

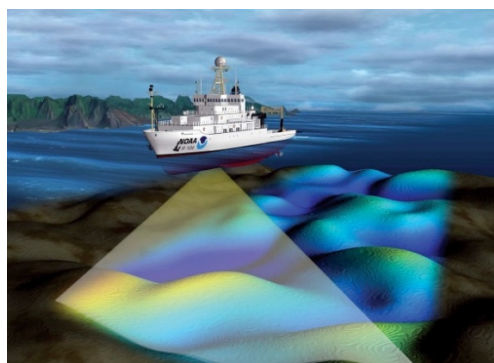


**ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ**  
**ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ**

ΔΙΠΛΩΜΑΤΙΚΗ ΕΡΓΑΣΙΑ  
**ΕΥΑΓΓΕΛΟΣ ΚΑΚΑΡΟΓΛΟΥ**  
Α.Μ. 2011020010

ΘΕΜΑ

**Ανάπτυξη μεθοδολογίας επεξεργασίας θαλάσσιων δεδομένων  
σεισμικής ανάκλασης διπλού αισθητήρα για την απομάκρυνση των  
ανακλάσεων που προέρχονται από την επιφάνεια της θάλασσας.  
Εφαρμογή σε συνθετικά δεδομένα από το Νότιο Αιγαίο.**



ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων: **ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΗΣ** Καθηγητής Πολυτεχνείου Κρήτης  
Μέλη: **ΣΟΥΠΙΟΣ ΠΑΝΤΕΛΗΣ** Καθηγητής ΤΕΙ Κρήτης  
**ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ ΓΙΩΡΓΟΣ** ΕΔΙΠ Πολυτεχνείου Κρήτης

Χανιά 2016



## **Ευχαριστίες**

Για την ανάθεση του θέματος, τη συνεργασία την βοήθεια και την εμπιστοσύνη του, οφείλω να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή μου κ. Αντώνη Βαφείδη. Ευχαριστώ επίσης τον διδάκτορα κ. Οικονόμου Νίκο για την βοήθειά του σε θέματα που αφορούσαν σε αλγόριθμους για στον προσδιορισμό της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας.

Επίσης θα ήθελα να ευχαριστήσω θερμά τον διδάκτορα κ. Γιώργο Κρητικάκη για τις πολύτιμες συμβουλές, τις υποδείξεις και την υπομονή του καθ' όλη τη διάρκεια εκπόνησης της εργασίας αυτής. Τέλος ευχαριστώ τον πατέρα μου για την στήριξη και την βοήθειά του όλα αυτά τα χρόνια.





# Περιεχόμενα

Περίληψη.....	1
<b>1 Εισαγωγή στις θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις και στο φαινόμενο ghost.....</b>	<b>3</b>
1.1 Θαλάσσια σεισμική απεικόνιση .....	3
1.2 Ανακλάσεις από την θαλάσσια επιφάνεια (φαινόμενο ghost) .....	3
1.3 Φαινόμενο ghost σε συμβατικά καλώδια (streamers).....	4
1.4 Γεωαισθητήρες και η αρχή διπλού αισθητήρα .....	5
1.5 Αρχές καταγραφής με γεωκαλώδιο (geostreamer) διπλών αισθητήρων .....	5
1.6 Κατανομή των πηγών στις θαλάσσιες διασκοπήσεις.....	7
1.7 Αφαίρεση των επιφανειακών ανακλάσεων(ghost free data) .....	7
<b>2 Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης.....</b>	<b>10</b>
2.1 Εισαγωγή .....	10
2.2 Βασικές αρχές της σεισμικής ανάκλασης.....	10
2.2.1 Αρχή Huygens.....	10
2.2.2 Αρχή Fermat .....	11
2.3 Σεισμικές έρευνες στη θάλασσα.....	11
2.4 Συντελεστής Ανάκλασης-Ακουστική Εμπέδηση .....	12
2.5 Μέση ταχύτητα .....	12
2.6 Μέση Τετραγωνική Ταχύτητα (RMS Velocity).....	13
2.7 Υπεδαφική κάλυψη .....	14
<b>3 Αλγόριθμος δημιουργίας Συνθετικών Δεδομένων .....</b>	<b>17</b>
3.1 Εισαγωγή .....	17
3.1.1 Το παραβολικό πρόβλημα .....	17
3.1.2 Το ελλειπτικό πρόβλημα.....	17
3.1.3 Το υπερβολικό πρόβλημα.....	17
3.2 Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού.....	17

<b>3.3</b>	<b>Πεπερασμένες Διαφορές στην εξίσωση κύματος (P-SV) .....</b>	<b>19</b>
<b>3.4</b>	<b>Διασπορά Σταθερότητα Ακρίβεια και Σύγκλιση .....</b>	<b>20</b>
3.4.1	Διασπορά .....	21
3.4.2	Σταθερότητα .....	21
3.4.3	Ακρίβεια .....	21
3.4.4	Σύγκλιση .....	21
<b>3.5</b>	<b>Όρια απορρόφησης (Absorbing boundaries) .....</b>	<b>22</b>
<b>4</b>	<b>Δημιουργία συνθετικών δεδομένων .....</b>	<b>25</b>
<b>4.1</b>	<b>Θέση του πειράματος .....</b>	<b>25</b>
<b>4.2</b>	<b>Δημιουργία συνθετικών δεδομένων .....</b>	<b>26</b>
<b>5</b>	<b>Ανάπτυξη μεθοδολογίας για την απομάκρυνση των επιφανειακών ανακλάσεων .....</b>	<b>34</b>
<b>5.1</b>	<b>Εισαγωγή .....</b>	<b>34</b>
<b>5.2</b>	<b>Αρχή της μεθόδου .....</b>	<b>34</b>
<b>5.3</b>	<b>Βασική εξίσωση .....</b>	<b>34</b>
<b>5.4</b>	<b>Δημιουργία του αλγόριθμου σε περιβάλλον Matlab™ .....</b>	<b>37</b>
<b>5.5</b>	<b>Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου .....</b>	<b>38</b>
<b>5.6</b>	<b>Αναδιάταξη των δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP) .....</b>	<b>39</b>
5.6.1	Γενικά .....	39
5.6.2	Κοινό ενδιαμέσο σημείο των συνθετικών καταγραφών .....	41
<b>5.7</b>	<b>Διόρθωση της κανονικής χρονικής απόκλισης (NMO) .....</b>	<b>42</b>
5.7.1	Γενικά .....	42
5.7.2	Διόρθωση NMO στα συνθετικά δεδομένα .....	44
<b>5.8</b>	<b>Σεισμική Υπέρθεση (Stacking) .....</b>	<b>45</b>
5.8.1	Γενικά .....	45
5.8.2	Σεισμική υπέρθεση (stacking) στα δεδομένα .....	46
<b>5.9</b>	<b>Σεισμική χωροθέτηση (Migration) .....</b>	<b>49</b>
5.9.1	Γενικά .....	49
5.9.2	Σεισμική χωροθέτηση στα δεδομένα .....	52

<b>6</b>	<b>Συμπεράσματα - προτάσεις .....</b>	<b>53</b>
6.1	Γενικά .....	53
6.2	Συμπεράσματα .....	54
6.3	Μελλοντικές Προτάσεις .....	54
<b>7</b>	<b>Βιβλιογραφία .....</b>	<b>55</b>



# Περίληψη

Αντικείμενο της διπλωματικής αυτής εργασίας είναι η ανάπτυξη μεθόδου επεξεργασίας θαλασσιών σεισμικών δεδομένων, με σκοπό την απομάκρυνση των ανακλάσεων που προέρχονται από την θαλασσιά επιφάνεια (φαινόμενο ghost). Το φαινόμενο αυτό παρουσιάζεται στις θαλάσσιες διασκοπήσεις επειδή η επιφάνεια της θάλασσας φέρεται σαν ένας τέλειος ακουστικός καθρέπτης και δημιουργεί επιφανειακές ανακλάσεις.

Το αποτέλεσμα του φαινομένου αυτού είναι να εμφανίζονται ετεροχρονισμένες, ως προς τις ανακλάσεις που προέρχονται από τους σχηματισμούς, καταγραφές, αυξάνοντας την χρονική διάρκεια των ανακλάσεων και υποβαθμίζοντας την χρονική ανάλυση των δεδομένων.

Για την επίτευξη του στόχου της εργασίας, αναπτύχθηκε ειδική μεθοδολογία στο λογισμικό Matlab™. Η μεθοδολογία αυτή, βασίστηκε στην τεχνολογία, διπλού αισθητήρα, της εταιρίας θαλάσσιων γεωφυσικών ερευνών, PGS. Η τεχνολογία αυτή κάνει χρήση 2 συνιστωσών καταγραφής των υδροφώνων, της πίεσης (P) και της κατακόρυφης ταχύτητας μετατόπισης (Vz) με σκοπό την απαλοιφή των επιφανειακών ανακλάσεων από τις καταγραφές.

Αναλυτικότερα τα βασικά στάδια υλοποίησης της παρούσας μελέτης συνοψίζονται στα εξής:

Αρχικά πραγματοποιήθηκε δημιουργία συνθετικών σεισμικών δεδομένων, με βάση πραγματικά δεδομένα από ένα τμήμα σεισμικής τομής της σεισμικής γραμμής AEG-1 μήκους περίπου 25km. Η γραμμή αυτή βρίσκεται πλησίον των νήσων Φολέγανδρος και Σίφνος, εντός της λεκάνης της Φολεγάνδρου.

Στην συνέχεια αναπτύχθηκε μέθοδος επεξεργασίας σε περιβάλλον Matlab™ για την απομάκρυνση των ανακλάσεων από την θαλασσιά επιφάνεια και εφαρμόστηκε στα συνθετικά δεδομένα. Ακολούθησε συμβατική επεξεργασία των δεδομένων όπου πραγματοποιήθηκε αναδιάταξη των καταγραφών κοινής πηγής σε δεδομένα κοινού ενδιαμέσου σημείου, διόρθωση της κανονικής χρονικής απόκλισης και σεισμική χωροθέτηση.

Τα αποτελέσματα από την εφαρμογή της μεθόδου για την απομάκρυνση επιφανειακών ανακλάσεων, αξιολογήθηκαν και έγινε σύγκριση τους με αντίστοιχα από συνθετικό μοντέλο. Το μοντέλο αυτό δημιουργήθηκε με την χρήση ορίων απορρόφησης στην ανώτερη επιφάνεια του με αποτέλεσμα να μην παράγει επιφανειακές ανακλάσεις (φαινόμενο ghost).

Συμπερασματικά, με τη μέθοδο αυτή, προκύπτουν υψηλής ευκρίνειας συνθετικά δεδομένα, απαλλαγμένα ως επί το πλείστον από επιφανειακές ανακλάσεις (φαινόμενο ghost). Τα συνθετικά αυτά δεδομένα μπορούν να χρησιμοποιηθούν σαν βάση για την καλύτερη ερμηνεία και κατανόηση των πραγματικών δεδομένων που λαμβάνονται από την περιοχή μελέτης.



# **1 Εισαγωγή στις θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις και στο φαινόμενο ghost**

## **1.1 Θαλάσσια σεισμική απεικόνιση**

Ως σεισμική διασκόπηση ορίζεται η διαδικασία, κατά την οποία κάνοντας χρήση σεισμικών μεθόδων γίνεται δυνατός ο προσδιορισμός των δομών και των σχηματισμών του υπεδάφους. Εκρηκτικά ή άλλες πηγές ενέργειας χρησιμοποιούνται για την παραγωγή παλμών μικρής χρονικής διάρκειας, οι οποίοι ανακλώνται και εντοπίζονται από γεώφωνα. Το σήμα από κάθε γεώφωνο ενισχύεται κάνοντας χρήση ειδικού λογισμικού.

Στις θαλάσσιες διασκοπήσεις χρησιμοποιούνται υδρόφωνα αναλογικού ή πιεζοηλεκτρικού τύπου. Τα υδρόφωνα πιεζοηλεκτρικού τύπου αποτελούνται από πιεζοηλεκτρικό υλικό, έτσι ώστε η ασκούμενη πίεση που μεταφέρεται σε αυτό, στη συνέχεια να μετατρέπεται σε ηλεκτρική τάση.

Το υλικό των υδροφώνων είναι συνήθως τιτανιούχο βάριο. Επιπλέον, τοποθετούνται σε θαλάμους πλαστικού κυλινδρικού καλωδίου (streamers).

Στη θάλασσα, το καράβι τραβάει σεισμικό καλώδιο μεγάλου μήκους. Το σεισμικό καλώδιο βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, σε διαφορετικό βάθος, ανάλογα με τις καιρικές συνθήκες και τον κυματισμό.

Το σεισμικό καλώδιο αναπτύχθηκε για τον εντοπισμό υποβρυχίων κατά τον δεύτερο παγκόσμιο πόλεμο. Πριν από το 1980 υπήρχαν μόνο αναλογικά καλώδια, με αποτέλεσμα να περιορίζεται ο αριθμός της συστοιχίας υδροφώνων. Από το 1985 έκαναν την εμφάνισή τους τα ψηφιακά σεισμικά καλώδια, όπου η ψηφιοποίηση του σήματος πραγματοποιείται μέσα στο ίδιο το καλώδιο (PGS, 2016).

## **1.2 Ανακλάσεις από την θαλάσσια επιφάνεια (φαινόμενο ghost)**

Το φαινόμενο που παρουσιάζεται στις θαλάσσιες διασκοπήσεις όταν η επιφάνεια της θάλασσας επιδρά σαν ένας τέλειος ακουστικός καθρέπτης και δημιουργεί επιφανειακές ανακλάσεις, ονομάζεται φαινόμενο ghost και εμφανίζεται στα σεισμικά δεδομένα που λαμβάνονται από την διασκόπηση.

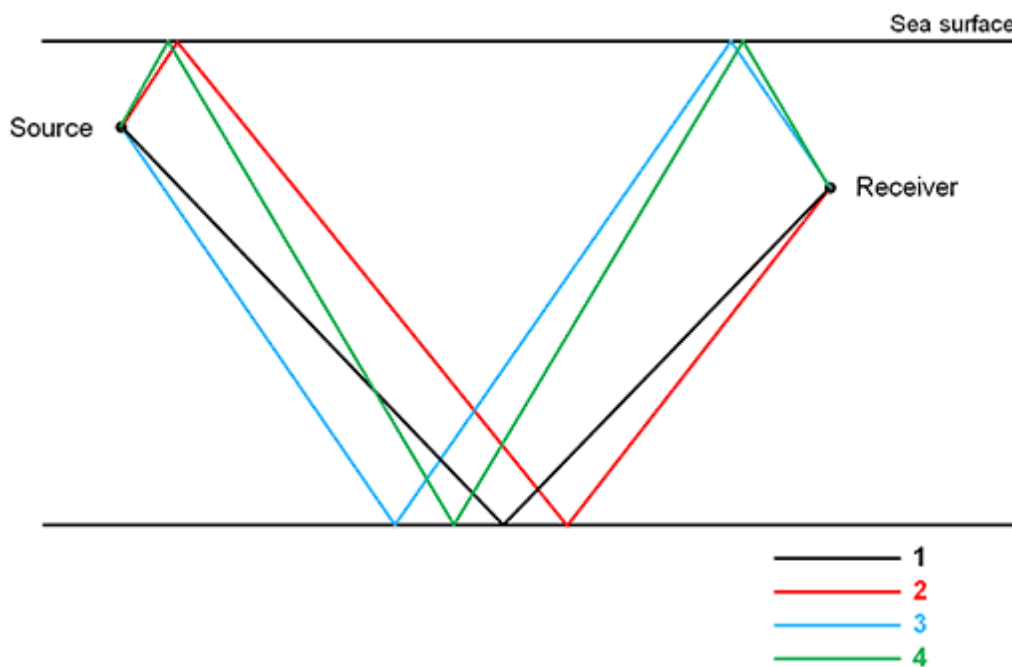
Σε μια τέτοια περίπτωση, οι ανακλώμενες σεισμικές ακτίνες από τις διεπιφάνειες των σχηματισμών, ακολουθούνται απευθείας, μέσα στην γη, από ετεροχρονισμένες ανακλάσεις, που προκαλούνται από την επιφάνεια της θάλασσας (βλέπε Σχήμα 1.1).

Το αποτέλεσμα του παραπάνω είναι, να υποβιβάζονται οι καταγραφές που προέρχονται τόσο από τα χαμηλής όσο και τα υψηλής συχνότητας κύματα, έτσι ώστε να μην γίνεται δυνατή η απεικόνιση του υπεδάφους με όλες τις σεισμικές συχνότητες.

Με αντίστοιχο τρόπο, σε κάθε σημείο θέσης δέκτη κατά μήκος του καλωδίου (streamer), μια ετεροχρονισμένη ανάκλαση, λόγω της επιφάνειας της θάλασσας, επιδρά συνεχώς και με μη επιθυμητό τρόπο με το σεισμικό κυματικό πεδίο.

Η φύση των παρεμβολών μεταξύ του κύριου κυματικού πεδίου και του φαινομένου ghost ποικίλλει ανάλογα το βάθος της πηγής (για το ghost της πηγής) ή το βάθος του καλωδίου (για το ghost του δέκτη).

Γενικά οι υποβιβασμένες συχνότητες των κορυφών τείνουν σε χαμηλότερες τιμές καθώς το βάθος του καλωδίου αυξάνεται, και το αντίστροφο (PGS, 2016).



Σχήμα 1.1: Το συμβάν 1 είναι η κύρια διαδρομή της ακτίνας από την πηγή στον δέκτη. Το συμβάν 2 περιλαμβάνει ένα φαινόμενο ghost στην πηγή από ανάκλαση στην επιφάνεια της θάλασσας. Το συμβάν 3 περιλαμβάνει ένα φαινόμενο ghost στον δέκτη από ανάκλαση στην επιφάνεια της θάλασσας. Το συμβάν 4 περιλαμβάνει φαινόμενα ghost τόσο στην πηγή όσο και στον δέκτη. Πηγή: (PGS, 2016).

### 1.3 Φαινόμενο ghost σε συμβατικά καλώδια (streamers)

Τα συμβατικά καλώδια (streamers) χρησιμοποιούν αισθητήρες πίεσης που ονομάζονται υδρόφωνα.

Τα υδρόφωνα δεν μπορούν να κάνουν την διάκριση μεταξύ της αντίθετης πολικότητας του σεισμικού κυματικού πεδίου που διαδίδεται προς τα πάνω, λόγω της ανάκλασής του σε κάποια διεπιφάνεια, και του χρονικά καθυστερημένου κυματικού πεδίου που διαδίδεται προς τα κάτω, από την ανάκλαση του κύριου κυματικού πεδίου στην επιφάνεια της θάλασσας (ghost δέκτη).

Κατά συνέπεια, το κυματικό πεδίο που δημιουργείται από τις ανακλάσεις στην επιφάνεια της θάλασσας (ghost) επιδρά καταστροφικά σε συγκεκριμένες ομάδες συχνοτήτων, μειώνοντας την ανάλυση της σεισμικής εικόνας και ελαττώνοντας κατά πολύ την



χρησιμότητα των δεδομένων για την ακριβή απεικόνιση του υπεδάφους. Είναι γνωστό ότι κάθε σεισμικό κυματικό πεδίο μπορεί να περιγραφεί σε σχέση με μία άλλη φυσική του ιδιότητα, την ταχύτητα των σωματιδίων του. Με την χρήση συμβατικών καλωδίων (streamer) η πίεση και η ταχύτητα των σωματιδίων μπορούν να συσχετισθούν με την χρήση μαθηματικών μοντέλων μόνο σε χαμηλές συχνότητες και μόνο όταν τα επίπεδα θορύβου είναι πολύ χαμηλά (PGS, 2016).

## **1.4 Γεωαισθητήρες και η αρχή διπλού αισθητήρα**

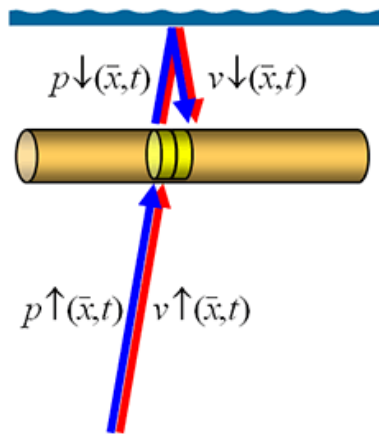
Οι γεωαισθητήρες (συσκευές που λειτουργούν ως δέκτες) σε αντίθεση με τα υδρόφωνα επιτρέπουν στο γεωκαλώδιο να μετρά απευθείας την ταχύτητα των σωματιδίων σε όλες τις συχνότητες. Αλλά κυρίως, οι γεωαισθητήρες ανιχνεύουν το χρονικά καθυστερημένο φανταστικό (ghost) κυματικό πεδίο του δέκτη, με διαφορετική πολικότητα από αυτή του υδροφώνου.

Στην μέθοδο διπλού αισθητήρα γίνεται χρήση ενός γεωκαλωδίου (geostreamer) που αποτελείται από υδρόφωνα και γεωαισθητήρες. Η μέθοδος κάνει χρήση των συμπληρωματικών δεδομένων που καταγράφονται από τα υδρόφωνα και τους γεωαισθητήρες. Έτσι ώστε να καταστεί δυνατή κατά το στάδιο της επεξεργασίας των σεισμικών δεδομένων η αφαίρεση του σήματος που οφείλεται στο ghost του δέκτη.

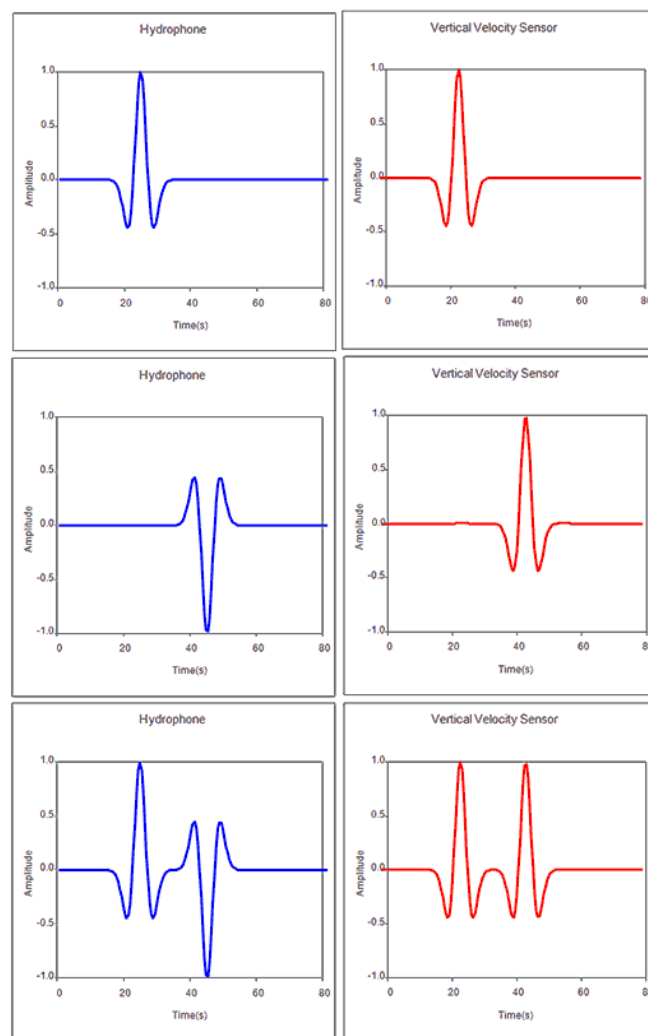
Άλλο πλεονέκτημα της μεθόδου είναι ότι όταν το γεωκαλώδιο (geostreamer) μπορεί όχι μόνο να ρυμουλκείται σε μεγάλα βάθη αλλά και να καταγράφει επίσης πολύ χαμηλά επίπεδα ταλαντώσεων, δημιουργώντας έτσι δεδομένα που περιέχουν υψηλή αναλογία σήματος/θορύβου σε ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων (PGS, 2016).

## **1.5 Αρχές καταγραφής με γεωκαλώδιο (geostreamer) διπλών αισθητήρων**

Τα ανερχόμενα κυματικά πεδία τόσο της πίεσης (P) όσο και της ταχύτητας των σωματιδίων(V) ανακλώνται από την επιφάνεια της θάλασσας με αντίθετη πολικότητα(κατερχόμενα κυματικά πεδία). Υδρόφωνα και γεωαισθητήρες χρησιμοποιούμενα μαζί, επιτρέπουν τον διαχωρισμό μεταξύ των ανερχόμενων και κατερχόμενων κυματικών πεδίων, επιτρέποντας έτσι την επεξεργασία των δεδομένων για την απομάκρυνση των ανακλάσεων των ανεπιθύμητων κατερχόμενων φανταστικών (ghost) κυματικών πεδίων. (Σχήμα 1.2 και 1.3)



Σχήμα 1.2: Σχηματική απεικόνιση ενός γεωκαλωδίου (geostreamer) και αρχής λειτουργίας. Πηγή: (PGS, 2016).

