



ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ ΚΡΗΤΗΣ
ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΟΡΥΚΤΩΝ ΠΟΡΩΝ
ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΕΦΑΡΜΟΣΜΕΝΗΣ ΓΕΦΥΣΙΚΗΣ



ΜΕΤΑΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΜΑΡΚΑΣΙΩΤΗ ΜΠΗΛΙΩ-ΠΕΛΑΓΙΑ

ΑΠΕΙΚΟΝΙΣΗ ΡΗΧΩΝ ΥΠΕΔΑΦΙΩΝ ΔΟΜΩΝ
ΣΕ ΘΑΛΑΣΣΙΟ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝ ΜΕ ΤΗΝ
ΜΕΘΟΔΟ ΠΟΛΥΚΑΝΑΛΗΣ ΑΝΑΛΥΣΗΣ
ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΚΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ

ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

ΒΑΦΕΙΔΗΣ ΑΝΤΩΝΙΟΣ, Καθηγητής – Πολυτεχνείο Κρήτης (επιβλέπων)
ΠΑΠΑΔΟΠΟΥΛΟΣ ΝΙΚΟΛΑΟΣ, Ερευνητής Α – Ινστιτούτο Μεσογειακών Σπουδών
ΚΡΗΤΙΚΑΚΗΣ ΓΕΩΡΓΙΟΣ, ΕΔΙΠ – Πολυτεχνείο Κρήτης

Η μεταπτυχιακή εργασία έλαβε χρηματοδότηση από το ερευνητικό έργο ClepsYdra: Translating Submerged and Buried Cultural Heritage from Shallow Water to Digital Environment with Geoinformatics το οποίο υποστηρίχτηκε από το Ελληνικό Ίδρυμα Έρευνας και Καινοτομίας (ΕΛ.ΙΔ.Ε.Κ.) στο πλαίσιο της Δράσης «2η Προκήρυξη ερευνητικών έργων ΕΛ.ΙΔ.Ε.Κ. για την ενίσχυση των μελών ΔΕΠ και Ερευνητών/τριών» (Αριθμός Έργου: 3339)

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Η Εφαρμοσμένη Γεωφυσική βοηθά την αρχαιολογία στην ανακάλυψη νέων ευρημάτων της κρυμμένης πολιτιστικής μας κληρονομιάς. Ωστόσο, αυτές οι μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί ιδιαίτερα για χερσαία περιβάλλοντα, αφήνοντας τα ρηχά θαλάσσια σχεδόν ανεξερεύνητα.

Στη συγκεκριμένη μεταπτυχιακή διατριβή εξετάζεται η αποτελεσματικότητα της Πολυκάναλης Ανάλυσης Επιφανειακών Κυμάτων (MASW) και της Σεισμικής Διάθλασης Τομογραφίας (SRT) στην απεικόνιση βυθισμένων και θαμμένων αρχαιοτήτων σε ένα πολύ ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον. Για το σκοπό αυτό, αρχικά δημιουργήθηκαν συνθετικά σεισμικά δεδομένα για την εξέταση των βέλτιστων παραμέτρων, σχετικά με την πιο αποτελεσματική απεικόνιση και ερμηνεία θαμμένων ανθρωπογενών στόχων κάτω από την πυθμένα της θάλασσας σε ρηχά θαλάσσια περιβάλλοντα.

Γενικά τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης ήταν αρκετά ενθαρρυντικά καθώς έδειξαν ότι οι στόχοι πλάτους μεγαλύτερου από 0,5m απεικονίζονται και με τις δύο μεθόδους (SRT και MASW), υπό την προϋπόθεση ότι είναι θαμμένοι σε μικρό σχετικά βάθος κάτω από τον πυθμένα. Επιπλέον, προέκυψε ότι για τον βέλτιστο προσδιορισμό της θέσης των βυθισμένων στόχων, το ανάπτυγμα των δεκτών κατά την εφαρμογή της μεθόδου MASW θα πρέπει να είναι το μικρότερο δυνατό. Γενικά, τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης ήταν αρκετά ενθαρρυντικά.

Στη συνέχεια, η αποτελεσματικότητα των μεθόδων αξιολογήθηκε με την ανάλυση και επεξεργασία πραγματικών δεδομένων που συλλέχθηκαν σε μία υποβυθισμένη αρχαιολογική θέση (Στόμιο) στην νοτιο-ανατολική Κρήτη. Η εφαρμογή της μεθόδου MASW σε πραγματικά δεδομένα ήταν επιτυχής και τα αποτελέσματα της απεικόνισης ανθρωπογενών στόχων, ορατών στον πυθμένα της περιοχής μελέτης, ικανοποιητικά. Αντίθετα, αντιμετωπίστηκαν προβλήματα στην επιτυχή εφαρμογή της μεθόδου SRT στο πεδίου, τα οποία σχετίζονται με την ακρίβεια έναρξης των σεισμικών καταγραφών που, εν μέρει, επιλύθηκαν στο στάδιο της επεξεργασίας των εν λόγω δεδομένων.

Συμπερασματικά, η παρούσα εργασία μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελεί τη βάση κατά την οποία εδραιώνεται ότι οι εξεταζόμενες σεισμικές μέθοδοι μπορούν να χρησιμοποιηθούν επιτυχώς στη χαρτογράφηση βυθισμένων αρχαιολογικών κατασκευών σε θαλάσσια περιβάλλοντα με ρηχά νερά.

ABSTRACT

In archaeology, applied geophysics helps to discover new findings of our hidden cultural heritage. However, these methods have been particularly developed for terrestrial environments, leaving the shallow marine ones almost unexplored.

In this master's thesis, the effectiveness of Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW) and Seismic Refraction Tomography (SRT) in imaging submerged and buried antiquities in a very shallow marine environment is examined. For this purpose, synthetic seismic data sets were created to examine the optimum parameters for the most efficient visualization and interpretation of shallow underwater buried man-made targets.

The modeling results outlined that targets wider than 0.5m can be reconstructed, both with the SRT and the MASW methods, provided that they are buried very close to the seabed. In addition, the shortest the spread of the receivers using the MASW method results in better outcome, concerning the location of the submerged targets. Overall, the modeling results were proved quite encouraging for the application of the above-mentioned seismic methods in real conditions.

Furthermore, real data were collected in the study area of Stomio, which is located in south-eastern Crete, 6 km west of the city of Ierapetra. The application of the MASW method to real data was successful and the visualization of the man-made targets, observed on the seabed of study area, satisfactory. On the contrary, problems, concerning the accuracy of seismic data triggering, were faced in the application of, the SRT method, which were resolved during the data processing phase.

In conclusion, this thesis can be considered as the base that the examined seismic methods can be successfully used in mapping submerged archaeological structures in shallow sea water environments.

Περιεχόμενα

ΠΕΡΙΛΗΨΗ	2
ABSTRACT	3
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ	6
1.1. Εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων σε υδάτινο περιβάλλον.....	6
1.2. Παραδείγματα χρήσης σεισμικών μεθόδων για στόχους αρχαιολογικού ενδιαφέροντος σε θαλάσσιο και χερσαίο περιβάλλον.....	7
1.3. Συνοπτική περιγραφή μεταπτυχιακής διατριβής	9
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ, ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ	11
2.1. Ακτινική και Κυματική Θεωρία.....	11
2.2. Κύματα χώρου – Επιφανειακά κύματα.....	11
2.3. Διάδοση σεισμικού κύματος σε στρώμα πάνω από ημικόσμο.....	15
2.4. Σεισμική Τομογραφία.....	15
2.4.1. Σεισμική Τομογραφία Διάθλασης	16
2.5. Μέθοδος της Πολυκάναλης Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (MASW)	17
2.5.1. Θεωρητικό υπόβαθρο της μεθόδου MASW	19
2.5.2. Ακουστική Κυματική εξίσωση	21
2.5.3. Περιορισμοί στην προσομοίωση συνθετικών δεδομένων	24
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	28
3.1. Εισαγωγή	28
3.2. Τομογραφία Σεισμικής Διάθλασης	29
3.2.1. Περιγραφή λογισμικών	29
3.2.2. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων.....	30
3.3. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων MASW και επεξεργασία αυτών.....	38
3.3.1. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων MASW.....	38
3.3.1.1. Δεδομένα εισόδου στο λογισμικό E3D	39
3.3.1.2. Δεδομένα εξόδου στο λογισμικό E3D	41
3.3.2. Δημιουργία συνθετικών καμπύλων διασποράς	41
3.3.2. Αντιστροφή.....	43
3.3.2.1. Περιγραφή λογισμικού.....	43
3.3.2.2. Διαδικασία επεξεργασίας συνθετικών δεδομένων με τη μέθοδο MASW	43
Κεφάλαιο 4 - ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ.....	48
4.1. Εισαγωγή	48

4.2. Περιγραφή εξοπλισμού και σεισμικού πειράματος στο πεδίο	49
4.3. Επεξεργασία πραγματικών δεδομένων	50
4.3.1. Αποτελέσματα γραμμών 1 και 2 (MASW).....	51
4.3.2. Αποτελέσματα γραμμής 3 (Σεισμική τομογραφία).....	56
ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ.....	62
Βιβλιογραφία	65
Παράρτημα 1.....	69
Παράρτημα 2.....	71

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1 - ΕΙΣΑΓΩΓΗ

1.1. Εφαρμογή των σεισμικών μεθόδων σε υδάτινο περιβάλλον

Προκειμένου να πραγματοποιηθεί μια γεωφυσική έρευνα σε υδάτινο περιβάλλον (θαλάσσιο, λιμναίο κλπ.) είναι αναγκαίο να ληφθούν υπόψιν αρκετοί παράγοντες. Το βάθος του νερού αποτελεί σημαντική παράμετρο για το ποια γεωφυσική μέθοδος είναι κατάλληλη. Επιπρόσθετα, σε μια έρευνα στην οποία θα χρησιμοποιηθεί η ηλεκτρομαγνητική μέθοδος, η αλατότητα του θαλασσινού νερού επηρεάζει την διείσδυση του σήματος. Η φυσικοχημική σύσταση του νερού μπορεί να είναι κρίσιμη, διότι, για παράδειγμα, οι σεισμικές μέθοδοι δεν είναι λειτουργικές σε περιβάλλον νερού που περιλαμβάνει φυσαλίδες αερίου μεθανίου. Είναι σημαντικό, επίσης να μελετηθεί η χερσαία γεωμορφολογία γύρω από το υδατικό σύστημα, ακόμα και οι αλλαγές που μπορεί να έχουν προκληθεί από ανθρώπινη παρέμβαση (Ruffell et al., 2017).

Η διερεύνηση και η αναγνώριση αρχαιολογικών χώρων, εξαιρουμένων ορισμένων ναυαγίων, πραγματοποιείται σε περιοχές με ρηχά νερά και κοντά στην ακτή, διότι αφενός, οι αρχαιολογικοί στόχοι απαντώνται σε τέτοια περιβάλλοντα και αφετέρου, οι γεωφυσικές μέθοδοι περιορίζονται ως προς το βάθος διείσδυσης και ανάλυσης, πολλές φορές εξαιτίας της υψηλής εξασθένησης του σήματος. Παρόλα αυτά υπάρχουν ορισμένες γεωφυσικές μέθοδοι που εφαρμόζονται σε ρηχά νερά (Schwardt et al., 2021):

- Μαγνητικές μέθοδοι έχουν χρησιμοποιηθεί για την διερεύνηση ενός βυθισμένου στρατιωτικού σκάφους, ενώ πραγματοποιήθηκε θαλάσσια μαγνητική έρευνα για την χαρτογράφηση θαμμένων λιμενικών εγκαταστάσεων (Passaro, 2010).
- Η γεωηλεκτρική μέθοδος είναι αποτελεσματική στη χαρτογράφηση βυθισμένων αρχαιολογικών δομών, όπως τοίχοι, κτίρια και δρόμοι, με τα αποτελέσματα τόσο συνθετικής μοντελοποίησης αλλά και σχετικών πραγματικών δεδομένων από υποβυθισμένες αρχαιολογικές θέσεις (Simyrdanis et al., 2016).
- Το γεωραντάρ (GPR) έχει εφαρμοστεί στην ανίχνευση εκρηκτικών (βόμβες) μέσα σε ιζήματα λίμνης (Arcone et al. 2010). Επιπρόσθετα, χρησιμοποιήθηκε για τον εντοπισμό ξυλείας (lumber) που εξέχει στη στήλη του νερού ή/και βρίσκεται θαμμένη μέσα σε λιμναία ιζήματα (Jol and Albrecht, 2004).
- Σε αντίθεση με τις παραπάνω μεθόδους, η ακουστική σεισμική ανάκλαση παρέχει ανάλυση σε εύρος δεκατόμετρων (decimeter) και βάθος διείσδυσης αρκετών μέτρων, στοιχεία τα οποία απαιτούνται σε αρχαιολογικές έρευνες υψηλής ακρίβειας. Παραδείγματα εφαρμογής είναι η εύρεση μεσαιωνικών καταλοίπων και αβαθών στρωματογραφιών, συγκεκριμένα δομών συλλογής αλατιού και εκμετάλλευσης τύρφης (Missiaen et al., 2017).

Συνήθως, για την συλλογή και απεικόνιση σεισμικών θαλάσσιων δεδομένων, απαιτείται μια σεισμική πηγή και ένα ανάπτυσμα από επιπλέοντες στην στήλη του νερού δέκτες (υδρόφωνα) που ρυμουλκούνται πίσω από ένα πλεούμενο σκάφος. Η πηγή εκπέμπει σεισμικό παλμό, ο οποίος διαδίδεται μέσα στο νερό και ανακλάται τόσο στον πυθμένα όσο και στα υποκείμενα στρώματά του. Η ανακλώμενη σεισμική ενέργεια εξαρτάται από τη

διαφοροποίηση της ακουστικής εμπέδησης (γινόμενο πυκνότητας και ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων) του πυθμένα και των στρωμάτων κάτω από αυτόν. Το ανακλώμενο κύμα στη συνέχεια διαδίδεται πίσω στους δέκτες μέσω του νερού, καταγράφεται και, καθώς το σκάφος κινείται συνεχώς, δημιουργείται μια σεισμική τομή του υπεδάφους κάτω από τον πυθμένα του νερού. Οι «ανακλαστήρες» σε μια σεισμική τομή σηματοδοτούν το όριο μεταξύ δύο ξεχωριστών στρωμάτων. Προκειμένου να απεικονιστεί μια ρηχή θαλάσσια περιοχή μελέτης με την υψηλότερη δυνατή λεπτομέρεια (και να επιτραπεί η ανίχνευση μικρών θαμμένων αντικειμένων) απαιτείται υψηλή κατακόρυφη και οριζόντια ανάλυση. Έτσι, χρησιμοποιούνται σεισμικές πηγές υψηλών (ακουστικών) συχνοτήτων (Missiaen, 2010).

1.2. Παραδείγματα χρήσης σεισμικών μεθόδων για στόχους αρχαιολογικού ενδιαφέροντος σε θαλάσσιο και χερσαίο περιβάλλον

Σε χερσαίο περιβάλλον πραγματοποιήθηκε μελέτη στην αρχαιολογική περιοχή της Ιτάνου, για τον εντοπισμό και τη χαρτογράφηση του αρχαίου λιμανιού της περιοχής με τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης (Vafidis et al., 2003). Συνδυάζοντας τις πληροφορίες που προέκυψαν από την σεισμική τομογραφία, υποστηρίζεται η υπόθεση της ύπαρξης του αρχαίου λιμανιού, καθώς επίσης χαρτογραφήθηκε η επέκτασή του προς τα δυτικά.

Οι Fediuk et al. (2019), επικεντρώθηκαν στην μελέτη του αρχαίου λιμενικού κόλπου Kane, στην Τουρκία. Η έρευνα περιελάμβανε κλασσικές αρχαιολογικές μεθόδους, οι οποίες επεκτάθηκαν σε βάθος νερού 1,5 m, καθώς επίσης και θαλάσσιες σεισμικές έρευνες ανάκλασης. Η σεισμική μέθοδος εστίασε στους ακόλουθους στόχους :

- Προσδιορισμός πιθανών βυθισμένων λιμενικών εγκαταστάσεων στον κόλπο Kane.
- Κατανόηση της γεωλογίας του πιθανού αρχαίου λιμανιού.

Για τις θαλάσσιες έρευνες επιλέχθηκε σύστημα ανάκλασης δύο καναλιών, το οποίο αποτελείται από μια ηχοβολιστική πηγή Pinger με εύρος συχνότητας 2-6,5 kHz και δύο ακουστικούς αισθητήρες (υδρόφωνα). Η πλευρική ανάλυση κατά μήκος της γραμμής είναι 10 cm, ενώ η κατακόρυφη υπερβαίνει τα 60 cm. Το μέγιστο βάθος διεύθυνσης είναι 30 m.

Οι Müller et al. (2009) πραγματοποίησαν δισδιάστατες (2D) και τρισδιάστατες (3D) σεισμικές έρευνες υψηλής ανάλυσης σε βυθισμένους παράκτιους αρχαιολογικούς χώρους στο Iskele και κοντά στο νησί Karantina, στον κόλπο της Σμύρνης. Οι σεισμικές έρευνες επικεντρώθηκαν στην απεικόνιση αρχαϊκού λιμανιού και άλλων βυθισμένων ελληνιστικών και ρωμαϊκών αρχιτεκτονικών χαρακτηριστικών σε μέγιστο βάθος θάλασσας 2 – 3 m. Τα δεδομένα αποκτήθηκαν με το SEAMAP-3D, ένα σύστημα συλλογής 3D θαλάσσιων σεισμικών δεδομένων εξαιρετικά υψηλής ανάλυσης, το οποίο αναπτύχθηκε για τη μελέτη θαλάσσιων δομών αρχαιολογικού ενδιαφέροντος.

Οι O'Leary et al. (2020) χρησιμοποίησαν τρισδιάστατα σεισμικά δεδομένα για τον εντοπισμό βυθισμένης πολιτιστικής κληρονομιάς και της παράκτιας μορφολογίας στην ΒΔ Αυστραλία (νησίδες Montebello-Barrow-Mary Anne). Με τη χρήση των σεισμικών δεδομένων βελτιώθηκε η κάλυψη και χωρική ανάλυση της βαθυμετρίας του πυθμένα της θάλασσας. Επιπρόσθετα, αποκαλύφθηκε, με υψηλή πιστότητα, το παλαιοπεριβάλλον της περιοχής μελέτης, δίνοντας έμφαση στα εναπομείναντα παγετώδη τοπία. Η σεισμική ερμηνεία διεξήχθη χρησιμοποιώντας το PaleoScan™, ένα ημιαυτόματο λογισμικό σεισμικής ερμηνείας

το οποίο επιτρέπει στους γεωλόγους να εξάγουν μεγάλο αριθμό σεισμικών οριζόντων από τρισδιάστατα δεδομένα σε σύντομο χρονικό διάστημα. Εν συντομία, η ροή εργασίας της σεισμικής ερμηνείας περιλαμβάνει τρία στάδια:

- 1) Δημιουργία μοντέλου (Model – Grid), στο οποίο οι ορίζοντες επιλέγονται με βάση ομοιότητες μεταξύ γειτονικών σεισμικών ιχνών.
- 2) Δημιουργία 3D Μοντέλου Σχετικού Γεωλογικού Χρόνου (RGT - Relative Geological Time) όπου όλα τα σεισμικά δεδομένα ερμηνεύονται πλήρως μέσα σε ένα χρονοστρωματογραφικό πλαίσιο.
- 3) Εξαγωγή απεριόριστου αριθμού σεισμικών οριζόντων.

Οι Wilken et al., 2019, παρουσίασαν νέο τρισδιάστατο (3D) σύστημα απόκτησης θαλάσσιων δεδομένων, το οποίο ονόμασαν Ping Pong και ανέπτυξαν για αρχαιολογική έρευνα σε ρηχά νερά. Κύριοι στόχοι τους αποτελούν βυθισμένες αρχαίες λιμενικές εγκαταστάσεις και υπολείμματα ναυαγίων θαμμένα σε ιζήματα. Αυτό σημαίνει ότι οι εργασίες πεδίου πραγματοποιούνται ξεκινώντας από ξηρά και καταλήγοντας σε νερό, σε περιοχές με βάθος πυθμένα έως και λίγα μέτρα και δύσκολη προσβασιμότητα συμβατικών πλωτών μέσων. Γι' αυτό είναι αναγκαία η χρήση ενός συστήματος που πληροί συγκεκριμένες απαιτήσεις :

- Λήψη πολυκάναλων/ συστοιχιών δεκτών για να καλύπτονται μεγάλες περιοχές με χωρική δειγματοληψία που επιτρέπει την τρισδιάστατη επεξεργασία δεδομένων.
- Μικρό βύθισμα (low draught) για πρόσβαση σε περιοχές με πολύ ρηχά νερά.
- Μικρό βάρος εξοπλισμού για να επιτρέπεται η πρόσβαση σε δύσκολα προσπελάσιμο περιβάλλον.
- Εύκολη και σταθερή διατήρηση της διεύθυνσης των αναπτυγμάτων των δεκτών και των πηγών.
- Συχνότητα πηγής μερικών kHz για να επιτευχθεί ανάλυση σε κλίμακα dm.

Το σύστημα Ping Pong αποτελείται από δύο πιεζοηλεκτρικές πηγές, έξι υδρόφωνα και διαφορικό GPS εγκατεστημένο σε πλευστό ημιάκαμπτο πλαίσιο. Η συστοιχία προσαρτάται στο μπροστινό μέρος μικρού σκάφους (π.χ. βάρκας), έτσι ώστε να αποφεύγεται ο θόρυβος που τυχόν προκαλείται από τη μηχανή του σκάφους.

Άλλες έρευνες οι οποίες εστιάζουν σε στόχους βυθισμένους σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, όπως και στη συγκεκριμένη μελέτη, είναι αυτή των Plets et al. (2008). Χρησιμοποιώντας υψηλής ανάλυσης 3D ακουστικό σύστημα Chirp και σύστημα εντοπισμού θέσης RTK-GPS, πραγματοποιήθηκε ο χαρακτηρισμός και ανακατασκευή των θαμμένων υπολειμμάτων του βυθισμένου πλοίου (2 – 5 m κάτω από την επιφάνεια του νερού) Grace Dieu. Τα δεδομένα υψηλής ανάλυσης επέτρεψαν την κατασκευή μιας πλήρους τρισδιάστατης εικόνας των ιζημάτων του πυθμένα σύμφωνα με την οποία όχι μόνο εντοπίστηκαν τα υπολείμματα του ξύλινου περιβλήματος, αλλά και άλλα θαμμένα χαρακτηριστικά μέσα στο πλοίο. Επιπλέον, ο βαθμός διάβρωσης/ αποδόμησης των ξύλινων υπολειμμάτων υπολογίστηκε από τους συντελεστές ανάκλασης.

Οι Rusch et al. (2022) απέδειξαν ότι τα εγκάρσια σεισμικά κύματα (SH) και η αντιστροφή πλήρους κυματικού πεδίου (Full Waveform Inversion – FWI) μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε χερσαίους χώρους αρχαιολογικής μελέτης, έτσι ώστε να πραγματοποιηθεί διάκριση

μεταξύ γεωλογικών ή αρχαιολογικών ευρημάτων η οποία δεν μπορεί να γίνει με άλλες γεωφυσικές μεθόδους. Η περιοχή μελέτης είναι η αρχαία Αιγείρα στην Πελοπόννησο. Μαγνητικά, GPR και τομογραφία ηλεκτρικής ειδικής αντίστασης (ERT) αποκαλύπτουν ένα μοτίβο ανωμαλίας σε σχήμα κερήθρας που θα μπορούσε να ερμηνευτεί ως σύστημα προϊστορικών θαλαμωτών τάφων. Πραγματοποιήθηκε σύγκριση των σεισμικών δεδομένων με αυτά των υπόλοιπων μεθόδων, αποδεικνύοντας ότι υπάρχει συμφωνία στα αποτελέσματα, αλλά οι σεισμικές τομές έδωσαν έναν πιο ολοκληρωμένο χαρακτηρισμό του υπεδάφους. Έτσι, απορρίφθηκε η υπόθεση ότι οι δομές αποτελούν παλιούς θαλαμωτούς τάφους, αλλά μια γεωλογική δομή, η οποία δημιουργήθηκε λόγω κατάλληλων γεωλογικών συνθηκών.

1.3. Συνοπτική περιγραφή μεταπτυχιακής διατριβής

Η συγκεκριμένη μεταπτυχιακή διατριβή απαρτίζεται από τέσσερα κεφάλαια. Στόχος της συγκεκριμένης μεταπτυχιακής διατριβής είναι, αρχικά, ο έλεγχος της αποτελεσματικότητας των μεθόδων σε συνθετικά δεδομένα και η επικύρωση τους με πραγματικά, σε μια περιοχή όπου εντοπίστηκαν οπτικά βυθισμένοι στόχοι κτιρίων στον πυθμένα της θάλασσας. Όπως προαναφέρθηκε και στα παραδείγματα, η κύρια μεθοδολογία που χρησιμοποιείται για τέτοιου είδους έρευνες είναι η σεισμική ανάκλαση. Η καινοτομία της ιδέας ξεκινά από την επιλογή διαφορετικών σεισμικών μεθόδων, οι οποίες είναι η σεισμική τομογραφία διάθλασης και η πολυκάναλη ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων (Multichannel Analysis Surface Waves - MASW).

Στο παρόν (πρώτο) κεφάλαιο, παρατίθεται η σχετική με το αντικείμενο της εργασίας βιβλιογραφική έρευνα. Στο δεύτερο κεφάλαιο περιγράφεται η διάδοση των σεισμικών κυμάτων χώρου, καθώς επίσης των επιφανειακών και των μετωπικών κυμάτων. Επιπρόσθετα, γίνεται μια σύντομη αναφορά στις βασικές αρχές των μεθόδων προσομοίωσης που χρησιμοποιήθηκαν στη παραγωγή των συνθετικών δεδομένων, καθώς και στις βασικές αρχές που διέπουν τη σεισμική τομογραφία. Το τρίτο κεφάλαιο αποτελεί την εκτενή περιγραφή των προσομοιώσεων που πραγματοποιήθηκαν, προκειμένου να παραχθούν αντιπροσωπευτικά μοντέλα, τα οποία να περιγράφουν με σχετική πιστότητα τα χαρακτηριστικά των περιοχών μελέτης. Σε αυτή τη φάση, δοκιμάστηκαν και επιλέχθηκαν τα πιο αποτελεσματικά λογισμικά και αναζητήθηκαν οι βέλτιστες παράμετροι για την απεικόνιση όλων των στοιχείων του μοντέλου, τα οποία προσομοιάζουν τους πραγματικούς στόχους (θαμμένη τοιχοποιία και στρωματογραφία).

Οι σεισμικές μέθοδοι που χρησιμοποιήθηκαν στην παρούσα μεταπτυχιακή διατριβή έχουν εφαρμοστεί με ικανοποιητικά αποτελέσματα σε χερσαίο περιβάλλον, για την επίλυση γεωλογικών και γεωτεχνικών προβλημάτων. Η χρήση τους, όμως, σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον αποτελεί ένα καινοτόμο ερευνητικό σχέδιο, και συγκεκριμένα στην εύρεση βυθισμένων στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος σχετικά περιορισμένων διαστάσεων. Μεγάλο μέρος της πολιτισμικής μας κληρονομιάς είναι ανεξερεύνητο διότι βρίσκεται βυθισμένο κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, ίσως και κάτω από επιφανειακά θαλάσσια ιζήματα.

Το τέταρτο κεφάλαιο εστιάζεται στη θέση της περιοχής μελέτης (Στόμιο Λασιθίου), καθώς επίσης στη συλλογή και την επεξεργασία των πραγματικών σεισμικών δεδομένων. Αρχικά, περιγράφονται τα γεωγραφικά και ιστορικά χαρακτηριστικά της περιοχής μελέτης, εφόσον κύριος στόχος της εν λόγω εργασίας είναι η χαρτογράφηση αρχαιολογικών στόχων. Στη συνέχεια, αναλύεται η γεωμετρία του πειράματος και ο εξοπλισμός που χρησιμοποιήθηκε για την συλλογή των δεδομένων. Τέλος, δίδονται τα αποτελέσματα της επεξεργασίας των δεδομένων σεισμικής διάθλασης και MASW, περιγράφοντας παράλληλα τα προβλήματα που αντιμετωπίστηκαν κατά τη διάρκεια αυτής της διαδικασίας.

Το τελευταίο κεφάλαιο περιλαμβάνει τα συμπεράσματα, τα οποία προέκυψαν από την εκπόνηση της παρούσας εργασίας, καθώς επίσης και προτάσεις για τη βελτίωση της αποτελεσματικότητας των μεθόδων χαρτογράφησης αρχαιολογικών στόχων σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2 - ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΤΗΣ ΔΙΑΔΟΣΗΣ ΤΩΝ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΚΥΜΑΤΩΝ, ΤΗΣ ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΗΣ ΤΗΣ ΚΑΙ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑΣ ΣΕΙΣΜΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

2.1. Ακτινική και Κυματική Θεωρία

Η Κυματική Θεωρία αποτελεί, μαζί με την Γεωμετρική Οπτική, την κύρια θεωρία που περιγράφει την διάδοση των σεισμικών κυμάτων στο εσωτερικό της Γης. Η πορεία των σεισμικών κυμάτων δίνεται από τις σεισμικές ακτίνες (Βαφείδης, 2023).

Οι σεισμικές ακτίνες μπορούν να σχεδιαστούν με ευκολία εφαρμόζοντας τις αρχές της Γεωμετρικής Οπτικής. Γι' αυτό χρησιμοποιούνται συχνά για την ερμηνεία σεισμικών καταγραφών. Κατά τη διάδοση των σεισμικών κυμάτων, τα υλικά σημεία των πετρωμάτων από τα οποία διέρχονται, ταλαντώνονται.

Η κυματική θεωρία περιγράφει, ουσιαστικά, τη μετατόπιση των υλικών σημείων γύρω από μια θέση ισορροπίας, καθώς επίσης χρησιμοποιείται και στη δημιουργία διαγραμμάτων της εδαφικής κίνησης συναρτήσει του χρόνου. Αυτά ονομάζονται «συνθετικά» σειсмоγράμματα.

Έστω ότι υπάρχουν διαθέσιμες καταγραφές σεισμικού κύματος, το οποίο διαδίδεται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Συγκρίνοντάς τις καταγραφές αυτές με τα συνθετικά σειсмоγράμματα, μπορεί να υπολογιστεί η σεισμική ταχύτητα στα οριζόντια στρώματα. Το μοντέλο του φλοιού της γης που αποτελείται από πολλά οριζόντια στρώματα είναι πολύ χρήσιμο στην κατανόηση των σεισμικών καταγραφών.

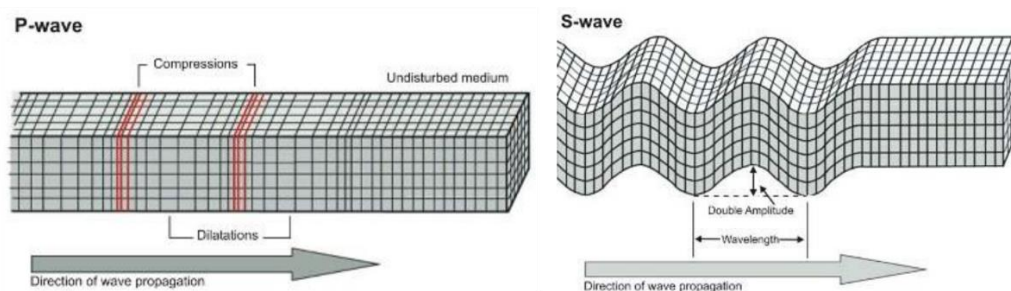
2.2. Κύματα χώρου – Επιφανειακά κύματα

Στα κύματα χώρου, ανήκουν τα διαμήκη (P , primus) και τα εγκάρσια (S , secundus) σεισμικά κύματα. Στα διαμήκη κύματα, η διεύθυνση ταλάντωσης των υλικών σημείων είναι ίδια με τη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Εικόνα 2.1). Φτάνουν στους καταγραφείς πριν από όλα τα άλλα είδη σεισμικών κυμάτων, εφόσον διαδίδονται με τη μεγαλύτερη ταχύτητα. Η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων εξαρτάται από τις σταθερές του $Lame$, λ και μ και από την πυκνότητα ρ :

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \quad (2.1)$$

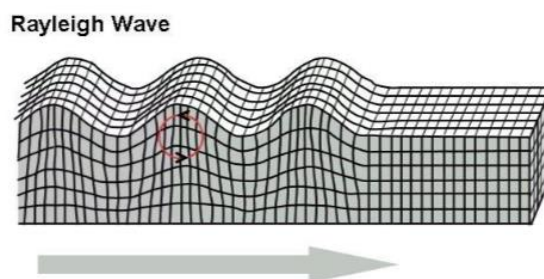
Στα εγκάρσια κύματα, η διεύθυνση ταλάντωσης των υλικών σημείων είναι κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης του κύματος (Εικόνα 2.1). Φτάνουν στους καταγραφείς μετά τα διαμήκη και η ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων δίνεται από τη σχέση:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (2.2)$$



Εικόνα 2.1: Αναπαράσταση διάδοσης διαμηκών (αριστερά) και εγκάρσιων (δεξιά) σεισμικών κυμάτων στον χώρο (Πηγή: Bačić et al., 2020).

Εκτός των κυμάτων χώρου, υπάρχουν και επιφανειακά κύματα τα οποία σχετίζονται με την ταλάντωση των σωματιδίων του εδάφους “κοντά” στην επιφάνεια του εδάφους. Ένα είδος επιφανειακών κυμάτων είναι τα Rayleigh. Διαδίδονται παράλληλα στην ελεύθερη επιφάνεια ημιχώρου (ομοιογενούς ή όχι), η οποία αποτελεί την βασική προϋπόθεση για την δημιουργία των κυμάτων Rayleigh (Εικόνα 2.2). Θεωρητικά, ως ελεύθερη επιφάνεια θεωρείται η διαχωριστική επιφάνεια μεταξύ στερεού με το κενό. Όμως, λόγω της πολύ μικρής πυκνότητας του αέρα σε σχέση με αυτή των πετρωμάτων η επιφάνεια της γης μπορεί να θεωρηθεί ως ελεύθερη επιφάνεια. Η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων Rayleigh είναι μικρότερη από την ταχύτητα διάδοσης των εγκάρσιων κυμάτων και εξαρτάται από τις ελαστικές σταθερές, την πυκνότητα και τη συχνότητα.



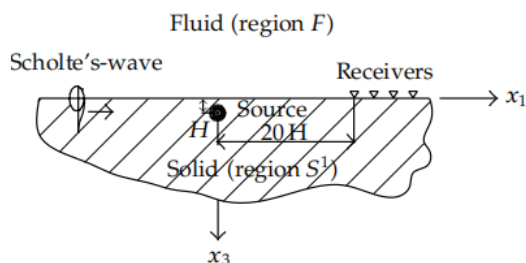
Εικόνα 2.2: Αναπαράσταση διάδοσης επιφανειακών κυμάτων Rayleigh (Πηγή: Bačić et al., 2020).

Η ταλάντωση των σωματιδίων κατά τη διάδοση των κυμάτων Rayleigh διαγράφει ελλειπτική κίνηση στο επίπεδο διάδοσής τους, με φορά κίνησης αντίθετη από αυτή των δεικτών του ρολογιού. Γι' αυτό τα κύματα αυτά χαρακτηρίζονται και ως “κύλιση του εδάφους” (ground roll).

Εφόσον η διάδοση των επιφανειακών κυμάτων γίνεται παράλληλα με την ελεύθερη επιφάνεια, το πλάτος τους είναι αντιστρόφως ανάλογο της τετραγωνικής ρίζας της απόστασης από τη σεισμική πηγή (Βαφείδης, 2023). Τα πλάτη των κυμάτων αυτών, στην επιφάνεια του εδάφους, είναι πολύ μεγαλύτερα σε σχέση με αυτά των κυμάτων χώρου, των οποίων τα πλάτη είναι αντιστρόφως ανάλογα της απόστασης από την σεισμική πηγή.

