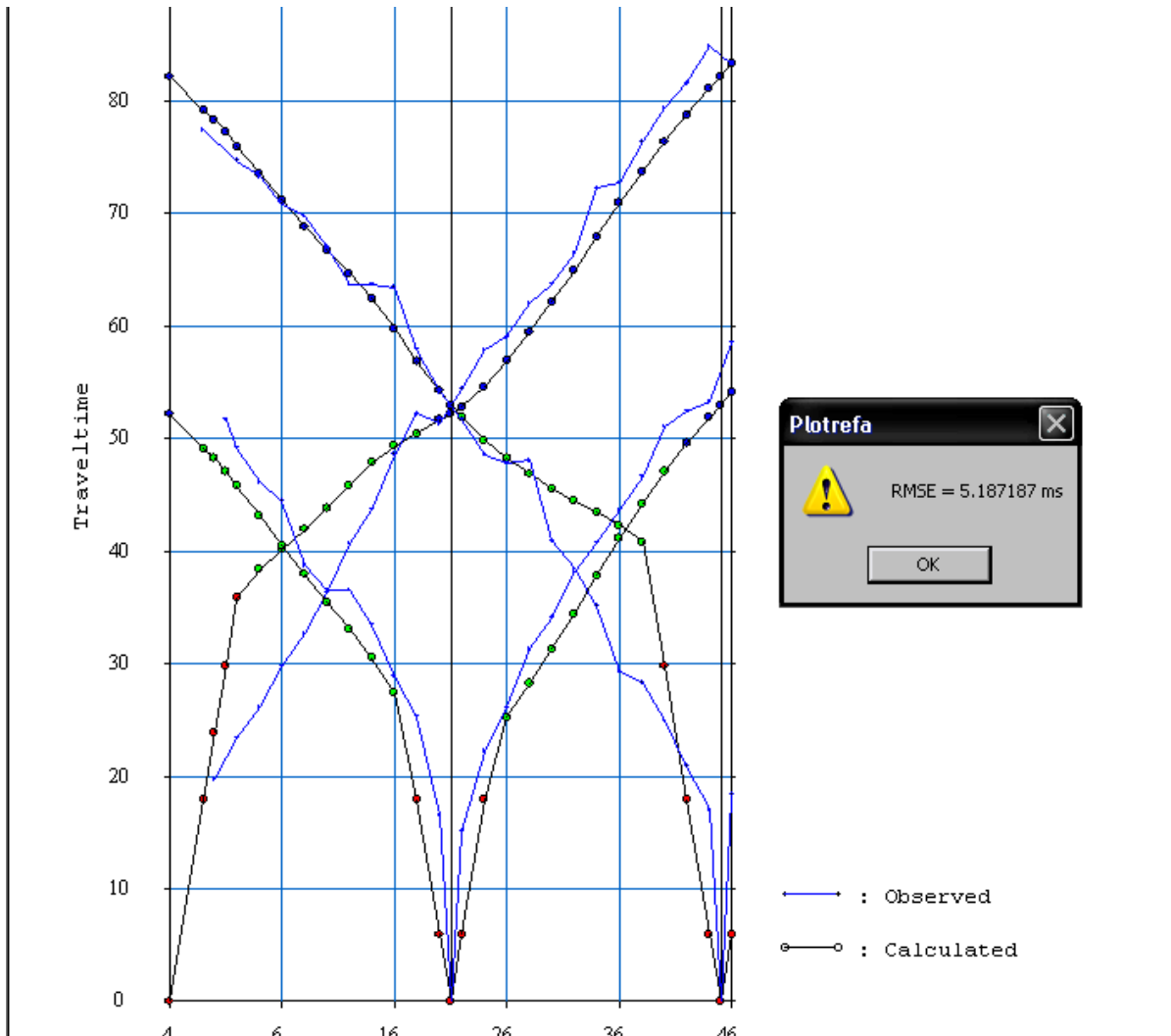


No editing

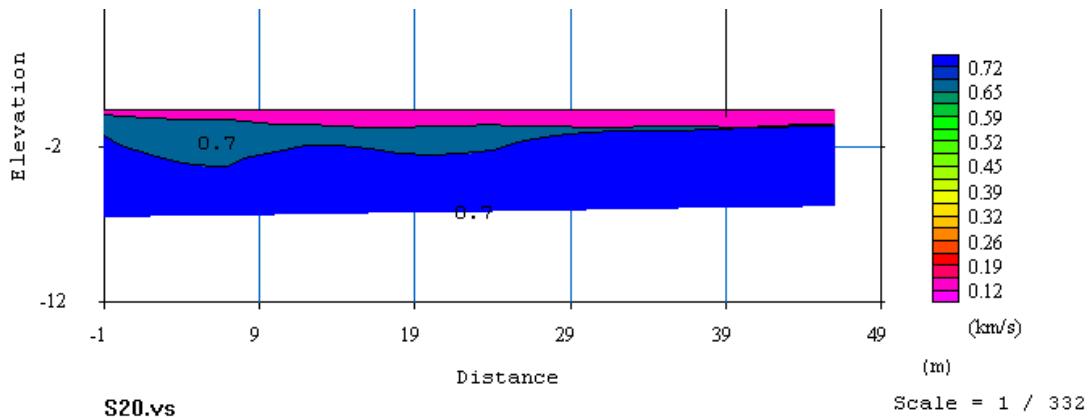
Layered model : # of layers = 3