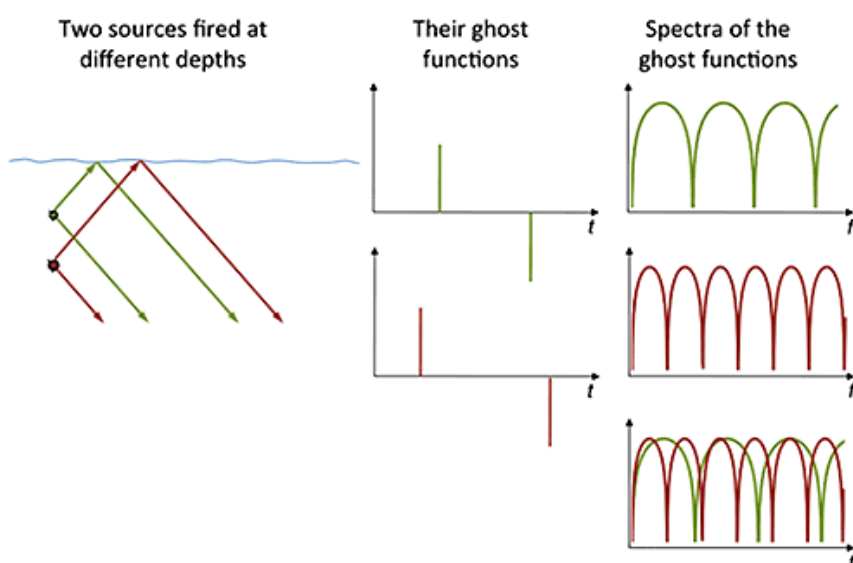


Σχήμα 1.3: Ταυτόχρονη χρήση υδροφώνων και γεωσθητήρων. Πηγή: (PGS, 2016).

## 1.6 Κατανομή των πηγών στις θαλάσσιες διασκοπήσεις

Το «geosource» είναι μια συστοιχία πηγών, η οποία λειτουργεί με συγκεκριμένες χρονικές καθυστερήσεις. Τα βάθη των πηγών αυτών παράγουν συμπληρωματικές επιφανειακές ανακλάσεις (ghost functions) αποφεύγοντας κενά στο φάσμα όπως φαίνεται παρακάτω.

Η χρονική καθυστέρηση μεταξύ των ενεργοποιήσεων των πηγών είναι γενικά μικρότερη του ενός δευτερολέπτου, «φωτίζοντας» πανομοιότυπη γεωλογία με τους δέκτες που βρίσκονται βασικά στις ίδιες τοποθεσίες. Η αποδοτικότητα των λήψεων και η πυκνότητα των λήψεων του «geostreamer» είναι ίδιες με αυτές μιας συμβατικής πηγής.

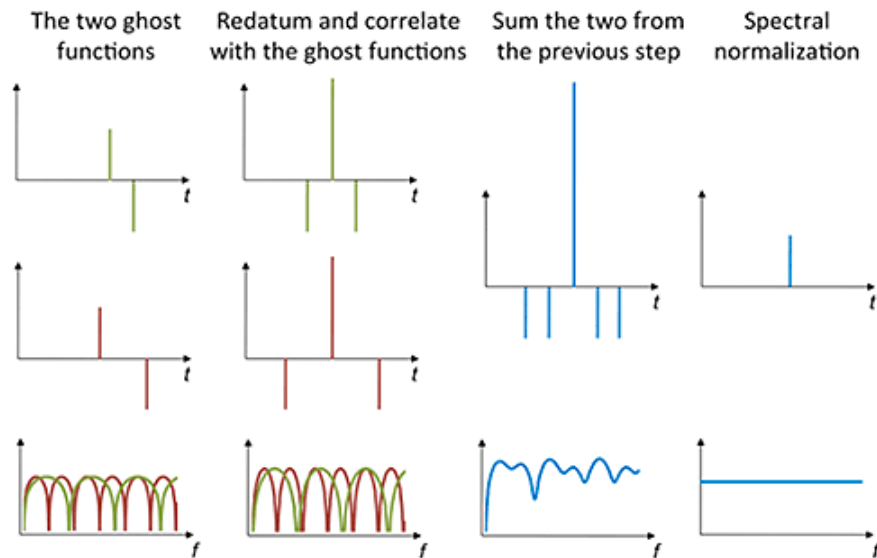


Σχήμα 1.4: Αριστερά: Δύο πηγές που ενεργοποιούνται σε διαφορετικά βάθη. Στη μέση: η απόκριση αιχμής συμπεριλαμβανομένης και της επιφανειακής ανάκλασης κάθε πηγής. Δεξιά: το φάσμα και το συνολικό φάσμα. Πηγή: (PGS, 2016).

Έχουν αναπτυχθεί τεχνολογίες επεξεργασίας δεδομένων οι οποίες χρησιμοποιώντας τις γνωστές χρονικές διαφορές μεταξύ των διαδοχικών ενεργοποιήσεων διαχωρίζουν τα διαφορετικά κυματικά πεδία που προέρχονται από τις πηγές. Η μετέπειτα αφαίρεση των επιφανειακών ανακλάσεων στον δέκτη περιλαμβάνει τον ανασυνδυασμό αυτών των κυματικών πεδίων χρησιμοποιώντας μεθόδους που έχουν αναπτυχθεί για την επεξεργασία δεδομένων από καλώδια (streamers).

## 1.7 Αφαίρεση των επιφανειακών ανακλάσεων(ghost free data)

Η διαδικασία αφαίρεσης των επιφανειακών ανακλάσεων στην πηγή φαίνεται σχηματικά παρακάτω. Δυο λειτουργίες πηγών φαίνονται στα αριστερά. Κορυφές σε αυτόματη συσχέτιση ευθυγραμμίζονται για να αντισταθμίσουν τις διαφορές στα βάθη, και στην συνέχεια προστίθενται. Στο τελευταίο βήμα τα αποτελέσματα παρουσιάζονται μετά από φασματική κανονικοποίηση σε μια καταγραφή απαλλαγμένη από ghost πηγής.



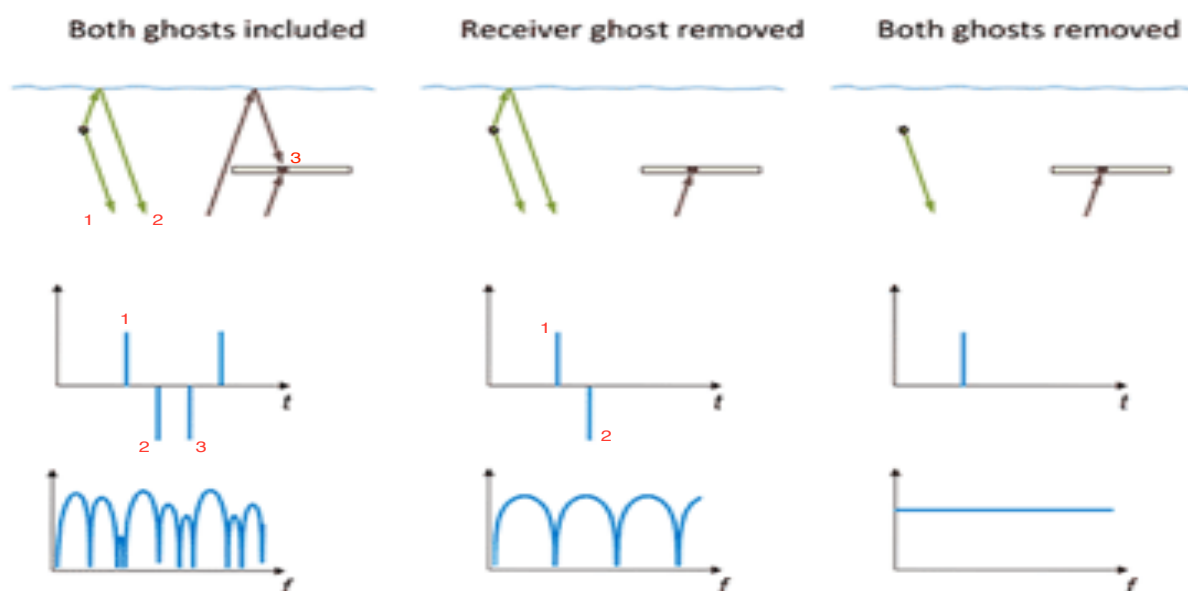
Σχήμα 1.5: Αφαίρεση επιφανειακών ανακλάσεων στην πηγή. Πηγή: (PGS, 2016).

Όπως φάνηκε παραπάνω, τα συμβατικά καλώδια που απαρτίζονται μόνο από υδρόφωνα καταγράφουν μόνο 4 τέσσερα γεγονότα από κάθε γεωλογική διεπαφή στη γη. Αυτή η παρεμβατική ροή πληροφοριών έχει ως αποτέλεσμα μείωση της διακριτικής ικανότητας και άρα χαμηλή ανάλυση σε σεισμικές εικόνες.

Η μέθοδος του διπλού αισθητήρα με γεωκαλώδιο (geostreamer) επιτρέπει την ολική αφαίρεση των επιφανειακών ανακλάσεων στον δέκτη και στην πηγή (receiver ghost, source ghost) κάνοντας χρήση τεχνικών διαχωρισμού κυματικών πεδίων.

Δεδομένα πραγματικά απαλλαγμένα από επιφανειακές ανακλάσεις (φαινόμενα ghost) επιτρέπουν την ανάκτηση της πλήρους απόκρισης της γης και παρέχουν πολλές ευκαιρίες για βελτίωση της μελέτης του υπεδάφους.

Σχηματική απεικόνιση των βημάτων που οδηγούν σε δεδομένα χωρίς επιφανειακές ανακλάσεις (ghost) με τη χρήση του διπλού αισθητήρα παρουσιάζεται στο Σχήμα 1.6. Στα αριστερά, συμβατικά δεδομένα από καλώδια με υδρόφωνα μονό, τα οποία περιέχουν τέσσερα μόνο ανακλώμενα κύματα, το κύριο και τρία μετέπειτα γεγονότα που σχετίζονται με το ghost της πηγής και του δέκτη. Το πλάτος του φάσματος εμφανίζει αρκετά «ελάχιστα» και απώλεια πληροφοριών του σήματος. Στην μέση το γεωκαλώδιο επιτρέπει την απομάκρυνση του ghost του δέκτη μειώνοντας το ανακλώμενο κύμα σε δυο γεγονότα. Το πλάτος του φάσματος εξακολουθεί να επηρεάζεται από εγκοπές που σχετίζονται με το ghost της πηγής. Στα δεξιά, με την επιπρόσθετη χρήση της τεχνολογίας geosource γίνεται δυνατή η απομάκρυνση του ghost της πηγής αναδεικνύοντας το ανακλώμενο κύμα σε ένα επιθυμητό γεγονός. Συνεπώς, ανακτώνται, ίσα πλάτη για όλες τις συχνότητες της απόκρισης του εδάφους (PGS, 2016).



Σχήμα 1.6: Αφαίρεση επιφανειακών ανακλάσεων με την χρήση της μεθόδου διπλού αισθητήρα. Πηγή: (PGS, 2016).

## 2 Η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης

### 2.1 Εισαγωγή

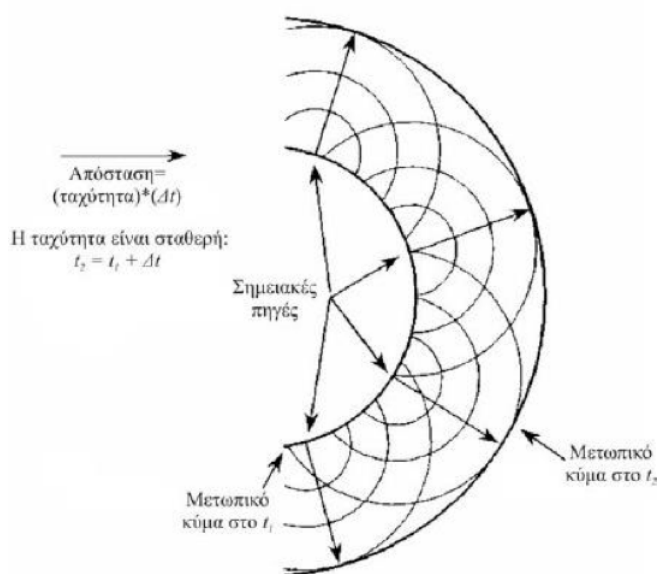
Η πιο σημαντική και αξιόπιστη μέθοδος για την έρευνα κοιτασμάτων υδρογονανθράκων είναι η μέθοδος της σεισμικής ανάκλασης. Με τη μέθοδο αυτή καθορίζεται η γεωλογική δομή μίας περιοχής με βάση την διάδοση των ελαστικών κυμάτων. Ελαστικά κύματα παράγονται από πηγές στην επιφάνεια ή σε μικρά βάθη. Τα κύματα αυτά διαδίδονται μέσα στα στρώματα του φλοιού όπου υφίστανται συνεχείς ανακλάσεις και διαθλάσεις στις διαχωριστικές επιφάνειες. Στη συνέχεια γίνεται καταγραφή των κυμάτων αυτών σε δέκτες (γεώφωνα, υδρόφωνα) που έχουν τοποθετεί σε μικρή απόσταση από την πηγή σε βάθος πολύ μικρότερο από το επιθυμητό βάθος διασκόπησης.

### 2.2 Βασικές αρχές της σεισμικής ανάκλασης

Για τον προσδιορισμό του μετώπου του κύματος γίνεται χρήση ορισμένων απλών αρχών της κυματικής Φυσικής. Οι αρχές αυτές δίνονται στη συνέχεια.

#### 2.2.1 Αρχή Huygens

Σύμφωνα με αυτή την αρχή, όλα τα σημεία του μετώπου ενός σεισμικού κύματος μπορούν να θεωρηθούν ως σημειακές πηγές για τη δημιουργία νέων σφαιρικών δευτερογενών κυμάτων (Σχήμα 2.1). Μετά από χρόνο  $t$ , η νέα θέση του μετώπου του κύματος θα είναι η εφαπτομενική επιφάνεια (περιβάλλουσα) όλων αυτών των δευτερογενών μετώπων του κύματος. Εάν αυτή η αρχή εφαρμοσθεί στο μέτωπο του κύματος κατά την χρονική στιγμή  $t=t_1$  καθίσταται δυνατή και η κατασκευή του μετώπου για την χρονική στιγμή  $t=t_2$  (Παπαδόπουλος, 2010).



Σχήμα 2.1: Σχηματική απεικόνιση της αρχής Huygens. (Βαφείδης, 2011).

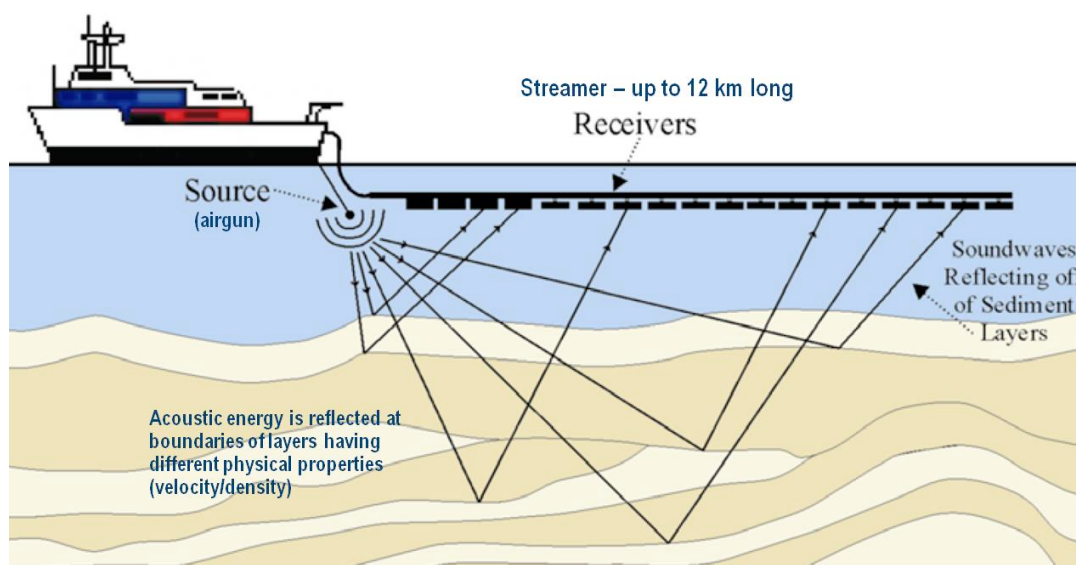
### 2.2.2 Αρχή Fermat

Η αρχή αυτή ( γνωστή και ως αρχή του ελάχιστου χρόνου) αναφέρεται στο ότι η διάδοση των κυμάτων μεταξύ δυο σταθερών σημείων (πηγή-γεώφωνο) ακολουθεί διαδρομή της οποίας ο χρόνος διάδοσης είναι ο ελάχιστος, από όλες τις άλλες πιθανές διαδρομές. Με άλλα λόγια, τα σεισμικά κύματα ακολουθούν τροχιές ελάχιστου χρόνου. Εφαρμόζοντας την αρχή Fermat προκύπτει ότι η τροχιά ενός κύματος πρέπει να είναι ευθεία γραμμή σε ένα μέσο με σταθερή ταχύτητα. Αυτό συμβαίνει διότι η ευθεία είναι η συντομότερη απόσταση μεταξύ δυο σημείων και καθώς η ταχύτητα διατηρείται σταθερή, η απόσταση μεταξύ των δυο σημείων θα είναι εκείνη με τον ελάχιστο χρόνο διάδοσης. Καθώς το κύμα απομακρύνεται από το αρχικό σημείο (πηγή), το μέτωπο κύματος μπορεί να θεωρηθεί ως επίπεδο (Παπαδόπουλος, 2010).

## 2.3 Σεισμικές έρευνες στη θάλασσα

Όπως έχει ήδη αναφερθεί οι θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις αποτελούν ένα από τα πιο σημαντικά εργαλεία για την απεικόνιση του φλοιού της Γης. Έχουν παγκόσμια εφαρμογή σε τομείς της γεωλογίας, παρέχοντας εικόνες του υπεδάφους. Βρίσκουν επίσης σημαντικές εφαρμογές στο στην έρευνα για υδρογονάνθρακες.

Τα συστήματα καταγραφής στις θαλάσσιες διασκοπήσεις αποτελούνται από σεισμική πηγή, η οποία βρίσκεται μερικά μέτρα πίσω από το πλοίο. Αυτή η σεισμική πηγή παράγει ηχητικούς παλμούς σε συγκεκριμένες συχνότητες ανά συγκεκριμένα χρονικά διαστήματα. Ο ηχητικός παλμός διαδίδεται στο νερό και διεισδύει στον πυθμένα. Κατά την διάδοση των κυμάτων στο υπέδαφος λαμβάνουν χώρα φαινόμενα διάθλασης και ανάκλασης. Η καταγραφή των κυμάτων αυτών γίνεται στα υδρόφωνα. Το πλοίο κατά τη διαδικασία συλλογής των μετρήσεων κινείται με σταθερή ταχύτητα. Στη συνέχεια παρουσιάζεται η διάταξη στις θαλάσσιες διασκοπήσεις (Σχήμα 2.2) (Βαφείδης, 2011).



Σχήμα 2.2: Διάταξη στις θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις (Offshore Operations Subgroup, 2011).

## 2.4 Συντελεστής Ανάκλασης-Ακουστική Εμπέδηση

Όταν ένα επίπεδο αρμονικό κύμα προσπίπτει κάθετα σε μια διαχωριστική επιφάνεια, τότε ένα μέρος της σεισμικής ενέργειας ανακλάται και το υπόλοιπο διαθλάται. Αν είναι γνωστό το πλάτος του κύματος που προσπίπτει στην διαχωριστική επιφάνεια, τότε είναι δυνατόν να υπολογιστούν τα αντίστοιχα πλάτη του ανακλώμενου και διαθλώμενου κύματος. Ο συντελεστής ανάκλασης  $|R|$  από την διεπιφάνεια δύο οριζόντιων στρωμάτων προσδιορίζεται από τη σχέση (Βαφείδης, 2011):

$$R = \frac{\alpha_1 \rho_1 - \alpha_2 \rho_2}{\alpha_1 \rho_1 + \alpha_2 \rho_2} \quad 2.1$$

όπου:

$\alpha_1$ : η ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος,

$\rho_1$ : η πυκνότητα.

Όσο μεγαλύτερος είναι ο συντελεστής ανάκλασης μιας διεπιφάνειας, τόσο μεγαλύτερο μέρος της σεισμικής ενέργειας ανακλάται.

Η ακουστική εμπέδηση είναι μια φυσική ιδιότητα η οποία επηρεάζει τη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης. Ορίζεται σαν το γινόμενο της σεισμικής ταχύτητας,  $\alpha$ , του μέσου διάδοσης και της πυκνότητας του σχηματισμού  $\rho$ , σύμφωνα με τον τύπο  $Z = \alpha \cdot \rho$ . Ανάκλαση των σεισμικών κυμάτων πραγματοποιείται μόνο όταν αυτά συναντούν ασυνέχεια, τότε παρατηρείται και αλλαγή της τιμής της ακουστικής εμπέδησης. Ο αντίστοιχος συντελεστής διάθλασης δίδεται από τη σχέση (Βαφείδης, 2011):

$$T_1 = \frac{2z_1}{z_1 + z_2} \quad 2.2$$

Στις θαλάσσιες σεισμικές διασκοπήσεις η επιφάνεια της θάλασσας αποτελεί έναν ισχυρό ανακλαστήρα, γεγονός το οποίο προκαλεί το φαινόμενο ghost και πολλαπλές ανακλάσεις στο στρώμα νερού.

## 2.5 Μέση ταχύτητα

Οι ιζηματογενείς λεκάνες αποτελούνται από μια ακολουθία γεωλογικών στρωμάτων με σταθερή ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων. Η μεταβολή της ταχύτητας στην οριζόντια θέση είναι συνήθως πολύ μικρή σε σχέση με τη μεταβολή της στην κατακόρυφη διεύθυνση. Στην πράξη, η σεισμική ταχύτητα θεωρείται συνάρτηση μόνο του βάθους (Βαφείδης, 2011). Ακόμη και στην περίπτωση όπου η ταχύτητα παρουσιάζει μικρές μεταβολές στην οριζόντια διεύθυνσή, μπορεί να εφαρμοστεί αυτή η προσέγγιση, παραδείγματος χάριν σε κεκλιμένα στρώματα μικρής κλίσης. Στην περίπτωση όπου η ταχύτητα εξαρτάται μόνο από το βάθος, για τον υπολογισμό της ταχύτητας κάθε στρώματος πραγματοποιείται η μελέτη ανακλώμενων κυμάτων.



Ακολουθείται η ίδια μεθοδολογία και στην περίπτωση διαχωριστικών επιφανειών με κλίση μικρότερη των 3°. Για τον προσδιορισμό της δομής ιζηματογενών λεκανών, συνήθως χρησιμοποιούμε μοντέλο πολλών οριζόντιων στρωμάτων.

Αν θεωρηθεί ένα πολυστρωματικό μοντέλο  $n$  οριζόντιων στρωμάτων και ακτίνα η οποία διαδίδεται στην κατακόρυφη διεύθυνση. απαιτούμενος χρόνος ώστε η ακτίνα να διασχίσει το στρώμα  $j$  θα είναι:

$$\tau_j = \frac{d_j}{a_j}$$

2.3

όπου:

$d_j$ : το πάχος,

$a_j$ : η ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος στο στρώμα  $j$ .

Η μέση ταχύτητα της ακτίνας η οποία προσπίπτει κάθετα στη νιοστή διαχωριστική επιφάνεια, δίδεται από τη σχέση:

$$\bar{a}_n = \frac{\sum_{j=1}^n d_j}{\sum_{j=1}^n \tau_j} = \frac{\sum_{j=1}^n a_j \tau_j}{\sum_{j=1}^n \tau_j}$$

2.4

Ο χρόνος που χρειάζεται μια σεισμική ακτίνα για να διασχίσει σε κατακόρυφη διεύθυνση τα στρώματα, ονομάζεται διπλός χρόνος διαδρομής κατακόρυφης ακτίνας και συμβολίζεται με  $T_n(0)$ . Δίνεται από την παρακάτω σχέση:

$$T_n(0) = \frac{2h_n}{\bar{a}_n} = 2 \sum_{j=1}^n \frac{d_j}{a_j}$$

2.5

## 2.6 Μέση Τετραγωνική Ταχύτητα (RMS Velocity)

Η μέση τετραγωνική ταχύτητα ορίζεται ως η τετραγωνική ρίζα της μέσης τιμής του τετραγώνου των ταχυτήτων πολλαπλασιασμένων με συντελεστές βαρύτητας, τους διπλούς χρόνους διαδρομής,  $t$ , η αντίστοιχη εξίσωση παρουσιάζεται παρακάτω (Βαφείδης, 2011):

$$V_n = \left( \frac{\sum_{j=1}^n a_j^2 t_j}{\sum_{j=1}^n t_j} \right)^{\frac{1}{2}}$$

2.6

όπου:

$a_j$ : ταχύτητα διάδοσης του σεισμικού κύματος στο στρώμα  $j$ ,

$K$ : διπλός χρόνος στο στρώμα  $j$ .

Η εξίσωση της μέσης τετραγωνικής ταχύτητας υπολογίσθηκε από τον Dix το 1955 (Dix, 2015) και αποτελεί την σημαντικότερη εξίσωση για τον υπολογισμό των σεισμικών ταχυτήτων.

Στη μέθοδο της σεισμικής ανάκλασης η τμηματική ταχύτητα ( $a_n$ ) στο νιοστό στρώμα υπολογίζεται με τη βοήθεια των μέσων τετραγωνικών ταχυτήτων,  $V_{rms(n)}$  και των διπλών χρόνων διαδρομής της κατακόρυφης ακτίνας,  $T_n(0)$  και  $T_{n-1}(0)$ . Η αντίστοιχη εξίσωση είναι η εξής (Βαφείδης, 2011):

$$a_n = \frac{V_n^2 T_n(0) - V_{n-1}^2 T_{n-1}(0)}{T_n(0) - T_{n-1}(0)}$$

2.7

όπου:

$V_n$ : μέση τετραγωνική ταχύτητα,

$T_n$ : διπλός χρόνος διαδρομής κατακόρυφης ακτίνας.