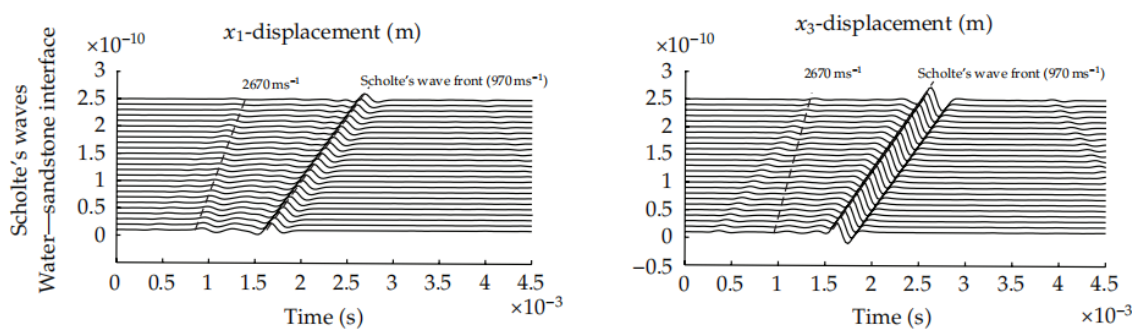
Ένα χαρακτηριστικό των επιφανειακών κυμάτων Rayleigh είναι το φαινόμενο της διασποράς. Σύμφωνα με αυτό, η ταχύτητα διάδοσής τους μεταβάλλεται σε συνάρτηση με τη συχνότητα. Αντίθετα, η σεισμική ταχύτητα κυμάτων χώρου είναι ανεξάρτητη της συχνότητας (Κρητικιάκης, 2010).

Επιπρόσθετα, υπάρχουν και τα επιφανειακά κύματα Scholte, τα οποία εμφανίζονται στην διεπιφάνεια μεταξύ ρευστού (π.χ. νερό) και στερεού (π.χ. ψαμμίτης) μέσου, όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.3, και προκύπτουν από την σύζευξη των κυμάτων P και SV. Το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας, σε αυτόν τον τύπο κύματος κατανέμεται στη διεπιφάνεια των δύο μέσων και αποσβένει εκθετικά με το βάθος στο στερεό.



Εικόνα 2.3: Μοντέλο διεπιφάνειας ρευστού με στερεό. Τα x_1 και x_3 αποτελούν τις διευθύνσεις ταλάντωσης των επιφανειακών κυμάτων Scholte (Πηγή: Flores-Mendez et al., 2011).

Στην Εικόνα 2.4 παρουσιάζονται συνθετικά σεισμογράμματα για την οριζόντια (x_1) και κατακόρυφη (x_3) διεύθυνση μετατόπισης των σωματιδίων του μέσου διάδοσης. Δημιουργήθηκαν από δεδομένα καταγεγραμμένα σε 25 δέκτες, οι οποίοι τοποθετήθηκαν στον πυθμένα, όπως απεικονίζονται στην Εικόνα 2.3. Ο πρώτος δέκτης τοποθετήθηκε σε οριζόντια απόσταση 1m (20H) από την πηγή, ενώ οι υπόλοιποι έχουν ισαπόσταση 0.04m μεταξύ τους. Φαίνονται, λοιπόν, στην Εικόνα 2.4 δύο είδη κυμάτων. Το πρώτο διαδίδεται με ταχύτητα 2670m/s και σχετίζεται με την σεισμική ταχύτητα εγκάρσιου (S) κύματος στο στρώμα του ψαμμίτη. Το δεύτερο αντιστοιχεί στα κύματα Scholte, των οποίων η ταχύτητα είναι 970 m/s, και φέρουν σημαντική ποσότητα ενέργειας, κυρίως στην κατακόρυφη συνιστώσα (x_3) (Flores-Mendez et al., 2011).

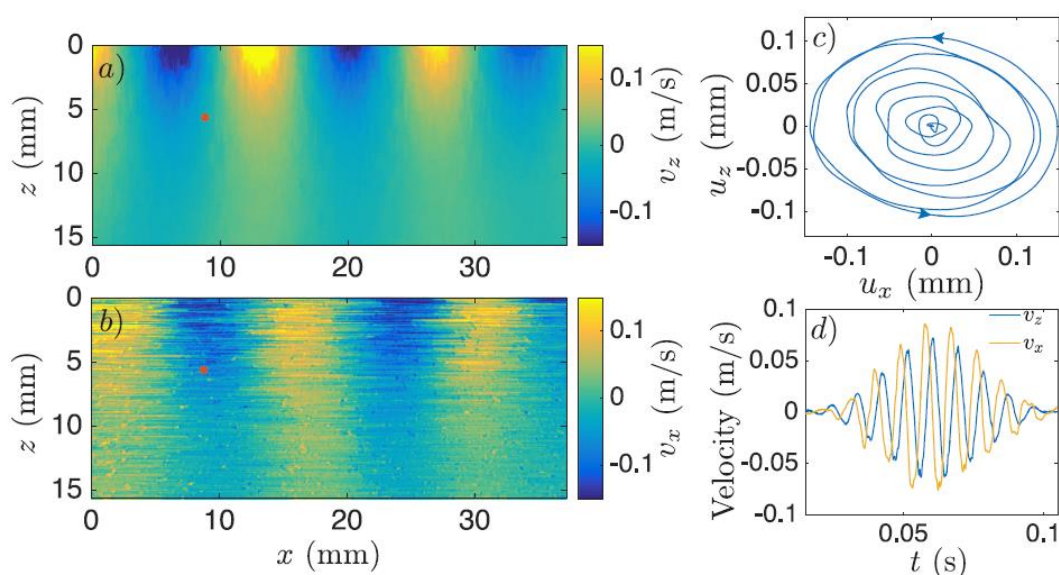


Εικόνα 2.4: Συνθετικά σεισμογράμματα σε διεπιφάνεια νερού-ψαμμίτη. Απεικονίζονται η οριζόντια (x_1 - αριστερά) και η κατακόρυφη (x_3 - δεξιά) συνιστώσες μετατόπισης των σωματιδίων (Πηγή: Flores-Mendez et al., 2011).

Η Εικόνα 2.5 απεικονίζει την κατακόρυφη (V_z - Εικ. 2.5a) και την οριζόντια (V_x - Εικόνα 2.5b) ταχύτητα μετατόπισης των σωματιδίων, που οφείλεται στη διάδοση κυμάτων Scholte. Το στιγμιότυπο αυτό αντιστοιχεί σε χρόνο $t=69,8\text{ms}$ πειράματος που πραγματοποιήθηκε με κυρίαρχη συχνότητα 100Hz. Το πείραμα εκτελέστηκε πάνω σε μια αυτοσχέδια παλέτα, η οποία αποτελείται από μια ακρυλική πλάκα 5mm πάχους, τοποθετημένη 5mm εντός μιας βάσης από ζελατίνη, κάθετα στην ελεύθερη επιφάνεια, προκειμένου να παράγονται

επιφανειακά κύματα κατά μήκος του άξονα x . Για την παραγωγή εγκάρσιων κυμάτων ενσωματώθηκε πλήρως μια επιπρόσθετη ακρυλική πλάκα στο άλλο άκρο της παλέτας. Πάνω από το στρώμα της ζελατίνης προστέθηκαν και 5cm νερού. Για να παραχθεί κίνηση στο άξονα z χρησιμοποιήθηκε ηλεκτρομηχανικός αναδευτήρας. Τυπικές ταχύτητες διάδοσης σεισμικών κυμάτων σε μαλακό ασυμπίεστο στερεό, όπως είναι η ζελατίνη του συγκεκριμένου πειράματος, είναι οι εξής: επιμήκη κύματα $\sim 1500\text{m/s}$, εγκάρσια κύματα $\sim 2\text{m/s}$ και επιφανειακά κύματα $\sim 2\text{m/s}$ (Alarcon et al., 2023).

Οι συνιστώσες V_z και V_x έχουν διαφορά φάσης περίπου $\pi/2$, και το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι ταχύτητα V_x γίνεται μέγιστη όταν η ταχύτητα V_z μηδενίζεται, και αντιστρόφως. Αυτή η διαφορά φάσης δημιουργεί τις ελλειπτικές τοπικές τροχιές των σωματιδίων που παράγονται από το επιφανειακό κύμα Scholte (όπως φαίνεται στην Εικόνα 2.5c) και είναι αριστερόστροφες για όλο το χρονικό διάστημα ταλάντωσης των σωματιδίων. Πιο συγκεκριμένα, η Εικόνα 2.5c απεικονίζει την συνδυαστική τροχιά ταλάντωσης ενός σωματιδίου, το οποίο βρίσκεται στη θέση παρατήρησης $x=8.77\text{mm}$, $z=5.65\text{mm}$ (κόκκινο σημείο των Εικόνων 2.5a και 2.5b). Σύμφωνα με τις εικόνες αυτές, η ελλειπτική τροχιά των σωματιδίων κοντά στην επιφάνεια έχει τον μεγαλύτερο άξονά της στην κατακόρυφη διεύθυνση, ενώ σε μεγαλύτερα βάθη (όπως αυτό των $z=5.65\text{mm}$ του παραδείγματος της Εικόνας 2.5c), ο μεγαλύτερος άξονας ταλάντωσης βρίσκεται στην οριζόντια διεύθυνση. Η διαφορά φάσης ($\pi/2$) μεταξύ των δύο συνιστωσών της ταχύτητας ταλάντωσης των σωματιδίων για την θέση παρατήρησης $x=8.77\text{mm}$, $z=5.65\text{mm}$, απεικονίζεται καλύτερα στις κυματομορφές της Εικόνας 2.5d (Alarcon et al., 2023).

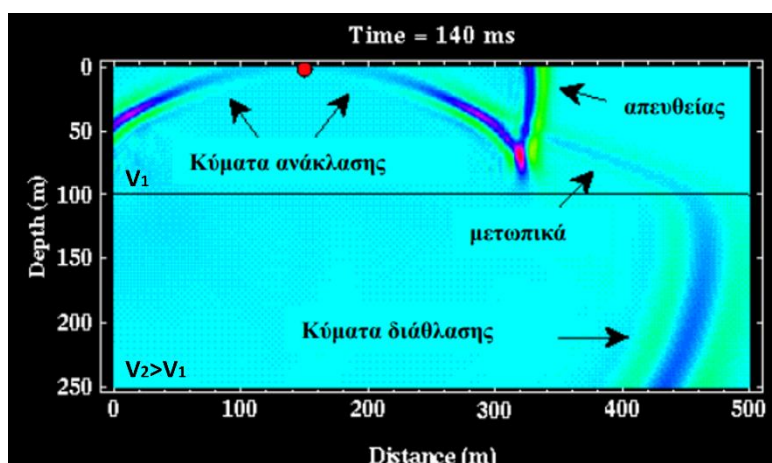


Εικόνα 2.5: Οι (a) και (b) απεικονίζουν, αντίστοιχα, ένα στιγμιότυπο της κατακόρυφης (V_z) και της οριζόντιας (V_x) ταχύτητας μετατόπισης των σωματιδίων, κατά τη διάδοση των κυμάτων Scholte, για χρόνο $t=69,8\text{ms}$. Η (c) απεικονίζει την τροχιά ενός σωματιδίου, το οποίο βρίσκεται στη θέση $x = 8,77\text{ mm}$ και $z = 5,65\text{ mm}$ στα διαγράμματα (a) και (b) (κόκκινη τελεία). Η αριστερόστροφη ελλειπτική τροχιά ταλάντωσης δημιουργείται από τη διαφορά φάσης κατά $\pi/2$ μεταξύ της ταχύτητας ταλάντωσης V_z και V_x (d) (Πηγή: Alarcon et al., 2023).

2.3. Διάδοση σεισμικού κύματος σε στρώμα πάνω από ημιχώρο

Έστω σεισμικό κύμα P το οποίο προσπίπτει στην επιφάνεια διαχωρισμού δύο μέσων (Εικόνα 2.6) με ταχύτητες διάδοσης διαμηκών (P) κυμάτων V_1 και V_2 , αντίστοιχα. Μέρος της ενέργειας του προσπίπτοντος κύματος ανακλάται και διαδίδεται στο ανώτερο στρώμα. Η υπόλοιπη ενέργεια θα διαδοθεί στο δεύτερο στρώμα.

Για ορισμένη απόσταση από τη σεισμική πηγή η γωνία πρόσπτωσης, για την οποία η γωνία διάθλασης γίνεται ορθή (90°), ονομάζεται ορική γωνία. Για να συμβεί αυτό πρέπει να ισχύει $V_2 > V_1$ και αποτελεί κρίσιμη παράμετρο για τη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης.



Εικόνα 2.6: Οριζόντιο στρώμα πάνω από ημιχώρο για ρευστό μέσο. Αναπαρίστανται η ανάκλαση και η διάθλαση προσπίπτοντος κύματος στη διεπιφάνεια. Φαίνονται τα απευθείας και μετωπικά κύματα (Πηγή ιστοσελίδα: http://www.geo.auth.gr/211/pdf/Mathima_5_Seismika%20kymata.pdf).

Σε αυτή την περίπτωση το κύμα διαδίδεται παράλληλα με την διεπιφάνεια με την ταχύτητα του δεύτερου στρώματος και ονομάζεται μετωπικό κύμα. Σύμφωνα με την αρχή του Huygens, κάθε σημείο της σεισμικής ακτίνας δρα ως δευτερογενής πηγή σεισμικών κυμάτων, οπότε η ενέργεια του μετωπικού κύματος θα «εγκαταλείπει» την ασυνέχεια σε γωνία ίση με την ορική (Τσελέντης και Παρασκευόπουλος, 2013). Απευθείας κύματα είναι αυτά τα οποία παράγονται από την πηγή και μέσω του επιφανειακού στρώματος καταφτάνουν στους δέκτες με την ταχύτητα του στρώματος αυτού.

2.4. Σεισμική Τομογραφία

Στη σεισμική τομογραφία, προκειμένου να υπολογιστεί η σεισμική ταχύτητα για το υπό εξέταση μέσο, βασικό ρόλο παίζουν οι χρόνοι διαδρομής (travel times) των σεισμικών κυμάτων. Γι' αυτό το λόγο η περιοχή ενδιαφέροντος διαιρείται σε χωρία (κελιά) σταθερής ταχύτητας (Εικόνα 2.7) και οι τιμές της σεισμικής ταχύτητας αναθεωρούνται με τη χρήση μαθηματικής μεθόδου. Το σεισμικά ανακατασκευασμένο αυτό πεδίο των ταχυτήτων ονομάζεται τομόγραμμα (tomogram) και συνήθως παρουσιάζεται σε χάρτη ισότιμων ταχυτήτων (contour maps). Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων εξαρτάται κυρίως από τις μηχανικές ιδιότητες και την πυκνότητα των σχηματισμών. Επομένως, η διαφοροποίηση της σεισμικής ταχύτητας μπορεί να προκύπτει από την ύπαρξη διαφορετικών γεωλογικών σχηματισμών ή τη μεταβολή των μηχανικών ιδιοτήτων του ίδιου σχηματισμού.

Στην τομογραφία διάδοσης (transmission tomography) μελετώνται τα σεισμικά κύματα, τα οποία διαδίδονται χωρίς να υφίστανται ανακλάσεις, δηλαδή απευθείας και μετωπικά κύματα. Αντίστοιχα, στην τομογραφία ανάκλασης δίνεται έμφαση στις αφίξεις των ανακλώμενων κυμάτων.

Η σεισμική τομογραφία πραγματοποιείται σε τρία θεμελιώδη βήματα (Lines, 1991):

- 1) Συλλογή δεδομένων, αναγνώριση σεισμικών κυμάτων και επιλογή των χρόνων διαδρομής τους. Στην περίπτωση της τομογραφίας διάδοσης γίνεται επιλογή των πρώτων αφίξεων των σεισμικών κυμάτων, οι χρονικές δηλαδή στιγμές που τα υπό μελέτη σεισμικά κύματα καταφθάνουν για πρώτη φορά, μετά από την ενεργοποίηση της πηγής, στους δέκτες.
- 2) Επίλυση του ευθέως προβλήματος, στο οποίο πραγματοποιείται η χάραξη της πορείας κάθε σεισμικής ακτίνας που διαδίδεται από την πηγή στους δέκτες και ο υπολογισμός του χρόνου διαδρομής τους για δεδομένο μοντέλο σεισμικής ταχύτητας.
- 3) Αντιστροφή, κατά τη διάρκεια της οποίας επιλύεται σύστημα γραμμικών εξισώσεων. Σε αυτές τις εξισώσεις, οι άγνωστοι είναι η σεισμική ταχύτητα σε κάθε χωρίο. Στο συγκεκριμένο βήμα δημιουργείται ένα ανακατασκευασμένο μοντέλο των ταχυτήτων, το τομόγραμμα. Δηλαδή, το αρχικό μοντέλο αντικαθίσταται από το νέο βελτιωμένο μοντέλο, μέχρις ότου να ελαχιστοποιηθεί η διαφορά μεταξύ των μετρούμενων και υπολογισμένων χρόνων διαδρομής.

Συνήθως μελετώνται οι χρόνοι διαδρομής των πρώτων αφίξεων των διαμηκών κυμάτων (P), καθώς είναι πιο δύσκολη η αναγνώριση μεταγενέστερων αφίξεων των P-κυμάτων. Τα εγκάρσια κύματα (S) χρησιμοποιούνται λιγότερο στη σεισμική τομογραφία, λόγω του ότι υπάρχει δυσκολία στην επιλογή των χρόνων άφιξής τους (Bishop and Styles, 1990). Η δυσκολία έγκειται στο γεγονός ότι φθάνουν μετά από τα P-κύματα και σε χρόνο παρόμοιο με αυτό μεταγενέστερων αφίξεων (π.χ. ανακλάσεων) των P-κυμάτων.

Η λεπτομέρεια στην απεικόνιση του υπεδάφους στη μέθοδο σεισμικής τομογραφίας εξαρτάται από τις διαστάσεις των χωρίων. Όμως, καθώς αυξάνεται ο αριθμός τους, παρατηρείται μείωση του αριθμού των ακτίνων που περνούν από κάποιο χωρίο και μείωση της ακρίβειας εκτιμώμενης σεισμικής ταχύτητάς του.

Διακριτική ικανότητα της μεθόδου ορίζεται ως η ικανότητα διάκρισης λεπτών γεωλογικών στρωμάτων και για την τομογραφία ανάκλασης, εξαρτάται από τη θέση του χωρίου στη σεισμική τομή. Συνήθως η διακριτική ικανότητα είναι μεγαλύτερη στο κέντρο του τομογράμματος.

2.4.1. Σεισμική Τομογραφία Διάθλασης

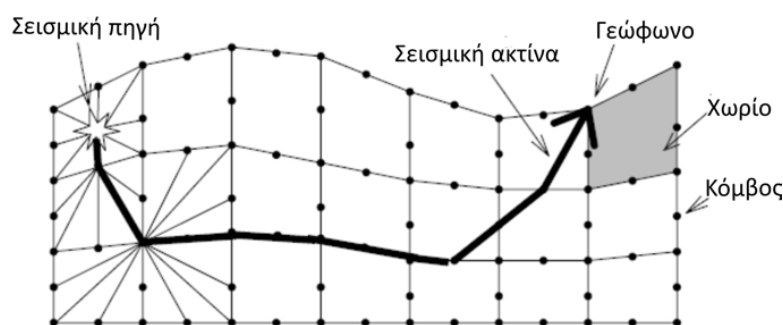
Η μέθοδος της σεισμικής τομογραφίας χρησιμοποιεί κάποιο αρχικό μοντέλο ταχυτήτων. Ορίζονται οι παράμετροι, όπως π.χ. η ελάχιστη και μέγιστη σεισμική ταχύτητα, ο αριθμός στρωμάτων, οι διαστάσεις του μοντέλου και οι θέσεις της σεισμικής πηγής και των δεκτών. Η ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο αρχικό μοντέλο συνήθως μεταβάλλεται βαθμιαία συναρτήσει του βάθους ή/και της οριζόντιας απόστασης, σε περιπτώσεις αναγλύφου.

Στη συνέχεια, χρησιμοποιώντας το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων, σχεδιάζεται η σεισμική ακτίνα που αντιστοιχεί σε πρώτη άφιξη σε κάθε δέκτη (απευθείας ή μετωπικά κύματα) και υπολογίζεται ο χρόνος διαδρομής της. Η διαδικασία εύρεσης του χρόνου διαδρομής του μετωπικού κύματος, από τη σεισμική πηγή στο δέκτη (π.χ. γεώφωνο), για κάθε ζεύγος πηγής – δέκτη (ευθύ πρόβλημα), ακολουθεί τα εξής βήματα:

- Το αρχικό μοντέλο ταχυτήτων χωρίζεται σε χωρία σταθερής ταχύτητας (Εικόνα 2.7)
- Καθορίζονται ο αριθμός των επαναλήψεων και ο αριθμός των κομβικών σημείων (nodes) τα οποία βρίσκονται κατά μήκος κάθε πλευράς του χωρίου.
- Σχεδιάζονται οι πιθανές διαδρομές της σεισμικής ακτίνας από τη σεισμική πηγή σε κάθε δέκτη. Οι σεισμικές ακτίνες μπορούν να διέλθουν μόνο από τα κομβικά σημεία των χωρίων.

Η διαδικασία υπολογισμού της σεισμικής ταχύτητας (αντίστροφο πρόβλημα) ακολουθεί τα εξής βήματα:

1. Ο χρόνος διαδρομής T_i^C σεισμικής ακτίνας δίνεται από τη σχέση $T_i^C = \sum_{j=1}^N S_j L_{ij}$, όπου οι δείκτες i και j αντιστοιχούν στη σεισμική ακτίνα και στο χωρίο, S είναι η βραδύτητα ($S=1/V$, όπου V η ταχύτητα διάδοσης των κυμάτων) και L_{ij} είναι το μήκος της σεισμικής ακτίνας σε κάθε χωρίο. Επιλέγεται η διαδρομή με τον ελάχιστο χρόνο (βέλτιστη διαδρομή).
2. Υπολογίζεται το διάνυσμα ΔT της διαφοράς μεταξύ του χρόνου διαδρομής που υπολογίστηκε T_k^C και αυτού που παρατηρήθηκε T^0 , $\Delta T_k = T^0 - T_k^C$, όπου k είναι ο αριθμός της επανάληψης.
3. Προσδιορίζονται οι διορθωμένες τιμές της βραδύτητας (αντίστροφο της σεισμικής ταχύτητας) και το αρχικό μοντέλο τροποποιείται, ελαχιστοποιώντας το ΔT_k . Το προς επίλυση σύστημα είναι της μορφής $L_k \Delta S_k = \Delta T_k$. (Βαφείδης, 2023).



Εικόνα 2.7: Σχεδιασμός κανάβου στο μοντέλο ταχυτήτων (Πηγή: Βαφείδης, 2023).

2.5. Μέθοδος της Πολυκάναλης Ανάλυση των Επιφανειακών Κυμάτων (MASW)

Η μέθοδος χρησιμοποιεί ελεγχόμενη σεισμική πηγή και βασίζεται στις συμβατικές διατάξεις δεκτών των σεισμικών μεθόδων ανάκλασης και διάθλασης, δηλαδή (συνήθως) γραμμική τοποθέτηση των δεκτών σε ισαπόσταση μεταξύ τους.

Η μεθοδολογία της ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων χωρίζεται σε συγκεκριμένα στάδια. Κατά το πρώτο στάδιο, από τις σεισμικές καταγραφές κοινής πηγής, οι οποίες θα πρέπει να περιλαμβάνουν σημαντική σεισμική ενέργεια κατανεμημένη στα εν λόγω

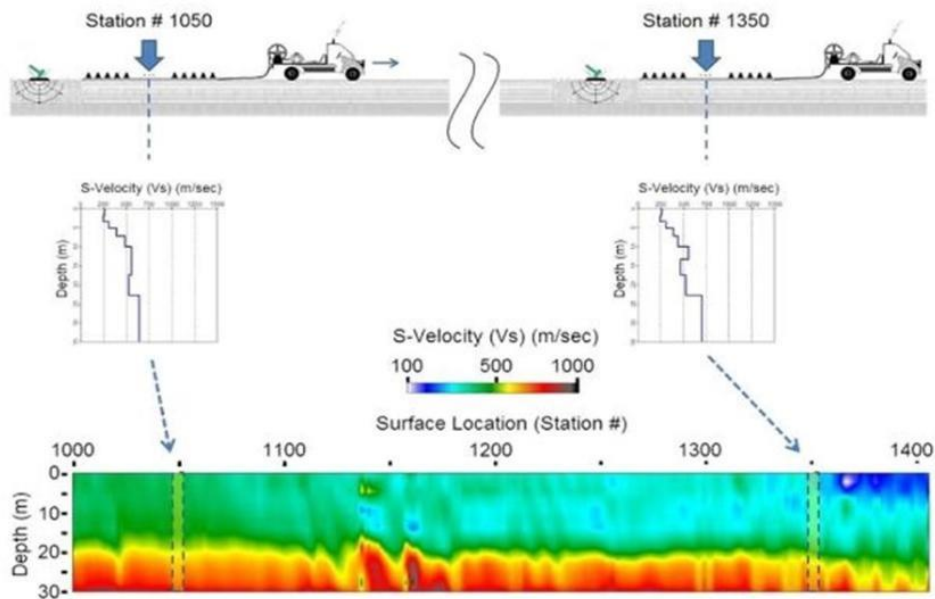
επιφανειακά κύματα, προκύπτουν οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Οι θεωρητικές καμπύλες διασποράς για οριζόντια στρωματωμένο εδαφικό μοντέλο, χρησιμοποιώντας την τεχνική Thomson-Haskell (Haskell, 1953) προσδιορίζονται με την επαναληπτική τροποποίηση του εδαφικού μοντέλου και επιτυγχάνεται η προσαρμογή της θεωρητικής καμπύλης διασποράς στην πειραματική (διαδικασία που ονομάζεται «αντιστροφή»). Έτσι, εφόσον πραγματοποιηθεί ταύτιση των καμπυλών, προσδιορίζεται το τελικό εδαφικό μοντέλο δηλαδή η κατανομή της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων με το βάθος (Βαφείδης, 2023).

Στην επεξεργασία των δεδομένων MASW συνήθως ακολουθούνται τα παρακάτω στάδια:

- Καταγραφή σεισμικών δεδομένων επιφανειακών κυμάτων ταυτόχρονα σε πολλούς δέκτες,
- Υπολογισμός των καμπύλων διασποράς, οι οποίες απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων σε συνάρτηση με την συχνότητα,
- Αντιστροφή των καμπύλων διασποράς προκειμένου να εξαχθεί η κατανομή της ταχύτητας διάδοσης των εγκάρσιων (S) σεισμικών κυμάτων (V_s) ως προς το βάθος (1D μοντέλο ταχύτητας).

Είναι δυνατός ο προσδιορισμός της πλευρικής μεταβολής της ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων, χρησιμοποιώντας τεχνικές roll along (διάταξη πηγής – δεκτών και κύλιση της με σταθερό βήμα) κατά την απόκτηση των σεισμικών καταγραφών. Η ταχύτητα των S – κυμάτων συναρτήσει του βάθους, από κάθε καταγραφή κοινής πηγής και μετά την αντιστροφή της θεμελιώδους, συνήθως, καμπύλης διασποράς, τοποθετείται στο κέντρο της διάταξης και προκύπτουν μονοδιάστατα (1D) μοντέλα ταχύτητας σε διάφορες θέσεις της σεισμικής γραμμής και κατόπιν, κατασκευάζεται ψευδοτομή ταχύτητας V_s κατά μήκος της γραμμής μελέτης (Εικόνα 2.8).

Προκειμένου να πραγματοποιηθεί ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων, χρειάζεται να προσδιοριστούν τα χαρακτηριστικά των καμπύλων διασποράς και αυτές να αντιστραφούν. Γι' αυτό προαπαιτείται προετοιμασία σχετικά με την επιλογή του κατάλληλου εξοπλισμού, της απόστασης πηγής-δέκτη και της ισαπόστασης των δεκτών και των πηγών (εάν χρησιμοποιηθούν πολλαπλές πηγές), του διαστήματος δειγματοληψίας και της διάρκειας καταγραφής.



Εικόνα 2.8: Διαδικασία παραγωγής τομογραφιών 2D με τη μέθοδο MASW (Πηγή ιστοσελίδα: <https://www.masw.com/WhatisMASW.html>).

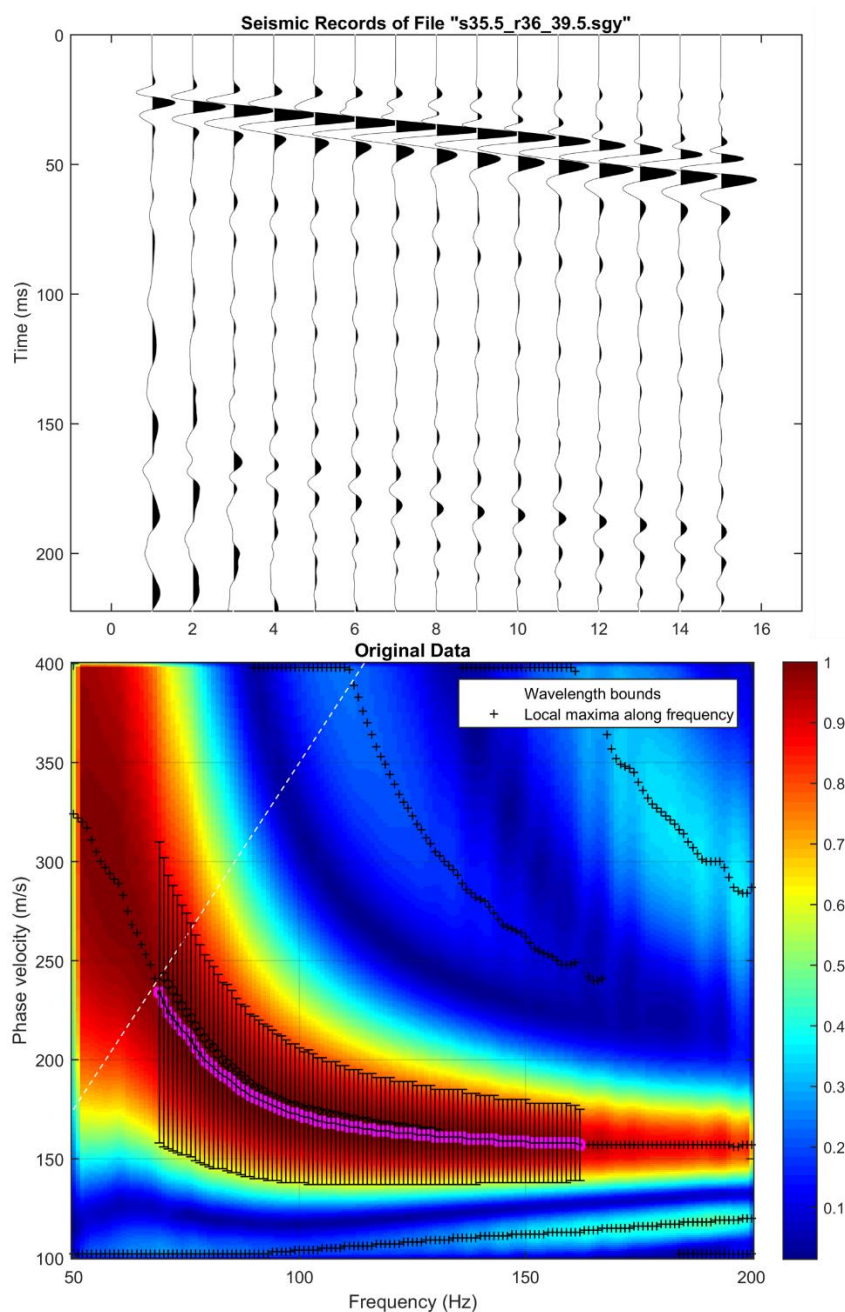
2.5.1. Θεωρητικό υπόβαθρο της μεθόδου MASW

Η μελέτη διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων πραγματοποιείται προσομοιάζοντας τη δημιουργία και τη διάδοση αυτών των κυμάτων από μια τεχνητή πηγή σε κάποιο εδαφικό μοντέλο. Σε αυτή την περίπτωση χρησιμοποιούνται αριθμητικές μέθοδοι, όπως πεπερασμένες διαφορές. Πλεονέκτημα των μεθόδων αυτών είναι ότι μπορούν να εφαρμοστούν σε δισδιάστατες ή/και τρισδιάστατες αναπαραστάσεις του εδάφους. Όμως, υπολογιστικά χρειάζονται πολύ χρόνο, με περιορισμένη ακρίβεια και δεν επιλύουν άμεσα το ευθύ πρόβλημα του προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς.

Γι' αυτό, λοιπόν, ακριβείς και λιγότερο χρονοβόρες μέθοδοι προσδιορισμού των καμπυλών διασποράς των επιφανειακών κυμάτων είναι οι τεχνικές υπολογισμού των ιδιοτιμών και ιδιοσυναρτήσεων του κυματικού πεδίου σε μέσο το οποίο δεν παρουσιάζει πλευρικές μεταβολές. Κύριο χαρακτηριστικό των μεθόδων αυτών είναι ο υπολογισμός της συνάρτησης διασποράς, οι ρίζες της οποίας αντιστοιχούν στις καμπύλες διασποράς των κυμάτων Rayleigh. Ωστόσο, περιορίζονται στην περίπτωση που οι φυσικές ιδιότητες του υπεδάφους μεταβάλλονται σε μια κατεύθυνση (συνήθως ως προς το βάθος), εφόσον δεν υπάρχει αναλυτική λύση της κυματικής εξίσωσης για ανομοιογενές μέσο.

Στις μεθόδους υπολογισμού των ιδιοτιμών και ιδιοσυναρτήσεων του κυματικού πεδίου, οι τάσεις και οι μετατοπίσεις των υλικών σημείων του υπεδάφους υπολογίζονται ως ιδιοσυναρτήσεις ενός γραμμικού συστήματος διαφορικών εξισώσεων πρώτου βαθμού, το οποίο επιλύεται υπό τις οριακές συνθήκες διάδοσης των επιφανειακών κυμάτων, ενώ οι ιδιοτιμές του συστήματος αυτού οριοθετούν τις καμπύλες διασποράς των κυμάτων αυτών. Με αυτή τη λογική, ο Thomson (1950) προσομοιώνει το υπέδαφος με οριζόντια ομοιογενή στρώματα υπερκείμενα ενός ημιχώρου και επινοεί τον πίνακα μετάδοσης της κίνησης (transfer matrix) για να υπολογίσει τις ιδιοσυναρτήσεις αυτές εκατέρωθεν διαχωριστικών επιφανειών των στρωμάτων και να προσδιορίσει τις καμπύλες διασποράς. Τρία χρόνια

αργότερα, ο Haskell (1953) επεμβαίνει στην εργασία του Thomson και έτσι παράγεται η μέθοδος Thomson – Haskell. Έτσι, ξεκίνησε η παραγωγή διάφορων τεχνικών που βασίζονται στη χρήση πινάκων για την προσομοίωση της διάδοσης της κίνησης (propagator matrix) σε οριζόντια στρωματωμένα μέσα.



Εικόνα 2.9: Θεμελιώδης καμπύλη διασποράς (κάτω), όπως προέκυψε από τον μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου των σεισμικών καταγραφών κοινής πηγής (πάνω) από τον χώρο απόστασης – χρόνου ($x - t$) στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης ($f - c$).