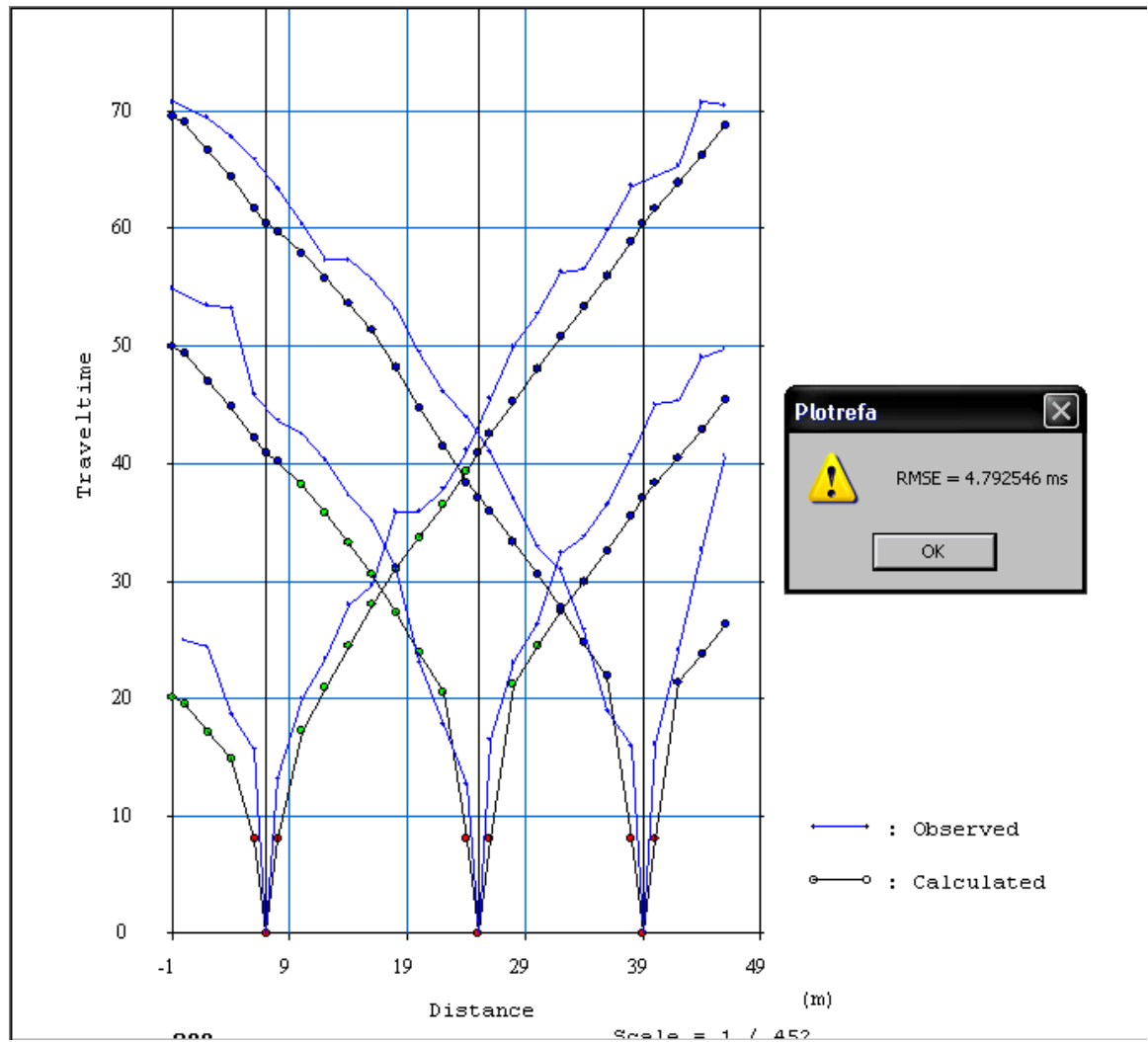
3.3.1.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ζάκρου