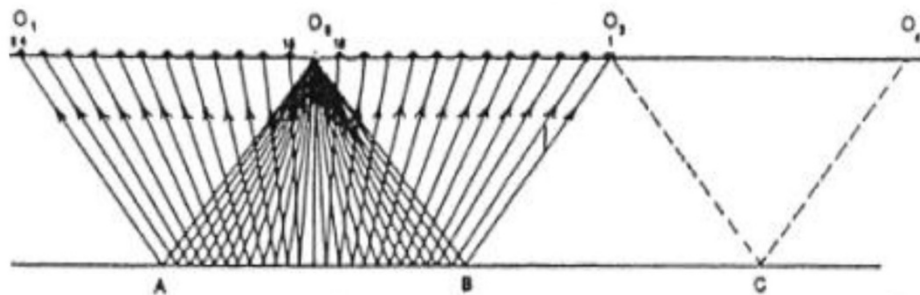
Η μέση τετραγωνική ταχύτητα  $V_{rms}$  βρίσκει εφαρμογή στην επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων, Δυναμική διόρθωση (NMO) και Χωροθέτηση (Migration).

## 2.7 Υπεδαφική κάλυψη

Ο αριθμός των σεισμικών ιχνών που ανήκουν στην ίδια διάταξη «κοινού ενδιαμέσου σημείου» εκφράζει την υπεδαφική κάλυψη (fold) και είναι μία από τις κυριότερες παραμέτρους στη σεισμική ανάκλαση.

Η υπεδαφική κάλυψη χρησιμοποιείται στον υπολογισμό της ισαπόστασης των πηγών αφού εξαρτάται από τον αριθμό των καναλιών (NC) του σειсмоγράφου, την ισαπόσταση γεωφώνων ( $\Delta x$ ) και την ισαπόσταση των πηγών  $\Delta s$ :  $Fold = (NC/2) * (\Delta x / \Delta s)$ .

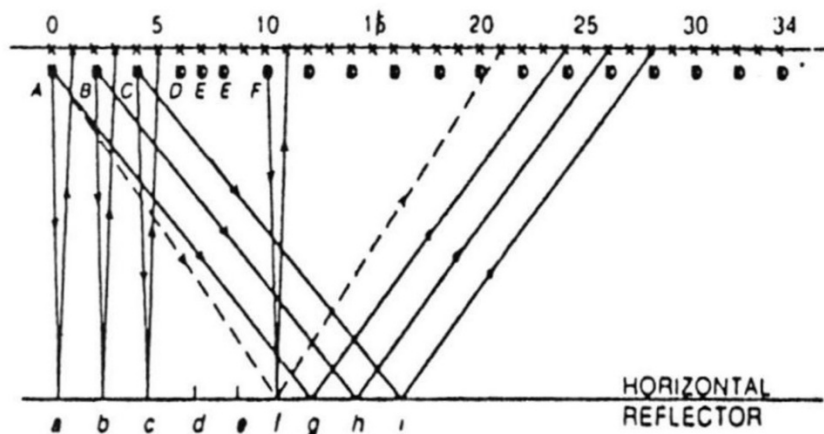
Ένα παράδειγμα αναπτύγματος μοναδιαίας υπεδαφικής κάλυψης (singlefold recording), παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.3. Τα γεώφωνα τοποθετούνται εκατέρωθεν της σεισμικής πηγής η οποία βρίσκεται στο σημείο  $O_2$  και το ανάπτυγμα εκτείνεται από το σημείο  $O_1$  έως το σημείο  $O_3$ . Στην περίπτωση αυτή τα ανακλώμενα κύματα προέρχονται από το τμήμα του ανακλαστήρα που βρίσκεται μεταξύ των σημείων A και B. Στη συνέχεια, το τμήμα του αναπτύγματος μεταξύ των σημείων  $O_1$  και  $O_2$  μετακινείται μεταξύ των σημείων B και C. Το ανάπτυγμα κατ' αυτό τον τρόπο μεταφέρεται κατά μήκος της γραμμής μελέτης και λαμβάνονται οι επόμενες καταγραφές.



Σχήμα 2.3: Συμμετρικό ανάπτυγμα μοναδιαίας υπεδαφικής κάλυψης. Το μέσο του αναπτύγματος μετακινείται πάνω στη γραμμή μελέτης (Sheriff, και συν., 1995).

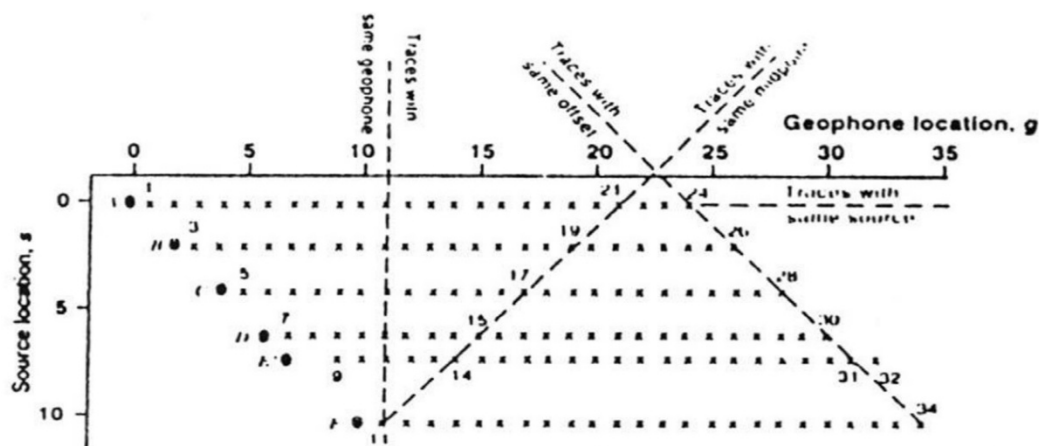
Παράδειγμα αναπτύγματος όπου επιτυγχάνεται πολλαπλή υπεδαφική κάλυψη με την εφαρμογή της μεθόδου του «κοινού ενδιαμέσου σημείου» παρουσιάζεται στο Σχήμα 2.4. Στην περίπτωση αυτή, θεωρείται σεισμική πηγή στο σημείο A και τα γεώφωνα στις θέσεις 1- 24. Τα σημεία ανάκλασης είναι τα σημεία a έως g. Μετακινώντας την πηγή στη θέση B αποσυνδέονται τα γεώφωνα 1 και 2 και συνδέονται στο άλλο άκρο του αναπτύγματος τα γεώφωνα 25 και 26. Στην περίπτωση αυτή, τα σημεία ανάκλασης μετατοπίζονται και είναι τα b έως h. Η πηγή C χρησιμοποιείται με τα γεώφωνα 5-28 δίνοντας ανακλάσεις από το c έως το i και ούτω καθεξής μέχρι να καλυφθεί όλο το μήκος της σεισμικής γραμμής. Το ανακλώμενο κύμα που φθάνει στο γεώφωνο 21 προέρχεται από το σημείο ανάκλασης f και την πηγή A. Από το ίδιο σημείο προέρχονται ανακλώμενα κύματα και για τα παρακάτω ζευγάρια πηγής - γεωφώνων. Πηγή B - γεώφωνο 19, πηγή C - γεώφωνο 17, πηγή D - γεώφωνο 15, πηγή E - γεώφωνο 13 και πηγή F - γεώφωνο 11.

Αθροίζοντας στη συνέχεια τα 6 σεισμικά ίχνη από το ίδιο «κοινό ενδιαμέσο σημείο» παρατηρείται ότι το σημείο ανάκλασης f δειγματίζεται 6 φορές έχοντας πετύχει υπεδαφική κάλυψη ίση με 6. Στις περισσότερες καταγραφές επιδιώκεται τουλάχιστον υπεδαφική κάλυψη 12, ενώ υπεδαφική κάλυψη 24 και 48 είναι συνήθεις.



Σχήμα 2.4: Μέθοδος κοινού ενδιαμέσου σημείου και εφαρμογή πολλαπλής υπεδαφικής κάλυψης. Με x συμβολίζονται τα κέντρα των ομάδων των γεωφώνων (Sheriff, και συν., 1995).

Προκειμένου να περιγραφεί ο τρόπος αναδιάταξης των καταγραφών κοινής πηγής ως διάταξη «κοινού ενδιάμεσου σημείου» κατασκευάζονται διαγράμματα υπέρθεσης (Morgan, 1970). Στο διάγραμμα αυτό (βλέπε Σχήμα 2.5) η τετμημένη αντιστοιχεί στις θέσεις των γεωφώνων ( $g$ ) και η τεταγμένη στις θέσεις της σεισμικής πηγής ( $s$ ). Ένα τυχαίο ίχνος το οποίο καταγράφεται στο γεωφώνο  $g$  και προέρχεται από την πηγή  $s$  απεικονίζεται στο σημείο  $(g,s)$  του διαγράμματος υπέρθεσης.



Σχήμα 2.5: Μέθοδος κοινού ενδιάμεσου σημείου και κατασκευή διαγράμματος υπέρθεσης. Με ο συμβολίζονται οι πηγές των σεισμικών κυμάτων, ενώ με  $x$  τα κέντρα των ομάδων των γεωφώνων. Το διάγραμμα υπέρθεσης αυτό είναι επιφανειακό (Sheriff, και συν., 1995).

Διαπιστώνεται ότι τα έξι ίχνη τα οποία έχουν κοινό ενδιάμεσο σημείο (common midpoint) το  $f$  βρίσκονται σε διαγώνιο, ενώ τα ίχνη με την ίδια οριζόντια απόσταση μεταξύ πηγής και γεωφώνου (common offset) αντιστοιχούν σε σημεία που βρίσκονται σε άλλη διαγώνιο. Σημεία κατά μήκος της οριζόντιας γραμμής αντιστοιχούν σε ίχνη κοινής πηγής και σημεία κατά μήκος της κατακόρυφης γραμμής αντιπροσωπεύουν ίχνη από την κοινή ομάδα γεωφώνων (Sheriff, και συν., 1995).

## 3 Αλγόριθμος δημιουργίας Συνθετικών Δεδομένων

### 3.1 Εισαγωγή

Στα περισσότερα γεωφυσικά προβλήματα, τα δεδομένα συνδέονται με μη γραμμικές σχέσεις με τις παραμέτρους του μοντέλου. Μπορεί να γίνει λοιπόν διάκριση σε τρεις μεγάλες κατηγορίες προβλημάτων τα οποία μπορούν να περιγραφούν με διαφορικές εξισώσεις (Vafidis, 1988).

#### 3.1.1 Το παραβολικό πρόβλημα

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad u(0,t) = u(1,t) \quad 3.1$$

Είναι το πρότυπο για χρονικά μεταβαλλόμενα φαινόμενα. Η εξίσωση ικανοποιείται σε μια περιοχή  $0 \leq x \leq 1, 0 \leq z \leq 1$ . Στα όρια της περιοχής οι τιμές της ταχύτητας  $u(x, t)$  είναι γνωστές.

#### 3.1.2 Το ελλειπτικό πρόβλημα

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad 0 \leq x \leq 1, 0 \leq z \leq 1 \quad 3.2$$

Είναι το πρόβλημα Dirichlet. Αυτό, όπως και το παραβολικό πρόβλημα λύνεται, με την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών. (Περισσότερα για το ελλειπτικό πρόβλημα και την μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών αναφέρονται στη συνέχεια.)

#### 3.1.3 Το υπερβολικό πρόβλημα

$$\frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} \quad -\infty < x < \infty, 0 \leq t \quad 3.3$$

Αυτό είναι το και πρότυπο για προβλήματα που αναφέρονται στην διάδοση κυμάτων. Για την επίλυση τέτοιων προβλημάτων χρησιμοποιούνται και εδώ μέθοδοι πεπερασμένων διαφορών.

### 3.2 Ετερογενής προσέγγιση για υπερβολικά συστήματα πρώτου βαθμού

Η ετερογενής προσέγγιση έχει ορισμένα πλεονεκτήματα επί της ομογενούς, αφού μπορεί να εφαρμοστεί σε κάθε γεωμετρία μοντέλου χωρίς να απαιτούνται σημαντικές αλλαγές στον κώδικα του προγράμματος. Στην αριθμητική επίλυση της κυματικής εξίσωσης δευτέρου βαθμού είναι αναγκαία η αριθμητική παραγωγή των ελαστικών παραμέτρων (Vafidis, 1988). Εδώ αντί αυτού, προσεγγίζεται το αντίστοιχο υπερβολικό σύστημα πρώτου βαθμού.

Ένα πρώτου βαθμού σύστημα στις δύο διαστάσεις μπορεί να εκφραστεί ως:

$$\partial_t U(x, z, t) = A \partial_x U(x, z, t) + B \partial_z U(x, z, t) \quad 3.4$$

όπου το  $U$  υποδηλώνει μία διανυσματική συνάρτηση των  $x, z$  και  $t$ , τα  $A$  και  $B$  είναι πίνακες, συναρτήσεις των  $x, z$  με  $0 < x < H_x, 0 < z < H_z, t > 0$  και το  $\partial$  υποδηλώνει μερική παράγωγο με βάση χωρική ή χρονική μεταβλητή  $s$ . Αυτό το σύστημα μπορεί να επιλυθεί αριθμητικά, υπό κάποιες αρχικές συνθήκες:  $U(x, z, t = 0)$ .

Ένα σύστημα καλείται υπερβολικού τύπου αν για όλα τα πραγματικά  $\alpha, \beta$  με  $\alpha^2 + \beta^2 = 1$ , υπάρχει ένας αντιστρέψιμος πίνακας μετασχηματισμού  $Q$ , τέτοιος ώστε:

$$Q(\alpha A + \beta B)Q^{-1} = D \quad 3.5$$

όπου  $D$  είναι ένας διαγώνιος πίνακας με πραγματικά στοιχεία.

Όλες αυτές οι συνθήκες ικανοποιούνται αν οι πίνακες  $A$  και  $B$  είναι πραγματικοί και συμμετρικοί.

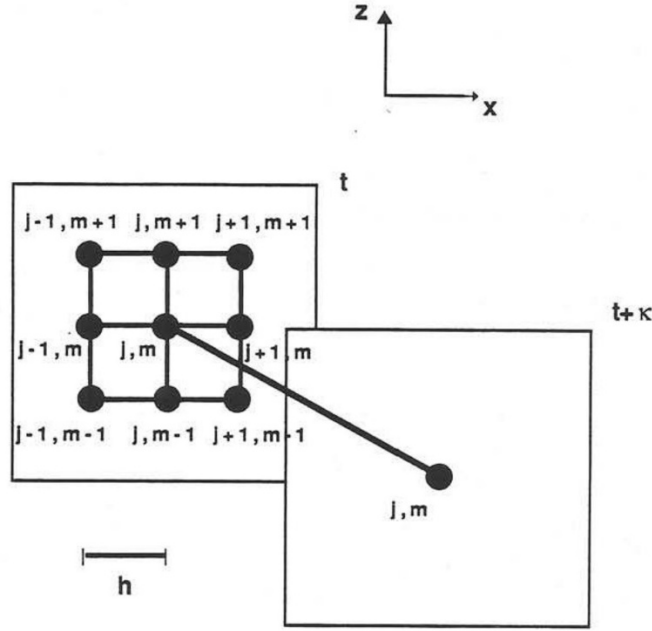
Ποικίλες διαφορικές προσεγγίσεις για συστήματα έχουν καθιερωθεί και εφαρμοστεί σε διάφορα πεδία. Η πιο γνωστή μέθοδος για πρώτου βαθμού είναι η μέθοδος Lax-Wendroff (Lax, και συν., 1964) όπου η λύση της διαφορικής εξίσωσης καθορίζεται ώστε να έχει ακρίβεια δευτέρου βαθμού. Το τροποποιημένο σύστημα Lax-Wendroff είναι βασισμένο σε ανάπτυγμα σειράς Taylor του  $U$  σε χρόνο  $t+\kappa$  για  $\kappa > 0$ :

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \frac{\partial U}{\partial t} + \frac{1}{2} \kappa^2 \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} + O(\kappa^3) \quad 3.6$$

το οποίο γίνεται, μετά την αντικατάσταση των χρονικών παραγώγων από χωρικές παραγώγους χρησιμοποιώντας την εξίσωση (3.4), και με διατήρηση των όρων δευτέρου βαθμού στο  $\kappa$ :

$$U(x, z, t + \kappa) = U(x, z, t) + \kappa \left( A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{1}{2} \kappa^2 \left[ A \frac{\partial}{\partial x} \left( A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) + B \frac{\partial}{\partial z} \left( A \frac{\partial U}{\partial x} + B \frac{\partial U}{\partial z} \right) \right] \quad 3.7$$

Το σχήμα διαφόρισης της εξίσωσης 3.7 κατά Lax-Wendroff παρουσιάζεται στο Σχήμα 3.1. Δοσμένης της αρχικής τιμής του διανύσματος  $U$  σε μία χρονική στιγμή, πραγματοποιείται ο υπολογισμός των τιμών του  $U$  σε μια μεταγενέστερη χρονική στιγμή ( $t+\kappa$ ), σε όλους τους κόμβους του μοντέλου.



Σχήμα 3.1: Σχήμα διαφύρασης για σύστημα Lax-Wendroff.

### 3.3 Πεπερασμένες Διαφορές στην εξίσωση κύματος (P-SV)

Μια ρεαλιστική προσομοίωση της διάδοσης κυμάτων σε δύο διαστάσεις μπορεί να πραγματοποιηθεί μέσω της ελαστικής κυματικής εξίσωσης. Η λύση της διδιάστατης ελαστικής εξίσωσης κύματος σε ομογενές μέσο με μια γραμμική σεισμική πηγή διαμορφώνεται και εφαρμόζεται σε σχέση με τις ταχύτητες των σωματιδίων.

Το πρόβλημα της διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε 2 διαστάσεις (X και Z), μπορεί να επιλυθεί χρησιμοποιώντας την οριζόντια (X) και την κατακόρυφη (Z) συνιστώσα της ταλάντωσης των σωματιδίων, ενώ η ταλάντωση στην τρίτη (Y) συνιστώσα θεωρείται πάντα μηδέν (θεώρηση κυλινδρικών κυμάτων). Οι βασικές εξισώσεις για το διδιάστατο P-SV διάδοσης κυμάτων σε ανομοιογενή μέσα είναι:

$$\begin{aligned} \rho(x, z) \frac{\partial^2 u(x, z, t)}{\partial t^2} = & \frac{\partial}{\partial x} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x} + \lambda(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z}) \\ & + \frac{\partial}{\partial z} (\mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x} + \mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z}) \end{aligned} \quad 3.8$$

και

$$\begin{aligned} \rho(x, z) \frac{\partial^2 w(x, z, t)}{\partial t^2} = & \frac{\partial}{\partial z} ((\lambda(x, z) + 2\mu(x, z)) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial z} + \lambda(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial x}) \\ & + \frac{\partial}{\partial x} (\mu(x, z) \frac{\partial u(x, z, t)}{\partial z} + \mu(x, z) \frac{\partial w(x, z, t)}{\partial x}) \end{aligned} \quad 3.9$$

όπου  $u(x,z,t)$ ,  $w(x,z,t)$  είναι οι μετατοπίσεις στις  $X$  και  $Z$  κατευθύνσεις αντίστοιχα,  $\mu(x,z)$  και  $\lambda(x,z)$  είναι οι παράμετροι Lamé,  $\rho(x,z)$  είναι η πυκνότητα και  $\partial$  υποδηλώνει μερική παράγωγο.

Αντί για την επίλυση αυτού του συστήματος δεύτερης τάξης, το ισοδύναμο πρώτης τάξης σύστημα θα πρέπει να επιλυθεί αριθμητικά. Αυτό το σύστημα αποτελείται από τις βασικές εξισώσεις της κίνησης στις κατευθύνσεις  $X$  και  $Z$ :

$$\begin{aligned}\rho(x,z)\partial_t \dot{u}(x,z,t) &= \partial_x \sigma_{xx}(x,z,t) + \partial_z \sigma_{xz}(x,z,t) \\ \rho(x,z)\partial_t \dot{w}(x,z,t) &= \partial_x \sigma_{xz}(x,z,t) + \partial_z \sigma_{zz}(x,z,t)\end{aligned}\quad 3.10$$

και των τάσεων-παραμορφώσεων μετά τη λήψη των πρώτων παραγώγων:

$$\begin{aligned}\partial_t \sigma_{xx}(x,z,t) &= (\lambda(x,z) + 2\mu(x,z))\partial_x \dot{u}(x,z,t) + \lambda(x,z)\partial_z \dot{w}(x,z,t) \\ \partial_t \sigma_{xz}(x,z,t) &= \mu(x,z)\partial_x \dot{w}(x,z,t) + \mu(x,z)\partial_z \dot{u}(x,z,t) \\ \partial_t \sigma_{zz}(x,z,t) &= \lambda(x,z)\partial_x \dot{u}(x,z,t) + (\lambda(x,z) + 2\mu(x,z))\partial_z \dot{w}(x,z,t)\end{aligned}\quad 3.11$$

όπου  $\sigma_{xx}$ ,  $\sigma_{xz}$ ,  $\sigma_{zz}$ , είναι τα στοιχεία του ταυιστή της τάσης και οι τελείες σημαίνουν παράγωγο ως προς το χρόνο. Σε αυτή την τυποποίηση δεν υπάρχουν παράγωγοι χώρου των σταθερών του Lamé.

Οι εξισώσεις (3.10) και (3.11) μπορούν να γραφούν με τη μορφή πίνακα ως εξής:

$$\partial_t \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \mu & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_x \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix} + \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} \\ 0 & 0 & 0 & \rho^{-1} & 0 \\ 0 & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ 0 & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ \mu & 0 & 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \partial_z \begin{bmatrix} \dot{u} \\ \dot{w} \\ \sigma_{xx} \\ \sigma_{zz} \\ \sigma_{xz} \end{bmatrix}\quad 3.12$$

ή:

$$\partial U = A \partial_x U + B \partial_z U \quad 3.13$$

Η παραπάνω εξίσωση επιλύεται όπως αναπτύχθηκε στην προηγούμενη παράγραφο, με τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών (Vafidis, 1988):

### 3.4 Διασπορά Σταθερότητα Ακρίβεια και Σύγκλιση

Για να εξασφαλιστεί ότι οι διαφορικές εξισώσεις επιλύονται, στο χώρο αλλά και στο χρόνο, με την επιθυμητή ακρίβεια, η ακρίβεια (accuracy), η σύγκλιση (convergence) και η σταθερότητα (stability) της λύσης πρέπει να ελεγχθούν (Vafidis, 1988).



### 3.4.1 Διασπορά

Οι ιδιότητες της αριθμητικής διασποράς σχετίζεται με την ταχύτητα διάδοσης της αριθμητικής λύσης. Ένα μέτρο της διασποράς είναι το σφάλμα φάσης (phase error). Τα σφάλματα φάσης επέρχονται λόγω της αντικατάστασης της διαφορικής εξίσωσης με μία εξίσωση διαφορών. Τα σφάλματα φάσης παράγουν μεταβολή στην ταχύτητα φάσης με τη συχνότητα (διασπορά στο χρόνο) ή τον κυματαριθμό (διασπορά στο χώρο). Κύματα τα οποία διαδίδονται σε ένα διακριτό δίκτυο υφίστανται αριθμητική διασπορά με την αύξηση του χρόνου διαδρομής (Vafidis, 1988).

### 3.4.2 Σταθερότητα (ευστάθεια)

Το πρόβλημα της σταθερότητας αφορά την εύρεση των συνθηκών κάτω από τις οποίες η διαφορά μεταξύ της θεωρητικής και της αριθμητικής λύσης της διαφορικής εξίσωσης παραμένει ορισμένη καθώς ο χρόνος προχωράει. Ένα σύστημα πεπερασμένων διαφορών είναι ασταθές όταν το σφάλμα του μεγαλώνει χωρίς όριο.

Οι Lax και Wendroff (1964) απέδειξαν ότι αν:

$$|a_m| = \max_{A,B} (|a_A|, |a_B|) \quad 3.14$$

όπου  $a_A$  και  $a_B$  οι ιδιοτιμές των πινάκων  $A$  και  $B$  αντίστοιχα. Το σύστημα Lax-Wendroff με τους  $A$  και  $B$  σταθερούς είναι σταθερό αν (Vafidis, 1988):

$$p|a_m| \leq \frac{1}{2\sqrt{2}} \quad 3.15$$

όπου:

$p$ : η ακρίβεια  $= \Delta t / \Delta x$  με  $\Delta t$ : το χρονικό βήμα και  $\Delta x$ : η απόσταση των κόμβων

### 3.4.3 Ακρίβεια

Ένα κριτήριο για την τοπική ακρίβεια των πεπερασμένων διαφορών ορίζεται από την διαφορά  $E$ , ανάμεσα στην ακριβή λύση της διαφορικής εξίσωσης  $W$ , και την αριθμητική  $U$ , σε ένα σημείο του δικτύου  $(jh, mh, (n+1)k)$ :

$$E_{j,m}^n = W_{j,m}^n - U_{j,m}^n \quad 3.16$$

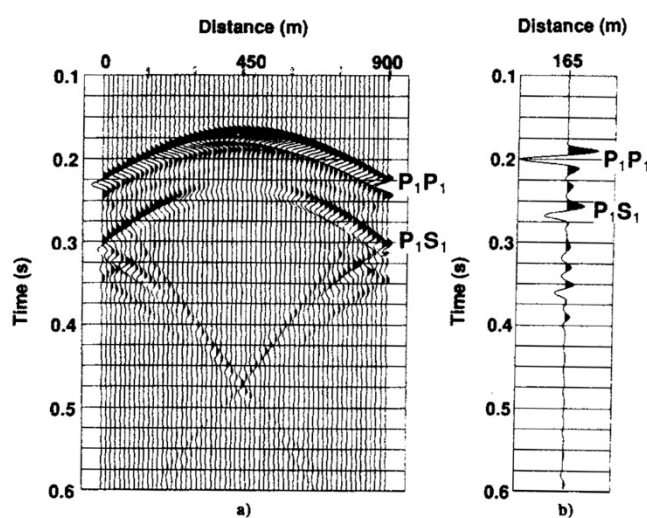
### 3.4.4 Σύγκλιση

Στις δύο διαστάσεις η συνθήκη σύγκλισης είναι λιγότερο αυστηρή από τη συνθήκη σταθερότητας. Η ανάλυση σύγκλισης για τη πιο γενική, κυματική εξίσωση με τους  $A$  και  $B$  μη σταθερούς είναι πολύπλοκη. Η σύγκλιση μπορεί επίσης να εξασφαλιστεί όταν οι όροι του συστήματος  $A, B$  είναι σταθεροί και το σφάλμα αποκοπής τείνει στο μηδέν με  $h, k$  να τείνουν στο μηδέν (συνεπές σύστημα, (Bolt, 2012)).