Οι χαρακτηριστικές καμπύλες διασποράς των επιφανειακών κυμάτων, οι οποίες καταγράφονται από διάταξη κοινής πηγής, προκύπτουν μετά την εφαρμογή ενός μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου από τον χώρο απόστασης – χρόνου ($x - t$) στον χώρο ταχύτητας φάσης – συχνότητας ($c - f$) (Εικόνα 2.9). Οι καμπύλες διασποράς αντιστοιχούν σε τοπικά ενεργειακά μέγιστα της κυματικής ενέργειας που παρατηρούνται στο πεδίο

ταχύτητας φάσης – συχνότητας ($c - f$) και ουσιαστικά απεικονίζουν τη μεταβολή της ταχύτητας φάσης των επιφανειακών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητας.

Η αντιστροφή, αποτελεί μια από τις πιο σημαντικές μεθόδους επεξεργασίας των γεωφυσικών δεδομένων και έχει εφαρμοστεί σχεδόν σε όλες τις γεωφυσικές μεθόδους. Στόχος της αντιστροφής είναι ο προσδιορισμός των γεωφυσικών παραμέτρων που αναπαράγουν τα μετρούμενα γεωφυσικά μεγέθη, υπό την θεώρηση ότι αυτά διακρίνονται από τυχαία ή/και συναφή σφάλματα. Το όνομά της προέκυψε από το γεγονός ότι για τον υπολογισμό των ζητούμενων γεωφυσικών παραμέτρων, απαιτείται η εύρεση του αντίστροφου του πίνακα των συντελεστών ενός γραμμικού συστήματος εξισώσεων.

Η διαδικασία αντιστροφής, κατά την οποία χρησιμοποιείται η αιτιοκρατική προσέγγιση, συνήθως πλαισιώνεται με μεθόδους σταθεροποίησης-περιορισμών. Οι μέθοδοι αυτές επιτυγχάνουν, αφενός να οδηγήσουν ομαλά την αντιστροφή σε σύγκλιση και αφετέρου, να περιορίσουν το πλήθος των πιθανών παραμέτρων που ικανοποιούν τα δεδομένα κριτήρια σύγκλισης. Οι επικρατέστερες μέθοδοι σταθεροποίησης-περιορισμών που έχουν χρησιμοποιηθεί για την αντιστροφή καμπυλών διασποράς επιφανειακών κυμάτων είναι η μέθοδος απόσβεσης και η μέθοδος εξομάλυνσης (Κρητικάκης, 2010).

2.5.2. Ακουστική Κυματική εξίσωση

Η ακουστική κυματική εξίσωση περιγράφει ηχητικά κύματα σε ρευστό ή αέριο μέσο. Ωστόσο, αυτή η εξίσωση ισχύει για κύματα σε στερεό τμήμα γης εάν η μετατρεπόμενη συμπίεστική σε διατμητική κυματική ενέργεια είναι αμελητέα. Επίσης, ισχύει για διάδοση κυμάτων SH (Kanasewich, 1999).

Χρησιμοποιώντας το νόμο του Newton (μάζα*επιτάχυνση = δύναμη = -διάνυσμα πίεσης) :

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = -\nabla P \quad (2.3)$$

Όπου \mathbf{u} είναι η μετατόπιση των σωματιδίων, ρ είναι η πυκνότητα (μάζα ανά μονάδα όγκου του ρευστού), και P η πίεση του ρευστού.

Η πίεση P είναι ίση με το γινόμενο του μέτρου της κυβικής ελαστικότητας (incompressibility) K , και της απόκλισης (convergence) του διανύσματος της μετατόπισης \mathbf{u} (αρνητικό της απόκλισης) :

$$P = -K \nabla \cdot \mathbf{u} \quad (2.4)$$

Παίρνοντας την δεύτερη παράγωγο ως προς το χρόνο τη σχέσης 2.4, προκύπτει ότι :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = -K \nabla \cdot \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (2.5)$$

Χρησιμοποιώντας την εξίσωση 2.3 στο δεξί τμήμα της 2.5, προκύπτει ότι :

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = K \nabla \cdot \frac{\nabla P}{\rho} \quad (2.6)$$

Αυτή είναι η ακουστική κυματική εξίσωση. Η 2.4 στις τρεις διαστάσεις μπορεί να γραφτεί ως εξής :

$$P = -K \left(\frac{\partial}{\partial x} u_x + \frac{\partial}{\partial y} u_y + \frac{\partial}{\partial z} u_z \right) \quad (2.7)$$

Η κυματική εξίσωση η οποία περιγράφει την διάδοση του σεισμικού κύματος (διαμήκη ή εγκάρσια κύματα) σε ανομοιογενές μέσο (Aki and Richards, 1980) είναι η εξής:

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = \nabla \lambda (\nabla \cdot u) + \nabla \mu \cdot [\nabla u + (\nabla u)^T] + (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot u) - \mu \nabla \times \nabla \times u \quad (2.8)$$

Όπου :

- u , το διάνυσμα μετατόπισης του υλικού,
- ρ , η πυκνότητα του ελαστικού μέσου,
- μ και λ , οι σταθερές Lamé, και
- t , ο χρόνος διάδοσης.

Αποτελεί διανυσματική κυματική εξίσωση στο χώρο, δηλαδή η λύση της είναι το διάνυσμα της μετατόπισης υλικού σημείου στον χώρο (x, y, z) .

Η κυματική εξίσωση για ομοιογενές και ισότροπο μέσο μπορεί να εκφραστεί ως εξής (Sheriff & Geldart, 1995):

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial z^2} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial x} \right) \quad (2.9)$$

Όπου u , v και w η μετατόπιση στην x , y και z διεύθυνση, αντίστοιχα και $\Delta: \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$.

Οπότε από την εξίσωση 2.9 προκύπτει :

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad \text{ή} \quad \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2} = \nabla^2 \Delta \quad (2.10)$$

Όπου $\alpha^2 = (\lambda + 2\mu)/\rho$.

Για την μελέτη της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων χρησιμοποιείται και η ακτινική ασυμπτωτική θεωρία (Cerveny and Ravindra, 1971, Hearn and Krebs, 1990, Krebs and Slawinski, 1991). Προκειμένου να εφαρμοστεί η ακτινική θεωρία, πρέπει να υπάρξουν κάποιες προϋποθέσεις:

- a) το μήκος κύματος να είναι σχετικά μικρό σε σχέση με τις μεταβολές στο μέσο διάδοσης, ή αλλιώς υψηλό συχνοτικό περιεχόμενου της σεισμικής ενέργειας,
- b) το μέσο να θεωρείται τοπικά ομοιογενές,
- c) η σεισμική πηγή να έχει σημειακό χαρακτήρα, και
- d) το κυματικό πεδίο σε τοπική κλίμακα θα πρέπει να προσομοιάζει αυτό του ομοιογενούς μέσου.

Απόρροια της ακτινικής θεωρίας είναι η εξίσωση eikonal – η οποία επιλύεται για τον υπολογισμό των χρόνων διαδρομής και όχι των μετατοπίσεων και περιγράφει την εξάπλωση του μετώπου του κύματος εντός του μέσου διάδοσης είναι:

$$|\nabla T|^2 = \frac{1}{V^2} \quad (2.11)$$

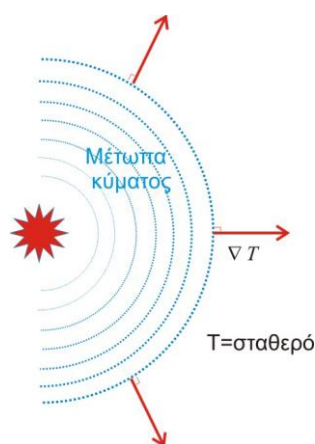
Όπου :

- V , η ταχύτητα διάδοσης των P κυμάτων, και
- T , η συνάρτηση φάσης.

Αντικαθιστώντας την ταχύτητα με την βραδύτητα (S), η εξίσωση 2.11 μπορεί να γραφτεί ως εξής:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)^2 = S(x, y, z)^2 \quad (2.12)$$

Σύμφωνα με την εξίσωση 2.12, το μέτωπο κύματος της μορφής $T(x)=\text{σταθερά}$ (Εικόνα 2.10), αντιστοιχεί σε ισοδυναμικές επιφάνειες σταθερής φάσης, δηλαδή τα σημεία, στα οποία το μέτωπο κύματος, από μια δεδομένη πηγής, θα φτάσει ταυτόχρονα.



Εικόνα 2.10: Αναπαράσταση του μετώπου κύματος και των σεισμικών ακτινών σύμφωνα με την εξίσωση eikonal για ομοιογενές και ισότροπο μέσο.

Η Μέθοδος των Πεπερασμένων Διαφορών (Π.Δ.), είναι μία από τις δημοφιλέστερες μεθόδους για την αριθμητική επίλυση μερικών διαφορικών εξισώσεων και χρησιμοποιείται ευρέως στη σεισμική μοντελοποίηση. Η ανάπτυξη της Μεθόδου των Π.Δ. βασίζεται γενικότερα, στο ανάπτυγμα σε σειρά Taylor, αναπαριστώντας το σεισμικό κύμα σε μορφή συνάρτησης (κυματομορφή). Πιο συγκεκριμένα, η ακρίβεια του υπολογισμού των παραγώγων για συγκεκριμένο σχήμα πεπερασμένων διαφορών εξαρτάται από την απόσταση των κόμβων (h) μέσα στον κানাβο του μοντέλου (Liu & Sen, 2009).

Για τη λύση της κυματικής εξίσωσης με τη μέθοδο των Π. Δ., διακριτοποιείται ο χρόνος και ο χώρος. Με διάφορα αριθμητικά σχήματα, (όπως αυτό του MacCormack, MacCormack and Paullay, 1972), γίνεται προσπάθεια αριθμητικής επίλυσης των διαφορικών εξισώσεων και προσέγγισης των αριθμητικών παραγώγων. Ένα αριθμητικό σχήμα αποτελεί η εξίσωση 2.17 (\approx).

Το αριθμητικό σχήμα MacCormack, εφαρμόζεται στο μονοδιάστατο σύστημα $\partial U(x, y, z, t) / \partial t = A \partial U(x, y, z, t) / \partial x$ που αποτελεί μέρος της διαφορικής κυματικής εξίσωσης για διάδοση κατά μήκος του x -άξονα, και περιγράφεται από:

- το βήμα της πρόβλεψης (predictor)

$$U_{i,j,k}^{(1)} = U_{i,j,k}^n - \frac{\Delta t}{6\Delta x} A_{i,j,k} (7U_{i,j,k}^n - 8U_{i+1,j,k}^n + U_{i+2,j,k}^n) \quad (2.13)$$

- και το βήμα της διόρθωσης (corrector)

$$U_{i,j,k}^{(n+1/3)} = \frac{1}{2} (U_{i,j,k}^{(1)} + U_{i,j,k}^n) + \frac{\Delta t}{12\Delta x} A_{i,j,k} (7U_{i,j,k}^{(1)} - 8U_{i-1,j,k}^{(1)} + U_{i-2,j,k}^{(1)}) \quad (2.14)$$

Όπου U διάνυσμα των συνιστωσών της μετατόπισης και της τάσης, A πίνακας με τις ελαστικές σταθερές, Δt , το βήμα του χρόνου (σε δευτερόλεπτα), Δx η απόσταση μεταξύ των κόμβων στον x -άξονα, με δείκτες i, j, k της θέσης του κόμβου που αντιστοιχούν στους άξονες x, y, z , και με δείκτη (1) που δηλώνει το ενδιάμεσο βήμα. Η ίδια φιλοσοφία εφαρμόζεται στα μέρη της κυματικής διαφορικής εξίσωσης για διάδοση στις διευθύνσεις του y και z άξονα τα οποία συνδυάζονται κατάλληλα για την επίτευξη ικανοποιητικής ακρίβειας επίλυσης. Όσον αφορά την ακρίβεια του αριθμητικού σχήματος MacCormack, είναι δευτέρας τάξης στο χρόνο και τέταρτης τάξης στον χώρο.

2.5.3. Περιορισμοί στην προσομοίωση συνθετικών δεδομένων

Το λογισμικό E3D (2D/3D ELASTIC FINITE-DIFFERENCE WAVE PROPAGATION CODE) αποτελείται από αλγόριθμους για την προσομοίωση της διάδοσης των σεισμικών κυμάτων με τη χρήση παράλληλων επεξεργαστών (Larsen and Schultz, 1995). Έχει τη δυνατότητα να λύσει την κυματική εξίσωση σε 2 ή 3 διαστάσεις και εγγυάται ευστάθεια και ακρίβεια, υπό την προϋπόθεση ότι τηρούνται οι αντίστοιχοι περιορισμοί.

Η πρώτη παράμετρος που πρέπει να καθοριστεί είναι το dh έτσι ώστε να περιορισθεί η αριθμητική διασπορά (grid dispersion). Η αριθμητική διασπορά προκύπτει όταν το dh πέσει κάτω από ένα συγκεκριμένο όριο, το οποίο δίδεται από τη συνθήκη ότι το μικρότερο μήκος κύματος περιγράφεται από τουλάχιστον 6 χωρία. Η παράμετρος αυτή περιγράφεται και παρακάτω.

Στη σεισμολογία χρησιμοποιείται συχνά το πεδίο της ακουστικής πίεσης $P(x,y,z,t)$ για να περιγράψει την διάδοση των ηχητικών κυμάτων στο χώρο και στο χρόνο. Σε αντιπαραβολή, στο E3D η διάδοση των ελαστικών κυμάτων περιγράφεται από το διανυσματικό πεδίο της μετατόπισης και χρησιμοποιείται το ίδιο είδος αριθμητικών σχημάτων πεπερασμένων διαφορών, όπως αυτό που χρησιμοποιείται για βαθμωτά πεδία (scalar fields). Η απόκλιση βαθμωτού πεδίου όπως αυτό της ακουστικής πίεσης είναι

$$\nabla P(x, y, z) = \left(\frac{\partial P(x,y,z)}{\partial x}, \frac{\partial P(x,y,z)}{\partial y}, \frac{\partial P(x,y,z)}{\partial z} \right) \quad (2.15)$$

Στην κυματική εξίσωση για την προσομοίωση της διάδοσης των ακουστικών κυμάτων εμφανίζεται η Λαπλασιανή (Laplacian), η οποία αποτελεί τη δεύτερη χωρική παράγωγο του βαθμωτού πεδίου της πίεσης $P(x,y,z)$.

$$\nabla^2 P(x, y, z) = \left(\frac{\partial^2 P(x,y,z)}{\partial x^2}, \frac{\partial^2 P(x,y,z)}{\partial y^2}, \frac{\partial^2 P(x,y,z)}{\partial z^2} \right) \quad (2.16)$$

Η μέθοδος πεπερασμένων διαφορών, προσεγγίζει την μερική παράγωγο της πίεσης ως προς την διεύθυνση x ,

$$\frac{\partial P(x)}{\partial x} \approx D_x P(x) = \frac{P(x+\Delta x) - P(x)}{\Delta x} \quad (2.17)$$

Όπου το D_x συμβολίζει αριθμητικό τελεστή που προσεγγίζει τον αναλυτικό της μερικής παραγώγου. Ο τελεστής πεπερασμένων διαφορών D_x^2 , χρησιμοποιώντας το D_x δύο φορές, προκειμένου να υπολογιστεί η διαφορά της διαφοράς και ως εκ τούτου να προσεγγιστεί η δεύτερη χωρική παράγωγος της πίεσης:

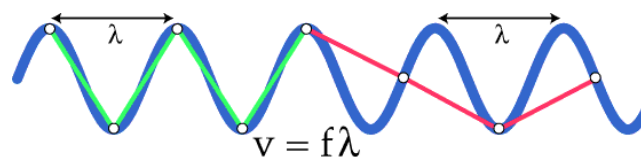
$$\frac{\partial^2 P(x)}{\partial x^2} \approx D_x^2 P(x) = \frac{P(x+\Delta x) - 2P(x) + P(x-\Delta x)}{\Delta x^2} \quad (2.18)$$

Τα κύματα με υψηλές συχνότητες, τα οποία έχουν μικρότερα μήκη κύματος για δεδομένη ταχύτητα διάδοσης, φαίνεται ότι επιβραδύνονται ή ακόμα και σταματούν να διαδίδονται όταν η διακριτοποίηση του μέσου είναι κάτω από έξι χωρικά σημεία ανά μήκος κύματος. Αυτή η επιβράδυνση του κυματικού πεδίου στις υψηλές συχνότητες θυμίζει τη διασπορά της σεισμικής ταχύτητας των επιφανειακών κυμάτων συναρτήσει της συχνότητάς τους. Το υπολογιστικό σφάλμα είναι γνωστό ως αριθμητική διασπορά (grid dispersion), καθώς εξαρτάται από τη χωρική δειγματοληψία (dh) του μοντέλου (model grid).

Η ακρίβεια υπολογισμού των μερικών παραγώγων σχετίζεται με 2 κριτήρια. Το πρώτο έχει να κάνει με το αριθμητικό σχήμα, δηλαδή αν είναι 2^{ης} ή 4^{ης} τάξης. Για το δεύτερο, εάν τηρείται το κριτήριο της αριθμητικής διασποράς, όσο πιο μικρό είναι το χωρίο, τόσο καλύτερη ακρίβεια επιτυγχάνεται, δηλαδή υπολογίζεται καλύτερα η παράγωγος. Όταν το Δx τείνει στο 0, τότε προσεγγίζεται καλύτερα ο ορισμός της παραγώγου.

Αντίστοιχα, το πρόβλημα της ευστάθειας είναι η εύρεση συνθηκών, κάτω από τις οποίες η διαφορά μεταξύ θεωρητικών και αριθμητικών λύσεων της εξίσωσης πεπερασμένων διαφορών θα παραμένει περιορισμένη σε όλη τη χρονική περίοδο της προσομοίωσης. Καθορίζεται από τη μέγιστη ταχύτητα διάδοσης του κύματος που λαμβάνει χώρα στο μοντέλο. Θα πρέπει, λοιπόν, να ισχύει το εξής κριτήριο: $\frac{\Delta t}{\Delta x} V_{max} \leq \frac{2}{3}$, όπου V_{max} η μέγιστη ταχύτητα των διαδιδόμενων κυμάτων και το αριθμητικό σχήμα McCormack. Η σχέση αυτή, προσδιορίζει την τιμή του μέγιστου χρονικού βήματος (Δt), οριοθετώντας την ταχύτερη αλλά και την πιο ευσταθή λύση του σχήματος επίλυσης των πεπερασμένων διαφορών (Vafidis, et al., 1993).

Η δεύτερη συνθήκη που θα πρέπει να ληφθεί υπόψη για την διασφάλιση της ευστάθειας της αριθμητικής προσομοίωσης είναι η συνθήκη Courant (βλ. Εικόνα 2.11), η οποία θέτει περιορισμό στο άνω όριο του χρονικού βήματος (Δt).



Εικόνα 2.11: Συνθήκη Courant: Η μπλε καμπύλη αποτελεί ένα ημιτονοειδές κύμα με μήκος κύματος λ . Οι πράσινες γραμμές αντιπροσωπεύουν μια διακριτή προσέγγιση της συνεχούς καμπύλης, με δύο σημεία (λευκοί κύκλοι) ανά μήκος κύματος. Οι κόκκινες γραμμές αντιπροσωπεύουν μια διακριτή προσέγγιση της συνεχούς καμπύλης, με δύο σημεία ανά 1,5 μήκος κύματος (Πηγή ιστοσελίδα: http://Finite_Difference/Courant_Condition.html).

Στους υπολογισμούς του E3D, το χρονικό βήμα dt πρέπει να είναι αρκετά μικρό ώστε να αναπαριστά σωστά τα κύματα. Σύμφωνα με τη συνθήκη Courant ο χρόνος δειγματοληψίας dt πρέπει να είναι μικρότερος από αυτόν που απαιτείται να διανύσουν τα ταχύτερα διαδιδόμενα σεισμικά κύματα ένα χωρίο μεγέθους dh .

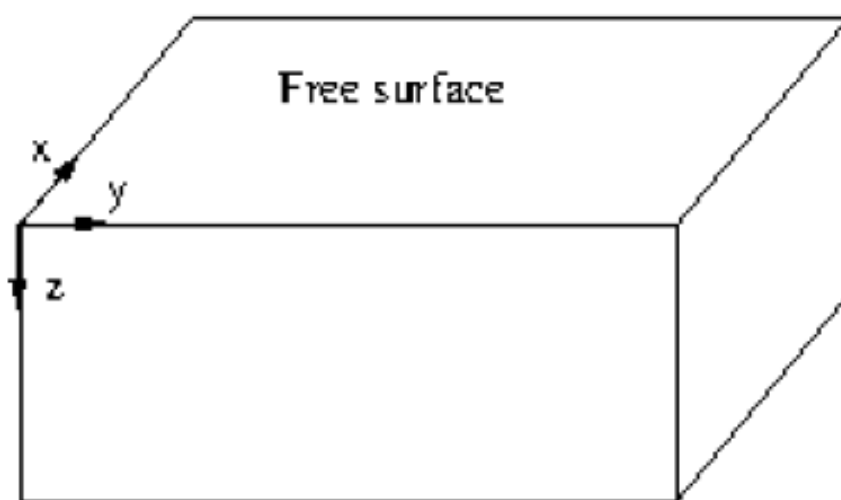
Οι αλγόριθμοι του E3D χρησιμοποιούν προσεγγίσεις χωρικών παραγώγων ακρίβειας τέταρτης τάξης και χρονικών παραγώγων δεύτερης τάξης, καθώς υπολογίζεται η κατάσταση ενός δεδομένου συστήματος σε μελλοντικό χρόνο (Sjogreen and Petersson, 2012). Η προσέγγιση τέταρτης τάξης υποδηλώνει αυξημένη ακρίβεια. Χαρακτηριστικό γνώρισμα μίας αριθμητικής μεθόδου είναι το σφάλμα στη φάση. Έτσι, η λύση παραμένει πιο ακριβής για μεγαλύτερο χρονικό διάστημα διότι το σφάλμα φάσης αναπτύσσεται με πιο αργό ρυθμό σε μια αριθμητική μέθοδο υψηλότερης τάξης. Διατηρώντας το σφάλμα φάσης μικρό μπορούν να προβλεφθούν, για παράδειγμα, οι χρόνοι άφιξης των κυμάτων με ακρίβεια, όταν έχουν διαδοθεί πολλά μήκη κύματος. Επιπρόσθετα, αριθμητικά σχήματα με ακρίβεια τέταρτης τάξης υπολογίζουν με μεγαλύτερη ακρίβεια τη διάδοση των επιφανειακών κυμάτων.

Το E3D λύνει τις εξισώσεις σεισμικών κυμάτων σε καρτεσιανές συντεταγμένες. Είναι επομένως κατάλληλο για τοπικές και περιφερειακές προσομοιώσεις, όπου η καμπυλότητα της γης μπορεί να μην ληφθεί υπόψη. Οι τοποθεσίες μπορούν να καθοριστούν απευθείας σε καρτεσιανές συντεταγμένες ή μέσω γεωγραφικών συντεταγμένων (γεωγραφικό πλάτος, γεωγραφικό μήκος). Η δυνατότητα αυτή είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για την προσομοίωση της διάδοσης δονήσεων από σεισμούς σε μεγάλες αποστάσεις από την εστία του σεισμού. Το καρτεσιανό τοπικό πλέγμα μπορεί να χρησιμοποιηθεί για να γίνει το υπολογιστικό πλέγμα πιο λεπτό κοντά στην ελεύθερη επιφάνεια, όπου συχνά απαιτείται περισσότερη ανάλυση για παράδειγμα σε ιζηματογενείς λεκάνες.

Για την αποφυγή τεχνητών ανακλάσεων από τα όρια του μοντέλου χρησιμοποιούνται απορροφητικά όρια (Petersson & Sjogreen, 2016). Μία από τις τεχνικές είναι η χρήση ζωνών απορροφητικών ορίων με σκοπό την καταστολή των τεχνητών ανακλάσεων από τα όρια του μοντέλου (Εικόνα 2.13). Πιο συγκεκριμένα, η ζώνη αυτή επιβραδύνει και συμπιέζει τα σεισμικά κύματα, αποσβένει τους τρόπους διάδοσης (modes) ανώτερης τάξης που δεν είναι δυνατό να διακριτοποιηθούν στα χωρία του μοντέλου και διατηρεί τη σταθερότητα της προσομοίωσης εάν η ζώνη είναι αρκετά ευρεία. Τα απορροφητικά όρια στο συγκεκριμένο λογισμικό (E3D) βρίσκονται εκτός των ορίων του ενεργού μοντέλου. Ωστόσο, υφίσταται η συνθήκη ελεύθερης επιφάνειας (Εικόνα 2.14), όπως αναφέρθηκε παραπάνω, η οποία είναι απαραίτητη προϋπόθεση για την δημιουργία επιφανειακών κυμάτων (Petersson & Sjogreen, 2016).



Εικόνα 2.13: Σχηματική αναπαράσταση απορροφητικών ορίων (γραμμοσκιασμένες περιοχές) μοντέλου 2 διαστάσεων (2D). Το ανώτερο μέρος του μοντέλου αντιστοιχεί σε ελεύθερη επιφάνεια (Πηγή: Petersson & Sjogreen, 2016).



Εικόνα 2.14: Παράδειγμα ελεύθερης επιφάνειας (free surface) σε μοντέλο τριών διαστάσεων (3D) (Πηγή: Petersson & Sjogreen, 2016).

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3 - ΠΡΟΣΟΜΟΙΩΣΕΙΣ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΣΥΝΘΕΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

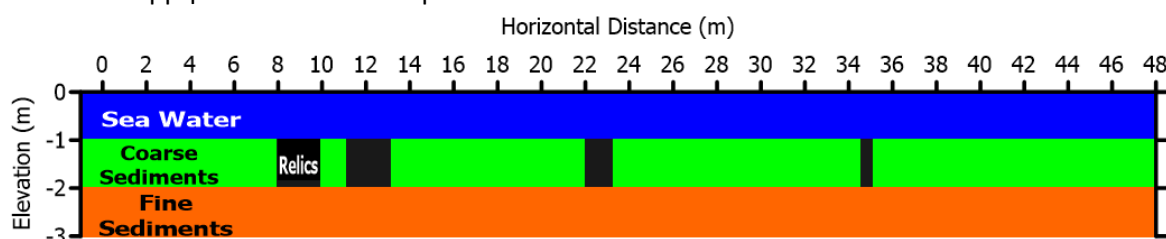
3.1. Εισαγωγή

Οι μέθοδοι της τομογραφίας διάθλασης και της πολυκάναλης ανάλυσης επιφανειακών σεισμικών κυμάτων έχουν εφαρμοστεί με ικανοποιητικά αποτελέσματα σε χερσαίο περιβάλλον, για τη χαρτογράφηση της τοπογραφίας υδροφόρου ορίζοντα (Χαγανong et al., 2023) ή του γεωλογικού υποβάθρου, για την εκτίμηση των δυναμικών μηχανικών παραμέτρων του υπεδάφους, ζωνών ρηγμάτωσης (Chen et al., 2019) , και άλλα.

Η χρήση τους σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον αποτελεί μια πρόκληση και συγκεκριμένα, στην εύρεση βυθισμένων αρχαιολογικών στόχων. Μεγάλο κομμάτι της πολιτισμικής κληρονομιάς μας βρίσκεται κάτω από την επιφάνεια της θάλασσας, ίσως και κάτω από επιφανειακά θαλάσσια ιζήματα. Στόχος, λοιπόν, της συγκεκριμένης μεταπτυχιακής διατριβής είναι, αρχικά, ο έλεγχος της αποτελεσματικότητας των εν λόγω γεωφυσικών μεθόδων στην χαρτογράφηση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον με τη χρήση συνθετικών δεδομένων και η εφαρμογή των μεθόδων αυτών σε πραγματικά δεδομένα, σε μια περιοχή όπου εντοπίστηκαν οπτικά βυθισμένοι στόχοι κτιρίων στον πυθμένα της θάλασσας.

Οπότε, για την καλύτερη ερμηνεία των πραγματικών δεδομένων, προηγήθηκε η δημιουργία, επεξεργασία και ερμηνεία συνθετικών δεδομένων. Ειδικότερα, δημιουργήθηκε ένα μοντέλο (Εικ. 3.1), του οποίου τα χαρακτηριστικά προσεγγίζουν αυτά του πεδίου έρευνας, έτσι ώστε να διερευνηθούν σε αυτό διάφορες παράμετροι για την:

- ✓ βέλτιστη επιλογή παραμέτρων συλλογής και επεξεργασίας των πραγματικών δεδομένων,
- ✓ βέλτιστη απεικόνιση των στόχων και
- ✓ ερμηνεία των αποτελεσμάτων.



Εικόνα 3.1: Δισδιάστατο μοντέλο το οποίο χρησιμοποιήθηκε ως βάση παραγωγής των συνθετικών δεδομένων.

Στην Εικόνα 3.1 παρατηρείται το τελικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε για την δημιουργία των συνθετικών δεδομένων, διαστάσεων 48x3m. Αποτελείται από τρία στρώματα: επιφανειακό το στρώμα της θάλασσας (μπλε χρώμα), ένα ενδιάμεσο στρώμα χονδρόκοκκων ιζημάτων (πράσινο χρώμα) και το υποκείμενο στρώμα λεπτόκοκκων ιζημάτων (πορτοκαλί χρώμα). Μέσα στο χονδρόκοκκο υλικό φιλοξενούνται ανθρωπογενείς στόχοι (μαύρο χρώμα) διάφορων διαστάσεων. Στον Πίνακα 3.1 παρατίθενται τα χαρακτηριστικά (ταχύτητα

διάδοσης P- & S-κυμάτων και πυκνότητα) των στοιχείων του μοντέλου, ενώ οι διαστάσεις και οι θέσεις των στόχων περιγράφονται σε επόμενες παραγράφους της παρούσας εργασίας.

Πίνακας 3.1: Παράμετροι του μοντέλου της Εικόνας 3.1.

	Ταχύτητα P κυμάτων (V_p , m/s)	Ταχύτητα S κυμάτων (V_s , m/s)	Πυκνότητα (ρ , g/cm ³)
Sea Water	1500	0	1
Coarse Sediments	1700	200	1.6
Fine Sediments	2000	540	2
Relics	2500	500	2.1

Για τη οριστικοποίηση του παραπάνω τελικού μοντέλου, πραγματοποιήθηκε μια διαδικασία επιλογής διαφόρων δοκιμαστικών μοντέλων με πιο απλά χαρακτηριστικά. Έτσι, κατανοούνται καλύτερα οι αλλαγές στις παραμέτρους που επιλέγονται και είναι δυνατή η σταδιακή εξέλιξη και σχεδίαση του πειράματος.

3.2. Τομογραφία Σεισμικής Διάθλασης

3.2.1. Περιγραφή λογισμικών

Κύριο κομμάτι της απεικόνισης των στόχων αποτελεί η σεισμική τομογραφία διάθλασης. Για την παραγωγή και την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων σεισμικής διάθλασης (χρόνοι πρώτων αφίξεων), χρησιμοποιήθηκαν, αντίστοιχα, δυο εμπορικά λογισμικά, το ReflexW και το SeisImager (πρόγραμμα Plotrefa). Ο έλεγχος της ακρίβειας των πρώτων αφίξεων πραγματοποιήθηκε με αναλυτικές λύσεις για οριζόντια στρωματωμένο μέσο.

Συγκεκριμένα, στο ReflexW παράχθηκαν τα μοντέλα, στα οποία ορίζονται: η διάσταση του χωρίου, η σεισμική ταχύτητα, η πυκνότητα και οι διαστάσεις του κάθε οριζοντίου στρώματος, καθώς και των στόχων και ο αριθμός και η ισαπόσταση δεκτών και πηγών. Με το εν λόγω λογισμικό πραγματοποιήθηκε η δημιουργία των συνθετικών δεδομένων, δηλαδή οι χρόνοι πρώτων αφίξεων για κάθε ζεύγος πηγής δέκτη.

Για την μετέπειτα επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκε το λογισμικό SeisImager και ειδικότερα το υπο-πρόγραμμα Plotrefa. Στο κύριο μέρος της επεξεργασίας των συνθετικών δεδομένων, πραγματοποιείται η αντιστροφή των πρώτων αφίξεων με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας, μέσω του Plotrefa. Χρησιμοποιείται αρχείο με τις πρώτες αφίξεις, παρέχοντας τη δυνατότητα κοινής επεξεργασίας περισσότερων του ενός αναπτύγματος δεκτών κατά μήκος της ίδιας γραμμής μελέτης. Με βάση το αρχείο των πρώτων αφίξεων δημιουργήθηκε το δρομοχρονικό διάγραμμα (διάγραμμα χρόνου διαδρομής συναρτήσει της οριζόντιας απόστασης πηγής - γεωφώνου).

Κατόπιν, στο πρόγραμμα Plotrefa δημιουργείται ένα αρχικό μοντέλο (initial model), στο οποίο ορίζεται το εύρος ταχυτήτων των διαμηκών κυμάτων, ο αριθμός των στρωμάτων και το κατακόρυφο όριο του μοντέλου. Στη συνέχεια, πραγματοποιείται η επαναληπτική διαδικασία της αντιστροφής (inversion), η οποία προϋποθέτει τον ορισμό παραμέτρων όπως: πλήθος επαναλήψεων, παράγοντας εξομάλυνσης του μοντέλου, αριθμός κόμβων ανά πλευρά του χωρίου κ.α., οι οποίες προσαρμόστηκαν κατάλληλα για την καλύτερη απεικόνιση των αποτελεσμάτων. Το τελικό αποτέλεσμα της αντιστροφής στην μέθοδο της σεισμικής

τομογραφίας είναι το τομόγραμμα, στο οποίο ελέγχεται αν υπολογίζονται σωστά οι ταχύτητες διάδοσης των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων.

3.2.2. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων

Στο λογισμικό ReflexW δημιουργήθηκαν αρκετά μοντέλα, προκειμένου να αναγνωριστούν οι καλύτερες παράμετροι για την βέλτιστη απεικόνιση των χαρακτηριστικών τόσο των στρωμάτων, όσο και των στόχων. Αρχικά, δημιουργήθηκε μοντέλο με δύο στρώματα (βλ. coarse and fine sediments, Εικόνα 3.1) για τον έλεγχο των σεισμικών ταχυτήτων. Στη συνέχεια, προστέθηκε ένας στόχος με διαστάσεις 1x1m εντός του πρώτου στρώματος, με σκοπό τον έλεγχο της διάδοσης των σεισμικών ακτινών, καθώς επίσης τον αριθμό και την θέση πηγών-δεκτών, τα οποία θα βοηθήσουν στον εντοπισμό του. Τέλος, ολοκληρώθηκε το μοντέλο τοποθετώντας όλους τους στόχους με βάση την Εικόνα 3.1. Δοκιμάστηκαν διατάξεις δεκτών με διαφορετικό πλήθος σε ισαποστάσεις 0.5m και 0.25m, ενώ η ισαπόσταση των πηγών διατηρήθηκε στα 0.5m. Επίσης, ελέγχθηκε και η επίδραση της μέγιστης απόστασης πηγής-δεκτών (offset) για την βέλτιστη απεικόνιση των στόχων.

Για την εκτίμηση της ακρίβειας των χρόνων των πρώτων αφίξεων, κατά τη διάρκεια της επιλογής των παραμέτρων του μοντέλου χωρίς την παρουσία στόχου πραγματοποιήθηκε η σύγκριση του σφάλματος μεταξύ των αποτελεσμάτων από την χρήση διαφορετικού μεγέθους χωρίων. Από τον έλεγχο αυτό, προέκυψε ότι το σφάλμα μεταξύ αριθμητικών και αναλυτικών λύσεων για τα απευθείας και μετωπικά κύματα των συνθετικών δεδομένων είναι μικρότερο για χωρία 0.05m (0.04%).