3.3.1.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής



3.3.2.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Ζάκρου

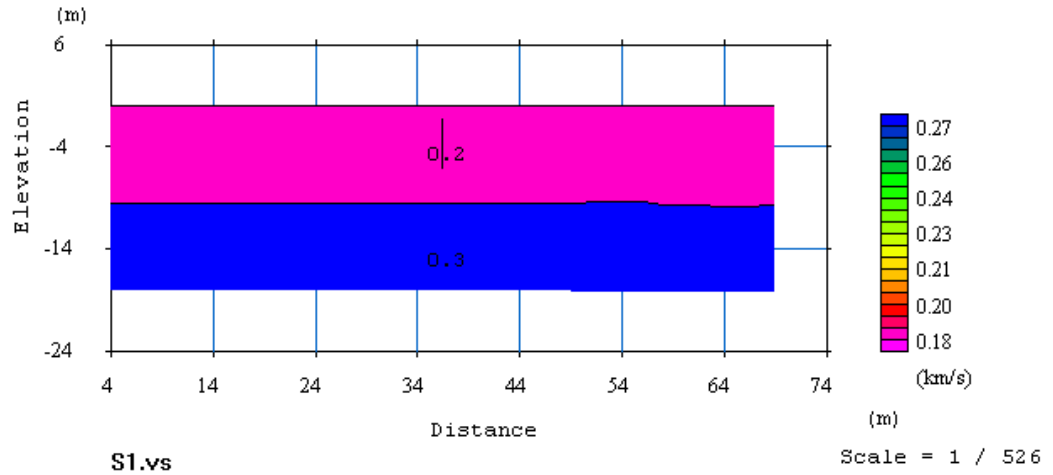


3.3.2.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής

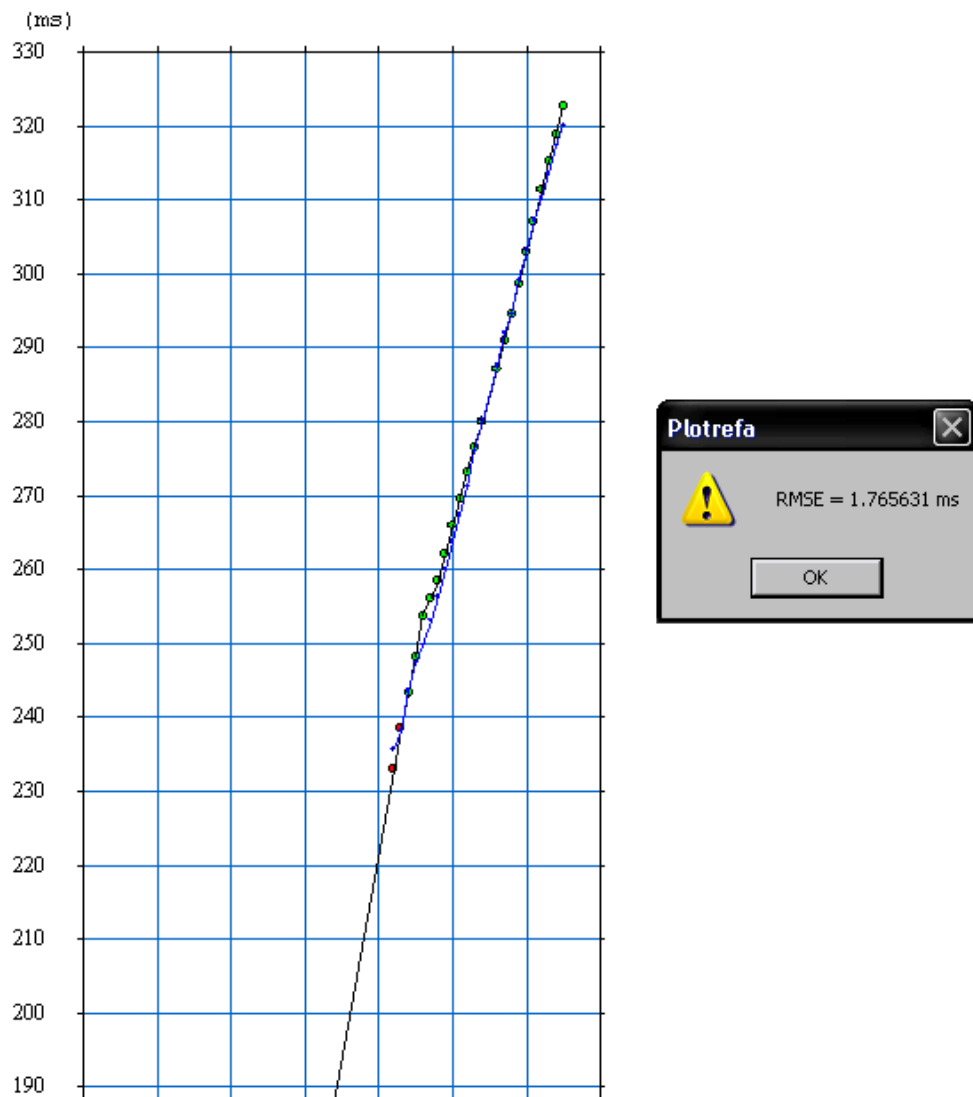
3.4 Περιοχή Αγίου Νικολάου