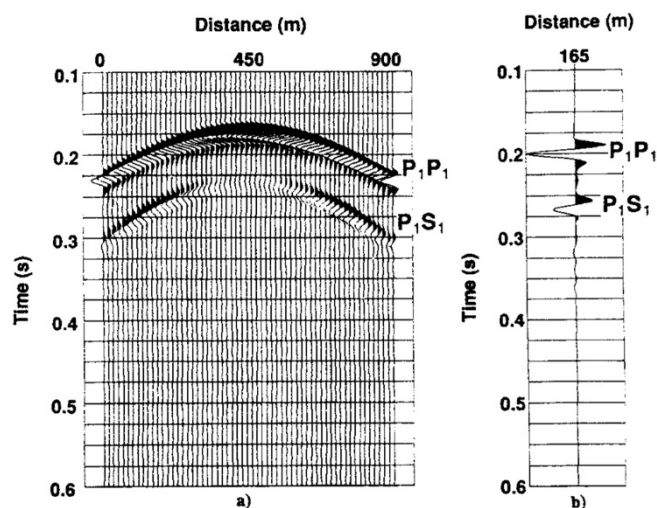
### 3.5 Όρια απορρόφησης (Absorbing boundaries)

Οι περιορισμοί που αφορούν τον αποθηκευτικό χώρο του υπολογιστή καθιστούν το πρόβλημα της διάδοσης κυμάτων μέσω ενός μέσου μη ορισμένου σε οποιαδήποτε διεύθυνση, ανέφικτο. Οριακές συνθήκες πρέπει να εισαχθούν στις άκρες του μέσου, ώστε να ξεπεραστεί το πρόβλημα. Οι οριακές συνθήκες της ελεύθερης επιφάνειας (άνευ πίεσης) και της άκαμπτης επιφάνειας (μηδενική ταχύτητα) είναι εύκολο να εφαρμοστούν, αλλά παράγουν ψευδείς ανακλάσεις. Οι απορροφητικές (absorbing) οριακές συνθήκες αφαιρούν την επίδραση των προαναφερόμενων ανακλάσεων κατά έναν πιο άμεσο και αποδοτικό τρόπο, αλλά όχι εντελώς καθώς είναι σχεδόν αδύνατο να σχεδιαστούν οριακές συνθήκες οι οποίες να απορροφούν τελείως όλα τα είδη κυμάτων.

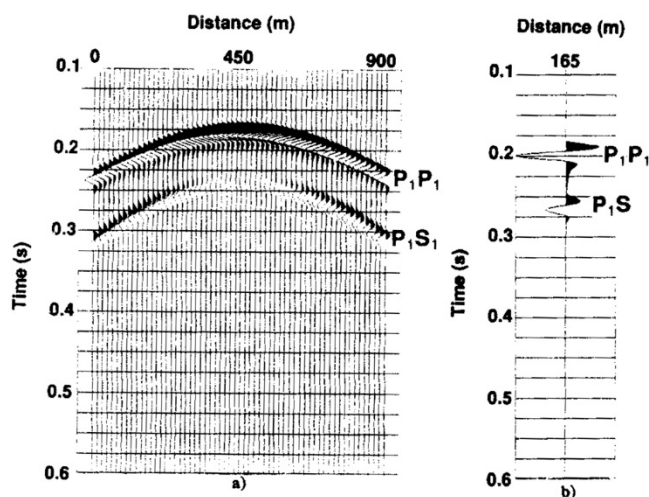
Οι μέθοδοι των σύνθετων ορίων πρόσπτωσης έχουν αναπτυχθεί για την αριθμητική προσομοίωση των σεισμικών κυμάτων. Αυτές οι μέθοδοι συνδυάζουν συνθήκες ορίων απορρόφησης χαμηλής γωνίας πρόσπτωσης, με βάση την χαρακτηριστική ανάλυση της μονοδιάστατης κυματικής εξίσωσης και την εφαρμογή, είτε ανισότροπου φίλτρου είτε «φίλτρου-σφουγγάρι». Από την τεχνική της ανάλυσης της μονοδιάστατης κυματικής εξίσωσης λαμβάνονται οι συνθήκες μονοδιάστατου απορροφητικού ορίου, οι οποίες βασίζονται στην χαρακτηριστική ανάλυση των υπερβολικού τύπου συστημάτων (Vafidis, et al., 1994). Αυτές οι συνοριακές συνθήκες ουσιαστικά απορροφούν κύματα που προσπίπτουν στα όρια, με μικρές γωνίες. Το ανισοτροπικό φίλτρο διορθώνει την πορεία που διανύουν τα κύματα ώστε αυτά να προσπίπτουν στο όριο με μικρές γωνίες. Το φίλτρο σφουγγάρι αποσβένει επιλεκτικά τα προσπίπτοντα κύματα. Με τον συνδυασμό των ορίων που προκύπτουν από την ανάλυση της μονοδιάστατης κυματικής εξίσωσης με το ανισοτροπικό φίλτρο ή το φίλτρο σφουγγάρι προκύπτουν μέθοδοι που απορροφούν αποτελεσματικά, όχι μόνο τα κύματα χώρου, αλλά και τα επιφανειακά κύματα (Vafidis, et al., 1994).



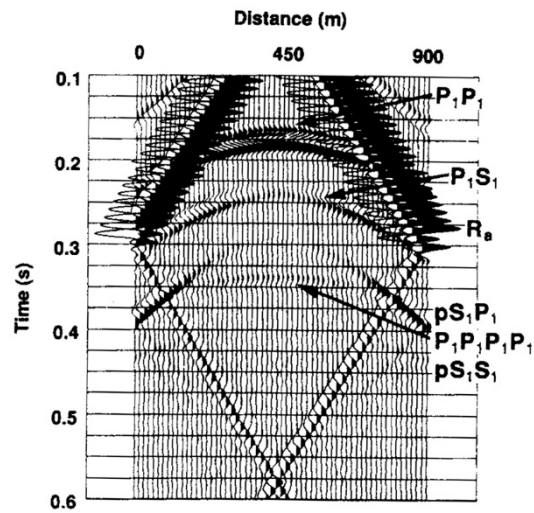
Σχήμα 3.2: α) Συνθετικά σειсмоγράμματα από ελαστικό μοντέλο δύο στρωμάτων. Εφαρμόζονται συνθήκες μονοδιάστατου απορροφητικού ορίου σε όλα τα υπολογιστικά περιθώρια και β) Μεγεθυμένο ίχνος (Vafidis, και συν., 1994).



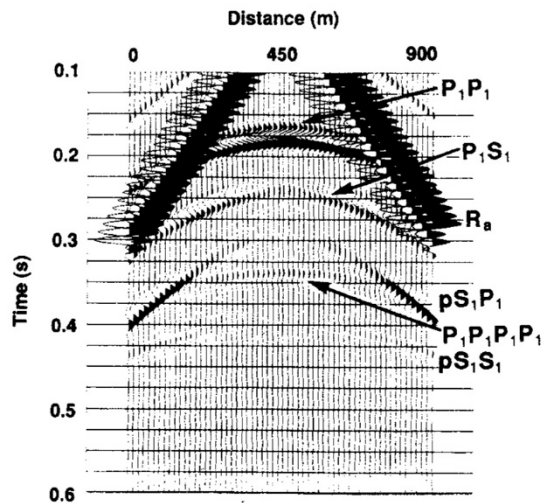
Σχήμα 3.3: α) Συνθετικά σειсмоγράμματα από ελαστικό μοντέλο δυο στρωμάτων. Τα σύνθετα όρια απορρόφησης (τα οποία υπαγορεύονται από τις συνθήκες του μονοδιάστατου ορίου απορρόφησης) και το «φίλτρο σφουγγάρι», εφαρμόζονται σε όλα τα υπολογιστικά περιθώρια. β) Μεγεθυμένο ίχνος.



Σχήμα 3.4: α) Συνθετικά σειсмоγράμματα από ελαστικό μοντέλο δυο στρωμάτων. Τα σύνθετα όρια απορρόφησης (τα οποία υπαγορεύονται από τις συνθήκες του μονοδιάστατου ορίου απορρόφησης) και το ανισοτροπικό φίλτρο, εφαρμόζονται σε όλα τα υπολογιστικά περιθώρια. β) Μεγεθυμένο ίχνος.



Σχήμα 3.5: Συνθετικά σειсмоγράμματα από ελαστικό μοντέλο δύο στρωμάτων. Το άνω περιθώριο του υπολογιστικού χώρου είναι ελεύθερη επιφάνεια. Οι περιορισμοί για τα μονοδιάστατα όρια απορρόφησης εφαρμόζονται στα υπόλοιπα υπολογιστικά περιθώρια.



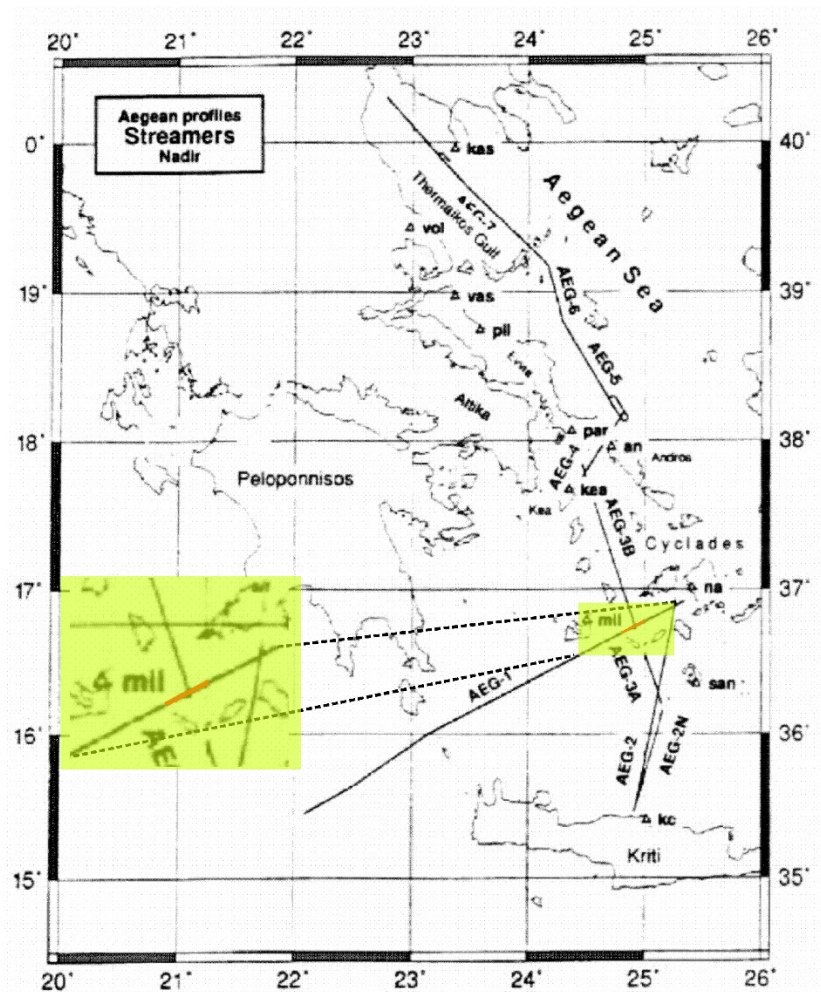
Σχήμα 3.6: Συνθετικά σειсмоγράμματα από ελαστικό μοντέλο δύο στρωμάτων, με την προσομοίωση μίας ελεύθερης επιφάνειας. Οι περιορισμοί για τα μονοδιάστατα όρια απορρόφησης και το ανισοτροπικό φίλτρο εφαρμόζονται στα υπόλοιπα υπολογιστικά περιθώρια.

## 4 Δημιουργία συνθετικών δεδομένων

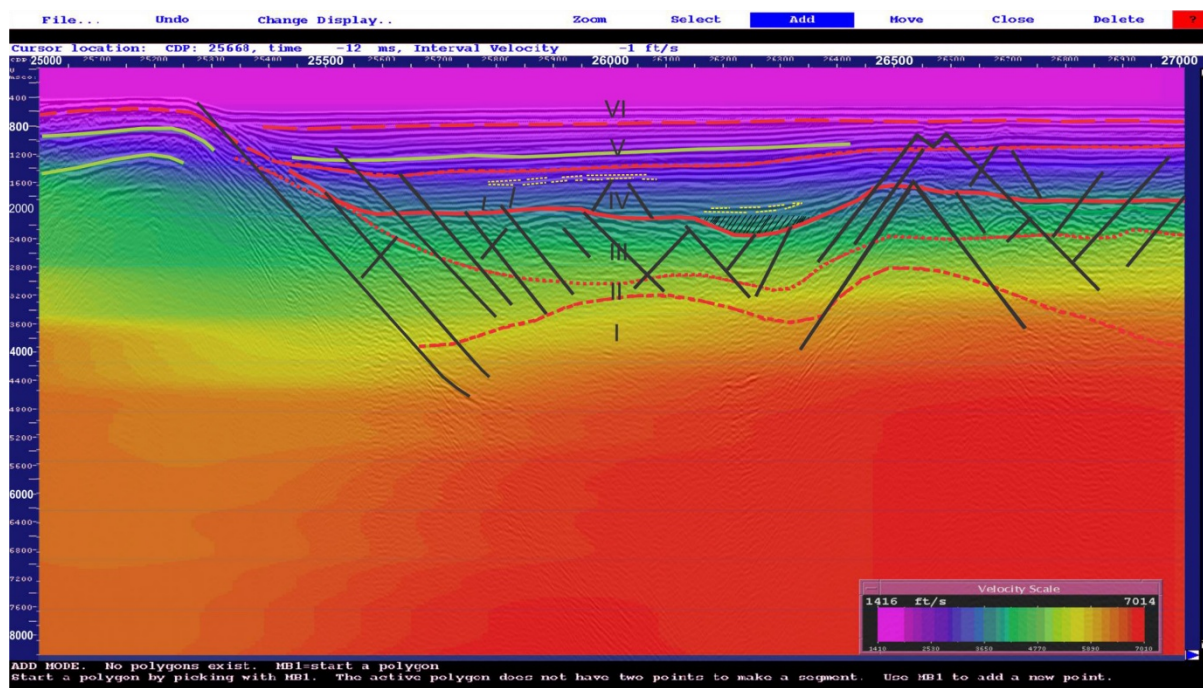
### 4.1 Θέση του πειράματος

Για την διαδικασία της δημιουργίας των συνθετικών σεισμικών δεδομένων που μελετήθηκαν στην παρούσα εργασία, κατασκευάστηκε μοντέλο, για το οποίο χρησιμοποιήθηκαν ως βάση πραγματικά σεισμικά δεδομένα από ένα τμήμα τομής που βρίσκεται πλησίον των νήσων Φολέγανδρος και Σίφνος, εντός της λεκάνης της Φολεγάνδρου.

Η γραμμή μελέτης αποτελεί ένα τμήμα της σεισμικής γραμμής AEG-1 (Σχήμα 4.1) μήκους περίπου 25 km, η οποία διασκοπήθηκε τον Απρίλιο του 1994, στα πλαίσια του Ευρωπαϊκού προγράμματος JOULEII. Στο τμήμα αυτό της γραμμής έχει ήδη γίνει εκτεταμένη μελέτη σε άλλη διπλωματική εργασία (Μούχου, 2014). Με βάση την προηγούμενη μελέτη, έγινε ψηφιοποίηση του μοντέλου από υπάρχουσα ερμηνευμένη τομή σεισμικών ταχυτήτων (Σχήμα 4.2), με σκοπό τον ακριβή καθορισμό συντεταγμένων σε οριζόντια έκταση και βάθους, σε μέτρα (m), ώστε να προσδιοριστεί ο αριθμός των στρωμάτων, οι διεπιφάνειες τους καθώς και οι διπλοί χρόνοι διαδρομής.



Σχήμα 4.1: Γραμμή μελέτης επεξεργασίας (Μούχου, 2014). Με κίτρινο η μεγεθυμένη περιοχή.



Σχήμα 4.2: Ερμηνευμένη τομή σεισμικών ταχυτήτων σε τμήμα της γραμμής AEG-1 (Μούχου, 2014).

Μετά από εκτεταμένη ανάλυση και σύγκριση των δεδομένων της περιοχής ορίστηκε το μοντέλο μελέτης, όπως φαίνεται στον ακόλουθο πίνακα.

Στρώμα	Vp(m/s)	Vs(m/s)	$\rho(\text{g/cm}^3)$
Θαλασσινό νερό	1500	0	1
Τεταρτογενή	2140	1100	2.6
Νεογενή	3200	1500	2.65
Ανθρακικά, Ηφαιστιακά, Οφιόλιθοι	3900	2500	2.72
Γνεύσιοι, Σχιστόλιθοι	4900	2800	2.68
Μάρμαρα	6700	3500	2.72

Πίνακας 4.1

## 4.2 Δημιουργία συνθετικών δεδομένων

Για την δημιουργία και επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων σεισμικής ανάκλασης χρησιμοποιήθηκαν αλγόριθμοι που αναπτύχθηκαν στο εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής του Πολυτεχνείου Κρήτης, σε περιβάλλον Matlab™. Οι αλγόριθμοι αυτοί

λειτουργούν με βάση τη μέθοδο των πεπερασμένων διαφορών και προσομοιώνουν την διάδοση των σεισμικών κυμάτων σε δυο διαστάσεις.

Παρακάτω φαίνεται σχηματικά η δημιουργία μοντέλου συνθετικών σεισμικών δεδομένων με το λογισμικό PSV\_synthetics σε περιβάλλον Matlab™. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι κατά την εισαγωγή των παραμέτρων λήφθηκαν υπ' όψη οι απαραίτητοι περιορισμοί για την αποφυγή προβλημάτων ευστάθειας και αριθμητικής διασποράς κατά την επίλυση της διαφορικής κυματικής εξίσωσης με την χρήση των πεπερασμένων διαφορών.

Για την αποφυγή αυτών των προβλημάτων θα πρέπει να πληρούνται οι ακόλουθοι περιορισμοί.

Ειδικότερα:

Για την ευστάθεια θα πρέπει να επαληθευτεί το εξής κριτήριο:

$$\frac{\Delta t}{\Delta x} * \alpha_{\max} \leq \frac{2}{3}$$
4.1

όπου:

$\alpha_{\max}$ : η μέγιστη ταχύτητα διάδοσης των Ρ-κυμάτων.

Για την αριθμητική διασπορά (μεταβολή της ταχύτητας διάδοσης με την συχνότητα) θα πρέπει να επαληθευτεί το εξής κριτήριο:

$$\frac{\lambda_{\min}}{\Delta x} > 5$$
4.2

όπου:

$$\lambda_{\min} = \alpha_{\min} / f_{\max}$$

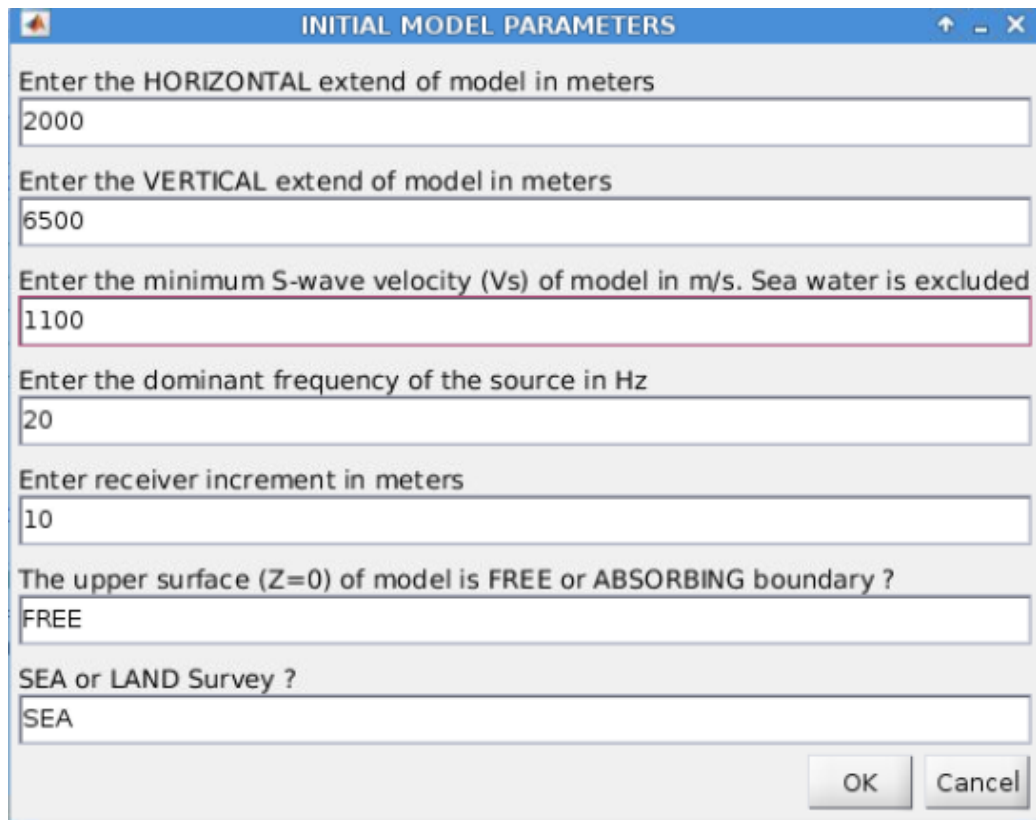
$\alpha_{\min}$ : η ελάχιστη ταχύτητα των S-κυμάτων,

$f_{\max}$ : η κεντρική συχνότητα διάδοσης σεισμικών κυμάτων.

Για την δημιουργία του μοντέλου και με βάση τους κατάλληλους περιορισμούς ορίστηκαν οι παράμετροι του πλέγματος, το χρονικό βήμα  $\Delta t = 0.2 \text{ ms}$ , οι διαστάσεις του κάθε κελιού οι οποίες καθορίζονται από τις αποστάσεις των κόμβων στις διευθύνσεις X και Z, με  $\Delta x$   $\Delta z$  ίσες με 3.33 m.

Στη συνέχεια εισάγεται η οριζόντια έκταση 2000m και το βάθος του μοντέλου 6500m, η ελάχιστη εγκάρσια ταχύτητα διάδοσης στα υπάρχοντα στρώματα (εκτός του στρώματος νερού) 1100 m/s, η συχνότητα της πηγής 20Hz και η ισαπόσταση των υδροφώνων 10m (Σχήμα 4.3)





INITIAL MODEL PARAMETERS

Enter the HORIZONTAL extend of model in meters  
2000

Enter the VERTICAL extend of model in meters  
6500

Enter the minimum S-wave velocity ( $V_s$ ) of model in m/s. Sea water is excluded  
1100

Enter the dominant frequency of the source in Hz  
20

Enter receiver increment in meters  
10

The upper surface ( $Z=0$ ) of model is FREE or ABSORBING boundary ?  
FREE

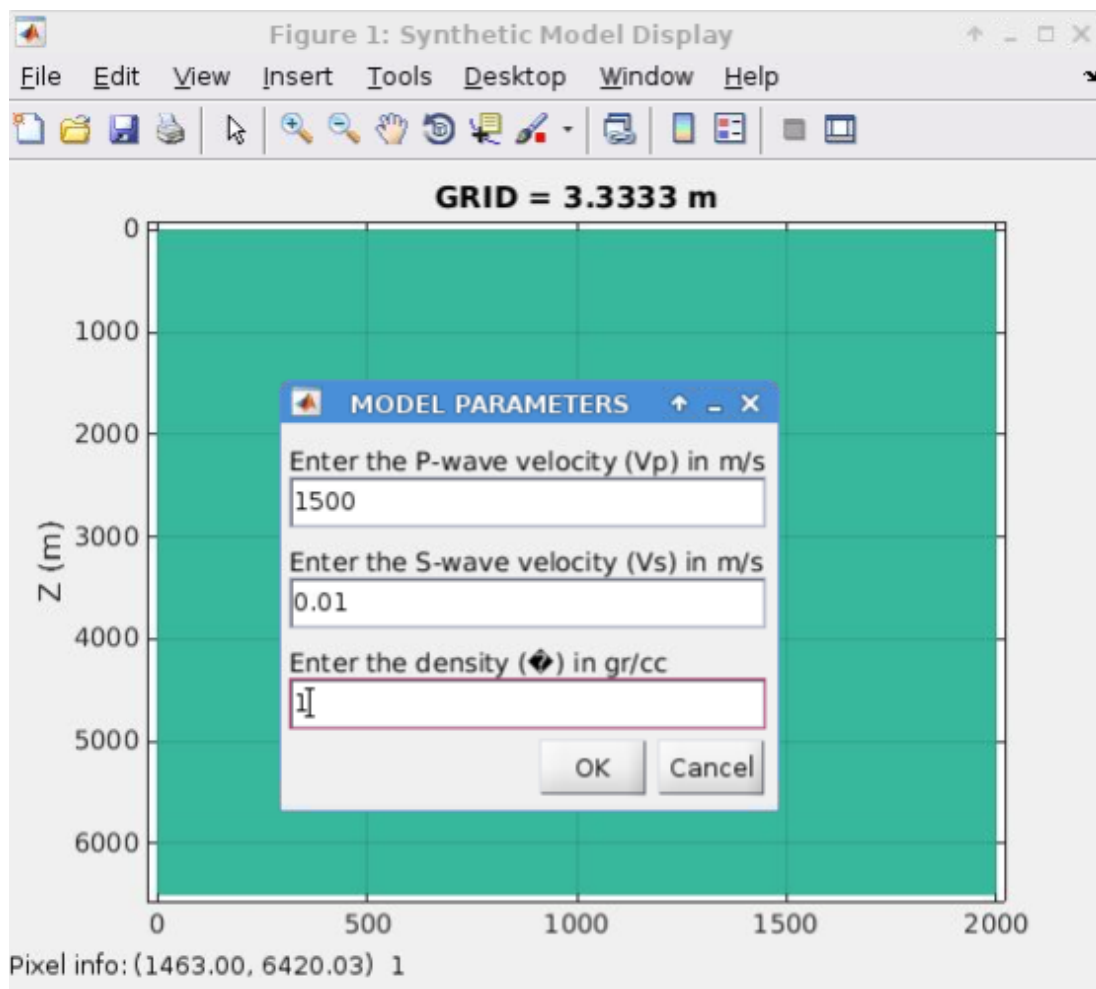
SEA or LAND Survey ?  
SEA

OK Cancel

Σχήμα 4.3: Εισαγωγή αρχικών παραμέτρων.