Αφού ελέγχθηκε η επιλογή της βέλτιστης διάστασης χωρίου στο μοντέλο, ακολούθησε η διαδικασία ελέγχου των γεωμετρικών παραμέτρων για τη συλλογή των συνθετικών δεδομένων. Στα πειράματα που πραγματοποιήθηκαν χρησιμοποιήθηκαν: 1) απλό μοντέλο δύο στρωμάτων (δοκιμές I, Πίνακας 3.2) και 2) σε αυτό προστέθηκαν σταδιακά στόχοι (δοκιμές II, Πίνακας 3.2) μέχρι την παραγωγή, 3) του πρότυπου μοντέλου (δοκιμές III). Τέλος, 4) (δοκιμές IV, Πίνακας 3.2) οι στόχοι και η διεπιφάνεια των 2 στρωμάτων του μοντέλου που απεικονίζεται στην Εικόνα 3.1, βυθίστηκαν κατά 0.5m. Σε όλες τις παραπάνω δοκιμές οι προσομοιώσεις πραγματοποιήθηκαν χωρίς το στρώμα της θάλασσας, εφόσον η διάδοση των κυμάτων μέσα στο νερό είναι βραδύτερη σε σχέση με τα ιζήματα του πυθμένα και ως εκ τούτου, η παρουσία του δεν συμμετέχει στον προσδιορισμό των πρώτων αφίξεων. Οι πηγές και γεώφωνα τοποθετήθηκαν από την αρχή μέχρι το τέλος του μήκους του μοντέλου σε ισαπόσταση των 0.5m και 0.25m, αντίστοιχα.

Τα τομογράμματα δημιουργήθηκαν στο πρόγραμμα Plotrefa του λογισμικού SeisImager. Στο συγκεκριμένο λογισμικό πραγματοποιήθηκε μεγάλος αριθμός δοκιμών δημιουργίας αρχικών μοντέλων και περιορισμών (constraints) στην διαδικασία της αντιστροφής με διαφορετικές παραμέτρους, προκειμένου να αναζητηθούν οι βέλτιστες παράμετροι επεξεργασίας που να οδηγούν στο επιθυμητό αποτέλεσμα (Εικόνα 3.1). Τα πειράματα που διεξήχθησαν και οι παράμετροι τους παρατίθενται στον Πίνακα 3.2.

Αρχικά, όπως έχει προαναφερθεί, δοκιμάστηκαν δύο διαφορετικές ισαποστάσεις δεκτών (0.5 και 0.25m), προκειμένου να ελεγχθεί ο εντοπισμός και η διακριτοποίηση αρχαιολογικών στόχων μικρού (πλάτος 0.5m), μεσαίου (πλάτος 1m) και μεγάλου (πλάτος 2m) μεγέθους. Το εύρος offset αφορά τη χρήση δεδομένων από δέκτες, οι οποίοι είναι τοποθετημένοι σε όλο

το μήκος της τομής (0-20), ή από δέκτες σε απόσταση μέχρι 10m εκατέρωθεν της πηγής (0-10). Σε μοντέλα χωρίς στόχους τοποθετήθηκαν δέκτες και πηγές σε όλο το μήκος της τομής (0-48). Στο αρχικό και στο τελικό μοντέλο ορίζεται το εύρος (π.χ. 1500-2500m/s) ή η ομοιογένεια (π.χ. 2000m/s) της ταχύτητας των σεισμικών κυμάτων που θεωρήθηκε ότι παρατηρείται στην περιοχή με βάση την γεωλογία και το υλικό κατασκευής των στόχων. Το αρχικό μοντέλο περιλαμβάνει τις παρατηρούμενες τιμές σεισμικής ταχύτητας, ενώ το τελικό μοντέλο τις υπολογισμένες μετά την αντιστροφή. Στη συνέχεια, αναφέρεται το πλήθος κόμβων ανά πλευρά χωρίου. Κάθε πλευρά ενός χωρίου του αρχικού μοντέλου διαιρείται με τη χρήση κόμβων προκειμένου να διέρχονται από αυτούς οι υπολογισμένες σεισμικές ακτίνες, κατά την επίλυση του ευθέως προβλήματος. Τέλος, το αρχικό μοντέλο τροποποιείται μετά από 10 επαναλήψεις προκειμένου να δοθεί το τελικό μοντέλο, μέσω το λογισμικού Plotrefa. Μετά από κάθε επανάληψη, το λογισμικό εφαρμόζει κατά την οριζόντια και την κατακόρυφη διεύθυνση φίλτρα στις υπολογισμένες ταχύτητες, προκειμένου να εξομαλύνει μεγάλες διαφορές ταχυτήτων σε γειτονικά χωρία.

Πίνακας 3.2: Περιγραφή πειραματικών μοντέλων για την επιλογή των κατάλληλων παραμέτρων.

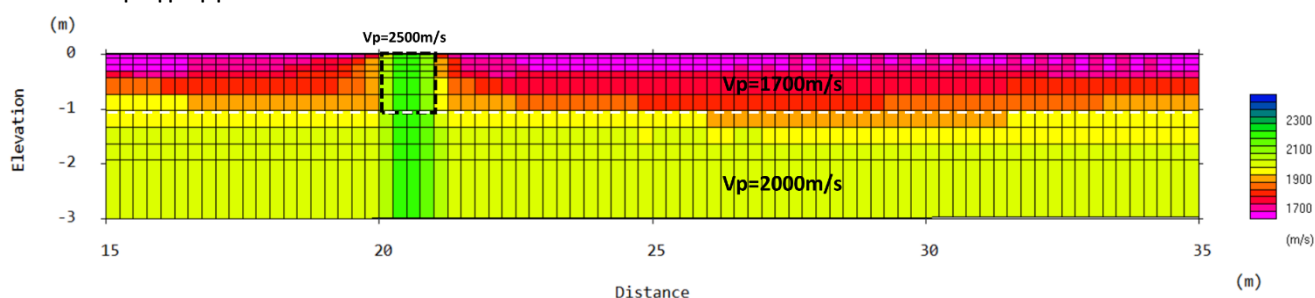
	Περιγραφή μοντέλου	Ισαπόσταση δεκτών /εύρος offset (m)	Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου	Εύρος ταχυτήτων τελικού μοντέλου	Πλήθος κόμβων ανά πλευρά χωρίου	Βάρος εξομάλυνσης /πλήθος εφαρμογών φίλτρου H / V
I-A	2 στρώματα χωρίς στόχους	0.5/0-48	1700-2000m/s	1700-2000m/s	3	0.5/1/0
I-B	2 στρώματα χωρίς στόχους	0.5/0-48	1000-2000m/s	1700-2000m/s	3	0.5/1/0
I-C	2 στρώματα χωρίς στόχους	0.5/0-48	1500-3000m/s	1700-2000m/s	3	0.5/1/0
I-D	2 στρώματα χωρίς στόχους	0.5/0-48	ομοιογενής ημιχώρος 1900m/s	1500-2000m/s	3	0.5/1/0
II-A	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	1700-2500m/s	1700-2500m/s	3	0.5/1/0
II-B	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	1000-2500m/s	1700-2500m/s	3	0.5/1/0
II-C	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	1500-3000m/s	1700-2500m/s	3	0.5/1/0
II-D	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 1900m/s	1500-2500m/s	3	0.5/1/0
II-F	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	3	0.5/1/0
II-G	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	1700-2500m/s	1700-2500m/s	8	0.5/1/0
II-H	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.5/1/0
II-J	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	1700-2500m/s	1700-2500m/s	3	0.8/1/0
II-K	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0

II-L	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.25/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
II-M	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.25/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/0/0
II-N	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-20	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
II-O	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.5/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/0/0
II-P	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.25/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
II-Q	2 στρώματα, 1 στόχος 1x1m	0.25/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/0/0
III-A	Πρότυπο μοντέλο, χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.5/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
III-B	Πρότυπο μοντέλο, χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.25/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
III-C	Πρότυπο μοντέλο, χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.5/0-10	1500-2500m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
III-D	Πρότυπο μοντέλο, χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.25/0-10	1500-2500m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
IV-A	Μοντέλο με βυθισμένους στόχους 0.5x1, 0.5x0.5, 0.5x0.25 χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.25/0-10	ομοιογενής ημιχώρος 2000m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0
IV-B	Πρότυπο μοντέλο με βυθισμένους στόχους, χωρίς το στρώμα της θάλασσας	0.25/0-10	1500-2500m/s	1500-2500m/s	8	0.8/1/0

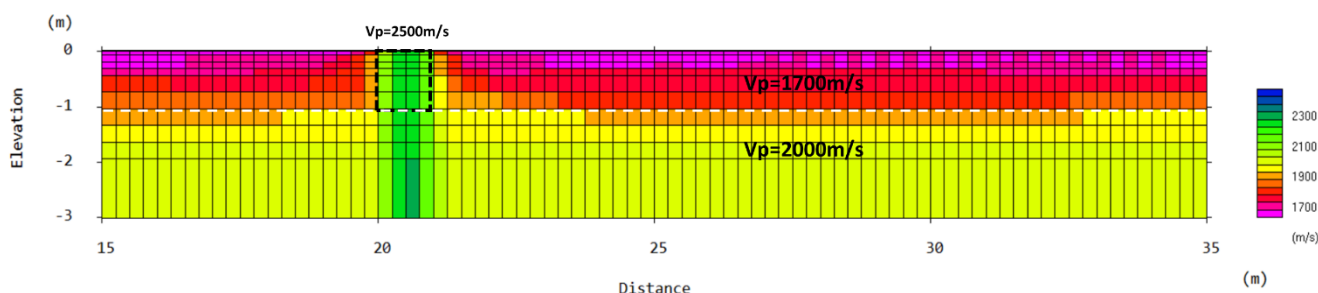
Παρατηρώντας τον Πίνακα 3.2, φαίνεται στα τελευταία πειράματα η επαναλαμβανόμενη χρήση συγκεκριμένων παραμέτρων. Αυτές βοήθησαν και στην καλύτερη απεικόνιση τόσο των στόχων, όσο και των διαχωριστικών επιφανειών. Οι παράμετροι, λοιπόν, που θεωρήθηκαν ως πιο ικανοποιητικές είναι οι εξής:

- Αρχικό μοντέλο ομοιογενής ημιχώρος, με ταχύτητα $V_p=2000\text{m/s}$.
- Περιορισμός στην ελάχιστη και μέγιστη σεισμική ταχύτητα 1500 και 2500 m/s, αντίστοιχα.
- Χρησιμοποιήθηκαν 8 κόμβοι ανά χωρίο, αντί για 3 που προτείνει το πρόγραμμα.
- Εφαρμόστηκε παράμετρος εξομάλυνσης στην κατακόρυφη και στην οριζόντια διεύθυνση, με τιμή βάρους (weight) του φίλτρου ίση με 0.8, έτσι ώστε να απεικονίζονται καλύτερα τα όρια των στρωμάτων και του στόχου.

Παράχθηκαν, λοιπόν, τα τομογράμματα που αποτυπώνονται στις παρακάτω εικόνες, ξεκινώντας από μοντέλο μικρότερων διαστάσεων (20x3) με ένα μόνο στόχο (δοκιμές II του Πίνακα 3.2). Τα χρώματα στις αποχρώσεις του πράσινου αντιπροσωπεύουν τον στόχο με σεισμική ταχύτητα περίπου 2100-2300m/s, οι αποχρώσεις του μωβ και του κόκκινου αντιστοιχούν στην σεισμική ταχύτητα του πρώτου στρώματος (περίπου 1700m/s), ενώ τα κίτρινα χρώματα απεικονίζουν τα χαρακτηριστικά του δεύτερου στρώματος (2000m/s). Η χρωματική κλίμακα της σεισμικής ταχύτητας παρατίθεται στο δεξί τμήμα των τομογραμμάτων.



Εικόνα 3.2: Δοκιμή II-L - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο με ένα στόχο (μαύρο διακεκομμένο πλαίσιο) και δύο στρώματα (με όριο τη λευκή διακεκομμένη γραμμή). Χρησιμοποιήθηκε όλο το εύρος offset (0-20m), με ισαπόσταση δεκτών 0.25m, ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.



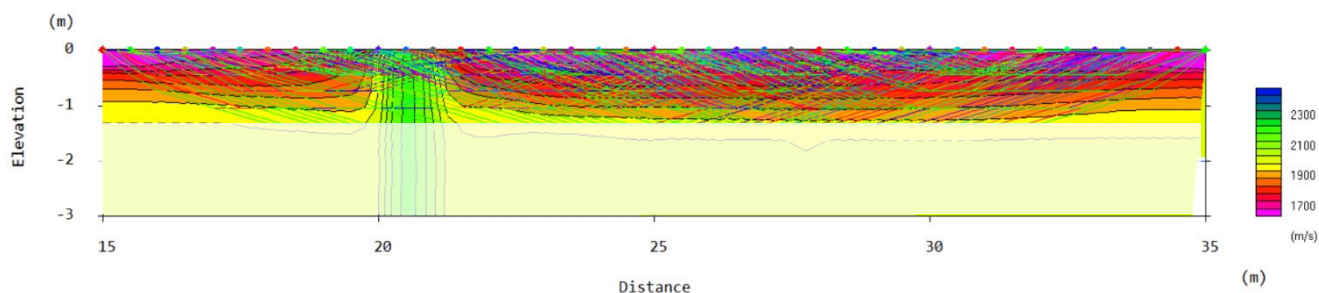
Εικόνα 3.3: Δοκιμή II-P - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο με ένα στόχο (μαύρο διακεκομμένο πλαίσιο) και δύο στρώματα (με όριο τη λευκή διακεκομμένη γραμμή). Χρησιμοποιήθηκε εύρος offset 0-10m, με ισαπόσταση δεκτών 0.25m, ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Οι Εικόνες 3.2 και 3.3 έχουν τις ίδιες διαστάσεις χωρίων και αντιστοιχούν στο τμήμα 15-35m του μοντέλου της Εικόνας 3.1. Η διαφορά τους έγκειται στο ότι για την Εικόνα 3.2 χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα με τους δέκτες να είναι τοποθετημένοι σε όλο το μήκος του τμήματος του μοντέλου (offset - εύρος απόστασης πηγής-δεκτών 0-20m), ενώ για την Εικόνα 3.3, δεδομένα από δέκτες σε απόσταση μέχρι 10 m εκατέρωθεν της κάθε πηγής (εύρος offset 0-10m). Η ισαπόσταση των δεκτών είναι 0.25m ενώ των πηγών 0.5m. Πηγές και δέκτες τοποθετήθηκαν σε όλο το διάστημα του μοντέλου (από τα 15 έως τα 35m). Στο Παράρτημα 1 παρατίθεται, ενδεικτικά, και το δρομοχρονικό διάγραμμα της Εικόνας 3.2.

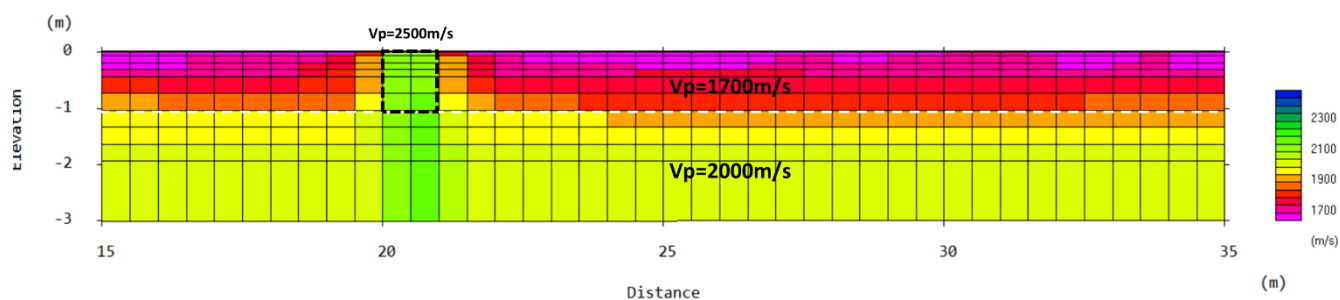
Συγκρίνοντας τα δύο συγκεκριμένα τομογράμματα, προκύπτει ότι τα όρια των στρωμάτων του μοντέλου αναπαρίσταται καλύτερα για offset μικρότερο ή ίσο των 10m. Δηλαδή, υπάρχει ένα πιο σαφές όριο μεταξύ του πρώτου και του δεύτερου στρώματος (στο 1m βάθος) στο τομόγραμμα της εικόνας 3.3 και συμπίπτει με το βάθος που έχει οριστεί στο αρχικό μοντέλο (Εικόνα 3.1). Επιπλέον, παρατηρείται ότι η σεισμική ταχύτητα του στόχου προσεγγίζει πιο πολύ την τιμή που ορίστηκε στα συνθετικά δεδομένα, δηλαδή περίπου 2500m/s. Σύμφωνα

με τη χρωματική κλίμακα, όσο πιο σκούρο είναι το πράσινο χρώμα, τόσο μεγαλύτερη είναι η τιμή της ταχύτητας.

Επιπρόσθετα, είναι σημαντικό να σημειωθεί ότι, ενώ οι διαστάσεις του στόχου έχουν οριστεί 1×1 m, στο τομόγραμμα φαίνεται να φτάνει, στην κατακόρυφη διεύθυνση, μέχρι το τέλος του μοντέλου. Αυτό συμβαίνει (όπως φαίνεται και στην Εικόνα 3.3) επειδή οι ακτίνες (raypaths) δεν διεισδύουν σε ικανοποιητικό βάθος. Ωστόσο, κάτι τέτοιο δεν φαίνεται να αποτελεί πρόβλημα στην εκτίμηση της θέσης και της οριζόντιας εξάπλωσης του στόχου, πληροφορία η οποία είναι σαφώς σημαντικότερη, από αρχαιολογικής απόψεως, από τη οριοθέτηση του πάχους του στόχου.



Εικόνα 3.4: Παρατήρηση της πορείας των ακτίνων από δεδομένα με offset 10. Το τμήμα του τομογράμματος, στο οποίο δεν υπάρχει κάλυψη από σεισμικές ακτίνες, έχει σκιαγραφηθεί.

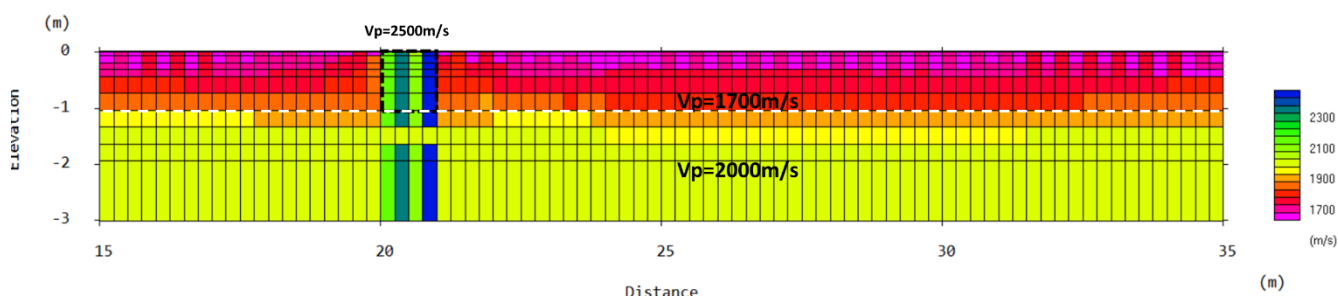


Εικόνα 3.5: Δοκιμή II-O - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο με ένα στόχο (μαύρο διακεκομμένο πλαίσιο) και δύο στρώματα (με όριο τη λευκή γραμμή). Χρησιμοποιήθηκε εύρος offset 0-10, με ισαπόσταση δεκτών 0.5m, ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000 m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Η Εικόνα 3.5 αντιστοιχεί ακριβώς στο ίδιο μοντέλο με την Εικόνα 3.3, με τη διαφορά ότι επιλέχθηκε ισαπόσταση δεκτών 0.5m. Συγκρίνοντας τα δύο αυτά τομογράμματα, είναι φανερό ότι η σεισμική ταχύτητα του στόχου είναι μικρότερη από αυτή που ορίστηκε αρχικά. Δηλαδή, με βάση την κλίμακα, κυμαίνεται μεταξύ 2100-2200 m/s, ενώ, όπως παρατηρείται και στο μοντέλο έχει οριστεί 2500 m/s. Στην Εικόνα 3.3, προσεγγίζεται καλύτερα η επιθυμητή σεισμική ταχύτητα (περίπου 2300 m/s) στην θέση του στόχου. Ωστόσο, στην Εικόνα 3.5 είναι εμφανώς καλύτερα διακριτή η στρωμάτωση και η απότομη μεταβολή της σεισμικής ταχύτητας στο 1 m βάθος.

Σε ένα γενικότερο πλαίσιο, το τομόγραμμα II-P (Εικόνα 3.3) αναπαριστά με τον καλύτερο δυνατό τρόπο το σύνολο των χαρακτηριστικών του μοντέλου (θέση στόχου και διεπιφάνεια στρωμάτων, τιμές ταχυτήτων). Ωστόσο, θεωρήθηκε ορθό να πραγματοποιηθεί το πείραμα και με ισαπόσταση 0.5 m, διότι ο υπάρχων εξοπλισμός που θα χρησιμοποιηθεί κατά την

απόκτηση των πραγματικών δεδομένων υποστηρίζει καλύτερα τη συγκεκριμένη διάταξη. Εφόσον τα αποτελέσματα είναι αρκετά ικανοποιητικά μπορεί να συμπεριληφθεί σαν επιτυχές μοντέλο με τις συγκεκριμένες παραμέτρους.



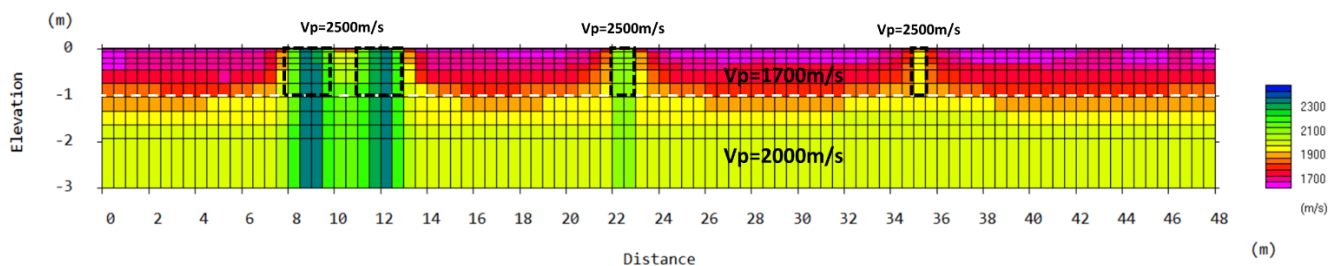
Εικόνα 3.6: Δοκιμή II-Q - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο με ένα στόχο (μαύρο διακεκομμένο πλαίσιο) και δύο στρώματα (με όριο τη λευκή γραμμή). Χρησιμοποιήθηκε εύρος offset 0-10, με ισαπόσταση δεκτών 0.25m, ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000 m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην κατακόρυφη (V) διεύθυνση, πλήθος εφαρμογής του φίλτρου στην οριζόντια (H) διεύθυνση = 0.

Κατά τη διάρκεια της μελέτης των παραμέτρων επεξεργασίας, επιλέχθηκε να δοκιμαστεί και ένας επιπλέον παράγοντας, αυτός της εξομάλυνσης (smoothing), ο οποίος έχει περιγραφεί παραπάνω. Αποφασίστηκε, λοιπόν, η παράμετρος αυτή να δοκιμαστεί διατηρώντας ίδιες τις υπόλοιπες παραμέτρους. Το αποτέλεσμα της κατάργησης του φίλτρου αυτού (πλήθος εφαρμογής του φίλτρου στην οριζόντια (H) διεύθυνση = 0) φαίνεται στην Εικόνα 3.6.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, ο στόχος έχει χωριστεί σε χωρία με διαφορετική σεισμική ταχύτητα στην οριζόντια διεύθυνση. Αυτό μπορεί να αποτελέσει πρόβλημα στην ερμηνεία των δεδομένων, φτάνοντας στο συμπέρασμα υποεκτίμησης ή υπερεκτίμησης του αριθμού των στόχων που μπορεί να υπάρχουν στην πραγματικότητα, καθώς και των διαστάσεων τους. Οπότε, η συγκεκριμένη παράμετρος της εξομάλυνσης στην οριζόντια διεύθυνση ενεργοποιήθηκε ξανά στις επόμενες δοκιμές.

Στη συνέχεια, ακολούθησαν οι δοκιμές III, με βάση τις παραμέτρους οι οποίες βοήθησαν στην καλύτερη αναπαράσταση των στόχων και των στρωμάτων. Τα χαρακτηριστικά του μοντέλου, εκτός από τις τιμές της ταχύτητας στα στρώματα και τους στόχους, οι οποίες είναι ίδιες με τα προηγούμενα μοντέλα, είναι τα εξής:

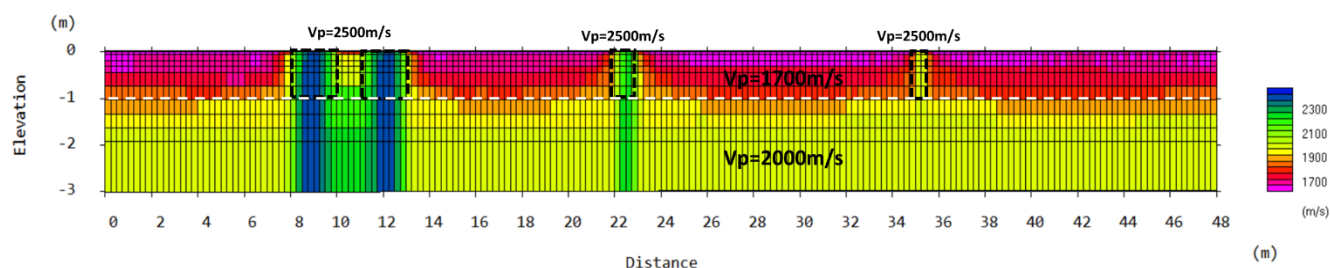
- Διαστάσεις μοντέλου 48x3m (X,Z).
- Διαστάσεις στόχων, από αριστερά προς τα δεξιά, 2x1m, 2x1m, 1x1m, 0.5x1m.
- Τοποθετήθηκαν πηγές και γεώφωνα από την αρχή μέχρι το τέλος του μήκους του μοντέλου, με ισαπόσταση 0.5 και 0.25m, αντίστοιχα. Άρα, συνολικά χρησιμοποιήθηκαν 96 πηγές και 192 δέκτες.



Εικόνα 3.7: Δοκιμή III-A - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια) με ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000 m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500 m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Επομένως, πλέον, αποτυπώνονται τέσσερις στόχοι, όπως φαίνεται και στις Εικόνες 3.7 και 3.8. Στόχος είναι να γίνει αντιληπτό εάν είναι δυνατή η αναπαράστασή τους κατά την επεξεργασία, όπως για παράδειγμα η δυνατότητα διάκρισης μεταξύ των δύο μεγαλύτερων στόχων. Επιπρόσθετα, στους στόχους με μικρότερες διαστάσεις, για διαφορετικές ισαποστάσεις δεκτών, μπορεί να παρατηρηθεί εάν είναι διακριτοί μέσα στο στρώμα που τους περιβάλλει.

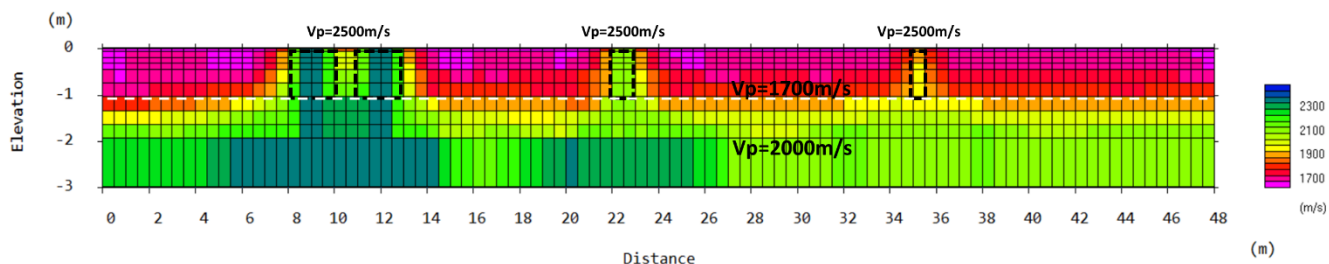
Στην Εικόνα 3.7, λοιπόν, παρατηρείται το τομόγραμμα III-A. Στο Παράρτημα 1 παρατίθεται το αντίστοιχο δρομοχρονικό διάγραμμα. Είναι διακριτοί όλοι οι στόχοι μέσα στο ανώτερο στρώμα, καθώς επίσης διακρίνονται μεταξύ τους οι δύο μεγαλύτεροι στόχοι (2m πλάτος έκαστος), οι οποίοι εμφανίζονται επιφανειακά στα 8-10m και 11-13m του μοντέλου. Συμπεραίνεται λοιπόν, ότι οι παράμετροι που επιλέχθηκαν αρχικά είναι ικανοποιητικές για την απεικόνιση των στόχων.



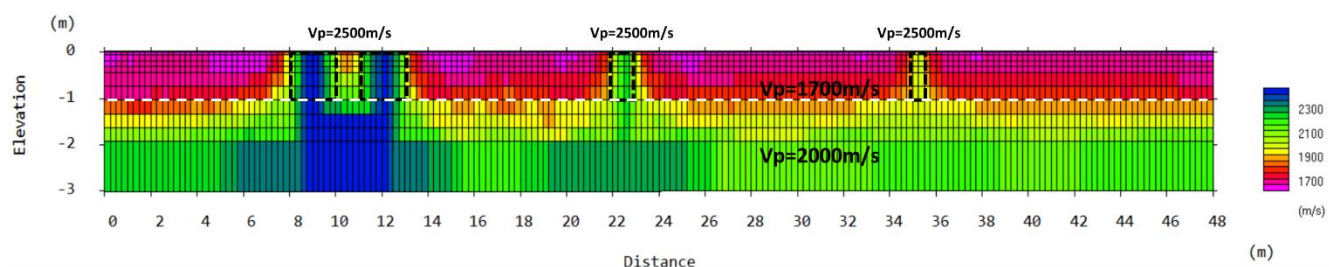
Εικόνα 3.8: Δοκιμή III-B - Τομόγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια) με ισαπόσταση δεκτών 0.25 m, εύρος offset 0-10. Ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000 m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500 m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Επιπλέον, στην Εικόνα 3.8, χρησιμοποιήθηκε το ίδιο ακριβώς μοντέλο, αλλά με ισαπόσταση δεκτών 0.25m (δοκιμή III-B). Είναι απολύτως λογικό, εφόσον ήδη με την ισαπόσταση δεκτών ίση με 0.5m φαίνονται ευκρινέστατα οι στόχοι, να γίνονται διακριτοί και με αυτήν των 0.25m. Ωστόσο, επισημαίνεται ότι στο πεδίο ο εξοπλισμός θα εξυπηρετεί καλύτερα την ισαπόσταση των 0.5m.

Επιπρόσθετα, φάνηκε ότι αλλάζοντας εύρος ταχυτήτων του αρχικού μοντέλου από ομοιογενή ημι-χώρο (σταθερή ταχύτητα 2000 m/s) σε 1500-2500 m/s (δοκιμή III-C), έδωσε πάλι ικανοποιητικά αποτελέσματα (Εικόνες 3.9 & 3.10).



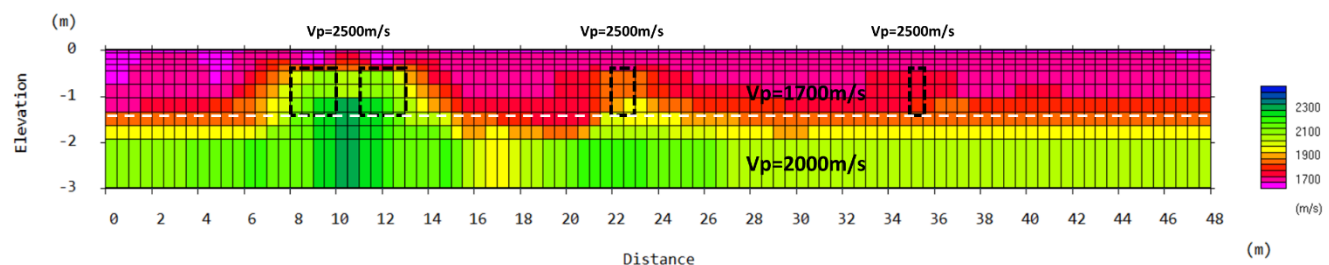
Εικόνα 3.9: Δοκιμή III-C - Τομώγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια) με ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου 1500-2500 m/s, εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500 m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.



Εικόνα 3.10: Δοκιμή III-D - Τομώγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια) με ισαπόσταση δεκτών 0.25 m, εύρος offset 0-10. Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου 1500-2500 m/s, εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500 m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Και στις δύο περιπτώσεις είναι διακριτές οι διαστάσεις και ο αριθμός των στόχων. Η μόνη διαφορά μεταξύ των Εικόνων 3.7, 3.8 και 3.9, 3.10 είναι στην αναπαράσταση του ορίου των στρωμάτων. Αυτό αναπαρίσταται καλύτερα στο μοντέλο με τον ομοιογενή ημι-χώρο ως αρχικό μοντέλο, με μεγαλύτερη ομοιογένεια ως προς την οριζόντια μεταβολή της ταχύτητας των διαμηκών κυμάτων.

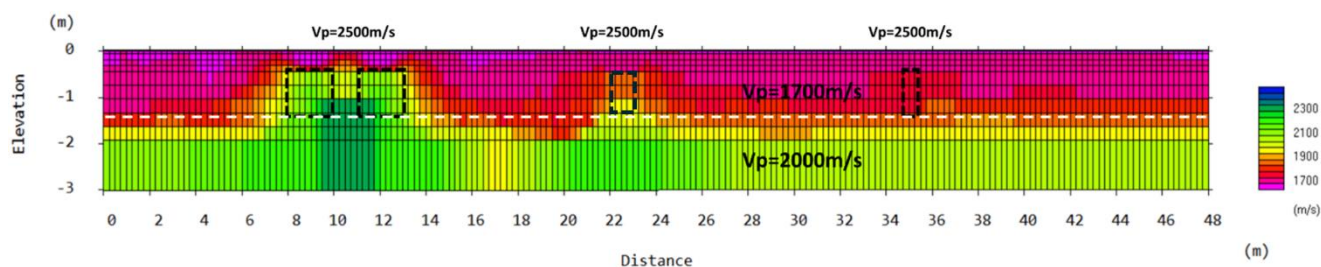
Και στις Εικόνες 3.7 έως 3.10 παρατηρείται η συνέχεια των στόχων σε μεγαλύτερο βάθος, γεγονός το οποίο όμως, συμβαίνει επειδή οι ακτίνες δεν διεισδύουν σε ικανοποιητικό βάθος.



Εικόνα 3.11: Δοκιμή IV-A - Τομώγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους ύψους 1m, βυθισμένους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια), με ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου 1500-2500 m/s, εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500 m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Σε μια τελευταία δοκιμή (IV, Πίνακας 3.2), βυθίστηκαν όλοι οι στόχοι 0.5 m κάτω από την επιφάνεια (0m). Αυτό πραγματοποιήθηκε αυξάνοντας ταυτόχρονα και το πάχος του επιφανειακού στρώματος κατά 0.5m. Η καλύτερη δυνατή αναπαράσταση του μοντέλου έγινε

για αρχικό μοντέλο 1500-2500m/s. Όμως, τα αποτελέσματα δεν ήταν αρκετά ικανοποιητικά, ειδικότερα στον εντοπισμό και την οριοθέτηση των στόχων μικρού πάχους (Εικ. 3.11, 3.12).