Ο Άγιος Νικόλαος βρίσκεται στα ανατολικά του νησιού και είναι η πρωτεύουσα του νομού Λασιθίου. Το σημείο που λάβαμε τις μετρήσεις είναι δίπλα στο λιμάνι της πόλης.

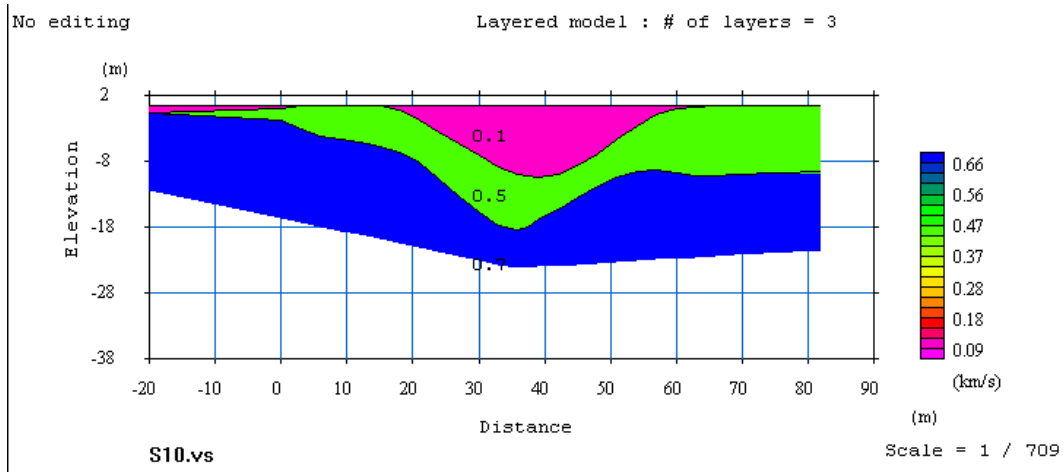




3.4.1.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Αγίου Νικολάου



3.4.1.β Καμπύλες χρόνου διαδρομής



3.4.2.α Αποτελέσματα μετρήσεων στην περιοχή του Αγίου Νικολάου