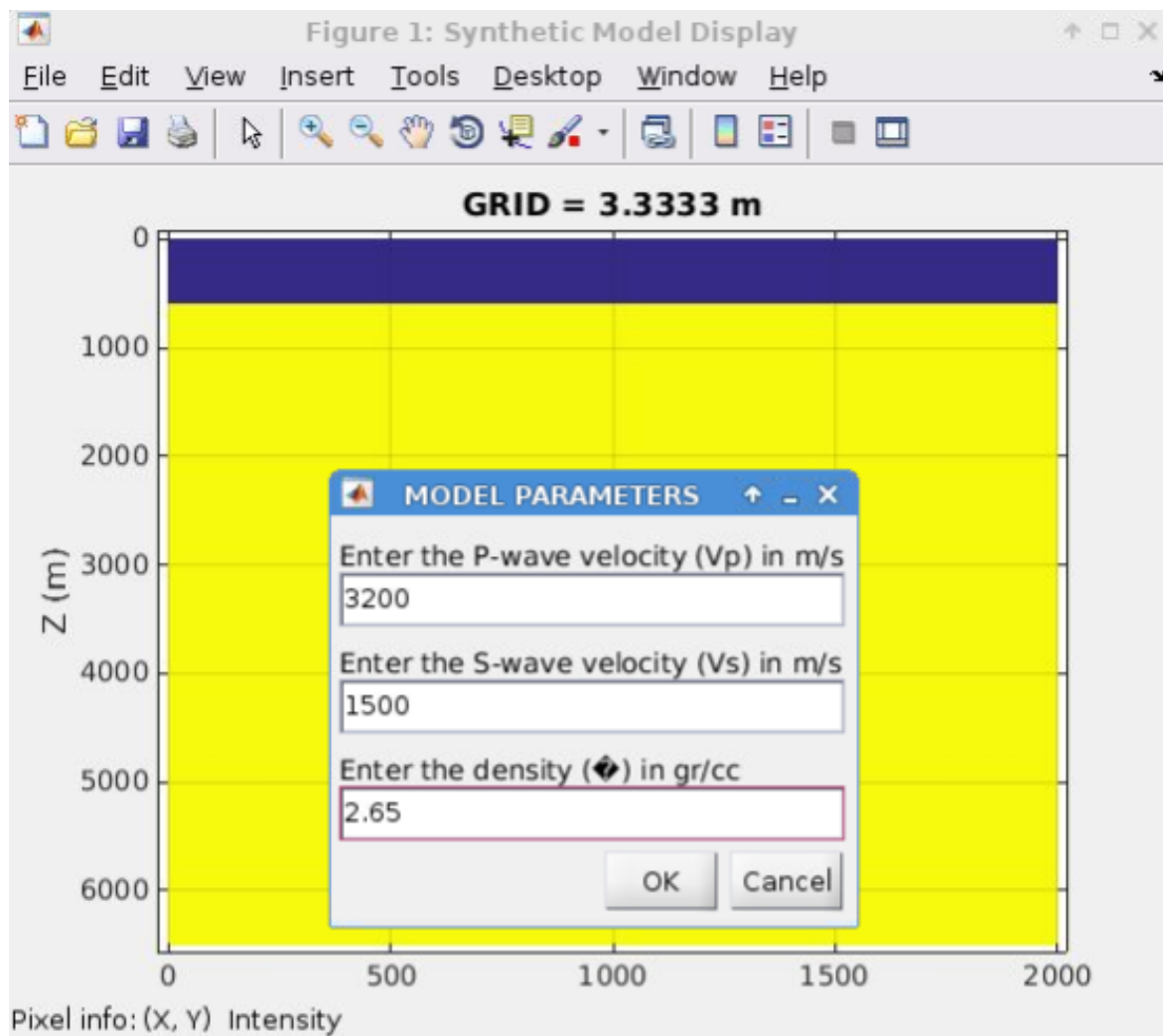
Το επόμενο στάδιο ήταν η οριοθέτηση γεωλογικών στρωμάτων του μοντέλου. Αυτό έγινε δίνοντας τις συντεταγμένες για τα όρια κάθε στρώματος μέσω πινάκων Matlab™. Μετά την οριοθέτηση κάθε στρώματος γίνεται εισαγωγή των τιμών των ταχυτήτων του  $V_p$ ,  $V_s$  καθώς και της πυκνότητάς του.



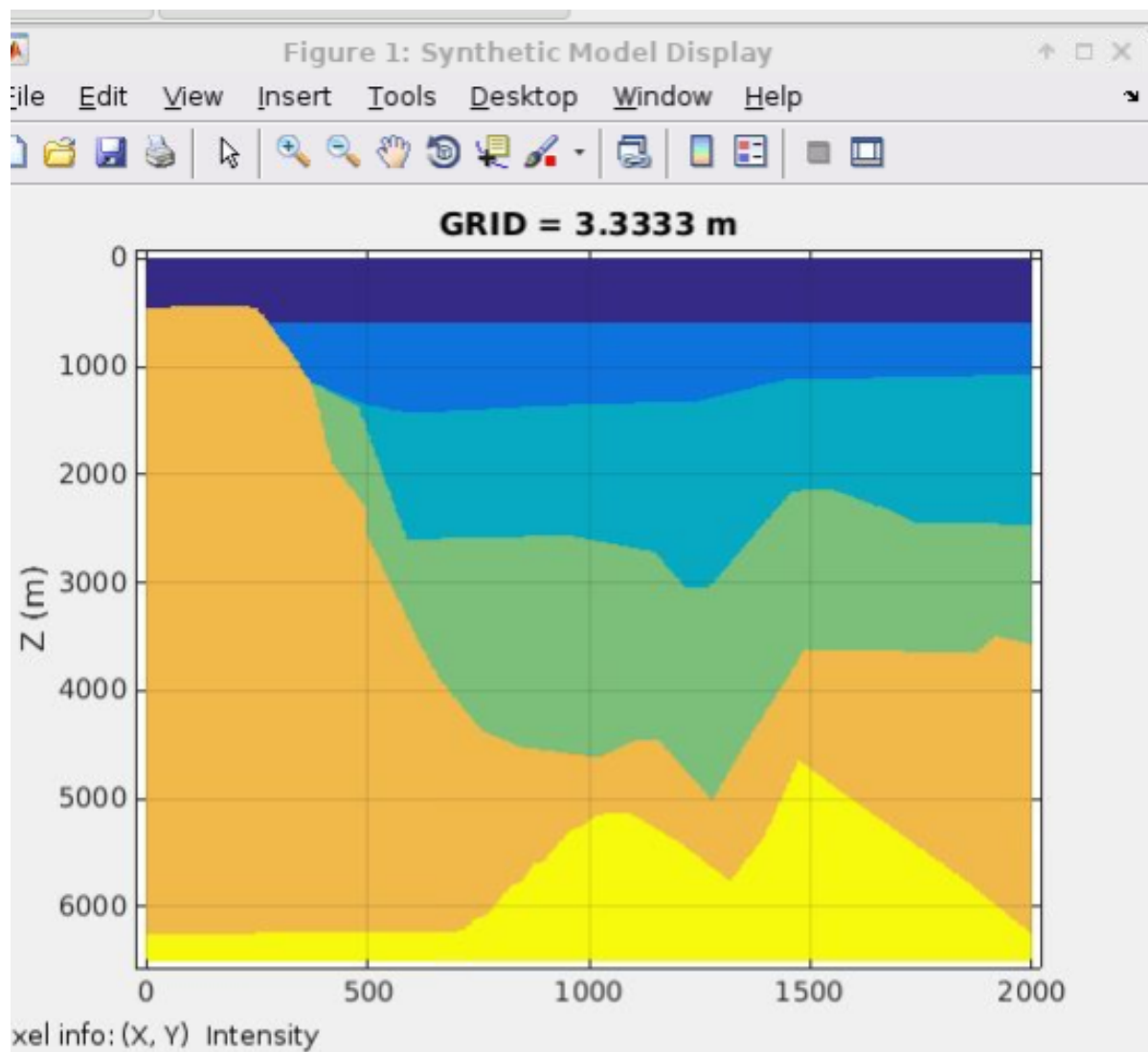


Σχήμα 4.4: Εισαγωγή παραμέτρων του στρώματος νερού.

Η ίδια διαδικασία ακολουθείται για όλα τα επιμέρους στρώματα μέχρι την δημιουργία του τελικού μοντέλου. Οι παράμετροι των στρωμάτων παρουσιάστηκαν ήδη στον Πίνακα 4.1.



Σχήμα 4.5: Ταχύτητα διάδοσης διαμήκων και εγκάρσιων κυμάτων, καθώς και πυκνότητα, για τους νεογενείς σχηματισμούς.

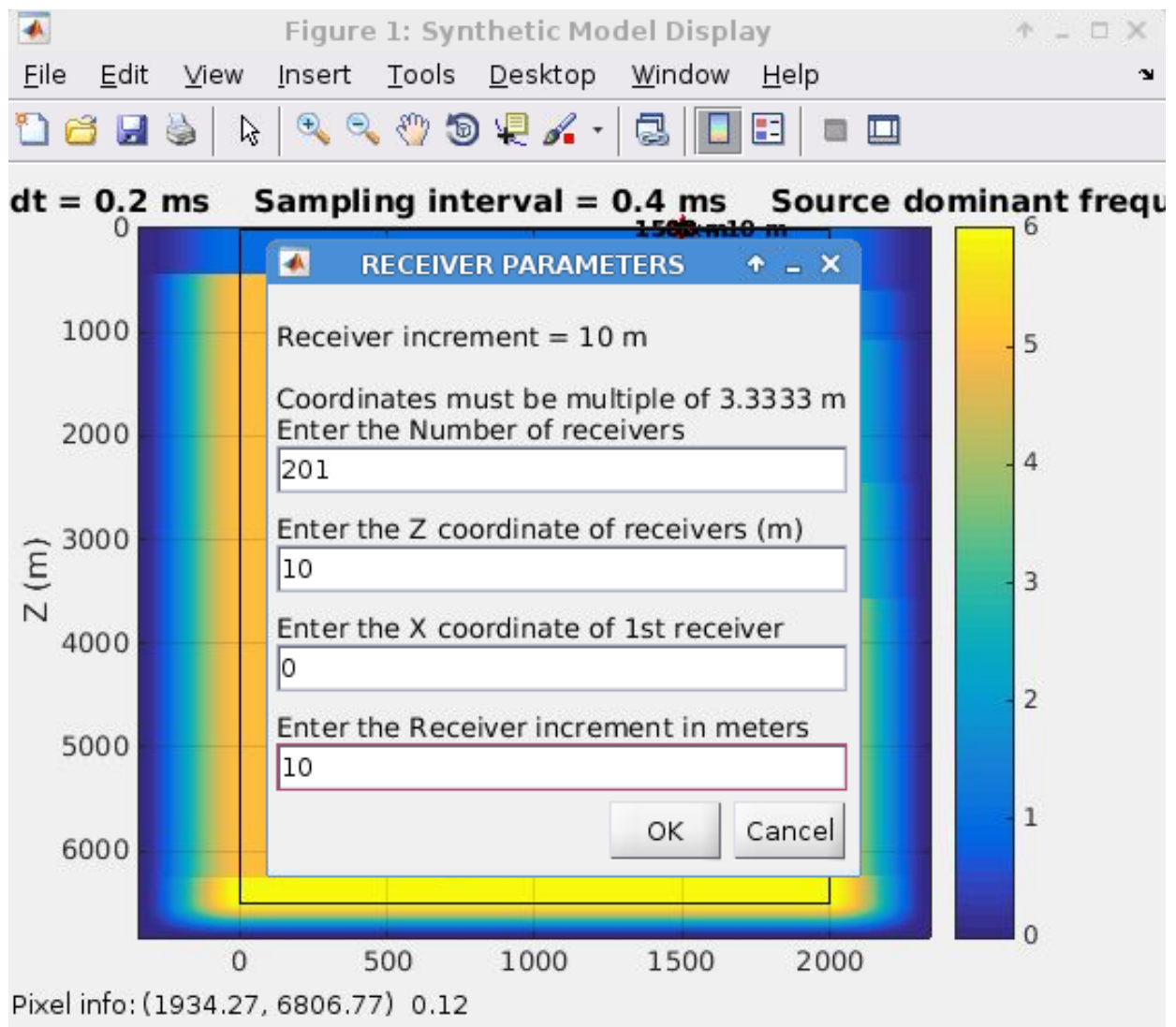


Σχήμα 4.6: Τελικό συνθετικό μοντέλο με όλα τα στρώματα.

Τελικά εισάγονται οι παράμετροι που σχετίζονται με τις θέσεις των σεισμικών πηγών και των υδροφώνων καθώς και η διάρκεια καταγραφής.

Ειδικότερα, επιλέχθηκαν οι παράμετροι:

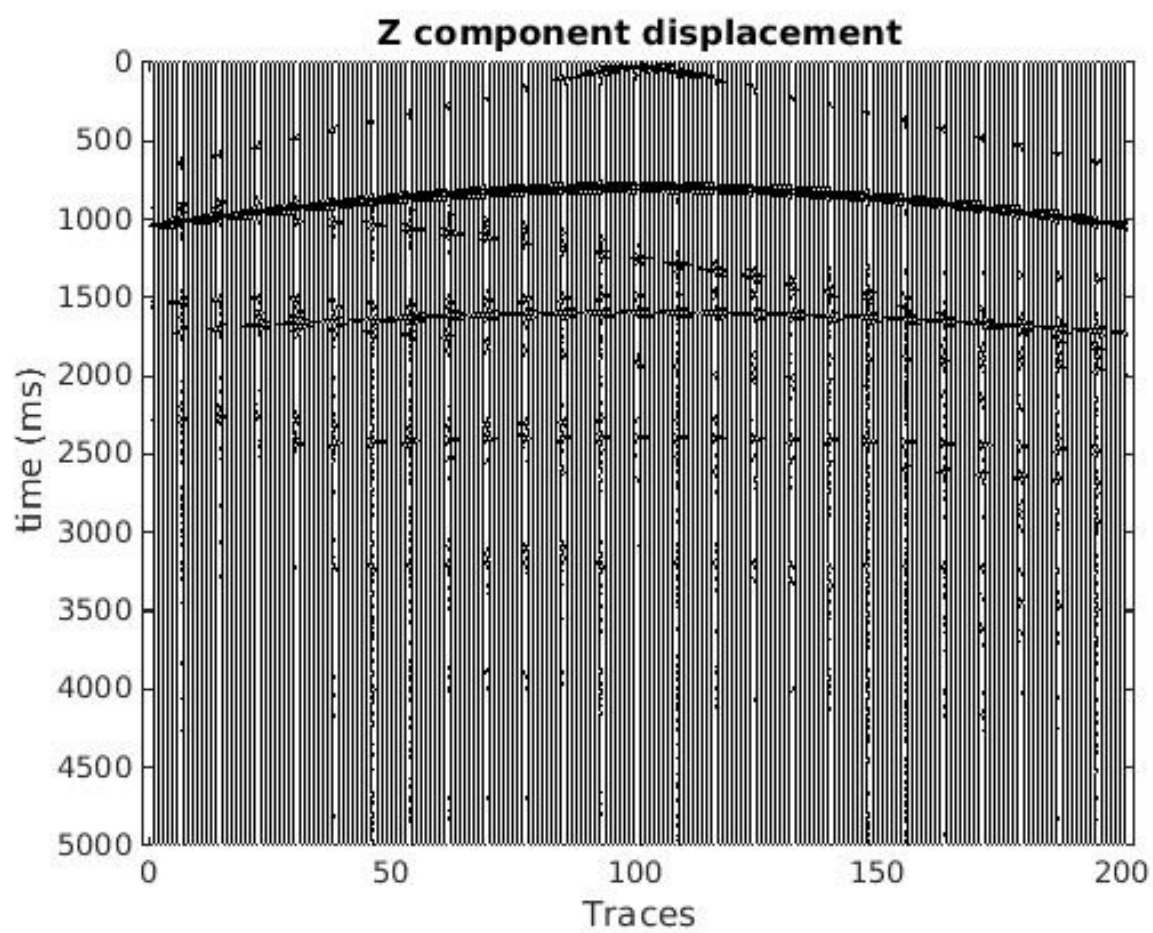
Πλήθος πηγών (ανά 100m)	20
Συχνότητα πηγών	20
Πλήθος υδροφώνων (ανά 10m)	201
Διάρκεια καταγραφής (ms)	5000



Σχήμα 4.7: Παράμετροι υδροφώνων.

Τα τελικά αποτελέσματα της διαδικασίας είναι οι πίνακες ταχυτήτων, των συνιστωσών της ταχύτητας των σωματιδίων,  $V_x$ ,  $V_z$  και ο πίνακας πίεσης  $V_{pr}$ . Όλες οι πληροφορίες για τις παραμέτρους των πηγών αποθηκεύονται σε αρχείο \*.SRC, για τα υδρόφωνα σε αρχείο \*.RCV, ενώ η γεωμετρία του πειράματος σε αρχείο με επέκταση \*.SMP.

Ενδεικτικά, στο Σχήμα 4.8, απεικονίζεται καταγραφή «κοινής πηγής» της  $V_z$ , με την πηγή στη θέση  $X, Z$ , και το ανάπτυσμα γεωφώνων, από  $X=0$  έως  $X=2000$ , με  $Z=10$ .



Σχήμα 4.8: Σεισμική καταγραφή «κοινής πηγής» της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας.

## 5 Ανάπτυξη μεθοδολογίας για την απομάκρυνση των επιφανειακών ανακλάσεων

### 5.1 Εισαγωγή

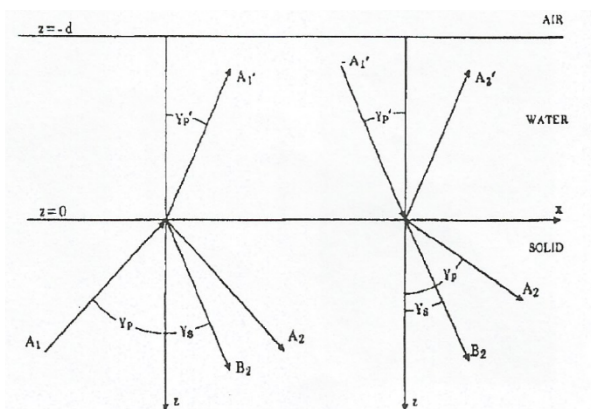
Όπως αναφέρθηκε και στο πρώτο κεφάλαιο της εργασίας αυτής, οι ανακλάσεις που προέρχονται από την θαλάσσια επιφάνεια δημιουργούν προβλήματα στην «ευκρίνεια» της σεισμικής τομής που λαμβάνεται από τα θαλάσσια σεισμικά δεδομένα (ghost phenomenon). Στο παρών κεφάλαιο παρουσιάζεται αναλυτικά η μεθοδολογία που αναπτύχθηκε με βάση την βιβλιογραφία με σκοπό την ανάπτυξη μεθόδου για την απομάκρυνση των επιφανειακών αυτών ανακλάσεων

### 5.2 Αρχή της μεθόδου

Η μέθοδος στηρίζεται σε τεχνολογία που αναπτύχθηκε από την εταιρία PGS, με βάση τον συνδυασμό καταγραφών πίεσης και κατακόρυφης ταχύτητας (vertical velocity) από υδρόφωνα. Στη συνέχεια μετά από βιβλιογραφική έρευνα προσδιορίστηκαν εξισώσεις οι οποίες συνδυάζουν την κατακόρυφη ταχύτητα ( $V_z$ ) και την πίεση (Pressure), που όταν εφαρμοστούν στα συνθετικά δεδομένα απαλείφουν μερικώς τις επιφανειακές ανακλάσεις. Η βασική εξίσωση που χρησιμοποιήθηκε είναι προϊόν έρευνας των Fred J. Barr και Joe I. Sanders, (Barr, et al., 1989), για την εταιρία Halliburton Geophysical Services.

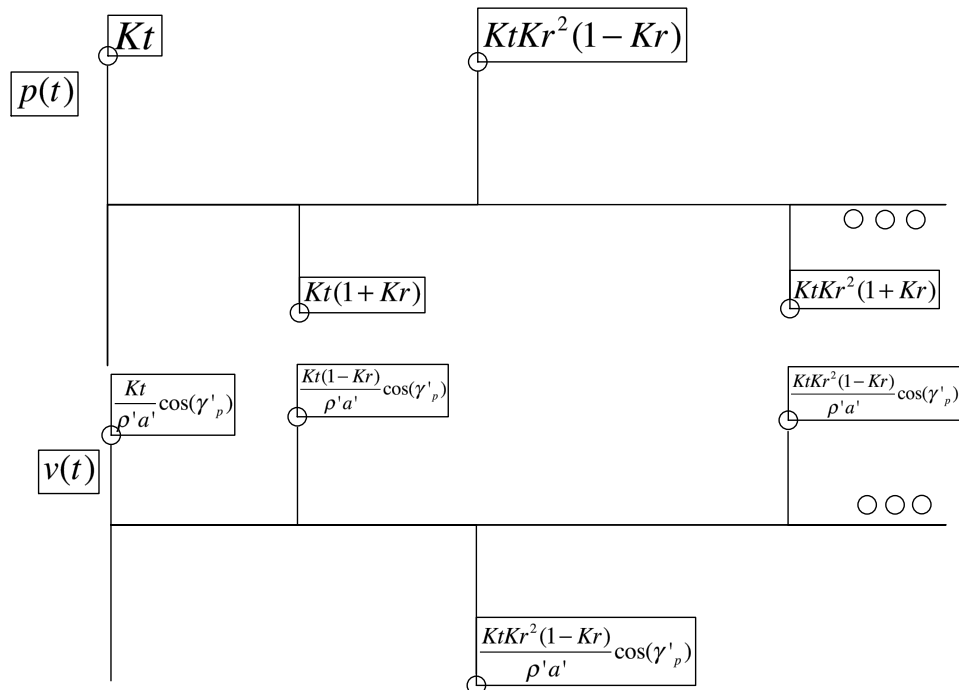
### 5.3 Βασική εξίσωση

Για τον προσδιορισμό του βέλτιστου συνδυασμού των καταγραφών της ταχύτητας και της πίεσης είναι απαραίτητο να λυθεί η κυματική εξίσωση λαμβάνοντας υπ' όψη τις συνοριακές συνθήκες όπως φαίνεται στο Σχήμα 5.1. Στο σχήμα αυτό το A αντιπροσωπεύει διαμήκη κύματα P (compressional waves) και το B εγκάρσια κύματα S (shear waves).



Σχήμα 5.1: Περιπτώσεις πρόσπτωσης σεισμικής ακτίνας P κυμάτων (A) στον πυθμένα της θάλασσας και ανάλυσή της σε P και S ανακλώμενα και διαθλώμενα κύματα (Barr, et al., 1989).

Μετατρέποντας τις λύσεις για την πίεση και την κατακόρυφη ταχύτητα των σωματιδίων στον πυθμένα της θάλασσας, από το πεδίο των συχνοτήτων στο πεδίο του χρόνου (είναι πιο εύκολο να παρατηρηθεί η αλλαγή της πολικότητας για τα ανακλώμενά κύματα με την πάροδο του χρόνου) λαμβάνεται το σήμα που φαίνεται στο Σχήμα 5.2.



Σχήμα 5.2: Σήματα ανιχνευτών πίεσης και ταχύτητας για ανακλάσεις και ανακλάσεις λόγω θαλάσσιας επιφάνειας (Barr, et al., 1989).

Στο σχήμα αυτό, η επιθυμητή ανάκλαση απεικονίζεται από τον παλμό (impulse function) για  $t=0$ . Οι μεταγενέστεροι παλμοί στα σήματα της πίεσης και της ταχύτητας αναπαριστούν τις αντηχήσεις (reverberations) που θέλουμε να απομακρύνουμε. Τα συμβολικά πλάτη των παλμών δίνονται συναρτήσει των  $Kt$ ,  $Kr$ ,  $\rho'$ ,  $a$ ,  $g'$ , όπου:

$Kt$ : ο συντελεστής διάθλασης (transmission coefficient),

$Kr$ : ο συντελεστής ανάκλασης (reflection coefficient),

$\rho'$ : η πυκνότητα του νερού,

$a'$ : η ταχύτητα των P κυμάτων στο νερό,

$\gamma'$ : η γωνία διάθλασης των P κυμάτων στο νερό.