Εικόνα 3.12: Δοκιμή IV-B - Τομώγραμμα της ταχύτητας V_p για μοντέλο δύο στρωμάτων (με όριο τη λευκή γραμμή) και όλους τους στόχους ύψους 1m, βυθισμένους (μαύρα διακεκομμένα πλαίσια), με ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου 1500-2500 m/s, εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Και στις δύο περιπτώσεις φαίνεται η ύπαρξη κάποιου στόχου, αλλά δεν είναι διακριτές οι διαστάσεις ούτε η πραγματική τους θέση. Στο Παράρτημα 1 παρατίθεται το δρομοχρονικό διάγραμμα της Εικόνας 3.11.

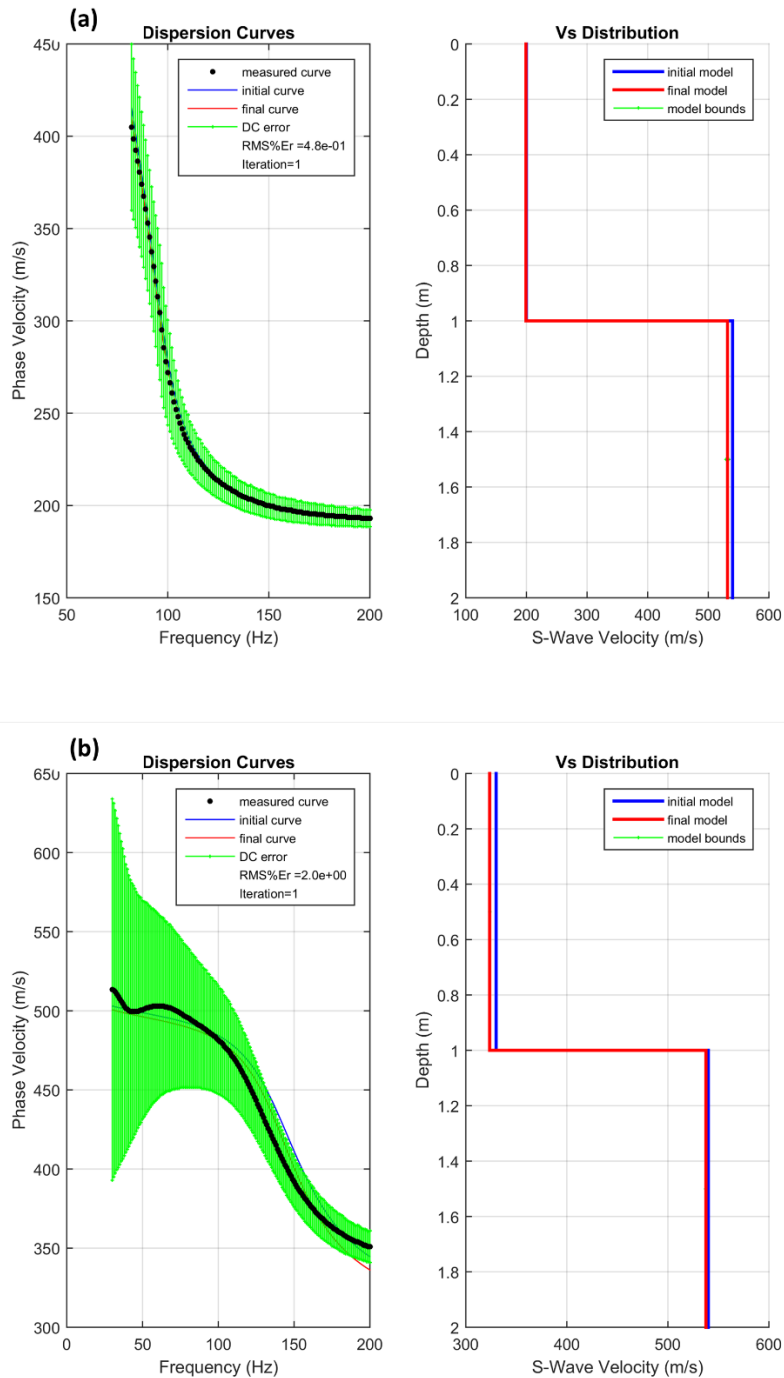
Τέλος, δοκιμάστηκε διαφορετική διάταξη του πειράματος, προσθέτοντας επιπλέον πηγές. Η ισαπόσταση των πηγών μειώθηκε στα 0.25m. Όμως, πιθανόν λόγω μεγάλου όγκου δεδομένων, το λογισμικό δεν μπορούσε να υποστηρίξει το μοντέλο και δεν υπάρχουν αποτελέσματα. Οπότε, έχοντας ικανοποιητική απεικόνιση των αποτελεσμάτων με ισαπόσταση πηγών 0.5m, έγινε αποδεκτή αυτή η τιμή.

3.3. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων MASW και επεξεργασία αυτών

3.3.1. Δημιουργία συνθετικών δεδομένων MASW

Για τον έλεγχο της αποτελεσματικότητας της μεθόδου MASW στην απεικόνιση ρηχών υποθαλάσσιων στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος, δημιουργήθηκαν συνθετικά δεδομένα πλήρους κυματικού πεδίου για ελαστικά κύματα με τη χρήση του λογισμικού E3D (Larsen and Schultz, 1995). Όπως έχει προαναφερθεί, το συγκεκριμένο λογισμικό χρησιμοποιεί μέθοδο πεπερασμένων διαφορών ακρίβειας δεύτερης και τέταρτης τάξης στο χρόνο και στον χώρο αντίστοιχα για την επίλυση της ελαστικής κυματικής εξίσωσης.

Πριν την επιλογή του λογισμικού E3D, δοκιμάστηκε επίσης η παραγωγή δεδομένων με το λογισμικό SW4 (Petersson and Sjogreen, 2016), το οποίο δίνει τη δυνατότητα παραγωγής και τρισδιάστατων μοντέλων X-Y-Z. Ωστόσο, δεν χρησιμοποιήθηκε στην παρούσα διατριβή, διότι, μετά από επαναλαμβανόμενες δοκιμές με διαφορετικές παραμέτρους, οι προσομοιώσεις με το εν λόγω λογισμικό δεν παρείχαν ικανοποιητικά αποτελέσματα. Ειδικότερα, σε δοκιμή ακρίβειας που πραγματοποιήθηκε σε μοντέλο 2 οριζόντιων στρωμάτων, παρατηρήθηκε ότι η απόκλιση μεταξύ αναλυτικής και αριθμητικής καμπύλης διασποράς είναι μεγαλύτερη σε σύγκριση με αυτή από το λογισμικό E3D (Εικόνα 3.13). Επιπλέον, για μοντέλα με μεγάλες διαστάσεις, η διαδικασία παραγωγής αποτελεσμάτων αποδείχθηκε εξαιρετικά χρονοβόρα, σε αντίθεση με το E3D, στο οποίο, βέβαια, υπάρχει η δυνατότητα πραγματοποίησης προσομοίωσης στις 2 (X, Z) ή στις 3 διαστάσεις (X, Y, Z).



Εικόνα 3.13: Καμπύλες διασποράς (αριστερά) που προέκυψαν από τις προσομοιώσεις με τα λογισμικά α) E3D και β) SW4 σε μοντέλο δύο στρωμάτων (δεξιά).

3.3.1.1. Δεδομένα εισόδου στο λογισμικό E3D

Τα δεδομένα εισόδου στο λογισμικό E3D καταχωρούνται σε αλφαριθμητικά αρχεία κειμένου (ASCII), τα οποία περιέχουν πληροφορίες σχετικά με την επιλογή του χρόνου εκτέλεσης, τη δομή του πλέγματος, χρονικές παραμέτρους, το βήμα δειγματοληψίας, τα χαρακτηριστικά της πηγής, το μοντέλο των ταχυτήτων και τις παραμέτρους εξόδου. Ως δεδομένα εξόδου, αποτελούν τα σειсмоγράμματα (σε αρχεία μορφής SAC), οι εικόνες (απεικόνιση του κυματικού πεδίου ή των συνιστωσών μετατόπισης των υλικών σημείων στα χωρία του μοντέλου) και ο υπολογιστικός χρόνος.

Με την καταχώρηση παραμέτρων μετά την λέξη «grid» στο αρχείο εισόδου, προσδιορίζεται το μέγεθος του μοντέλου (X,Y,Z) και το μέγεθος του χωρίου (dh). Το μέγεθος του χωρίου επιλέχθηκε να είναι ίδιο τόσο στην οριζόντια όσο και στην κατακόρυφη διεύθυνση. Ο πιο ακριβής τρόπος προσδιορισμού του χωρίου είναι παρέχοντας τον αριθμό των σημείων πλέγματος σε κάθε μία διεύθυνση, καθώς και το μέγεθος του πλέγματος. Παράδειγμα καθορισμού του χωρίου και του μεγέθους ενός τρισδιάστατου (3D) μοντέλου είναι το εξής: `grid x=50 y=40 z=20 dh=0.15`. Στο συγκεκριμένο παράδειγμα, το πλέγμα δημιουργείται από την παραπάνω εντολή και τα x, y, z και dh αποτελούν τα χαρακτηριστικά του μοντέλου και ακολουθούνται από μια τιμή. Οι διαστάσεις του μοντέλου εισάγονται από τους αριθμούς που ακολουθούν τα x, y, z με τις τιμές να ορίζονται σε χιλιόμετρα. Το dh αντιστοιχεί στο μέγεθος του χωρίου του μοντέλου σε χιλιόμετρα.

Για τον υπολογισμό του μεγέθους του χωρίου (dh), θα πρέπει να υπολογισθεί το μικρότερο μήκος κύματος με βάση τη θεμελιώδη εξίσωση της κυματικής $\lambda_{min} = \frac{Vs_{min}}{f_{max}}$, όπου Vs_{min} η μικρότερη ταχύτητα εγκάρσιων κυμάτων του μοντέλου και f_{max} η μέγιστη συχνότητα ταλάντωσης των σεισμικών κυμάτων που επιλέγεται στο μοντέλο. Επομένως, ο αριθμός των σημείων πλέγματος ανά μήκος κύματος ισούται με λ_{min}/dh , και δίνεται από την σχέση $P = \frac{\lambda_{min}}{dh} = \frac{Vs_{min}}{dh * f_{max}}$. Στην περίπτωση που η ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων μειωθεί, ή η συχνότητα αυξηθεί, θα πρέπει το dh να γίνει μικρότερο, προκειμένου να διατηρηθεί η ίδια τιμή του P.

Οι χρονικές παράμετροι αποτελούν το “t” και το “dt”. Το dt ορίζει το χρονικό βήμα, ενώ το t ορίζει τον αριθμό των χρονικών βημάτων. Η χρονική διάρκεια του συνθετικού σειсмоγράμματος θα είναι dt*t.

Το χρονικό βήμα πρέπει να ικανοποιεί τη συνθήκη Courant. Αυτό σημαίνει ότι θα πρέπει να ισχύει $dt < factor * dh/V_{max}$, όπου dh είναι το μέγεθος του χωρίου και V_{max} η μέγιστη ταχύτητα στο μοντέλο (των διαμηκών κυμάτων, P). Ο συντελεστής (factor) που προτείνεται για το αριθμητικό σχήμα του E3D είναι 0,606 για δισδιάστατα (2D) προβλήματα και 0,494 για τρισδιάστατα (3D). Αν το dt είναι μεγαλύτερο από αυτό που ορίζεται από την παραπάνω σχέση, τότε η λύση γίνεται γρήγορα ασταθής.

Είναι αναγκαίο να υπάρχει τουλάχιστον μία πηγή μέσα στο αρχείο εισόδου, προκειμένου να πραγματοποιηθεί η διαδικασία διάδοσης των σεισμικών κυμάτων, κατά τη διάρκεια της προσομοίωσης. Παράδειγμα ορισμού των παραμέτρων της πηγής είναι το εξής:

```
source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.02 z=0.00 t0=0.05
```

Η καταχώρηση αυτή στο αρχείο εισόδου εισάγει μια ισότροπη πηγή ακαριαίας εκτόνωσης (impulsive, type=1), της οποίας η θέση προσδιορίζεται από τα x και z (η διάσταση y δεν υπάρχει, διότι επιλέχθηκε 2D μοντέλο), η κεντρική συχνότητα (freq) είναι ίση με 100Hz. Αντίστοιχες εντολές υπάρχουν για τον ορισμό της θέσης των δεκτών στο μοντέλο. Στο λογισμικό του E3D, οι πηγές και οι δέκτες δεν είναι απαραίτητο να τοποθετούνται, ακριβώς, σε σημεία του πλέγματος.

Ένα ομοιογενές στρώμα (layer) ταχυτήτων εισάγεται με την εντολή “block”, δηλαδή, για παράδειγμα `block p=1.7 s=0.2 r=1.6 z1=0 z2=0.001`. Με τη συγκεκριμένη εντολή, το πλέγμα από το βάθος των 0 km μέχρι και βάθος 0,001 km (1m) θα έχει ταχύτητα P και S-κυμάτων 1.7 km/s, και 0.2 km/s, αντίστοιχα και πυκνότητα 1.6 g/cm³. Μεταγενέστερες καταχωρήσεις παραμέτρων στρωμάτων στο αρχείο εισόδου επικαλύπτουν χωρία στα οποία έχουν ήδη αποδοθεί παράμετροι με προγενέστερες καταχωρήσεις.

Οι συνοριακές συνθήκες (απορροφητικά όρια) (Clayton and Engquist, 1977) έχουν σκοπό την απορρόφηση ενέργειας του ανακλώμενου κύματος από τα όρια του μοντέλου. Επιπλέον, εφαρμόζεται η συνθήκη της ελεύθερης επιφάνειας στο πάνω όριο του μοντέλου, για να είναι δυνατή η δημιουργία επιφανειακών κυμάτων. Ο ορισμός της συνοριακής αυτής συνθήκης εισάγεται με τον χαρακτήρα “b” στα δεδομένα εισόδου, αφού έχει οριστεί το grid, και παίρνει τιμές από 1 έως 4. Η προεπιλογή είναι b = 3, δηλαδή, ορίζονται απορροφητικά όρια στις άκρες του μοντέλου (δεξιά και αριστερά), καθώς και στο κατώτερο τμήμα του μοντέλου, ενώ επιλέγεται να υπάρχει και η ελεύθερη επιφάνεια. Η συγκεκριμένη προεπιλογή εφαρμόστηκε στην παρούσα διπλωματική εργασία.

Η εξασθένιση του κύματος λόγω απόσβεσης των P και S-κυμάτων εισάγεται με τον χαρακτήρα “Q”. Με τον όρο εξασθένιση εννοείται η απορρόφηση της ενέργειας των σεισμικών κυμάτων, τόσο στα ενεργά στρώματα του μοντέλου, όσο και στα απορροφητικά όρια, έτσι ώστε να αποφευχθούν επιπλέον ανακλάσεις στα όρια του μοντέλου. Επιπλέον, εισάγεται ο όρος Qf, ο οποίος αποτελεί την κεντρική συχνότητα εξασθένησης. Συνήθως ορίζεται ίδια με την κεντρική συχνότητα της πηγής. Παράδειγμα καταχωρήσεων δεδομένων εισόδου παρατίθεται στο Παράρτημα 2.

3.3.1.2. Δεδομένα εξόδου στο λογισμικό E3D

Τα αρχεία εξόδου ορίζονται στη μορφή αρχείων SAC (Seismic Analysis Code). Είναι δυαδικά αρχεία (binary) και αποτελούνται από συνδυασμό 158 χαρακτήρων (4 byte ανά λέξη), ακολουθούμενων από καθορισμένο αριθμό μετακινούμενης υποδιαστολής. Αντιστοιχούν σε δεδομένα χρονοσειρών (εδafική κίνηση συναρτήσει του χρόνου). Ο αριθμός των δεδομένων χρονοσειράς καθορίζεται από την επικεφαλίδα (header) του αρχείου SAC. Η επικεφαλίδα περιλαμβάνει πολλές πληροφορίες. Οι σημαντικότερες από αυτές είναι:

- Το NPTS, ο αριθμός των δεδομένων χρονοσειράς που ακολουθούν την επικεφαλίδα και αποτελεί τη 80^η λέξη, και
- το DELTA, το βήμα δειγματοληψίας των δεδομένων σε δευτερόλεπτα και αποτελεί την πρώτη λέξη της επικεφαλίδας.

Η μονάδα μέτρησης του αρχείου SAC για τις ταχύτητες (για το E3D) είναι m/s.

3.3.2. Δημιουργία συνθετικών καμπύλων διασποράς

Προκειμένου, λοιπόν, να παραχθούν τα συνθετικά δεδομένα στο λογισμικό E3D, δημιουργήθηκε ένα αρχείο εισόδου (model1) σύμφωνα με το Παράρτημα 2. Οι γεωμετρικές παράμετροι και η σεισμική ταχύτητα σε κάθε στρώμα του μοντέλου της Εικόνας 3.1, παρατίθενται στον Πίνακα 3.1. Θα πρέπει να σημειωθεί ότι κατά την δημιουργία των συνθετικών σεισμικών δεδομένων πλήρους κυματομορφής, από όπου προέκυψαν οι

συνθετικές καμπύλες διασποράς, στο μοντέλο οριοθετήθηκε και το στρώμα της θάλασσας για να είναι δυνατή η προσομοίωση των επιφανειακών κυμάτων Scholte.

Πίνακας 2: Παράμετροι μοντέλου προσομοίωσης συνθετικών δεδομένων με το λογισμικό E3D

Μέγεθος χωρίου (dh)	0.02m
Διαστάσεις μοντέλου (X,Z)	60x10m
Πλήθος χρονικών βημάτων (t)	44445
Διάστημα δειγματοληψίας (dt)	0.0000045s
Αριθμός πηγών	94
Αριθμός δεκτών	192
Ισαπόσταση δεκτών	0.25m
Συντελεστής απόσβεσης στα απορροφητικά όρια για τους γεωλογικούς σχηματισμούς (Q, Qf)	5, 100
Συντελεστής απόσβεσης στα απορροφητικά όρια για το στρώμα της θάλασσας (Q, Qf)	5, 50

Αρχικά, αναγράφεται η τιμή μεγέθους του χωρίου (dh). Προκειμένου να αναγνωριστεί ποια είναι η συμφέρουσα και πιο αποτελεσματική τιμή του στα μοντέλα μας κατά τη διάρκεια επεξεργασίας στο λογισμικό E3D, πραγματοποιήθηκε σύγκριση των σφαλμάτων της αναλυτικής με την αριθμητική καμπύλη διασποράς, καθώς και παρατήρηση του χρόνου που απαιτήθηκε έτσι ώστε να παραχθούν τα δεδομένα. Επομένως, για δοκιμές σε μοντέλο 2 οριζόντιων στρωμάτων, η απόκλιση μεταξύ αριθμητικής και αναλυτικής λύσης προέκυψε ότι είναι:

- Για dh=0.01m, 0.48%
- Για dh=0.02m, 0.62%.

Όμως, μεγαλώνοντας το μέγεθος του χωρίου, μειώθηκε σε πολύ μεγάλο βαθμό ο χρόνος που απαιτήθηκε, έτσι ώστε να παραχθούν τα δεδομένα. Επομένως, θεωρήθηκε πιο συμφέρον να χρησιμοποιηθεί το dh=0.02m.

Στη συνέχεια ορίστηκε το μέγεθος του μοντέλου συμπεριλαμβανομένου και του χώρου που καταλαμβάνουν τα απορροφητικά όρια, 60x10m (X Z), έτσι ώστε το ενεργό μοντέλο χωρίς τα απορροφητικά όρια (6-54m) να έχει τις απαιτούμενες διαστάσεις του μοντέλου που απεικονίζεται στην Εικόνα 3.1 (48m). Αφού υπολογίστηκε ότι $dt \leq 0.0000045s$ με βάση το κριτήριο Courant, ο αριθμός των χρονικών βημάτων ορίστηκε ίσος με $t=44445$, που αντιστοιχεί σε διάρκεια καταγραφής 0.2s.

Κατόπιν, τοποθετήθηκαν σε όλο το ενεργό μήκος του μοντέλου πηγές με ισαπόσταση 0.5m και τη μέθοδο της κύλισης της διάταξης (roll-along) δεκτών και πηγών, με ελάχιστη απόσταση πηγής δέκτη (offset) 0.5m.

Τέλος, τοποθετήθηκαν 193 δέκτες από την αρχή (6m) μέχρι το τέλος (54m) του ενεργού μοντέλου, σε ισαπόσταση 0.25m. Ωστόσο, ο μέγιστος αριθμός των ενεργών δεκτών ήταν κάθε φορά 161 (κάλυψη μοντέλου 40m), με κέντρο την ενεργή πηγή, δηλαδή, έως 80 ενεργοί δέκτες εκατέρωθεν της πηγής (κάλυψη μοντέλου 20m). Στη αρχή ή στο τέλος του μοντέλου, όπως είναι λογικό, χρησιμοποιήθηκαν λιγότεροι δέκτες πριν και μετά την πηγή, αντίστοιχα.

Τα συνθετικά δεδομένα που παράχθηκαν χωρίστηκαν σε φακέλους ανάλογα με την ενεργή πηγή. Κάθε φάκελος περιλαμβάνει τον υποφάκελο Z, ο οποίος περιλαμβάνει δεδομένα που

αφορούν την κατακόρυφη συνιστώσα της εδαφικής κίνησης. Χρησιμοποιώντας τα στοιχεία του φακέλου Z, πραγματοποιήθηκε η συμβατική επεξεργασία με την μέθοδο της Πολυκάναλης Ανάλυσης των Επιφανειακών Κυμάτων (MASW).

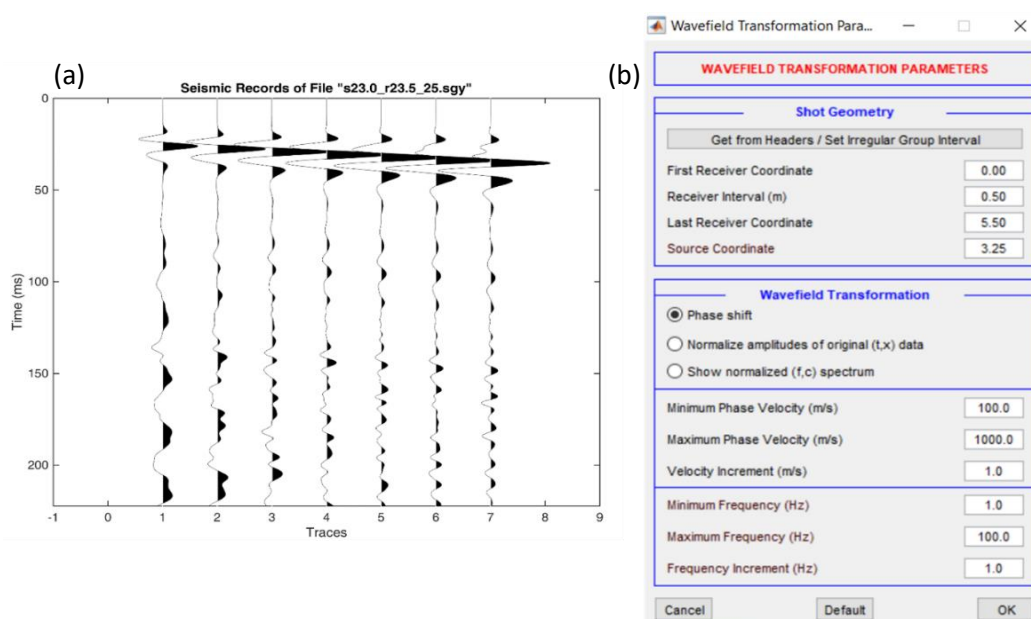
3.3.2. Αντιστροφή

3.3.2.1. Περιγραφή λογισμικού

Προκειμένου να πραγματοποιηθεί ολοκληρωμένη επεξεργασία καταγραφών στη μέθοδο της πολυκάναλης ανάλυσης των επιφανειακών κυμάτων, τόσο σε συνθετικά, όσο και σε πραγματικά δεδομένα, χρησιμοποιήθηκε ο κώδικας kriSIS (Κρητικάκης, 2010), ο οποίος αποτελείται από ένα σύνολο αλγόριθμων δομημένων σε γλώσσα MATLAB και FORTRAN. Με τη γλώσσα FORTRAN δημιουργήθηκε ένα αρχείο ACDC.EXE, το οποίο και αποτελεί τον πυρήνα εκτέλεσης του κώδικα. Με αυτό πραγματοποιείται επίλυση του ευθέως προβλήματος και αντιστρέφονται οι πειραματικές καμπύλες διασποράς. Οι αλγόριθμοι στη γλώσσα MATLAB χρησιμοποιούνται, τόσο στην ανάγνωση σεισμικών δεδομένων και τον προσδιορισμό των πειραματικών καμπυλών διασποράς τους, όσο και στη διαχείριση και απεικόνιση των ενδιάμεσων και τελικών αποτελεσμάτων της επεξεργασίας (Κρητικάκης, 2010).

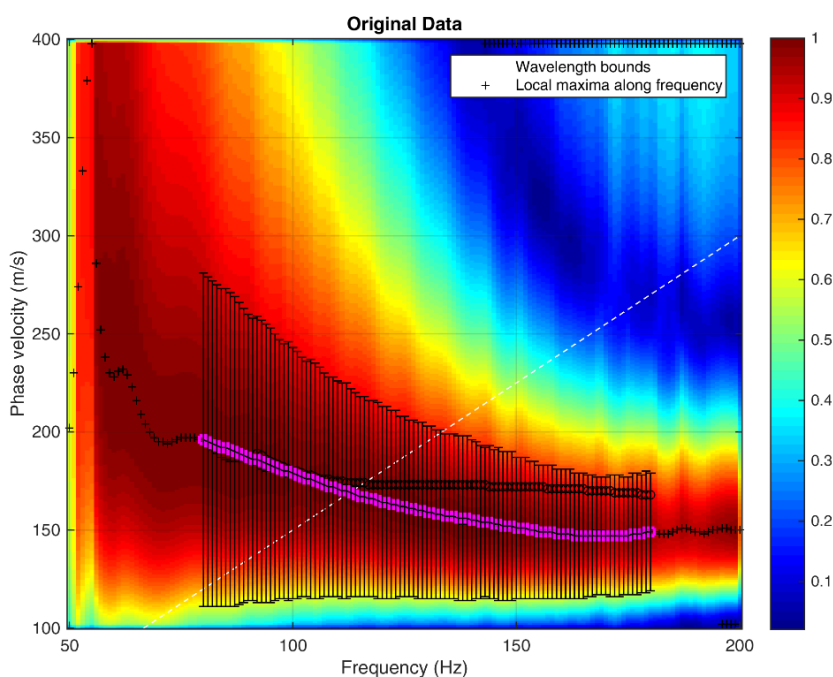
3.3.2.2. Διαδικασία επεξεργασίας συνθετικών δεδομένων με τη μέθοδο MASW

Αρχικά, το kriSIS διαβάζει και απεικονίζει τις σεισμικές καταγραφές από αρχεία μορφής SEG-Y ή SEG-2 (Εικόνα 3.14a). Στη συνέχεια, το κυματικό πεδίο μετασχηματίζεται από το χώρο της απόστασης - χρόνου ($x - t$) (Εικόνα 3.14a) στο χώρο της ταχύτητας φάσης - συχνότητας ($c - f$) (Εικόνα 3.15). Κατά το βήμα αυτό της επεξεργασίας, εισάγονται παράμετροι που αφορούν στη γεωμετρία του πειράματος (θέσεις δεκτών και πηγών) και του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου (επιλογή της μεθόδου του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου, ελάχιστη και μέγιστη ταχύτητα φάσης/συχνότητα, βήμα διακριτοποίησης του άξονα της ταχύτητας φάσης/συχνότητας) (Εικόνα 3.14b).



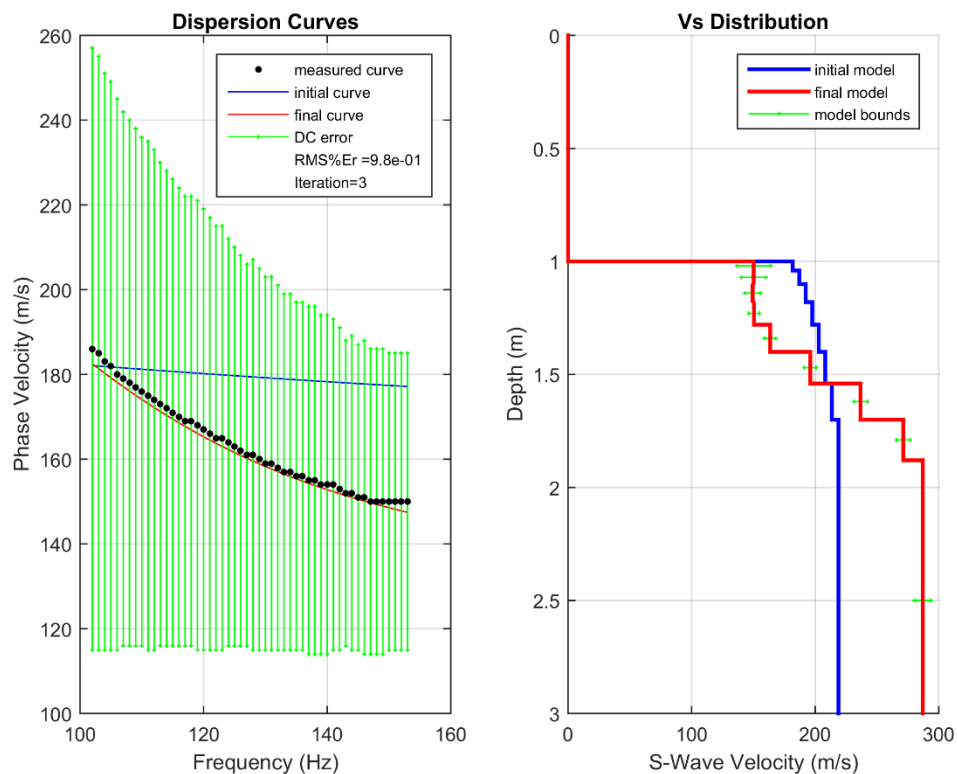
Εικόνα 3.14: (α) Συνθετική σεισμική καταγραφή (σεισμικά ίχνη). (β) Ορισμός των παραμέτρων του μετασχηματισμού του κυματικού πεδίου.

Αφού οριστούν αυτές οι παράμετροι, επιλέγονται οι καμπύλες διασποράς, περικλείοντας τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα που αντιστοιχούν σε αυτές και έχουν υπολογιστεί για κάθε συχνότητα (Εικόνα 3.15). Κατόπιν, ορίζονται οι παράμετροι του αρχικού μοντέλου (πάχος στρωμάτων, ταχύτητα V_p , ταχύτητα V_s και πυκνότητα), της αντιστροφής και των κριτηρίων σύγκλισης του αλγορίθμου αντιστροφής. Μετά την ολοκλήρωση του ορισμού των παραμέτρων του αρχικού μοντέλου, των παραμέτρων αντιστροφής και των κριτηρίων σύγκλισης του αλγορίθμου αντιστροφής (περιβάλλον MATLAB) δημιουργείται ένα αλφαριθμητικό αρχείο (ASCII) εισόδου (ACDC_IN.DAT) για τον αλγόριθμο αντιστροφής (περιβάλλον FORTRAN). Αφού ολοκληρωθεί η διαδικασία αντιστροφής, ο αλγόριθμος αυτός δημιουργεί αλφαριθμητικά αρχεία (ASCII) εξόδου με τα αποτελέσματα της αντιστροφής. Τα αποτελέσματα αυτά απεικονίζονται με την βοήθεια αλγορίθμων σε γλώσσα MATLAB.



Εικόνα 3.15: Καμπύλη διασποράς συνθετικών δεδομένων.

Τέλος, απεικονίζονται και αποθηκεύονται τα αποτελέσματα της αντιστροφής. Δημιουργείται ένας φάκελος με όνομα και θέση που επιλέγει ο χρήστης, ο οποίος περιέχει τα αρχεία εισόδου και εξόδου από τον αλγόριθμο αντιστροφής, πίνακες MATLAB με τις πειραματικές καμπύλες διασποράς και το βέλτιστο μοντέλο αντιστροφής (κατανομή V_s με το βάθος), αρχείο *.xls με το βέλτιστο μοντέλο αντιστροφής και τις αντίστοιχες πειραματικές και θεωρητικές καμπύλες διασποράς του και αρχεία εικόνων. Τα αρχεία εικόνων αποτελούν οι συνθετικές σεισμικές καταγραφές, η κατανομή της ταχύτητας V_s με το βάθος για το αρχικό και το βέλτιστο μοντέλο (Εικόνα 3.16), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεταξύ θεωρητικής και πειραματικής καμπύλης διασποράς για κάθε επανάληψη, οι στατιστικές παράμετροι που αφορούν στην κατανομή του μέσου εκατοστιαίου τετραγωνικού σφάλματος μεταξύ πειραματικών και θεωρητικών καμπυλών διασποράς, ο πίνακας διακριτικής ικανότητας της αντιστροφής και η κατανομή της σεισμικής ενέργειας στο χώρο συχνότητας – ταχύτητας φάσης.

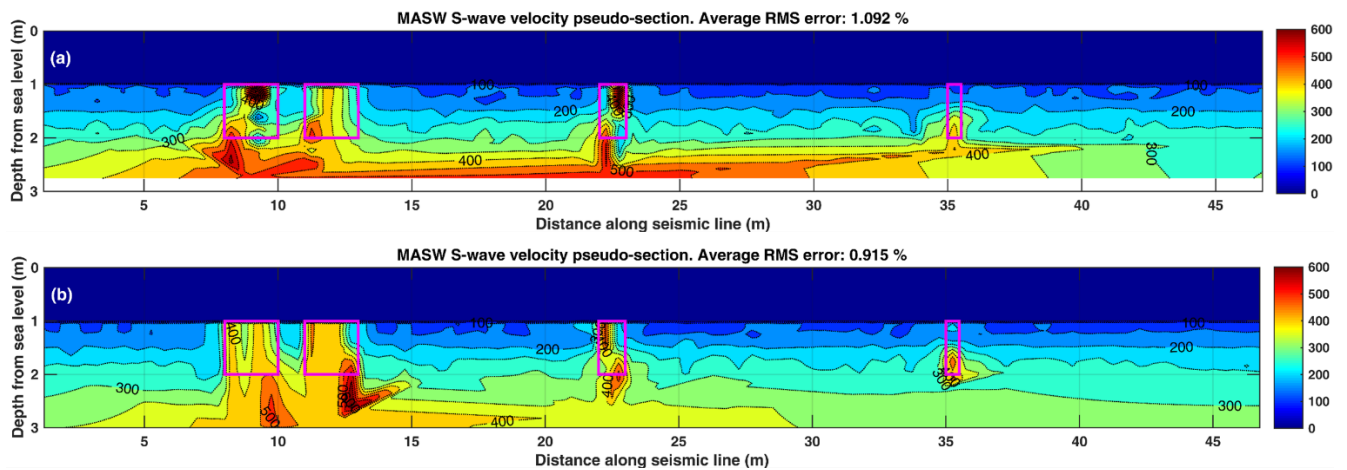


Εικόνα 3.16: Προσαρμογή της θεωρητικής (final curve) στην πειραματική (measured curve) θεμελιώδη καμπύλη διασποράς (αριστερά). Κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος για το αρχικό (initial model) και το βέλτιστο (final model) μοντέλο (δεξιά). Με πράσινο χρώμα απεικονίζεται η διακύμανση των τιμών της πειραματικής καμπύλης διασποράς (αριστερά) και της ταχύτητας Vs του μοντέλου (δεξιά).