Για φυσιολογικά και σκληρά υλικά του πυθμένα ο συντελεστής διάθλασης  $Kt$  παίρνει πραγματικές τιμές για όλες τις πιθανές γωνίες πρόσπτωσης μιας σεισμικής ακτίνας. Έτσι τα σήματα που καταγράφονται στους δέκτες ταχύτητας και πίεσης για το ανακλώμενο κύμα είναι σε φάση. Επίσης το πλάτος τους σχετίζεται με την ακουστική εμπέδηση του νερού (acoustic impedance) και το συνημίτονο της γωνίας διάθλασης.

Από τη στιγμή που η συντριπτική πλειοψηφία των ανακλάσεων διαδίδεται σε στήλη νερού σε γωνίες μικρότερες της κρίσιμης ο συντελεστής ανάκλασης στον πυθμένα,  $K_r$ , έχει πραγματική τιμή. Έτσι, από το Σχήμα 5.2, όλες οι υπόλοιπες μη επιθυμητές ανακλάσεις (ghost) παρουσιάζουν αντίθετη πολικότητα στις καταγραφές των αισθητήρων ταχύτητας και πίεσης. Αν τα σήματα από τους ανιχνευτές πίεσης και ταχύτητας συνδυαστούν με τον ακόλουθο τρόπο:

$$s(t) = p(t) + \frac{p' a'(1 + K_r)}{\cos(\gamma_g')(1 - K_r)} v(t) \quad 5.1$$

όλες οι μη επιθυμητές ανακλάσεις (λόγω του φαινομένου ghost) εξαλείφονται (Barr, et al., 1989), όπου:

$s(t)$ : άθροισμα πίεσης ταχύτητας,

$p(t)$ : πίεση

$v(t)$ : ταχύτητα.

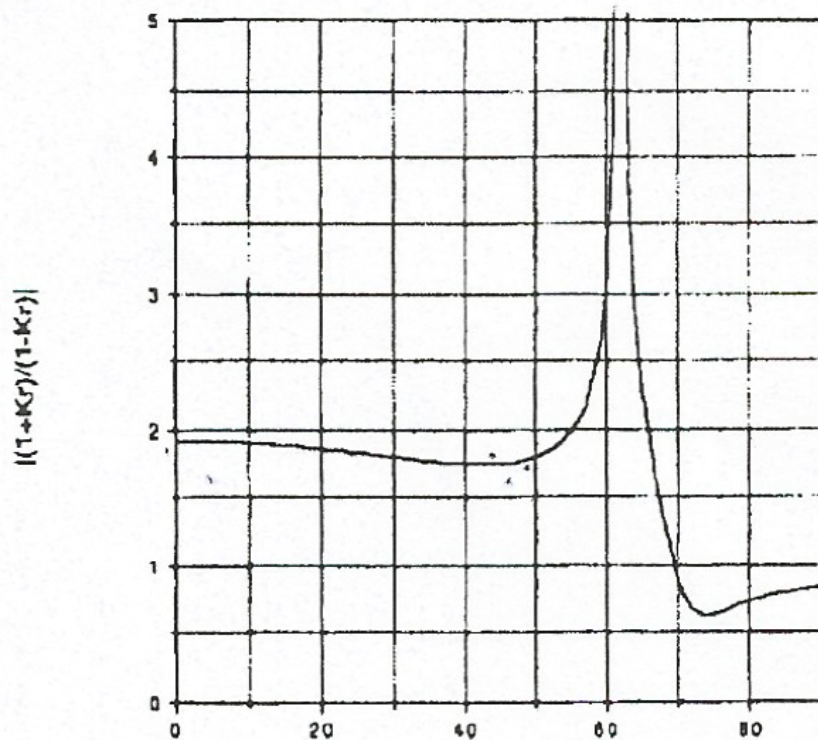
Ο πολλαπλασιαστικός παράγοντας για την ταχύτητα όπως φαίνεται παραπάνω απαιτεί γνώση του συντελεστή ανάκλασης για το θαλασσινό νερό στον πυθμένα, ο οποίος με τη σειρά του εξαρτάται από την ακουστική εμπέδηση του υλικού στον πυθμένα. Οι τιμές αυτές της ιδιότητας αναμένεται να μεταβάλλονται ανάλογα την θέση των υδροφώνων. Όπως όμως φαίνεται και από το Σχήμα 5.2, ο πολλαπλασιαστικός παράγοντας αυτός, δεν είναι τίποτα άλλο παρά ο λόγος των μέγιστων απόλυτων τιμών, της πίεσης και της ταχύτητας, σε ένα προς τα κάτω διαδιδόμενο κυματικό πεδίο (downward propagating wavefield). Επομένως η προηγούμενη σχέση απλοποιείται σε:

$$s(t) = p(t) + a * v(t) \quad 5.2$$

όπου  $a$  ο λόγος που περιγράφεται παραπάνω.

Σε πραγματικές συνθήκες η διάταξη πηγών τοποθετείται ακριβώς πάνω από κάθε ομάδα υδροφώνων (ζεύγη ανιχνευτών πίεσης και ταχύτητας). Οι πηγές λειτουργούν παράγοντας σεισμικά κύματα. Από την καταγραφή των πρώτων αφίξεων προσδιορίζεται ο πολλαπλασιαστικός παράγοντας. Η αποτελεσματικότητα αυτής της μεθόδου με ανακλάσεις (reverberations) που διαδίδονται υπό άλλες γωνίες εξαρτάται από την σταθερότητα του πολλαπλασιαστικού παράγοντα, για την διαφορά της γωνίας σε σχέση με την κρίσιμη. Ένα διάγραμμα του λόγου  $(1+K_r)/(1-K_r)$ , παρατίθεται στο Σχήμα 5.3, για φυσιολογικό, αμμώδη πυθμένα που χαρακτηρίζεται από αντίθεση ταχυτήτων 1.13 και από συντελεστή ανάκλασης (reflection coefficient) 0.32. Όπως φαίνεται παρουσιάζεται σταθερότητα μέχρι την περιοχή της κρίσιμης γωνίας ( $61.9^\circ$ ). Αυτό έχει διαπιστωθεί για υλικά που απαρτίζουν τον πυθμένα με μεγάλο εύρος φυσικών ιδιοτήτων (Barr, et al., 1989).





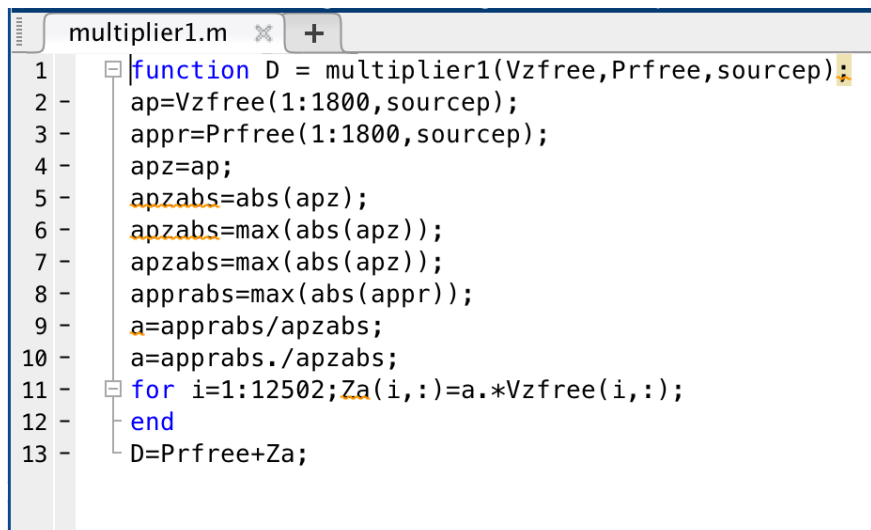
Σχήμα 5.3: Σταθερότητα του πολλαπλασιαστικού παράγοντα για κανονικό και αμώδη πυθμένα (Barr, et al., 1989).

## 5.4 Δημιουργία του αλγόριθμου σε περιβάλλον Matlab™

Στο στάδιο αυτό δημιουργήθηκε αλγόριθμος για τον προσδιορισμό του πολλαπλασιαστικού συντελεστή  $\alpha$ . Η λειτουργία του αλγόριθμου αυτού έχει ως εξής:

1. Εξετάζονται οι πίνακες που περιέχουν τα δεδομένα της πίεσης και της κατακόρυφης ταχύτητας
2. Εισάγεται από τον χρήστη η περιοχή του πίνακα που αντιστοιχεί, σύμφωνα με την εξίσωση 5.2, στα απευθείας κύματα και από εκεί επιλέγονται οι μέγιστες απόλυτες τιμές της πίεσης και της ταχύτητας.
3. Τελικά υπολογίζεται ο συντελεστής  $\alpha$  και δημιουργείται ο πίνακας D, που περιέχει πλέον συνδυασμό ταχυτήτων και πιέσεων και άρα δεδομένα απαλλαγμένα από ανεπιθύμητες επιφανειακές ανακλάσεις.

Η παραπάνω διαδικασία επαναλαμβάνεται για κάθε πηγή.



```

1 function D = multiplier1(Vzfree,Prfree,sourcep);
2 ap=Vzfree(1:1800,sourcep);
3 appr=Prfree(1:1800,sourcep);
4 apz=ap;
5 apzabs=abs(apz);
6 apzabs=max(abs(apz));
7 apzabs=max(abs(apz));
8 apprabs=max(abs(appr));
9 a=apprabs/apzabs;
10 a=apprabs./apzabs;
11 for i=1:12502; Za(i,:)=a.*Vzfree(i,:);
12 end
13 D=Prfree+Za;

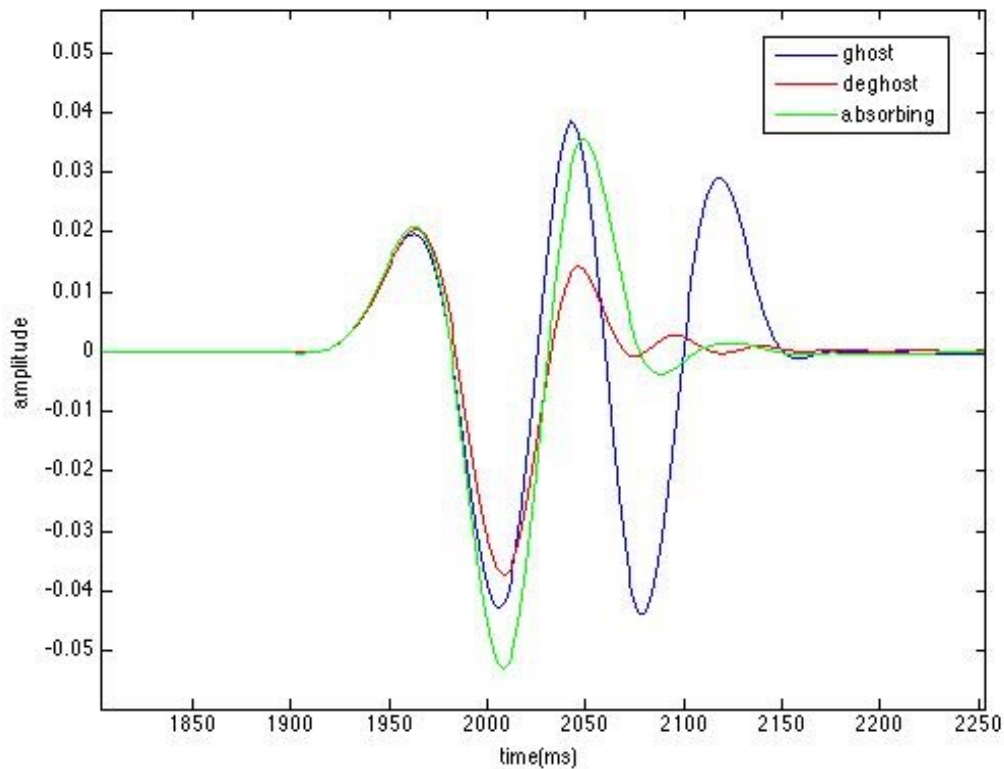
```

Σχήμα 5.4: Ο αλγόριθμος για τον υπολογισμό του πολλαπλασιαστικού παράγοντα  $\alpha$ .

## 5.5 Παράδειγμα εφαρμογής της μεθόδου

Παρακάτω παρουσιάζονται τα αποτελέσματα πριν και μετά την εφαρμογή της μεθόδου σε ένα σεισμικό ίχνος. Ως μέτρο σύγκρισης για τα αποτελέσματα χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από καταγραφές με την χρήση απορροφητικών ορίων στην επιφάνεια του μοντέλου, καθώς όπως αναφέρθηκε σε προηγούμενο κεφάλαιο υπό αυτές τις συνθήκες προσομοιάζουμε ιδανικά αποτελέσματα απαλλαγμένα από ανεπιθύμητες επιφανειακές ανακλάσεις.

Στο Σχήμα 5.5 φαίνεται ένα τμήμα από τα ανακλώμενα κύματα του πυθμένα για το ίχνος 75 από πηγή με  $X=1000$  m. Το φαινόμενο ghost εμφανίζεται ως μια παρατεταμένη ταλάντωση. Στα χωρίς ghost δεδομένα όπως φαίνεται, η διάρκεια της ταλάντωσης έχει μειωθεί, με αποτέλεσμα το σήμα να «μαζεύει» και να τείνει να ταυτιστεί με σήμα από μοντέλο με απορροφητικά όρια. Τελικά με την χρήση της μεθόδου αυτής επιτυγχάνεται η σχεδόν ολική εξάλειψη του φαινομένου ghost, με αποτέλεσμα καλύτερης ποιότητας δεδομένα.



Σχήμα 5.5: Σχηματική απεικόνιση των δεδομένων.

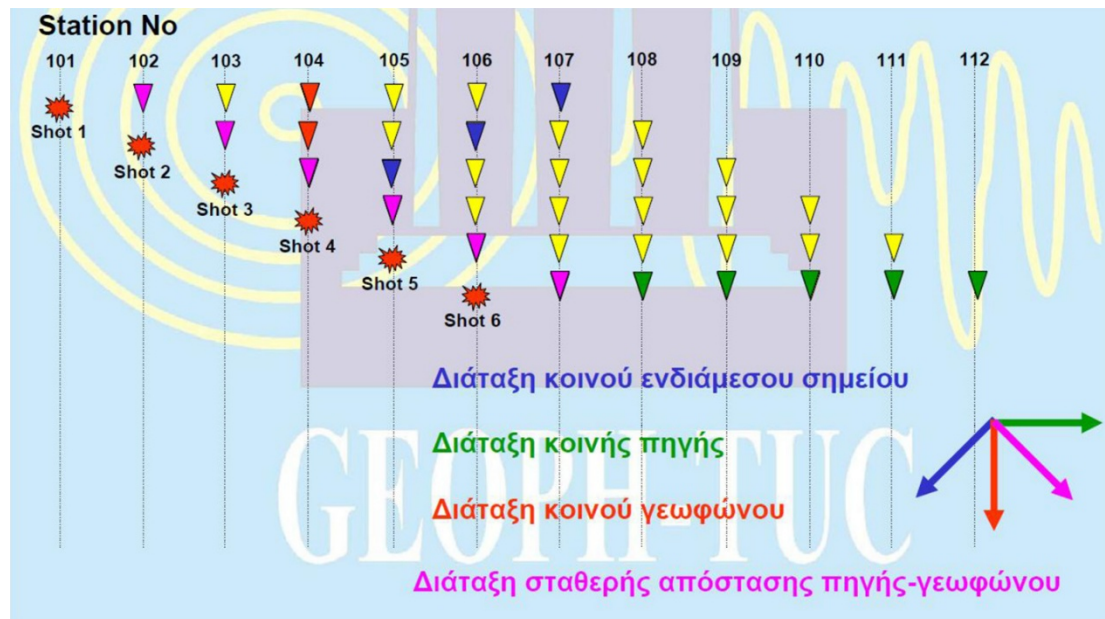
## 5.6 Αναδιάταξη των δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP)

### 5.6.1 Γενικά

Η καταγραφή των σεισμικών κυμάτων και η απόκτηση των δεδομένων ανάκλασης γίνεται από μεγάλο αριθμό οργάνων, τα οποία είναι ευαίσθητα στην ταχύτητα (γεωφώνια για την περίπτωση της ξηράς), ή ευαίσθητα στην πίεση (υδρόφωνα για τη θάλασσα) και κατανέμονται κατά μήκος της γραμμής μελέτης.

Η διάταξη κοινής πηγής απαρτίζεται από σεισμικά ίχνη που προέρχονται από την εκτόνωση μιας πηγής και την καταγραφή των δονήσεων από πολλούς δέκτες. Τόσο η πηγή όσο και οι δέκτες συνήθως τοποθετούνται κατά μήκος ευθείας.

Μετά την ολοκλήρωση της αρχικής καταγραφής, η διάταξη του αναπτύγματος πηγής και γεωφώνων μετατοπίζεται κατά μήκος της γραμμής και το επόμενο σήμα της πηγής καταγράφεται στις καινούριες θέσεις των γεωφώνων. Στη θάλασσα η μετακίνηση της διάταξης πραγματοποιείται τραβώντας αυτή πίσω από το πλοίο, ενώ στη ξηρά η μεταφορά γίνεται ηλεκτρονικά χωρίς τη μετακίνηση των γεωφώνων από τις αρχικές τους θέσεις. Αυτό προϋποθέτει την σύνδεση πολύ περισσότερων γεωφώνων με το καταγραφικό απ' ότι απαιτείται.



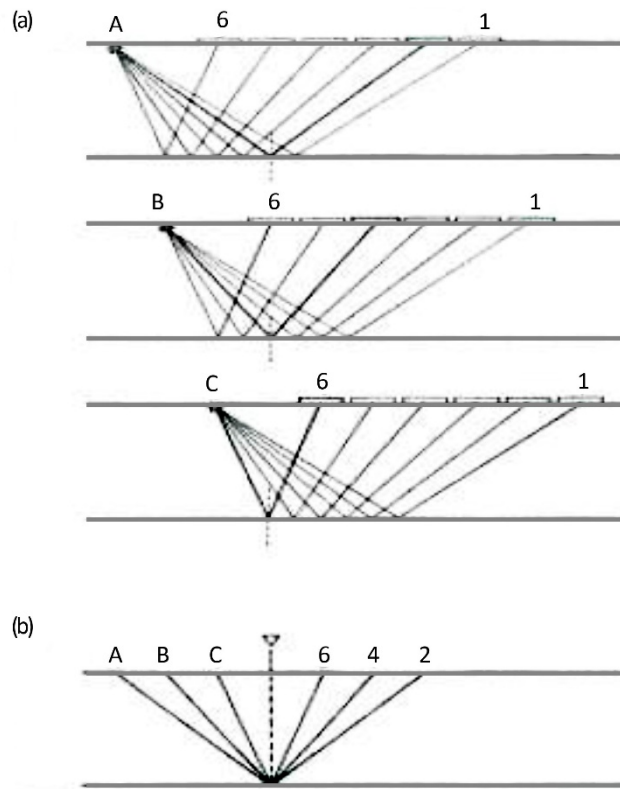
Σχήμα 5.6: Σχηματική παράσταση διαφόρων διατάξεων πηγής-δέκτη.

Ο τρόπος συλλογής των δεδομένων φαίνεται στο Σχήμα 5.7(a). Η ακτίνα 2 από την πηγή A, η ακτίνα 4 από την πηγή B και η ακτίνα 6 από την πηγή C ανακλώνται στο ίδιο σημείο του υπεδάφους. Όταν ο ανακλαστήρας είναι παράλληλος στην επιφάνεια το σημείο αυτό του υπεδάφους βρίσκεται ακριβώς κάτω από ένα σημείο της επιφάνειας αντιδιαμετρικά από το οποίο τα τρία ζευγάρια πηγής-γεωφώνων είναι συμμετρικά κατανεμημένα, Σχήμα 5.7(b). Το σημείο αυτό στην επιφάνεια ονομάζεται «κοινό ενδιαμέσο σημείο» (CMP) και η αντίστοιχη προβολή του στην επιφάνεια ανάκλασης ονομάζεται «κοινό σημείο βάθους» (CDP). Η ισαπόσταση των CMP ισούται με το μισό της απόστασης των δεκτών.

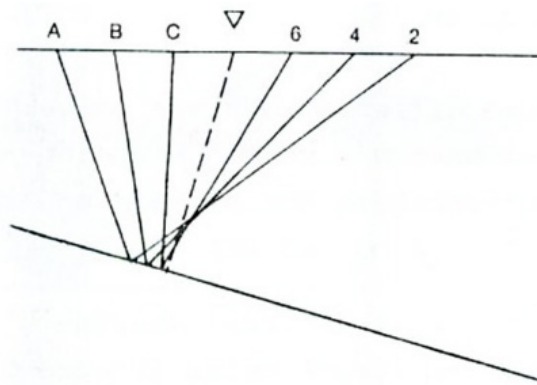
Στη διάταξη «κοινού σημείου βάθους» παρέχεται για κάθε ανακλώμενο σημείο ένα σημαντικός αριθμός καταγραφών. Αποτέλεσμα αυτού είναι να εξασφαλίζεται πολλαπλή κάλυψη της επιφάνειας ανάκλασης και να διευκολύνεται η διάκριση των ανακλώμενων κυμάτων στα σειсмоγράμματα. Με τον τρόπο αυτό εξασφαλίζεται και μια λεπτομερής εικόνα για τη δομή του υπεδάφους.

Η διάταξη «κοινού ενδιαμέσου σημείου» και η αντίστοιχη διαδικασία επεξεργασίας των καταγραφών, είναι περισσότερο αποτελεσματική όταν η επιφάνεια ανάκλασης είναι οριζόντια και πολύ λιγότερο όταν η ίδια επιφάνεια είναι κεκλιμένη. Στη δεύτερη περίπτωση, οι διάφορες αφίξεις δεν αντιστοιχούν σε ανακλάσεις από ένα σημείο αλλά από μια περιοχή του ανακλαστήρα και τα ίχνη μοιράζονται ένα κοινό ενδιαμέσο σημείο αλλά όχι ένα κοινό σημείο βάθους.

Η διαδικασία κατάταξης των ιχνών που έχουν «κοινό ενδιαμέσο σημείο» ονομάζεται ομαδοποίηση (gathering) ενώ η ακολουθία των σεισμικών ιχνών που δημιουργείται με τον τρόπο αυτό ονομάζεται «διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου» (common midpoint gather).



Σχήμα 5.7: Αναδιάταξη δεδομένων κοινής πηγής σε καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου (CMP). (a): Σχηματική αναπαράσταση της απόκτησης των σεισμικών δεδομένων ανάκλασης, (b): Ζεύγη πηγών-γεωφώνων στα οποία καταγράφεται ανάκλαση από κοινό σημείο βάθους (CDP) (Sodbinow, 1989).

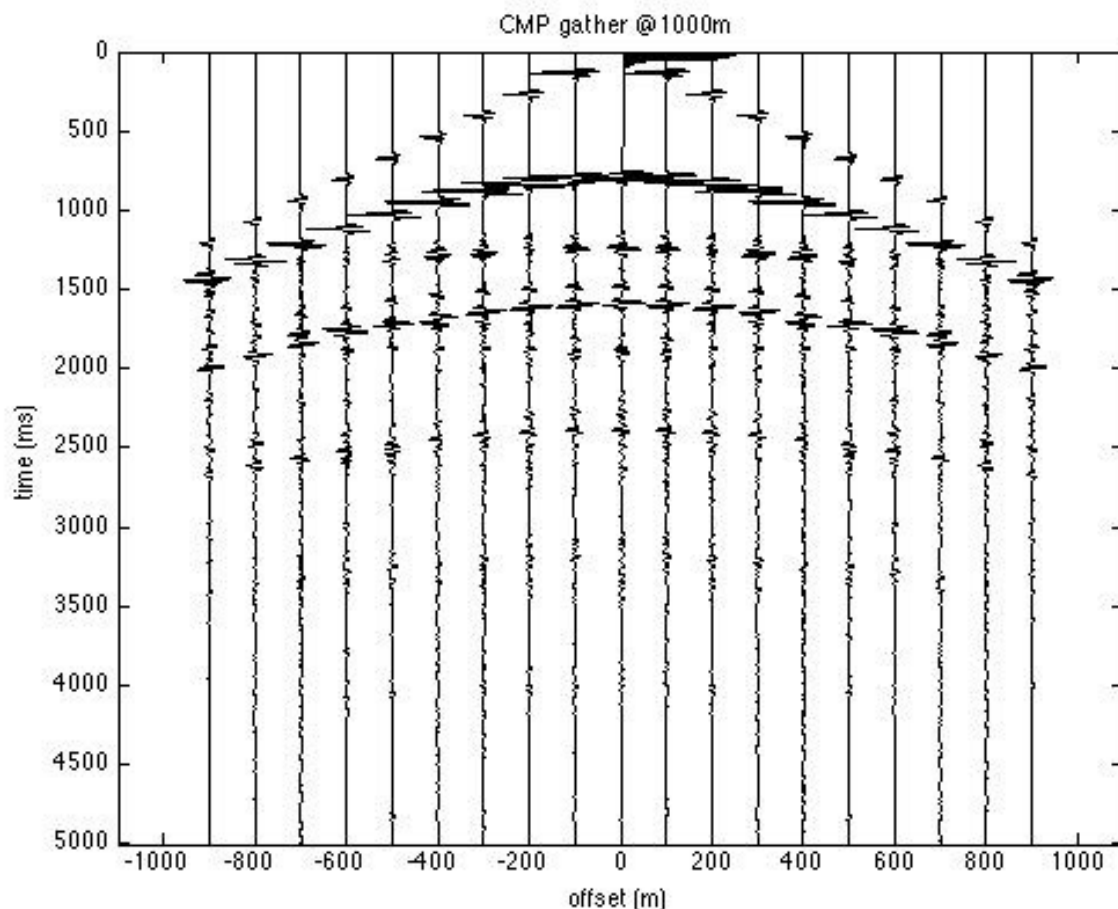


Σχήμα 5.8: Στην περίπτωση κεκλιμένου οριζόντα ανάκλασης το κοινό ενδιάμεσο σημείο δεν συμπίπτει με το κοινό σημείο βάθους (Sodbinow, 1989).

### 5.6.2 Κοινό ενδιάμεσο σημείο των συνθετικών καταγραφών

Μετά την αρχική επεξεργασία των συνθετικών καταγραφών, για την απομάκρυνση του φαινομένου ghost, τα δεδομένα μετατρέπονται από καταγραφές κοινής πηγής σε καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου. Για αυτή τη διαδικασία απαιτούνται πληροφορίες από την γεωμετρία του πειράματος. Να σημειωθεί ότι ο όρος κοινού σημείου

βάθους (common depth point, CDP) συχνά χρησιμοποιείται αντί του όρου κοινού ενδιάμεσου σημείου (common midpoint) (Yilmaz, 1987).



Σχήμα 5.9: Καταγραφές κοινού ενδιάμεσου σημείου στα deghosted δεδομένα. Η θέση του CMP βρίσκεται στα 1000m της γραμμής μελέτης.

## 5.7 Διόρθωση της κανονικής χρονικής απόκλισης (NMO)

### 5.7.1 Γενικά

Πριν την άθροιση των σεισμικών ιχνών της διάταξης κοινού ενδιάμεσου σημείου, είναι απαραίτητη η εφαρμογή της διόρθωσης (NMO). Η διόρθωση αυτή εφαρμόζεται στους χρόνους διαδρομής των ανακλώμενων κυμάτων για τα παραπάνω σεισμικά ίχνη και σκοπός της είναι, η αναγωγή των αρχικών χρόνων διαδρομής σε αντίστοιχους χρόνους κυμάτων που διαδίδονται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Η διαδικασία αυτή θεωρεί ότι η πηγή και ο δέκτης συμπίπτουν και βρίσκονται στη θέση του κοινού ενδιάμεσου σημείου της διάταξης (Μπραουδάκη, 2004).

Στην περίπτωση κεκλιμένου ανακλαστήρα με γωνία κλίσης  $\theta$ , η «κανονική χρονική απόκλιση» (NMO correction) υπολογίζεται όπως και στην περίπτωση οριζόντιου στρώματος από τη σχέση:

$$\Delta T_{NMO} = t(x) - t(0) = t(0) * \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{x}{V_{NMO} * t(0)} \right)^2 \right]^{1/2} - 1 \right\}$$

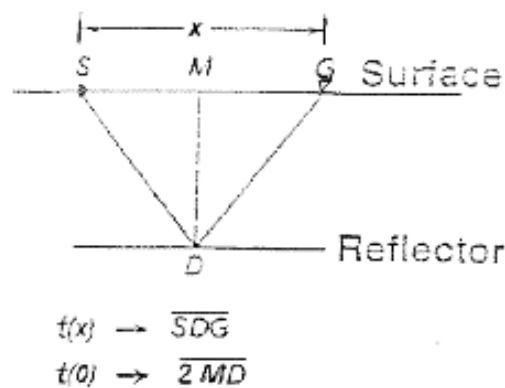
5.3

όπου:

$t(x)$ : ο διπλός χρόνος διαδρομής και αναφέρεται σε γεώφωνο που απέχει από την πηγή απόσταση  $x$ ,

$V_{NMO}$ : η ταχύτητα υπέρθεσης, η οποία υπολογίζεται από την ανάλυση ταχύτητας και

$t(0)$ : ο διπλός κατακόρυφος χρόνος (two-way-time) που χρειάζεται το κύμα για να διατρέξει την απόσταση MD δύο φορές.

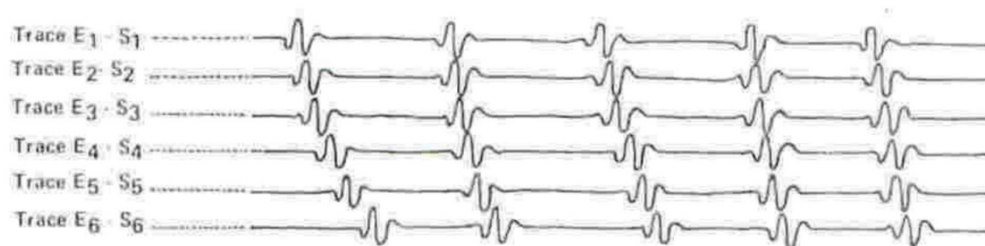


Σχήμα 5.10: Διόρθωση (NMO) για την περίπτωση οριζόντιου ανακλαστήρα (Yilmaz, 1987).

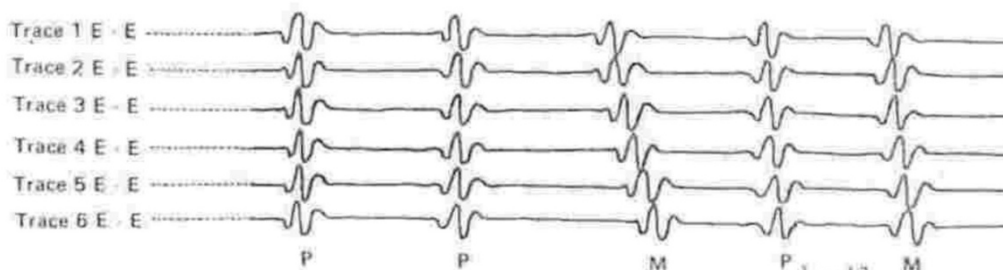
Από την παραπάνω εξίσωση προκύπτει ότι η κανονική χρονική απόκλιση αυξάνει ανάλογα με την απόσταση πηγής-γεωφώνου (offset), ενώ μειώνεται με το διπλό χρόνο κατακόρυφης ακτίνας  $t(0)$  και την αύξηση των τιμών της ταχύτητας. Είναι σημαντικό στην ίδια εξίσωση να χρησιμοποιηθεί η σωστή ταχύτητα του μέσου. Αν η χρησιμοποιούμενη ταχύτητα είναι μεγαλύτερη από την πραγματική, η διόρθωση είναι μικρότερη της πραγματικής (undercorrection), ενώ αν η ταχύτητα είναι μικρότερη από την πραγματική ταχύτητα του μέσου, η διόρθωση είναι μεγαλύτερη της πραγματικής (overcorrection).

Στο Σχήμα 5.11 που ακολουθεί φαίνεται η διαδικασία της δυναμικής διόρθωσης που οδηγεί σε αθροισμένα ίχνη (Cordier, 1985).





(α)



(β)



Σχήμα 5.11: Παράδειγμα διορθώσεων (NMO) που οδηγούν σε ένα αθροισμένο ίχνος (Cordier, 1985).

(α) Διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου για 6 ίχνη. Τα ίχνη φαίνονται πριν τη δυναμική διόρθωση και έχουν τοποθετηθεί κατά σειρά ως προς την απόσταση της πηγής (ή του δέκτη) από το κοινό ενδιαμέσο σημείο.

(β) Διάταξη κοινού ενδιαμέσου σημείου με 6 ίχνη, μετά τη διόρθωση NMO.

(γ) Σεισμικό ίχνος που προέκυψε από το άθροισμα NMO (σεισμική υπέρθεση) 6 διορθωμένων ως προς την διόρθωση NMO ιχνών.

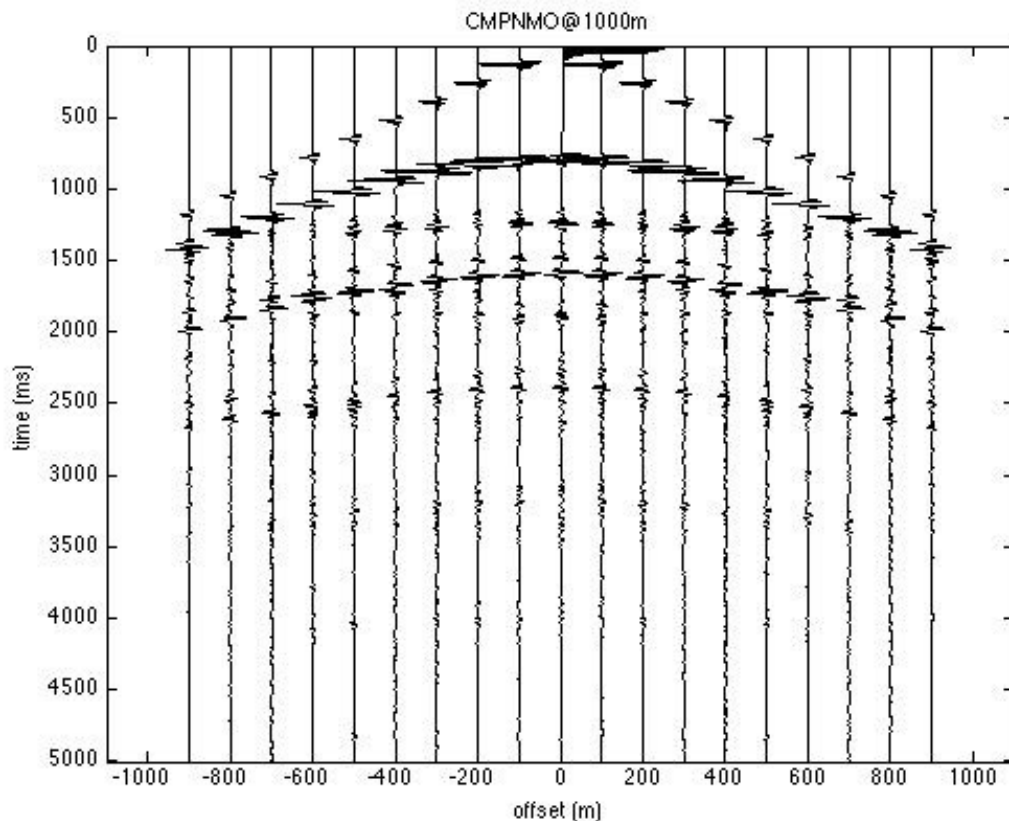
Ο υπολογισμός της διόρθωσης NMO στα σειсмоγράμματα διάταξης κοινού ενδιαμέσου σημείου γίνεται με τον ίδιο τρόπο τόσο στις οριζόντιες όσο και στις κεκλιμένες διαχωριστικές επιφάνειες. Όταν όμως η ανάκλαση προέρχεται από οριζόντια διαχωριστική επιφάνεια, η ταχύτητα  $V_{NMO}$  ισούται με τη μέση τετραγωνική ταχύτητα.

Μετά τη δυναμική διόρθωση και την άθροιση (stacking) των σεισμικών ιχνών, παρατηρείται τόσο ενίσχυση των πλατών των ανακλώμενων κυμάτων όσο και μείωση του όγκου των δεδομένων κατά το ποσό της υπεδαφικής κάλυψης. Τα σεισμικά ίχνη κοινού ενδιαμέσου σημείου αθροιζόμενα δημιουργούν τη σεισμική τομή υπέρθεσης.

### 5.7.2 Διόρθωση NMO στα συνθετικά δεδομένα

Μετά την αναδιάταξη των συνθετικών δεδομένων σε καταγραφές κοινού ενδιαμέσου σημείου, πραγματοποιήθηκε διόρθωση της κανονικής χρονικής απόκλισης (βλέπε Σχήμα 5.12).





Σχήμα 5.12: Διόρθωση NMO στα δεδομένα CMP που αντιστοιχούν στα 1000m του μοντέλου.

## 5.8 Σεισμική Υπέρθεση (Stacking)

### 5.8.1 Γενικά

Σεισμική υπέρθεση (stacking) ονομάζεται η άθροιση των σειсмоγραμμάτων που έχουν κοινό ενδιάμεσο σημείο (common midpoint, CMP) μεταξύ σεισμικής πηγής και γεωφώνου.

Κατά τη διαδικασία αυτή συλλέγονται τα σειсмоγράμματα κοινού ενδιαμέσου σημείου (CMP sorting), εφαρμόζεται σ' αυτά δυναμική διόρθωση και στη συνέχεια αθροίζονται (CMP stacking).

Όταν η στρωμάτωση είναι οριζόντια και επίπεδη, η τομή υπέρθεσης μοιάζει με τη γεωλογική τομή. Για πολύπλοκη όμως γεωλογική τομή η αντίστοιχη τομή μπορεί να φαίνεται διαφορετική από τη σεισμική. Το πρόβλημα εντοπίζεται στο ότι ενώ η ανακλώμενη ακτίνα είναι κάθετη στον ανακλαστήρα, η ίδια ακτίνα στην τομή υπέρθεσης σχεδιάζεται κάτω από το σημείο πηγής-γεωφώνου.

Οι κυριότεροι στόχοι της υπέρθεσης είναι:

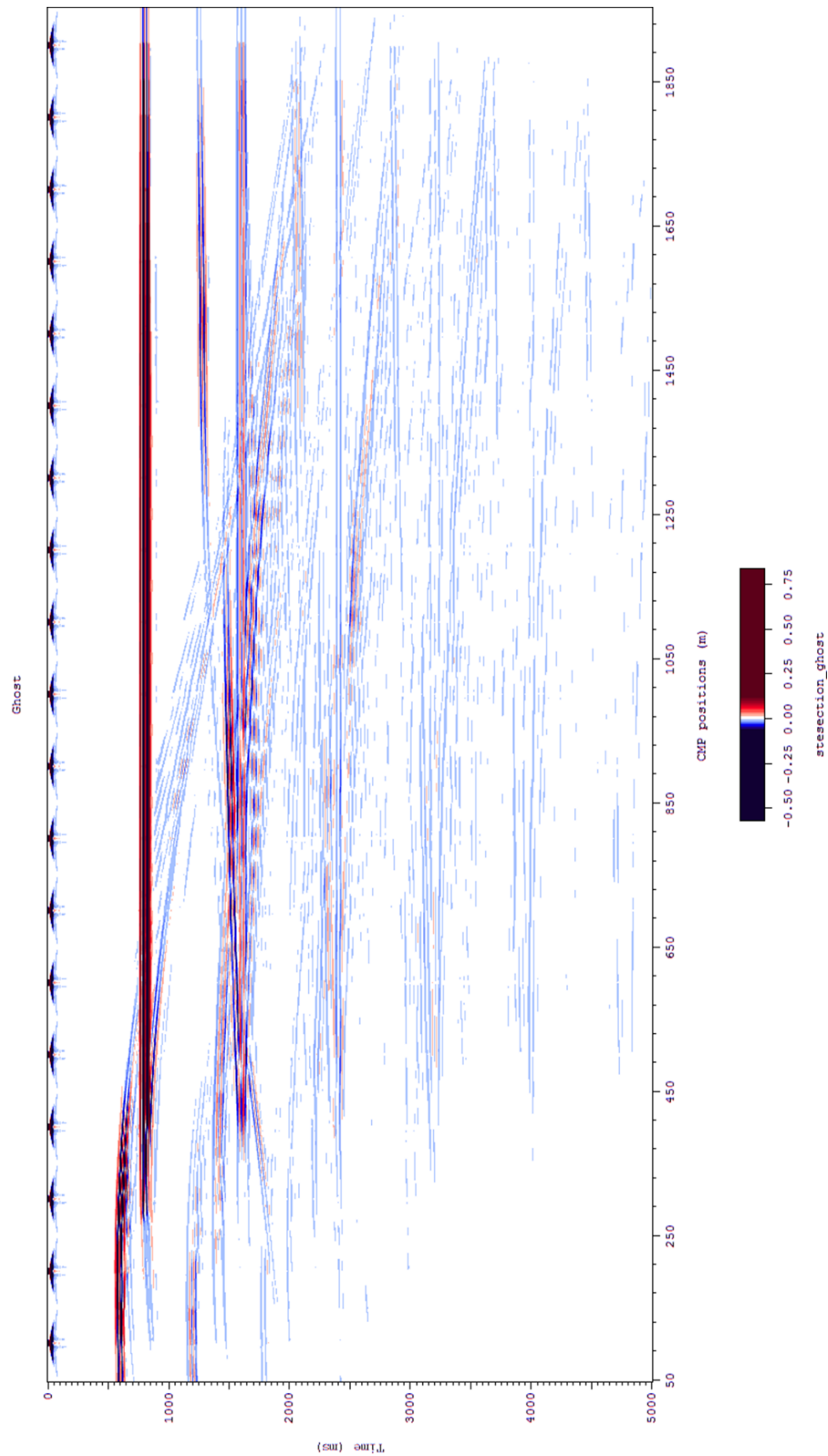
1. Η αύξηση του σήματος σε σχέση με το συναφή και τυχαίο θόρυβο.
2. Η βελτίωση του αρχικού σήματος σε σχέση με τις πολλαπλές ανακλάσεις οι οποίες εξασθενούν με τη διαδικασία αυτή.

3. Η μείωση του όγκου των σεισμικών δεδομένων. Αυτό είναι ιδιαίτερα σημαντικό για θαλάσσιες διατάξεις οι οποίες συχνά έχουν υπεδαφική κάλυψη 48.
4. Επιτρέπει την εμφάνιση των ιχνών σε μία μορφή που μοιάζει με αυτή της μηδενικής απόστασης πηγής-γεωφώνου (normal-incidence section).

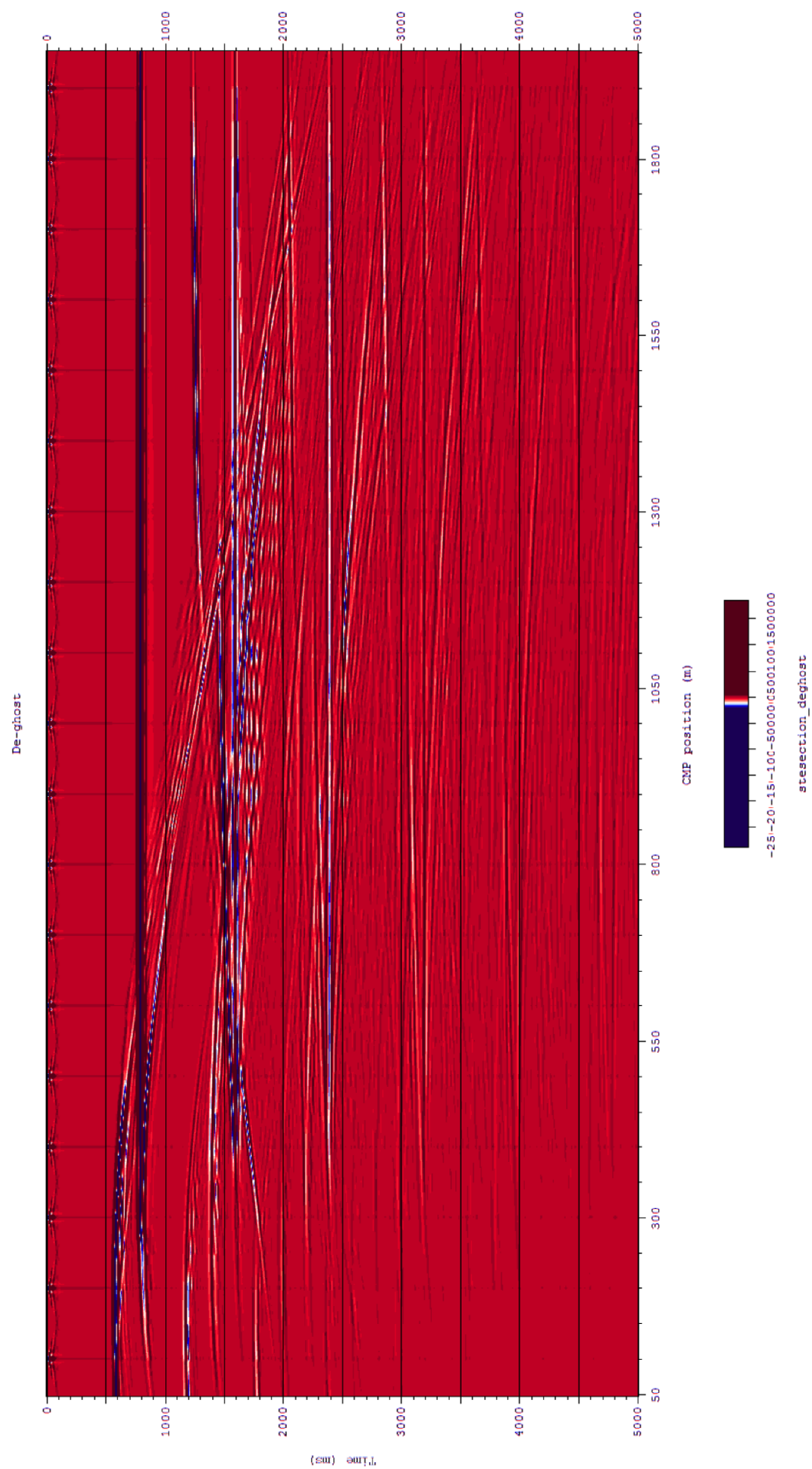
### **5.8.2 Σεισμική υπέρθεση (stacking) στα δεδομένα**

Στο Σχήμα 5.13 φαίνεται μια τομή σεισμικής υπέρθεσης για δεδομένα με ghost. Ο πρώτος ανακλαστήρας φαίνεται σε χρόνο 800ms, ο δεύτερος σε χρόνο 1200ms, ο τρίτος σε χρόνο 2000ms, ο τέταρτος σε χρόνο 3200ms και ο πέμπτος σε χρόνο 4000ms.

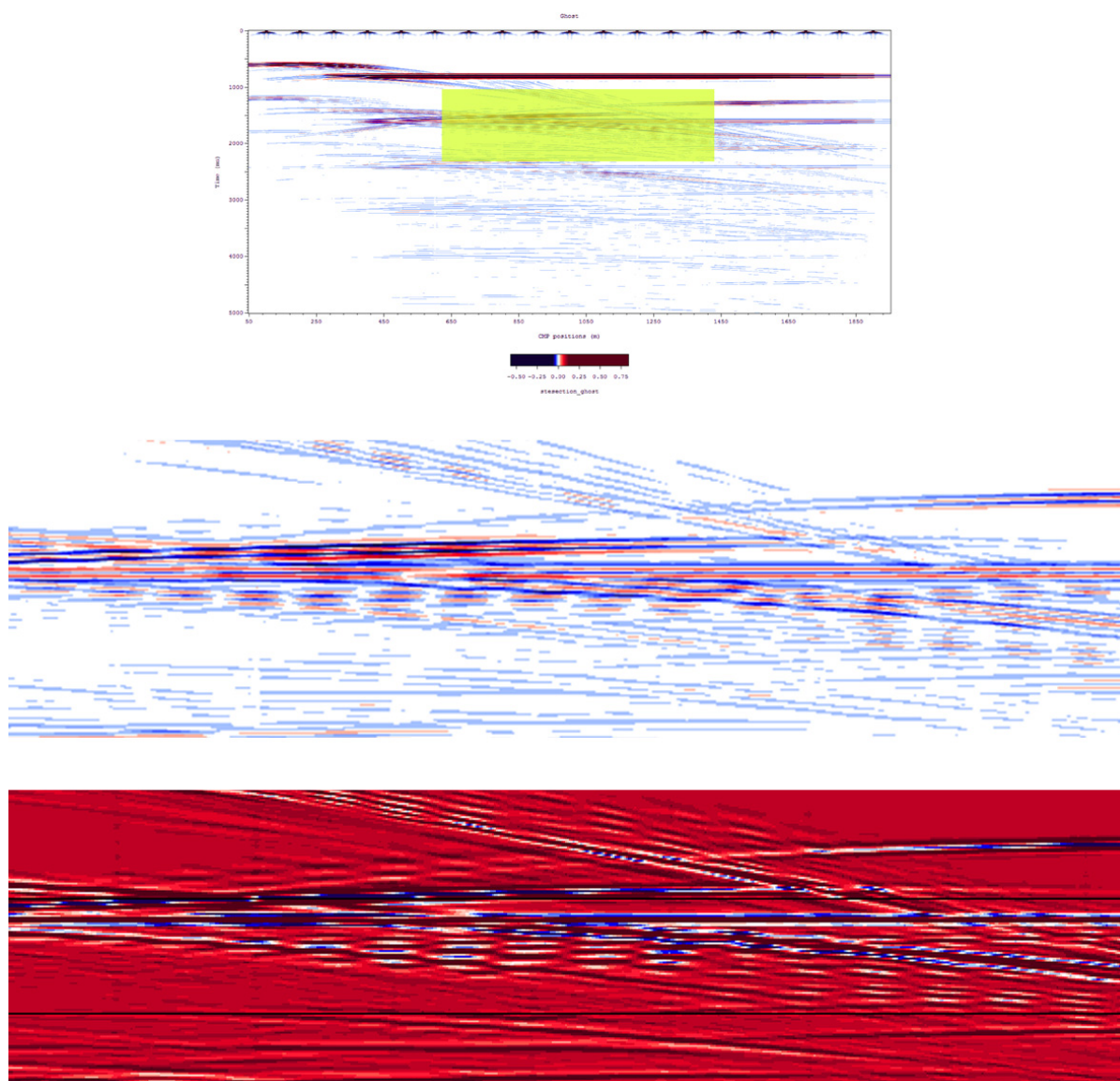
Στο Σχήμα 5.14 φαίνεται μια τομή σεισμικής υπέρθεσης για δεδομένα χωρίς ghost. Ο πρώτος ανακλαστήρας φαίνεται σε χρόνο 800ms, ο δεύτερος σε χρόνο 1200ms, ο τρίτος σε χρόνο 2000ms, ο τέταρτος σε χρόνο 3200ms και ο πέμπτος σε χρόνο 4000ms. Φαίνεται η διαφορά με την προηγούμενη εικόνα, καθώς πολλές επιφανειακές ανακλάσεις έχουν αφαιρεθεί.