Η μέθοδος MASW παράγει προφίλ Vs (κατανομή της ταχύτητας Vs ως προς το βάθος), αποτέλεσμα που αντιστοιχείται στο κέντρο διάταξης του αναπτύγματος των γεωφώνων. Από τον συνδυασμό όλων των γειτονικών προφίλ Vs δημιουργείται μια ψευδο-τομή Vs. Προκειμένου να εξεταστεί η επίδραση του μήκους του αναπτύγματος των γεωφώνων στην αποτελεσματικότητα αποτύπωσης, τόσο των στόχων, όσο και των ανακλαστήρων, δημιουργήθηκαν τρεις κατηγορίες από συνθετικά σεισμικά δεδομένα:

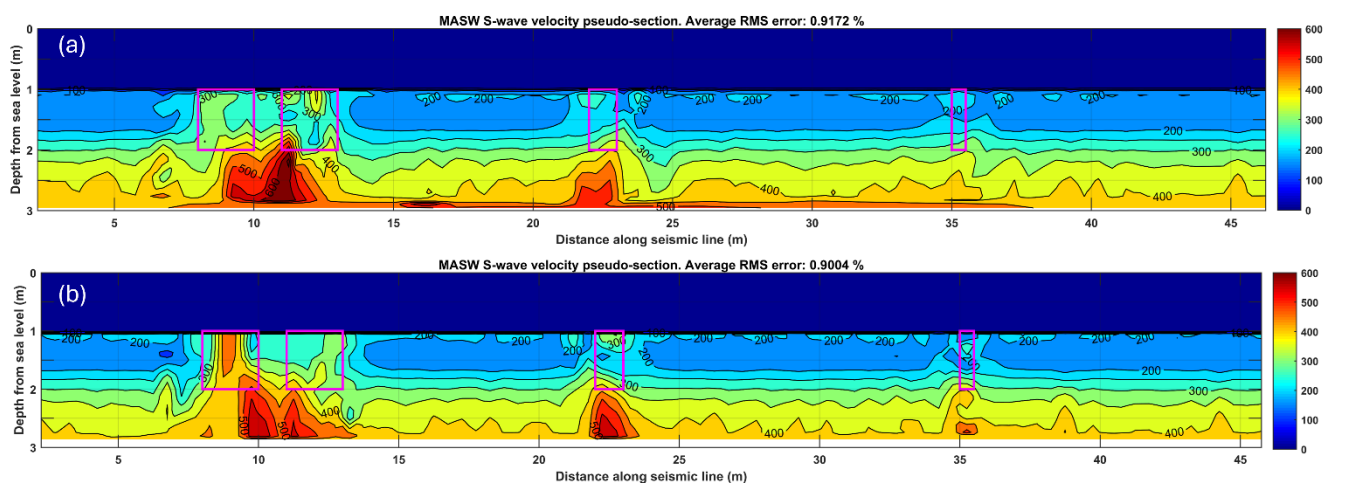
- 7 δέκτες forward και reverse (οι εικόνες 3.13-15 αποτελούν τμήματα επεξεργασίας αυτής της κατηγορίας των συνθετικών δεδομένων),
- 15 δέκτες forward και reverse, και
- 23 δέκτες forward και reverse.

Οι έννοιες του forward και reverse αναφέρονται στην διάταξη του πειράματος, δηλαδή αν η πηγή έπεται ή προηγείται των δεκτών, αντίστοιχα. Στα δεδομένα αυτά πραγματοποιήθηκε ανάλυση των επιφανειακών κυμάτων Scholte (θαλάσσιο περιβάλλον) και η αντιστροφή των καμπύλων διασποράς.

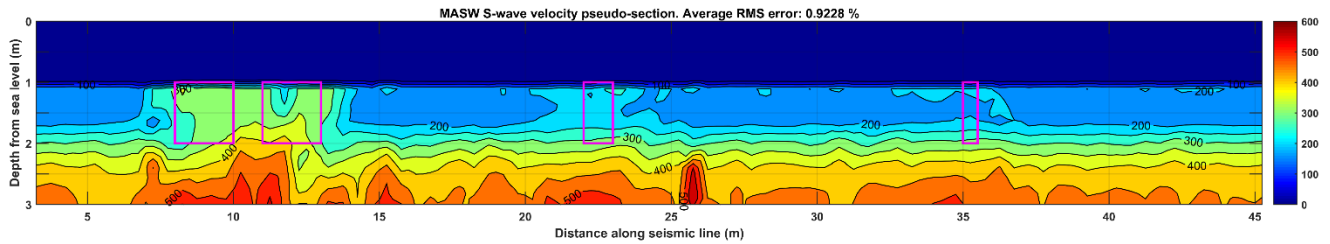


Εικόνα 3.17: Ψευδοτομές της ταχύτητας V_s για δεδομένα με την πηγή να προηγείται (a) και να έπεται (b) των 7 δεκτών. Με τα μωβ κουτιά φαίνονται οι θέσεις των στόχων. Η χρωματική κλίμακα αναπαριστά την ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s).

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί από την ψευδο-τομή της V_s (Εικ. 3.17), εμφανίζονται σχεδόν όλοι οι στόχοι του μοντέλου, οι οποίοι αποτυπώνονται με κίτρινο-πορτοκαλί χρώμα, χρησιμοποιώντας διάταξη πηγών forward (Εικόνα 3.17a) και reverse (Εικόνα 3.17b). Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στην ταχύτητα των εγκάρσιων κυμάτων (V_s). Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, ο αρχαιολογικός στόχος με το μικρότερο πλάτος (0.5m, στα 35m απόστασης) δεν είναι ευδιάκριτος έως τον πυθμένα της θάλασσας, ενώ οι μεγαλύτεροι στόχοι εμφανίζονται ως ανωμαλίες ταχύτητας «διπλών». Δηλαδή, κάθε στόχος οριοθετείται από υψηλές τιμές V_s στο κάτω αριστερά και επάνω δεξιά τμήμα τους στη διάταξη πηγής forward (Εικόνα 3.17a) και το αντίθετο (επάνω αριστερά και κάτω δεξιά μέρος) στη διάταξη πηγής reverse (Εικόνα 3.17b). Αυτό μπορεί να ερμηνευθεί, αν ληφθεί υπόψιν ότι οι πλησιέστεροι δέκτες στην πηγή μεταφέρουν πληροφορίες από επιφανειακά κύματα μικρότερου μήκους κύματος, και συνεπώς από ρηχότερους σχηματισμούς. Αντίθετα, οι πιο απομακρυσμένοι δέκτες από την πηγή, μεταφέρουν πληροφορίες από επιφανειακά κύματα μεγαλύτερου μήκους κύματος, άρα από βαθύτερους σχηματισμούς.



Εικόνα 3.18: Ψευδοτομές της ταχύτητας V_s για δεδομένα με την πηγή να προηγείται (a) και να έπεται (b) των 15 δεκτών. Με τα μωβ κουτιά φαίνονται οι θέσεις των στόχων. Η χρωματική κλίμακα αναπαριστά την ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s).



Εικόνα 3.19: Ψευδοτομή της ταχύτητας Vs για δεδομένα με την πηγή να προηγείται των 23 δεκτών. Με τα μοβ κουτιά φαίνονται οι θέσεις των στόχων. Η χρωματική κλίμακα αναπαριστά την ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (Vs).

Στις Εικόνες 3.18 και 3.19 εμφανίζονται οι ψευδο-τομές Vs για διατάξεις 15 και 23 δεκτών, αντίστοιχα. Στην τομή της Εικόνας 3.19 (23 δέκτες) η πηγή προηγείται των δεκτών, δηλαδή λήφθηκαν υπόψη μόνο τα forward συνθετικά δεδομένα. Θεωρήθηκε περιττή η προσθήκη των reverse data, εφόσον ήδη από την ψευδοτομή της Εικόνας 3.19 φαίνεται η έλλειψη πληροφοριών για τις θέσεις των στόχων στις τομές.

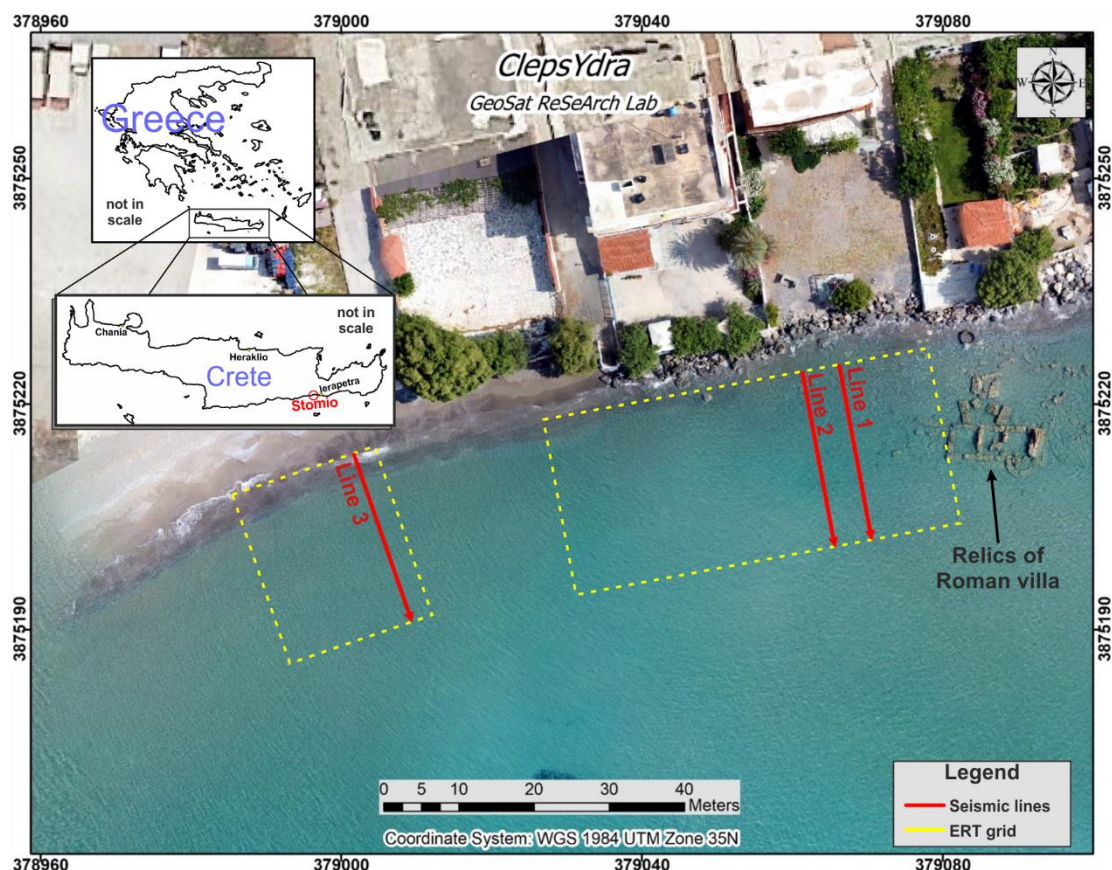
Μπορεί να παρατηρηθεί, λοιπόν, ότι για πλήθος δεκτών 15 ή 23, οι στόχοι με μικρές διαστάσεις (1x1, 0.5x1) δεν απεικονίζονται καθόλου, ενώ αυτοί με διαστάσεις 2x1 είναι δυσδιάκριτοι. Συγκεκριμένα, στη τομή με τους 15 δέκτες είναι διακριτή η ύπαρξη δύο στόχων, όχι, όμως των πραγματικών τους διαστάσεων. Στην τομή με τους 23 δέκτες είναι φανερή η παρουσία μιας ενιαίας δομής με διαφορετική ταχύτητα Vs από την υπόλοιπη τομή, μικρότερη από αυτή που έχει οριστεί για τους στόχους στα συνθετικά δεδομένα.

Με βάση τις παραπάνω παρατηρήσεις, η διάταξη που εξυπηρετεί καλύτερα τον εντοπισμό όλων των στόχων είναι αυτή με τους 7 δέκτες, η οποία αντιστοιχεί σε μήκος αναπτύγματος δεκτών ίσο με 1.5m (6x0.25m). Υπάρχουν κάποιες αστοχίες, όπως στις διαστάσεις του μικρότερου στόχου. Εμφανίζεται επίσης βυθισμένος σε σύγκριση με τους υπόλοιπους, αλλά είναι εμφανής, τόσο η ύπαρξή του, όσο και η θέση του. Αντίθετα, στην Εικόνα 3.19, είναι πιο ικανοποιητική η αναπαράσταση των ταχυτήτων Vs των στρωμάτων και των ορίων τους (23 δέκτες).

Κεφάλαιο 4 - ΣΥΛΛΟΓΗ ΚΑΙ ΕΠΕΞΕΡΓΑΣΙΑ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΩΝ ΔΕΔΟΜΕΝΩΝ

4.1. Εισαγωγή

Η περιοχή στην οποία εφαρμόστηκε η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης και της MASW είναι αυτή του Στομίου, στην νοτιο-ανατολική Κρήτη, η οποία βρίσκεται 6 χιλιόμετρα δυτικά της πόλης της Ιεράπετρας (Εικόνα 4.1).



Εικόνα 4.4: Αεροφωτογραφία της περιοχής που ερευνήθηκε. Οι σεισμικές μέθοδοι εφαρμόστηκαν κατά μήκος των γραμμών 1, 2 και 3, κοντά σε βυθισμένο τμήμα ρωμαϊκής βίλας (Πηγή: Markasioti et al., 2023).

Σύμφωνα με παλαιότερες έρευνες, έχουν ανακαλυφθεί μέσα στη θάλασσα, σε μικρό βάθος, κτιριακά κατάλοιπα συγκροτήματος με αρχαιολογικό ενδιαφέρον, ρωμαϊκής εποχής (Εικ. 4.1, Relics of Roman villa). Αποτελείται από τρεις τουλάχιστον συνεχόμενους χώρους, ο ανατολικότερος από τους οποίους καταλήγει σε αψίδα στην νότια πλευρά του. Η συνέχεια του συγκροτήματος είναι φανερή από τα διάσπαρτα συντρίμμια των τοίχων γύρω από το κεντρικό κτίριο. Η χρονολόγησή του στην ρωμαϊκή εποχή μαρτυρείται από τον τρόπο δομής του, και αποτέλεσε παράκτιο κτιριακό συγκρότημα το οποίο βυθίστηκε λόγω της αλλαγής της θαλάσσιας στάθμης και της διάβρωσης στην περιοχή. Εντάσσεται στο πλαίσιο των πλούσιων ρωμαϊκών οικοδομημάτων που καταλαμβάνουν παράκτιες θέσεις στην ευρύτερη περιοχή της Ιεράπετρας, στα οποία ανήκουν και οι ιχθυοδεξαμενές στις περιοχές Κουτσουνάρι και Φέρμα, ανατολικά της Ιεράπετρας. Η ρωμαϊκή παρουσία σχετίζεται άμεσα τόσο με την καίρια

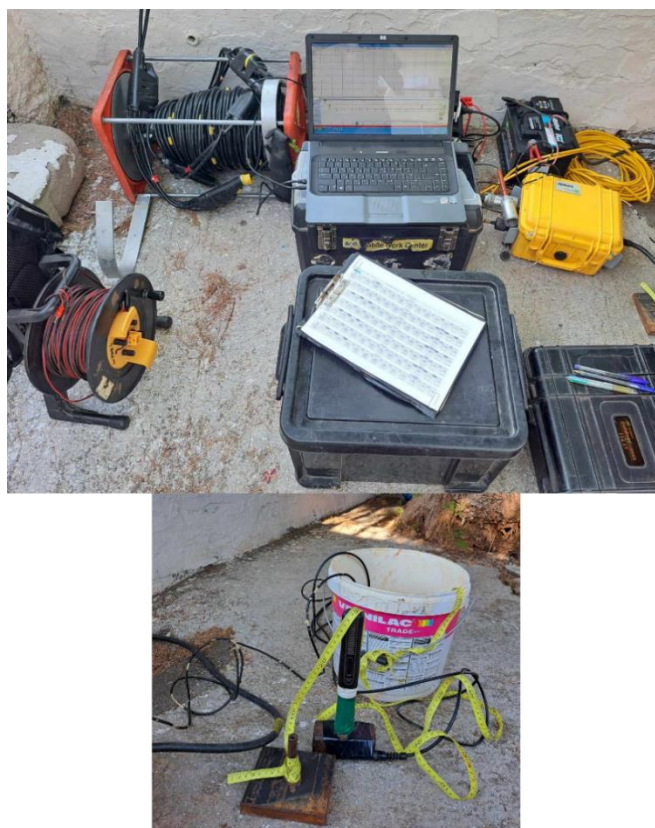
θέση της πόλης στο δρομολόγιο που συνδέει την Ανατολική με τη Δυτική Μεσόγειο από νότια της Κρήτης, όσο και με την πεδιάδα που ενώνει την βόρεια και νότια ακτή της Κρήτης. (Πηγή ιστοσελίδα: <https://www.ancientportsantiques.com/wp-content/uploads/Documents/PLACES/Crete-Cyprus/Ierapetra-Theodoulou2019.pdf>).

Επιλέχθηκε, λοιπόν, να εφαρμοστούν σεισμικές μέθοδοι στην συγκεκριμένη περιοχή, στην οποία υπάρχουν φανεροί στόχοι, έτσι ώστε να ελεγχθεί η εγκυρότητα των αποτελεσμάτων.

4.2. Περιγραφή εξοπλισμού και σεισμικού πειράματος στο πεδίο

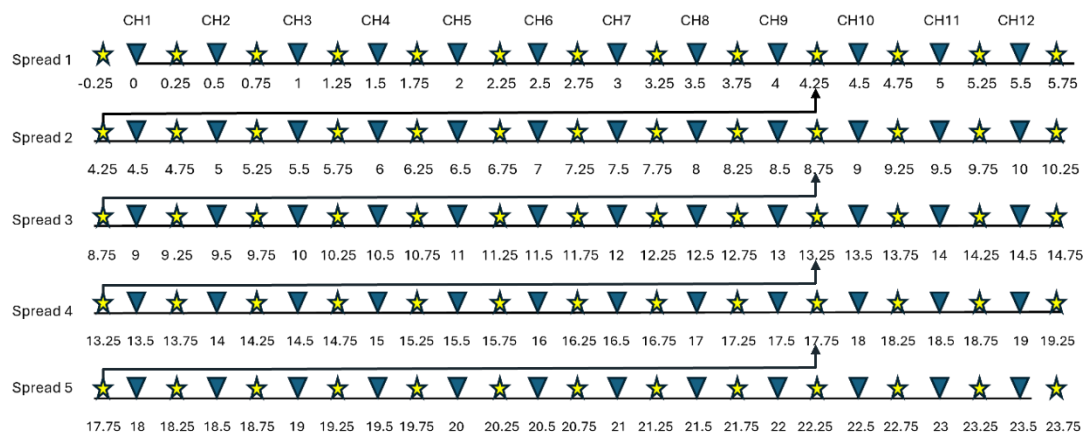
Στη συγκεκριμένη περιοχή και ειδικότερα στο ανατολικό της τμήμα, πραγματοποιήθηκε γεωηλεκτρική διασκόπηση, δημιουργώντας ένα κάναβο διαστάσεων 60x23.5 (X-Y), ενώ στην ευρύτερη περιοχή μελέτης πραγματοποιήθηκε και μαγνητική χαρτογράφηση. Από την οπτική επισκόπηση του βυθού, παρατηρήθηκαν στόχοι ενδιαφέροντος στα 13m και στα 18m, κατά μήκος της οριζόντιας (X) διάστασης. Εκεί οριοθετήθηκαν και οι γραμμές μελέτης Line 1 και Line 2, αντίστοιχα, όπως φαίνεται και στην εικόνα 4.1.

Για τη λήψη σεισμικών δεδομένων χρησιμοποιήθηκαν 12 υδρόφωνα (MP25SW της Geospace), με ισαπόσταση δεκτών 0.5m (συνολικό μήκος αναπτύγματος δεκτών 5.5m). Το καταγραφικό όργανο που χρησιμοποιήθηκε για την καταγραφή των σεισμικών δεδομένων ήταν ο 12-κάναλος σειсмоγράφος GEODE (Geometrics), ενώ ως σεισμική πηγή επιλέχθηκε ένα σφυρί 1kg και μια μεταλλική πλάκα. Πάνω στο σφυρί τοποθετήθηκε πιεζοηλεκτρική συσκευή για την ενεργοποίηση των καταγραφών στο σειсмоγράφο (Εικόνα 4.2).



Εικόνα 4.5: Εξοπλισμός πεδίου.

Το διάστημα δειγματοληψίας και η διάρκεια καταγραφής ορίστηκαν στα 31.25μs και 100ms, αντίστοιχα. Κατά μήκος κάθε γραμμής μελέτης, το ανάπτυγμα των υδροφώνων τοποθετήθηκε στον πυθμένα της θάλασσας και εφαρμόστηκε η τεχνική της κύλισης πηγών και δεκτών (roll along) 5 φορές συνολικά και 1.5m επικάλυψη μεταξύ των αναπτυγμάτων των δεκτών, οδηγώντας σε συνολικό μήκος γραμμής ίσο με 23.5m. Σε κάθε ανάπτυγμα υδροφώνων επιλέχθηκαν 13 θέσεις πηγής, 11 θέσεις μεταξύ των δεκτών και 2 πηγές εκατέρωθεν, σε απόσταση 0.25m από τον πλησιέστερο δέκτη (Εικόνα 4.3). Σε κάθε θέση πηγής μετρήθηκε, επιπρόσθετα, το ύψος της στήλης του νερού, από την επιφάνεια της θάλασσας μέχρι τον πυθμένα.



Εικόνα 4.3: Σχηματική αναπαράσταση των θέσεων των πηγών και των δεκτών κατά μήκος μιας σεισμικής γραμμής μελέτης. Τα αστέρια αποτελούν τις πηγές, ενώ τα ανάποδα τρίγωνα τους δέκτες (Channels, CH)

Κατά μήκος της γραμμής 1 (Line 1, Εικόνα 4.1) παρατηρήθηκαν τμήματα τριών λιθοκτιστων κατασκευών (τοιχών) στον πυθμένα της θάλασσας στα 7.1-7.8m, 9.8-10.7m και 18.2-18.6m. Αντίστοιχα, κατά μήκος της γραμμής 2 (Line 2, Εικόνα 4.1) παρατηρήθηκαν δύο πιθανές λιθοκτιστες κατασκευές, στα 9.30-9.70m και 11.30-11.90m. Αντίθετα, η γραμμή 3 (Line 3, Εικόνα 4.1) τοποθετήθηκε στην εν λόγω θέση με βάση προκαταρκτικά αποτελέσματα από την μαγνητική χαρτογράφηση που πραγματοποιήθηκε στην ευρύτερη περιοχή μελέτης και δεν παρατηρήθηκε οπτικά στην επιφάνεια του πυθμένα κάποιος στόχος.

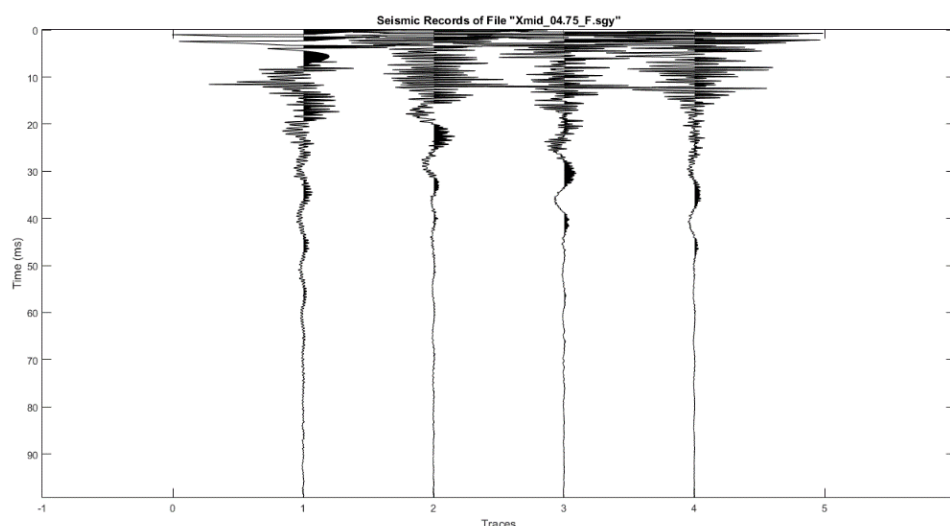
4.3. Επεξεργασία πραγματικών δεδομένων

Στις γραμμές 1 και 2, δεν ήταν δυνατή η εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής τομογραφίας διάθλασης λόγω μικρών (<2ms) αλλά καθοριστικής σημασίας προβλημάτων καθυστέρησης στην ενεργοποίηση των καταγραφών. Οι καθυστερήσεις αυτές οφείλονταν στην ενεργοποίηση του σειсмоγράφου από την πιεζοηλεκτρική συσκευή (triggering). Για το λόγο αυτό, στα δεδομένα που συλλέχθηκαν κατά μήκος των εν λόγω γραμμών, πραγματοποιήθηκε επεξεργασία μόνο με την μέθοδο MASW. Αντίθετα, στην γραμμή μελέτης 3 (Line 3), οι καταγραφές ενεργοποιήθηκαν με 10ms προπορευόμενο χρόνο (pre-trigger time). Έτσι, ήταν δυνατή (με κατάλληλη προ-επεξεργασία των χρόνων πρώτων αφίξεων) να πραγματοποιηθεί, εκτός από την επεξεργασία με την μέθοδο MASW, και η επεξεργασία με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης.

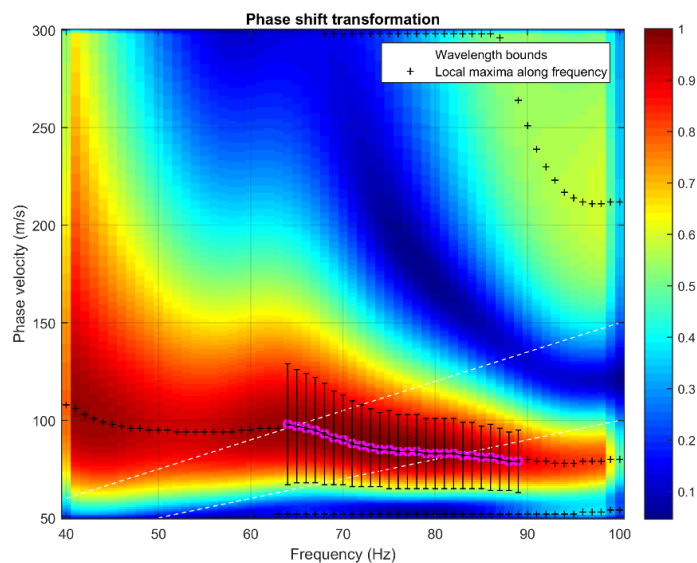
4.3.1. Αποτελέσματα γραμμών 1 και 2 (MASW)

Κατά την επεξεργασία των σεισμικών δεδομένων που αποκτήθηκαν κατά μήκος των γραμμών 1 και 2 με τη μέθοδο MASW (όπως υποδείχθηκε και από την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων και έχοντας σαν στόχο την ανάδειξη της πλευρικής μεταβολής των ταχυτήτων στη χαρτογράφηση θαμμένων τοίχων) χρησιμοποιήθηκαν λιγότεροι δέκτες από τη συνολική συστοιχία των υδροφώνων (12, με ανάπτυγμα 5.5m) και ειδικότερα, χρησιμοποιήθηκαν 4 δέκτες με μήκος αναπτύγματος 1.5m (όσο βρέθηκε και το βέλτιστο ανάπτυγμα γεωφώνων κατά την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων), τόσο στην forward όσο και στην reverse διάταξη (Εικόνα 4.4). Για την παραγωγή των ψευδο-τομών ακολουθήθηκε η ίδια διαδικασία όπως περιγράφεται στα συνθετικά δεδομένα (Εικόνες 4.5-4.6).

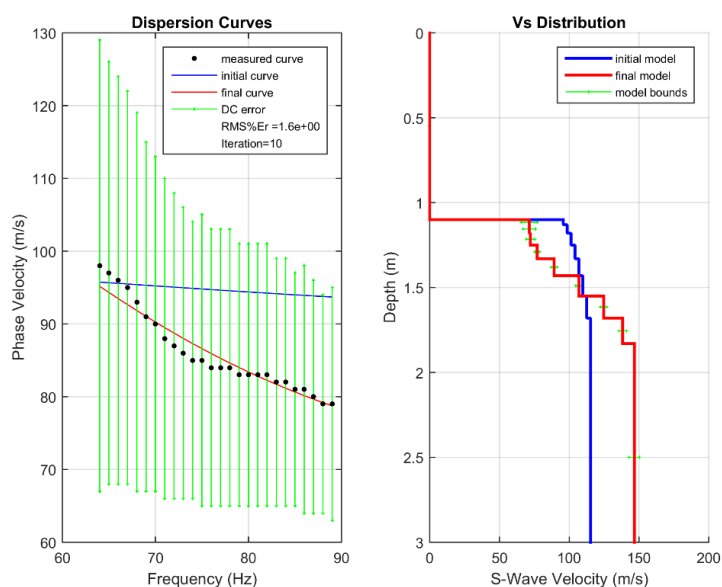
Το *krisis* σε περιβάλλον *MATLAB* απεικόνισε σεισμικές καταγραφές από αρχεία μορφής *SEG-Y* (Εικόνα 4.4). Το κυματικό πεδίο μετασχηματίστηκε από το χώρο της απόστασης – χρόνου (Εικόνα 4.4) στο χώρο της ταχύτητας φάσης – συχνότητας (Εικόνα 4.5). Επιλέγονται οι καμπύλες διασποράς, περικλείοντας τα τοπικά ενεργειακά μέγιστα που αντιστοιχούν σε αυτές και έχουν υπολογιστεί για κάθε συχνότητα (Εικόνα 4.5). Ορίζονται οι παράμετροι αρχικού μοντέλου, οι παράμετροι αντιστροφής και τα κριτήρια σύγκλισης του αλγόριθμου αντιστροφής, πραγματοποιείται η αντιστροφή και τα αποτελέσματα απεικονίζονται με τη βοήθεια αλγορίθμων σε γλώσσα *MATLAB* και αποθηκεύονται. Μια εικόνα από το αρχείο εικόνων που αποθηκεύονται είναι η κατανομή της ταχύτητας V_s με το βάθος για το αρχικό και το βέλτιστο μοντέλο, αποτέλεσμα που αντιστοιχεί στο κέντρο διάταξης του αναπτύγματος των γεωφώνων (Εικόνα 4.6). Συνδυάζοντας όλα τα γειτονικά προφίλ δημιουργείται η ψευδο-τομή V_s .



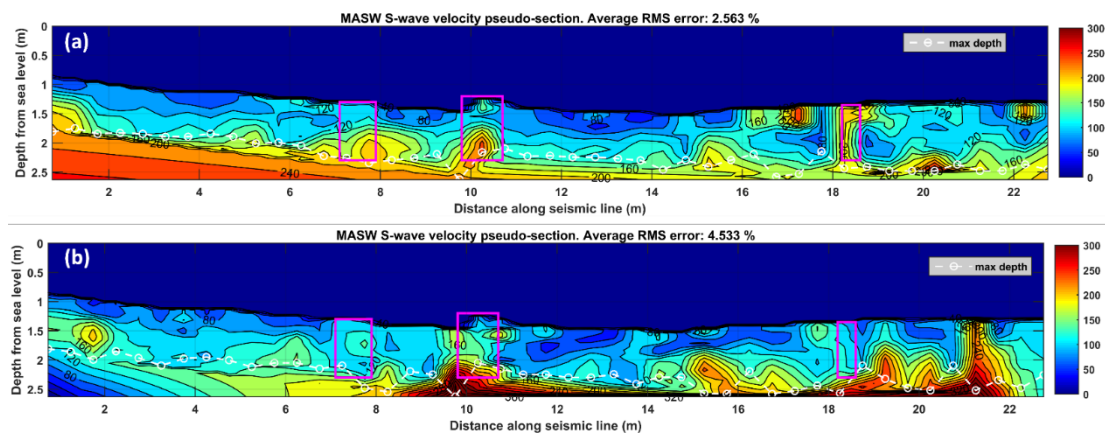
Εικόνα 4.4: Επιλεγμένα σεισμικά ίχνη (4) από την καταγραφή κοινής πηγής κατά μήκος της γραμμής μελέτης 1. Η θέση της πηγής βρίσκεται στα 3.75m, ενώ των δεκτών στα 4, 4.5, 5 και 5.5m (διάταξη forward).



Εικόνα 4.5: Καμπύλη διασποράς που προέκυψε από τον μετασχηματισμό του κυματικού πεδίου των καταγραφών της Εικόνας 4.4.



Εικόνα 4.6: Προσαρμογή της θεωρητικής (*final curve*) στην πειραματική (*measured curve*) καμπύλη διασποράς της Εικόνας 4.5 (αριστερά). Κατανομή της ταχύτητας Vs με το βάθος για το αρχικό (*initial model*) και το βέλτιστο (*final model*) μοντέλο (δεξιά). Το βάθος του πυθμένα στη θέση αυτή είναι 1.1m (βλ. μηδενικές τιμές Vs).



Εικόνα 4.7: Ψευδοτομές της ταχύτητας V_s MASW για την γραμμή μελέτης 1 παραγόμενες από πραγματικά δεδομένα με (a) forward και (b) reverse διάταξη πηγής. Τα μωβ πλαίσια οριοθετούν τις θέσεις των παρατηρούμενων στον πυθμένα στόχων. Η λευκή διακεκομμένη γραμμή υποδηλώνει μέγιστο βάθος διασκόπησης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στην ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s).

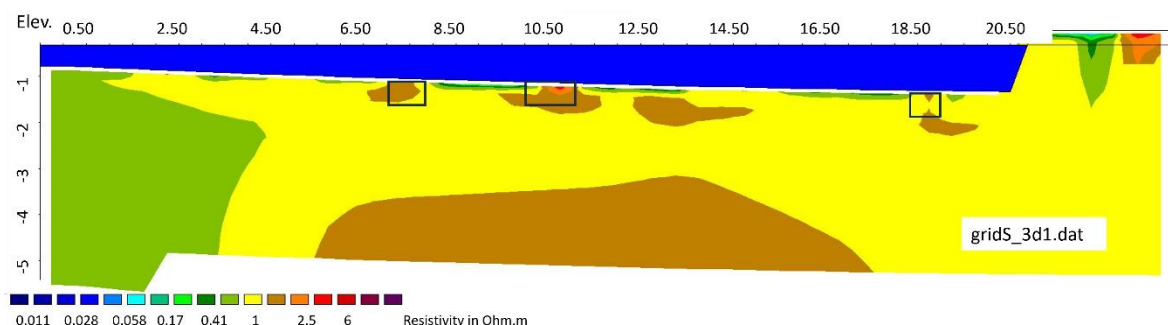
Οι Εικόνες 4.7a και 4.7b απεικονίζουν τις ψευδοτομές V_s , οι οποίες προέκυψαν από την αντιστροφή των δεδομένων της διάταξης τεσσάρων δεκτών της γραμμής 1, χρησιμοποιώντας τις διατάξεις forward και reverse, αντίστοιχα. Τα πλαίσια με μωβ χρώμα οριοθετούν τις θέσεις των ορατών στην επιφάνεια του πυθμένα στόχων που προαναφέρθηκαν. Το ύψος τους επεκτάθηκε αυθαίρετα στο μέγιστο βάθος έρευνας, το οποίο υποδεικνύεται από τη λευκή διακεκομμένη γραμμή με κύκλους στο κάτω μέρος των τομών. Οι τιμές ταχύτητας των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων βαθύτερα της συγκεκριμένης γραμμής δεν λαμβάνονται υπόψη.