Σχήμα 5.13: Τομή σεισμικής υπέρθεσης για συνθετικά δεδομένα στα οποία δεν έχει αφαιρεθεί το φαινόμενο ghost.



Σχήμα 5.14: Τομή σεισμικής υπέρθεσης για συνθετικά δεδομένα στα οποία έχει αφαιρεθεί το φαινόμενο ghost.



Σχήμα 5.15: Μεγεθυμένη περιοχή (κίτρινο) των τομών υπέρθεσης, για δεδομένα με (λευκό φόντο) και πολλαπλές ανακλάσεις χωρίς (κόκκινο φόντο) ghost. Εμφανής η απομάκρυνση μη επιθυμητών ανακλάσεων.

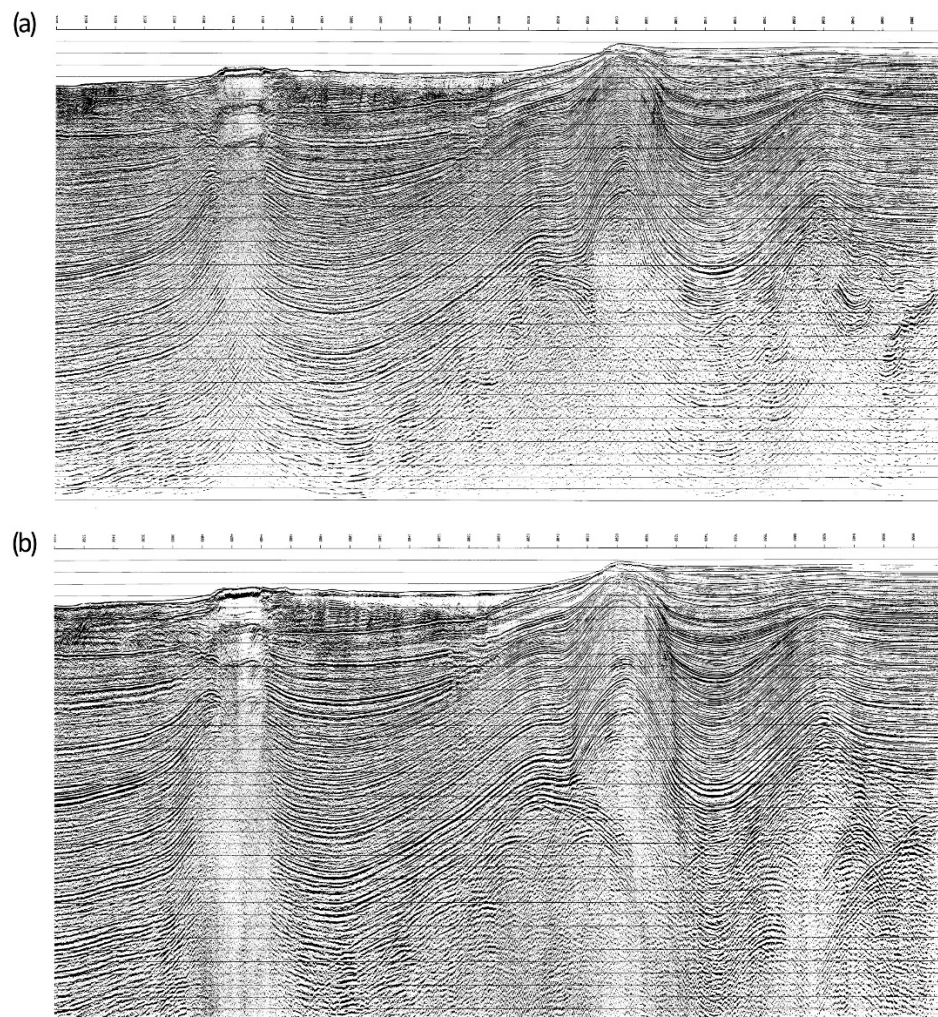
## 5.9 Σεισμική χωροθέτηση (Migration)

### 5.9.1 Γενικά

Σκοπός της σεισμικής χωροθέτησης είναι η ανακατασκευή και σωστή τοποθέτηση των επιφανειών ανάκλασης που παρουσιάζουν κλίση (dipping seismic events) σε μία τομή υπέρθεσης.

Είναι πολύ συνηθισμένο φαινόμενο, οι ορίζοντες που εμφανίζονται σε μία τέτοια τομή να παρουσιάζουν μικρότερη κλίση και μεγαλύτερο μήκος σε σχέση με τους αντίστοιχους ορίζοντες στη γεωλογική τομή (Yilmaz, 1987). Η χωροθέτηση καθιστά τη σεισμική τομή συγκρίσιμη με την αντίστοιχη γεωλογική.

Το πρόβλημα της χωροθέτησης είναι αρκετά πολύπλοκο και απαιτεί πολλούς υπολογισμούς. Η διαδικασία όμως αυτή θεωρείται σήμερα αναντικατάστατη στην αλυσίδα επεξεργασίας σημάτων, αφού συμβάλλει στη βελτίωση της χωρικής διακριτικής ικανότητας της σεισμικής τομής.



Σχήμα 5.16: Εφαρμογή χωροθέτησης στην ίδια περιοχή (a) πριν την υπέρθεση και (b) μετά την υπέρθεση, όπου παρατηρείται βελτίωση των αποτελεσμάτων (Yilmaz, 1987).

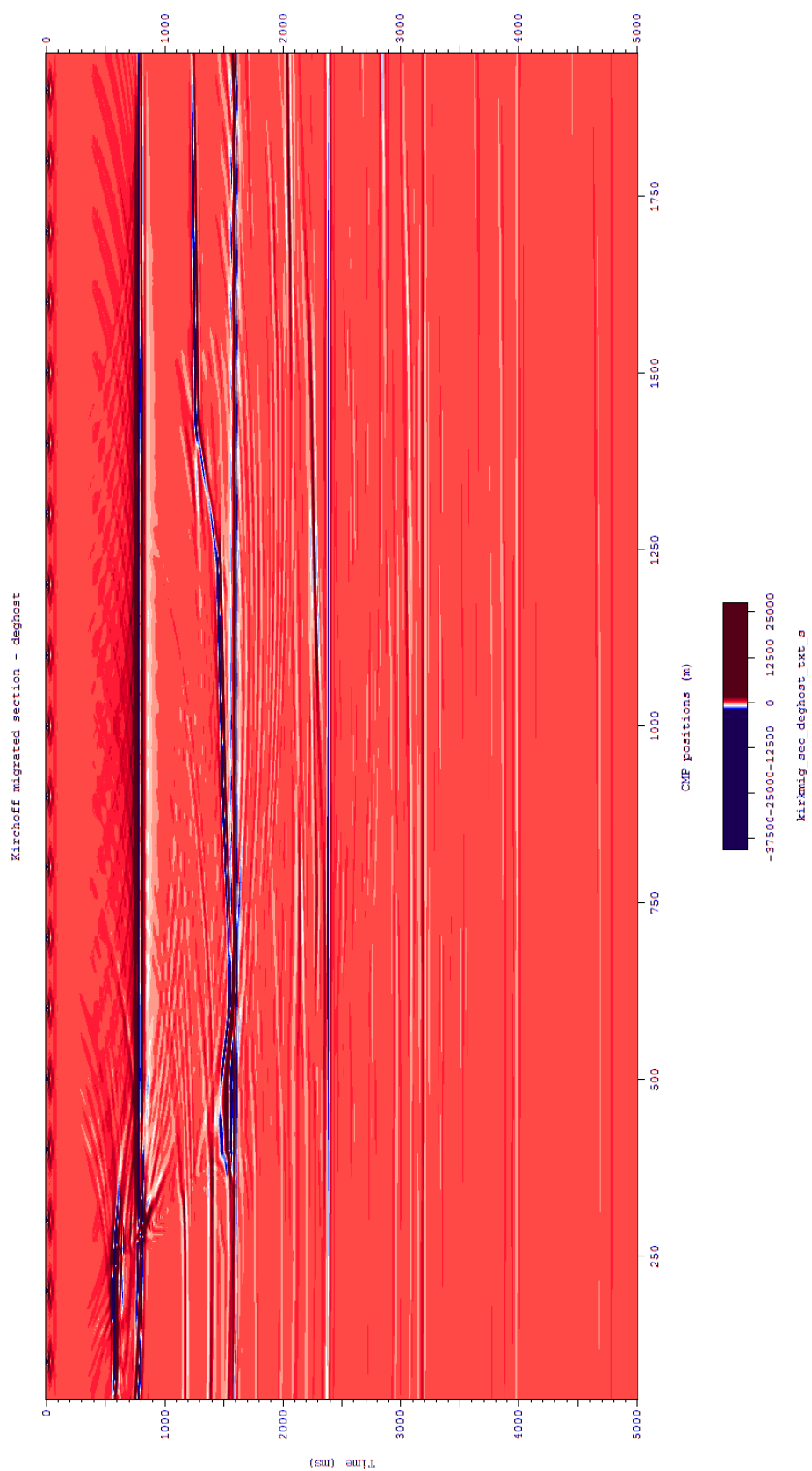
Συνήθως δεν υπάρχει ταχύτητα που να χωροθετεί όλα τα γεγονότα σωστά. Στις περιπτώσεις αυτές και όταν υπάρχουν πλευρικές μεταβολές ταχυτήτων, μια ακολουθία από συναρτήσεις ταχυτήτων χωροθέτησης χρησιμοποιείται μέχρι να επιτευχθεί αποδεκτή χωροθέτηση.

Η σεισμική χωροθέτηση εφαρμόζεται συνήθως στο τελευταίο στάδιο μετά τη σεισμική υπέρθεση, εφόσον αυτή έχει εξασφαλίσει καλύτερο λόγο σήματος προς θόρυβο. Δεν αποκλείεται όμως η εφαρμογή της και πριν την υπέρθεση (pre-stack migration). Αυτό ενδείκνυται σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο και δύσκολη γεωλογία καθώς η υπέρθεση εξομαλύνει και κάποιες φορές καταστρέφει αρκετές πληροφορίες ανάκλασης όπως φαίνεται και στο Σχήμα 5.16 (Schultz, 1980). Όταν η χωροθέτηση χρησιμοποιείται πριν την υπέρθεση υπάρχει ανάγκη για μεγαλύτερο υπολογιστικό χρόνο.

Η σεισμική χωροθέτηση τέλος, βελτιώνει τις τομές υπέρθεσης που προέρχονται από περιοχές με ρήγματα. Κατά την πρόσπτωση των ελαστικών κυμάτων στα άκρα ρηγματωμένων στρωμάτων, εμφανίζεται το φαινόμενο της περίθλασης. Η σεισμική χωροθέτηση επανατοποθετεί όλες τις αφίξεις που προέρχονται από περίθλαση στη σωστή τους θέση επιτυγχάνοντας έτσι ακριβέστερη εικόνα των τεκτονικά ρηγματωμένων περιοχών.

Κατά την επεξεργασία της σεισμικής χωροθέτησης, έγινε η χρήση του αλγορίθμου Kirchhoff στο λογισμικό Matlab™. Στο Σχήμα 5.17 παρατίθενται τα αποτελέσματα της χωροθέτησης σε δεδομένα χωρίς επιφανειακές ανακλάσεις. Το πλεονέκτημα του αλγόριθμου σεισμικής χωροθέτησης Kirchhoff, σε σχέση με την τομή υπέρθεσης (Σχήμα 5.14), είναι η εξομάλυνση των ανακλάσεων και η ακριβέστερη απεικόνιση.

### 5.9.2 Σεισμική χωροθέτηση στα δεδομένα



Σχήμα 5.17: Εφαρμογή αλγόριθμου σεισμικής χωροθέτησης Kirchhoff στα deghosted δεδομένα.

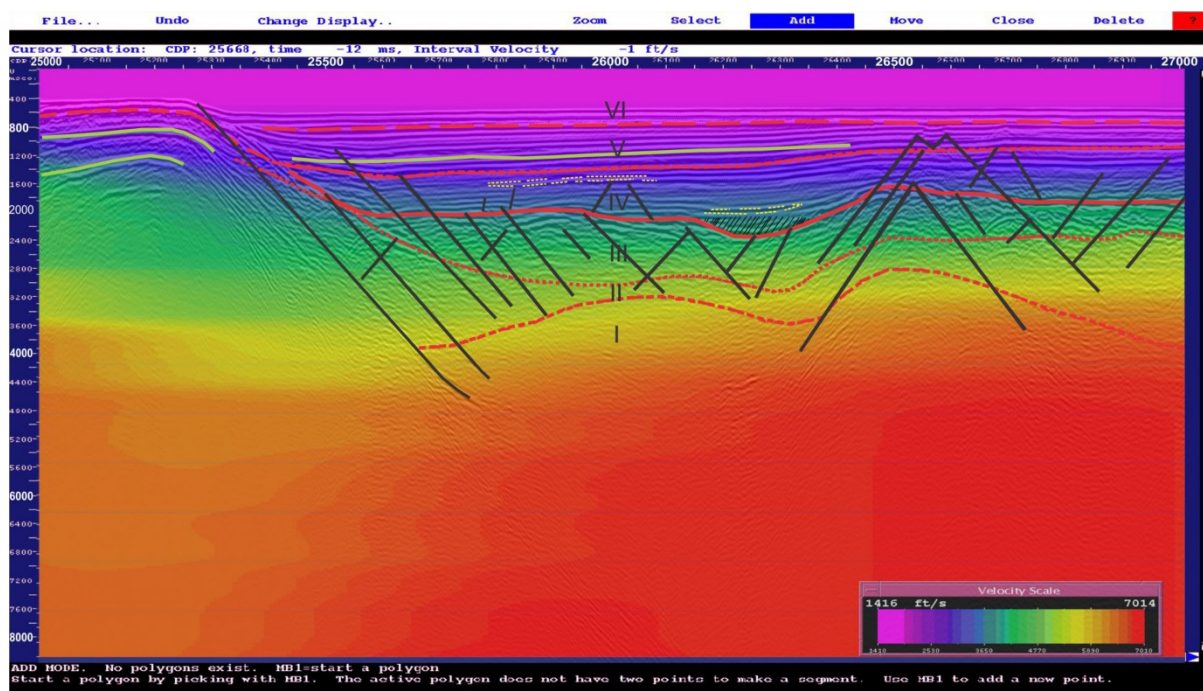


## 6 Συμπεράσματα - προτάσεις

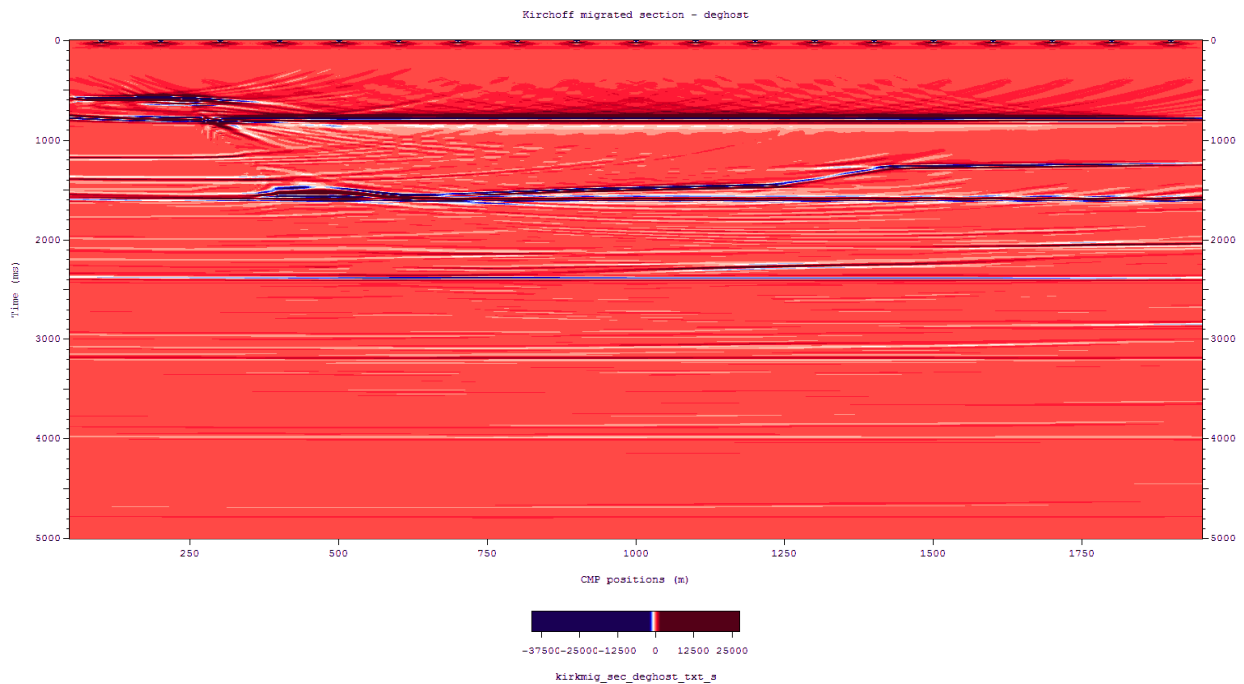
Στο κεφάλαιο αυτό θα γίνει μια σύντομη ανασκόπηση των αποτελεσμάτων που προέκυψαν από την εφαρμογή της μεθόδου στα συνθετικά σεισμικά δεδομένα καθώς και η αξιολόγησή της. Τελικά θα δοθούν προτάσεις για την βελτίωση της μεθόδου για μελλοντική χρήση.

### 6.1 Γενικά

Η εργασία που έλαβαν χώρα κατά την εκπόνηση αυτής της διπλωματικής είναι, αρχικά, η λήψη πραγματικών δεδομένων. Στη συνέχεια δημιουργήθηκαν συνθετικά δεδομένα που προσομοιάζουν θαλάσσια σεισμική διασκόπηση και εντοπίστηκαν οι ανακλάσεις που οφείλονται στην επιφάνεια της θάλασσας. Τελικά εφαρμόστηκε η μέθοδος απομάκρυνσης επιφανειακών ανακλάσεων με επιτυχία και έγινε επεξεργασία των δεδομένων που προέκυψαν. Τα δεδομένα αυτά δίνουν μια ευκρινέστερη εικόνα του υπεδάφους, πράγμα που ενθαρρύνει τη χρήση της διαδικασίας που αναλύθηκε, για αποτελεσματικότερη έρευνα στο πεδίο αναζήτησης και εκμετάλλευσης υποθαλάσσιων ορυκτών πόρων.



Σχήμα 6.1: Μοντέλο πραγματικών δεδομένων.



Σχήμα 6.2: Τελικό μοντέλο συνθετικών δεδομένων.

Όπως παρατηρούμε στα παραπάνω σχήματα, υπάρχει φανερή αντιστοιχία μεταξύ του τελικού συνθετικού μοντέλου με το πραγματικό.

## 6.2 Συμπεράσματα

Παρακάτω παρουσιάζονται ομαδοποιημένα τα συμπεράσματα που προκύπτουν από την παρούσα διπλωματική εργασία, ενώ παράλληλα γίνεται αναφορά και σε μελλοντικές προτάσεις για την ανάπτυξη των συνθετικών δεδομένων ανάκλασης.

1. Προέκυψαν ενθαρρυντικά αποτελέσματα για συνθετικά δεδομένα.
2. Τα αποτελέσματα που προκύπτουν είναι κοντά στα αντίστοιχα για absorbing boundary.
3. Η μέθοδος είναι σχετικά γρήγορη και αξιόπιστη.

## 6.3 Μελλοντικές Προτάσεις

1. Εφαρμογή της μεθόδου σε συνθετικά δεδομένα όπου έχει γίνει εισαγωγή θορύβου, και στην συνέχεια εφαρμογή της μεθόδου σε πραγματικά δεδομένα.
2. Βελτιστοποίηση του αλγορίθμου deghosting ώστε να συμπεριλαμβάνεται απευθείας στο στάδιο δημιουργίας συνθετικών δεδομένων.
3. Αλλαγή της διάταξης πηγών και υδροφώνων, και δοκιμές με τα υδρόφωνα σε διαφορετικά βάθη και θέσεις σε σχέση με τις πηγές, ώστε να ελεγχθούν όλες οι δυνατές περιπτώσεις γεωμετρίας πειράματος.

## 7 Βιβλιογραφία

**Barr Fred J. and Sanders Joe I.** Attenuation of water-column multiples using pressure and velocity detectors in a water-bottom cable [Conference] // 59th Annual International SEG Meeting, Expanded Abstracts. - 1989. - pp. 653-656.

**Birch Francis** The velocity of Compressional Waves in Rocks to 10 kilobars - Part 2 [Journal] // Journal of Geophysical Research. - July 1961.

**Bolt Bruce** Seismology: Surface Waves and Earth Oscillations [Journal] // Methods in Computational Physics. - [s.l.] : Elsevier, 2012. - Vol. 11.

**Clayton R. and Engquist B.** Absorbing boundary conditions for acoustic and elastic wave equations [Journal] // Bulletin of the Seismological Society of America. - 1977. - Vol. 67. - pp. 1529-1540.

**Cordier Jean-Pierre** Velocities in Reflection Seismology [Book]. - [s.l.] : Springer, 1985.

**Dix** Dix Durban Kerry formula [Online]. - 2015. - [http://wiki.seg.org/wiki/Dictionary:Dix\\_formula](http://wiki.seg.org/wiki/Dictionary:Dix_formula).

**Fitch A. A.** Developments in Geophysical Exploration Methods [Book]. - [s.l.] : Developments Series, 1983.

**Griffiths D. H. and King R. F.** Applied Geophysics for Geologists and Engineers [Book]. - [s.l.] : Pergamon International Library of Science, Technology, Engineering and Social Studies, 1981.

**Kelly K. R. [et al.]** Synthetics seismograms: A finite difference approach [Journal] // Geophysics. - 1976. - 41. - pp. 2-27.

**Lax P. and Wendroff B.** Difference schemes for hyperbolic equation with high order accuracy [Journal] // Communications on Pure and Applied Mathematics. - 1964. - Vol. 17. - pp. 381-398.

**Lowrie William** Fundamentals of Geophysics [Book]. - [s.l.] : Cambridge University Press, 2007.

**Margrave Garry F.** Numerical Methods of Exploration Seismology with algorithms in Matlab [Book]. - 2006.

**Morgan N.A.** Wavelet maps: A new analysis tool for reflection seismograms [Journal] // Geophysics. - 1970. - 35. - pp. 447-460.

**Nanxun Dai, Vafeidis Antonios and Kanasevic Ernest** Composite absorbing boundaries for the numerical simulation of seismic waves [Journal] // Bulletin of the seismological society of America. - 1994. - 1 : Vol. 84. - pp. 185-191.

**Nostrand R. van** Seismic filtering, Seismic pro [Book]. - 1984.

**Offshore Operations Subgroup** Environmental Management of Geophysical Exploration [Book]. - [s.l.] : Offshore Operations Subgroup of the Operations & Environment Task Group, 2011.

**PGS** PGS - GeoStreamer [Online]. - PGS, 2016. - <https://www.pgs.com/marine-acquisition/tools-and-techniques/geostreamer/>.

**Robinson Enders A.** Migration of Geophysical data, Seismic waves [Book]. - [s.l.] : International Human Resources Development Corp., 1983.

**Schlumberger** The Schlumberger Oilfield Glossary [Online]. - 2016. - <http://www.glossary.oilfield.slb.com/>.

**Schultz J.W. C.** Depth migration after stack [Article] // Geophysics. - [s.l.] : Sherwood, 1980. - 45. - pp. 361-375.

**Sheriff R. E. and Geldart L. P.** Exploration seismology [Book]. - [s.l.] : Cambridge University Press, 1995.

**Smith W. D.** A non-reflecting plane boundary for wave propagation problems [Journal] // Journal of Computational Physics. - 1974. - Vol. 15. - pp. 492-508.

**Sodbinow E. S.** Stacking, Filtering, and Display, Exploration Geophysics [Journal] // GP. - 1989. - 406.

**Vafidis A. and Kanasewich E.** Composite Absorbing Boundaries for the Numerical Simulation of Seismic Waves [Journal] // Bulletin of the Seismological Society of America. - 1994. - 1 : Vol. 84. - pp. 185-191.

**Vafidis A.** Supercomputer Finite Difference Methods for Seismic Wave Propagation [Book]. - [s.l.] : University of Alberta, 1988.

**Yilmaz O.** Seismic data processing [Book]. - [s.l.] : Society of Exploration Geophysicists, 1987.

**Βαφείδης Α.** Εφαρμοσμένη Γεωφυσική Ι - Σεισμικές μέθοδοι, Εργαστήριο Εφαρμοσμένης Γεωφυσικής [Book]. - Χανιά : Σχολή Μηχανικών Ορυκτών Πόρων, 2011.

**Μούχου Αποστολία Μαρία** Επεξεργασία Θαλάσσιων Δεδομένων Σεισμικής Ανάκλασης από το Νότιο Αιγαίο [Book]. - [s.l.] : Πολυτεχνείο Κρήτης, 2014.

**Μπραουδάκη Γ.** Σεισμικά Ανάκλασης στο Ιόνιο, Διπλωματική Εργασία [Book]. - Χανιά : Πολυτεχνείο Κρήτης, 2004.

**Παγιαλάκης Μ.** Προσομείωση δεδομένων σεισμικής ανάκλασης για το σχεδιασμό διασκόπησης στο θαλάσσιο χώρο του Πατραϊκού κόλπου [Book]. - [s.l.] : Πολυτεχνείο Κρήτης, 2014.

**Παπαδόπουλος Δ. Τ.** Εισαγωγή στη Γεωφυσική [Book]. - 2010.