Το μέγιστο βάθος κάθε θέσης (λευκή διακεκομμένη γραμμή Εικόνας 4.7) αντιστοιχεί στο $\lambda_{\max}/2$ ($\lambda_{\max} = c_{\max}/f_{\min}$), όπου το λ_{\max} αποτελεί τη μέγιστη ταχύτητα φάσης που καταγράφεται στην εκάστοτε καμπύλη διασποράς. Προέκυψε η αναγκαιότητα ανάδειξης του συγκεκριμένου ορίου στα πραγματικά δεδομένα, έτσι ώστε να μη ληφθούν υπόψιν αποτελέσματα λόγω παρεμβολών κατά τη διαδικασία δημιουργίας της ψευδοτομής.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, στην ψευδοτομή της γραμμής 1, είναι δυνατό να οριοθετηθεί ο τοίχος που παρατηρήθηκε επιφανειακά στον πυθμένα στα 9.8-10.7m. Η ανωμαλία της ταχύτητας του «διπόλου», που περιγράφεται στα συνθετικά δεδομένα, παρατηρείται και εδώ στο πιο ρηχό μέρος (από τον βυθό της θάλασσας έως το βάθος 1.7 m) αυτού του στόχου. Επιπλέον, ο τοίχος που παρατηρήθηκε στα 18.2-18.6m φαίνεται επιτυχώς με τις τυπικές ανωμαλίες ταχύτητας «διπόλου» κάτω αριστερά και πάνω δεξιά. Το πλάτος του στόχου, σύμφωνα με την τομή V_s , εκτιμάται ότι είναι τουλάχιστον 1m (από 17.75 έως 18.75m). Ο στόχος, ο οποίος παρατηρήθηκε μακροσκοπικά στα 7.1-7.8m δεν είναι δυνατό να εντοπιστεί και στην ψευδοτομή της Εικόνας 4.7, ειδικά στη reverse διάταξη. Παρ' όλα αυτά, συνδυάζοντας και τις δύο ψευδοτομές, είναι σχετικά εύκολος ο εντοπισμός των παρατηρούμενων δομών ενδιαφέροντος.

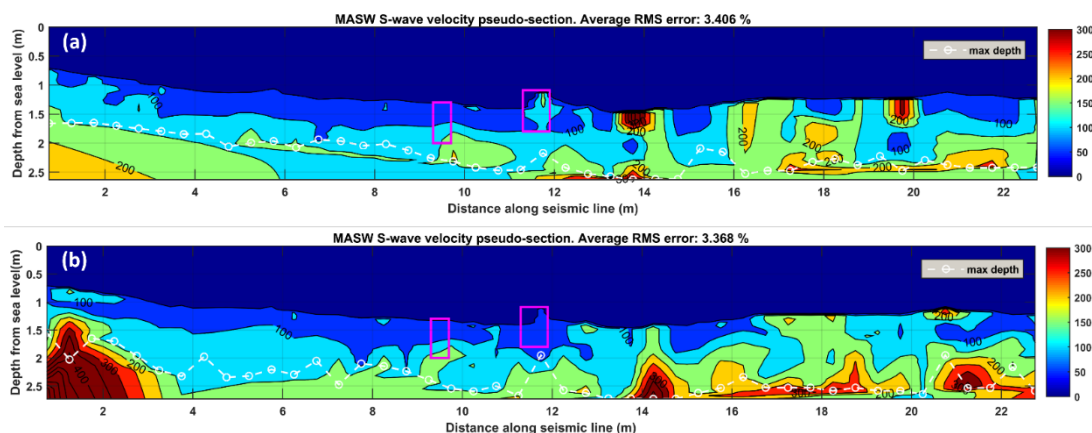
Συγκρίνοντας τα αποτελέσματα της σεισμικής με την ηλεκτρική μέθοδο (Εικόνα 4.8) είναι φανερό η παρουσία των ήδη αναφερόμενων στόχων (7.1-7.8m, 9.8-10.7m και 18.2-18.6m). Η δομή υψηλών αντιστάσεων στην επιφάνεια της τομής μετά τα 20.5m προφανώς

αντιστοιχεί σε σφάλμα του λογισμικού (Res3Dinv), συγκεκριμένα στον ορισμό της βαθυμετρίας, εφόσον στις θέσεις αυτές γνωρίζουμε ότι συνεχίζει η θάλασσα (βλ. γαλάζιο χρώμα στην τομή). Όπως διαφαίνεται από την εν λόγω γεωηλεκτρική τομή, ενδεχομένως να υπάρχει άλλος ένας στόχος με ενδιαφέρον στα 12.5-14.5m, βυθισμένος στα ιζήματα σε αντίθεση με τους υπόλοιπους που εμφανίζονται επιφανειακά. Ωστόσο, κάτι τέτοιο δεν επιβεβαιώνεται και στις ψευδοτομές από την μέθοδο MASW.



Εικόνα 4.8: Γεωηλεκτρική τομή κατά μήκος της γραμμής 1. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (σε Ωm).

Η ίδια διαδικασία επαναλήφθηκε και στη γραμμή 2. Όπως προαναφέρθηκε, οι στόχοι που παρατηρήθηκαν στο βυθό είναι αυτοί που περιβάλλονται με μωβ πλαίσιο στις τομές της Εικόνας 4.9 (9.30-9.70m και 11.30-11.90m).

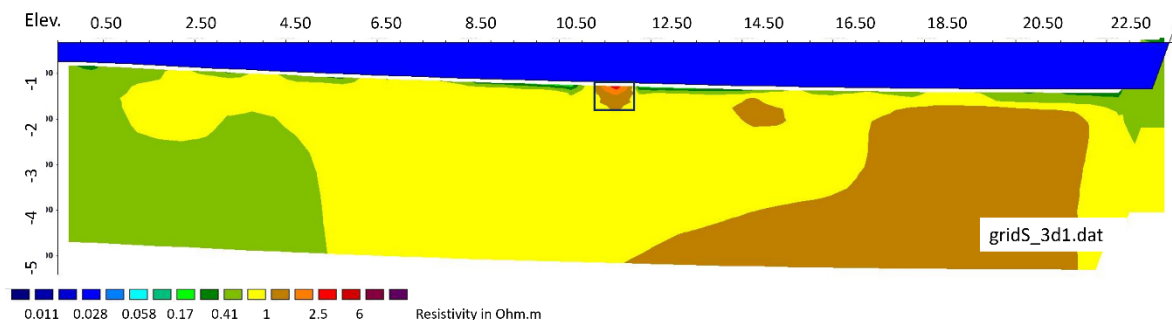


Εικόνα 4.9: Ψευδοτομές της ταχύτητας V_s MASW για την γραμμή μελέτης 2 παραγόμενες από πραγματικά δεδομένα με (a) forward και (b) reverse διάταξη πηγής. Τα μωβ πλαίσια οριοθετούν τις θέσεις των παρατηρούμενων στον πυθμένα στόχων. Η λευκή διακεκομμένη γραμμή υποδηλώνει μέγιστο βάθος διασκόπησης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στην ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (V_s).

Σε αυτή την περίπτωση, η απεικόνιση των στόχων δεν είναι τόσο ικανοποιητική, όσο με τους στόχους της γραμμής 1, ειδικότερα στη reverse διάταξη της πηγής. Συγκεκριμένα, ο στόχος με κέντρο τα 9.5m δεν εμφανίζεται σχεδόν καθόλου στις ψευδοτομές. Βέβαια, θα πρέπει να σημειωθεί ότι και στο πεδίο ήταν αμφιλεγόμενος ο χαρακτηρισμός της συγκεκριμένης δομής ως στόχος αρχαιολογικού ενδιαφέροντος.

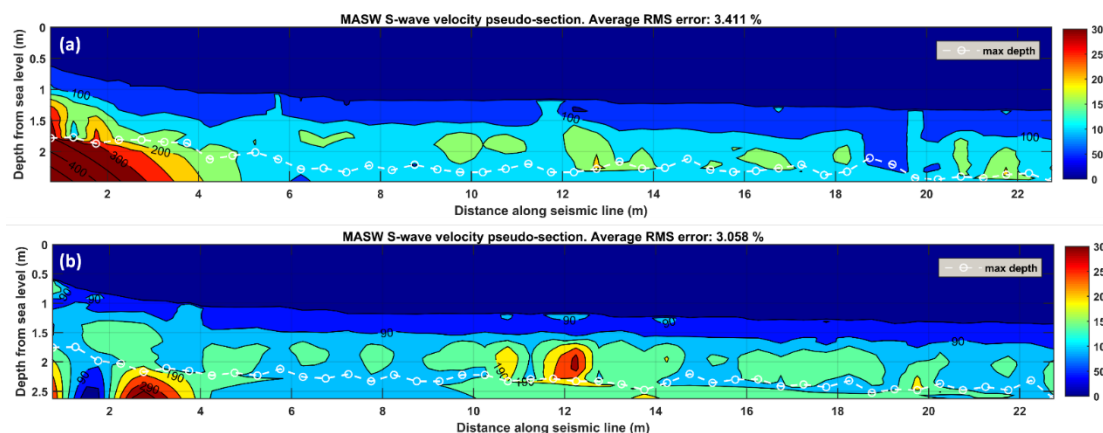
Επιπλέον, έντονες πλευρικές μεταβολές της ταχύτητας παρατηρούνται στις θέσεις 13.75-14.75m και 19.25-21m, κοντά στην επιφάνεια του πυθμένα. Με βάση την θέση τους θα

έπρεπε να αποτελούν στόχοι οπτικά φανεροί πάνω στον πυθμένα. Ενδέχεται, όμως, να είναι θαμμένοι σε πολύ μικρό βάθος.



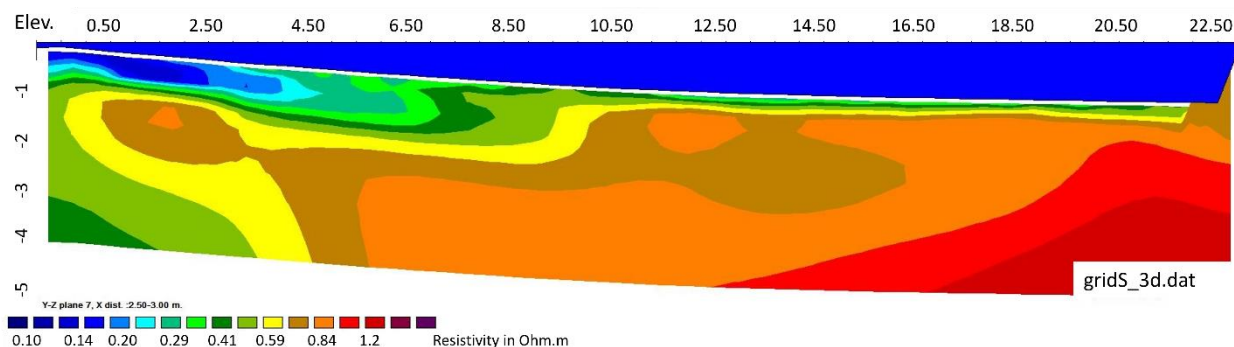
Εικόνα 4.10: Γεωηλεκτρική τομή κατά μήκος της γραμμής 2. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (σε Ωm).

Η Εικόνα 4.10 αποτελεί την αντίστοιχη τομή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης της γραμμής 2. Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, ο στόχος στα 11.30-11.90m εμφανίζεται χαρακτηριστικά με υψηλότερες τιμές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης. Από αυτή την γεωηλεκτρική τομή επίσης, επιβεβαιώνεται η εκδοχή της μη ύπαρξης στόχου ενδιαφέροντος στα 9.5m απόσταση. Αντίθετα, εμφανίζεται μια δομή υψηλότερων τιμών αντιστάσεων σε μήκος 14.5-15.5m και ελαφρώς βυθισμένη κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας (γαλάζιο χρώμα), όπως παρατηρήθηκε και στην ψευδοτομή των S κυμάτων.



Εικόνα 4.11: Ψευδοτομές της ταχύτητας Vs MASW για την γραμμή μελέτης 3 παραγόμενες από πραγματικά δεδομένα με (a) forward και (b) reverse διάταξη πηγής. Τα μωβ πλαίσια οριοθετούν τις θέσεις των παρατηρούμενων στην επιφάνεια του πυθμένα στόχων. Η λευκή διακεκομμένη γραμμή υποδηλώνει μέγιστο βάθος διασκόπησης. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στην ταχύτητα των εγκάρσιων σεισμικών κυμάτων (Vs).

Τέλος, οι ψευδοτομές της ταχύτητας των S-κυμάτων για την γραμμή (3), όπου δεν παρατηρήθηκαν οπτικά στον πυθμένα στόχοι αρχαιολογικού ενδιαφέροντος, απεικονίζονται στην Εικόνα 4.11. Τα αποτελέσματα δείχνουν ότι κατά μήκος της εν λόγω γραμμής και με εξαίρεση την μεμονωμένη ανωμαλία υψηλών ταχυτήτων στα 12m της τομής reverse, δεν παρατηρείται κάποια δομή αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Οι σχηματισμοί μεγαλύτερης ταχύτητας Vs στην αρχή των δύο τομών δεν λαμβάνονται υπόψιν εφόσον βρίσκονται κάτω από τη γραμμή του μέγιστου βάθους διασκόπησης (λευκή διακεκομμένη γραμμή με κύκλους).



Εικόνα 4.12: Γεωηλεκτρική τομή κατά μήκος της γραμμής 3. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί σε τιμές της ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (σε Ωm).

Και στην αντίστοιχη τομή ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης (Εικόνα 4.12), παρατηρείται ότι δεν υπάρχει κάποια ιδιαίτερη δομή, η οποία θα μπορούσε να χαρακτηριστεί ως στόχος με αρχαιολογικό ενδιαφέρον. Στη συγκεκριμένη τομή απεικονίζονται θερμότερα χρώματα διότι η κλίμακα που χρησιμοποιήθηκε στην εν λόγω τομή είναι διαφορετική σε σχέση με τις υπόλοιπες τομές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης.

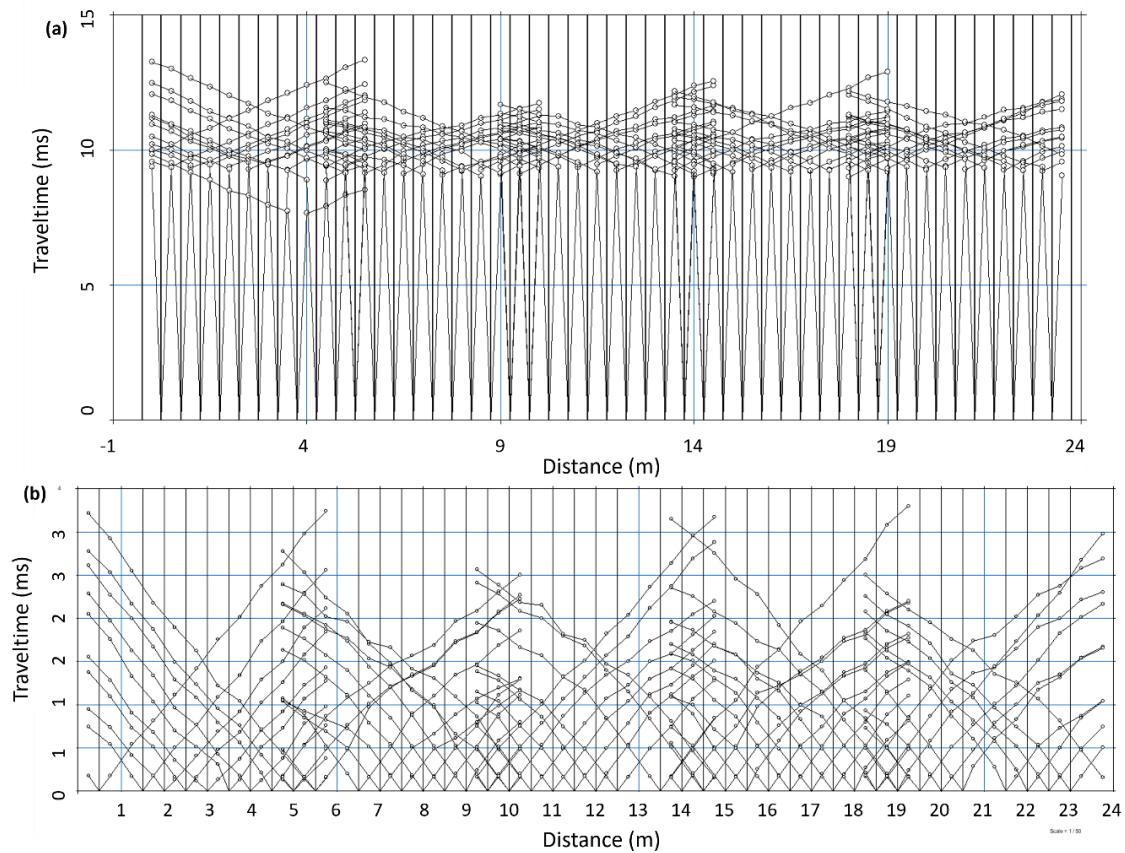
4.3.2. Αποτελέσματα γραμμής 3 (Σεισμική τομογραφία)

Παρόλο που η μέθοδος της σεισμικής διάθλασης στις γραμμές 1 και 2 παρουσίασε το πρόβλημα των χρόνων πρώτων αφίξεων, στη γραμμή 3 αντιμετωπίστηκε με την ενεργοποίηση 10ms προπορευόμενου χρόνου (pre-trigger time). Έτσι, ήταν δυνατή, με κατάλληλη προ-επεξεργασία των χρόνων πρώτων αφίξεων να πραγματοποιηθεί και η επεξεργασία με τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης. Ειδικότερα, τόσο λόγω της εισαγωγής του προπορευόμενου χρόνου, όσο και λόγω της τυχαίας καθυστέρησης ενεργοποίησης του πιεζοηλεκτρικού μηχανισμού, προέκυψαν διαφοροποιήσεις στον χρόνο άφιξης των απευθείας κυμάτων. Το πρόβλημα αυτό λύθηκε (βλ. Εικόνα 4.13a & b) αναπτύσσοντας κατάλληλους αλγόριθμους σε matlab για την στατιστική διόρθωση της χρονικής καθυστέρησης των χρόνων άφιξης των εν λόγω κυμάτων.

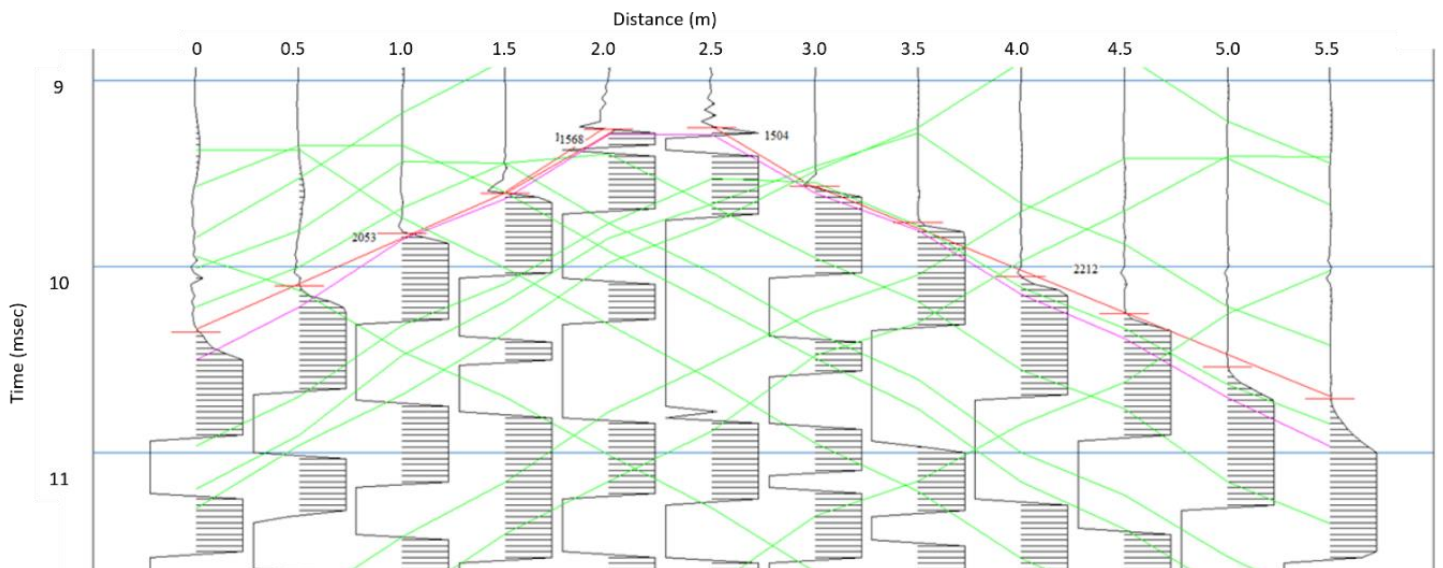
Η περιγραφή της διαδικασίας επεξεργασίας των πρώτων αφίξεων των σεισμικών δεδομένων που αποκτήθηκαν κατά μήκος της γραμμής 3 ακολουθεί ως εξής: Στο Pickwin εισάγονται τα δεδομένα σε μορφή SEG-2. Στόχος είναι ο έλεγχος της σεισμικής ταχύτητας των δεδομένων. Υπάρχει δυνατότητα βελτιστοποίησης της εμφάνισης των καταγραφών, προκειμένου να διακρίνονται πιο εύκολα οι πρώτες αφίξεις. Για τον σκοπό αυτό, χρησιμοποιούνται φίλτρα απομάκρυνσης θορύβου, ενίσχυσης του σήματος και μεγέθυνσης του ίχνους στην οριζόντια ή στην κατακόρυφη διεύθυνση.

Πριν την επιλογή των πρώτων αφίξεων στο λογισμικό Pickwin, ορίστηκε η έναρξη της καταγραφής 10ms πριν την ενεργοποίηση της σεισμικής πηγής, όπως φαίνεται και στην Εικόνα 4.14. Η κόκκινη γραμμή υποδεικνύει τα απευθείας και μετωπικά κύματα. Τα πρώτα έχουν σεισμική ταχύτητα παραπλήσια με την ταχύτητα διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο νερό της θάλασσας ($\sim 1500m/s$), ενώ τα δεύτερα έχουν μεγαλύτερη. Η διαδικασία της εισαγωγής και επεξεργασίας των καταγραφών, ολοκληρώνεται, όταν χρησιμοποιηθούν όλα τα αρχεία τα οποία αντιστοιχούν στο ίδιο ανάπτυγμα γεωφώνων (spread) της γραμμής

μελέτης (πράσινες γραμμές, Εικόνας 4.14). Ακολουθεί η αποθήκευση του αρχείου με τις πρώτες αφίξεις σε μορφή *.vs.



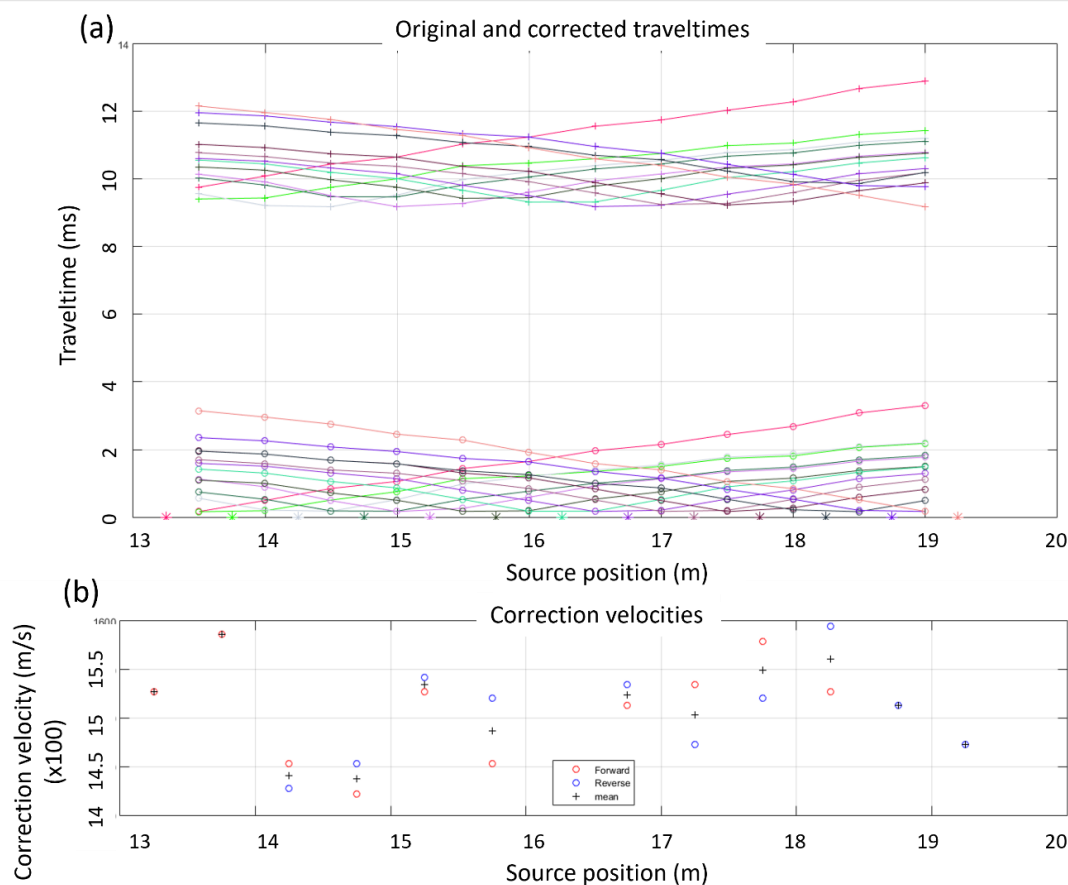
Εικόνα 4.13: (α) Δρομοχρονικό διάγραμμα των πρώτων αφίξεων για την γραμμή 3 (α) πριν και (β) μετά τη διόρθωση της χρονικής καθυστέρησης λόγω του προπορευόμενου χρόνου καταγραφής και του σφάλματος ενεργοποίησης της καταγραφής στον σεισμογράφο.



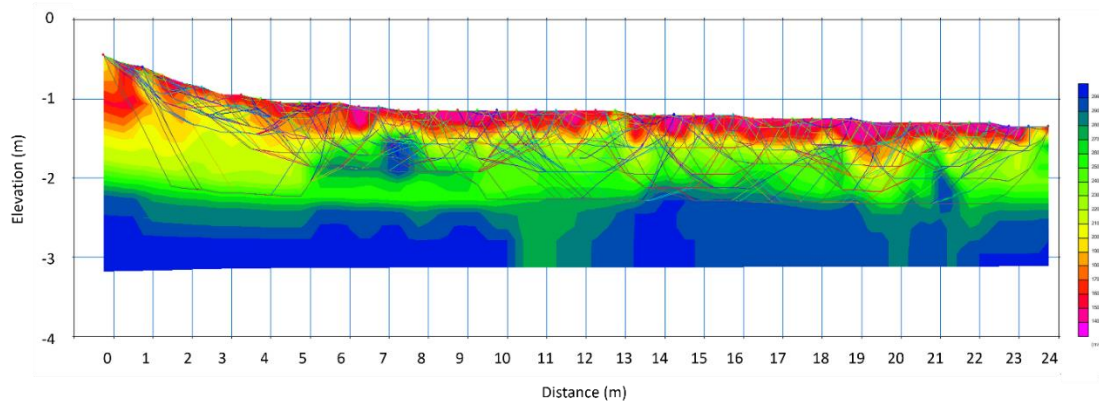
Εικόνα 4.14: Επιλογή πρώτων αφίξεων (απευθείας και μετωπικών κυμάτων) στο λογισμικό Pickwin (κόκκινη γραμμή). Οι αναγραφόμενες τιμές αντιστοιχούν στις σεισμικές ταχύτητες των απευθείας και των μετωπικών κυμάτων. Οι πράσινες γραμμές αντιστοιχούν στις πρώτες αφίξεις από άλλες πηγές του ίδιου αναπτύγματος γεωφώνων.

Στη συνέχεια, δημιουργήθηκε κώδικας στο λογισμικό Matlab, με τον οποίο διορθώνεται η καθυστέρηση (delay) και δημιουργείται αρχείο *vs corrected triggering (Εικόνα 4.13b). Με βάση αυτόν, μετατοπίζονται οι δρομοχρονικές καμπύλες στην αρχή των αξόνων, δηλαδή για $t_0=0\text{ms}$. Επιπρόσθετα, δημιουργούνται διαγράμματα τα οποία αναπαριστούν τις διορθωμένες ταχύτητες και τις κανονικές και διορθωμένες δρομοχρονικές καμπύλες (Εικόνα 4.15). Οι διορθωμένες τιμές της ταχύτητας υπολογίζονται από τον μέσο όρο των τιμών για τα απευθείας κύματα σε forward και reverse διάταξη πηγής-δεκτών του ίδιου σεισμικού αναπτύγματος. Με αυτά τα διαγράμματα είναι εφικτό να απομακρυνθούν δεδομένα πηγών, τα οποία μπορεί να επηρεάσουν τα τελικά αποτελέσματα της τομογραφίας.

Ακολουθώντας, μέσω του λογισμικού Plotrefa, πραγματοποιήθηκε η διαδικασία της αντιστροφής στους διορθωμένους χρόνους των πρώτων αφίξεων. Το αρχικό μοντέλο ορίστηκε με ένα εύρος ταχύτητας διαμήκων κυμάτων 1400-3000m/s, σύμφωνα με αυτές που προέκυψαν από την επιλογή των απευθείας και μετωπικών κυμάτων. Θα πρέπει να αναφερθεί ότι δοκιμάστηκε και αρχικό μοντέλο ομοιογενούς ημιχώρου, ωστόσο, τα αποτελέσματα δεν ήταν τόσο ικανοποιητικά, όσο στα συνθετικά δεδομένα. Οι παράμετροι της εξομάλυνσης και πλήθους των κόμβων παρέμειναν ίδιες όπως επιλέχθηκαν στα συνθετικά (0 και 8 αντίστοιχα). Το τελικό μοντέλο ξεκινάει από ελάχιστη ταχύτητα 1400m/s και φτάνει μέχρι μέγιστη 3000m/s.



Εικόνα 4.15: Διαγράμματα εξαγωγής από λογισμικό Matlab για την διόρθωση της καθυστέρησης στο 2^ο ανάπτυγμα γεωφώνων της γραμμής 3. (a) Κανονικές και διορθωμένες δρομοχρονικές καμπύλες και (b) ταχύτητα των απευθείας κυμάτων για κάθε θέση της πηγής στους δέκτες που έπονται ή προηγούνται της πηγής (forward & reverse, αντίστοιχα) μετά την διόρθωση.



Εικόνα 4.16: Τομώγραμμα για την γραμμή μελέτης 3 με τα δεδομένα όλων των πηγών. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές της σεισμικής ταχύτητας Vs.

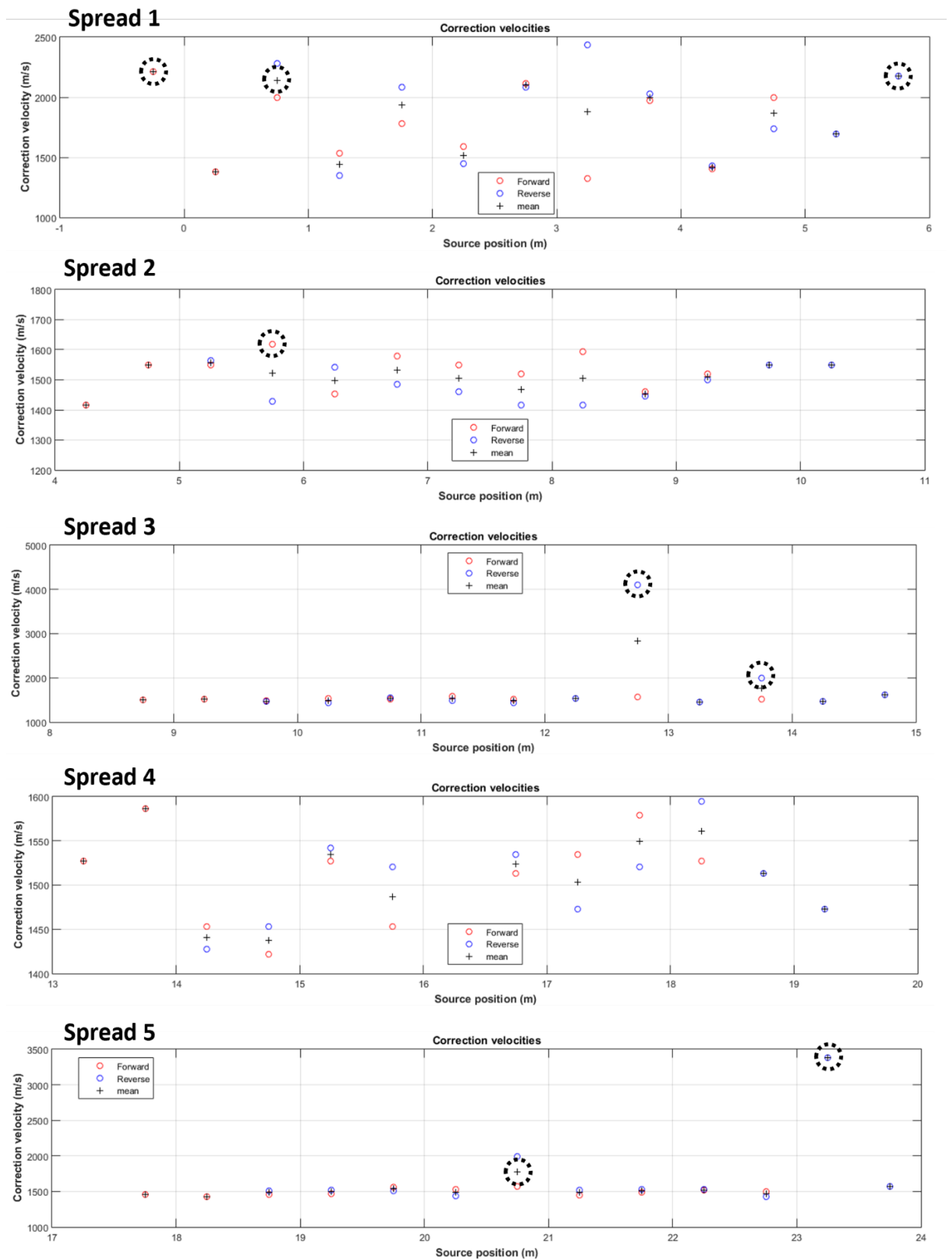
Η γραμμή 3 αποτελείται από 5 αναπτύγματα πηγών και δεκτών. Σύμφωνα, λοιπόν, με την Εικόνα 4.16, μπορεί να παρατηρηθεί η παρουσία δύο στόχων ενδιαφέροντος, ένας στα 7m και ένας στα 21m απόσταση. Είναι πιθανό, όμως, αυτές οι απότομες πλευρικές μεταβολές της σεισμικής ταχύτητας να προέκυψαν από σφάλματα κατά την διόρθωση των χρόνων διαδρομής για την καθυστέρηση της έναρξης των καταγραφών.

Για το λόγο αυτό, πραγματοποιήθηκε έλεγχος των δεδομένων, χρησιμοποιώντας το διάγραμμα της εικόνας 4.15b. Για τον έλεγχο αυτό, αφενός θεωρήθηκε ότι η ταχύτητα των απευθείας κυμάτων θα πρέπει να κυμαίνεται κοντά σε αυτή της ταχύτητας διάδοσης των σεισμικών κυμάτων στο νερό ($>1400\text{m/s}$ και $<1600\text{m/s}$) και αφετέρου, δεν θα πρέπει να παρατηρούνται απότομες (ακραίες τιμές) πλευρικές μεταβολές στην ταχύτητα των απευθείας κυμάτων. Οπότε, πραγματοποιήθηκε εκ νέου αντιστροφή στην οποία αφαιρέθηκαν δεδομένα πρώτων αφίξεων των οποίων οι ταχύτητες των απευθείας κυμάτων δεν βρίσκονταν μέσα στα αποδεκτά όρια.

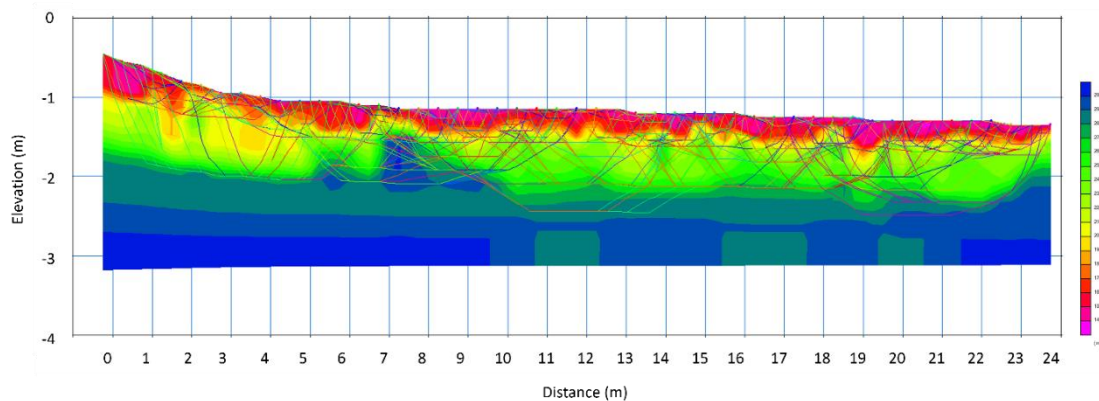
Συγκεκριμένα, από τους χρόνους πρώτων αφίξεων που αντιστοιχούν στις 65 πηγές της γραμμής 3, απομακρύνθηκαν οι 8. Αυτή η αφαίρεση αποτυπώνεται και στην Εικόνα 4.17. Στο πρώτο ανάπτυγμα (spread 1) αφαιρέθηκαν δεδομένα κυρίως ακραίων τιμών ταχύτητας ενώ στα υπόλοιπα αναπτύγματα, χρησιμοποιήθηκαν και τα 2 κριτήρια ελέγχου που προαναφέρθηκαν. Το αποτέλεσμα της αντιστροφής των δεδομένων μετά την επιλεκτική απομάκρυνση των ακραίων δεδομένων πρώτων αφίξεων, απεικονίζεται στο τομώγραμμα της Εικόνας 4.18.

Όπως μπορεί να παρατηρηθεί, η πλευρική μεταβολή της σεισμικής ταχύτητας στα 7m της γραμμής παραμένει και μετά την επιλεκτική απομάκρυνση ακραίων δεδομένων. Οπότε ενδέχεται να αποτελεί στόχο ενδιαφέροντος. Αντίθετα, η μεταβολή στα 21m δεν εμφανίζεται πλέον, άρα θεωρείται ότι αποτελεί λάθος από την διαδικασία διόρθωσης των πρώτων αφίξεων.

Με την απομάκρυνση των δεδομένων παρατηρήθηκε και βελτίωση στο RMS. Το σφάλμα του τομωγράμματος της Εικόνα 4.16 είναι 0.136106 ms , ενώ αυτό της 4.18 είναι 0.132523 ms . Αυτό αποτελεί ακόμη ένα κριτήριο για την αξιολόγηση της διαδικασίας της διόρθωσης των πρώτων αφίξεων.



Εικόνα 4.17: Επιλογή δεδομένων τα οποία ενδέχεται να επηρεάζουν τα τελικά αποτελέσματα. Φαίνονται με μαύρο κύκλο.



Εικόνα 4.18: Τομογράμμα για την γραμμή μελέτης 3 με τα δεδομένα όλων των πηγών μετά την επιλεκτική απομάκρυνση των ακραίων δεδομένων πρώτων αφίξεων. Η χρωματική κλίμακα αντιστοιχεί στις τιμές των σεισμικών ταχυτήτων V_s .

Τα αποτελέσματα του τομογράμματος της Εικόνας 4.18 με αυτά της γεωηλεκτρικής τομής της Εικόνας 4.12, όσο και με αυτά της ψευδοτομής της ταχύτητας των S-κυμάτων της Εικόνας 4.11 δεν συμβαδίζουν. Τόσο στην γεωηλεκτρική τομή όσο και στην ψευδοτομή δεν εμφανίζεται κάποιος στόχος με ιδιαίτερο ενδιαφέρον, σε αντίθεση με την έντονη πλευρική μεταβολή της ταχύτητας στα 7m απόσταση του τομογράμματος. Ενδεχομένως, η μέθοδος της τομογραφίας σεισμικής διάθλασης να χρειάζεται επιπλέον έρευνα, γνωρίζοντας ότι η γεωηλεκτρική μέθοδος σε θαλάσσιο περιβάλλον δίνει αξιόπιστα αποτελέσματα, με τα οποία συμβάδισε, στη συγκεκριμένη έρευνα, και η πολυκάναλη μέθοδος.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5 - ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Η συγκεκριμένη έρευνα επικεντρώνεται στον εντοπισμό θαμμένων στόχων σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον. Τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης, καθώς επίσης και αυτών της εφαρμογής των σεισμικών μεθόδων MASW και τομογραφίας σεισμικής διάθλασης σε πραγματικά δεδομένα, φάνηκαν αρκετά ικανοποιητικά με μεγάλες πιθανότητες ανάπτυξης στη χαρτογράφηση αρχαιολογικών δομών σε παρόμοιο περιβάλλον μελέτης.

Αρχικά, η προσέγγιση της σεισμικής μοντελοποίησης συνέβαλε στην οριοθέτηση των βέλτιστων παραμέτρων σχεδίασης των πειραμάτων και επεξεργασίας των δεδομένων, τόσο στη μέθοδο της τομογραφίας σεισμικής διάθλασης, όσο και στη MASW.

Συγκεκριμένα, στη μέθοδο της σεισμικής διάθλασης, η επιλογή ενός ομοιογενούς ημιχώρου ως αρχικό μοντέλο ($V_p=2000$ m/s) και η χρήση περιορισμένου, σχετικά στενού εύρους σεισμικής ταχύτητας ($V_p=1500-2500$ m/s) παρείχε τα καλύτερα τομογράμματα από άποψη απεικόνισης των βυθισμένων στόχων. Δοκιμάστηκαν ισαποστάσεις δεκτών 0.5 και 0.25 m. Ενώ η απόσταση δεκτών 0.25m παρείχε ακριβέστερη εκτίμηση της σεισμικής ταχύτητας, η ισαπόσταση 0.5m, η οποία είναι πιο ρεαλιστική παράμετρος για τη συλλογή των πραγματικών δεδομένων στο πεδίο, έδωσε αποδεκτά αποτελέσματα σχετικά με τη θέση των στόχων. Επιπλέον, η προσπάθεια απεικόνισης θαμμένων στόχων σε μικρό βάθος μέσα στα θαλάσσια ιζήματα, χρησιμοποιώντας μόνο τη μέθοδο της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης και παρόμοιες παραμέτρους, δεν απέδωσε τα επιθυμητά αποτελέσματα. Ειδικότερα, δεν ήταν δυνατή η χαρτογράφηση της θέσης και του μεγέθους των στόχων.

Κατά την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων με την μέθοδο MASW, δοκιμάστηκε η διάταξη της κύλισης πηγής και δεκτών (roll along) με διαφορετικά μήκη αναπτυγμάτων των δεκτών (1.5, 3.5 & 5.5m), τόσο με την πηγή να έπεται (forward), όσο και να προηγείται (reverse) σε σχέση με τους δέκτες. Το ανάπτυγμα με το μικρότερο μήκος (1.5m, 7 δέκτες σε ισαπόσταση 0.25m) έδωσε τα καλύτερα αποτελέσματα ως προς τον εντοπισμό της θέσης των στόχων σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον. Για μεγαλύτερα μήκη αναπτύγματος των δεκτών, τα αποτελέσματα θεωρήθηκαν ανεπαρκή για την οριοθέτηση των θαμμένων στόχων. Μελετώντας τα αποτελέσματα των ψευδοτομών που προέκυψαν από τη μέθοδο MASW, παρατηρήθηκαν ανωμαλίες υψηλής ταχύτητας με μορφή «διπλών» στις θέσεις των στόχων, οι οποίες συσχετίστηκαν με τη θέση των πηγών (forward ή reverse) σε σχέση με το ανάπτυγμα των δεκτών.

Λαμβάνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω, η δημιουργία και επεξεργασία συνθετικών δεδομένων παρέχει ένα βήμα πιο κοντά στη χρήση σεισμικών μεθόδων σε ρηχό θαλάσσιο περιβάλλον, για την απεικόνιση στόχων αρχαιολογικού ενδιαφέροντος. Τα αποτελέσματα της μοντελοποίησης επαληθεύτηκαν κατά το επόμενο δύσκολο βήμα, που ήταν η εφαρμογή και η αντίστοιχη επεξεργασία δεδομένων σε μια μελέτη περίπτωσης με οπτικά παρατηρούμενος στόχους σε ρηχό υδάτινο περιβάλλον.

Στο πεδίο συλλέχθηκαν δεδομένα από 3 γραμμές ενδιαφέροντος. Σχετικά με την εφαρμοσιμότητα της μεθόδου τομογραφίας σεισμικής διάθλασης στο πεδίο, είναι πολύ σημαντική η επίλυση της τεχνικής δυσκολίας απόκτησης πραγματικών δεδομένων χωρίς καθυστερήσεις στην έναρξη της καταγραφής (δηλ. ακριβές triggering). Στη συγκεκριμένη

μεταπτυχιακή διατριβή η λύση στο πρόβλημα αυτό αποτέλεσε η χρήση προπορευόμενου χρόνου της έναρξης της καταγραφής (pre-trigger time) κατά 10ms και η κατάλληλη διόρθωση των χρόνων πρώτων αφίξεων για τις καθυστερήσεις που οφείλονται, τόσο στην έναρξη της καταγραφής, όσο και στον προκαθορισμένο προπορευόμενο χρόνο (10ms). Η εν λόγω διόρθωση πραγματοποιήθηκε με αλγόριθμους σε Matlab, οι οποίοι αναπτύχθηκαν στο πλαίσιο της εργασίας αυτής.

Το τομόγραμμα των πραγματικών δεδομένων από την γραμμή 3 της περιοχής μελέτης παράχθηκε με τη χρήση ενός αρχικού μοντέλου, όχι ομοιογενούς ημιχώρου όπως υποδείχθηκε από την επεξεργασία των συνθετικών δεδομένων, αλλά με διαβαθμισμένη ως προς το βάθος ταχύτητα (1400-3000 m/s). Επίσης, πραγματοποιήθηκε έλεγχος της διόρθωσης των χρόνων των πρώτων αφίξεων, έτσι ώστε να διασφαλιστεί ότι δεν θα προκύψουν τεχνητές πλευρικές ανωμαλίες (οι οποίες θα μπορούσαν εσφαλμένα να αποδοθούν σε θαμμένους στόχους). Χρησιμοποιώντας, λοιπόν, τον κώδικα που αναφέρθηκε προηγουμένως και κατά τον έλεγχο της διόρθωσης των πρώτων αφίξεων, αφαιρέθηκαν 8 πηγές, για τις οποίες θεωρήθηκε ότι η διόρθωση πιθανόν να οδηγούσε σε τεχνητές πλευρικές ανωμαλίες ταχύτητας. Αποτέλεσμα αυτού ήταν να υπάρξει ένα τελικό τομόγραμμα το οποίο ήταν απαλλαγμένο από ψευδείς ανωμαλίες υψηλής ταχύτητας που οφείλονταν στη διόρθωση των χρόνων πρώτων αφίξεων.

Όσον αφορά στην εφαρμογή της μεθόδου MASW στα πραγματικά δεδομένα, η συστοιχία υδροφώνων που χρησιμοποιήθηκε κατά την επεξεργασία των δεδομένων αποτελείται από 4 δέκτες (με ισαπόσταση 0.5m) που αντιστοιχεί σε μήκος αναπτύγματος 1.5m. Από τις ψευδοτομές που παράχθηκαν για τις γραμμές μελέτης 1 και 2, απεικονίζονται οι θέσεις των στόχων, των οποίων εμφανίσεις παρατηρήθηκαν στην επιφάνεια του πυθμένα. Ιδιαίτερα στην γραμμή μελέτης 2, η forward διάταξη πηγής έδωσε πιο ικανοποιητικά αποτελέσματα. Μεγαλύτερες τιμές σεισμικής ταχύτητας Vs (250-300m/s), εμφανίζονται (εκτός από τις θέσεις των παρατηρούμενων στόχων) και σε άλλα σημεία των ψευδοτομών, οι οποίες ενδέχεται να προέρχονται από ρηχά θαμμένους στόχους κάτω από τον πυθμένα της θάλασσας. Η ύπαρξη των θαμμένων στα ιζήματα τοίχων επιβεβαιώνεται και από τομές ειδικής ηλεκτρικής αντίστασης που πραγματοποιήθηκαν κατά μήκος των ίδιων γραμμών μελέτης. Η παρουσία των ανωμαλιών μεγαλύτερης σεισμικής ταχύτητας με μορφή «διπόλων» στις θέσεις των στόχων επιβεβαιώθηκε και στα πραγματικά δεδομένα.

Με βάση όλα τα παραπάνω, αυτό που μπορεί να προταθεί για την βελτίωση και εξέλιξη της συγκεκριμένης έρευνας είναι να βρεθούν με τη χρήση συνθετικών δεδομένων, τόσο πρώτων αφίξεων για την εφαρμογή της σεισμικής τομογραφίας διάθλασης, όσο και πλήρους κυματομορφής για την εφαρμογή της μεθόδου MASW, οι κατάλληλες παράμετροι, οι οποίες θα βοηθήσουν στην απεικόνιση των θαμμένων αρχαιολογικών στόχων κάτω από την επιφάνεια του πυθμένα. Η μελέτη αυτή, θα βοηθήσει την εφαρμογή της αντίστοιχης έρευνας σε πραγματικές συνθήκες. Επίσης, είναι σημαντική η επίλυση του προβλήματος ακριβούς έναρξης των καταγραφών στο πεδίο για να είναι εφικτή η εφαρμογή της μεθόδου σεισμικής τομογραφίας διάθλασης, χωρίς να απαιτούνται οι διορθώσεις (και ο αντίστοιχος έλεγχος) για την καθυστέρηση των χρόνων πρώτων αφίξεων. Η χρήση προπορευόμενου χρόνου έναρξης της καταγραφής (pre-trigger time) αποτελεί μια προσωρινή λύση, η οποία όμως θα πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή και να ελέγχεται διότι μπορεί να εισάγει τεχνητές ανωμαλίες

ταχύτητας (οι οποίες μπορεί να αποδοθούν σε θαμμένους στόχους) στα τελικά αποτελέσματα. Επίσης, η εν λόγω διόρθωση είναι μια πιο χρονοβόρα διαδικασία, σε σχέση με μια διαδικασία απόκτησης δεδομένων χωρίς καθυστερήσεις στην έναρξη των καταγραφών στο πεδίο.

Βιβλιογραφία

- Aki K., and Richards P. G. (1980), "Quantitative Seismology", Freeman and Co., New York.
- Alarcon H., Galaz B., and Espindola D. (2023). Experimental observations of Scholte waves propagating in an incompressible soft solid, *Journal of Sound and Vibration*, Vol. 568, pp. 1-10.
- Arcone S., Finnegan D., Boitnott G (2010). GPR characterization of a lacustrine UXO site, *Geophysics* 2010, pp. 221–239.
- Bačić M., Librić L., Kaćunić D. J., and Kovačević M. S. (2020). The Usefulness of Seismic Surveys for Geotechnical Engineering in Karst: Some Practical Examples, *Geosciences*, Vol. 10, pp. 1-17.
- Bishop I., and Styles, P. (1990). Seismic tomographic imaging of a buried concrete target, *Geoph. Prosp.*, Vol. 38, pp. 169-188.
- Cerveney V., and Ravidra R. (1971). "Theory of seismic head waves", Toronto: University of Toronto Press.
- Chen Q., Zhang S., Chang S., Liu B., Liu J., Long J. (2019). Geophysical Interpretation of a Subsurface Landslide in the Southern Qinshui Basin, *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, Vol. 24, pp. 433-449.
- Clayton R., and Engquist B. (1977). Absorbing Boundary Conditions for Acoustic and Elastic Wave Equations, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 67, pp. 1529 –40.
- Fediuk A., Wilken D., Wunderlich T., Rabbel W., Seeliger M., Laufer E., and Pirson F. (2019). Marine seismic investigation of the ancient Kane harbour bay, Turkey, *Quaternary International* Vol. 511, pp. 43–50.
- Flores-Mendez E., Carbajal-Romero M., Flores-Guzman N., Sanchez-Martinez R., Rodriguez-Castellanos A. (2011). Rayleigh's, Stoneley's, and Scholte's Interface Waves in Elastic Models Using a Boundary Element Method, *Journal of Applied Mathematics*, Vol. 2012, pp. 1-15.
- Haskell N.A. (1953). The dispersion of surface waves in multi-layered media, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 43, p. 17 – 34.
- Hearn D.J., and Krebes E.S. (1990). On computing ray-synthetic seismograms for anelastic media using complex rays, *Geophysics*, Vol. 55, pp. 422-432.
- Jol H.M., and Albrecht A. (2004). Searching for submerged lumber with ground penetrating radar: Rib Lake, Wisconsin, USA, In *Proceedings of the Tenth International Conference on Grounds Penetrating Radar*, Delft, The Netherlands, pp. 601–604.
- Kanasewich E.R. (1999). AOSTRA Seismic Imaging of In Situ Reservoirs and the Properties of Porous Media, AOSTRA TECHNICAL PUBLICATION SERIES No. 15, pp. 781.

Krebes E. S., and Slawinski M.A. (1991). On raytracing in an elastic-anelastic medium, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 81, pp. 667-686.

Larsen S., and Schultz C.A. (1995). ELAS3D: 2D/3D elastic finite difference wave propagation code Technical Report No. UCR L MA 121792, 19 pp.

Lines L. (1991). Applications of tomography to borehole and reflection seismology. *The Leading Edge of exploration*, Vol. 10, pp. 1-68.

Liu Y., and Sen M. (2009). Advanced finite-difference methods for seismic modeling, *GEOHORIZONS*, 14, 5-16.

MacCormack R. and Paullay A. (1972). Computational efficiency achieved by time splitting of finite difference operators, 10th Aerospace Sciences Meeting.

Markasioti P. B., Kritikakis G., Vafidis A., and Papadopoulos N. (2023). Seismic refraction tomography and multichannel analysis of surface waves for imaging offshore Cultural Heritage in very shallow water: Results from a synthetic study and real data, 2023 IMEKO TC-4 International Conference on Metrology for Archaeology and Cultural Heritage Rome, Italy.

Missiaen T. (2010). The potential of seismic imaging in marine archaeological site investigations, *Relicta*, Vol. 6, pp. 219-236.

Missiaen T., Evangelinos D., Claerhout C., Clercq M. D., and Pieters M. (2017). Archaeological prospection of the nearshore and intertidal area using ultra-high resolution marine acoustic techniques: results from a test study on the Belgian coast at Ostend-Raversijde. *Geoarchaeology*, Vol. 33, pp. 386–400.

Müller C., Woelz S., Ersoy Y., Boyce J., Jokisch T., Wendt G., and Rabbel W. (2009). Ultra-high-resolution marine 2D–3D seismic investigation of the Liman Tepe/Karantina Island archaeological site (Urla/Turkey), *Journal of Applied Geophysics*, Vol. 68, pp. 124–134.

O’Leary M.J., Paumard V., and Ward I. (2020). Exploring Sea Country through high-resolution 3D seismic imaging of Australia’s NW shelf: Resolving early coastal landscapes and preservation of underwater cultural heritage, *Quaternary Science Reviews*, Vol. 239, pp. 1-10.

Passaro S. (2010). Marine electrical resistivity tomography for shipwreck detection in very shallow water: A case study from Agropoli (Salerno, Southern Italy), *J. Archaeol. Sci.*, Vol. 37, pp. 1989–1998.

Petersson N.A., and Sjogreen B. (2016). Simulating seismic wave propagation with SW4, Computational Infrastructure for Geodynamics, CIG Tutorial, Lawrence Livermore National Laboratory, Livermore, USA.

Plets M.K.R., Dix J.K., Adams J.R., Bull J.M., Henstock T.J., Gutowski M., and Best A.I. (2008). The use of a high-resolution 3D Chirp sub-bottom profiler for the reconstruction of the shallow water archaeological site of the Grace Dieu (1439), River Hamble, UK, *Journal of Archaeological Science*, Vol. 36, pp. 408-418.

Ruffell A., Pringleb J.K., Cassellac J.P., Morgand R.M., Fergusone M., Heatonb V.G., Hopef C., and McKinleya J.M. (2017). The use of geoscience methods for aquatic forensic searches, *Earth-Science Reviews*, Vol. 171, pp. 323–337.

Rusch K., Köhn D., Stümpel H., Gauß W., and Rabbel W. (2022). Prehistoric chamber tombs or geological pitfall? A multimethod case study from Ancient Aigeira with a focus on seismic full-waveform inversion, *Archaeological Prospection*, Vol. 29, pp. 45–68.

Schwardt M., Wilken D., and Rabbel W. (2021). Attenuation of Seismic Multiples in Very Shallow Water: An Application in Archaeological Prospection Using Data Driven Approaches, *Remote Sens.*, Vol. 13, pp. 1-32.

Sheriff E. R., and Geldart, P. L. (1995). *Exploration Seismology*, (Second Edition), Cambridge University Press.

Sjogreen B., and Petersson N. A. (2012). A fourth order accurate finite difference scheme for the elastic wave equation in second order formulation, *J. Sci. Comput*, Vol. 52, pp. 17-48.

Thomson W. T. (1950). Transmission of elastic waves through a stratified solid, *Journal of Applied Physics*, Vol. 21, p. 89 – 93.

Simyrdanis K., Papadopoulos N. Cantoro G. (2016). Shallow off-Shore archaeological prospection with 3-D electrical resistivity tomography: The case of Olous (Modern Elounda), Greece. *Remote Sens.*, Vol. 8, pp. 1-15.

Vafidis A., Dai N., and Kanasewich E.R. (1993). Wave propagation in viscoacoustic heterogeneous media: A velocity-pressure finite difference method, *Can. Journal of Exploration Geophysicists*, Vol. 29, No. 2, pp. 402 – 410.

Vafidis A., Manakou M., Kritikakis G., Voganatsis D., A. Sarris, Kalpaxis Th. (2003). Mapping the ancient port at the archaeological site of Itanos (Greece) using shallow seismic methods, *Archaeological Prospection*, 10, pp. 163-173.

Wilken D., Wunderlich T., Hollmann H., Schwardt M., Rabbel W., Mohr C., Schulte-Kortnack D., Nakoinz O., Enzmann J., Jürgens F., Wilkes F. (2019). Imaging a medieval shipwreck with the new PingPong 3D marine reflection seismic system, Vol. 26, pp. 211-223.

Xayavong V., Minh V. D., Singsoupho S., Duong N. A., Prasad K.N.D., Tuan V. M., Chung D. A. (2023). Combination of 2D-Electrical Resistivity Imaging and Seismic Refraction Tomography methods for groundwater potential assessments: A case study of Khammouane Province, Laos, *Vietnam Journal of Earth Sciences*, Vol. 45, pp 238-250

Βαφείδης Α. (2023). Σεισμικές Μέθοδοι, Θεωρία και Τεχνικές στην εξερεύνηση του υπεδάφους, *Ακαδημαϊκές Εκδόσεις Κάλλιππος*, σελ. 253.

Κρητικάκης Γ. (2010). Επιφανειακά κύματα: Εφαρμογές σε Περιβαλλοντικά και Γεωτεχνικά προβλήματα, *Διαδακτορική Διατριβή, Πολυτεχνείο Κρήτης*, σελ. 340.

Τσελέντης Α., Παρασκευόπουλος Π., 2013. Εφαρμοσμένη Γεωφυσική, Εκδ. Liberal Books, Αθήνα, σελ. 595.

Πηγές από διαδίκτυο:

Αρχαία-Βυζαντινά και Νεότερα Μνημεία της Ιεράπετρας, Β' Διεθνής Επιστημονική Συνάντηση 2019, Σύλλογος Ανάδειξης Αρχαιοτήτων-Ιστορίας & Πολιτισμού Ιεράπετρας «ΙΕΡΑΠΥΤΝΑ». Διαθέσιμο στο δικτυακό τόπο: <https://www.ancientportsantiques.com/wp-content/uploads/Documents/PLACES/Crete-Cyprus/Ierapetra-Theodoulou2019.pdf>

Τομέας Γεωφυσικής Α.Π.Θ., Εισαγωγή στη Σεισμολογία, Μάθημα 5^ο: Σεισμικά Κύματα και Διάδοση Αυτών στο Εσωτερικό της Γης. Διαθέσιμο στο δικτυακό τόπο: http://www.geo.auth.gr/211/pdf/Mathima_5_Seismika%20kymata.pdf

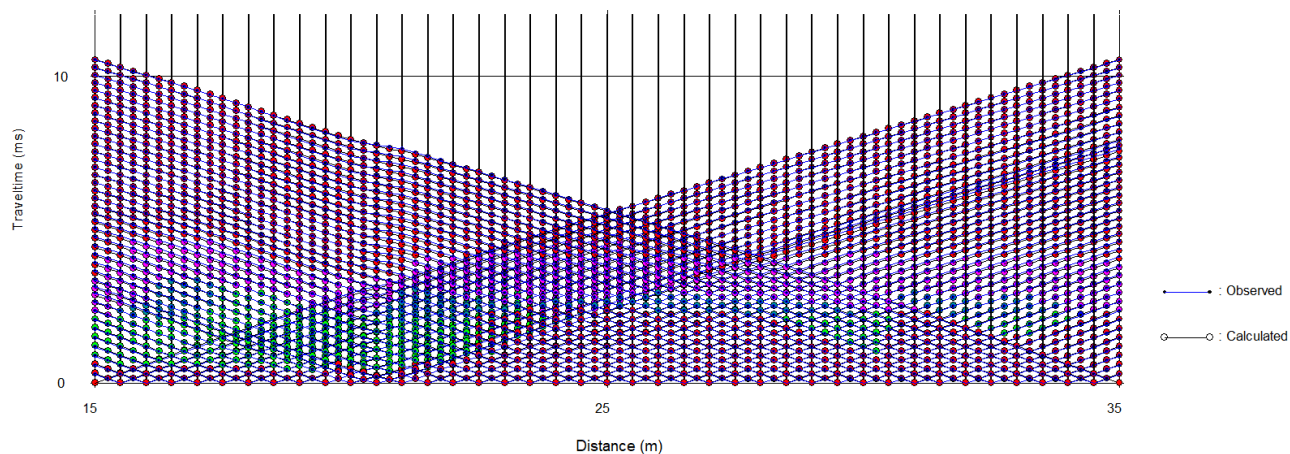
Geol 455/655-Lab 2, Courant Condition. Διαθέσιμο στο δικτυακό τόπο: http://Finite_Difference/Courant_Condition.html.

Geol 455/655-Lab 3, Grid Dispersion. Διαθέσιμο στο δικτυακό τόπο: http://Finite_Difference/Grid_Dispersion.html.

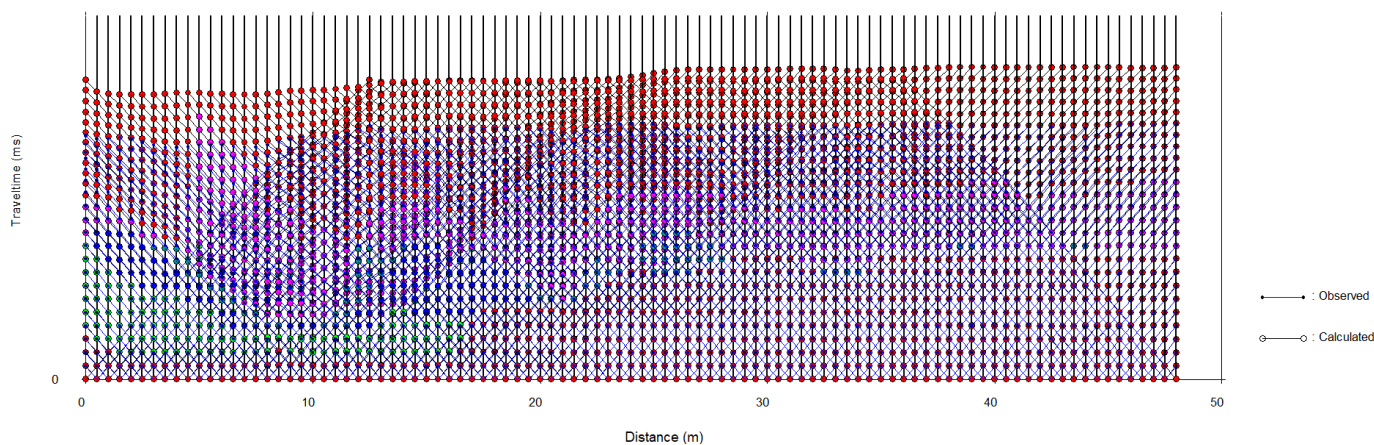
Multichannel Analysis of Surface Waves (MASW), Operated by Parl Seismic LLC. Διαθέσιμο στο δικτυακό τόπο: <https://www.masw.com/WhatIsMASW.html>

Παράρτημα 1

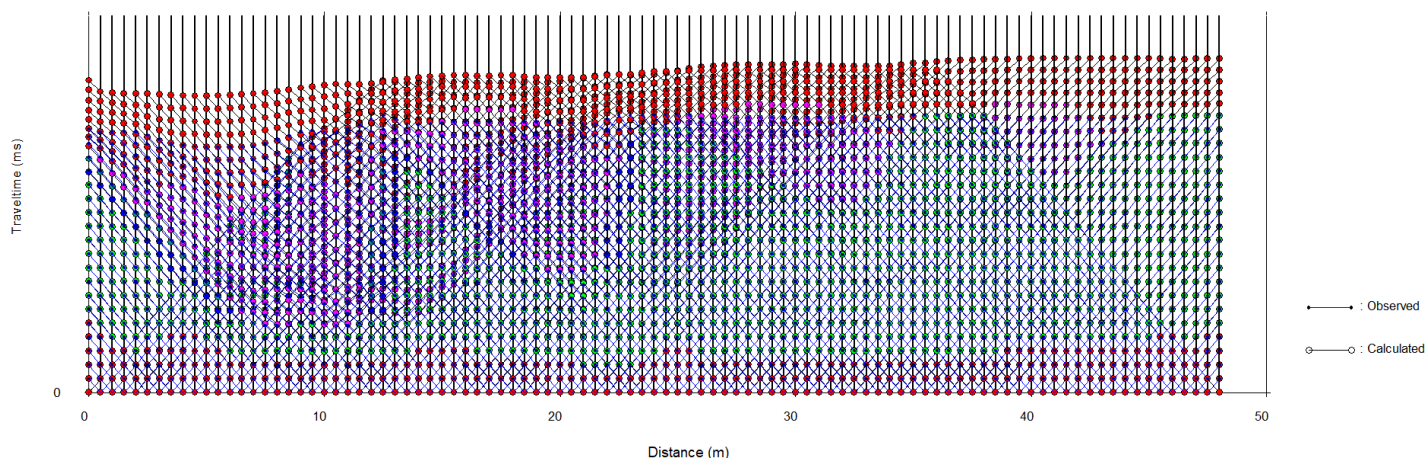
Δρομοχρονικές καμπύλες



Δοκιμή II-P – Δρομοχρονική καμπύλη για μοντέλο με ένα στόχο και δύο στρώματα. Χρησιμοποιήθηκε εύρος offset 0-10m, με ισαπόσταση δεκτών 0.25m, ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.



Δοκιμή III-A - Δρομοχρονική καμπύλη για μοντέλο δύο στρωμάτων και όλους τους στόχους. Ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Ομοιογενές αρχικό μοντέλο (2000 m/s), εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.



Δοκιμή IV-A - Δρομοχρονική καμπύλη για μοντέλο δύο στρωμάτων και όλους τους στόχους ύψους 1m, βυθισμένους. Ισαπόσταση δεκτών 0.5 m, εύρος offset 0-10. Εύρος ταχυτήτων αρχικού μοντέλου 1500-2500 m/s, εύρος αποδεκτών ταχυτήτων 1500-2500m/s, βάρος εξομάλυνσης 0.8 στην οριζόντια (H) και κατακόρυφη (V) διεύθυνση.

Παράρτημα 2

Παράδειγμα καταχωρήσεων δεδομένων εισόδου
στο E3D


```

# This is an e3d input file for modell
#
# First we set up a grid with a spacing dh=0.02m or 0.00002km
# (resulting to ->40 points/minwavelength -> Vsmin/2.5/freq)
# over a domain (X x Z) 60m x 10m or 0.06km x 0.01km
# It will run from time t=0 to t=0.2 s with dt<0.606*dh/Vpmax=0.0000045s
# that fulfills the Courant criterion dt<factor*dt/Vmax where factor
# is 0.606 for 2D and 0.494 for 3D simulations
#
# The material properties are given by the
# block and medium commands.
#
# The solution is recorded at different locations equally spaced
# at 0.25m and saved in different sac-files
# A compressional point source with Ricker wavelet is used with
# central frequency 100Hz
grid x=0.06 z=0.01 dh=0.00002 active=1 b=3 q=1

time t=44445 dt=0.0000045

## use a compressional point source with Ricker wavelet is used with
## central frequency 100Hz. amp is in dyn/cm (=0.01 N/m)
source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.0060 z=0.001 t0=0.01
#source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.0065 z=0.001 t0=0.01
#source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.0070 z=0.001 t0=0.01
[...]
#source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.0535 z=0.001 t0=0.01
#source type=1 amp=1.e25 freq=100.0 x=0.0540 z=0.001 t0=0.01

## first define the material properties of half-space
block p=2.00 s=0.54 r=2.0 Q=100 Qf=100

## define the absorbing bauntaries by inserting Q values at the edges
block p=2.00 s=0.54 r=2.0 Q=5 Qf=100 z1=0.005
block p=2.00 s=0.54 r=2.0 Q=5 Qf=100 x2=0.005
block p=2.00 s=0.54 r=2.0 Q=5 Qf=100 x1=0.055

## then define the 2nd layer
block p=1.70 s=0.2 r=1.6 z2=0.002

## define the absorbing bauntaries by inserting Q values at the edges
block p=1.70 s=0.2 r=1.6 z2=0.002 Q=5 Qf=100 x2=0.005
block p=1.70 s=0.2 r=1.6 z2=0.002 Q=5 Qf=100 x1=0.055

## then define the 1st (sea) layer (overlap the 2nd layer)
## using the medium command (only for 2D models)
block p=1.50 s=0.00 rho=1.0 z2=0.001
## define the absorbing bauntaries by inserting Q values at the edges
block p=1.50 s=0.00 rho=1.0 z2=0.001 Q=5 Qf=50 x2=0.005
block p=1.50 s=0.00 rho=1.0 z2=0.001 Q=5 Qf=50 x1=0.055

## then define the masonry (overlap the 2nd layer)
block p=2.50 s=0.5 r=2.1 x1=0.014 x2=0.016 z1=0.001 z2=0.002
block p=2.50 s=0.5 r=2.1 x1=0.017 x2=0.019 z1=0.001 z2=0.002
block p=2.50 s=0.5 r=2.1 x1=0.028 x2=0.029 z1=0.001 z2=0.002
block p=2.50 s=0.5 r=2.1 x1=0.041 x2=0.0415 z1=0.001 z2=0.002

# Output (run time visualization), trace files (sac format)
visual movie=10 scale=0.5
sac x=0.00600 z=0.001 file="r00.00"
sac x=0.00625 z=0.001 file="r00.25"
sac x=0.00650 z=0.001 file="r00.50"
sac x=0.00675 z=0.001 file="r00.75"
sac x=0.00700 z=0.001 file="r01.00"
[...]
#sac x=0.05300 z=0.001 file="r47.00"
#sac x=0.05325 z=0.001 file="r47.25"
#sac x=0.05350 z=0.001 file="r47.50"
#sac x=0.05375 z=0.001 file="r47.75"
#sac x=0.05400 z=0.001 file="r48.00"

```